

HIDROGEOLOGÍA APLICADA CON ASPECTOS AMBIENTALES



Constantino de Miguel Fernández

HIDROGEOLOGÍA APLICADA CON ASPECTOS AMBIENTALES

HIDROGEOLOGÍA APLICADA CON ASPECTOS AMBIENTALES

AUTOR: Dr. Constantino de Miguel Fernández



*Editorial Digital Universitaria Moa
Ave. sin número. Las Coloradas,
Moa, Holguín, Cuba.*

Página legal

Título de la obra. Hidrogeología aplicada con aspectos ambientales
384 pág.

Editorial Digital Universitaria de Moa, año 2012 -- ISBN – 978-959-16-139-5-0

1. Autor: De Miguel-Fernández Constantino
2. Institución: Instituto Superior Minero Metalúrgico “Dr. Antonio Núñez Jiménez”

Digitalización: Niurbis La Ó Lobaina
Corrección: Yelenny Molina Jiménez
Diseño: Wilkie Villalón Sánchez



Institución del autor: ISMM “Dr. Antonio Núñez Jiménez”
Editorial Digital Universitaria de Moa, año 2012

La Editorial Digital Universitaria de Moa publica bajo licencia Creative Commons de tipo Reconocimiento No Comercial Sin Obra Derivada, se permite su copia y distribución por cualquier medio siempre que mantenga el reconocimiento de sus autores, no haga uso comercial de las obras y no realice ninguna modificación de ellas.

La licencia completa puede consultarse en:
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/2.5/ar/legalcode>

Editorial Digital Universitaria Moa
Instituto Superior Minero Metalúrgico
Las Coloradas s/n, Moa 83329, Holguín
Cuba
e-mail: edum@ismm.edu.cu
Sitio Web: <http://www.ismm.edu.cu/edum>



Editorial Digital Universitaria Moa

PREFACIO	I
INTRODUCCIÓN	1
Capítulo 1 ASPECTOS GENERALES	2
1.1 Conceptos fundamentales	2
1.2 Ciclo hidrológico en la naturaleza	4
1.2.1 Cálculos hidrológicos aplicados en la Hidrogeología	11
1.3 Breve introducción a la Paleohidrogeología	14
1.4 Principales estructuras hidrogeológicas	18
Capítulo 2 PROPIEDADES FÍSICAS Y ACUÍFERAS DE LAS ROCAS	22
2.1 Composición granulométrica	22
2.2 Porosidad y agrietamiento	24
2.3 Permeabilidad	26
2.4 Piezoconductividad y conductividad de nivel	29
2.5 Capacidad acuífera y entrega de agua	30
2.6 Humedad de las rocas	34
2.7 Capilaridad	35
Capítulo 3 PROPIEDADES FÍSICAS, QUIMISMO Y CONTAMINACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	38
3.1 Propiedades físicas	38
3.2 Factores naturales y artificiales de formación de la composición química de las aguas subterráneas	40
3.3 Composición química de las aguas subterráneas	43
3.4 Contaminación de acuíferos	46
3.4.1 Contaminación por hidrocarburos	53
3.4.2 Contaminación por nitratos (NO ₃) y nitritos (NO ₂)	57
3.5 Tipos de análisis químicos de las aguas	66
3.5.1 Formas más usuales para la representación de los resultados de los análisis químicos de las aguas	67
3.6 Clasificación de las aguas por su composición química	69
3.7 Clasificación de las aguas por su posible utilización en la agricultura	82
3.8 Agresividad de las aguas	88
3.9 Representación gráfica de la composición química de las aguas	89
3.10 Clasificación de las aguas por su composición bacteriológica	91
3.11 Normas de la composición química para las aguas potables	92
Capítulo 4 CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS POR SU ORIGEN, FORMAS Y CARACTERÍSTICAS DE YACENCIA	94
4.1 Clasificación de las aguas subterráneas por su origen	94
4.2 Aguas de la zona no saturada	95
4.3 Aguas freáticas	97
4.4 Aguas artesianas	101
4.5 Aguas de fisuras: freáticas y con presión	104

4.6 Aguas cársicas	104
4.7 Manantiales: características principales y su clasificación.....	110
4.8 Aguas minero-medicinales	114
Capítulo 5 INTRODUCCIÓN A LA DINÁMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS	119
5.1 Leyes de filtración	119
5.2 Tipificación hidrogeológica de los flujos de las aguas subterráneas y condiciones de límites.....	126
Capítulo 6 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS.....	135
6.1 Caracterización de los principales métodos para determinación de los principales parámetros hidrogeológicos.....	136
6.2 Bombeos y principales características de los mismos	137
6.3 Bombeos experimentales.....	141
6.3.1 Cálculos de parámetros hidrogeológicos en condiciones de régimen estacionario del movimiento de las aguas durante el bombeo	142
6.3.2 Cálculo de parámetros hidrogeológicos en condiciones de régimen no estacionario del movimiento de las aguas durante el bombeo	156
6.4 Determinación de parámetros hidrogeológicos por datos de bombeo en pozos desarrollados	166
6.4.1 Determinación de parámetros hidrogeológicos por desarrollo de pozos mediante bombeos en acuíferos formados por sedimentos friables	166
6.4.2 Determinación de parámetros hidrogeológicos por bombeo en pozos desarrollados con uso de explosivos	169
6.5 Determinación de parámetros hidrogeológicos por bombeos de pozos imperfectos de grandes diámetros	172
6.6 Determinación de parámetros hidrogeológicos por datos de bombeos de prueba (de corta duración).....	175
6.6.1 Generalidades	175
6.6.2 Determinación de parámetros hidrogeológicos	177
6.7 Determinación de parámetros hidrogeológicos por datos de vertimientos en pozos y calicatas.....	190
6.7.1 Vertimientos en pozos.....	190
6.7.2 Vertimiento en calicatas	195
6.7.3 Cálculo del coeficiente de filtración por datos de compresión (inyección) en pozos	201
Capítulo 7 EVALUACIÓN DE RESERVAS Y RECURSOS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	207
7.1 Consideraciones generales.....	207
7.2 Clasificación de las reservas y recursos de las aguas subterráneas.....	208
7.3 Categorías de las reservas de explotación de las aguas subterráneas y métodos de evaluación	212
7.4 Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidrodinámico	215
7.4.1 Evaluación de las reservas de explotación por distintos esquemas de cálculos del método hidrodinámico.....	222
7.5 Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidráulico	233

7.6 Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método de balance	240
7.7 Pronóstico de reservas de explotación de las aguas subterráneas por grado de extraibilidad.....	253
7.8 Categorías y etapas de los estudios hidrogeológicos para la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas.....	257
Capítulo 8 PROTECCIÓN Y CONSERVACIÓN DE ACUÍFEROS EN EXPLOTACIÓN	261
8.1 Aspectos generales.....	261
8.2 Pronóstico de captación de aguas no condicionales o contaminadas durante la explotación de aguas subterráneas.....	262
8.2.1 Yacencia de aguas no condicionales bajo las aguas condicionales	262
8.2.2 Existencia de aguas no condicionales en posición lateral a la ubicación de las aguas condicionales	264
8.3 Principales medidas para contrarrestar la captación de aguas no condicionales.....	269
8.4 Zonas de protección sanitaria de las obras de toma en aguas subterráneas.....	272
Capítulo 9 REPOSICIÓN ARTIFICIAL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	273
9.1 Clasificación de los métodos de reposición artificial.....	274
9.2 Métodos generales de cálculos de los sistemas de reposición artificial	275
Capítulo 10 CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS POR TOMAS HORIZONTALES	281
10.1 Trincheras de grandes longitudes.....	281
10.2 Trincheras de pequeñas longitudes.....	285
Capítulo 11 CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS EN OBRAS HIDROTÉCNICAS.....	288
11.1 Cálculos relacionados con la filtración en presas	288
11.1.1 Filtración bajo presas ubicadas en estratos homogéneos sin dentellón en la base	289
11.1.2 Determinación de la presión bajo la base de la cortina de la presa	290
11.1.3 Determinación de las velocidades reales del flujo subterráneo por el fondo del cauce aguas abajo de la presa.....	291
11.1.4 Determinación del caudal de filtración bajo la presa con dentellón sobre un estrato permeable homogéneo.....	292
11.1.5 Determinación de la filtración bajo una presa sin dentellón ubicada sobre un espesor permeable heterogéneo	293
11.1.6 Determinación de la filtración por los bordes laterales de la presa (embalse)	295
11.1.7 Determinación de la filtración desde el embalse sin la influencia del río debajo de la presa.....	298
11.2 Cálculos del pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños a las presas (embalses)	303
11.2.1 Determinación de los ascensos estacionarios del nivel de las aguas subterráneas en estratos homogéneos con lecho impermeable horizontal.....	304
11.2.2 Determinación de los ascensos estabilizados del nivel de las aguas subterráneas en estratos homogéneos con lecho impermeable con pendiente.....	306
11.2.3 Determinación de los ascensos estacionarios del nivel de las aguas subterráneas en espesores permeables estratificados.....	307
11.2.4 Determinación del ascenso de los niveles de las aguas subterráneas entre secciones en un valle entre dos ríos	309

11.2.5 Determinación del ascenso no estacionario de los niveles de las aguas subterráneas en horizontes relativamente homogéneos.....	310
11.3 Cálculo de pérdidas por filtración desde canales	313
11.3.1 Pérdidas por la filtración no estacionaria desde canales	314
11.3.2 Pérdidas por filtración estacionaria desde canales	316
11.3.3 Pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en las áreas bajo riego.....	321
Capítulo 12 METODOLOGÍAS PARA EVALUACIÓN Y ZONIFICACIÓN DE LA POTENCIALIDAD (FACTIBILIDAD) DE SALINIZACIÓN DE SUELOS	325
12.1 Introducción	325
12.2 Características generales de las formaciones arcillosas de origen marino	326
12.3 Metodología para el pronóstico de la potencialidad de salinización de los suelos por condiciones hidrogeológicas existentes.....	328
12.4 Metodología para pronóstico de afectaciones y potencialidad de salinización de suelos por embalses de agua construidos en territorios llanos	334
12.4.1 Definición de las áreas con afectaciones de suelos en territorios aledaños a los embalses.....	335
Capítulo 13 IMPACTOS AMBIENTALES SOBRE LOS ACUÍFEROS Y SU EVALUACIÓN.....	338
13.1 Términos y conceptos generales	338
13.2 Impactos ambientales sobre los acuíferos- IASA.....	340
13.3 Métodos de estudio de impactos ambientales y su aplicación a los acuíferos.....	342
13.4 Valoración de los factores impactantes en los acuíferos y evaluación de los impactos.....	345
13.5 Definición del tipo de matriz para evaluar los impactos sobre acuíferos.....	349
Capítulo 14 PRINCIPALES MÉTODOS QUE SE APLICAN EN LAS INVESTIGACIONES HIDROGEOLÓGICAS	352
14.1 Perforación de pozos	352
14.2 Investigaciones geofísicas	356
BIBLIOGRAFÍA.....	371

PREFACIO

El desarrollo de la humanidad ha traído como consecuencia una mayor e intensiva explotación de las aguas subterráneas y suelos agrícolas, por ello se hace necesario desarrollar conocimientos relacionados con medidas profilácticas que puedan ser aplicadas para lograr la explotación sostenible de estos recursos.

En la actualidad, a nivel internacional se toman diversas medidas para la creación de una conciencia ambientalista universal que preserve el medio ambiente, en el que están incluidos los recursos, aguas subterráneas y suelos. Paralelo a ello, el adelanto científico-técnico alcanzado en muchos países permite obtener los resultados necesarios en este objetivo común de la humanidad, sin embargo, este desarrollo alcanzado en los denominados países del 1^{er} mundo está muy distanciado de los del 3^{er} mundo, en los que los recursos hídricos subterráneos y suelos se explotan en muchos casos de forma indiscriminada, sin una argumentación científico-técnica adecuada, por lo que los mismos constantemente se degradan y contaminan, creándose las condiciones para la aparición de procesos desertificantes que pueden llegar a convertir los territorios en desiertos si no se toman medidas que eviten la aparición y desarrollo de esos procesos.

Relacionado con lo anteriormente expuesto, hemos creado este libro que constituye una literatura de docencia para estudiantes en carreras de Geología, Hidráulica y Civil, así como de otras vinculadas con las aguas subterráneas y suelos o que abarquen disciplinas como Hidrogeología, Hidrología; también sirve de material de consulta a profesionales que desempeñan sus funciones en centros docentes, de producción y de investigación relacionadas con los recursos mencionados, en los campos de la minería, petróleo, selvicultura, salud pública, derecho, medio ambiente y otros.

Este libro no es un texto completo ya que carece de los métodos modernos de aplicación computarizada, pero no deja de ser una literatura de amplia utilización, tanto para aquellos que dominan la tecnología computarizada como para los que no la dominan, este último caso es muy común en los países del tercer mundo y a los que está dedicado el mismo, con vista a colaborar en la creación de una conciencia ambientalista y en la divulgación de métodos prácticos que permitan garantizar la aplicación de herramientas para la ejecución de estudios hidrogeológicos y ambientales, que aseguren una explotación racional y sostenible de los recursos hídricos subterráneos y suelos agrícolas.

En el libro, los cuatro primeros capítulos abordan aspectos hidrogeológicos e hidroquímicos generales, incluyendo la contaminación de acuíferos de las aguas por nitratos e hidrocarburos, procesos con gran desarrollo en la actualidad a nivel internacional.

Los capítulos del 5 al 10 relacionan aspectos de la dinámica de las aguas subterráneas, distintos métodos para la determinación de parámetros hidrogeológicos y para la evaluación de reservas y recursos de las aguas subterráneas, con fines de garantizar una explotación sostenible de los mismos.

En el capítulo 11 se desarrollan diferentes esquemas y fórmulas de cálculos relacionados con obras hidrotécnicas, que aunque en la práctica está poco desarrollada por hidrogeólogos, hidráulicos y civiles, representa una herramienta de gran valor y utilidad para una racional proyección de presas, canales y sistemas de riego y en muchos casos garantizan la estabilidad de estas obras.

En el capítulo 12 se ofrecen pronósticos de potencialidad de salinización de suelos agrícolas, aspecto novedoso y muy necesario, dadas las condiciones geológicas existentes en gran parte de los territorios agrícolas de muchos países y la cultura y desarrollo actual de explotación de los suelos.

El capítulo 13 aborda, de forma general, los impactos ambientales sobre acuíferos, mayormente degradantes, que se desarrollan en la actualidad, los métodos típicos para sus estudios y propuestas de evaluación de los mismos. En el capítulo 14 y final se describen los métodos clásicos de investigación con perforación y geofísica aplicados a la hidrogeología.

Como autor de este libro no puedo pasar por alto, reconocer y agradecer la instrucción hidrogeológica recibida de mis profesores en períodos de estudiante y en doctorado, y en especial de los científicos rusos: Tolstixin, Makcímov (ya fallecidos), Antónov y Kiriúxin. También a los técnicos y especialistas del Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos de Cuba, con los que trabajé durante 27 años, período durante el cual, comprendí la importancia de la Hidrogeología, su vinculación con otras ciencias y con elementos del medio ambiente.

También quiero expresar mi agradecimiento a todos aquellos que han contribuido de una forma u otra a la confección y publicación de este libro, en especial a mi esposa e hija que me han apoyado en la constancia necesaria para que este fuera terminado.

INTRODUCCIÓN

La utilización de las aguas subterráneas data de tiempos muy antiguos, ya en el Antiguo Testamento aparecían plasmadas numerosas referencias sobre el agua subterránea, manantiales y pozos. Tolman describió los grandes túneles para la captación de agua subterránea en Persia y Egipto que datan de 800 años antes de nuestra era.

Los primeros filósofos griegos como Platón, Homero y Tales formularon la hipótesis de que los manantiales se formaban a partir de la conducción de las aguas de mar a través de canales subterráneos por debajo de las montañas. Los filósofos romanos, incluyendo Séneca y Plinio, siguieron las ideas griegas. Vitruvius fue el primero que argumentó la teoría de la infiltración, planteando que las aguas de lluvia se infiltraban desde las montañas a través de estratos de rocas y emergían en su base para formar las corrientes superficiales. Al término del Renacimiento, finales de 1580, Bernard Palissy expuso la teoría de la infiltración, aunque la misma fue ignorada. René Descartes (1596-1650) reforzó la teoría griega, planteando la vaporización y condensación de las aguas de mar dentro de la tierra.

En la segunda mitad del siglo XVII Pierre Perrault midió la pluviométrica durante tres años y estimó el escurrimiento superficial del río Sena. Él demostró que las precipitaciones en la cuenca del río eran unas seis veces mayor que la descarga del río, con lo cual quedó demostrado la infiltración de las aguas de lluvia. El físico francés Edme Mariotte realizó mediciones del Sena en París y confirmó el trabajo de Perrault. Otra gran contribución al estudio de las aguas subterráneas la desarrolló el astrónomo inglés Edmund Halley (1656-1742), quien hizo un reporte en 1693 de medidas de evaporación, demostrando que la evaporación del mar era suficiente para responder por todos los manantiales y flujos de cursos de aguas superficiales.

Ya en el siglo XIX el hidráulico francés Henry Darcy (1803-1858) estudió el movimiento del agua a través de la arena. Su tratado de 1856 definió una relación conocida ahora como Ley de Darcy, que rige el flujo de las aguas subterráneas en la mayoría de las formaciones aluviales sedimentarias y en muchas rocas agrietadas en función del grado y características de agrietamiento de las mismas.

Contribuciones europeas del siglo XIX dieron énfasis a la hidráulica del aprovechamiento del agua subterránea; los principales investigadores en este aspecto fueron: J. Boussinesq, G. A. Daubres, J. Dupuit, P. Forchheimer y A. Thiem. Ya en el siglo XX investigadores franceses, rusos, norteamericanos y de otros países establecieron tratados válidos sobre las aguas subterráneas; son muchos y tratan temáticas muy variadas, con lo que se logró el conocimiento actual de las distintas temáticas de la Hidrogeología, aunque existen aspectos, aún poco estudiados, como la relación de las condiciones hidrogeológicas con los procesos de salinización y desertificación de suelos y otros relacionados con el medio ambiente.

La Hidrogeología es una ciencia muy amplia que, como ciencia independiente de la Geología, a nivel internacional comenzó a ser considerada en la década del cincuenta, teniendo su mayor desarrollo a finales del sesenta del pasado siglo XX. Las aguas subterráneas son analizadas, aún erróneamente, por muchos autores, desde el punto de vista hidráulico, en ocasiones, enfocando sus leyes y particularidades, independientemente de los procesos geológicos que existieron y se producen en los territorios de desarrollo de dichas aguas. Este análisis de la hidrogeología es erróneo, pues el agua subterránea es un mineral más de composición simple que se diferencia de los demás minerales existentes en la naturaleza por sus propiedades de movilidad y reposición y debe su origen y composición química a procesos de diversos orígenes.

Capítulo 1 ASPECTOS GENERALES

1.1 Conceptos fundamentales

La Hidrogeología es la ciencia que se ocupa del estudio de las aguas subterráneas. Este estudio no puede ni debe ser de forma unilateral, analizando solamente las características físicas y químicas de estas aguas, de las rocas donde se almacenan y por las cuales, a su vez, transitan. Para poder conocer el origen de las aguas subterráneas, su quimismo, composición y estructura de los horizontes y yacimientos acuíferos y cuencas subterráneas, es imprescindible definir los procesos que existieron en distintas épocas geológicas, es decir, esclarecer la Paleohidrogeología del territorio de estudio, lo que nos puede definir, conjuntamente con la hidrológica superficial, climatología, la participación de las aguas subterráneas en el intercambio hídrico en la naturaleza; para ello se requiere, además, el estudio de las condiciones geológicas, hidrográficas y climáticas locales o regionales, en dependencia de la magnitud del área a investigar; para ello la Hidrogeología también se apoya en otras ciencias que pueden proporcionar datos necesarios.

Los tipos de aguas subterráneas que existen en la naturaleza los podemos definir de acuerdo con la clasificación del científico ruso Serguéiev (1959), basado en toda una gama establecidas y cuya clasificación es la siguiente:

Aguas en forma de vapor

- Aguas fuertemente adheridas o absorbidas
- Aguas débilmente adheridas

Aguas libres

- Agua capilar (capilar inmóvil y capilar con movimiento)
- Agua gravitacional (agua de infiltración y del flujo subterráneo)

Agua en fase sólida

- Agua cristalizada, zeolítica y de constitución

Las aguas en forma de vapor se encuentran en el aire en rocas secas o parcialmente saturadas, en poros, grietas, cavernas, etc. Las aguas libres se encuentran en los poros o grietas en el área de acción de la capilaridad efectiva de las distintas rocas o sedimentos, y como agua subterránea que bajo la acción de la fuerza de gravedad tienen movimiento a través de las cavidades en comunicación dentro de las rocas acuíferas con distintas formas de yacencia.

Las aguas zeolíticas y constitucionales se encuentran formando parte de algunos minerales y rocas que en su contenido mineralógico contienen moléculas de H_2O que pueden oscilar en un amplio diapasón. Las aguas cristalizadas forman parte de la composición de toda una serie de minerales como por ejemplo: el yeso ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), la mirabilita ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), la carnalita ($KCl \cdot MgCl \cdot 6H_2O$) y otros.

La hidrogeología estudia todos los tipos de aguas y principalmente, las aguas gravitacionales contenidas en distintas rocas, por su edad geológica, composición, origen y permeabilidad, que participan en la composición y estructura de la corteza terrestre con un espesor aproximado de 16 000 m, en las que según Vernadsky contienen cerca de $400 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ de aguas libres y adheridas.

Las aguas subterráneas se encuentran relacionadas con otras aguas del sistema terrestre mediante el intercambio hídrico (con la atmósfera y biosfera). Es necesario señalar que el intercambio hídrico en la naturaleza no es invariable desde el punto de vista cuantitativo y cualitativo, su comportamiento depende de diversos factores tanto

geológicos, antrópicos, como cósmicos que influyen en las características de la corteza terrestre, debido a ello, las aguas subterráneas presentan también características cuantitativas y cualitativas variables en tiempo y espacio.

Las aguas subterráneas representan un mineral de composición simple, que a diferencia de otros minerales, es renovable debido a las leyes del intercambio hídrico e hidrodinámicas que rigen su comportamiento dentro de las rocas acuíferas, en dependencia de las propiedades físicas de estas. Como todo mineral, las aguas subterráneas tienen la propiedad de ocupar una posición determinada en el espacio geológico, es decir, las mismas se encuentran relacionadas con determinadas estructuras geológicas. Independientemente de las propiedades de movimiento y reposición de las aguas subterráneas, estas ocupan zonas determinadas en la litosfera.

Se determinan yacimientos de cualquier mineral útil aquellos que su extracción es económicamente necesaria y racional debido a la gran importancia de las aguas subterráneas para satisfacer las necesidades de la sociedad, un factor de gran importancia lo representa la definición de los yacimientos de ellas. Uno de los primeros que determinó correctamente el sentido de los yacimientos de aguas subterráneas fue el científico ruso Kamiensky en 1947, definiendo los mismos de la siguiente forma: "...los lugares donde se encuentran recursos considerables de aguas subterráneas útiles para el abastecimiento de grandes poblaciones e industrias o que puedan servir como base hidromineral para la construcción de zonas turísticas y medicinales y para la rama de la industria química, pueden ser denominados yacimientos acuíferos, introduciendo en el sentido del mismo un contenido especial que refleje no sólo la forma de yacencia de las rocas acuíferas, sino también la dinámica y régimen de las aguas..."

En la definición de yacimientos de las aguas subterráneas tuvieron también gran influencia los trabajos de Pasójev y Tolstijin. Considerando las distintas definiciones de yacimientos de aguas subterráneas y conocimientos de las mismas, en 1983 el científico ruso Antónov propuso la siguiente definición de yacimiento de aguas subterráneas que entendemos es la más correcta en la actualidad: "...yacimiento de aguas subterráneas lo representa el almacenamiento (natural o artificial) de aguas subterráneas que tanto desde el punto de vista cuantitativo como cualitativo puede ser utilizado en determinadas condiciones de la técnica y determinadas condiciones económicas..."

Los yacimientos de las aguas subterráneas representan la siguiente clasificación:

1. Yacimientos de aguas subterráneas dulces, útiles para el abasto potable, en la agricultura y otros.
2. Yacimientos de aguas subterráneas útiles para abastos tecnológicos.
3. Yacimientos de aguas subterráneas minerales, medicinales y balneológicas.
4. Yacimientos de aguas subterráneas industriales.
5. Yacimientos de aguas subterráneas energéticas (termales).

Como yacimientos de aguas subterráneas dulces, asumimos la clasificación de Plótnikov que subdivide los mismos en yacimientos sin presión (freáticos) y con presión (artesianos). Con los yacimientos freáticos se relacionan los depósitos areno-guijarrosos de valles, ríos y rocas agrietadas y cársticas. Con los yacimientos artesianos se relacionan las cuencas artesianas en plataformas y geosinclinales, depósitos areno-guijarrosos de conos de deyección (en algunos casos estos últimos pueden ser freáticos), yacimientos en zonas de dislocaciones tectónicas y otros en depósitos cuaternarios de origen glacial. Los yacimientos de aguas subterráneas, útiles para abasto tecnológico, se relacionan con los antes señalados, aunque por sus

características hidrogeoquímicas no pueden ser utilizados en abasto potable, en la agricultura, etc.

Con las aguas minerales, medicinales y balneológicas se relacionan los yacimientos en macizos agrietados, yacimientos de cuencas artesianas en plataformas, yacimientos intramontanos, en zonas premontañas de cuencas artesianas; también se asocian con esta agua yacimientos relacionados con zonas volcánicas. Los yacimientos de aguas industriales y termales generalmente se relacionan con cuencas artesianas en plataformas y depresiones entre montañas, con zonas premontañas y zonas de vulcanismo actual o reciente.

En estudios regionales los yacimientos de aguas subterráneas pueden ser considerados en algunos casos como microestructuras que forman parte de una estructura regional cuyos límites y composición geológica no define las cuencas subterráneas, que en algunos casos están formadas por varios tipos de yacimientos en dependencia de la tectónica y estructuras geológicas existentes, incidiendo en ello la Paleohidrogeología del territorio.

1.2 Ciclo hidrológico en la naturaleza

Con las zonas de tierra firme y superficie acuática del globo terrestre se relaciona directamente el ciclo hidrológico de la naturaleza, el cual representa un proceso muy complejo, formado por varios elementos, evaporación, traslado del vapor de agua por los flujos de aire, formación de nubes, precipitaciones atmosféricas y flujo de agua superficial y subterráneo hacia los océanos.

El agua en todas las esferas de la tierra, atmósfera, hidrosfera y criosfera, se interrelaciona con las condiciones existentes formadas por los cambios de temperaturas y presiones, transpiración, deshidratación, condensación e infiltración. Las aguas pueden pasar de una esfera a otra, a la vez que cambian su estado físico y químico.

Anualmente, la superficie de la tierra recibe del sol alrededor de $13,4 \cdot 10^{20}$ kcal de calor. De ellos, $3 \cdot 10^{20}$ kcal (22 %) se gasta en la evaporación desde la superficie acuática, tierra, suelos, vegetación y otras superficies de evaporación. Los vapores que se forman durante la evaporación se dirigen a la atmósfera, donde al encontrar otras condiciones termodinámicas con la existencia de partículas que cuentan con propiedades higroscópicas (absorben y desprenden humedad), se condensan y de nuevo caen a la superficie terrestre en forma de precipitaciones atmosféricas que pueden estar representadas en distintas latitudes por lluvias, granizos, nieve y otras.

Las precipitaciones se evaporan nuevamente desde la superficie terrestre, acuática y suelos, una parte escurre a los ríos, mares y océanos, otra parte se infiltra a través de rocas permeables formando los horizontes acuíferos o reponiendo los mismos, cambiando en ellos sus niveles, reservas de aguas subterráneas, composición química, temperatura y otras propiedades.

Los procesos del paso del agua, de una esfera a otra, forma el ciclo hidrológico en la naturaleza y sus fases las podemos observar en el esquema siguiente:

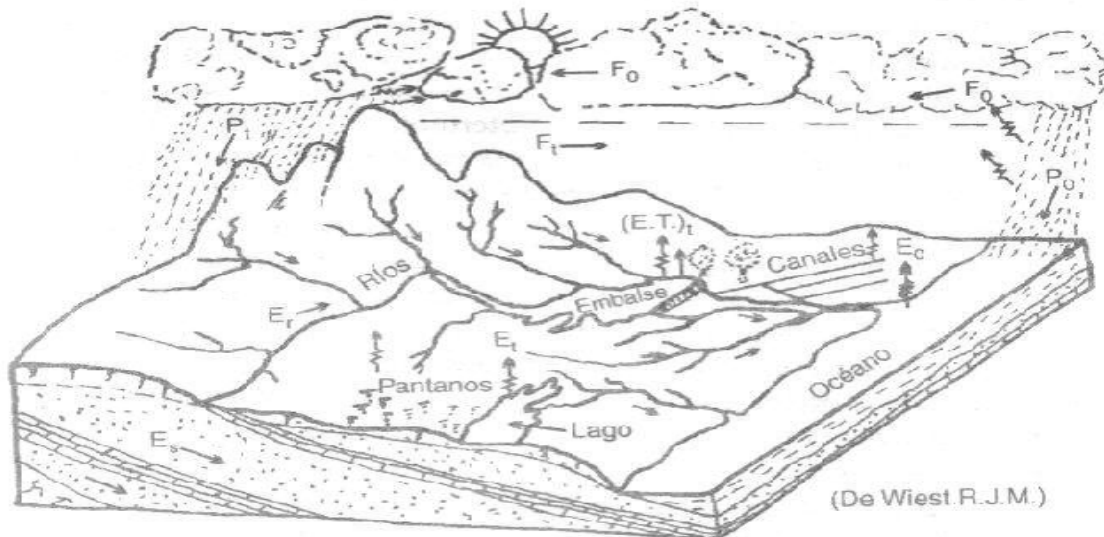


FIGURA 1.1. Ciclo hidrológico en la naturaleza.

P_t – Precipitaciones sobre la superficie sólida de la tierra

$E.T$ – Evaporación desde la superficie sólida de la tierra

P_o – Precipitaciones sobre los mares y océanos

E_o – Evaporación desde la superficie de los mares y océanos

F_o – Flujo de humedad atmosférica desde los mares y océanos hacia la tierra firme

F_t – Flujo de humedad atmosférica desde la tierra firme hacia los mares y océanos

Q – Esguerrimiento desde tierra firme hacia los mares y océanos

$$Q = E_r + E_s \quad (1.1)$$

(E_r – Esguerrimiento de ríos E_s – Esguerrimiento subterráneo)

Debe señalarse que el ciclo hidrológico en la naturaleza, cualitativa y cuantitativamente, no es invariable en tiempo y espacio, por ello las ecuaciones que se presentan del ciclo hidrológico representan sólo la relación actual entre las precipitaciones atmosféricas, evaporación y esguerrimiento. Es decir, la existencia de tierra firme y océanos en distintas etapas geológicas, ha variado considerablemente debido a las transformaciones geólogo–tectónicas y climáticas ocurridas en toda la historia de la tierra, desde el inicio de su existencia hasta la actualidad, por lo que en distintas etapas geológicas las condiciones cualitativas y cuantitativas de los elementos del ciclo hidrológico variaron, también considerablemente.

Sobre la superficie del globo terrestre en distintas etapas geológicas variaron las condiciones de tierra firme: temperaturas, nubosidad y cantidad de precipitaciones atmosféricas, lo cual ha sido definido por científicos que han estudiado estas condiciones y sobre las cuales presentamos la versión de Borísov en la Tabla 1.1.

El ciclo hidrológico en la naturaleza, como proceso formador de clima, tiene gran significado actual, el cual genéticamente está relacionado con los climas anteriores. En la actualidad, en relación con los procesos del paso del agua de una esfera a otra, se diferencian tres ciclos hidrológicos: 1ro: pequeño, 2do: grande y como parte de este último un 3ro: interno continental.

En el ciclo pequeño, la humedad que se evapora desde la superficie de mares y océanos no es trasladada por el flujo de aire hacia la tierra firme, sino que se precipita sobre la misma superficie acuática. Este ciclo, por datos de muchos años, responde a la siguiente ecuación de equilibrio:

$$E_m = P_m \quad (1.2)$$

E_m - Evaporación anual desde la superficie acuática

P_m - Precipitación anual sobre la superficie acuática

En el ciclo grande, parte de los vapores de agua son trasladados desde los océanos hacia la tierra firme y caen en forma de precipitaciones que posteriormente escurren hacia los mares y océanos. Por datos de muchos años, a este ciclo corresponde la siguiente ecuación de equilibrio:

$$E_t = P_t - Q \quad (1.3)$$

E_t – Evaporación anual desde la superficie de tierra firme

P_t – Precipitación anual sobre tierra firme

Q – Escurrimiento anual desde tierra firme hacia océanos y mares

Para el océano mundial, la ecuación del ciclo grande se expresa por la siguiente fórmula:

$$E_m = P_m + Q \quad (1.4)$$

Igualando las ecuaciones 2 y 3 tenemos:

$$E_m + E_t = P_m + P_t \quad (1.5)$$

Es decir: la suma de la evaporación del agua desde la superficie de los océanos y tierra firme es igual a la suma de la precipitación sobre la misma superficie. Utilizando la ecuación 1 para territorios sin escurrimiento superficial tenemos:

$$E_{t.s.c} = P_{t.s.c} \quad (1.6)$$

$E_{t.s.c}$ - Evaporación anual en territorios sin escurrimiento

$P_{t.s.e}$ – Precipitaciones en territorios sin escurrimiento

Sumando las ecuaciones 4 y 5 obtenemos la ecuación del ciclo hidrológico para todo el globo terrestre:

$$E_m + E_t + E_{t.e.s} = P_m + P_t + P_{t.s.e} \quad (1.7)$$

En la Tabla 1.2 se presentan los valores de elementos del ciclo hidrológico para todo el Globo Terrestre y en la Tabla 1.3 valores de elementos del ciclo hidrológico en la Tierra.

Tabla 1. 1 Características del clima en distintas etapas geológicas

Periodo geológico	Área de tierra firme km ²	Relación con área actual de tierra firme-%	Temperatura media anual del aire- C ⁰			Nubosidad %			Precipitaciones Anuales (mm)		
			Latitudes Geográficas								
			45	60	75	45	60	75	45	60	75
Argeozoa	2,96·10 ⁶	18	34	33	32	Neblina Total			1800	1500	1200
Proterozoa	4,5·10 ⁶	26	30	15	5	..			1800	1000	600
Cámbrico	4,2·10 ⁶	25	20	14	10	62	72	92	600	600	1000
Ordovicio	4,5·10 ⁶	26	20	12	6	58	68	88	600	400	400
Devónico	4,5·10 ⁶	26	18	14	10	53	63	83	700	300	400
Carbono	5,4·10 ⁶	32	18	10	6	60	70	90	800	600	400
Pérmico	5,8·10 ⁶	34	14	8	4	58	68	88	600	400	300
Triásico	13,6·10 ⁶	80	16	12	6	55	65	85	800	600	400
Jurásico	8,4·10 ⁶	49	16	4	2	60	70	90	800	600	300
Cretácico	9,0·10 ⁶	53	16	10	4	55	65	85	800	600	400
Paleógeno	13,4·10 ⁶	79	14	3	0	-	-	-	600	400	300
Mioceno	15,0·10 ⁶	88	20	10	-2	48	58	78	600	600	400
Plioceno	16,8·10 ⁶	99	12	3	-15	-	-	-	400	400	200
Holoceno	17,0·10 ⁶	100	10	5	0	50	60	80	500	600	200

Tabla 1.2. Valores de elementos del ciclo hidrológico en el Globo Terrestre

Superficie	Área km ²	Precipitaciones		Evaporación		Escurrimiento hacia océanos y mares					
		mm	km ³	mm	km ³	Superficial		Subterráneo		Total	
						mm	km	mm	km ³	mm	km ³
Globo terrestre	510·10 ⁶	1130	577 000	1130	577 000	-	-	-	-	-	-
Océano Mundial	361·10 ⁶	1270	458 000	1400	505 000	124	44 700	6	2 200	130	47 000
Escurrimiento externo en tierra firme	119·10 ⁶	924	110 000	529	63 000	376	44 700	19	2 200	395	47 000
Escurrimiento interno en tierra firme	30·10 ⁶	300	9 000	300	9 000	-	-	-	-	-	-
Tierra firme	149·10 ⁶	800	119 000	485	72 000	300	44 700	15	2 200	315	47 000

Tabla 1.3. El balance hídrico en la naturaleza según datos del Decenio Hidrológico Internacional con cierre en 1975 (UNICEF)

Tipo de Agua		Distribución km ² *10 ⁶	Volumen km ³	Lámina M	Porcentaje de las reservas-%	
					De las totales	De las potables
Océanos		361,3	1338,0	3700,0	96,5	-
Aguas Subterráneas	Total	134,8	25,4	174,0	1,7	-
	Potable	134,8	11,53	78,0	0,76	32,0
Humedad del suelo		82,0	0,0165	0,2	0,001	0,0045
Glaciales-nieves eternas		16,2	24,064	1463,0	1,74	66,78
Hielos subterráneos		21,0	0,3	14,0	0,022	0,83
Lagos	Total	2,0587	0,1764	85,7	0,013	-
	Potable	1,2364	0,091	73,6	0,007	0,25
Pantanos		2,6826	0,115	4,28	0,008	0,03
Ríos		148,8	0,00212	0,014	0,0002	0,006
Agua Biológica		510,0	0,00112	0,002	0,0001	0,003
Agua en la atmósfera		510,0	0,129	0,025	0,001	0,036
Reservas Totales		512,0	1388,1916	5441,22	100,0	-
Aguas Potables		148,0	36,0292	235,0	2,59	100,0

Como ya se mencionó, además de los ciclos pequeño y grande, en la hidrología existe y se estudia el ciclo continental interno, el cual forma parte del ciclo hidrológico grande y tiene lugar en cada territorio o tramo de la tierra firme de los continentes. En este ciclo, tiene importancia principal la formación de precipitaciones adicionales o locales, debido a la evaporación desde el área de estos territorios o tramos de tierra firme. Con esta evaporación, en la suma de las precipitaciones atmosféricas que llegan desde el exterior (desde los océanos), generalmente se adicionan pequeñas cantidades de precipitaciones locales, lo cual se refleja en la ecuación para el Globo Terrestre, según Budiko.

$$K = \frac{E_m + E_t}{E_m} = \frac{(P_m + E_t) + P_t - Q}{E_m + Q}$$

$$K = \frac{(1270 + 130) + (800 - 395)}{1270 + 315} = \frac{1805}{1585} = 1,14$$

Como puede observarse, del valor obtenido en K , el papel principal en la formación de las precipitaciones atmosféricas en los continentes, lo representa la humedad procedente de los océanos, ya que a la evaporación que ocurre en los continentes corresponde solamente un 14 % de las precipitaciones totales que ocurren en los mismos.

Para cuencas hidrográficas en territorios donde están desarrolladas aguas subterráneas con intercambio hídrico intenso y que son drenadas por ríos, el balance hídrico de las cuencas, según Kudelín, se expresa por la ecuación:

$$X_o = Y_o + Z_o \quad (1.8)$$

Donde: $X_o = \frac{\sum X}{n}$ - Norma de precipitaciones para una cuenca determinada, mm/año

$Y_o = \frac{\sum Y}{n}$ - Norma del escurrimiento de los ríos para una cuenca determinada incluyendo el escurrimiento subterráneo relacionado con el, mm/año

$Z_o = \frac{\sum Z}{n}$ - Norma de evaporación para una cuenca determinada, mm/año

$\sum X, \sum Y, \sum Z$: Suma de precipitaciones, escurrimiento y evaporación de la cuenca que se analiza, mm

n - Número de años que se analiza (serie preferiblemente mayor de 50 años)

Para la aplicación de la fórmula 7, es requisito que el área de alimentación de las aguas subterráneas se desarrolle dentro del área de la cuenca hidrográfica que se analiza y que a la cuenca no lleguen aguas subterráneas de cuencas hidrográficas vecinas, así como que de la cuenca que se analiza no ocurra flujo de las aguas subterráneas, freáticas o artesianas con alimentación en la cuenca, hacia cuencas hidrográficas vecinas, por lo cual deben ser detalladas las condiciones de estructuras geológicas y litología presentes.

Cuando las cuencas hidrográficas son pequeñas y se encuentran ocupando distintas partes de cuencas artesianas (tramos de cuencas), las ecuaciones del balance se diferencian.

- 1- Cuando la cuenca hidrográfica, o parte de ella, se encuentra en zona de alimentación de una cuenca subterránea artesianas:

$$X_0 = Y_0 - Z_0 + I_0 \quad (1.9)$$

I_0 - Infiltración media hiperanual en zona de alimentación de la cuenca artesianas.

- 2- Cuando la cuenca hidrográfica, o parte de ella, se encuentra en zona de descarga de cuenca subterránea artesianas:

$$X_0 = Y_0 - V_0 \quad (1.10)$$

V_0 - Ecurrimiento subterráneo medio hiperanual de descarga del acuífero en la cuenca, mm/año.

- 3- Cuando la cuenca hidrográfica, o parte de ella, se encuentra en zonas de alimentación y descarga de una cuenca subterránea artesianas:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + I_0 - V_0 \quad (1.11)$$

- 4- Cuando la cuenca hidrográfica se encuentra en zona de presión (tránsito) de aguas artesianas se aplica la fórmula 7.

De forma general, para las cuencas hidrográficas, en un perfil anual por datos de muchos años de observación, la ecuación del balance hídrico responde a la siguiente expresión:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \pm W_0 \quad (1.12)$$

Donde W_0 - Infiltración o escurrimiento medio hiperanual, hacia o desde horizontes profundos o la diferencia entre ellos-mm/año (en zonas de presión de aguas subterráneas $W_0 = 0$).

Si en la fórmula 11 se considera $Y_0 = 0$ tenemos la ecuación del balance hídrico para cuencas sin escurrimiento superficial:

$$X_0 = Z_0 + W_0 \quad (1.13)$$

Donde W_0 – Infiltración media hiperanual hacia acuíferos profundos- mm/año.

La fórmula 12 se aplica en Hidrogeología para la evaluación de los recursos naturales de los acuíferos que forman parte de cuencas artesianas, mediante la transformación de la fórmula, de donde:

$$W_0 = X_0 - Z_0 \quad (1.14)$$

La resolución de las ecuaciones del balance hídrico presentado se lleva a cabo mediante la utilización de datos de muchos años de observación sobre los elementos: precipitación, evaporación e infiltración. La base de obtención de los datos necesarios la representan las redes de observación sistemática compuestas por:

- 1- Red pluviométrica de control de las precipitaciones por pluviómetros y otros equipos.
- 2- Red hidrométrica de control del escurrimiento superficial de los ríos por estaciones.
- 3- Red meteorológica de estaciones climatológicas en las que se incluye el control de la evaporación mediante evaporímetros.
- 4- Red hidrogeológica de puntos de observación (calas, pozos, calicatas, etc.) del régimen de las aguas subterráneas (nivel, temperatura y otros).

1.2.1 Cálculos hidrológicos aplicados en la Hidrogeología

La Hidrogeología, ciencia que entre sus funciones se ocupa del estudio de las aguas subterráneas que participan en el ciclo hidrológico de la naturaleza, necesita estudiar los restantes elementos de este ciclo, ya que la cantidad y calidad de las aguas subterráneas en gran medida depende del comportamiento de esos elementos del ciclo hidrológico, sobre todo cuando se ejecutan estudios hidrogeológicos relacionados con la evaluación de las reservas de explotación de aguas subterráneas, mejoramiento de suelos agrícolas y otros.

De los elementos necesarios para la definición de los balances hídricos, el más complejo a determinar, lo representa la evaporación, en muchos casos por falta de datos de observaciones. En tal caso, puede determinarse de forma analítica aplicando la fórmula de Poliakov, donde:

$$Z = \sqrt{\frac{RX}{L} th \frac{LX}{R} (1 - ch \frac{R}{LX} + Sh \frac{R}{LX})} \quad (1.15)$$

Z- Evaporación media hiperanual -mm

Th, ch, sh – Tangente, coseno y seno hiperbólicos

R- Flujo de radiación de calor -kcal

X- Precipitación media anual -mm

L- Calor encubierto en la evaporación (L = 0,6 kcal.)

La evaporación media anual puede ser determinada por expresión de Tiurk donde:

$$Z_t = \frac{X}{\sqrt{0,9 + \frac{X^2}{Z_{t,max}}}} \quad (1.16)$$

Z_t –Evaporación media anual desde la superficie del terreno -mm

X- Precipitación media anual -mm

Z_{t,max.}- Evaporación máxima anual -mm

$$Z_{t,max.} = 300 + 25 (t) + 0,05 t^3 \quad (1.17)$$

t- Temperatura media anual- °C

En los procesos de evaporación es necesario diferenciar la evaporación propiamente de la evaporabilidad:

- Evaporación- es el volumen de agua que se evapora de determinado territorio por condiciones climáticas existentes en determinado periodo de tiempo.
- Evaporabilidad- Es la posibilidad de evaporación máxima existente en determinados territorios por condiciones físicas, geográficas y climáticas presentes.
- La evaporabilidad, según Ivanóv, se puede determinar por la expresión siguiente:

$$Z^* = 0,0018 (2+ t) (100- r) \quad (1.18)$$

t - Temperatura media mensual del aire- °C

r - Humedad relativa media mensual del aire- %

t, r – se determinan por datos de observaciones de varios años

Tabla 1.4. Valores de evaporabilidad y evaporación según Boríssov

Zonas	Evaporabilidad – mm/año	Evaporación – mm/año
Tundra	200 – 300	70 – 120
Taigá	300 – 600	200 – 300
Zonas boscosas	400 – 850	250 – 430
Estepa	600 – 1 100	240 – 550
Semidesiertos	900 – 1 000	180 – 200
Desiertos	1 500 – 2 000	50 – 100
Subtrópico	800 – 1 300	300 – 750

Determinación de precipitaciones medias anuales

El método que más detalle aporta en la determinación de las precipitaciones está basado en el mapa de Isoyetas. Este mapa se elabora por datos de una red pluviométrica por observaciones realizadas en un periodo de tiempo no menor de 30 – 50 años, mientras mayor sea el periodo de observación, mayor será la representatividad y veracidad del mapa que se obtenga.

Las isoyetas representan líneas de iguales valores de las precipitaciones, fundamentadas en el concepto de la existencia de un carácter discreto de las ocurrencias de estas, es decir, cuando ocurren las precipitaciones su distribución no es homogénea en área, ni ocurren las mismas en todo el territorio, ya que siempre existen áreas dentro del territorio de precipitaciones donde estas no ocurren.

Las precipitaciones medias anuales o mensuales pueden ser determinadas también y de forma aproximada por la siguiente fórmula:

$$X = \frac{1}{F} (X_1 F_1 + X_2 F_2 + \dots + X_n F_n) \quad (1.19)$$

Donde: F - Área total del territorio - km^2

$X_1, X_2, X_n; F_1, F_2, F_n$ - Valores medios de precipitaciones (mm) entre isoyetas vecinas y áreas (km^2) correspondientes a territorios entre isoyetas.

Determinación de escurrimiento superficial

En el escurrimiento superficial (fluvial-escurrimientos de ríos) influyen varios factores, como son: la intensidad y extensión de las precipitaciones, relieve del terreno en la cuenca hidrográfica colectora, densidad, área y sinuosidad de la red hidrográfica, infiltración de las precipitaciones (por permeabilidad del suelo), evaporación, vegetación y otros de menos relevancia.

El escurrimiento medio anual de ríos, en la práctica, generalmente se determina por datos concretos de observaciones en estaciones hidrométricas, siendo las más características las ubicadas próximas a la desembocadura de los ríos. También por fórmulas analíticas que consideran los parámetros representantes de los factores antes mencionados que influyen en el escurrimiento de los ríos.

Para la determinación del escurrimiento medio anual en estaciones hidrométricas los cálculos se basan en la lámina de agua en el cauce y valle de los ríos en distintos períodos del año, con cálculos del escurrimiento por mediciones en el transcurso del año, para lo cual la fórmula más usual es:

$$Q = kq_1b_1 + \frac{q_1 + q_2}{2}b_2 + \dots + \frac{q_{n-1} + q_n}{2}b_n + kq_nb_{n+1} \quad (1.20)$$

Donde: q_1, q_2, \dots, q_n - Caudal de agua en las verticales

B_1, b_2, \dots, b_{n+1} - Distancia entre verticales

k - Coeficiente de velocidades en las verticales de orilla. ($k = 0,7$ - con lámina de agua $h = 0$, $k = 0,8$ - con orilla del río muy sinuosa, $k = 0,9$ - con orilla totalmente lisa).

$$Q = vh \quad (1.21)$$

v - Velocidad media en las verticales

h - Lámina de agua en la vertical

Las velocidades medias por verticales se determinan utilizando los denominados molinetes eléctricos u otros instrumentos de medición de velocidad a distintas profundidades.

En aplicaciones hidrogeológicas prácticas es de gran importancia conocer el módulo del escurrimiento superficial, es decir, el caudal de agua por km^2 que aporta la cuenca hidrográfica y se determina por la fórmula:

$$M_o = \frac{Q}{F} \quad (1.22)$$

Donde: Q - Caudal medio hiperanual del escurrimiento del río- l/s , este módulo puede ser determinado también para distintos periodos del año, según conveniencia.

F - Área de la cuenca hidrográfica- km^2

La lámina de agua media hiperanual en los ríos se determina por la fórmula:

$$h_o = 3,15 M_o \quad (1.23)$$

En la práctica es de gran interés conocer el volumen medio hiperanual del escurrimiento superficial, el cual puede ser determinado por la fórmula:

$$Q_0 = h_0 F \quad (1.24)$$

En los estudios hidrogeológicos es de gran importancia también conocer el volumen de agua que se infiltra de las precipitaciones atmosféricas que ocurren en las cuencas hidrográficas, para lo cual se determina el coeficiente del escurrimiento subterráneo:

$$M_s = \frac{KM_0}{100} \quad (1.25)$$

K- Coeficiente modular, caracteriza la parte que corresponde al escurrimiento subterráneo, por él se define la acuosidad y permeabilidad de las rocas presentes en las cuencas hidrográficas y los recursos de aguas subterráneas por infiltración de las aguas de escurrimiento superficial.

$$K = \frac{M_{\min}}{M_0} \quad (1.26)$$

M_{\min} - módulo del escurrimiento superficial mínimo por km^2 de las cuencas hidrográficas para periodos de escurrimientos mínimos que coinciden con los periodos en que los ríos se alimentan de las aguas subterráneas (Período de estiaje)- $\text{l/s} \cdot \text{km}^2$.

M_0 - Módulo del escurrimiento superficial de las cuencas hidrográficas- $\text{l/seg} \cdot \text{km}^2$.

100- Coeficiente correlacional.

1.3 Breve introducción a la Paleohidrogeología

La Paleohidrogeología, parte integral de la Hidrogeología que se dedica al estudio del desarrollo hidrogeológico en distintas épocas geológicas, constituye un factor primordial para la comprensión de las condiciones hidrodinámicas e hidroquímicas actuales. En cualquier investigación hidrogeológica que se ejecute, para mayor comprensión de las características presentes en el territorio de estudio deben establecerse las condiciones paleohidrogeológicas, ya que del establecimiento de estas condiciones depende en gran parte el enfoque que se dé a las investigaciones y a los fenómenos de distinta índole, geológicos e hidrogeológicos que puedan existir en determinados territorios.

Aunque esta temática no concuerda totalmente con el objetivo central del presente libro, además que requiere de investigaciones especializadas, sí queremos hacer una breve referencia a la Paleohidrogeología en general, pues ella contribuye a la aplicación de los conocimientos que aquí transmitimos.

En la actualidad se tiene, en general, poco conocimiento sobre la Paleohidrogeología de los distintos países, a pesar de que a nivel internacional se profundice en el tema cada vez más. Por tal motivo, a continuación presentamos, de forma abreviada y esquemática, una breve introducción sobre dicha temática.

Las principales cuencas subterráneas y acuíferos pertenecen a formaciones geológicas de edades posteriores al Eoceno Medio (P_2^2) ya que en este período, y anterior al mismo, las estructuras formadas son las más complejas, presentando las mismas manifestaciones magmáticas de amplias proporciones.

Los procesos de sedimentación en ambiente marino se desarrollaron ampliamente desde el Paleógeno hasta el Mioceno (N_1) debido a la estabilidad tectónica y a las sucesivas transgresiones y regresiones del mar que caracterizan a la

Peleohidrogeología a nivel internacional. A partir del Mioceno los procesos de sedimentación fueron muy variados, produciéndose la sedimentación de material, tanto de origen marino como terrígeno, que originó la formación de sedimentos mayormente carbonatados y friables de génesis muy variada.

En la Tabla 1.5 presentamos las características de procesos más influyentes en la sedimentación de materiales que posteriormente constituyeron las distintas formaciones geológicas que en la actualidad mantienen esas características, formando los principales acuíferos.

En el desarrollo paleohidrogeológico, a partir del Eoceno, existen tres etapas principales que influyeron sobre las condiciones hidrogeológicas actuales:

1. Etapa eocénica: vulcanogeno-marina
2. Oligoceno-miocénica: predominantemente marina.
3. Plioceno–cuaternario: innumerables sucesiones de transgresiones y regresiones del mar.

Según la clasificación de Stráxov, las rocas formadas durante estas etapas se relacionan con los siguientes complejos dinámicos de procesos evolutivos de sedimentación en la historia de la Tierra.

- Etapa eocénica: cuarto complejo
- Etapa oligoceno-miocénica: tercer complejo
- Etapa plioceno-cuaternaria: segundo y primer complejo

Etapa eocénica: Gran parte de los continentes e islas se encontraba cubierta por el mar, en muchos de ellos, al igual que en territorios de tierra firme, predominaban macizos montañosos; existió un vulcanismo intrusivo y a menudo se efectuaban erupciones submarinas. Al mismo tiempo, se desarrollaba la denudación de los macizos montañosos bajo la acción del intemperismo y los productos de la misma eran arrastrados por los ríos hacia el mar. De tal forma, en el lecho marino se depositaron tanto sedimentos carbonatados como efusivos. Los componentes principales del complejo marino-efusivo sedimentario lo representan las calizas, areniscas polimíxticas, aleurolitas y rocas arcillosas, formadas por la reelaboración de los materiales efusivos.

Debido a lo anteriormente expuesto, en la etapa vulcanógeno-marina se formaron, con preponderancia, sedimentos poco arcillosos, conteniendo en la fase inicial aguas marinas.

Etapa oligoceno-miocénica: Esta etapa se relaciona con un periodo de trasgresión del mar predominantemente estable y prolongada; dicha estabilidad fue relativa ya que la línea de costa del mar constantemente cambiaba su configuración, retrocediendo o avanzando en tierra firme.

Las rocas que se formaron en esta etapa están representadas principalmente por calizas, margas y arcillas carbonatadas. Por las condiciones de sedimentación de las rocas en toda una serie de casos, indudablemente es de mares poco profundos, como por ejemplo las calizas organogenas que contienen corales. En esta etapa se formaron rocas que durante su aparición en la superficie terrestre pasaron a ser permeables (calizas, areniscas, etc.), otras relativamente impermeables (arcillas y margas).

Etapa plioceno-cuaternaria: Durante esta etapa ocurrieron varios cambios provocadas por transgresiones y regresiones del mar; las condiciones de sedimentación fueron tanto marina como continentales (de tierra firme); predominó la sedimentación desde arenas gravosas hasta arenas finas y arcillas; su deposición ocurrió de forma muy variada, tanto en área como en perfil, debido a los cambios en

la posición de la línea de costa, la intensidad de la denudación y acumulación de sedimentos; por esta razón en esa etapa, predominantemente, no se formaron estratos con potencias uniformes en grandes extensiones de territorios.

La característica principal de esta etapa fue la deposición de sedimentos en ambos lados de la línea de costa del mar; en territorio del mar la sedimentación se desarrolló en zonas de playas, lagunas costeras, en las terrazas; en tierra firme en terrazas, valles y taludes de macizos montañosos, sobre todo donde los ríos escurrían desde las regiones montañosas. Los cambios de la línea de costa provocaron la mezcla de todos los sedimentos arrastrados hacia esta línea.

Mientras ocurrían las regresiones del mar el área de tierra firme se ampliaba, en estas condiciones se desarrollaba el área de intemperismo de las rocas, principalmente de las calizas y arcillas; en muchos territorios con calizas del Mioceno se originaron procesos de lixiviación, dando origen a un amplio desarrollo del carso; paralelo a ello, se desarrollaba el intemperismo de los macizos montañosos, lo que favoreció el incremento de la deposición de material friable en los valles de los ríos. Los cauces de los ríos durante el ascenso del territorio se profundizaron y llenaron con estos materiales, a la vez que cambiaban sus posiciones.

Durante el proceso de sedimentación y posterior emersión de las rocas, las mismas se encontraban saturadas con aguas saladas de origen marino y en muchos lugares se formaron lagos salinos que durante su evaporación, al paso del tiempo, formaron las rocas evaporitas y sus sales. Posteriormente, debido a distintos procesos geológicos ocurridos y bajo la influencia de aguas de origen fluvial y atmosférico, se ejecutó el desplazamiento de las aguas saladas por las aguas dulces de infiltración. Este proceso, en distintos lugares, se desarrolló a ritmos distintos en función de las litologías de las rocas y sedimentos saturados con aguas saladas. En amplios territorios, en la actualidad, aún existen acuíferos saturados con estas aguas y el proceso de lavado de las rocas aún se encuentra en desarrollo, sobre todo en formaciones con composición arcillosa independientemente de la posición que ocupan sobre el nivel del mar.

Tabla 1.5. Características paleohidrogeológicas por períodos geológicos

Periodo (Edad * 10 ⁶ años)	Pisos (Edad * 10 ⁶ años)	Índice	Características paleohidrogeológicas
Cuaternario (1,5)	Holoceno (0,5) Pleistoceno (1,0)	Q	Sucesivas transgresiones y regresiones del mar con formación de terrazas marinas y ciénagas. Formación de depósitos proluviales, eluviales y deluviales-proluviales en tierra firme. Desarrollo de calizas biohémicas, coralinas, calcarenitas, etc., en mares someros. Acuíferos e impermeables actuales.
	Plioceno (9)	N ₂	Ascenso de gran parte de territorios continentales e islas. Formación en el mar de calizas, areniscas, conglomerados, etc., plegamiento suave de las rocas. Acuíferos actuales.
Neógeno (24,0)	Mioceno (15,0)	N ₁	Trasgresión en el Mioceno inferior y regresión paulatina de los mares que culmina con la emersión de gran número de islas a finales del Mioceno medio y Mioceno superior. Deposición de sedimentos marinos profundos (margas y calizas) neríticos carbonatados-terrigenos (calizas, dolomitas, arcillas, areniscas, conglomerados, etc.). Acuíferos e impermeables actuales.

Los procesos de lavado más prolongados están presentes en aquellos territorios formados por estratos arcillosos de origen marino, en los cuales los procesos de lavado dependen de las características del intercambio hídrico existente entre las aguas subterráneas y las atmosféricas y superficiales de infiltración. En relación con esto, la zonalidad hidroquímica de las aguas subterráneas responde a esquemas similares al que a continuación se presenta:

Tabla 1.6. Zonalidad hidroquímica de las aguas subterráneas

Mineralización	Iones predominantes		Tipos de aguas	
< 0,3	(Cl) - HCO ₃	↓	Ca - (Na)	Aguas predominantemente de precipitaciones atmosféricas
0,3-1,0	(Cl) - HCO ₃	↓	Ca-Mg- (Na)	Intercambio hídrico intensivo
1,0-2,0	(SO ₄)-Cl- HCO ₃	↓	Na- Ca- (Mg)	Intercambio hídrico débil
2,0- 3,0	(SO ₄)-HCO ₃ – Cl	↓	Na- Ca- (Mg)	Intercambio hídrico dificultoso
3,0- 15,0	(HCO ₃)- SO ₄ - Cl	↓	Na- Mg- (Ca)	Intercambio hídrico sumamente dificultoso
> 15,0	(SO ₄ – Cl)	↓	Na- Mg- (Ca)	Aguas relicticas y de zonas con mezcla de agua de mar y aguas marinas.

1.4 Principales estructuras hidrogeológicas

En estudios de las aguas subterráneas para distintos usos o en estudios de índole ambiental que se ejecutan en cuencas de aguas subterráneas o acuíferos, es de gran importancia saber qué estructura hidrogeológica está presente y sus dimensiones, ya que la explotación y protección de las aguas subterráneas debe de estar argumentada no sólo por las condiciones locales de un acuífero o cuenca, sino que debe considerarse tanto el área de estudio como la que la rodea, por ello la importancia de conocer el tipo de estructura que se estudia, sus dimensiones y contornos.

En la actualidad, por el desarrollo de las ciencias hidrogeológicas, se tiene una clasificación de las estructuras hidrogeológicas muy variada, en dependencia de la finalidad con que se establezcan las mismas. Teniendo como finalidad la distribución, almacenamiento y leyes que rigen el movimiento de las aguas subterráneas, las estructuras hidrogeológicas se dividen en estructuras de Primer Grado y estructuras de Segundo Grado.

Una correcta definición de las estructuras hidrogeológicas permite, de forma fundamentada, realizar la regionalización hidrogeológica y determinar las leyes que rigen la existencia y desarrollo de las aguas subterráneas, sus recursos y quimismo de las mismas. Esta regionalización debe ejecutarse con base en las estructuras geológicas que se encuentren presentes en los territorios para los cuales se ejecuta la regionalización hidrogeológica.

Con las estructuras de Primer Grado se relacionan las Macro Estructuras, caracterizándose las principales por: Macizos Hidrogeológicos (MH), Cuencas Artesianas (CA) y Cuencas Vulcanógenas (CV). Los Macizos Hidrogeológicos representan la salida de las rocas del basamento a la superficie del terreno, las mismas pueden estar cubiertas por rocas del Cuaternario y generalmente se encuentran presentes formando cordilleras montañosas. Para los MH es característico el desarrollo de distintos tipos de grietas (aguas de grietas) que forman, en el sistema de reservorios, las vías del escurrimiento de las aguas subterráneas, no pocas veces relacionado con las aguas freáticas de rocas cuaternarias. Dentro de los límites de los MH, a menudo existen rocas carbonatadas, agrietadas y carsificadas, con las que se relacionan las aguas cársticas, en estos casos los macizos de calizas carsificadas presentan una gran variedad de formas y dimensiones. Como regla, el nivel de las aguas cársticas se encuentra a menores cotas (mayores profundidades) que en las

rocas que las rodean. Los macizos cársticos, a menudo, contienen grandes recursos de aguas subterráneas, que en gran número de casos, funcionan como fuentes de alimentación de las redes hidrográficas presentes en zonas montañosas y representan la principal alimentación de los ríos en periodos de estiaje (sequía), ya que grandes volúmenes son almacenados durante el periodo húmedo (de lluvias) y durante el periodo de estiaje son drenados, paulatinamente, por los cauces de ríos presentes, generalmente, en zonas de dislocaciones tectónicas (fallas).

Las Cuencas Artesianas: Según el Diccionario Hidrogeológico e Ingeniero-Geológico, son estructuras que están formadas por un basamento de rocas cristalinas y por una cubierta sedimentaria, en la que se encuentra un complejo de capas acuíferas dentro de una estructura de tipo sinclinal que cubre al basamento. En la cubierta de las CA se encuentran desarrolladas aguas de estratos, freáticas, tanto en rocas porosas como agrietadas y en muchos casos relacionadas con fallas que ocupan la parte superior del corte de la cubierta. A mayores profundidades generalmente están presentes también aguas artesianas (con presión).

En la cubierta de las CA existen horizontes compuestos por uno o varios estratos acuíferos (o complejos acuíferos). Los complejos acuíferos pueden estar formados por estratos de distinta composición litológica, de distintas o una misma edad geológica, así como pueden existir estratificaciones compuestas por estratos permeables (acuíferos) y relativamente impermeables (Seudo acuíferos o acuitardos).

Los estratos acuíferos pueden estar formados por rocas agrietadas, agrietado-cársticas, agrietado-cársticas porosas, agrietado porosa o porosa, por lo que dentro de un mismo complejo acuífero pueden existir estratos con diferentes características hidrodinámicas. Las CA, en función de las estructuras geológicas donde se encuentran desarrolladas, se dividen en: CA de plataformas, CA de zonas montañosas plegadas (entre estas últimas se diferencian las CA intermontanas) y CA de taludes. Cada tipo de CA nombrada se caracteriza por tener sus propias características hidrogeológicas, hidrodinámicas e hidroquímicas. Las CA de Plataformas son las de mayores dimensiones y alcanzan hasta más de 1 000 000 km². La edad de las CA se determina por la edad del complejo acuífero (o estrato) inferior de la cubierta.

Con las CV se relacionan las CA cuyos acuíferos están formados por rocas vulcanógenas. Las formaciones vulcanógenas de las CV generalmente yacen sobre superficies tectónico-erosionadas que cubren los MH. Las CV se dividen en CV terrestres, CV de mares y océanos y CV de transición (desarrolladas entre tierra firme y mar).

Con las estructuras de Segundo Grado se relacionan los yacimientos de aguas subterráneas, los cuales presentan una clasificación muy variada, la misma responde a determinadas condiciones geológicas, litológicas y de quimismo en determinadas estructuras a escala local o zonal, por lo que en una misma cuenca o macizo pueden existir varios yacimientos, incluso, con diferentes génesis entre sí.

Según clasificación de Yázvin y Boriévski, que consideramos presenta la definición más correcta para definir las áreas, tramos o zonas perspectivas para la explotación de las aguas subterráneas, se considera como yacimiento de aguas subterráneas aquellos tramos de horizontes, o estratos, o complejos acuíferos, dentro de los límites de los cuales, por la influencia de factores naturales, (pueden ser artificiales), se han formado condiciones favorables para la explotación de las aguas subterráneas de determinada composición química que responden a determinadas condiciones, en cuanto a calidad y cantidad para su utilización racional y económica para el objetivo requerido.

Por las condiciones geólogo-hidrogeológicas a determinadas escalas, los yacimientos de las aguas subterráneas útiles para su explotación se dividen en:

- Yacimientos de Valles de ríos (actuales y antiguos)
- Yacimientos en conos de deyección en zonas premontañosas
- Yacimientos en valles intermontanos
- Yacimientos en macizos arenosos
- Yacimientos en estructuras y macizos de rocas agrietadas, agrietado-cársticas y de dislocaciones tectónicas en las CA, MH y en las CV.

Cada tipo de yacimiento tiene sus propias características y en cada caso pueden ser específicas, no obstante a esto, al estudiar los distintos yacimientos, además del esclarecimiento de las características propias de los mismos, deben ser estudiadas también, las condiciones que rodean al yacimiento y la interrelación con las mismas.

Tabla 1.7 Clasificación de yacimientos de aguas subterráneas

NO.	YACIMIENTOS	TIPOS Y CARACTERÍSTICAS
I	Valles de ríos	I.1- Valles de gran desarrollo I.2- Valles pequeños I.3- Valles de cauces antiguos
II	Macizos rocosos	II.1- En cuencas cerradas de pequeñas dimensiones II.2- En cuencas abiertas
III	Macizos intemperizados de rocas de distinta composición	III.1- En zonas llanas III.2- En zonas premontañosas y montañosas.
IV	Conos de deyección	IV.1- Periféricos IV.2- Intermontanos
V	Agrietado-filoneanos	V.1- Zonas periféricas de sistemas tectónicos V.2- Zonas internas de sistemas tectónicos

Los yacimientos son las estructuras hidrogeológicas donde se desarrollan las condiciones propicias para la explotación de las aguas subterráneas, los mismos pueden estar representados por la existencia de aguas freáticas (sin presión) o aguas artesianas (sin presión), las cuales, en correspondencia con sus posibilidades de uso por propiedades hidroquímicas, de tecnologías necesarias para la explotación y necesidad de explotación, se denominarán en correspondencia con el uso de las aguas.

Los yacimientos de aguas subterráneas, independientemente para el uso que sean aptos, están formados por rocas acuíferas que no son más que estratos, lentes u otras formas de yacencia de las rocas permeables en las que los poros, grietas u otras cavidades están saturadas con agua gravitacional -aguas que fluyen libremente bajo la acción de la gravedad (aguas freáticas), o bajo la diferencia de presiones hidrostáticas (aguas artesianas).

Las rocas acuíferas ocupan determinado espacio en el macizo rocoso que forma el yacimiento, las mismas pueden estar formando horizontes acuíferos o complejos acuíferos.

Horizonte acuífero: Parte de un estrato o estrato saturado con agua compuesto por uno o varios tipos de rocas permeables, hidrodinámicamente relacionados entre sí y

conteniendo una misma superficie hidráulica (aguas freáticas) o piezométrica (aguas artesianas).

Complejo acuífero: Complejo de horizontes acuíferos iguales o distintos por su composición litológica y porosidad, formados por rocas de cualquier formación estratigráfica, en las que en consecuencia con su variable composición petrográfica, complejidad tectónica y otras causas, no se puede distinguir la existencia de horizontes acuíferos independientes o con la existencia de dos o varios horizontes acuíferos bien definidos formados por rocas de distinta litología y edades.

Los horizontes y complejos acuíferos pueden también ser definidos por edades geológicas para relacionarlos con esas edades y sus rocas.

Capítulo 2 PROPIEDADES FÍSICAS Y ACUÍFERAS DE LAS ROCAS

Como rocas acuíferas puede considerarse la totalidad de las rocas y sedimentos existentes, independientemente del origen de estas; no obstante la acuosidad de las rocas es muy variable en dependencia de la situación de las mismas en el espacio y grado de desarrollo de los distintos fenómenos ocurridos en el proceso de sedimentación y posterior a ello, de tal forma, un mismo tipo de roca puede ser, en algunos casos, acuífera (presentando alta permeabilidad) y en otros casos puede ser considerada impermeable (presentando muy baja permeabilidad). De acuerdo con los procesos de sedimentación y otros procesos ocurridos posteriormente a este, los acuíferos pueden ser formados por rocas porosas, poroso-agrietadas, poroso-agrietado-cársticas y agrietado-cársticas.

Las rocas porosas predominantemente están representadas por sedimentos arenoguijarrosos y arcillosos, denominados: sedimentos friables, aunque también se encuentran rocas sedimentarias compactadas como las areniscas, aleurolitas, margas y algunos tipos de calizas en las que predomina una estructura porosa, pudiendo presentar grietas y cavernas. En algunos casos y sobre todo en las rocas carbonatadas, por factores que influyen sobre las mismas, como el intemperismo y la acción de algunos tipos de aguas subterráneas (en dependencia de su composición química) se origina un amplio desarrollo del carso, con presencia de cavernas que en ocasiones alcanzan proporciones descomunales; como ejemplo de estas rocas podemos citar las calizas del Mioceno, que presentan un amplio desarrollo en gran número de países, generalmente en estas rocas las cavernas de mayores proporciones pueden alcanzar hasta varios kilómetros de longitud y formar una enmarañada red de cavernas y canales, las cuales se encuentran ubicadas en la actualidad, predominantemente, en zonas montañosas sobre la base actual de erosión.

2.1 Composición granulométrica

En la composición de las rocas sedimentarias friables y débilmente cementadas, con las que están relacionadas las aguas subterráneas, se encuentran fracciones gravosas, arenosas, limosas, arcillosas y coloidales. Estas últimas presentan una participación insignificante en comparación con las restantes, pero su contenido es muy superior en las arcillas y rocas arcillosas que forman los estratos impermeables.

La determinación de las dimensiones de los granos y partículas que forman las rocas permeables e impermeables tiene un gran significado en distintos tipos de investigaciones hidrogeológicas, ya que de la composición granulométrica de las rocas dependen muchas propiedades como la permeabilidad, porosidad, entrega de agua, capilaridad, etc. El estudio de la composición granulométrica nos permite esclarecer las condiciones geológicas y paleohidrogeológicas de formación de los horizontes acuíferos. Los datos sobre la granulometría nos permiten ejecutar correctamente la solución del tipo de filtro a utilizar en los pozos de explotación de las aguas subterráneas.

Las dimensiones de las partículas de sedimentos friables varían en un amplio rango, desde $\leq 0,001$ mm (partículas arcillosas y coloidales) hasta cientos de milímetros (cantos y bloques). La determinación de las dimensiones de las partículas de sedimentos friables se ejecuta por el análisis granulométrico; las fracciones mayores de 10 mm se determinan visualmente, mientras que las partículas con dimensiones entre 0,1 y 10 mm se determinan aplicando tamices así como las fracciones menores de 0,1 mm por el método de sedimentación. El resultado del análisis granulométrico

se expresa en la Tabla 2.1 y en los gráficos logarítmicos de contenido granulométrico (Figura 2.1).

Tabla 2.1. Contenido granulométrico

Contenido de fracciones en la forma habitual de expresión		Contenido de fracciones en su conjunto	
Diámetro de las partículas, mm	Contenido %	Diámetro mayor de las partículas en la suma de las fracciones, mm	Por ciento sumatorio, %

Por el gráfico logarítmico se determina el diámetro de las partículas, que corresponden al 10 y 60 % del contenido de la suma de todas las partículas. Las del 10 % representan el diámetro efectivo, las del 60 % se utilizan para determinar el coeficiente de heterogeneidad de las rocas por la fórmula:

$$K_h = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (2.1)$$

Cuando $K_h < 5$ la roca es homogénea, con $K_h > 5$ la roca es heterogénea.

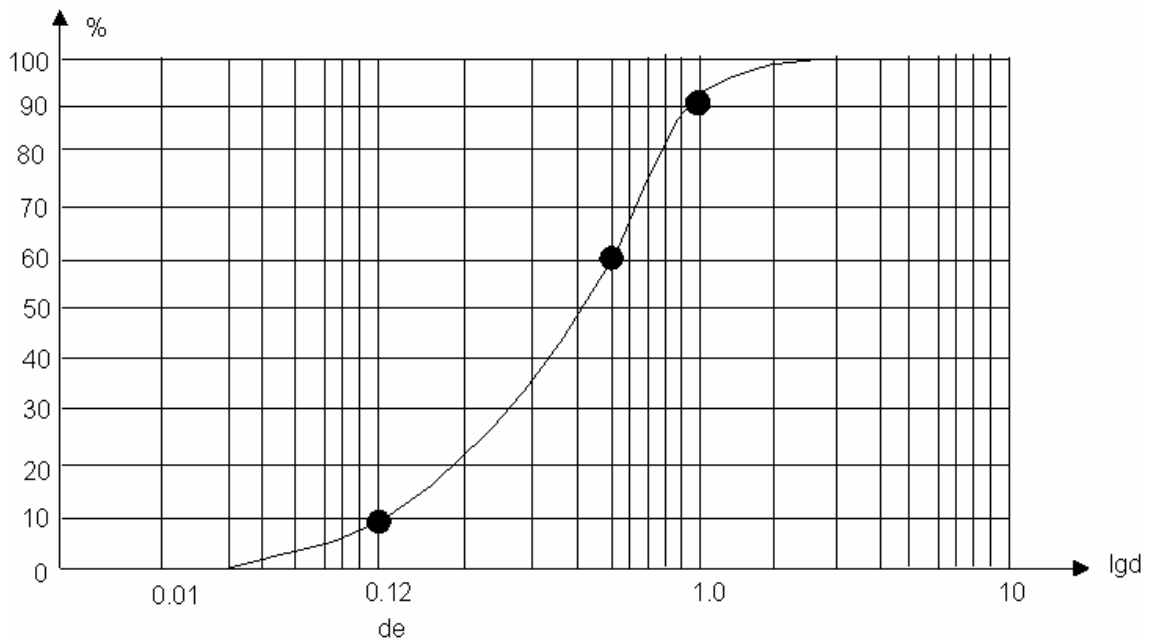


FIGURA 2.1. Gráfico logarítmico del contenido granulométrico. %; por ciento del peso de la muestra analizada por diámetro de partículas; lg d, logaritmo del diámetro de las partículas.

Los resultados de un gran número de análisis granulométricos de las rocas sedimentarias friables sirvieron de base para la clasificación de las rocas por su contenido granulométrico; esta se expone en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2. Clasificación general de las rocas sedimentarias por su contenido granulométrico, según Priklnsky

Fracciones	Dimensiones	Tamaño de las partículas, mm
Bloques (rodados y angulares)	Grandes	< 800
	Medianos	800-400
	Pequeños	400-200
Cantos rodados y guijarros (angulares)	Muy grandes	200-100
	Grandes	100-60
	Medianos	60-40
	Pequeños	40-20
Gravas (rodadas) y gravillas (angulares)	Gruesas	20-10
	Medianas	10-4
	Pequeñas	4-2
Arenas	Muy gruesas	2-1
	Gruesas	1-0,5
	Finas	0,5-0,25
	Muy finas	0,25-0,1
	Pequeñas	0,1-0,05
Limo	Grueso	0,05-0,01
	Fino	0,01-0,005
Arcilla	Gruesa	0,005-0,001
	Fina	< 0,001

2.2 Porosidad y agrietamiento

Las rocas, por su origen y debido a procesos secundarios (intemperismo), lixiviación, movimientos tectónicos, cementación y otros), generalmente no son monolíticas, sino que contienen poros, cavidades y grietas de las más distintas formas y dimensiones (Figura 2.2).

La porosidad de las rocas se presenta por intervalos entre fracciones de la roca. La porosidad, conjuntamente con el agrietamiento y características litológicas, determinan las propiedades hidrogeológicas de las rocas en área y profundidad; con la profundidad la porosidad de las rocas disminuye, lo que se explica por el aumento de la presión sobre las mismas y cementación de los poros. La porosidad de las rocas, en dependencia del tipo y dimensiones de los poros, cavidades y grietas, se diferencian en:

- Porosidad no capilar (mayores de 1 mm).
- Porosidad capilar, cuando en las rocas se encuentran poros con diámetros menores de 1 mm y grietas con ancho menor de 0,25 mm.

Por sus dimensiones los poros y grietas se dividen en los tres grupos siguientes:

1. Supercapilares (poros con dimensiones mayores de 0,5 mm, grietas con ancho mayor de 0,254 mm).
2. Capilares (poros de 0,5 a 0,02 mm, grietas con ancho 0,254 a 0,001 mm).
3. Subcapilares (poros menores de 0,002 mm, grietas con ancho menor de 0,0001 mm).

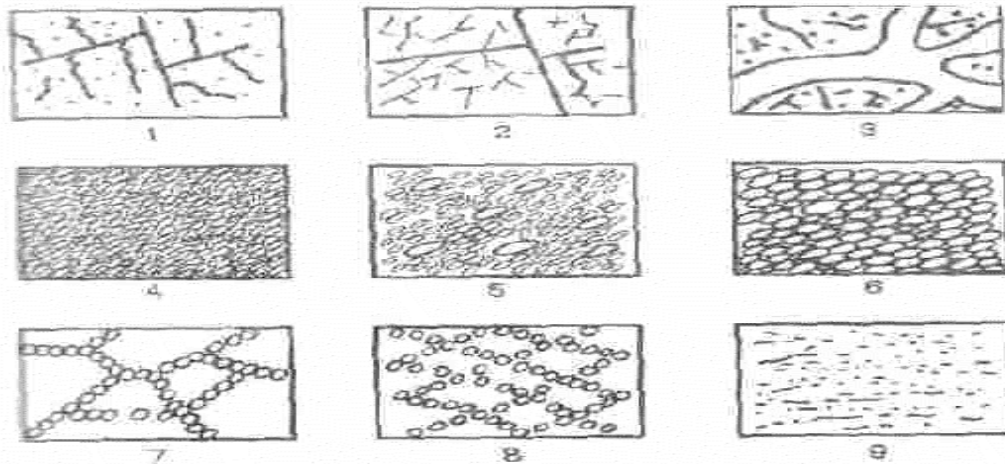


FIGURA 2.2 Distintos tipos de poros en las rocas. 1. Rocas madres con aislados poros y grietas estructurales; 2. Rocas madres con porosidad y agrietamiento desarrollados por la acción del intemperismo; 3. Rocas cavernosas con grandes cavidades originadas por la acción de la lixiviación y disolución de las mismas; 4. Roca arenosa con granulometría homogénea, con poca porosidad por la cementación de los poros o rellenos de arcilla; 5. Roca arenosa friable con poca porosidad debido a la heterogeneidad de sus granos; 6. Roca arenosa friable con alta porosidad debido a la homogeneidad de sus granos; 7. Roca con macro y micro poros; 8. Roca arcillosa microporosa; 9. Roca arcillosa con poca porosidad debido a su compactación.

La determinación de los tipos de poros y grietas es importante para la evaluación de las condiciones de movimiento de las aguas subterráneas. En los poros y grietas supercapilares ocurre el movimiento libre de las aguas subterráneas; en los capilares el movimiento de esta agua solo ocurre bajo la influencia de grandes fuerzas capilares. Las rocas con poros y grietas subcapilares son prácticamente impermeables; en ellas no ocurre el movimiento de las aguas (arcillas plásticas, compactadas, esquistos arcillosos y otras rocas similares).

La magnitud de la porosidad de las rocas se caracteriza por el coeficiente de porosidad de la fórmula siguiente:

$$n = \frac{V_p}{V_r} \cdot 100 \quad (2.2)$$

Donde: n : coeficiente de porosidad, %

V_p : volumen de los poros

V_r : volumen de la roca

El coeficiente de porosidad puede ser calculado por el peso específico y volumétrico de las rocas:

$$n = \left(1 - \frac{\delta}{\beta}\right) \cdot 100 \quad (2.3)$$

Donde:

n : coeficiente de porosidad, %

δ : peso volumétrico de la roca, g/cm³

β : peso específico del esqueleto de la roca, g/cm³

La porosidad en las rocas, como se ha manifestado, depende de muchos factores, los que en cada tipo de roca que se analice se reflejarán de distintas formas en dependencia del tipo de litología de las rocas.

A continuación se expone la porosidad media de algunas rocas de distinto tipo de génesis.

Tabla 2.3. Valores medios de porosidad de las rocas (Según Churinova) en %

Rocas y sedimentos	Porosidad en %
Granito	0,63
Gabros y diabasas	0,32
Porfiros cuarcíferos	5,9
Porfiros cuarcíferos muy agrietados	8,7
Porfiritas de composición ácida y media	2,0
Porfiritas metamorizadas	4,7
Lavas de porfiros cuarcíferos	7,2
Areniscas volcánicas	9,3
Tobas de composición ácida	11,0
Cuarcitas	0,41
Mármoles	0,65
Areniscas cuarcíferas	1,24
Areniscas	3,17
Calizas marmolizada	1,43
Calizas organógenas	12,17
Calizas detríticas	21,18

2.3 Permeabilidad

Como permeabilidad se denomina la propiedad de las rocas de permitir el paso de líquidos, gases y sus mezclas a través de ellas en presencia de cambios de presión o cargas hidráulicas. La permeabilidad depende de las dimensiones de los poros y grietas que se comunican entre sí en las rocas y se caracterizan por el coeficiente de filtración en unidades de velocidad (cm/s; m/día).

De acuerdo con la Ley de Darcy, el caudal de las aguas de filtración Q en la unidad de tiempo es proporcional al coeficiente de filtración K , al área de filtración F y al gradiente hidráulico I , es decir:

$$Q = K.F.I \quad (2.4)$$

Dividiendo ambas partes de la ecuación (2.4) por F y representando Q/F por V , tenemos:

$$V = K.I \quad (2.5)$$

Donde:

V : velocidad de filtración, m

En la fórmula 2.4 el parámetro F , área de la sección de filtración, la podemos representar como $H*B$, donde en estratos acuíferos H es el espesor acuífero y B es la longitud de la sección de filtración transversal al flujo subterráneo. A su vez KH representa la transmisividad acuífera y caracteriza la propiedad del acuífero de dejar pasar el agua a través de una sección transversal a la dirección del flujo del agua subterránea, en la unidad de tiempo y bajo determinadas condiciones del gradiente hidráulico I , de donde, la transmisividad será:

$$T = KH \quad (2.6)$$

De tal forma la expresión 2.4 se transforma en:

$$Q = T B I \quad (2.7)$$

Donde:

Q : Caudal del flujo subterráneo a través de una sección transversal a la dirección del flujo, m³/día

T : Transmisividad acuífera, m²/día

I : Gradiente hidráulico, (adimensional)

El gradiente hidráulico I representa la pendiente del nivel del agua en acuíferos freáticos, y en acuíferos artesianos, la pendiente de las presiones en el acuífero. En ambos casos referenciados a dos puntos con datos de la posición del nivel, ubicados en perfil paralelo a la dirección del flujo subterráneo.

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L}$$

Donde:

H_1 y H_2 : Mayor y menor cota del nivel del agua (referidas al nivel medio del mar) en dos puntos ubicados en perfil paralelo a la dirección del flujo subterráneo, m

L : distancia entre los dos puntos con determinación de H_1 y H_2 , m.

De la fórmula 2.5 tenemos que el coeficiente de filtración es igual a la velocidad de filtración cuando el gradiente hidráulico es igual a la unidad, $K = V$ cuando $I = 1$.

Permeabilidad absoluta: Por ella se entiende la permeabilidad de las rocas estando éstas totalmente saturadas por líquido y gases, y la ausencia de la interacción físico-química entre el líquido y los gases con la roca.

Permeabilidad efectiva: Por ella se entiende la permeabilidad de las rocas solo para gases o líquidos, durante el movimiento en ellos, de otros fluidos, líquidos o gaseosos. En condiciones naturales en los estratos productivos, a menudo, tienen lugar

movimientos tri y bidimensionales de agua, petróleo y gas; agua y petróleo; agua y gas.

Permeabilidad relativa: Con ella se caracteriza la relación de la permeabilidad efectiva con la absoluta, y se expresa con unidades adimensionales, por lo general siempre presenta valores menores que la unidad.

La permeabilidad de las rocas para un líquido químico e inerte (agua, querosín, petróleo) en condiciones de laboratorio se calcula por la fórmula:

$$K_p = \frac{Ql\gamma}{F\Delta p} \quad (2.8)$$

Donde:

K_p : coeficiente de permeabilidad, Darcy

Q : caudal del líquido, cm^3 / s

l : largo de la muestra de roca en prueba, cm

γ : viscosidad del líquido, sp

F : área de la sección de la muestra, cm^2

Δp : cambio de la presión, atm

En la práctica hidrogeológica la permeabilidad se representa por el coeficiente de filtración K (denominado por algunos autores como conductividad hidráulica), el que directamente caracteriza la propiedad de las rocas de permitir pasar a través de ellas el flujo subterráneo, este coeficiente representa un vector de velocidad del agua subterránea, el mismo se relaciona con la permeabilidad de Darcy por la siguiente fórmula:

$$K = \frac{\eta}{\gamma} K_p$$

Donde:

η : es la densidad del agua, g / cm^3

Tabla 2.4. Valores medios del coeficiente de filtración K y permeabilidad K_p de algunas rocas (para condiciones de agua dulce en movimiento con temperatura de 20 °C)

Grupo	Características de la roca	K m/día.	K_p Darcy.
I	Rocas muy permeables: guijarros y gravas con arena gruesa, calizas carsificadas y rocas muy agrietadas.	100-1000 y más	1160-116
II	Rocas permeables: guijarros y gravas con arena fina, gruesas y media limpia, rocas carsificadas y agrietadas.	10-100	116-11,6
III	Rocas permeables: guijarros y gravas rellenas con arena fina y algo arcillosa, arena de grano medio a fino, rocas poco carsificadas.	1-10	11,6-1,16
IV	Rocas poco permeables: arenas menudas, arena arcillosa, rocas poco agrietadas.	0,1-1,0	1,16-0,12
V	Rocas muy poco permeables: arcillas arenosas y rocas débilmente agrietadas.	0,001-0,1	0,12-0,0012
VI	Rocas prácticamente impermeables: arcillas, margas compactas y otras rocas masivas.	\langle 0,001	\langle 0,0012

2.4 Piezoconductividad y conductividad de nivel

Piezoconductividad: Coeficiente que representa la velocidad de distribución del cambio de presión por el estrato acuífero artesiano (con presión).

Para los estratos acuíferos con los cuales están relacionadas las aguas dulces con viscosidad $\gamma = 1$ el coeficiente de piezoconductividad se determina por la fórmula:

$$a = \frac{K}{n\beta_a + \beta_p} = \frac{K}{\beta_e} \quad (2.9)$$

Donde:

a : coeficiente de piezoconductividad, m²/día

K : coeficiente de filtración, m/día

n : coeficiente de porosidad

β_a : coeficiente de compresibilidad del agua, 1/atm

β_p : coeficiente de compresibilidad de las rocas, 1/atm

β_e : coeficiente de capacidad elástica del estrato acuífero, 1/atm

El coeficiente de compresibilidad del agua crece con el aumento del contenido de gases disueltos en ella y con el aumento de su mineralización y oscila en los siguientes valores:

$$\beta_a = 2,7 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-5}, \text{ 1/atm}$$

El coeficiente de compresibilidad de las rocas oscila entre los siguientes valores:

$$\beta_p = 0,3 \cdot 10^{-5} - 1,7 \cdot 10^{-5}, \text{ 1 / atm}$$

En la fórmula 2.7 se ve que si el agua y la roca que forman el estrato acuífero fueran incomprensibles, entonces β_a y β_p serían igual a cero y el coeficiente de piezoconductividad sería infinito.

Conductividad de nivel: coeficiente que representa la velocidad de distribución de los cambios de las cargas hidráulicas en los estratos acuíferos freáticos (sin presión). Este coeficiente se calcula por la fórmula:

$$a_y = \frac{Kh_m}{\mu} \quad (2.10)$$

Donde:

a_y : coeficiente de conductividad de nivel, m²/día

K : coeficiente de filtración, m/día

h_m : espesor medio del estrato acuífero dentro de los límites de influencia del bombeo en un momento de tiempo determinado, m

μ : coeficiente de entrega de agua de las rocas (adimensional), también denominado porosidad activa y coeficiente de almacenamiento

De la fórmula 2.8 se desprende que en los estratos acuíferos la redistribución del nivel del agua en tiempo y área ocurre con más intensidad mientras mayores sean las propiedades de filtración de las rocas, mayor espesor del acuífero y menor entrega de agua.

2.5 Capacidad acuífera y entrega de agua

Capacidad acuífera de las rocas:

Se denomina a la capacidad de estas de recibir, almacenar y retener un determinado volumen de agua. La misma se caracteriza por el coeficiente de capacidad acuífera, el cual se expresa en porcentaje de peso o volumen. En el primer caso es igual a la relación del peso del agua retenida con el peso de la muestra de roca en estado seco, en el segundo caso es la relación del volumen del agua con el volumen de la muestra de la roca. La interrelación entre la capacidad acuífera de peso y volumétrica se representa por la fórmula:

$$W_v = W_p \delta \quad (2.11)$$

Donde:

W_v : coeficiente de la capacidad acuífera volumétrica, %

W_p : coeficiente de la capacidad acuífera de peso, %

δ : peso volumétrico de la roca seca, g / cm³

De acuerdo con el tipo de agua contenida en las rocas se tienen las siguientes capacidades acuíferas: higroscópicas, molecular, capilar y total.

- La capacidad acuífera higroscópica y molecular corresponde a la cantidad de agua higroscópica y pelicular retenidas en la superficie de las rocas por fuerzas electro- moleculares.
- La capacidad acuífera capilar corresponde a la saturación con agua de los poros capilares.
- La capacidad acuífera total corresponde a la total saturación de las rocas con agua.

Gran importancia tiene la capacidad acuífera molecular máxima que representa la cantidad máxima de agua reticular contenida en las rocas acuíferas. La capacidad acuífera de las rocas depende del tipo de roca y características de su agrietamiento; en función de ello será el volumen de agua que podrá ser almacenado en las rocas.

En la Tabla 2.5 se presentan algunos valores de la capacidad acuífera media de algunos sedimentos.

Tabla 2.5. Capacidad acuífera media de algunos sedimentos (según Priklónsky)

Sedimentos	Capacidad acuífera, %
Arena gruesa	1,57
Arena media	1,6
Arena fina	2,73
Limo	4,75
Arcilla	44,85

Entrega de agua de las rocas: Es la propiedad de las rocas saturadas hasta su capacidad acuífera total, de entregar parte del agua almacenada a través de un escurrimiento libre bajo la fuerza de gravedad. Algunos investigadores denominan esta propiedad de las rocas porosidad activa, otros, coeficiente de almacenamiento. La entrega de agua de las rocas se caracteriza con el coeficiente de Entrega de Agua, representado por partes de la unidad o en por ciento.

La determinación del coeficiente de entrega de agua de las rocas es de suma importancia en cálculos hidrogeológicos relacionados con la evaluación de reservas de las aguas subterráneas, cálculos para pronóstico de obras hidrotécnicas, de mejoramiento de suelos y otros.

La entrega de agua de las rocas puede ser determinada por ensayos de laboratorio, por datos de observación del régimen de niveles de las aguas subterráneas y por datos de bombeos experimentales. Según datos de ensayos de laboratorios, el coeficiente de entrega de agua puede obtenerse por la fórmula:

$$\mu = Wc.t - Wc.m \quad (2.12)$$

Donde:

μ : coeficiente de entrega de agua, adimensional, %

$Wc.t$: capacidad acuífera total, %

$Wc.m$: capacidad acuífera molecular, %

Por datos de observaciones sistemáticas del régimen de las aguas subterráneas el coeficiente de entrega de agua puede ser calculado por la fórmula:

$$\mu = \frac{Q_t}{\Delta V} \quad (2.13)$$

Donde:

Q_t : caudal medio del flujo subterráneo en la zona de descarga del estrato acuífero en el tiempo t , $m^3/día$

ΔV : volumen del estrato acuífero desecado en el tiempo t , m^3

En estratos acuíferos freáticos el valor de Q , en dependencia de la profundidad de yacencia del lecho impermeable, se determina de distintas formas. Este caudal puede coincidir con el caudal total de un manantial que surja en los taludes de las márgenes de ríos (con la yacencia del impermeable sobre el nivel del agua en el río); puede determinarse también considerando Q igual a la magnitud de la alimentación subterránea de los ríos, determinada en un tramo del río entre dos estaciones hidrométricas.

La magnitud ΔV se determina por los datos de observaciones sistemáticas en puntos distintos en el área limitada por los parteaguas del acuífero, los cuales se determinan por los mapas de hidroisohipsas.

Según datos de bombeos experimentales, tomando los descensos de dos puntos de observación de niveles (pozos satélites de observación) o por medida de la recuperación de los niveles en estos puntos, el coeficiente de entrega de agua se determina por la fórmula:

$$\mu = \beta \frac{Q.t}{r_1^2(S_1 - S_2)} \quad (2.14)$$

$$\beta = 0,824 \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^{\frac{2S_1}{S_1 - S_2}} \cdot \log \frac{r_2}{r_1} \quad (2.15)$$

Donde:

Q : caudal estabilizado de bombeo, $m^3 / día$

t : duración del bombeo, días

r_1 y r_2 : distancias de los puntos de observación más próximo y más distante hasta el pozo de bombeo, m

S_1 y S_2 : abatimientos estabilizados del nivel del agua en los puntos de observación más próximos y más distantes respectivamente, m

Por recomendaciones de Bindeman (1963), con bombeos prolongados (mayores de 48 horas) los puntos de observación deben situarse en forma de radio, el punto de mayor distancia a unos 25-30 m del pozo de bombeo en acuíferos friables arenosos y 50-70 m en rocas agrietadas; el punto más próximo al pozo de bombeo se ubicará a la mitad de la distancia desde éste hasta el punto más distante. En rocas agrietadas o agrietadas cársticas se recomienda ubicar un perfil paralelo al agrietamiento predominante y otro normal a este.

Además de los métodos y fórmulas antes relacionados, existen otros métodos para determinar el coeficiente de entrega de agua de las rocas, que exponemos a continuación:

1. Por despeje de la fórmula 2.8

$$\mu = \frac{Kh_m}{a} \quad \text{o} \quad \mu = \frac{Kh_m}{a_y} \quad (2.16)$$

Donde:

a : coeficiente de piezoconductividad cuando se trata de acuíferos artesianos, m²/día

a_y : coeficiente de conductividad de nivel cuando se trata de acuíferos freáticos, m²/día

2. Cuando se tiene certeza de que μ es mayor de 0,15 puede utilizarse la expresión recomendada por Beltzinsky:

$$\mu = 0,17 \sqrt[7]{K} \quad (2.17)$$

3. Cuando por la litología perforada no se puede tener una idea aproximada del valor de μ , Lundin y Daml proponen para valores aproximados la expresión:

$$\mu = 0,13 + 0,07 \log. K \quad (2.18)$$

Las expresiones 2.17 y 2.18 deben ser utilizados para valores aproximados con datos del caudal y abatimiento del bombeo constantes. Es necesario aclarar que en dependencia del tipo de estrato acuífero que se analice, artesiano o freático, la entrega de agua de las rocas se encontrará influenciada por distintos factores.

En acuíferos artesianos tendremos que μ será la entrega de agua elástica y en acuíferos freáticos será la entrega de agua gravitacional. En la entrega de agua elástica influyen las presiones existentes en los acuíferos artesianos, provocados por los estratos impermeables que sobreyacen a los mismos. En la entrega de agua gravitacional solo influye la presión atmosférica, debido a que estos acuíferos tienen una superficie libre del nivel de sus aguas, por lo que el mismo está relacionado directamente con la presión atmosférica, a través de los poros y otras cavidades presentes en la zona no saturada.

Tabla 2.6. Valores medios de la entrega de agua μ en distintos sedimentos y rocas

Sedimentos y rocas	Valores medios de μ
Arena limosa	0,1
Arena muy fina	0,1-0,15
Arena fina	0,15-0,2
Arena mediana	0,2-0,25
Arena gruesa	0,25-0,3
Arena muy gruesa	0,3-0,35
Gravas pequeñas	0,3-0,35
Gravas medianas	0,35
Gravas gruesas	0,35
Guijarros pequeños	0,3
Guijarros grandes	0,3
Rocas poco agrietadas	0,002
Rocas agrietadas	0,002-0,08

Rocas muy agrietadas	0,08-0,1
Rocas agrietadas con poco Carso	0,05- 0,08
Rocas agrietadas cársicas	0,05-0,08
Rocas agrietadas muy carsificadas	0,05- 0,15

Los sedimentos areno-gravosos con relleno de arcillas presentan una entrega de agua disminuida aproximadamente en 0,05 con respecto a los valores dados en la tabla anterior.

2.6 Humedad de las rocas

En condiciones naturales, las rocas siempre contienen una mayor o menor cantidad de agua. En los suelos y rocas que yacen sobre el nivel de las aguas subterráneas el contenido del agua en el transcurso de un año varía en dependencia de las temperaturas, presiones atmosféricas, humedad del aire, evaporación, precipitaciones atmosféricas, etc. Bajo el nivel del agua subterránea, la humedad de las rocas es constante y representa la máxima admisible para estas rocas, que poseen una determinada porosidad.

La humedad natural se determina por muestras de rocas con estructura inalterada (monolíticas), tomadas de calicatas, pozos y calas, entre otros. Para conservar la humedad natural el monolito se protege con parafina, en el momento de ser tomado. La magnitud de la humedad natural se determina en laboratorio mediante el secado de la muestra de roca, tomada hasta obtener un peso constante, con esto la humedad se representa como humedad de peso y volumétrica.

Humedad de peso: Es la relación del peso del agua con el peso de la roca seca.

$$Wp = \frac{q_h - q_s}{q_s} \cdot 100 \quad (2.19)$$

Donde:

Wp : humedad de peso, %

q_h : peso de la muestra de roca con su humedad natural

q_s : peso de la muestra de roca después del secado (generalmente el secado de la muestra se efectúa en estufa, manteniendo una temperatura de 105-100 °C)

Humedad volumétrica: se representa por el volumen de agua contenido en un 1 cm³ de la roca húmeda y se determina por la fórmula.

$$Wv = Wp \cdot \delta \quad (2.20)$$

Donde:

Wv : humedad volumétrica, %

Wp : humedad de peso, %

δ : peso volumétrico de la roca seca, g/cm³

En las investigaciones hidrogeológicas, en ocasiones es de interés la determinación de los coeficientes de saturación de las rocas (K_s) que representan la relación de la humedad volumétrica de la roca con el coeficiente de porosidad n .

$$K_s = \frac{W_v}{n} = W_p - \frac{\delta}{n} \quad (2.21)$$

De la fórmula 2.21 se desprende que para rocas absolutamente secas $K_s = 0$ y con una total saturación de la roca $K_s = 1$.

Por el coeficiente de saturación las rocas se dividen en tres grupos:

- 1- Secas $0 < K_s < 0,33$
- 2- Húmedas $0,33 < K_s < 0,67$
- 3- Mojadas hasta su saturación $0,67 < K_s < 1$

Déficit de saturación de las rocas se denomina a la diferencia entre la capacidad acuífera y la humedad de las rocas.

$$ds = W_{c.t} - W_v \quad (2.22)$$

Donde:

- ds : déficit de saturación de las rocas, %
- $W_{c.t}$: capacidad acuífera total de las rocas, %
- W_v : humedad natural, %

2.7 Capilaridad

Como ya ha sido mencionado, las rocas contienen poros, grietas y otras cavidades de distintas formas y dimensiones. Los poros pequeños presentan propiedades similares a los tubos capilares corrientes, diferenciándose de ellos solo por la forma de su sección y orientación en el espacio. Los poros capilares pueden estar comunicados entre sí o independientes unos de otros, formando en una sección del espacio una compleja red capilar.

En la zona de aireación (zona no saturada), ubicada sobre el nivel de las aguas freáticas, se desarrollan presiones capilares, las cuales originan aguas capilares, estas en una estructura homogénea de la zona de aireación, generalmente están fuertemente unidas con el nivel de las aguas freáticas; en una estructura heterogénea formada en perfil por lentes y estratos arcillosos, la unión con el nivel de las aguas freáticas puede no existir o tener un carácter sumamente complejo.

En los poros capilares de las rocas la superficie del agua toma una forma cóncava en dirección al agua (Figura 2.3). Las fuerzas de la tensión superficial están dirigidas en forma de tangentes a la superficie cóncava; las fuerzas verticales de la tensión superficial están dirigidas en una dirección y forma la fuerza (P), bajo la acción de la cual el agua asciende hasta la altura H_c (altura de ascenso capilar). Esta altura sirve de medida a las capilaridades de las rocas.

La altura de los ascensos capilares depende de las dimensiones de los poros capilares, granulometría de las rocas de la zona de aireación, forma de las partículas, densidad y homogeneidad de su deposición, del peso específico, temperatura, mineralización y composición salina de las aguas.

Con el aumento de la temperatura disminuye la tensión superficial, con el aumento de la mineralización de las aguas aumenta la tensión superficial. Por ejemplo, las aguas clóricas presentan un ascenso capilar mayor que las aguas sulfatado-sódicas con la misma mineralización y todas las demás condiciones iguales.

En rocas areno-arcillosas la altura del ascenso capilar puede ser determinada por la fórmula de Kozeni:

$$H_c = 0,446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e} \quad (2.23)$$

Donde:

H_c : altura del ascenso capilar, cm

n : coeficiente de porosidad

d_e : diámetro efectivo de las partículas (diámetro del 10 % de contenido de partículas por análisis granulométrico), cm

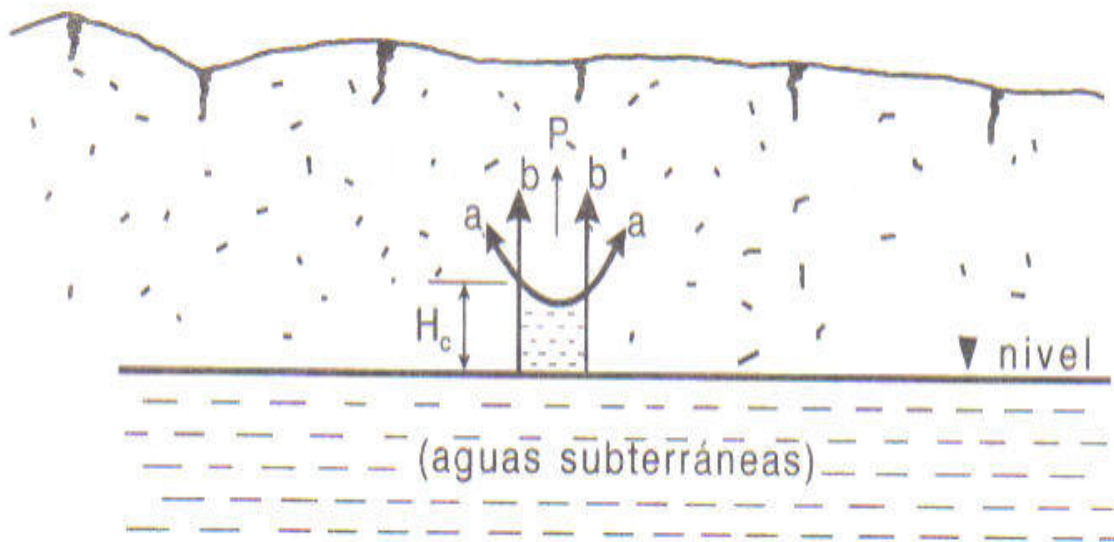


FIGURA 2.3. Esquema del ascenso capilar.

Tabla 2.7. Valores de las alturas máximas del ascenso capilar de algunos sedimentos (según Skabalanovich y Cedénko-1980)

Litología	Ascenso Capilar Máximo (H_c), en m.
Arena gruesa	0,12-0,15
Arena media	0,40-0,50
Arena fina	0,90-1,10
Arena arcillosa	1,75-2,0
Arcilla arenosa ligera	2,25-2,50
Arcilla arenosa pesada	3,50-6,50
Arcilla ligera o pesada	hasta 12,0 y mayores

La capilaridad reflejada en los ascensos capilares, en gran número de casos, es uno de los principales procesos de formación y enriquecimiento secundario de yacimientos minerales sólidos en cortezas de intemperismo formadas por sedimentos arcillo-limosos, como por ejemplo, en la corteza de intemperismo de los macizos ofiolíticos donde se desarrollan las lateritas por meteorización de peridotitas creándose los yacimientos de níquel, cobalto y hierro. En este caso las aguas que circulan por las peridotitas agrietadas que subyacen en las lateritas contienen, generalmente, presiones que pueden ser considerables en dependencia del espesor de las lateritas;

las aguas en las peridotitas contienen elementos químicos como el níquel, cobalto, hierro y otros muchos que circulan por ascensos capilares a través de las lateritas durante millones de años con caudales que pueden superar los 2 l/día por m² del perfil laterítico, depositando estos elementos en él, donde por distintos procesos físico-químicos, de oxidación-reducción y otros, se han formado los minerales y sus contenidos actuales existentes.

Estos mismos procesos se desarrollan en territorios donde la zona no saturada está formada por sedimentos arcillosos de origen marino y marino-aluvial, depositados en distintas épocas geológicas y principalmente desde el Mioceno hasta el Cuaternario, cuando ocurrieron a escala universal gran número de transgresiones marinas, dejando acumulados en esos sedimentos sales marinas. En estos casos, los ascensos capilares se han desarrollado a través de la zona no saturada transportando hasta la superficie del terreno las aguas que subyacen en esta zona y que contienen elementos como el sodio, cloruros y otros de origen marino, al igual que en el perfil por donde las aguas transitan, llegando a la superficie del suelo el agua donde se evapora y estos elementos se depositan sobre el suelo, proceso que a largo plazo (cientos y miles de años) llega a acumular tal cantidad de estos elementos que provocan la salinización de los suelos.

Estos procesos se han incrementado en los últimos siglos y sobre todo en las décadas más recientes, provocado por el intensivo desarrollo de la explotación de los suelos agrícolas con introducción de equipos agrícolas muy pesados, los que provocan la compactación de los suelos hasta profundidades superiores a los 10 m; con esta compactación se reducen las dimensiones de los poros en la zona no saturada y con ello se aceleran los procesos de ascensos capilares, provocando la aceleración de la salinización de los suelos hasta hacerlos improductivos y en muchos casos hasta convertirse en suelos áridos, semi-desérticos y desérticos, en los que influyen también otros procesos como los climáticos, en dependencia de la posición geográfica de los distintos territorios.

Capítulo 3 PROPIEDADES FÍSICAS, QUIMISMO Y CONTAMINACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Las aguas subterráneas, en dependencia de su origen, fuentes de alimentación, propiedades físicas y químicas de las rocas acuíferas y por factores artificiales, provocados principalmente por el hombre, presentan una amplia variedad de propiedades físicas y químicas, las que deben ser estudiadas en las investigaciones que se ejecutan en cada caso en particular.

3.1 Propiedades físicas

Como principales propiedades físicas de las aguas subterráneas podemos relacionar las siguientes: temperatura, transparencia de sólidos en suspensión, color, sabor, olor, peso específico y conductividad eléctrica.

Temperatura: La temperatura del agua en acuíferos freáticos depende principalmente de la temperatura ambiental; en el caso de acuíferos artesianos, está influenciada también por la temperatura ambiental, aunque en menor grado; en estratos artesianos profundos influye de forma considerable el gradiente térmico de las rocas, el cual aumenta aproximadamente $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m de profundidad.

Para la determinación de la temperatura deben utilizarse termómetros ambientales con escala de $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$; en caso de pozos profundos, a los termómetros se les adiciona un dispositivo especial de material refractario que permite la transportación del agua desde grandes profundidades hasta la superficie del terreno, manteniendo su temperatura original. Por su temperatura, las aguas subterráneas se dividen en:

Frías con temperaturas $\leq 20\text{ }^{\circ}\text{C}$

Tibias con temperaturas entre 20 y $37\text{ }^{\circ}\text{C}$

Calientes con temperaturas entre 37 y $42\text{ }^{\circ}\text{C}$

Muy calientes (Termales) con temperaturas $\geq 42\text{ }^{\circ}\text{C}$

Transparencia o turbidez: es la dificultad del agua para transmitir la luz debido a materias insolubles en suspensión, coloidales o muy finos e incluso microorganismos, que se presentan en las aguas, depende de muchos factores relacionados con las propiedades físicas de las rocas acuíferas y composición química de las aguas, así como de algunas reacciones químicas que pueden producirse por reacciones de elementos del agua con el oxígeno de la atmósfera, este último principalmente en aguas artesianas; la transparencia del agua puede ser afectada también por agentes artificiales, contaminantes de las mismas.

Por su transparencia (o turbidez) las aguas se clasifican en:

- Transparentes
- Débilmente opacadas
- Opacadas
- Algo turbias
- Turbias
- Muy turbias

Sólidos en suspensión: En la mayoría de los casos estos provienen de las rocas acuíferas, representados por partículas coloidales; también pueden estar presentes por causas artificiales.

Color: El agua subterránea natural es incolora, puede presentar cierta tonalidad de colores motivada por turbiedad de las mismas, existencia de sólidos en suspensión o por algún tipo de contaminación.

Olor: El agua subterránea puede presentar olores en dependencia de su origen y composiciones químicas y gaseosas presentes; el olor se clasifica, según la Tabla 3.1, mediante el calentamiento del agua hasta 50-60 °C.

Tabla 3.1. Escala de olores

Graduación	Intensidad	Características dominantes
0	Inodoro	Ausencia de olor
1	Muy débil	El olor solo puede detectarse por un observador experimentado
2	Débil	Se detecta presentando atención durante la determinación
3	Detectable	Se detecta fácilmente y puede provocar una evaluación insatisfactoria del agua
4	Determinable	Olor que provoca la atención al mismo
5	Muy fuerte	Cuando presenta un olor tan fuerte que hace que el agua no sea potable

Sabor: El sabor del agua subterránea depende de la composición química de la misma; en algunos casos puede estar relacionado con elementos contaminantes. En estado natural las aguas subterráneas pueden tener los siguientes sabores: ácido, dulce, amargo, salado. En dependencia de la influencia de otros factores puede tener sabor metálico, clórico, etc.

Peso específico: Depende de la composición química y salina de las aguas. La determinación del peso específico se ejecuta en condiciones de laboratorio a temperatura ambiente: el cálculo del mismo se efectúa por la fórmula:

$$D = \frac{(a-c)}{(b-c)} \quad (3.1)$$

Donde:

- D*: peso específico del agua, g
- a*: peso del envase con agua en prueba, g
- c*: peso del envase vacío, g
- b*: peso del envase con agua destilada, g

Tanto la pipeta con el agua de prueba como con agua destilada se pesarán con idéntico volumen.

Conductividad eléctrica: es la capacidad del agua para conducir la electricidad, depende del grado de mineralización de las aguas; con el aumento de la mineralización aumenta también la conductividad eléctrica. Las aguas presentan una baja conductividad eléctrica, la cual oscila entre $33 \cdot 10^{-5}$ - $1,3 \cdot 10^{-3}$ ohm.m.

3.2 Factores naturales y artificiales de formación de la composición química de las aguas subterráneas

Factores naturales: Los principales factores naturales que dan lugar a la formación de la composición química de las aguas subterráneas están representados por las condiciones físico-geográficas, geológicas, hidrogeológicas y biológicas presentes en distintos territorios.

Una de las principales condiciones de formación de la composición química de las aguas subterráneas lo representa el clima. La cantidad, composición y régimen de las precipitaciones atmosféricas en el transcurso del año influye directamente en la composición química, no solo de las aguas freáticas que son las primeras que se encuentran a partir de la superficie del terreno, sino también en horizontes acuíferos de yacencia más profunda; la parte de las precipitaciones atmosféricas que participa en la alimentación o reposición de las aguas subterráneas depende directamente de la litología de las rocas de cubierta (zona no saturada y estratos superiores), de la temperatura ambiental y de la magnitud de la evaporación.

En la zona no saturada y corteza de intemperismo la interacción del agua infiltrada con las rocas provoca reacciones químicas; el resultado de las mismas es arrastrado hasta las aguas subterráneas. La velocidad de infiltración del agua en las rocas de la zona no saturada y zona de saturación influye sobre la composición y concentración de los componentes diluidos en el agua y los cambios químicos de las rocas durante su intemperismo. De tal forma, la intensidad del intercambio hídrico representa el factor principal de formación de la composición química de las aguas subterráneas y de las rocas. Este proceso es de gran importancia debido a que las principales rocas acuíferas, por su capacidad de almacenamiento de aguas subterráneas, predominantemente están representadas por rocas de origen marino y marino aluvial, por lo que, en las rocas, durante su emersión y desplazamiento de las aguas saladas primarias, por aguas dulces de infiltración, quedaron residuos de sales, y en dependencia de la intensidad del intercambio hídrico de las distintas regiones se ha tenido un mayor o menor grado de lavado de las rocas.

La influencia de los factores hidrológicos sobre las aguas subterráneas depende de las características de las redes hidrográficas; la presencia de una red hidrográfica densa y de cortes profundos, facilita el drenaje de los horizontes acuíferos freáticos y en muchos casos de acuíferos artesianos. En los periodos de crecida, las aguas de los ríos reponen los acuíferos en las zonas aledañas a las márgenes, disminuyendo la mineralización de las aguas subterráneas y presentándose cambios en su composición química. Las aguas subterráneas y superficiales forman la relación hidráulica que en algunos casos puede ser directa, en otros más compleja, en dependencia de la litología de las rocas acuíferas y rocas de los taludes y cauces de los ríos; la ruptura del equilibrio existente en este sistema, en una de sus partes, se refleja en el estado de la otra.

La relación entre el relieve, por una parte, y los niveles piezométricos de las aguas subterráneas, así como su composición química, por otra parte, han sido definidos por Súlin y Behchúrín. En los límites de zonas elevadas y parteaguas la disminución de las presiones de los horizontes acuíferos ocurre en direcciones no coincidentes; en estos

territorios, por lo general, están desarrolladas aguas dulces del tipo bicarbonatadas cálcicas. En los valles de ríos y zonas aledañas a los mismos y en otras formas negativas del terreno, las presiones hidrodinámicas aumentan desde los horizontes superiores hasta los inferiores. En las cuencas artesianas de plataformas (en las partes altas de las mismas) ocurre la reposición de los recursos hídricos subterráneos y las zonas bajas representan áreas de drenaje subterráneo.

Dentro de los límites de los valles, las aguas subterráneas tienen, generalmente, una mineralización alta y son del tipo sulfatado-bicarbonatadas magnésico-cálcicas; además, en las grandes zonas de drenaje de las aguas artesianas a menudo se forman anomalías hidroquímicas, es decir, bajo los valles de los ríos se forman "cúpulas" de aguas salobres hasta rasoles del tipo clóricas sódicas.

En un gran número de territorios se ha demostrado que el papel principal en la composición química de las aguas subterráneas lo representan factores tectónicos, que provocan cambios estructurales en planta, acompañados con el cambio de la base de erosión y desplazamiento de las bases de los ríos. La estructura geológica, condiciones de yacencia, origen, composición mineralógica y las materias orgánicas de las rocas ejercen una influencia en la formación de la composición química de las aguas subterráneas.

Uno de los principales factores de formación de la composición química de las aguas subterráneas lo es el régimen dinámico de los horizontes acuíferos, interrelación de los mismos y relación con las aguas superficiales. La composición mineralógica de las rocas acuíferas constituye otro factor de importancia primordial en la composición química de las aguas subterráneas, influencia que depende de las condiciones de intercambio hídrico y de la termodinámica. La intensidad del intercambio hídrico en la corteza de intemperismo representa uno de los factores principales de los cambios químicos de las rocas y de las soluciones hídricas que se forman.

Las altas velocidades de filtración de las aguas y un drenaje intensivo propician un breve contacto de las soluciones con las rocas, y por ello la concentración de elementos solubles será pequeña. Durante un régimen hidrodinámico dificultoso en la zona de intemperismo se forman soluciones hídricas con alto contenido de elementos solubles. La acción de factores biológicos se expresa en el cambio de la composición de las aguas bajo la acción de las bacterias y productos de la transformación de la materia orgánica; esta en mayor o menor cantidad está presente en todas las rocas sedimentarias.

Los principales elementos que forman parte de la materia orgánica lo son el carbono, el hidrógeno, el oxígeno y el nitrógeno; gran parte de dicha materia se encuentra en las rocas de forma disgregada, y su mayor cantidad está en la capa vegetal, directamente relacionada con la vegetación.

Los ácidos orgánicos aceleran el proceso de destrucción de las rocas. El ácido carbónico formado como resultado de la oxidación de la materia orgánica se disuelve en las aguas subterráneas, se incorpora a la reacción con componentes mineralógicos de las rocas y es uno de los agentes más agresivos en las disoluciones de las mismas.

La evaluación de la forma de migración de los elementos tiene gran significado durante el estudio del equilibrio entre las aguas subterráneas y las rocas; la utilización en los cálculos de concentración de elementos determinados de forma analítica conduce a evaluaciones incorrectas del estado de este equilibrio; esto está fundamentado por la presencia en las aguas subterráneas de elementos que no se encuentran solamente en forma de iones simples, sino también formando combinaciones complejas. Otro factor natural que influye en gran medida en el cambio de la composición química de las aguas subterráneas y también de los suelos está representado por los procesos eólicos, sobre todo en zonas costeras; estos procesos

están motivados por la transportación de sales del agua de mar, por el aire, penetrando en tierra firme, en ocasiones hasta varias decenas de kilómetros.

Las sales transportadas por el agua son depositadas en los suelos de territorios costeros y durante los períodos de lluvia son disueltas e infiltradas junto con las aguas hasta los acuíferos, provocando procesos y reacciones a su paso, a través de la zona no saturada que alteran el normal desarrollo de los mismos, intensificando la acumulación de sales en los acuíferos, y con ello influyen en la variación de la composición química de las aguas subterráneas. En general, estos procesos están poco estudiados, a pesar de que existen condiciones muy favorables al desarrollo de los mismos y que pueden influir mucho en la salinización de acuíferos y suelos agrícolas, conjuntamente con la despoblación forestal de los territorios costeros.

La presencia de la acción de los factores antes relacionados no es constante, ellos están sujetos a cambios dinámicos en el tiempo y espacio, propiciados por condiciones físico-geográficas y por el desarrollo de la historia geológica (por la Paleohidrogeología). Por ello, es necesario analizar y considerar sus cambios no solo en los límites del territorio de estudio, sino también en los alrededores o en territorios más alejados, los cuales, en las etapas iniciales de la historia geológica, pudieron ser zonas de alimentación o drenaje de las aguas subterráneas. Un estudio detallado de las condiciones naturales en su desarrollo histórico, posibilita la definición de las causas que dieron origen a la formación de las aguas subterráneas y su composición química dentro de los límites del territorio de estudio.

Factores artificiales: Las acciones artificiales sobre la naturaleza están relacionadas con el desarrollo de la humanidad. La cubierta vegetal fue el primer componente de la naturaleza que recibió la influencia del hombre. Los bosques fueron destruidos desde los tiempos más remotos de formación de la sociedad humana. Las consecuencias más notables fueron los cambios en la atmósfera, con un calentamiento del clima y contaminación de la misma. La alteración de algunos factores naturales tiene tanto carácter regional como local, en la actualidad también continental.

Las redes hidrográficas se transformaron con la aparición de embalses, canales, derivadoras, rectificaciones de ríos, etc. Algunos ríos, lagos, pantanos y otras depresiones naturales del relieve se utilizan para el vertimiento de aguas residuales y otros desechos contaminantes.

La red artificial creada para el tránsito de aguas superficiales para el desarrollo agrícola se crea en territorios de humedad insuficiente; esto, paralelo a las medidas de mejoramiento, es acompañado de cambios significativos de las condiciones de alimentación o drenaje de las aguas subterráneas freáticas y provoca cambios radicales en su composición química y física. Los cambios de la red hidrográfica conllevan al rompimiento de las condiciones naturales de escurrimiento de las aguas superficiales.

Existen otros factores de gran desarrollo en las últimas décadas; los mismos están relacionados con la explotación de yacimientos minerales, en muchos casos por el método denominado a "cielo abierto", lo que ha provocado una impetuosa denudación y erosión, principalmente en zonas montañosas, ocasionando el arrastre de gran cantidad de sedimentos arcillosos y coloidales por escurrimientos superficiales de los ríos y por escurrimiento de las precipitaciones atmosféricas. La alteración de los procesos naturales, de traslado de las materias sólidas y diluidas, pueden provocar cambios sustanciales de las condiciones naturales en las aguas subterráneas, sobre todo, esto se relaciona con el vertimiento de productos líquidos o diluidos, los que pueden producir una contaminación en magnitudes considerables; en esto último juega también un papel importante el amplio desarrollo industrial y poblacional actual y el desarrollo de nuevas técnicas agrícolas, en las que de forma intensiva se utilizan

fertilizantes y otros productos químicos que favorecen la contaminación en las aguas subterráneas y sobre todo de las aguas freáticas.

3.3 Composición química de las aguas subterráneas

La composición de las aguas subterráneas puede contemplarse desde distintos tipos de vista: químico, físico, bacteriológico, isotópico y otros. Básicamente nos vamos a centrar en la composición química, entendiendo por ello el conjunto de sustancias (generalmente inorgánicas) incorporadas al agua por procesos naturales. Las sustancias orgánicas incorporadas al agua, aunque son frecuentes, aparecen en concentraciones generalmente menores que las inorgánicas. La incorporación de los constituyentes al agua es debido a su elevado poder disolvente y propiedades de combinación. Esta disolución comienza, incluso mucho antes de que se incorpore al acuífero (al flujo subterráneo).

Gases, aerosoles, polvo y sales diversas, presentes en la atmósfera, reaccionan con el agua marcando el primer esbozo del quimismo del agua que, al precipitarse sobre la superficie del terreno, se infiltrará. La interacción con el suelo (capa edáfica), zona no saturada y el acuífero aportará al agua su contenido iónico. Los iones disueltos en las aguas subterráneas se suelen dividir en mayoritarios, minoritarios y trazas. Los iones mayoritarios son cloruro, bicarbonato, sulfato, calcio, magnesio, sodio y potasio. Eventualmente el nitrato puede ser mayoritario, aunque muy raramente, es de origen natural. Los iones minoritarios son aquellos que se encuentran habitualmente formando menos del 1 % del contenido iónico total. Los más importantes son: bromuro, yoduro, sílice, litio, estroncio, fosfato, nitrito, hierro, manganeso, aluminio, amonio y sulfuro. Los elementos trazas son los que se encuentran en cantidades inferiores y que requieren técnicas muy resolutivas para su determinación; son los metales pesados y otros.

En condiciones alteradas de la composición química de las aguas subterráneas (por contaminación) pueden encontrarse plaguicidas, fenoles, hidrocarburos, detergentes, nitritos, amonio y otros en concentraciones superiores a las que se encuentran en condiciones naturales. También por condiciones naturales o artificiales en la composición del agua tendremos gases disueltos como el anhídrido carbónico, oxígeno, etc.

Los iones mayoritarios en las aguas subterráneas generalmente son aportados por las rocas por donde estas circulan, en el ambiente acuífero, con las características que a continuación describimos.

Ión Cloruro (Cl): Si se exceptúan las evaporitas y rocas de origen marino, o intrusiones marinas, las rocas por lo común, presentan escasa proporción de cloruros. Sin embargo, dada la elevada solubilidad de sus sales, estos pasan rápidamente a la fase acuosa pudiendo alcanzar concentraciones muy altas.

El agua de lluvia puede ser una fuente importante de ión cloruro, especialmente en zonas próximas a la costa, disminuyendo rápidamente tierra adentro. El ión cloruro no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es absorbido significativamente, ni entra a formar parte de procesos bioquímicos, lo que le da un carácter de trazador casi ideal.

La concentración de cloruros en aguas subterráneas es muy variable, desde menos de 10 mg/l a más de 3 000, en salmueras naturales, próxima a la saturación de ClNa, puede alcanzar los 200 000 mg/l. El agua de mar contiene concentraciones próximas a los 20 000 mg/l. En laboratorio se determina por volumetría con AgNO_3 o cromatografía iónica.

Ión Sulfato (SO_4): El ión sulfato procede del lavado de terrenos formados en ambiente marino, de la oxidación de sulfuros que se encuentran ampliamente distribuidos en rocas ígneas y sedimentarias, de la descomposición de sustancias orgánicas, etc. Sin embargo, la disolución de sales sulfatadas (yeso y anhidrita fundamentalmente) representa el aporte cuantitativamente más importante de este ión a las aguas subterráneas.

El comportamiento del ión sulfato puede desviarse significativamente del teórico predecible en base a los principios de su disolución, por su tendencia a formar iones complejos con Na y Ca y a incorporarse a procesos biológicos. El ión sulfato está sujeto a procesos de reducción, especialmente en presencia de bacterias y materia orgánica. En ambientes reductores, a pH menor que 7, la forma reducida estable es el H_2S , mientras que en soluciones alcalinas predomina el HS.

En aguas dulces, la concentración normal de sulfatos puede variar entre 1 y 150 mg/l. En aguas salinas, asociado al Ca, puede llegar a 5 000 mg/l; asociado al Mg y Na, en salmueras, puede alcanzar hasta 200 000 mg/l. Se determina por gravimetría, turbidimetría o cromatografía iónica.

Iones: Bicarbonato (HCO_3 Carbonato- CO_3 y CO_2): El anhídrido carbónico disuelto en agua y los diversos compuestos que forma en ella juegan un importante papel en la química del agua. Se disuelve en el agua en función de su presión parcial (p_{CO_2}). Una parte permanece en disolución en forma de gas, mientras otra reacciona con el agua para dar ácido carbónico, que se disocia parcialmente formando iones carbonato y bicarbonato. El CO_2 disuelto en agua procede fundamentalmente de la zona edáfica en la que alcanza presiones parciales del orden de 10^{-1} a 10^{-3} bar (0,0003 bar en la atmósfera exterior).

La disolución de calizas y dolomías, potenciada por el aporte de CO_2 y/o ácidos orgánicos o inorgánicos, es otra de las fuentes principales de carbonatos y bicarbonatos. Aunque con velocidades de incorporación al agua mucho menores, la hidrólisis de silicatos es otro de los mecanismos que da lugar a la formación de estos iones.

En aguas con pH inferior a 8,3 (en la mayoría de las aguas subterráneas naturales) la especie carbonatada dominante es el ión bicarbonato. En esta agua la concentración suele variar entre 50 y 400 mg/l, aunque pueden encontrarse valores hasta 800 mg/l. Concentraciones de hasta 1 000 mg/l pueden encontrarse en aguas pobres en Ca y Mg o en las que se producen fenómenos de liberación de CO_2 (reducción de sulfatos) en el acuífero.

Ión Calcio (Ca): Suele ser el catión principal en la mayoría de las aguas naturales debido a su amplia difusión en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. En rocas sedimentarias aparece fundamentalmente en forma de carbonatos, calcita, aragonito y dolomita o sulfatos (yeso y anhidrita). El intercambio iónico entre calcio y otros cationes (sodio fundamentalmente), retenidos en la superficie de minerales con los que entra en contacto el agua, se potencia notablemente en terrenos arcillosos de baja permeabilidad.

La concentración de Ca varía ampliamente en las aguas subterráneas. Concentraciones entre 10 y 250 mg/l son frecuentes en aguas dulces mientras que en aguas de terrenos yesíferos pueden llegar a 600 mg/l, y en salmueras hasta 50 000 mg/l.

Ión Magnesio (Mg): Menos abundante que el calcio en aguas naturales, procede de la disolución de rocas carbonatadas (dolomías y calizas magnesianas), evaporitas y de la alteración de silicatos ferro magnesianos, así como de aguas marinas.

La solubilidad de la magnesita (MgCO_3), en las aguas subterráneas naturales, es mayor que la de la calcita por lo que, en condiciones normales, el MgCO_3 no precipita

directamente de la disolución de modo que, para un periodo dilatado de tiempo puede producirse cierto grado de sobresaturación respecto a los diferentes carbonatos magnésicos.

Los procesos de intercambio iónico influyen también en las concentraciones de magnesio en aguas subterráneas. En ellas el magnesio es retenido con preferencia al calcio en suelos y rocas. En aguas naturales el contenido del ión magnesio no suele sobrepasar los 40 mg/l. En terrenos calcáreos pueden rebasarse los 100 mg/l y en terrenos evaporíticos pueden alcanzarse valores de 1 000 mg/l.

Ión Sodio (Na): El sodio es liberado por la meteorización de silicatos tipo albita y la disolución de rocas sedimentarias de origen marino y depósitos evaporíticos en que se presenta fundamentalmente como ClNa . Una fuente importante de sodio lo constituyen los aportes de aguas marinas en regiones costeras, tanto por intrusión marina como por infiltración del agua de lluvia proveniente del mar.

Las sales de sodio son altamente solubles y tienden a permanecer en solución ya que no se produce entre ellas reacciones de precipitación, como ocurre en el caso del calcio. Sin embargo el sodio puede ser adsorbido en arcillas de elevadas capacidades de cambio catiónico y puede ser intercambiado con calcio provocando una disminución de dureza de las aguas. La presencia de sodio en aguas naturales es muy variable pudiendo alcanzar hasta 120 000 mg/l en zonas evaporíticas, sin embargo, raramente sobrepasa 150 mg/l en aguas dulces normales.

Ión Potasio (K): Procede de la meteorización de los feldespatos y ocasionalmente de la solubilización de depósitos de evaporitas, en particular de sales tipo silvina (KCl) o carnalita (KMgCl_2). El potasio tiende a ser fijado irreversiblemente en procesos de formación de arcillas y de adsorción en la superficie de minerales con alta capacidad de intercambio iónico. En aguas subterráneas su contenido no suele sobrepasar los 10 mg/l, a excepción de algunas salmueras. En ocasiones, concentraciones más altas pueden ser indicio de contaminación por vertidos de aguas residuales.

Sílice (SiO_2): El origen fundamental de la sílice en las aguas subterráneas son los procesos de hidrólisis de feldespatos y silicatos en general. El cuarzo y la sílice amorfa, por su baja solubilidad, fuertemente dependiente de la temperatura, no son fuentes significativas de SiO_2 del agua subterránea.

Aunque la sílice disuelta suele representarse como SiO_2 , en la mayoría de las aguas naturales aparece como H_4SiO_4 monomérico que no comienza a disociarse hasta valores de pH superiores a 9, siendo su solubilidad prácticamente independiente del pH hasta dicho valor. Por lo general, el contenido de SiO_2 en las aguas subterráneas no sobrepasa los 8 mg/l.

Oxígeno disuelto (O_2): Su importancia deriva del hecho de su capacidad de oxidación de diferentes tipos de constituyentes que se encuentran en forma reducida y de modificar, en consecuencia, la solubilidad de los mismos. En último término, la fuente de oxígeno disuelto en aguas en contacto con el aire es la atmósfera. Una fuente indirecta es también el proceso de fotosíntesis.

Aunque el oxígeno disuelto se puede consumir en procesos de oxidación de materia orgánica en la parte superior de la zona no saturada, su contenido en aguas subterráneas profundas puede ser notable. El contenido de oxígeno disuelto puede llegar incluso a valores de saturación de 13,3 mg/l a 10 °C y 7,6 a 30 °C. Sin embargo, las aguas anóxicas son frecuentes.

Iones (Nitrato- NO_3 , Nitrito- NO_2 y Amonio- NH_4): En estos iones, y principalmente en el ión nitrito (NO_2), queremos detenernos más detalladamente, debido a que los mismos se encuentran frecuentemente en las aguas subterráneas y presentan acciones altamente nocivas al organismo humano.

El nitrógeno puede aparecer en forma de NH_3 (ácido nítrico), NH_4 (amonio) y por oxidación de estas formas puede transformarse en NO_2 (nitrito), y finalmente en NO_3 , (nitrato) que es la forma más usual y estable. Los procesos de oxidación-reducción de las especies nitrogenadas en el agua están influenciados por fenómenos biológicos y en consecuencia, los productos finales dependerán del número y tipo de organismos que intervengan en ellos.

Generalmente, el NH_4 , o el amoniaco libre, aparecen solo como trazas en aguas subterráneas, aumentando su concentración cuando el medio es fuertemente reductor. Este compuesto es el producto final de la reducción de sustancias orgánicas o inorgánicas nitrogenadas que naturalmente se incorporan al agua subterránea. Dado que la presencia de amonio favorece la multiplicación microbiana, su detección en cantidad significativa en el agua se considera como indicación de contaminación reciente probable.

3.4 Contaminación de acuíferos

Contaminación: Introducción de una serie de sustancias o energías en unas concentraciones tales que pueden ocasionar, por un lado, daños directos a la salud humana y al medio y por otro, efectos a largo plazo. Es decir, cualquier tipo de alteración con respecto a "aquello" que sucede naturalmente (Lozano).

Las aguas subterráneas son expensas a su degradación por muy diversas causas, una de las más difundidas es la contaminación. La contaminación de las aguas subterráneas se presenta con características muy variadas, ya que la misma puede ser de tipo natural o artificial, de origen antrópico, y la misma puede tener características químicas, bacteriológicas, físicas (turbidez, olor, sabor, etc.).

En las aguas la singularidad de la contaminación es debido a que las mismas presentan una disposición plegada de sus moléculas, lo que le da una gran capacidad de disolución, siendo esta propiedad precisamente que su calidad sea mas vulnerable. Otras de las características singulares del agua es su gran estabilidad, incluso a altas temperaturas, de esto se deriva que la cantidad de agua en la tierra permanece constante durante largos períodos de tiempo, si bien su estado y su situación varía, formando lo que se ha dado en llamar el ciclo hidrológico en la naturaleza. En determinadas circunstancias el vapor de agua existente en la atmósfera se precipita en forma de lluvia o nieve.

A lo largo del ciclo hidrológico, el agua, que al pasar a la atmósfera por evaporación es agua destilada de máxima pureza, se va cargando de otras sustancias que determinan, en el momento de su utilización, las características de calidad. Aunque ya en la atmósfera el agua de lluvia recibe impurezas por gases, aerosoles, polvo y sales, si nos limitamos al ciclo natural, en el sentido de no considerar causas de contaminación debidas de una u otra forma a la actividad humana, la mayor parte de las impurezas provienen de las formaciones geológicas por las que discurre o en las que se almacena y que, en mayor grado, va disolviendo. Por ello, la geología es un factor determinante en la composición del agua, y en definitiva de su calidad.

La composición química y biológica que las aguas llegan a tener de forma natural se modifica por la recepción de efluentes, de muy diferentes características, originados por la actividad humana. Esta composición final es la que determina la calidad del agua en un determinado momento. Los problemas de calidad más habituales en las aguas subterráneas son la presencia de elevadas concentraciones de compuestos nitrogenados en áreas de desarrollo agrícolas y de cloruros y sodio, asociados a la intrusión marina en los acuíferos costeros.

Los mecanismos por los que un agente contaminante puede alcanzar un acuífero y propagarse en él son múltiples y en ocasiones muy complejos. La contaminación de un acuífero desde la superficie del terreno se puede deber a los residuos o líquidos vertidos en cauces secos, a la existencia de vertederos incontrolados o a la acumulación de sustancias contaminantes. No obstante, las aguas subterráneas cuentan con el poder depurador del terreno, en especial en determinados tipos de acuíferos (detríticos con porosidad ínter granular y elevado contenido en minerales de arcilla o materia orgánica en la zona no saturada) que pueden atenuar o reducir a niveles aceptables el deterioro de la calidad de las aguas. La magnitud del problema va a depender de numerosos factores entre los que destacan el tamaño de la zona afectada, la cantidad de contaminante implicado, su solubilidad, toxicidad y densidad, así como la composición mineral y de las características hidrogeológicas del terreno por el cual se mueve.

Las aguas subterráneas pueden sufrir:

- Contaminación directa: El contaminante alcanza la zona saturada sin haber atravesado otro medio físico. Ejemplo: contaminación de un pozo de extracción de aguas subterráneas por efecto de una fosa séptica.
- Contaminación difusa: El contaminante alcanza la zona saturada tras haber circulado por la zona no saturada.
- Penacho contaminante: puede ser en un vertedero con fugas de lixiviado con iones contenidos de amonio (NH_4^+) en mg/l.

Los mecanismos de propagación de la contaminación en el acuífero más frecuentes son:

- Mecanismos de propagación desde la superficie: Contaminación de un acuífero por lixiviados de residuos depositados en superficie. Contaminación por actividades agrícolas (fertilizantes, pesticidas, etc.). Contaminación por flujo inducido de aguas superficiales contaminadas hacia un pozo.
- Mecanismos de propagación desde la zona no saturada, contaminación por aguas residuales domésticas (fosas sépticas...), contaminación por embalsamiento superficial de residuos (balsas de infiltración de industrias, depósitos en excavaciones naturales o artificiales...)
- Mecanismos de propagación originados en la Zona no Saturada, pozos de inyección (pozos utilizados para inyección directa y eliminación de aguas residuales, industriales, procedentes de actividades mineras...) Progresión de intrusión marina por alteración del régimen de flujo (avance de la cuña de agua salada tierra adentro, al disminuir el flujo de agua dulce hacia el mar).

En función del tipo de contaminante se pueden diferenciar:

Contaminantes conservativos: Su estructura química se mantiene a lo largo del tiempo a pesar de su interacción con los materiales del medio. Como ejemplo, están los metales pesados (Hg, Pb, Zn, Ag, Fe, Ni, Co, etc.). A pesar de no verse alterados, no siempre son capaces de llegar al agua subterránea, pues procesos tales como la adsorción en la superficie de arcillas o materia orgánica o la formación de complejos insolubles pueden fijarlos o retrasar su avance.

Contaminantes no conservativos: Son aquellos cuya estructura química se modifica al interactuar con el medio o por auto degradación como en el caso de los contaminantes orgánicos o biológicos.

El principal problema que afecta a las aguas subterráneas es la elevada concentración de nitratos procedentes mayoritariamente del empleo de fertilizantes inorgánicos. El uso de fertilizantes puede afectar a las aguas subterráneas de la siguiente manera:

- Al proliferar las bacterias del suelo que consumen el nitrógeno disponible aumentan las necesidades de fertilizantes nitrogenados.
- La aplicación de dosis excesivas de fertilizantes con un alto contenido en agua afecta a las propiedades físicas del suelo, lo que causa un incremento de la lixiviación de sustancias nitrogenadas y un deterioro en la calidad del humus.
- La aplicación de fertilizantes líquidos que contengan nitrógeno amoniacal puede afectar directamente a la calidad de las aguas subterráneas.
- Los microorganismos presentes en los fertilizantes orgánicos naturales pueden contaminar las aguas.
- Los compuestos nitrogenados orgánicos antes de que puedan ser empleados por las plantas o arrastrados hacia el agua subterránea han de pasar por las etapas de mineralización.
- Los compuestos de fósforo presentan una movilidad muy reducida y son rápidamente fijados o absorbidos por los compuestos del suelo y de la zona no saturada.

Contaminantes del agua

Contaminantes físicos:

Son como su denominación los caracteriza, elementos que contaminan las propiedades físicas del agua.

Aspecto: es una de las características principales que incide sobre el uso o rechazo del agua como potable. Esta debería ser incolora y sin sustancias en suspensión a simple vista.

El aspecto se refiere, por tanto, a la presencia de color, turbidez, sólidos en suspensión, sedimentos o partículas similares, detectables a simple vista. Dada la subjetividad de la interpretación de este parámetro, siempre que sea posible debe de ir acompañado de valores numéricos sobre color, turbidez, etc.

Color: el color no se puede atribuir a ningún constituyente en exclusivo, aunque en ciertos colores en aguas naturales son indicativos de la presencia de determinados contaminantes. La coloración del agua natural no contaminada está causada principalmente por la presencia de sustancias húmicas que le proporcionan al agua el color amarillo; compuestos de hierro le dan color rojizo así como tonalidades oscuras (negras) son debidas a la presencia de manganeso.

Turbidez: la transparencia del agua es un factor decisivo para la calidad y productividad de los ecosistemas que contienen, ya que las aguas turbias impiden la penetración de la luz, y con ello disminuye la incorporación de oxígeno disuelto para la fotosíntesis que realizan los productores primarios.

Olor: un agua destinada a la alimentación debe de ser completamente inodora. En efecto, todo olor es signo inequívoco de contaminación o de la presencia de materias orgánicas en descomposición.

Sabor: es otra determinación organoléptica y no suele emplearse como indicador de identificación de contaminación, ya que suele ser común el desconocimiento del origen potencial de la contaminación si se desconoce las propiedades físico-químicas y biológicas mínimas para ello. El agua potable debe ser insípida.

Temperatura: la temperatura es una de las constantes físicas que tiene más importancia en el desarrollo de diversos fenómenos que se realizan en el agua, y

determina la evolución o tendencia de sus propiedades, ya sean físicas, químicas o biológicas.

Conductividad eléctrica: por las propiedades que nos define es por tanto, indicativa de la materia ionizable total presente en el agua.

pH: se debe a la composición de los terrenos atravesados por el agua, de tal forma, si tenemos valores del pH alcalino, indica que las rocas son carbonatadas, y un pH ácido, que las rocas son silíceas. Los valores de pH compatible con la vida de las especies acuáticas están comprendidos entre 5 y 9, situándose los más favorables entre 6 y 7,2.

Sólidos en suspensión: los sólidos pueden afectar negativamente la calidad del agua. Las aguas con abundantes sólidos disueltos suelen ser de inferior palatabilidad, y pueden inducir una reacción fisiológica desfavorable en el organismo.

Contaminantes químicos:

Un número importante de elementos, compuestos y sustancias que, dependiendo de las condiciones físico-químicas del medio hídrico, pueden llegar a convertirse en contaminantes químicos del mismo, son miembros integrados en algunas de las etapas que estructuran el desarrollo de los ciclos biogeoquímicos principales.

Anhídrido carbónico (CO₂): disuelto en agua tiene su origen principalmente en la respiración (consumo de O₂) de los organismos y microorganismos que se encuentran en los sedimentos y en el agua, así como en la descomposición de la materia orgánica. En el agua existe un incremento de CO₂ por la noche debido a que por falta de luz no se realiza la función clorofílica, no aportándose oxígeno al medio.

El anhídrido carbónico es uno de los elementos causantes de la agresividad o de las incrustaciones en el agua. Desde el punto de vista industrial, el empleo de un agua exige una buena evaluación del equilibrio carbónico, en particular para las tuberías conductoras y los generadores de vapor.

Ácidos carbónicos: Para el estudio del sistema agua-ácido carbónico (H₂CO₃)-bicarbonato (HCO₃⁻)- carbonatos (CO₃²⁻) hay que tener en cuenta el pH del medio. Con pH entre 4,3 y 12,6 la especie predominante de carbono son los bicarbonatos. Con pH inferiores a 4,3 en disolución existirá ácido carbónico. Con pH superior a 8,3 existirán los carbonatos. Los carbonatos precipitan fácilmente en presencia de iones de calcio. Estos iones contribuyen fundamentalmente a la alcalinidad del agua, que es una medida de la capacidad para neutralizar ácidos.

Sulfuros: el sulfuro de hidrógeno (H₂S) proviene de la reducción de sulfatos en condiciones anaerobias, es un gas muy soluble en agua, con un olor característico a huevo podrido y muy venenoso. Las aguas que contienen sulfuro de hidrógeno son muy tóxicas con pH ácidos, incluso para las bacterias. La toxicidad disminuye con pH básicos.

Sulfatos: el ión sulfato (SO₄²⁻) se forma principalmente mediante la oxidación del sulfuro de hidrógeno en condiciones aerobias. Es uno de los iones que contribuye a la salinidad de las aguas y se encuentra presente en la mayoría de las aguas naturales. El ión sulfato tiende a formar sales con los metales pesados disueltos en el agua, y debido a que el producto de solubilidad de dichas sales es muy bajo, contribuye muy eficazmente a su toxicidad. Un incremento de sulfatos presentes en el medio hídrico es indicador de un vertido próximo.

Compuestos nitrogenados: el nitrógeno se encuentra en el agua en tres formas: gas disuelto, combinaciones orgánicas y combinaciones inorgánicas. Las algas cianofíceas y las bacterias, transforman el nitrógeno molecular en nitrógeno orgánico.

El nitrógeno inorgánico no gaseoso se halla en forma de nitratos (NO_3), nitritos (NO_2) y amoníaco (NH_4). Es natural encontrar la mayor composición en forma de nitrato, que es la forma más oxidada. La proporción entre las distintas formas es consecuencia de los procesos biológicos. La concentración entre el amonio y nitrito es relativamente mayor en aquellos momentos en que los procesos de descomposición revisten particular importancia. Los factores ambientales que influyen en la actividad de los organismos nitrificantes y desnitrificantes son: la temperatura, la concentración de oxígeno, las fuentes de carbono, el pH, las sustancias tóxicas, etc.

Nitrógeno amoniacal (ión NH_4): es considerado como una prueba química de contaminación reciente y peligrosa. A pH elevado el amonio pasa a estado de amoníaco, considerándose este en aguas aptas para la vida acuática, con valores inferiores a 0,025 mg/l. Si el medio es aerobio, el nitrógeno amoniacal se transforma en nitritos.

Nitrógeno nitroso (ión nitrito NO_2): Los nitritos pueden estar en el agua bien por la oxidación del amoníaco o por la reducción de los nitratos. En el primer caso, es casi seguro que su presencia se deba a una contaminación reciente, aunque haya desaparecido el amoníaco. En las aguas subterráneas, sobre todo las de origen profundo, se pueden encontrar nitritos como consecuencia de un medio reductor. Igualmente, cuando el agua que contiene nitratos está en contacto con metales fácilmente atacables, ya sea a pH ácido o alcalino, se pueden presentar nitritos. Desde el punto de vista de potabilidad del agua, la presencia de nitritos la impotabiliza, debido a que su presencia indica una contaminación con la consiguiente aparición de organismos patógenos.

Nitrógeno nítrico (ión nitrato NO_3): en las aguas la concentración de nitratos tiende a aumentar hoy en día, principalmente como consecuencia del incremento del uso de fertilizantes en grandes áreas agrícolas y por el incremento de la población.

Compuestos de fósforo: el fósforo disuelto en el agua puede proceder o bien de ciertas rocas o del lavado de suelos, en cuyo caso puede tener su origen en un pozo negro o un estercolero. La concentración de fósforo depende generalmente de la densidad de población, ganadería, uso de abonos, etc. El fósforo se encuentra en el agua como fósforo orgánico e inorgánico, disuelto o en suspensión. Uno de los principales efectos que producen los fosfatos es que favorecen la eutrofización, lo cual trae como consecuencia el aumento de materia orgánica, bacterias heterótrofas, que modifican el carácter fisicoquímico del agua y hacen que disminuya el oxígeno disuelto.

Contaminación inorgánica:

Además de los compuestos inorgánicos que intervienen en los ciclos biogeoquímicos ya comentados debemos señalar los siguientes:

Oxígeno disuelto: el oxígeno disuelto en el agua es debido a las turbulencias de este medio en la interfase aire-agua, y a la producción fotosintética. La solubilidad del oxígeno en el agua depende de la temperatura, la presión atmosférica y la salinidad. Cuando la temperatura se eleva, el contenido de oxígeno disuelto disminuye en razón de su pequeña solubilidad, pero también a causa del consumo aumentado por los seres vivos y las bacterias que se multiplican. Estas modificaciones pueden ocasionar sabor y olor desagradables en el agua.

Cloruros: Los contenidos de cloruro en las aguas subterráneas son extremadamente variables y se deben principalmente, a la naturaleza de las rocas por donde circula el agua y existencia o no de mezcla con aguas marinas. El gran inconveniente de los cloruros en las aguas es el sabor desagradable que los mismos le aportan. También

pueden corroer las tuberías y depósitos. Además, para el uso del agua en la agricultura los contenidos en cloruros pueden limitar el uso del agua en ciertos cultivos y a partir de determinadas concentraciones en aguas que se utilizan en riego contribuyen a la salinización de los suelos agrícolas. En determinadas circunstancias o condiciones, al comprobarse que existe un incremento de cloruros en las aguas, debe pensarse que existe contaminación de origen humano.

Contaminación orgánica:

La contaminación orgánica en la mayoría de los casos representa ser la más importante magnitud y sus principales fuentes son de origen doméstico, industrial, agrícola y ganadero. Existen tres índices para medir la contaminación orgánica en las aguas:

Demanda química de oxígeno (DQO): es la cantidad de oxígeno consumido por las materias existentes en el agua, oxidables en unas condiciones determinadas. En el ensayo se emplea un agente químico fuertemente oxidante en medio ácido para la determinación del equivalente de oxígeno de la materia orgánica que puede oxidarse. Esta medida es una estimación de las materias oxidables presentes en el agua, cualquiera que sea su origen, orgánico y mineral.

Demanda biológica de oxígeno: representa la cantidad de oxígeno consumido para la degradación bioquímica de la materia orgánica mediante procesos aerobios. La determinación que se ejecuta habitualmente es la DBO₅, es decir, se deposita la muestra de agua en la oscuridad y a una temperatura de 20 °C durante 5 días. Las aguas subterráneas suelen tener menos de 1 mg/l (ppm), si en este tiempo su concentración aumenta esto significa contaminación. La relación entre DBO y DQO es significativa de la biodegradabilidad de la materia orgánica. En aguas residuales un valor de la relación DBO/DQO menor de 0,2 se interpreta como un vertido de tipo inorgánico (difícilmente biodegradable) y orgánico si es mayor de 0,6 (fácilmente biodegradable).

Carbono orgánico total (TOC): este parámetro, como su nombre lo indica, es la medida del contenido total en carbono de los compuestos orgánicos presentes en las aguas. Se refiere tanto a compuestos orgánicos fijos como volátiles, naturales o sintéticos. Es la expresión más correcta del contenido orgánico total. Sirve para estimar el contenido total de materia orgánica presente en el agua.

Microcontaminantes:

Se define como microcontaminantes, aquellas sustancias que se encuentran en el agua en pequeñas concentraciones, pero cuyos efectos en el medio son considerables.

Microcontaminantes inorgánicos: (metales traza), son biorrefractarios, es decir, tienden a persistir en el medio ambiente indefinidamente, por lo que presentan una amenaza más seria que los compuestos orgánicos, que pueden ser más o menos persistentes. Un metal pesado en el agua, el mayor problema que presenta es que tiene la posibilidad de que sufra bioconcentración.

Microcontaminantes orgánicos: la principal característica de los contaminantes orgánicos son su complejidad y su variedad. Suelen estar ligados a fenómenos de toxicidad, posibilidad de acumulación, modificación de los caracteres organolépticos de las aguas, y presentan dificultades para su determinación analítica. Al igual que los metales pesados, entran en la cadena alimentaria produciendo una sucesiva bioconcentración.

La contaminación por estos grupos de compuestos se deriva de actividades domésticas, industriales y agrícolas. Entre los grupos más característicos de este grupo de contaminantes pueden señalarse los siguientes:

Plaguicidas: cualitativa y cuantitativamente, los plaguicidas presentan la más seria amenaza al medio ambiente de los compuestos orgánicos: Insecticidas, acaricidas, herbicidas, nematoridas, rodenticidas. Los principales grupos son: organoclorados, organofosforados, carbamatos, triazinas y fenoxiácidos. Los más resistentes a la biodegradación son los organoclorados, aunque también los más tolerables para los animales superiores. En la mayor parte se degradan, pero los productos resultantes poseen casi la misma toxicidad.

Detergentes: los detergentes aniónicos son los más empleados, los primeros fueron los alquilbencenosulfatanos (ABS), muy resistentes a la degradación microbiana y tóxica para la vida acuática. Ahora se están sustituyendo por los llamados alquilsulfonatos (LAS), estos son fácilmente degradables por las bacterias, lo que quiere decir que no poseen mucha toxicidad.

Fenoles: exceptuando las sustancias húmicas, la contribución natural a las aguas es insignificante y bastante biodegradable. Su procedencia es principalmente industrial (industria química, del carbón, celulosa, petroquímica), aunque también hay que mencionar la degradación de algunos plaguicidas.

Hidrocarburos: en las aguas continentales están presentes por fugas de oleoductos y vertidos industriales. Dan al agua un sabor y un olor desagradables, lo que permite detectarlos en cantidades incluso de ppb. La película superficial que forman en las aguas impide el intercambio gaseoso agua-aire, con el consiguiente trastorno para la vida acuática.

Bifenilos policlorados (PCB, s): por su fórmula, son muy parecidos a los plaguicidas organoclorados; poseen núcleos aromáticos muy sustituibles por cloro. Se emplean en la fabricación de plásticos, aislantes dieléctricos (retardan eficazmente su combustión debido a su alta resistencia a ella), etc. Son los microcontaminantes orgánicos más persistentes que se conocen, más incluso que el DDT.

Sustancias húmicas: este tipo de sustancia es la menos nociva para el medio ambiente, de hecho procede de él. Lo constituye un número determinado de sustancias, muchas de ellas desconocidas, que resultan de la lixiviación de la capa orgánica del suelo, constituida por los restos más o menos transformados de las plantas (hojas y fracciones leñosas, fundamentalmente).

Contaminantes biológicos: los microorganismos constituyen la parte biológica de la contaminación del agua y han sido las causas de las grandes epidemias que se han producido a lo largo de la historia de la humanidad. A pesar de ello no todos los microorganismos son igualmente nocivos (patógenos); algunos son inocuos y otros son de gran utilidad para la autodepuración de los ríos.

A continuación analizaremos dos de los tipos o elementos de contaminación que a partir del siglo pasado se han ido presentando con más frecuencia, en grandes territorios y que es muy degradante de los acuíferos: la contaminación por hidrocarburos, que generalmente es provocada por el hombre, tanto en territorios de desarrollo de yacimientos petrolíferos, como fuera de ellos por diversas causas, siendo los más frecuentes los derrames. También analizaremos, con algo más de detalle, la contaminación de las aguas subterráneas por compuestos nitrogenados de origen, tanto natural como artificial, siendo esta última la más frecuente en la actualidad, por desarrollo de la humanidad y su actuar cotidiano.

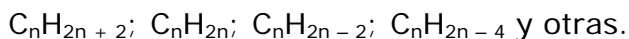
3.4.1 Contaminación por hidrocarburos

Los hidrocarburos representan uno de los contaminantes más difíciles de eliminar de los acuíferos y aunque esta contaminación no se encuentra con mucha frecuencia y su origen es generalmente provocado por el hombre, cuando ocurre puede degradar (contaminar) amplias extensiones de acuíferos y sobre todo la producida por el petróleo.

El petróleo representa un material mineral de origen orgánico de composición muy compleja. Por su composición química, está formado predominantemente por distintas uniones de carbono (C) e hidrógeno (H), de distintos pesos moleculares. Intervienen en su composición también el oxígeno (O), el nitrógeno (N) y el azufre (S). En la mayoría de los casos, el contenido de carbono en el petróleo oscila entre 80 y 87 % y el contenido de hidrógeno entre 12 y 14 %, lo que representa un 97–99 % de toda su composición.

El contenido de oxígeno, nitrógeno y azufre en el petróleo representa como máximo un 1–2 % y en casos muy específicos puede alcanzar 3 hasta 5 % y principalmente por contenido de azufre. El contenido de oxígeno y nitrógeno muy rara vez alcanza el 1–1,5 %. El nitrógeno está presente en forma de compuestos orgánicos y el oxígeno en forma de ácidos nafténicos.

La representación química de los compuestos de carbono e hidrógeno en el petróleo es muy variada y su notificación química responde igualmente a una amplia variedad de expresiones, como por ejemplo:



Cada una de estas combinaciones presenta determinadas propiedades de reacción, unas pueden formar otros compuestos, otras no. Existen series con combinaciones que son muy activas en la formación de otros compuestos por unión iónica denominados no saturados, como por ejemplo: C_2H_4 (etileno) y otras series denominadas saturadas por contenido de carbono e hidrógeno como el CH_4 (metano).

Cuando ocurren derrames de petróleo o sus derivados, por sus propiedades físicas e intrínsecas y en dependencia de la litología de cubierta o zona no saturada, estos pueden infiltrarse hasta las aguas subterráneas y en la mayoría de los casos no son diluidos en el agua. Por el bajo peso específico, ($0,8–0,93 \text{ gr/cm}^3$) y otras propiedades el petróleo y sus derivados "flotan" sobre las aguas. Paralelo a esto ocurrirá la filtración de estos compuestos y además la difusión de los mismos sobre las aguas subterráneas y a través de las rocas acuíferas y en la zona no saturada totalmente.

La difusión de los hidrocarburos, y principalmente del petróleo, ocurre gracias a la movilidad de las moléculas de CH , las cuales, incluso, pueden difundirse a través de las arcillas saturadas a velocidades que pueden alcanzar hasta $4,8 * 10^{-6} \text{ cm/seg}$, en presencia de gases y hasta $4 * 10^{-8}$ con ausencia de gases en las rocas.

Estas características de los hidrocarburos y sobre todo del petróleo, así como su adherencia a las rocas por su alta viscosidad (hasta más de 230 spuaz), hacen que la propagación de la contaminación de acuíferos, por estos elementos, sea muy difícil de contrarrestar después de contaminadas las aguas en los acuíferos. Los hidrocarburos son elementos muy tóxicos, una contaminación de las aguas con contenidos relativamente bajos de hidrocarburos (menor de 100 mg/l) puede provocar afectaciones graves en el organismo humano por intoxicación y principalmente en la población infantil.

Tabla 3.2. Propiedades físicas de hidrocarburos en estado líquido

Denominación	Fórmula química	Temperatura de ebullición ⁰ C	Densidad gr/cm ³ (a ⁰ C)
Series saturadas			
Etileno	C ₂ H ₄	-104	0,5699 (a-104)
Propileno	C ₃ H ₆	-47	0,6095 (a-47)
Butileno	C ₄ H ₄	-6,1	0,6261 (a-6,9)
Amileno	C ₅ H ₁₀	+32,5	0,644 (a+20)
Exileno	C ₇ H ₄	+94	0,705 (a+20)
Series no saturadas			
Metano	CH ₄	-164	0,415 (a-164)
Etano	C ₂ H ₆	-88,6	0,446 (a 0)
Propano	C ₃ H ₈	-42	0,535 (a 0)
Butano	C ₄ H ₁₀	-135	0,6 (a 0)
Pentano	C ₅ H ₁₂	+36	0,648 (a 0)
Hexano	C ₆ H ₁₄	+69,7	0,677 (a 0)
Heptano	C ₇ H ₁₆	+98,4	0,6838 (a 0)
Decano	C ₁₀ H ₁₂	+173	0,746 (a 0)

En los casos de contaminación de las aguas subterráneas por hidrocarburos pueden ser aplicados diversos métodos para contrarrestar (disminuir o eliminar) esa contaminación. Generalmente la contaminación se presenta en dos fases, una del hidrocarburo que flota y se desplaza sobre las aguas subterráneas (fluido) y otra que se adhiere (es absorbido) a las rocas por sus propiedades de viscosidad, etc. De tal forma, no todos los métodos que se aplican para la extracción de estos contaminantes son efectivos en su totalidad.

Para la extracción y captación del hidrocarburo fluido existen varios métodos mecánicos, de los cuales los más desarrollados son los siguientes:

- Bombeo de pozos en centro de área contaminada, con toma de las bombas en la superficie de las aguas subterráneas, con expulsión del contaminante hacia la superficie del terreno donde descargará a un sistema de trampas para la captación en superficie de los hidrocarburos.
- Bombeo de pozos ubicados en el centro del área contaminada, con toma en la superficie de las aguas subterráneas y recarga artificial del acuífero en pozos ubicados por la periferia del área afectada. Principalmente, la ubicación de los pozos deberá coincidir con los límites del área afectada que se encuentra aguas abajo en relación con la dirección del flujo subterráneo.
- Extracción (o succión) mediante Skimmers en pozos. Este método representa un sistema de extracción de hidrocarburos, en este caso, por flotadores sobre las aguas subterráneas, ubicados dentro de pozos. Estos flotadores presentan una boya calibrada, según la densidad del hidrocarburo y acoplada a la misma está la toma de las bombas (neumáticas) que succionan el contaminante y lo impulsan hacia la superficie del terreno, donde igualmente será vertido a un sistema de trampas para su captación y recogida.

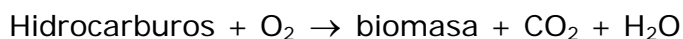
- Extracción mediante sistemas de Vacuun o Alto Vacío. Este método está compuesto por bombas de succión, conectadas a la boca de pozos o piezómetros, totalmente hermetizados, del que sale la tubería de succión.

Para la eliminación o degradación de los hidrocarburos, contaminantes absorbidos por rocas acuíferas y de la zona no saturada y parte también de los fluidos, desde hace ya algunas décadas, se aplican también los métodos Biocorrectores o Biodegradantes. Los métodos Biocorrectores o Biodegradantes consisten, principalmente, en el uso de microorganismos naturales (levaduras, hongos o bacterias) existentes en el medio para descomponer o degradar sustancias peligrosas a sustancias menos tóxicas o inocuas al medio ambiente o salud humana.

Estas técnicas biológicas pueden ser de tipo aerobio (presencia de un medio oxidante) o bien de tipo anaerobio (presencia de un medio reductor). Su aplicación está basada en distintos métodos, de los cuales uno de los más desarrollados es la ventilación forzada -inyección de aire a presión en la zona no saturada a través de pozos o piezómetros (bioventing).

La biodegradación de contaminantes hidrocarburos se basa en que, en la cadena respiratoria o transportadora de electrones de las células se producen una serie de reacciones oxidantes y reductoras, cuyo fin es la obtención de energía. La cadena la inicia un sustrato orgánico (compuesto hidrocarburo) que es externo a la célula y que actúa como donante de electrones, de modo que la actividad metabólica de las células (bacterias, etc.) acaba degradando y consumiendo el sustrato (hidrocarburos).

Los nutrientes más comúnmente utilizados por los microorganismos son el oxígeno, los nitratos, el hierro, los sulfatos y el dióxido de carbono. En el caso que nos interesa, cuando el oxígeno es utilizado, el funcionamiento metabólico microbiano se produce en condiciones aerobias y el esquema de degradación de los hidrocarburos es el siguiente:



La eficacia del método de Inyección de Aire (bioventing) consiste en que, al inyectarse aire a presión en la zona no saturada hasta proximidades de la superficie de las aguas subterráneas que contiene hidrocarburos, en la superficie de los hidrocarburos se desarrolla la volatilización de estos, facilitando la migración de la fase volátil y al incrementarse la oxigenación de la superficie de los hidrocarburos se estimula la actividad bacteriana, lográndose con ello la biodegradación de estos contaminantes.

Este método presenta alta eficacia cuando:

- Los hidrocarburos contaminantes son de alta volatilidad.
- Los acuíferos contaminados y zona no saturada contienen bajos contenidos de arcilla y su litología es homogénea.
- Los contaminantes hidrocarburos poseen baja solubilidad.
- El aporte de oxígeno sea suficiente así como la de fuentes de carbono.
- Existan condiciones determinadas de pH (6 a 8), la humedad no sea muy alta (12-30 %), potencial redox mayor de 50 m.V, temperatura entre 0 y 40^o C y los nutrientes contenidos en el suelo y sedimentos N y P en relación 10: 1.

El tiempo de degradación de los hidrocarburos es variable, en función de las condiciones que existan en el medio del desarrollo bacteriano y del volumen del contaminante depositado, y el mismo puede oscilar desde algunos meses hasta varios años. Para la recuperación de acuíferos degradados por hidrocarburos, generalmente se requiere de la aplicación combinada de los métodos que anteriormente se han relacionado.

La contaminación por hidrocarburos se hace cada día más frecuente y de ellos los de más sistematicidad son por gasolina, kerosén, gasoil y fuel oil. No es raro ya, conocer de accidentes en depósitos o en la transportación de estas sustancias. La contaminación puede originarse por fugas desde depósitos, enterramientos de residuos, lavado de aglutinantes de caminos asfaltados, riego de terrenos con aceites residuales para evitar el polvo, así como por inyección profunda de residuales y muchas otras formas.

La penetración o infiltración de hidrocarburos en suelos considerados como permeables puede alcanzar valores considerables en profundidad, en dependencia del tipo de suelo y sedimentos subyacentes. La infiltración y mezcla con las aguas subterráneas puede presentarse de distintas formas en dependencia de la permeabilidad de las rocas o suelos de la zona no saturada y la zona saturada (acuífera) (Figuras 3.1 y 3.2). La máxima profundidad de penetración de los contaminantes hidrocarburos puede pronosticarse, según González, por la expresión siguiente:

$$H_h = \frac{1000 * V}{A * R * K} \text{ m.} \quad (3.1)$$

Donde: *V*- Volumen de contaminante vertido sobre el suelo, m³.

A- Área superficial afectada, m².

R- Capacidad de retención de los sedimentos, l/m³ (Tabla 3.3)

K- Factor de corrección que depende de la viscosidad del hidrocarburo (Tabla 3.4).

Tabla 3.3. Capacidad de retención del suelo (R)

R, l/m³	Tipos de sedimentos
5	Gravas gruesas
8	Gravas finas y arenas gruesas
15	Arena gruesa y media
25	Arena media a menuda
40	Arena fina

Tabla 3.4. Factor de corrección (K)

Tipo de combustible	Factor K
Gasolina	0,5
Kerosén, Gasoil	1,0
Fuel oil ligero	2,0

Cuando la profundidad máxima de infiltración del contaminante resulta superior a la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas de acuíferos freáticos, puede pronosticarse el área de extensión máxima que los hidrocarburos infiltrados ocuparán sobre la superficie del agua subterránea, según González, por la expresión:

$$A_h = \frac{1000V - A * R * m * K}{V_h}, \text{ m}^2 \quad (3.2)$$

Donde: V_h - Volumen de hidrocarburo en la zona capilar, l/m^2 .

$$V_h = \frac{H_c * R}{1000} \text{ m}^3. \quad (3.3)$$

H_c - altura capilar, m.

k -Profundidad a la que se encuentran las aguas subterráneas, m.



FIGURA 3.1 Etapas de la penetración y mezcla de hidrocarburo con las aguas subterráneas.

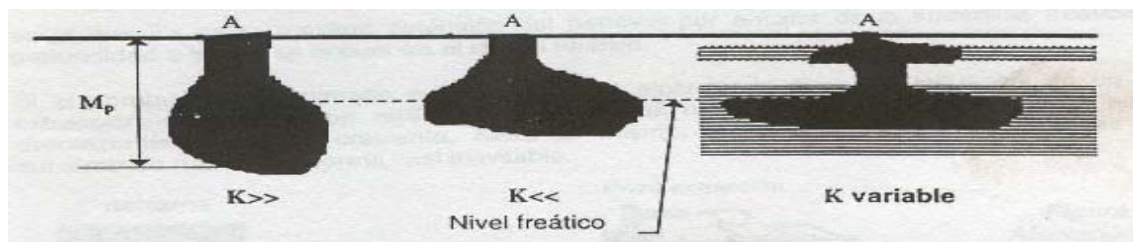


FIGURA 3.2 Formas de mezcla de hidrocarburos con las aguas subterráneas en rocas con distinto grado de permeabilidad.

3.4.2 Contaminación por nitratos (NO_3) y nitritos (NO_2)

Vulnerabilidad de los acuíferos frente a la contaminación por nitratos y nitritos

La vulnerabilidad de un acuífero frente a la contaminación del agua subterránea es una propiedad del acuífero, cualitativa, relativa, no medible y adimensional. La exactitud de la evaluación de la vulnerabilidad depende, sobre todo, de la cantidad y calidad de los datos, de su fiabilidad y representatividad.

De forma genérica, el cálculo de la vulnerabilidad de un acuífero se puede realizar cualitativamente, estableciendo una categorización (por ejemplo, vulnerabilidad muy alta, alta, media, baja) y agrupando el subsuelo del área de estudio en categorías de acuerdo con una tabla que recoja consideraciones tales como permeabilidad, espesor, capacidad de atenuación y fracturación, matizando estas valoraciones con otros datos, como por ejemplo, la profundidad del nivel freático. De aquí se obtendrían unas categorías para cada punto analizado, con un alto grado de subjetividad, pudiendo variar de un punto a otro según el autor. No obstante, lo más adecuado sería buscar

un valor numérico que se base en consideraciones lo más cuantificables y objetivas posibles.

El grado de vulnerabilidad de los acuíferos frente a la contaminación por nitratos depende de: factores de carácter endógeno, características lito estratigráficas del acuífero, espesor, textura, naturaleza geoquímica, contenido de materia orgánica, permeabilidad, grado de figuración, factores de carácter exógeno, características de la carga contaminante, forma de incorporación del contaminante al terreno, régimen pluviométrico y su relación en zonas de cultivo con los sistemas de abonado y riego, temperatura del agua que se infiltra, condiciones de construcción de los pozos de explotación.

Los factores endógenos son los que más influyen en el control del tiempo de residencia del ión nitrato en el terreno y de las reacciones, físico-químicas que van a tener lugar en el mismo y que, en definitiva, van a condicionar el avance del frente de contaminación una vez pasada la zona radicular. Por ejemplo: la roca granítica (plutónica). En formaciones poco permeables, de naturaleza plutónica o metamórfica, en las que se localizan acuíferos libres, dispersos, de escasa potencia y poco productivos, el contenido en nitratos puede llegar a alcanzar valores elevados en zonas de importante actividad agrícola o ganadera de tipo extensiva. Sin embargo, y debido al alto poder de renovación del agua en el acuífero, la recuperación de la calidad del mismo se puede lograr en poco tiempo, una vez eliminada o reducida la fuente contaminante.

En las formaciones sedimentarias, cuyas aguas se explotan en grandes volúmenes, la percolación a través de la zona no saturada, favorecida bien por su elevada permeabilidad, bien por su reducido espesor o bien por la acción combinada de ambos factores, se traduce en una progresiva acumulación de contaminantes.

El enriquecimiento de las aguas subterráneas en nitratos no es consecuencia obligatoria de la migración vertical, sino que sobreviene cuando esta última excede de un valor límite en función de las condiciones locales. La constatación de esta concentración creciente señala un desequilibrio en la relación entre la planta, el suelo y el agua, cuya causa debe buscarse en el contexto de un balance de nitrógeno asociado al sistema de cultivo en cuestión.

En zonas semiáridas los niveles piezométricos descienden durante las épocas de bombeo y riego y se recuperan durante la estación húmeda. El ascenso piezométrico durante la recarga provoca la mezcla del agua de la zona saturada y no saturada. Este ciclo se repite cada año y se extrema en años de sequía o de precipitaciones anormalmente altas. La estratificación de los nitratos en la zona no saturada se desplaza en los ascensos piezométricos a la zona saturada, produciéndose una mezcla de niveles distintos de concentración. Así, se pueden advertir incrementos en las concentraciones en algunos casos con posterioridad al período de recarga. En aquellos casos en los que se está produciendo bombeo de agua mediante pozos, el agua describe un movimiento vertical que arrastra los nitratos disueltos. En el caso de retornos de aguas de riego se provoca un incremento de la concentración por efecto de reciclado. Por su parte, los bombeos intensivos, debido a las depresiones piezométricas puntuales, pueden dar lugar a que el agua cargada de nitratos descienda a niveles más profundos.

La general lentitud con la que evoluciona el proceso contaminante obedece a varios factores:

- Acciones de oxidación-reducción: éstas tienen lugar predominantemente durante la infiltración en medio no saturado, aunque también puede producirse en el medio saturado mientras no se consuma el oxígeno disuelto en el agua. Cuando el oxígeno

es escaso o inexistente se producen fenómenos anaerobios en los que se consume materia orgánica a expensas de reducir nitratos, produciéndose NH_4^+ , N_2 , etc.

- Procesos de adsorción y absorción: la retención por el terreno en realidad es sólo una disminución de la velocidad de circulación y puede ser temporal o permanente.
- Procesos bioquímicos: juegan un importante papel, en especial en la zona no saturada. Están muy ligadas a los de oxidación-reducción.
- Procesos de dilución: son especialmente importantes en casos de contaminación extendida.

Con frecuencia la contaminación por nitratos procede principalmente de fuentes no puntuales o difusas que se caracterizan por una gran cantidad de puntos de entrada de la contaminación en el terreno y por la dificultad que supone hacer una localización precisa de las zonas donde se produce la entrada de los contaminantes. Las fuentes de contaminación por nitratos en suelos y aguas (superficiales y subterráneas) aunque pueden ser muy diversas, se asocian mayoritariamente a actividades agrícolas y ganaderas, aunque en determinadas áreas, también pueden aparecer asociadas a ciertas actividades, especialmente las relacionadas con el sector agrícola. No obstante, también existe una contaminación por nitratos de tipo puntual. En este caso la fuente de contaminación es más fácil de identificar ya que se suelen localizar en zonas de extensión restringida y frecuentemente se asocian con vertidos urbanos o industriales.

Fuentes de nitrato:

Aporte en el agua de lluvia de formas nitrogenadas (en general, el aporte de nitrato derivado del agua de lluvia en condiciones naturales frente a las demás fuentes de nitrato es inapreciable).

Fenómeno de nitrificación

Actividades agrícolas: Fertilizantes inorgánicos y orgánico (El uso indiscriminado de fertilizantes solubles vía fertirrigación durante varios años, tal y como suele tener lugar en las producciones intensivas, origina concentraciones muy altas de nitratos en el suelo y consecuentemente, eleva de forma notable el riesgo de lixiviación de nitratos.

Uso excesivo de purines

Herbicidas y pesticidas que contienen nitratos.

Fertilización por fertirrigación.

Actividades ganaderas: Almacenamiento de estiércoles.

Actividades industriales y urbanas: Vertidos efluentes

Aguas residuales

Son numerosos los diferentes compuestos de nitrógeno que se pueden formar en las distintas fases que componen el ciclo del nitrógeno. Como hemos visto, aunque algunos de ellos tienen una procedencia natural, la formación de muchos de estos compuestos se ve fuertemente incentivada de forma artificial, debido a la acción del hombre, constituyendo importantes fuentes de contaminación, tal es el caso de los nitratos.

De forma más detallada, los diferentes compuestos del nitrógeno pueden proceder de la atmósfera, del suelo y de las aguas.

En la atmósfera: Origen / Compuestos / Procedencia

Antrópico / NO (óxido nítrico) /Quema de combustibles fósiles y otros tipos (p. ej., biocombustibles). NO₂ (dióxido de nitrógeno -Nitrito); NO₃ -(nitrato), NH₄⁺ (amonio). Industrias, Automóviles

Natural / NO₂ (dióxido de nitrógeno) / Descargas eléctricas + N₂, NH₃⁺ (amoníaco) Volatilización del NH₄⁺ / Volcanes

Óxidos de nitrógeno (NO), Compuestos del nitrógeno que se forman sobre todo por la oxidación del nitrógeno atmosférico.

Puede tener un origen:

Natural: incendios forestales, basuras.

Antrópico: quema de combustibles fósiles (gasolina, gas atural, gasoil, carbón) tanto en industria como en los automóviles; quema de otros combustibles (por ejemplo biocombustibles).

Los óxidos de nitrógeno se emiten, mayoritariamente, como óxido nítrico (NO), que posteriormente se transforma en dióxido de nitrógeno (NO₂)- Nitrito. Favorecen la formación de ozono troposférico, en la parte más baja de la atmósfera, donde se encuentra en cantidades muy pequeñas de forma natural, especialmente cuando la mezcla de determinados contaminantes emitidos por la industria o el tráfico (esencialmente dióxidos de nitrógeno y compuestos volátiles orgánicos) reacciona con la luz solar. Aunque el óxido nítrico destruye el ozono troposférico, el NO₂ en que se transforma, contribuye a su formación. Además, el dióxido de nitrógeno (NO₂) combinado con la humedad del ambiente, es uno de los gases contaminantes responsables de la lluvia ácida y del mal de la piedra (NO₃H₂). Son un buen ejemplo de cómo un contaminante presente en la atmósfera puede afectar a cursos de agua y almacenamientos de agua potable subterránea, impactando por diversas vías a la salud humana.

En el suelo, gracias a la acción bacteriana, la materia orgánica se transforma, descompone o degrada hasta mineralizarse dando lugar a un conjunto de compuestos estables, amorfos y coloidales conocidos como humus. El humus está constituido por huminas (fracción insoluble), ácidos húmicos (material orgánico de color oscuro insoluble en ácidos) y ácidos fúlvicos (material sobrante en la solución una vez que se han extraído los ácidos húmicos por acidificación, soluble en álcalis y ácidos). El humus influye en la capacidad del suelo para retener y poner a disposición de la planta tanto aniones como cationes. Los ácidos fúlvicos y húmicos condicionan la capacidad de intercambio catiónico y por tanto marcan la disponibilidad de nitrógeno en forma amoniacal en el medio, mientras que las huminas condicionan la capacidad de intercambio aniónico y por tanto la disponibilidad de nitrógeno en su forma nítrica.

Los horizontes acuíferos freáticos (aguas sin presión), están relacionadas con la denominada zona de origen de las aguas subterráneas (zona de hidrogénesis). Por las condiciones litológicas de esta zona que coincide con la corteza de intemperismo o zona no saturada, en la misma se presentan altas permeabilidades en los sedimentos o rocas acuíferas y en ellas influyen directamente las características y fenómenos que se desarrollan en el medio ambiente superficial y en los suelos (capa vegetal), por ser este el primer acuífero a partir de la superficie del terreno.

De lo antes expuesto se desprende que los horizontes acuíferos freáticos están generalmente en estrecha relación con las aguas superficiales de origen fluvial y pluvial, incluyendo las de riego, y por ello, con los fenómenos químicos y biológicos que se desarrollan en la capa vegetal (suelos) y en la zona no saturada.

Los compuestos nitrogenados presentes en las aguas naturales están íntimamente relacionados con el ciclo del nitrógeno. La mayor parte del nitrógeno aparece en forma gaseosa en la atmósfera (78 % en volumen), en forma oxidada constituye una

relativamente importante fracción en los suelos y sustancias orgánicas (tejidos de animales o vegetales que lo extraen de la atmósfera para su metabolismo). En las rocas, sin embargo, solo se presenta como elemento minoritario.

El nitrógeno puede aparecer en forma de NH_3 (ácido nítrico), NH_4 (amonio) y por oxidación, estas formas reducidas pueden transformarse en NO_2 y finalmente en NO_3 que es la forma más usual y estable. Los procesos de oxidación reducción de las especies nitrogenadas por fenómenos biológicos y en consecuencia, los productos finales del número y tipo de organismos que intervengan en ellos.

Generalmente, el NH_4 o el amoniaco libre, aparecen solo como trazas en aguas subterráneas, aumentando su concentración cuando el medio es fuertemente reductor. Este compuesto es el producto final de la reducción de sustancias orgánicas o inorgánicas nitrogenadas que naturalmente se incorporan al agua subterránea. Dado que la presencia de amonio favorece la multiplicación microbiana su detección en cantidad significativa en el agua se considera como indicio de probable contaminación reciente.

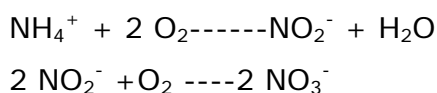
El ión nitrito puede estar presente en las aguas, bien como consecuencia de la oxidación del NH_3 o como resultado de la reducción o no reducción microbiana de los nitratos. Su presencia en el agua debe considerarse como un indicio fundado de una posible contaminación reciente (dada su inestabilidad) y tal vez de la impotabilidad del agua debido a la toxicidad de este ión.

No obstante la sola presencia de nitrito y amonio en el agua subterránea no debe ser considerada como resultado de una contaminación, sin analizar las posibles causas de su presencia, dado que en un acuífero las condiciones de oxidación no son siempre favorables y estos iones, incorporados de manera natural al acuífero, pueden mantenerse durante cierto tiempo en el equilibrio con su forma oxidada, el nitrato.

Los nitratos pueden estar presentes en las aguas subterráneas, bien como resultado de la disolución de rocas que los contengan, lo que ocurre raramente, bien por la oxidación bacteriana de materia orgánica. Su concentración en aguas subterráneas no contaminadas raramente excede de 10 mg/l. El origen de los nitratos en las aguas subterráneas no siempre puede esclarecerse. Estos son relativamente estables pero pueden ser fijados por el terreno o ser reducidos a nitrógeno o amonio en ambientes reductores. A menudo son indicadores de contaminación alcanzando entonces, elevadas concentraciones y presentando por regla general una estratificación clara con predominio de las mayores concentraciones en la parte superior de los acuíferos libres o freáticos.

Los horizontes acuíferos freáticos en territorios del trópico y subtrópico, donde existen altas temperaturas y abundantes precipitaciones atmosféricas, están expuestos a una fácil contaminación de origen orgánico, tanto por la descomposición de la materia orgánica que se encuentra en los suelos como por residuos fecales de origen animal o humana que de forma directa o indirecta se depositan en la corteza terrestre.

Durante la estancia de la materia orgánica en la zona no saturada (incluyendo el suelo) y posteriormente en la zona de saturación, esta sufre toda una serie de transformaciones en forma escalonada, influenciada por la acción de bacterias y microbios que habitan esta zona, las albúminas compuestas se transforman en aminoácidos, posteriormente en amonio (NH_4), luego en nitritos (NO_2) y al final en nitratos (NO_3).



Este proceso de transformación de la materia orgánica es muy complejo, en el mismo participan bacterias oxidantes llamadas nitro bacterias. La velocidad de ejecución de

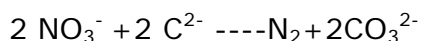
esta transformación depende del grado de desarrollo de las condiciones que propician la misma. Como resultado de la transformación de la materia orgánica, tenemos que el nitrógeno pasa de compuesto orgánico a compuesto simple, soluble en el agua.

La aparición de los nitritos y nitratos en el agua subterránea también puede ser de origen químico, provocado por el vertimiento de residuales industriales y por la utilización de fertilizantes orgánicos y sobre todo nitrogenados en áreas agrícolas. Puesto que las plantas solo pueden aprovechar el nitrógeno en forma de nitratos, el tipo de fertilizante aplicado condiciona la proporción de nitrógeno utilizable por las mismas y en consecuencia, la cantidad no aprovechada por las plantas se infiltra hacia el acuífero. La concentración de nitrato en el agua de infiltración depende pues del tipo de fertilizante y además de la frecuencia, cantidad y modo de aplicación, así como del nitrógeno orgánico o inorgánico ya existente en el suelo, también del grado de permeabilidad, grado de humedad y otras características del suelo.

Los nitritos de forma natural pueden encontrarse en suelos que contengan un pH superior a 7,7. Los fertilizantes nitrogenados pueden originar directamente nitritos en lugar de nitratos cuando estos son aplicados en suelos algo alcalinos a partir de un pH de 7 a 7,3; en este caso la concentración de nitritos en el suelo puede alcanzar magnitudes semejantes a los nitratos con concentración máxima hasta de 100 mg/l.

El proceso de descomposición de la materia orgánica y la transformación de esta y de compuestos químicos, principalmente los nitrogenados, pueden llegar a influir notablemente en la calidad química del agua subterránea, como agua potable, con la adición o incremento de iones NO_3 y NO_2 , de estos elementos el más nocivo es el nitrito (NO_2), su origen como ya se ha analizado puede ser por distintas causas y por procesos geo y bioquímicos que se producen en la zona no saturada y acuíferos freáticos.

De los nitratos por reacciones reversibles puede producirse también el nitrito, debido a procesos de desnitrificación, al combinarse el nitrato con el carbono C que se libera de los procesos de descomposición de la materia orgánica, durante este proceso se libera el nitrógeno N_2 y por combinación de este con el oxígeno disuelto en las rocas y aguas, puede producirse de nuevo iones de nitrito (NO_2) y nitrato (NO_3).



Al igual que el nitrógeno que se libera por procesos de desnitrificación, este elemento puede agregarse al agua por el lavado de los suelos. En la atmósfera existen gases como el O_2 , CO_2 y el N_2 , solubles en el agua, bajo la influencia de descargas eléctricas que se producen en la atmósfera, principalmente durante las turbonadas, el nitrógeno (N_2) se une con el hidrogeno (H) y con el oxígeno (O_2) formando ácido nítrico (NH_3) y nitrito (NO_2), de tal forma, tanto el ácido nítrico como el nitrito diluidos con las aguas de las precipitaciones atmosféricas llegan al suelo y por infiltración de las aguas penetran hasta el acuífero.

Por experimentos ejecutados en territorios europeos de Rusia se demostró que anualmente, por deposición a través de precipitaciones atmosféricas en el suelo, se depositan de 3 a 4,5 Kg por hectárea de ácido nítrico y nitrito. En estos procesos influyen también las llamadas lluvias ácidas en países altamente industrializados. También se ha comprobado que mientras mayor es el contenido de elementos nitrogenados, mayor será la carga eléctrica de sus partículas, de modo que se facilita la dispersión y arrastre por las aguas que se infiltran hasta la zona acuífera.

Este proceso, por las condiciones climáticas tropicales y subtropicales, puede ser un factor de gran importancia en la formación y origen de nitratos y nitritos en las aguas subterráneas freáticas; sobre este proceso tenemos muy poco conocimiento, por lo

que debe ser estudiado por la importancia que el mismo puede representar en tales condiciones climáticas y acuíferos freáticos.

Otras causas que pueden dar origen a los nitratos y nitritos lo representan algunas raíces con nódulos (tubérculos) en las cuales habitan bacterias que absorben el nitrógeno de la atmósfera y producen nitratos en cantidades superiores a las requeridas por las plantas, este exceso de nitrato puede pasar a ser componente de las aguas freáticas.

En los distintos abastos a partir de las aguas subterráneas, generalmente se utilizan las aguas de origen freático, debido a que son las aguas subterráneas que pueden ser explotadas sin grandes inversiones económicas, representan ser los acuíferos de mayor acuosidad y también debido a que por las condiciones geológicas y geográficas en muchos países son las aguas de menor salinización, aunque las mismas son las más propensas a la contaminación por materias y productos de los que se derivan elementos de alta nocividad.

Como puede observarse en la Tabla 3.5 la contaminación de las aguas subterráneas por nitrito y nitrato puede considerarse con proporciones internacionales, agudizándose la misma en los países tropicales. De los datos analizados y expuestos en la tabla anterior vemos cómo la presencia de nitratos y nitritos tiene mayor incidencia en Cuba, país donde en los últimos años ha presentado un alto desarrollo agrícola y donde, paralelo a ello, se ha desarrollado ampliamente el uso de fertilizantes nitrogenados.

Por estudios efectuados por la OMS. y otras instituciones de la salud, se ha detectado que los nitratos son perjudiciales para los niños, sobre todo para los lactantes, cuando su concentración en el agua es mayor de 45 mg/l, pues al reducirse a nitritos, puede provocar la enfermedad denominada "Metahemoglobinemia", que representa una intoxicación de la sangre, con consecuencias fatales en muchos casos. Mayor perjuicio en la población infantil causa aún el consumo de aguas contaminadas directamente por nitrito.

Tabla 3.5. Valores del contenido de nitratos y nitritos en algunos países

CONTENIDO MEDIO EN mg/l			
PAÍSES	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	Cantidad de Análisis
1-Antigua U.R.S.S.			
-Sur de Siberia		0,03	749
-Depresión Kansko-Taséevkaya		0,08	78
-Llanura Barakínskaya	5,52	0,07	282
-Salairski Krysh	1,33	0,19	1 339
-Región Sayano Altay	0,74	0,1	693
2-Estados Unidos de América			
-Estados del Sur	2,1		92
-California	3,4		25
-Zonas del Norte	3,19		284
-Sureste de los Apalaches	4,3		269
-Sierra Nevada	0,2		96
3-Zona Oriental de Nigeria	1,63	0,09	71
4-Valle del África Occidental	1,63	0,09	330
5-Islas Hawai	0,9		86
6-Finlandia (Territorio de Plandia)	0,93	0,01	704
7-Suecia	1,2	0,01	16
8-Promedio de otros países del trópico y subtrópico	1,87	0,07	5 216
9-Cuba			
-Zona Sur del Valle del Cauto	11,7	0,176	230
-Provincia Holguín	22,25	0,274	1 042

Microelementos y varias denominaciones de los mismos

Los denominados "microelementos" pueden estar presentes en las aguas subterráneas por factores tanto de origen natural como artificial, pero en la mayoría de los casos los contenidos en magnitudes que superan los contenidos máximos admisibles para consumo humano deben su origen a factores artificiales.

Arsénico: Posee las propiedades de ser metal y no metal; son los componentes de arsénico trivalente los que presentan mayor toxicidad para mamíferos y especies acuáticas. El arsénico es absorbido en el tracto intestinal y se distribuye en todo el cuerpo. Además tiene efectos carcinogénicos. Los compuestos de arsénico se han utilizado en el pasado como herbicida en el control de la vegetación acuática y terrestre. Las sales de arsénico son nocivas para las plantas.

Bario: Las sales de bario son nocivas dado sus efectos adversos sobre el corazón y vasos sanguíneos.

Berilio: Es altamente tóxico cuando se respira, pero tiene baja toxicidad al ser ingerido. El berilio reduce la fotosíntesis de las plantas terrestres y se ha demostrado que reduce el crecimiento en diversas especies. Su toxicidad es inferior en suelos calcáreos que en suelos ácidos.

Boro: Se encuentra en bajas concentraciones en aguas naturales y es un nutriente esencial para el crecimiento de las plantas. Algunas plantas son sensibles a aguas que contienen niveles moderados de boro.

Cadmio: No hay necesidad fisiológica de cadmio y es tóxico para la mayoría de los sistemas. Se almacena primariamente en los riñones y el hígado y produce hipertensión en los seres humanos. La exposición crónica da origen a enfermedades de riñón y edema pulmonar, así como osteomalacia. En el medio acuático es tóxico en concentraciones moderadas para un gran número de especies de peces. Se utiliza en plateado de metales, manufacturas de baterías y otros procesos industriales.

Cromo: Generalmente no aparece en grandes concentraciones en las aguas naturales. El estado hexavalente suele ser común en las aplicaciones industriales y es un veneno sistémico de alta nocividad. La toxicidad para las especies acuáticas es variable.

Cobre: Es un elemento traza esencial para las plantas, vertebrados e invertebrados. En cantidades excesivas es tóxico. El sulfato de cobre es utilizado como herbicidas acuáticos.

Hierro: Es un elemento muy común y como elemento traza es esencial para animales y plantas, ingerido en grandes cantidades en alimentos o agua puede ser acumulativo en la sangre y producir efectos adversos al organismo. Cuando el agua presenta un estado oxigenado, el hierro ferroso se oxida a férrico y precipita.

Plomo: Metal tóxico que parece no tener ningún requerimiento fisiológico y que ha sido largamente asociado con enfermedades ocupacionales y ambientales. Entra en el organismo a través de la ingestión de alimentos sólidos, líquidos e inhalación. Produce anemia por inhibición de la formación de hemoglobina. El plomo se acumula en los huesos y tejidos, riñones, aorta, hígado y cerebro. El envenenamiento por plomo es conocido como causa de retardo mental, problemas cerebrales y atrofia óptica en los niños.

Manganeso: Es un veneno y su nocividad está asociada generalmente a la exposición ocupacional al polvo de manganeso. Su deficiencia en animales y personas puede alterar la reproducción, deformidades de los huesos y desórdenes del sistema nervioso o retraso del crecimiento.

Mercurio: Puede aparecer como sales de mercurio monovalente y bivalente. Su aparición es de forma natural y es altamente utilizado en la industria y como fungicida en la agricultura. El mercurio es tóxico en sus formas orgánicas e inorgánicas, siendo el más tóxico el orgánico, que puede pasar a través de las membranas biológicas, acumularse en el cerebro y causar atrofia de las células del cerebro. El mercurio elemental y sus sales inorgánicas presentes en los medios acuáticos pueden ser convertidos por procesos bacteriológicos en el altamente tóxico metil-mercurio.

Níquel: Aparentemente algunas formas no son tóxicas para los humanos pero la forma gaseosa carbonilo de níquel es altamente tóxica. Se sospecha que es carcinogénico.

Plata: Se presenta como elemento y en forma de sales. Si se ingiere, tiende a acumularse en la piel, ojos y membranas mucosas. No es beneficioso para humanos por su alta peligrosidad.

Zinc: Es uno de los elementos trazas necesarios para el metabolismo. La deficiencia de zinc puede detener el crecimiento. El zinc puede ser tóxico, produciendo desórdenes gastrointestinales si se ingiere en grandes cantidades.

Flúor: En alimentos y agua una persona ingiere aproximadamente 2-5 miligramos por día. Se almacena en los huesos y dientes y su sobreexposición origina la fluorosis dental o las manchas en los dientes. También puede originar fluorosis del esqueleto, produciendo calcificación de los tejidos y ligamentos.

Fósforo: Es un micro nutriente especial para el crecimiento de las plantas. El fósforo orgánico e inorgánico es un elemento clave de la eutrofización de las aguas superficiales junto con el nitrato, en cantidades por encima de lo normado resulta tóxico al organismo humano.

Selenio: Es un micro nutriente necesario para plantas y animales que aparece como elemento en ciertas proteínas. Concentraciones elevadas en alimentos y aguas produce la selenosis. Esta enfermedad se caracteriza por síntomas de depresión, palidez, nerviosismo, mareos, daños en el hígado y especial olor a ajo a partir de la piel.

Sulfuro: El sulfuro de hidrógeno es altamente tóxico y de alta solubilidad. Dado su olor confiere al agua mal sabor.

Cloro: En su aplicación al agua para desinfección reacciona con componentes nitrogenados formando cloraminas, sustancia tóxica para los peces. Por contaminación en grandes cantidades es muy nocivo al organismo humano.

Componentes orgánicos: El número de sustancias orgánicas existente es muy grande y es difícil clasificar los efectos que sobre la fauna y la flora producen. Se supone que el número de estas sustancias producidas por el hombre se incrementa en el orden de 300-500 por año. En general, se dividen en productos derivados del petróleo y plaguicidas (insecticidas, funguicidas, herbicidas, rodenticidas, nematocidas, etc.) y son bastante nocivas para la salud, al ser muchas de ellos carcinogénicos, además de producir otras afecciones a los organismos (nerviosas, reproductoras, de crecimiento, etc.).

3.5 Tipos de análisis químicos de las aguas

Los análisis químicos de las aguas naturales en la práctica hidrogeológica consideran las siguientes tareas:

- a) Estudiar las leyes de formación y distribución de las aguas de distinta composición.
- b) Investigar las aguas con criterios de búsqueda de yacimientos minerales sólidos, líquidos y gaseosos.
- c) Evaluar la composición y propiedades de las aguas subterráneas naturales con fines de abasto de agua potable, tecnológicas, agrícolas, medicinales y en otros usos.

Para la caracterización general de la composición y propiedades de las aguas se utilizan dos tipos de análisis de agua, análisis de campo y análisis de laboratorio, que pueden ser reducidos y completos. El análisis de campo incluye la determinación de las propiedades físicas:

pH, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg , CO_2 , H_2S , O_2 . Se calcula el $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, dureza carbonatada y la suma de materia mineral. El análisis de campo se ejecuta generalmente durante investigaciones de un territorio determinado con la ejecución masiva del análisis químico.

El análisis reducido o incompleto incluye la determinación de propiedades físicas de las aguas subterráneas:

pH, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg , CO_2 , H_2S , H_2SiO_3 , Fe^{+2} , Fe^{+3} , oxidación de residuo seco, se calcula el $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, dureza carbonatada, agresividad del CO_2 . El análisis reducido se ejecuta por métodos más exactos en laboratorios estacionarios. Este tipo de análisis permite ejecutar el control y verificación del análisis de campo y análisis de muestras tomadas en el territorio de investigación independientemente a la ejecución del análisis de campo o no.

El análisis completo incluye la determinación de los elementos antes relacionados y permite ejecutar el control por determinación del residuo seco y por las sumas de miligramos equivalentes de cationes y aniones. En la ejecución de investigaciones especiales, según el objetivo, se analiza también la composición de gases que se desprenden de los diluidos en el agua, denominándose H_2S , CO_2 , O_2 , CH_4 , N_2 y elementos tales como: Ar, Cr, Xe, He, Ne, + hidróxido de carbono pesado; en muchos estudios se requiere determinar Li, Rb, Cs, Br, I, F, As, B, Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, V, Ra, Rn.

Para la determinación de los microcomponentes se utilizan los métodos de extracción-calorimétricos, especiales, fluoroscópicos y el método de fotometría; en la actualidad existen métodos más sofisticados y precisos como el de Absorción Atómica y otros.

3.5.1 Formas más usuales para la representación de los resultados de los análisis químicos de las aguas

El agua subterránea es una solución de sales disociadas en sus iones. La forma principal de presentar los resultados de análisis químicos del agua es en iones; con ello el contenido de uno u otro ión se representa en gramos o miligramos por litro de agua y para las muy mineralizadas y rasoles en gramos por kilogramo y gramos por hectolitros.

Sin embargo, para la caracterización total de las propiedades químicas del agua, la forma iónica de representación del agua es suficiente. Por esto, paralelo a la forma iónica se utiliza la presentación de los análisis químicos por miligramo-equivalente, lo que de una forma más completa refleja la naturaleza química interna de la materia contenida en el agua y sus propiedades más importantes.

La conversión de los datos del análisis del agua representados en forma iónica en miligramos por litro (mg/l) a miligramo –equivalente (mg.eq./l) se ejecuta dividiendo la cantidad de miligramos de cada ión en un litro de agua por el peso equivalente, en este caso presentamos la forma de conversión de cada elemento multiplicando los mg/l de cada elemento por el coeficiente que le corresponde (Tabla 3.6).

La suma de miligramos equivalentes de cationes y aniones debe ser igual o aproximadamente igual, ya que a cada equivalente de un catión le corresponde el equivalente de un anión, aunque en ocasiones existen materias no determinadas que influyen en la igualdad de los aniones y cationes.

Durante la comparación de los resultados de los análisis de agua de distinta mineralización, para obtener magnitudes de la cantidad de miligramos equivalentes, se calcula el por ciento-equivalente (%-eq.). Para obtener los resultados en %-eq., la suma de miligramos-equivalentes (mg. eq.) obtenidos por el análisis para aniones y cationes se asumen de forma independiente como el 100 % y a partir de ella se calcula el %-eq. de cada elemento en específico (Tabla 3.6).

Tabla 3.6. Conversión de mg/l a mg.eq./l y a %-equivalentes (Macro componentes)

Iones	mg/l	Coeficiente de Conversión	mg. eq/l	%-eq.
Ca ²⁺	X	0,0499	X * 0,0499	X * 0,0499/Z
Mg ²⁺	X	0,0822	X * 0,0822	X * 0,0822/Z
Na ⁺	X	0,0435	X * 0,0435	X * 0,0435/Z
K ⁺	X	0,0256	X * 0,0256	X * 0,0256/Z
Fe ³⁺	X	0,0537	X * 0,0537	X * 0,0537/Z
Fe ²⁺	X	0,0358	X * 0,0358	X * 0,0358/Z
Mn ²⁺	X	0,0364	X * 0,0364	X * 0,0364/Z
NH ₄ ⁺	X	0,0554	X * 0,0554	X * 0,0554/Z
H ⁺	X	0,9921	X * 0,9921	X * 0,9921/W
Suma de Cationes	Y		Z	100 %
HCO ₃ ⁻	X	0,0164	X * 0,0164	X * 0,0164/W
Cl ⁻	X	0,0282	X * 0,0282	X * 0,0282/W
SO ₄ ²⁻	X	0,0208	X * 0,0208	X * 0,0208/W
CO ₃ ³⁻	X	0,0332	X * 0,0332	X * 0,0332/W
NO ₂ ⁻	X	0,0217	X * 0,0217	X * 0,0217/W
NO ₃ ⁻	X	0,0161	X * 0,0161	X * 0,0161/W
Br ⁻	X	0,1250	X * 0,1250	X * 0,1250/W
I ⁻	X	0,0079	X * 0,0079	X * 0,0079/W
CO ₃ ²⁻	X	0,0333	X * 0,0333	X * 0,0333/W
SiO ₂ ²⁻	X	0,0166	X * 0,0166	X * 0,0166/W
Suma de Aniones	V	-	W	100 %

Para determinar el posible error de ejecución de los análisis químicos se ejecutan los cálculos correspondientes, basado en la electroneutralidad, para ello se aplica la fórmula siguiente:

$$E.N. = \frac{\sum Cat. + \sum An.}{\sum Cat - \sum An.} * 100 \quad (3.4)$$

Donde:

E.N.: error del análisis por relación de electroneutralidad, en %

$\sum Cat.$: sumatoria de los cationes contenidos en: mg.eq/l

$\sum An.$: sumatoria de los aniones contenidos en: mg. eq./l

3.6 Clasificación de las aguas por su composición química

La gran variedad en la composición química de las aguas naturales provocó la necesidad de sistematizar y clasificar las aguas. A continuación presentamos las clasificaciones más representativas aplicadas en la práctica hidrogeológica con fines de estudio de las aguas subterráneas y la definición de su posible uso para distintos fines.

Clasificación de Alióki

Esta clasificación está basada en el principio de división por los iones predominantes y relación entre ellos. Comprende todas las aguas naturales con mineralización hasta 50 g/kg, y se basa en el contenido en las aguas de sus iones principales representados en miligramos – equivalentes.

Todas las aguas se dividen por el anión predominante en tres grandes clases: bicarbonatadas y carbonatadas ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$), sulfatadas (SO_4^{2-}) y cloruradas (Cl^-).

La clase de aguas bicarbonatadas agrupa las aguas de ríos poco mineralizadas, gran parte de aguas subterráneas, de lagos dulces y algunos lagos con aguas hasta algo mineralizadas. La clase clorurada agrupa las aguas mineralizadas de los mares, aguas de lagos relícticos y aguas subterráneas de zonas salinizadas, desiertos y semidesiertos.

La clase de aguas sulfatadas, por su distribución y mineralización, ocupa un lugar intermedio entre las clases bicarbonatada y clorurada. Cada clase de agua se divide en tres grupos por uno de los cationes predominantes Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Cada grupo a su vez se divide en tres tipos por la relación entre los miligramos equivalentes de los iones; en total se determinan cuatro tipos de agua. (Figura 3.1).

Primer Tipo: Se caracteriza por la relación $\text{HCO}_3^- \rangle (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. Las aguas de este tipo son débilmente mineralizadas. En ellas se observa un exceso de iones HCO_3^- sobre la suma de los iones de metales terrígenos básicos.

Segundo tipo: Se caracteriza por la relación $\text{HCO}_3^- \langle (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \langle (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4)$.

Con este grupo se relacionan las aguas subterráneas y también las aguas de ríos y lagos de poca y mediana mineralización.

Tercer tipo: Se caracteriza por la relación $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4) \langle (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$.

Las aguas de este tipo son fuertemente mineralizadas; con este tipo de aguas se relacionan las aguas de mares y océanos y depósitos relícticos.

Cuarto tipo: Se caracteriza por la ausencia de iones HCO_3^- . Las aguas de este tipo son ácidas y existen solamente en las clases sulfatadas y cloruradas en los grupos de Ca^{2+} y Mg^{2+} .

Para definir las clases y grupo de las aguas así como su denominación, uno de los métodos más práctico es la representación de la composición química en forma de fórmula: para ello el método más utilizado es el de Kurlóv. La fórmula de Kurlóv representa un quebrado en el numerador del cual se ubican los aniones en porcentaje-equivalentes, en orden descendente, y en el denominador en el mismo orden se ubican los cationes. El quebrado es acompañado por datos adicionales; a la izquierda del quebrado se ubican los gases en mg/l y la mineralización del agua (M) en g/l hasta décimas de gramos; a la derecha del quebrado se ubica la temperatura T en $^\circ\text{C}$, y el caudal (Q) si se trata de un manantial, río o pozo con caudal medido, en l/s.

Ejemplo de aplicación de la fórmula de Kurlóv:

$$\text{CO}_2-0,1, M- 1,4 \frac{\text{HCO}_3 50\text{SO}_4 32\text{Cl}18}{\text{Ca}66\text{Na}20\text{Mg}14} T-28, Q-30$$

Según el ejemplo anterior, las aguas representadas por la clasificación de Aliókin se clasifican en: Clase-bicarbonatadas; Grupo-cálcica;

Tipo- II $\text{HCO}_3^- \langle (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \langle (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4)$ (analizados en mg.eq).

La denominación del agua se determina por los aniones con contenido mayor de 20 %. Por lo que el agua analizada sería: Sulfatado- Bicarbonatada Magnésico-Cálcicas (por predominio mayoritario de los iones HCO_3^- y Ca^{2+})

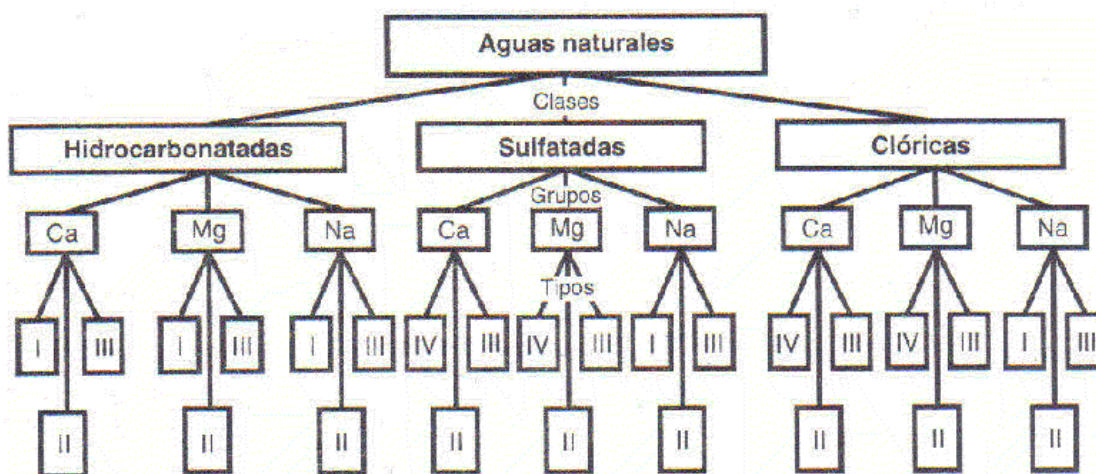


FIGURA 3.3. Esquema de clasificación de las aguas de O. A. Aliokin.

Clasificación de Ch. Palmer

Esta clasificación está basada en el principio de relación de distintos grupos de aniones y cationes que definen las propiedades características de las aguas naturales. En las mismas se determinan cinco grupos de cationes y aniones y seis propiedades características de las aguas. Los datos de los cationes y aniones semejantes por sus propiedades químicas se unen en los grupos siguientes:

Grupo a: suma de los por cientos- equivalentes de cationes de metales básicos ($\text{Na} + \text{K} + \text{Li}$).

Grupo e: suma de los por cientos-equivalentes de los cationes de metales básico-terrágenos (Ca + Mg + Ba).

Grupo S: suma de los por cientos-equivalentes de los aniones de ácidos fuertes ($\text{SO}_4 + \text{Cl} + \text{NO}_3$).

Grupo A: suma de los por cientos-equivalentes de los aniones de ácidos débiles ($\text{CO}_3 + \text{HCO}_3 + \text{HS} + \text{HSiO}_3$).

Grupo m: suma de los por cientos-equivalentes de los aniones de hidrógeno y cationes de metales pesados (H + Fe + Cu y otros).

Las propiedades características del agua determinadas por los grupos de iones presentes en la misma se dividen en los siguientes seis grupos:

1. **Primera basicidad:** A 1- Se forma con los hidrogenocarbonatos de minerales básicos (**basicidad**)
2. **Segunda basicidad:** A 2- Se forma con los bicarbonatos de los minerales básicos-terrágenos (**dureza temporal y basicidad**)
3. **Tercera basicidad:** A 3- Se forma con los bicarbonatos de minerales pesados.
4. **Primera salinidad:** S 1- Se forma con los sulfatos y cloruros de minerales básicos (**salinidad**)
5. **Segunda salinidad:** S 2- Se forma con los sulfatos y cloruros de minerales básicos terrígenos (**salinidad y dureza permanente**)
6. **Tercera salinidad:** S 3- Se forma con los sulfatos y cloruros de los minerales pesados (**acidez**)

En la Figura 3.2 se representa el esquema de las propiedades del agua, ilustrando las seis características dadas por Palmer. Por la relación de distintos cationes y aniones, según Palmer se forman cinco clases de agua:

Clase I: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es menor que la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos: $S < A$. Las aguas de esta clase son básicas, formadas durante la disolución de los productos del intemperismo de rocas efusivas por los procesos de cambio de absorción del calcio y el sodio. Esta agua es características de yacimientos petrolíferos.

Clase II: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es igual a la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos: $S = a$. Las aguas de esta clase son intermedias entre las clases I y III.

Clase III: La suma de por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es mayor que la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos, pero menor que la suma de los por cientos-equivalentes de los metales básicos y básicos terrígenos: $a < S < (a + e)$. Esta agua presenta dureza permanente y temporal, son aguas de la corteza de intemperismo.

Clase IV: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es igual a la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos y básicos -terrágenos: $S = a + e$. Estas aguas tienen dureza permanente. Contienen en supremacía cloruros y sulfatos de metales básicos. Son aguas de mares y lagos salados.

Clase V: La suma de los por cientos-equivalentes de aniones de ácidos fuertes es mayor que la suma de los por cientos-equivalentes de cationes de metales básicos y básicos terrígenos: $S > (a + e)$.

Cada una de estas clases se caracteriza por no más de cuatro propiedades del agua. (Tabla 3.7).

Tabla 3.7 Propiedades del agua según Palmer

Clase	Propiedades	Clase	Propiedades
I	1 ^{ra} Salinidad- S 1	IV	3 ^{ra} Basicidad- A 3
	1 ^{ra} Basicidad- A 1		1 ^{ra} Salinidad- S 1
	2 ^{da} Basicidad- A 2	V	2 ^{da} Salinidad- S 2
	3 ^{ra} Basicidad- A 3		3 ^{ra} Basicidad- A 3
II	1 ^{ra} Salinidad- S 1	VI	1 ^{ra} Salinidad- S 1
	2 ^{da} Salinidad- S 2		2 ^{da} Salinidad S 2
	3 ^{ra} Salinidad- S 3		3 ^{ra} Salinidad S 3
III	1 ^{ra} Salinidad- S 1		
	2 ^{da} Salinidad- S 2		
	2 ^{da} Basicidad- A 2		

Los cálculos de los resultados del análisis de agua, según Palmer, se realizan mediante la combinación de los por cientos-equivalentes de cationes y aniones según la metodología antes descrita. En la Tabla 3.8 se muestra un ejemplo de cálculo y clasificación del agua.

Tabla 3.8 Resultados de análisis de agua (Ejemplo)

Iones	mg/l	mg.eq.	% eq.
Ca	95,3	4,75	44,86
Mg	42,4	3,48	32,86
K	15,5	0,40	3,78
Na	45,1	1,96	18,50
Suma de cationes	198,3	10,59	100,00
HCO ₃	617,0	10,11	95,48
Cl	3,2	0,09	0,84
SO ₄	18,9	0,39	3,68
Suma de aniones	639,1	10,59	100,00

Por datos de la Tabla 3.8 tenemos:

Las aguas presentan 1^{ra} salinidad. $3,68 + 0,84 = 4,52$ (SO₄ + Cl)

1^{ra} basicidad: $(18,50 + 3,78) - 4,52 = 17,76$ (Na + K) - (SO₄ + Cl)

2^{da} basicidad: $(18,50 + 32,86) = 77,72$ (Ca + Mg).

Por los resultados obtenidos el agua analizada se relaciona con la Clase I.

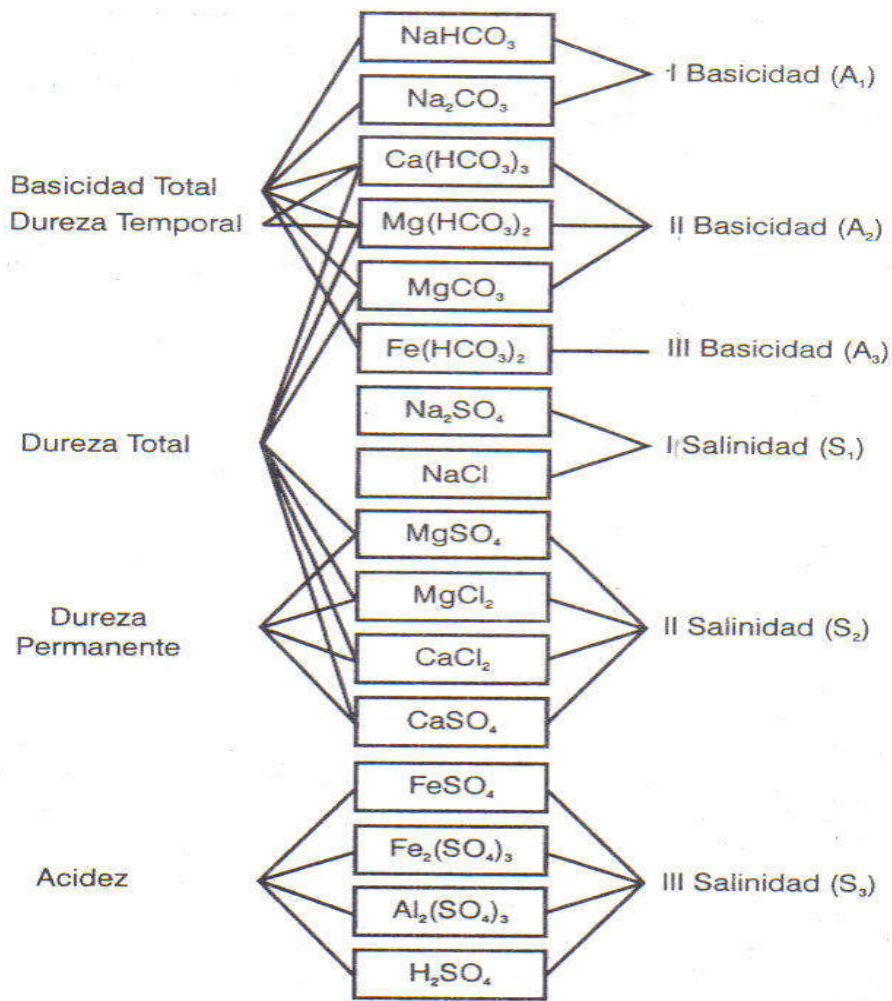


FIGURA 3.4. Esquema de propiedades de las aguas según Palmer.

Clasificación de N. I. Tolstíjin

La clasificación de Tolstíjin es más conocida como: numeración de las aguas naturales, la misma contiene todas las variedades de aguas que se encuentran en la naturaleza. El sentido de esta clasificación está en la representación de los grupos de cationes y aniones en el diagrama reflejado en la Figura 3.5, teniendo como unidades de trabajo: por cientos equivalentes. Este diagrama es conocido como: gráfico cuadrado de Tolstíjin. Este diagrama representa un cuadrado dividido en diez hileras horizontales y diez verticales que forman cien cuadrados pequeños. Cada cuadrado tiene su número, cada variedad de agua corresponde a un cuadrado determinado con su número.

Para determinar el número de agua que corresponda se procede de la siguiente manera: En el lado horizontal superior del diagrama de izquierda a derecha se pone la suma de los por cientos-equivalentes del $\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}$, en el lado horizontal inferior de derecha a izquierda la suma de los por cientos equivalentes del $\text{Na} + \text{K}$. En el lado vertical derecho se pone la suma de los por cientos equivalentes de $\text{HCO}_3 + \text{CO}_2$, en lado vertical izquierdo se pone la suma de los por cientos equivalentes de $\text{Cl} + \text{SO}_4$. El punto de intersección de las ordenadas y las abscisas, en correspondencia con los valores colocados, nos señala la posición del agua en el diagrama y nos define el número del cuadrado que corresponde al agua por intercepción de los valores ploteados. Sobre la base del número de agua que se obtenga se puede dar

conclusiones sobre la suma de por cientos-equivalentes de los grupos a, e, S y A, así como a la correspondencia del agua con las clases I, II, IV y V de Palmer.

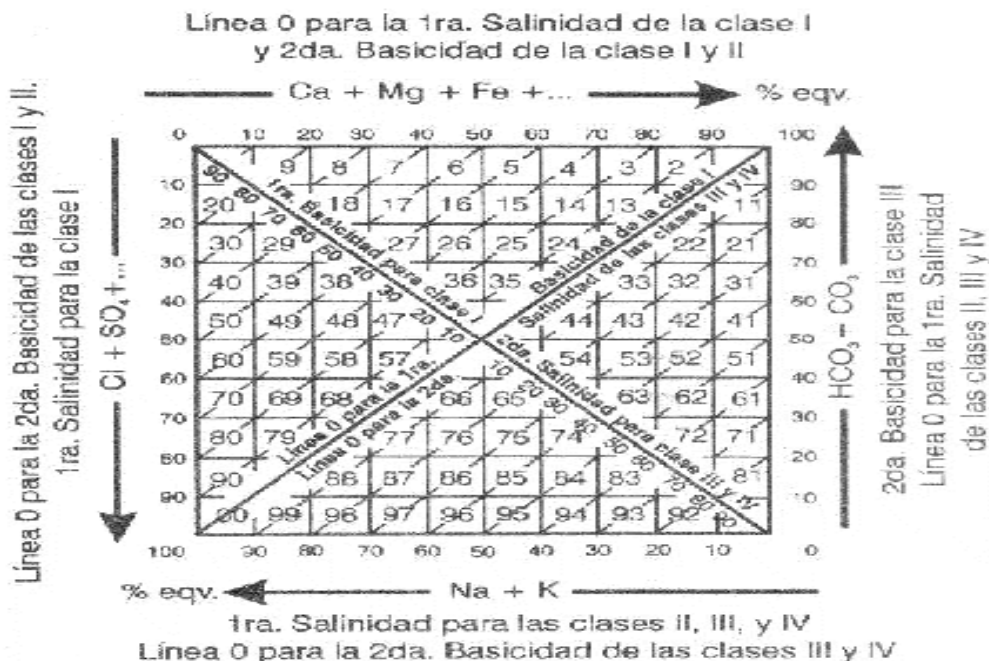


FIGURA. 3.5. Gráfico cuadrado de Tolstíjin

Clasificación de las aguas según B. A. Súlin

Esta clasificación tiene una amplia utilización en investigaciones petrolíferas; en investigaciones de las aguas subterráneas es de gran utilidad debido a que por los resultados de los análisis químicos de una forma simple se puede determinar el origen de las aguas subterráneas representadas en cuatro tipos genéticos, según sus propiedades físicas.

Tabla 3.9 Tipos genéticos de las aguas según Súlin

Tipos de Aguas	Coefficientes de metamorfismo	Relación de las concentraciones % eq.
I. Sulfatadas sódicas	$\frac{Na}{Cl} > 1$	$(rNa - rCl) : SO_4 < 1$
II. Bicarbonatadas sódicas		$(rNa - rCl) : SO_4 > 1$
III. Cloruradas magnésicas	$\frac{Na}{Cl} < 1$	$(rCl - rNa) : Mg < 1$
IV. Cloruradas cálcicas		$(rCl - rNa) : Mg > 1$

Los tipos I y II son aguas formadas en condiciones continentales y los tipos III y IV formadas en condiciones marinas. En correspondencia con la clasificación antes expuesta, Súlin construyó el diagrama que se muestra en la Figura 3.6.

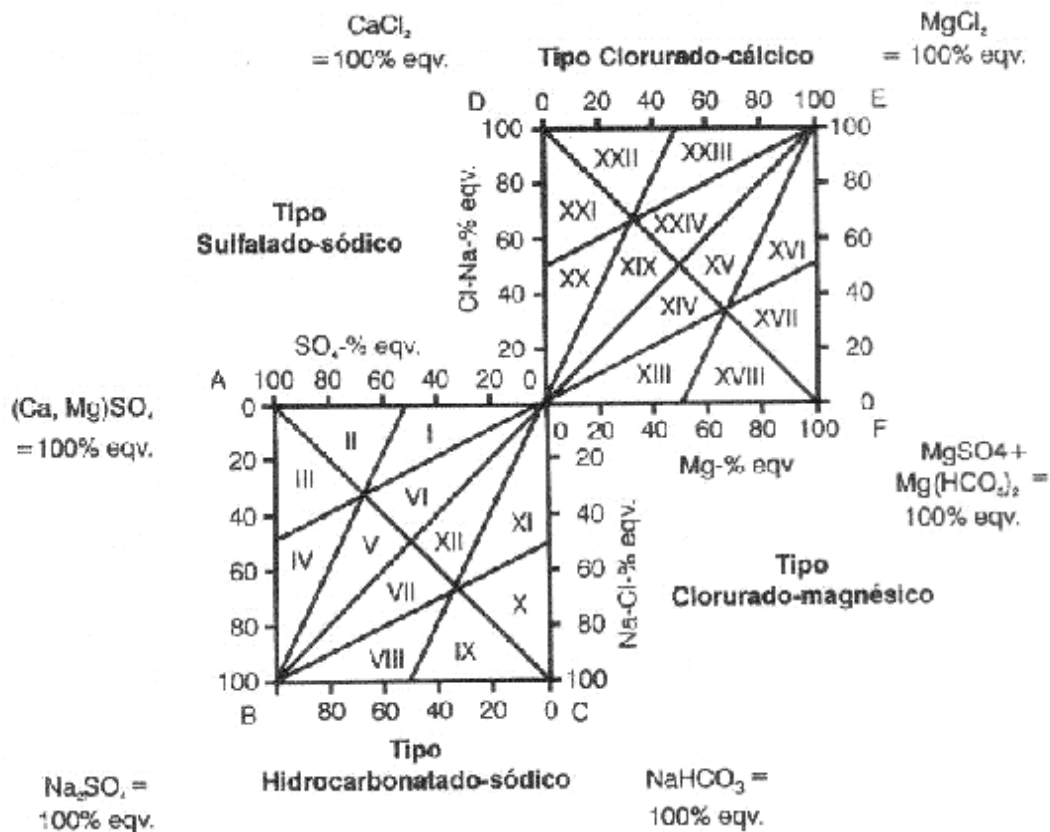


FIGURA. 3.6. Diagrama de Sulin.

El diagrama de Sulin está confeccionado sobre la base de la relación de los porcentajes-equivalentes dados en la Tabla 3.9. En este diagrama se forman cuatro campos correspondientes a cuatro tipos de aguas que son los siguientes:

Campo AOB: Representa las aguas del tipo sulfatadas sódicas

Campo BOC: Representa las aguas del tipo bicarbonatadas sódicas

Campo OEF: Representa las aguas del tipo cloruradas magnésicas

Campo OED: Representa las aguas del tipo cloruradas cálcicas

Estos campos se subdividen formando un total de 24 campos a menor escala que representan provincias y regiones de las aguas naturales.

Sobre la línea AB del diagrama se encuentran aguas que contienen solamente sulfatos.

Sobre la línea BC se encuentran aguas sódicas en las que están ausentes otros cationes. En el punto A están representadas las aguas que contienen solamente sulfatos de calcio y magnesio.

En el punto B están representadas las aguas que contienen solamente sulfato de sodio y en el punto O las aguas que contienen solamente carbonatos de sodio.

En el punto O tenemos: $Na - Cl = 0$ y $Na = Cl$; este punto representa el paso de las aguas a los tipos cloruradas magnésicas y cloruradas cálcicas.

Sobre la línea EF se encuentran las aguas magnésicas que no tienen otros cationes; sobre la línea DE se encuentran las aguas que contienen solamente cloruros de calcio y de magnesio.

En el punto E están representadas las aguas que contienen solamente cloruro de magnesio, en el punto F las aguas que solo representan sulfato, carbonato e hidrogenocarbonato de magnesio y en el punto D las aguas que tienen solamente cloruro de calcio.

Clasificación de las aguas por su mineralización

La mineralización de las aguas es un factor que en muchos casos resulta determinante en la utilización para distintos fines. En las aguas naturales se han encontrado más de 60 elementos, los cuales están presentes en forma de iones, moléculas no disociadas y coloidales. Sin embargo, generalmente en las aguas solo se encuentra una parte de estos elementos, de ellos solo algunos se encuentran en cantidades considerables, que son los que determinan la mineralización de las aguas, entre estos últimos los más frecuentes son: Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , Cl^- , presentes en formas de iones simples. El C, S, N, O, H y Si, presentes en forma de iones complejos: HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^- , NO_2^- de moléculas no disociadas: HSiO_3 , y en forma de gases disueltos CO_2 , H_2S , O_2 y otros.

La mineralización del agua caracteriza el contenido total de materia, expresando el peso de la misma en mg / l, g/l y en algunos casos en g/kg. La mineralización del agua hasta la actualidad no tiene un significado estrictamente determinado. Por este término pueden representarse las siguientes magnitudes: residuo seco (determinado experimentalmente o por cálculo), suma de iones y suma de materia mineral. Estas magnitudes pueden diferenciarse entre sí de forma considerable, sobre todo en aguas de poca mineralización. Por ello, es recomendable, al darse datos de mineralización, aclarar qué magnitud de las antes relacionadas se considera.

En la práctica hidrogeológica la expresión más racional de la mineralización es representándola por el residuo seco calculado, ya que esta magnitud puede obtenerse en la mayoría de los análisis químicos que se ejecutan por distintos métodos y a la vez es la que más concuerda con el residuo seco determinado de forma experimental.

De tal forma la mineralización recomendada está dada por la expresión:

$$M = \frac{\sum m.m - \left(\frac{\text{HCO}_3}{2}\right)}{1000} \text{ en g/l.} \quad (3.5)$$

Donde:

$\sum m.m$: suma de la materia mineral determinada en el análisis (iones + moléculas no disociadas), mg/l = S.S.T. (sales solubles totales).

HCO_3 : en mg/l.

Para determinar el tipo de agua por su mineralización existen varias clasificaciones, presentamos a continuación las de más implicación práctica.

- Clasificación de las aguas por su mineralización según Aliókin

Esta clasificación generaliza las aguas por su mineralización; es aplicable en estudios hidroquímicos regionales o en evaluaciones regionales de reservas de las aguas subterráneas cuando no se necesite detallar ampliamente la mineralización.

Tabla 3.10 Clasificación de las aguas por su mineralización según Aliókin

Mineralización en g/l.	Denominación de las aguas
< 1	Aguas dulces
1 – 3	Aguas poco salinizadas
3 – 10	Aguas saladas
10 – 50	Aguas muy saladas
> 50	Rasoles

- Clasificación de las aguas por su mineralización según Ovchínikov

La clasificación de Ovchínikov detalla más las aguas denominadas dulces por Aliókin, lo que permite un mayor desglose de esta agua en los casos que sea necesario.

Tabla 3.11 Clasificación de las aguas por su mineralización según Ovchínikov

Mineralización en g/l.	Denominación de las aguas
< 0,2	Aguas ultradulces
0,2 – 0,5	Aguas dulces
0,5 – 1,0	Aguas con salinidad relativa
1,0 – 3,0	Aguas algo salobre
3,0 – 10,0	Aguas saladas
10,0 – 35,0	Aguas de alta salinidad

- Clasificación de las aguas por su mineralización según Tolstíjin

En la clasificación de Tolstíjin se agrupan las aguas en dependencia de sus características y composición química.

Tabla 3.12 Clasificación de las aguas por su mineralización según Tolstíjin

Grupo	Índice	Mineralización g/kg	Denominación de las aguas
A (Dulces)	A-0,01	< 0,01	Aguas superdulces
	A- 0,03	0,01 – 0,035	Aguas extremadamente dulces
	A- 0,1	0,035 – 0,1	Aguas muy dulces
	A- 0,3	0,1 – 0,3	Aguas totalmente dulces
	A- 0,5	0,3 – 0,5	Aguas algo dulces
	A- 1,0	0,5 – 1,0	Aguas dulcificadas
B (Saladas)	B- 3	1,0 – 3,5	Aguas salobres
	B- 10	3,5 – 10,0	Aguas muy salobres
	B- 25	10,0 – 25,0	Aguas algo saladas

	B- 35	25,0 – 35,0	Aguas saladas
C	C- 50	35,0 – 50,0	Aguas de alta salinidad
	C- 130	50,0 – 130,0	Aguas débilmente salinizadas
	C- 235	130,0 – 235,0	Aguas salinizadas
(Rasoles)	C- 325	235,0 – 325,0	Aguas fuertemente salinizadas
	C- 345	325,0 – 345,0	Aguas muy fuertemente salinizadas
	C- 371	345,0 – 371,0	Aguas excesivamente salinizadas
	C > 371	> 371,0	Aguas supersalinizadas.

Las aguas con mineralización mayor de 50 g/kg dan origen a minerales no metálicos de génesis metamórfica, como por ejemplo:

Agua del tipo C- 130: Comienza a formarse el yeso.

Agua del tipo C- 235: Consolidación del yeso.

Aguas del tipo C- 325: Estado de consolidación de la alita.

Aguas del tipo C- 345: Estado de consolidación de la magnesita.

Aguas del tipo C- 371: Estado de consolidación de la carnalita.

Tolstíjin, por su clasificación, denominó las aguas dulces con mineralización menor de 1 g/kg como potables y las de mineralización de 1 a 3 g/kg como potables cuando no existan aguas con menor mineralización.

- Clasificación de las aguas por su pH

La concentración de iones de hidrógeno (H) en el agua se acostumbra a expresarla en forma logarítmica con signo negativo, el cual es representado por el símbolo pH, que nos determina el grado de acidez del agua: $\text{pH} = -\log(\text{H}^+)$

Por el valor de pH del agua la clasificación más usual es la propuesta por Pasójev, presentada en la Tabla 3.13.

Tabla 3.13 Clasificación de las aguas por su pH según Pasójev

Valor del pH	Denominación de las aguas.
< 3	Aguas muy ácidas
3 – 5	Aguas ácidas
5 – 6,5	Aguas débilmente ácidas
6,5 – 7,5	Aguas neutras
7,5 – 8,5	Aguas débilmente básicas
8,5 – 9,5	Aguas básicas
> 9,5	Aguas muy básicas

- Clasificación de las aguas por su dureza

Como dureza del agua se denomina al contenido de sales de calcio y magnesio presentes en la misma, expresadas en mg.eq./l. A un mg.eq de dureza corresponde el contenido de 20,04 mg/l de Ca o 12,16 mg/l de Mg. Existen cinco tipos de dureza: total, temporal, permanente, carbonatada y no carbonatada.

Dureza total: Está representada por el contenido de sales de calcio o magnesio y se determina por la suma de estos iones expresados en mg.eq.

Dureza temporal y carbonatada: Están representadas por las sales bicarbonatadas (y carbonatadas) del calcio y del magnesio, pero tienen distinto significado. La dureza temporal es la magnitud determinada experimentalmente que demuestra cuánto disminuye la dureza total después de hervir el agua durante un tiempo prolongado. La dureza carbonatada es la magnitud calculada por la cantidad de iones de bicarbonato y carbonato encontrados en el agua. La dureza temporal siempre es menor que la carbonatada en 1–1,5 mg.eq. La dureza carbonatada puede ser mayor que la dureza total; en tales casos es considerada igual a la dureza total.

Dureza permanente y no carbonatada: Está representada por las sales de calcio y magnesio no carbonatadas; la dureza permanente es igual a la diferencia entre la dureza total y la temporal. La dureza no carbonatada es igual a la diferencia entre la dureza total y la carbonatada.

Tabla 3.14 Clasificación de las aguas por la dureza total según Aliókin

Dureza del agua en mg.eq.	Denominación de las aguas
< 1,5	Aguas muy blandas
1,5 – 3,0	Aguas blandas
3,0 – 6,0	Aguas algo duras
6,0 – 9,0	Aguas duras
> 9,0	Aguas muy duras

- Clasificación de las aguas por su grado de contaminación salina

Las aguas naturales, tanto las superficiales como las subterráneas pueden presentar contaminación salina por la relación de las mismas con aguas de mares, lagos salinizados, aguas subterráneas deícticas, contenido de sales en las rocas, etc. El grado de contaminación puede determinarse sobre la base de la composición química de las aguas y principalmente por la concentración de iones de cloruro, bicarbonato y carbonatos. Para la determinación del grado de contaminación salina de las aguas se utiliza la relación iónica de Simpson y su clasificación, expuesta en la Tabla 3.15, en correspondencia con los resultados obtenidos por la expresión:

$$C.S = \frac{Cl}{CO_3 + CO_3H} , \text{ mg.eq / l} \quad (3.6)$$

Tabla 3.15 Clasificación de las aguas por su grado de contaminación salina según Simpson

Resultados relación C.S.	Denominación del agua
< 0,5	Agua normal
0,5 – 1,8	Agua ligeramente contaminada
1,8 – 2,8	Agua moderadamente contaminada

2,8 – 6,6	Agua bastante contaminada
6,6 – 15,5	Agua altamente contaminada
> 15,5	Agua de mar

El grado de contaminación salina puede ser determinado también, utilizando los coeficientes genéticos, los cuales a su vez nos pueden servir para determinar el origen de las aguas subterráneas cuando este se encuentra relacionado con aguas superficiales (fluviales o marinas).

En la Tabla 3.16 se presentan los principales coeficientes genéticos y la relación de los mismos en aguas de mares y océanos y aguas fluviales dulces.

Tabla 3.16 Coeficientes genéticos de las aguas

No.	Coeficientes en %/eq.	Valor de los coeficientes en aguas marinas	Valor de los coeficientes en aguas fluviales dulces
I	SO ₄ / Cl	0,1	1,57
II	Ca / Mg	0,2	3,67
III	Na / Cl	0,85	1,79
IV	Cl – Na / SO ₄	1,28	-
V	Cl – Na / Mg	0,67	-
VI	Cl – Na / Cl	0,13	-
VII	B ₂ / Cl	0,0015	-
VIII	Na – Cl / Cl	-	0,8

En estado natural y sin salinización marina, en la composición química de las aguas subterráneas existe el predominio de los iones bicarbonato (HCO₃) y calcio (Ca) o magnesio (Mg) sobre los iones cloruro (Cl) y (Na), en sedimentos acuíferos y rocas carbonatadas (de origen marino).

El bicarbonato y el calcio deben su origen en las aguas subterráneas principalmente por la disolución de calizas, dolomitas, etc., o del cemento calcáreo de las rocas que forman el acuífero y de las aguas que alimentan al acuífero (aguas fluviales, atmosféricas o de otros acuíferos). De tal forma es indicio de una posible salinización de origen marino el predominio de los iones cloruro y sodio sobre los iones bicarbonato y calcio en estos tipos de sedimentos.

Por correlación de iones en % equivalente se logró la siguiente expresión para el coeficiente Índice de Salinidad Marina (*ISM*):

$$ISM = \frac{\%Cl + \%Na}{\%HCO_3 + \%Ca} \quad (3.7)$$

Donde: % Cl, % Na, % HCO₃, % Ca- representan el por ciento equivalente de la suma total o parcial de aniones y cationes.

Cuando las aguas que se analizan pertenecen a acuíferos presentes en rocas magmáticas, donde los contenidos de Mg generalmente son muy superiores a los contenidos de calcio, entonces en la expresión para determinar el Índice de Salinidad

Marina puede sustituirse el calcio (% Ca) por el contenido de magnesio (% Mg). Con base en la relación resultante del ISM con los grupos de Aliokin se presenta una graduación del coeficiente ISM y una clasificación en función de la mineralización de las aguas analizadas.

Tabla 3.17 Clasificación de las aguas por el Índice de Salinidad Marina (ISM)

Valor ISM	Mineralización-gr. / l.	Clasificación por ISM
< 1	Predomina < 0,8	Aguas o acuífero no salinizado
1 – 1,9	0,9 – 1,6	Aguas o acuífero débilmente salinizado
2 – 6,9	1,7 – 5,8	Aguas o acuífero salinizado
1 - 21	5,9 – 17,7	Aguas o acuífero muy salinizado
> 21	> 17,8	Aguas o acuífero hipersalinizado

La composición química de las aguas dulces fluviales y subterráneas y la de mares y océanos presentan grandes diferencias. Para caracterizar esa composición a continuación presentamos la composición química media de las aguas de precipitaciones atmosféricas (lluvias) y de las aguas de mares y océanos.

Tabla 3.18 Composición química media de las aguas atmosféricas (Macrocomponentes)

Elementos	Contenido mg/l	Contenido mg.eq./l	Contenido %. eq.
HCO ₃	13,0	0,216	65,2
Cl	4,7	0,135	32,6
SO ₄	0,38	0,008	2,2
Suma de aniones	18,08	0,359	100,00
Ca	1,7	0,085	23,7
Mg	0,9	0,074	20,6
Na	4,59	0,200	55,7
Suma de cationes	7,19	0,359	100,00

Tabla 3.19 Composición química de las aguas de océanos y mares (Macrocomponentes)

Elementos	Contenido mg/l	Contenido mg.eq./l	Contenido %. eq.
HCO ₃	28,00	0,459	0,08
Cl	19 000,00	540,80	96,65
SO ₄	885,00	18,30	3,27
Suma de aniones	19 913,00	5 559,559	100,00
Ca	400,00	19,96	3,40
Mg	1 350,00	110,90	18,80
Na	10 500,00	456,75	77,80

Suma de cationes	12 250,00	587,61	100,00
------------------	-----------	--------	--------

3.7 Clasificación de las aguas por su posible utilización en la agricultura

Las aguas naturales tanto superficiales como subterráneas tienen amplia utilización en la agricultura en procesos de riego de distintos cultivos y en el lavado de suelos salinos. Cada tipo de cultivo, en correspondencia con el tipo de suelos, tiene sus exigencias de características químicas de las aguas que pueden ser utilizadas en los mismos; en esta ocasión analizaremos las características químicas de las aguas relacionadas con las características físicas de los suelos; para ello se presentarán las clasificaciones de aguas más usuales.

- Coeficiente de irrigación (Ci) según Stables

Para una evaluación aproximada de la calidad del agua, por los datos de análisis químicos de las aguas, es muy fácil y práctico utilizar el coeficiente de irrigación, obtenido empíricamente sobre la base de las observaciones en elementos básicos y sus concentraciones máximas menos inofensivas para unos 40 cultivos agrícolas y sobre la relativa toxicidad de las sales de sodio. El coeficiente de irrigación se refleja en la altura de la columna de agua, en pulgadas. Esta columna de agua, durante la evaporación, da una cantidad de bases suficientes para que el suelo se convierta en agresivo hasta profundidades de 1,2 hasta 1,5 m para la mayoría de los cultivos. El cálculo del coeficiente de irrigación (Ci), para aguas de distintos tipos, se ejecuta por fórmulas empíricas que responden a los siguientes casos:

1er. Caso: El contenido del ion sodio Na^+ en mg.eq es menor que el contenido del ión cloruro Cl^- en mg.eq, es decir, $Na < Cl$. Está presente el cloruro de sodio.

$$Ci = \frac{288}{5Cl^-} \quad (3.8)$$

2do. Caso: El contenido del ion Na^+ en mg.eq. es mayor que el contenido del ión Cl^- en mg.eq., pero menor que el contenido total de ácidos fuertes, es decir: $Cl^- + SO_4^{2-}$ $Na^+ > Cl^-$. Está presente el cloruro y el sulfato de sodio.

$$Ci = \frac{288}{Na^+ + 4Cl^-} \quad (3.9)$$

3er. Caso: El contenido del ión Na^+ es mayor que el contenido de los iones de ácidos fuertes, es decir: $Na^+ > Cl^- + SO_4^{2-}$. Está presente el cloruro, el sulfato y el carbonato de sodio.

$$Ci = \frac{288}{10Na^+ - (5Cl^- + 9SO_4^{2-})} \quad (3.10)$$

La determinación de la calidad del agua para fines de riego se determina según la clasificación que se expresa en la Tabla 3.20.

Tabla 3.20 Clasificación de las aguas por el coeficiente de irrigación de Stables

Coeficiente de irrigación (Ci)	Calidad del agua	Características del agua
> 18	Buena	El agua puede utilizarse durante largos periodos sin necesidad de tomar medidas especiales contra la acumulación de sales dañinas en el suelo.

18 – 6	Satisfactoria	La utilización de esta agua requiere de medidas especiales para evitar la acumulación paulatina de sales en el suelo, excepto en suelos friables con drenaje libre.
5,9 – 1,2	No satisfactoria	Para la utilización de esta agua en casi todos los casos se requiere de drenaje artificial.
< 1,2	Mala	Esta agua en la práctica no es apta para el riego.

- **Por contenido de carbonato de sodio residual (CSR), según Eaton**

En agua para riego, donde la concentración de HCO_3^- (bicarbonatos) y CO_3^{2-} (carbonatos) es mayor que la del calcio y magnesio, existe la tendencia de estos cationes a precipitar en forma de carbonatos a medida que la solución del suelo se va concentrando, permaneciendo en disolución el Na_2CO_3 debido a su alta solubilidad. Esta reacción no se completa totalmente en circunstancias normales pero a medida que ella ocurre, la concentración total y relativa del sodio tiende a crecer, aumentando las posibilidades de intercambio con el complejo absorbente del suelo, produciéndose la defloculación del mismo.

El índice de carbonato de sodio residual se determina por la expresión:

$$\text{CSR} = (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) \text{ en mg.eq./l} \quad (3.11)$$

En correspondencia con el valor de carbonato de sodio residual obtenido las aguas se clasifican en:

CSR < 1,25; Aguas buenas para el riego.

CSR. 1,25 – 2,5; Aguas dudosas para el riego (debe controlarse la salinidad del suelo durante la utilización de estas aguas).

CSR. > 2,5; Las aguas no son aptas para el riego.

- **Salinidad potencial (SP), según Aceves y Palacios**

Este índice considera que se produce la precipitación de las sales menos solubles, quedando en solución los cloruros y sulfatos, con lo que aumenta considerablemente la presión osmótica y actúan sobre el suelo a bajos niveles de humedad. La salinidad potencial se determina por la fórmula:

$$\text{SP} = \text{Cl}^- + \frac{1}{2} \text{SO}_4^{2-} \text{ en mg.eq/l.} \quad (3.12)$$

Clasificación de las aguas según Aceves y Palacios:

SP: <3; Aguas buenas para el riego

SP: 3–15; Aguas condicionales para el riego (debe mantenerse control sobre el comportamiento químico del suelo).

SP: > 5; Aguas no recomendables para riego.

- **Rango de absorción del sodio por el suelo (RAS), según laboratorio del Departamento de Control de Salinidad de los E.U.A**

La presencia de sodio en las aguas de riego deja latente la probabilidad de que por medio del 26 eran ocupados por otros cationes, como el Ca y Mg, ocasionando esto un desequilibrio eléctrico en el suelo, ya que deja cargas negativas residuales, por lo que las partículas de suelo se repelen, con lo que el suelo se deflocula y pierde su estructura. Esta sodificación del suelo disminuye su permeabilidad y favorece la formación de costras, quedando modificadas las propiedades físicas y químicas del suelo. El índice del rango de absorción del sodio por el suelo se determina por la fórmula:

$$RAS = \frac{(Na^+)}{\sqrt{\frac{(Ca^{+} + Ma^{2+})}{2}}} \text{ en mg.eq./l.} \quad (3.13)$$

El valor del RAS, obtenido por aplicación de la fórmula 3.13, se relaciona con la conductividad eléctrica de las aguas (Ec) (Figura 3.7) y se determina el tipo de agua en correspondencia con la siguiente clasificación:

RAS: < 10; Aguas excelentes para el riego.

RAS: 10 – 18; Aguas buenas para el riego.

RAS: 18 – 26; Aguas regulares para el riego.

RAS: > 26; Aguas no aptas para el riego.

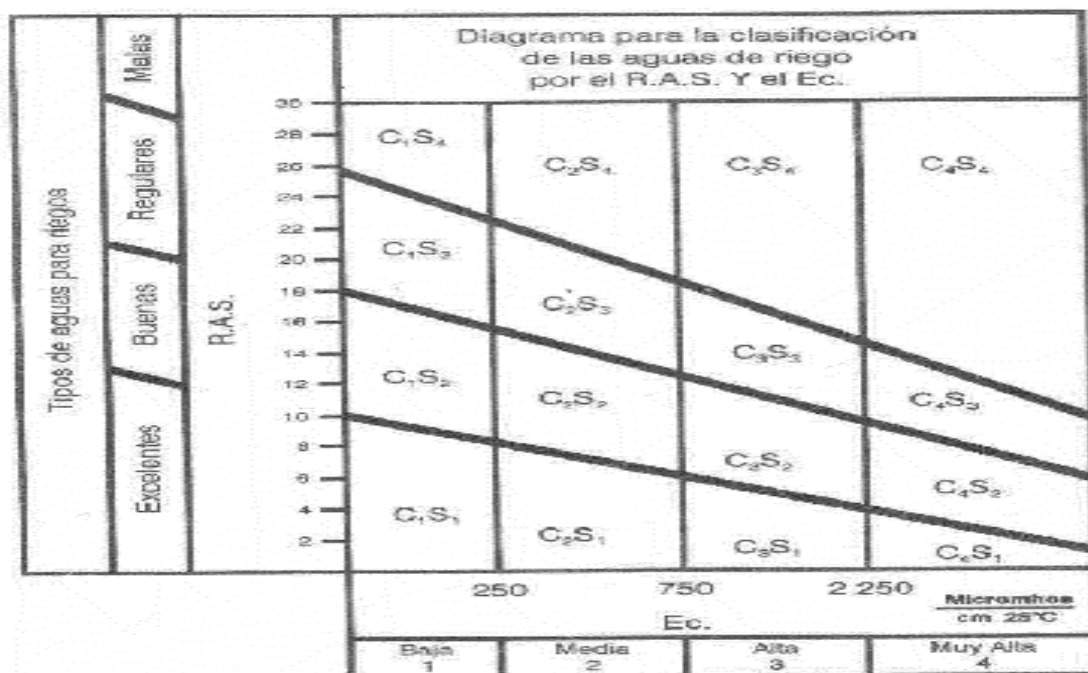


FIGURA 3.7. Diagrama para la clasificación de las aguas para riego por RAS.

- **Por concentración de sales solubles totales (C), según Laboratorio de Salinidad USA**

La concentración de sales solubles totales se expresa como conductividad eléctrica (Ec) del agua en micromhos por centímetro (UV/cm) a 25 °C de temperatura del agua,

con lo que se establecen cuatro grupos de agua. La clasificación de las aguas (grupos), en este caso, es la siguiente:

- C 1- Aguas de baja salinidad: E_c entre 100 y 250 micromhos/cm. Con esta agua se puede regar la mayoría de los suelos y cultivos sin temer a perjuicios salinos. El lavado natural de los suelos es suficiente y solo en los terrenos de muy baja permeabilidad hay que realizar trabajos especiales de drenaje.
- C 2- Aguas de salinidad media: E_c entre 250 y 750 micromhos/cm. Esta agua puede utilizarse en condiciones naturales del suelo si existe un lavado moderado del mismo. Los cultivos con resistencia media a la salinidad se desarrollan bien.
- C 3- Aguas altamente salinas: E_c entre 750 y 2 250 micromhos/cm. Para el uso de estas aguas deben existir buenas condiciones de drenaje, se debe controlar la salinidad del suelo y solo deben cultivarse plantas muy resistentes a la salinidad.
- C 4- Aguas extremadamente salinas: E_c superiores a 2 250 micromhos/cm. Estas aguas solo se podrán utilizar en suelos muy permeables y de buen drenaje. Deberá mantenerse control sobre la salinidad del suelo y se podrán regar cultivos muy resistentes a la salinidad.

- Por ciento de sodio soluble (PS), según Wilcox

El por ciento de sodio soluble se determina por la fórmula:

$$PSS = \frac{(Na^+ + K^+)}{Ca^{+2} + Mg^{+2} + Na^+ + K^+} 100 \text{ en mg.eq./l.} \quad (3.14)$$

Según los valores del PSS, las aguas se clasifican en:

PSS < 20; Aguas excelentes para el riego.

PSS: 20 – 40; Aguas buenas para el riego.

PSS: 40 – 60; Aguas admisibles para el riego.

PSS: 60 – 80; Aguas dudosas para el riego.

PSS: > 80; Aguas no aptas para el riego.

- Clasificación de las aguas por contenido de boro

De los elementos que pueden tener las aguas que se utilizan en riego existen algunos que deben analizarse individualmente por sus características tóxicas. Entre ellos, uno de los que produce mayores afectaciones en algunos cultivos es el boro. Utilizando la tolerancia del boro (B) de diferentes cultivos hallados por Eaton, las aguas se clasifican en cinco tipos, con respecto a su contenido de boro por grado de sensibilidad de las plantas a este elemento, expresado en mg./l y expuesto en la Tabla 3.21.

Tabla 3.21 Clasificación de las aguas por contenido de boro y tolerancia de las plantas, según Eaton

Tipo de agua	Cultivos sensibles	Cultivos semitolerantes	Cultivos tolerantes
Excelente	< 0,33	< 0,67	< 1,0

Buena	0,33 – 0,67	0,67 – 1,33	1,0 – 2,0
Permisible	0,67 – 1,0	1,33 – 2,0	2,0 – 3,0
Dudosa	1,0 – 1,25	2,0 – 2,5	3,0 – 3,75
Mala	> 1,25	> 2,5	> 3,75

- **Clasificación de las aguas para riego, según Universidad de California**

Esta clasificación representa un análisis integral de las aguas por distintas clasificaciones, que las caracterizan para su posible uso en riego. La misma considera las siguientes determinaciones por análisis químicos de las aguas:

Concentración de sales solubles- C (micromhos)

Por ciento de sodio soluble- PSS (%)

Carbonato de sodio residual- CSR (mg.eq/l)

Contenido de Boro- B (mg/l)

Tabla 3.22 Clasificación de las aguas para riego, según Universidad de California

Indicadores	Calidad del agua		
	Buena	Regular	Mala
C	< 1 000	1 000 – 3000	> 3 000
PSS	< 60	60 – 75	> 75
CSR	< 1,25	1,25 – 2,5	> 2,5
B	< 0,5	0,5 – 2,0	> 2,0

- **Índice de salinidad marina (ISM)**

Este coeficiente nos permite definir la factibilidad del uso de las aguas en riego, y como fuente para lavado de suelos salinizados, así como diagnosticar la posibilidad de salinización de los suelos en territorios con aguas subterráneas de determinadas características del *ISM* y su correlación con las profundidades de yacencia de esas aguas, litología y ascensos capilares de los sedimentos de la zona no saturada. Para ello el *ISM* se determina por la fórmula 3.7.

En función del *ISM*, las aguas se clasifican por correlación de este coeficiente con el Coeficiente de irrigación de Stables, y el Rango de absorción del sodio por el suelo del Departamento de Control de Salinidad de USA. El tipo de agua por correlación del *ISM* con el *RAS* se define por el valor del *ISM* y conductividad eléctrica (*Ec*) por el gráfico 3.8.

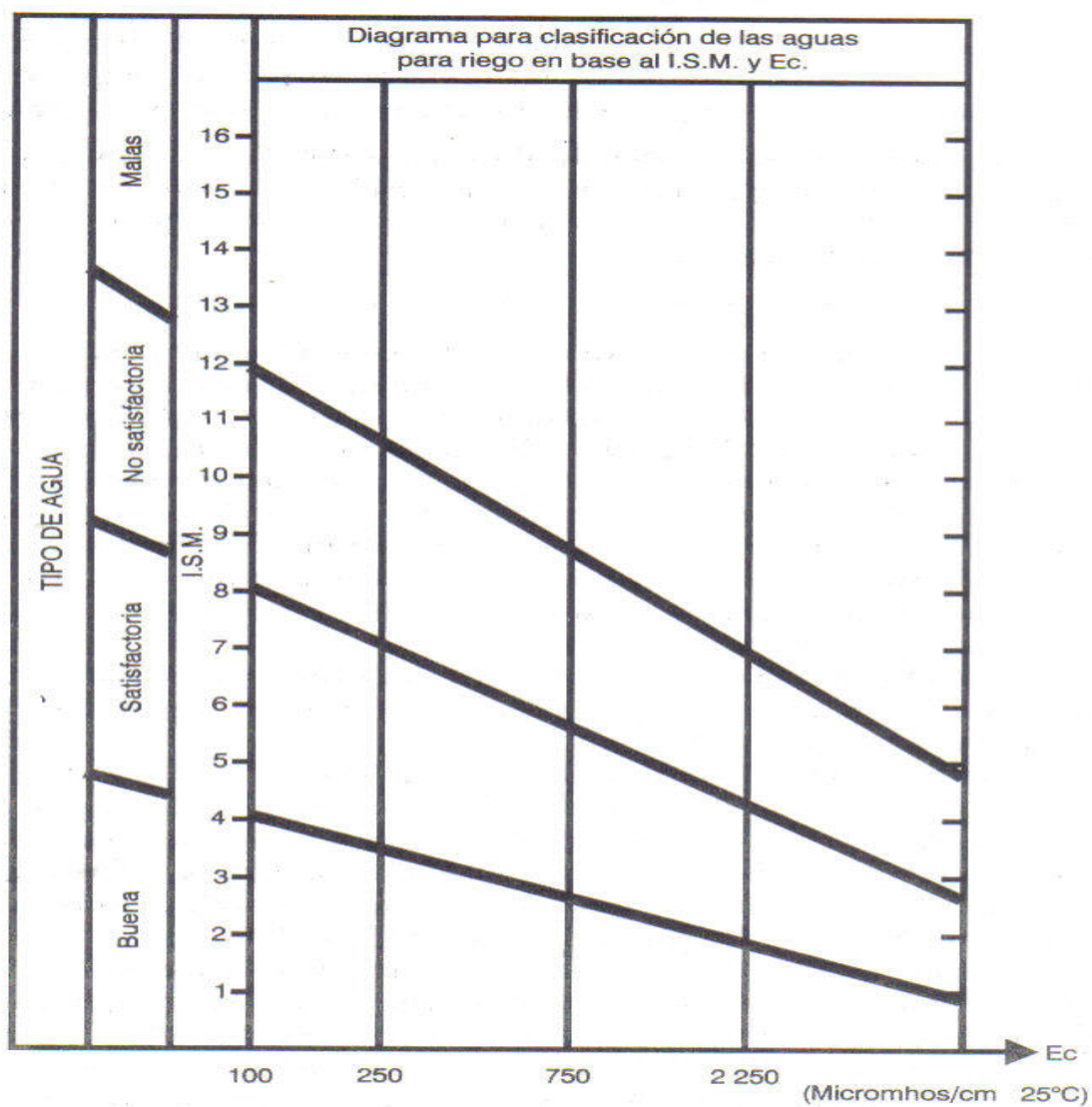


FIGURA. 3.8. Diagrama para clasificación de las aguas por *ISM* y *Ec*.

Tabla 3.23 Clasificación de las aguas para su aplicación en riego por correlación *ISM* con el *Ci* de Stables

Valor ISM	Tipo de agua
$< 0,5$	Predominantemente buena
0,5 – 1,1	Predominantemente satisfactoria
1,2 – 7,0	Predominantemente no satisfactoria
$> 7,0$	Predominantemente mala

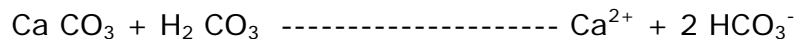
Tabla 3.24 Clasificación de las aguas para su aplicación en riego por correlación *ISM* con el *RAS* del Departamento de Control de Salinidad de USA

Valor <i>ISM</i>	Tipo de agua
< 4,1	Aguas buenas
4,1 – 7,9	Aguas satisfactorias
8,0 – 12,0	Aguas no satisfactorias
> 12,0	Aguas malas

3.8 Agresividad de las aguas

Por agresividad de las aguas se denomina su propiedad de destrucción de distintos tipos de materiales, principalmente de índole constructivos; la misma depende de la composición química del agua, en la cual se distinguen seis tipos de agresividades:

- **Agresividad por contenido de ácido carbónico:** la misma se refleja en la destrucción del hormigón y materiales carbonatados como resultado de la disolución del carbonato de calcio bajo la influencia del ácido carbónico agresivo (CO₂ agres.) y puede ser representada por la siguiente ecuación.



La agresividad del ácido carbónico está representada por la parte de CO₂ libre que durante la reacción entra en combinación con el carbonato de calcio. De tal forma, el agua presentará agresividad por ácido carbónico cuando el contenido en ella de este ácido sea mayor que la cantidad necesaria para mantener su equilibrio con el carbonato de calcio sólido.

Existen varios métodos gráficos y tablas para determinar este tipo de agresividad en las aguas, pero el método más eficaz es su determinación experimental. Durante el experimento se determina la basicidad del agua y después su interacción con carbonato de calcio triturado. Los resultados se expresan por dilución de un litro de agua analizada.

La cantidad máxima de ácido carbónico agresivo (CO₂ agres.), permitido en las condiciones más peligrosas de destrucción del hormigón, es 3 mg/l, y en las condiciones menos peligrosas 8,3 mg/l.

- **Agresividad por lixiviación del hormigón:** Ocurre por disolución del carbonato de calcio y lavado en el hormigón del hidróxido de calcio Ca (OH)₂. Cuando el contenido de HCO₃ es tan pequeño que el equilibrio del carbón expresado en CO₂ es menor que el contenido que debe existir de este elemento en la atmósfera, el agua diluirá el carbonato de calcio. Esto sucede por insuficiencia en el agua de iones de CO₃²⁻ y HCO₃. En dependencia de la composición del cemento y las condiciones en las cuales se encuentra el hormigón, el agua contiene agresividad por lixiviación con el contenido mínimo de HCO₃⁻ desde 0,4 hasta 1,5 mg.eq./l.

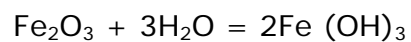
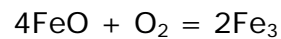
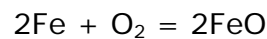
- **Agresividad ácida total:** Está relacionada con el contenido de iones libres de hidrógeno. Las aguas tendrán propiedades de agresividad ácida si el pH se encuentra en los límites 5,0 a 6,8.

- **Agresividad sulfatada:** Tendrá lugar con un contenido grande de iones de sulfato (SO₄) en el agua, como resultado de esto, por penetración del agua en el hormigón durante la cristalización del mismo, se forman sales como el sulfato de calcio (CaSO₄ 2H₂O) y otras que provocan la destrucción del hormigón. Con la utilización de

cemento resistente al sulfato, la agresividad del agua tendrá lugar con contenido de SO_4^- en ella superior a 400 mg/l; en los cementos tradicionalmente usados con contenido de SO_4 mayor de 250 mg/l, aunque influyen las condiciones en las que se encuentra expuesto el hormigón y del contenido de iones de cloruro en el agua

- **Agresividad magnésica:** Surge cuando en el agua existen altos contenidos de iones de magnesio; la cantidad permisible del mismo oscila en dependencia del tipo de cemento, condiciones de construcción y del contenido de sulfato en el agua (desde 750 mg/l y más).

- **Agresividad oxidante:** Se presenta por contenido en el agua de oxígeno disuelto y se refleja principalmente en condiciones metálicas, tuberías metálicas, etc., en los cuales el oxígeno forma herrumbre. El proceso de oxidación del hierro ocurre por el esquema siguiente:



La presencia conjunta de oxígeno con ácido carbónico provoca que la acción agresiva del oxígeno aumente.

3.9 Representación gráfica de la composición química de las aguas

Las aguas naturales, tanto superficial como subterránea, durante su estudio en la mayoría de los casos son cartografiadas por zonas o puntos, según la magnitud del estudio. En la práctica hidrogeológica se confeccionan perfiles y mapas de la composición química de las aguas subterráneas, estas pueden presentar una misma composición en perfil, aunque en muchos casos al perforarse distintos estratos u horizontes acuíferos, la composición química de las aguas en cada estrato u horizonte puede presentar variaciones considerables.

En tal caso, el método más recomendable para la presentación de la composición química es el diagrama circular, representando el contenido de los distintos iones por una simbología determinada en una escala representativa por ángulos de la circunferencia, para ello la suma total de los aniones y cationes en mg.eq./l o mg/l, se iguala a 360 grados que tiene el perímetro de la circunferencia y de forma proporcional se determina el ángulo correspondiente a cada anión o catión (Figura 3.9).

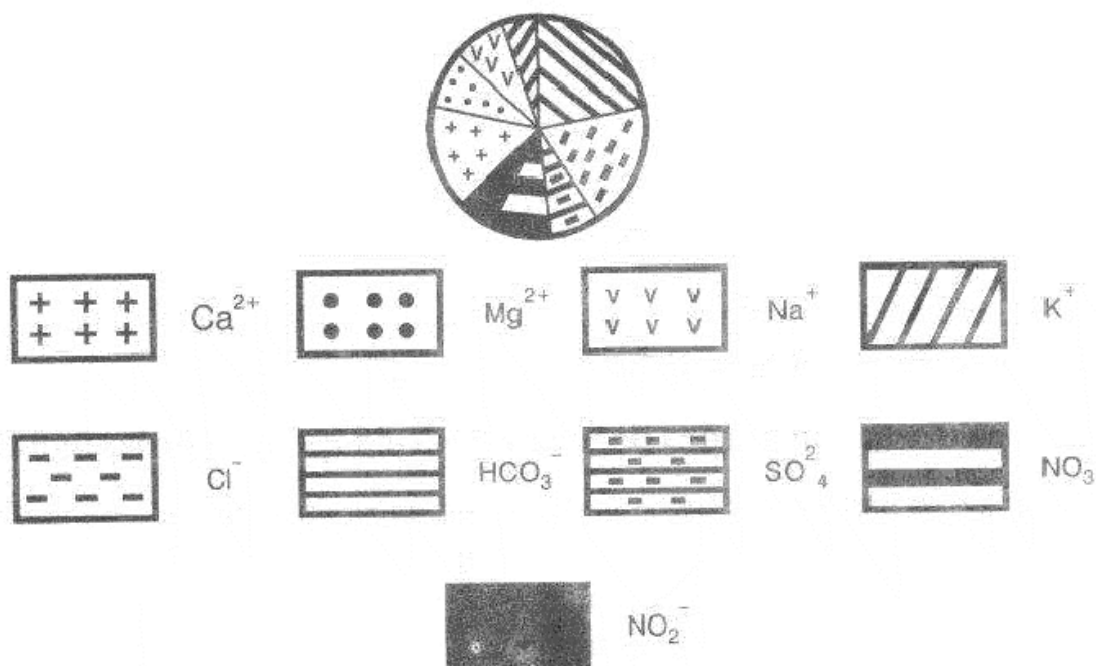


FIGURA 3.9 Representación circular del quimismo de las aguas.

Por área puede existir variación de la composición química también y esto es muy frecuente, para la representación gráfica en este caso de forma puntual o por áreas es aplicable; también se representa por círculo con la simbología establecida para los distintos elementos o por columnas dobles donde en la parte izquierda se exponen los aniones y en la derecha los cationes, con determinada escala en mm por mg.eq./l. También en estos casos son de amplia aplicación las propuestas de los científicos norteamericanos Stif y Hem. El primero estableció un gráfico por coordenadas horizontales con determinada escala para los mg.eq./l, con un eje central que representa cero (0) contenido, a la izquierda del mismo se ubican los cationes y a la derecha los aniones (Figura 3.10), en este gráfico se pueden representar varios análisis de agua de puntos analizados o de áreas que presenten distintas composiciones químicas. La cantidad de puntos o áreas que pueden ser ubicados en cada gráfico dependerá de la escala y magnitud del gráfico.

La propuesta de Hem representa un gráfico por coordenadas radiales, con seis ejes para los principales aniones y cationes, a partir de un valor cero (0) en el centro de los ejes, a cada eje se le asignó determinado elemento y por la escala que se asuma en los ejes, se ubicará el contenido de esos elementos en mg.eq./l. En cada gráfico que se confeccione se podrá representar varios análisis de agua con distinta composición química y para una mayor visualización de cada tipo de agua a cada resultado de análisis químicos se le puede definir un color determinado para su representación (Figura 3.11).

Al confeccionarse mapas del quimismo de las aguas subterráneas, generalmente el mismo se toma tomando como base la mineralización, la cual se representará por colores.

Ejemplo: < 1 g/l- azul, 1-2 g/l- verde, 2-3 g/l- anaranjado, 3-5 g/l- rojo, > 5 g/l- morado.

Durante la confección de estos mapas, el tipo de agua determinada por la fórmula de Kurlóv con los aniones y cationes predominantes, se refleja con simbología que corresponda a los mismos, igualmente en la ejecución de perfiles hidroquímicos.

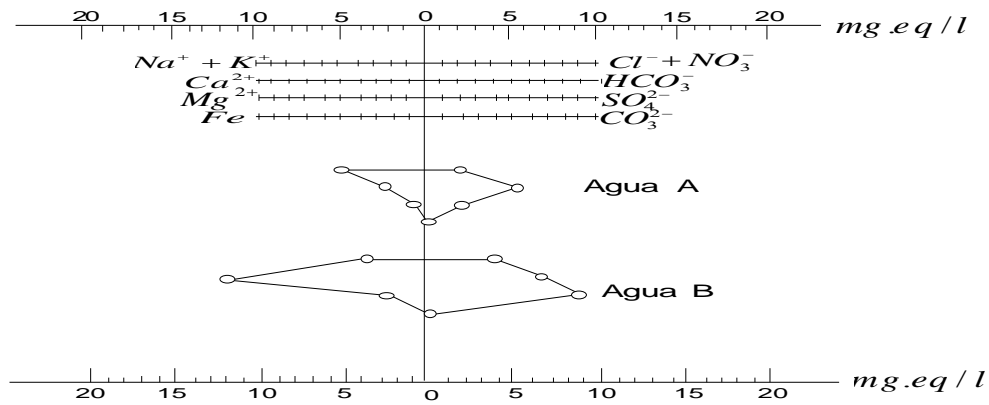


FIGURA 3.10 Gráfico de representación de la composición química de las aguas en coordenadas horizontales, según L. Stif.

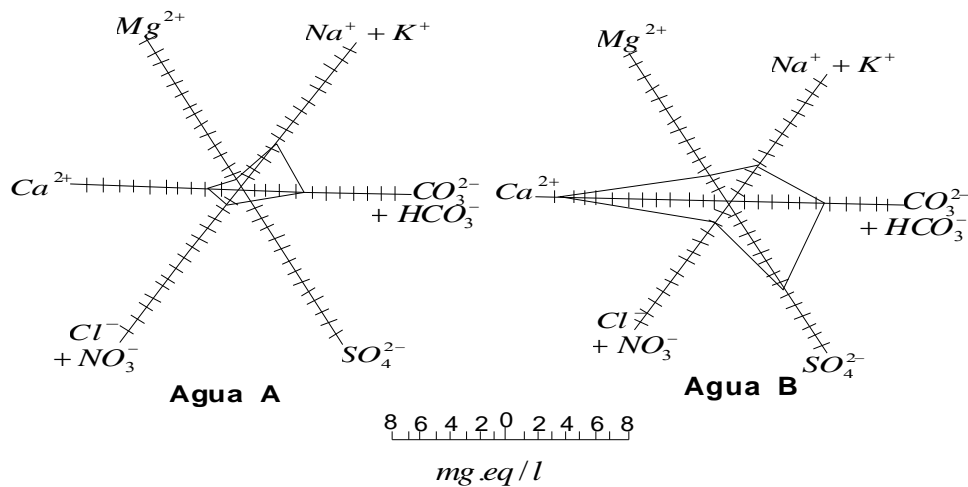


FIGURA 3.11 Gráfico de representación de la composición química de las aguas y coordenadas radiales, según J. D. Hem.

3.10 Clasificación de las aguas por su composición bacteriológica

El estado sanitario de las aguas se determina por el grado de contaminación fecal. El principal indicador de esta contaminación lo representan las bacterias Coli. Por un gran número de experimentos realizados por distintos investigadores se ha demostrado que las bacterias en los acuíferos pueden migrar con vida a distancias considerables, en dependencia de la litología de las rocas: en sedimentos arcillosos entre 30 y 50 m; en sedimentos arenosos y rocas agrietadas entre 50 y 100 m; en rocas cavernosas y sobre todo en calizas carsificadas el recorrido de las bacterias alcanza cientos de metros y cuando la vía de circulación de las aguas es a través de canales y cavernas carsicas, con condiciones favorables para ello, el recorrido puede alcanzar miles de metros.

Para la evaluación del estado sanitario de las aguas destinadas al uso potable se determina el contenido de bacterias en un determinado volumen de agua (bacterias Coli-Titr).

Tabla 3.25 Evaluación de las aguas por su contaminación bacteriológica, según G. V. Xlópín.

Cantidad de colonias *	Denominación de las aguas
0 – 10	Totalmente limpia
10 – 100	Muy limpia
100 – 1 000	Limpia
1 000 – 10 000	Algo contaminada
10 000 – 100 000	Contaminada
> 100 000	Totalmente contaminada

* Se tiene en cuenta el crecimiento de las colonias de bacterias en temperatura 25 °C pasadas 48 horas después de iniciado el análisis, en un mililitro de agua.

Tabla 3.26 Clasificación de las aguas por Coli-Titr

Cantidad de colonias Coli	Volumen de agua en ml.	Denominación del agua
I	100	Sana
II	10	Satisfactoria
III	1	Dudosa
IV	0,1	Insana
V	0,01	Totalmente insana

3.11 Normas de la composición química para las aguas potables

El agua potable no debe contener microorganismos ni sustancias químicas en concentraciones que puedan amenazar la salud del hombre. Es muy importante que el agua destinada al abastecimiento de la población sea fresca, transparente e incolora, y que carezca de sabores u olores desagradables.

Algunos países han establecido normas nacionales de calidad y han alcanzado cierta uniformidad en los métodos de análisis y en la expresión y representación de los resultados. Otros, en cambio, aún carecen de normas oficiales de calidad o no favorecen métodos aceptados para evaluar el agua. Existen países que tienen la posibilidad de contar con agua abundante procedente de pozos profundos y de manantiales de aguas subterráneas, con excelente calidad, mientras que otros tienen la necesidad de recurrir con frecuencia a ríos, lagos u otras fuentes de aguas superficiales, por lo que a nivel universal no existen criterios únicos sobre la calidad química y bacteriológica para las aguas potables, ya que por lo general cada país subordina la calidad del agua a las características y posibilidades de las aguas con que cuenta, en muchos casos incluso contra las exigencias higiénico-sanitarias que demanda el organismo humano para preservar su salud. En este aspecto, la Organización Mundial de la Salud (OMS) ha estudiado y emitido orientaciones técnicas a las administraciones sanitarias de distintos países.

A continuación exponemos la Tabla 3.27 en la que se reflejan normativos existentes en algunos países y por la OMS sobre los principales elementos, así como de forma más completa las normas cubanas que rigen la calidad del agua en Cuba a partir de 1984.

Tabla 3.27 Normas químicas para el agua potable (concentraciones máximas permisibles)

Elementos	Unidades	Cuba	OMS	Rusia	Europa Occidental	USA
Sólidos totales	mg./l	1 000	1 500	1 000	1 000	500
pH	-	8,5	9,5	9,0	-	-
Dureza total	mg./l	400	-	-	-	-
Ca	mg./l	200	-	-	-	-
Cl	mg./l	250	600	350	350	250
Cu	mg./l	1,0	1,5	1,0	3,0	1,0
Mg	mg./l	150	-	-	-	-
Mn	mg./l	0,1	0,5	0,1	0,1	0,05
SO ₄	mg./l	400	400	500	250	250
Zn	mg./l	1,5	15,0	5,0	5,0	5,0
Na	mg./l	200	-	-	-	-
Ag	mg./l	0,05	-	-	-	-
Ni	mg./l	0,02	-	-	-	-
Al	mg./l	0,2	-	0,5	-	-
As	mg./l	0,05	-	0,05	-	-
Cd	mg./l	0,05	0,01	-	0,05	0,01
Cn	mg./l	0,05	-	-	-	-
Hg	mg./l	0,001	-	-	-	-
Pb	mg./l	0,05	0,05	0,03	0,1	0,5
Sc	mg./l	0,001	-	0,001	-	-
Ba	mg./l	0,03	-	-	-	-
Cr	mg./l	0,05	-	0,5	-	-
Be	mg./l	0,0002	-	0,0002	-	-
Mo	mg./l	0,5	-	0,25	-	-
Co	mg./l	1,0	-	1,0	-	-
Sr	mg./l	2,0	-	7,0	-	-
NH ₄	mg./l	0,4	-	-	-	-
NO ₃	mg./l	45,0	-	-	-	-
NO ₂	mg./l	0,0	-	-	-	-

Capítulo 4 CLASIFICACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS POR SU ORIGEN, FORMAS Y CARACTERÍSTICAS DE YACENCIA

4.1 Clasificación de las aguas subterráneas por su origen

Las aguas subterráneas por su origen, se dividen en cinco tipos:

- 1. Aguas de infiltración:** Deben su formación a la infiltración de las aguas atmosféricas y superficiales a través de las rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas; muchas aguas artesianas y freáticas tienen como origen la infiltración.
- 2. Aguas de condensación:** Formadas por el proceso de condensación del vapor de agua contenido en los poros, cavidades y grietas de las rocas, en todas partes donde el vapor se traslada bajo las influencias de sus variaciones elásticas en distintas temperaturas, condiciones de suelos y de las rocas.
- 3. Aguas de sedimentación:** Son las formadas en cuencas en las que ocurrió el proceso de sedimentación de las rocas; aguas de sedimentos fangosos o fango-arcillosos. Una parte de esta agua fueron desplazadas en el proceso de litogénesis bajo la influencia de la compactación de los sedimentos hacia rocas permeables, formando en ellas horizontes acuíferos con agua gravitacional (freáticas).
- 4. Aguas de origen orgánico:** Se forman por la descomposición de la materia orgánica contenida en sedimentos fangosos arcillosos en el proceso de formación de los mismos.
- 5. Aguas de origen profundo (aguas juveniles):** Son las aguas magmáticas de zonas profundas de la corteza terrestre que no forman parte del intercambio hídrico hasta su aparición en los estratos superiores de la corteza terrestre. Según Langué, las aguas juveniles se forman por tres condiciones distintas entre sí:
 - Durante el desprendimiento desde el magma de gases de hidrógeno y oxígeno, los cuales posteriormente se unen y forman el agua (aguas juveniles sintéticas).
 - Por desprendimiento de vapores de agua desde el magma, formando en zonas superiores aguas de condensación (aguas juveniles de condensación).
 - Por desprendimiento de agua cristalizada desde las masas minerales en las zonas profundas de la corteza terrestre (aguas juveniles de hidratación).

Estos diferentes tipos de agua que se mencionaron en su movimiento entre las rocas que forman la corteza terrestre, pueden mezclarse en distintas relaciones, formando en muchos casos aguas de origen mezclado. La mezcla de las aguas y su interacción con el suelo, rocas, atmósfera, hidrosfera y también por procesos magmáticos, bioquímicos, radioactivos, físico-químicos y otros procesos que constantemente se producen en la corteza terrestre, proporcionan la formación de uno u otro tipo de agua, de su composición química y características físicas.

En el estudio de la formación de las aguas subterráneas, Kamiński definió tres ciclos genéticos.

1er ciclo: De infiltración o continental relacionado con la infiltración de las aguas atmosféricas y todo un complejo de procesos geoquímicos que ocurren en la zona superior de la corteza terrestre.

2do ciclo: Marino o de sedimentación relacionado con la penetración de las aguas marinas en el proceso de sedimentación, y posteriormente con procesos de diagénesis de los sedimentos y metamorfismo de las aguas contenidas en ellos.

3er ciclo: Metamorfismo magmático con el que se relacionan los procesos de formación de aguas profundas relacionadas con procesos termales, dinámicos, metamórficos y magmáticos regionales. Con el último ciclo se relaciona la formación de hidrotermos profundos, que incluyen en sí aguas juveniles formadas bajo la influencia de procesos de metamorfismo.

En distintas condiciones geológicas y físico-geográficas, en dependencia de la dirección de los procesos del ciclo de infiltración, se pueden formar los siguientes tipos de aguas:

1er tipo: Aguas freáticas de lixiviación que se forman como resultado de un desarrollo intensivo de los procesos de infiltración, el que tiene lugar en condiciones de clima húmedo.

2do tipo: Aguas freáticas de salinización continental que se forman en regiones secas y de estepas bajo la influencia de una evaporación intensiva y procesos de interacción entre aguas atmosféricas y los suelos salinizados.

3er tipo: Aguas artesianas de lixiviación o agua de circulación profunda que forman los siguientes subtipos:

- Aguas de cuencas artesianas en amplias depresiones de plataforma, que se caracterizan por sus pequeñas velocidades y largos recorridos de circulación, debido a las grandes dimensiones de las cuencas y relativamente pequeñas diferencias entre las costas de la zona de alimentación y zonas de drenaje.
- Aguas de circulación profunda en estructuras tectónicas de zonas montañosas plegadas, las que se caracterizan por una relativa circulación intensiva, acompañada algunas veces con la salida de manantiales termales.

Por las condiciones de yacencia y características de las rocas almacenadoras de agua, las aguas subterráneas se dividen en los siguientes tipos:

- 1. Aguas porosas:** Aguas que yacen y circulan en horizontes de sedimentos friables de distintas génesis, granulometría y composición mineralógica.
- 2. Aguas estratificadas:** Aguas que yacen y circulan por estratos de rocas sedimentarias, subdivididas en porosas-estratificadas y fisuro-estratificadas.
- 3. Aguas fisurosas:** Aguas que yacen y circulan en grietas tectónicas aisladas y en zonas de dislocaciones tectónicas.

Por sus características hidrodinámicas las aguas subterráneas se dividen en: con presión (artesianas) y sin presión (freáticas). Como caso especial se analizan de forma independiente las aguas de la zona no saturada, que generalmente son freáticas, pero en determinadas condiciones pueden ser artesianas, las que presentan características muy específicas.

4.2 Aguas de la zona no saturada

Las aguas de la zona no saturada yacen sobre la zona de saturación de las rocas, comprendidas entre la superficie del terreno y la superficie del nivel de las aguas freáticas o techo impermeable de aguas artesianas. Con las aguas de la zona no saturada se relacionan las **aguas del suelo** y las denominadas **aguas colgantes**.

Aguas del suelo: se conocen como tal, las aguas relacionadas con la capa vegetal, del que toman su alimentación el sistema de raíces de la vegetación, teniendo relación directa con la atmósfera y con las aguas subyacentes (aguas colgantes). Esta agua se

caracteriza por tener un contenido alto de materia orgánica y microorganismos; ellas presentan una gran influencia sobre la fertilidad de los suelos; las mismas principalmente son estudiadas por los edafólogos, agroquímicos y agrónomos. En las investigaciones hidrogeológicas las aguas del suelo se estudian relacionándolas con el drenaje y riego de los terrenos; también durante las investigaciones de las leyes que rigen el régimen de las aguas freáticas.

Aguas colgantes: es un tipo específico de agua subterránea que se forma debido a la infiltración de las aguas atmosféricas y superficiales, contenidas por lentes o estratos acuñados de sedimentos poco permeables, rodeados por rocas permeables porosas o agrietadas en la zona no saturada. Las propiedades que caracterizan a las aguas colgantes son:

- Tener un área de distribución limitada, definida por las dimensiones de los lentes poco permeables.
- Presentar variaciones bruscas del nivel del agua; la composición y reservas de las mismas dependen del clima.
- Pueden ser contaminadas fácilmente por otras aguas (aguas de suelo, de residuales, etc.).
- Ser inapropiadas, generalmente, para utilizarlas en una explotación permanente.
- Presentar una dinámica específica; ellas pueden tomar parte en la alimentación de las aguas freáticas y pueden ser totalmente evaporadas.

La composición química de las aguas colgantes es muy variada, sobre todo en regiones tropicales.

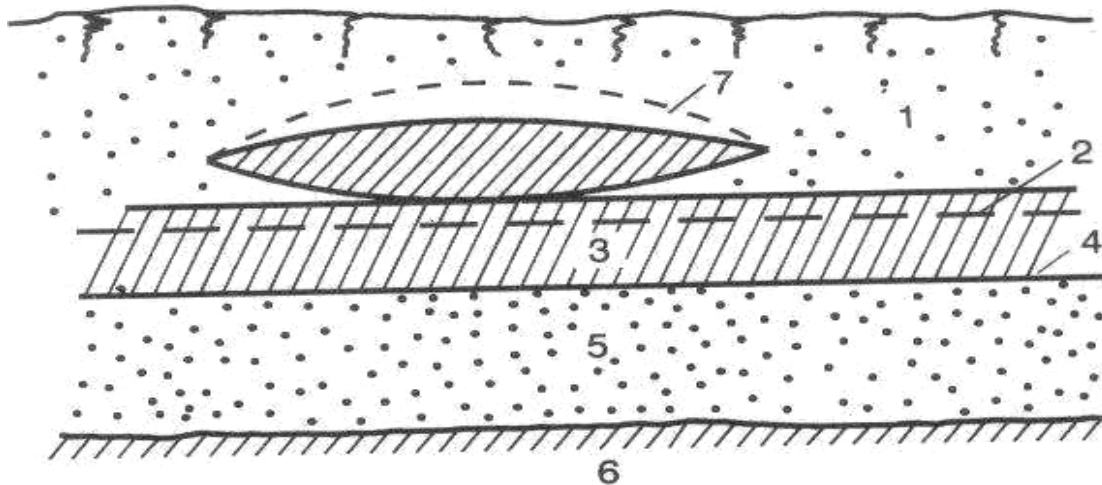


FIGURA 4.1 Esquema de aguas colgantes.

1. Zona no saturada
2. Nivel de las aguas del acuífero subyacente
3. Zona de saturación capilar
4. Techo del estrato acuífero subyacente
5. Estrato acuífero subyacente
6. Lecho impermeable del acuífero subyacente
7. Lente de aguas colgantes

4.3 Aguas freáticas

Las aguas freáticas son las primeras que se encuentran a partir de la superficie del terreno en un horizonte acuífero que yace sobre un estrato impermeable. Sus principales características son las siguientes:

1. La totalidad de esta agua son sin presión, presentan una superficie libre relacionada directamente con la atmósfera, la presión sobre la superficie de las aguas freáticas es igual a la atmosférica.
2. El área de alimentación y distribución de las aguas freáticas generalmente coinciden, siendo su principal fuente de alimentación las aguas atmosféricas y las de condensación.
3. Las aguas freáticas presentan un régimen específico; las variaciones de sus reservas en tiempos, niveles, composición química y bacteriológica y sus propiedades físicas son determinadas por las condiciones climáticas de los territorios de distribución de esta agua, por los procesos físico-químicos y bioquímicos que ocurren en la zona no saturada y la actividad práctica del hombre por la construcción de embalses, canales, canteras, drenaje, riego de amplios territorios, etc.

Las aguas freáticas son las de más fácil utilización, pero al mismo tiempo son las que más fácil se contaminan con aguas residuales de distintos orígenes. Las aguas freáticas en la naturaleza, en dependencia de la estructura geomorfológica y geológica del territorio, dan origen a distintas formas de yacencia con las que se relacionan:

- Flujo freático
- Embalse freático
- Combinación de embalse freático con flujo freático

Flujo freático: Movimiento del agua en el horizonte sin que ocurra bajo la influencia de la fuerza de gravedad, y está dirigido en concordancia con la dirección del gradiente de la superficie de las aguas freáticas.

Embalse freático: Es la depresión del lecho impermeable, relleno con rocas permeables, saturadas con aguas que tienen una superficie relativamente horizontal.

Combinación del flujo freático con el embalse freático: Los embalses freáticos se forman en aquellos territorios donde en el lecho impermeable se encuentran descensos profundos, los cuales no pueden estar rellenos con aguas de infiltración y de condensación. Si los descensos del lecho impermeable se encuentran rellenos con aguas de infiltración y condensación, entonces tendremos la tercera forma de yacencia de las aguas freáticas. En la naturaleza es muy difícil definir entre el flujo freático y el embalse freático ya que entre ellos existe un fuerte enlace hidráulico y se diferencian solamente por la velocidad de movimiento de las aguas.

La relación entre las aguas freáticas y las superficiales puede definirse mediante la construcción de mapas de hidroisohipsas, por los que se puede determinar si las aguas subterráneas sirven de alimentación a las superficiales; se alimentan de ellas u ocurren ambos procesos; el ejemplo más típico para estos casos son los ríos. Los mapas de hidroisohipsas permiten resolver tareas prácticas como: ubicar pozos de explotación, proyectar sistemas de drenaje, seleccionar áreas para la construcción de obras para recarga artificial de las aguas subterráneas y otras.

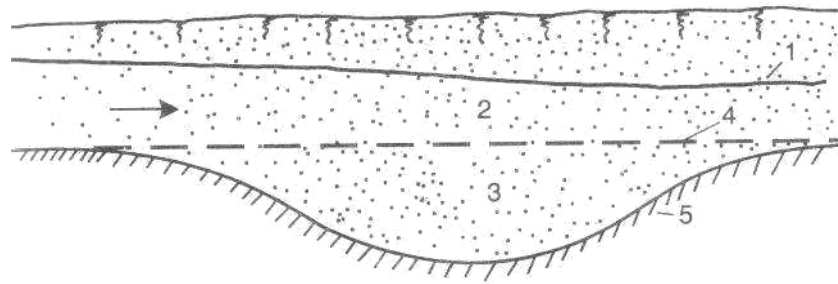


FIGURA 4.2 Esquema de flujos y embalses freáticos

1. Nivel de las aguas en el estrato freático
2. Flujo freático
3. Embalse freático
4. Frontera entre el flujo y el embalse freático
5. Lecho impermeable

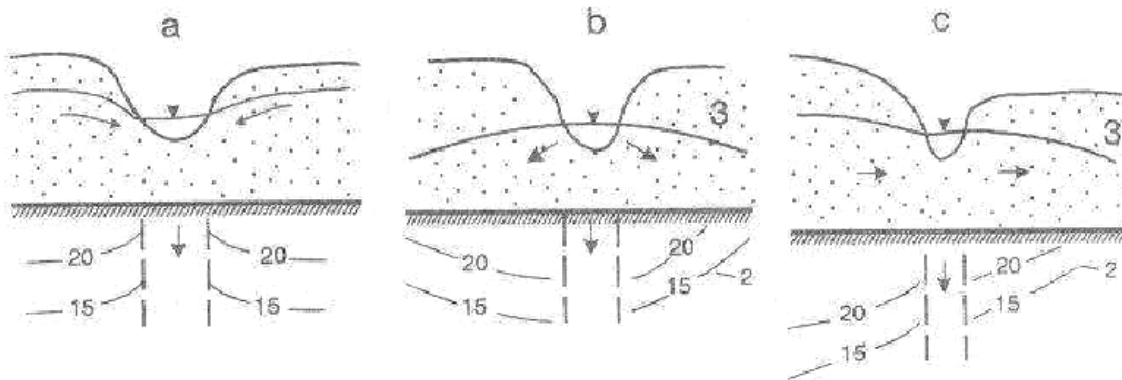


FIGURA 4.3 Esquema de relación aguas freáticas- aguas superficiales (ríos)

- a)- Acuífero freático que alimenta a un río
 - b)- Acuífero freático que se alimenta de un río
 - c)- Acuífero freático donde ocurren los dos procesos
- Dirección del flujo subterráneo
 ---15--- Isolíneas de las hidroisohipsas

Por mapas de hidroisohipsas se puede definir:

1. Dirección del movimiento del flujo subterráneo
2. Gradientes (pendientes) del flujo subterráneo
3. Relación de las aguas subterráneas con superficiales
4. Profundidad de yacencia del nivel de las aguas freáticas en cualquier punto conjugando las isolíneas de nivel de las aguas con la topografía del relieve del terreno.
5. Evaluar el caudal del flujo de las aguas freáticas Q por la fórmula:

$$Q = K B H I \quad (4.1)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m / día

B ; ancho de la sección del flujo, m

H ; potencia (espesor) medio del flujo subterráneo, m

I ; gradiente del flujo subterráneo

La superficie de las aguas freáticas generalmente repiten el relieve de la superficie del terreno, y solo en casos especiales pueden no coincidir (rocas con cambios bruscos de permeabilidad, rocas con desarrollo de carso, valles de ríos, hondonadas del terreno, etc.).

El nivel de las aguas freáticas oscila en tiempo, principalmente en dependencia de factores climáticos, hidrológicos y otros; por ello los mapas de hidroisohipsas de esta agua se confeccionan para determinados períodos de tiempo, generalmente para las posiciones máximas y mínimas del nivel de las aguas de un territorio determinado.

Las aguas freáticas en la naturaleza pueden existir solamente cuando existen fuentes de alimentación, las cuales pueden dividirse en cuatro tipos, a menudo relacionados entre sí: precipitaciones atmosféricas, aguas superficiales, aguas subterráneas con presión que yacen a mayores profundidades y aguas de condensación.

Como régimen de las aguas subterráneas, incluyendo las freáticas, se entienden los procesos histórico-naturales que incluyen algunos ciclos de formación de las aguas subterráneas que surgen bajo la influencia de factores interrelacionados y cambian en tiempo y espacio de orígenes y otros. El régimen de las aguas freáticas caracteriza las variaciones de sus reservas; con ellas, sus niveles y características físicas y químicas en tiempo y espacio bajo la influencia de los factores antes relacionados.

Kamiński clasifica el régimen de las aguas freáticas en cuatro tipos:

De parteaguas: se forman bajo la influencia de variaciones de las magnitudes de la infiltración de las aguas atmosféricas, evaporación y del escurrimiento subterráneo.

Marginales: determinado principalmente por la oscilación del nivel de las aguas superficiales: ríos, lagos, mares.

Premontañoso: conjuntamente con la infiltración de las aguas atmosféricas se infiltra un gran volumen de aguas del escurrimiento superficial, incluyendo de los ríos.

De congelación: se caracteriza por una congelación total o parcial de las aguas freáticas.

Las leyes que rigen el régimen de las aguas freáticas se estudian por observaciones estacionarias en esta agua, con las cuales se determinan:

- Condiciones de alimentación
- Condiciones de drenaje
- Dirección y velocidad del movimiento de las aguas
- Variaciones de sus reservas y causas
- Relación entre los elementos de las aguas freáticas con los factores que determinan su régimen
- Puntos de alimentación de las aguas freáticas con aguas contaminadas
- Cambios del régimen de las aguas freáticas por la influencia del hombre

4.3.1. Aguas freáticas en zonas arenosas costeras

Generalmente, estas aguas están relacionadas con dunas de arenas de granulometría homogénea; el nivel de las aguas freáticas repite el relieve del terreno. Está ampliamente demostrado que en las dunas arenosas, en las costas del mar y en islas arenosas, las aguas freáticas dulces a profundidades determinadas, partiendo del nivel del mar, pasan a ser aguas saladas.

De acuerdo con lo representado en la Figura 4.4 la potencia total de aguas dulces (H_0) con un peso específico medio del agua del mar $\gamma_s = 1,024 \text{ g/cm}^3$, según la teoría de Ghyben-Herzberg, será igual a:

$$H \approx 43 h \quad (4.2)$$

$$H_0 = H + h$$

Donde:

H : profundidad de yacencia de las aguas dulces a partir del nivel del mar, m.

h : altura del nivel de las aguas dulces sobre el nivel del mar, m.

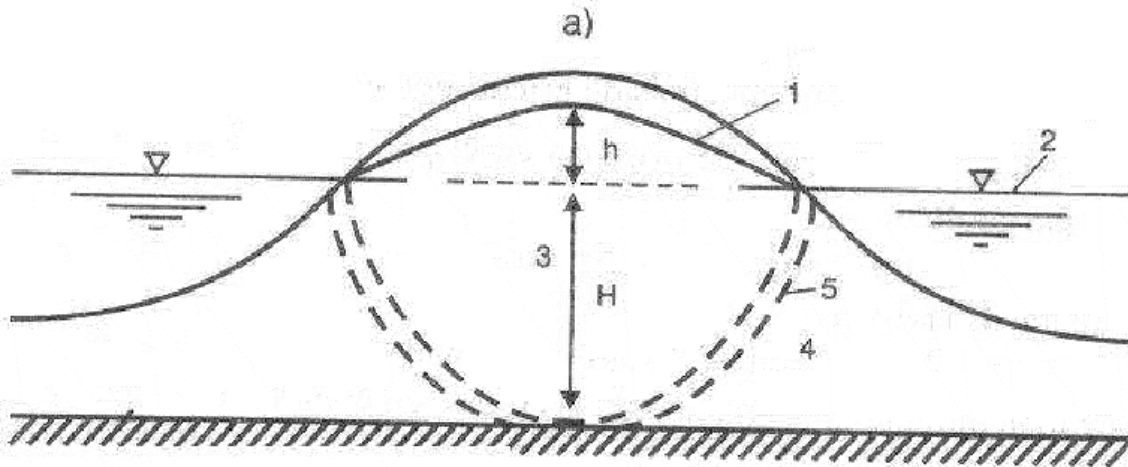


FIGURA 4.4 Esquema de ubicación de lentes de aguas dulces freáticas en islas arenosas.

1. Nivel de las aguas freáticas
2. Nivel del mar
3. Lente de aguas dulces
4. Aguas saladas
5. Frontera (interfase) entre aguas dulces y saladas

Independientemente de la expresión 4.2, en todos los casos el valor de H_0 debe comprobarse determinando el peso específico del agua dulce γ_d y del agua salada γ_s , y determinar el coeficiente correlacional:

$$\gamma = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} \quad (4.3)$$

Donde la expresión 4.2 se transforma en:

$$H = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} = \gamma h \quad (4.4)$$

4.4 Aguas artesianas

Las aguas artesianas son las aguas subterráneas que yacen y circulan en horizontes acuíferos entre estratos impermeables en los límites de estructuras geológicas considerablemente grandes (sinclinales, monoclinales y otras), formadas por rocas precuaternarias, raramente en rocas de edad cuaternaria. Las estructuras que contienen uno, dos o varios horizontes acuíferos y complejos con presión y que presentan magnitudes considerables por su área se denominan cuencas artesianas; algunos autores las denominan cuencas de aguas con presión.

Las aguas artesianas, según Ovchínikov, se encuentran dentro de los sistemas de aguas con presión formadas por aguas porosas, poroso-fisurosas y poroso-fisuroso-cársticas de horizontes o complejos acuíferos, que presentan zonas de alimentación actual, presiones y descarga, generalmente formando las denominadas cuencas artesianas. Por las dimensiones de los sistemas acuíferos las cuencas artesianas se dividen en seis tipos (Tabla 4.1).

Tabla 4.1 Clasificación de las cuencas artesianas, según Ovchínikov

Tipos de cuencas	Características de las cuencas	Areas (km ²)
I	Grandes: formadas por zonas de plataformas de las eras Paleozoicas, Mesozoicas, Cenozoicas o de varios pisos de distintas eras.	> 100 000
II	Medianas: de extremos con grandes flexiones y llanuras entre montañas.	10 000-100 000
III	Pequeñas: Generalmente ubicadas sobre cuencas grandes y medianas.	< 10 000
IV	Sistemas de agua con presión de grietas en rocas cristalizadas o metamórficas (macizos antiguos), con deformaciones jóvenes o complejas por movimientos y rupturas jóvenes.	Variada
V	Cuencas de aguas subterráneas articuladas con estructuras montañosas	Variada
VI	Cuencas y flujos de aguas freáticas que presentan áreas con carácter subartesiano	Variada (generalmente < 1 000)

Las cuencas artesianas, independientemente al tipo que correspondan, presentan las siguientes partes principales, distintas por sus condiciones hidrogeológicas (Figura 4.5): zona de alimentación. Zona de presión (almacenamiento y tránsito) y zona de descarga.

Zona de alimentación: Está representada por el área de afloramiento de las rocas acuíferas a la superficie del terreno. Esta zona se encuentra ubicada en las cotas más altas de la cuenca. Las aguas subterráneas en la zona de alimentación no presentan presión, tienen relación directa con la atmósfera y a menudo son dominadas por la red hidrográfica existente en esta zona.

Zona de presión: Es el área de mayor desarrollo de las cuencas artesianas, dentro de los límites de la cual el nivel de las aguas subterráneas de los horizontes o sus complejos acuíferos yace sobre el techo de los mismos (nivel piezométrico). La altura en vertical de la estabilización del nivel sobre el techo del acuífero será la carga hidráulica (presión). El nivel piezométrico puede ser positivo o negativo, cuando el mismo se encuentra sobre la superficie del terreno o debajo, respectivamente. En dependencia de la alimentación, drenaje y explotación del acuífero, el nivel piezométrico puede variar su posición pasando de positivo a negativo o viceversa. Para las aguas con presión se confecciona el mapa de hidroisopiezas, que representa la unión de los puntos con cotas absolutas o relativas del nivel con una línea, mediante la extrapolación de los valores de las cargas en planta (presiones), con lo que se obtiene la superficie piezométrica de un área determinada o de la cuenca en general, según la magnitud del área de estudio.

Zona de descarga: Es la zona de salida de las aguas con presión a la superficie; la descarga puede ocurrir también de forma submarina al aflorar las rocas acuíferas a la superficie del relieve bajo aguas fluviales o marinas; por lo general, la descarga se realiza a través de manantiales ascendentes de formas diversas. Es necesario señalar que en muchas cuencas artesianas la descarga subterránea de las mismas es muy limitada; cuando ella ocurre, la misma se realiza generalmente a través del parteaguas entre dos cuencas, o como lo denominó Tolstíjin, se ejecuta el trasvase de una cuenca a otra; en este caso la zona de descarga de una cuenca representa la zona de alimentación de otra.

Las cuencas artesianas generalmente contienen varios horizontes acuíferos y complejos, cada uno de los cuales, con la ausencia de relación hidráulica entre ellos, se caracteriza por su propia superficie piezométrica, definida por los niveles de agua de las zonas de alimentación y de descarga de cada horizonte o complejo.

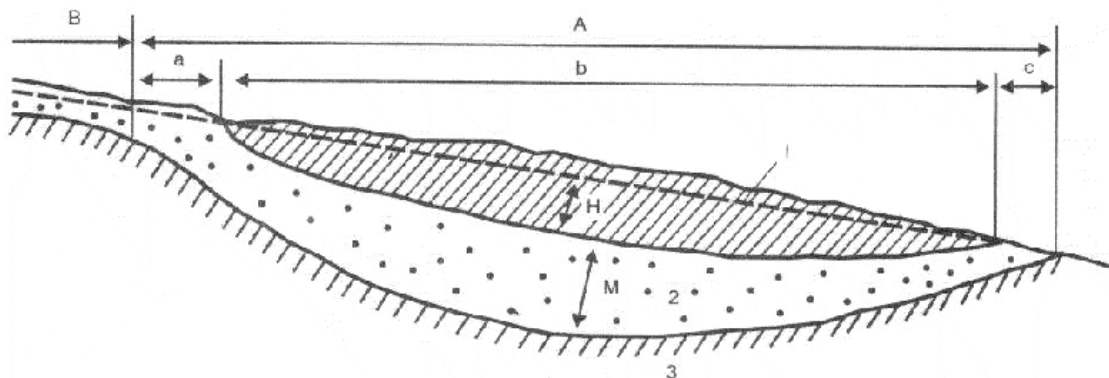


FIGURA 4.5 Esquema típico de cuencas artesianas. A- Límites de desarrollo de las cuencas artesianas. a- Zona de alimentación; b- Zona de presión. c- Zona de descarga. 1- Nivel piezométrico; 2- Horizontes acuíferos; 3- Roca o basamento impermeable. H- carga hidráulica; M- Potencia del horizonte acuífero con presión; B- Área de desarrollo de las aguas freáticas que puede extenderse hasta ocupar parte de la zona –a.

Además de las cuencas artesianas se encuentran aguas con presión en los denominados declives artesianos desarrollados en regiones montañosas y premontañosas. La zona de alimentación y descarga de los relieves artesianos, generalmente se encuentra a corta distancia una de otra, y tanto en la zona de alimentación como de descarga pueden encontrarse manantiales ascendentes y descendentes (Figura 4.6 I).

Las aguas con presión (artesianas) pueden encontrarse también en cuencas que prescindan de zonas de descarga, las cuales son denominadas cuencas con intercambio hídrico retardado. El intercambio hídrico en estas cuencas es muy lento y ocurre a través de rocas poco permeables que yacen sobre los horizontes acuíferos, motivado por la influencia de grandes gradientes de presión que surgen en estas cuencas entre las aguas artesianas y freáticas (Figura 4.6 II).

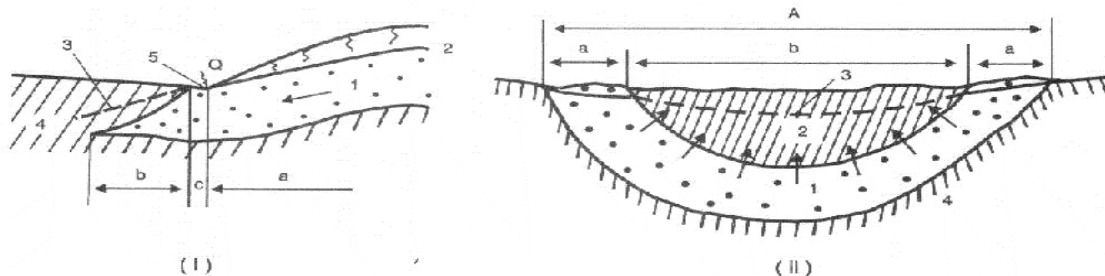


FIGURA 4.6 Formas de estructuras artesianas.

I- Esquema de declive artésiano. a- Zona de alimentación, b- Zona de presión; c- Zona de descarga. 1- Rocas acuíferas; 2- Nivel de las aguas freáticas; 3- Nivel piezométrico; 4- Rocas impermeables; 5- Manantiales descendentes o ascendentes

II- Esquema de cuencas artesianas con intercambio hídrico retardado. A- Límite de las cuencas en un perfil dado. a- Zona de alimentación; b- Zona de presión. 1- Horizonte acuífero, 2- Rocas poco permeables; 3- Nivel piezométrico de las aguas, 4- Rocas impermeables

En todas las cuencas artesianas se observan tonalidades hidrodinámicas e hidroquímicas. Generalmente, se observan tres zonas hidrodinámicas: 1- Zona de intercambio hídrico intensivo, 2- Zona de intercambio hídrico dificultoso, 3- Zona de intercambio hídrico sumamente dificultoso.

En todas las cuencas artesianas se observan tonalidades relacionadas, en gran parte con el tipo de intercambio hídrico existente y con las condiciones paleohidrogeológicas de formación de los estratos acuíferos y de las aguas en ellos contenidos. Las zonas hidroquímicas representan partes de las cuencas artesianas relativamente homogéneas por su estructura, dentro de los límites de las cuales la mineralización y composición química de las aguas cambian en rangos relativamente pequeños.

Según Tolstíjin, Zaitsév y Gurévich, en perfiles de las cuencas artesianas se pueden definir cuatro zonas hidroquímicas: 1- Zona A; de aguas dulces (mineralización < 1 g/l); 2- Zona B; de agua salobre (1 a 10 g/l); 3- Zona C; de aguas saladas (10 a 50 g/l); 4- Zona D; de rasoles (> 50 g/l). Los límites entre estas zonas pueden ser definidos de forma aproximada, ya que la mineralización y composición química de las aguas cambia paulatinamente, aunque de forma irregular. En dependencia de las condiciones geólogo-estructurales e hidrodinámicas de las cuencas artesianas, en los perfiles de estas, según Tolstíjin, pueden estar desarrolladas las zonas A, zonas A + B, zonas A + B + C y zonas A + B + C + D.

No obstante, cuando en la parte superior de los perfiles de las cuencas existen yesos, anhídridos u otras sales y en la profundidad existen rocas permeables, entonces puede tener lugar una inversión hidroquímica que se explica por la anomalía de cambios normales de mineralización y composición química de las aguas en profundidad.

4.5 Aguas de fisuras: freáticas y con presión

Estas aguas se relacionan con la yacencia y circulación de las mismas a través de grieta sin rocas sedimentarias, metamórficas y magmáticas. En las rocas existen tres tipos de grietas, que por su origen son:

- **Grietas tectónicas:** Se originan en el proceso de formación de la estructura geológica.
- **Grietas de intemperismo:** Se originan durante el intemperismo y lixiviación de las rocas.
- **Grietas lito-genéticas:** Grietas que están relacionadas con los procesos que se desarrollan durante la formación de las rocas, en el proceso de sedimentación-compactación de las mismas.

Frecuentemente en las rocas de un mismo territorio se encuentran los tres tipos de grietas relacionadas entre sí. La acuosidad de las rocas agrietadas en alto grado depende del tipo de grieta y carácter de interrelación de las mismas. Las grietas tectónicas generalmente están relacionadas con dislocaciones tectónicas que alcanzan profundidades de cientos y miles de metros; las aguas de acuíferos con este tipo de grietas en muchas ocasiones están relacionadas con aguas minerales y termales, en ocasiones con composición salina y gaseosa con características específicas.

Las grietas de intemperismo, su formación y dimensión dependen, fundamentalmente del enfriamiento o calentamiento de las rocas bajo la influencia de la temperatura del aire, así como de otros factores físicos y mecánicos. La influencia de la temperatura diaria actúa hasta los primeros 2-4 m desde la superficie del terreno, las temperaturas anuales influyen en los primeros 20-40 m y las variaciones de las temperaturas en siglos influyen en profundidades mayores. El mayor agrietamiento se presenta en los primeros 2-4 m de la zona de intemperismo, a mayor profundidad el agrietamiento, y por lo tanto su acuosidad disminuye paulatinamente; en algunas partes el proceso de intemperismo, en dependencia de las características físicas de las rocas y del clima, puede alcanzar profundidades de hasta 100 m y más.

Las grietas lito-genéticas presentan desarrollo en todo el espesor del estrato de la roca. Con este tipo de grietas están relacionadas tanto las aguas freáticas como las aguas fisuro-estratificadas en cuencas artesianas. Las aguas subterráneas de grietas de distintos tipo, por su origen, a menudo se encuentran relacionadas hidráulicamente entre sí, por lo que esta agua puede presentar una composición química muy variada.

La alimentación de las aguas de fisuras es principalmente por las precipitaciones atmosféricas. Las condiciones de alimentación dependen de la morfología del relieve actual y las características de la cubierta cuaternaria; una alimentación intensiva, por la infiltración, ocurre cuando las rocas agrietadas afloran a la superficie del terreno o se encuentran relacionadas con aguas superficiales.

Las aguas subterráneas relacionadas con rocas agrietadas, en dependencia del origen de las grietas, se dividen en: aguas de grietas por el intemperismo y aguas de grietas y filoneanas, con presión, relacionadas con grietas tectónicas.

4.6 Aguas cársticas

El carso debe su nombre a las primeras investigaciones hidrogeológicas ejecutas en rocas cársticas en Karst, lugar ubicado al norte del Adriático en la Península de Istria, en los Alpes de la antigua Yugoslavia. El significado de *karst* en yugoslavo es: campo de piedras calizas, al igual que *carso* en italiano o *cause* en francés.

Las aguas cársicas son las aguas subterráneas que yacen y circulan por grietas, cavidades, canales y cavernas que se forman como resultado de la lixiviación de las rocas, principalmente de rocas carbonatadas. En estas rocas el movimiento de las aguas y sus propiedades de disolución pueden provocar la formación de canales y cavernas de grandes dimensiones. En estas condiciones, el régimen predominante del movimiento de las aguas subterráneas en la zona de saturación total es laminar, aunque a menudo en zonas de gran desarrollo del carso, sobre todo en calizas del Mioceno y Cuaternario, en la zona no saturada y próximo a los límites superiores de la zona de saturación donde el agua circula por cavidades no saturadas en su totalidad, puede originarse un régimen de circulación turbulento de las aguas subterráneas, aunque este régimen generalmente se desarrolla en un espesor acuífero insignificante, en relación con la potencia total y área de extensión del estrato acuífero.

Solo en puntos aislados o zonas de canales dirigidos hacia zonas de drenajes próximos, en condiciones muy específicas, el régimen de circulación turbulento de las aguas subterráneas puede alcanzar magnitudes considerables en relación con la potencia total del acuífero. En los territorios cársicos podemos considerar las siguientes unidades hidrogeológicas:

- 1- Regiones cársicas: equivalente hidrológicamente a las regiones con clima común, existencia de megaestructuras, y un balance hídrico estable.
- 2- Sistemas cársticos: conjunto de aguas cársicas dependientes de una macroestructura común.
- 3- Aparatos o elementos cársicos: conjuntos de aguas cársticas con una zona de absorción y urgencias comunes. Son las unidades que dan origen a los sistemas y regiones cársticas.

En el conjunto del medio de rocas solubles (calizas, dolomitas, etc.), el fisuramiento, el agua circulante y el proceso de disolución y erosión inherentes a la circulación cársica, constituyen lo que podemos denominar un elemento cársico. Cuando en el elemento cársico ocurren los fenómenos mencionados el mismo, será activo; cuando falte la circulación del agua, será pasivo. En un elemento cársico se consideran tres zonas, atendiendo a la circulación del agua y su relación con el relieve:

- 1- Zona superior superficial: zona de absorción
- 2- Zona intermedia de circulación libre o libre y con presión
- 3- Zona inferior de circulación permanente bajo presión

Entre las zonas 2 y 3 puede existir una zona intermedia de afloramiento del agua.

Zona de absorción: posee formas muy características denominadas de absorción o exocarso. Estas formas pueden ser cerradas, en las que la absorción se realiza lentamente y abiertas, en las que el agua penetra libremente de forma masiva y las denominadas alóctonas, que pueden estar formadas por las dos primeras.

Formas de la zona de absorción (o infiltración):

Cerradas: dolinas, uvalas, poljes, valles ciegos, valles muertos

Abiertas: simas, sumideros, cavernas

Alóctonas: cañones

Dolinas: se originan en puntos de intersección de dos diaclasas (fallas), donde por la infiltración se produce el desprendimiento o sifonamiento de partículas de las rocas solubles que emigran desde este punto, produciéndose la descalcificación y

consiguiente pérdida de volumen de rocas, lo que proporciona un lento hundimiento de toda la zona afectada a partir del centro, originándose entonces, una depresión circular, al principio embudiforme, que con su desarrollo provoca la formación de otros elementos.

Uvalas: formadas por dolinas que han evolucionado más rápidamente en superficie que en profundidad, originando una depresión más amplia.

Poljes: constituyen las formas de absorción del carso de mayor extensión superficial. Polje en yugoslavo significa llanura o campo, estas, morfológicamente no difieren mucho de las fosas tectónicas o graben. Generalmente, el fondo de los poljes es plano, cubierto de sedimentos, de entre los cuales emergen islotes rocosos, fuertemente carsificados y atravesados por cavernas.

Los poljes presentan génesis diversas: Por progresivas conjugaciones de dolinas y uvalas. Por desarrollo de uvalas sobre fallas. Por carsificación de una zona tectónica que es la que mayores magnitudes alcanza.

Valles muertos y valles ciegos: Son valles espígeos (subterráneos) que han dejado de funcionar a consecuencia de la carsificación en las zonas de sus cabeceras; estos valles se encuentran presentes en territorios donde existieron glaciales.

Los valles ciegos son estructuras desarrolladas sobre conjuntos de diaclasas o fallas que presentan formas alargadas en dirección del accidente que las ha originado, estos valles pueden estar surcados por arroyos epigeos, cuya hidrografía ha sido desorganizada por el carso. Si sobre uno de estos valles comienza a producirse una absorción (infiltración) cárstica, la circulación subterránea se desorganiza y se producen divisorias de las aguas subterráneas y superficiales a lo largo del valle, originándose así los valles ciegos.

Simas: surge como resultado de la evolución de la dolina por el arrastre de los sedimentos que cubren la dolina, hacia el interior del elemento cárstico, formándose una forma de absorción abierta.

En el desarrollo de una sima se originan las siguientes fases:

- 1- Fase premonitoria: ensanchamiento de la intersección de las diaclasas madres
- 2- Fase juvenil: generación de una dolina de fondo plano
- 3- Fase de madurez: relleno diverso, intensa descalcificación en profundidad
- 4- Fase de senilidad: multiplicación de los embudos y hundimiento total del interior de la dolina
- 5- Surgimiento de la sima propiamente

Sumideros: Se originan cuando en la fase de formación de las simas, al aparecer dolinas "satélites", la absorción es masiva, dando origen a los sumideros.

Los sumideros pueden ser permanentes, alimentados por arroyos o ríos. Accidentales, que actúan solamente durante las crecidas de los ríos o en períodos de fuertes lluvias. Periódicos, que tienen un régimen estacional durante los períodos lluviosos.

Cavernas: Se originan por el desarrollo interno de las anteriores formas, formando infinidad de formas cársticas. Las mismas pueden presentarse de forma aislada o interconectadas entre sí por los denominados canales cársticos, grietas, etc. Las cavernas pueden alcanzar grandes magnitudes, incluso hasta miles de metros de longitud, con desarrollo tanto en horizontal como en vertical. Las mayores cavernas se desarrollan generalmente sobre el nivel de las aguas subterráneas en zonas altas y montañosas.

Cañones: Se originan por la combinación de flujos de aguas superficiales y subterráneas.

Con la combinación de todas o algunas de las formas de absorción cársicas descritas pueden formarse los paisajes cársicos, sobre todo cuando ello ocurre sobre rocas calizas. El paisaje cársico definido por Martonne se describe como: un relieve original, en el que parece faltar las leyes ordinarias del modelado de erosión.

Las características del paisaje cárstico son:

- 1- Ausencia de circulación hídrica superficial en las zonas altas. A veces el territorio está cruzado por profundas gargantas, cárcavas y cañones, procedentes de la erosión de ríos nacidos en zonas extracársicas (fuera de los límites del carso y dentro del propio carso).
- 2- Presencia de cumbres y vertientes cubiertas de hendiduras, grietas, etc. en profundidad muy variable, llamadas lapiaz.
- 3- Presencia de abundantes formas ciegas: valles ciegos y además dolinas, uvalas y poljes.
- 4- Presencia de numerosas simas y cavernas en las vertientes.
- 5- Cubierta vegetal ausente o escasa representada por una flora característica. Las rocas carecen generalmente de otra cubierta.

Zona de circulación: Es la zona hidrogeológicamente más importante, ya que por ella circula el agua en su recorrido desde la zona de absorción (infiltración) hasta la surgencia. Las formas aquí presentes son estructurales, puesto que están relacionadas totalmente con la tectónica del territorio y se desarrollan a lo largo de los elementos tectónicos de las rocas carbonatadas (diaclasas, fallas, pliegues, planos de estratificación y sistemas de grietas).

La relación entre la estructura y las zonas de circulación es tan estrecha que las zonas de circulación más desarrolladas, como las grandes cavernas o galerías colectoras de los denominados ríos subterráneos, están también formadas en estructuras importantes como ejes de pliegues o fallas.

Los denominados "sistemas circulatorios localizados", es decir, los conductos con más de un metro de diámetro (o altura) representan las genuinas formas de conducción del carso. Los sistemas circulatorios localizados pueden tener dos orígenes distintos:

- 1- Por hundimiento de dolinas
- 2- Por ensanchamiento y excavación de conductos embrionarios aislados o de redes de hendiduras o grietas. Los mismos se subordinan siempre a dos formas de absorción: las simas y las cavernas.

En perfil, la parte de las rocas donde se desarrollan las formas cársicas, forman las capas o estratos cársicos, los que almacenan grandes recursos de aguas subterráneas, con características similares y formando parte de las aguas freáticas.

Los estratos o capas cársicas deben su desarrollo a la evolución de conductos aislados que en el proceso de sus fases evolutivas forman una red.

En las regiones cársicas donde están desarrollados los estratos o capas cársicas, existen cuatro zonas hidrodinámicas verticales, que se diferencian entre sí por las condiciones de movimiento y régimen de las aguas cársicas:

- **Zona de aireación (no saturada)**, en la que ocurre principalmente un movimiento descendente de las aguas de infiltración; en muchas regiones en esta zona se forman aguas colgantes.

- **Zona de oscilación temporal del nivel de las aguas cársicas**, ocupa una posición intermedia entre la zona no saturada y la zona de saturación total.
- **Zona de saturación total**, ubicada en la esfera de influencia del drenaje de la red hidrográfica local que atraviesa el macizo de rocas cársicas.
- **Zona de circulación profunda**, se encuentra fuera de la influencia de la red hidrográfica local; las aguas subterráneas en esta zona se dirigen fuera de los límites de las mismas en dirección al territorio de drenaje de las aguas cársicas.

Formas de emisión: Las principales formas de emisión o surgencias de las aguas cársicas las representan los manantiales. La mayor parte de los manantiales cársicos se caracterizan por tener grandes caudales y fuertes variaciones estacionales. De tal forma, existe dentro de las aguas freáticas las bases para diferenciar dentro de las mismas a las aguas cársicas, por su dinámica y considerando que estas aguas se desarrollan en zonas locales de mayor o menor dimensión, con características específicas de la estructura interna de los horizontes o estratos acuíferos muy heterogénea, tanto en planta como en perfil, la surgencia o drenaje ocurre diferente a las aguas freáticas, ya que la misma se desarrolla de forma puntual, local y en excepciones, regional. Otra característica que diferencia a las aguas cársicas de las tradicionales aguas freáticas es que la roca acuífera en las aguas cársicas no presenta una estabilidad en su matriz, es decir, generalmente varía en tiempo y espacio, debido a los procesos de lixiviación y sedimentación que en ellas se desarrollan de génesis química, por lo que la permeabilidad de estas rocas es muy variable en tiempo y espacio.

Procesos de disolución de las rocas cársicas (carbonatadas)

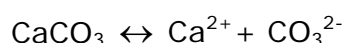
En las rocas carbonatadas, la formación del carso no solo se debe a procesos mecánicos originados por la circulación del agua a través de los primeros conductos, sino que también se desarrollan procesos químicos motivados por determinados elementos presentes en las rocas y en las aguas que se infiltran, equilibrio de esos elementos, propiedades de disociación y asociación de los mismos, temperatura, etc.

Debido a lo antes expuesto, como toda reacción química, en las rocas carbonatadas y sobre todo en las calizas, las reacciones químicas y demás procesos de disolución, provocan la formación de nuevos elementos, los procesos que se originan, no solo provocan la lixiviación de las rocas, dando origen al carso, sino que también se desarrollan procesos que conllevan al restablecimiento de las rocas lixiviadas.

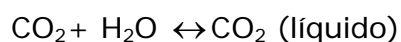
El carso se forma principalmente por la disolución del carbonato de calcio (CO_3Ca)-calcita, y el restablecimiento se origina dentro del mismo proceso, al formarse nuevamente este elemento. Ya en 1932, Marte denominó este fenómeno como "formas de reconstrucción".

Analizando el caso de disolución de la calcita, tenemos que este proceso se desarrolla en cuatro estadios de la forma siguiente:

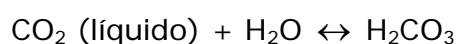
- 1- Disociación de la calcita en la superficie de contacto entre la fase sólida y líquida:

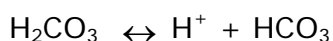


- 2- Dilución en el agua del CO_2 gaseoso

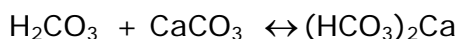


- 3- Formación y disociación del CO_2





En acción del H_2CO_3 con la calcita CaCO_3 se obtiene la formación de bicarbonato de calcio soluble en agua:



4- Traslado de los iones de la dilución en dirección a la compensación de los gradientes de concentración.

La reconstrucción o restablecimiento de la roca en las cavidades cársticas se debe a la deposición o precipitación del CO_3Ca desde el agua, este fenómeno se origina cuando el agua sobresaturada de CO_3Ca en su circulación se encuentra con alguna cavidad en la cual existe en el aire cantidades de CO_2 superior a la necesaria para su equilibrio, por lo que se produce la precipitación del CO_3Ca .

Al precipitarse el CO_3Ca , lo hace según las leyes de la cristalización. De este modo, se forman asociaciones macroscópicas de cristales que en su conjunto crean las formas que corrientemente se encuentran en las cavernas y otras formas de cavidades cársticas, como las estalactitas (asociaciones colgantes) y las estalagmitas (formaciones pavimentarias). La deposición del CO_3Ca , en muchas ocasiones en forma de cristales limpios de calcita, como regla tiene lugar en las aguas sobresaturadas de CO_3Ca , con presencia de CO_2 y bajo cambios muy pequeños de temperatura.

Paralelo a los procesos analizados, en el desarrollo del carso pueden influir otros factores como los ácidos húmicos, procedentes de la desintegración bacteriana de la materia orgánica y otros como ácidos minerales, ejemplo NO_3H (ácido nítrico), los cuales pueden incorporarse fácilmente al agua subterránea aumentando su poder disolvente sobre el carbonato de calcio de las calizas y otras rocas carbonatadas. Acción similar producen muchas sustancias provenientes de residuales industriales, etc.

Como ya se mencionó las propiedades de disolución de las rocas carbonatadas depende de la composición química del agua, presión, temperatura y sobre todo de la presencia del bióxido de carbono agresivo (CO_2).

La influencia de la temperatura en la solubilidad de la calcita (CaCO_3) aumenta con su ascenso entre 0 a 100 °C, a mayores temperaturas la solubilidad disminuye. La presión atmosférica influye poco, independientemente de sus variaciones.

La presencia de CO_2 agresivo provoca un ascenso progresivo en la solubilidad de la calcita. La relación de la propiedad de dilución del agua que contienen CO_2 agresivo con la velocidad del proceso de dilución de la calcita se refleja en la fórmula de Laptiev, donde:

$$I = \frac{(\text{CO}_2\text{agres.})^2}{0,36\text{HCO}_3 + \text{CO}_2\text{agres.}} \quad (4.5)$$

Donde:

I ; coeficiente que representa la intensidad o velocidad del proceso de dilución.

$\text{CO}_2\text{agres.}$; HCO_3 ; Contenidos en el agua, mg/l.

Con: $I < 1$, las aguas no son agresivas

Con: $I > 1$, las aguas son agresivas y mientras mayor sea el valor mayor será la agresividad de las mismas.

De la expresión 4.5 se desprende que distintos tipos de aguas con el mismo contenido de CO_2 agresivo, pero con distintos contenidos de HCO_3 , tendrán distintas propiedades de agresividad.

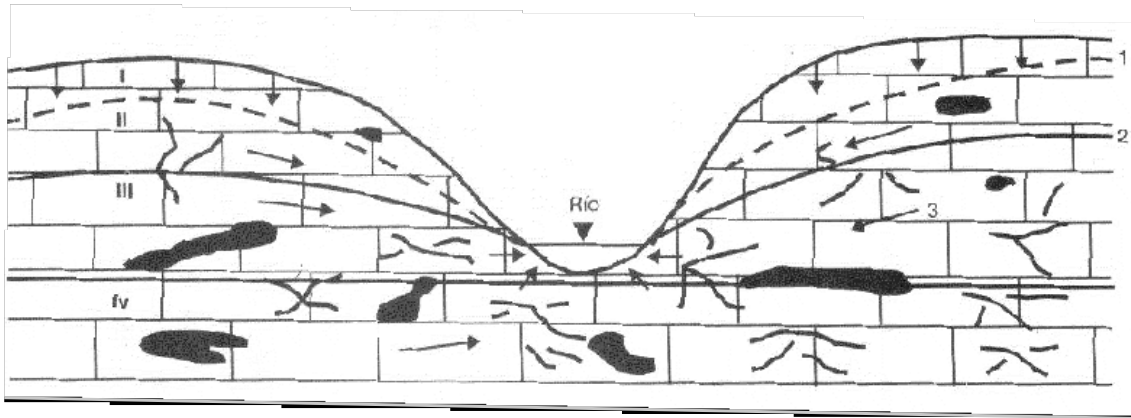


FIGURA 4.7. Esquema de zonalidad de las aguas cársicas, según Sokolov.

I- Zona no saturada; II- Zona de oscilación temporal del nivel de las aguas cársicas; III- Zona de saturación total; IV- Zona de circulación profunda; 1- Nivel superior de las aguas cársicas; 2- Nivel inferior de las aguas cársicas (límite superior de la zona de saturación total); 3- Dirección del movimiento de las aguas cársicas.

4.7 Manantiales: características principales y su clasificación

Se denomina manantiales a la salida natural de las aguas subterráneas a la superficie del terreno. La salida de las aguas subterráneas a la superficie del terreno se produce, principalmente por tres factores, a menudo, relacionados entre sí: 1- Corte de horizontes acuíferos por formas negativas del relieve actual del terreno (valles de ríos, barrancos, hondonadas, depresiones, etc.), 2- Existencia de fenómenos tectónicos (grietas tectónicas, fallas, dislocaciones disyuntivas, etc.), 3- Existencia de intrusiones y diques en zonas de contactos, las cuales con rocas sedimentarias, pueden formar grietas cubiertas que alcanzan la superficie de las aguas subterráneas. Además, en las rocas sedimentarias dentro de las mismas intrusiones y diques, a través de grietas en estos, pueden salir a la superficie las aguas freáticas y artesianas; los manantiales pueden ser descendentes y ascendentes.

Por la relación con distintos tipos de aguas subterráneas los manantiales se dividen en: 1- alimentados por aguas colgantes; 2- de aguas freáticas de poros; 3- de aguas de fisuras; 4- de aguas cársicas; 5- de aguas artesianas.

- **Manantiales alimentados por aguas colgantes:** Se caracterizan por oscilaciones periódicas y bruscas del caudal, temperatura y composición química, que dependen principalmente de los cambios en las condiciones meteorológicas.
- **Manantiales de aguas freáticas de poros:** Generalmente son descendentes; sus gastos, temperatura y composición química están expuestos a las oscilaciones estacionales sujetas principalmente a cambios de las condiciones meteorológicas. Este grupo comprende varios tipos de manantiales: de erosión, de contactos, de acuñamiento, de trasvase (de pantalla).
- **Manantiales de aguas de fisuras (freáticas y artesianas):** Pueden ser descendentes o ascendentes; los descendentes están relacionados con grietas de la zona no saturada de rocas magmáticas, metamórficas y sedimentarias. Los ascendentes están relacionados con grietas tectónicas aisladas y zonas de dislocaciones tectónicas que cortan y drenan los sistemas de grietas de la zona no saturada, estos manantiales se alimentan con aguas artesianas y la presión en los mismos depende de la presión hidrostática, presión de gases o del vapor

de agua (géiser). Con este grupo se relacionan la mayoría de los afloramientos de aguas minerales y termales.

- **Manantiales de aguas cársicas (freáticas y artesianas):** Pueden ser tanto descendentes como ascendentes; se diferencian por su gran variedad de condiciones de salida a la superficie. Se alimentan de aguas cársicas en territorios de desarrollo de rocas carbonatadas. En este grupo se pueden diferenciar dos tipos:
 - **Intermitentes:** Se caracterizan por bruscas variaciones de sus caudales en tiempo, funcionamiento por el principio de sifonamiento, con caudales desde muy pequeños a muy grandes e incluso en ocasiones interrumpiéndose la salida del agua a la superficie. Estos manantiales se relacionan con la zona que yace sobre el nivel de las aguas cársicas.
 - **Permanentes:** Son los manantiales relacionados con grandes grietas, canales subterráneos y cavernas, desarrollados en zonas de existencia de los principales horizontes acuíferos cársicos. El caudal de estos manantiales puede alcanzar grandes magnitudes, presentando bruscas variaciones según la estación del año.

A su vez, estos dos tipos se dividen en:

- **Submarinos:** son los manantiales relacionados principalmente, con canales cársicos que yacen bajo el nivel del mar u otras fuentes superficiales (lagos, ríos, etc.).
- **Subaéreos:** son los manantiales que emergen en la superficie de la tierra firme. Estos manantiales se dividen en: a- Surgentes por encima del nivel de los cauces subterráneos. b- Surgentes al nivel de los cauces subterráneos. Estos dos casos pueden emerger de forma libre o con presión, por lo que pueden ser tanto ascendentes como descendentes. c- Surgente bajo los taludes de los cauces subterráneos. En este caso los manantiales surgentes bajo taludes fluviales tienen una circulación forzada y emergen con presión, por lo que son manantiales ascendentes.

Una característica específica de estos manantiales lo representa la periodicidad de la presión de los canales con la columna de agua superficial sobre el punto de salida.

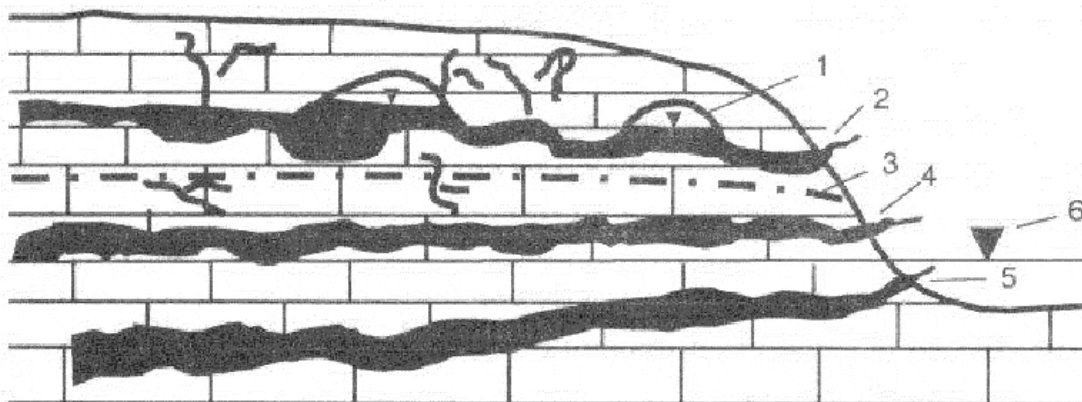


FIGURA 4.8 Manantiales de aguas cársicas. 1- Canal cársico. 2- Manantial sub-aéreo intermitente; 3- Nivel de las aguas cársicas; 4- Manantial permanente; 5- Manantial submarino; 6- Nivel de las aguas superficiales.

- **Manantiales de aguas artesianas:** Son ascendentes relacionados con embalses o declives artesianos. En territorios de cuencas artesianas estos manantiales tienen sus salidas en valles de ríos, barrancos, depresiones de lagos, pliegues, grietas relacionadas con fallas, zonas de contactos entre intrusitos y diques con rocas sedimentarias que se encuentran en áreas de presión y descarga. En los declives artesianos, debido a la formación de presiones hidrostáticas, se forman manantiales ascendentes o descendentes que pueden tener caudales grandes.

Para algunos grupos de manantiales se han establecido las leyes del régimen de sus caudales. Por ejemplo, los manantiales relacionados con aguas freáticas, en el período en que los horizontes acuíferos no recuperan sus reservas por la infiltración de las precipitaciones atmosféricas o de aguas superficiales, los mismos disminuyen sus caudales sujetos a leyes determinadas. Con estas características existen dos casos independientes al régimen de los manantiales: 1- La potencia del horizonte acuífero que alimenta al manantial es suficientemente grande, y las variaciones de la misma durante el período de descenso de los niveles son de magnitudes que pueden desprejarse; se mantiene $h \approx h = Const.$ 2- Cuando la potencia del horizonte acuífero no es grande y las variaciones de la misma durante el período de los descensos de los niveles son considerables en relación con su potencia se mantiene la condición $h \approx Const.$

Las variaciones de los caudales de los manantiales para los dos casos mencionados se pueden determinar por las fórmulas siguientes:

$$1er. \text{ Caso: } Q = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (4.6)$$

$$2do. \text{ Caso: } Q = \frac{Q_0}{1 - \alpha t} \quad (4.7)$$

Donde:

Q ; caudal del manantial en cualquier momento de tiempo independiente de su régimen, m^3/s .

Q_0 ; Caudal del manantial en el momento inicial de su disminución, m^3/s .

α ; Coeficiente de agotamiento de las reservas de aguas en el horizonte acuífero que alimenta al manantial.

t ; Duración del período de tiempo de disminución del caudal, días.

El coeficiente de agotamiento de las reservas del horizonte acuífero, según Businessko, se determina por las fórmulas siguientes:

$$1 \text{ er. Caso: } \alpha = \frac{\pi^2 Kh}{4\mu L^2} \quad (4.8)$$

$$2do. \text{ Caso: } \alpha = \frac{5,77hLK}{4\mu L} \quad (4.9)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración, m / s

h ; potencia del horizonte acuífero, m

μ ; coeficiente de entrega de agua de las rocas

L ; distancia desde el manantial hasta el parteaguas de las aguas subterráneas m .

Las variaciones de los caudales de manantiales de distintos tipos pueden determinarse por datos de observaciones sistemáticas, simultaneando las curvas de caudales obtenidas de varios años de observaciones; se construye el gráfico típico de oscilaciones del caudal. Por este gráfico se puede realizar el pronóstico de variaciones de caudales de los manantiales para los períodos de ausencia de alimentación del horizonte acuífero.

Además de los métodos expuestos, el pronóstico del régimen del caudal de los manantiales se puede ejecutar estableciendo la correlación existente entre el caudal de los manantiales y los procesos naturales que influyen en su régimen (lluvias, evaporación, cambio de niveles de las aguas, etc.).

Conjuntamente con los tipos de manantiales antes analizados, existen otras clasificaciones por magnitud de los caudales, por la temperatura de las aguas (Marinóv, Tolstijín, Zaitsev, Shélkov) y por variación de sus caudales, de Ovchinikov, las cuales se exponen en las Tablas 4.2, 4.3 y 4.4.

Tabla 4.2. Clasificación de los manantiales por su caudal

Tipo	Clase	Denominación	Caudal, l/s
I	1	Menor	< 0,001
	2	Muy pequeño	0,001-0,01
	3	Pequeño	0,01 – 0,1
	4	No significativa	0,1 – 1,0
II	5	Significante	1,0 – 10,0
	6	Muy significativa	10,0 – 100,0
	7	Grandes	100,0 – 1 000,0
III	8	Muy grandes	1 000,0 – 10 000,0
	9	Sumamente grandes	10 000,0 – 100 000,0
	10	Mayor	> 100 000,0

Tabla 4.3 Clasificación de los manantiales por temperatura de sus aguas

Clase	Denominación	Temperatura, ° C
I	Sumamente fríos	0
II	Muy fríos	0 – 4
III	Fríos	4 – 20
IV	Tibios	20 – 37
V	Calientes	37 – 42
VI	Muy calientes	42 – 100
VII	Sumamente calientes	> 100

Tabla 4.4. Clasificación de los manantiales por la variación de sus caudales

Categoría	Denominación	Relación Q min. / Q máx
I	Muy Permanente	1
II	Permanente	1 – 0,5
III	Variables	0,5 – 0,1
IV	Muy variables	0,1 – 0,033
V	Sumamente variables	0,033 – 0,01

4.8 Aguas minero-medicinales

Con las aguas minero-medicinales se relacionan las aguas que pueden tener utilización en la medicina y en la industria. Las aguas medicinales son las aguas que contienen materias fisiológicas activas; las mismas pueden ser utilizadas en baños medicinales o como potables en dosis determinadas por médicos.

Las aguas medicinales se clasifican por varias características que presentan y las principales son: 1. Mineralización total, 2. Composición iónica. 3. Composición gaseosa, 4. Contenido de elementos terapéuticos activos, 5. Radioactividad, 6. pH, 7. Temperatura.

Por su mineralización total: con aguas medicinales se relacionan las aguas con mineralización mayor de 2 g/l, las que se dividen en los siguientes grupos:

1. Aguas de poca mineralización (2-5 g/l). Estas aguas ofrecen una acción al organismo que se diferencia poco de la que ejecutan las aguas dulces.
2. Aguas de mineralización media (5-15) g/l. Estas aguas por su concentración osmótica se aproximan a la concentración osmótica del plasma en la sangre y se utilizan generalmente en tratamientos potables.
3. Aguas de alta mineralización (15-35) g/l. Estas aguas se utilizan generalmente en baños medicinales, por su acción balneológica sobre la piel; solamente se utilizan en tratamientos potables las del tipo clorito-bicarbonatadas sódicas y las bicarbonatadas sódicas.
4. Aguas rasoles (35-150) g/l. El uso balneológico de estas aguas es en baños medicinales, ya que las mismas presentan una alta efectividad por su acción sobre la piel. Cuando la mineralización es superior a 150 g/l, las aguas medicinales se diluyen con aguas dulces hasta obtener una mineralización total no mayor de 150 g/l

Por su composición iónica: la clasificación más original es la propuesta por Ivanóv y Nierzáev, de acuerdo con la cual las aguas minerales se dividen en clases y subclases (Tabla 4.5). Esta clasificación es muy práctica, tanto para objetivos balneológicos como hidroquímicos, ya que representa la composición de aniones, cationes y la mineralización. Por su composición se puede definir el origen de las aguas (su formación) y por la mineralización la posible utilización con objetivos balneológicos como aguas potables medicinales o mediante baños medicinales.

Tabla 4.5 Clasificación de las aguas minero-medicinales según Ivanóv y Nierzáev

Clase	Subclase (por cationes)	Límite de mineralización g/l
HCO ₃	Ca	2 – 5
	Ca – Mg	2 – 5
	Ca – Mg – Na	2 – 5
	Mg – Na	2 – 5
	Mg – Na	2 – 5; 5 – 15
HCO ₃ -SO ₄	Ca	2 – 5
	Ca – Mg	2 – 5
	Ca – Mg – Na	2 – 5
	Ca – Na	2 – 5
	Mg – Na	2 – 5
	Na	2 – 5
SO ₄	Ca	2 – 5
	Ca – Mg -	2 – 5
	Ca – Mg – Na	2 – 5
	Ca – Na	2 – 5
	Mg – Na	2 – 5; 5 – 15; 15 – 35
	Na	2 – 5; 5 – 15; 15 – 35
	Fe – Re y otros	2 – 5; 15 – 100
SO ₄ - Cl	Na	2 – 5; 5 – 15; 15 – 35
	Na – Ca	2 – 5; 5 - 15; 15 – 35
	Na – Ca – Mg	2 – 5
	Fe – Al y otros	2 – 15; 15 – 35
HCO ₃ – SO ₄ - Cl	Na	2 – 5; 5 - 15
	Na – Ca	2 – 5; 5 - 15
	Na – Ca – Mg	2 – 5; 5 - 15
Cl	Na	2 – 5; 5 – 15; 15 – 35
	Na – Ca	2 – 5; 5 – 15; 15 – 35
	Na – Ca – Mg	2 -5; 5 - 15
Rasoles (Cl)	Na	35 – 150; 150 – 300
	Na – Ca y Na – Mg	35 – 150; 150 – 400
	Na – Ca – Mg	35 – 150; 150 – 500
	Ca – Mg	35 – 150; 150 – 550
	Ca	35 – 150; 150 - 650

Por el origen de los gases: Esta agua, según Tolstijin, se clasifica en cuatro grupos con subgrupos (Tabla 4.6).

Tabla 4.6 Clasificación de las aguas minerales por su composición gaseosa según Tolstíjin

Grupos	Subgrupos
Gases volcanogénicos, incluyendo los termometamórficos, predominantemente carbonos ácidos, raramente el nitrógeno y el metano. Aguas que se formaron bajo la influencia de procesos volcánicos actuales en distintas estructuras hidrogeológicas de zonas plegadas.	Aguas ácidas sulfuro hidrogenadas carbono ácidas de supercuencas volcanogénicas. Termo nitrogenado-carbono ácidos de supercuencas volcacanogénicas. Aguas carbonos ácido-nitrogenados fríos y termales de zonas hidrogeológicas plegadas. Aguas carbono hidrogenadas de algunos intrusivos básicos.
Gases predominantes de origen atmosféricos con mezcla de gases biogénicos y profundos. Predomina el nitrógeno, raramente el metano.	Termo dulces nitrogenados originados por infiltración superficial con mezcla de aguas profundas (juveniles).
Termo agrietado-filoneanos nitrogenados que se formaron en zonas de fallas tectónicas profundas en regiones hidrogeológicas plegadas.	Termos salados y salobres nitrogenados metánicos de origen marino y mezclado con aguas dulces de infiltración.
Gases predominantes biogénicos. Aguas minerales artesianas, de infiltración de sedimentaciones mezcladas, formadas en cuencas artesianas a distintas profundidades.	Aguas no sulfurohiorogenadas nitrogenadas metánicas y mezcladas, frías y termales, salobres, saladas y rasoles.
Gases exclusivamente de origen atmosférico, predomina el nitrógeno. Aguas freáticas minerales, de infiltración.	Aguas sulfuro hidrogenadas con características similares a la anterior. Aguas dulces nitrogenadas radónicas. Aguas nitrogenadas férricas y otras. Aguas nitrogenadas sulfatadas, cálcicas, magnésicas y sódicas.

Por contenido de elementos terapéuticos activos y su acción balneológica

En este caso, la clasificación que presentamos es la de Ivanov y la de Nierzáev, que dividen el agua minero-medicinal en cuatro grupos como a continuación se describe:

1. Elementos con alta acción farmacológica: Fe, Co, As, I, Br y B.
2. Elementos con influencia determinada en los cambios hormonales y de fermentación por procesos en el organismo: I, Fe, Cu, Mo, Zn, Co, Mn, Ni, Ba, y Cl.
3. Elementos tóxicos para el ser humano: As, Pb, Se, Hg, V y F.
4. Elementos existentes en los tejidos y líquidos del organismo humano, para los cuales aún no se ha determinado el papel biológico de los mismos: Ti, Zs, Lr, C5, Ge.

Las aguas sulfuro-hidrogenadas son unas de las aguas de mayor desarrollo entre las aguas minero-medicinales; debido a ello las mismas tienen un mayor grado de estudio y se presentan en clasificaciones prácticas como la de Yarósvski, la cual se expone en la Tabla 4.7.

Tabla 4.7 Clasificación de las aguas sulfuro-hidrogenadas (sulfhídricas) según Yaróvski

Tipo	Contenido de los componentes principales en % eq					
	Cloruradas sódicas	Cl	50	Na	50	SO ₄
	Ca	25	HCO ₃	25	Mg	25
Clorado-bicarbonatadas sódicas	Cl	25	Na	50	HCO ₃	25
	Ca	25	SO ₄	25	Mg	25
Sulfatadas y bicarbonatado-sulfatadas cálcicas	SO ₄	25	Ca	50	HCO ₃	25
	Mg	25	Cl	25	Na	25
Clorado-sulfatadas con varios contenidos de cationes	SO ₄	25	Cl	25	HCO ₃	25

Las aguas subterráneas, en dependencia de las características hidrogeológicas, tectónicas, climáticas y profundidades de yacencia, pueden contener distintos elementos radioactivos. Una alta significación práctica presentan las aguas con altas concentraciones de elementos de la clase del urano, es decir, urano, radio, radón y productos de su desintegración. Las aguas radioactivas tienen una amplia aplicación en la balneología y como materia prima para obtener elementos radioactivos. En los últimos años se ha demostrado que el aumento de concentraciones de radón y helio en las aguas subterráneas representa síntomas anticipados de temblores de tierra o terremotos, por lo que se utilizan en la sismología para pronóstico de los mismos.

Las aguas radioactivas se relacionan en la balneología con las aguas que poseen concentraciones de radón superior a 14 mage (50 emanaciones). Tokarióv y Kutsel relacionan las aguas subterráneas con las radioactivas cuando las mismas presentan las siguientes concentraciones de elementos radioactivos: *Rn* 36 eman; *Ra* 5,10 g/l; *U* 3,10 g/l.

El contenido de urano en las aguas se mide en gramos por litro (g/l), el radón en Curie. La unidad de Curie representa la cantidad de radón que se encuentra en equilibrio radioactivo con un gramo de radio. Las unidades de medidas más utilizadas en la radiohidrología para la concentración del radón es la "emanación", y en la balneología el "mage", donde una emanación es igual a 1,10 Curie en un litro de líquido o de gas. La unidad del mage es igual a 3,64 emanaciones o, $3,64 \cdot 10$ Curie /l.

Por su pH: El pH de las aguas subterráneas minerales es uno de los factores principales que determina la acción fisiológica de las mismas en el organismo humano. Es conocido que las aguas ácidas propician la coagulación de la materia albuminosa, y proporcionan una acción curtidora sobre la piel. Por el contrario, las aguas básicas facilitan la inflamación de los coloides de la piel y también provocan la saponificación de las sales de la piel, lo que provoca un mejor contacto del agua con la piel y aumento de su elasticidad. Por su pH las aguas minerales se dividen en:

- Fuertemente ácidas pH < 3,5
- Ácidas pH de 3,5 a 5,5
- Débilmente ácidas pH de 5,5 a 6,8
- Neutras pH de 6,8 a 7,2
- Débilmente básicas pH de 7,2 a 8,5

- Básicas con pH \gt 8,5

Por su temperatura: Las aguas subterráneas minerales yacen y circulan a distintas profundidades en la corteza terrestre, y por eso su temperatura varía en muy amplios límites desde 0 °C y menos, hasta 300 °C y más. Por los conocimientos actuales de las propiedades fisiológicas de las aguas minerales sobre el organismo humano, la temperatura no representa un factor que las diferencien de las aguas dulces normales. Por eso, la temperatura del agua, sin la existencia de otras propiedades específicas de las anteriormente relacionadas, no puede servir como indicador para aguas minero-medicinales. En la balneología la clasificación más utilizada de las aguas minerales por su temperatura es la de Alexandrón, de acuerdo con la cual las aguas se dividen en:

- Frías hasta 20 °C
- Tibias de 20 a 37 °C
- Calientes o termales de 37 a 42 °C
- Muy calientes \gt 42 °C

Desde el punto de vista industrial (y energético), por su temperatura, las aguas de mayor utilización son las termales y las muy calientes. Estas aguas se encuentran más desarrolladas en la hidrosfera subterránea, en regiones de vulcanismo actual o en territorios que presentaron acción volcánica en tiempos geológicos recientes, en territorios de tectónica actual y en zonas montañosas de plegamiento, conectadas con estructuras geológicas en movimiento.

Capítulo 5 INTRODUCCIÓN A LA DINÁMICA DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

5.1 Leyes de filtración

Las leyes de filtración se estudian mediante la dinámica de las aguas subterráneas, ciencia que se ocupa del estudio del movimiento de las aguas a través de las rocas porosas, agrietadas y carsificadas, las cuales forman los horizontes acuíferos, complejos de estructuras hidrogeológicas (cuencas, macizos, etc.).

La filtración en rocas porosas, agrietadas y carsificadas representa un proceso muy complejo, ya que el flujo subterráneo es muy heterogéneo, presentando un carácter muy discreto. Con el objetivo de simplificar su estudio, el flujo subterráneo se supone compacto; en relación con este cambio, la velocidad de filtración en un punto dado se considera como la velocidad media de un campo de velocidades correspondientes a un volumen elemental determinado, y la presión en este punto se considera como promedio para parte de este volumen ocupado por el agua. La relación entre la velocidad de filtración y la velocidad real del flujo subterráneo se determina por la fórmula:

$$V_0 = \frac{V}{n_a} \quad (5.1)$$

Donde:

V_0 ; velocidad real del flujo, m/s, m/día;

V ; velocidad aparente del flujo, m/s, m/día;

n_a ; porosidad activa de las rocas.

La porosidad activa representa la relación existente entre la sección neta del flujo y el área de infiltración. Un proceso de filtración sumamente complejo se presenta en las rocas arcillosas debido a la alta dispersión de los minerales que forman las arcillas, a los procesos físico-químicos que se desarrollan en las arcillas y a la existencia de aguas peliculares en la frontera entre el líquido (agua) y la fase sólida (roca).

La carga hidrodinámica en un punto dado fue establecida por D. Bernulli y se determina por la fórmula:

$$Hd = Z + \frac{p}{\gamma} + \frac{V^2}{2g} \quad (5.2)$$

Donde:

Hd ; carga hidrodinámica; m;

Z ; ordenada del punto en el que se calcula la carga, m;

p ; presión, t / m²;

γ ; densidad del líquido, kg/m³, t/m³;

V ; velocidad de filtración, m/s;

g ; aceleración de la gravedad, m/s².

Considerando que la velocidad del flujo en condiciones de filtración es relativamente pequeña (en relación con la magnitud $\frac{V^2}{2g}$ que caracteriza el nivel de energía en un

punto dado), la misma a menudo puede despreciarse, aunque en algunos casos las fuerzas de inercia se presentan de forma notable. Estas fuerzas comienzan a aparecer al aumentar la velocidad del flujo en rocas en las que la heterogeneidad de las dimensiones de los poros es relativamente grande. Si se desprecia la fuerza de inercia, entonces la carga hidrodinámica es sustituida por la carga hidrostática (H), que caracteriza el nivel de energía potencial en el punto dado:

$$H = Z + \frac{P}{\gamma} \quad (5.3)$$

Ley de filtración lineal: la fuerza de gravedad es la principal fuerza del movimiento de filtración de los flujos naturales. El trabajo de estas fuerzas está dado por la pérdida de energía dirigida a la superación de las fuerzas de resistencia que dependen de las propiedades de las rocas y el agua.

En condiciones de flujo laminar (lineal) el proceso de filtración está determinado por la Ley de Darcy, que caracteriza la dependencia lineal de la velocidad de filtración de la pérdida de carga a lo largo del flujo, representada por la expresión:

$$V = K \text{ grad. } H = -K \frac{dH}{dL}$$

O sea:

$$V = -K I \quad (5.4)$$

Donde:

V ; velocidad de filtración, cm/s; m/d 161^a;

K ; coeficiente de proporcionalidad, que representa al coeficiente de filtración, también llamado por algunos autores coeficiente de conductividad hidráulica, m/s; m/día

L ; longitud de la vía de filtración, m.

El signo menos (-) señala que la carga en dirección al movimiento disminuye. Multiplicando la expresión $K I$ por el área de filtración (F), obtenemos la ecuación de Darcy para el caudal del flujo de filtración:

$$Q = K F I \quad (5.5)$$

De esta expresión Dupuit obtuvo la característica cinemática del flujo de filtración, representando a la velocidad de filtración por la relación del caudal del flujo (Q) con el área de la sección transversal (F), de donde:

$$V = \frac{Q}{F} \quad (5.6)$$

De la fórmula 5.4 tenemos que el coeficiente de filtración caracteriza las propiedades de las rocas y del líquido, y además coincide con la velocidad de filtración con gradientes de carga igual a la unidad. Conociendo el coeficiente de filtración es fácil determinar el coeficiente de permeabilidad, que caracteriza solamente a las propiedades de las rocas en la zona de filtración, de la siguiente forma, según Kerkis:

$$Kp = 1,1574 \frac{Kv}{\gamma g} \quad (5.7)$$

Donde:

Kp ; coeficiente de permeabilidad, m² (Darcy)

(1 Darcy = 1,02* 10⁻¹² m²);

- K ; coeficiente de filtración, m/día;
- ν ; viscosidad del agua, centipuas;
- γ ; densidad del agua, kg/m³;
- g ; aceleración de la gravedad; 980 cm/s.

Para aguas dulces $Kp = 1,515 K$ (E. E. Kerkis).

De tal forma, la permeabilidad de las rocas se mide en metros cuadrados, y el coeficiente de permeabilidad depende no solo de las dimensiones de los poros, sino también de la estructura del espacio poroso.

Desviación de la ley de filtración lineal:

Experimentalmente se ha demostrado que con grandes velocidades de las aguas subterráneas en su filtración a través de las rocas se produce desviación del régimen lineal de filtración, bajo la influencia de resistencias adicionales en el flujo. En arenas gruesas, rocas agrietadas y carsificadas, sin relleno arcilloso o material arenoso de fracciones más pequeñas, la desviación del régimen laminar puede observarse con velocidades relativamente más pequeñas. La naturaleza de este fenómeno hasta la actualidad no está plenamente esclarecida.

Las investigaciones efectuadas por toda una serie de científicos han demostrado que en la zona de desarrollo de los valores de velocidades críticas (velocidad de filtración por encima de la cual se rompe la ley lineal actualidad para determinar la velocidad crítica), el número de Reynolds (coeficiente que define el tipo de régimen de flujo presente durante la filtración de las aguas en las rocas) es demasiado grande, y con la comparación de los datos experimentales obtenidos en distintos medios porosos y agrietados, no se obtuvieron los valores del número de Reynolds correspondiente para los mismos. Esta diferencia está dada por la naturaleza de los experimentos ejecutados y la del experimento de Reynolds. Debido a esto la dependencia existente en la de filtración tiene un carácter condicional y puede servir solamente para evaluaciones aproximadas del régimen del flujo.

Varios investigadores han establecido diferentes fórmulas para determinar la velocidad crítica y algunas de ellas se presentan a continuación:

$$V_c = \frac{\delta n^{1,5}}{5,65\sqrt{Kp}} \cdot Rec \quad (5.8) \quad \text{Miliónshikov}$$

$$V_c = \frac{\delta n^{2,3}}{10\sqrt{Kp}} \cdot Rec \quad (5.9) \quad \text{Shelkashóv}$$

$$V_c = \frac{\delta n^{1,5}}{\sqrt{Kp}} \cdot Rec \quad (5.10) \quad \text{Kotijov}$$

Donde:

V_c ; velocidad crítica de filtración, cm/s; m/d 161^a;

δ ; viscosidad cinemática del agua, m²/s;

n ; porosidad activa de las rocas;

Kp ; coeficiente de permeabilidad, cm², m²;

Rec ; número crítico de Reynolds.

Basándose en situaciones empíricas, Forchheimer, Masket, Trebin y otros proponen una dependencia bidimensional para el gradiente hidráulico (I), es decir:

$$I = A v + B v \quad (5.11)$$

Donde:

A y B ; son coeficientes de medidas, determinadas de forma experimental.

V ; velocidad de filtración, cm/s, m/día.

Minsky fundamentó teóricamente la dependencia bidimensional por la expresión:

$$-\frac{\partial H}{\partial x} = \mu \frac{V}{Kp} + \frac{\delta V^2}{l} + \delta \frac{\partial V}{\partial t} \quad (5.12)$$

$\mu \frac{V}{Kp}$; caracteriza la pérdida de carga por la ley lineal de la filtración;

$\frac{\delta V^2}{l}$; representa las pérdidas del carácter de inercia, provocadas por los cambios de secciones de los poros, en una longitud determinada, l .

Con otros trabajos de Minsky se ha demostrado que la ley bidimensional de resistencia es la más fundamentada y se cumple para todos los números de Reynolds. En condiciones de un movimiento estacionario la ecuación universal de resistencia de acuerdo con la ecuación 5.12 se representa de la siguiente forma:

$$-\frac{\partial H}{\partial x} \cdot \frac{l}{\delta V^2} = \frac{1}{Rec} + 1 \quad (5.13)$$

Donde:

$Rec = \delta \frac{VKp}{vl}$ número universal de Reynolds

$\frac{1}{Rec} + 1 = \xi$; coeficiente universal de resistencia

Según Minsky, la ley de resistencia se puede considerar lineal cuando: $Rec \ll 1$ y cuadrática cuando: $Rec \gg 1$.

Basado en lo antes expuesto Pérez Franco y Kovacs, analizando la ley de Darcy y transformando la ecuación 5.4, proponen para la definición del tipo de flujo, la siguiente expresión:

$$V = K I^n \quad (5.14)$$

Donde:

V ; velocidad aparente de circulación, m/día;

K ; conductividad hidráulica (representa el coeficiente de filtración darciano), m/día;

l ; gradiente hidráulico;

n ; coeficiente del flujo que determina el régimen del flujo subterráneo turbulento ($1 < n \leq 0,5$).

Para n mayor que 0,5 el régimen de flujo será turbulento.

Analizando el régimen del flujo subterráneo a través del gradiente hidráulico, Pérez Franco propone la ecuación siguiente:

$$I_c = \frac{0,04\delta^2}{gK^{2/3}} \quad (5.15)$$

Donde:

I_c ; es el gradiente crítico en el límite del rango del flujo lineal;

δ ; viscosidad cinemática del agua;

g ; aceleración de la gravedad;

K ; conductividad hidráulica.

Analizando los resultados de los distintos investigadores y por experimentos propios, el investigador Kovacs fija los límites entre los rangos del flujo, asignando a cada uno un valor del número de Reynolds de tubos equivalentes (Re) expuestos en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Clasificación del régimen de filtración según Kovacs

No. de zona	Valores de Re	Denominación de zona
I	No definido	Zona de microflujo
II	$Re < 10$	Zona de flujo lineal (laminar)
III	$10 < Re < 100$	1ra. Zona de transición
IV	$100 < Re < 1\ 000$	2da. Zona de transición
V	$Re > 1\ 000$	Zona de turbulencia

La experiencia obtenida en el estudio de la filtración en distintas condiciones litológicas (rocas arenosas, agrietadas y carsificadas) demuestra que la desviación de la ley lineal de la filtración, generalmente presenta carácter local, es decir, aparece fundamentalmente en territorios circundantes a las tomas de aguas subterráneas; específicamente es característico para flujos radiales, en los cuales la velocidad de filtración rápidamente disminuye a medida que aumenta la distancia del centro de la toma de agua. Esta distancia será mayor, mientras menor sea el espesor del acuífero y mayor sea la magnitud de activación del acuífero en profundidad durante el bombeo. Tales características las podemos tener también en zonas de cavidades cársicas subterráneas, donde el agua circula libremente por las mismas con grandes velocidades.

Para las rocas de altas permeabilidades donde funcionan obras de toma, Pérez Franco propone la expresión 5.16 para determinar el régimen de flujo existente en zonas próximas a la toma:

$$n = \frac{\log.Q2 - \log.Q1}{\log.S2 - \log.S1} \quad (5.16)$$

Donde: coeficiente que determina el régimen del flujo (laminar y transicional $n < 0,5$; turbulento $n \geq 0,5$);

Q2 y Q1; caudales estabilizados de la toma de agua con abatimientos estabilizados S2 y S1 respectivamente.

En la Tabla 5.2 se exponen valores obtenidos por experimentos de campo y laboratorio de las velocidades críticas (V_{cr}), gradientes críticos (l_{cr}) de distintos sedimentos, así como valores para inicio de condiciones de turbulencia de velocidad y gradiente en esos mismos sedimentos para permeabilidades típicas de las rocas con porosidad activa de $n = 0,35$ y con error de cálculos $\leq 0,1$, considerando que los sedimentos o rocas de grandes permeabilidades son los más factibles de desviación del régimen lineal de filtración.

Tabla 5.2. Valores medios y críticos de permeabilidad, velocidad y gradientes en algunos sedimentos

Parámetros	Arena de grano medio	Arena de grano grueso	Gravas
km/día	26 - 35	86	173 - 432
Vm/día	130 - 173	259	432 - 605
Vcr. m/día	51 800	26 900	15 120
l	0,015	0,03	0,017
lcr	0,75	0,3	0,065

Estos datos evidencian que las desviaciones de la ley lineal de filtración pueden tener lugar solamente en rocas de muy altas permeabilidades, en zonas de cambios bruscos del gradiente del flujo de filtración, es decir, en condiciones hidrogeológicas que muy raramente se encuentran en extensas áreas de los acuíferos, por lo que la aplicación de las leyes de régimen lineal alterado o de turbulencia, en la práctica surgen en muy raras ocasiones, y en cada caso se que presente será bajo condiciones muy específicas y con extensión limitada y exigen de una fundamentación especial.

Por trabajos de los investigadores Troyanski, Guirínski, Shelkashóv, Lomidze y otros, ha sido demostrado que el paso de régimen laminar a turbulento en condiciones de rocas fuertemente agrietadas y carsificadas puede ocurrir en áreas próximas a la superficie periférica de las tomas de captación de las aguas subterráneas, en distancias que oscilan entre 1 y 5 m, lo que representa una distancia insignificante en relación con las dimensiones del radio de influencia del bombeo y más, aún en relación con la extensión de los acuíferos. Según investigaciones de Guirínski, en rocas con coeficientes de filtración de unos 50 m/día, durante el bombeo no aparece desviación alguna de la ley de filtración lineal.

En rocas con coeficientes de filtración hasta 125 m/día, la desviación del régimen lineal de filtración es tan pequeña que puede despreciarse. En rocas con coeficiente de filtración de 1 000 o más m/día y espesores acuíferas relativamente pequeñas, la zona de desviación del régimen lineal de filtración durante el bombeo de las aguas subterráneas puede alcanzar magnitudes considerables, no obstante, sus dimensiones serán pequeñas en relación con las dimensiones de toda la zona de filtración.

Todo lo expuesto anteriormente en este capítulo nos da las bases para considerar que prácticamente en la totalidad de los casos pueden considerarse las siguientes condiciones:

- a) el agua es incompresible
- b) las fuerzas de inercia en los acuíferos son sumamente pequeñas

- c) el movimiento de las aguas subterráneas es permanente
- d) el régimen del flujo predominante en los acuíferos es el lineal o laminar
- e) el régimen de flujo subterráneo turbulento puede existir en zonas locales en los acuíferos, bajo condiciones muy específicas

Teniendo en cuenta todo lo anteriormente expresado podemos considerar que el régimen del flujo subterráneo natural predominante en los horizontes acuíferos y en cuencas subterráneas en general, es el régimen lineal (laminar), el cual sólo presenta desviaciones de carácter local al romperse el régimen natural de filtración mediante la construcción y puesta en funcionamiento de obras de tomas de aguas subterráneas en rocas de altas permeabilidades con caudales de bombeo grandes, los cuales no pueden ser mantenidos con el régimen del flujo natural motivado por pequeños espesores en los acuíferos.

En la Figura 5.1 se presenta un esquema de las distintas zonas con distintos regímenes de filtración en zonas aledañas a las obras de tomas en aguas subterráneas (pozos).

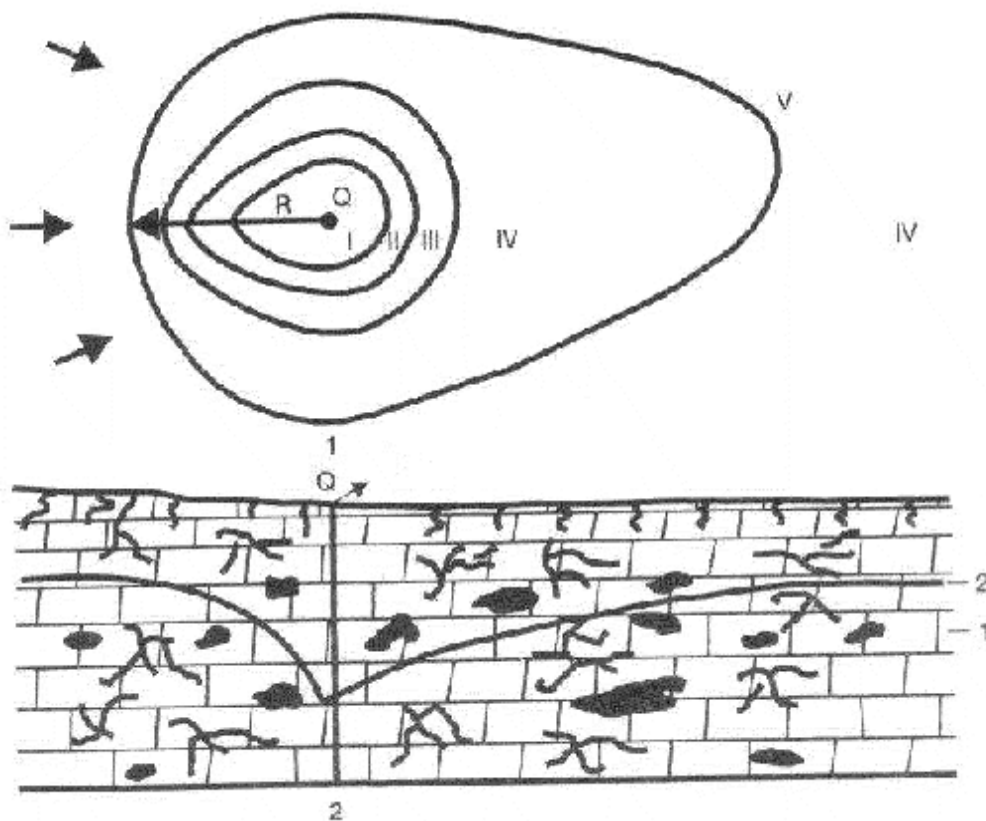


FIGURA 5.1. Zonas con distintos regímenes de filtración en territorios aledaños a obras de tomas en aguas subterráneas, en acuíferos de alta permeabilidad.

1 Planta: Límites en planta de las zonas con distinto régimen de filtración. Q; caudal de la obra de toma; R-Radio de influencia del bombeo; I- Zona de régimen turbulento; II y III-Zonas de régimen transicional; IV- Zonas de régimen lineal (laminar), dentro del área influenciada por el bombeo; V- Límite del radio de influencia del bombeo (del cono depresivo); → - Dirección del flujo subterráneo en el acuífero;

2- Perfil: 1- Calizas agrietado cársticas de alta permeabilidad; 2- Nivel de las aguas subterráneas en el proceso de bombeo.

Como puede verse en la Figura 5.1, por leyes hidrodinámicas confirmadas, el radio de influencia (R) de una toma de agua en cualquier tipo de roca acuífera presenta su mayor desarrollo en dirección coincidente con el movimiento del flujo subterráneo, presentándose en esa dirección los menores gradientes del nivel del agua, por lo tanto, el desarrollo de las zonas de filtración no lineal (transicional y turbulento) se presentan en mayores dimensiones en dirección contraria a la dirección del flujo subterráneo.

5.2 Tipificación hidrogeológica de los flujos de las aguas subterráneas y condiciones de límites

Esquematzación de las condiciones hidrogeológicas

Los flujos de las aguas subterráneas naturales y alterados se caracterizan por una gran variedad y complejidad. El estudio de los mismos solo se puede ejecutar mediante la esquematización de las condiciones hidrogeológicas, la cual representa la simplificación de los procesos reales. Con ello se considera la heterogeneidad de las propiedades de filtración de las rocas en planta y perfil, las condiciones de límites, sobre las condiciones de alimentación del acuífero.

El principio fundamental de esquematización de las aguas subterráneas se resume en la depreciación de los factores de poca influencia en el caudal del flujo y en los cambios de cargas en condiciones naturales existentes. Por su carácter y complejidad los flujos se dividen en lineal (unidimensional), planos (bidimensional) en planta o perfil y espaciales (tridimensionales).

Lineales: Son los flujos que cambian en una sola dirección. Con ellos se pueden relacionar los flujos con presión en un estrato homogéneo, limitado por contornos de alimentación y descarga paralelos. Con este tipo de flujo puede relacionarse también un fragmento homogéneo de flujo con presión, limitado por rocas de distinta permeabilidad.

Planos: Son los flujos que cambian en un área plana. En todas las secciones paralelas en esta área el flujo mantiene sus parámetros. En los cálculos hidrogeológicos relacionados con los flujos planos, las condiciones hidrogeológicas reales se resumen en esquemas para los cuales existen soluciones teóricas. Los principales esquemas son:

1. Estrato limitado en planta, que representa un área considerable y no recibe alimentación ni desde arriba, ni desde abajo.
2. Estrato semilimitado en planta, es el que de una parte limita con zonas de descarga y de otra con zona de alimentación.
3. Estrato en banda, desarrollado entre la zona de alimentación y descarga, con cargas constantes en las mismas.
4. Estrato semilimitado relacionado con ríos, limita y se encuentra hidráulicamente relacionado con un río, en el cual durante la explotación o drenaje de las aguas subterráneas no varía su presión en tiempo.
5. Estrato en banda desarrollado entre las zonas de alimentación y descarga, en el que durante la alimentación o drenaje de las aguas subterráneas, disminuyen las cargas paralelo al desarrollo de la influencia de la explotación de las aguas subterráneas.

6. Estrato en banda desarrollado entre una zona de alimentación con carga constante y un contorno de rocas impermeables, en el cual las cargas disminuyen durante la explotación o drenaje de las aguas subterráneas.
7. Estrato en banda desarrollado entre dos contornos impermeables y no presenta alimentación desde arriba, ni desde abajo.
8. Estrato circular, que presenta un área limitada de desarrollo rodeado por contornos de alimentación (aguas superficiales o zonas acuíferas muy permeables en relación con la permeabilidad del estrato circular).
9. Estrato circular, que representa un área limitada y no recibe alimentación ni desde arriba, ni desde abajo, rodeado por contornos de rocas impermeables.

Relacionándolos con una terminología radical, como planos se pueden denominar solamente los flujos planos con presión, pero a menudo con estos se relacionan también los flujos freáticos, cuando la desviación de la línea de flujo en perfil es pequeña o la misma se desarrolla en áreas pequeñas, de tal forma la mayoría de los flujos freáticos son espaciales (tridimensionales).

Con los flujos espaciales se relacionan la mayoría de los flujos de aguas subterráneas (tanto naturales como artificiales) que cambian en todas las direcciones. Generalmente los flujos espaciales se esquematizan y se reducen a planos o a lineales o a la combinación de estos.

Condiciones iniciales o de límites

La tarea de definir las condiciones de inicio o de límites se ejecuta mediante la idealización y esquematización de las condiciones hidrogeológicas, debido a que en la naturaleza las condiciones de los estratos acuíferos son muy complejas. El análisis de la simplificación depende no solo de las condiciones naturales, sino también del carácter de la tarea a resolver.

La mayor importancia la presenta la esquematización de las condiciones de límites en los contornos de alimentación, ya que el aumento o disminución de la alimentación del flujo subterráneo se refleja directamente en el esquema de distribución de las cargas (presiones), y relacionado con esto, en el abatimiento del nivel del agua en las tomas de agua. Por ello, la esquematización de las condiciones hidrogeológicas en los límites de alimentación de los horizontes o estratos acuíferos deberá ser ejecutada lo más aproximadamente posible a las condiciones reales. De tal forma, las condiciones hidrogeológicas naturales las podemos diferenciar por esquemas que correspondan a la siguiente clasificación:

1. **Condiciones límites de primer grado:** Responden a las leyes de cambio de cargas en función del tiempo:

$$h \begin{cases} = f(t) \\ \text{o } S \\ y = y_0 \end{cases} \quad \left| \begin{array}{l} = f(t) \\ y = y_0 \end{array} \right. \quad (5.17)$$

A menudo estas condiciones se relacionan con límites con cargas constantes

$$h \begin{cases} = \text{const.} \\ y = y_0 \end{cases} \quad (5.18)$$

Las condiciones de la expresión 5.18 se mantienen en los límites de la alimentación del flujo. Las cargas pueden ser características para límites de flujos donde existen altas permeabilidades.

2. Condiciones de límites de segundo grado: Responden a las leyes de cambio del caudal del flujo en función del tiempo:

$$Q \quad \left| \begin{array}{l} = f(t) \\ y = y_0 \end{array} \right. \quad (5.19)$$

Donde:

Q; caudal del flujo subterráneo, m³/día.

Como ejemplo de estas condiciones puede citarse además la superficie de las aguas freáticas con una infiltración homogénea y constante de las precipitaciones atmosféricas. En este caso, en el límite del flujo con el lecho del acuífero impermeable el gradiente de carga es igual a cero.

$$\left. \frac{\partial h}{\partial y} \right|_{y = y_0} = 0 \quad (5.20)$$

3. Condiciones límites de tercer grado: Representa una dependencia lineal la carga y la derivada de la misma en dirección normal al límite.

Como ilustración del caso más simple, esta condición puede ser representada de la siguiente forma:

$$\left. \frac{\partial h}{\partial y} \right|_{Z = m_0} = \frac{h_0 - h}{m_0} \quad (5.21)$$

Donde:

m_0 ; potencia de un estrato relativamente poco permeable, que separa al estrato más permeable del lecho de un río, m

h y h_0 ; cargas en el techo y lecho del estrato aislante

Z ; ordenada del lecho del estrato aislante, m.

4. Condiciones límites de cuarto grado: Son características para los flujos en límites de estratos de diferente permeabilidad. En dichos límites se conserva la igualdad de cargas en cualquiera de ellos, para ambos estratos y la igualdad de las velocidades normales de filtración en este límite para los dos estratos. Estas condiciones se representan por la expresión siguiente:

$$h_1 \Big|_{y=y_0} = h_2 \quad (5.22)$$

$$\frac{K_1 \partial h_1}{\partial y} \Big|_{y=y_0} = \frac{K_2 \partial h_2}{\partial y} \Big|_{y=y_0} \quad (5.23)$$

Donde:

K_1 y K_2 ; coeficiente de filtración de ambos estratos respectivamente, m/día;

h_1 y h_2 ; cargas en los estratos respectivamente, m.

Las líneas del flujo que pasan formando un ángulo, por los límites entre ambos estratos presentan refracción, a la vez que la tangente del ángulo formado por las líneas de flujo en el punto de intersección de estas, con el límite entre ambos estratos, será inversamente proporcional al coeficiente de filtración de los estratos.

Las condiciones de límites en la superficie libre del flujo, en movimientos estacionarios, cuando no existe infiltración y la influencia de la zona capilar se puede despreciar, se puede considerar que la trayectoria de las partículas del agua en la superficie libre del flujo son líneas del flujo, y que la presión en esta superficie es igual a la atmosférica, es decir, constante. Si se considera el principio de las coordenadas en el nivel estático, tendremos en la superficie libre del mismo, que:

$$S = Z \quad (5.24)$$

Donde:

S ; descenso del nivel en un punto dado; m

Z ; ordenada de cualquier punto en la superficie libre del agua; m.

Las condiciones límites entre líquidos de distintas densidades lo representa, por ejemplo, el límite entre las aguas dulces y saladas. En tales límites se crea una variación de cargas que se pueden representar de la siguiente forma:

$$H_s - H_d = \frac{\gamma_s - \gamma_d}{\gamma_d} Z \quad (5.25)$$

Donde:

H_s y H_d ; cargas en el límite de aguas saladas y dulces, m

$\gamma_s; \gamma_d$; densidad de las aguas saladas y dulces, respectivamente, kg/m^3 , gr/cm^3

Z ; coordenada del punto en el límite entre las aguas dulces y saladas, m.

Las condiciones de inicio caracterizan la distribución de las cargas o de las velocidades de filtración en un flujo estacionario en un momento dado antes del inicio de su perturbación. Por ejemplo, para un flujo plano la condición de inicio puede representarse como:

$$H(x, y) \Big|_{t=0} = H_0(x, y) \quad (5.26)$$

$$\left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right| t = 0$$

Donde:

H_0 ; es la función de las cargas en un flujo estacionario en un momento antes del inicio de su perturbación ($t = 0$).

Si se considera la función del descenso de la carga relacionado con su situación en tiempo $t = 0$, entonces las condiciones de inicio estarán dadas por la expresión:

$$S(x, y) \left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right| \begin{array}{l} = 0 \\ \\ t = 0 \end{array} \quad (5.27)$$

Principales ecuaciones diferenciales de filtración

Las ecuaciones diferenciales de filtración están fundamentadas en la consideración del balance del agua (líquido) de masa o contenido de sales en un volumen elemental. En los flujos no estacionarios con cargas, en condiciones de explotación de las aguas, la disminución de las cargas en los espacios ocupados por el agua (poros, grietas, etc.), conlleva a la dilatación del agua y a la vez a la consolidación de las rocas. Como el esqueleto de las rocas se considera incompresible, su consolidación se ejecuta principalmente, por la disminución de la porosidad, agrietamiento, etc. El efecto resumen de la dilatación del agua y disminución de las cavidades de las rocas fue definido por primera vez por Sheshkashóv, como fuente de alimentación de las aguas subterráneas en condiciones dadas. Esta alimentación presenta un carácter volumétrico y es proporcional al cambio de carga en un punto dado. El movimiento del agua está subordinado a la ley de filtración lineal.

Caracterizando las condiciones señaladas, la ecuación diferencial de la filtración espacial (tridimensional) en un estrato homogéneo se representa por la fórmula siguiente:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.28)$$

Donde:

$H = H(x, y, z)$; función de la carga para el flujo analizado, m

t ; tiempo, días

a ; coeficiente de piezoconductividad de nivel, m²/día.

El coeficiente de piezoconductividad representa la velocidad característica de las variaciones de carga en el estrato, y es proporcional al coeficiente de filtración e inversamente proporcional al coeficiente de capacidad elástica de las rocas acuíferas. Por eso, mientras mayor sea el coeficiente de filtración, es decir, mientras menor sea la resistencia interna de las rocas, más rápido ocurren los cambios de carga; y al contrario, mientras mayor sea la capacidad elástica de las rocas menor será la disminución de las variaciones de carga, según Sheshkashóv:

$$a = \frac{K}{\beta} \quad (5.29)$$

Donde:

a ; coeficiente de piezoconductividad, m²/día

β ; coeficiente de capacidad elástica de las rocas, m/m.

Para las aguas freáticas se puede utilizar la ecuación 5.28, considerando las condiciones límites en la superficie libre del agua en traslado en función del tiempo, para la cual no existe resolución.

Para una infiltración elástica plana (bidimensional) en un estrato homogéneo comprendido en la ecuación 5.28 la relación $\frac{\partial^2 H}{\partial z^2}$ es igual a cero, y para estas condiciones la ecuación diferencial será:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.30)$$

Para estas condiciones, Bochevier, por analogía con las aguas freáticas, introdujo el término de entrega de aguas elástica del estrato acuífero μ^* , siendo la misma una magnitud adimensional. De tal forma el coeficiente de conductividad elástica se expresa en la siguiente forma:

$$a = \frac{KM}{\mu^*} \quad (5.31)$$

Donde:

M ; espesor del estrato acuífero, m.

Para los flujos de ejes simétricos tendremos:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial H}{\partial r} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.32)$$

En las condiciones sin presión (aguas freáticas), la ecuación se transforma en no lineal, ya que en lugar de la carga (H) en ella se incluye h^2 , es decir, el cuadrado del espesor variable del estrato acuífero, en condiciones de que su lecho sea horizontal. La resolución de esta ecuación para las condiciones de aguas freáticas se ejecuta por la linealización que puede ejecutarse por dos vías:

a) Introduciendo la función $\frac{h^2}{2}$ (método de Veríguin-Bagróv)

b) Introduciendo en los cálculos el espesor medio del estrato acuífero h_m para el período de tiempo analizado:

$$h_m = h - \frac{S}{2} \text{ (método de Bándeman)}$$

Considerando que la entrega de agua elástica es algunas veces menor que la entrega de agua natural de las rocas, incluyendo las rocas agrietadas, en condiciones sin presión puede despreciarse la entrega de agua elástica.

El cálculo del coeficiente de conductividad de nivel se ejecuta por la fórmula 5.31 en la cual la magnitud (M) se cambia por h_m y μ^* por μ que es el coeficiente de entrega de agua gravitacional de las rocas de acuíferos freáticos. Para los flujos lineales, la ecuación 5.28 se transforma en una forma más simple:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} \quad (5.33)$$

En condiciones de movimiento estacionario $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$, es decir, en las ecuaciones antes relacionadas, la parte derecha se iguala a cero y su resolución se simplifica.

En espesores de rocas estratificadas el análisis hidromecánico de los procesos de filtración puede ser ejecutado mediante la resolución de sistemas de ecuaciones. Con ellas se relacionan:

- Ecuaciones diferenciales confeccionadas para cada estrato independientemente.
- Ecuaciones que respondan a ecuaciones límites de cuarto grado para los contactos entre los estratos de distinta permeabilidad.
- Ecuaciones que respondan a otras condiciones límites del espesor acuífero.
- Ecuaciones para las condiciones de inicio.

De tal forma, el número de ecuaciones será igual al número de incógnitas, y la resolución de las mismas es posible. En la actualidad las ecuaciones diferenciales de la filtración para sistemas estratificados notablemente se simplifican gracias a las proposiciones de Guirínski y MatiéV, las cuales consideran que en un espesor estratificado horizontalmente en los estratos relativamente permeables, el flujo es horizontal y en los estratos poco permeables es vertical.

Para estas ecuaciones, Bochevier, considerando la depreciación de la entrega de agua elástica del estrato delimitante, presenta las siguientes expresiones:

$$a_1 \left(\frac{\partial S_1}{\partial x^2} + \frac{\partial S_1}{\partial y^2} \right) - b_1 (S_1 - S_2) = \frac{\partial S_1}{\partial t} \quad (5.34)$$

$$a_2 \left(\frac{\partial S_2}{\partial x^2} + \frac{\partial S_2}{\partial y^2} \right) - b_2 (S_2 - S_1) = \frac{\partial S_2}{\partial t} \quad (5.35)$$

Donde:

a_1 y a_2 : coeficiente de piezoconductividad de los estratos superiores e inferiores respectivamente, $m^2/día$

$$b_1 = \frac{K_0}{m_0 \mu_1^*} \quad \text{y} \quad b_2 = \frac{K_0}{m_0 \mu_2^*}$$

K_0 : coeficiente de filtración del estrato intermedio (poco permeable), $m/día$

μ_1^* y μ_2^* : coeficiente de entrega de agua elástica de los estratos superiores e inferiores respectivamente

S_1 y S_2 : disminuciones de las cargas en los estratos superiores e inferiores respectivamente, m .

Por las investigaciones sobre una "porosidad doble" en toda una serie de rocas agrietadas, Brenblat y Zheltóv proponen un sistema a caracterizar, compuesto por los medios porosos (I, II) con distintas permeabilidades y capacidades. En condiciones de movimiento no estacionario ocurrirá el desbordamiento desde un medio (con alta capacidad y poca permeabilidad) hacia el otro medio (con alta permeabilidad y poca capacidad).

Este sistema de dos ecuaciones tiene la siguiente forma:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{K_1}{v_1} \Delta H_1 = (\beta_1 + n_1 \beta_L) \frac{\partial H_1}{\partial t} - \alpha (H_2 - H_1) \\ \frac{K_2}{v_2} \Delta H_2 = (\beta_2 + n_2 \beta_L) \frac{\partial H_2}{\partial t} + \alpha (H_2 - H_1) \end{array} \right\} \quad (5.36)$$

Donde:

H_1 y H_2 ; carga en los medios porosos I y II

K_1 y K_2 ; permeabilidad de los medios I y II

n_1 y n_2 ; porosidad en los medios I y II

v_1 y v_2 ; viscosidad del agua, centipuz

$\beta_1, \beta_2, \beta_L$; compresibilidad de las rocas en los medios I, II y líquido (agua)

Δ ; símbolo de Laplace

α ; coeficiente adimensional entre distintos medios porosos.

$$\alpha = K_2 f^2 = \frac{K_2}{l^2} \quad (5.37)$$

Donde:

f ; superficie específica de las grietas, m^2

l ; dimensión media de un bloque dado, m

En condiciones de cambios de carga de forma paulatina, la intensidad del escurrimiento se puede considerar independiente al tiempo, es decir, el proceso toma un carácter cuasi-estacionario. De tal forma la representación de la intensidad del desbordamiento será:

$$Q = \frac{\gamma \alpha}{v} (H_2 - H_1) \quad (5.38)$$

Donde:

γ ; densidad del agua, gr/cm^3 .

En los casos en que la permeabilidad de las rocas, debido a su agrietamiento o porosidad de un bloque, es considerablemente mayor al otro bloque ($k_1 \gg k_2$), y la porosidad es en uno de los bloques muy pequeña en comparación con el otro bloque ($n_1 \ll n_2$), entonces en el sistema de ecuaciones 5.36 se puede considerar $n_1 \approx 0$ y $K_2 \approx 0$, de tal forma:

$$\frac{\partial H_1}{\partial t} - n \frac{\partial(\Delta H_1)}{\partial t} = \alpha \Delta H_1 \quad (5.39)$$

$$Y \quad \alpha = \frac{K_1}{v(\beta_2 + n_2 \beta_1)} ; \quad n = \frac{K_1}{\alpha_1} = \frac{K_1 l^2}{K_2} \quad (5.40)$$

Cuando $n \rightarrow 0$, el efecto de la doble porosidad no es sensible y la filtración toma el mismo carácter que en un medio poroso único. Por evaluaciones hechas por Langue, oscila entre 10^{-4} y 10^{-6} m.

El tiempo de retraso (τ) en el cual ocurrirá el desbordamiento de un medio poroso hacia otro estará dada por la expresión:

$$\tau = \frac{n}{\alpha} \quad (5.41)$$

Después del vencimiento de este tiempo, los cálculos pueden ejecutarse por las ecuaciones normales para medios porosos.

Capítulo 6 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS

Los parámetros hidrogeológicos forman la base para los cálculos hidrodinámicos, relacionados con el movimiento de las aguas subterráneas en los horizontes acuíferos en las investigaciones y explotación de los yacimientos de aguas dulces, medicinales, industriales, termales, etc.

Con los parámetros hidrogeológicos se relacionan: el coeficiente de filtración (K), entrega de agua gravitacional (μ) y entrega de agua elástica (μ^1), piezoconductividad (a), conductividad de nivel (a_y), trasmisividad (T) de horizontes artesianos ($T = KM$) y freáticos ($T=KH$).

El número de experimentos o pruebas necesarias para la obtención fundamentada de los valores medios de los parámetros de filtración depende de toda una serie de factores, siendo los principales de ellos el grado de complejidad de la estructura geológica y las condiciones hidrogeológicas, grado de homogeneidad de las propiedades de filtración de las rocas de los horizontes y complejos de estudio, y también el objetivo de los trabajos, es decir, tipo y escala de los objetivos por los cuales se proyectan las investigaciones. Gran significado tiene también la trasmisividad de los complejos y horizontes de estudio o zonas, ya que la exactitud exigida para la determinación de los parámetros está relacionada directamente con este factor y características del mismo.

Los principios establecidos para definir los volúmenes necesarios de los trabajos hidrogeológicos experimentales son muy complejos, y actualmente están elaborados de forma insuficiente. En la práctica hidrogeológica el número de experimentos que se realizan resultan insatisfactorios por la fundamentación de los mismos y en casos de condiciones hidrogeológicas complejas son pobres debido a la falta de financiamiento para la ejecución de todo el complejo de trabajos necesarios, y en ocasiones la falta de los recursos técnico-materiales. Las condiciones hidrogeológicas como norma se clasifican en simples, complejas y muy complejas.

Condiciones hidrogeológicas simples: Los horizontes de estudio están representados por rocas porosas o con agrietamiento homogéneo. No existen dislocaciones tectónicas. Por el grado de variaciones de la trasmisividad estos horizontes se relacionan con el grupo de los "constantes" (homogéneos) y poco variables; la forma de yacencia es suave.

Condiciones hidrogeológicas complejas: Los horizontes y complejos de estudio están representados por rocas variadas según su génesis, que yacen suavemente y dislocadas por zonas tectónicas y fallas con trasmisividad media. El grado de variaciones no supera el grupo de heterogeneidades, pero en cantidades subordinadas se encuentran rocas y estratos muy heterogéneos (preferentemente agrietados o con poco carso). La permeabilidad de las rocas predominantes es media y en pequeños tramos puede ser alta. Estas condiciones, pueden ser también, debido al desarrollo de rocas de distintos orígenes, edades y composición, entre ellas magmáticas; dichas condiciones pueden encontrarse en zonas premontañosas y en áreas de sistemas plegados.

Condiciones muy complejas: Los horizontes, complejos y zonas de estudios están representados por distintos tipos de rocas, entre ellas rocas muy carsificadas y agrietadas que presentan una alta y muy alta permeabilidad, desarrollada de forma heterogénea. Las rocas pueden estar fuertemente dislocadas y cortadas por fallas, con alta trasmisividad. Por el grado de variación de las condiciones de filtración, estas rocas se relacionan con las extremadamente heterogéneas. Los tramos con muy alta permeabilidad están relacionados con dislocaciones tectónicas, contactos y zonas de

valles profundos de los ríos y también con zonas agrietadas y carsificadas.

Condiciones extremadamente complejas: Son las condiciones hidrogeológicas características para complejos de rocas variadas, por su origen y composición, fuertemente dislocadas, representadas desde el punto de vista hidrogeológico como una unidad única; también para las representadas por espesores de sedimentos cuaternarios que contienen estratos y lentes de muy variada granulometría alcanzando áreas con permeabilidades muy variadas dentro de la misma unidad, hasta valores altos y muy altos.

Tabla 6.1. Clasificación de las rocas por la variabilidad del coeficiente de permeabilidad (de filtración)

Grupo	Característica de las rocas por el grado de variación	Coefficiente de variación	Magnitud relativa de la variación de la permeabilidad
1	Homogénea	$< 0,25$	$< 0,25$
2	Débilmente variable	0,25 - 0,5	0,25 - 1,5
3	Variable(heterogénea)	0,5 - 1,0	1,5 - 3,0
4	Fuertemente variable	1,0 - 2,0	3,0 - 6,0
5	Extremadamente variable	$> 2,0$	$> 6,0$

4 y 5 predominan en rocas muy agrietadas y carsificadas (Anexo 1).

6.1 Caracterización de los principales métodos para determinación de los principales parámetros hidrogeológicos

En la práctica, los parámetros hidrogeológicos se determinan principalmente por datos de trabajos experimentales de filtración; cuando el objetivo de las investigaciones lo representa la evaluación de caudales de explotación de pozos o reservas de explotación de las aguas subterráneas, en menor grado, los parámetros se determinan por los resultados de tomas de aguas en explotación.

Los métodos actuales de determinación de los parámetros hidrogeológicos están fundamentados por ecuaciones del movimiento no estacionario de las aguas subterráneas, en casos concretos en el movimiento de régimen estacionario y cuasi-estacionario. Todos los métodos para la determinación de parámetros hidrogeológicos, por resultados de trabajos experimentales de filtración, pueden ser divididos en dos grupos:

1er. Grupo: Se relaciona con los datos obtenidos durante el período de ejecución de bombeos, de vertimientos o de inyecciones, en el transcurso de los cuales no influyen en las variaciones de los niveles los límites en planta y perfil. En este caso, las leyes de variación de los niveles se determinan solamente por las propiedades de filtración y de capacidad acuífera de las rocas.

2do. Grupo: Son los métodos basados en los datos de trabajos experimentales, durante los cuales el régimen de variación de los niveles de las aguas subterráneas en tiempo y espacio dependen no solo de las propiedades de filtración y capacidad acuífera de las rocas, sino también de las condiciones de límites del estrato en planta y perfil. Con ayuda de los métodos de estos grupos, además de los principales parámetros hidrogeológicos, pueden ser determinados parámetros tales como: coeficiente de desbordamiento y parámetros que caracterizan la resistencia de

filtración en los cauces de los ríos y lechos de embalses superficiales.

Para la determinación de los parámetros hidrogeológicos por datos de trabajos experimentales de filtración, se utilizan ecuaciones que describen las leyes del movimiento de las aguas subterráneas hacia los puntos en prueba, ubicados en horizontes acuíferos ilimitados (métodos del primer grupo) o considerando los límites del acuífero en estudio, tanto en planta como en perfil (métodos del segundo grupo).

Durante la determinación de los parámetros hidrogeológicos se utilizan datos sobre el abatimiento del nivel del agua en distintos puntos del acuífero, en momentos de tiempos determinados o datos sobre las variaciones del abatimiento del nivel de las aguas en el tiempo en un punto determinado del acuífero. La veracidad de los parámetros que se determinen será mayor mientras mayor sea la cantidad de puntos con datos sobre los abatimientos del nivel de las aguas.

Como anteriormente se mencionó, las pruebas de filtración pueden ser por bombeos, vertimientos o inyecciones en los pozos y calcatas; las fórmulas y métodos de cálculos adoptados para la determinación de los parámetros hidrogeológicos presentan sus características específicas que responden al tipo de prueba ejecutada y esquema de cálculos que se asume; estos últimos dentro de lo posible deberán representar las características hidrogeológicas y de límites del área donde se ejecuta la prueba.

Para los cálculos de parámetros hidrogeológicos existen dos grupos de métodos fundamentales:

1. Métodos analíticos
2. Métodos grafo-analíticos

Los métodos analíticos presentan una amplia variedad de fórmulas en dependencia de las condiciones hidrogeológicas y características propias de las pruebas de filtración. Estos métodos son aplicables, en la mayoría de los casos, a pruebas de filtración, realizadas con un comportamiento del régimen de las aguas subterráneas estacionario.

Los métodos grafo-analíticos, por sus características, representan ser los más exactos cuando las pruebas de filtración se realizan con régimen no estacionario del movimiento de las aguas subterráneas. En los mismos se conjugan resultados obtenidos en las pruebas, representados en gráficos, de los que se obtienen parámetros que luego se aplican en fórmulas analíticas establecidas para los cálculos de los parámetros.

6.2 Bombeos y principales características de los mismos

Los bombeos (aforos de pozos como también se les denomina) representan ser los principales trabajos experimentales de filtración en las investigaciones hidrogeológicas. Los bombeos experimentales de pozos se ejecutan con el objetivo de determinar los parámetros hidrogeológicos de los estratos u horizontes acuíferos, independientemente de las condiciones hidrogeológicas que existan. En dependencia de la tarea a resolver y exigencia de la precisión que se requiera, los bombeos pueden ser unitarios, con mediciones del nivel y caudal solamente en el pozo en prueba; de grupos con mediciones del caudal en el pozo que se bombea (o en varios pozos, si es más de uno el que está en prueba) y mediciones de los niveles en uno o varios pozos perforados o ya existentes, seleccionados para la observación de ellos.

Según el objetivo de los bombeos estos pueden ser: de prueba: de 4 a 8 horas de bombeo, experimentales: de 24 a 78 horas de bombeo, y experimentales de explotación: con más de 72 horas de bombeo, hasta varios meses, en dependencia de

las condiciones hidrogeológicas existentes. La duración de los bombeos depende también de las condiciones hidrogeológicas que estén presentes en el acuífero en prueba y período del año en que se ejecute el bombeo.

Durante la investigación del acuífero, con objetivo de abasto de agua o evaluación de reservas de explotación, la duración de los bombeos es mucho mayor que en investigaciones de estudio con fines ingeniero-geológicas, drenaje, mejoramiento de suelos, proyectos de obras hidrotécnicas, etc. En el estudio de los acuíferos con bombeos con fines de abasto de agua, no solo es necesario definir las propiedades de filtración de este, también su acuosidad, variación posible de la composición química del agua durante su explotación y otras características del acuífero.

Cuando se investiga un acuífero que presenta condiciones hidrogeológicas muy complejas (estratificaciones o existencia de límites geológicos o litológicos próximos, etc.) y se requiere definir las reservas de explotación de las aguas subterráneas, es necesario que los bombeos se ejecuten desde un pozo o grupo de pozos, durante un periodo de tiempo prolongado, en ocasiones se requiere extender el bombeo con caudales similares a las de explotación. En estructuras acuíferas formadas por varios estratos, cuando es necesario determinar los parámetros de los mismos de forma individual, será necesario considerar para los bombeos construcciones especiales de los pozos que se bombeen y también de las de observación, con la tecnología que corresponda.

Durante la proyección de pozos unitarios o grupos de pozos, es necesario por anticipado, tener una idea de la metodología y fórmulas que se emplearán en los cálculos, en cada caso en específico, de acuerdo con el objetivo y tarea del bombeo, las condiciones hidrogeológicas y litología del acuífero, por datos que se obtengan durante los trabajos de prospección y búsqueda. Se selecciona el tipo y método de bombeo, previendo el procesamiento necesario de los mismos por las fórmulas que se emplearán para su procesamiento, después y en correspondencia con esto, se define la necesidad de ejecutar bombeos unitarios o de grupos y también la cantidad racional y ubicación de los pozos de observación, construcción de los pozos, tipo y ubicación en perfil de los filtros, considerando el posible caudal del bombeo y equipos con que se cuenta para el mismo.

La cantidad de turnos de trabajo con que se ejecuten los bombeos se selecciona de acuerdo con la tarea, objetivos del bombeo y grado de detallamiento necesario; se considera, además, el relieve, estructura geológica y propiedades hidrogeológicas del acuífero. En estudios regionales se considera, también, la selección de tramos acuíferos donde no se observen variaciones bruscas del espesor acuífero o cambios bruscos de litología. Para la evacuación del agua bombeada y sobre todo en acuíferos freáticos deberá seleccionarse tramos donde el relieve del terreno permita la rápida evacuación de las aguas. Si esto no es posible, deberá considerarse la evacuación de las aguas mediante tuberías u otros medios que permitan evacuar las aguas hasta distancias que no interfieran en el régimen de abatimiento de los niveles durante el bombeo (en especial estas condicionales deben ser de estricto cumplimiento en bombeos con fines de acueducto y sobre todo en territorios donde existan rocas agrietadas y carsificadas que afloren a la superficie del terreno).

Los bombeos unitarios experimentales se ejecutan preferentemente en aquellos casos en que es necesario determinar el coeficiente de filtración o caudal de explotación en pozos construidos sin filtros o con filtros que garanticen la entrada de agua máxima al pozo, para ello deberán seleccionarse filtros con ranuración igual o mayor a la porosidad activa de las rocas, sobre todo cuando el pozo esté perforado en rocas muy agrietadas, carsificadas, cantos rodados, gravas y arenas.

Cuando se requiere determinar los parámetros hidrogeológicos y radio de influencia del bombeo, se recomienda ejecutar los bombeos de grupos. Los pozos de observación de niveles, en este caso, se ubican en forma de rayos, normales a la dirección del flujo subterráneo y coincidente con ellos.

Los bombeos de grupo formados por varios pozos de observación deberán considerar la ubicación de los rayos perpendiculares entre sí. La cantidad de pozos y rayos dependerá del grado de heterogeneidad de las características litológicas y de límites del acuífero. Como norma en cada rayo de pozos de observación se ubican dos pozos. Con un rayo se ejecutan bombeos en rocas que presentan una litología relativamente homogénea y sin ningún límite de alimentación o litológico próximo. Los pozos de observación se ubican paralelamente a la dirección del flujo subterráneo.

Con dos rayos se ejecutan bombeos en las rocas siguientes:

- a) En rocas agrietadas donde esté bien definida la dirección del agrietamiento, un rayo se ubica en dirección coincidente con la dirección del agrietamiento, y otro normal a esta dirección.
- b) En rocas de estructura heterogénea, un rayo paralelo a la dirección del flujo subterráneo y otro normal al mismo. Cuando existe una fuente superficial de alimentación próxima, un rayo se ubica paralelo al límite de alimentación y otro normal al límite.

Con cuatro rayos se ejecutan bombeos para una composición litológica muy variable (o de agrietamiento) cuando la trasmisividad varía en distintas direcciones y es necesario determinar los parámetros hidrogeológicos en los límites de influencia del bombeo. Para ello, dos rayos se ubican normales al flujo subterráneo, uno con dirección coincidente con el flujo y otro en dirección contraria.

La cantidad de pozos de observación y distancias entre ellos, en los rayos se determinan, ante todo, por el objetivo de la investigación y también por la profundidad de yacencia del acuífero y condiciones hidrogeológicas e hidrodinámicas del mismo.

Generalmente, como condicional para la selección de la distancia entre pozos de observación se considera que el abatimiento en el pozo de observación más próximo debe ser no menor de 20 % del abatimiento en el pozo que se bombea (pozo central), y en el pozo de observación más distante el abatimiento no debe ser menor del 10 % del de bombeo. Para ello, como norma en los bombeos, se busca que el abatimiento máximo en el pozo central de bombeo sea de un 30 % del espesor acuífero en prueba; en algunos casos hasta del 50 %.

En condiciones de existencia de varios horizontes acuíferos en profundidad, entre los cuales puede existir relación hidráulica, los pozos de observación de niveles deben programarse de forma individual para cada horizonte.

En la Tabla 6.2 se exponen las distancias medias, más recomendables, para distancias entre pozos de observación, para distinto tipo de litología y las características hidrodinámicas de los acuíferos.

Tabla 6.2. Distancias máximas recomendadas entre pozos de observación y pozo central de bombeo

Tipo de roca	Tipo de horizonte acuífero	Distancias máximas en m	
		Pozo central al pozo más próximo, m	Pozo central al pozo más distante, m
Arena fina y media	Acuífero artesiano	80	150
	Acuífero freático	10	15
Arena gruesa	Acuífero artesiano	200	450
	Acuífero freático	15	30
Cantos rodados y gravas	Acuífero artesiano	200	450
	Acuífero freático	25	40
Rocas agrietadas	Acuífero artesiano	80	150
	Acuífero freático	30	50

Durante la ejecución de los bombeos experimentales es recomendable llevar la siguiente documentación:

- 1- Libreta de bombeo
- 2- Gráfico cronológico de la dependencia del caudal y abatimiento en el pozo central de bombeo y de los pozos de observación de niveles. $Q = f(t)$ y $S = f(t)$

Q y S; caudal y abatimiento en función del tiempo (t)

- 3- Gráfico de dependencia del caudal y caudal específico del abatimiento, $Q = f(S)$ y $q = f(S)$

S; abatimiento

- 4- Gráfico del abatimiento en función del logaritmo de tiempo, $S = f(\log t)$.

Los principales parámetros hidrogeológicos de los acuíferos utilizados en cálculos hidrogeológicos e ingeniero-geológicos con distintos fines son los siguientes:

- Permeabilidad: Propiedad de las rocas de permitir, a través de sí, el flujo de distintos líquidos y gases y sus mezclas, mediante la pérdida de presión.

La permeabilidad se caracteriza por el coeficiente de permeabilidad - K_p .

$$K_p = \frac{Q \nu L}{F \Delta p} \quad (6.1)$$

Donde: Q- Caudal del líquido o mezcla

ν - Viscosidad dinámica del líquido

L- Longitud del intervalo de filtración

F- Área de la sección de filtración

Δp - Pérdida de presión

- Coeficiente de filtración- K : Caracteriza la propiedad de las rocas de permitir a través de sí el flujo del agua y representa un vector de velocidad, el mismo se relaciona con la permeabilidad por la siguiente dependencia:

$$K = \frac{\gamma}{\nu} K_p \quad (6.2)$$

Donde: γ - Densidad del agua

Los demás parámetros son los mismos que en la expresión 6.1. El coeficiente de filtración es denominado por algunos autores como: conductividad hidráulica.

Trasmisividad - T : Caracteriza la propiedad del estrato acuífero de dejar pasar el agua a través de una sección perpendicular al flujo subterráneo en la unidad de tiempo y bajo determinadas condiciones de gradiente.

$$T = KH \quad (6.3)$$

Donde: K - Coeficiente de filtración, m / día

H - Potencia (espesor) acuifera, m.

En casos de acuíferos freáticos para la determinación de la trasmisividad por datos de bombes, considerando la metodología de Bándeman, el espesor medio del acuífero será:

$$H = H - \frac{S}{2}$$

Donde:

H ; espesor del acuífero freático antes de iniciado el bombeo, m

S ; abatimiento estabilizado del nivel del agua, m.

Conductividad de nivel en acuíferos freáticos, piezoconductividad en acuíferos artesianos- a : Es un parámetro complejo que caracteriza la velocidad de redistribución de la presión del agua o carga hidráulica en el acuífero durante la filtración no estacionaria en área:

$$a = \frac{T}{\mu} \quad (6.4)$$

Donde: T -Trasmisividad

μ - Entrega de agua de las rocas

Coefficiente de entrega de agua μ , también llamado porosidad activa de las rocas, caracteriza las propiedades de capacidad de entrega de agua de las rocas bajo la influencia de la fuerza de gravedad en acuíferos freáticos y por disminución de la presión en acuíferos artesianos.

$$\mu = \frac{T}{a} \quad (6.5)$$

Todos estos parámetros de las rocas, en relación con el almacenamiento y propiedades de flujo de las aguas, son determinados como parámetros hidrogeológicos y los mismos pueden ser determinados a través de distintos métodos en campo y laboratorio, aunque las más representativas son las determinaciones de campo con bombeo de pozos, ya que durante los mismos estarán consideradas las propiedades intrínsecas internas del acuífero.

6.3 Bombeos experimentales

Por el análisis del régimen de las aguas subterráneas durante los bombeos

prolongados se ha establecido que en presencia de cualquier condición hidrogeológica, la ejecución de los bombeos hasta tener estabilizados los caudales y abatimientos de los niveles no está totalmente argumentada, ya que en muchos casos la estabilización de los niveles con un caudal constante o la estabilización del caudal con un abatimiento estabilizado puede ocurrir después de un prolongado periodo de tiempo, en ocasiones, años. Por ello, debe tenerse en consideración que los bombeos prolongados que no logren la estabilización del nivel o caudal no deben ser considerados inapropiados para los cálculos de parámetros hidrogeológicos. En este caso se considera que el bombeo se ejecuta con régimen no estacionario del nivel o caudal de las aguas subterráneas. Cuando el nivel de las aguas y caudal se estabilizan determinado tiempo posterior al inicio de los bombeos experimentales, estamos en presencia de un régimen estacionario. Para ambos casos existen las metodologías de cálculos de parámetros hidrogeológicos.

Durante la ejecución de los cálculos de los parámetros hidrogeológicos, por datos de bombeos experimentales, es necesario tener establecido la perfección del pozo en que este se ejecuta. Un pozo se denomina imperfecto cuando la penetración del mismo en profundidad no alcanza el lecho del acuífero o la longitud de los filtros ubicados en el pozo es inferior a la magnitud del espesor acuífero perforado y en tales casos, aplicar las metodologías de cálculos establecidas.

En la práctica, la estabilización del nivel puede establecerse en un acuífero que se bombea con exactitud, mediante la observación de los niveles en puntos del acuífero a determinadas distancias del pozo que se bombea (pozos de observación). Considerando las distintas variantes posibles, por condiciones hidrogeológicas y técnicas empleadas en el proceso de los bombeos experimentales, están establecidas las distintas metodologías de cálculos, considerando el régimen de las aguas y características de perfección de los pozos que se bombean, de tal forma las fórmulas de cálculos responden a condiciones estacionarias mediante la aplicación de métodos analíticos y para régimen no estacionario los métodos grafo-analíticos, que en ambos casos caracterizan las leyes de filtración de las aguas subterráneas.

6.3.1 Cálculos de parámetros hidrogeológicos en condiciones de régimen estacionario del movimiento de las aguas durante el bombeo

El régimen estacionario del nivel de las aguas subterráneas, durante el bombeo, considera que el nivel se encuentra estabilizado en toda el área de influencia del bombeo (estacionario o cuasi estacionario- en proceso de estabilización). En este caso los cálculos de parámetros hidrogeológicos pueden ser efectuados por métodos analíticos, que no es más que la representación de las condiciones hidrodinámicas del acuífero que se bombea en un esquema de cálculo simple, en correspondencia con las fórmulas que se adaptan al mismo para la determinación de los parámetros hidrogeológicos

En movimiento de régimen estacionario de las aguas en condiciones de bombeo analizaremos dos condiciones de acuíferos:

El primer caso, cuando el horizonte acuífero puede considerarse homogéneo, es decir, sus propiedades hidrodinámicas (permeabilidad, trasmisividad, entrega de agua) en planta y perfil dentro del área de acción del bombeo no presentan variaciones considerables.

El segundo caso, cuando las propiedades del acuífero en área pueden considerarse homogéneas, pero en perfil pueden diferenciarse considerablemente y por variación de sus propiedades, se clasifican como estratificados.

Cálculos de parámetros hidrogeológicos en horizontes acuíferos homogéneos

1. Pozos perfectos: Son los pozos que sin encamisado atraviesan todo el espesor acuífero y los pozos encamisados donde los filtros se ubican en todo el espesor acuífero.

1.1 Bombeos unitarios, según Dupuit (todas las observaciones se ejecutan solamente en el pozo que se bombea, pozo central).

Acuíferos artesianos

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{R}{r_0}}{MS_0} \quad (6.6)$$

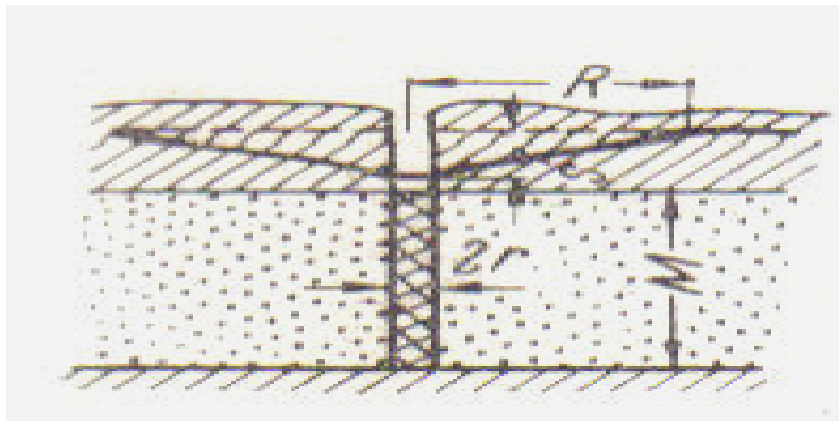


FIGURA 6.1. Pozo en acuífero artesiano, perfecto, unitario.

Acuífero freático:

De la expresión anterior de Dupuit, para acuíferos con presión (artesianos), Bindeman propone un interesante método para conversión de aguas artesianas a freáticas, como se describe a continuación:

$$M = \frac{H + h_0}{2}$$

El abatimiento $S_0 = H - h_0$

De donde, transformando la expresión anterior tenemos:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{R}{r}}{\left(\frac{H + h_0}{2}\right)(H - h_0)} = \frac{0,366Q \log \frac{R}{r}}{\frac{1}{2}(H + h_0)(H - h_0)} = \frac{0,73Q \log \frac{R}{r}}{(H^2 - h_0^2)}$$

Por desarrollo de la expresión $(H^2 - h_0^2)$ tenemos:

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{R}{r_0}}{S_0(2H - S_0)} \quad (6.7)$$

De tal forma tenemos que en la transformación de aguas artesianas a aguas freáticas en todos los casos la magnitud: $2 MS_0 = H^2 - H_0^2 = S_0(2H - S_0)$.

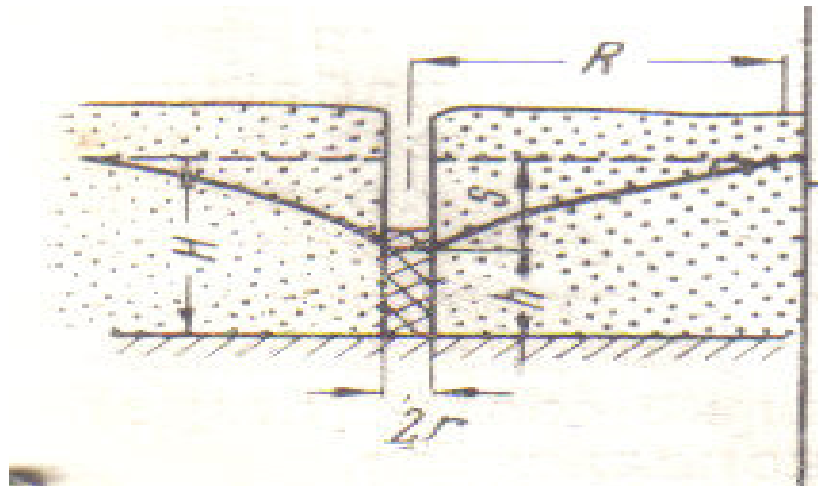


FIGURA 6.2. Pozo en acuífero freático, perfecto, unitario.

En las fórmulas:

K ; Coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m/día

Q ; Caudal estabilizado de bombeo, $m^3/día$

R ; Radio de influencia del bombeo, m

r ; Radio del pozo que se bombea, m

M ; Espesor del acuífero artesiano, m

H ; Espesor de acuífero freático, m

h_0 ; Columna de agua en el pozo a partir del nivel del agua estabilizado durante el bombeo, m

S_0 ; Abatimiento estabilizado del nivel del agua durante el bombeo, m.

El radio de influencia del cono depresivo durante el bombeo (R), en este caso puede ser determinado de forma aproximada por la Tabla 6.3, en función del abatimiento específico. Los valores que se obtienen en esta tabla para el radio de influencia pueden no ser exactos, pero el error que ello produce en los cálculos es mínimo debido a que la división del radio de influencia entre el radio del pozo es una relación de cientos o miles de metros entre centímetros y al ejecutarse la misma, bajo signo de logaritmo, el error posible se reflejará solo en la característica del mismo, en magnitudes despreciables.

En gran número de casos se ejecutan bombeos de pozos en terrazas de ríos, en estas condiciones, con bastante frecuencia, los cauces de los ríos están formados por sedimentos arenosos y areno-gravosos que permiten una estrecha relación río-acuífero por lo que durante el bombeo, con relativamente cortos períodos de tiempo, se establece la alimentación directa del acuífero por infiltración de las aguas de ríos, en gran número de casos esta infiltración es complementaria a la que en condiciones naturales (sin bombeo) se desarrolla. En estas circunstancias tenemos que el cálculo del coeficiente de filtración del acuífero estará influenciado por esa alimentación, que a su vez provoca que la influencia del bombeo en dirección al río, en dependencia de la distancia del pozo hasta el mismo, sea en esa dirección hasta los límites del río.

Para estos casos, el cálculo del coeficiente de filtración se realiza por las fórmulas siguientes:

Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{2L}{r_0}}{MS_0} \quad (6.8)$$

Acuíferos freáticos:

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{2L}{r_0}}{(2H - S_0)S_0} \quad (6.9)$$

Donde:

L ; distancia desde el centro del pozo hasta el río, m.

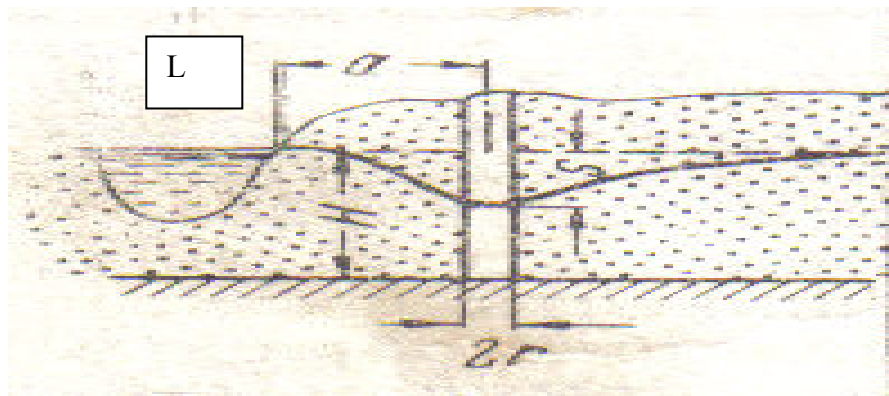


FIGURA 6.3. Pozo próximo a fuente de alimentación, (río).

Tabla 6.3. Determinación del radio de influencia de bombeo en función del abatimiento específico S_e

S_e (m/l. s)	R (m)
$< 0,5$	> 300
0,5 - 1,0	100 - 300
1,0 - 2,0	50 - 100
2,0 - 3,0	25 - 50
3,0 - 5,0	10 - 25
$> 0,5$	< 10

S_e ; abatimiento específico $S_e = \frac{S_0}{Q}$; S_0 en m y Q en l/s.

1.1 Bombeo con un pozo de observación (pozo central en bombeo, con un pozo de observación de niveles a determinada distancia)

Acuífero artésiano:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{r_1}{r_0}}{M(S_0 - S_1)} \quad (6.10)$$

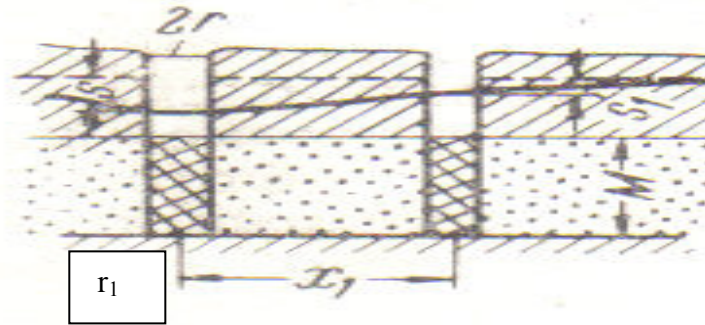


FIGURA 6.4. Pozo en acuífero artesiano, perfecto, con un pozo de observación.

Acuífero freático:

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{r_1}{r_0}}{(2H - S_0 - S_1)(S_0 - S_1)} \quad (6.11)$$

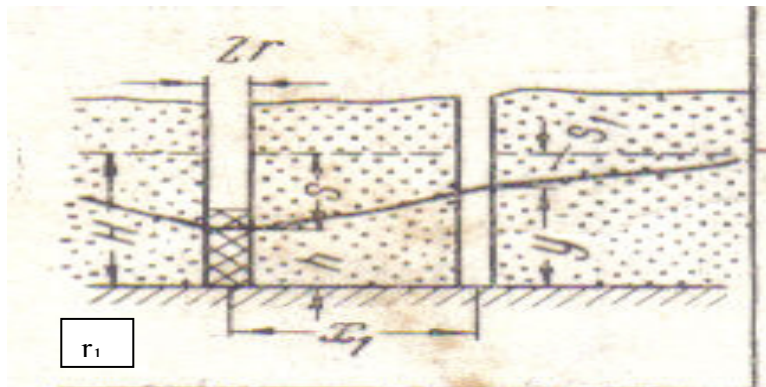


FIGURA 6.5. Pozo freático, perfecto, con un pozo de observación.

Donde:

r_1 ; Distancia desde el pozo central hasta el pozo de observación, m

S_1 ; Abatimiento estabilizado en el pozo de observación, m

Los demás parámetros idénticos a los casos anteriores.

1.1. Bombeo con dos pozos de observación (pozo central en bombeo, con dos pozos de observación de niveles)

Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{r_2}{r_1}}{M(S_1 - S_2)} \quad (6.12)$$

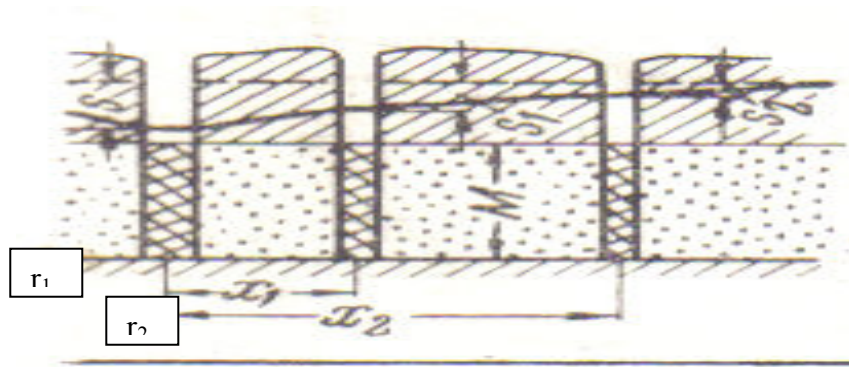


FIGURA 6.6. Pozo en acuífero artesiano, perfecto, con dos pozos de observación.

Acuíferos freáticos:

$$K = \frac{0,73 \log Q \frac{r_2}{r_1}}{(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)} \quad (6.13)$$

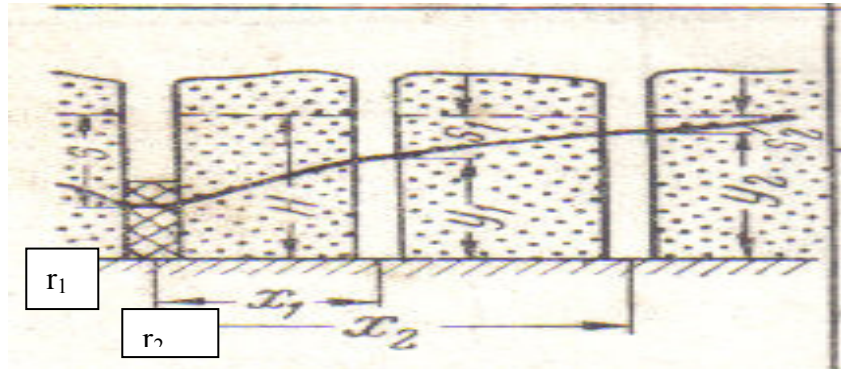


FIGURA 6.7. Pozo perfecto, en acuífero freático, con dos pozos de observación.

En las fórmulas:

$r_2; r_1$; Distancias desde el pozo central hasta el pozo de observación más distante y más próximo, respectivamente, m;

$S_2; S_1$; Abatimientos estabilizados del nivel del agua en el pozo de observación más distante y más próximo, respectivamente; m.

Los demás parámetros idénticos a los casos anteriores.

Para determinar el radio de influencia del bombeo con uno o dos pozos de observación se utilizan fórmulas con datos de las observaciones en estos pozos.

Acuíferos artesianos:

Con un pozo se observación:

$$\log. R = \frac{S_0 \log r_1 - S_1 \log r_0}{S_0 - S_1} \quad (6.14)$$

Con dos pozos de observación:

$$\log R = \frac{S_1 \log r_2 - S_2 \log r_1}{S_1 - S_2} \quad (6.15)$$

Acuíferos freáticos:

Con un pozo de observación:

$$\log R = \frac{(2H - S_0)S_0 \log r_1 - (2H - S_1)S_1 \log r_0}{(S_0 - S_1)(2H - S_0 - S_1)} \quad (6.16)$$

Con dos pozos de observación:

$$\log R = \frac{(2H - S_1)S_1 \log r_2 - (2H - S_2)S_2 \log r_1}{(S_1 - S_2)(2H - S_1 - S_2)} \quad (6.17)$$

2. Pozos Imperfectos: Son los pozos que no tienen encamisado y no atraviesan todo el espesor acuífero y pozos encamisados con filtros que no atraviesan todo el espesor acuífero.

2.1. Pozo unitario:

Acuífero artesiano:

$$K = \frac{0,366Q \left(\log \frac{R}{r_0} + 0,217\xi_0 \right)}{MS_0} \quad (6.18)$$

ξ_0 ; Coeficiente de imperfección (Veriguin, 1962, Tabla 6.4).

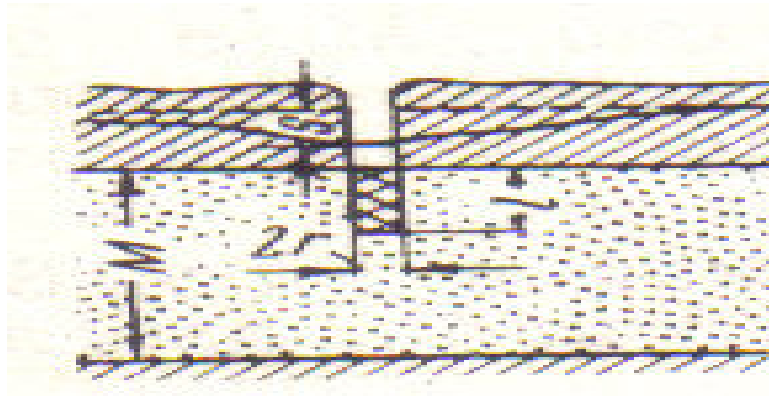


FIGURA 6.8. Pozo en acuífero artesiano artesiano, unitario, imperfecto.

Acuífero freático:

$$K = \frac{0,73Q \left(\log \frac{R}{r_0} + 0,217\xi_0 \right)}{(2H - S_0)S_0} \quad (6.19)$$

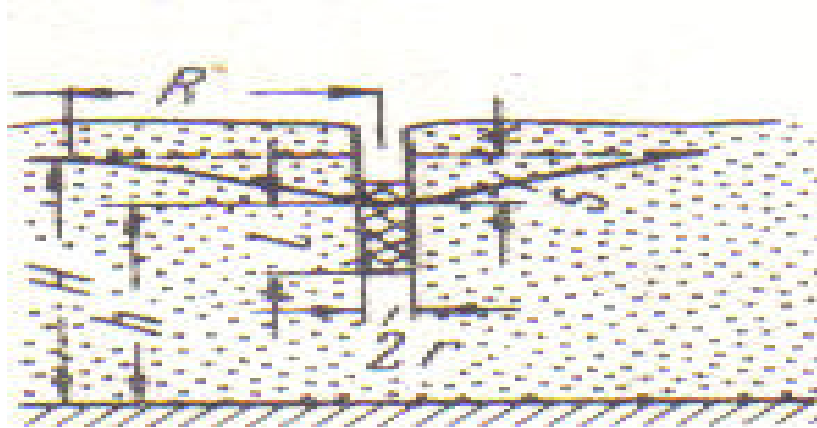


FIGURA 6.9. Pozo en acuífero freático, imperfecto.

2.2. Con un pozo de observación:

Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{0,366Q \left[\log \frac{r_1}{r_0} + 0,217(\xi_0 - \xi_1) \right]}{M(S_0 - S_1)} \quad (6.20)$$

Acuíferos freáticos:

$$K = \frac{0,73Q \left[\log \frac{r_1}{r_0} + 0,217(\xi_0 - \xi_1) \right]}{(2H - S_0 - S_1)(S_0 - S_1)} \quad (6.21)$$

2.3. Con dos pozos de observación:

Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{0,366Q \left[\log \frac{r_2}{r_1} + 0,217(\xi_1 - \xi_2) \right]}{M(S_1 - S_2)} \quad (6.22)$$

Acuíferos freáticos:

$$K = \frac{0,73Q \left[\log \frac{r_2}{r_1} + 0,217(\xi_1 - \xi_2) \right]}{(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)} \quad (6.23)$$

ξ_0 ; Coeficiente de imperfección, se determina a partir de los valores de la Tabla 6.4. Este coeficiente caracteriza la imperfección del pozo por el grado de penetración en el acuífero o longitud del filtro, en pozos donde estos se utilicen y que los mismos no cubran la totalidad del espesor del acuífero. Se determina relacionando la profundidad de penetración del pozo en el acuífero o longitud del filtro (l) sobre el espesor del acuífero (M en acuíferos artesianos o H , en acuíferos freáticos) y por la relación del espesor acuífero con el radio del pozo que se bombea (r_0), en el caso de bombeo en pozo unitario. En los casos de bombeos con uno o dos pozos de observación, los

coeficientes ξ en los pozos de observación se determinan con los valores de l y r de estos pozos.

Durante la determinación del coeficiente ξ en acuíferos freáticos el espesor acuífero H se disminuye en la mitad del abatimiento registrado en el pozo central. En este caso, si los filtros en este pozo tienen parte de ellos no cubierto por el agua dentro del espesor acuífero, la longitud l se disminuye también en la mitad de la magnitud del filtro que no está cubierta por el agua.

Los valores de ξ que se exponen en la Tabla 6.4 se utilizan con la ubicación de los filtros próximos al techo o al lecho de los horizontes acuíferos. Cuando la ubicación de los filtros es en el centro del espesor acuífero, según Vochevier, es necesario disminuir los valores de ξ en la relación $l/M = 0,3$ en $1,5$ y con $l/M = 0,5$ la disminución de los valores será de $0,7$.

Tabla 6.4 Valores del coeficiente de imperfección ξ

l/M	M/r									
	0,5	1,0	3,0	10,0	30,0	100,0	200,0	500,0	1000,0	2000,0
0,1	0,00391	0,122	2,04	10,4	24,3	42,8	53,8	69,5	79,6	90,9
0,3	0,00297	0,0907	1,29	4,79	9,2	14,5	17,7	21,5	24,9	28,2
0,5	0,00165	0,0494	0,65 6	2,26	4,21	6,5	7,86	9,64	11,0	12,4
0,7	0,00054 6	0,0167	0,23 7	0,87 9	1,69	2,07	3,24	4,01	4,58	5,19
0,9	0,00004 8	0,0015	0,02 5	0,12 8	0,3	0,528	0,664	0,846	0,983	1,12

Las fórmulas antes relacionadas, presentan resultados de gran exactitud en bombeos que se ejecutan con pozos de observación ubicados a las distancias recomendadas, expuestas en la Tabla 6.2.

En todos los casos la relación de la longitud del filtro con el espesor del acuífero (l/m) debe ser mayor que $0,1$. Cuando esta relación es menor que $0,1$, entonces se recomienda utilizar las fórmulas siguientes:

Ubicación de los filtros en posición próxima al techo o al lecho del acuífero:

Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{1,47l}{r_0}}{lS_0} \quad (6.24)$$

Acuíferos freáticos:

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{1,47l}{r_0}}{(2l - S_0)S_0} \quad (6.25)$$

Con ubicación de los filtros en el centro del horizonte acuífero:

Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{0,73l}{r_0}}{lS_0} \quad (6.26)$$

Acuífero freático

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{0,73l}{r_0}}{(2l - S_0)S_0} \quad (6.27)$$

En aquellos casos en que la longitud del filtro es muy inferior al espesor del acuífero y la relación l/M es mucho menor que 0,1, para los cálculos del coeficiente de filtración pueden utilizarse las siguientes fórmulas:

- cuando la ubicación del filtro es próxima al techo o lecho del acuífero:

Acuífero artesiano:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{1,32l}{r_0}}{lS_0} \quad (6.28)$$

Acuífero freático:

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{1,32l}{r_0}}{(2l - S_0)S_0} \quad (6.29)$$

- cuando el filtro se encuentra ubicado en el centro del acuífero:

Acuífero artesiano:

$$K = \frac{0,366Q \log \frac{0,66l}{r_0}}{lS_0} \quad (6.30)$$

Acuífero freático:

$$K = \frac{0,73Q \log \frac{0,66l}{r_0}}{(2l - S_0)S_0} \quad (6.31)$$

Cálculo de parámetros hidrogeológicos en condiciones de acuíferos estratificados

La tarea de determinar los parámetros hidrogeológicos en acuíferos estratificados es bastante compleja, si en los cálculos se desprecia las propiedades elásticas de las rocas, la complejidad de los cálculos se simplifica, ya que en este caso estaríamos solamente determinando el coeficiente de filtración de un estrato acuífero y de los estratos considerados menos permeables que lo rodean.

A continuación, analizaremos la determinación del coeficiente de filtración por datos de bombeo de un acuífero formado por dos estratos de distinta trasmisividad freáticos semilimitados (Figura 6.10a) y considerando que el techo del estrato superior lo representa un impermeable (Figura 6.10b), casos que con frecuencia se encuentran en la naturaleza. En este caso, el bombeo se debe realizar con dos pozos de

observación de niveles y tanto los filtros del pozo que se bombea, como de los pozos de observación, se encuentran ubicados en la mitad del estrato superior próximo al techo impermeable (Figura 6.10b).

En el primer caso (acuíferos freáticos, Figura 6.10a) el espesor del estrato del que se le ejecuta bombeo (estrato superior) es el doble del estrato inferior. La longitud de filtros del pozo que se bombea y de los de observación y la distancia del pozo que se bombea, hasta el pozo más próximo de observación no debe superar 1/3 del espesor del estrato en que están ubicados.

Según Babushkin, los cálculos se ejecutan por las siguientes fórmulas:

$$K_1 = \frac{Q(A_1 - A_2B)}{4\pi l(S_1 - S_2B)} \quad (6.32)$$

$$A_1 = \operatorname{arcsh} \frac{c+l-z_1}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{c-z_1}{r_1} \quad (6.33)$$

$$A_2 = \operatorname{arcsh} \frac{c+l-z_2}{r_2} - \operatorname{arcsh} \frac{c-z_2}{r_2} \quad (6.34)$$

$$B = \frac{\operatorname{arcsh} \frac{c+l+z_1}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{c+z_1}{r_1}}{\operatorname{arcsh} \frac{c+l+z_2}{r_2} - \operatorname{arcsh} \frac{c+z_2}{r_2}} \quad (6.35)$$

Donde:

K_1 ; coeficiente de filtración del estrato en que se ejecutó el bombeo (estrato superior), m/día

Q ; caudal de bombeo, m³/día

l ; longitud de filtros del pozo que se bombeó, m

S_1 y S_2 ; abatimientos registrados en los pozos más próximos y más distantes respectivamente, m

c ; altura desde el fondo de los filtros del pozo que se bombeó hasta el límite con el estrato más próximo (inferior), m

z_1 y z_2 ; altura desde el centro de los filtros del pozo que se bombeó hasta el límite con el estrato inferior, m

r_1 y r_2 ; distancia desde el pozo que se bombeó hasta los pozos de observación más próximos y más distantes respectivamente, m.

El coeficiente de filtración del estrato límite (inferior) se determina por la fórmula siguiente:

$$K_2 = K_1 \frac{1 - \alpha_{1,2}}{1 + \alpha_{1,2}} \quad (6.36)$$

$$\alpha_{1,2} = \frac{\frac{4\pi K_1 l S_1}{Q - A_1}}{\operatorname{arcsh} \frac{c+l+z_1}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{c+z_1}{r_1}} \quad (6.37)$$

$$O: \alpha_{1,2} = \frac{\frac{4\pi K_1 l S_2}{Q - A_2}}{\operatorname{arcsh} \frac{c+l+z_2}{r_2} - \operatorname{arcsh} \frac{c+z_2}{r_2}} \quad (6.38)$$

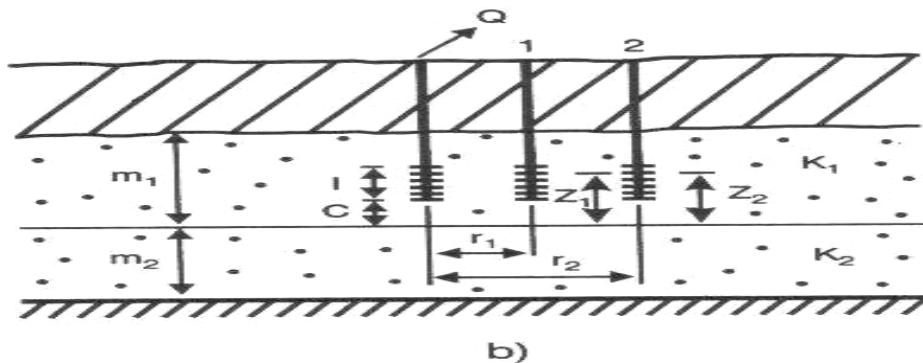
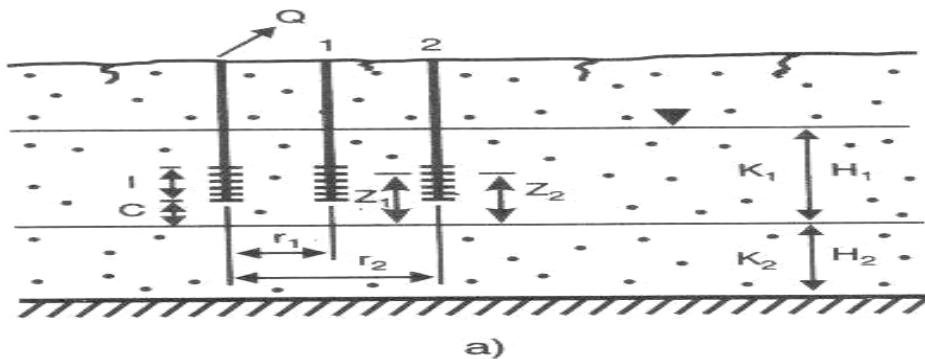


FIGURA 6.10. Complejo acuífero con dos estratos: a) complejo freático b) complejo artésiano.

En los casos, cuando los filtros se encuentren ubicados en el estrato inferior, las magnitudes c y z se tomarían referente al límite con el estrato superior y los coeficientes K_1 y K_2 se determinarían por las mismas fórmulas, pero referidas al estrato inferior y superior respectivamente.

Un caso particular lo podemos tener cuando los filtros se encuentran contactando con el techo del acuífero, entonces los cálculos se pueden ejecutar por las siguientes fórmulas:

- Con datos de bombeo unitario:

$$K = \frac{Q}{2\pi S_0 l} \ln \frac{1,32l}{r_0} \quad (6.39)$$

- Con un pozo de observación:

$$K = \frac{Q}{2\pi S_1 l} \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_1} \quad (6.40)$$

- Con dos pozos de observación:

$$K = \frac{Q}{2\pi l(S_1 - S_2)} \left(\operatorname{arcsh} \frac{l}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_2} \right) \quad (6.41)$$

En el segundo caso de referencia (Figura 6.10b), cuando nos relacionamos con un horizonte acuífero artesiano formado por dos estratos con diferente transmisividad, se consideran los filtros ubicados en el estrato superior y las condiciones de filtración responden a las condicionales de $M_2 / M_1 \geq 2$ hasta 3; $r / M_1 + M_2 \leq 0,5$, aceptable con error hasta 15 %; R , radio del pozo que se bombea; M_1 , espesor del estrato inferior; M_2 , espesor del estrato superior.

Caso de bombeo unitario:

$$K = \frac{Q}{2\pi S_0 l} \left[\ln \left(1,32 \frac{l}{r_0} \right) + N(l^1, r_0^1, \alpha_{1,2}) - N(l^1, Rp^1, \alpha_{1,2}) \right] \quad (6.42)$$

Donde:

S_0 ; abatimiento en el pozo, m

r_0 ; radio del pozo, m

Rp ; radio de alimentación, m.

$$l^1 = l / 2M_1$$

$$r_0^1 = r_0 / 2M_1$$

$$\alpha_{1,2} = \frac{K_1 - K_2}{K_1 + K_2}$$

$$Rp^1 = 2 Rp / 2M_1$$

N ; función que se determina de la tabla, (Anexo 3).

Caso de bombeo de grupo:

En este caso el número de pozos de observación no debe ser menor que 3. Los cálculos se ejecutan por la metodología de Bábushkin:

$$\frac{S_1 - S_2}{S_2 - S_3} = \frac{E_1 - E_2}{E_2 - E_3} \quad (6.43)$$

$$E_1 - E_2 = \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_1} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_2} + N(l^1, r_2^1, \alpha_{1,2}) - N(l^1, r_2, \alpha_{1,2}) \quad (6.44)$$

$$E_2 - E_3 = \operatorname{arcsch} \frac{l}{r_2} - \operatorname{arcsch} \frac{l}{r_3} + N(l^1, r_3^1, \alpha_{1,2}) - (l^1, r_3^1, \alpha_{1,2}) \quad (6.45)$$

Donde:

r_1, r_2, r_3 , distancias desde el pozo que se bombea a los pozos de observación más próximos, intermedios y más distantes respectivamente, m.

$$l^1 = \frac{l}{2M_1}; \quad r_1^1 = r_1 / 2M_1, \quad r_2^1 = r_2 / 2M_1, \quad r_3^1 = r_3 / 2M_1$$

En la fórmula 6.42 y 6.43 está presente la incógnita $\alpha_{1,2}$, la que se determina por tanteo hasta que la igualdad 6.41 se cumpla. De tal forma, sabiendo ya $\alpha_{1,2}$ y con ella los valores de $E_1 - E_2$ y $E_2 - E_3$, podemos determinar el coeficiente de filtración del estrato bombeado K_1 por la fórmula siguiente:

$$K_1 = \frac{Q(E_1 - E_2)}{2\pi l(S_1 - S_2)} \quad (6.46)$$

$$\text{O: } K_1 = \frac{Q(E_2 - E_3)}{2\pi l(S_2 - S_3)} \quad (6.47)$$

Cuando el estrato inferior es menos permeable que el superior, los cálculos del coeficiente de filtración de ese estrato son confiables siempre y cuando los pozos de observación estén lo más alejado posible del pozo en bombeo y se cumpla con la condición $r_2 / r_1 \geq 5 - 10$

Cuando el estrato superior del que se bombea tiene una permeabilidad menor que el estrato inferior, los cálculos son más simples, ya que en este caso el estrato inferior representa una alimentación considerable al estrato superior que se bombea. En este caso, el bombeo puede desarrollarse con dos pozos de observación y la dependencia de cálculo para la determinación de $\alpha_{1,2}$ será:

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{\operatorname{arcsch} \frac{l}{r_2} + N(l^1, r_2^1, \alpha_{1,2})}{\operatorname{arcsch} \frac{l}{r_1} + N(l^1, r_1^1, \alpha_{1,2})} \quad (6.48)$$

Los valores de $\alpha_{1,2}$ se determinan por tanteo de la función N (Anexo 3) hasta lograr la igualdad en la expresión anterior y el coeficiente de filtración K_1 se determina por la expresión siguiente:

$$K_1 = \frac{Q}{2\pi l S} \left[\operatorname{arcsch} \frac{l}{r} + N(l^1, r^1, \alpha_{1,2}) \right] \quad (6.49)$$

Los cálculos por la expresión anterior se ejecutan para los valores de S y r de los dos pozos de observación y de existir correspondencia en los dos cálculos de K_1 , se considera que el esquema de cálculo asumido corresponde con las condiciones hidrogeológicas presentes.

6.3.2 Cálculo de parámetros hidrogeológicos en condiciones de régimen no estacionario del movimiento de las aguas durante el bombeo

En este caso, las fórmulas de cálculo de los parámetros hidrogeológicos se diferencian para el tipo de acuífero, por sus condiciones hidrodinámicas en acuíferos freáticos (acuíferos sin presión) y acuíferos artesianos (acuíferos con presión) y dentro de los mismos, fórmulas para pozos perfectos y para pozos imperfectos. Con este régimen de los niveles los parámetros hidrogeológicos se determinan con gran precisión por la metodología de Jacob denominado método grafo-analítico.

Método grafo-analítico:

Este método puede ser aplicable en tres casos.

1er Caso: Por seguimiento del comportamiento de los niveles en tiempo $S = f(\log t)$, los niveles se observan solamente en el pozo que se bombea. 2do Caso: Por seguimiento de los niveles en área $S = f(\log r)$, por observación de los niveles en determinados tiempos, en pozos de observación de niveles a ciertas distancias del pozo que se bombea y 3er Caso: por seguimiento de los niveles de forma combinada $S = f(\log \frac{t}{r^2})$ observándose los niveles en función del tiempo y de la distancia.

En todos los casos que se analizarán los gráficos deben desarrollarse a escala normal en la vertical, con escala de logaritmos en la ordenada horizontal del tiempo y distancia. Este método puede ser aplicado siempre que se mantenga la condición:

$$t_{00} \geq \frac{2,5r^2}{a} \quad (6.50)$$

Donde: t -tiempo de aparición del régimen cuasi estacionario después de iniciado el bombeo, m ; r - radio del pozo que se bombea en el primer caso o distancia del pozo que se bombea hasta el pozo de observación de los niveles en el segundo caso, a -piezoconductividad $m^2/día$.

Método de seguimiento de los niveles en tiempo

Este método consiste en la observación de los niveles en el pozo que se bombea en tiempos determinados, a partir del inicio del bombeo con determinado caudal. Las fórmulas aplicables han sido establecidas a partir de las fórmulas de acuíferos artesianos, considerando la ecuación general,

$$S = - \frac{Q}{4\pi KM} E_i\left(-\frac{r^2}{4at}\right) \quad (6.51)$$

Donde:

Q , caudal de bombeo, $m^3/día$

K , coeficiente de filtración de las rocas, $m/día$

M , espesor del acuífero artesiano, M

r , distancia del punto para el que se determina el abatimiento hasta el pozo en bombeo, m

t , tiempo desde el inicio del bombeo, días

a , piezoconductividad de nivel, $m^2/día$

E_i , Representación de la función exponencial integral, se determina por tablas (Anexo 2).

Como es conocido, generalmente $r^2 / 4at < 0,1$, por lo que la función integral

exponencial E_i puede ser sustituida por una función logarítmica y la ecuación 6.51 toma la forma siguiente:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} \ln \frac{2,25at}{r^2} \quad (6.52)$$

La expresión 6.52 descomponiéndola toma la siguiente forma:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} \ln \frac{2,25a}{r^2} + \frac{Q}{4\pi KM} \ln t \quad (6.53)$$

La expresión 6.31 llevándola a forma de logaritmo de base 10 se transforma en:

$$S = \frac{0,183Q}{KM} \log \frac{2,25a}{r^2} + \frac{0,183Q}{KM} \log t \quad (6.54)$$

Si consideramos:

$$\frac{0,183Q}{KM} \log \frac{2,25a}{r^2} = A \quad (6.55)$$

y,

$$\frac{0,183Q}{KM} = C \quad (6.56)$$

Tendremos:

$$S = A + C \log t. \quad (6.57)$$

De la ecuación 6.57 se ve que el abatimiento S está relacionado con el logaritmo del tiempo por una dependencia lineal.

Construyendo un gráfico en coordenadas $S = f(\log t)$, tendremos una línea recta con un coeficiente angular C con inicio en la ordenada A (Figura 6.11).

El coeficiente C se determina por la siguiente fórmula:

$$C = \frac{S_2 - S_1}{\log t_2 - \log t_1} \quad (6.58)$$

Donde: S_2 , S_1 , $\log t_2$ y $\log t_1$, coordenadas de dos puntos (en inicio y final de tramo seleccionado) de la recta trazada por puntos ploteados, donde pueda ser trazada la misma en el gráfico.

Como norma para el trazado de la recta en el gráfico se selecciona el centro de la curva obtenida, ya que en el inicio del bombeo influyen en el abatimiento resistencias provocadas por ranuración de los filtros o del propio acuífero con el incremento del flujo hacia el pozo y al final, la pendiente de la recta generalmente es muy suave debido a que comienza a reflejarse el régimen estacionario de los niveles, aunque en ocasiones, también en este tramo influyen las condiciones de límites del acuífero. El parámetro A se determina directamente del gráfico y representa el intervalo en el eje de las ordenadas (con valores de S) desde cero (0) hasta la intercepción de la continuación de la línea recta del gráfico con el eje de las ordenadas (S), (Figura 6.11).

Conociendo las magnitudes A y C , se puede calcular la trasmisividad (T) y la piezoconductividad de nivel (a) por las fórmulas siguientes:

$$T = KM = \frac{0,183Q}{C} \quad (6.59)$$

$$\log a = 2 \log r - 0,35 + \frac{A}{C} \quad (6.60)$$

Para acuíferos freáticos el gráfico que se construye es $(2H-S) S = f(\log. t)$, siempre y cuando el abatimiento final medido represente un abatimiento del acuífero superior al 20 % del espesor del acuífero, cuando ese abatimiento del nivel es menor del 20 % el régimen de las aguas freáticas puede analizarse gráficamente, igual que en caso de aguas artesianas y se construye el gráfico $S = f(\log. t)$.

Para aguas freáticas con abatimientos superiores al 20 % del espesor el coeficiente angular C se determina por datos del gráfico, aplicando las fórmulas siguientes:

$$C = \frac{S_2(2H - S_2) - S_1(2H - S_1)}{\log.t_2 - \log.t_1} \quad (6.61)$$

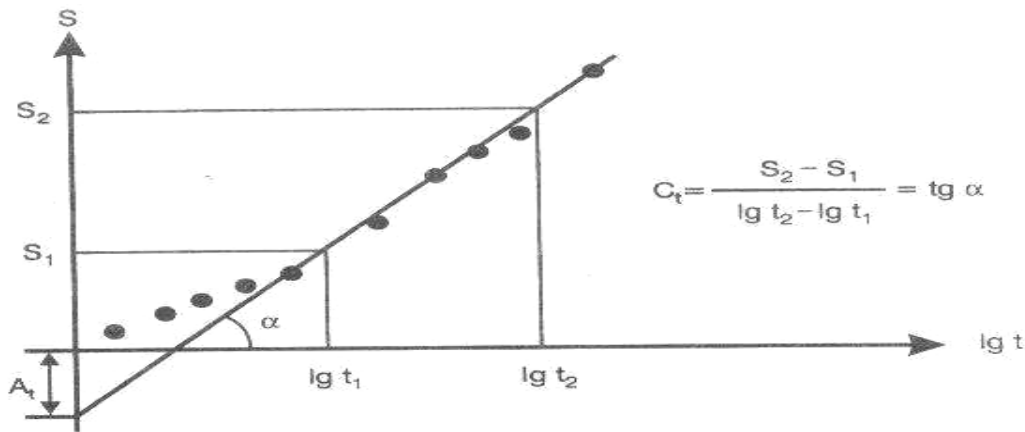


FIGURA 6.11. Gráfico de abatimiento en función del tiempo $S = f(\log.t)$.

El coeficiente de permeabilidad K se podrá determinar por la expresión:

$$K = \frac{0,366Q}{C} \quad (6.62)$$

La conductividad del nivel se determina por la expresión 6.33.

Para pozos imperfectos, tanto en caso de aguas artesianas como freáticas, para la determinación de la piezoconductividad y la conductividad de nivel en sus cálculos debe considerarse la imperfección del pozo, para ello los cálculos se ejecutan por la fórmula siguiente:

$$\log.a = 2 \log r - 0,35 + \frac{A}{C} - 0,434 \xi \quad (6.63)$$

Donde: ξ es el coeficiente de imperfección del pozo que se bombea y se determina de la Tabla 6.4.

En la confección de los gráficos $s = f(\log t)$ y $S(2H-S) = f(\log t)$ se utilizan para comodidad de los cálculos las siguientes unidades de medidas: S (abatimientos) y H (espesor acuífero) en metros (m), t en minutos u horas según la duración del bombeo, y en este caso, al ejecutar los cálculos de a (piezoconductividad o conductividad de nivel) el resultado del antilogaritmo se multiplica por 1 440 (si se trabaja en minutos) y por 24 (si se trabaja en horas), para llevar los resultados a $m^2/\text{día}$.

La metodología relacionada para seguimiento en tiempo puede ser aplicada y durante la recuperación de los niveles al detenerse el bombeo, en este caso, en lugar de trabajar con el abatimiento en descenso del nivel, en la confección del gráfico $S = f(\log t)$ o $S(2H - S) = f(\log t)$ se trabaja con el descenso del nivel (en metros), calculado a partir del nivel inicial antes de iniciarse el bombeo para determinados tiempos a partir de la suspensión del bombeo, y se considera el caudal con que se ejecutó el bombeo.

Debido a que, por esta metodología, no se consideran los procesos de resistencia que se originan durante el desarrollo del abatimiento; la misma puede ser utilizada considerando un tiempo determinado a partir de la suspensión del bombeo y que se caracteriza por las siguientes condicionales:

$$t_1 \leq 1,1 t_0 \quad \text{y} \quad t_2 \leq 1,1 t_1.$$

Donde:

t_0 : tiempo total de bombeo (desde su inicio hasta su suspensión).

t_1 y t_2 : tiempos que caracterizan el momento inicial y final del período que puede ser utilizado para el cálculo de parámetros, y se toman a partir del momento de suspensión del bombeo.

Esta metodología puede ser aplicada siempre que se mantenga la siguiente condición:

$$\frac{r^2}{4a(t-t_0)} \leq 0,1 \quad (6.64)$$

t : tiempo total desde el inicio del bombeo hasta el instante en que se observan los abatimientos del nivel en ascenso, posterior a la suspensión del bombeo. Días

t_0 : tiempo de bombeo, días.

Manteniendo esta condición la expresión 6.52 se transforma de la forma siguiente:

$$S = \frac{0,183Q}{KM} \log \frac{t}{t-t_0} \quad (6.65)$$

Construyendo un gráfico de coordenadas S ; $\log(t / t-t_0)$, podemos calcular la trasmisividad y el coeficiente de filtración por las ecuaciones 6.59 y 6.62 según corresponda, la piezoconductividad o conductividad de nivel por la ecuación 6.60 o 6.63, según proceda para pozos perfectos o imperfectos respectivamente, para lo cual, el coeficiente angular C de la recta que se obtiene del gráfico, se determina por coordenadas de dos puntos en tramo de recta seleccionado por la ecuación siguiente:

$$C = \frac{S_1 - S_2}{(\log \frac{t}{t-t_0})_1 - (\log \frac{t}{t-t_0})_2} \quad (6.66)$$

Método de seguimiento de los niveles en área

Este método se aplica cuando se tiene puntos de observación, de los niveles ubicados a determinadas distancias del pozo que se bombea. En este método se construye el gráfico del abatimiento de niveles (S) en los puntos de observación, en función del logaritmo de las distancias de estos puntos hasta el pozo en bombeo $S = f(\log r)$, (Figura 6.12). Este gráfico con $t = const.$ se representa por la expresión:

$$S = A - C \log r \quad (6.67)$$

$$C = \frac{S_1 - S_2}{\log r_2 - \log r_1} \quad (6.68)$$

Donde:

S_1 y S_2 , abatimientos registrados en determinado tiempo, a partir del inicio del bombeo en los puntos de observación más próximos y más distantes respectivamente, m

r_1 y r_2 : distancias desde el pozo que se bombea hasta los puntos de observación más próximos y más distantes respectivamente, m.

Determinando del gráfico los parámetros A (inicio de la ordenada de la línea recta resultante) y el coeficiente C (coeficiente angular de la recta), la transmisividad para acuíferos artesianos se determina por la siguiente fórmula:

$$T = KM = \frac{0,366Q}{C} \quad (6.69)$$

Y para acuífero freático el coeficiente de filtración por la fórmula:

$$K = \frac{0,73Q}{C} \quad (6.70)$$

La piezoconductividad de acuíferos artesianos y conductividad de nivel de acuíferos freáticos se determinan por la fórmula:

$$\log a = \frac{2A}{C} - 0,35 - \log t \quad (6.71)$$

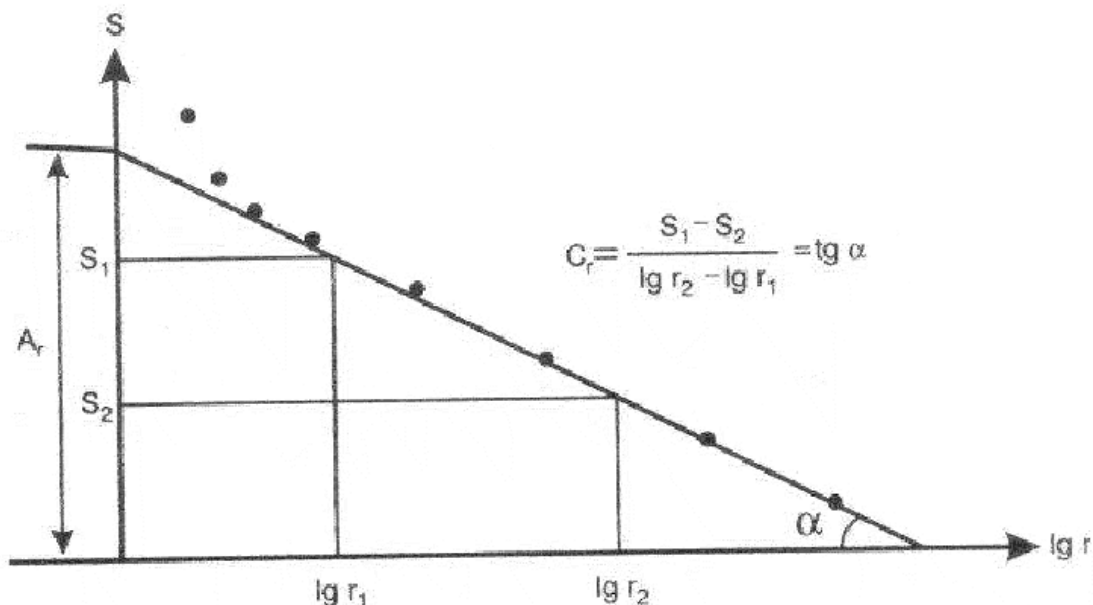


FIGURA 6.12. Gráfico de abatimiento en función de la distancia $S = f(\log r)$.

En los gráficos $S = f(\log r)$, los cálculos pueden ser ejecutados por análisis de distintos periodos de tiempo a partir del inicio del bombeo siempre que se mantenga la condicional (ecuación 6.50).

Método combinado de seguimiento de niveles

Este método consiste en la determinación de los parámetros hidrogeológicos por datos de niveles obtenidos durante los bombeos con observaciones de niveles en tiempo y a

determinada distancia del pozo que se bombea. Este método responde al seguimiento de los niveles durante los bombeos con la construcción y procesamiento del gráfico $S = f(\log \frac{t}{r^2})$, (Figura 6.13). En este caso, la ecuación lineal de la recta que se obtiene en el gráfico responde a la expresión:

$$S = A + C \log \frac{t}{r^2} \quad (6.72)$$

$$C = \frac{S_2 - S_1}{\log\left(\frac{t}{r^2}\right)_2 - \log\left(\frac{t}{r^2}\right)_1} \quad (6.73)$$

Para los cálculos de parámetros igual que en los casos anteriores, se determinan los parámetros A y C del gráfico, y conociendo los mismos se determina la transmisividad para acuíferos artesianos por la fórmula:

$$T = KM = \frac{0,183Q}{C} \quad (6.74)$$

Para acuíferos freáticos el coeficiente de filtración por la fórmula:

$$K = \frac{0,366Q}{C} \quad (6.75)$$

Y la piezoconductividad de acuíferos artesianos o conductividad de nivel para acuíferos freáticos por la fórmula:

$$\log a = \frac{A}{C} - 0,35 \quad (6.76)$$

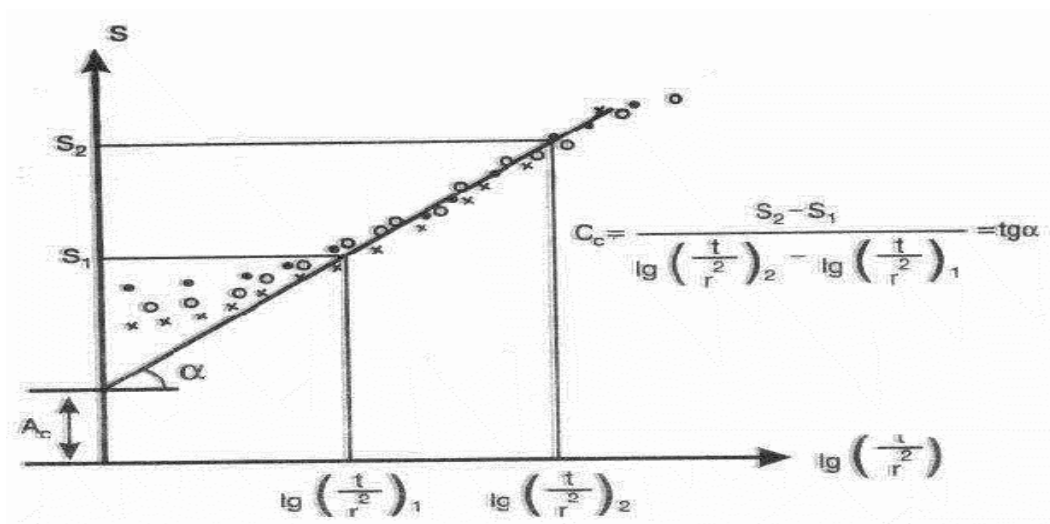


FIGURA 6.13. Gráfico de seguimiento combinado del abatimiento, $S = f(\log \frac{t}{r^2})$.

Las características de este método es que en un mismo gráfico se pueden plotear las observaciones de varios puntos. Para todos los casos analizados el radio de influencia de la zona de desarrollo del régimen cuasi estacionario, alrededor del pozo en bombeo, se determina por la expresión:

$$R_c = 0,63 \sqrt{at} \quad (6.77)$$

Donde:

a ; piezoconductividad en acuíferos artesianos y conductividad de nivel en acuíferos freáticos, $m^2/día$

t ; tiempo de bombeo, días

En todos los casos presentados, el radio de influencia del bombeo, para todo el tiempo en que este se desarrolló, puede ser determinado por la expresión:

$$R = 1,5 \sqrt{at} \quad (6.78)$$

En todos los casos analizados por el método grafo-analítico los gráficos deberán ser construidos en escala semi-logarítmica, con escala de logaritmos en las ordenadas horizontales ($\log. t$), ($\log. r$) y ($\log \frac{t}{r^2}$). Para la ordenada vertical, la escala es normal y se adapta a las magnitudes de los abatimientos en m.

Determinación de parámetros hidrogeológicos en horizontes acuíferos con alta anisotropía por agrietamiento y cavernosidad

Los cálculos analizados anteriormente en condiciones de régimen no estacionario del movimiento de las aguas durante los bombeos, se relacionan con estratos u horizontes acuíferos que presentan una porosidad, agrietamiento o cavernosidad homogénea o relativamente homogénea.

En la naturaleza las rocas agrietadas y carsificadas, sobre todo estas últimas, presentan generalmente una alta anisotropía debido a los procesos que se desarrollan en la formación de los sistemas de grietas, cavernas, canales, etc., por lo que estas rocas se caracterizan por una alta anisotropía, tanto en planta como en perfil, de sus propiedades de filtración y de almacenamiento del agua. En estas rocas, a menudo se puede observar una "doble porosidad" (grietas y cavernas), que pueden ser analizadas como dos medios de filtración dispuestos uno dentro del otro. Las micro grietas y también zonas aisladas de fallas, franjas carsificadas y canales cársticos en el macizo de las rocas, representan los principales conductores de las aguas subterráneas y determinan, de forma general, la permeabilidad de las rocas en el límite de desarrollo de los mismos. Los sistemas de estas cavidades se caracterizan por una alta transmisividad, una relativa pequeña capacidad de almacenamiento y una alta piezoconductividad o conductividad de nivel (medio poroso I).

Los bloques con cavidades de segundo grado se caracterizan por una pequeña transmisividad, una alta capacidad de almacenamiento y una relativa baja piezoconductividad o conductividad de nivel. Estos bloques determinan la capacidad de almacenamiento predominante de las rocas agrietadas o carsificadas (medio poroso II).

Además de lo antes expuesto, para las condiciones analizadas, es característica la presencia de distintas fronteras de permeabilidad y de heterogeneidad, generalmente representadas, tanto por una cierta regularidad, como por una presencia caótica de las mismas, lo cual es una propiedad prácticamente única de los horizontes acuíferos de alto agrietamiento y desarrollo de Carso. Todo lo antes expuesto, hace muy difícil el procesamiento de los datos obtenidos en trabajos experimentales de filtración (bombeos), y paralelo a esto, la determinación de los parámetros hidrogeológicos y en condiciones de bruscos cambios de agrietamiento y cavernosidad, cuando durante los bombeos ocurre una desviación considerable del flujo radial, debido a la existencia

de grandes grietas y canales cársticos que representan drenes del agua subterránea, la determinación de los parámetros de filtración prácticamente es imposible.

En los casos que no se presente desviación del flujo radial, como lo han demostrado Baenbaltt y Zheltóv, en las rocas con doble porosidad las leyes de filtración presentan propiedades similares a las rocas (sedimentos) granulares, y las ecuaciones de Theis-Jacob se presentan con cierto retraso (τ). Esta condición requiere un control especial durante el análisis de los resultados de bombeos experimentales en los horizontes acuíferos agrietado-cársticos.

En los casos de rocas agrietadas y cársticas, con régimen de flujo radial, para determinación de los parámetros hidrogeológicos, es el método grafo-analítico de Jacob, con la utilización de las partes asintóticas de las variaciones del nivel representadas en el gráfico de dependencia del tiempo, que superan el tiempo de retraso (τ). En tales casos, en dependencia de las condiciones presentes, pueden ser utilizadas las tres variantes del método de Jacob o alguno de ellos (seguimiento en tiempo, en área o combinado de las variaciones de los niveles).

Durante la interpretación de los gráficos de seguimiento de las variaciones del nivel, es necesario considerar las características de las estructuras del medio agrietado o cárstico y de la filtración del agua en este medio que conlleva a la desviación de la forma de estos gráficos, en relación con los medios de filtración en rocas granulares. Las principales características son las siguientes:

Las rocas agrietadas y carnificadas, en la mayoría de los casos, se caracterizan por una "porosidad doble", lo que conlleva a cambios de la porosidad activa en el proceso de las pruebas. En relación con esto, los tramos asintóticos de las curvas experimentales de la variación del nivel pueden ser aproximadas con las ecuaciones de Theis-Jacob, y se forman, como ya se mencionó, con cierto tiempo de retraso en comparación con estratos granulares. El tiempo de retraso en la aparición de los gráficos de los tramos asintóticos varía en amplios márgenes, y es una magnitud prácticamente no pronosticable.

En relación con lo antes expuesto, los gráficos $S = f(\log t)$ durante bombeos en estratos, con doble porosidad, presentan una deformación característica; generalmente de ellos se desprenden tres tramos (I, II, III), como se muestra en la Figura 6.14. El tercer tramo (III) está relacionado con la macro heterogeneidad del horizonte acuífero o con la influencia de fronteras externas del estrato, lo que conlleva a cambios en el gradiente del gráfico en dependencia del carácter de los factores presentes.

La presencia en el gráfico, de los dos primeros tramos (I y II), puede estar relacionada con una influencia variada de las grietas y poros (macro y micro grietas) en el proceso de filtración del agua o por efecto de una doble porosidad. La deformación de los primeros tramos del gráfico es característica no solo para los pozos que se bombean, sino también, para los pozos de observación, lo que puede estar relacionado con la resistencia a la filtración en las paredes de los pozos (skin – efecto). De tal forma, la existencia en el gráfico $S = f(\log t)$ de los primeros tramos (I y II) testifica que el estrato investigado con la ausencia de otros factores de formación (rebasamiento de otros estratos acuíferos, fronteras próximas, etc.) se caracteriza por tener una doble porosidad.

El primer tramo (I) del gráfico típico (Figura 6.14) corresponde a una filtración supuestamente estacionaria; teóricamente este tramo debe presentar un inicio con gradiente brusco (Ia), que corresponde al período de filtración con entrega de agua dependiente de las grietas grandes o canales cársticos. En este sector del gráfico pueden ser determinados la trasmisividad y piezoconductividad de nivel del medio poroso I; en la práctica este sector del gráfico se observa raramente. A menudo, el

sector del gráfico (Ia) se presenta reflejado en un escalonamiento brusco del nivel en los pozos de observación durante el inicio del bombeo. La duración del tramo I en el gráfico puede prolongarse en tiempo, desde algunos minutos hasta cientos de horas.

El tramo II corresponde a una asíntota que responde a las condiciones de filtración de un medio de filtración corriente. Por este tramo deben determinarse los parámetros de los horizontes acuíferos en rocas agrietadas y cársticas que caracterizan las propiedades medias (predominantes) de filtración y de almacenamiento de las rocas acuíferas.

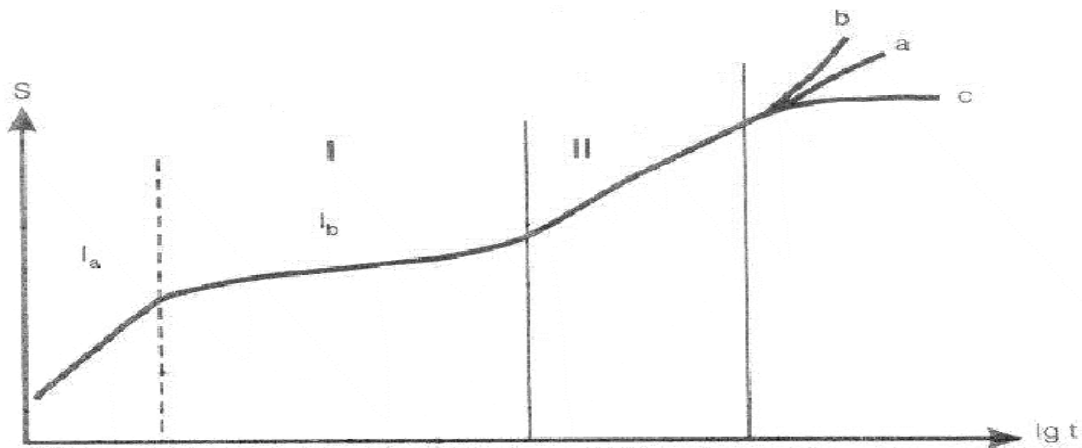


FIGURA 6.14. Formas características del gráfico $S = f(\log t)$ durante bombeos en rocas agrietadas – cársticas.

Los mejores resultados en análisis de tramos de cálculos de gráficos los aporta el método de seguimiento combinado de los niveles. Los gráficos por el método combinado, en dependencia de la estructura del medio agrietado o agrietado-cárstico y la relación de las propiedades de filtración y de almacenamiento de los distintos tipos de vacíos o cavidades, pueden ser presentados de la forma siguiente:

- a. Por un gráfico semilogarrítmico, que se forma generalmente sin retraso, cuando el efecto de la doble porosidad está ausente o prácticamente no se refleja (Figura 6.15a).
- b. Por un gráfico análogo al gráfico de Bolton con una asíntota común a los gráficos de variación de niveles del pozo central y de observaciones (Figura 6.15b).
- c. Por una familia de gráficos con tramos de asíntotas paralelas, formadas con retrasos (Figura 6.15c).

El procesamiento de los resultados, en los dos primeros casos, se ejecuta de forma similar a lo expuesto en el epígrafe 6.2.2 para acuíferos homogéneos o relativamente homogéneos. En estos casos, los resultados de la determinación de los parámetros por el método del seguimiento combinado del nivel y en área coinciden; en el último caso, los cálculos por gráficos en área muestran un aumento en el resultado, que puede ser en varias veces; tales gráficos son característicos para rocas intensamente agrietadas o carsificadas. El coeficiente de conductividad de nivel o de piezoconductividad, en este caso puede ser considerablemente aumentado o disminuido, en dependencia del carácter del agrietamiento del estrato y lugar de ubicación de los pozos de observación, en relación con el pozo central bombeado.

En las cercanías del pozo central se obtienen resultados reducidos de la piezoconductividad o conductividad de nivel, y en los pozos de observación más distantes los resultados son aumentados. De tal forma, en calidad de datos para los cálculos deben tenerse los datos de pozos ubicados en distancias hasta el pozo central en magnitudes 1,5 a 2 veces la magnitud del espesor del acuífero $r_{obs.} = (1,5-2) H$; las

observaciones no deben ejecutarse en un número menor de tres pozos, y los datos para los cálculos de los parámetros hidrogeológicos deberán ser tomados por los pozos que aporten los valores menores.

El cálculo de los parámetros hidrogeológicos de horizontes acuíferos agrietados y carsificados puede ejecutarse también por la metodología expuesta, considerando la recuperación del nivel en los pozos de observación, a partir del momento de suspensión del bombeo del pozo central por el método de recuperación de niveles; los datos que se obtengan son más exactos y en estas condiciones se pueden considerar ausentes los procesos de resistencia en los filtros o paredes de los pozos y zonas próximas a los pozos, tanto del central como de observación, que se originan en el proceso de bombeo.

Con la existencia de un régimen de flujo radial hacia el pozo central durante el proceso de bombeo, con una ubicación de los pozos de observación en distintas direcciones, en relación con el pozo central, a menudo sucede que, por los datos de observación en los pozos durante el bombeo, o por recuperación de niveles en distintas direcciones, existen distintas permeabilidades, o sea, existe anisotropía en distintos ejes del espacio acuífero.

En estas condiciones, Rommon, mediante resoluciones de ecuaciones diferenciales, ha demostrado que en un estrato con anisotropía en condiciones de régimen estacionario o cuasi-estacionario, el ritmo de abatimiento del nivel no depende de la dirección de las permeabilidades, y el mismo está determinado por los valores geométricos medios del coeficiente de filtración, por lo que:

$$Km = \sqrt{Kx * Ky} \quad (6.79)$$

Donde:

Km ; coeficiente de filtración geométrico medio, m/día

Kx, Ky ; coeficientes de filtración en distintos ejes del acuífero anisotrópico, m/día.

O:

Datos de nivel del pozo de observación más próximo; datos de observación del nivel del pozo intermedio; datos del nivel del pozo de observación más distante.

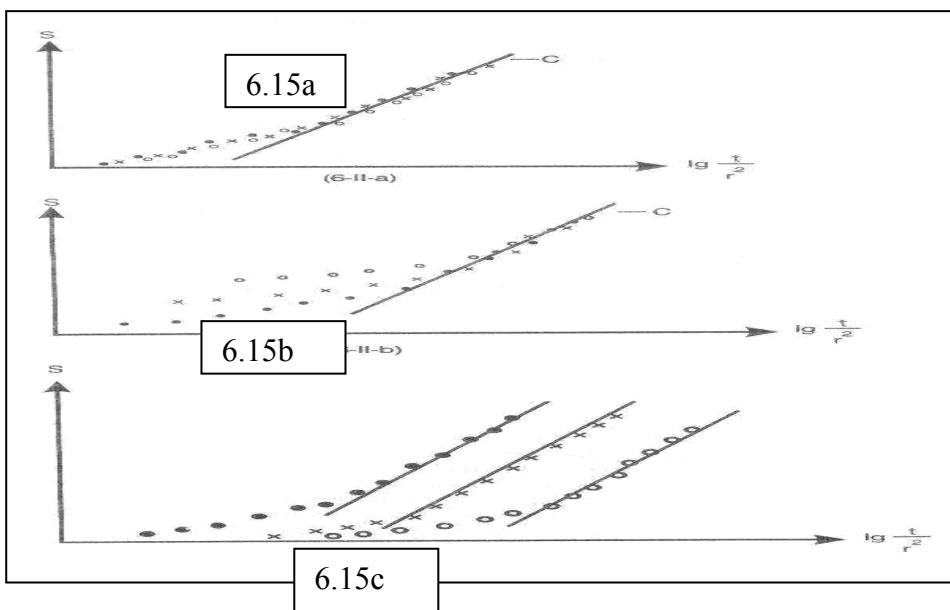


FIGURA 6.15. Gráficos típicos de $S = f \left(\log \frac{t}{r^2} \right)$ de bombeos en rocas agrietado cársticas.

6.4 Determinación de parámetros hidrogeológicos por datos de bombeo en pozos desarrollados

El "Desarrollo de Pozos" no es más que la aplicación de métodos para la obtención de mayores caudales en los pozos perforados para la explotación de las aguas subterráneas. En relación con el desarrollo de pozos analizaremos dos variantes:

La primera, por desarrollo de pozos en acuíferos friables mediante el bombeo de los sedimentos que forman el acuífero, y segunda, por utilización de explosivos en acuíferos formados por rocas cristalinas (duras).

El desarrollo de los pozos se ejecuta principalmente, con el objetivo de aumentar el caudal de explotación de estos. En gran número de casos, el desarrollo de los pozos se realiza posterior a la perforación y bombeo experimental de los mismos, cuando en función de los parámetros hidrogeológicos, determinados por datos de los bombeos, se determina el caudal de explotación y se comprueba que el caudal puede ser aumentado mediante métodos de desarrollo. En ocasiones, con fines de disminuir los costos y asumiendo, desde el inicio de la construcción de los pozos, que con desarrollo de los mismos podrá aumentarse el caudal de explotación, entonces y para estos casos, están establecidas las metodologías de desarrollo de pozos y cálculos de los parámetros hidrogeológicos que a continuación examinaremos.

6.4.1 Determinación de parámetros hidrogeológicos por desarrollo de pozos mediante bombeos en acuíferos formados por sedimentos friables

En los casos que seguidamente analizaremos se considera un método muy singular de desarrollo de los pozos, aplicable cuando sobre el techo del acuífero donde se ejecutará el bombeo exista un estrato de rocas compactas que formen una cubierta estable del acuífero de bombeo, esta cubierta puede o no representar un impermeable, pero la carga que ejerce sobre el acuífero inferior puede despreciarse.

La construcción de los pozos, en estos casos, considera que los mismos serán perforados por los métodos tradicionales en profundidad hasta llegar al contacto acuífero- cubierta compacta. Luego de lograrse esta profundidad, el desarrollo del pozo se ejecutará mediante bombeo intensivo, con la consiguiente extracción de sedimentos friables. Este bombeo presenta resultados de alta productividad en la profundización de los pozos, si en el mismo se utilizan los denominados Air-lif (bombeo de agua mediante la inyección de aire con presión al pozo, utilizando para ello compresores de aire). Con la extracción de los sedimentos del acuífero, en el mismo se desarrollará una caverna artificial que paulatinamente podrá irse profundizando con el descenso del equipo de bombeo.

La caverna que se formará tendrá características específicas en su fondo, ya que el mismo se caracterizará porque el ángulo que se forme, generalmente, representará el ángulo de reposo de los sedimentos que forman el acuífero. La perforación de estos pozos se realiza en acuíferos formados, principalmente, por arenas. Para estas condiciones existen tres casos principales, según Altóvski.

1er. Caso. Cuando el espesor de los filtros utilizados es mucho menor que el espesor del acuífero.

El coeficiente de filtración de los sedimentos acuíferos podrá determinarse por el esquema representado en la Figura 6.16 y calculado por la fórmula siguiente:

$$K = \frac{\text{sen}\alpha Q}{\pi h S} \quad (6.80)$$

Donde:

α ; ángulo formado por el talud de la caverna sobre un plano horizontal

Q ; caudal de bombeo, m³/día

h ; profundidad de la caverna en los sedimentos friables, m

S ; abatimiento con nivel estabilizado durante el bombeo, m.

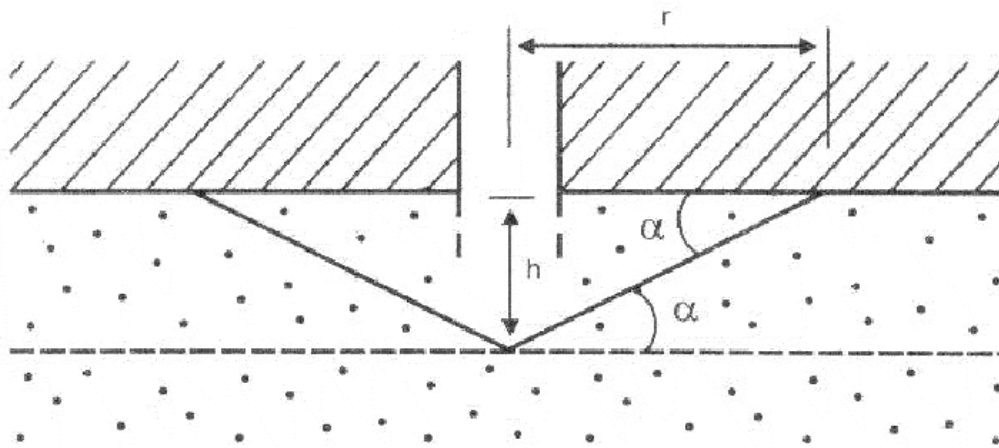


FIGURA 6.16. Pozo desarrollado en sedimentos friables sin filtros o con longitud muy pequeña de los filtros en relación con el espesor del acuífero.

2do. Caso. Cuando el espesor del acuífero perforado sin filtros es aproximadamente igual a 0,75 H , donde H es el espesor del acuífero, en correspondencia con la Figura 6.17.

El coeficiente de filtración se determina por la fórmula:

$$K = \frac{Q \text{sen}\alpha \ln \frac{R}{r}}{\pi h S} \quad (6.81)$$

Donde:

R ; radio de influencia del bombeo (se determina igual que en pozos normales), m

r ; radios del techo de la caverna, m

Los demás parámetros idénticos que en el caso anterior.

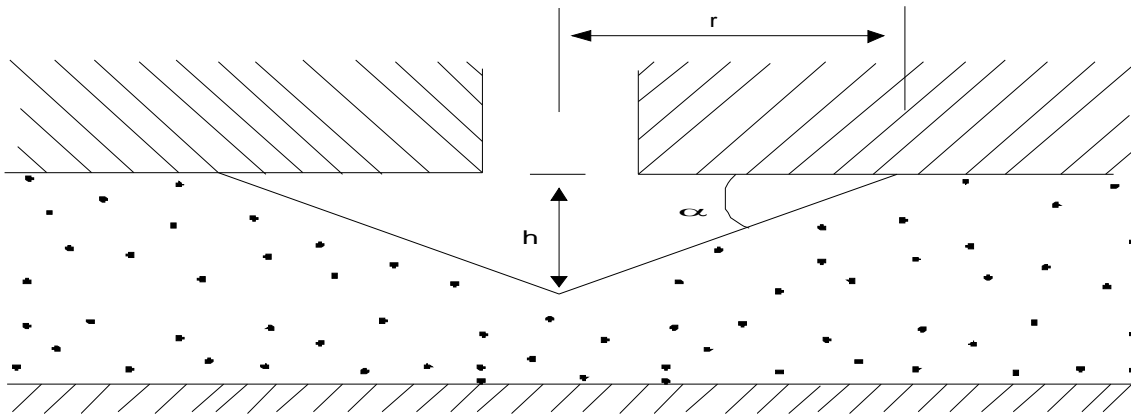


FIGURA 6.17 Pozo desarrollado en sedimentos friables sin filtros, con penetración en el acuífero igual al 75 % de su espesor.

3er. Caso. Cuando en todo el espesor del acuífero de sedimentos friables se forma una caverna con desarrollo de su fondo en el lecho del acuífero, en correspondencia con el esquema de la Figura 6.18. El coeficiente de filtración de los sedimentos friables se determina por la fórmula:

$$K = \frac{Q_s \alpha \ln \frac{2R}{r_1 + r_2}}{\pi M S} \quad (6.82)$$

Donde:

M ; espesor del acuífero artesiano (H freático), m

r_1 ; radio del techo de la caverna, m

r_2 ; radio de la base de la caverna, m.

Los demás parámetros idénticos a los casos anteriores.

El radio de influencia del bombeo se considera 1,5 veces al que se origina con filtros en el mismo tipo de sedimentos. La suma de $r_1 + r_2$ se puede igualar a dos veces el espesor del acuífero cuando esta es de magnitudes pequeñas (1 a 3 m), cuando el espesor es menor que 1 m, entonces la suma se considera igual al espesor del acuífero.

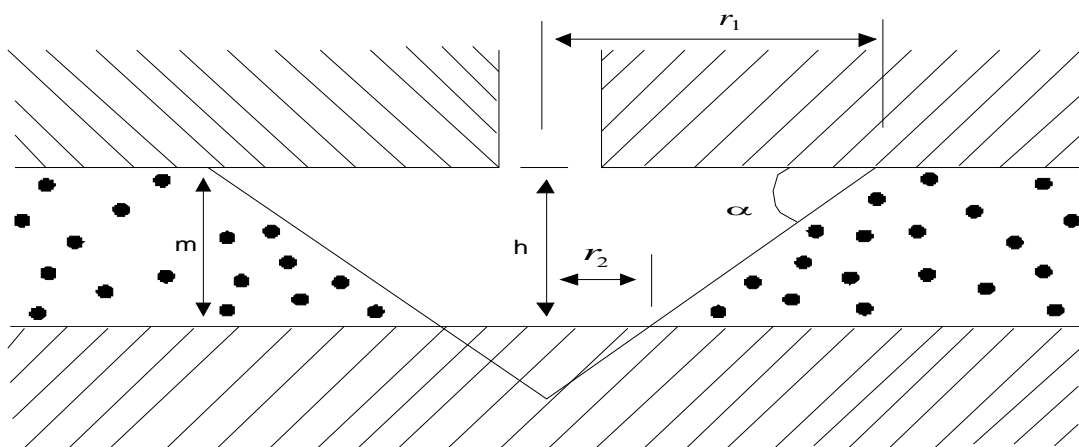


FIGURA 6.18. Pozo desarrollado en sedimentos friables acuíferos con pequeños espesores sin filtros.

Según Bándeman, en cualquiera de los tres casos analizados el coeficiente de filtración puede determinarse también por la fórmula:

$$K = \frac{Q \left(\frac{M}{n} + \ln \sqrt{1,5 \frac{R}{M} - 1} \right)}{2\pi SM} \quad (6.83)$$

Donde:

$$n = \frac{Q}{M\sqrt{S}}$$

La fórmula 6.83 es efectiva cuando $\frac{R}{M} > 10$

Para que en procesos de explotación de pozos desarrollados en sedimentos friables sin filtros, las paredes de las cavernas formadas se mantengan estables, es necesario cumplir la siguiente condicional:

$$Q \leq \pi K r^2 \left(1 - \frac{h}{2tg\varphi} \right) \quad (6.84)$$

Donde: φ ; es el ángulo de fricción interna de los sedimentos friables del acuífero.

6.4.2 Determinación de parámetros hidrogeológicos por bombeo en pozos desarrollados con uso de explosivos

En desarrollo de pozos, este método solo puede ser aplicado en rocas cristalizadas duras, en las que la acción de la explosión puede provocar el agrietamiento y trituración de las rocas. En casos de rocas, principalmente sedimentarias arcillosas, el efecto del uso de explosivos en pozos es todo lo contrario a lo deseado, ya que debido a las propiedades elásticas y de compactación de estas rocas y sedimentos, la acción detonante en los pozos lo que produce es la compactación, eliminando las posibles grietas existentes en las rocas y haciendo a la zona periférica de los pozos una frontera prácticamente impermeable.

En acuíferos agrietados y agrietados cársticos, los pozos perforados en un mismo acuífero presentan distintas permeabilidades en las rocas, pudiendo presentarse pozos prácticamente sin agua, debido a la baja permeabilidad del punto de perforación; esto se explica por el cambio de agrietamiento de las rocas y variación del mismo en el espacio en perfil y planta, motivado por la presencia o ausencia, en algunos lugares o tramos acuíferos, de dislocaciones disyuntivas, aislamiento de las grietas o cavidades con material areno-arcilloso de las grietas, debido a la perforación con agua y lodo en algunos casos.

Sobre lo mencionado con anterioridad, se ha demostrado en la práctica que en los pozos que presentan poca acuosidad (o permeabilidad reducida) después de la ejecución de explosiones con elementos explosivos (E.E.) o con la utilización de torpedos, en las rocas aumenta la acuosidad (o permeabilidad) debido a la destrucción y agrietamiento complementario que se forma en áreas aledañas a los pozos.

En esta ocasión analizaremos el caso de utilización de elementos explosivos (E. E.) ya que para el torpedaje de pozos la metodología de cálculos y técnica de ejecución es muy compleja y para la misma existe literatura especializada. Generalmente, las explosiones con E. E. se ejecutan próximas al fondo de los pozos, alrededor de la cual

se forman tres zonas de distribución de las rocas por resultados de la explosión, relacionadas entre sí (Figura 6.19).

Uno de los cálculos que se ejecutan en estos casos es el de las zonas de destrucción de las rocas, para ello se determinan la magnitud de las zonas de destrucción y deformación de las rocas, utilizando fórmulas debidamente probadas en la práctica y recomendadas por Baum y Shextier.

Cálculo del radio de agrietamiento:

$$Ra = \sqrt[3]{\frac{Q}{q}} \quad (6.85)$$

Donde:

Ra ; radio de agrietamiento, m

Q ; masa de la carga explosiva, Kg

q ; gasto específico de elemento explosivo por metro, Kg./m.

La fórmula (6.85) es aplicable cuando $L \leq 4 d$

Donde: L ; es el largo de la carga explosiva, m

d ; el diámetro de la carga, m.

Cuando $L = (4-30) d$, el radio de agrietamiento se calcula por la fórmula:

$$Ra = 10 d \sqrt[3]{\frac{\lambda}{\gamma}} \quad (6.86)$$

Donde:

$$\lambda = \frac{L}{d}$$

γ , densidad de la roca, t / m³.

Cuando $L > 30 d$, el radio de agrietamiento se calcula por la fórmula:

$$Ra = 30 d \sqrt[3]{\frac{\lambda}{\gamma}} \quad (6.87)$$

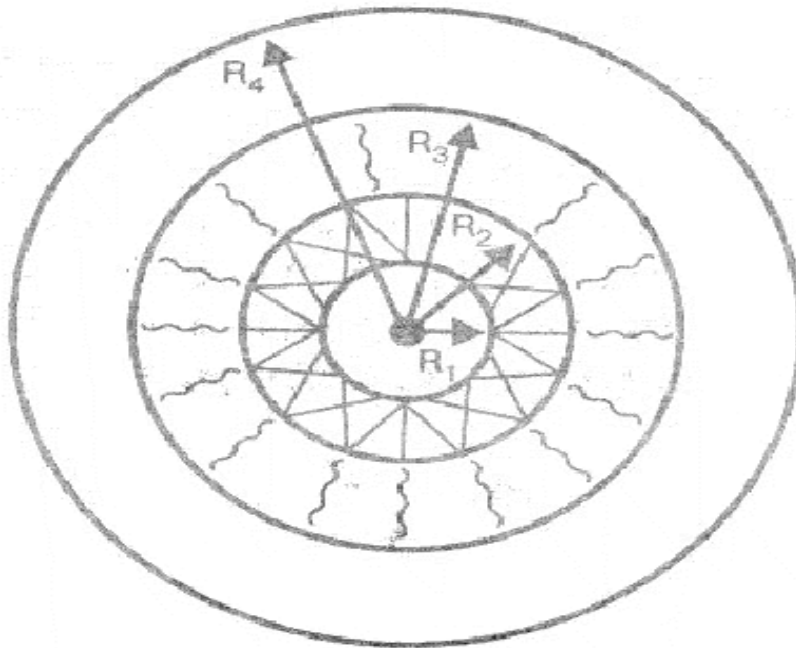


FIGURA 6.19. Esquema de destrucción de las rocas por el empleo de E.E. en pozos. R_1 : área de destrucción total con productos de la detonación; R_2 : área de destrucción muy agrietada de la roca; R_3 : área de formación de grietas radiales; R_4 : área de deformaciones elásticas de las rocas.

En todos los casos, antes de la utilización de E. E., debe ejecutarse el bombeo del pozo y definir los parámetros hidrogeológicos por las fórmulas para casos de régimen estacionario y no estacionario con pozos perfectos o imperfectos analizadas en los epígrafes anteriores de este capítulo, según proceda, y los mismos cálculos ejecutarlos posterior a la utilización de E. E., para establecer la efectividad de la explosión.

Cuando se ejecutan explosiones potentes, por las que se forman grandes radios de agrietamiento, en las fórmulas donde se utiliza R , (radio de influencia del bombeo), en lugar de esa magnitud, para verificar la efectividad de la explosión, se sustituye en los cálculos r por el radio de agrietamiento (Ra).

Los caudales de pozos poco productivos, después de ejecutada la explosión, se pueden incrementar entre 1,5 a 16 veces con el mismo abatimiento estabilizado del bombeo ejecutado antes de la explosión.

La efectividad de la explosión se determina mediante la definición del coeficiente de efectividad (ef) por las relaciones siguientes:

$$ef = \frac{Q_2}{Q_1} \quad \text{ó} \quad ef = \frac{q_2}{q_1}$$

Q_1, Q_2 : caudales de bombeos ejecutados antes y después de la explosión respectivamente, l/s.

q_1, q_2 : caudales específicos de bombeos ejecutados antes y después de la explosión respectivamente, l/s.m.

Por los valores del coeficiente de efectividad pueden definirse cuatro casos:

1er. Caso: $ef = 0$, la explosión conllevó a la total pérdida del caudal en el pozo; esto se explica por las condiciones litológicas de las rocas acuíferas, las cuales no son

propicias para ejecutar en las mismas explosiones (son rocas con alto contenido de partículas arcillosas, lentes y estratificaciones de arcillas).

2do. Caso: $1 < ef < 0$, la explosión presenta resultado negativo, puede ser por las mismas causas que en el primer caso.

3er. Caso: $ef = 1$, la explosión no dio los resultados requeridos por distintos motivos (una carga insuficiente de E.E., un mala limpieza del pozo antes del bombeo posterior a la explosión, colmatación arcillosa de las grietas, etc.).

4to. Caso: $ef > 1$, la explosión presentó un efecto positivo, lo que testifica la buena ejecución de la misma.

En el primer y segundo caso, las explosiones de repetición no proporcionan resultados positivos, o dan muy pequeños resultados en aumentos de caudales; en el tercer caso, a menudo, la repetición de explosiones conlleva a efectos positivos con el consiguiente incremento de caudales en los pozos.

La efectividad de explosiones en pozos puede ser evaluada también por los gráficos:

$S = f(\log t)$, $S = f(\log r)$ y $S = f(\log \frac{t}{r^2})$. Los gráficos se construyen en una misma escala semi-logarítmica para los bombeos ejecutados antes y después de la explosión. Cuando los resultados de las explosiones son positivos, las curvas ploteadas, con los datos del bombeo ejecutado después de la explosión en el gráfico, se reflejarán por encima de las curvas ploteadas con datos del bombeo ejecutado antes de la explosión. Los resultados de cálculos de parámetros, con los datos de bombeos efectuados posterior a la explosión, donde los resultados de la misma fueron positivos, aportarán valores de los parámetros de permeabilidad, superiores a los que se obtengan por cálculos de estos parámetros con datos de bombeos ejecutados antes de la explosión.

6.5 Determinación de parámetros hidrogeológicos por bombeos de pozos imperfectos de grandes diámetros

En la práctica hidrogeológica, a menudo se requiere de la ejecución de bombeos de pozos que tienen poca profundidad y grandes diámetros ($d > 1$ m), tanto para dar solución de abastos de pequeños caudales o para fines de proyectos en construcciones mineras, hidrotécnicas, etc.

En los casos que a continuación analizaremos es requisito fundamental que los bombeos se ejecuten con un régimen estacionario o cuasi estacionario de los niveles durante los mismos, condición que nos permite realizar los cálculos con errores inferiores al 10 % en los resultados.

1er.Caso: Pozos con secciones circulares, perforados en acuíferos artesianos o freáticos con grandes espesores y se desconoce la magnitud de la misma y por el grado de penetración del pozo en el acuífero (menos de 1 m), puede considerarse que los pozos solo descubren el acuífero; en este caso, en los cálculos se toma en cuenta la configuración del fondo de los pozos, semiesférico o plano, por metodología de F. Forgheimer.

- Fondo de los pozos semiesférico:

$$K = \frac{0,16Q}{Sr} \quad (6.88)$$

- Fondo de los pozos plano:

$$K = \frac{0,08Q}{Sr} \quad (6.89)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración, m/día

Q ; caudal de bombeo estabilizado, m³/día

S ; abatimiento estabilizado de los niveles, m

r ; radio del pozo, m.

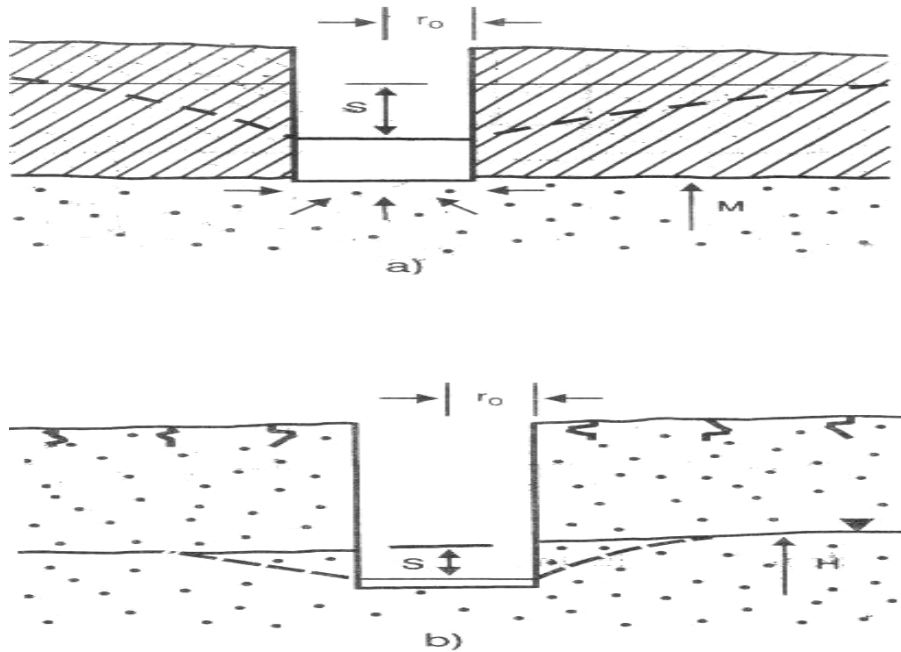


FIGURA 6. 20. Esquema de pozos que solo descubren el acuífero. a) artesiano b) freático

2do. Caso: Pozos perforados en acuíferos artesianos de espesores limitados sin que el pozo penetre el acuífero. Por metodología de Bábushkin, cuando: $0,5 < \frac{r}{M} < 1$, entonces, el coeficiente de filtración de las rocas se puede determinar por la fórmula:

$$K = \frac{0,16Q}{Sr} \left(1,57 \arcs \frac{r}{M \sqrt{M^2 r^2}} 1,185 \frac{r}{M} \log \frac{R}{4M} \right) \quad (6.90)$$

Donde:

R ; radio de influencia del bombeo, m.

Cuando: $\frac{r}{M} < 0,5$, entonces:

$$K = \frac{0,16Q}{Sr} \left[1,52 + \frac{r}{M} \left(1 + 1,185 \log \frac{R}{4M} \right) \right] \quad (6.91)$$

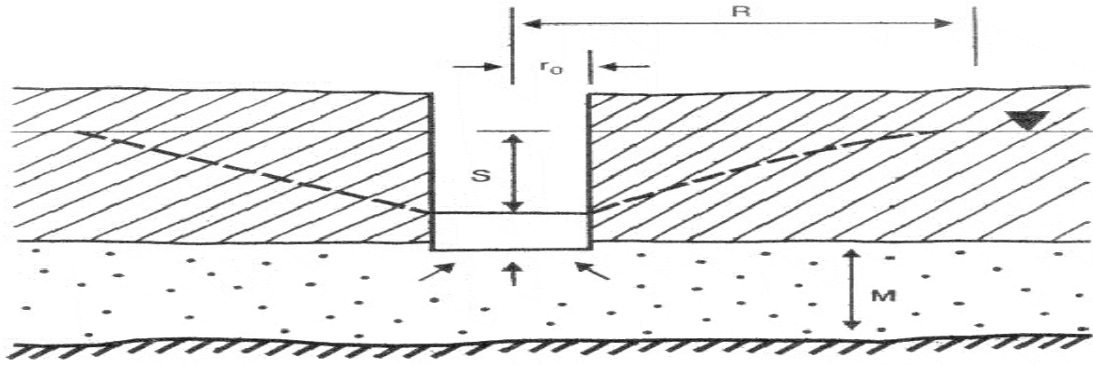


FIGURA 6.21. Esquema de pozos que solo descubren un acuífero artesiano limitado, sin penetrarlo.

3er. Caso: Pozos con fondos planos en acuíferos freáticos limitados que penetran al acuífero solo algunos metros, por metodología de Bábushkin:

Cuando: $0,5 < \frac{r}{H} < 1$

$$K = \frac{0,16Q}{Sr} \left(1,57 + 2 \arcsin \frac{r}{m_0 + \sqrt{m_0^2 + r^2}} + 1,185 \log \frac{R}{4H} \right) \quad (6.92)$$

Cuando: $\frac{r}{H} < 0,5$

$$K = \frac{0,16Q}{Sr} \left[1,57 + \frac{r}{m_0} \left(1 + 1,185 \log \frac{R}{4H} \right) \right] \quad (6.93)$$

Donde:

m_0 : magnitud de insuficiencia de la penetración del pozo en el acuífero, m

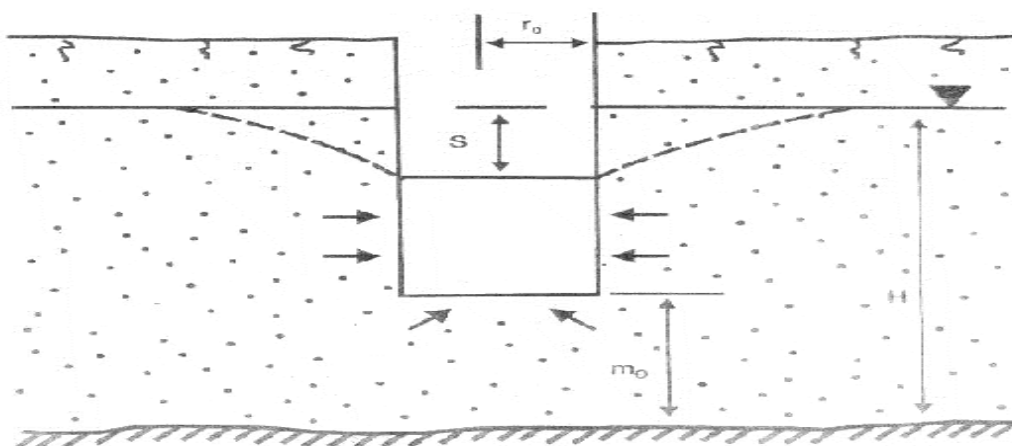


FIGURA 6.22. Esquema de pozos en acuíferos freáticos limitados y que solo lo penetran algunos metros.

4to. Caso: La configuración de la sección de los pozos puede influir en los caudales de los mismos en determinadas condiciones hidrogeológicas, según propuesta de

Forgheimer y Bábushkin, en caso de pozos con paredes cuadradas, se aplican las fórmulas 6.88 y 6.89; aplicando en lugar de r el valor $0,55 b$, donde b es la longitud de los lados de la sección cuadrada del pozo.

5to. Caso: Pozos con paredes selladas en acuíferos artesianos; los cálculos del coeficiente de filtración se ejecutan en correspondencia con los esquemas de cálculos y fórmulas de los casos 1ro y 2do respectivamente.

En acuíferos freáticos, el cálculo del coeficiente de filtración se ejecuta según Skabalanóvich por la fórmula siguiente:

$$K = \frac{0,25Q}{Sr} \quad (6.94)$$

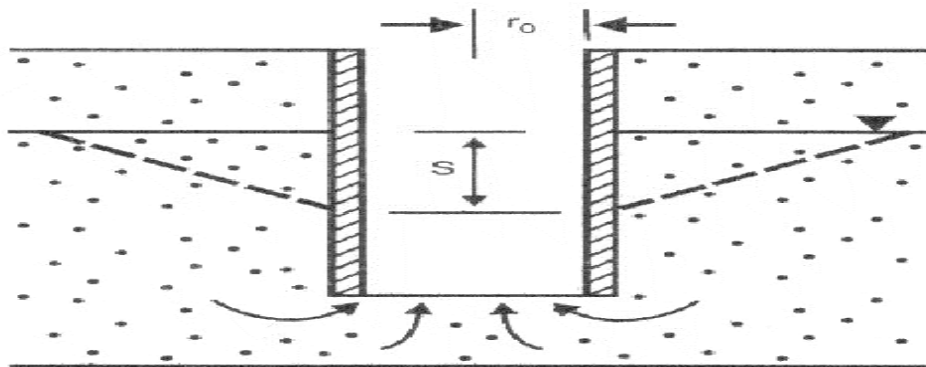


FIGURA 6.23. Pozos con paredes selladas.

6.6 Determinación de parámetros hidrogeológicos por datos de bombeos de prueba (de corta duración)

6.6.1 Generalidades

En gran número de casos de estudios hidrogeológicos, tanto para cuestiones prácticas como ambientales, es necesario establecer los parámetros hidrogeológicos de las rocas acuíferas para distintos pronósticos. En la práctica estas determinaciones resultan bastante costosas debido a que generalmente se ejecutan bombeos de larga duración para obtener los datos necesarios para la ejecución de los cálculos de los parámetros necesarios. En esta ocasión exponemos metodologías para la determinación de parámetros hidrogeológicos mediante la ejecución de bombeos de corta duración.

Según la metodología, los parámetros hidrogeológicos de un acuífero en zonas aledañas a los pozos, pueden ser determinados con la ejecución de bombeos cortos, dándose en los mismos uno o dos abatimientos, con una o dos horas estabilizados los niveles de bombeo.

De igual forma, puede determinarse el caudal de bombeo de los pozos para un régimen de explotación que no supere las 12-16 horas de bombeo diario, mayor tiempo de explotación diaria no debe considerarse ya que la duración prevista de los bombeos no permite un considerable desarrollo del cono de influencia, por lo que de existir algún límite de permeabilidad o de alimentación a distancias no abarcadas por la influencia del bombeo, los caudales de explotación para periodos mayores no estarán garantizados o podrían ser mayores, ya que no se considerará en los cálculos la influencia de estos límites.

De tal forma, para las condiciones consideradas no se requiere determinar la influencia de la explotación para periodos prolongados, principalmente debido a que con la explotación intermitente con frecuencias diarias, el acuífero tendrá una auto recuperación también diaria.

En la practica hidrogeológica, más del 70 % de los aforos de los pozos que se perforan son con fines de abasto de agua, a distintos objetivos, en las distintas esferas de la economía que requieren un abasto interrumpido con solo algunas horas de bombeo diario, incluso para riego. Así como para distintas investigaciones que no tienen como finalidad la explotación de las aguas subterráneas y sobre todo en estudios ambientales o de mejoramiento de suelos mediante la proyección de sistemas de riego y drenaje, para proyectos de obras hidrotécnicas, drenaje de yacimientos minerales, etc.

Paralelo a estas perforaciones de pozos para la obtención de los datos necesarios para cálculos de los parámetros hidrogeológicos y caudales de explotación y para otros objetivos ya mencionados, en la mayoría de los casos se utilizan metodologías de altas exigencias, en cuanto al detallamiento de la litología y duración prolongada del bombeo, que generalmente sobrepasa las 12 horas de bombeo por abatimiento.

En la práctica, la explotación para objetivos individuales (industrias pequeñas, obras agropecuarias y sociales, así como en el mayor porcentaje de los pozos de riego y en acueductos de pequeñas comunidades), se ejecuta con bombeo de 8 a 12 horas diarias, en algunos casos, con menos tiempo de bombeo. Por lo que con ello se justifica la metodología y su aplicación en estos casos y sobre todo en ejecución de estudios relacionados con temáticas ambientales, siempre y cuando los resultados que se obtengan nos permitan evaluar los principales parámetros de los acuíferos y el caudal de explotación de los pozos, en correspondencia con las condiciones hidrogeológicas existentes.

Considerando esto último, a escala universal, donde se invierten grandes fondos económicos en la utilización de petróleo, es razonable y práctico la utilización de metodologías que permitan disminuir el consumo de petróleo en la ejecución de los bombeos experimentales o de pruebas con fines investigativos.

Los bombeos, cubeteos (o cuchareos) y otras pruebas de pozos presentan dos objetivos fundamentales que son: determinación de parámetros hidrogeológicos y determinación del caudal de explotación de los pozos que se explotarán en periodos de tiempo corto, diariamente.

- **Bombeos sin pozos de observación**

La ejecución de estos bombeos deberá ser con no menos de dos horas con descensos estabilizados. En acuíferos formados por sedimentos friables con fines de definición de caudal de explotación, el menor descenso deberá ejecutarse con un abatimiento del nivel de un 20 % de la potencia acuífera perforada, si se desconoce la misma con no menos de 2-3 metros de abatimiento del nivel. Al culminar el primer descenso deberá pararse el bombeo y tomarse la recuperación hasta no menos de una recuperación del 80 % del abatimiento dado.

El mayor descenso deberá ejecutarse con un abatimiento de un 40 % de la potencia aproximadamente y si se desconoce la misma, entonces el abatimiento deberá ser de unos 4-5 metros. Al culminar este descenso, igualmente deberá tomarse la recuperación del nivel en las mismas magnitudes.

En rocas agrietadas y cavernosas los descensos de bombeo deberán comenzarse por el mayor abatimiento.

- **Bombeos con 1 o 2 pozos de observación**

En estos casos los bombeos se ejecutan igualmente con dos abatimientos y la misma duración en la estabilización y magnitud de la recuperación.

Para bombeos con pozos de observación, deberá preverse que las distancias de los pozos de observación, hasta el central que se bombea, sean aproximadamente las siguientes:

Pozo más cercano- distancia no mayor que la profundidad del pozo central.

Pozo más distante- Distancia no mayor que el triple de la profundidad del pozo central y no menor que una y media vez, la distancia del pozo de observación más próximo al central.

6.6.2 Determinación de parámetros hidrogeológicos

- Determinación o confirmación del espesor activado del acuífero

En muchos casos, las perforaciones se ejecutan por el método de pozo imperfecto por penetración, es decir, no atraviesan la potencia total del acuífero y se desconoce la magnitud de la misma, en otros casos, el bombeo se ejecuta con un abatimiento que no alcanza el 20 % de la magnitud de la potencia acuífera, por lo que durante el bombeo no se activa toda la potencia y es necesario para los cálculos utilizar entonces, la magnitud de la potencia activada.

Para la determinación de la potencia acuífera o potencia activada durante el bombeo en acuíferos freáticos nos basamos en el método de Dupuit, donde:

$$Q_2 = Q_1 \frac{(2H - S_2)S_2}{(2H - S_1)S_1} \quad (6.95)$$

Donde: Q_2 , Q_1 - Caudales del mayor y menor descenso respectivamente.

S_2 , S_1 - Abatimientos del mayor y menor descenso.

Transformando la ecuación 6.95 tenemos:

$$\frac{Q_2 S_1}{Q_1 S_2} = \frac{2H - S_2}{2H - S_1} \quad (6.96)$$

Teniendo de los bombeos los valores de Q_1 , Q_2 , S_1 , S_2 , utilizando la expresión (6.96), por tanteo, dando valores a H hasta que se iguale ambas partes de la ecuación, obtendremos la potencia del acuífero o la potencia activada, con la que se ejecutarán los cálculos.

- Determinación del radio de influencia de bombeos

En los casos que analizamos la magnitud del radio de influencia es necesario, además de ser parámetro fundamental para otros cálculos, estimar el área de influencia del bombeo o explotación cíclica y poder establecer si dentro de esta área existe algún punto contaminante, límite geológico, fuente de alimentación, etc., y poder tomar medidas al respecto, si son necesarias.

Analizaremos dos casos de cálculos del radio de influencia:

1er Caso: Bombeos sin pozos de observación

Para los bombeos cortos pueden utilizarse los siguientes métodos:

Por descenso específico del bombeo:

$$S_0 = \frac{S}{Q} \quad (6.97)$$

S- Abatimiento de bombeo- m

Q- Caudal de aforo

S y Q se tomarán del mayor abatimiento o de cada abatimiento individualmente, según convenga.

El radio de influencia R se determina en función del abatimiento específico de la tabla siguiente:

Tabla 6.5. Valores de R = f(S)

S ₀ , en metros	R, en metros.
≤ 0,5	≥ 300
0,5- 1,0	300-100
1,0-2,0	100-50
2,0-3,0	50-25
3,0-5,0	25-10
≥ 5,0	≤ 10

En las fórmulas de cálculos del coeficiente de filtración o del caudal de explotación, que se aplican el radio de influencia, está bajo signo de logaritmo, por lo que el error posible en la determinación de R por este método puede despreciarse.

- **Método hidrodinámico**

$$R = 2S\sqrt{KH} \quad (6.98)$$

La Trasmisividad T = KH y a la vez puede ser determinada en bombeos cortos en acuíferos freáticos, por metodología de Yazvin y Bochevier, mediante la expresión:

$$T = \frac{Aq}{1 - \frac{S}{2H}} \quad (6.99)$$

A- parámetro empírico determinado experimentalmente en función del caudal específico q, y que puede ser determinado por la Tabla 6.6. Donde, sustituyendo en la fórmula 6.99, tenemos:

$$R = 2S \sqrt{\frac{Aq}{1 - \frac{S}{2H}}} \quad (6.100)$$

Donde: q- caudal específico de bombeo l/seg. m.

$$q = \frac{Q}{S} \quad (6.101)$$

Q: caudal de bombeo con abatimiento estabilizado S.

En aguas con presión:

$$T = Aq \quad (6.102)$$

El radio de influencia lo obtenemos por sustitución en la fórmula 6.98, de donde:

$$R = 2 S \sqrt{Aq} \quad (6.103)$$

Para aguas con presión, el coeficiente A varía desde 100 en rocas poco permeables y hasta 150 en rocas muy permeables. En aguas sin presión, varía desde 80 en rocas poco permeables, hasta 100 en rocas muy permeables.

Tabla 6.6. Determinación del parámetro $A = f(q)$

q	A	q	A	q	A	q	A	q	A
0,25	80	2,25-2,5	89	4,5-4,75	98	6,75-7,0	107	9,0-9,25	116
0,25-0,5	81	2,5-2,75	90	4,75-5,0	99	7,0-7,25	108	9,25-9,5	117
0,5-0,75	82	2,75-3,0	91	5,0-5,25	100	7,25-7,5	109	9,5-9,75	118
0,75-1,0	83	3,0-3,25	92	5,25-5,5	101	7,5-7,75	110	9,75-10,0	119
1,0-1,25	84	3,25-3,5	93	5,5-5,75	102	7,75-8,0	111	≥ 10	120
1,25-1,5	85	3,5-3,75	94	5,75-6,0	103	8,0-8,25	112		
1,5-1,75	86	3,75-4,0	95	6,0-6,25	104	8,25-8,5	113		
1,75-2,0	87	4,0-4,25	96	6,25-6,5	105	8,5-8,75	114		
2,0-2,25	88	4,25-4,5	97	6,5-6,75	106	8,75-9,0	115		

- Por datos de recuperación del abatimiento

1. Acuíferos freáticos

$$\log R = \frac{0,5(H^2 - h_0) \lg \frac{t_0 + t}{t}}{H^2 - h} + \lg r \quad (6.104)$$

Donde: H - Potencia acuífera o columna de agua en el pozo antes de iniciarse el bombeo.

h_0 - columna de agua en el pozo, en el instante de parar el bombeo

t_0 - tiempo desde el inicio del bombeo

h - columna de agua en el pozo en tiempo- t después de parado el bombeo

r - radio del pozo que se bombea

2. Acuíferos artesianos

$$\log R = \frac{0,5S_0 \log \frac{t_0 + t}{t}}{S_0 - \Delta h} + \log r \quad (6.105)$$

Donde:

S_0 - Abatimiento en el pozo al parar el bombeo en tiempo t_0 desde el inicio del bombeo, m.

Δh - Ascenso del nivel en tiempo- t después de parado el bombeo, m.

r - radio del pozo, m.

- Por litología perforada

Según está establecido experimentalmente, en cada tipo de litología de los pozos que se bombean existirá un gradiente determinado en la superficie del nivel del agua del cono de influencia, en dependencia del abatimiento estabilizado, desarrollado en ese punto.

Los gradientes que se producen durante el bombeo, en determinadas litologías en acuíferos freáticos, están establecidos por diversos investigadores y corresponden a los que a continuación se exponen (Sedenko- Skavalanóvich, 1980) en la Tabla 6.7.

Tabla 6.7 Gradiente del nivel de las aguas en función de la litología

Litología	Gradiente mínimo I_{\min} .	Gradiente máximo I_{\max} .	Gradiente medio I_m .
Gravas, cantos rodados y calizas cavernosas	0,003	0,006	0,0045
Arenas y rocas fuertemente agrietadas	0,006	0,02	0,013
Arenas arcillosas y rocas poco agrietadas	0,02	0,05	0,035
Arenas muy arcillosas y rocas con micro - grietas	0,05	0,1	0,075
Arcillas arenosas	0,1	0,15	0,125
Arcillas	0,15	0,2	0,175

Durante la ejecución de bombeos de corta duración, el radio del cono depresivo provocado por él se desarrolla en magnitudes (distancias) muy pequeñas, lo que permite considerarlo puntual, en relación con la extensión del acuífero, es decir, se puede considerar que en el área de influencia del bombeo, el nivel natural (no alterado) de las aguas subterráneas ocupa una posición próxima o coincidente con un plano horizontal, de tal forma, el gradiente hidráulico en el cono depresivo durante el bombeo representa la tangente del ángulo α que se forma entre la superficie del cono depresivo de las aguas y la línea de posición del nivel natural (no alterado) de las aguas subterráneas (Figura 6.24).

$$\text{De donde: } \text{tag. } \alpha = \frac{\text{Cat.Op.}}{\text{Cat.Ady.}} = I$$

$$\text{O sea: } I = \frac{S}{R} \quad (6.106)$$

$$\text{O sea: } R = \frac{S}{I} \quad (6.107)$$

Donde: R - Radio de influencia- m.

S - Abatimiento estabilizado- m.

I -Gradiente hidráulico por sedimentos perforados, o hidroisohipsas

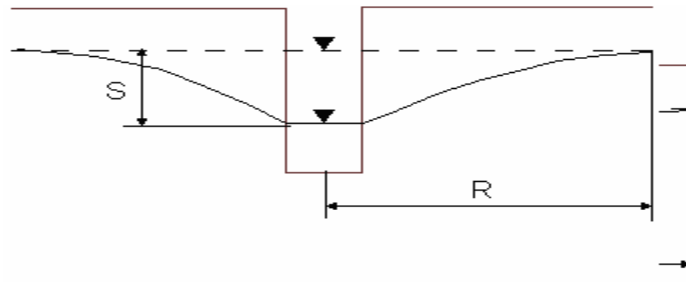


FIGURA 6.24. Esquema de bombeo en pozo unitario.

El gradiente hidráulico de las aguas subterráneas puede obtenerse con más exactitud por hidroisohipsas del nivel natural de las aguas subterráneas de la zona del pozo bombeado.

- Bombeo con un pozo de observación

$$R = X + \frac{S}{I} \quad (6.108)$$

Donde: X ; distancia hasta el pozo de observación, m

S ; abatimiento estabilizado en el pozo de observación, m

I ; gradiente hidráulico por sedimentos perforados, o hidroisohipsas

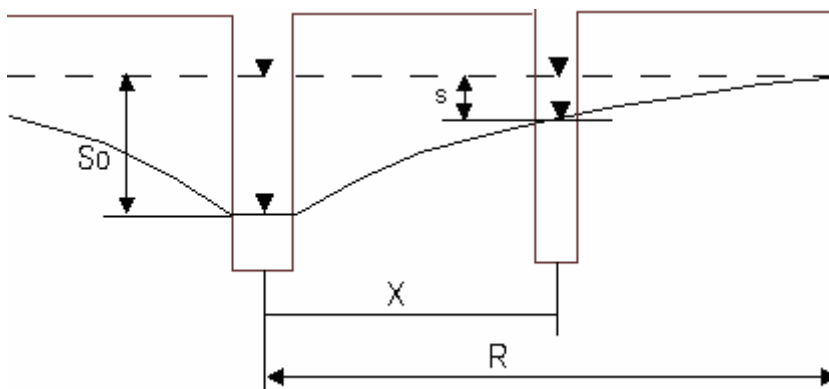


FIGURA 6.25. Esquema de bombeo con un pozo de observación.

- Con dos pozos de observación

$$R = X_1 + \frac{S_1}{I} \quad (6.109)$$

Donde: X_1 - Distancia hasta el pozo de observación más próximo

S_1 - Abatimiento en el pozo de observación más próximo

I - Gradiente del cono depresivo entre los dos pozos de observación.

$$I = \frac{C_2 - C_1}{X_2} \quad (6.110)$$

C_2, C_1 – Cotas del nivel del agua en el momento de parar el bombeo en los pozos de observación más distante y más próximo respectivamente.

X_2 - Distancia entre los dos pozos de observación.

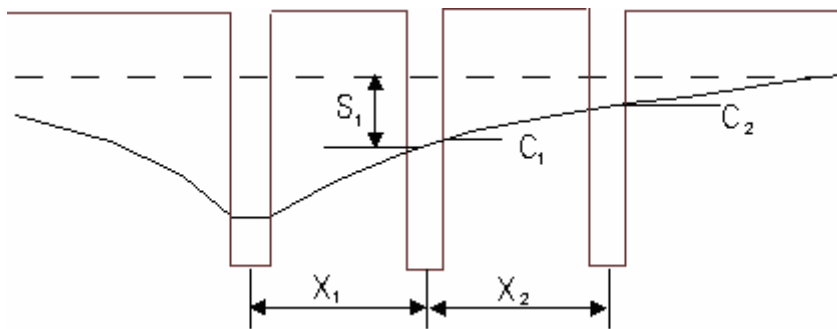


Figura 6.26. Esquema de bombeo con dos pozos de observación.

Los pozos de observación deben ser ubicados en línea, en posición coincidente con la dirección del flujo subterráneo en relación con el pozo de bombeo.

- **Determinación de la transmisividad**

Está plenamente demostrado que la transmisividad es una función directamente proporcional a la permeabilidad (expresada por el coeficiente de filtración) y a la potencia acuífera y la misma puede ser determinada por las expresiones anteriormente analizadas para acuíferos freáticos y artesianos, cuando el abatimiento de cálculo no supera el 20 % de la magnitud de la potencia, caso en que el comportamiento de las condiciones hidrodinámicas en los acuíferos freáticos es comparable con los acuíferos artesianos.

Cuando el abatimiento de bombeo supera el 20 % de la potencia en acuíferos freáticos, según Dupui, se considera en los cálculos la potencia media de bombeo $H_m = H - 0,5 S$, en tales casos, los cálculos pueden ejecutarse por la fórmula 6.99 y si conocemos el coeficiente de filtración, podemos aplicar la fórmula siguiente:

$$T = K H = K (H - 0,5 S) \quad (6.111)$$

Donde: K - Coeficiente de filtración del acuífero, m/día

H - Potencia del acuífero freático, m

S - Abatimiento estabilizado durante el bombeo, m.

Otras fórmulas aplicables en la determinación de la transmisividad de forma aproximada, con posibilidad de error hasta de un 25 %, cuando no existen los datos necesarios para la aplicación de fórmulas más exactas, son las siguientes:

$$\text{Acuíferos en sedimentos friables: } T = 125 (q - 0,1) \quad (6.112)$$

$$\text{Acuíferos en rocas muy agrietadas: } T = 134 (q - 0.19) \quad (6.113)$$

$$\text{Acuíferos en rocas con desarrollo del carso: } T = 122 q \quad (6.114)$$

Donde: q - caudal específico de bombeo, l/seg. m.

- **Determinación del coeficiente de filtración**

De acuerdo con la definición de este coeficiente, fácilmente lo podemos determinar aplicando las fórmulas establecidas para la determinación de la transmisividad por despeje de K , conociendo que:

$$T = K * H \quad \text{o} \quad T = K (H - 0,5 S)$$

En los casos en que se desconoce el valor de H , podrá aplicarse fórmulas obtenidas a partir de las fórmulas siguientes:

- Acuíferos freáticos:

$$K = \frac{Aq}{\left(1 - \frac{S}{2H}\right)(H - 0,5S)} \quad (6.115)$$

- Acuíferos artesianos:

$$K = \frac{Aq}{M} \quad (6.116)$$

Donde: M , espesor de acuíferos artesianos y los demás parámetros son los mismos que en las fórmulas 6.99 y 6.102.

- Determinación de la conductividad o piezoconductividad de nivel

En estas determinaciones es recomendable considerar que, debido a la corta duración de los bombeos en el acuífero, no se logra la obtención de un régimen estacionario, es decir, aunque en el pozo que se bombea tengamos el nivel estabilizado, a partir de determinada distancia del mismo, los niveles en el acuífero continuarán descendiendo, por lo que puede lograrse un régimen cuasi estacionario. En este caso, dada las características de los bombeos, podemos partir de la fórmula para determinar el radio de influencia para régimen cuasi estacionario, donde el radio de influencia para determinado tiempo de bombeo lo podemos definir por la fórmula 6.78 donde:

$$R = 1,5\sqrt{at}$$

Donde: a - Conductividad o piezoconductividad de nivel, $m^2/\text{día}$.

t - Tiempo de bombeo desde el inicio hasta el instante en que se detiene el mismo, día.

Si de la fórmula 6.78 despejamos a , obtendremos la expresión:

$$a = \frac{\left(\frac{R}{1,5}\right)^2}{t} = \frac{(0,666R)^2}{t} \quad (6.117)$$

El radio de influencia R lo podemos determinar por las fórmulas establecidas para él.

Mayor precisión en la determinación del coeficiente de conductividad de nivel y piezoconductividad la obtendremos por cálculos con datos de observaciones de la recuperación del nivel, después de parado el bombeo, en un pozo de observación, por la expresión siguiente:

$$a = \frac{r^2 t_0}{4(t - t_0)t \ln \frac{t}{t - t_0}} \quad (6.118)$$

Donde: r - Distancia hasta el pozo de observación, m

t_0 . Tiempo total de bombeo, día.

t - Tiempo, desde inicio del bombeo, hasta el instante en que se observa el inicio del ascenso del nivel en el pozo de observación, después de detenido el bombeo, día.

- Determinación de la entrega de agua de las rocas

La determinación de este parámetro es sumamente importante para su aplicación en muy diversos cálculos. Por su definición, el mismo puede ser definido a partir de las fórmulas $\mu = \frac{T}{a}$. 1- por litología de las rocas acuíferas perforadas. Para estos cálculos nos basamos en la fórmula para determinación del radio de influencia del bombeo (6.78) donde $R = 1,5 \sqrt{at}$ y sustituyendo en esta expresión el parámetro a , por la expresión $a = \frac{T}{\mu}$ y teniendo que: $T = K * H$, tendríamos que el radio de influencia lo podemos expresar a través de la expresión:

$$R = 1,5 \sqrt{\frac{KHt}{\mu}} \text{ y despejando tendríamos } \mu = \frac{2,25KHt}{R^2} \text{ y para acuíferos con presión}$$

$KH = Aq$ y sabiendo que $R = 2S\sqrt{Aq}$, tendríamos:

$$\mu = \frac{2,25Aqt}{4S^2Aq} = \frac{0,5625t}{S^2} \tag{6.119}$$

Para aguas sin presión tenemos $KH = \frac{Aq}{1 - \frac{S}{2H}}$ de donde $\mu = \frac{2,25Aqt}{(1 - \frac{S}{2H})R^2}$ y sustituyendo

R por su representación en la expresión 6.100 tenemos:

$$\mu = \frac{2,25Aqt}{(1 - \frac{S}{2H})4S^2 \frac{Aq}{1 - \frac{S}{2H}}} = \frac{0,525t}{S^2} \tag{6.120}$$

Por este método resulta la misma fórmula para determinar μ tanto para acuíferos freáticos como para acuíferos artesianos.

- Por datos de dos pozos de observación

Este resulta ser el método más exacto, pero en la mayoría de los casos, no puede aplicarse debido a que, por el poco tiempo de bombeo no se logra la estabilización de los niveles en los dos pozos de observación que es requisito para la aplicación de este método.

$$\mu = 0.824 \frac{Qt}{r_1^2(S_1 - S_2)} \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^{\frac{2S_1}{S_1 - S_2}} \log \frac{r_2}{r_1} \tag{6.121}$$

Donde: Q - Gasto estabilizado de bombeo, m³/día

t - Tiempo desde inicio del bombeo hasta el instante en que se estabiliza el nivel en el pozo de observación más distante

r_1, r_2 - Distancias desde el pozo de bombeo hasta los pozos de observación más próximo y más distante respectivamente

S_1, S_2 - Abatimientos estabilizados en los pozos de observación más próximo y más distante respectivamente.

- **Determinación de la entrega de agua por analogía con capacidad de entrega de agua de los pozos o filtros**

Para este caso consideraremos que la entrega de agua del acuífero será inferior a la entrega de agua de los filtros de los pozos y para los cuales están debidamente argumentadas las fórmulas que se utilizan para definir el caudal de entrega de los pozos, basado en la siguiente expresión de Altóvski:

$$Q = \pi DL\mu 3V \quad (6.122)$$

Donde: Q - caudal del pozo, m³/día

D - diámetro del filtro, m

L - longitud del filtro, m

μ - entrega de agua de los filtros

V - velocidad de entrada del agua al pozo, m/día.

$$V = 65 \sqrt[3]{K}$$

Donde: K - coeficiente de filtración de las rocas.

Despejando μ de la fórmula 6.122 tendremos:

$$\mu = \frac{Q}{612,6 \sqrt[3]{KDL}} \quad (6.123)$$

Cuando los pozos se construyen sin filtros entonces L se tomará igual a la potencia acuífera perforada.

En el tipo de bombeo que analizamos, en muchas ocasiones, por la corta duración de los bombeos no se obtiene la estabilización de los niveles en el pozo y después de tres a cuatro horas de bombeo los niveles continúan descendiendo en pequeñas magnitudes pero de forma progresiva, para lo que se determina el nivel de estabilización para los cálculos que posteriormente se ejecutarán. Es requisito también que el bombeo se desarrolle con caudal constante.

- **Método grafo-analítico para la determinación del nivel de estabilización del bombeo según metodología de Soliakóv-Thiem**

El abatimiento de estabilización se determina por la expresión siguiente:

$$S_{es} = S_0 + S_{es}^1 \quad (6.124)$$

Donde:

$$S_{es}^1 = \frac{S_1 * S_2 (t_2 - t_1)}{t_2 S_1 - t_1 S_2} \quad (6.125)$$

S_{es}^1 – descenso de cálculo a partir del abatimiento S_0 seleccionado en curva de niveles del bombeo en gráfico $S = f(t)$.

1-Se construye gráfico $S = f(t)$ como se muestra en la Figura 6.27.

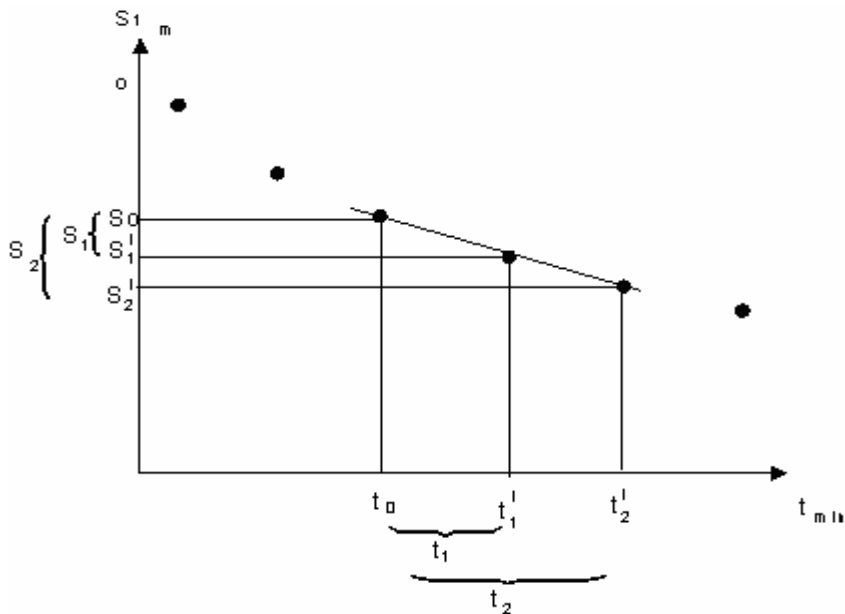


FIGURA 6.27. Gráfico para determinación del nivel estabilizado de bombeo.

- 2- Del gráfico confeccionado se selecciona un tramo de curva en descenso por el cual se pueda trazar una línea recta, se considerará la recta con inicio en abatimiento S_0 para tiempo t_0 a partir del inicio del bombeo.
- 3- Se calculan los descensos S_1 , S_2 , para periodos de tiempo t_1 , t_2 , a partir de S_0 y t_0 .

$$S_1 = S_1^t - S_0 \quad \text{y} \quad S_2 = S_2^t - S_0$$

S_1^t y S_2^t – Descensos ocurridos desde el inicio del bombeo en tiempo t_1 y t_2 .

Teniendo calculado la magnitud de S_{es}^1 por fórmula 6.125, se procede al cálculo del abatimiento total de estabilización por la fórmula 6.124.

Otros métodos de cálculos

En gran número de investigaciones hidrogeológicas con fines de abasto de agua, pequeños caudales de demandas, mejoramiento de suelos, estudios ambientales, etc., y sobre todo en rocas de baja y muy baja permeabilidad, se ejecutan pruebas en los acuíferos de muy corta duración. Estas pruebas las podemos denominar bombeos instantáneos y las mismas se pueden ejecutar bien por el bombeo propiamente o por el denominado método de cubeteo (también conocido como cuchareo). Cuando se ejecuta el bombeo como tal, lo que se busca es provocar un abatimiento en el acuífero de forma instantánea, con algunos minutos solamente de bombeo y como datos para los cálculos se tendrá la toma de la recuperación del nivel.

Los denominados cubeteos, no son más que la realización de la extracción de agua del pozo con la cubeta de la perforadora, este cubeteo se realiza de forma intensiva, es decir, sin detener el proceso de extracciones de cubetas llenas de agua del pozo, hasta haber obtenido un abatimiento razonable que permita tomar la recuperación del nivel para los cálculos de parámetros hidrogeológicos. Los cubeteos se realizan por cortos períodos de tiempo, en algunos casos, estos pueden alcanzar los 60 a 90 minutos.

Durante los bombeos propiamente, el tiempo es tan corto que el caudal se considera constante. Durante los cubeteos se regula el tiempo del ciclo de extracción de la cubeta para poder considerar que el caudal del cubeteo es constante. Con datos de cubeteos se puede determinar, de forma aproximada, el caudal de entrega específica del acuífero, para ello se puede utilizar la fórmula siguiente:

$$q = 18,1 \frac{D^2}{T} \log\left(\frac{S_0 + l \frac{d^2}{D^2}}{S_0}\right) \quad (6.126)$$

Donde:

q ; caudal específico, l/s. M

D ; diámetro del pozo, m

T ; duración del ciclo de extracción de la cubeta, s

d ; diámetro de la cubeta, dm

l ; largo de la cubeta, mm

S_0 ; abatimiento medio del cubeteo, cuando no se estabiliza el nivel durante el cubeteo se debe tomar como mínimo tres mediciones del nivel, en este caso:

$$S_0 = \frac{S_1 + S_2 + S_3}{3} \quad (6.127)$$

Teniendo el caudal de entrega específica del acuífero se puede determinar la transmisividad de las rocas acuíferas aplicando las fórmulas 6.112, 6.113 y 6.114, según proceda, por el tipo de litología del acuífero.

Cálculos del coeficiente de filtración por datos de cubeteos y bombeos instantáneos

Durante bombeos intensivos o cubeteos sin estabilización del nivel del agua, el cálculo del coeficiente de filtración lo podemos determinar directamente por distintas metodologías de cálculos:

1ra. por datos de la recuperación del nivel, según Erkin

$$K = \frac{3,5r^2U}{L + 2r} \quad (6.128)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración, m/día

r ; radio del pozo, cm

L ; profundidad del nivel antes de iniciado el bombeo o cubeteo, cm

U ; coeficiente,

$$U = \frac{\log \frac{Y_0}{Y_1} + \log \frac{Y_1}{Y_2} + \dots + \log \frac{Y_{n-1}}{Y_n}}{t_1 + t_2 + \dots + t_n} \quad (6.129)$$

Y_0 ; abatimiento al finalizar el bombeo o cubeteo, cm

$Y_1 \dots Y_n$, abatimiento (en cm) en tiempo $t_1 \dots t_n$ (minutos) a partir del instante en que se detuvo el bombeo o cubeteo (Figura 6.28).

Durante la recuperación del nivel se ejecutan varias mediciones de la posición del mismo de la siguiente forma: cada un minuto durante los primeros 15 minutos, posteriormente cada 5 minutos, hasta finalizar las mediciones del nivel en ascenso, las cuales no deben suspenderse hasta que la recuperación alcanzada sea igual o mayor del 80 % del abatimiento al finalizar el cubeteo o bombeo (Y_0).

En la sumatoria logarítmica, la primera expresión logarítmica de Y se toma Y_0 y Y_1 , para el tiempo t_1 a partir del inicio de la recuperación, para la segunda expresión logarítmica $Y_0 = Y_1$ y $Y_1 = Y_2$, y esta última se toma para el tiempo t_2 a partir de t_1 , y así sucesivamente hasta la última expresión de cálculo.

Los cálculos pueden efectuarse por método grafo-analítico, donde $U = tg \alpha$, para ello se construye el gráfico $Y_t = f(\log t)$ en el cual se obtendrá una curva, cuyo centro representa una línea recta (Figura 6.29), con ángulo α en la intersección de la continuación de la recta del gráfico obtenido con el eje de $\log t$.

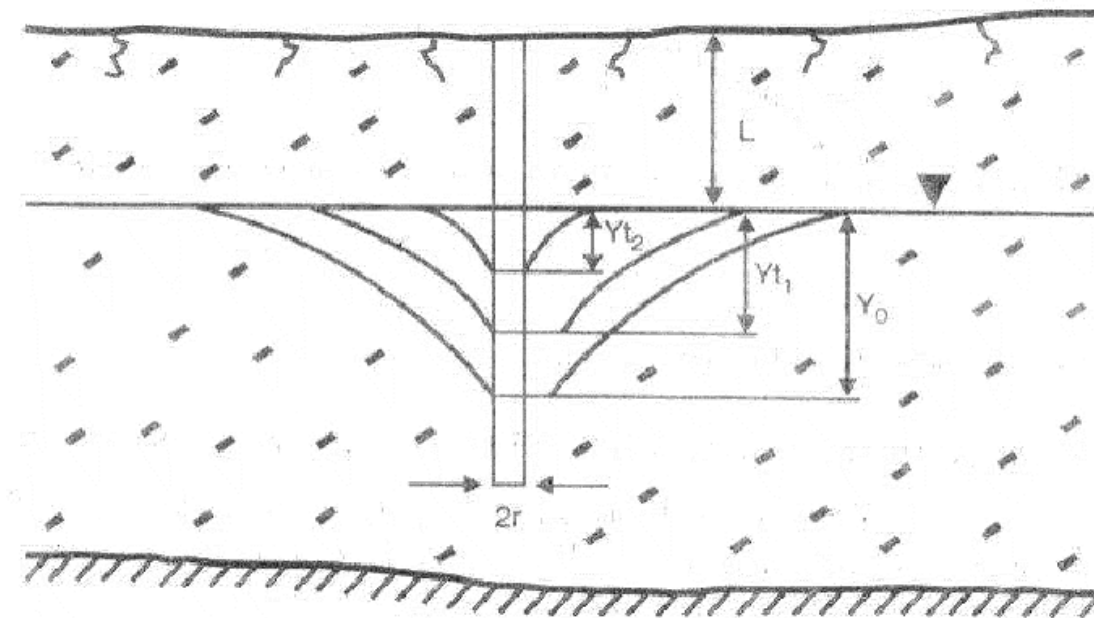


FIGURA 6.28. Esquema de recuperación de niveles a partir de suspensión de cubeteo o bombeo.

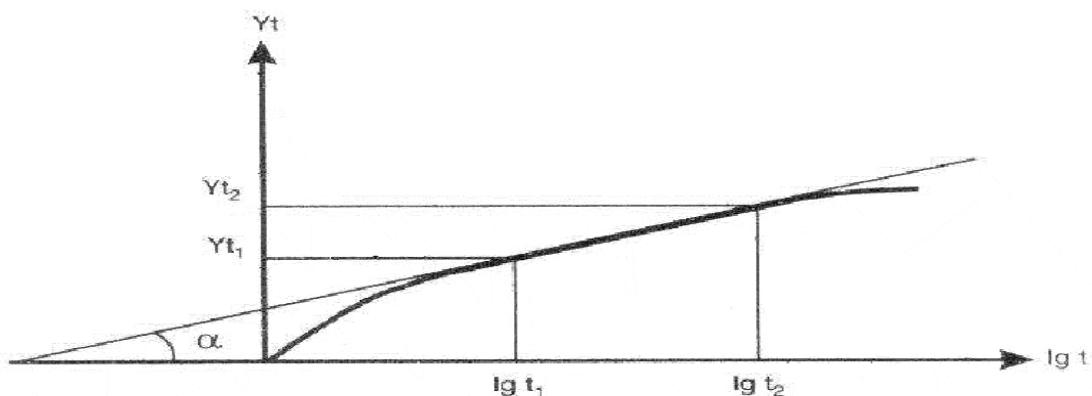


FIGURA 6.29. Gráfico de dependencia $Y_t = f(\log t)$.

2da. Por columna de agua en el pozo durante el bombeo o cubeteo, según Bochevier.

$$K = \frac{Q}{2H \left(\frac{h_1^2 - h_2^2}{\ln t_2 - \ln t_1} \right)} \quad (6.130)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración, m

Q ; caudal de bombeo o cubeteo, m³/día

h_1 y h_2 ; columnas de agua en el pozo (en m) en los tiempos t_1 y t_2 (en días) respectivamente a partir del inicio del bombeo o cubeteo.

3ra. Por recuperación del nivel. En este caso debe considerarse también la forma de entrada del agua al pozo, la cual puede ser por el fondo del pozo cuando el mismo se encuentre encamisado. En este caso, el coeficiente de filtración puede ser determinado por la fórmula:

$$K = 1,8 \frac{r}{t} \log \left(\frac{S_1}{S_2} \right) \quad (6.131)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración, cm/s (* 864 en m/día)

r ; radio del pozo, cm

t ; período de tiempo (s) entre las mediciones del nivel S_1 y S_2 tomados en cm.

Cuando el pozo es imperfecto y al mismo se le ubican filtros en todo el intervalo del espesor acuífero perforado y considerando que la entrada del agua al pozo es solamente de forma lateral, el coeficiente de filtración puede ser calculado por la fórmula siguiente:

$$K = \frac{r^2(S_1 - S_2)}{(S_1 + S_2)t\sqrt{ld}} \quad (6.132)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración, m / día,

r ; radio del filtro, m,

S_1 y S_2 , ascensos del nivel a partir del inicio de la recuperación, m,
 t ; tiempo transcurrido entre los ascensos S_1 y S_2 , m,
 l ; largo del filtro, m,
 d : diámetro del filtro, m.

6.7 Determinación de parámetros hidrogeológicos por datos de vertimientos en pozos y calicatas

El objetivo de este tipo de prueba es determinar los parámetros hidrogeológicos en rocas de baja permeabilidad en los acuíferos o en la zona no saturada. En la práctica hidrogeológica estos trabajos se ejecutan principalmente, en investigaciones para fines de construcciones de obras hidrotécnicas, de mejoramiento de suelos, y en general en investigaciones ingeniero-geológicas.

En la zona no saturada, en dependencia de la profundidad que se requiere investigar, se utilizan pozos o calicatas. Dada la diferencia en las metodologías de cálculos y de ejecución de las pruebas en sí, en esta ocasión analizaremos los métodos principales de cálculos de amplia aplicación práctica.

6.7.1 Vertimientos en pozos

En esta variante de vertimientos analizaremos solo los casos más generales y de gran aplicación en la práctica.

1. Vertimiento en zona de saturación

En este caso nos referimos a vertimientos que se ejecutan en zona acuífera. Generalmente estos vertimientos se ejecutan cuando las rocas son poco o muy poco permeables y por las características de los pozos perforados la ejecución de bombeos o cubeteos no aportan los resultados efectivos. Por las condiciones hidrodinámicas se pueden definir dos casos principales: 1er. Cuando el acuífero presenta un espesor pequeño (1- 5 m); 2do. Cuando el acuífero tiene un espesor considerable.

1er. Caso: Acuíferos con espesor menor de 5 metros

La perforación de los pozos debe ejecutarse hasta el lecho impermeable del acuífero, ubicándose los filtros en el pozo hasta 1 o 2 metros por encima del nivel del agua dentro del pozo (Figura 6.30).

La prueba se ejecuta vertiendo el agua al pozo desde un envase con regla graduada, manteniendo un nivel estabilizado en el pozo. El caudal (Q) de vertimiento se calcula a partir del volumen de agua vertido y el tiempo de vertimiento (t), que puede ser variado. El nivel estabilizado en el pozo se logra a través de una llave de regulación en el sistema de vertimiento al pozo. La prueba debe prolongarse hasta que se logre un caudal estable durante 2-4 horas. Esto se verifica durante la ejecución de la prueba construyéndose el gráfico $Q = f(t)$, hasta que del gráfico se establezca la estabilización de Q .

El coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = \frac{0,733Q \lg \frac{R}{r_0}}{h^2 - H^2} \quad (6.133)$$

Donde:

K : coeficiente de filtración, m/día

Q : caudal estabilizado del vertimiento, m³/día

R : radio del cono de vertimiento (m) puede calcularse sobre la base del descenso específico del nivel de la Tabla 6.5 o por pozos de observación

r_0 : radio del pozo, m

h : columna de agua con nivel estabilizado en el pozo, m

H : espesor acuífero, m.

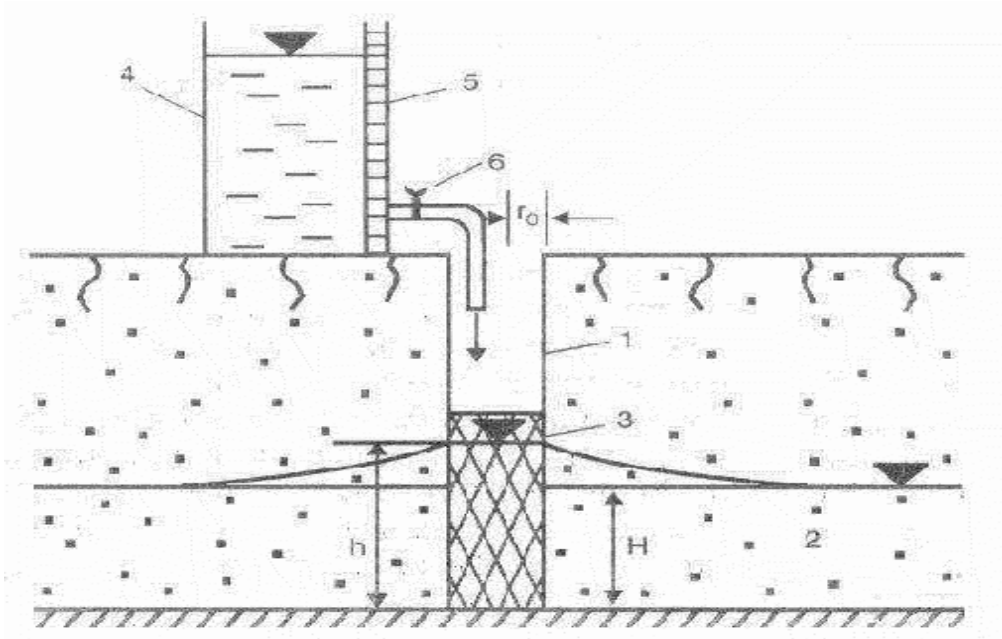


FIGURA 6.30. Esquema de vertimiento en estrato freático de poco espesor. 1. Pozo; 2. Estrato acuífero; 3. Filtros.; 4. Envase de agua; 5. Regla graduada; 6. Manguera con llave reguladora.

2do. Caso: Acuífero con espesor considerable (> 5 m)

En este caso, generalmente, los pozos se perforan sin alcanzar el lecho impermeable del acuífero. Los filtros se ubican a partir del nivel del agua hasta el fondo del pozo. Sobre el nivel del agua, al pozo se le instalan camisas sin ranuras (ciegas). El vertimiento se ejecuta por la metodología explicada en el caso anterior, pero manteniendo el nivel estabilizado del agua en el pozo varios metros por encima del extremo superior de los filtros (Figura 6.31). El coeficiente de filtración se determina considerando la carga hidrostática sobre el nivel del agua en el acuífero por la fórmula:

$$K = 0,525 q \log \frac{0,66l_0}{r_0} \quad (6.134)$$

Donde:

K : coeficiente de filtración, m/día

q : absorción específica, m/día m

$$q = \frac{Q}{l_0 H_0} \quad (6.135)$$

Q ; caudal estabilizado de vertimiento

l_0 ; largo del tramo en prueba (largo de filtro), m

H_0 ; carga hidrostática sobre el nivel del agua natural (antes del vertimiento), m.

Para comprobar la efectividad de la prueba pueden ejecutarse vertimientos con dos o tres niveles estabilizados y con la confección del gráfico $Q_0 = f(H_0)$ verificar la efectividad de la misma.

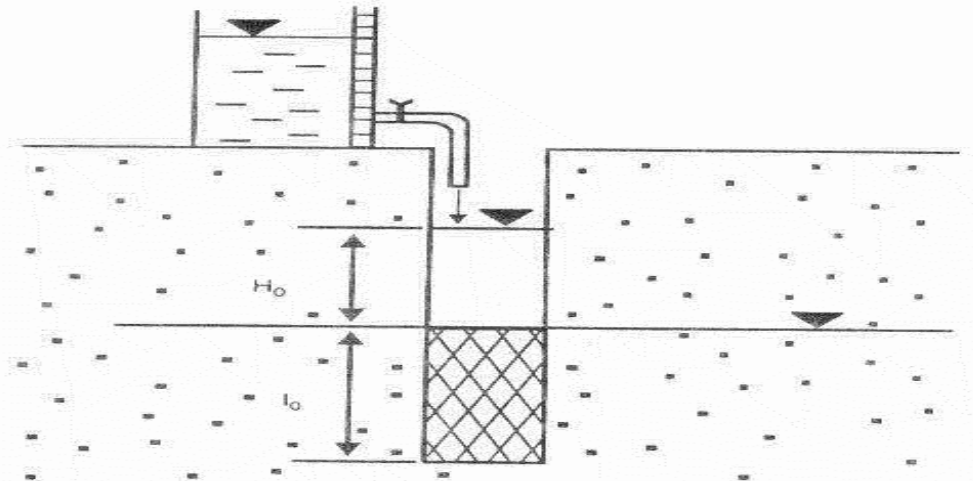


FIGURA 6.31. Esquema de vertimiento en estratos acuíferos de espesores considerables.

2. Vertimiento en zona no saturada

El vertimiento en la zona no saturada se ejecuta cuando es de interés investigar un espesor considerable (> 5 m) o cuando en esta zona existen varios estratos para los cuales los vertimientos en calicatas no presentan resultados efectivos, también depende del objetivo de la investigación. Para estas condiciones analizaremos los casos siguientes:

- **Pozo perforado en zona no saturada:** para los casos donde se desconoce la profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas, y cuando se conoce su profundidad de yacencia.

1er. Caso: Cala perforada en zona no saturada con desconocimiento de la profundidad de yacencia del nivel del agua subterránea (Figura 6.32). La metodología de ejecución del vertimiento es similar a la expuesta en vertimiento en zona saturada. El vertimiento debe ejecutarse con no menos de cuatro horas con el nivel en el pozo estabilizado. El coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = 0,423 \frac{Q}{l_0^2} \log \frac{2l_0}{r_0} \quad (6.136)$$

Donde:

K : coeficiente de filtración, m/día

Q : caudal estabilizado de vertimiento, $m^3/día$

l_0 : columna de agua sobre el extremo inferior del filtro, m

r_0 : radio del pozo, m.

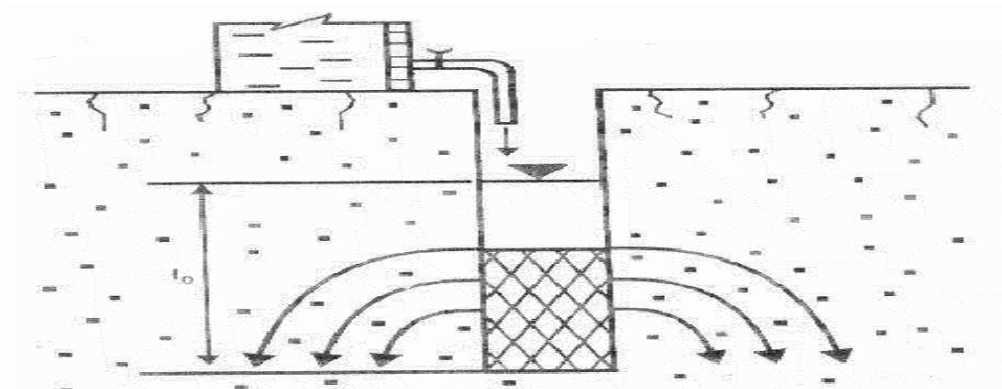


FIGURA 6.32. Esquema de vertimiento en zona no saturada donde se desconoce la profundidad de yacencia del nivel del agua subterránea.

2do. Caso: Pozo perforado en zona no saturada donde se conoce la profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas (Figura 6. 33).

Para la metodología de cálculos que a continuación exponemos es requisito que el extremo inferior de los filtros se encuentre a una altura sobre el nivel ≥ 3 veces el largo del intervalo a prueba. El nivel del agua en el pozo durante la prueba se deberá mantener estabilizado por encima del extremo superior de los filtros. El proceso de vertimiento se ejecuta de forma idéntica a las anteriormente expuestas.

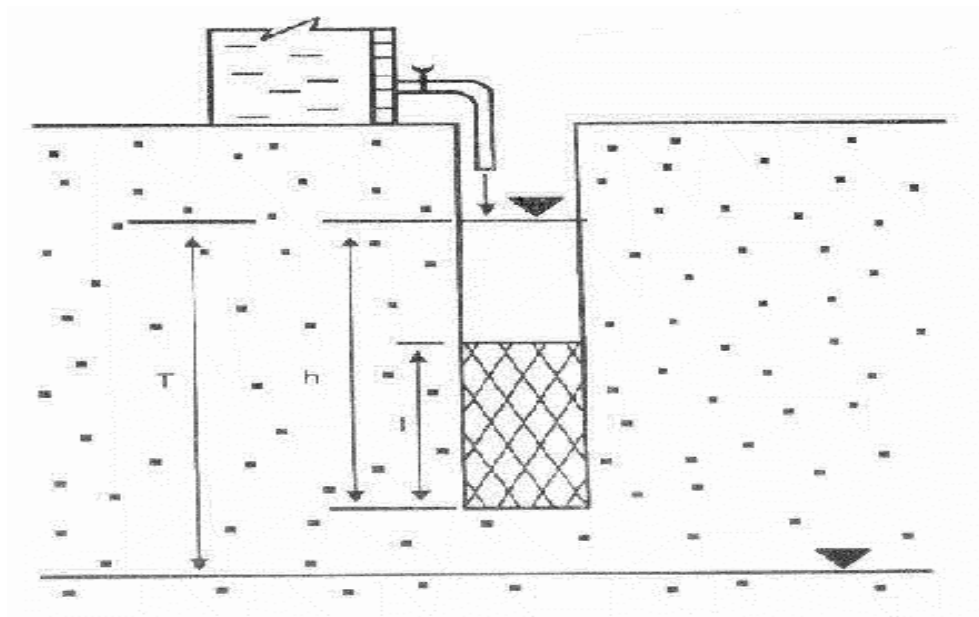


FIGURA 6.33 Esquema de vertimiento en zona no saturada en pozos donde se conoce la profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas.

El coeficiente de filtración puede ser calculado por dos variantes. La variante a ejecutar se define por el gráfico de la Figura 6.34.

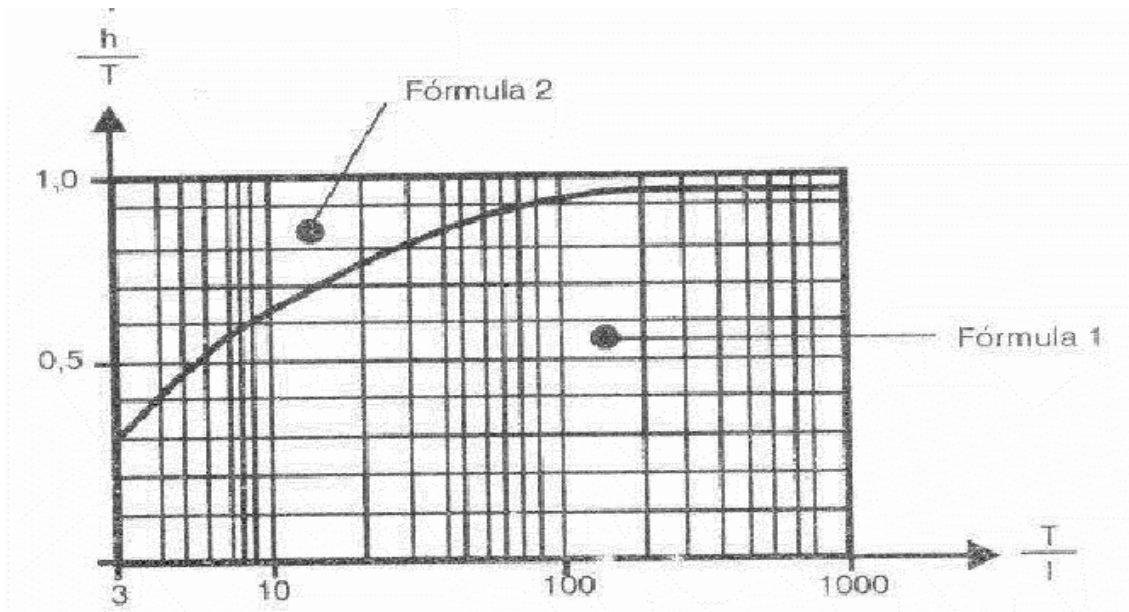


FIGURA 6.34. Gráfico que determina las fórmulas a emplear. Zona 1. Aplicable la fórmula 6.137. Zona 2. Aplicable la fórmula 6.138.

Las fórmulas de cálculos en dependencia de la variante a ejecutar son las siguientes:

1ra. variante de cálculo:

$$K = \frac{Q}{C_1 r h} \quad (6.137)$$

2da. variante de cálculo:

$$K = \frac{2Q}{r(C_2 + 4)(T + h - l)} \quad (6.138)$$

Donde:

K : coeficiente de filtración, m/día

Q : caudal estabilizado de vertimiento, $m^3/día$

r : radio del pozo, m

h : columna de agua sobre el extremo inferior del filtro con nivel estabilizado en el pozo, m

T : columna de agua desde el nivel estabilizado en el pozo hasta el nivel del agua subterránea, m

l : longitud de filtros, m

C_1 : coeficiente $C_1 = f\left(\frac{l}{h}; \frac{h}{r}\right)$, se determina mediante el gráfico de la Figura 6.35.

C_2 : coeficiente $C_2 = f\left(\frac{l}{r}\right)$, se determina mediante el gráfico Figura 6.36.

El método antes expuesto fue elaborado por el Buró de Mejoramiento de los suelos de los Estados Unidos de América, y por su alta efectividad, sobre todo en sedimentos arcillosos, presenta una amplia utilización a escala internacional.

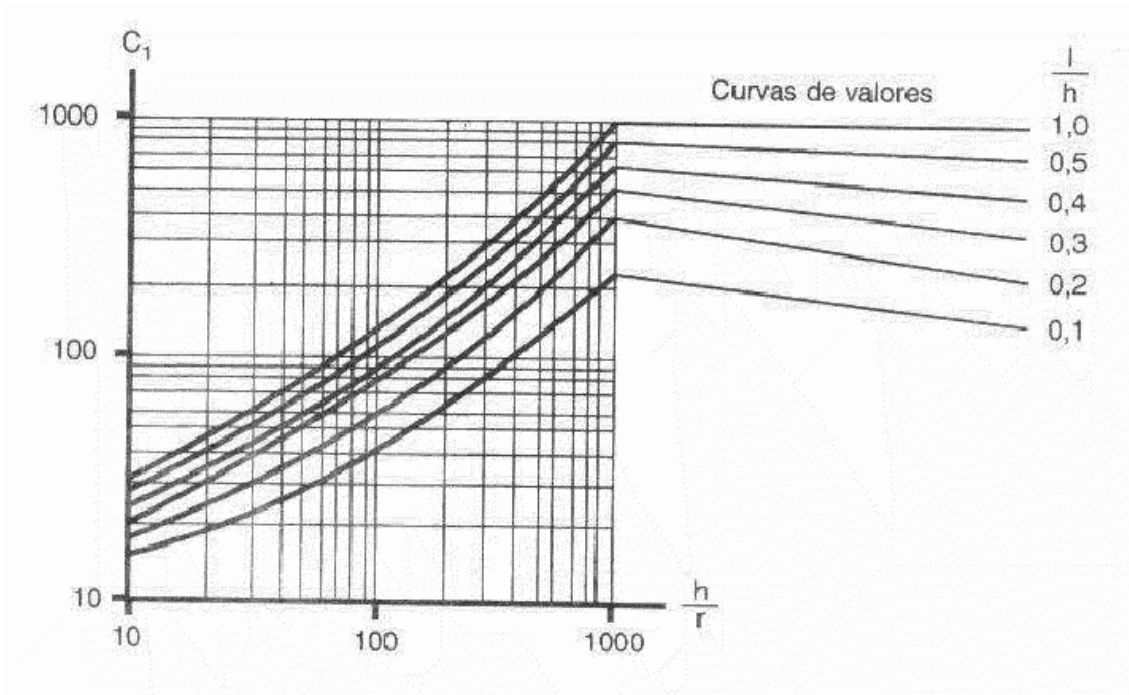


FIGURA 6.35. Gráfico para determinar C_1 .

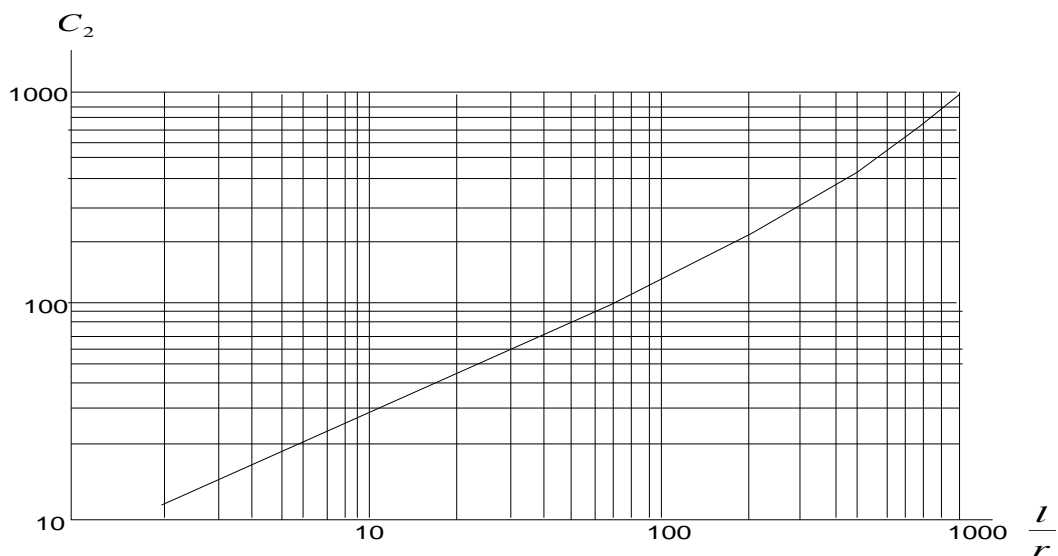


FIGURA 6.36. Gráfico para determinar C_2 .

6.7.2 Vertimiento en calicatas

Se ejecuta para la determinación del coeficiente de filtración en la zona no saturada hasta profundidades no mayores de 3 hasta 5 m. Este tipo de pruebas ofrece resultados muy efectivos en sedimentos arenosos, areno-arcillosos, arcillas y rocas poco agrietadas, siendo prácticamente inaplicables para la evaluación de la permeabilidad en rocas muy agrietadas, en las cuales en la mayoría de los casos aporta resultados irreales.

A continuación se exponen los métodos más usuales.

1. Método de Bóldiriev

Este método es superior a los otros que se analizarán por su sencillez.

En el centro del fondo de la calicata, que se excava hasta la profundidad requerida, se perfora un orificio preferentemente cuadrado con una profundidad de 15–20 cm; mientras mayor sea el área del orificio, mayor será la veracidad de los datos que se obtengan, por lo que su sección no deberá ser menor de 0,3 x 0,3 m. Las paredes y fondo del orificio se aplanan sin que se compacten las mismas, para no romper la estructura (densidad) de las rocas. Junto a una de las paredes del orificio se instala una regla en la que se señala un nivel a una altura de 10 – 12 cm sobre el fondo del orificio; en el cual se deposita una lámina de arena gruesa con espesor 1 – 2 cm (Figura 6.37), con el objetivo de que no se erosione el fondo con la caída del agua que se vierte al orificio.

La prueba se ejecuta manteniendo un nivel estabilizado del agua en el orificio en la señal 10–12 cm, sobre el fondo del mismo, y se controla el caudal de vertimiento hasta que se logre un régimen de filtración próximo al estacionario, lo cual se puede determinar del gráfico $Q = f(t)$, (Figura 6.38).

El coeficiente de filtración se determina por la fórmula de Darcy despejando K:

$$Q = K Y F \quad (6.139)$$

Donde:

Q : caudal estabilizado de vertimiento, m³/día;

F : área de la sección del orificio, m²;

Y : gradiente de la carga.

$$Y = \frac{H_0 + l}{l} = \frac{H_0}{l} + 1 \quad (6.140)$$

H_0 : altura del nivel del agua sobre el fondo del orificio (10 – 12 cm.);

l : profundidad de penetración del agua al finalizar la prueba, m.

Durante un período de tiempo relativamente largo con Q estabilizado (2 – 4 horas), se puede considerar que la profundidad de penetración del agua, l , es varias veces mayor que H_0 , de donde $Y \approx 1$, por lo que despejando K de la fórmula 6.139 tenemos:

$$K = \frac{Q}{F} \quad (6.140)$$

El caudal de vertimiento se mide manteniendo un nivel estabilizado en el embase de agua 1 (Figura 6.37), vertiendo en el mismo agua con un recipiente de determinado volumen, dicho volumen V , vertido cuidadosamente en un tiempo determinado t (5 – 40 min), de donde; $Q = \frac{V}{\Delta t}$, se considera el caudal estabilizado Q_e , cuando el mismo en el gráfico $Q = f(t)$ se mantenga estable o con oscilaciones no mayores de $\pm 10 \%$.

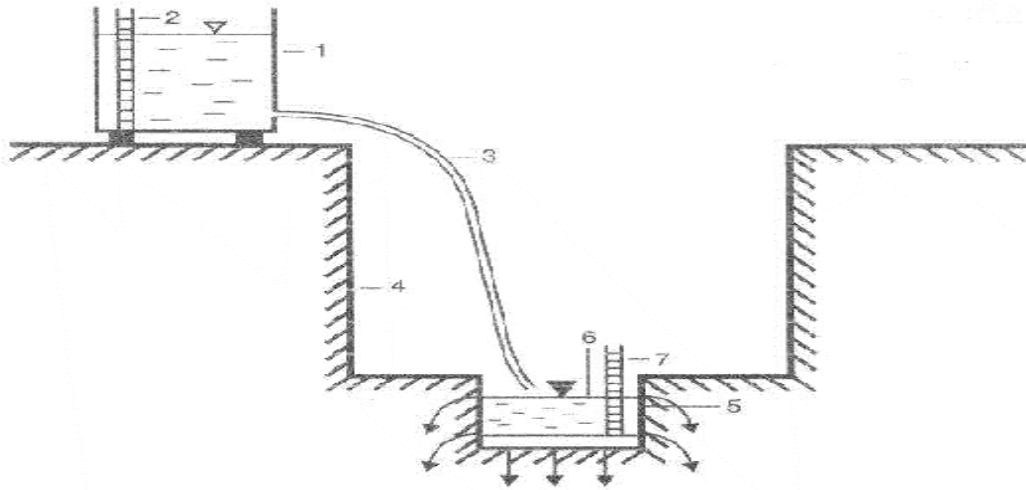


FIGURA 6.37. Esquema de instalación para vertimiento en calicatas por el método de Bóldiriev. 1. Envase de agua; 2. Regla para el control del nivel del agua; 3. Manguera con llave para regular el caudal de vertimiento; 4. Pared de la calicata; 5. Orificio en el fondo de la calicata; 6. Nivel del agua en el orificio; 7. Regla con marca para mantener el nivel del agua estabilizado.

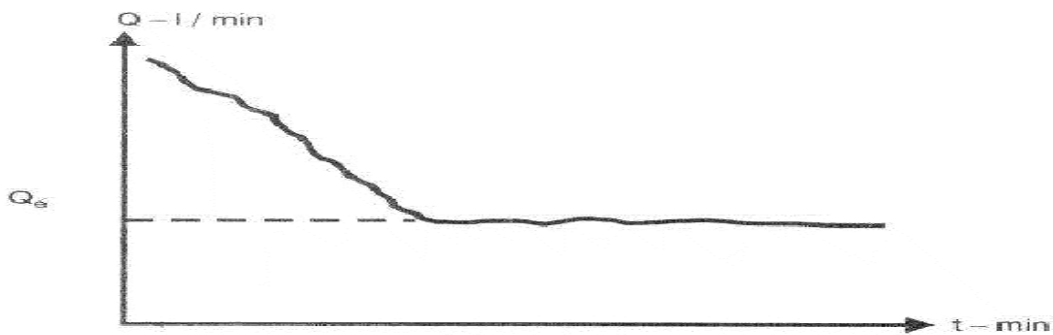


FIGURA 6.38. Gráfico característico de $Q = f(t)$

2. Método de Kamiénsky

Este método se diferencia del de Bóldiriev porque permite considerar la filtración lateral por la influencia de las fuerzas capilares. Se diferencia del método anterior en que, en lugar de excavar un orificio en el fondo de la calicata, sobre este se deposita un anillo metálico de diámetro de 30 – 50 cm y altura de 20 – 25 cm. En el fondo del orificio se deposita una lámina de arena o grava fina con espesor 1 – 2 cm y el área circundante al anillo, dentro de la calicata, se rellena con material arcilloso. La prueba se ejecuta manteniendo un nivel estabilizado del agua dentro del anillo metálico, midiéndose el volumen que se vierte en el embase 1, de la Figura 6.39; la prolongación de la prueba será hasta que el caudal de vertimiento se mantenga estabilizado por un espacio de 2 – 4 horas, lo cual se controla con la construcción del gráfico (Figura 6.38).

El coeficiente de filtración se calcula por la fórmula:

$$K = \psi Q_e \quad (6.141)$$

Donde:

K : coeficiente de filtración, m/día;

ψ : coeficiente de correlación de Guirínsky, se determina por la Tabla 6.8.

$$\psi = f [(H_0 + H_c); d] ;$$

H_c : ascenso capilar, m.

D : diámetro del anillo, cm.

Q_e : volumen de agua que se vierte al envase regulador 1 (Figura 6.39), en periodos de tiempo, t .

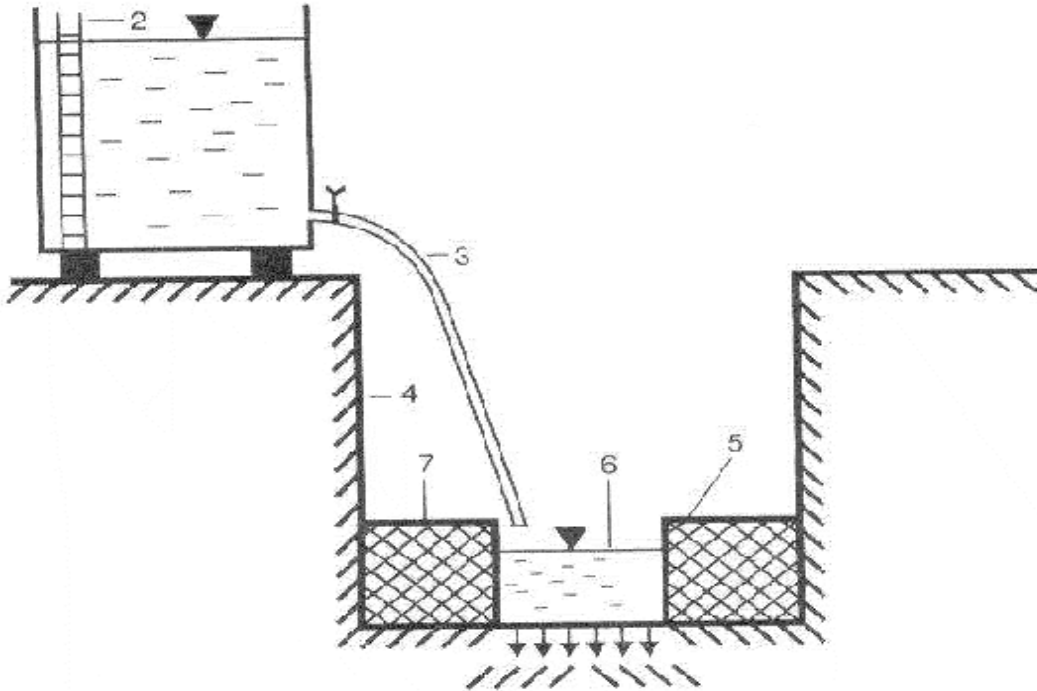


FIGURA 6.39. Esquema de instalaciones para vertimientos en calicatas por el método de Kamienski. Envase de agua; 2. Regla para control del nivel del agua; 3. Manguera con llave reguladora; 4. Pared de la calicata; 5. Anillo metálico; 6. Nivel estabilizado del agua dentro del anillo; 7. Material arcilloso vertido alrededor del anillo (débilmente compactado).

Los valores del ascenso capilar H_c se toman de acuerdo con el tipo de rocas donde se ejecuta la prueba y considerando que el tiempo de duración de las pruebas es corto, sus valores pueden tomarse de la Tabla 6.9.

Tabla 6.8. Valores del ascenso capilar H_c según Bándeman (en pruebas de corta duración)

Sedimentos	Ascenso capilar H_c , m
Arcilla poco arenosa	1,0
Arcilla arenosa	0,8
Arena muy arcillosa	0,6
Arena arcillosa	0,4
Arena fina poco arcillosa	0,3

Tabla 6.9. Coeficiente de corrección de Guirínsky

$H_0 + H_c$ m.	Diámetro del anillo, cm.										
	30	32	34	36	38	40	42	44	46	48	50
1,00	1,08	1,00	0,94	0,88	0,84	0,80	0,76	0,72	0,89	0,66	0,63
0,95	1,12	1,05	0,99	0,93	0,88	0,84	0,79	0,76	0,72	0,69	0,68
0,90	1,18	1,11	1,04	0,98	0,93	0,88	0,84	0,80	0,76	0,73	0,70
0,85	1,25	1,17	1,10	1,04	0,98	0,93	0,88	0,84	0,80	0,77	0,73
0,80	1,33	1,24	1,17	1,10	1,04	0,99	0,94	0,89	0,85	0,81	0,77
0,75	1,41	1,32	1,24	1,17	1,10	1,05	1,00	0,95	0,90	0,86	0,82
0,70	1,51	1,41	1,33	1,25	1,18	1,12	1,06	1,00	0,96	0,91	0,87
0,65	1,62	1,52	1,42	1,34	1,26	1,19	1,21	1,15	1,10	1,05	0,93
0,60	1,75	1,64	1,54	1,44	1,36	1,28	1,31	1,25	1,18	1,13	1,00
0,55	1,90	1,78	1,66	1,58	1,46	1,38	1,43	1,35	1,28	1,22	1,07
0,50	2,08	1,93	1,80	1,70	1,60	1,51	1,45	1,35	1,28	1,22	1,16
0,45	2,28	2,12	1,98	1,87	1,75	1,64	1,55	1,47	1,40	1,33	1,27
0,40	2,53	2,36	2,20	2,00	1,92	1,81	1,71	1,62	1,54	1,46	1,38
0,35	2,84	2,60	2,45	2,29	2,14	2,02	1,90	1,80	1,70	1,61	1,53
0,30	3,22	2,99	2,78	2,59	2,42	2,27	2,13	2,01	1,91	1,81	1,72
0,25	3,74	3,44	3,19	2,97	2,77	2,96	2,45	2,21	2,17	2,05	1,94
0,20	4,42	4,07	3,78	3,50	3,24	3,03	2,84	2,67	2,52	2,38	2,26
0,15	5,38	4,94	4,56	4,24	3,94	3,67	3,41	3,18	2,99	2,91	2,65
0,10	6,03	6,30	5,78	5,33	4,94	4,60	4,28	3,90	3,71	3,47	3,25

3. Método de Guirínsky

Este método al igual que el de Kamiénsky considera la filtración lateral por la influencia de las fuerzas capilares.

La prueba consiste en que en el fondo de la calicata se excava un orificio de diámetro de 0,4 a 0,6 m y profundidad de 10 a 12 cm. En el centro del orificio se instala un anillo con diámetro 0,3 a 0,5 m, con altura de 0 a 0,5 m, debiendo penetrar su extremo inferior en el fondo del orificio de 1 a 2 cm. En el fondo del anillo se deposita una capa de grava fina o arena gruesa con espesor de 1 a 2 cm; el espacio entre el anillo y la pared del orificio, hasta la altura del extremo superior del anillo, se rellena con material arcilloso. El vertimiento del agua se ejecuta a través del denominado envase de Mariott, el cual se instala sobre el anillo, después de verter agua en el mismo hasta unos 10 – 12 cm sobre el fondo del anillo, el envase de Mariott se deposita sin estar totalmente lleno de agua, se regulan los tubos de agua y aire en relación con el nivel del agua en el anillo, debiéndose colocar el tubo de agua a unos 1,5 – 1 cm por debajo del nivel del agua y el tubo de aire con su extremo inferior, rozando el nivel del agua, de forma que pueda penetrar el aire; se comprueba el funcionamiento y se vierte agua a dicho envase, cerrando la tapa del mismo; posterior a esto se vierte también agua en el cilindro hasta el nivel inicial de estabilización con el que se ejecute la comprobación; inmediatamente se abre la llave del tubo de agua y se comienza el experimento, tomando anotaciones del nivel del agua en el envase de Mariott. Cada 10 minutos se calcula el caudal y se construye el gráfico $Q = f(t)$; durante el experimento, sistemáticamente, se vierte agua en el envase de Mariott hasta el nivel inicial. El experimento debe prolongarse manteniendo el nivel estabilizado en el anillo hasta que se logre un caudal, estabilizado durante un periodo de unas 4 horas.

El tiempo que se invierte en el llenado del envase no se considera en el tiempo para el cálculo del caudal. Para mantener el nivel estabilizado en el cilindro el vertimiento de agua se regula por la llave de entrada del agua.

Terminado el experimento el coeficiente de filtración se calcula por la fórmula 6.141.

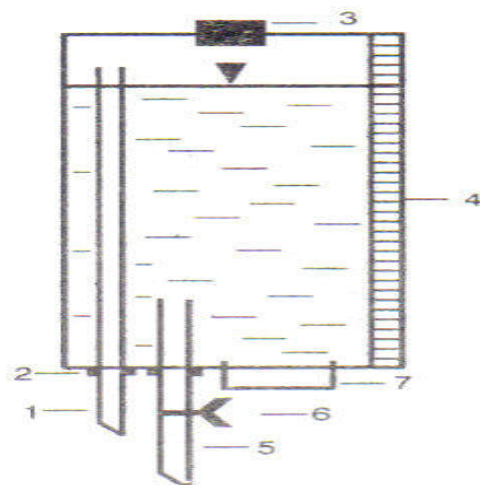


FIGURA 6.40. Esquema del envase de Mariott. Tubo de aire; 2. Junta de ajuste; 3. Tapa con rosca; 4. Envase cilíndrico con regla graduada; 5. Tubo de agua; 6. Llave reguladora; 7. Anilla para traslado del equipo.

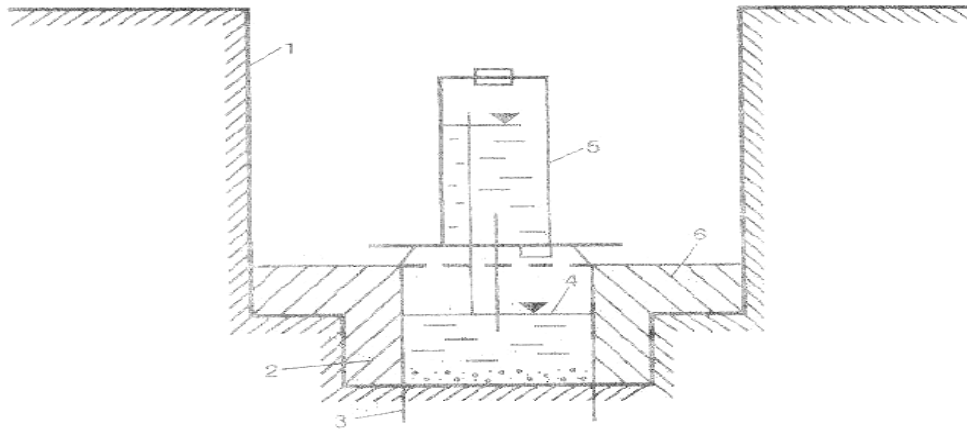


FIGURA 6. 41. Esquema de instalación para vertimiento en calicatas por el método de Guirínsky. 1. Pared d la calicata; 2. Orificio en el fondo de la calicata; 3. Anillo; 4. Nivel del agua estabilizado; 5. Envase de Mariott; 6. Relleno arcilloso.

4. Método de Nesteróv

Este método permite considerar la filtración lateral bajo la influencia de las fuerzas capilares, pero no incluido en cálculos, sino directamente por la metodología de ejecución del experimento. Esta prueba se ejecuta por la misma metodología que la de Guirínsky, aunque se diferencia por la utilización de dos anillos, uno exterior y uno interno, utilizándose también dos envases de Mariott. Las mediciones se ejecutan, solamente, por el envase instalado en el anillo interior. El caudal de agua en el espacio entre los dos anillos no se considera, pero sí es necesario mantener el nivel del agua, en el espacio entre los anillos, a la misma altura que en el anillo interior, a una altura del fondo del orificio de 10 – 12 cm. El cálculo del coeficiente de filtración se ejecuta por la fórmula 6.140.

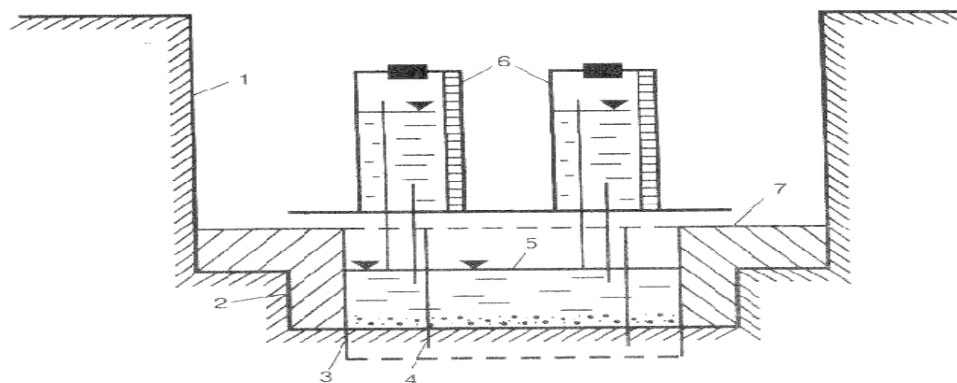


FIGURA 6.42. Esquema de instalación por vertimiento en calicatas por el método de Nesteróv. Pared de la calicata; 2. Orificio en el centro de la calicata; 3. Anillo exterior; 4. Anillo interior; 5. Nivel del agua dentro de los anillos; 6. Envases de Mariott; 7. Relleno arcilloso.

6.7.3 Cálculo del coeficiente de filtración por datos de compresión (inyección) en pozos

Las pruebas de compresión en pozos tienen un amplio desarrollo en investigaciones hidrogeológicas e ingeniero geológicas, sobre todo en investigaciones sobre bases de

construcciones hidrotécnicas (hidroeléctricas, presas, etc.), principalmente en suelos rocosos y semirrocosos agrietados.

Como principio, los resultados de compresiones experimentales pueden ser interpretados como bombeos unitarios; sin embargo, la limitación en la longitud del intervalo y el carácter agrietado de los colectores no permiten abarcar con el experimento un volumen del macizo rocoso, suficientemente representativo que permita definir una distribución regular del agrietamiento en las rocas, ni la representación del número de grietas en la zona de influencia de la compresión. De tal forma se rompen las condiciones principales expuestas en la fundamentación de la ley de Darcy sobre la continuidad del medio.

Por ello, la compresión se utiliza para la comparación cualitativa de las características de permeabilidad y grado de agrietamiento de los suelos rocosos y semirrocosos en distintos tramos y profundidades. Como unidad de medida de la permeabilidad y agrietamiento de las rocas durante la compresión, se toma como indicador empírico condicional, la absorción específica, que se determina por la fórmula 6.134. El objetivo de las inyecciones experimentales lo representa, precisamente, la determinación de la absorción específica. Por la magnitud de la absorción específica se opina sobre el grado de agrietamiento de las rocas y se toman las medidas necesarias para contrarrestar las afectaciones que pueda provocar el agrietamiento detectado. El grado de agrietamiento y permeabilidad de las rocas y de absorción específica se relacionan entre sí; esa relación la podemos ver en la Tabla 6.10.

Tabla 6.10. Relación entre las características de las rocas y su absorción específica

Características de las rocas	q; l/min
Rocas prácticamente impermeables no agrietadas	< 0,005
Rocas muy poco permeables, muy poco agrietadas	0,005 – 0,05
Rocas poco permeables, poco agrietadas	0,06 – 5,0
Rocas permeables agrietadas	5,0 – 15,0
Rocas fuertemente permeables, fuertemente agrietadas	15,0 – 50,0
Rocas muy fuertemente permeables, muy fuertemente agrietadas	> 50,0

Las inyecciones generalmente se ejecutan por intervalos con longitud de 1– 5 m. Cuando las rocas presentan un agrietamiento débil las pruebas se ejecutan con longitud hasta 10 m.

Los esquemas de ejecución de los experimentos son muy numerosos, sin embargo, en la práctica los más utilizados son:

1. Prueba por el método –arriba hacia abajo-, con la correspondiente profundización del pozo por intervalos de 10 m y la ejecución del aislamiento en la base del intervalo probado; 2. Prueba por el método –abajo hacia arriba- en pozos perforados en toda la profundidad programada con la correspondiente cementación (con cemento o arcilla) de los tramos ya probados.

En el primer caso se regula el ritmo de perforación, pero el pozo queda listo para ejecutar en los otros trabajos experimentales. En el segundo caso, los trabajos experimentales y de perforación se ejecutan independientemente; como resultado del relleno (aislamiento) del pozo con cemento este pierde su utilización para otros experimentos.

En la práctica el caso más utilizado es el de –arriba hacia abajo.

Para la ejecución de las pruebas de inyección, por lo general, se utilizan bombas de lodo, sin embargo, pueden ser utilizados otros tipos de bombas de pistón o de émbolos. Los requisitos indispensables para la selección de las bombas para las pruebas de compresión son que permitan crear una presión no menor de 10 atm y tener caudales hasta de algunos litros por segundo (0,1– 5).

Las pruebas de inyección pueden ejecutarse en dos variantes:

1ra. Cuando el intervalo a prueba se encuentra bajo el nivel del agua, en este caso:

$$H_e = h_m + h_e + h_0 \quad (6.142)$$

Donde:

H_e ; presión efectiva;

h_m ; presión en el manómetro instalado sobre la boca del pozo, m, col. agua.

h_e ; profundidad del nivel del agua desde el punto en que se ejecuta la medición (extremo superior de los tubos del encamisado del pozo, (Figura 6.43), m;

h_0 ; altura de la base del manómetro sobre el punto en que se ejecuta la medición (extremo superior de los tubos de encamisado del pozo), m;

2da. Cuando el intervalo a prueba se encuentra sobre el nivel del agua:

$$H_e = h_m + h_i + h_0 \quad (6.143)$$

h_i ; distancia desde el centro del intervalo a prueba hasta el extremo superior de los tubos de encamisado del pozo, m.

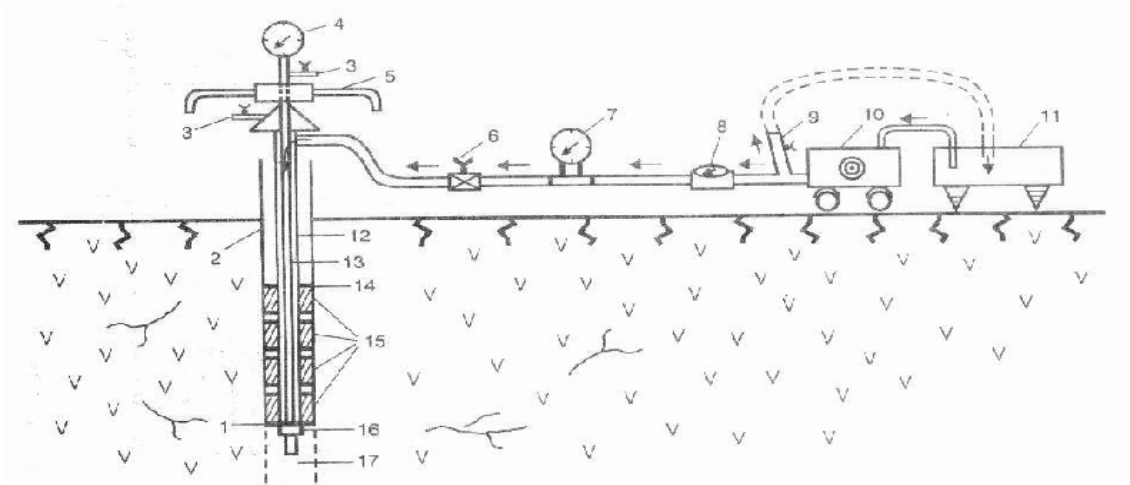


FIGURA 6.43. Esquema de ejecución de las pruebas de inyecciones. 1. Anillo inferior de apoyo del obturador; 2. Pared del pozo (o tubos de encamisado); 3. Llave para salida del aire del sistema; 4. Manómetro principal; 5. Torniquete giratorio; 6. Válvula reguladora; 7. Manómetro de control; 8. Hidrómetro; 9. Línea de vertimiento con llave reguladora; 10. Bomba de inyección; 11. Depósito de agua; 1. Tubería interior; 14. Anillo de apoyo superior del obturador; 15. Anillo de goma; 16. Embrague (acoplador); 17. Intervalo a prueba.

Las pruebas de inyección deben ejecutarse como mínimo con dos escalones de presión; con los resultados de los pozos se construye el gráfico $Q_e = f(H_e)$.

Los gráficos resultantes pueden estar representados por tres configuraciones del mismo (Figura 6.35). En el primer caso: curva convexa que se aproxima al eje de Q_e ; segundo caso: línea recta, tercer caso: curva cóncava que se aproxima al eje de las presiones.

Los dos primeros casos responden a pruebas efectivas; el tercer caso indica una incorrecta realización de la prueba.

Cuando se obtiene una línea recta, la absorción específica puede ser calculada por la fórmula 6.134. Cuando se obtiene una curva convexa que se aproxima al eje de los caudales, la misma se aproxima a una dependencia parabólica o logarítmica, pudiéndose ejecutar esta aproximación por la fórmula:

$$Q_e^0 = n \sqrt[m]{H_e} \quad (6.144)$$

Donde:

$$Q_e^0 = \frac{Q_e}{l_0}$$

Q_e^0 : caudal reducido l/min;

m y n: coeficientes que se determinan por los resultados de las pruebas para lo cual se transforma la expresión 6.144 en la forma siguiente:

$$\ln Q_e^0 = \ln n + \frac{1}{m} \ln H_e \quad (6.145)$$

Para determinar el valor de la absorción específica se construye el gráfico $\ln Q_e^0 = f(\ln H_e)$, (Figura 6.45), con los valores de las pruebas efectuadas con dos presiones distintas en el mismo intervalo; uniendo los puntos ploteados por una recta que corte el eje de las ordenadas $\ln Q_e^0$, a partir del cero (0) hasta la intercepción de la recta con este eje, obtenemos el $\ln n + \ln q$; aplicando antilogaritmo, obtenemos directamente, el valor de la absorción específica q ; teniendo esta magnitud, el coeficiente de filtración del intervalo probado puede ser calculado por la fórmula 6.133.

Las pruebas de inyección deben ejecutarse con un caudal estabilizado o relativamente estabilizado (Figura 6.46), el cual debe ser medido en distintos intervalos de tiempo ($t - \text{min}$), en el hidrómetro 8 (Figura 6.43); la determinación de la estabilización del caudal se efectúa mediante la construcción del gráfico $Q = f(t)$.

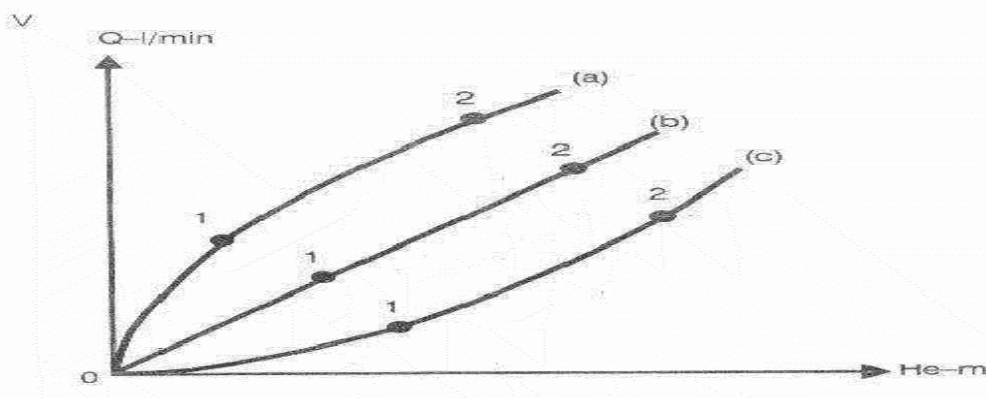


FIGURA 6.44. Gráfico $Q = f (H_e)$, posibles durante las pruebas de inyección: 1 y 2 puntos de experimentos en coordenadas H_{e1} ; Q_{e1} ; y H_{e2} ; Q_{e2} correspondientes al primer y segundo escalón de presión respectivamente. Las líneas a, b demuestran una correcta ejecución

de la prueba. La línea c demuestra que la prueba es deficiente y debe repetirse.

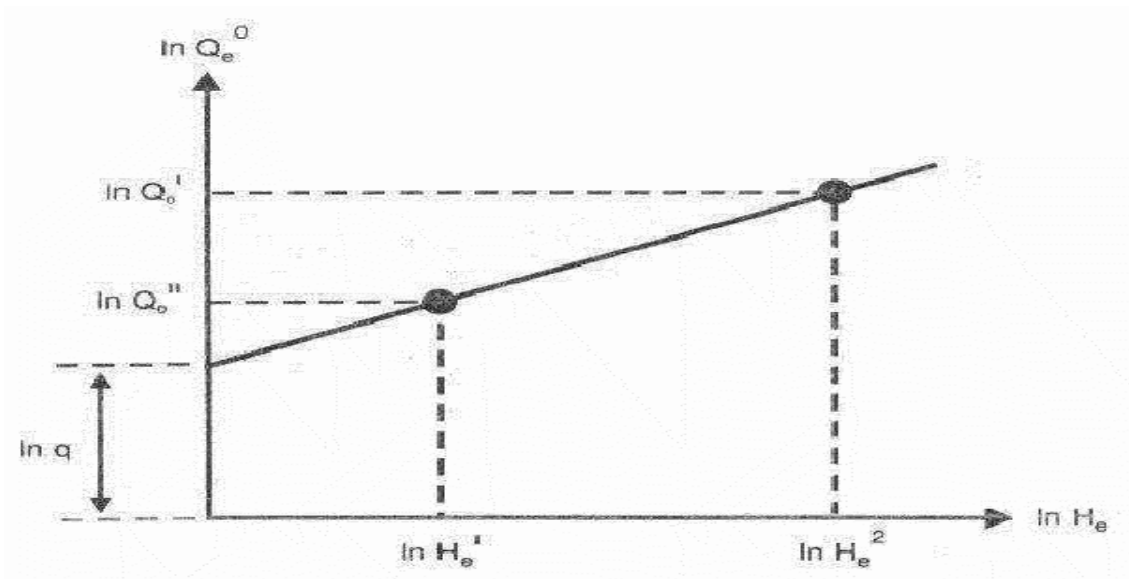


FIGURA 6.45. Representación gráfica de la aproximación de los resultados del experimento con dependencia exponencial.

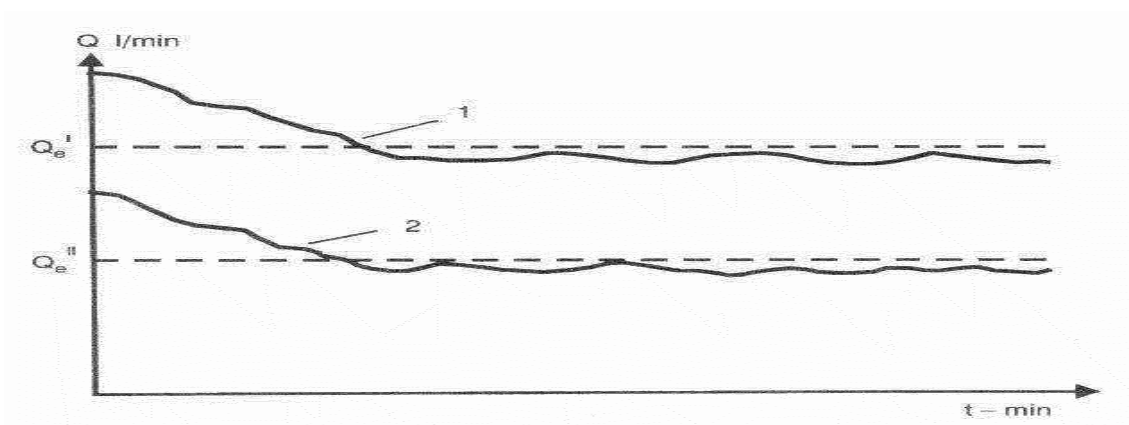


FIGURA 6.46. Gráfico característico $Q = f(t)$, en prueba con dos escalones de presión.

Hasta este epígrafe hemos analizado distintos tipos de trabajos para la determinación de la permeabilidad; los mismos, en relación con las características hidrogeológicas del territorio de estudio, caracterizan un área determinada, la cual por toda una serie de experimentos ha sido definida por el radio de afectividad a partir del punto ocupado por el pozo, calicata, etc., donde se efectúa la prueba y cuyas magnitudes se exponen en la siguiente tabla:

Tabla 6.11. Áreas (distancias) que caracterizan los distintos tipos de pruebas de filtración

Tipos de pruebas	Radios de acción que caracterizan, m.
Experimento de laboratorio	$< 1,0$
Vertimiento o cubeteo	$1,0 - 10,0$

Compresión (inyección)	1,0 - 10,0
Bombes unitarios	10,0 – 300,0
Bombes de grupo y experimentales	300,0 – 1000,0
Bombes de explotación	> 1000,0

Capítulo 7 EVALUACIÓN DE RESERVAS Y RECURSOS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

7.1 Consideraciones generales

La investigación de las aguas subterráneas deberá ejecutarse de forma estrechamente relacionada con la metodología de evaluación de las reservas. La evaluación de las reservas, formalmente, representa un elemento de procesamiento de gabinete de los materiales obtenidos durante la investigación; sin embargo, si el hidrogeólogo no planifica con anterioridad a la ejecución de los trabajos de campo qué método empleará en la ejecución de la evaluación de las reservas y prevé el esquema de cálculos más conveniente para la evaluación de las mismas, puede ocurrir que los volúmenes de trabajo de campo ejecutados sean insuficientes o al contrario, se ejecuten volúmenes superiores a los necesarios.

Sobre la base de los datos existentes por trabajos anteriormente ejecutados, o por levantamiento y prospección del territorio de investigación, conjuntamente con el análisis de materiales de archivos y de literatura, por lo general, se pueden obtener los datos necesarios para suponer la estructura geológica o condiciones hidrogeológicas existentes, con lo cual se puede pronosticar el método de evaluación de las reservas y el esquema de cálculos a desarrollar, el cual deberá confirmarse y también podrá cambiar, radicalmente, con los datos que se obtengan por los trabajos que se ejecuten, de acuerdo con el programa elaborado de investigación.

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas no es más que la demostración de la posibilidad de explotación de un determinado caudal de estas aguas durante un periodo de tiempo determinado (generalmente 20 – 30 años; para facilidad de los cálculos $27,4 \text{ años} = 10^4 \text{ días}$) y la garantía de la calidad requerida del agua durante todo el período, considerado de explotación; resumiendo, es el pronóstico del abatimiento de los niveles dinámicos de las aguas en los pozos o grupos de pozos que se obtendrá al finalizar el período de explotación, en muchos casos, en lugar del abatimiento ya que se estima este, lo que se determina es el caudal que podrá explotarse durante el período de tiempo considerado, con la calidad requerida de dichas aguas. Además, deberá ser evaluada la influencia de la extracción de las aguas subterráneas sobre otros elementos del medio ambiente (escurrimientos superficiales, vegetación, relieve del terreno, etc).

De tal forma, durante la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas deberán ser resueltas las siguientes tareas:

- Determinación del caudal de las tomas de agua (pozos) con el abatimiento calculado del nivel del agua para un régimen de explotación dado.
- Selección del esquema más racional desde el punto de vista técnico-económico de ubicación de los pozos de explotación.
- Demostración, con la presencia de fuentes que puedan provocar cambios en la calidad de las aguas, que en el proceso de explotación la calidad de las aguas subterráneas responderá a las exigencias requeridas.
- Determinación de los descensos del nivel del agua en las áreas de desarrollo de los conos de influencia de la explotación.
- Evaluación de los posibles cambios del escurrimiento superficial (ríos), deformación de la superficie del terreno, avance de aguas no condicionales y otras posibles consecuencias que pueden originarse por la explotación de las aguas subterráneas.

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas se ejecuta en dos direcciones principales:

1. En yacimientos o tramos con fines de abasto a distintos objetivos, riego, etc.
2. Para la planificación de trabajos de búsqueda y prospección dentro de los límites de grandes regiones hidrogeológicas, con fines de una utilización mixta y protección de los recursos hídricos subterráneos.

En el primer caso, la evaluación de las reservas de explotación generalmente se ejecuta en una sola etapa. En el segundo caso, la evaluación se ejecuta con carácter regional, por lo que la misma se divide en dos etapas. En la primera etapa se ejecuta la evaluación de los recursos potenciales para un sistema de tomas de agua, suponiendo que abarque todo el territorio del acuífero que se evalúa (cuenca artesiana, yacimiento, etc). En la segunda etapa, la evaluación se efectúa de acuerdo con un esquema de ubicación de los pozos que responda a las necesidades de usuarios concretos (existentes o en perspectiva).

7.2 Clasificación de las reservas y recursos de las aguas subterráneas

Las aguas subterráneas útiles para su utilización requieren que sean analizadas como un mineral más. Sin embargo, a diferencia de otros minerales (sólidos, petróleo y gas), las aguas subterráneas tienen una serie de particularidades específicas, las cuales es necesario considerar, durante la evaluación de la perspectiva de su utilización.

La principal particularidad que diferencia a las aguas subterráneas de otros minerales, lo representa sus posibilidades de reposición; su movilidad y relación de esta agua con el medio que la rodea; también podemos decir que tiene otra particularidad y es que en las aguas subterráneas su explotación racional, en condiciones determinadas, no depende tanto de la cantidad que llega a los estratos en condiciones naturales, como de las propiedades de filtración de las rocas acuíferas, que son determinadas por la resistencia que ocurre durante el movimiento de las mismas hacia las tomas de agua.

Otra particularidad específica de las aguas subterráneas es la facilidad de cambio de sus propiedades químicas y físicas, tanto en mejoría como en empeoramiento de sus características, tanto por procesos físicos, como químicos de génesis muy variadas.

Las particularidades mencionadas que diferencian a las aguas subterráneas de otros minerales, predeterminaron la necesidad de definir algunos términos que las caracterizan:

- a) Cantidad de agua que se encuentra en los estratos acuíferos
- b) Cantidad de agua que llega a los horizontes acuíferos en condiciones naturales y relacionadas con la explotación
- c) Cantidad de agua que puede ser extraída con tomas de agua técnico-económica racionales.

Si durante la evaluación de la perspectiva de utilización de los minerales sólidos, del petróleo y del gas es suficiente el término de reservas, para las aguas subterráneas, este solo término no puede totalmente caracterizar la posibilidad de su utilización racional. Para las aguas subterráneas, además de sus reservas, es necesario considerar su alimentación.

Un paso importante en la definición del término de reservas de las aguas subterráneas constituyeron los trabajos de científicos soviéticos, y particularmente Savariensky, el cual propuso diferenciar - las reservas – de las aguas subterráneas de sus- recursos,

para el control de la alimentación en condiciones naturales. Las aguas subterráneas – escribió Savariénsky –no tienen reservas constantes, como otros minerales, ya que ellas se reponen en el proceso del intercambio hídrico del Globo Terrestre. Por eso, es más correcto hablar no de –reservas- de las aguas subterráneas, comprendiendo por este término la garantía de entrada de las aguas subterráneas en el balance hídrico de una región determinada, y dejando el término de reservas solamente para la determinación de las cantidades de agua que se encuentran almacenadas en una cuenca dada o estrato, independientemente de la entrada y caudal, sino en dependencia de sus capacidades.

Durante la resolución de tareas hidrogeológicas científicas es necesario considerar distintos tipos de reservas y recursos de las aguas subterráneas, por tanto, en el transcurso de las investigaciones hidrogeológicas, por muchos investigadores, fueron determinadas distintas clasificaciones de reservas y recursos de las aguas subterráneas; casi todas las clasificaciones propuestas, en general, coinciden y la diferencia entre ellas se relaciona solamente en algunos detalles y tienen un carácter netamente terminológico.

En la Tabla 7.1 presentamos algunos ejemplos de clasificaciones establecidas por distintos autores, en comparación con la clasificación que asumiremos como la más correcta, establecida por un grupo de científicos y especialistas de los países del ex CAME y aprobada en 1985 para su aplicación en los países miembros de esa Institución y que consideramos en las condiciones actuales, presentan plena vigencia.

Tabla 7.1. Clasificaciones de reservas y recursos de las aguas subterráneas

F. P. Savariénsky	I. P. Bútov	B. I. Kudelín	N. A. Plótnikov E. F. Famm K. I. Mákov	M. E-. Altóvsky F. M. Bochevier	CAME
Reservas	Reservas pasivas	Reservas geológicas	Reservas de siglos	Reservas Estáticas 1-gravitacionales 2- elásticas	Reservas naturales Reservas artificiales
Recursos				Reservas dinámicas naturales	Recursos naturales Recursos artificiales Recursos atraíbles

Reservas de explotación de las aguas subterráneas: es la cantidad (en m³/día o m³/año) que puede ser extraída de los horizontes acuíferos de una forma racional, desde el punto de vista técnico – económico, por tomas de agua, con un abatimiento dado y manteniendo una calidad satisfactoria del agua durante todo el período de explotación.

Las reservas de explotación de las aguas subterráneas están relacionadas con otros tipos de reservas y recursos por la siguiente ecuación de balance:

$$Q_e = \alpha_1 Q_N + \alpha_2 Q_n + \alpha_3 Q_a + \alpha_4 Q_{at} + Q_{at} \quad (7.1)$$

Donde:

Q_e ; reservas de explotación;

α_1 ; α_2 ; α_3 ; α_4 ; coeficientes de utilización de las distintas reservas y recursos;

Q_N ; recursos naturales; es la suma de todos los elementos que forman la alimentación natural de un acuífero determinado (infiltración de las precipitaciones atmosféricas, infiltración de aguas superficiales de ríos y lagos, desbordamiento de horizontes acuíferos aledaños al de análisis). Estos recursos pueden ser determinados por la magnitud del caudal del flujo de las aguas subterráneas, o por la suma de los caudales de los distintos elementos.

Q_n ; reservas naturales; es el volumen de agua gravitacional que se encuentra en los poros, grietas y cavidades cársticas de las rocas acuíferas en condiciones naturales. En los horizontes freáticos (sin presión), de forma independiente, se define el volumen de agua gravitacional en zonas de oscilación de niveles, denominándose este volumen reserva reguladora. En los horizontes acuíferos artesianos (con presión), el volumen que puede ser extraído del acuífero con el descenso de las presiones debido a las propiedades elásticas del agua y de las rocas se denomina reserva elástica.

Q_a ; recursos artificiales; es el caudal de agua que entra al horizonte acuífero como resultado de medidas con fines objetivos o por la ejecución de construcciones hidrotécnicas y de mejoramiento, no previstas para la reposición de las aguas subterráneas;

Q_{a_i} ; reservas artificiales; es el volumen de agua subterránea gravitacional que se encuentra en el estrato acuífero, formado como consecuencia de la acción de medidas ingenieriles ejecutadas con el fin de reposición artificial de las aguas subterráneas;

Q_{at} ; recursos atraíbles; es el caudal de agua que entra al horizonte acuífero durante el incremento de la alimentación de las aguas subterráneas, provocado por la explotación, relacionado con la aparición o el incremento de la infiltración de las aguas de ríos, lagos, desbordamiento de acuíferos aledaños, etc.

Las reservas de explotación, por su significado económico, se dividen en dos grupos sujetos a cálculos, confirmación y control independiente:

1. **Reservas balanceadas:** son las reservas cuya utilización es económicamente racional, y las cuales deben satisfacer las exigencias de calidad en las aguas para el objetivo requerido con un régimen de explotación determinado.
2. **Reservas fuera de balance:** son las reservas cuya utilización en la actualidad, económicamente, no es racional (debido a la poca cantidad de las mismas, no correspondencia con la calidad requerida, condiciones de explotación o

necesidad de tecnología muy compleja, etc.), pero que pueden ser consideradas para su utilización en el futuro.

7.3 Categorías de las reservas de explotación de las aguas subterráneas y métodos de evaluación

En dependencia del grado de investigación de los yacimientos de las aguas subterráneas y de su calidad y condiciones de explotación, las reservas de explotación de las aguas subterráneas se clasifican por categorías que corresponden con el grado de detallamiento de las mismas.

En las categorías que se exponen a continuación se definen las reservas de explotación de las aguas subterráneas investigadas a distinto nivel de detallamiento (categorías A, B, C₁), evaluadas de forma preliminar (C₂) y recursos pronósticos (P).

Categoría A: con las mismas se relacionan las reservas que han sido investigadas en un grado de detalle tal que garantiza la total definición de las condiciones de yacencia, estructura y magnitudes de las presiones (o cargas) de los horizontes acuíferos, y también las propiedades de filtración de las rocas acuíferas, se establecen las condiciones de alimentación de los distintos horizontes, así como la posibilidad de reposición de las reservas de explotación; también se define la relación con otros horizontes acuíferos y con aguas superficiales. La calidad del agua se estudia en tal grado que garantiza la posibilidad de su utilización en el objetivo requerido durante el período de explotación. Las reservas de explotación se determinan por datos de explotación, de bombeos experimentales y de observación del régimen de las aguas por un período no menor de 10 años.

Categoría B: con las mismas se relacionan las reservas de explotación de las aguas subterráneas investigadas en un detallamiento que garantice la definición de las principales particularidades de las condiciones de yacencia y alimentación de los horizontes acuíferos, y también establezca la relación de las aguas de otros horizontes acuíferos y con las aguas superficiales. Debe determinarse también, de forma aproximada, la cantidad de recursos acuíferos naturales que pueden ser utilizados en la reposición de las reservas de explotación de las aguas subterráneas. La calidad del agua subterránea se estudia en un grado de detalle tal, que permita definir su utilización para el objetivo requerido.

Las reservas de explotación se determinan por datos de bombeos experimentales o por cálculos de extrapolación y de observaciones de régimen por un período no menor de cinco años.

Categoría C₁: reservas investigadas con un detallamiento que garantice el esclarecimiento de las características generales de la estructura geológica, condiciones de yacencia y de desarrollo de los horizontes acuíferos.

La calidad del agua se estudia de forma tal que facilite la posibilidad de determinar su utilización para los objetivos requeridos. Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se determinan por datos de bombeos de pruebas en pozos de búsqueda aislados y también por analogía con tomas de aguas existentes.

Categoría C₂: las reservas son determinadas sobre la base de datos geológico-hidrogeológicos generales, confirmados por pruebas de los horizontes acuíferos o por analogía con tramos investigados. La calidad de las aguas subterráneas se determina por muestras tomadas en puntos aislados, o por analogía en tramos estudiados del mismo horizonte acuífero.

Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se determinan dentro de los límites de estructuras perspectivas definidas y de complejos de rocas acuíferas.

Categoría P: reservas pronóstico que consideran la posibilidad de encontrar nuevos yacimientos de aguas subterráneas, la suposición de existencia y dimensiones, en las cuales se basan las características hidrogeológicas generales y de complejos trabajos regionales ejecutados con anterioridad. Durante la evaluación cuantitativa de las reservas pronóstico de los yacimientos supuestos de aguas subterráneas, se utilizan datos de la experiencia de explotación de esta agua en horizontes acuíferos análogos en yacimientos investigados en la misma cuenca, macizo hidrogeológico o región.

Los recursos pronóstico de explotación, determinados en procesos de evaluación regional, pueden ser divididos en dos tipos: recursos potenciales de explotación y recursos perspectivas de explotación.

Los recursos potenciales de explotación son la cantidad de agua que puede ser obtenida con la ubicación de tomas de agua en toda el área de desarrollo del horizonte acuífero, y con distancia entre las tomas de agua que garanticen la utilización total de las reservas y recursos naturales, artificiales y atraíbles con un abatimiento del nivel dado y durante un período de explotación asumido. De tal forma, los recursos potenciales de explotación garantizan la cantidad máxima de agua que puede ser extraída del horizonte acuífero. Los recursos perspectivas de explotación, a diferencia de los potenciales, corresponden a un esquema determinado de ubicación de las tomas de agua y de sus caudales.

Los recursos perspectivas de explotación son evaluados considerando las necesidades de usuarios concretos, en la mayoría de los casos son menores que los potenciales, en dependencia del sistema de ubicación de las tomas de agua y de las condiciones hidrogeológicas. Los recursos perspectivas de explotación pueden representar desde un 10 % hasta un 100 % de los potenciales.

La evaluación final de las reservas de explotación (por categorías industriales A, B, C) se ejecuta para condiciones hidrogeológicas concretas y para un proyecto de tomas de agua concreto.

En el caso en que las tomas de agua proyectadas van a trabajar con un régimen constante, la evaluación de las reservas de explotación tendrá como objetivo demostrar que la magnitud del abatimiento de cálculo en el punto de mayor carga hidrodinámica (generalmente en el pozo central) de la toma de agua no supera la magnitud admisible durante todo el transcurso del tiempo de cálculo de explotación, es decir:

$$Q = Qd = \text{const}$$

$$Sc \geq Sad$$

$$t \leq tc$$

Donde:

Q ; caudal total de las tomas de agua; m³/día;

Qd ; cantidad demandada de aguas subterráneas; m³/día;

Sc ; abatimiento de cálculo, m;

Sad ; abatimiento admisible, m;

t ; período asumido de explotación, días;

tc ; período de cálculo de explotación.

Si las tomas de agua proyectadas van a trabajar con un régimen de abatimiento dado, la evaluación de las reservas de explotación tendrá como objetivo demostrar que el caudal mínimo calculado será mayor que la demanda de agua subterránea durante todo el período de cálculo de explotación con abatimiento $S \geq Sad = \text{const}$.

$$Q_c \geq Q_d$$

$$t \geq t_c$$

Donde:

Q_c ; caudal de cálculo, m³/día.

La magnitud del abatimiento admisible, generalmente se determina por cálculos especiales, en función de las condiciones existentes como proximidad de la línea de costa, aguas no condicionales con límites en planta próximos, etc. En general, durante la fundamentación de Sad deben ser considerados los aspectos técnicos y económicos, y también los aspectos relacionados con la protección del medio ambiente. Para evaluaciones preliminares en horizontes acuíferos freáticos (sin presión):

$$S_{ad} \leq (0,5 - 0,5) H$$

Para horizontes acuíferos artesianos (con presión);

$$S_{ad} \leq \Delta h + (0,2 - 0,3) M$$

Donde:

H ; espesor medio de horizontes acuíferos freáticos, m;

Δh ; magnitud de la carga sobre el techo de un acuífero artesiano, m;

M ; espesor de acuíferos artesianos, m.

El período de cálculo para el cual se evalúan las reservas de explotación se determina por el período de trabajo de las tomas de agua.

Si el período de explotación, con anterioridad, no se solicita, entonces en calidad de período de explotación se selecciona un intervalo de tiempo mayor al período de amortización, que es de unos 15 – 20 años. Generalmente, en el período de cálculos se toma $t_c = 27,4$ años, para facilidad de los cálculos se considera $t_c = 10^4$ días.

En la actualidad, para la evaluación y categorización de las reservas de explotación (en dependencia de los datos de que se disponga y objetivo de la evaluación), se utilizan tres métodos principales de cálculos: hidrodinámico, hidráulico y de balance.

Método hidrodinámico: es la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas, fundamentada en la utilización de modelos matemáticos descifrados por ecuaciones diferenciales e integrales de la teoría de filtración de las aguas subterráneas. Los cálculos por el método hidrodinámico pueden ser ejecutados sobre la base de dependencias analíticas, que representan soluciones concretas como regla de modelos esquematizados; también pueden ser ejecutados por modelajes análogos o numéricos.

Método hidráulico: la evaluación de las reservas de explotación está fundamentada en la utilización de dependencias empíricas, obtenidas por resultados de pruebas de los horizontes acuíferos en condiciones de campo.

Método de balance: la evaluación de las reservas de explotación es fundamentada con la utilización de ecuaciones de balance, que relacionan las reservas de explotación (parte del caudal de balance) con todas las fuentes que forman estas reservas (parte de entrada del balance).

Entre los métodos antes relacionados, de evaluación de las reservas de explotación, no existe una frontera bien definida. La evaluación más exacta de las reservas de explotación puede ser obtenida utilizando la combinación de los tres métodos.

7.4 Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidrodinámico

La evaluación de reservas de explotación de aguas subterráneas por el método hidrodinámico no es más que el pase de las condiciones hidrogeológicas naturales a un modelo matemático. Es natural que en un modelo matemático no se puedan considerar todos los factores reales y elementos existentes en la naturaleza, ni el carácter de la interrelación de los mismos. La confección de modelos matemáticos de objetivos hidrogeológicos naturales representa ser una tarea sumamente compleja; su solución requiere de una fundamentación para la selección de los factores principales y poder definir aquellos que pueden ser despreciados. Es necesario recalcar que durante la esquematización de las condiciones naturales tiene gran importancia la relación inversa, es decir, la influencia del tipo y régimen de trabajo de las tomas de agua que se programen, sobre los principios de esquematización y métodos de confección de los modelos matemáticos. El paso de las condiciones hidrogeológicas a su modelación matemática (esquemas de cálculo) puede ser ejecutado en dos etapas: esquematización -confección del esquema de filtración y tipificación -selección del esquema de cálculo.

Sobre los principios y métodos de esquematización y tipificación influyen los siguientes factores:

- Condiciones geológicas de los yacimientos de aguas subterráneas.
- Situación de la teoría hidrodinámica, es decir, grado de elaboración de los cálculos hidrogeológicos.
- Demanda de agua subterránea, particularidades y carácter del trabajo de los medios técnicos utilizados durante la búsqueda y explotación de los yacimientos de aguas subterráneas.

La confección del esquema de filtración requiere de la solución de las siguientes tareas:

1. Definición de los límites de la zona de filtración y determinación de las condiciones hidrodinámicas en estos límites.
2. Evaluación del carácter del régimen de las aguas subterráneas.
3. Características de la estructura interna de la zona de filtración.

Durante la selección del esquema de cálculos se deben considerar los siguientes aspectos:

1. Formas de la zona de filtración en planta y condiciones hidrodinámicas en los límites.
2. Estructura de la zona de filtración en perfil.
3. Condiciones de alimentación y drenaje dentro de los límites de la zona de filtración.
4. Tipo y particularidades de construcción de las tomas de aguas programadas.

Para ejecutar el método hidrodinámico es necesario ejecutar la simplificación o esquematización de las condiciones naturales de los acuíferos y para ello se requiere de la ejecución de la fragmentación y disminución de la magnitud del flujo, conversión de los horizontes acuíferos heterogéneos y anisotrópicos en homogéneos y la consideración de límites perfectos, llevando los límites imperfectos a perfectos.

Fragmentación y disminución de la magnitud del flujo subterráneo

Los flujos subterráneos reales son tridimensionales, por ello la evaluación de las reservas de explotación representa una tarea sumamente compleja, cuya solución en la actualidad puede ser posible, solamente por la utilización de métodos de modelaje analógico de computación y modelaje electrónico de computación, y no en todos los casos. Por ello, durante los cálculos con utilización de dependencia analógica, es natural la disminución de las dimensiones de flujos subterráneos.

El análisis de los flujos bidimensionales se justifica con que, prácticamente en todas partes las dimensiones en áreas de los horizontes acuíferos predominan sobre sus espesores. En el paso a flujo bidimensional (laminar) en calidad de parámetros de cálculo que caracteriza la propiedad de las rocas de dejar pasar a través de ellas agua, se considera la conducción del agua, la trasmisividad. Para flujos naturales paralelo – laminares y radiales es posible disminuir las dimensiones del flujo hasta unidimensional.

En la evaluación de las reservas de explotación, en condiciones hidrogeológicas complejas, es racional diferenciar la zona de filtración en una serie de fragmentos, cada uno de los cuales, puede analizarse hidrodinámicamente de forma aislada. Tales fragmentos los pueden representar las bandas del flujo, con límites definidos por dos líneas del mismo.

Las bandas del flujo se pueden construir con la utilización de dependencias analíticas o en modelos simplificados. Conociendo la ubicación de las líneas de cargas iguales (Hidroisohipsas), las bandas de flujo pueden ser construidas de forma gráfica.

Para los cálculos de filtración no estacionaria, en la confección de las bandas de flujo puede ser utilizado el principio de – no formación- de la banda de flujo, de acuerdo con el cual, la banda de flujo no varía en tiempo, como en condiciones de filtración estacionaria. Los cálculos en bandas aisladas del flujo pueden ser ejecutados de forma simplificada, convirtiendo este en flujo laminar unidimensional.

Conversión de los horizontes acuíferos heterogéneos y anisotrópicos en homogéneos

Los horizontes acuíferos en la naturaleza, en mayor o menor grado, son heterogéneos. Pero en la evaluación de las reservas de explotación por el método hidrodinámico, como regla, los esquemas típicos de cálculos pueden ser utilizados solo en horizontes homogéneos. Los estratos heterogéneos pueden ser sustituidos por estratos equivalentes homogéneos en el plano hidrodinámico, mediante una selección especial de los parámetros hidrogeológicos de cálculo. Los parámetros hidrogeológicos del horizonte acuífero homogéneo, equivalente del estrato analizado heterogéneo se denominan parámetros efectivos.

Los parámetros efectivos se determinan haciendo coincidir las resoluciones analíticas para estratos heterogéneos con resoluciones aproximadas para horizontes acuíferos homogéneos.

Para los horizontes acuíferos estratificados, compuestos por capas que tienen parámetros hidrogeológicos aproximados (cuando la relación de la permeabilidad es menor de 10:1), se utilizan los siguientes métodos de cálculo de los parámetros efectivos:

Coefficiente de filtración efectivo:

$$K_e = \frac{\sum_1^n K_i m_i}{\sum_1^n m_i} \quad (7.2)$$

Donde:

K_e ; coeficiente efectivo de filtración, m/día

K_i ; m_i ; coeficiente de filtración y espesor acuífero de los estratos, m

n ; número de estratos.

Coefficiente de conductividad de nivel o piezoconductividad efectiva:

$$a_e = \frac{\sum_1^n K_i m_i}{\sum_1^n \frac{K_i m_i}{a_i}} \quad (7.3)$$

Donde:

a_e ; piezoconductividad o conductividad de nivel efectiva, m²/día

a_i ; piezoconductividad o conductividad de nivel de los distintos estratos, m²/día.

Durante los cálculos en coeficientes freáticos (Figura 7.1b) se introduce la función de Guirínsky.

$$\varphi = \sum_1^n K_i m_i (h - Z_i) \quad (7.4)$$

Donde:

h ; espesor del flujo subterráneo sin presión en el punto analizado (espesor acuífero total) m

Z_i ; distancia desde el centro de cada estrato hasta el lecho impermeable, m.

En un movimiento de las aguas subterráneas (Figura 7.1a), la conversión del espesor estratificado a homogéneo se realiza por la búsqueda de un valor medio entre los parámetros de todos los estratos.

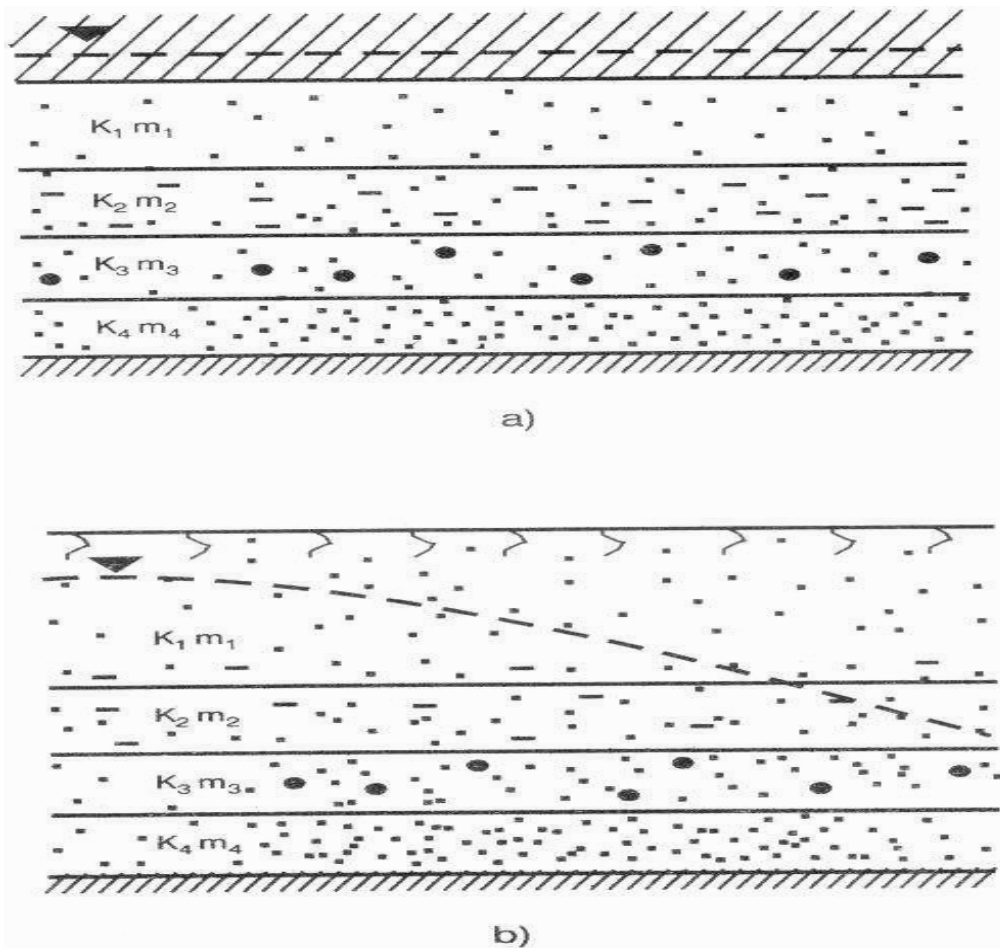


FIGURA 7.1. Horizonte acuífero estratificado: a) Artesiano (con presión); b) Freático (sin presión).

Para horizontes acuíferos representados por una estratificación de estratos con alta y baja permeabilidad (diferencia mayor de 3 veces), en condiciones de movimiento bajo presión, la conversión a horizonte homogéneo se ejecuta mediante la suma de la trasmisividad de todos los estratos, de donde la trasmisividad efectiva será:

$$T_e = \sum_1^n \frac{T_i}{n} \quad (7.5)$$

El coeficiente de piezoconductividad efectiva será:

$$\log a_e = \frac{\sum_1^n T_i \log a_i}{\sum_1^n T_i} \quad (7.6)$$

Donde:

T_i ; a_i ; trasmisividad y piezoconductividad de los distintos estratos, $m^2/\text{día}$.

En los horizontes acuíferos formados por dos estratos, en un período de explotación relativamente corto de explotación, la trasmisividad efectiva pasa a ser igual a la trasmisividad del estrato inferior, si este tiene buena permeabilidad, y la entrega de

agua efectiva pasará a ser similar a la del estrato superior: $T_e = T$; $\mu_e = \mu$; para un tiempo $t > \frac{2,5-5\mu_s m_s}{K_s}$; m_s y K_s : parámetros del estrato superior.

La transformación de horizontes acuíferos heterogéneos en planta a homogéneos podrá ser solamente en casos de ausencia de cualquier principio de variación de tramos aislados de la heterogeneidad (estratos con homogeneidad caótica). La relación de la transmisividad de tramos aislados de la heterogeneidad, no mayor de dos, en calidad de parámetros efectivos, puede ser considerada el valor medio aritmético de los parámetros.

En horizontes acuíferos anisotrópicos el coeficiente de filtración efectivo será:

$$K_e = \sqrt{K_x \cdot K_y} \quad (7.7)$$

Donde:

K_x y K_y : coeficientes de filtración de los ejes principales de la anisotropía en planta, m/día.

La posibilidad de transformar espesores heterogéneos a homogéneos durante las evaluaciones de las reservas de explotación no podrá ser aplicada sin que en cada caso concreto sea comprobada, por ejemplo, simplificados.

Consideración de límites perfectos

La consideración de la influencia de límites perfectos se ejecuta con la utilización de los métodos de imagen y suma de los flujos. De acuerdo con el método de las imágenes, en lugar de horizontes acuíferos limitados se analizan horizontes ilimitados, en los cuales, además de las tomas de agua de cálculos, trabajan tomas de agua ficticias. La ubicación de las tomas de agua ficticias se determina como la imagen de las tomas de cálculo referente al límite. Los caudales de las tomas de agua de imagen se consideran igual al caudal de las tomas de aguas de cálculo (para límites impermeables) de 2do grado) o el valor negativo de este caudal (para límites perfectos de 1er grado).

Transformación de límites imperfectos a perfectos

Los cálculos de evaluación de las reservas de explotación cerca de límites imperfectos, por ejemplo: próximo a un río con su cauce colmatado, se ejecuta con la transformación de este límite a límite perfecto, mediante el traslado del límite imperfecto a la distancia ΔL , que es la magnitud que se determina por investigaciones especiales del estrato que forma el lecho del río.

$$\Delta L = \sqrt{KMA_0} \cdot \text{cth} \cdot \frac{2b}{\sqrt{KMA_0}} \quad (7.8)$$

Donde:

K y M : coeficiente de filtración y espesor del horizonte acuífero

$2b$: ancho del río

$$A_0 = \frac{m_0}{K_0}$$

m_0 y K_0 : espesor y coeficiente de filtración de los sedimentos colmatados del cauce

La magnitud ΔL representa un componente de resistencia a la filtración.

La imperfección de las obras de toma y pozos experimentales pueden ser evaluadas por el grado de perforación (penetración en el acuífero), utilizando el conocido

parámetro ξ que puede determinarse de la Tabla 6.6; para la evaluación de las reservas de explotación el radio de la obra de toma (de un pozo o de un -Gran pozo- R_0) estará influenciado por el grado de imperfección, y la magnitud del radio de cálculo será:

$$r^1 = R_0 e^{\frac{\xi}{2}} \quad (7.9)$$

Donde:

e ; base de logaritmo neperiano ($e = 2,7183$)

Principio de gran pozo

Generalmente, las tomas de aguas subterráneas están formadas por una cantidad relativamente grande de pozos que tienen influencia entre sí. El área ocupada por tal tipo de tomas de agua, como regla, mucho menor que el área de los horizontes acuíferos que se explotarán o se explotan. Esto permite analizar los pozos interrelacionados como un grupo de pozos compacto (Figura 7.2), que puede ser analizado como un gran pozo. El radio del gran pozo es una magnitud de cálculo y se determina por el esquema de ubicación de los pozos que lo forman.

Para distintos esquemas de ubicación de los pozos dentro del gran pozo, el radio de los mismos será:

- Batería de pozos lineal $R_0 = 0,2 l$ (7.10)

- Sistemas de pozos en área $R_0 = 0,1 P$ (7.11)

- Sistema de pozos en círculo $R_0 = 0,565 \sqrt{F}$ (7.12)

Donde:

l ; longitud de la batería de pozos

P ; perímetro del área que ocupan los pozos

F ; área del gran pozo circular.

Para una mayor efectividad de los grandes pozos, las dependencias del radio de los mismos deberá ser menor de 0,2 veces la distancia hasta el límite más próximo de alimentación.

$$R_0 \leq 0,2 L \quad (7.13)$$

Donde:

L ; distancia hasta el límite de alimentación más próximo.

Si el límite es imperfecto: ejemplo un río con cauce colmatado, entonces:

$$R_0 \leq 0,2 (L + \Delta L) \quad (7.14)$$

Para acuíferos ilimitados la magnitud L se determinará por la expresión:

$$L = R = 1,5 \sqrt{at}$$

Donde:

R ; radio de influencia del gran pozo durante su explotación en tiempo t

a ; piezoconductividad o conductividad de nivel para acuíferos artesianos o freáticos, respectivamente

t ; periodo de cálculo considerado para la explotación de las aguas subterráneas.

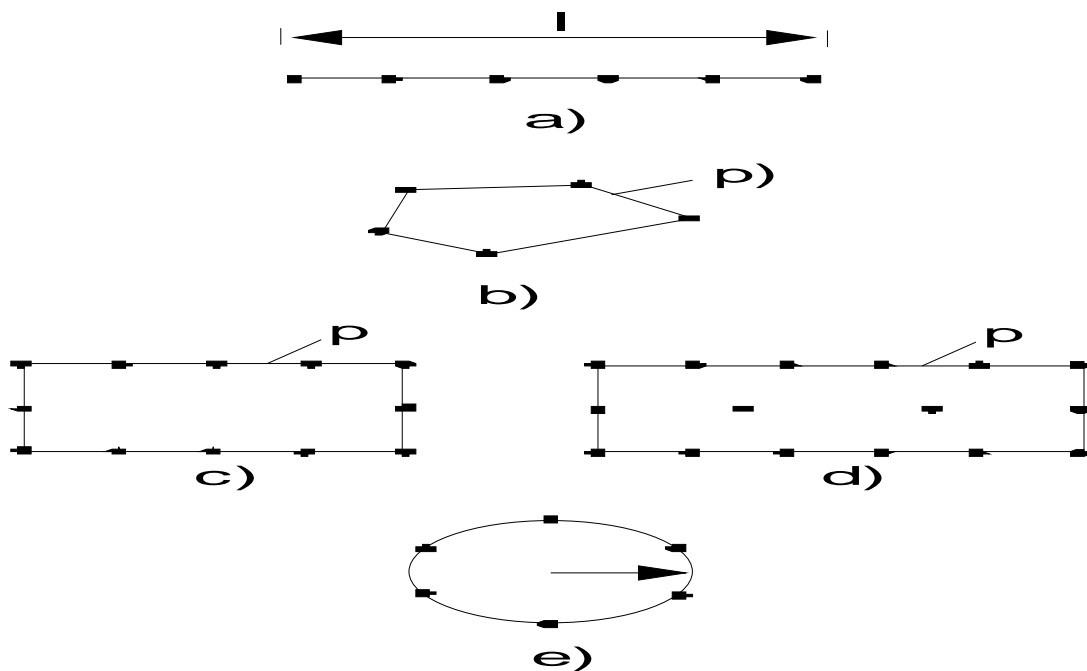


FIGURA 7.2. Principales esquemas de ubicación de pozos en sistemas de grandes pozos. a) Batería lineal; b), c), d), sistemas de pozos en áreas; e) sistema de pozo circular.

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas en sistemas de grandes pozos, la representa el cálculo de la magnitud del abatimiento en el pozo de mayor carga hidrodinámica, generalmente ubicado en el centro del sistema de pozos, aunque en este punto no exista ningún pozo. De acuerdo con el principio de gran pozo, este es sustituido en los cálculos por un pozo equivalente en el plano hidrodinámico.

El abatimiento de las aguas subterráneas en el pozo del centro del gran pozo estará dado por la expresión:

$$S = S_{a. e} + S_p \quad (7.15)$$

Donde:

$S_{a. e}$: abatimiento del nivel fuera de los contornos del gran pozo, es decir, el abatimiento producido por el sistema de pozos influenciado entre sí;

S_p : abatimiento adicional en el pozo, que depende de la ubicación de los pozos dentro del sistema, imperfección y cargas hidrodinámicas de los mismos.

Las reservas de explotación evaluadas por un grupo de grandes pozos con influencia entre sí se evalúan igualmente por el principio de gran pozo. En este caso, el abatimiento del nivel de las aguas subterráneas se calcula para el centro del sistema formado por grandes pozos, que presenta la mayor carga hidrodinámica por la expresión:

$$S = S_{a. e} + S_p + \Delta S \quad (7.16)$$

Donde:

ΔS ; abatimiento adicional, provocado por la influencia de los grandes pozos vecinos.

En el cálculo de ΔS la distancia entre las tomas de agua se considera como distancia entre los centros de los grandes pozos.

Los pozos analizados anteriormente de evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas se relacionan solamente con los métodos de cálculos analíticos. En la actualidad tiene un amplio desarrollo la modelación análoga y numérica, lo que aumenta la precisión de los cálculos. Esos métodos no los presentamos y los mismos están desarrollados en la literatura especializada sobre dinámica de las aguas subterráneas.

7.4.1 Evaluación de las reservas de explotación por distintos esquemas de cálculos del método hidrodinámico

La evaluación de las reservas de explotación por el método hidrodinámico para un pozo o gran pozo se debe desarrollar en correspondencia con las condiciones de límites en planta de los acuíferos.

Los cálculos de evaluación para los casos generales, según propuestas de Bochevier, Bándeman y Yazvin (1969) así como Plótnikov y Konónov (1985), pueden ser ejecutados por las fórmulas que a continuación se relacionarán y que se adaptan a los casos más desarrollados en la naturaleza y expuestos en la siguiente figura:

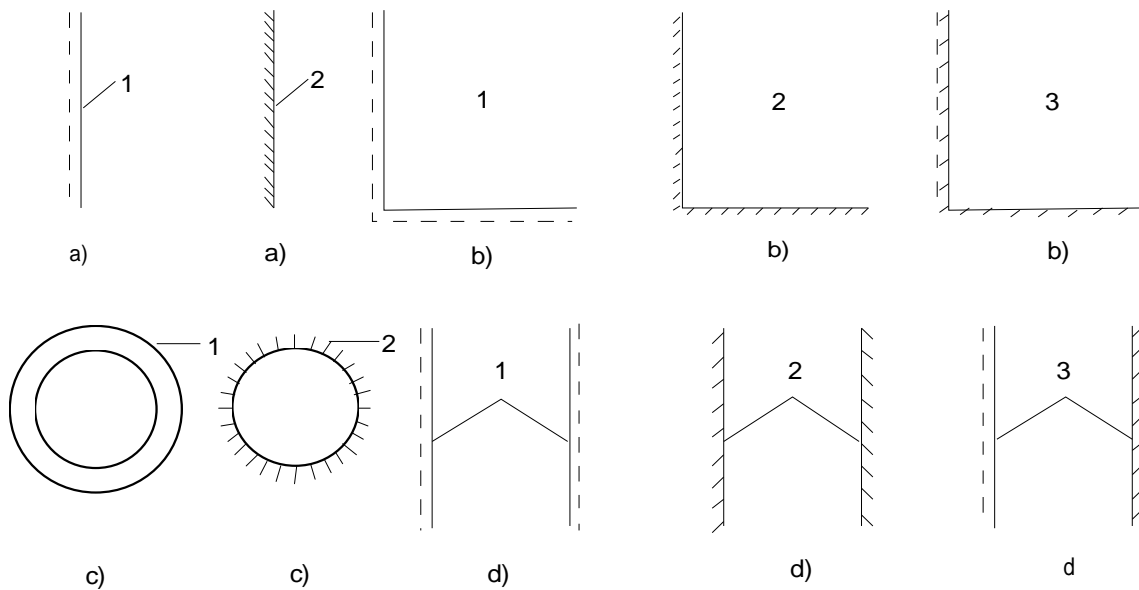


FIGURA 7.3. Esquemas hidrodinámicos de acuíferos en planta. a) Estratos semilimitados, b) Estratos cuadrantes, c) Estratos circulares, d) Estratos en bandas (o lentas).

- 1- Límites abiertos (con carga constante, de alimentación)
- 2- Con límites cerrados (límites impermeables, de drenaje)
- 3- Con límites de tipo mixto

1er. Caso. Acuíferos ilimitados

Son los acuíferos que presentan grandes dimensiones y sus límites están distanciados de las tomas de aguas proyectadas a distancias tales que no influyen en el proceso de explotación de las aguas subterráneas por ser estas muy superior a la magnitud del radio de influencia pronosticado para el periodo de explotación.

1.1. Acuíferos artesianos:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{R}{R_0} \quad (7.17)$$

Donde: S_e -abatimiento de explotación de cálculo, m

Q - caudal de explotación asumido, m³/día

K - coeficiente de filtración, m/día

M - Potencia acuífera del estrato artesiano, m

R - radio de influencia calculado para el periodo de explotación, m.

($R = 1,5 \sqrt{at}$) a - piezoconductividad de nivel, m²/día

t - tiempo asumido para la explotación, días

R_0 - radio del pozo o del gran pozo, m.

1.2. Acuíferos freáticos:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R}{R_0}} \quad (7.18)$$

Donde: H - potencia del acuífero freático, m.

2do Caso. Acuíferos semilimitados

Son los acuíferos que presentan un límite lineal que puede asumirse como límite en línea recta, en el cual pueden estar presentes presiones constantes o caudales constantes (de alimentación o drenaje) como se muestra en la Figura 7.3a.

2.1. Acuífero con un límite de alimentación permanente.

2.1.1. Acuífero artesiano.

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{2L}{R_0} \quad (7.19)$$

L - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite de alimentación, m.

2.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L}{R_0}} \quad (7.20)$$

2.2. Acuífero con un límite que puede ser considerado impermeable.

2.2.1. Acuífero artesiano

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{1,13at}{R_0 L} \quad (7.21)$$

L - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite impermeable, m

2.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,13at}{R_0 L}} \quad (7.22)$$

3er. Caso. Acuífero limitado en lenta (o banda)

Son los acuíferos que presentan dos límites que, por su ubicación en planta, pueden ser considerados paralelos (Figura 7.3.d).

3.1. Acuíferos en lenta (o banda) con dos límites de alimentación

3.1.1. Acuíferos artesianos:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{0,64L_0 \sin \frac{\pi L_1}{L_0}}{R_0} \quad (7.23)$$

L_1 - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite de alimentación más próximo, m.

L_0 - Ancho de la lenta (o banda) acuífera en trazado por el centro del pozo o gran pozo.

3.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{0,64L_0 \sin \frac{\pi L_1}{L_0}}{R_0}} \quad (7.24)$$

3.2. Acuífero con un límite de alimentación y uno impermeable

3.2.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{1,27L_0 \operatorname{ctg} \frac{\pi L_2}{2L_0}}{R_0} \quad (7.25)$$

L_2 - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite impermeable o de drenaje, m.

3.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,27L_0 \operatorname{ctg} \frac{\pi L_2}{2L_0}}{R_0}} \quad (7.26)$$

3.3. Acuífero en lenta (o banda) con dos límites impermeables

3.3.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} \ln \left(\frac{7,1\sqrt{at}}{L_0} + 2 \ln \frac{0,16L_0}{R_0 \sin \frac{\pi L_1}{L_2}} \right) \quad (7.27)$$

L_1 ; L_2 - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite impermeable más cercano y más distante, respectivamente, m.

3.3.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \left(\frac{7,1\sqrt{at}}{L_0} + 2 \ln \frac{0,16L_0}{R_0 \sin \frac{\pi L_1}{L_2}} \right)} \quad (7.28)$$

4to. Caso Acuífero limitado en cuadrante

Son los acuíferos que se encuentran limitados por dos límites que se cortan entre sí formando un ángulo próximo a 90° (Figura 7.3.b).

4.1. Acuífero cuadrante con dos límites de alimentación

4.1.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{2L_1L_2}{R_0\sqrt{L_1^2 + L_2^2}} \quad (7.29)$$

L_1 ; L_2 - distancias en perpendicular desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite más próximo y más distante, respectivamente, m.

4.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L_1L_2}{R_0\sqrt{L_1^2 + L_2^2}}} \quad (7.30)$$

4.2. Acuífero cuadrante con un límite de alimentación y uno impermeable

4.2.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{2L_1\sqrt{L_1^2 + L_2^2}}{R_0L_2} \quad (7.31)$$

L_1 ; L_2 - distancias desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite de alimentación y hasta el límite impermeable respectivamente, m.

4.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{2L_1 \sqrt{L_1^2 + L_2^2}}{R_0 L_2}} \quad (7.32)$$

4.3. Acuífero cuadrante con dos límites impermeables

4.3.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{\pi KM} \ln \frac{0,795at}{\sqrt{R_0 L_1 L_2} \sqrt{L_1^2 + L_2^2}} \quad (7.33)$$

4.3.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} 2 \ln \frac{0,795at}{\sqrt{R_0 L_1 L_2} \sqrt{L_1^2 + L_2^2}}} \quad (7.34)$$

5to. Caso Acuífero limitado en forma de cuña

Son los acuíferos limitados por dos límites en planta que se cortan formando un ángulo agudo ($< 90^\circ$).

5.1. Acuíferos limitados en cuña con dos límites de alimentación

5.1.1 Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \left(\frac{0,111L\alpha_0}{\pi R_0} \sin \frac{\pi\alpha}{\alpha_0} \right) \quad (7.35)$$

L - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el punto de intersección de los dos límites, m.

α_0 - ángulo entre los dos límites

α - ángulo formado entre la línea recta que une el centro del pozo o del gran pozo con el punto de intersección de los límites y el límite de alimentación más próximo, m.

5.1.2. Acuífero freático

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \left(\frac{0,111 \sin L\alpha_0}{\pi R_0} \sin \frac{\pi\alpha}{\alpha_0} \right)} \quad (7.36)$$

5.2. Acuífero limitado en cuña con un límite de alimentación y otro límite impermeable.

5.2.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \left(\frac{0,022\alpha_0 L}{R_0} \operatorname{ctg} \frac{1,57\alpha}{\alpha_0} \right) \quad (7.37)$$

α - ángulo entre línea recta con distancia L que une el punto de intersección de los dos límites con el centro del pozo o gran pozo y el límite impermeable.

5.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \left(\frac{0,022\alpha_0 L}{R_0} \operatorname{ctg} \frac{1,57\alpha}{\alpha_0} \right)} \quad (7.38)$$

5.3. Acuífero limitado en cuña con dos límites impermeables

5.3.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} \left(\frac{4,73R}{L} + 2 \ln \frac{0,16L}{R_0 \sin \frac{\pi L_1}{L}} \right) \quad (7.39)$$

5.3.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \left(\frac{4,73R}{L} + 2 \ln \frac{0,16L}{R_0 \sin \frac{\pi L_1}{L}} \right)} \quad (7.40)$$

R - radio de influencia calculado para el periodo de explotación, m

L - ancho del acuífero por el centro del pozo o gran pozo, m

L_1 - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el límite impermeable más próximo, m.

6to. Caso. Acuífero en forma de círculo

Son los acuíferos que se encuentran rodeados por un límite con tal configuración en planta que puede asumirse en forma de círculo (Figura 7.3c).

6.1. Acuífero circular con un límite de alimentación y el pozo o gran pozo se encuentra ubicado en el centro del acuífero.

6.1.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{R_c}{R_0} \quad (7.41)$$

R_c – radio del acuífero circular, m.

6.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R_c}{R_0}} \quad (7.42)$$

6.2 Acuífero circular con un límite de alimentación y el pozo o gran pozo se encuentran ubicados fuera del centro del acuífero.

6.2.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{R_c^2 L^2}{2R_0} \quad (7.43)$$

L - distancia desde el centro del pozo o gran pozo hasta el centro del acuífero, m.

6.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{R_c^2 L^2}{2R_0}} \quad (7.44)$$

6.3 Acuífero circular con un límite impermeable y pozo o gran pozo ubicado en el centro del acuífero.

6.3.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \left(\ln \frac{R_c}{R_0} + \frac{2at}{R_c^2} - 0,75 \right) \quad (7.45)$$

6.3.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \left(\ln \frac{R_c}{R_0} + \frac{2at}{R_c^2} - 0,75 \right)} \quad (7.46)$$

Todas las fórmulas expuestas para acuíferos semilimitados y limitados con esquemas, considerando Grandes Pozos, son aplicables cuando la distancia de los pozos extremos hasta los límites más próximos reúna las siguientes condicionales:

Sistema de pozos lineal: distancia mayor de- $2,5 R_0$

Sistema de pozos en área: distancia mayor de- $1,6 R_0$

Sistema de pozos en forma circular: mayor de- R_0

Además, se debe considerar que la mayor garantía en la aplicación de las fórmulas 7.17 hasta la 7.40 se tendrá cuando el tiempo considerado de explotación cumpla con el siguiente requisito:

$$t \geq 2,5 \frac{b^2}{a}$$

Donde: a - Piezoconductividad de nivel en acuíferos artesianos y conductividad de nivel en acuíferos freáticos, $m^2/día$.

Donde: $b = 2 L$ para acuíferos semilimitados, m

$b = 2 (L_1 + L)$ para acuíferos limitados en bandas o lentas, m

$b = \sqrt{(2L_1)^2 + (2L_2)^2}$ para acuíferos limitados en cuadrantes, m.

7mo Caso. Acuíferos con un límite en planta de rocas con menor trasmisividad

Es el caso, cuando el pozo o gran pozo se encuentra ubicado con un límite de rocas acuíferas que presentan una trasmisividad menor a las de rocas acuíferas, donde se encuentra el pozo o gran pozo y a una distancia menor al radio de influencias pronosticado para el final del período de explotación previsto.

7.1. Acuífero con un límite de rocas de menor transmisividad ubicado en lateral al pozo o gran pozo y que por su configuración en planta puede considerarse un límite en línea recta.

7.1.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{4\pi T_m} \left(\ln \frac{1,13a_1t}{R_0L} + \alpha \ln \frac{2L}{R_0} + \frac{1+\alpha}{R_0} \right) \quad (7.47)$$

Donde: T_m - transmisividad media entre los dos acuíferos, m²/día.

$$T_m = \frac{T_1 + T_2}{2} \quad \text{y} \quad \alpha = \frac{T_2}{T_1}$$

T_1 ; a_1 - transmisividad y piezoconductividad en áreas donde está ubicado el pozo o gran pozo, m²/día.

T_2 - transmisividad de las rocas acuíferas del otro lado del límite, m²/día.

7.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K_m} \left(\ln \frac{1,13a_1t}{R_0L} + \alpha \ln \frac{2L}{R_0} + \frac{1+\alpha}{R_0} \right)} \quad (7.48)$$

Donde: H - potencia acuífera del acuífero donde esta ubicado el pozo o gran pozo, m.

$$K_m = \frac{K_1 + K_2}{2} \quad \text{y} \quad \alpha = \frac{K_2}{K_1}$$

K_1 ; K_2 - coeficientes de filtración de las rocas acuíferas donde están ubicados el pozo o gran pozo y de las rocas que limitan con ellas respectivamente, m.

7.2. Acuífero con un límite de rocas de menor transmisividad ubicado bordeando a las rocas donde está ubicado el pozo o gran pozo, que por su configuración en planta puede considerarse como un límite en círculo.

7.2.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi} \left(\frac{1}{T_1} \ln \frac{R_c}{T_1} + \frac{1}{T_2} \ln \frac{1,5\sqrt{a_2t}}{R_c} \right) \quad (7.49)$$

Donde: R_c - radio del círculo formado por las rocas donde está ubicado el pozo o gran pozo, m

7.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi} \left(\frac{1}{K_1} + \frac{1}{K_2} \ln \frac{1,5\sqrt{a_2t}}{R_c} \right)} \quad (7.50)$$

Las fórmulas 7.49 y 7.50 son aplicables en régimen cuasi estacionario y para las condiciones de: $T_2 a_2 \leq T_1 a_1$

8vo Caso. Evaluación del caudal de explotación de pozos en acuíferos ilimitados estratificados

En la naturaleza, en gran número de casos los acuíferos están formados por varios estratos que presentan distintas propiedades hidrodinámicas y de permeabilidad, condiciones que deben ser consideradas en la evaluación de los caudales de explotación de los pozos de forma independiente. En estos casos, es más recomendable, y así está considerado en las fórmulas, la explotación (ubicación de los filtros) en el estrato acuífero inferior.

8.1 Acuífero formado por dos estratos con distintas propiedades

8.1.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{1,5\sqrt{a_0 t}}{R_0} \quad (7.51)$$

Donde: a_0 - piezoconductividad equivalente, $m^2/día$.

$$a_0 = \frac{KM}{\mu_0}$$

K ; M - coeficiente de filtración y potencia del estrato acuífero inferior en el perfil

μ_0 - entrega de agua de las rocas que forman el acuífero superior en perfil.

8.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,5\sqrt{a_0 t}}{R_0}} \quad (7.52)$$

H - potencia acuífera del acuífero inferior, m.

Las fórmulas 7.51 y 7.52 son aplicables cuando el tiempo de explotación considerado cumple con el siguiente requisito:

$$t \geq (2,5 - 5) \frac{\mu_0 h}{K_0}$$

h ; K_0 - potencia media y coeficiente de filtración del estrato superior del perfil.

8.2. Acuífero formado por tres estratos con distintas propiedades.

8.2.1. Acuífero superior con nivel freático o piezométrico invariable en tiempo.

8.2.1.1. Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} W\left(U, \frac{R_0}{B}\right) \quad (7.53)$$

$W\left(U, \frac{R_0}{B}\right)$ - función de Hantush (Anexo 4).

$$U = \frac{R_0^2}{4at} \quad \text{y} \quad B = \sqrt{\frac{KMM_1}{K_1}}$$

O por la expresión:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} K_0\left(\frac{R_0}{B}\right) \quad (7.54)$$

Donde: $K_0\left(\frac{R_0}{B}\right)$ representa la función Bessel (Anexo 5).

a ; K ; M - piezoconductividad de nivel, coeficiente de filtración y potencia del estrato inferior en perfil.

M_1 ; K_1 - potencia y coeficiente de filtración del estrato intermedio del perfil.

8.2.1.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{2\pi K} W\left(U, \frac{R_0}{B}\right)} \quad (7.55)$$

H – potencia del acuífero inferior en perfil, m.

8.2.2. Acuífero superior con nivel piezométrico o freático variable en tiempo.

8.2.2.1 Acuífero artesiano:

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} \ln \frac{1,12B}{R_0} \quad (7.56)$$

8.2.2.2. Acuífero freático:

$$S = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{1,12B}{R_0}} \quad (7.57)$$

Las fórmulas 7.56 y 7.57 son aplicables cuando:

$$\frac{\mu_0}{\mu_1} \geq 30$$

μ , μ_0 - Entrega de agua en el acuífero inferior y superior, respectivamente.

En la práctica, durante la explotación de las aguas subterráneas por grandes pozos (sistemas de pozos), a largo plazo se presenta la interacción entre pozos (influencia del bombeo) con lo que se provoca la disminución de los caudales de los pozos que se explotan. Esto se debe a que el cono de influencia de cada pozo en tiempo se desarrolla. El radio de este cono de influencia de cada pozo del sistema puede ser determinado por fórmulas ya analizadas $R = 1,5 \sqrt{at}$.

Pero debe considerarse que el radio de influencia calculado por la fórmula antes expuesta u otras no prevé la recuperación del acuífero durante la explotación. De tal forma, debe estar bien establecido el período en que ocurre o puede ocurrir la alimentación del acuífero en explotación que, generalmente, es debido a la infiltración de las precipitaciones atmosféricas, y en función de ello definir el tiempo para el que se realizan los cálculos del radio de influencia de los pozos.

La influencia entre pozos que se explotan al mismo tiempo y con ello la disminución de sus caudales y descenso de los niveles en magnitudes superiores a lo pronosticado, ocurre cuando la distancia entre pozos (l) es menor que la magnitud de la suma de los radios de influencia de pozos vecinos:

$$R^1 = R_1 + R_2 \quad (7.58)$$

La disminución del caudal de los pozos en estos casos puede ser evaluado por la magnitud de la interferencia entre sí δ , donde:

$$\delta = \frac{Q^1}{Q} \quad (7.59)$$

Despejando tendremos:

$$Q^1 = \delta Q \quad (7.60)$$

Donde:

Q^1 ; caudal reducido por interferencia entre pozos

Q ; caudal de explotación establecido por cálculos sin considerar la interferencia entre pozos.

Según Lebinson, la interferencia δ en dependencia de la distancia entre pozos puede ser determinada de forma aproximada por datos de la Tabla 7.2

Tabla 7.2. Determinación de la magnitud de la interferencia entre pozos δ

l	$\langle R^1$	$= R^1$	$= 0,5 R^1$	$= 0,2 R^1$	$= 0,02 R^1$	$= 0,00 R^1$
δ	1,0	0,97	0,90	0,81	0,64	0,53

Para el cálculo del caudal reducido individual de los pozos, por influencia entre ellos, ubicados en posición que pueda considerarse una batería lineal, Románov propone la siguiente expresión:

Aguas artesianas:

$$Q^1 = \frac{2,73KMS}{\log \frac{R_0^n}{nr_0^{n-1}r}} \quad (7.61)$$

Aguas freáticas:

$$Q^1 = \frac{1,36K(2H - S)S}{\log \frac{R_0^n}{nr_0^{n-1}r}} \quad (7.62)$$

Donde:

R_0 ; radio de influencia considerado desde el centro del pozo hasta el límite de la zona de alimentación más próximo

r ; radio del pozo de análisis

r_0 ; radio del sistema de gran pozo por su contorno

$$r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}} \quad (7.63)$$

Donde:

F ; área del gran pozo

7.5 Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidráulico

La evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método hidráulico no es más que la determinación, por cálculos de abatimiento, de los niveles en los pozos de explotación por fórmulas empíricas con datos obtenidos directamente de experimentos de campo, en los que influyen todos los factores que determinan el régimen de trabajo de las tomas de agua. En la evaluación de las reservas de explotación el método hidráulico se emplea en tres direcciones principales:

- a. Para la evaluación del abatimiento del nivel de las aguas subterráneas en los pozos, con un caudal predeterminado por las curvas de dependencia del caudal contra el abatimiento en condiciones de régimen estacionario.
- b. Para determinar el abatimiento residual provocado por la influencia de otros pozos; también para condiciones de régimen estacionario.
- c. Para la determinación del abatimiento del nivel al finalizar el período de explotación con un caudal constante.

A diferencia del método hidrodinámico, donde se utilizan parámetros hidrogeológicos determinados por la esquematización de las condiciones de límites, en el método hidráulico la dependencia de cálculos y sus principales parámetros se determinan de forma experimental. Por la fundamentación del método hidráulico representa ser el método más racional de evaluación de las reservas de explotación en condiciones hidrogeológicas complejas, que se caracterizan por una estructura del medio de filtración muy heterogéneo, por la que es muy difícil definir las fuentes de formación de las reservas de explotación. En condiciones de filtración estacionaria el método hidráulico tiene una utilización en la evaluación de valles y ríos, en los cuales los horizontes acuíferos están representados por rocas agrietadas y cársicas de forma irregular. En condiciones de filtración no estacionaria este método ofrece buenos resultados en la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas de yacimientos relacionados con zonas de dislocaciones tectónicas. En estas condiciones el objetivo del método hidráulico es definir, de forma experimental, la dependencia entre el ritmo del abatimiento del nivel de las aguas subterráneas a partir de un caudal determinado.

En la utilización de este método, Grabóvnik y Zilberthein, para condiciones de filtración no estacionaria, proponen la sustitución de estratos heterogéneos con límites de configuración compleja por estratos considerados homogéneos ilimitados, con parámetros determinados de los tramos finales de los gráficos $S = f(\log. t)$, cuando los mismos representan una línea recta; por esta situación se puede pronosticar el abatimiento del nivel del agua para un caudal superior al que se obtiene durante la ejecución del bombeo.

Desarrollo del método hidráulico por las curvas de dependencia $S = f(Q)$

En este caso, el caudal y el abatimiento del nivel del agua en los pozos están relacionados con una dependencia funcional. En las aguas con presión, según la fórmula de Dupuy, el abatimiento aumenta de forma proporcional al caudal, donde:

$$S_e = \frac{Q_e}{Q} S \quad (7.64)$$

Donde:

S_e : abatimiento de explotación, m

Q_e ; caudal de explotación, l /seg. o m^3 /día

Q ; caudal del bombeo de prueba, m

S ; abatimiento estabilizado del bombeo de prueba, m.

La dependencia 7.64 considera solamente la resistencia al movimiento del agua en las rocas del acuífero, que ocurre durante un régimen de filtración laminar, pero no considera la pérdida de carga en la columna del pozo, donde alrededor del mismo se forma un régimen turbulento durante el proceso de bombeo. Considerando estos factores, Dupuy propone la ecuación 7.65 para la construcción de las curvas del caudal en condiciones de aguas con presión:

$$S = a Q + b Q^2 \quad (7.65)$$

Donde:

a y b ; son parámetros empíricos determinados por bombeos experimentales.

$$a = \frac{S_2}{Q_2} - b Q_2^2$$

$$b = \frac{\frac{S_2}{Q_2} - \frac{S_1}{Q_1}}{Q_2 - Q_1}$$

Donde:

S_1 ; S_2 ; Q_1 ; Q_2 ; Abatimientos y caudales del primer y segundo abatimiento de Prueba con S y Q estabilizados.

El parámetro **a** representa la participación de la zona con régimen laminar y el parámetro **b** representa la zona con régimen turbulento.

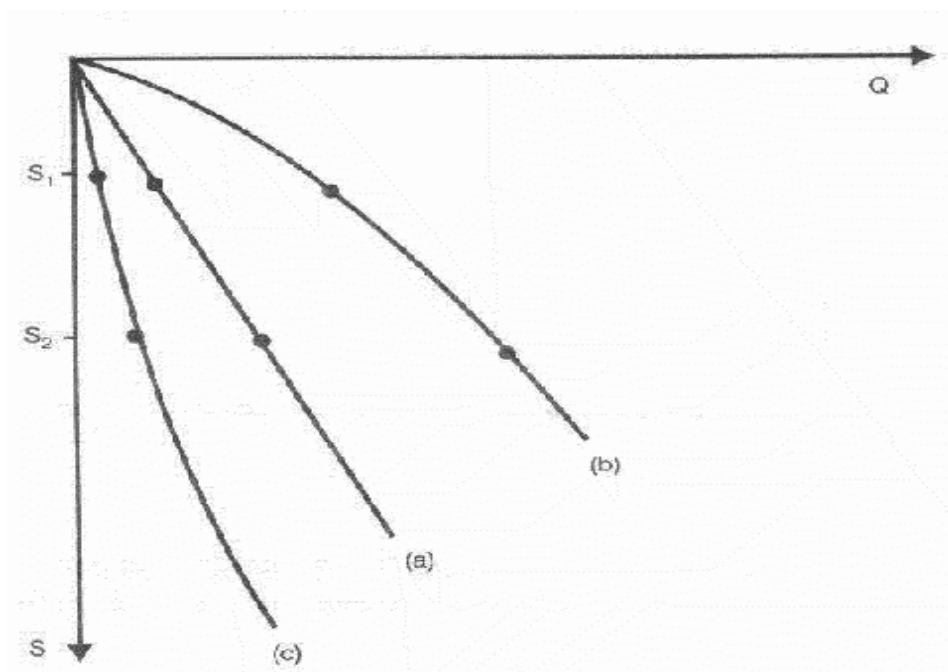


FIGURA 7.4. Gráfico $S = f(Q)$. Línea (a): aguas con presión; Línea (b): Aguas freáticas; Línea (c): bombeo defectuoso (mal ejecutado).

Partiendo de las ecuaciones anteriores, Altóvsky, dividiendo ambas partes de la ecuación 7.66 por Q , obtuvo la ecuación de una línea recta:

$$\frac{S}{Q} = a + b Q \quad (7.66)$$

Por datos de bombeos con dos abatimientos con caudal y nivel estabilizado se construye el gráfico $\frac{S}{Q} = f(Q)$ (Figura 7.5). Por los puntos obtenidos en el gráfico se

traza una línea recta hasta cortar el eje de ordenadas $\frac{S}{Q}$; este valor representará al parámetro a y la tangente del ángulo que forma la recta trazada sobre una línea horizontal, será igual al parámetro b .

Sabiendo el abatimiento máximo admisible en el pozo o centro de un gran pozo por tanteo, dándole valores a Q , se puede determinar un tercer punto en la recta del gráfico (Figura 7.5); este tercer punto corresponderá al caudal y abatimiento máximo de explotación.

Por este método, la extrapolación para el caudal de explotación es admisible hasta 2,5 – 3 veces mayor al caudal de bombeo, por lo que el bombeo debe ejecutarse con el mayor abatimiento posible para obtener garantía del caudal de explotación que se obtenga.

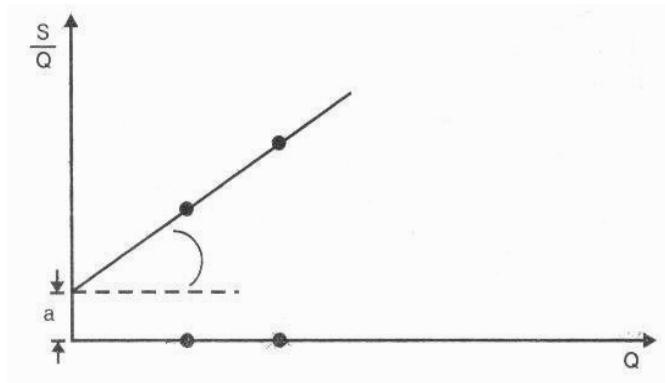


FIGURA 7.5. Gráfico $\frac{S}{Q} = f(Q)$.

En condiciones de acuíferos freáticos (sin presión), la dependencia entre el caudal y el abatimiento se representa por la fórmula de Dupuy:

$$Q = \frac{\pi K S (2H - S)}{\ln \frac{R}{r}}$$

Esta expresión transformada por Bándeman toma la siguiente forma:

$$Q = m S - n S^2 \quad (7.67)$$

Donde:

$$m = \frac{2\pi K H}{\ln \frac{R}{r}} \quad \text{y} \quad n = \frac{\pi K}{\ln \frac{R}{r}}$$

K ; coeficiente de filtración

H ; espesor acuífero

S ; abatimiento de bombeo

R ; radio de influencia del bombeo

r ; radio del pozo o gran pozo.

Según Bándeman, por el método hidráulico los parámetros n y m pueden ser determinados por datos de bombeo con dos abatimientos con caudal y abatimiento estabilizados de donde:

$$n = \frac{\frac{Q_1}{S_1} - \frac{Q_2}{S_2}}{S_2 - S_1} = \frac{q_1 - q_2}{S_2 - S_1}$$

$$m = \frac{Q_1}{S_1} + n S_1 = q_1 - n S_1$$

q_1 y q_2 ; caudales específicos del primer y segundo abatimiento, respectivamente, con dependencia directa del abatimiento (Figura 7.6).

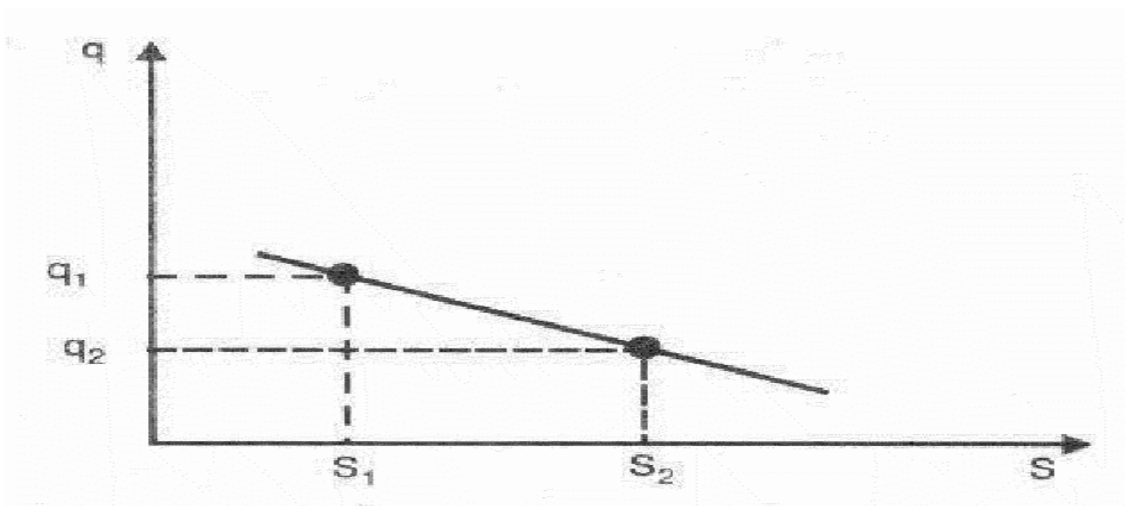


FIGURA 7.6. Gráfico $q = f (S)$.

Para un caudal de explotación determinado, resolviendo la ecuación 7.67, el abatimiento de explotación será:

$$S_e = \frac{m - \sqrt{m^2 - 4nQ_e}}{2n} \quad (7.68)$$

Una heterogeneidad del estrato acuífero puede presentar gran influencia en las curvas del caudal, ya que durante la explotación y exploración del acuífero varía no solo su espesor, sino también el coeficiente de filtración.

Si la transmisividad del acuífero disminuye en profundidad reflejada en el gráfico (Figura 7.4, curva a), entonces durante la profundización del cono depresivo motivado por el bombeo el valor medio del coeficiente de filtración disminuye, ya que se provoca el desecamiento de la zona con mayor transmisividad. Tales condiciones

pueden estar presentes en rocas agrietadas y cársticas, en las cuales el agrietamiento disminuye en profundidad. En estas condiciones el abatimiento calculado resulta menor al que en realidad se producirá (Figura 7.4, curva b). Si al contrario, la transmisividad en profundidad aumenta, entonces durante el desecamiento del acuífero el coeficiente de filtración aumenta y el abatimiento calculado resulta ser mayor del que se producirá (Figura 7.4, curva c); tales condiciones son características para depósitos aluviales en terrazas de ríos, en las cuales, por lo general, su parte superior está formada por arcillas arenosas y arenas finas, y en la parte inferior del corte formadas por material friable grueso.

Por ello, hasta que el nivel no descienda hasta el lecho de los sedimentos menos permeables, la curva del caudal será aproximadamente igual a la correspondiente a las aguas con presión –abatimiento directamente proporcional al caudal.

Por todo lo antes expuesto, para la construcción de la curva de dependencia $S = f(Q)$ (Figura 7.4) en horizontes freáticos que presentan heterogeneidad en perfil los bombeos deben ejecutarse con tres abatimientos. En estas mismas condiciones, y sobre todo en rocas carsificadas, es racional ejecutar bombeos experimentales prolongados para la construcción del gráfico $S = f(Q)$ tratando de que el nivel del agua en el pozo se mantenga a profundidades no mayor a la profundidad de yacencia del lecho del estrato que presente una transmisividad relativamente constante. En los casos en que la curva del caudal contra abatimiento se desvía considerablemente de la curva teórica, construida por interpolación, con dos abatimientos y caudales del bombeo, entonces se podrá utilizar la dependencia propuesta por Altóvsky para aguas con presión (fórmula 7. 65).

En horizontes freáticos el caudal de explotación por extrapolación, empleando la fórmula 7.66, no deberá ser 1,5 – 2 veces mayor que el caudal máximo del bombeo experimental. Además de los métodos analizados de cálculo, representados por las expresiones 7.64 a la 7.67, para la evaluación de las reservas de explotación (abatimiento o caudal) se puede emplear los métodos de cálculos siguientes, basados en datos de bombeo.

Para acuíferos con presión, según Dupuy:

$$Q_e = q S_e \tag{7.69}$$

El caudal específico q para acuíferos artesianos, generalmente es constante cuando las presiones en el acuífero son altas y el área de desarrollo del acuífero es grande con fuentes de alimentación con caudales de pequeñas variaciones de tiempo, cuando q no es constante, por datos de dos o tres abatimientos estabilizados, la fórmula 7.62 es aplicable, siempre y cuando se cumplan las siguientes condiciones:

$$\frac{q - q_1}{q} < 0,03; \quad \frac{q - q_2}{q} < 0,03; \quad \frac{q - q_3}{q} < 0,03$$

Donde:

$$q = \frac{\sum q}{n} \quad \text{y} \quad S_e \leq 1,5 - 1,75 S_{max}.$$

n ; número de abatimientos

S_e ; abatimiento de explotación

S_{max} .; abatimiento máximo del bombeo experimental.

Para acuíferos sin presión (freáticos), según Altóvsky:

$$Q = a + b \log Se \quad (7.70)$$

Donde:

$$b = \frac{Q_2 - Q_1}{\log S_2 - \log S_1}$$

$$a = Q_1 - b \log S_1$$

Aplicable cuando $Se < 2 - 3 S_{max}$.

Para acuíferos con presión y sin presión, Smreker propone una fórmula original aplicable a ambos casos, con buenos resultados en la práctica hidrogeológica:

$$Q_e = n \sqrt[m]{Se} \quad (7.71)$$

Donde:

$$m = \frac{\log \frac{S_1}{S_2}}{\log \frac{Q_2}{Q_1}}$$

$$\log n = \log Q_1 - \log S_1$$

Aplicable cuando $Se \leq 1,75 - 2,25 S_{max}$.

Desarrollo del método hidráulico para determinar la influencia entre pozos de explotación

En la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas, cuando se analiza un grupo de pozos hidrodinámicamente relacionados entre sí que forman un gran pozo, en este caso el objetivo principal del método hidráulico es determinar el abatimiento máximo que se producirá en el pozo de mayor carga hidrodinámica; para ellos se utilizan datos obtenidos de bombeos de todos los pozos que forman el gran pozo.

Con este objetivo, inicialmente se bombea solamente el pozo de mayor carga que lo debe representar el pozo ubicado en el centro del gran pozo. Por este bombeo se determinan los parámetros individuales de este pozo; posteriormente se ejecuta el bombeo de todos los pozos que forman el sistema de forma individual o por bombeo experimental de explotación de todos los pozos.

Los cálculos del abatimiento se ejecutan por la dependencia:

$$Se = Sp + \sum_1^n Si \quad (7.72)$$

Donde:

Se ; abatimiento de explotación en el pozo central, de mayor carga

S_p ; abatimiento de explotación del pozo central provocado por su explotación individual

S_i ; abatimiento complementario provocado por la influencia de los demás pozos que forman el sistema (n ; número de pozos).

Por datos de bombeos unitarios de los pozos del sistema:

$$\sum_1^n S_i = \sum_1^n \Delta S_1 \frac{Q_{e.1}}{Q_{b.1}} + \dots + \Delta S_n \frac{Q_{e.n}}{Q_{b.n}} \quad (7.73)$$

Donde:

$\Delta S_1 \dots \Delta S_n$: Abatimientos provocados en el pozo central por los pozos del sistema, respectivamente durante el bombeo experimental de los mismos;

$Q_{b.1} \dots Q_{b.n}$; caudal del bombeo experimental de los pozos del sistema respectivamente.

Por datos de bombeo experimental de explotación de todos los pozos del sistema:

$$\sum_1^n S_e = \sum_1^n \Delta S_b \frac{Q_e}{Q_b} \quad (7.74)$$

ΔS_e ; abatimiento provocado en el pozo central por el bombeo del sistema

Q_e ; caudal de explotación total de los restantes pozos del sistema

Q_b ; caudal del bombeo experimental de los restantes pozos del sistema.

En la ejecución del bombeo unitario, se miden los niveles en el pozo central y en los restantes pozos del sistema. En la ejecución del bombeo experimental de explotación (bombeando todos los pozos del sistema al mismo tiempo), se inicia el bombeo por el pozo central. Cuando se logre un régimen estabilizado de filtración (nivel y caudal estabilizado), inicia el bombeo el segundo pozo, midiendo los niveles en todos los pozos, hasta lograr el régimen estabilizado en el pozo, y así sucesivamente, hasta ejecutar el bombeo del último pozo del sistema, y se logre en el pozo central un régimen estacionario con todos los pozos en bombeo.

Desarrollo del método hidráulico para determinar el abatimiento del nivel al final de un período de tiempo determinado

Los cálculos se ejecutan para un periodo de tiempo de interés, y los resultados serán válidos siempre y cuando las condiciones de alimentación del acuífero se mantengan relativamente constantes y no existan fronteras de límites que puedan influir en las condiciones de régimen del mismo, durante el bombeo de explotación (límites de alimentación, drenaje o de impermeable próximo).

Durante el período de bombeo de explotación analizado de las aguas subterráneas (un período relativamente largo), por un sistema de pozos que forman un gran pozo, se forma una amplia y profunda depresión del nivel de las aguas subterráneas. El abatimiento en el pozo central, al finalizar el período previsto de cálculo con un caudal constante desde el inicio de la explotación, se puede pronosticar por el método recomendado por Bándeman donde:

$$S_{e(t)} = S_e + \Delta S_{(t)} \quad (7.75)$$

$S_{e(t)}$; abatimiento al finalizar el período de cálculo

S_e ; abatimiento de explotación calculado para el pozo central sin considerar por datos de bombeo experimental

$\Delta S_{(t)}$; abatimiento que se tendrá al finalizar el período de explotación en el pozo central por influencia de otros pozos, a partir de niveles en tiempo t_1 y t_2 después de iniciada la explotación.

$$\Delta S_{(t)} = \frac{Q_e}{Q_i} \left(\Delta S_2 - \Delta S_1 \right) \frac{\ln \frac{te}{t_2}}{\ln \frac{t_2}{t_1}} \quad (7.76)$$

Donde:

Q_e ; caudal de explotación previsto, puede coincidir o no con el caudal Q_i

Q_i ; caudal del bombeo experimental para el que se cálculo Q_e

$\Delta S_2; \Delta S_1$; abatimientos registrados en el pozo central del sistema o gran pozo por la influencia de la explotación de los demás pozos del sistema en los tiempos t_2 y t_1 a partir del inicio de bombeo de todos los pozos del sistema en explotación

te ; período de explotación considerado para los cálculos.

El pronóstico del abatimiento para determinado período de tiempo, posterior al inicio de la explotación, es aplicable en acuíferos ilimitados, semilimitados o limitados por límites imperfectos o impermeables. Para acuíferos semilimitados o limitados por límites perfectos de alimentación (ejemplo ríos) que garanticen el caudal de explotación, no existirá abatimiento adicional durante el período de explotación, o sea: $\Delta S_{(t)} = 0$.

7.6 Evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas por el método de balance

La evaluación de las reservas de explotación por el método de balance lo representa la determinación del caudal de las aguas subterráneas que puede ser obtenido por tomas de agua en los límites de un territorio determinado en el transcurso de un período de tiempo dado de explotación, debido a la captación de volúmenes de las distintas fuentes de formación de las reservas de explotación, las cuales están incluidas en la ecuación 7.1. En esta evaluación cada uno de las posibles fuentes de formación de las reservas de explotación se evalúa de forma independiente, y posteriormente se ejecuta la suma de los resultados.

Durante la evaluación por el método de balance, el balance de un tramo (o región) se analiza en su conjunto, considerando la entrada y caudal del agua. En relación con esto, el método de balance permite determinar solamente el abatimiento medio del nivel del horizonte acuífero que se explotará, y no el abatimiento del nivel en las obras de tomas (pozos). Todo eso, predetermina la necesidad de emplear el método de balance en forma general como un método adicional en combinación con los métodos hidrodinámico e hidráulico.

Al mismo tiempo, por el método de balance se puede determinar el papel de las distintas fuentes de formación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas y evaluar la garantía de estas reservas, calculadas por otro método. Por ello, la utilización del método de balance, en conjunto con otro método de evaluación de reservas de explotación, es sumamente racional e importante en la mayoría de los casos. Un gran significado posee el método de balance en la evaluación de las

reservas de explotación dentro de los límites de estructuras que presentan altas trasmisividades de los horizontes acuíferos. En estas estructuras, el cono depresivo durante la explotación se desarrolla rápidamente en toda el área de la estructura y en su periferia se diferencia muy poco. Si en la evaluación de las reservas de explotación de tramos o territorios pequeños, el método de balance presenta un significado complementario, en la evaluación de las reservas regionales de explotación este método asume un significado principal, sobre todo con el empleo de tomas de aguas ubicadas en área, en forma de red, que cubra todo el territorio.

Para la evaluación de pequeños tramos, los cálculos de las reservas de explotación por el método de balance se puede ejecutar de forma combinada con otros métodos, utilizando para la evaluación de las reservas y recursos que forman las reservas de explotación, los métodos analizados con anterioridad, teniendo en cuenta que las reservas Q_e estarán garantizadas cuando su magnitud sea menor o igual a los resultados que se obtengan por el método de balance, según fórmula 7.1.

Evaluación de las reservas de explotación en función de las distintas reservas y recursos que las forman

1. Reservas naturales - Q

Por su definición, representan el volumen de agua almacenado de forma permanente en determinado volumen de roca y su utilización como reserva, durante la explotación, se definirá por el tiempo en que se programe su extracción, considerando solo el volumen que resulte racional extraer del acuífero, sin perjudicar el medio ambiente circundante; numéricamente dependerá de las propiedades de almacenamiento de las rocas representado por el coeficiente de entrega de agua y por la magnitud del abatimiento (deseccamiento) al final del período de explotación sin considerar su reposición que de forma racional sea posible realizar en el acuífero.

$$Q_n = \frac{V}{t} = \alpha_1 \frac{\mu.H.F}{t} \quad \text{m}^3/\text{día.} \quad (7.77)$$

Donde:

μ - Entrega de agua de las rocas

H - Potencia acuífera, m

F - Área de extensión del acuífero, km^2

t - Tiempo previsto de explotación, días.

Para las reservas naturales, el coeficiente α_1 se determina en función del abatimiento admisible del acuífero para el periodo de explotación. En condiciones normales, cuando no existan restricciones en cuanto al abatimiento que admite el acuífero, puede asumirse $\alpha_1 = 0,5$, es decir, puede admitirse un abatimiento del 50 % de la potencia acuífera.

El tiempo que se prevé de explotación dependerá de las condicionales de explotación. Cuando se considere una explotación permanente para acueducto es recomendable distribuir las reservas naturales en un periodo suficientemente largo, superior al tiempo de amortización de las obras e inversiones efectuadas. En este caso, el tiempo t se asumirá para un periodo de 27 a 30 años y para facilitar los cálculos se asume 27,4 años ($= 10^4$ días).

2. Recursos naturales - Q_N

Por definición de los mismos pueden ser evaluados integralmente, considerando todos los elementos que forman estos recursos, cuando el conocimiento de las condiciones hidrogeológicas y datos con que se disponga, lo permitan.

Los recursos naturales de las aguas subterráneas se pueden evaluar, bien por la alimentación del acuífero, por infiltración de las aguas de precipitaciones atmosféricas, infiltración de aguas del escurrimiento superficial de ríos, etc, o por el escurrimiento del flujo subterráneo. Esto último tiene supremacía en cuanto a veracidad del total de los recursos que se evalúan, debido a que estos recursos se forman, no solo por la infiltración de las precipitaciones atmosféricas y de aguas del escurrimiento superficial de ríos, sino también por la alimentación que otros acuíferos pueden ejercer sobre el que se evalúa, bien por trasvase de flujo de un acuífero a otro, por el denominado goteo de acuíferos que yacen sobre el que se evalúa, o por infiltración, debido a supresiones de acuíferos que yacen debajo, a mayores profundidades a través de estratos relativamente poco permeables.

1er Caso: Por magnitud del flujo subterráneo que llega al área de evaluación.

1.1- Flujo homogéneo: Cuando el flujo de las aguas subterráneas presenta condiciones homogéneas que se definen por la configuración de las isolíneas de mapas de hidroisohipas o hidroisopiezas en una sección normal al flujo en límite inicial del área de evaluación.

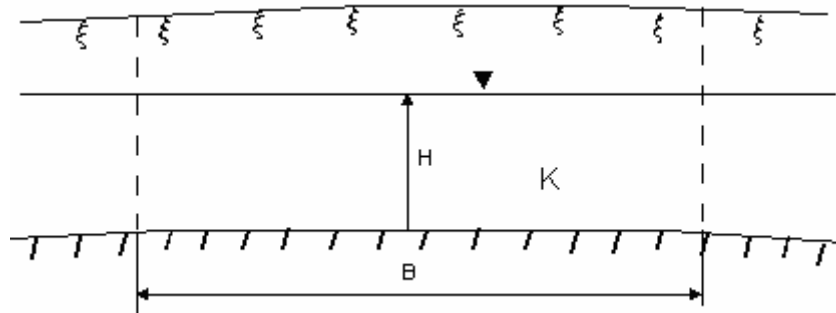


FIGURA 7.7. Acuífero con flujo homogéneo en toda su área de desarrollo.

$$Q_N = K H I B \quad (7.78)$$

Donde: K – coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m/día.

H - potencia acuifera, m.

I - gradiente hidráulico. Se determina por mapas de hidroisohipsas en sección normal al flujo subterráneo en el límite de entrada al área que se evalúa.

B - Ancho de la sección normal al flujo subterráneo en el límite de entrada al área que se evalúa, m.

En condiciones naturales, en muchos casos, es necesario determinar los recursos naturales en función del flujo subterráneo en territorios de taludes, donde el lecho impermeable del acuífero presenta una pendiente considerable (con ángulo superior a cinco grados). En este caso, se presentan varios esquemas de cálculos pero los que predominan son los siguientes:

- Potencia acuifera constante con niveles de las aguas equidistantes al lecho impermeable en todo el tramo que se evalúa y la permeabilidad es constante.
- Potencia acuifera variable; disminuye en dirección al flujo subterráneo y la permeabilidad se incrementa en esa dirección.

En estos casos, la determinación de los recursos naturales subterráneos que entran al área de evaluación, a través de una sección transversal, en la dirección del flujo subterráneo de la entrada del área, puede determinarse por la fórmula propuesta por Llopis:

$$Q_N = B H K \sin \varphi \quad (7.79)$$

Donde: φ - ángulo entre plano horizontal y lecho impermeable en sección transversal al flujo.

Cuando el lecho del acuífero no es totalmente impermeable puede ocurrir un flujo subterráneo desde las rocas del lecho hacia el acuífero superior; los cálculos en estos casos se ejecutan por la fórmula analizada pero en dos secciones, la primera a la entrada del área en evaluación y la segunda a la salida de esta área, con el mismo ancho de la sección de cálculo. Cuando los recursos determinados en la sección a la salida del área (Q_2) es mayor que los recursos determinados a la entrada del área (Q_1) se tomará como recursos naturales las magnitudes de Q_2 , siempre y cuando estos puedan ser captados por obras de tomas de explotación que se programen en el área de evaluación.

1.2- Flujo heterogéneo: Por bandas o lentas del flujo subterráneo

Se aplica cuando el flujo subterráneo no es homogéneo por condiciones hidrodinámicas, litológicas, etc, y esas condiciones se reflejan en una configuración irregular del trazado de las isolíneas en mapas de hidroisohipsas o hidroisopiezas (aguas freáticas o artesianas).

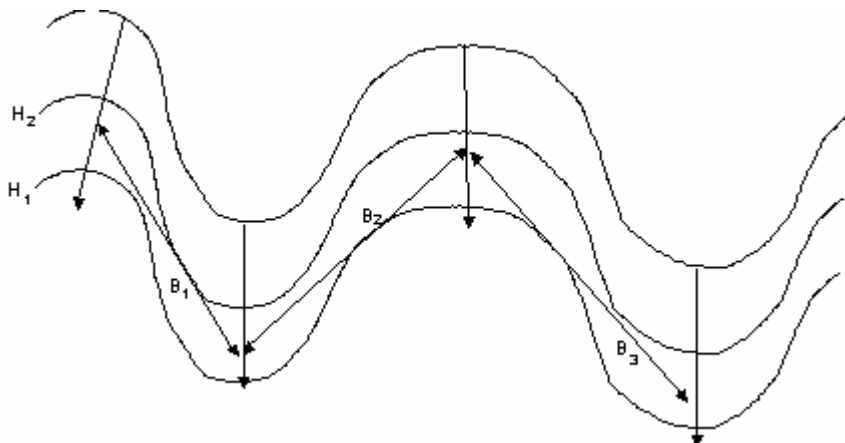


FIGURA 7. 8. Acuífero con flujo heterogéneo por bandas del flujo.

$$Q_N = \sum_1^n Q_b \quad (7.80)$$

Q_b - Recursos subterráneos correspondientes a las bandas del flujo subterráneo definidas por mapa de hidroisohipsas, $m^3/día$. Se determina por la fórmula 7.77 o 7.78, según proceda, considerando los parámetros K , H de una sección normal al flujo en banda con ancho- B y un gradiente hidráulico I o $\sin \varphi$ determinado en esa sección.

n - número de bandas del flujo.

2^{do} Caso: Por infiltración de las precipitaciones atmosféricas.

Para la determinación de la magnitud de infiltración W de las precipitaciones atmosféricas puede utilizarse directamente los datos que ofrecen los lisímetros. Sin embargo, las observaciones de la infiltración en toda el área de alimentación de los acuíferos es incompatible debido a que la infiltración de las precipitaciones atmosféricas depende de muchos factores, relieve, vegetación, características de la cubierta de suelo, profundidad de yacencia de las aguas subterráneas y otros que pueden ser muy heterogéneos en el área que se evalúa, de ello depende que las mediciones disimétricas no tengan desarrollo en la evaluación de los recursos de aguas subterráneas.

De tal forma, uno de los métodos que han logrado un gran desarrollo en la evaluación de los recursos de aguas subterráneas lo representa el establecido por Kamiński, basado en las observaciones del comportamiento del régimen de las aguas subterráneas mediante las observaciones en redes o sistemas de puntos de observación distribuidos en los acuíferos, en correspondencia con sus características hidrogeológicas.

Para la determinación de la magnitud de la infiltración, y en correspondencia con la metodología de Kamiński, analizaremos varios casos.

2.1- Por datos de tres puntos de observación de niveles de las aguas subterráneas ubicadas en línea paralela a la dirección del flujo subterráneo y con distintas distancias entre los puntos de observación. La permeabilidad representada por el coeficiente de filtración del acuífero se puede considerar homogénea en toda la longitud del perfil formado por los tres puntos de observación.

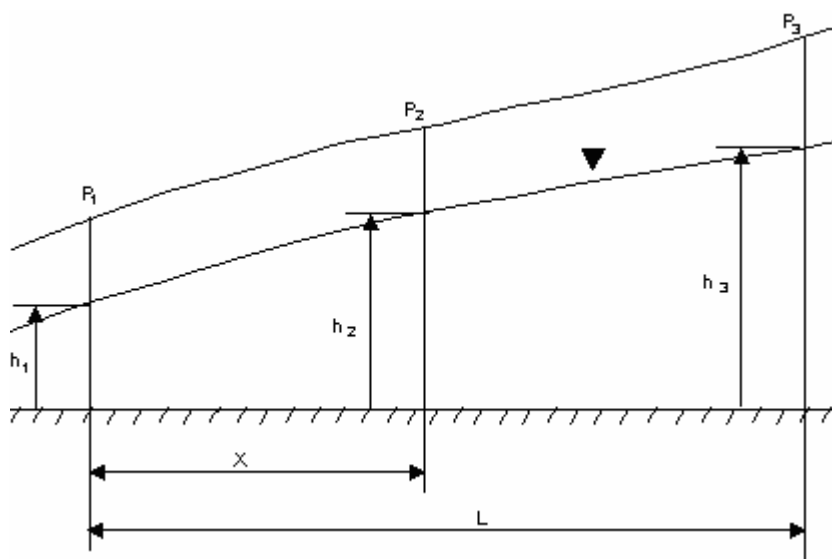


FIGURA 7.9. Perfil con tres pozos en dirección longitudinal al flujo subterráneo, con permeabilidad homogénea.

$$Q_N = F W \quad (7.81)$$

W - infiltración de las precipitaciones atmosféricas, m/día

F - área del acuífero en evaluación.

$$K = \text{const.}, \text{ m/día} \quad X \neq \frac{L}{2} ; \text{ m.}$$

$$W = \frac{K}{L-X} \left(\frac{h_2^2 - h_1^2}{X} - \frac{h_3^2 - h_1^2}{L} \right) \quad (7.82)$$

K - coeficiente de filtración a lo largo del perfil formado por los tres puntos de observación

X - distancia entre el primer y segundo punto de observación (parte baja del perfil), m

L - distancia entre los dos puntos extremos del perfil formado por los tres puntos de observación

h_1, h_2, h_3 , columnas de agua en las calas de observación respectivamente, a partir de un lecho impermeable o plano horizontal, hasta el nivel medio de las aguas subterráneas en el perfil., m.

- 2.2- Por infiltración de precipitaciones cuando los tres puntos de observación de niveles se encuentran ubicados a iguales distancias:

$$K = \text{const.} \quad X = \frac{L}{2}$$

$$Q_N = F W$$

$$W = \frac{K}{2X^2} (2 h_2^2 - h_1^2 - h_3^2) \text{ m/día.} \quad (7.83)$$

X -Distancia entre puntos de observación, m.

- 2.3- Por infiltración de precipitaciones: cuando en el perfil, formado por tres puntos de observación, existe diferente permeabilidad entre las secciones formadas por los puntos 1-2 y 2-3, ($K_1 \neq K_2$) en este caso, los cálculos se ejecutan por datos de ascensos de los niveles en magnitud Δh en tiempo t .

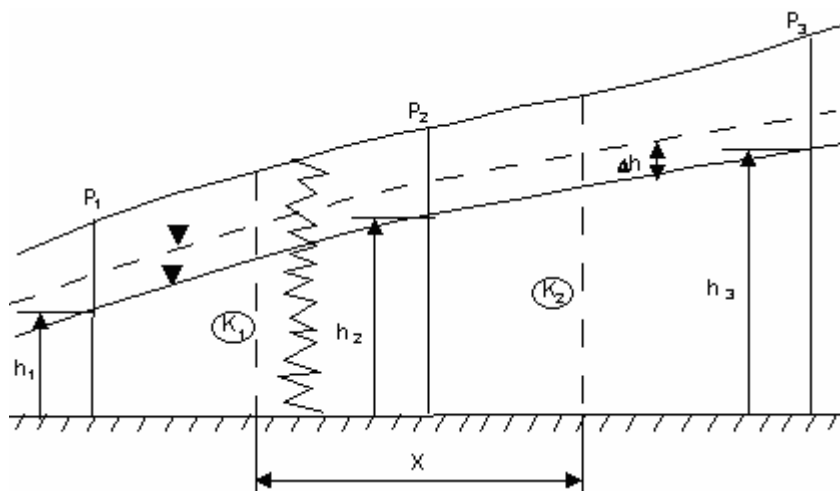


FIGURA 7.10. Perfil con tres pozos en dirección longitudinal al flujo subterráneo, con permeabilidad heterogénea en su trazado.

$$Q_N = F W$$

$$W = \frac{\mu \Delta h}{t} + \frac{1}{X} \left[K_1 \frac{h_2^2 - h_1^2}{2X} - K_2 \frac{h_3^2 - h_2^2}{2X} \right] \text{ m/día} \quad (7.84)$$

μ - entrega de agua de las rocas (valor medio)

Δh - Ascenso de los niveles (m) en tiempo t (días)

X - Distancia entre los centros de las secciones 1-2 y 2-3, m

K_1 - Coeficiente de filtración del acuífero en la sección 1-2, m/día

K_2 - Coeficiente de filtración del acuífero en la sección 2-3; m/día

h_1, h_2, h_3 - Columna de agua en las calas (puntos) de observación, m.

Cuando: $K_2 \geq K_1$, la segunda mitad de la expresión puede ser igual a cero o con valor negativo, en el primer caso se tomará el valor de la primera parte de la expresión, en el segundo caso, significa que en esa sección ocurrió pérdida del caudal del flujo subterráneo, que podrá ser por diversas causas.

2.4- Por cálculo de la infiltración, por datos de linnigramas de puntos de observación:

El linnigrama lo representa un gráfico de niveles en función del tiempo, los niveles se representarán, preferentemente, por sus cotas absolutas (altura en metros sobre el nivel del mar). Este gráfico caracterizará, tanto la alimentación del acuífero como su drenaje.

En el linnigrama se reflejan los niveles observados en determinado período de tiempo (diarios, quincenales, mensuales, trimestrales, semestrales etc), según el ciclo de observaciones con que se cuente, que puede ser dentro de un año o una serie de años, pudiéndose confeccionar el mismo, también con datos medios en la unidad de tiempo que se decida para un año medio.

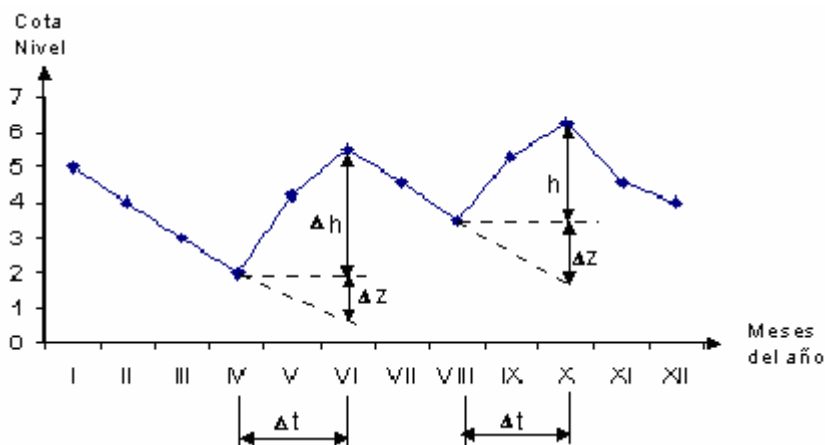


FIGURA 7.11. Linnigrama con oscilación anual de los niveles.

$$Q_N = F W$$

$$W = \mu \frac{\Sigma \Delta h + \Delta Z}{\Delta t}, \text{ m/día.} \quad (7.85)$$

Δh - representa el ascenso de los niveles por la alimentación del acuífero (m) en tiempo Δt (días).

ΔZ - representa el descenso de los niveles (m) que habría ocurrido por el drenaje del acuífero de no haberse producido alimentación del mismo en tiempo Δt (días).

En el caso que se quiera determinar la infiltración media anual o de una serie de años, entonces en lugar de Δt se utiliza t - tiempo total en que se observaron los niveles representados en el linnigrama.

2.5- Cuando la ubicación del acuífero que se evalúa es en territorios que representan taludes (laderas) premontañosos, caracterizados generalmente, por corresponder con acuíferos de conos de deyección que presentan alimentación por infiltración desde fuentes superficiales o de precipitaciones atmosféricas (que en este caso tienen una débil influencia sobre el régimen del flujo subterráneo) o ambas a la vez y en la mayoría de los casos también reciben alimentación subterránea, proveniente de las rocas que forman el basamento montañoso, se presenta un régimen de las aguas subterráneas de pendiente.

Los pronósticos de los recursos naturales, en tales condiciones, se ejecutan por datos de observación de niveles en calas o pozos con determinada área que caractericen y para los mismos se determina la magnitud de la infiltración W .

$$Q = F W$$

El cálculo de la infiltración W se realiza por la fórmula siguiente:

$$W = \frac{(\Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots \Delta h_n)}{t} \mu \text{ m/día.} \quad (7.86)$$

Donde:

Los Δh corresponden a los intervalos de ascensos de los niveles en distintos tiempos a partir del inicio de ascenso y bajo el punto seleccionado en línea de ascenso a partir de la prolongación de la línea de pendiente en el punto de inicio de ascenso de los niveles, m.

t - tiempo transcurrido desde el punto de inicio del ascenso de los niveles hasta el punto de ascenso máximo registrado, días.

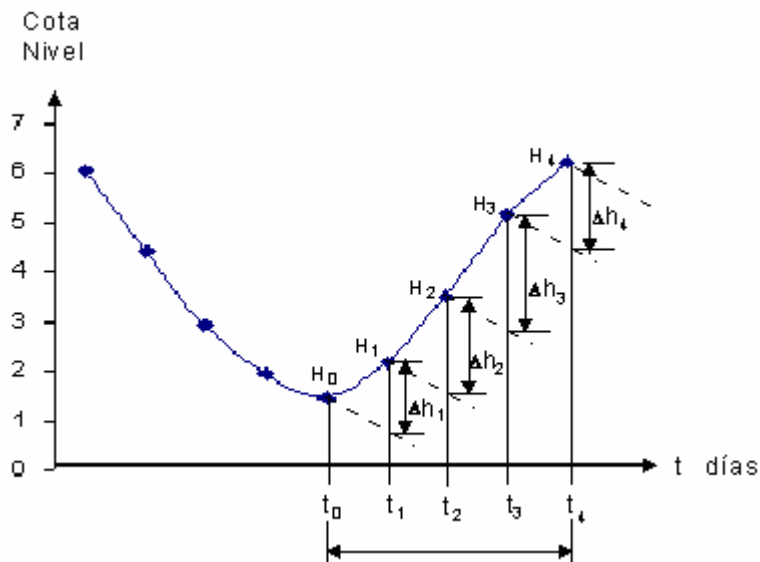


FIGURA 7.12. Oscilación de nivel de las aguas subterráneas en zona de talud.

3er Caso: Evaluación de los recursos naturales por el modulo del escurrimiento subterráneo M_0 .

El módulo de escurrimiento subterráneo caracteriza el caudal del flujo subterráneo del acuífero por km^2 de su extensión en l/seg. km^2 . Los recursos naturales en este caso, también pueden estar representados, tanto por infiltración de las precipitaciones atmosféricas, infiltración de aguas superficiales o ambas a la vez, u otras fuentes de alimentación del acuífero.

Los recursos se determinan por la fórmula siguiente:

$$Q_N = F M_0 \quad (7.87)$$

$$M_0 = 0,0317 Y \text{ l/seg.km}^2. \quad (7.88)$$

Y - Lámina de agua infiltrada en el acuífero, mm.

$$Y = 1000 \mu \sum (\Delta h + \Delta Z) \quad (7.89)$$

$\Delta h, \Delta Z$ -parámetros que se determinan de los linnigramas de observación de niveles en tiempo, m.

En todos los casos en que la evaluación de los recursos naturales Q_N se ejecute en puntos de observación que caracterizan un área determinada y el área de evaluación abarca varios sectores con puntos de observación de niveles, entonces la evaluación de los recursos naturales se desarrolla por tramos con existencia de puntos que los caractericen y los recursos naturales totales del área de evaluación será:

$$Q_{N.T.} = \sum_1^n Q_N \quad (7.90)$$

n - número de tramos que se evalúan.

4to Caso. Determinación de recursos naturales por infiltración de aguas superficiales durante periodos de avenidas (crecidas de ríos).

Las avenidas en ríos influyen directamente cuando el régimen del flujo subterráneo es de tipo fluvial, es decir existe una dirección directa río- acuífero y en el mismo las amplitudes de la oscilación de los niveles en el acuífero estarán directamente relacionadas con el régimen de oscilación de niveles en el río.

La evaluación se ejecuta para determinar el caudal de alimentación, durante las avenidas, por datos de dos calas de observación perforadas en la margen del río, que coincida con la dirección del flujo subterráneo. La primer cala de observación se perforará lo más próximo posible al cauce del río y la segunda cala, a determinada distancia de la primera, formando un perfil en dirección vertical al cause del río.

Los recursos naturales se determinarán por la fórmula siguiente:

$$Q = K \Delta h_m I_m \Delta t \quad -m^3. \quad (7.91)$$

K - coeficiente de filtración del acuífero, m/día.

Δh_m - Amplitud media (m) del ascenso del nivel en el río en período de tiempo Δt (días).

I_m - Gradiente hidráulico medio del flujo subterráneo entre los dos pozos de observación ubicados a la distancia ΔX .

$$I_m = \frac{(h_1 + \Delta h_1) - (h_2 + \Delta h_2)}{\Delta X} \quad (7.92)$$

Δt - Tiempo de avenida (crecida) del río, días.

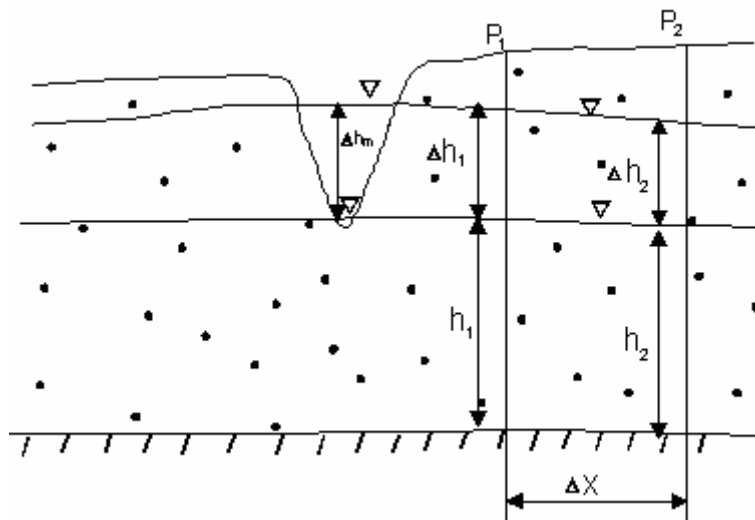


FIGURA 7.13. Ascenso de nivel de las aguas subterráneas en zonas próximas a ríos

5to Caso: Determinación de recursos naturales por infiltración del escurrimiento superficial de ríos.

En este caso, la determinación del caudal que representa los recursos naturales que se incorpora al acuífero se determinan por observaciones hidrométricas, directamente en el río. Para ello, teniendo definida el área de extensión del acuífero en evaluación, se instalan estaciones hidrométricas en los ríos en los límites del área del acuífero o tramo de acuífero que se evalúa y se establece el control del escurrimiento superficial del río en el límite de entrada del tramo acuífero que se evalúa y en el límite de salida

del mismo.

Los recursos naturales se determinarán por la siguiente fórmula:

$$Q_{e.i.} = Q_1 - Q_2 \quad \text{m}^3/\text{día} \quad (7.93)$$

Donde: $Q_{e.i.}$ - escurrimiento infiltrado $\text{m}^3/\text{día}$.

Q_1 - escurrimiento del río observado en límite de inicio del acuífero o tramo acuífero, $\text{m}^3/\text{día}$.

Q_2 - escurrimiento del río observado en límite de salida del acuífero o tramo acuífero, $\text{m}^3/\text{día}$.

Cuando: $Q_{e.i.} = 0$ -no existió infiltración del escurrimiento del río, ni alimentación del río por el acuífero, por lo que recursos naturales por infiltración del escurrimiento del río no existen.

$Q_{e.i.} = (-)$ - significa que el escurrimiento del río en los límites de salida del acuífero o tramo acuífero es superior al escurrimiento del río en los límites de entrada, quiere decir que el acuífero es drenado por el río, por lo que al contrario de recibir recursos naturales, el acuífero pierde sus recursos en el tramo de evaluación y estos se incorporan al escurrimiento del río.

$Q_{e.i.} = (+)$ - significa que el escurrimiento del río, en los límites de salida del acuífero o tramo de acuífero, es menor que el escurrimiento a la entrada del mismo, es decir el río incorpora determinado caudal al acuífero formando los recursos naturales del mismo en el área de estudio.

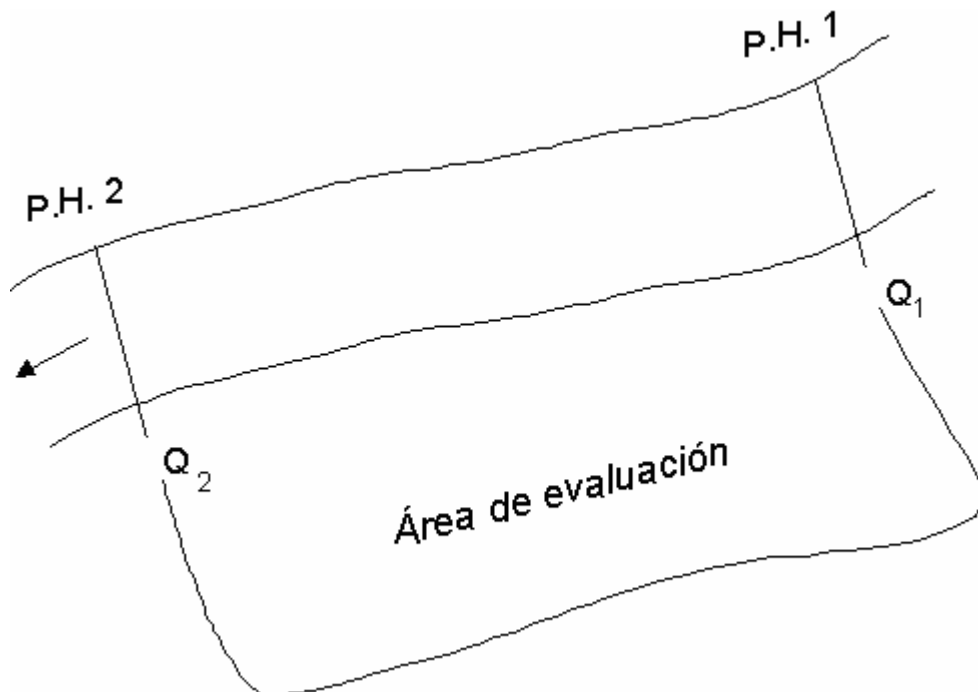


FIGURA 7.14. Área de evaluación de recursos subterráneos entre dos secciones hidrométricas en ríos.

3. Reservas y recursos artificiales

Como su definición lo establece estas reservas representan caudales determinados por métodos hidrodinámicos o hidrológicos, para la obtención de los cuales se programan determinadas obras ingenieriles, de forma que permitan la incorporación al acuífero del total del caudal establecido por cálculos, y considerados en el balance efectuado de las reservas de explotación del acuífero que se evalúa, en este caso, el coeficiente α será igual a la unidad ($\alpha = 1$). Los métodos de evaluación son varios y en ellos están incluidos algunos de los analizados por el método de balance.

Los recursos artificiales, como las reservas artificiales, en correspondencia con su definición, responden a determinados caudales que se incorporan a los acuíferos a través de obras ingenieriles que se construyan, en estos recursos los caudales que se incorporaran al acuífero serán provenientes de obras ingenieriles proyectadas o construidas con objetivos que no son los de recargar a los acuíferos, pero que, por condiciones de explotación, permiten obtener de ellas determinados caudales que podrían ser incorporados a los acuíferos, de tal forma el coeficiente α reflejará la parte del caudal total de las obras programadas o construidas que podrán ser consideradas para la reposición artificial de los acuíferos ($\alpha < 1$). Los métodos para su determinación pueden ser Hidrodinámico y de Balance.

4. Recursos atraíbles

Estos recursos se originan durante el proceso de explotación de los acuíferos, pueden existir cuando la evaluación que se ejecuta abarca un área dentro de la cual o en sus contornos existen fuentes de agua superficiales o subterráneas o ambas a la vez, donde la dirección del flujo subterráneo no coincide con las obras de tomas en aguas subterráneas y que pueden ser atraídas hacia esas obras, debido al desarrollo en tiempo del área de influencia de la explotación (cono de influencia), al invertirse la dirección del flujo subterráneo debido a la depresión de los niveles o presiones en los acuíferos, provocado por la explotación.

Las fuentes de alimentación que pueden aportar determinados caudales, como recursos atraíbles, pueden ser tanto naturales como artificiales.

Las metodologías de pronóstico de captación de los recursos atraíbles son muy variadas y en los mismos se incluyen cálculos analizados en el método de Balance.

Uno de los casos más frecuentes en la práctica hidrogeológica es la determinación de recursos atraíbles desde fuentes representadas por ríos, para lo cual el esquema y las fórmulas de cálculos aplicables son los siguientes:

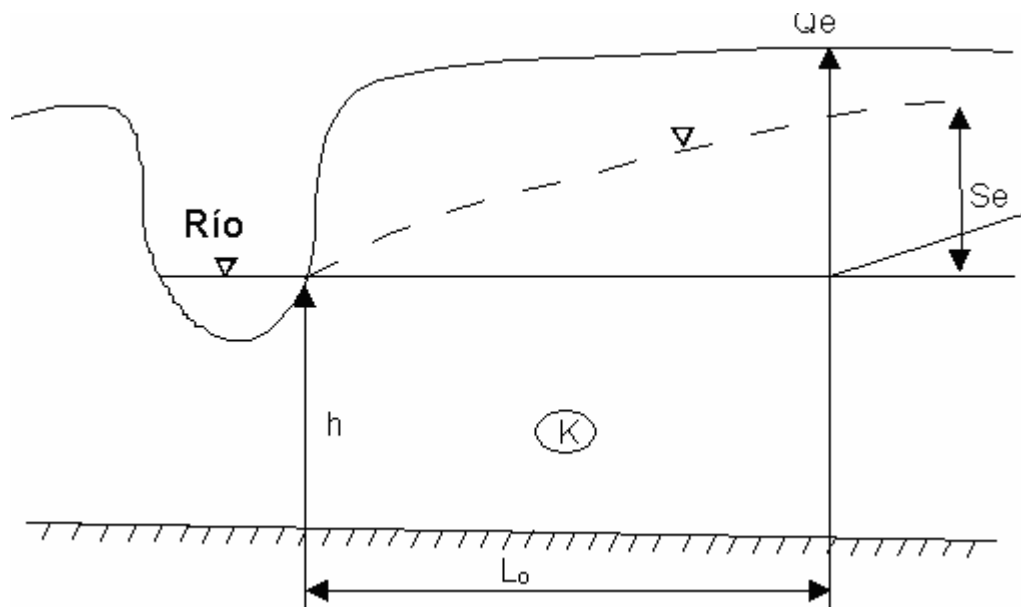


FIGURA 7.15. Atracción de recursos subterráneos por infiltración desde ríos.

Y la fórmula para evaluación de los recursos atraíbles será:

$$Q_{at.} = K H B I \text{ m}^3/\text{día} \text{ (fórmula 7.78 correspondiente a recursos naturales)}$$

En este caso, el parámetro B -longitud de cauce de río que infiltra los caudales que formarán los recursos atraíbles deberá ser determinado con la mayor precisión posible y para ello la fórmula recomendada es:

$$B = 4 \sqrt{\frac{Q_e L_0}{\pi q}} \text{ m.} \quad (7.94)$$

Donde:

Q_e - caudal de explotación, $\text{m}^3/\text{día}$

L_0 - distancia desde el centro del pozo o sistema de pozo hasta el río, m

π - coeficiente (= 3,1416)

q - caudal específico del flujo subterráneo en condiciones naturales, $\text{m}^3/\text{día} \cdot \text{m}$

$q = KhI$

I -gradiente del nivel de las aguas subterráneas.

Los cálculos antes descritos requieren la confirmación de que en realidad se producirá una inversión de la dirección del flujo de las aguas subterráneas, para ello se requiere determinar la distancia donde, en el proceso de explotación, se ubicará la línea neutral del flujo de las aguas subterráneas en dirección al río, en este caso podemos determinar esa distancia hasta la línea neutral del flujo, por fórmula de Drobnaxod que corresponde al esquema de la Figura 7.15.

$$X_0 = \frac{Q_e}{2\pi q} \quad (7.95)$$

Donde: X_0 - distancia desde el centro del pozo o sistema de pozos hasta la línea neutral del flujo subterráneo en dirección al río, m.

Los demás parámetros son los mismos que en la fórmula 7.94.

Cuando: $X_0 < L_0$ – No se ejecutará captación de recursos desde el río.

$X_0 > L_0$ - Se ejecutará atracción de recursos desde el río.

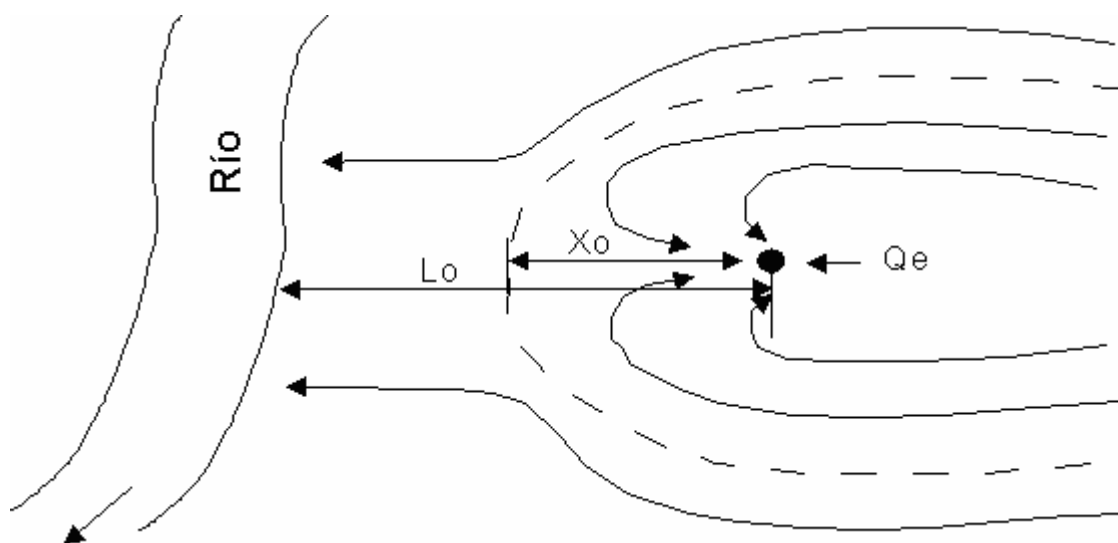


FIGURA 7.16. Esquema del flujo subterráneo durante explotación con definición de la línea neutral del flujo.

7.7 Pronóstico de reservas de explotación de las aguas subterráneas por grado de extraibilidad

Cuando el pronóstico de reservas de explotación tiene como objetivo determinar las reservas totales de explotación de un territorio de dimensiones considerables (como norma mayor que 1 000 km²) debemos considerar que en un territorio con tales magnitudes, las condiciones hidrogeológicas pueden ser muy variadas, lo que dificultaría sobremanera la aplicación, ya no solo de los métodos hidrodinámico e hidráulico, sino que también, el propio método de balance representaría una aplicación muy compleja; de tal forma, lo más recomendable es desglosar el territorio en una red rectangular y crear bloques de dimensiones finitas o elementales con determinadas dimensiones.

Lo establecido permite para el pronóstico asumir que en el centro de cada bloque se ubicarán obras de toma de las aguas subterráneas, creándose condiciones para un esquema de cálculos por régimen cuasi estacionario, ya que por la ubicación de las obras de tomas en cada bloque, considerando su explotación, se desarrollará un abatimiento constante, pues los límites de estos bloques reflejarán parteaguas subterráneas que representarán las divisorias de las aguas en la red de bloques creada, donde en todos los bloques se considera la explotación de las aguas subterráneas al unísono.

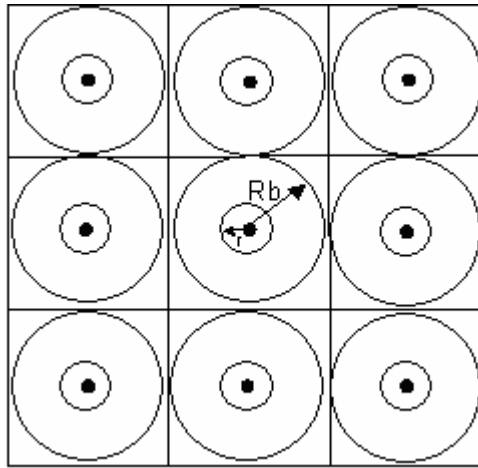


FIGURA 7.17. Red rectangular de bloques para evaluación de los recursos de aguas subterráneas por su grado de extraibilidad.

La metodología descrita es aplicable también en áreas más pequeñas donde se tiene una mayor efectividad y menos complejidad en la aplicación de la misma. Para la ejecución del pronóstico de las reservas de explotación, en cada bloque de la red se determinará el módulo de las reservas de explotación y dentro de lo posible su desglose por tipo de reservas y recursos que lo forman, reflejados en la fórmula 7.1 que repetimos a continuación:

$$Q_e = \alpha_1 Q_N + \alpha_2 Q_n + \alpha_3 Q_a + \alpha_4 Q_A + Q_{at}$$

Donde:

$$M_{e.b.} = M_n. + M_R + M_a + M_A + M_{at}. \quad (7.96)$$

Donde: $M_{e.b.}$ - módulo de las reservas de explotación en cada bloque, l/seg. km².

M_n - módulo de las reservas naturales en el bloque, l/seg. km².

M_N - módulo de los recursos naturales en el bloque, l/seg. km².

M_a - módulo de las reservas artificiales en el bloque, l/seg. km².

M_A - módulo de los recursos artificiales en el bloque, l/seg. km².

M_{at} - módulo de los recursos atraíbles en el bloque, l/seg. km².

Por definiciones de la ecuación general de las reservas de explotación en su expresión de balance y las de reservas y recursos artificiales, así como de los recursos atraíbles, podemos considerar que el coeficiente α para estas reservas y recursos será igual a 1 ($\alpha = 1$), ya que todo el caudal que se utilizará en recarga del acuífero y el que será atraído por la explotación, será captado por las obras de toma debido a la configuración por red de bloques de las áreas que se evalúan.

De tal forma la expresión 7.96 tomará la siguiente forma:

$$M_{e.b.} = \alpha (M_n. + M_N) + M_a + M_A + M_{at}. \quad (7.97)$$

El coeficiente α puede ser determinado por fórmula establecida para el caso analizado donde:

$$\alpha = \frac{t}{t + \frac{R_b^2}{2a} \ln \frac{R_b}{r}} \quad (7.98)$$

Donde: α - coeficiente que caracteriza el grado de extraibilidad de las aguas subterráneas.

t - tiempo previsto para la explotación, días.

R_b - radio del bloque, m.

a - conductividad o piezoconductividad de nivel de las aguas subterráneas, $m^2/día$.

r - radio del pozo o gran pozo formado por un sistema de pozos, m.

Pasos a seguir:

1- Tomando como base el mapa de trasmisividad del territorio se determina la ubicación más racional de la red. El paso de la red rectangular recomendable se selecciona a partir de la condicional que se obtendrá de un régimen cuasi-estacionario o no estacionario de la filtración en el acuífero durante el proceso de explotación (dentro del bloque de la red), con un radio del bloque R_b , por lo tanto y precisamente, para este caso, es efectiva la ecuación 7.98 para tales condiciones:

$$R_b \approx 0,8 \sqrt{at}$$

Donde:

a - conductividad o piezoconductividad de nivel de las aguas subterráneas, $m^2/día$

t - período de explotación previsto, días

Para los cálculos es recomendable tomar como paso de la red $A = 5-30$ km. para lo que se puede considerar $R_b = 0,5 A$ y un sistema de pozos con radio,

$$r = 0,12 R_b.$$

2- En cada bloque de la red se determina el valor medio de la potencia acuífera (H) y el descenso máximo admisible (S_{ad}), para el que se propone la expresión:

$$S_{ad} = \Psi H \quad (7.99)$$

Donde: Ψ - coeficiente de abatimiento admisible, en cada bloque tendrá un valor determinado en dependencia de las condiciones hidrogeológicas existentes y el porcentaje de potencia acuífera que podrá ser desecado, de tal forma $0 < \Psi \leq 0,7$, considerando que en determinadas condiciones de alimentación anual los acuíferos pueden ser desecados hasta el 70 % de su potencia.

3- Las reservas naturales expresadas en forma modular pueden ser determinadas por la siguiente expresión:

$$M_n = \frac{\Psi \mu H}{t} \quad (7.100)$$

Donde: μ - entrega de agua de las rocas acuíferas

t - período considerado para la explotación

Para obtener de forma directa el módulo de las reservas naturales en $l/seg. km^2$, se propone emplear el coeficiente 1,1574 (para $t = 10^4$ días), con lo cual:

$$M_n = 1,1574 \Psi \mu H S_{ad}. \quad (7.101)$$

4- Los recursos naturales se determinan en correspondencia con el método que más se ajuste a las condiciones existentes, expuestos en el presente capítulo, con lo que se determina el módulo de recursos naturales por bloque en l/seg. km², relacionando los recursos evaluados con el área del bloque.

Los recursos atraíbles se evalúan por métodos hidrodinámicos con límites de alimentación en el bloque de la red, calculando la infiltración que se tendrá al producirse el abatimiento de los niveles y relacionando el caudal que se obtenga con el área del bloque.

Cuando el límite de alimentación dentro del bloque esté representado por ríos se podrá emplear la fórmula establecida por Bindeman.

$$\text{Para acuíferos freáticos: } q = \frac{K(Y^2 - H^2)}{2H} \quad (7.102)$$

$$\text{Para acuíferos artesianos: } q = \frac{KH_0}{L} \quad (7.103)$$

Donde: q - caudal de infiltración por m. De longitud del río. m³/día. m.

K - coeficiente de filtración del estrato acuífero relacionado con el río, m /día.

Y - altura desde el lecho del acuífero hasta el nivel del agua en el río, m.

H - potencia acuífera considerando el abatimiento de explotación en el bloque, m.

H_0 – profundidad desde el nivel del agua en el río hasta el nivel del agua en el centro del bloque (centro de gran pozo – nivel dinámico asumido), m.

L – distancia desde el río hasta el centro de la obra de toma en el centro del bloque, m.

El caudal total de los recursos atraíbles en el bloque será:

$$Q_{at.} = B * q \quad (7.104)$$

Donde:

B ; longitud total del río dentro de los límites del bloque, m.

El módulo de los recursos atraíbles será el caudal obtenido relacionado con el área del bloque.

Después de obtenido los distintos módulos de las reservas y recursos presentes en el área se podrá determinar las reservas de explotación de los bloques que será:

$$Q_{e.b.} = M_{e.b.} * F \quad (7.105)$$

$M_{e.b.}$ – módulo de las reservas de explotación en el bloque, l/seg. km².

F – área de extensión del bloque, km².

Las reservas totales de explotación corresponderán con la sumatoria de las reservas de explotación de todos los bloques de la red que ocupa el área de evaluación y estarán dadas por la expresión:

$$Q_e = \sum_1^n Q_{e.b.} \quad (7.106)$$

n – número de bloques.

La metodología antes descrita por los abatimientos que se asumen en el centro de cada bloque de la red permite que se pueda establecer la red del flujo subterráneo

para todo el territorio evaluado para el final del periodo de explotación previsto, por lo que este método permite, también, pronosticar la situación de los niveles de las aguas subterráneas, representada por mapa de hidroisohipsas o hidroisopiezas.

7.8 Categorías y etapas de los estudios hidrogeológicos para la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas

Por categorías de estudios hidrogeológicos se define el grado de detallamiento de las condiciones geológicas e hidrogeológicas de un territorio determinado, establecidas por los resultados de todo un complejo de trabajos programados y ejecutados en correspondencia con el objetivo y alcance del estudio. Los estudios hidrogeológicos los podemos clasificar en: preliminares y detallados.

Estudios preliminares: tienen como principal objetivo definir las perspectivas hidrogeológicas de un territorio o cuenca subterránea determinada, con el fin de garantizar la fundamentación de programas de investigación con mayor detallamiento, para satisfacer la demanda de agua subterránea en volumen y calidad de objetivos existentes en el territorio de estudio o próximo a él.

Los estudios preliminares se dividen en:

- Estudios regionales
- Estudios zonales

Estudios regionales: Responden a tareas regionales que tienen como objetivo esclarecer las condiciones geológicas e hidrogeológicas generales del territorio de estudio, con vista a definir las perspectivas hidrogeológicas y de forma orientativa, los posibles yacimientos de las aguas subterráneas, mediante evaluaciones de las reservas de explotación, sin considerar la vinculación de estas a objetivos concretos de abasto.

Los estudios regionales, generalmente abarcan áreas superiores a los 1 000 km². Las investigaciones en estos estudios se ejecutan a escala 1:100 000 para presentar sus resultados a escala 1:250 000 o 1:100 000, en dependencia de la complejidad hidrogeológica del territorio estudiado y área de estudio. Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se evalúan en categorías pronóstico P y C₂.

Las etapas de los estudios regionales podemos establecerlas correspondiendo con el alcance, contenido y ordenamiento en tiempo y espacio de los trabajos en las siguientes:

1. Etapa de documentación: En esta etapa se ejecutará la búsqueda, recopilación y ordenamiento de todos los datos existentes sobre geología, hidrogeología, geomorfología, climatología, etc.
2. Etapa de exploración: El inicio de esta etapa incluye la confección de un programa preliminar que prevea trabajos de levantamiento y geofísicos, dirigidos a la obtención de datos preliminares de las zonas que no presentan información de algunos o todos los aspectos necesarios para el trabajo futuro. Al culminar este trabajo o etapa se procesan todos los datos disponibles y los resultados se reflejan en mapas, generalmente, a escala 1:250 000.
3. Etapa de programación para prospección: En esta etapa se confecciona el programa de todos los trabajos necesarios conjuntamente con el cronograma de ejecución, incluyendo los trabajos de laboratorios y gabinete.
4. Etapa de prospección: En esta etapa corresponde la ejecución de todos los trabajos previstos de acuerdo con el cronograma, culmina la etapa del

procesamiento de todos los datos de laboratorio y campo; culminará con la confección del informe técnico correspondiente.

Estudios Zonales: Estos estudios responden a tareas de carácter general que tienen como objetivo esclarecer las principales características hidrogeológicas del territorio de estudio; definen los yacimientos y horizontes acuíferos prospectivos, sus características generales y principales factores de alimentación, con vista a definir las áreas más prospectivas para un futuro detallamiento de las mismas. Con las áreas prospectivas que se definan se vinculan las necesidades de abasto de objetivos existentes o previstos en el territorio. El área de estos estudios generalmente abarca un territorio menor de 1 000 km²; las investigaciones de estos estudios se ejecutan a escala 1: 50 000, para presentar sus resultados a escala 1: 100 000 o 1: 50 000, en dependencia de la complejidad hidrogeológica del territorio y dimensiones del área de estudio. Las reservas de explotación de las aguas subterráneas se evalúan en categorías C₂ y C₁. Las etapas de los estudios se establecen sobre la base de los trabajos a ejecutar, fundamentado por datos de estudios regionales precedentes.

Las etapas de investigación son las siguientes:

1. Etapa de exploración: En esta etapa se confecciona el programa de investigaciones, y se incluye el levantamiento hidrogeológico con fines de establecer la escala correspondiente a las características del territorio. El levantamiento se ejecutará al finalizar esta etapa, con el procesamiento de los resultados obtenidos, de ser necesario, se modificará el programa de investigación; al cual se le añadirá el cronograma de ejecución de los trabajos programados.

2. Etapa de prospección: En esta etapa, en correspondencia con el cronograma de ejecución, se realizarán todos los trabajos programados. Concluirá esta etapa con la elaboración del informe técnico correspondiente.

3. Estudios detallados: Estos estudios se ejecutan respondiendo a tareas concretas para abasto a objetivos definidos (existencia o programados). Estos estudios, generalmente, abarcan territorios con áreas menores de 500 km², aunque pueden ser mayores. El objetivo principal de estos estudios es detallar las condiciones hidrogeológicas y de alimentación de los acuíferos, yacimientos, tramos de cuencas y cuencas subterráneas, determinando los volúmenes (o caudales) de las reservas de explotación que satisfagan las necesidades de demanda planteadas de un objetivo concreto o conjunto de objetivos que puedan presentar diferencias en cuanto a la exigencia de la calidad del agua requerida y régimen de explotación. Los estudios detallados se fundamentarán en resultados de estudios preliminares precedentes. De acuerdo con la complejidad geológica e hidrogeológica del territorio los estudios detallados se dividen en simples y complejos.

Estudios simples: se ejecutarán a escala 1: 25 000, los resultados se reflejarán a escala 1: 50 000.

Estudios complejos: se ejecutarán a escala 1: 10 000 – 1: 25 000, los resultados se reflejarán a la misma escala en concordancia con la complejidad y dimensiones del área de estudio.

Las evaluaciones de las reservas de explotación de las aguas subterráneas se ejecutarán en categorías de proyecto A y B.

Los principales aspectos a detallar en estos estudios son:

- Condiciones de yacencia y distribución de los horizontes acuíferos.

- Características de las fuentes de alimentación y condiciones de formación de las mismas.
- Relación hidráulica entre los horizontes acuíferos existentes (en planta y perfil) e interrelación entre las aguas subterráneas y superficiales (incluyendo las precipitaciones atmosféricas).
- Definición de las reservas y recursos (naturales y artificiales) de las aguas subterráneas en los tramos previstos para la explotación.
- Caudales de las reservas de explotación en las categorías evaluadas, con la determinación de los límites del área que corresponda a cada categoría.
- Detallamiento de la calidad de las aguas subterráneas y de las fuentes de alimentación.
- Detallamiento del régimen de las aguas subterráneas en condiciones naturales y pronóstico del mismo durante el proceso de explotación.
- Características geológicas de los tramos recomendados para la explotación.
- Factores que pueden influir en la calidad de las aguas durante el proceso de explotación.
- Pronóstico de la consecuencia de la explotación de las aguas subterráneas sobre el medio circundante.
- Necesidad y posibilidad de creación de las zonas sanitarias de protección de las aguas subterráneas y delimitación de estas zonas.

En correspondencia con los estudios que pueden preceder a los estudios detallados, alcance y contenido de los mismos, las etapas de las investigaciones en esta categoría de estudio son:

- Estudios detallados simples

Etapa de documentación y programación: Se recopilarán todos los datos existentes sobre geología, hidrogeología, tectónica, geomorfología, hidrología, climatología; se ejecutarán interpretaciones fotogeológicas y de observaciones del régimen de las aguas subterráneas; se confeccionará el programa de las investigaciones y trabajos a ejecutar, incluyendo levantamiento geológico detallado en la escala correspondiente; además se anexará cronograma de ejecución.

Etapa de exploración: Se ejecutarán todos los trabajos programados de acuerdo con el cronograma de ejecución.

Etapa de gabinete: esta etapa comenzará durante la ejecución de la etapa de exploración y culminará con la confección del informe técnico–evaluativo correspondiente.

- Estudios detallados complejos

La ejecución de las investigaciones en estos estudios se realizará en las siguientes etapas:

Etapa de documentación – programación preliminar: Se recopilarán todos los datos existentes sobre geología, hidrogeología, tectónica, geomorfología, petrografía, climatología; se ejecutarán análisis e interpretaciones fotogeológicas; se confeccionará el programa de las investigaciones y trabajos a ejecutar en la escala correspondiente; además se anexará cronograma de ejecución de los trabajos.

Etapa de búsqueda: Se ejecutarán todos los trabajos preliminares programados de acuerdo con el cronograma confeccionado. Paralelo a la ejecución de los trabajos se ejecutará el procesamiento de datos de laboratorio y campo.

Etapa intermedia de gabinete: Esta etapa se iniciará durante la etapa de búsqueda; en la misma se culminará el procesamiento de todos los datos obtenidos y terminará con la confección de un informe preliminar que incluirá el programa de trabajos complementarios necesarios para el total detallamiento del territorio de estudio; incluirá el cronograma de ejecución de los mismos.

Etapa de exploración detallada: Se ejecutarán todos los trabajos programados de acuerdo con el cronograma de ejecución; durante la ejecución de los trabajos se iniciará el procesamiento de datos que se obtengan en investigaciones de campo y laboratorios.

Etapa final de gabinete: Esta etapa culminará en el procesamiento e interpretación de todos los datos obtenidos; se ejecutarán todos los cálculos y terminará con la confección del informe técnico – evaluativo correspondiente.

Capítulo 8 PROTECCIÓN Y CONSERVACIÓN DE ACUÍFEROS EN EXPLOTACIÓN

8.1 Aspectos generales

En toda investigación hidrogeológica destinada a la evaluación de las reservas de explotación de las aguas subterráneas o determinación de caudales de explotación de pozos, con el objetivo de abasto de aguas potables, riego, abasto a industrias, etc. o evaluaciones regionales sin usuarios definidos, debe esclarecerse la existencia o no de aguas no condicionales dentro del área de investigación o próximo a ella, de existir esta agua, es indispensable ejecutar el pronóstico de la posibilidad de captación de las mismas, así como el pronóstico de la calidad durante el periodo de explotación.

Para el pronóstico de la calidad del agua subterránea durante el periodo de explotación deben considerarse los siguientes aspectos:

- Esclarecer las posibilidades de atracción de aguas no condicionales.
- Definir las magnitudes de mineralización o las concentraciones máximas de elementos dañinos y no deseables que puedan alcanzarse con la mezcla de aguas condicionales y no condicionales.
- Definir el tiempo a partir del cual comenzará el movimiento de las aguas condicionales hacia las tomas de agua, o definir la distancia que recorrerán las aguas no condicionales hacia esas tomas durante la explotación.
- Pronosticar el cambio que producirá en la calidad del agua en tiempo, a partir del momento en que comienzan a ser captadas por las tomas de aguas las primeras porciones de aguas no condicionales, hasta el final del periodo previsto de explotación.
- Fundamentar las medidas a tomar para la protección de las tomas de aguas contra la penetración o captación de aguas no condicionales durante la explotación.

Las condiciones hidrogeológicas en la naturaleza son muy variadas y prácticamente en cada caso en específico se requerirá de un esquema de cálculos y fórmulas para el pronóstico, por ello, con vista a simplificar las condiciones naturales a esquemas o modelos de cálculos con los cuales puedan obtenerse datos que permitan ejecutar los pronósticos requeridos con un grado de confiabilidad aceptable, en la mayoría de los casos las metodologías y esquemas de cálculos se basan en la esquematización del flujo del agua subterránea asumiendo las siguientes condiciones:

- El flujo natural es homogéneo.
- El régimen de filtración es estacionario, teniendo en cuenta que con la existencia de este régimen está comprobado que la velocidad de filtración es mayor que en régimen no estacionario para condiciones de filtración análogas.
- La migración de elementos naturales y artificiales de contaminación en los estratos se efectúa por desplazamiento convectivo, con muy poca influencia de la difusión molecular y absorción.
- Las aguas condicionales y no condicionales son líquidos homogéneos con una viscosidad y densidad condicionalmente equiparable, y la atracción de un líquido por otro se ejecuta mediante el proceso con esquema de pistón. Este proceso de atracción está suficientemente fundamentado para rocas y sedimentos porosos relativamente homogéneos.

En capas estratificadas y agrietadas, sobre todo para las rocas carsificadas, donde existen anisotropías considerables en los procesos de filtración, el esquema de "pistón" en los cálculos solo puede considerarse de forma orientativa en dependencia del grado de anisotropía.

8.2 Pronóstico de captación de aguas no condicionales o contaminadas durante la explotación de aguas subterráneas

8.2.1 Yacencia de aguas no condicionales bajo las aguas condicionales

En caso de que se explote un acuífero con aguas condicionales sobre aguas no condicionales (aguas dulces sobre aguas saladas), podrá evitarse la captación de las aguas no condicionales cuando el descenso del nivel del agua en la obra de toma y los caudales se defina por el abatimiento máximo admisible.

Las condiciones con las cuales puede evitarse la captación de aguas no condicionales están dadas por la expresión propuesta por Millionshikov:

$$S_{m.a.} \leq (\gamma_n - \gamma_c) H_c \quad (8.1)$$

Donde: $S_{m.a.}$ – abatimiento máximo admisible del nivel del agua, m.

$\gamma_c; \gamma_n$ - densidad de las aguas condicionales y no condicionales respectivamente, gr./cm³.

$\gamma = \frac{P}{V}$, P- peso del agua con volumen V. gr/cm³.

H_c - potencia (espesor) de la lámina de aguas condicionales, m.

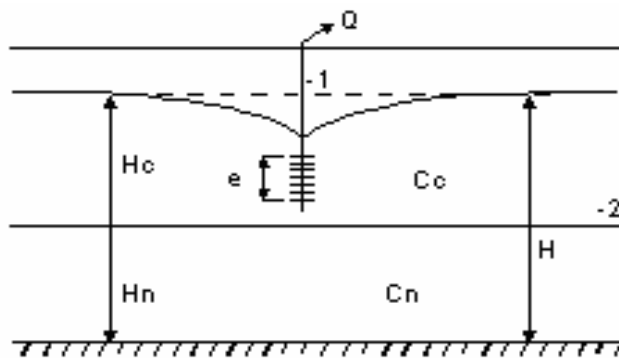


FIGURA 8.1. Aguas no condicionales ubicadas bajo las aguas condicionales. 1. Obra de tomas en aguas condicionales con caudal Q ; Límite entre aguas condicionales y no condicionales; H_c . Espesor del acuífero con aguas condicionales; H_n . Espesor del acuífero con aguas no condicionales; C_c y C_n . Mineralización o concentración de elementos individuales correspondientes a las aguas condicionales y no condicionales respectivamente; l . Longitud del filtro.

En caso de que por algún motivo exista la necesidad de explotación de las aguas condicionales violando lo establecido para el abatimiento máximo admisible y que el acuífero pueda considerarse ilimitado (que el radio de influencia calculado para el periodo de explotación sea más de tres veces menor que la distancia hasta límites

geológicos, cambios de permeabilidad, de alimentación o impermeables), el tiempo en que comenzarán a ser captadas por las obras de toma, las primeras partículas de aguas no condicionales, a partir del inicio de la explotación se pronostica considerando las condiciones existentes, en estas condiciones analizaremos el caso más frecuente que es cuando las aguas no condicionales presentan una potencia mayor que las aguas condicionales y puede considerarse que el acuífero en toda su potencia presenta propiedades de filtración homogéneas, en este caso:

$$T = \frac{2\pi n(H_c - l)}{3Q(1 - \frac{1}{\beta})} \quad (8.2)$$

Donde: n - porosidad activa de las rocas (entrega de agua).

H_c - potencia de la lámina de aguas condicionales, m.

l - largo del filtro, m.

Q - caudal total de explotación, m³/día.

β - coeficiente de imperfección de la obra de toma en dependencia de la magnitud τ y $\tau = \frac{l}{H}$ y se determina de la Tabla 8.1

H - potencia total del acuífero, m.

Tabla 8.1. Valores del coeficiente β

τ	0,05-0,1	0,1-0,2	0,2-0,4	0,4-0,6	0,6-0,8
β	3	1,7	1,4	1,3	1,1

La concentración máxima de determinados elementos por mezcla de las aguas podrá ser pronosticada aplicando la siguiente fórmula:

$$C_{\max.} = C_n - (C_n - C_c) \frac{H_c}{H} \quad (8.3)$$

Donde: C_n ; C_c – mineralización o concentración de determinado elemento en aguas no condicionales y condicionales, respectivamente.

H_c – potencia de la lámina de agua condicional, m.

H - potencia total del acuífero, m.

A partir del momento en que a las obras de toma comiencen a llegar las primeras partículas de aguas no condicionales deberá pronosticarse la calidad del agua para el periodo de explotación complementario o para un tiempo posterior determinado.

El incremento de la mineralización de las aguas o concentración de un elemento determinado se desarrolla generalmente en un proceso muy lento.

En condiciones de atracción de aguas no condicionales, desde la parte inferior del acuífero, por obras de tomas imperfectas (no atraviesan toda la potencia acuífera),

que trabajen en condiciones de potencia limitada ($H_c \geq 0,7H$...y $\frac{l}{H} \leq 0,3$), la

mineralización del agua o concentración de determinados elementos en un tiempo $t > T$ se calcula por la fórmula:

$$C = C_n - (C_n - C_c) \left[\frac{1}{\beta} + \left(1 + \frac{1}{\beta}\right)^3 \sqrt{\frac{T}{t}} \right] \quad (8.4)$$

t - período de tiempo para el que se ejecuta el cálculo a partir del tiempo T de llegada de las primeras partículas de aguas no condicionales a las obras de toma, m.

En estratos acuíferos de grandes potencias, cuando la posición del lecho del acuífero no influye en el movimiento ascendente de las aguas no condicionales, los cálculos se ejecutan por la fórmula siguiente:

$$C = C_n - (C_n - C_c) \sqrt[3]{\frac{T}{t}} \quad (8.5)$$

8.2.2 Existencia de aguas no condicionales en posición lateral a la ubicación de las aguas condicionales

La atracción de aguas no condicionales en planta, desde posición lateral, se evalúa sobre la base de la construcción y análisis de la red hidrodinámica del flujo en la zona de influencia de la obra de toma.

Durante el proceso de explotación de las aguas subterráneas, alrededor de las obras de toma se forma un campo de filtración, en el límite, del cual se pueden definir dos zonas delimitadas por la línea neutral del flujo subterráneo. Estas zonas tienen las siguientes características:

Zona I: Ocupa el espacio entre la línea neutral del flujo subterráneo y la obra de toma.

En esta zona todas las líneas de flujo tienen un punto de convergencia común en la obra de toma.

Zona II: Las aguas en esta zona no son captadas por las obras de toma. Todas las líneas del flujo en esta zona pasan a lo largo de la zona I, que representa el área de influencia de la obra de toma.

Con la existencia en planta de aguas no condicionales, si las mismas se encuentran relacionadas con la Zona I, podrán ser atraídas por la obra de toma, incluyendo aquellas que se encuentren a grandes distancias.

Las aguas no condicionales relacionadas con la Zona II no serán atraídas por la obra de toma, aunque siempre existe la posibilidad de que por el proceso de migración de las aguas subterráneas, durante una explotación prolongada, estas aguas sean atraídas si la ubicación de las mismas es aguas arriba de la obra de toma, en dirección convergente con la dirección del flujo.

La distancia a partir de la cual las aguas no condicionales pueden ser atraídas por la obra de toma (aguas relacionadas con la Zona I) está en dependencia directa con las condiciones de límites del acuífero y la distancia de esta agua hasta las obras de toma. A continuación analizaremos algunos de los casos más frecuentes, aplicando pronósticos establecidos por Drobnaxod, Yazvin y Boriévski.

Cuando existe el peligro de atracción de aguas no condicionales por las obras de toma durante el proceso de explotación debe calcularse el tiempo en que las primeras partículas de aguas no condicionales comenzarán a llegar a las obras de toma a partir del inicio de la explotación, considerando que la explotación se desarrollará de forma

permanente (sin interrupción) y sin que se produzca alimentación del acuífero adicional a las consideradas en los cálculos.

1. Acuífero ilimitado

Se considera acuífero ilimitado cuando el radio de influencia calculado de obras de tomas en aguas subterráneas para el periodo de explotación, es menor de tres veces la distancia hasta el límite geológico, de permeabilidad o de alimentación más próximo (Figura 8.2).

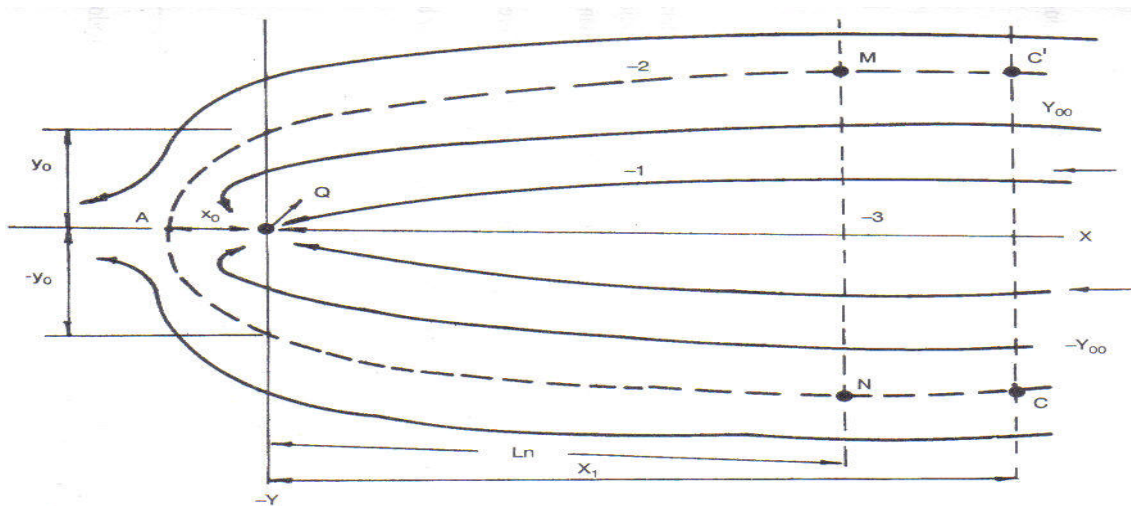


FIGURA 8.2. Acuífero ilimitado. 1. Líneas del flujo; 2. Línea neutral del flujo; 3. Límite de las aguas no condicionales; L_n . Distancia desde la obra de toma hasta las aguas no condicionales; X_1 . Distancia dentro de la cual se producirá la atracción de aguas no condicionales.

En este caso, la distancia en sentido contrario a la dirección del flujo a partir de la cual las aguas no condicionales podrán ser atraídas está definida por la fórmula:

$$X_1 = - \frac{Y}{\operatorname{tg}\left(\frac{2\pi q Y}{Q}\right)} \quad (8.6)$$

Donde: X_1 - distancia a partir de las obras de tomas dentro de la cual podrán ser captadas aguas no condicionales, m.

Y - Distancia a ambos lados del eje que pase por el centro de las obras de toma, al final de la distancia X_1 , en dirección contraria a la dirección del flujo subterráneo, por donde pasará la línea neutral del flujo, con intersección de la línea neutral del flujo en ordenadas C y C' , m.

$$\pm Y = \frac{Q}{2q} \quad (8.7)$$

Q – Caudal de explotación de las obras de toma, $\text{m}^3/\text{día}$.

q - caudal unitario del flujo subterráneo en condiciones naturales, $\text{m}^3/\text{día. m}$.

$$q = KHI \quad (8.8)$$

K - coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, $\text{m}/\text{día}$.

H - potencia acuifera, m.

I - gradiente hidráulico del flujo subterráneo.

La distancia entre la obra de toma y la línea neutral del flujo subterráneo en dirección coincidente con la dirección del flujo subterráneo estará dada por la expresión:

$$X_0 = \frac{Q}{2\pi q} \quad (8.9)$$

La distancia entre las obras de toma y la línea neutral del flujo en sección transversal a la dirección del flujo subterráneo está dada por la expresión:

$$\pm Y_0 = \frac{Q}{4q} \quad (8.10)$$

El tiempo en que podrán comenzar a llegar a las obras de tomas las primeras partículas de aguas no condicionales se podrán pronosticar por la expresión:

$$T = \frac{nH}{q} \left[L_n - X_1 \left(\frac{L_n}{X_0} + 1 \right) \right] \quad (8.11)$$

Donde: n y H – porosidad activa (o entrega de agua) y potencia acuifera total respectivamente.

q - Caudal específico del flujo subterráneo, m³/ día. m.

L_n - distancia desde el centro de las obras de toma hasta las aguas no condicionales.

X_1 , X_0 – distancias referidas en la Figura 8.2 y se determinan por las fórmulas analizadas para ello.

En la práctica se obtienen también resultados confiables aplicando la expresión:

$$T = \frac{\pi n H L_n^2}{Q} \quad (8.12)$$

2. Acuíferos semilimitados

1^{er} Caso. Acuífero semilimitado con una frontera o límite con carga constante (de alimentación) y dirección del flujo subterráneo desde la dirección de ubicación de las obras de toma hacia esa frontera (Figura 8.3).

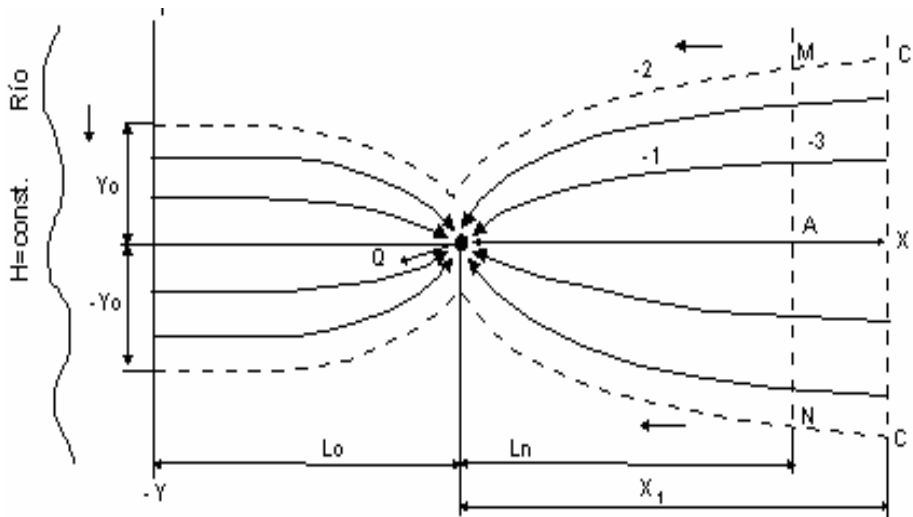


FIGURA 8.3. Acuífero con un límite de alimentación y dirección del flujo en dirección al límite de alimentación. 1. Líneas del flujo; 2. Línea neutral del flujo; 3. Límite de las aguas no condicionales; L_0 . Distancia desde la obra de toma hasta las aguas no condicionales; X_1 . Distancia a partir de la cual se producirá la atracción de las aguas no condicionales. ←. Dirección del flujo subterráneo.

En este caso la distancia X_1 se calcula para el sentido contrario a la dirección del flujo, utilizando para ello la fórmula:

$$X_1 = \sqrt{L_0 - Y_0 + \frac{2L_0Y}{\operatorname{tg}\left(\frac{2\pi qY}{Q}\right)}} \quad (8.13)$$

donde: L_0 , Y_0 – Distancia desde el centro de la obra de toma hasta la frontera de alimentación y desde el eje central del esquema de flujo, por el centro de la obra de toma y en posición transversal a ese eje, hasta la línea neutral del flujo en la frontera de alimentación, respectivamente.

Los valores de Y_0 en la frontera de alimentación se calculan por la fórmula:

$$\pm Y_0 = L_0 \sqrt{\frac{Q}{\pi L_0 q} - 1} \quad (8.14)$$

Los valores $\pm Y$ para definir la posición de la línea neutral del flujo en el extremo de la distancia X_1 se calculan por la fórmula (8.6).

El tiempo en que comenzarán a llegar las aguas no condicionales a las obras de toma podrá ser determinado por la fórmula:

$$T = \frac{nH}{q} \left[L_0 - L_n - \frac{X_1^2 - L_0^2}{2X_1} \ln \frac{(X_1 + L_0)(X_1 - L_n)}{(X_1 - L_0)(X_1 + L_n)} \right] \quad (8.15)$$

Los parámetros L_0 , L_n y X_1 se toman del esquema de cálculo y valores determinados para:

2^{do} Caso. Acuífero semilimitado con una frontera con carga constante (de alimentación) y dirección del flujo natural de las aguas subterráneas, es a partir de esa frontera hacia la posición de ubicación de las obras de toma, con aguas no condicionales ubicadas al otro lado de las obras de toma, en dirección del flujo subterráneo (Figura 8.4). O sea la intersección de la línea neutral del flujo con el eje de las X en dirección coincidente con el flujo, así como la distancia $\pm Y_0$ para definir el trazado de la línea neutral del flujo. Por las condiciones de este caso $Y = 0$ y $X_1 = X_0$.

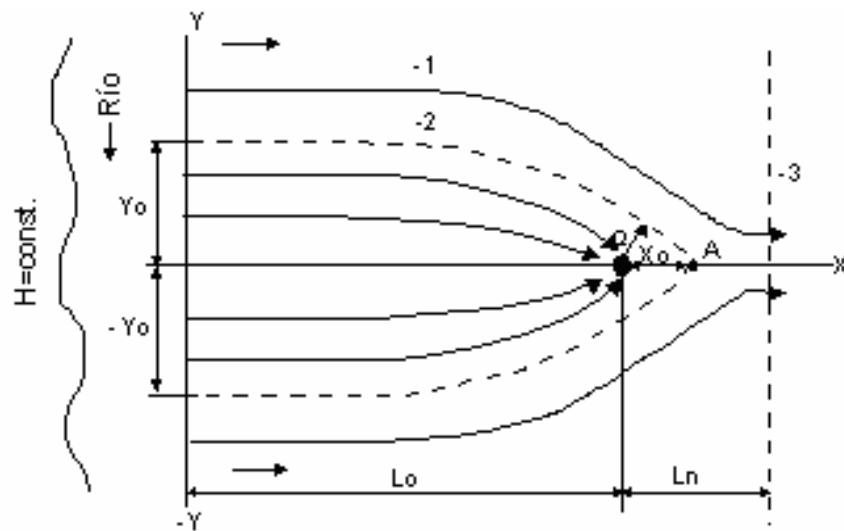


FIGURA 8.4. Acuífero con un límite de alimentación y dirección del flujo subterráneo a partir de este límite. 1. Línea del flujo; 2. Línea neutral del flujo; 3. Límite de las aguas no condicionales; L0. Distancia desde la obra de toma hasta la fuente de alimentación con carga constante; Ln. Distancia desde la obra de toma hasta las aguas no condicionales; X0. Distancia dentro de la cual se producirá la atracción de aguas no condicionales. Dirección del flujo.

En este caso, el interés principal lo representa el cálculo de la distancia:

$$X_0 = L_0 \sqrt{\frac{Q}{\pi L_0 q} + 1} \quad (8.16)$$

Los valores de Y_0 se determinan por la fórmula:

$$\pm Y_0 = 2 \sqrt{\frac{QL_0}{\pi q}} \quad (8.17)$$

El pronóstico del tiempo en que podrán comenzar a llegar las primeras partículas de aguas no condicionales a las obras de tomas puede ser ejecutado por la fórmula:

$$T = \frac{\pi m H L_0^2}{3Q} \left[2 + \left(\frac{L_n}{L_0} \right)^3 - 3 \frac{L_n}{L_0} \right] \quad (8.18)$$

Donde los parámetros n , H , L_0 , L_n , Q son idénticos a los casos anteriores.

En los casos, cuando la atracción de aguas no condicionales es lateral y la yacencia de estas aguas es en forma de cuña que abarca todo el espesor del acuífero, el esquema para la determinación de la concentración máxima de determinados elementos será según la Figura 8.5.

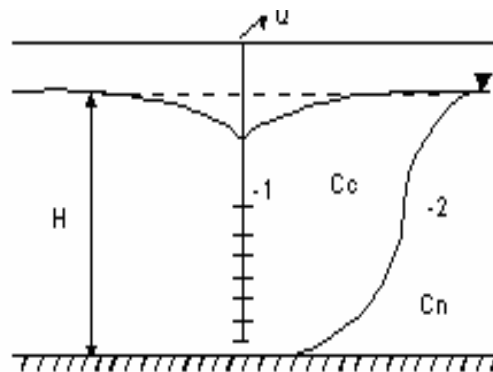


FIGURA 8.5. Aguas no condicionales en cuña en todo el espesor acuífero. 1. Pozo. 2. Límite entre aguas condicionales y no condicionales; H. Espesor total del acuífero.

En estos casos, el pronóstico de concentración máxima de determinados elementos podrá ser asumido como la mezcla de esos elementos en aguas condicionales y no condicionales y la misma podrá ser determinada por la fórmula siguiente:

$$C_{\max.} = C_n - \left(\frac{C_n - C_c}{\pi}\right) \text{arc. cos} \sqrt{\frac{T}{t}} \quad (8.19)$$

Donde t es el periodo de tiempo para el que se ejecuta el cálculo de concentración máxima a partir del tiempo T de inicio de llegada de las primeras partículas de aguas no condicionales a las obras de tomas.

8.3 Principales medidas para contrarrestar la captación de aguas no condicionales

Existen casos, en que por necesidades sociales, económicas, etc., es necesario llevar a cabo la explotación de las aguas subterráneas, a pesar del peligro real de contaminación por aguas no condicionales para las aguas condicionales presentes; en tales ocasiones, debe preverse la protección del área acuífera con aguas condicionales donde están ubicadas las obras de toma.

Considerando los distintos casos de yacencia de aguas no condicionales analizados en este capítulo, a continuación presentamos las medidas de protección que con más frecuencia se emplean en la práctica de explotación de acuíferos que reportan resultados satisfactorios.

1^{er} Caso: Cuando las aguas no condicionales yacen bajo las aguas condicionales.

De acuerdo con los resultados que en la práctica han sido obtenidos no se llevará a efecto la atracción de aguas no condicionales si se cumplen los requisitos planteados para la fórmula 8.1. En casos de acuíferos que pueden ser considerados homogéneos y exista la necesidad de incumplimiento de los requisitos mencionados deberá preverse la construcción de obras de toma en las aguas no condicionales y su explotación (Figura 8.6), manteniendo la siguiente relación:

La obra de toma en aguas no condicionales deberá explotarse con el mismo caudal que las obras de toma en aguas condicionales, $Q_n = Q_c$.

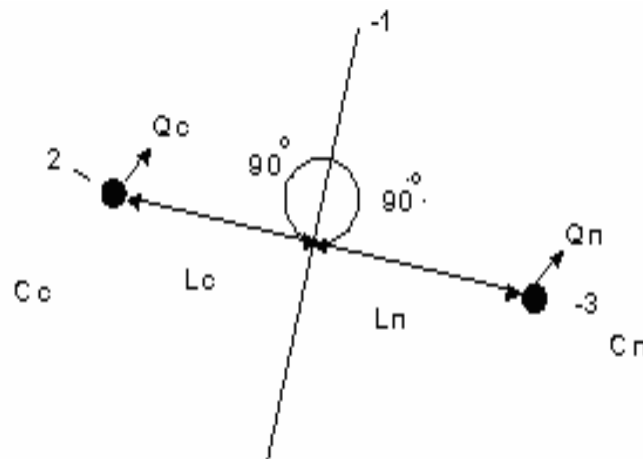


FIGURA 8.7. Límite en planta de las aguas no condicionales. C_c. Existencia de aguas condicionales; C_n. Existencia de aguas no condicionales; L_c, L_n. Distancia desde el límite entre aguas condicionales y no condicionales hasta los pozos ubicados en esta agua; L_n = L_c.

3^{er} Caso: Cuando la existencia de aguas no condicionales es debido a la proximidad del mar, o aguas no condicionales en forma de cuña en los límites con aguas condicionales, en este caso puede tenerse la ubicación de esta agua tanto en planta como en perfil.

El método más eficaz para comprimir y desplazar las aguas no condicionales es la recarga artificial ubicada entre las obras de toma en aguas condicionales y límite en planta de las aguas no condicionales. Esta recarga deberá efectuarse sobre el límite de las aguas no condicionales en perfil (Figura 8.8).

El método será efectivo cuando el caudal de recarga con aguas condicionales sea igual o superior al caudal de explotación de las obras de toma en aguas condicionales.

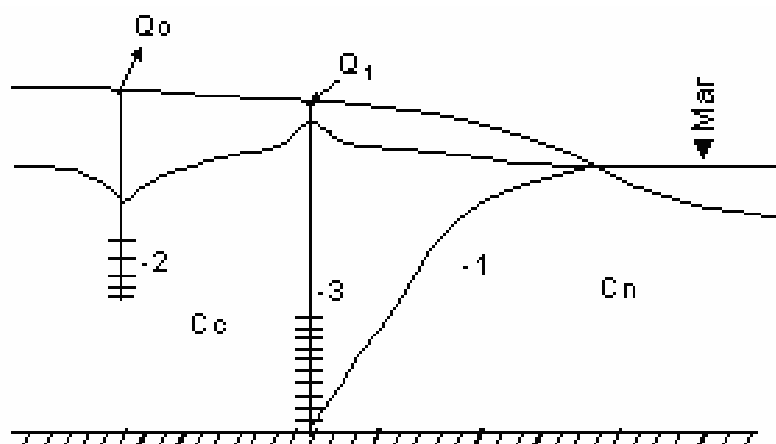


FIGURA 8.8. Límite de aguas no condicionales en forma de cuña con posición del límite tanto en planta como en perfil. 1. Límite entre las aguas no condicionales y condicionales; 2. Pozo en aguas condicionales con caudal Q_0 ; 3. Pozo u otra obra de inyección de aguas condicionales en aguas no condicionales con caudal Q_1 , ($Q_0 \leq Q_1$).

4^{to} Caso: Cuando el peligro de atracción de aguas no condicionales es tanto desde aguas no condicionales, que yacen bajo las aguas condicionales, así como desde zonas aledañas en los laterales de las obras de toma en aguas condicionales, entonces las medidas a tomar serán la combinación de los métodos expuestos anteriormente.

8.4 Zonas de protección sanitaria de las obras de toma en aguas subterráneas

Las zonas sanitarias, en obras de toma ubicadas en aguas condicionales con fines para abasto de acueductos y, sobre todo, para fines de aguas potables, son imprescindibles para la garantía de la calidad de las aguas en prevención de posibles impactos contaminantes o degradantes de los acuíferos y que pueden resultar nocivos a la salud.

En la práctica, para desarrollar una explotación racional es necesario definir las zonas de protección sanitaria para garantizar la calidad de las aguas en todo el proceso de explotación para el periodo establecido de uso de las obras de toma. De tal forma, para dar respuesta a estos requerimientos se han definido dos zonas de protección fundamentales que presentan las siguientes características:

1^{ra} Zona- de régimen estricto: se establece alrededor de las obras de toma con un radio no menor que 30 m en caso de acuíferos con aguas artesianas (confinadas), previendo que el acuífero cuenta con una capa impermeable que lo protege desde la superficie y no menos de 50 m en obras de tomas ubicadas en acuíferos freáticos en los que el acuífero está expuesto directamente a los posibles procesos que se puedan desarrollar en la superficie del terreno.

Esta zona debe ser delimitada y protegida por un cercado que garantice el acceso limitado a la misma. Dentro de esta zona no debe verse ningún tipo de elemento contaminante químico o bacteriano (incluyendo materia orgánica) y en la misma el suelo debe estar sembrado de plantas que eviten la erosión del terreno.

2^{da} Zona- de restricción: Se relaciona con el territorio limítrofe de la zona de régimen estricto. Los límites de esta zona deben estar definidos sobre la base del área de acuífero donde las aguas subterráneas fluirán hacia las obras de toma durante la explotación y que estará delimitada por la línea neutral del flujo. Esta línea neutral del flujo deberá estar definida por los cálculos analizados anteriormente en el epígrafe 8.2.2 y esquemas determinados para acuíferos ilimitados y semilimitados.

Dentro de los límites de esta zona debe prohibirse el trabajo de excavaciones que puedan provocar la destrucción de la capa protectora del acuífero (en zona no saturada); se prohíbe la construcción de campos de infiltración de elementos contaminantes; se regulan los trabajos de construcción; se le da condiciones sanitarias a la población que aquí reside en los requisitos indispensables; se prohíbe el almacenamiento de desechos, tanto líquidos como sólidos, así como de depósitos de excrementos animales; se condiciona el empleo de fertilizantes tóxicos que se utilizan en la agricultura y otras restricciones según normativas ambientales.

La imposición de la segunda zona de restricción es de suma importancia si se explotan aguas en acuíferos freáticos (libres). En la explotación de acuíferos artesianos, en muchos casos existe una capa impermeable de gran potencia que funge como protectora del acuífero y en estas condiciones las restricciones dentro de esta zona se analizan según el tipo. En casos muy excepcionales en acuíferos artesianos puede prescindirse de esta zona de protección sanitaria.

Capítulo 9 REPOSICIÓN ARTIFICIAL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Hace ya algunas décadas, en muchos países se desarrolla la aplicación de la reposición artificial de los acuíferos, esto principalmente motivado por la sobreexplotación de las aguas subterráneas, que en gran número de casos, provoca la intrusión de aguas marinas en acuíferos costeros y con la aplicación de la reposición artificial, utilizando aguas de otras fuentes e incluso, aguas subterráneas desde otras regiones o acuíferos se logra establecer el equilibrio entre las aguas dulces y saladas.

La reposición artificial es un método de reposición de las reservas de aguas subterráneas; la misma puede ejecutarse con diversos objetivos: detener o erradicar intrusiones salinas, reponer las reservas de aguas subterráneas en acuíferos sobreexplotados y en estos casos, contrarrestar el descenso de relieve del terreno que se origina por desecamiento del acuífero, también por afectaciones a cultivos en estas condiciones, mejorar la calidad natural de aguas subterráneas, realizar desplazamientos de aguas no condicionales, desarrollar el lavado de acuíferos y zona no saturada que contienen sales no deseadas, etc.

En muchos países, por las condiciones climáticas, hidrológicas y geológicas presentes, puede lograrse una amplia aplicación de la reposición artificial de los acuíferos, tanto para evitar los procesos ya mencionados, como para utilizar los recursos hídricos que nos proporciona la naturaleza, por precipitaciones intensas durante los períodos húmedos, parte del volumen de los cuales no pueden ser embalsados por presentarse los mismos en territorios llanos, que en la mayoría de los casos coinciden con la presencia de cuencas subterráneas en acuíferos formados por calizas cavernosas y otras rocas y sedimentos con grandes capacidades de almacenamiento.

En sentido general, la reposición artificial considera la captación de reservas hídricas con fines de reposición y mejoramiento de la calidad de las aguas subterráneas. Para la ejecución de la misma es necesario determinar los siguientes aspectos en investigaciones preliminares:

- Necesidad de ejecutar la reposición artificial
- Existencia de fuentes que puedan ser utilizadas y calidad de sus aguas
- Calidad del agua que se requiere según el objetivo que se analiza
- Tramos y áreas donde, por las características hidrogeológicas existentes, puede ser efectiva la reposición
- Métodos o sistemas de recarga más racionales
- Evaluación de la efectividad y período útil de explotación de los sistemas de recarga que se diseñen

La reposición artificial no es más que crear las condiciones necesarias para la infiltración hasta los estratos permeables, aguas superficiales, subterráneas, transportadas e incluso, aguas que ya han sido utilizadas con otros objetivos.

Con la utilización de la reposición artificial se puede regular el funcionamiento de las obras de tomas de aguas, considerando la calidad y cantidad de agua en la fuente de recarga y garantía de las mismas.

La construcción de obras de infiltración y también la posibilidad de acumular un determinado volumen de agua en los acuíferos permite suspender la entrega de agua por reposición durante los períodos de empeoramiento de la calidad del agua que se

utiliza en la reposición, y con ello, evitar o disminuir el peligro de una posible contaminación de los acuíferos.

9.1 Clasificación de los métodos de reposición artificial

La experiencia acumulada hasta la actualidad en reposición artificial permite clasificar los métodos de ejecución de la misma en directos e indirectos. Con los métodos directos se relacionan las medidas que se desarrollan con el objetivo específico de reposición y representados por distintas variantes de infiltración o bajo presión y regulación del escurrimiento superficial.

La infiltración libre se ejecuta mediante la inundación de zonas bajas del relieve, construcción de piscinas de infiltración, canales, etc. Este método se emplea cuando las rocas que forman el acuífero u otras rocas permeables relacionadas con él afloran a la superficie del terreno o presentan una cubierta con pequeños espesores (menos de 3 m).

La infiltración bajo presión está representada, generalmente, por la construcción de calas o pozos, y se ejecuta cuando el acuífero yace a profundidades considerables, cubierto por rocas de muy poca permeabilidad o impermeables. También, para la creación de barreras contra la intrusión salina o contra la captación de aguas subterráneas no condicionales, indeseables para el objetivo con que se explota el acuífero.

Se consideran métodos indirectos las medidas o construcciones hidrotécnicas que se ejecutan con otros fines, pero que al mismo tiempo pueden ser utilizadas para la reposición artificial (regulación del escurrimiento superficial de ríos por embalses, sistemas de riego, drenaje y otros), por la acción de la reposición artificial en el balance de las aguas subterráneas; la misma se divide en dos grupos:

1^{er} Grupo: son los métodos que se ejecutan para el incremento de las reservas de aguas subterráneas; pueden ser tanto métodos directos como indirectos.

2^{do} Grupo: son los métodos que ejercen influencia sobre la disminución de la parte del caudal del balance de las aguas subterráneas, dificultan el escurrimiento natural desde las rocas acuíferas (construcción de presas subterráneas, incremento de la presión sobre las aguas, una explotación más intensiva de las aguas subterráneas, disminución de la transpiración y evaporación desde la superficie del terreno y de las aguas freáticas, etc.).

Por la magnitud y grado de acción sobre el balance de las aguas subterráneas los métodos de reposición artificial se subdividen en dos categorías:

1^{ra} categoría: métodos de influencia intensiva en áreas concentradas.

2^{da} categoría: métodos de influencia intensiva distribuidos en un amplio territorio de influencia sobre el balance de las aguas subterráneas.

La primera categoría abarca los métodos que se emplean con más frecuencia (infiltración con la ayuda de piscinas, canales, depresiones, cavernas, pozos, etc.). Los métodos de la segunda categoría son previstos para un funcionamiento prolongado en áreas considerablemente grandes (distintas medidas destinadas a la recolección de volúmenes de aguas superficiales y su infiltración, así como medidas agrotecnias).

En la práctica, generalmente se utiliza la combinación de varios métodos (embalses con canales, canales con pozos, depresiones o cavernas con canales, pozos etc.). La utilización de uno u otro método y combinación de ellos se determina en correspondencia con las condiciones naturales de un territorio dado, en primer lugar,

por las condiciones geólogo-hidrogeológicas y de relieve del terreno, por la efectividad que puedan presentar los métodos y por la racionalidad económica de los mismos.

9.2 Métodos generales de cálculos de los sistemas de reposición artificial

Para los cálculos hidrogeológicos, durante la evaluación de las reservas de explotación y al considerar la reposición artificial de las mismas, se utilizan los métodos tradicionalmente conocidos (hidráulico, hidrodinámico, de balance y por analogía hidrogeológica).

Los métodos analíticos pueden ser utilizados en aquellos territorios donde las condiciones de límites pueden ser esquematizadas en forma de contornos lineales y donde las condiciones de filtración de los acuíferos pueden ser consideradas homogéneas u homogéneas relativas.

En condiciones hidrogeológicas complejas donde existen cambios bruscos en las propiedades de filtración de las rocas (condiciones anisotrópicas de filtración), cuando las condiciones límites del flujo no pueden ser incluidas en los esquemas de cálculos y también cuando existe un régimen variable en la fuente de reposición, es racional ejecutar la evaluación de las reservas de explotación por métodos de modelaje matemático.

El caudal de las obras de reposición se calcula, generalmente, para dos tipos de obras que se consideran las principales: piscinas (o balsas) y pozos de infiltración. En los cálculos de las piscinas de infiltración y evaluación de la efectividad de su funcionamiento se utilizan los términos siguientes:

Caudal de infiltración- Q : representa el volumen de agua que entrega la piscina al acuífero en la unidad de tiempo. Durante el ciclo de funcionamiento (intervalo de tiempo entre cada limpieza de la piscina) el caudal varía.

Caudal específico- q : Caudal por unidad de longitud l de la piscina:

$$Q = \frac{Q}{l} \quad (9.1)$$

Velocidad de filtración- V - relacionada con el caudal por la expresión:

$$Q = \frac{Q}{F} = \frac{q}{b} \quad (9.2)$$

Donde: F : área de infiltración de la piscina (cuando la piscina funciona también infiltrando por los taludes de la misma, se considera el área de los taludes multiplicado por 0,67 y se suma al área del fondo de la piscina F (según recomendaciones de Plótnikov).

b : ancho de la piscina

Entrega de la piscina - W : es el volumen de agua entregado por la piscina al acuífero en un periodo de tiempo determinado, según Yázvin:

$$W = \int_0^t Q dt \quad (9.3)$$

Donde: t : período de tiempo considerado para el cálculo

Entrega específica- W_0 : volumen de agua entregado por la piscina al acuífero por unidad de área durante un determinado periodo de tiempo (para un área constante), según Yázvin:

$$W_0 = \frac{W}{F} = \int_0^t Q dt = \int_0^t V dt \quad (9.4)$$

En el cálculo del caudal de la piscina se considera el aumento de la resistencia del suelo a la filtración como consecuencia de la precipitación y colmatación por sólidos en suspensión en el agua de reposición.

Los parámetros q y V se recomienda determinarlos de forma experimental por vertimiento en las rocas donde se ubicará la piscina a través de calicatas, con ello se considera una velocidad de filtración constante, la cual puede mantenerse con pequeñas variaciones, siempre y cuando se garantice una buena calidad del agua que llega a la piscina con valores mínimos de sólidos en suspensión, para lo cual a la entrada de las piscinas deben construirse trampas (filtros) que reduzcan o eliminen la entrada de sólidos a la piscina.

Las piscinas de infiltración se caracterizan por tener cinco etapas entre cada ciclo de trabajo (entre cada limpieza).

1^{ra} etapa: generalmente la más corta, corresponde a la inundación del fondo de la piscina por una lámina fina de agua.

2^{da} etapa: corresponde al tiempo de llenado de la piscina hasta el nivel de proyecto. Esta etapa se caracteriza por un incremento constante de la velocidad de infiltración.

3^{ra} etapa: Es la principal en el ciclo de trabajo y corresponde a la explotación propiamente de la piscina con un nivel de agua constante. En esta etapa el caudal inicial es constante; posteriormente, durante la formación de una lámina de lodo en el fondo de la piscina el caudal de infiltración disminuye.
 $Q = f(t)$.

4^{ta} etapa: Corresponde a la suspensión de la entrada de agua a la piscina (desciende el nivel en la misma) antes de la limpieza.

5^{ta} etapa: Corresponde a la limpieza de la piscina y la preparación de la misma para el siguiente ciclo de explotación.

Para poder comprobar el momento en que debe iniciarse la cuarta etapa, a la entrada de la piscina deberá instalarse un hidrómetro (vertedor regulable u otro instrumento) con el cual se controlará el caudal de entrada a la piscina, este debe ser constante mientras el nivel en la piscina sea constante. A medida que se desarrolle la tercera etapa deberá irse regulando el caudal de entrada y mantener el nivel en la piscina estabilizado. Cuando llegue el momento en que el caudal de entrada requerido para mantener el nivel estabilizado en la piscina sea aproximadamente tres veces menor al caudal inicial con que se alcanzó el nivel de proyecto, deberá suspenderse la entrada de agua a la piscina; momento en que comienza la cuarta etapa, al tenerse una entrega específica de la piscina tres veces menor a la entrega específica de la misma.

Los cálculos de los pozos de reposición tienen como objetivo determinar la variación de caudal específico de absorción de aguas durante el ciclo de infiltración, debido a la colmatación de los filtros y rocas aledañas al pozo y también determinar el caudal total del sistema de pozos de infiltración influenciados entre sí.

Si se garantiza una filtración tal del agua de reposición que la misma penetre al pozo solo con escasas partículas en suspensión, los cálculos se ejecutan por las fórmulas aplicables para bombeos. En las fórmulas cambiará solamente el signo del caudal y en lugar de abatimiento se considera el ascenso del nivel durante la reposición.

Manteniendo un caudal constante de infiltración en los pozos (Qp), la magnitud de la carga puede variar en tiempo por las dependencias empíricas siguientes:

$$\Delta H = a + b\sqrt{t} \quad (9.5)$$

$$\text{o: } \Delta H = a + b \lg t \quad (9.6)$$

Los cálculos se ejecutan por experimentos en campo, ejecutando vertimiento en pozos con caudales constantes.

Por datos obtenidos de las pruebas de campo se construyen los gráficos $H = f(\sqrt{t})$ y $H = f(\log t)$.

El parámetro a de las curvas experimentales se determina de forma gráfica (Figura 9.1) el parámetro b se puede determinar después de determinado a por despeje de fórmula, tomando valores de ΔH del gráfico o considerando la tangente del ángulo α que forma una línea recta, obtenida del gráfico de la prueba con una línea horizontal, de donde $\tan \alpha = b$.

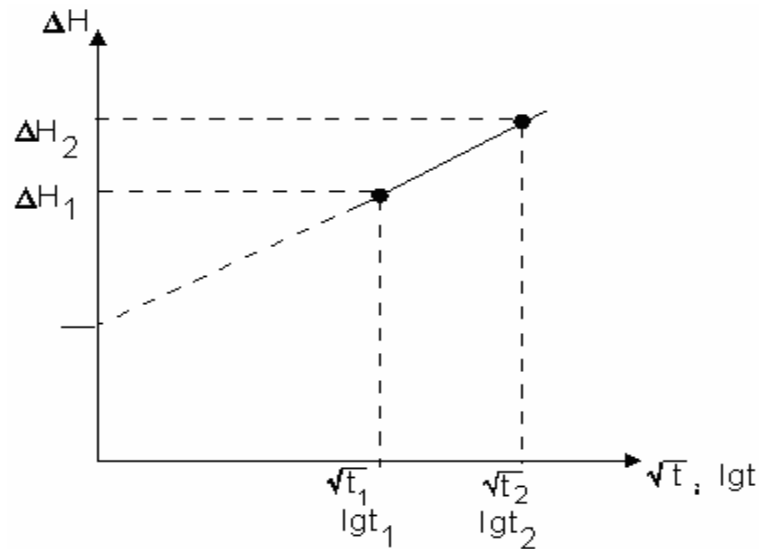


FIGURA 9.1. Gráfico $\Delta H = f(\sqrt{t}) = f \log. t$

En la práctica es sumamente difícil lograr aguas para reposición artificial que no contengan un alto porcentaje de partículas en suspensión al entrar al acuífero, por ello durante el proceso de reposición, el caudal específico de absorción del agua para el ascenso de 1 m, según Yázvin, está sujeto a una variación exponencial de la forma siguiente:

$$q_t = q_0 e^{-s t} \quad (9.7)$$

Donde: q_0 : caudal específico de absorción al inicio del experimento.

s : coeficiente que caracteriza la disminución del caudal de filtración se determina por datos experimentales para dos momentos de tiempo t_1 y t_2 .

$$S = \frac{\ln q_1 - \ln q_2}{t_2 - t_1} \quad (9.8)$$

q_1 y q_2 : caudales específicos de absorción durante la prueba para los momentos de tiempo t_1 y t_2 a partir del inicio, respectivamente.

t : tiempo para el que se pronostica la reposición.

La disminución del caudal de recarga en tiempo también puede ser determinada teniendo en cuenta la resistencia a la filtración por el carácter de imperfección de los pozos.

Para acuíferos artesianos:

$$Qp = \frac{4\pi KM\Delta H}{\ln \frac{2,25at}{r^2} + 2\xi} \quad (9.9)$$

Para acuíferos freáticos:

$$Qp = \frac{[(\Delta H - H)^2 - H^2]K}{\ln \frac{2,25at}{r^2} + 2\xi} \quad (9.10)$$

Donde: KM : transmisividad del estrato acuífero, $m^2/día$

ΔH : ascenso del nivel por la reposición en tiempo t

a : piezoconductividad en acuíferos artesianos y conductividad del nivel en acuíferos freáticos, $m^2/día$

r : radio del pozo, m

K : coeficiente de filtración de acuíferos freáticos, $m/día$

ξ : coeficiente de imperfección del pozo, se determina de la Tabla 9.1.

Tabla 9.1. Valores de ξ en función de $\frac{l}{M}$ y $\frac{M}{r}$

$\frac{l}{M}$	$\frac{M}{r}$									
	0,5	1,0	3,0	10,0	30,0	100,0	200,0	500,0	1 000,0	2 000,0
0,1	0,00391	0,122	2,04	10,04	24,3	42,8	53,8	69,5	79,6	90,9
0,3	0,00297	0,0908	1,29	4,79	9,2	14,5	17,7	21,8	24,9	28,2
0,5	0,00165	0,0494	0,656	2,26	4,21	6,5	7,86	9,64	11,0	12,4
0,7	0,000546	0,0167	0,237	0,879	1,69	2,67	3,24	4,01	4,58	5,19
0,9	0,000048	0,0015	0,0251	0,128	0,3	0,528	0,664	0,846	0,983	1,12

Donde: l : longitud de filtros; M : potencia acuífera; r : radio del pozo.

Considerando la colmatación de los filtros y de las rocas aledañas a los pozos durante la reposición, en lugar del coeficiente ξ se emplea el coeficiente de resistencia Ψ , que se determina por la expresión siguiente:

$$\Psi = \xi - \xi_0 \quad (9.11)$$

Donde: ξ_0 : es la resistencia por colmatación; se determina de forma experimental por datos de reposición, tomando valores para distintos periodos de tiempo con los que se construye el gráfico $Qp = f(\ln t)$; de donde ξ_0 será igual a la tangente que forme una línea recta que se obtenga del gráfico con una línea horizontal (Figura 8.2). Estos cálculos son de pronóstico y en los mismos se considera que el agua que se utilizará en la reposición, durante todo el período en que se ejecute la misma, presentará una turbidez similar a la empleada en la prueba.

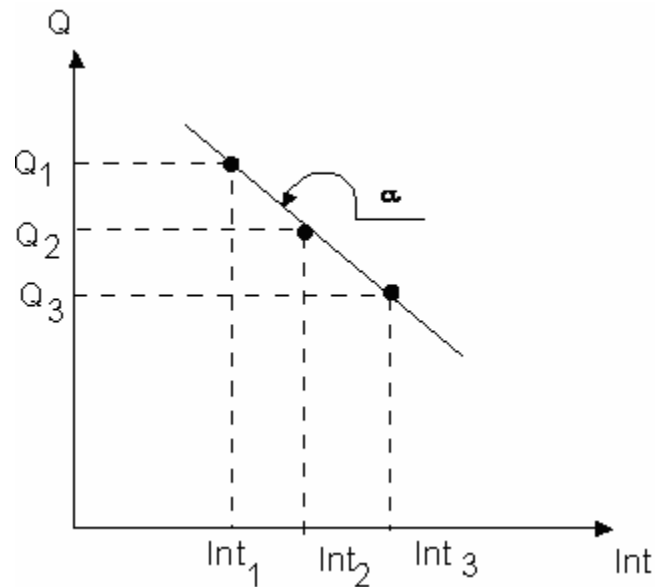


FIGURA 9.2. Gráfico $Q = f(\ln t)$

La cantidad de pozos necesarios para la reposición, según la necesidad que se tenga de agua, podrá determinarse por la siguiente fórmula:

$$N = \frac{Q_r}{Q_p} \quad (9.12)$$

Donde: N : número de pozos necesarios

Q_r : Caudal de reposición que se requiere

Q_p : Caudal por pozo

El caudal efectivo de reposición en canales u otras obras con configuración alargada, no consideradas en los casos anteriormente analizados, podrán ser determinados mediante la instalación de hidrómetros en la entrada y salida del área de reposición, la diferencia de caudales podrá considerarse como caudal efectivo de la reposición.

En formaciones geológicas de rocas carbonatadas, principalmente representadas por calizas cavernosas, la reposición artificial puede ejecutarse a través de cavernas, canales y otras cavidades cársticas existentes. Estas cavidades pueden estar en zonas llanas y aflorando a la superficie del terreno o muy próximas a ella, taludes de ríos etc.; en estos casos es muy difícil pronosticar las variaciones de caudales de reposición en tiempo, aunque puede tenerse una aproximación de los mismos mediante el control de los caudales de entrada a estas cavidades. De igual forma que en otros sistemas de reposición debe preverse el filtrado de las aguas que penetran a esas cavidades, con vista a disminuir al máximo la colmatación de las cavidades en las rocas que proporcionan la infiltración de las aguas.

Durante la ejecución de la reposición de las reservas de aguas subterráneas por las vías analizadas debe controlarse el comportamiento de la calidad de las aguas, fundamentando el control en la mineralización y elementos individuales y según el requerimiento para aguas potables, también deberá controlarse la composición bacteriológica.

La mineralización o concentración de elementos individuales se evalúa considerando la dispersión y absorción durante la infiltración, desde el punto de vista de contorno de la reposición (piscina, pozos o baterías de ellos, etc.), este control puede desarrollarse aplicando la fórmula:

$$C_d = \frac{C - C_n}{C_r - C_n} \quad (9.13)$$

Donde:

C_d : variación de la mineralización o elemento individual que se evalúa

C : valores de mineralización o elementos individuales con la reposición

C_n : valores naturales de la mineralización o elementos individuales antes de la reposición artificial

C_r : valores de la mineralización o elementos individuales en las aguas que se utilizan en la reposición artificial.

Capítulo 10 CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS POR TOMAS HORIZONTALES

Como tomas horizontales analizaremos las denominadas trincheras u obras similares, las cuales representan obras de tomas de aguas subterráneas de gran efectividad cuando la superficie del agua (techo del horizonte acuífero freático) yace a pocos metros de profundidad, (0 a 5 m), con un espesor relativamente pequeño del acuífero, sobre todo cuando la zona prevista para construir las obras de tomas está ubicada en terrazas bajas formadas por sedimentos friables de alta permeabilidad. Estas obras de toma son también de alta efectividad cuando el acuífero a explotar está ubicado en zonas costeras bajas, donde se requiere ejecutar la explotación de las aguas subterráneas tratando de provocar el menor abatimiento posible del nivel de las aguas, para no originar una intrusión salina que en la mayoría de los casos requiere de varios años de lavado para poder restablecer las condiciones iniciales del acuífero.

Durante la ejecución de las trincheras, sobre todo en sedimentos poco estables (ejemplo arenas) y con la posibilidad del surgimiento de las deformaciones de filtración, la construcción se ejecuta mediante el abatimiento temporal del nivel de las aguas subterráneas, mediante el bombeo de las aguas desde pozos u otras excavaciones que se ejecutan próximas a la zona de construcción de la trinchera.

En rocas estables, la construcción de las trincheras se ejecuta con el bombeo por equipos instalados directamente en la trinchera. Los cálculos principales que se ejecutan en las trincheras lo representa la determinación del caudal de agua subterránea que fluirá hasta la trinchera con un abatimiento determinado del nivel del agua dentro de esta.

Por la configuración que presenta en planta, las trincheras pueden clasificarse en los tipos siguientes:

- a) Rectangulares: cuando el largo es 10 veces (o más) mayor que su ancho.
- b) Otros tipos: cuando en planta la trinchera representa otra figura (cuadrada, circular, etc.).

Para los cálculos, los otros tipos de trincheras se llevan a esquemas de "gran pozo α_0 " con radio R_0 .

10.1 Trincheras de grandes longitudes

El cálculo del caudal de una trinchera perfecta, por su penetración en el acuífero (Figura 10.1), se ejecuta por la fórmula de Dupuy:

$$Q = L \cdot K \frac{H^2}{R} \quad (10.1)$$

Donde:

- Q : caudal de la trinchera, $m^3/día$
- L : largo de la trinchera, m
- K : coeficiente de filtración del acuífero, m/día
- H : espesor del acuífero, m
- R : radio de influencia de la trinchera, m.

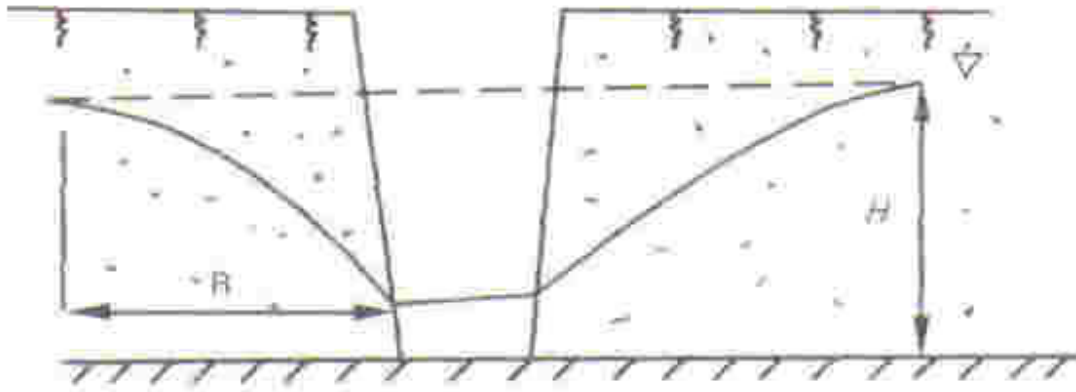


FIGURA 10.1. Esquema de cálculo para una trinchera perfecta.

Cuando una trinchera perfecta se construye próxima a una fuente de alimentación superficial (ríos o lagos), (Figura 10.2), en los cálculos se considera el caudal específico del flujo subterráneo y la distancia hasta el río; para ello el cálculo del caudal de la trinchera se ejecuta por la fórmula siguiente:

$$Q = 0,5 L K \left(\frac{H^2}{R} + \frac{H_R}{l} \right) \quad (10.2)$$

Donde:

Q ; caudal total de la trinchera, $m^3/día$

L ; largo de la trinchera, m

K ; coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m

H ; espesor acuífero, m

H_R ; columna de agua desde el nivel del agua en el río hasta el impermeable bajo la trinchera, m

R ; radios de influencia de la trinchera, m

L ; distancia desde la trinchera hasta la fuente de alimentación, m.

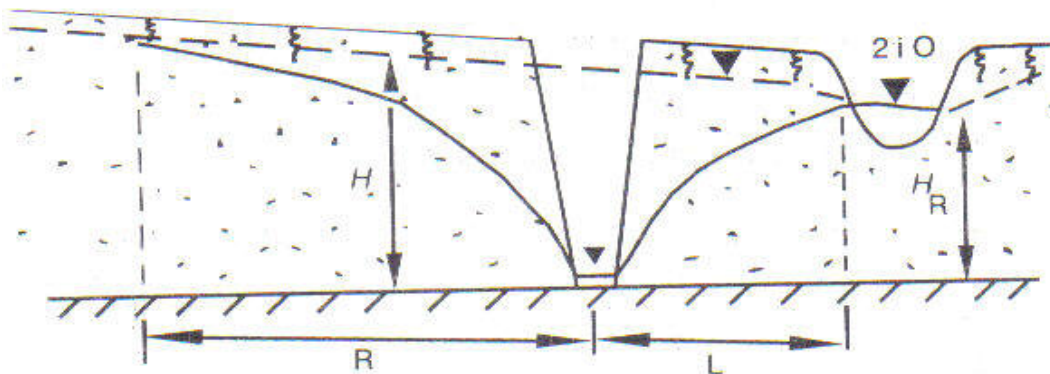


FIGURA 10.2. Esquema de cálculo de una trinchera perfecta con fuente de alimentación superficial próxima.

Cuando el acuífero freático presenta un espesor considerable (mayor de 5 m) que no puede ser interceptada en todo su espesor por la trinchera, entonces esta será imperfecta (Figura 10.3) y el caudal de la misma podrá ser calculado por el método de Chugáev. Este método considera que el caudal de la trinchera se forma de dos zonas del acuífero:

Zona a. Formada por la parte acuifera que corta la trinchera

Zona b. Formada por la parte acuifera que queda bajo el fondo de la trinchera

El caudal total de la trinchera se calcula por la fórmula siguiente:

$$Q = L K \left(\frac{h^2}{R} + 2hq \right) \quad (10.3)$$

Donde:

Q ; caudal total de la trinchera, m³/día

L ; largo de la trinchera, m

K ; coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m / día

h ; espesor acuifero cortado por la trinchera, m

q ; caudal específico del flujo subterráneo, m³/día. m.

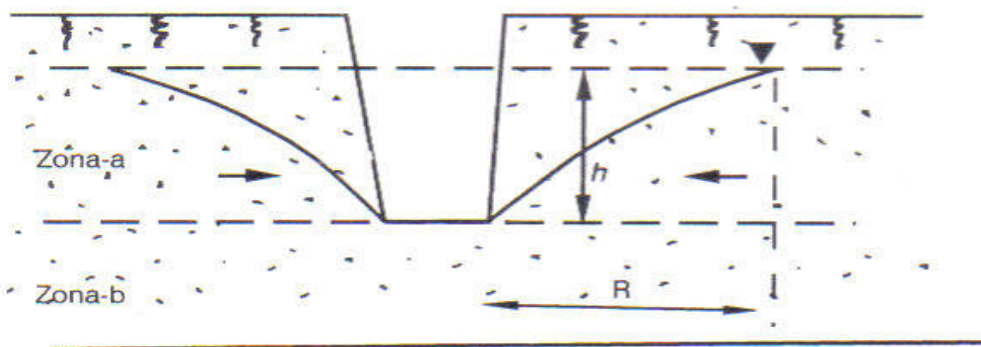


FIGURA 10.3. Esquema de cálculo para una trinchera imperfecta.

Cuando la trinchera imperfecta se encuentra ubicada próxima a una fuente de alimentación superficial (Figura 10.4) se considera el caudal del flujo subterráneo desde el parteaguas y desde la fuente de alimentación, utilizando las siguientes fórmulas:

$$Q = L K \left[\left(\frac{h^2}{2R} + hq \right) + \left(\frac{h_r^2}{2l} h_r q_r \right) \right] \quad (10.4)$$

Donde:

Q ; caudal total de la trinchera, m / día

L ; largo de la trinchera, m

K ; coeficiente de filtración de las rocas acuíferas, m / día

H ; espesor acuifera cortada por la trinchera, m

q ; caudal reducido del flujo subterráneo desde el parteaguas, m³/día. m.

- h_r ; columna de agua desde el nivel del agua en el río hasta el fondo de la trinchera, m
- l ; distancia desde la trinchera hasta la fuente superficial de alimentación, m
- q_r ; caudal reducido del flujo del agua subterránea desde la fuente superficial de alimentación, m³/día. m.

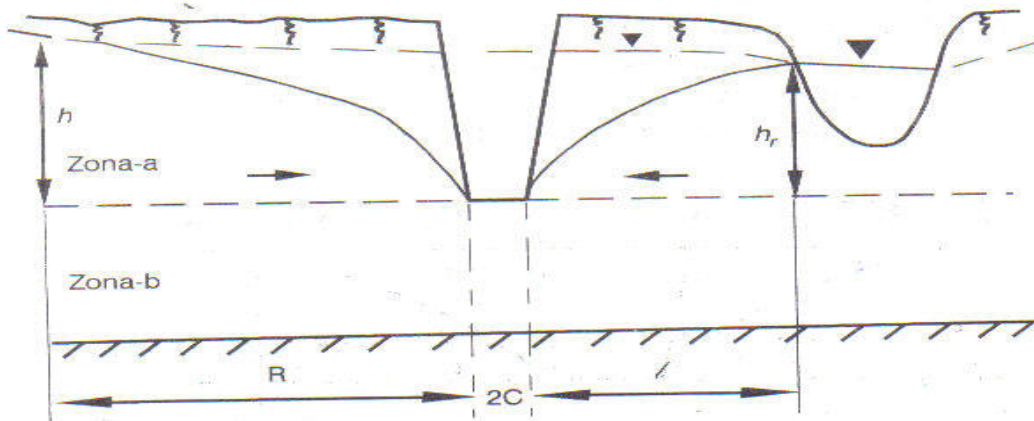


FIGURA 10.4. Esquema de cálculo de una trinchera imperfecta próxima a una frontera superficial de alimentación.

Los valores de q y q_r se determinan por el gráfico de Chugáev (Figura 10.5) que representa una dependencia funcional donde:

$$q = f(\alpha, \beta) \text{ y } q_r = f(\alpha_R, \beta_R)$$

Y a su vez $\alpha = \frac{R}{R+c}$ $\beta = \frac{R}{T}$ $\alpha_R = \frac{c}{l+c}$ $\beta_R = \frac{c}{T}$

Donde:

T ; espesor acuífero no cortado por la trinchera, m

C ; mitad del ancho de la trinchera, m.

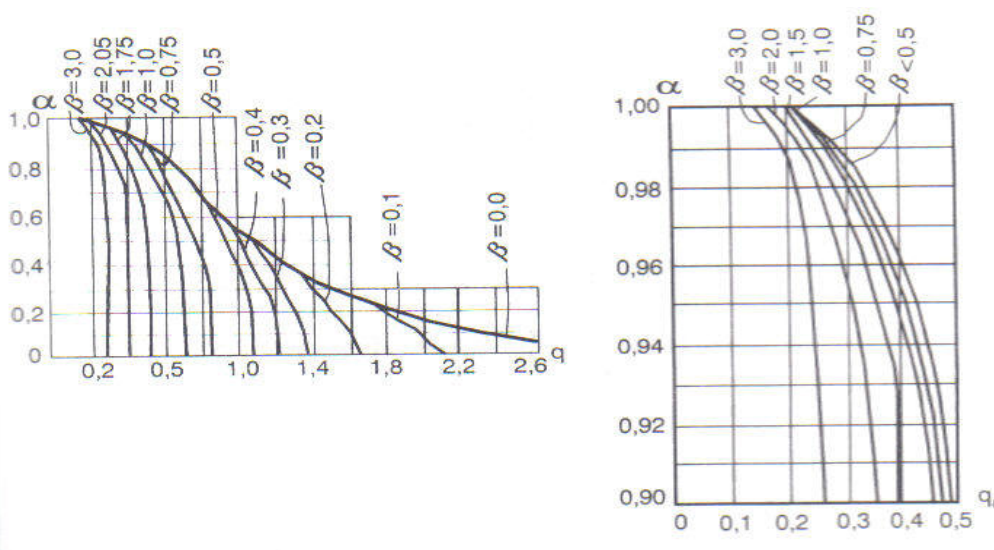


FIGURA 10.5. Gráfico para la determinación de q y q_r .

Cuando $\beta > 3$, los valores de q y q_r , se determinan por las siguientes fórmulas:

$$q = \frac{q^1}{(\beta - 3)q^1 + 1} \quad (10.5)$$

$$q_r = \frac{q_r^1}{(\beta - 3)q_r^1 + 1} \quad (10.6)$$

Los valores de q^1 y q_r^1 , se determinan del gráfico de Chugáev (Figura 10.6), determinando inicialmente el valor de α_0 por la fórmula:

$$\alpha_0 = \frac{T}{T + 0,333c} \quad (10.7)$$

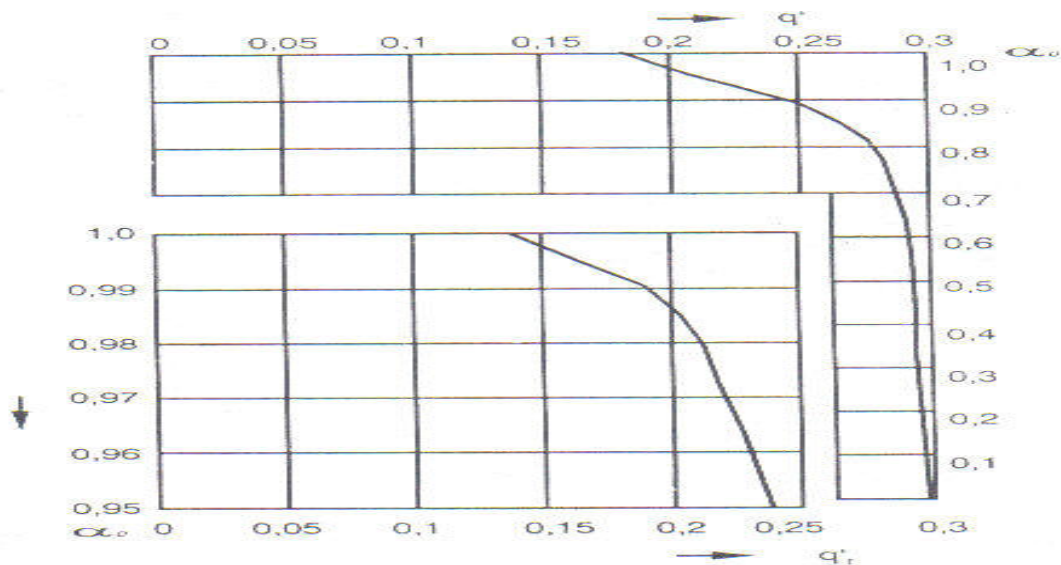


FIGURA 10.6. Gráfico para determinar q^1 y q_r^1 de pequeñas longitudes.

10.2 Trincheras de pequeñas longitudes

En las trincheras de pequeñas longitudes u otras excavaciones similares correspondientes a otros tipos, para simplificar los cálculos, el esquema se iguala a un gran círculo. Para estos casos el cálculo del caudal de las trincheras se ejecuta mediante las transformaciones de la fórmula de Dupuy, considerando los dos casos siguientes:

1er. Caso: Trinchera de poca longitud u otras excavaciones similares perfectas (Figura 10.7).

$$Q = 1,37 \frac{KH^2}{\log \frac{R}{r}} \quad (10.8)$$

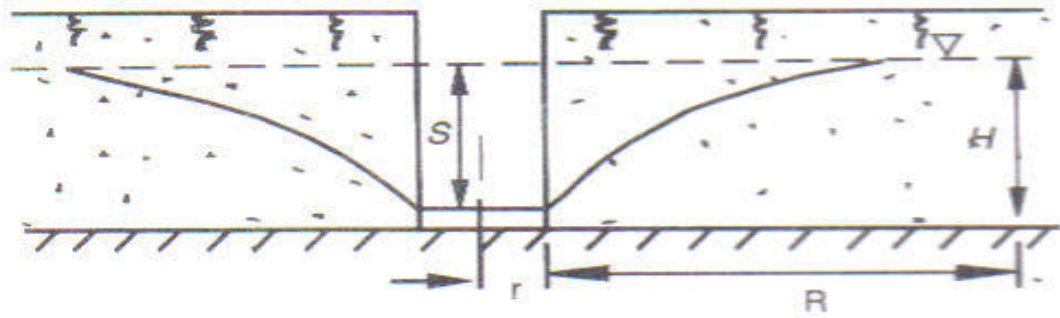


Figura 10.7. Esquemas de cálculo de trinchera de poca longitud (u otras obras) perfectas.

2do. Caso: Trincheras de poca longitud u otras excavaciones perfectas, tanto en aguas freáticas como de presión (Figura 10.8).

$$Q = 1,37 \frac{K(2S - m)m}{\log \frac{R}{r}} \quad (10.9)$$

Los parámetros de las fórmulas 10.8 y 10.9 son los siguientes:

Q ; caudal de agua de la trinchera, $m^3/\text{día}$

K ; coeficiente de filtración del estrato acuífero, $m/\text{día}$

H ; espesor del acuífero freático, m

R ; radio de influencia de la trinchera o distancia media hasta la fuente de alimentación, m

r ; radio reducido de la trinchera, m

M ; espesor del estrato acuífero con presión, m

S ; abatimiento del nivel del agua, m .

En los casos antes analizados, cuando la trinchera o excavación de otro tipo es imperfecta, el cálculo del caudal se ejecuta por la fórmula de Abrámov:

$$Q = \pi K S \left[\frac{S}{2,3 \log \frac{R}{r}} + \frac{2r}{1,52 + \frac{r}{T} \left(1 + 1,18 \log \frac{R}{4T} \right)} \right] \quad (10.10)$$

Donde:

Q ; caudal de la trinchera, $m^3/\text{día}$

K ; coeficiente de filtración del estrato acuífero, m

S ; abatimiento del nivel del agua, m

R ; radio de influencia de la trinchera, m

r ; radio reducido de la trinchera, m

T ; altura desde el impermeable hasta el fondo de la trinchera.

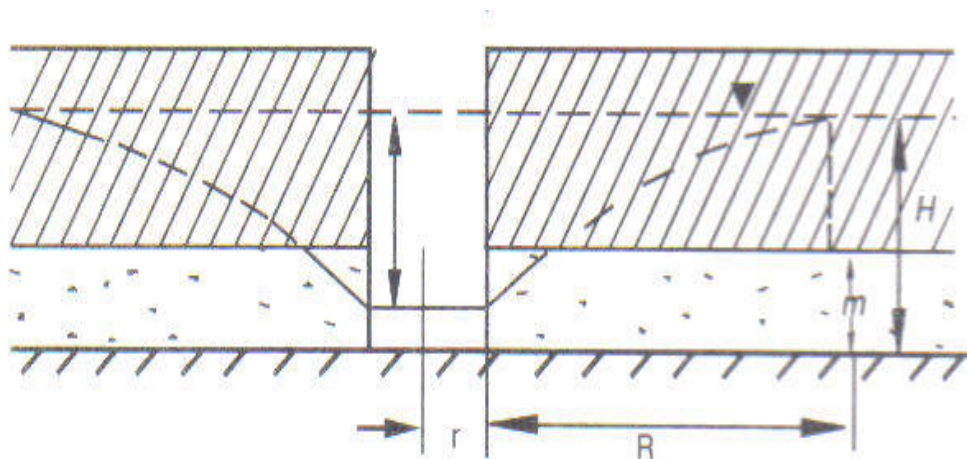


Figura 10.8. Esquema de cálculo para trincheras de poca longitud u otros tipos de obras perfectas en aguas freáticas y con presión.

Capítulo 11 CÁLCULOS HIDROGEOLÓGICOS EN OBRAS HIDROTÉCNICAS

En condiciones de obras hidrotécnicas asumiremos en esta ocasión, solamente las presas y canales, para las cuales analizaremos los métodos analíticos de cálculos hidrogeológicos más usuales y que deben preceder toda construcción, fundamentados en investigaciones hidrogeológicas detalladas, con el resultado de las cuales puedan tomarse medidas ingenieriles en el proceso de construcción, para evitar posibles afectaciones que pueden provocar estas obras y que pueden ser pronosticadas por las investigaciones hidrogeológicas.

11.1 Cálculos relacionados con la filtración en presas

Durante el llenado de las presas, generalmente se origina un remanso de las aguas subterráneas que provoca un flujo de filtración muy complejo en el espacio; este flujo supuestamente se divide en dos flujos simples:

- Flujo de filtración con presión bajo las presas
- Flujo de filtración fuera de los límites de la presa (incluyendo el embalse), que a su vez se divide en tres zonas con características específicas, cada una de estas zonas.

En la zona próxima al cierre, ocurre una filtración desde el nivel superior al inferior (desde el embalse hacia el río). A una distancia determinada del cierre, el nivel inferior del río no influye en el flujo subterráneo y la dirección del mismo se mantiene, aproximadamente, en el mismo sentido que antes de construida la presa, dentro de los límites de la cual, la influencia del nivel inferior en el río se presenta solamente, en forma de desviación de las líneas del flujo subterráneo; pero la filtración desde los niveles superiores del embalse hacia el nivel en el río, no ocurre.

Se diferencian los términos caudal de filtración, que es el caudal del flujo freático posterior a la construcción de la presa, y el caudal por pérdida de filtraciones, que es la diferencia entre la magnitud de la alimentación a partir del río y después de la construcción de la presa (embalse); ambos se analizan como parte del balance hídrico del embalse.

La alimentación freática es positiva en los casos en que pueda existir un flujo de aguas subterráneas en dirección al embalse, y negativo con una dirección inversa del flujo. Cuando ocurre el remanso del río, como resultado de una considerable disminución de la alimentación freática, el caudal de filtración desde el embalse puede ser pequeño, mientras que las pérdidas por filtración son grandes.

En el área de filtración bajo la presa, las pérdidas de filtración son prácticamente iguales al caudal de filtración. Durante el estudio de la filtración en áreas de presas las tareas principales son:

- Determinación de las pérdidas por filtración desde el nivel superior en la base de la presa y a lo largo de esta.
- Determinación de la presión del flujo de filtración en las rocas que yacen en la base de la presa y en el nivel inferior del río (aguas debajo de la presa).
- Determinación de los gradientes críticos y velocidades de filtración del flujo para la evaluación de la estabilidad de los sedimentos, para la toma de medidas contra el sifonamiento y arrastre de los sedimentos y rellenos de grietas de las rocas.

Los cálculos hidrogeológicos de un embalse comprenden:

1. Determinación de las pérdidas permanentes y temporales
2. Determinación del remanso estacionario y no estacionario de las aguas freáticas

11.1.1 Filtración bajo presas ubicadas en estratos homogéneos sin dentellón en la base

Los cálculos se ejecutan, determinando el caudal de filtración, por unidad de la longitud de la presa, que se calcula por la fórmula siguiente:

a) Por metodología de Pavlónsky.

$$q = K Y q_r \quad (11.1)$$

b) Por metodología de Kamiensky.

$$q = K Y \frac{H}{H + 2l} \quad (11.2)$$

Donde:

q ; caudal de filtración por unidad de longitud de la presa; $m^3/día \cdot m$

K ; coeficiente de filtración de las rocas ubicadas bajo la cortina de la presa, $m/día$

Y ; carga hidráulica en la presa (diferencia de cotas de los niveles del agua aguas arriba y aguas debajo de la presa), m

q_r ; caudal reducido, se determina por el gráfico de la Figura 11.1.

H ; espesor del estrato permeable ubicado bajo la cortina de la presa, m

l ; mitad del ancho de la base de la cortina de la presa, m .

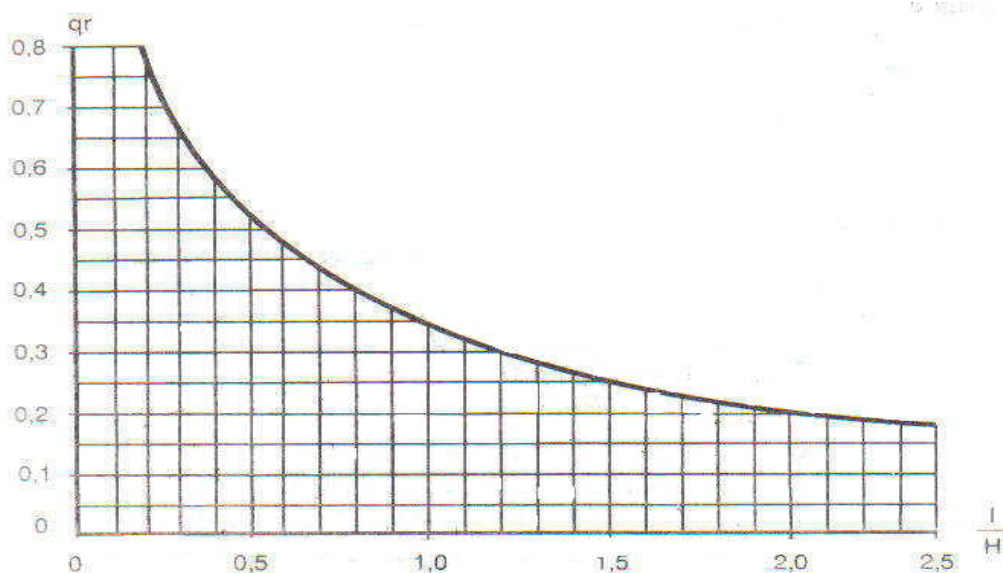


FIGURA 11.1. Gráfico para determinación de $q = f\left(\frac{l}{H}\right)$.

La fórmula 11.1 ofrece resultados muy exactos con valores de $\left(\frac{H}{l}\right) \leq 2$; a partir de este valor los resultados son aproximados.

11.1.2 Determinación de la presión bajo la base de la cortina de la presa

La determinación de esta presión se ejecuta considerando la presión reducida P_r , la cual se determina por el nomograma de Zamarin (Figuras 11.1 y 11.3).

Para la determinación de la magnitud de la presión reducida P_r en cualquier punto de la base de la presa, en el eje $\frac{L}{H}$ del nomograma se ubica el valor correspondiente a esta relación; por este punto se traza una línea horizontal que corte las isolíneas de presiones reducidas para distintos puntos de la base. En dependencia del punto para el que se quiera calcular la presión, en la horizontal se selecciona el valor de P_r .

La presión real en la base de la presa se calcula por la fórmula:

$$P = P_1 + Y_2 P_r \quad (11.3)$$

Donde:

P ; presión real en un punto dado en la base de la presa, m

P_1 ; presión de las aguas debajo de la presa, m.

$$P_1 = Y_1 - Y_2$$

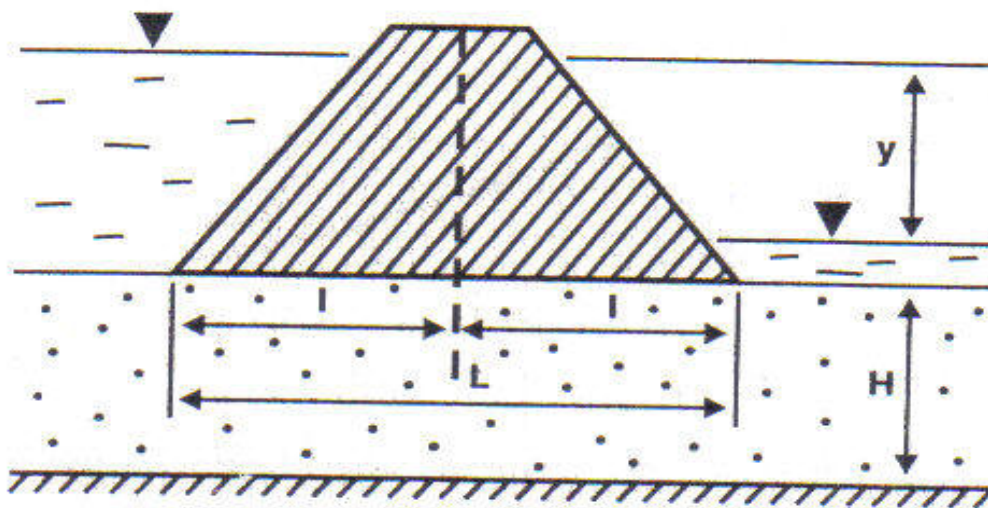


FIGURA 11.2. Presas sin dentellón en la base, sobre un estrato permeable homogéneo.

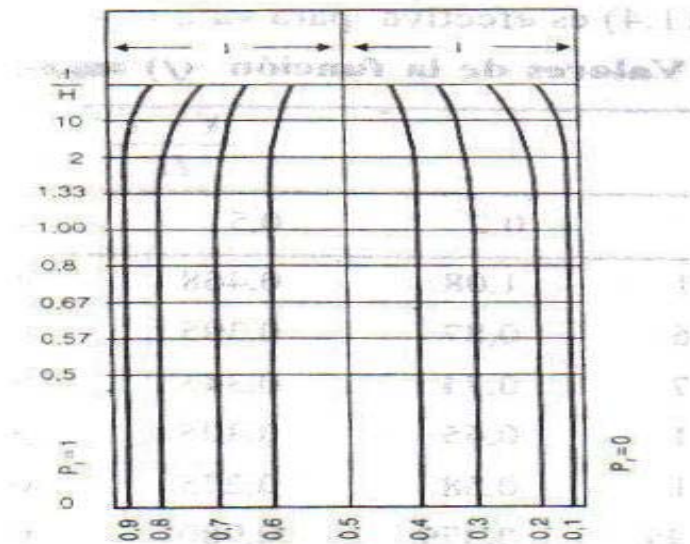


FIGURA 11.3. Nomograma de Zamarin para determinar P_r .

11.1.3 Determinación de las velocidades reales del flujo subterráneo por el fondo del cauce aguas abajo de la presa

La velocidad que se determina es la del agua subterránea al salir al cauce del río en el límite de la cortina de la presa.

El cálculo que se propone es el de Pavlónsky, según el cual:

$$V = \frac{KY}{n_0 H} (f) \quad (11.4)$$

Donde:

V ; velocidad de salida del agua, m/día

n_0 ; porosidad activa de las rocas (se determina por experimentos de laboratorio o de campo)

(f); función, el valor de la cual se determina por dependencia de los valores $\frac{l}{H}$

y $\frac{x-l}{H}$, donde x es la distancia desde el centro de la base de la presa hasta el punto donde se determina la velocidad de filtración (en el límite aguas abajo de la base de la presa), se determina por la Tabla 11.1.

La fórmula 11.4 es efectiva para valores de $x < l$.

Tabla 11.1. Valores de la función (f) según Pavlovsky

$\frac{l}{H}$	$\frac{x-l}{H}$				
	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0
0,2	1,81	1,08	0,468	0,182	0,038
0,4	1,36	0,87	0,395	0,16	0,032
0,6	1,17	0,74	0,345	0,142	0,03
0,8	1,01	0,65	0,305	0,125	0,026
1,0	0,91	0,58	0,275	0,112	0,022
2,0	0,594	0,379	0,080	0,073	0,014
3,0	0,441	0,281	0,133	0,054	0,011
4,0	0,35	0,224	0,106	0,043	0,009
5,0	0,29	0,185	0,088	0,036	0,007

11.1.4 Determinación del caudal de filtración bajo la presa con dentellón sobre un estrato permeable homogéneo

En este caso (Figura 11.4), el caudal por unidad de longitud de la presa (cortina) q se calcula por la fórmula 11.1, pero el caudal reducido q_r se determina por el gráfico de la Figura 11.5, en dependencia de la relación del espesor acuífero H con el ancho de la base de la presa L y la relación de la profundidad del dentellón S con el espesor acuífero H ; esta dependencia responde a la ubicación del dentellón en la mitad de la base colindante con el nivel superior, si el dentellón se proyecta en el centro de la base, el caudal q aumenta en 5 – 10 %.

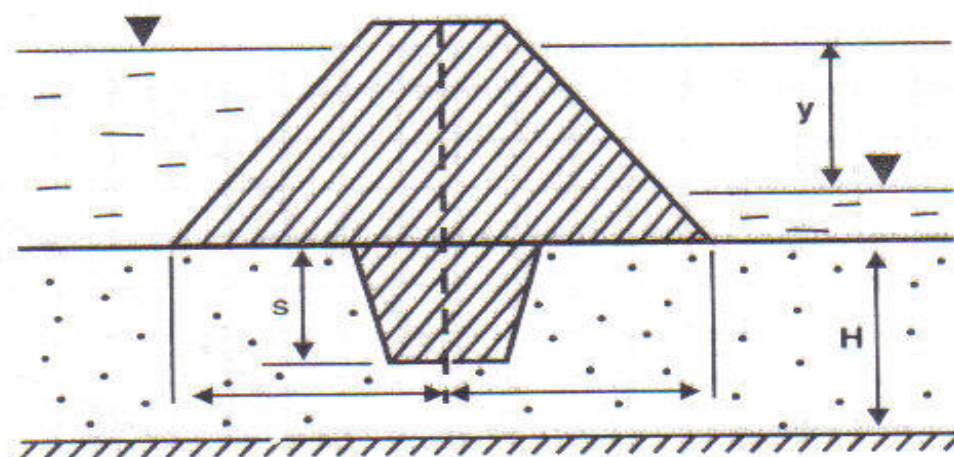


FIGURA 11.4. Presa con dentellón de profundidad S.

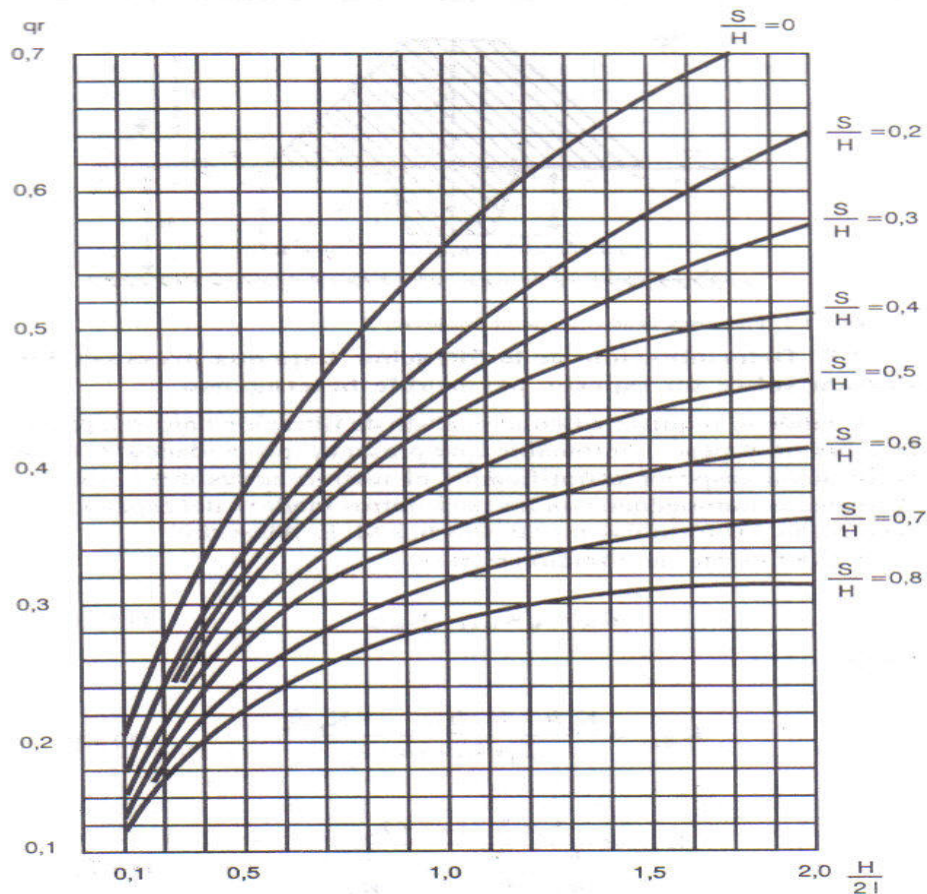


FIGURA 11.5. Gráfico para determinar $q_r = f\left(\frac{S}{H}; \frac{H}{2l}\right)$

11.1.5 Determinación de la filtración bajo una presa sin dentellón ubicada sobre un espesor permeable heterogéneo

Cuando se requiere calcular el caudal de filtración bajo una presa ubicada sobre un espesor permeable que presenta propiedades heterogéneas de permeabilidad (espesor estratificado), el mismo se sustituye por un espesor equivalente homogéneo con los parámetros medios del espesor; para ello se emplean las fórmulas propuestas por Altóvsky:

- Coeficiente de filtración medio

$$K_m = \sqrt{K_{\max} \cdot K_{\min}} \quad (11.5)$$

Donde:

$$K_{\max} = \frac{K_1 h_1 + K_2 h_2 + \dots + K_n h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} \quad (11.6)$$

$$K_{min} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{K_1} + \frac{h_2}{K_2} + \dots + \frac{h_n}{K_n}} \quad (11.7)$$

Donde:

$h_1; h_2; \dots; h_n$; espesores de los estratos presentes, m

$K_1; K_2; \dots; K_n$; coeficientes de filtración de los distintos estratos presentes, m/día.

Los cálculos de filtración se ejecutan por los métodos analizados para estratos homogéneos; pero considerando que el ancho en la base de la presa disminuye x veces, y se considera como ancho reducido $2 L_r$, ejecutando los cálculos con el mismo.

$$2 L_r = \frac{2L}{X} \quad (11.8)$$

Donde:

$$X = \sqrt{\frac{K_{max}}{K_{min}}} \quad (11.9)$$

Los valores de las velocidades de filtración y presión, en los puntos determinados del esquema deformado, se trasladan al esquema real, aumentando las longitudes horizontales en x veces. En estos casos, los cálculos también pueden ejecutarse por el método de conversión virtual del espesor heterogéneo a un estrato homogéneo. En relación con ello el espesor real permeable H se sustituye por el espesor de un estrato equivalente He por la fórmula:

$$He = \frac{K_1}{K_i} h_1 + \frac{K_2}{K_i} h_2 + \dots + \frac{K_n}{K_i} h_n \quad (11.10)$$

Donde:

He ; espesor equivalente para el caso de conversión por el estrato con índice i

El estrato i por el coeficiente de filtración, del cual se ejecuta la conversión a un espesor equivalente, es el estrato principal; generalmente como estrato principal se selecciona el estrato que yace directamente bajo la presa, pudiéndose seleccionar también el estrato de mayor permeabilidad, en dependencia de las condiciones hidrogeológicas que existen. Posteriormente a la conversión, los cálculos de filtración se ejecutan por las fórmulas para estratos homogéneos con la sustitución del espesor real H , por el espesor del estrato equivalente He y el coeficiente de filtración del estrato i (K_i).

Cuando bajo la base de la presa existen estratos con distinta permeabilidad y el estrato inferior presenta la mayor permeabilidad (Figura 11.6), el caudal de filtración bajo la presa se calcula por la fórmula de Kamiénsky:

$$Q = \frac{L(Y_1 - Y_2)}{\frac{2l}{h_2 K_2} + 2 \sqrt{\frac{h_1}{K_1 K_2 h_2}}} \quad (11.11)$$

Donde:

L ; largo de la presa, m

$Y_1; Y_2$; cargas hidráulicas aguas arriba y aguas debajo de la cortina

$2l$; ancho de la base de la cortina de la presa, m

h_1 y h_2 ; espesores de los estratos, m.

Este es un caso que a menudo se encuentra en la naturaleza, y para el cual se tiene más detalle en metodologías especializadas. Por ello, con exactitud se puede calcular el gradiente medio de filtración en el estrato superior, en relación con la salida de aguas debajo de la presa, por la fórmula:

$$I = \frac{Y_1 - Y_2}{2 \left(h_1 + L \sqrt{\frac{K_1 h_1}{K_2 h_2}} \right)} \quad (11.12)$$

El gradiente crítico (I_c) con el cual puede producirse el arrastre o sifonamiento de partículas del estrato permeable, que yace bajo la presa, se calcula por la fórmula de Zamarin:

$$I_c = (\gamma_r - \gamma)(1 - n) \quad (11.13)$$

Donde:

λ_1 ; peso específico de la roca, gr/cm^3

γ ; peso volumétrico del agua, gr/cm^3

n ; porosidad de la roca.

Siempre que se mantenga la relación $I < I_c$ no ocurrirá sifonamiento de partículas.

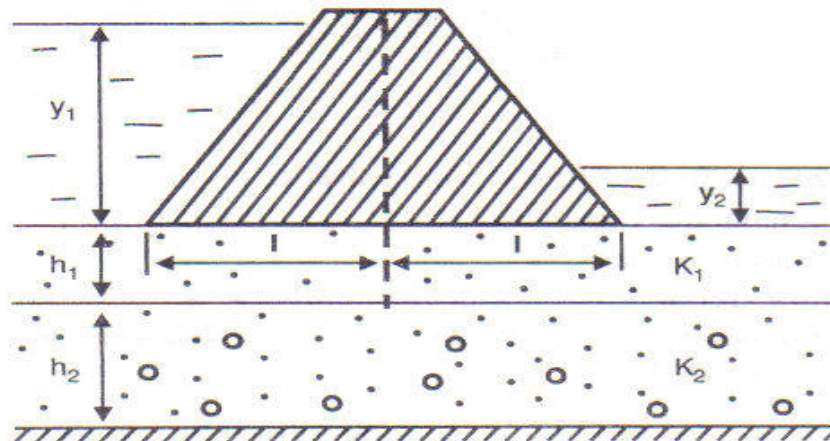


FIGURA 11.6. Presa ubicada sobre un espesor permeable con dos estratos.

11.1.6 Determinación de la filtración por los bordes laterales de la presa (embalse)

Para la ejecución de estos cálculos debe tenerse definida la configuración de la red del flujo subterráneo para periodos posteriores al llenado del embalse, lo cual puede ejecutarse mediante el pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños al embalse (pronóstico que se analiza en el capítulo XII de este libro); con estos resultados, en la práctica puede construirse el mapa de hidroisohipsas en el territorio de interés, y poder aplicar las metodologías de cálculos que a continuación se analizan.

Cuando existe un estrato acuífero horizontal homogéneo y la ubicación de la margen del embalse y del río aguas debajo de la presa pueden ubicarse en una línea recta, el cálculo del caudal de filtración que bordea la presa puede ejecutarse por las fórmulas propuestas por Veríguin, según el esquema de cálculo de la Figura 11.7.

- Caudal de un flujo con presión:

$$Q = K m Y A \quad (11.14)$$

- Caudal de un flujo sin presión:

$$Q = K \frac{Y_1^2 - Y_2^2}{2} A \quad (11.15)$$

Donde:

K ; coeficiente de filtración del estrato, m/día

m ; espesor del estrato acuífero, m

Y ; carga hidráulica en la presa, m

Y_1 ; altura del nivel del agua en el embalse sobre el impermeable, m

Y_2 ; altura del nivel del agua en el río aguas debajo de la presa sobre el impermeable, m.

$$A = \frac{1}{\pi} \left[\operatorname{arcsh} \frac{B}{l} - \sqrt{1 - \left(\frac{l}{B} \right)^2} \right] \quad (11.16)$$

B ; largo del tramo desde donde ocurre la filtración; la longitud de este tramo se define sobre la base de las condiciones concretas del territorio; puede ser distancia hasta rocas impermeables o de muy baja permeabilidad, distancia hasta el punto donde las aguas subterráneas son drenadas por el embalse, punto donde el río cambia bruscamente de dirección, etc. En presencia de una estructura homogénea de la margen $B = \frac{L}{\pi}$, donde:

L ; es la distancia desde la margen del embalse hasta el punto donde la cota del nivel de agua normal del embalse es igual a la cota del nivel de las aguas subterráneas antes del llenado del embalse (Figura 11.1 b).

Para una mayor aproximación de los cálculos se puede considerar que el contacto del embalse con el río aguas debajo de la presa ocurre con forma de semicilindro. Para ello los cálculos se ejecutan por las fórmulas:

- Para flujos con presión:

$$Q = \frac{K m Y}{\pi} \ln \frac{B}{R} \quad (11.17)$$

- Para flujos sin presión:

$$Q = \frac{K(Y_1^2 - Y_2^2)}{2\pi} \ln \frac{B}{R} \quad (11.18)$$

Donde:

$R = \frac{2l_0}{\pi}$; radio reducido del contorno del contacto, l_0 es la mitad de la longitud del punto de inicio de la filtración hasta el hombro de la presa.

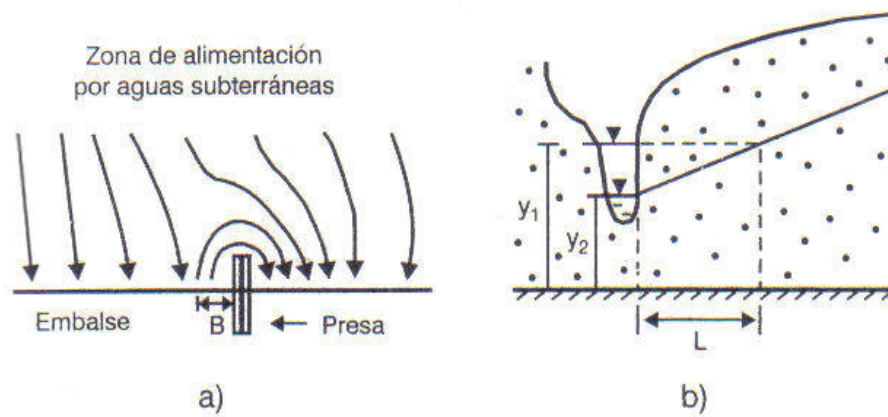


FIGURA 11.7. Esquema de cálculo de la filtración en áreas de la presa, a) planta; b) perfil.

En condiciones hidrogeológicas y de esquema de cálculos complejos, el caudal de filtración que bordea la presa o el lateral a la misma puede ser determinado con ayuda de la división del flujo de filtración en flujos elementales, por la lámina del mismo (Figura 11.8), definidos por las hidroisohipsas o hidroisopiezas, desarrollando la metodología de cálculo propuesta por Altóvsky, donde:

$$\Delta Q = K \cdot \Delta b \frac{Y_1 + Y_2}{2} \cdot \frac{Y}{l_1} \quad (11.19)$$

Donde:

- ΔQ ; caudal de cada flujo elemental, m³/día.m
- Δb ; ancho medio del flujo elemental, m
- $Y_1; Y_2; Y$; parámetros idénticos a los casos anteriores, m
- l_1 ; longitud media del flujo elemental, m.

Para la determinación de los límites condicionales del área donde ocurre la filtración lateral, en los cálculos se puede considerar que: $\frac{\Delta Q}{\Delta b} \geq q$ donde q es el caudal natural del flujo subterráneo en la unidad de su ancho antes del llenado del embalse.

Si el espesor permeable está compuesto por varios estratos de distinta permeabilidad, entonces se calcula el valor medio ponderado del coeficiente de filtración en territorios aguas arriba de la presa K_a y aguas debajo de la misma K_b . En tal caso, el caudal de filtración en los límites de cada flujo elemental será:

- Para condiciones de flujo sin presión:

$$\Delta Q = \Delta b \frac{K_a h_1 + K_b h_2}{2} \cdot \frac{Y}{l_1} \quad (11.20)$$

- Para condiciones de flujo con presión:

$$\Delta Q = \frac{K_a + K_b}{2} \cdot \Delta b \cdot m \cdot \frac{Y}{l_1} \quad (11.21)$$

Donde:

$$m = \frac{h_1 + h_2}{2} ; \text{ espesor acuífero reducido.}$$

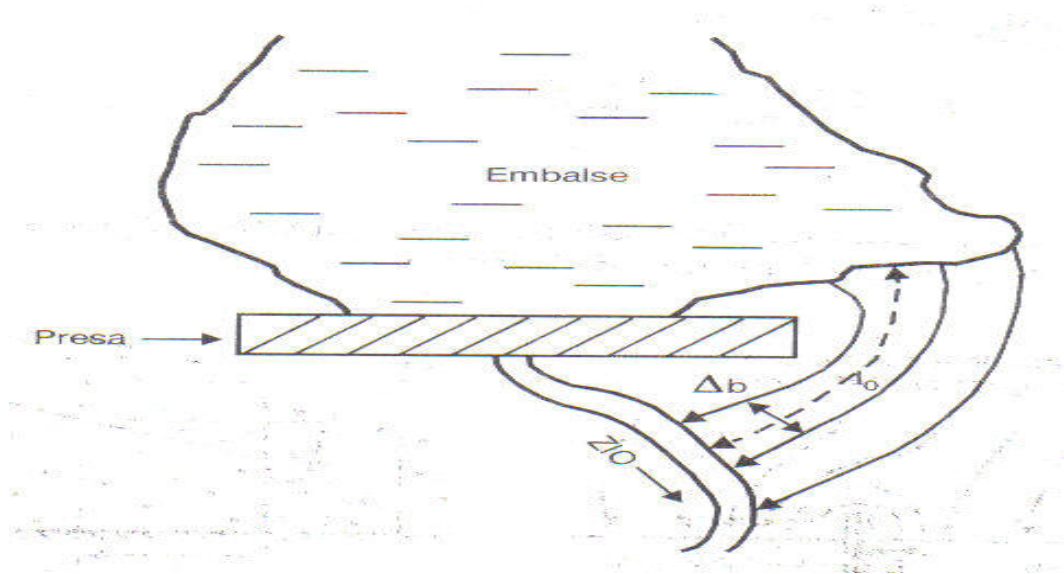


FIGURA 11.8. Esquema de cálculo de la filtración que bordea el embalse.

11.1.7 Determinación de la filtración desde el embalse sin la influencia del río debajo de la presa

Las pérdidas de filtración desde el embalse, relacionadas con la unidad de longitud de las márgenes del mismo se recomienda determinarlas por las fórmulas de Bándeman, en las que se considera la forma de ubicación del lecho impermeable del estrato por el que ocurre la filtración (Figura 11.9).

1er. Caso: Para un lecho impermeable inclinado

$$q_e = \frac{K(Y_1 - h_1)}{2} \cdot \frac{Y_1 + h_1}{L} \pm i \quad (11.22)$$

Donde:

- h_1 y Y_1 ; espesor acuífero antes y después del llenado del embalse respectivamente
- L ; distancia desde el embalse hasta el límite de drenaje más próximo (río, acuífero con mayor permeabilidad, etc.)
- i ; gradiente (pendiente) del lecho impermeable (+ cuando la pendiente es del embalse hacia el límite de drenaje; - cuando la pendiente es hacia el embalse).

Cuando el lecho impermeable se puede considerar horizontal ($i = 0$), los cálculos se ejecutan de forma independiente para aguas sin presión y con presión:

- Para aguas sin presión:

$$q_e = \frac{K(Y_1^2 - h_1^2)}{2L} \quad (11.23)$$

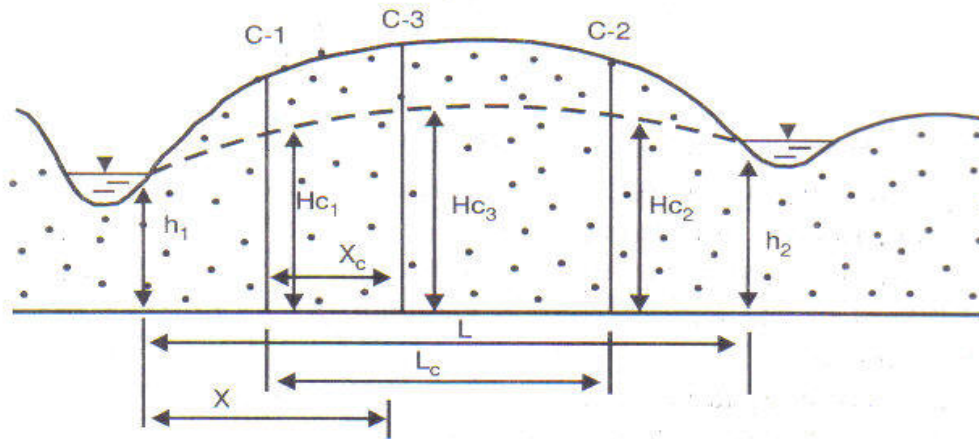


FIGURA 11.10. Esquema de cálculo en interfluvio con infiltración de las precipitaciones atmosféricas.

Cuando en el interfluvio no existe un parteaguas de las aguas subterráneas, la magnitud de las pérdidas por filtración se puede determinar por el caudal de los manantiales que brotan en los taludes del valle vecino (Figura 11.11), según recomendaciones de Altóvsky, utilizando la fórmula:

$$q_e = q_1 \left(\frac{\Delta H \cdot Y_1}{\Delta H_1 \Delta h_1} - 1 \right) \quad (11.26)$$

Donde:

q_1 ; caudal de los manantiales relacionados con la longitud del valle

ΔH ; diferencia entre el nivel del agua en el embalse y la cota de surgimiento de los manantiales en el valle vecino

ΔH_1 ; diferencia de altura, entre el nivel de agua en el río sobre la cota de surgimiento de los manantiales, antes del llenado del embalse.

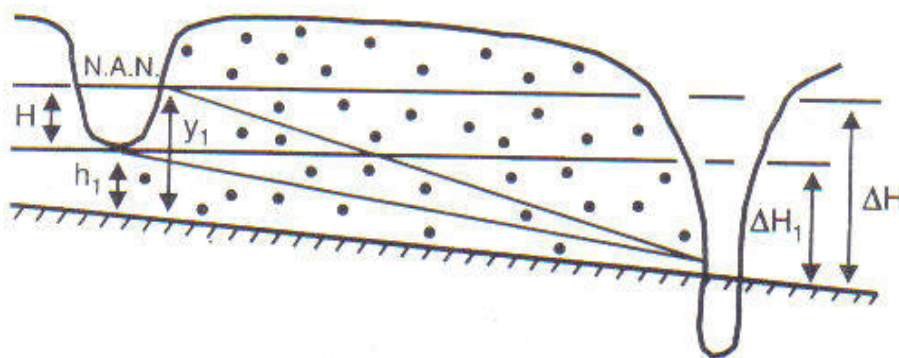


FIGURA 11.11. Esquema de cálculo del caudal de filtración por manantiales en valles vecinos.

Las pérdidas por filtración desde el embalse pueden tener carácter temporal, lo cual está fundamentado cuando en áreas del embalse antes del llenado del mismo existen pequeños gradientes del flujo subterráneo (Figura 11.12). Los cálculos se ejecutan por fórmulas propuestas por Bíndeman.

El volumen de agua perdido por la filtración desde el embalse, en un tiempo t determinado, pueden ser calculados por la fórmula:

$$V = \beta H \sqrt{2\mu KHt} \quad (11.27)$$

Donde:

- H ; diferencia entre el nivel del agua en el embalse y el nivel de las aguas subterráneas antes del llenado del embalse
- β ; coeficiente que depende de la relación del espesor del estrato permeable h_1 , antes del llenado del embalse con la carga hidráulica en el embalse durante su llenado H , se determina por el gráfico de la Figura 11.13.
- μ ; insuficiencia de saturación del estrato permeable, es decir, diferencia entre la capacidad acuífera total y humedad natural de las rocas permeables sobre el nivel de las aguas subterráneas (zona no saturada).

Cuando en el área de proyección del embalse no existen aguas freáticas, entonces en vez de aplicar el espesor acuífero en la determinación de β se utiliza la altura del nivel del agua en el embalse sobre el impermeable $H_1 = Y_1$.

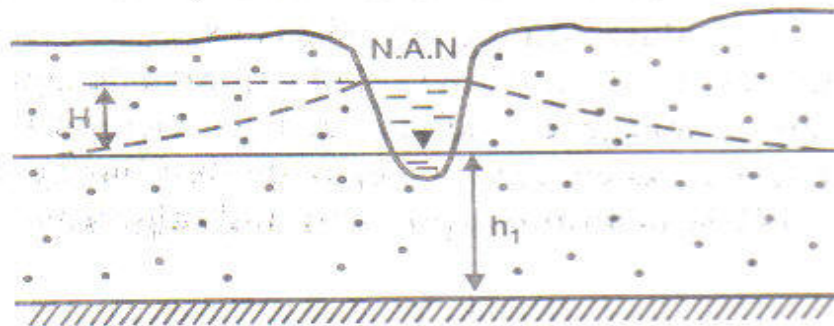


FIGURA 11.12. Esquema de cálculo del volumen de las pérdidas por filtración en tiempo t a partir del inicio del llenado del embalse.

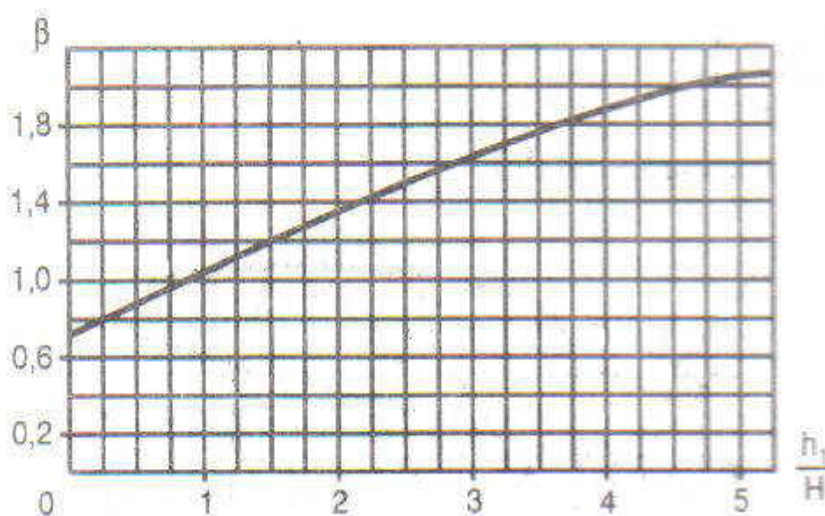


FIGURA 11.13. Gráfico para determinar β .

En los casos antes analizados, el caudal de agua por filtración, desde el embalse por la unidad de longitud de su margen en tiempo t , a partir del inicio del llenado se calcula por la fórmula:

$$q_t = \frac{\beta}{2} H \sqrt{\frac{2\mu KH}{t}} \quad (11.28)$$

Las pérdidas medidas por filtración durante el tiempo t se pueden determinar por la fórmula:

$$q_m = \beta H \sqrt{\frac{2\mu KH}{t}} \quad (11.29)$$

Si las aguas subterráneas yacen bajo el fondo del cauce o depresión que forma el embalse, entonces primeramente se determinan las pérdidas en saturación del estrato permeable bajo el fondo del cauce, y posteriormente las pérdidas en saturación de las márgenes.

Por recomendaciones de Altóvsky, el volumen de agua empleado en la saturación de las márgenes del embalse en tiempo t , a partir del momento en que hacia el cauce del río dejan de fluir las aguas subterráneas (Figura 11.14) se determinan por la fórmula siguiente:

$$V_t = (Y_1^2 - h_1^2) \sqrt{\frac{\mu K t}{\pi h_m}} \quad (11.30)$$

Donde: $h_m = \frac{2Y_1 + h_1}{3}$

h_m : espesor medio del flujo

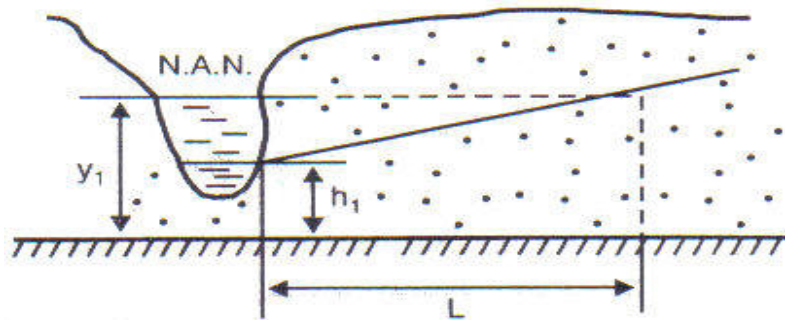


FIGURA 11.14. Esquema de cálculo de las pérdidas por filtración cuando el agua subterránea deja de fluir en dirección al río.

El tiempo durante el cual el flujo que se infiltra desde el embalse alcanza el nivel del flujo subterráneo se determina según recomendación de Altovsky por la fórmula:

$$T = \frac{\mu}{K} \left[h_0 - (Y + P_c) \ln \frac{Y + P + h_0}{Y + P_c} \right] \quad (11.31)$$

Donde:

h_0 , profundidad de yacencia de las aguas freáticas bajo el embalse

Y_i : profundidad del agua en el embalse a partir del impermeable

P_{ci} : presión capilar en los límites del agua con las rocas secas.

Cuando bajo el área del embalse no existen aguas subterráneas antes del llenado del mismo, entonces:

T_i será el tiempo en que las aguas de filtración alcancen el impermeable, y h_0 será la profundidad desde el fondo del embalse hasta el impermeable.

El volumen total de agua que se infiltra en las rocas hasta el momento de contacto de la misma con las aguas subterráneas o con el impermeable se determina por la fórmula:

$$V_t = \mu B h_0 \quad (11.32)$$

Donde:

B : ancho del embalse

h_0 : profundidad desde el fondo del embalse hasta el impermeable.

El caudal de filtración durante el período de saturación de la base del embalse será:

$$q_t = \frac{V_t}{T} \quad (11.33)$$

El tiempo durante el cual ocurrirá la filtración desde el embalse, a partir del momento de su llenado, se calcula según propuesta de Veríguin por la fórmula:

$$T = \frac{1}{\pi} \cdot \frac{\mu L^2}{K h_m^2} \quad (11.34)$$

Este tiempo corresponde al esquema de cálculo según la Figura 11.14.

Donde:

L : distancia desde la margen del embalse hasta el punto donde el nivel del agua subterránea en condiciones naturales, antes del llenado del embalse, presenta la misma cota que el nivel de agua normal (NAM-nivel de aguas del volumen muerto) proyectado en el embalse.

11.2 Cálculos del pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños a las presas (embalses)

En la práctica de construcciones de presas puede considerarse que en un gran porcentaje de los embalses que se forman y sobre todo en territorios con relieve poco ondulados y llanos, ocurre el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en territorios aledaños a los embalses, con mayor magnitud en las aguas ubicadas debajo de las presas y embalses.

En la práctica hidrogeológica actual, gran porcentaje de estos pronósticos se ejecutan en un gran número de países por modelos matemáticos desarrollados en computadoras (Software), basados en fórmulas analógicas de la dinámica de las aguas subterráneas, por las cuales en cada caso en específico se desarrolla el modelo que corresponda a las características hidrogeológicas e hidrotécnicas existentes en el territorio y obra en proyección. En esta oportunidad analizaremos los métodos analógicos de cálculos, en los que están fundamentados los programas de computación, y los que a su vez aún son ampliamente utilizados en la práctica hidrogeológica, con resultados de alta precisión, siempre y cuando las investigaciones

de campo se ejecuten con los requisitos necesarios por las condiciones hidrogeológicas que existan en cada caso específico.

11.2.1 Determinación de los ascensos estacionarios del nivel de las aguas subterráneas en estratos homogéneos con lecho impermeable horizontal

En la mayoría de los casos, posteriormente al llenado de los embalses de las presas, se estabiliza el remanso de las aguas subterráneas que abarca una longitud determinada; paralelo al desarrollo del remanso, el nivel de las aguas subterráneas sufre un ascenso que en determinado tiempo y espacio se estabiliza. La ejecución de la curva del nivel de las aguas subterráneas freáticas, después de desarrollado el remanso según Kamiensky en correspondencia con el esquema de cálculo (Figura 11.15), responde a la expresión:

$$Y^2 = h^2 + (Y_1 - h_1^2) \frac{L-X}{L} + (Y_2^2 - h_2^2) \frac{X}{L} \quad (11.35)$$

Donde:

Y ; espesor del flujo subterráneo a una distancia X de la margen del embalse después de estabilizado el ascenso de los niveles provocados por el remanso del llenado del embalse; m

h ; espesor del flujo subterráneo en la misma distancia X antes del llenado del embalse; m

h_1 y h_2 ; espesor del flujo subterráneo en el valle que fungirá como embalse y en el otro límite de drenaje vecino antes del llenado del embalse; m

Y_1 y Y_2 ; espesor del flujo subterráneo después de estabilizarse el ascenso de los niveles en los mismos puntos para los que se determine h_1 y h_2 ; m

L ; ancho del interfluvio o distancia desde el embalse hasta el límite del drenaje; m.

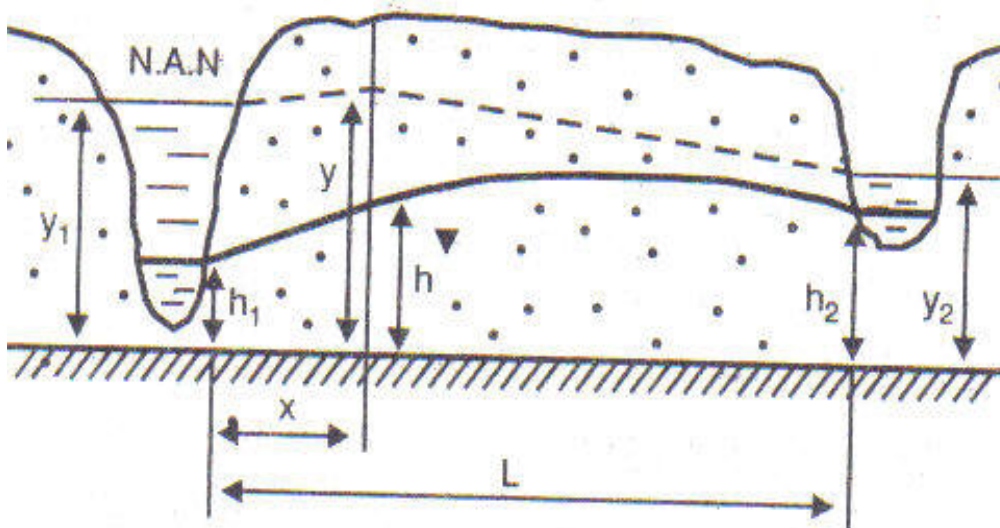


FIGURA 11.15. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles con límite de drenaje próximo y lecho impermeable horizontal.

Si el límite del drenaje lo representa un cauce u hondonada seca (Figura 11.15) por datos de perforación, en este límite se determina el espesor del flujo antes del remanso, por la fórmula 11.36, haciendo $h_1 = h_2$. Si como resultado de los cálculos se

obtiene que posterior al remanso el nivel del agua en este punto estará por encima del cauce del límite, entonces el cálculo se repite considerando E igual a la altura desde el lecho impermeable hasta el fondo del embalse, considerando el valor de L la distancia desde la margen del embalse hasta el límite de cálculo (Figura 11.16).

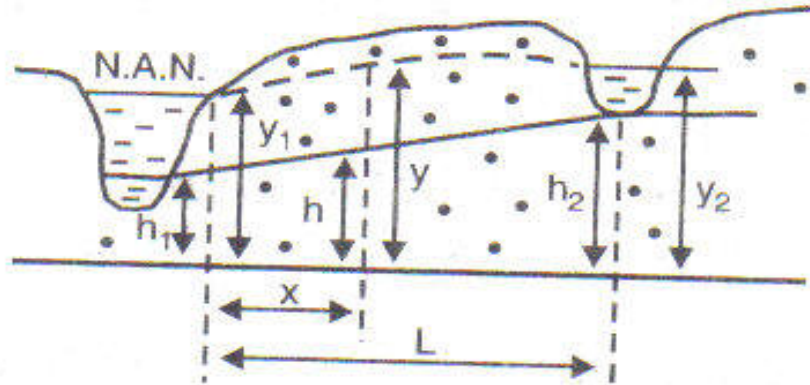


FIGURA 11.16. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles con lecho impermeable horizontal y límite de drenaje seco.

En casos en que el ascenso de los niveles ocurre dentro de los límites del valle del río donde se proyecta la presa (que no exista límite de drenaje próximo), la fórmula 11.35 toma la siguiente forma:

$$Y^2 = h^2 + (Y_1^2 - h_1^2) \frac{L - X}{L} \quad (11.36)$$

Cuando la zona, en la cual se determina el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas, es pequeña en comparación con la zona de alimentación de esta agua, entonces el cálculo del ascenso de los niveles se puede ejecutar por el esquema de flujo semilimitado (Figura 11.17) por la fórmula:

$$Y^2 = h^2 + Y_1^2 - h_1^2 \quad (11.37)$$

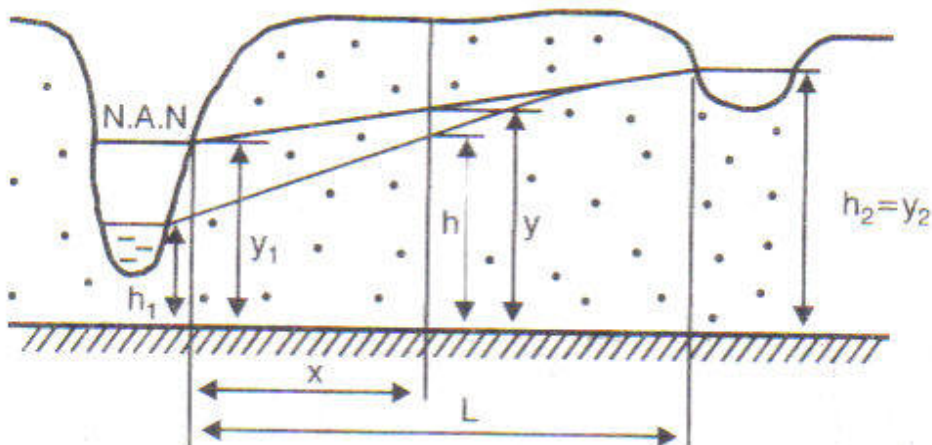


FIGURA 11.17. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles que ocurren dentro de los límites del valle del río con la presa proyectada.

11.2.2 Determinación de los ascensos estabilizados del nivel de las aguas subterráneas en estratos homogéneos con lecho impermeable con pendiente

Los cálculos del ascenso del nivel de las aguas subterráneas en estas condiciones se ejecutan por la metodología de Kamiensky transformada por Bándeman. Cuando la pendiente del lecho impermeable es a partir del embalse (en dirección aguas abajo, en dirección contraria al embalse), en correspondencia con el esquema de cálculo (Figura 11.18), se aplica la fórmula:

$$Y = \sqrt{\frac{Z^2}{4} + Y_0^2 + h^2 + Z(h + h_0 - Y_0)} - \frac{Z}{2} \quad (11.38)$$

Y cuando la pendiente es en dirección al embalse, según el esquema de cálculo, (Figura 11.19) se aplica la fórmula:

$$Y = \sqrt{\frac{Z^2}{4} + Y_0^2 + h^2 - h_0^2 - Z(h + h_0 - Y_0)} + \frac{Z}{2} \quad (11.39)$$

En ambos casos Z representa la diferencia de cotas del impermeable entre las secciones de cálculo- m.

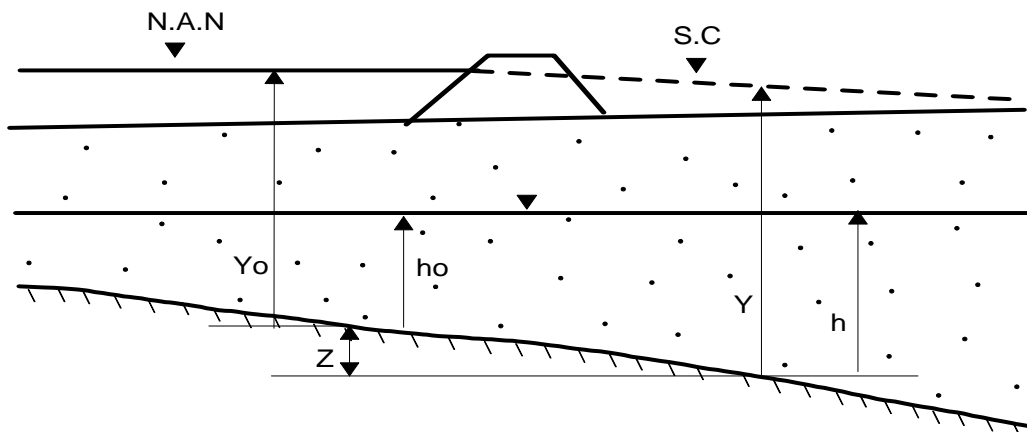


FIGURA 11.18. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles para impermeable con pendiente en dirección contraria a la ubicación del embalse.

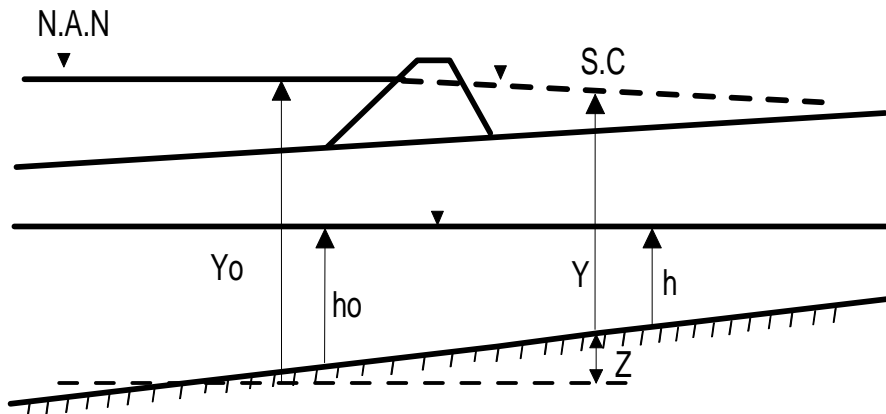


FIGURA 11.19. Esquema de cálculo de ascenso de los niveles para impermeable con pendiente en dirección a la ubicación del embalse.

11.2.3 Determinación de los ascensos estacionarios del nivel de las aguas subterráneas en espesores permeables estratificados

Cuando el espesor consta de dos estratos y el estrato inferior presenta una permeabilidad mayor que el estrato superior, los cálculos se pueden ejecutar por la fórmula de Kamiensky, en correspondencia con el esquema de cálculo (Figura 11.2), y se aplica la fórmula:

$$Y = \sqrt{m_e^2 + 2m_e(h + Y_0 - h_0) + h^2 + Y_0^2 - h_0^2} - m_e \quad (11.40)$$

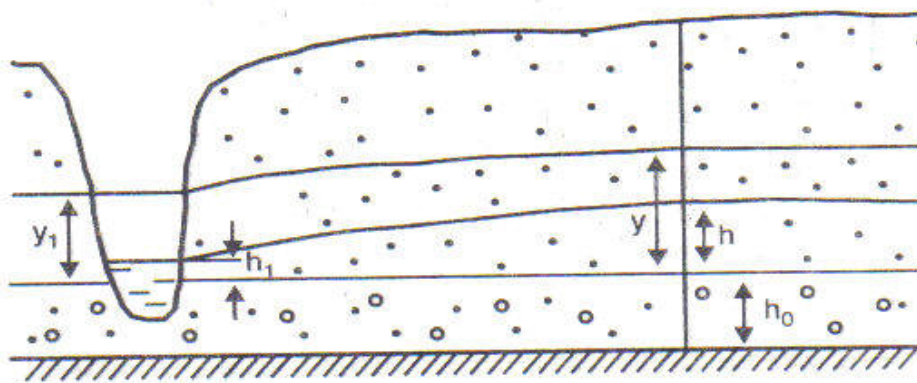


FIGURA 11.20. Esquema de cálculo del ascenso de los niveles cuando el embalse se encuentra sobre espesor permeable con dos estratos.

De la fórmula 11.40 y en correspondencia con la Figura 11.20 tenemos:

Y ; carga hidráulica (o espesor) del estrato acuífero superior después del llenado del embalse en sección de cálculo- m

m_e - espesor equivalente- m $m_e = \frac{K_1}{K_2} M$

K_1 ; coeficiente de filtración del estrato acuífero inferior – m/día

K_2 ; coeficiente de filtración del estrato acuífero superior – m/día

Y_0 ; carga hidráulica en la sección de cálculo inicial. Para la primera sección de cálculo será la potencia desde el nivel del agua en el embalse hasta el lecho del estrato superior, para las secciones de cálculos siguientes corresponderá con las magnitudes de Y ya calculadas- m.

h_0 ; espesor acuífero en el estrato superior en sección inicial de cálculo antes del llenado del embalse –m.

h ; potencia acuifera en el estrato superior en sección de cálculo- m

En cálculos de varias secciones en un mismo perfil, en todos los casos analizados los parámetros Y_0 y h_0 corresponden a valores en perímetros del embalse para la primera sección de cálculo, para las secciones siguientes Y_0 y h_0 se toman de la sección anterior ($Y_0 = Y$ y $h_0 = h$). El ascenso del nivel en cada sección será: $\Delta h = Y - h$.

Cuando el espesor permeable se encuentra formado por varios estratos y lentes de distintos espesores y composición granulométrica o de agrietamiento, pero se

diferencian poco por su trasmisividad, el cálculo del ascenso del nivel de las aguas subterráneas se ejecuta, según recomendación de Kamiensky, por el esquema de cálculo (Figura 11.21) y por la fórmula:

$$(K_1 h_1 + K_2 h) = (K_1^1 Y_1 + K_2^1 Y) (Y - Y_1) \quad (11.41)$$

Donde:

K_1 y K_1^1 ; valores medios del coeficiente de filtración del espesor permeable en la sección inicial del perfil de cálculos antes y después del llenado del embalse

K_2 y K_2^1 ; valores medios del coeficiente de filtración del espesor permeable en la sección de cálculo antes y después del llenado del embalse.

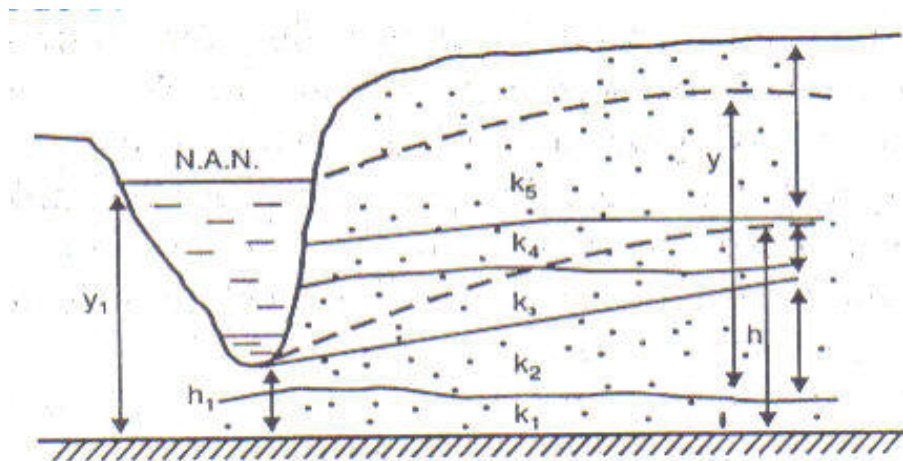


FIGURA 11.21. Esquema de cálculo de ascenso del nivel de las aguas subterráneas en un espesor permeable heterogéneo.

En la ecuación 11.41 son desconocidos los valores de Y y K_2^1 . Para lograr la definición de Y , los cálculos se ejecutan considerando, primero que el espesor permeable es homogéneo, calculando Y por la fórmula 11.37. A continuación, sabiendo los valores de K_1 y K_2 (antes del llenado del embalse) se calcula K_1^1 . Posteriormente se sitúan los valores obtenidos en la fórmula 11.41, en la que tendremos: $a = (b + K_2 Y) (Y - c)$. El valor de Y oscila entre el valor obtenido por la fórmula 11.37, que será el valor mínimo posible $Kmin$. El valor máximo será $Ymax = (Y_1 - h_1) + h$, determinándose estos dos valores se calcula K_2^1 para la parte derecha de la fórmula 11.41. Como último paso se construye un gráfico que presente la dependencia $Y = F(Y)$ (Figura 11.22), para lo cual en el eje de las ordenadas se colocan los valores de $f(Y)$ teniendo como magnitudes mínimas y máximas las determinadas por la parte derecha de la fórmula 11.41.

En el eje de las abscisas se colocan valores de Y teniendo como límites los valores de $Ymin$ y $Ymax$, por interpolación de los valores máximos y mínimos, se traza una recta por los dos puntos resultantes; luego a partir del valor a de la parte izquierda de la fórmula 11.41 se traza una horizontal hasta cortar la línea recta del gráfico; desde este punto se baja una línea vertical hasta el eje de las Y , el punto con que coincida esta línea en el eje de las Y nos dará el valor real de Y .

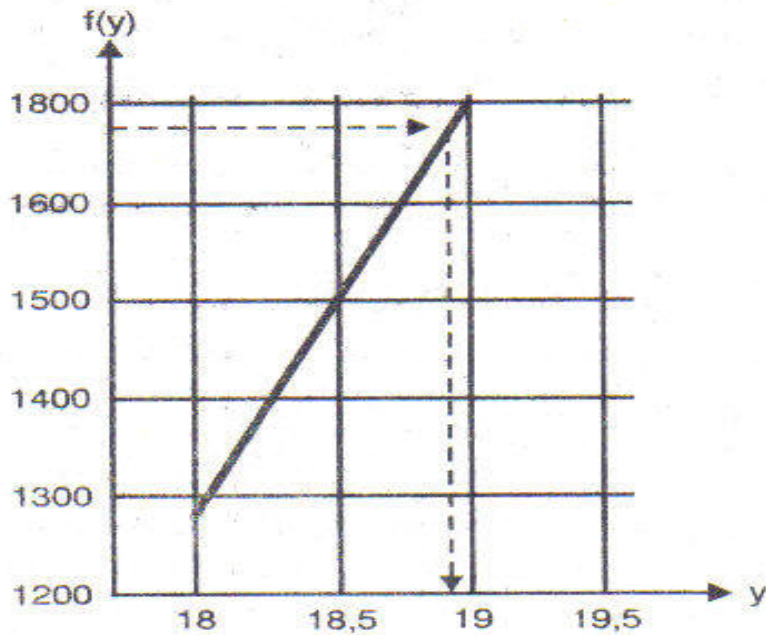


FIGURA 11.22. Gráfico de dependencia $f(Y)$ de Y .

11.2.4 Determinación del ascenso de los niveles de las aguas subterráneas entre secciones en un valle entre dos ríos

En la naturaleza, generalmente los estratos que se consideran en los cálculos como homogéneos, en realidad en mayor o menor grado son heterogéneos. El lecho impermeable de los estratos y espesores permeables rara vez yacen en forma totalmente horizontal y la alimentación de las aguas subterráneas es irregular.

En relación con lo antes expuesto, los errores de cálculos serán menores, mientras más próximas sean las secciones de cálculos del ascenso de los niveles y remanso de las aguas subterráneas entre secciones, es decir, primeramente se ejecutan los cálculos para una sección próxima a la inicial (margen del embalse); posterior a ello, la primera sección de cálculos se considera como la sección inicial para los cálculos de la siguiente sección y así sucesivamente (Figura 11.23).

Los cálculos de ascenso de los niveles entre secciones se recomienda ejecutarlos por la propuesta de Bándeman, donde:

$$Y_{n+1}^2 = h_{n+1}^2 + (Y_n^2 - h_n^2) \frac{L - X_{n+1}}{L - X_n} \quad (11.42)$$

Donde:

$h_n; h_{n+1}$; espesor del estrato permeable en las secciones de cálculo, n es la más próxima al embalse; $n+1$ es la más lejana, antes del llenado del mismo

$Y_n; Y_{n+1}$; espesor del estrato permeable en las secciones de cálculo más próxima y más distante del embalse, respectivamente después del llenado del mismo

L ; distancia desde la margen del embalse hasta el punto donde el nivel del agua no varía con el llenado del embalse (río, zona pantanosa, nivel del agua subterránea con cota igual al nivel de aguas normales en el embalse NAN u otros límites de alimentación).

Cuando L es sumamente grande $\frac{L - X_{n+1}}{L - X_n} \approx 1$, la fórmula 11.42 toma la forma siguiente:

$$Y_{n+1} = h_n + (Y_n^2 - h_n^2) \quad (11.43)$$

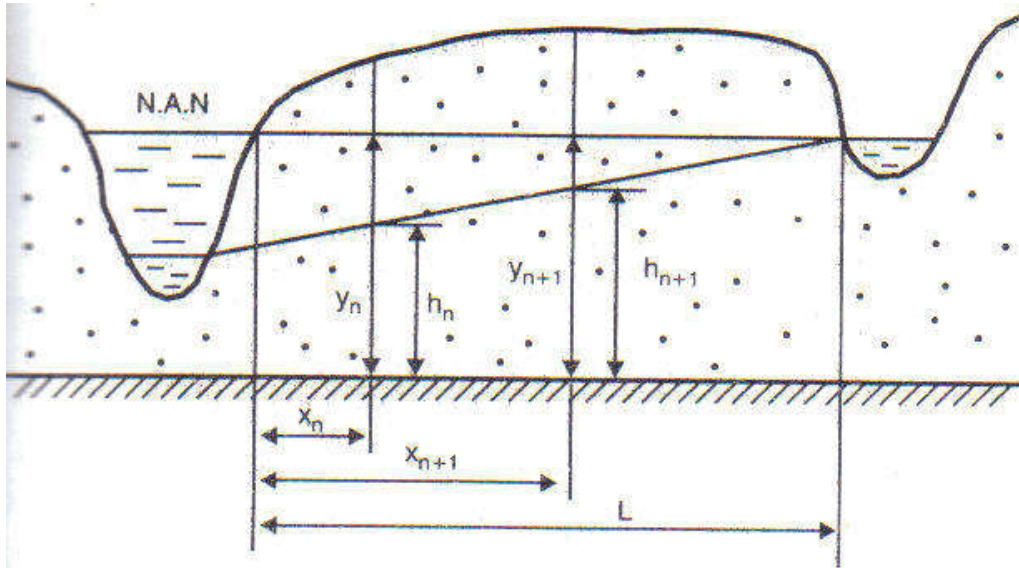


FIGURA 11.23. Esquema de cálculo del ascenso de los niveles de las aguas subterráneas entre secciones.

11.2.5 Determinación del ascenso no estacionario de los niveles de las aguas subterráneas en horizontes relativamente homogéneos

Las metodologías de cálculo recomendados para estos casos son las propuestas por Veríguin.

Cuando el espesor permeable y flujo de las aguas subterráneas, puede considerarse semilimitados, la ecuación de las curvas del nivel de las aguas subterráneas con el llenado de embalses responde a la expresión:

$$Y^2 = h^2 + (Y_1^2 - h^2) [1 - f(\lambda)] \quad (11.44)$$

Donde:

$$\lambda = \frac{X}{2\sqrt{\frac{K}{\mu} h_m t}} \quad (11.45)$$

λ ; se determina de la Figura 11.24

h_m ; espesor medio del flujo subterráneo, con filtración desde el embalse.

$$h_m = \frac{2Y_1 + h_1}{3}$$

Cuando existe la interrupción de la filtración desde el embalse, para el punto donde el ascenso del nivel se acuña y comienza la alimentación subterránea (Figura 11.25)

$$h_m = \frac{Y_1 + h_n}{2}$$

h_n ; espesor del flujo subterráneo en el punto de acuñamiento del ascenso antes del llenado del embalse;

t ; tiempo para el que se pronostica el ascenso.

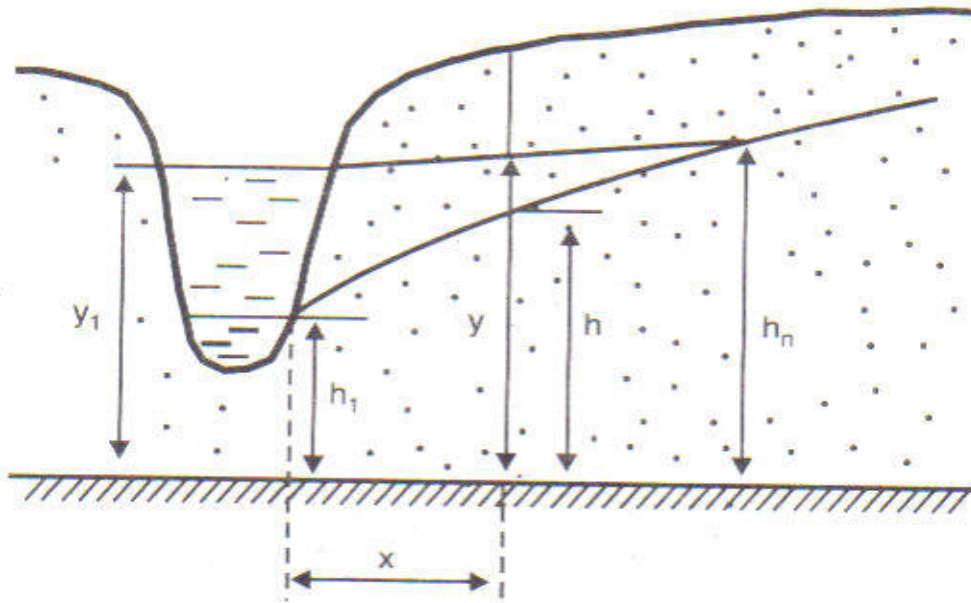


FIGURA 11.24. Esquema de cálculo del ascenso no estacionario del nivel de las aguas subterráneas.

El cálculo del ascenso no estacionario para flujo con límites de carga constante a una distancia L de la margen del embalse se ejecuta por la fórmula:

$$y^2 = h^2 + (y_1^2 - h^2) \frac{L-x}{L} S\left(\tau; \frac{x}{L}\right) \quad (11.46)$$

Donde:

$S\left(\tau; \frac{x}{L}\right)$ es la serie de Furie:

τ se calcula por la fórmula:

$$\tau = \frac{kh_m t}{\mu L^2} \quad (11.47)$$

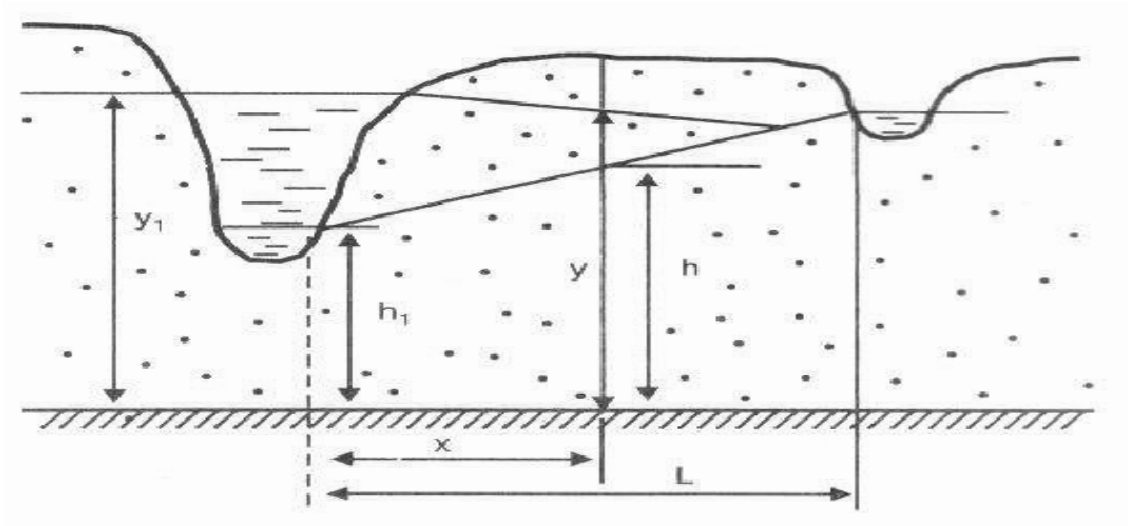


FIGURA 11.25. Esquema de cálculo del ascenso no estacionario del nivel de las aguas subterráneas en acuíferos con límites de carga constante.

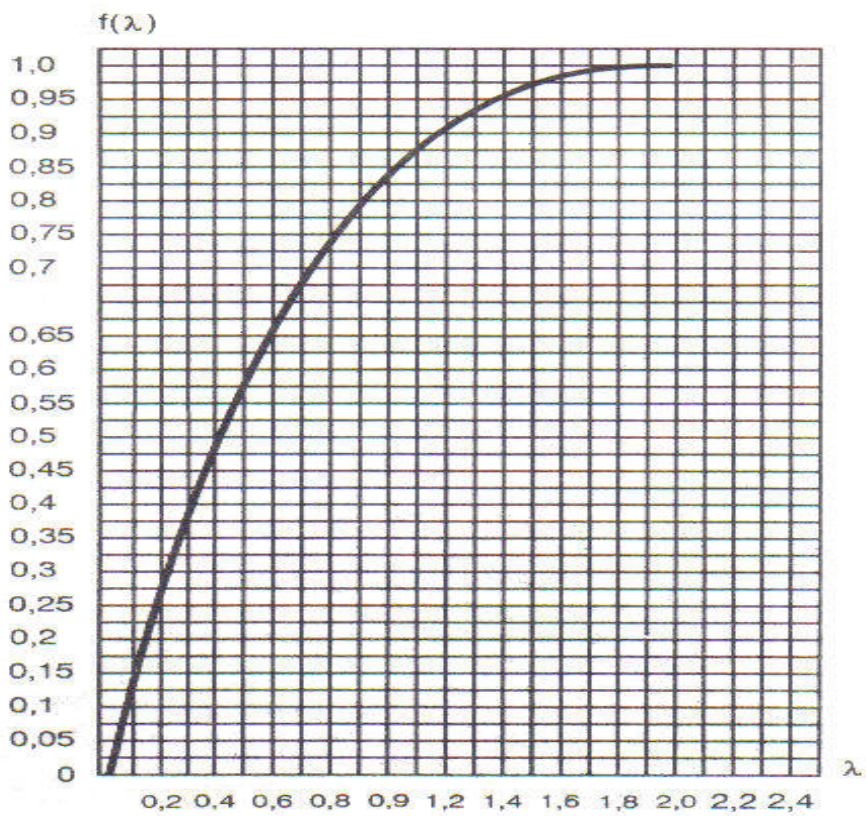


FIGURA 11.26. Gráfico para determinar $f(\lambda)$ de λ .

Los valores de $S\left(\tau; \frac{X}{L}\right)$ se determinan del gráfico de la Figura 11.27

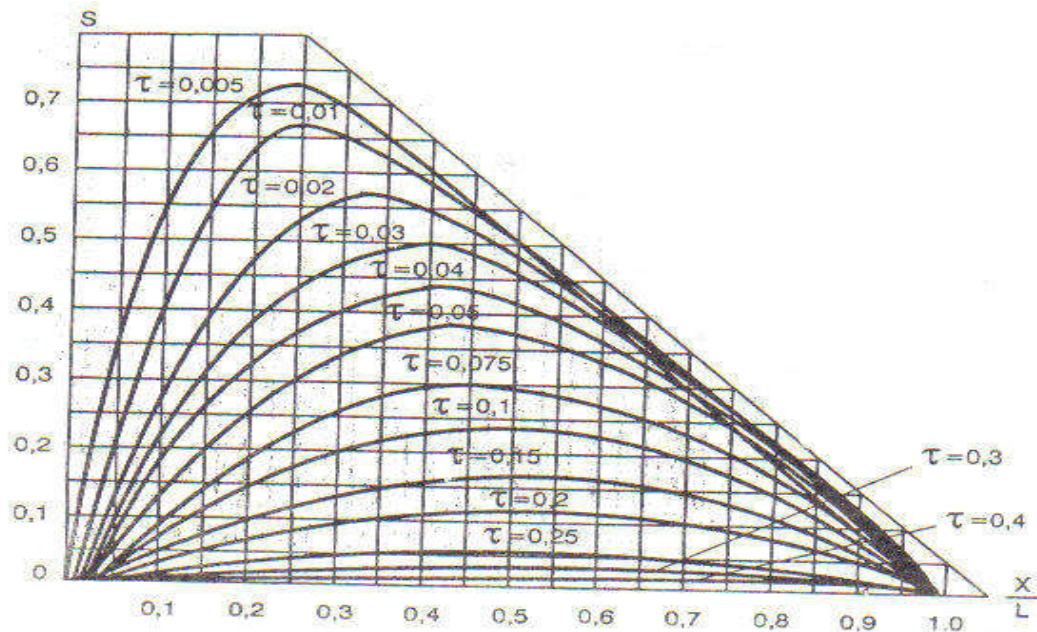


FIGURA 11.27. Gráfico para determinar $S \left(\tau; \frac{X}{L} \right)$.

11.3 Cálculo de pérdidas por filtración desde canales

Las fuentes de agua para riego pueden ser de ríos, lagos, embalses, subterráneas y en ocasiones albañales o residuales industriales.

El agua de la fuente de riego, generalmente, se recoge con la ayuda de un colector cabecero, de donde pasa a un canal magistral por el cual se lleva hasta el macizo de riego o directamente a un canal principal de dicho macizo de riego. Existen tres métodos de entrega y distribución del agua en los campos:

1er método: El más usual; considera la llegada del agua al suelo y el humedecimiento de esta desde la superficie del terreno, a través de una red de canales primarios, secundarios, terciarios -riego por gravedad.

2do método: El menos usual, principalmente en los llamados países del tercer mundo; considera la llegada del agua de riego al suelo y el humedecimiento del mismo en forma de lluvia artificial con tomas en canales o pozos, utilizando el denominado cañón- riego por aspersión.

3er método: Es muy poco usual: considera la llegada del agua de riego al suelo y humedecimiento del mismo desde la superficie en forma de gotas dirigidas, tomando como fuentes canales o pozos con tuberías y mangueras de distribución del agua con los llamados "goteros" en los troncos de las plantas- riego por goteo.

4to método: Es raramente utilizable; considera la llegada del agua al suelo y humedecimiento del mismo no desde la superficie, sino desde el subsuelo, teniendo como fuente canales o pozos con tuberías ranuradas soterradas de distribución; el humedecimiento del suelo ocurre por los procesos de absorción y capilaridad del suelo- riego desde el subsuelo.

Para evacuar del macizo de riego el agua sobrante (no infiltrada ni captada por las plantas) en los dos primeros métodos de riego se utilizan redes de drenaje, generalmente representadas por canales o drenes soterrados horizontalmente (generalmente tuberías ranuradas en la parte superior de su perímetro en

circunferencia); el sistema de drenaje generalmente se utiliza en aquellos territorios que por la estructura y litología del suelo, estratos subyacentes o por las condiciones geólogo-hidrogeológicas requieren de la evacuación del agua sobrante, sobre todo cuando se utiliza el método de riego por gravedad y en algunos casos por aspersión. La finalidad del drenaje es evitar la sobresaturación del suelo, ya que ello puede afectar a las plantas. En muchos casos se realiza el drenaje para evitar el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas, salinización de suelos y empantanamiento de los mismos.

En esta ocasión, analizaremos el riego por gravedad, es decir, los cálculos hidrogeológicos de pérdidas por filtración y pronósticos de ascenso de niveles de las aguas subterráneas en macizos bajo riego por la infiltración del agua de riego desde canales, por ser el método de gravedad el que mayor influencia provoca sobre el agua subterránea en los macizos de riego.

11.3.1 Pérdidas por la filtración no estacionaria desde canales

En el movimiento del agua por los canales, tanto en canales de conducción, magistrales como dentro del macizo de riego, parte del volumen de entrega se pierde en la filtración (el agua se infiltra en el suelo), lo que disminuye el coeficiente de efectividad del sistema y conjuntamente con ello puede provocar ascensos indeseables del nivel de las aguas subterráneas.

En la determinación de las pérdidas por filtración desde los canales, es necesario considerar que como consecuencia del desarrollo de la filtración hacia los lados y disminución de los gradientes de filtración, las pérdidas disminuyen en tiempo. En condiciones de un funcionamiento prolongado de los canales las pérdidas se estabilizan.

Cuando las pérdidas de agua desde los canales, se desarrollan bajo un régimen de filtración no estacionario, las pérdidas en saturación del suelo (bajo el canal) y las pérdidas posteriores a la saturación se calculan según propuesta de M. E. Altóvsky de forma independiente, y en correspondencia con el esquema de cálculo (Figura 11. 28)

- **Pérdidas bajo el fondo del canal en saturación de las rocas**

$$q_f = \mu \frac{B h_0 L}{T} \quad (11.48)$$

Donde:

μ ; insuficiencia de saturación de las rocas que yacen bajo el fondo del canal

B ; ancho del canal en el nivel del agua del mismo

h_0 ; profundidad de yacencia de las aguas freáticas bajo el canal (si no existen las aguas subterráneas bajo el canal, entonces se toma la profundidad hasta la roca impermeable)

L ; largo del canal

T ; tiempo de infiltración de las aguas del canal hasta el horizonte acuífero (o hasta el impermeable si no existen aguas freáticas).

Y los parámetros μ ; T se calculan por las fórmulas siguientes:

$$\mu = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} - g \cdot \delta$$

γ ; peso específico de las rocas (suelo)

δ ; peso volumétrico de la roca seca (suelo)

g ; humedad natural de la roca (suelo) en la zona no saturada en unidad de peso.

$$T = \frac{\mu}{K} [h_0 - 2,3(H_0 + H_c)] g \frac{H_0 + H_c + h_0}{H_0 + H_c} \quad (11.49)$$

Donde:

H_0 ; espesor de la lámina de agua en el canal

H_c ; presión capilar de meniscos en los límites de las rocas secas y las saturadas (aproximadamente 50 % de la altura del ascenso capilar).

El volumen total de las pérdidas por filtración en saturación de las rocas bajo el fondo del canal en tiempo T se determina por la fórmula:

$$V_T = \mu \cdot H_0 \cdot B \cdot L \quad (11.50)$$

Las pérdidas por filtración desde canales, después de saturadas las rocas bajo el fondo de los mismos se calculan, según propuesta de Bándeman, considerando la filtración lateral por la fórmula:

$$q_t = \beta L H \sqrt{\frac{2\mu K H}{t}} \quad (11.51)$$

Donde:

β ; coeficiente que depende de la relación $\frac{h}{H}$, se determina por el gráfico de la

Figura 11. 29, donde h es el espesor del acuífero antes del llenado del canal

H ; profundidad desde el nivel del agua en el canal hasta el nivel de las aguas subterráneas freáticas (si no existen aguas freáticas, entonces profundidad hasta las rocas impermeables)

t ; tiempo de cálculo a partir del momento de saturación de las rocas bajo el fondo de los canales.

El volumen total de agua infiltrada desde el canal en tiempo t puede determinarse por la fórmula:

$$V_t = 2 \beta L H \sqrt{2\mu \cdot K \cdot H \cdot t} \quad (11.52)$$

Las fórmulas 11.51 y 11.52 son aplicables siempre y cuando se cumpla la relación:

$$t > 2 \frac{\mu \beta^2 \cdot H^3}{K \cdot B^2}$$

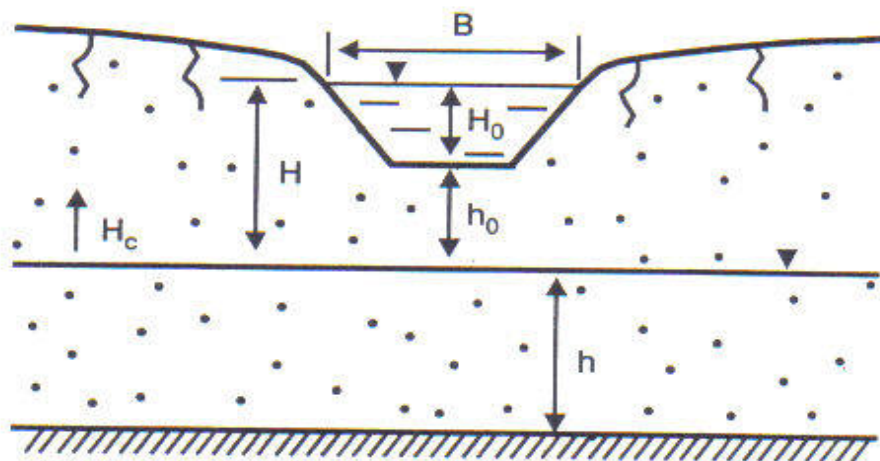


FIGURA 11.28. Esquema de cálculo de las pérdidas por filtración no estacionaria desde canales.



FIGURA 11.29. Gráfico para determinar β .

11.3.2 Pérdidas por filtración estacionaria desde canales

Durante una utilización prolongada de los canales, generalmente se logra una filtración estacionaria en un período de tiempo determinado. En este caso, el análisis de las pérdidas por filtración exige un análisis más detallado de las condiciones existentes; por ello analizaremos los cuatro casos más usuales.

1er. caso: Canal con forma trapezoidal de su sección transversal, construido a gran distancia de drenes naturales (ríos, hondonadas, etc.). Las rocas en profundidad considerable son homogéneas, y las aguas subterráneas yacen a grandes profundidades (más de 10 m).

En este caso las pérdidas por filtración pueden ser calculadas por fórmula de Vedérrnikov, según esquema de cálculo de la Figura 11.30.

$$Q = LK(B + \alpha H_0) \quad (11.53)$$

Donde:

L ; largo del canal o del tramo de cálculo

K ; coeficiente de filtración de la zona no saturada

B ; ancho del canal en ubicación del nivel del agua en el mismo

α ; coeficiente que depende de la relación $\frac{B}{H_0}$ y de la magnitud de los taludes del canal m (en %), se determina por el gráfico de la Figura 11.31.

H_0 ; espesor de la lámina de agua en el canal.

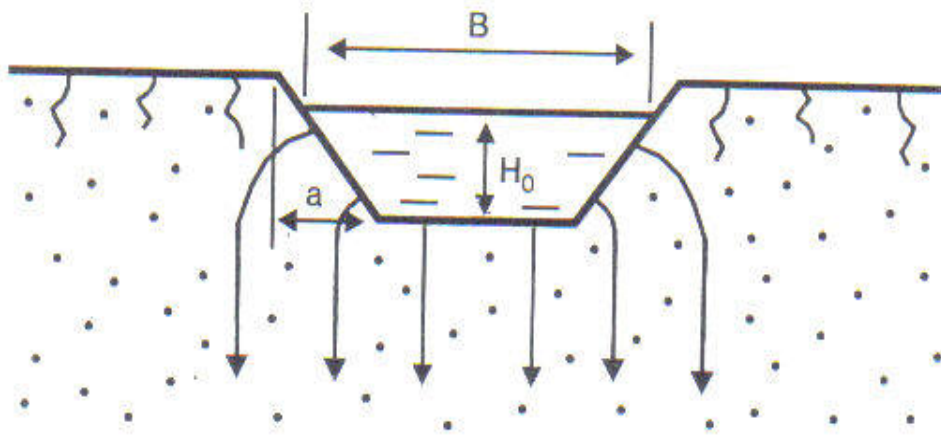


FIGURA 11.30. Esquema de cálculo de pérdidas por filtración estacionaria desde canales en espesores donde las aguas subterráneas yacen a grandes profundidades.

2do. caso: Cuando a una profundidad h , del fondo del canal, yace un estrato de alta permeabilidad, el cual es capaz de drenar el agua infiltrada desde los canales.

En este caso, según el esquema de cálculo de la Figura 11.32, las pérdidas por filtración se calculan por la fórmula de Vedérrnikov:

$$Q = LK (B + \gamma H_0) \quad (11.54)$$

Donde:

γ ; coeficiente que depende de la relación $\frac{B}{H_0}$ y de $\frac{h_1}{H_0}$ y se determina del gráfico de la Figura 11.33

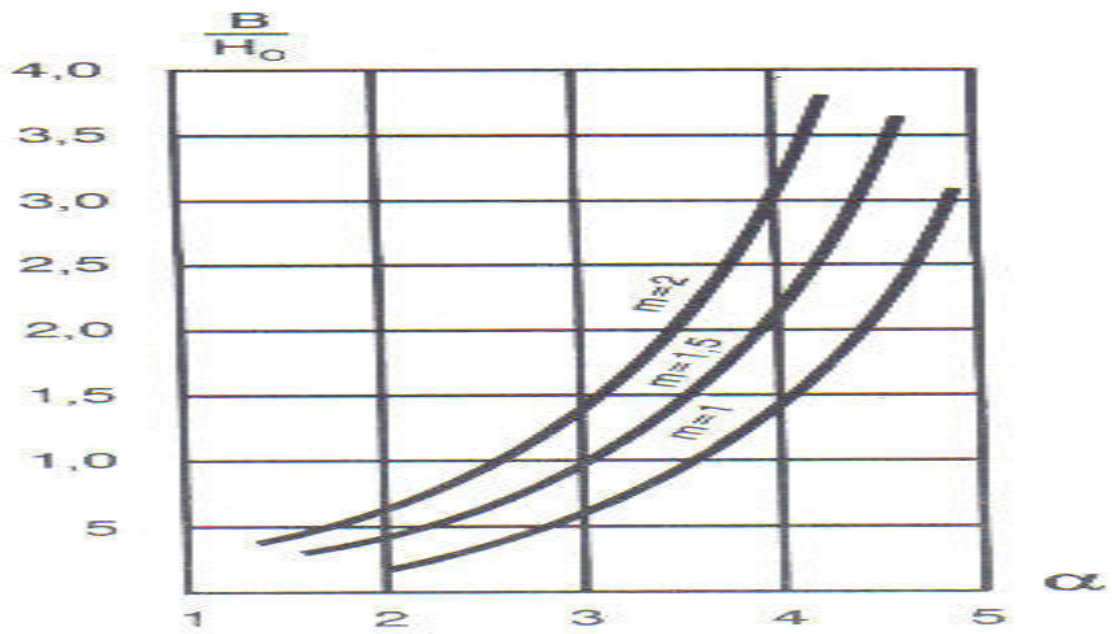


FIGURA 11.31. Gráfico para determinar el coeficiente α .

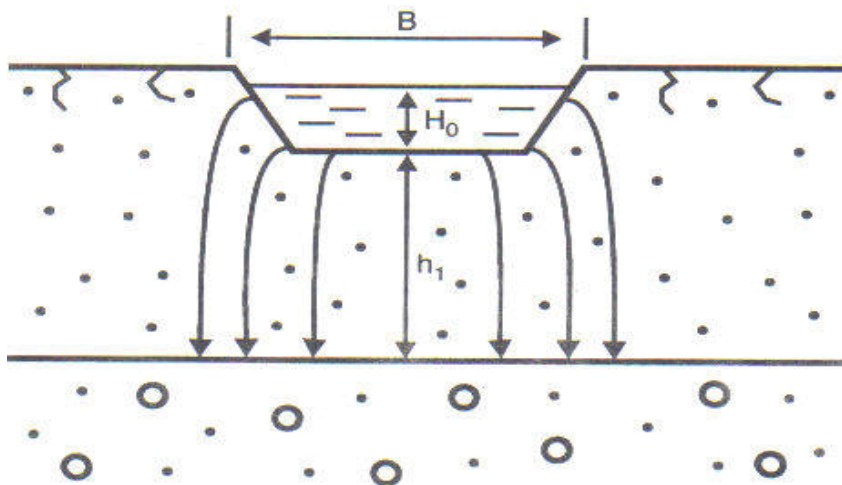


FIGURA 11.32. Esquema de cálculo de pérdidas por filtración estacionaria desde canales con presencia de estrato de alta permeabilidad que drena el agua infiltrada.

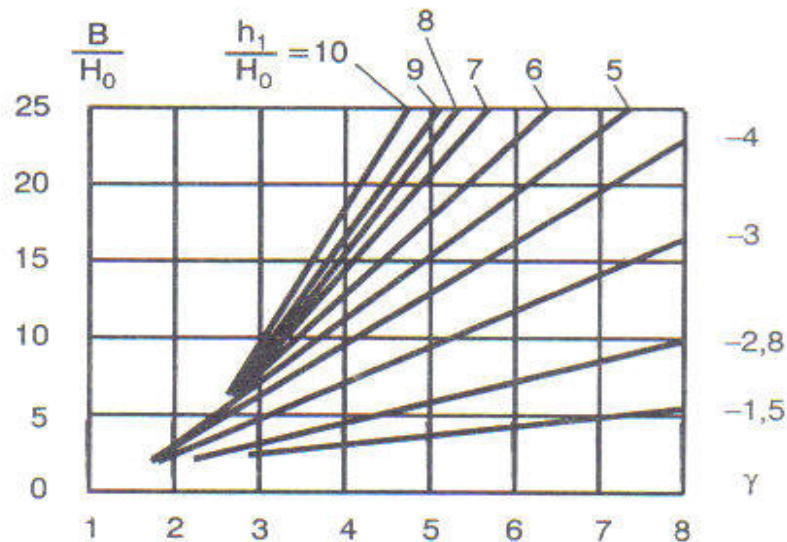


FIGURA 11.33. Gráfico de dependencia del coeficiente γ de las relaciones $\frac{B}{H_0}$ y de $\frac{h_1}{H_0}$.

3er.caso: Cuando a una determinada profundidad h , del fondo del canal yace un estrato acuífero con presión de alta permeabilidad. Para este caso las pérdidas por filtración se determinan según Numeróv para las siguientes condiciones (Figura 11.34).

- Cuando el nivel piezométrico yace a una profundidad H y el ancho del canal es mayor que esa profundidad:

$$Q = L K B \quad (11.55)$$

- Cuando la profundidad de yacencia del nivel piezométrico es pequeña y se cumple la condición:

$$\frac{B + 0,883h_0}{H + h_0} > 3,82$$

Entonces:
$$Q = L K \frac{h_0(B + 0,883h_0)}{H + h_0} \quad (11.56)$$

Donde:

h_0 ; altura del nivel piezométrico sobre el techo del acuífero con presión
 H ; profundidad desde el nivel del agua en el canal hasta el nivel piezométrico.

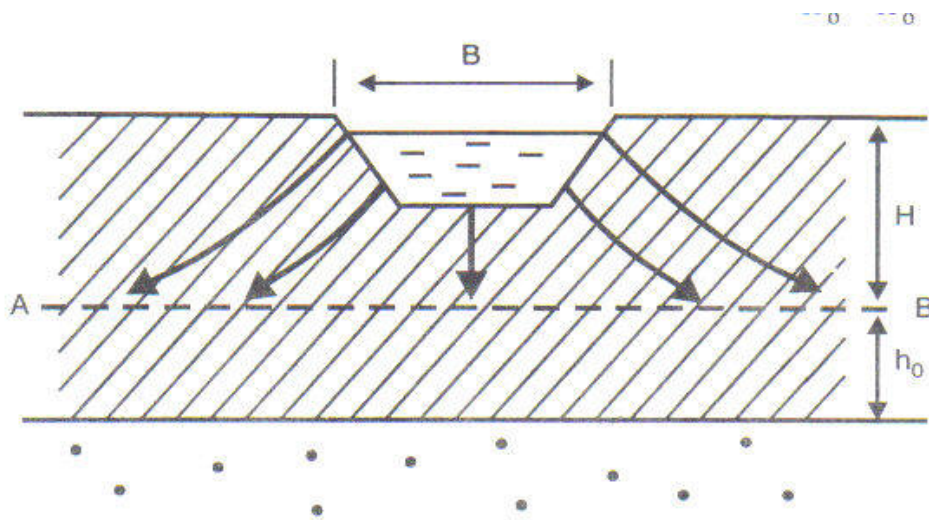


FIGURA 11.34. Esquema de cálculo de las pérdidas por filtración estacionaria con un estrato con presión bajo el fondo del agua del canal, A – B: superficie piezométrica del agua.

4to. Caso: Cuando el canal está situado en el valle de un río que representa ser el drenaje de las aguas que se infiltran desde el canal. En este caso, pueden presentarse también dos variantes:

- Cuando el impermeable yace a profundidades bajo el nivel de agua en el río (Figura 11.35):

$$Q = L K \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{\Delta H}{l} \quad (11.57)$$

Donde:

h_1 ; profundidad desde el nivel del agua en el canal hasta el impermeable

h_2 ; profundidad desde el nivel del agua en el río hasta el impermeable

ΔH ; altura del nivel del agua en el canal sobre el nivel del agua en el río o del impermeable en el cauce del río (de existir este)

l ; distancia desde el canal hasta el río

- Cuando el impermeable yace a un nivel por encima del nivel del agua en el río:

$$Q = L K \frac{h_1}{2} \cdot \frac{\Delta H}{l} \quad (11.58)$$

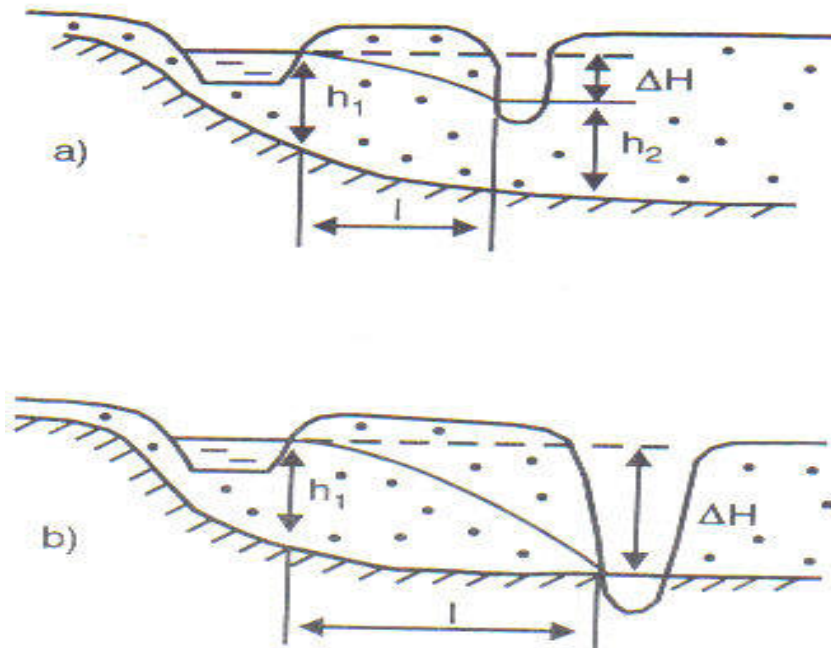


FIGURA 11.35. Esquema de cálculo, para los casos en que existe un dren natural (río, etc.) del agua infiltrada: a) Con el fondo del dren (río, etc.), sobre el impermeable. b) Con el fondo del dren (río, etc.), cortando el impermeable.

11.3.3 Pronóstico de ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en las áreas bajo riego

El riego de distintos territorios se ejecuta mediante un sistema de riego diseñado en correspondencia con las exigencias del suelo y los cultivos a regar. Este sistema tiene como objetivo la entrega y distribución de las aguas de riego en un área determinada. En algunos casos, las aguas de riego se toman de fuentes subterráneas existentes en las áreas de riego. En estos casos, por lo general, la influencia del riego sobre las aguas subterráneas es mínima, siempre y cuando no se produzcan abatimientos superiores a los admisibles en las aguas subterráneas. En la mayoría de los casos el riego se ejecuta con aguas de fuentes superficiales o subterráneas existentes fuera del área de riego, y traídas hasta el sistema de riego en la mayoría de los casos por canales.

De tal forma y sobre todo, cuando el método de riego es por gravedad (inundación de los campos cultivados), en dependencia de la norma de riego y distancia entre los canales del sistema se produce una mayor o menor infiltración de las aguas desde los canales y desde el suelo irrigado, hasta las aguas subterráneas, en dependencia también de las condiciones de filtración de los suelos, profundidad de yacencia del nivel de las aguas subterráneas y condiciones límites del flujo subterráneo.

Los métodos de pronóstico del ascenso del nivel de las aguas subterráneas en áreas bajo riego puede decirse que aún presentan algunas deficiencias. Uno de los métodos más completos lo representa el propuesto por Veríguin, en el que se considera que la longitud del tramo bajo riego es varias veces mayor que su ancho, por lo cual, la tarea puede analizarse en planta.

De acuerdo con el esquema de cálculo (Figura 11.36), por la curva que forma el nivel de las aguas subterráneas en áreas bajo riego, pueden definirse tres tramos

característicos: tramo ab, tramo bc, y tramo cd.

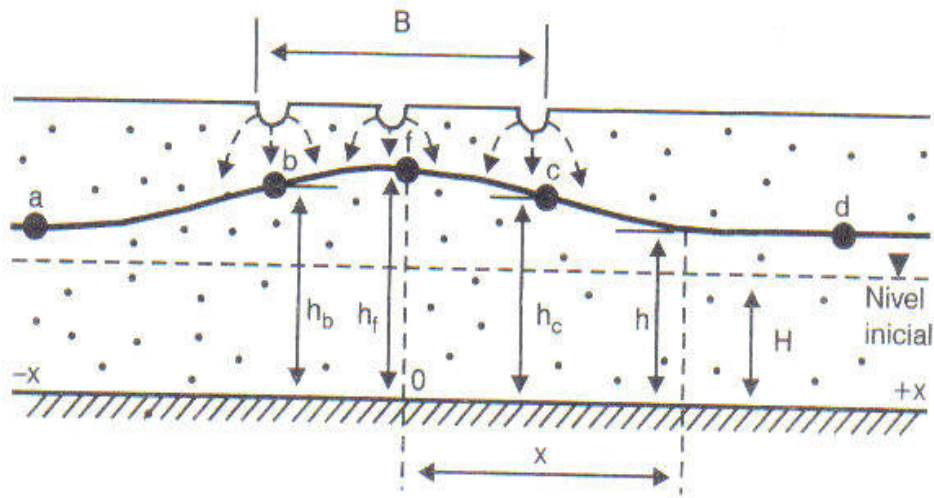


FIGURA 11.36. Esquema de cálculo del pronóstico de ascensos de niveles en áreas bajo riego: B. Distancia entre los canales extremos del área bajo riego. bc. Ancho del área bajo riego. f. Centro del tramo bajo riego.

El cálculo pronóstico de la magnitud del ascenso de los niveles se ejecuta por las fórmulas siguientes:

- Para el tramo ab:

$$h_x = \sqrt{H^2 - 0,5 \frac{Wb^2}{K} \left[4 \frac{X}{b} \right] + S(X,t)} \quad (11.59)$$

- Para el tramo bc:

$$h_x = \sqrt{H^2 - 0,5 \frac{Wb^2}{K} b^2 \left[S(X,t) - 2 \left(1 + \frac{X^2}{b^2} \right) \right]} \quad (11.60)$$

- Para el tramo cd:

$$h_x = \sqrt{H^2 - 0,5 \frac{Wb^2}{K} \left[S(X,t) \right] - \frac{4X}{b}} \quad (11.61)$$

Donde:

h_x ; espesor acuífero del flujo freático a la distancia X del centro del área (f) en tiempo t a partir del inicio del riego

H; espesor acuífero del flujo freático a la distancia X del centro del área (f) antes de iniciar el riego

W; magnitud de la infiltración en el área de riego (tramo bc)

K; coeficiente de filtración del suelo

b ; magnitud igual a la mitad del tramo bajo riego ($b = \frac{B}{2}$)

t ; tiempo de pronóstico para el que se ejecutan los cálculos

$$S(X_1, t) = \left(\frac{X}{b} + 1\right)^2 \cdot \varphi(\lambda_1) - \left(\frac{X}{b} - 1\right)^2 \cdot \varphi(\lambda_2)$$

$\varphi(\lambda)$; coeficiente que se determina por el gráfico de la Figura 11.37.

$$\varphi(\lambda_1) = \frac{X+b}{2\sqrt{at}} \quad ; \quad \varphi(\lambda_2) = \frac{X-b}{2\sqrt{at}} \quad \text{y} \quad a = \frac{Kh_m}{\mu}$$

a ; coeficiente de conductividad de nivel del acuífero

h_m ; espesor medio del acuífero

μ ; entrega de agua de las rocas acuíferas.

El espesor del flujo subterráneo en el centro del área bajo riego en el tiempo t a partir del inicio del riego se puede calcular por la fórmula:

$$h_t = \sqrt{H^2 + \frac{Wb^2}{K} \left[\varphi\left(\frac{b}{2\sqrt{at}}\right) - 1 \right]} \quad (11.62)$$

Donde:

$$\varphi\left(\frac{b}{2\sqrt{at}}\right) = \varphi(\lambda) \text{ y se determina del gráfico de la Figura 11.37.}$$

Las metodologías de cálculos anteriormente descritas nos permiten elaborar las curvas del nivel de las aguas subterráneas en cualquier posición, en secciones transversales a la ubicación de los canales de riego, para cualquier momento de tiempo a partir del inicio del riego.

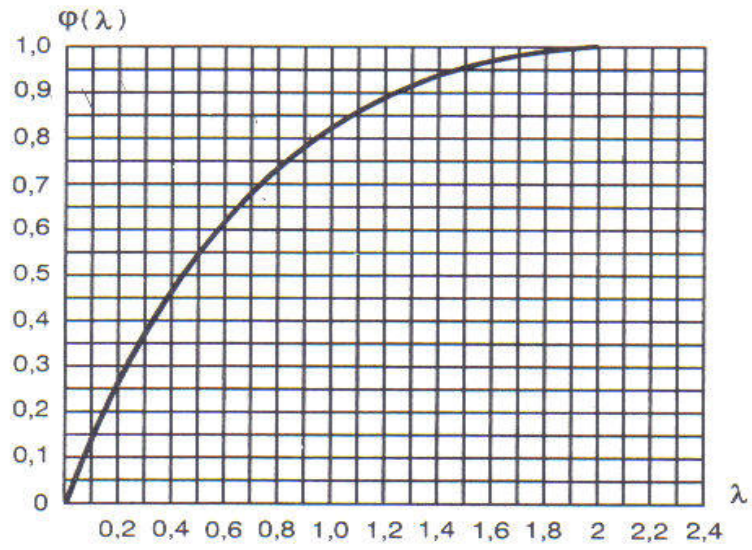


FIGURA 11.37. Gráfico integral de probabilidade para determinar $\varphi(\lambda)$.

Capítulo 12 METODOLOGÍAS PARA EVALUACIÓN Y ZONIFICACIÓN DE LA POTENCIALIDAD (FACTIBILIDAD) DE SALINIZACIÓN DE SUELOS

12.1 Introducción

La desertificación en general, comienza con la salinización de los suelos debido a que la misma ha sido definida como la degradación de las tierras en zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, producto de diversos factores, incluyendo las variaciones climáticas y las actividades humanas.

La desertificación afecta directamente a más de 250 millones de personas y amenaza la vida de unos 1 200 millones de personas en 110 países que figuran entre los más pobres del mundo, cuya población depende de la tierra para la mayoría de sus necesidades.

Un tercio de la superficie terrestre, más de 4 000 millones de hectáreas, está amenazada por la desertificación. Cada año, la desertificación y la sequía causan pérdidas en la producción agrícola por un valor de unos 42 000 millones de USD a nivel mundial. Se estima que el costo anual de la lucha contra la degradación de la tierra es de unos 2 400 millones de USD.

Las consecuencias de la desertificación son:

- Disminución de la producción de alimentos
- Reducción de la productividad del suelo y de la capacidad natural de recuperación de los suelos
- Menor calidad de las aguas
- Sedimentación de ríos y lagos
- Enlodamiento de embalses y canales
- Agravamiento de los problemas de salud debido al polvo que levanta el viento, incluyendo infecciones oculares, enfermedades respiratorias, alergias y estrés mental, así como la desnutrición.
- Provoca pérdidas de medios de subsistencia obligando a migrar a los afectados.

En los países en vía de desarrollo se calcula que la superficie total de tierras afectadas por la desertificación está entre los 6 y los 12 millones de km². Se ha detectado cierto grado de desertificación en el 30 % de las tierras de regadío, el 47 % de las tierras de secano y el 73 % de las zonas de pastoreo. Se calcula que cada año entre 1,5 y 2,5 millones de hectáreas de tierra de regadío, entre 3,5 y 4 millones de hectáreas de tierra con producción en secano y cerca de 35 millones de hectáreas de zonas de pastoreo pierden parcial o totalmente su productividad debido a la degradación de los suelos.

En muchos países, con el amplio desarrollo de la agricultura y sobre todo de la aplicación del riego, tanto en plantaciones estatales como particulares, podemos detectar que la aplicación del riego se ejecuta sin la debida fundamentación sobre la posibilidad de ejecutar el riego o no y si se requiere drenaje o no y qué tipo de drenaje, por lo que en muchas ocasiones se contribuye con la salinización de los suelos agrícolas, hasta tal grado que los mismos sean aptos sólo para determinados cultivos o en general dejen de ser productivos. En muchos territorios, aunque no se ejecuta el riego, existen condiciones para la salinización de los suelos, principalmente

por las características de la zona no saturada (litología que la forma) y la compactación de suelos y estratos subyacentes, debido al cotidiano transitar de equipos agrícolas que de año en año, resultan más pesados al incrementarse sus dimensiones buscando tecnologías más productivas.

En muchas ocasiones en territorios llanos con desarrollo de plantaciones agrícolas de muy distintos cultivos se aprovechan las condiciones de territorios arcillosos y con existencias de depresiones del terreno se construyen embalses de aguas (micro presas, derivadoras, etc.), y se consideran como ventajas la cercanía a áreas de riego, igualmente, sin tener en cuenta la racionalidad o no de estos embalses por afectaciones que puedan causar a la calidad de los suelos. Estas situaciones, sin una debida argumentación, tanto por estudios edafológicos como hidrogeológicos e ingeniero- geológicos, pueden crear las condiciones necesarias para el inicio de procesos desertificantes, que servirán de bases para el posterior desarrollo de la desertificación.

Dadas las condiciones geológicas de muchos países y distribución de sus principales y mejores suelos agrícolas, que a la vez coinciden con territorios formados por sedimentos y rocas de origen marino del Mioceno (N_1) y Cuaternario (Q), representados por calizas arcillosas, margas, arcillas arenosas, arcillas y otros sedimentos, en los que, en gran parte, aún en la actualidad, por su génesis de formación existen sales de origen marino, tanto en los acuíferos como en la zona no saturada.

Por lo antes expuesto, es de gran interés y utilidad práctica el diagnóstico sobre el grado de peligrosidad referente a la aplicación de riego por la posibilidad de salinización de los suelos con el mismo y necesidad o no de drenaje, bien sea con producción en secano o con riego.

Dentro del contexto de protección al "Medio Ambiente" y considerando que el suelo es uno de los principales elementos ambientales, por su importancia como fuente de alimento y desarrollo de la flora y la fauna, en esta oportunidad presentamos una nueva forma de diagnosticar la factibilidad o potencialidad de salinización de los suelos, para la toma de medidas que impidan la salinización de los mismos y prever las consecuencias que pueden producir la aplicación del riego de una forma indiscriminada, es decir, sin una debida argumentación técnica, fundamentada en las condiciones geo-hidrogeológicas.

Para la aplicación del conjunto de métodos hidrogeológicos establecidos se considera la litología, profundidad y quimismo de las aguas subterráneas, con lo cual se logra el mapa de: "Potencialidad de Salinización de los Suelos por las Condiciones Hidrogeológicas Existentes", el cual representa el resultado final con la integración de distintos mapas hidrogeológicos y de quimismo de las aguas subterráneas, en los que se utilizan nuevos coeficientes para definir la salinidad acuífera con sus clasificaciones correspondientes.

12.2 Características generales de las formaciones arcillosas de origen marino

En la composición de las rocas y sedimentos arcillosos predominan las fracciones menores de 0.01mm, compuestas predominantemente por hidro-aluminios y ferrosilicatos, caolinita, hidro-mica, minerales del grupo de la monmorilonita y otros.

Además de estos minerales, la llamada sustancia arcillosa la componen también, el cuarzo, moscovita, biotita, opal hidróxido de hierro, glaucomita, distintos carbonatos y materia orgánica. Específicamente "arcilla" se denomina a la roca formada por granos menores de 0,002 mm en porcentajes próximos a 50 y que forma con agua una masa plástica que con su calentamiento asume la dureza de piedra. Las arcillas y

formaciones arcillosas, además de su composición descrita, pueden presentar la presencia de sales minerales que dependerán de la génesis de su formación, es decir, el ambiente de sedimentación terrígeno o marino.

En los sedimentos de origen marino, incluyendo las arcillas, pueden generarse sales por evaporación del agua de mar, los que se denominan minerales o sales evaporíticas.

Tanto los minerales como las sales se encontrarán presentes posteriormente en las arcillas y otras rocas derivadas de la litificación de estas, como las argilitas y esquistos que forman en la actualidad grandes territorios.

En el caso que nos interesa (sedimentación en ambiente marino), al quedar las arcillas fuera de este ambiente, en la constitución de las mismas quedan presentes sales marinas como la halita (ClNa – sal común), silvinita (KCl), tenardita (Na_2SO_4), mirabilita ($\text{NaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), soda ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y otras. Estas sales presentan distinto grado de solubilidad en agua y en distinto grado son higroscópicas (absorben y desprenden humedad).

Fuera del ambiente marino, en dependencia de los procesos de deshidratación y compactación de las arcillas, generalmente se reduce la porosidad y con ello aumentan las fuerzas capilares de absorción por lo que en distintas condiciones hidrogeológicas el contenido de sales de origen marino será distinto.

Generalmente, las sales de origen marino pueden estar presentes en las arcillas fuera del ambiente marino, periodos cuya prolongación estará regida por los procesos antes descritos, así como por el lavado y drenaje de las rocas y en este sentido la presencia de sales marinas en condiciones continentales (terriígenas) podrá prolongarse durante periodos geológicos completos.

Desde el punto de vista hidrogeológico las formaciones arcillosas no representan un impermeable absoluto, ya que gracias a los procesos de difusión, osmosis y gravitación, las arcillas participan en el intercambio hídrico y salino con las aguas que por ellas fluyen o con las que contactan, incluso con las superficiales. De tal forma, las aguas de los sedimentos arcillosos influyen en la formación salina y composición química de las aguas freáticas y superficiales, así como en la zona de aireación en periodos de saturación; esta influencia llega hasta la superficie debido a las propiedades de capilaridad y ascensos capilares de los sedimentos arcillosos y el carácter de intercambio y desarrollo del mismo dependerá de los procesos que dentro del ambiente hidrogeológico se desarrollen.

Dadas las características generales antes descritas es de gran importancia conocer la factibilidad de salinización de los suelos, posibilidades de riego, necesidad de drenaje y las características con que el mismo puede aplicarse.

Generalmente, los suelos agrícolas se encuentran en territorios formados por rocas y sedimentos arcillosos de épocas geológicas jóvenes y en las condiciones de islas y gran parte de continentes, por lo general, estas rocas y sedimentos son de origen marino y marino-aluvial y pueden tener gran influencia en la salinidad y desertización de los suelos, bien sea debido a factores antrópicos (riego, tala de bosques, etc.) y naturales (intercambio hídrico y salino subterráneo-superficial, cambio del clima, fenómenos geo-tectónicos, etc.).

Durante la aplicación del riego en suelos y sobre subsuelos arcillosos con sales en su constitución y condiciones hidrogeológicas que favorecen la salinización de los suelos, está demostrada la presencia de tres etapas del régimen de las aguas freáticas, cuya duración será en dependencia de los ciclos e intensidad del riego o anegamiento natural del territorio.

1^{ra} etapa- Al iniciarse el riego aumenta el contenido de sales en las aguas freáticas a

la vez que ascienden los niveles.

2^{da} etapa- De la zona de aireación son lavadas las sales de fácil solubilidad por aguas de riego a la vez que se mantiene el ascenso de los niveles.

3^{ra} etapa- Ocurre la concentración de sales en la zona de aireación y aguas freáticas propiciado por el ascenso de los niveles de las aguas y ascensos capilares y cuando los niveles se aproximan a menos de 3 m de la superficie del terreno la concentración de sales se acelera bajo la influencia de la evaporación.

Cuando se presenta la 3^{ra} etapa, solo es posible evitar la salinización del suelo mediante la aplicación de drenaje artificial, después de lo cual puede aparecer una relativa estabilización del régimen hidroquímico de las aguas freáticas y suelo, lo cual representaría una 4^{ta} etapa del régimen de las aguas freáticas en condiciones de riego. La aparición de esta 4^{ta} etapa puede demorar varios años (hasta más de 5), posterior al inicio del drenaje artificial.

Cada una de las etapas mencionadas puede prolongarse durante varios años en dependencia de la intensidad y frecuencia del riego, de la litología y contenido de sales en la zona de aireación y acuífero.

En la práctica agrícola, si desde el inicio del riego no se cuenta con los sistemas de drenaje requeridos, al detectarse la 1^{ra} etapa deben ser construidos los mismos, ya que de mantenerse el desarrollo de esta etapa, con la correspondiente influencia sobre el acuífero y suelos, se desarrollan procesos que para detenerlos o eliminarlos se requieren de inversiones muy costosas y en muchas ocasiones estos procesos de salinización son irreversibles.

Etapas similares se presentan en territorios arcillosos llanos, donde ocurren inundaciones prolongadas debido a las lluvias, con lo cual se satura totalmente la zona de aireación y se simplifican los procesos que intervienen en el intercambio hídrico y salino subterráneo-superficial, a la vez que los procesos de evaporación (durante las inundaciones y posterior a ellas) aceleran la deposición de las sales en el suelo.

12.3 Metodología para el pronóstico de la potencialidad de salinización de los suelos por condiciones hidrogeológicas existentes

El pronóstico de la factibilidad de salinización de los suelos representa la caracterización de los factores que pueden influir en esa salinización, los cuales, de forma práctica, podrán ser representados en un mapa que refleje la interacción de los mismos por la clasificación que se defina.

Es decir, como base para obtener el objetivo buscado nos apoyamos en un Sistema de Información Geográfica -GIS, que no es más que un conjunto de programas y aplicaciones informáticas que permiten la gestión de datos visualizados en base de datos, referenciados espacialmente y que pueden ser visualizados mediante mapas. Para lograr el objetivo buscado es necesaria la creación de un paquete de mapas hidrogeológicos, los cuales permitirán la obtención del mapa de potencialidad de salinización.

Para la confección del "Mapa de Factibilidad de Salinización de los Suelos" de cualquier territorio, considerando como factores que influyen en esta salinización las condiciones hidrogeológicas, se requiere como mínimo de tres mapas básicos que son: Mapa de Profundidad de Yacencia del Nivel de las Aguas Subterráneas, Mapa de Litología de Cubierta (zona de aireación) y Mapa de Salinidad de las Aguas Freáticas (para este último consideramos el Índice de Salinidad Marina -ISM, establecido por el autor de este trabajo).

Para lograr de forma eficiente el objetivo deseado los datos necesarios a obtener del

complejo de trabajos investigativos programados, por puntos son: Cota del terreno, cota del nivel de las aguas subterráneas, litología de los sedimentos de la zona de aireación, quimismo de las aguas subterráneas (macro componentes), granulometría de los sedimentos perforados desde la superficie del terreno hasta unos 2-3 m bajo el nivel de las aguas.

La búsqueda de los datos primarios está basada en la recopilación de datos de archivos, datos de investigaciones programadas y ejecutadas para la finalidad que necesitamos, esto último generalmente representado por la ejecución de perforaciones de calas y calicatas distribuidas racionalmente por el área de investigación, según las normas existente por complejidad geológica del territorio. A continuación se describe la metodología de confección de los Mapas Básicos necesarios.

Mapa de Profundidad de Yacencia del Nivel de las Aguas Freáticas (P.N.)

Luego de seleccionado los límites del área de estudio y la escala de trabajo se procede a la selección de los puntos con datos sobre profundidad de nivel. Posterior a la selección de los puntos y ploteo en el Mapa de Trabajo de los mismos, con el número del censo y profundidad de nivel (*P.N.*) se procede a determinar la cota del nivel de agua (*C.N.A.*), la cual se determina tomando de planchetas topográficas escala 1:50 000, 1:25 000, 1:10 000 o mayores si existen, la cota del terreno (*C.T.*), del punto donde se obtuvieron los datos, por lo que la cota del nivel del agua será:

$$C.N.A = CT - PN \quad (12.1)$$

Teniendo ya cubierto todo el territorio con los datos de *C.N.A.*, se procede a confeccionar el Mapa de Hidroisohipsas, que nos representa el relieve de la superficie de las aguas freáticas, con isolíneas con valores que se determinan por la escala de trabajo; lo más recomendable es trazar las isolíneas cada 1 o 2 m.

Al construir el Mapa de Hidroisohipsas, el mismo se superpone al relieve del terreno en planchetas de la misma escala de trabajo, señalándose en los puntos de intercepción la diferencia de cotas que refleja la profundidad de yacencia del nivel del agua (*P.N.*), posteriormente se trazan líneas uniendo los puntos con iguales valores de *P.N.* y de tal forma se cubre toda el área, con lo que se obtiene el Mapa de Profundidad de Yacencia de las aguas subterráneas.

Mapa de Litología de Cubierta

Al igual que en el Mapa de Profundidad de las aguas freáticas los datos de litología se seleccionan y se ubican en el Mapa de Trabajo por coordenadas en puntos donde se refleja la columna litológica hasta la profundidad necesaria (2-3 m bajo el nivel del agua) e interpolando los puntos de igual litología y trazando líneas entre puntos con diferente litología, queda confeccionado el Mapa de Litología de Cubierta, a este mapa se le añade los datos del ascenso capilar de los sedimentos de la zona de aireación, determinados en función de la granulometría por datos de laboratorio o de literatura, esta última para estudios en etapa de factibilidad.

Mapa de Salinidad de las aguas subterráneas

Al igual que en los casos anteriores se seleccionan los puntos que cuentan con análisis químicos de las aguas freáticas, de forma que el área de estudio quede cubierta lo más regularmente posible. Los análisis químicos se procesan y se determina el Índice de Salinidad Marina (*I.S.M.*) en cada punto seleccionado, aplicando la fórmula:

$$ISM = (\% \text{ Cl} + \% \text{ Na}) / (\% \text{ HCO}_3 + \% \text{ Ca}) \quad (12.2)$$

En esta ecuación los porcentajes de los iones se toman de la suma de los miligramos equivalentes de los aniones y cationes de forma independiente o de la suma total de ellos.

Como puede observarse en la ecuación del ISM los cloruros (Cl) y el sodio (Na) son elementos predominantes en las aguas marinas y el hidrogenocarbonato (HCO_3) y el calcio (Ca) son elementos predominantes en acuíferos continentales. De tal forma, este coeficiente corresponde con la determinación de factores que influyen en la salinidad de suelos agrícolas existentes en territorios formados por rocas y sedimentos de origen marino y marino-aluvial en los cuales la salinidad de los suelos es predominantemente clórica y sódica. En territorios donde por el tipo de roca existente el tipo de agua subterránea predominante sea magnésica, entonces en lugar del calcio se utiliza el magnesio (Mg).

Los resultados obtenidos en cálculos del ISM se plotea en los puntos correspondientes en el Mapa, posteriormente, interpolando los puntos por valores correspondientes a la clasificación establecida para el ISM se confecciona el Mapa de Salinidad de las aguas subterráneas.

Tabla 12.1. Clasificación I.S.M. (C. de Miguel 1992)

Valor I.S.M	Tipo de Agua o Acuífero
< 1	Aguas o acuífero no salinizado
1 – 1,9	débilmente salinizado
2 – 6,9	salinizado
7 - 21	muy salinizado
> 21	hipersalinizado (aguas de mar)

Cuando los requerimientos del estudio que se ejecuta corresponden al nivel de prefactibilidad, y no se tienen los datos del quimismo de las aguas subterráneas (y es necesario obtener estos datos de la forma más rápida y económicamente posible), se recomienda la ejecución de recorridos de campo debidamente programados con el objetivo de obtener los datos necesarios tanto para los mapas de profundidad de yacencia de las aguas subterráneas como para la evaluación del Índice de Salinidad Marina (ISM); para ello en los recorridos deberán censarse los puntos de aguas subterráneas que aparezcan (manantiales, pozos y calas), tomando los parámetros necesarios por determinación visual y ejecutando mediciones de la mineralización de las aguas en cada punto censado, utilizando salinómetros. Con los datos obtenidos el Índice de Salinidad Marina se determina de las mediciones en campo aplicando la fórmula siguiente:

$$ISM = 1.18 M \quad (12.3)$$

Donde:

M- Mineralización de las aguas subterráneas expresada en sales solubles totales (SST) medidas en campo por salinómetro en g/l.

En campo la mineralización, en sales solubles totales, puede obtenerse también utilizando conductivímetros portátiles.

Mapa de Factibilidad de Salinización de los Suelos por Condiciones Hidrogeológicas Existentes

Para la confección de este mapa de Factibilidad se requiere como mínimo de la conjugación de tres mapas básicos:

1^o. Mapa de Profundidad de Yacencia de las Aguas Freáticas

2^o. Mapa de Quimismo de las Aguas Freáticas

3^{er}. Mapa de Litología de Cubierta y Ascensos Capilares de la misma

Para poder lograr la elaboración del mapa de factibilidad de salinización se utiliza la clasificación que correlacionará el ISM con la profundidad de yacencia de las aguas freáticas, litología de la zona de aireación y su ascenso capilar. Este último, según Skabalanóvich y Cedénko (1980), depende directamente de la granulometría de los sedimentos y en específico del diámetro de partículas correspondiente al 10 % del contenido total.

Por granulometría los ascensos capilares, según los autores antes citados, pueden ser tomados de la Tabla 12.2.

Tabla 12.2. Magnitud del Ascenso Capilar Máximo (por saturación a largo plazo)

Litología	Ascenso Capilar Máximo - m.
Arena gruesa	0,15
Arena media	0,50
Arena fina	1,10
Arena arcillosa	2,0
Arcilla arenosa ligera	3,5
Arcilla arenosa pesada	6,5
Arcilla	12,0

Con datos de pruebas de laboratorios, el ascenso capilar máximo de los sedimentos arcillosos puede determinarse por las siguientes fórmulas:

$$H_c = 0.0446 \frac{1-n}{nd_e} \quad (12.4) \text{ (Kozeni)}$$

$$H_c = \frac{0,0559}{d} \sqrt[3]{\frac{1-n}{n}} \quad (12.5) \text{ (Mavis-Tsui)}$$

$$H_c = \frac{0,306}{d} \quad (12.6) \text{ (La plaza-Serguéiev)}$$

Donde: n -coeficiente de porosidad de los sedimentos

d_e - diámetro efectivo de los sedimentos que forman la zona de aireación.

La clasificación de los suelos, que correlaciona el grado de salinidad de las aguas subterráneas [I.S.M] con la profundidad de yacencia de estas aguas, a partir de la superficie del terreno [Suelo] y la litología de la zona no saturada, en suelos arcillosos se expone en la Tabla 12.3

Tabla 12.3. Clasificación de los suelos según su potencialidad de salinización por condiciones hidrogeológicas existentes

Profundidad de las aguas subterráneas (ascensos cap) (m)	Litología del Estrato de Cubierta (Zona de aireación o No Saturada)																			
	Valores I.S.M. de las Aguas Subterráneas.																			
	Arenas				Arenas Arcillosas				Arcillas Arenosas Ligeras				Arcillas Arenosas Pesadas				Arcillas			
	<1	1-1,9	2-6,9	>7	<1	1-1,9	2-6,9	>7	<1	1-1,9	2-6,9	>7	<1	1-1,9	2-6,9	>7	<1	1-1,9	2-6,9	>7
<1,1	P.S.	S.	M.S.	E.S.	S.	S.	M.S.	E.S.	S.	M.S.	M.S.	E.S.	S.	M.S.	E.S.	E.S.	S.	M.S.	E.S.	E.S.
1,1 - 2,0	N.S.	P.S.	S.	M.S.	P.S.	S.	S.	M.S.	S.	S.	M.S.	M.S.	S.	M.S.	M.S.	E.S.	S.	M.S.	E.S.	E.S.
2,0 - 3,5	N.S.	N.S.	P.S.	S.	P.S.	P.S.	S.	S.	P.S.	S.	S.	M.S.	S.	S.	M.S.	M.S.	S.	M.S.	M.S.	E.S.
3,5 - 6,5	N.S.	N.S.	N.S.	P.S.	N.S.	N.S.	N.S.	P.S.	N.S.	P.S.	P.S.	S.	P.S.	S.	S.	M.S.	P.S.	S.	M.S.	M.S.
6,5 - 12,0	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	P.S.	N.S.	P.S.	S.	S.	N.S.	P.S.	S.	S.
>12	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	N.S.	P.S.	N.S.	N.S.	P.S.	P.S.

N. S.- suelos prácticamente no salinizables

P.S.- suelos poco salinizables

S.- suelos salinizables

M. S.- suelos muy salinizables

E.S – suelos extremadamente salinizables

Ejemplo de aplicación: Valle del Cauto en la Provincia Holguín y Las Tunas, Cuba

Con la aplicación del método de pronóstico y clasificación establecidos, mediante el procesamiento de 543 análisis químicos de agua, 482 puntos con mediciones de nivel, 350 puntos con descripción litológica y cálculos de ascensos capilares de la zona no saturada, el área de estudio en un área de 3 813 km² pudo ser caracterizada y zonificada, los resultados se exponen en las Tablas 12.4 y 12.5.

Tabla 12. 4. Características establecidas Valle del Cauto Prov. Holguín y Las Tunas

Tipo de suelo	Valor I.S.M.	Profundidad nivel de las aguas (m)	Requerimientos generales para la aplicación de riego
I Prácticamente no salinizable	< 1	> 3	No se requiere de medidas de drenaje, exceptuando zonas llanas de empantanamiento donde debe preverse drenaje superficial
	1 - 1,9	> 5	
	2 - 6,9	> 10	
	> 7	> 15	
II Poco salinizable	< 1	1 - 3	Solo requiere de drenaje superficial, en algunos casos drenaje horizontal, soterrado profundo
	1 - 1,9	3 - 5	
	2 - 6,9	5 - 10	
	> 7	10 - 15	
III Salinizable	< 1	< 1	Requiere de drenaje superficial profundo, en algunos casos drenaje horizontal, soterrado profundo o vertical (bombeo de pozos)
	1 - 1,9	1 - 3	
	2 - 6,9	3 - 5	
	> 7	5 - 10	
IV Muy Salinizable	1 - 1,9	< 1	Requiere de combinación de drenaje superficial y horizontal soterrado profundo, en algunos casos combinado con vertical profundo y recarga artificial
	2 - 6,9	1 - 3	
	> 7	< 5	
V Extremadamente Salinizable	< 1,9	< 0,5	En estos casos no debe regarse, pero sí se requiere de drenajes combinados con recarga artificial y bombeo de pozos, para lavado del acuífero y mejoramiento de los suelos
	2 - 6,9	< 1	
	> 7	< 3	

En todos los casos se prevé que el riego se ejecute con aguas de mineralización menor de 1 gr/l y I.S.M. < 1.

Teniendo ya todos los datos necesarios se procedió a la elaboración del mapa de

factibilidad de salinización y se superpuso al mapa de salinidad de las aguas subterráneas [en base al I.S.M], el mapa de profundidad de yacencia del nivel de las aguas freáticas y de litología, con sus ascensos capilares y en correspondencia con la clasificación establecida, se delimitaron las áreas con distinto grado de potencialidad (factibilidad) de salinización para toda el área del Valle del Cauto de las Provincias Holguín y Las Tunas, y se obtuvieron los resultados en área, expuestos en la Tabla 12.5.

Tabla 12.5. Potencialidad de salinización de suelos en el Valle del Cauto en las provincias Holguín y Las Tunas, República de Cuba

Tipos de suelos por factibilidad de salinización	Áreas con distinto grado de potencialidad de salinización de los suelos					
	Prov. Holguín		Prov. Las Tunas		Total Área del Valle	
	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
Prácticamente no salinizable	686	31,3	660	40,6	1 346	35,3
Poco salinizable	640	29,2	355	21,8	995	26,1
Salinizable	400	18,3	314	19,3	714	18,7
Muy salinizable	350	16	230	14,2	580	15,2
Extremadamente salinizable	112	5,2	66	4,1	178	4,7
TOTAL	2 188	100	1 625	100	3 813	100

12.4 Metodología para pronóstico de afectaciones y potencialidad de salinización de suelos por embalses de agua construidos en territorios llanos

En muchos países se ha desarrollado la construcción de presas y otras obras hidrotécnicas para el almacenamiento de agua en territorios agrícolas llanos, generalmente arcillosos, sin un pronóstico anticipado de las consecuencias que los mismos pueden producir a mediano y largo plazo sobre las características de los suelos.

Los territorios agrícolas llanos, en gran número de casos, se encuentran sobre formaciones geológicas de origen marino y terrígeno-marino y bajo la cubierta arcillosa de estos territorios se encuentran acuíferos que en dependencia de la formación geológica que los forman, están constituidos por arcillas arenosas, arenas arcillosas y gravosas, calizas agrietadas y cársticas y otros con baja, mediana y alta permeabilidad.

Como características propias de estos territorios tenemos que la yacencia de los niveles de las aguas subterráneas generalmente se encuentran en zonas del estrato de cubierta (sedimentos arcillosos).

Las características antes mencionadas, conjuntamente con la presencia de sales de origen marino, tanto en el acuífero como en el estrato de cubierta, al infiltrarse de los embalses volúmenes que pueden alcanzar hasta el 10 % del escurrimiento regulable, se produce el ascenso de los niveles de las aguas subterráneas en los territorios aledaños a los embalses. De tal forma, se crean condiciones de afectación de los suelos por empantanamiento, sobresaturación y humedecimiento del estrato de

cubierta, así como aproximación de la yacencia de los niveles de aguas subterráneas hasta profundidades en que, por litología del estrato de cubierta y propiedades de ascensos capilares de la misma y difusión iónica de las sales de origen marino presentes en los acuíferos y estrato de cubierta, se desarrolla el ascenso de las sales hasta la superficie del terreno, lo cual provoca la paulatina salinización de los suelos, acelerada sobre todo por procesos de evaporación en países del trópico y subtropical.

Estos procesos de salinización pueden llegar a transformar los suelos hasta hacerlos totalmente improductivos, si no se toman las medidas necesarias para contrarrestar la salinización.

Para el estudio y pronóstico de los procesos de salinización analizaremos metodologías basadas en los cálculos de pronóstico del ascenso de los niveles por métodos tradicionales, incluyendo aspectos novedosos en estas metodologías y clasificación que permite definir los suelos por sus características de factibilidad de salinización, debido a condiciones hidrogeológicas del territorio y representadas por el quimismo de las aguas subterráneas, litología de los estratos de cubierta (zona de aireación) y ascensos capilares de estas litologías, conjugadas con la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas.

Para lograr el pronóstico requerido es necesario contar con los datos y mapas que nos permitan efectuar los cálculos y confeccionar los mapas requeridos. Los datos requeridos representarán las condiciones naturales del territorio antes del llenado del embalse y los mismos son: 1- Mapa de hidroisohipsas del territorio. 2- Perfiles hidrogeológicos en posición normal al trazado de las isolíneas de las hidroisohipsas. Estos perfiles deberán aportar la ubicación de los niveles de las aguas subterráneas, litología y permeabilidad (coeficiente de filtración) de los distintos estratos de la zona de aireación y acuíferos, hasta el primer estrato impermeable que represente un impermeable regional. La ubicación de los perfiles debe coincidir con las secciones de cálculos a partir de la cortina o dique del embalse, aguas debajo de los mismos y en los laterales y aguas arriba hasta cotas de la superficie del nivel de las aguas subterráneas coincidente con cotas del nivel de aguas normales del embalse (NAN) u otro nivel del embalse que sea de interés. 3- Mapa de profundidad de yacencia de los niveles de las aguas subterráneas del territorio donde se construirá el embalse y territorios aledaños. 4- Mapa del quimismo de las aguas subterráneas representado por el Índice de Salinidad Marina (ISM) expuesto en el punto 1. 5- Mapa de la litología de cubierta del área de estudio. 6- Mapa de factibilidad de salinización de los suelos por clasificación de Tabla 12.3.

12.4.1 Definición de las áreas con afectaciones de suelos en territorios aledaños a los embalses

Para la definición de las áreas que se afectan por el llenado de embalses y características de las mismas, lo primero que se ejecuta es el pronóstico de ascenso de los niveles en territorios aledaños a los embalses por el llenado de estos y en casos de canales el ascenso de los niveles por infiltración de las aguas desde ellos, para lo cual existen varios métodos de cálculos principales, basados en leyes hidrodinámicas e hidráulicas de la filtración del flujo de las aguas subterráneas. Estos métodos están ampliamente expuestos en el capítulo 11 de este libro, en los epígrafes 11.2 y 11.3.

Las áreas que se afectan por el llenado de los embalses se definen por combinación de los resultados obtenidos en el cálculo del pronóstico de ascensos de los niveles, posición de esos niveles pronosticados con el relieve del terreno, litología existente donde se pronostica la posición de los niveles, y sobre estos, ascensos capilares de esa litología y quimismo de las aguas subterráneas expresado por el Índice de Salinidad Marina (en este caso de análisis).

Las afectaciones de suelos en territorios aledaños a los embalses pueden desarrollarse en tres zonas con distintas características, por las cuales las podemos clasificar de la siguiente forma:

Zona A - de empantanamiento (saturación total) de los suelos.

Zona B - de humedecimiento de los suelos.

Zona C - de humedecimiento esporádico de los suelos.

La zona A se caracteriza por el empantanamiento o sobresaturación de los suelos, lo que provoca que en estas áreas se inutilicen los suelos para la producción agrícola, en las mismas se desarrolla la vegetación de pantanos. En esta zona por estar permanentemente saturada se establece una relación directa aguas subterráneas-suelos y con la presencia de sales de origen marino en el acuífero o zona de aireación; la salinización en esta zona se desarrolla en cortos periodos de tiempo, motivado por los procesos ya mencionados. Esta zona generalmente se desarrolla en territorio inmediato a la cortina (y diques) y aguas debajo de la misma.

La zona B se caracteriza porque en la misma se establecen profundidades de niveles de las aguas subterráneas generalmente menores de 3 m, lo que en combinación con las propiedades de ascensos capilares de los sedimentos de la zona de aireación y ascensos adicionales de los niveles de las aguas en periodos de precipitaciones atmosféricas o riego, provoca un humedecimiento que puede considerarse permanente del suelo y con ello también se establece la interrelación suelos-aguas subterráneas, facilitando el ascenso de las sales contenidas en el acuífero y zona de aireación o no saturada, con lo que se producen los procesos señalados de salinización de los suelos. Como norma, esta zona presenta su mayor desarrollo a continuación de la zona A.

La zona C puede considerarse en cubiertas generalmente arcillosa (zona de aireación o zona no saturada) con potencias superiores a 3 m hasta 12 m e incluso pueden ser superiores. Cuando la misma está formada por arcillas pesadas los efectos de estas profundidades de niveles se producirán siempre que en los suelos existan las posibilidades de salinización por clasificación expuesta en la Tabla 12.3. La afectación de los suelos podrá ser permanente o cíclica, en dependencia de la litología existente y régimen de los niveles en los embalses, relacionado con las características climáticas del territorio y riego. En esta zona pueden producirse procesos similares a los de la zona B.

El desarrollo de esta zona puede presentar su mayor magnitud en diferentes áreas en relación con la cortina del embalse y ello está dado por la influencia de distintos factores relacionados con el remanso que se forma en la superficie de las aguas subterráneas y que en muchas ocasiones presenta su mayor desarrollo aguas arriba del embalse y en los laterales del mismo.

La determinación de las tres zonas antes detalladas se obtiene mediante la confección del mapa de profundidad de niveles de las aguas subterráneas con datos obtenidos del pronóstico de ascenso de los niveles por el llenado de los embalses.

La zona A se define directamente del mapa de profundidad de niveles y considera niveles coincidentes con la superficie del terreno o sobre la misma.

Las zonas B y C se determinan por confección del mapa de factibilidad de salinización de los suelos por metodología expuesta anteriormente, para niveles e hidroisohipsas resultantes por desarrollo del pronóstico de ascenso de los niveles en territorios aledaños a los embalses.

En el mapa anexo (Figura 12.1) se presenta un ejemplo de aplicación de la metodología antes expuesta aplicada en territorio de embalse programado en el río Jobabo, ubicado en la provincia Las Tunas, en la República de Cuba.

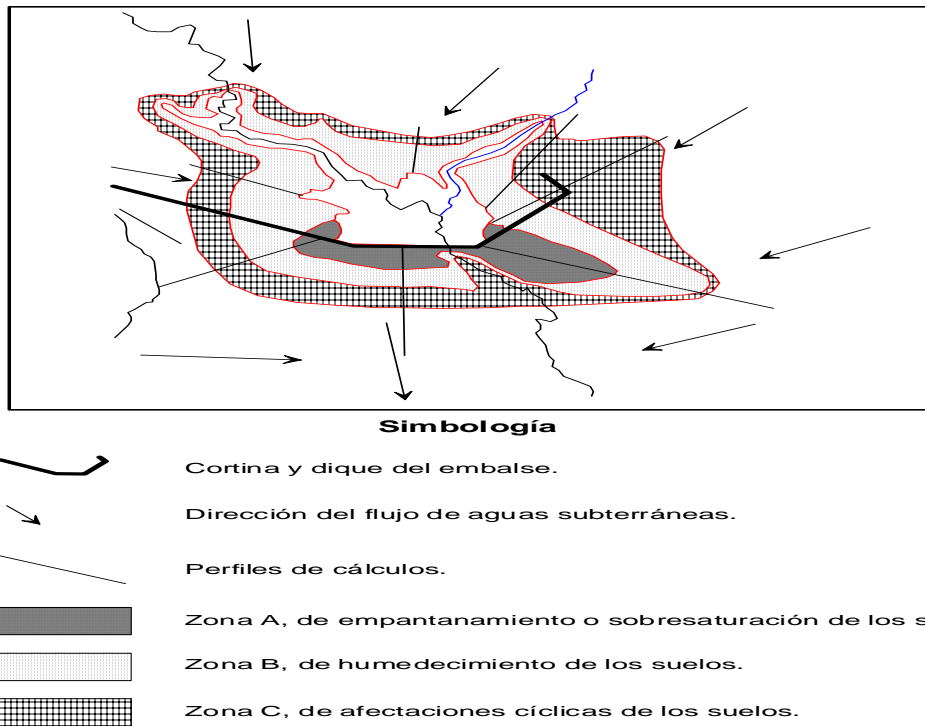


FIGURA 12.1- Mapa ejemplo de zonificación de afectación de los suelos por embalse construido en territorio llano con existencia de condiciones hidrogeológicas desfavorables.

Capítulo 13 IMPACTOS AMBIENTALES SOBRE LOS ACUÍFEROS Y SU EVALUACIÓN

En las condiciones actuales de desarrollo y de degradación de los recursos hídricos, y en específico de los recursos hídricos subterráneos, es necesaria la ejecución de estudios hidrogeológicos que permitan definir y evaluar los impactos ambientales que reciben los acuíferos a partir de distintos factores impactantes. Para ello es importante conocer toda una serie de definiciones y términos generales sobre el medio ambiente, propiedades que pueden ser impactadas y sobre todo degradadas en los acuíferos, factores que pueden producir estos impactos y también los distintos métodos de estudio de los impactos sobre acuíferos y forma de evaluación de los mismos.

13.1 Términos y conceptos generales

Medio Ambiente: término sobre el que existen varias definiciones, por muchos se define como “el que permite al hombre crear las condiciones necesarias para la vida. Incluye al medio natural y al medio social”, consiste en la interacción naturaleza-sociedad en un contexto de espacio y tiempo dado.

Podemos considerar también al medio ambiente como el entorno, que es la suma de todos los factores y condiciones que rodean un organismo cualquiera y que pueden influenciar en él, incluye al medio físico y al medio social-económico. El medio físico lo representa en sí el Planeta Tierra, donde a su vez existen otros medios físicos que en su conjunto forman el medio físico del planeta, sin obviar los medios extra terrestres. Dentro de los medios físicos de la Tierra tenemos los acuíferos, formando parte de un medio de mayores magnitudes representado por la hidrosfera.

El contacto multilateral de la sociedad humana y la naturaleza presenta propiedades en su conjunto, las cuales cambian con regularidad en el espacio y en el tiempo, condicionando la variada influencia del medio sobre la actividad del hombre y viceversa.

Impacto Ambiental: Es todo aquello que modifica desde el exterior el equilibrio dinámico inicial de un sistema dado (natural o artificial). Mientras más fuerte sea el impacto sobre un sistema determinado, mayor será la distancia del nuevo estado con respecto a la situación inicial (antes del impacto), y mayor será el tiempo necesario para recuperarse al cesar el impacto (Agos y Berenguer 1982, citados por Santiesteban 1997).

Por su ocurrencia los impactos pueden ser directos o primarios, indirectos o secundarios y también acumulativos. Los impactos directos son aquellos en que la afectación que sufre un atributo u objeto ambiental se produce por la acción directa de los factores impactantes. Los impactos indirectos se derivan de los anteriores y generalmente son más difíciles de identificar que los directos. Los impactos acumulativos son aquellos que generalmente desde su inicio no son detectados y su efecto se detecta en el transcurso del tiempo a partir del inicio de la acción impactante, cuando el accionar del mismo por acciones acumulativas genera su detección, todos ellos pueden ser tanto de origen natural como artificial (antrópico).

Estudios de Impactos Ambientales: Es la acción que realiza el hombre aplicando un conjunto de acciones científico-técnicas, sistemáticas, interrelacionados entre sí, cuyo objetivo es la identificación, predicción y valoración de los efectos positivos o negativos que puede producir la acción de un impacto determinado sobre el medio ambiente.

Si analizamos los impactos naturales en sus variadas formas de presencia en el Planeta Tierra y externas que actúan sobre el mismo y cambian o varían sus características constantemente en tiempo y espacio, podemos llegar a la conclusión de que muchos de esos impactos no pueden ser evaluados de forma sistemática, es decir, se producen en tal variedad de formas y condiciones que impiden la valoración de sus parámetros en las condiciones actuales de desarrollo científico-técnico, o sea, solo se pueden valorar magnitudes cualitativas y no cuantitativas en determinados momentos de tiempo.

En la era actual, por el desarrollo de la capacidad cognoscitiva del hombre, tecnología y necesidades de la sociedad humana, el empleo de los recursos naturales conlleva inevitablemente al cambio y transformación de las conexiones internas y de los procesos en el Planeta. Estas modificaciones están orientadas en muchos casos a un fin preciso.

En otros casos las modificaciones surgen como resultado de las acciones del hombre y rebasan los marcos de las consecuencias inicialmente esperadas. A medida que el hombre va dominando la Tierra y profundiza su influencia sobre la naturaleza, la influencia del medio natural alterado y transformado va superando por su importancia y magnitud la influencia de la naturaleza no degradada o poco modificada. El centro de gravedad de los intereses de la acción recíproca entre la naturaleza y el hombre se desplaza en la historia en tiempo y espacio.

Durante largo tiempo la atención de científicos y filósofos estuvo centrada en los problemas de las conquistas de las fuerzas naturales para la satisfacción de las necesidades humanas y en el estudio del influjo de la naturaleza sobre la vida material y espiritual de la sociedad; más tarde cobró actualidad otra cuestión: la incógnita sobre la suficiencia de los recursos naturales de la Tierra para satisfacer el consumo de energía y sustancias naturales derivado del vertiginoso crecimiento de la sociedad humana, incluyendo el proceso científico-técnico y ya no solo de las generaciones actuales, sino también de las generaciones futuras. A partir de este momento se comienza a desarrollar el concepto de Sustentabilidad o Desarrollo Sostenible.

Desarrollo Sostenible o Sustentable: Es un proceso dinámico que implica trabajar simultáneamente en dos vertientes: la del desarrollo de la sociedad humana y la de la sostenibilidad. El desarrollo como mejoría constante de todo y de todos y la sostenibilidad, como la garantía de que tanto las generaciones humanas actuales como las futuras puedan disfrutar de un medio ambiente no degradado y de los recursos naturales de que disponemos actualmente y los cuales se degradan por la acción del hombre.

Entre los elementos antrópicos que más inciden negativamente sobre la naturaleza están las "guerras". Interpretando las palabras del Apóstol de Cuba, José Martí Pérez, referente a las guerras: "el mundo sangra sin cesar de los crímenes que se cometen en contra de la naturaleza", vemos que el hombre como especie biológica superior, con razocinio propio, que debe velar no solo por la conservación de los georrecursos que le sirven de subsistencia, se extermina a sí mismo. En la actualidad existen ya recursos bélicos que pueden hacer desaparecer toda la humanidad con grandes riesgos para la naturaleza de la tierra.

Actualmente el hombre está en deuda con la naturaleza, está afectando su equilibrio ecológico y el límite de autorecuperación de los ecosistemas. Por lo que es de carácter urgente compatibilizar todas las acciones científicas, económicas y sociales para lograr, no solo la obtención de una subsistencia sostenible, sino también para evitar el sangramiento del mundo (como señalara José Martí) a través de la auto

exterminación de la especie humana en todas las formas, incluyendo: "la degradación del medio ambiente".

13.2 Impactos ambientales sobre los acuíferos- IASA

Para denominar los impactos sobre los recursos hídricos subterráneos hemos escogido este término por ser una denominación reconocida internacionalmente y más abarcadora, ya que considera no solo el recurso "agua subterránea", sino también el medio donde los mismos están almacenados, a través del cual se desarrolla su alimentación, por el que circulan y desde donde descargan a otros medios.

Considerando al acuífero como objeto impactado, el medio ambiente impactante lo representa no solo el medio rocoso que lo rodea, también los medios que contactan con sus elementos de alimentación y descarga relacionados de forma directa e indirecta con las aguas subterráneas por procesos físicos, químicos, mecánicos y otros.

Como impacto ambiental sobre los acuíferos (IASA) se entiende toda acción provocada desde elementos, por componentes y factores naturales o artificiales (antrópicos) que forman el medio ambiente que contactan con los acuíferos, sus fuentes de alimentación y zonas de descarga, mediante los cuales se generan variaciones en las propiedades físicas, químicas, de volumen, tránsito y descarga (funcionales y naturales) intrínsecas de los acuíferos (ver relación de propiedades intrínsecas de los acuíferos en la Tabla 13.1).

Conociendo los elementos que forman el medio ambiente y que contacta con los acuíferos, podemos definir tres grandes grupos de IASA: Naturales, Artificiales y Combinados, formados por componentes y factores que directa o indirectamente los producen y que a su vez pueden generar acciones positivas o negativas así como ambas a la vez, en dependencia de su origen y desarrollo en tiempo y espacio.

Los IASA pueden producirse tanto por componentes o factores independientes, como por combinaciones de ellos y estas combinaciones pueden ser desde simples hasta muy complejas, cuando participan en el impacto varios factores o componentes, incluso de otros elementos.

La mayor variedad de impactos negativos pertenecen a los factores antrópicos y componentes de los que se derivan los mismos. Por la acción impactante de estos factores, el tiempo de acción es más inmediata que los de la mayoría de origen natural, aunque existen impactos de origen natural en los que la acción impactante y sus efectos se presentan en periodos de tiempo que pueden considerarse instantáneos con magnitudes que en ocasiones son muy superiores a los que pueden presentar los impactos antrópicos y de efectos muy superiores sobre las propiedades intrínsecas de los acuíferos (Tabla 13.1).

Tabla 13.1. Relación de principales propiedades intrínsecas de los acuíferos

ACUÍFERO	
Componentes	Propiedades
ROCA	Mineralogía
	Trasmisividad
	Almacenamiento
	Alimentación

	Descarga
AGUA	Químicas
	Físicas
	Térmicas
	Gaseosas
	Agresividad
	Radioactividad
	Bacteriológica Barométrica

Clasificación de los IASA

Como ya se mencionó, los IASA, al igual que otros impactos sobre el medio ambiente en general, pueden pertenecer a elementos naturales, antrópicos o combinados, los cuales están constituidos por componentes y factores que agrupan toda una serie de procesos de muy diversas génesis, lo que caracteriza al impacto ya no solo por sus acciones impactantes, sino también por las características específicas de las mismas.

La clasificación que exponemos en la Tabla 13.2 incluye si no todos, sí los principales que pueden accionar de forma positiva o negativa sobre los acuíferos y que hasta la actualidad pueden ser evaluados de forma cualitativa o cuantitativa, en muchos casos, por los amplios medios tecnológicos y de procesamientos existentes.

Tabla 13.2. Clasificación de los IASA

ELEMENTOS	COMPONENTES	FACTORES (o Procesos)
NATURALES	GEOLÓGICOS	Sísmicos
		Volcánicos
		Tectónicos
		Geoquímicos
		Hidrogeológicos
		Erosivos
		Acumulativos
	CLIMÁTICOS	Hídricos
		Eólicos
		Térmicos
	CÓSMICOS	Planetarios
		Extraplanetarios
	MARINOS	Profundos
		Superficiales
	BIOLÓGICOS	Mutuativos
Epidémicos		
Orgánicos		
ANTRÓPICOS	SOCIALES	Físicos
		Químicos
		Biológicos

		INDUSTRIALES	Físicos		
			Químicos		
			Gaseosos		
			Térmicos		
			Radioactivos		
			ARQUITECTÓNICOS	Mecánicos	
				Físicos	
			HIDRAÚLICOS	Mecánicos	
				Físicos	
				Químicos	
				Biológicos	
			AGRÍCOLAS	Mecánicos	
				Físicos	
				Químicos	
				Biológicos	
			MINEROS	Mecánicos	
				Físicos	
				Químicos	
			MILITARES	Mecánicos	
				Físicos	
		Químicos			
		Radioactivos			
		COMBINADOS	NATURALES	Cósmico - Geológico	Aquí los factores o procesos impactantes pueden ser muy variados y de distinta génesis y formas, en los que pueden participar los mencionados en los elementos anteriores
				Geólogo - Marino	
				Climático - Geológico	
				(muchos otros)	
			ARTIFICIALES	Social - Industrial	
				Minero - Industrial	
Militar - Industrial					
(muchos otros)					
NATURALES – ARTIFICIALES	Minero - Geológico				
	Industrial - Geológico				
	Hidráulico - Geológico				
	(muchos otros)				

13.3 Métodos de estudio de impactos ambientales y su aplicación a los acuíferos

Para poder definir el método de estudio que aplicamos y valorar los factores que producen los IASA, es necesario detenernos en algunos términos y sus definiciones, lo cual propiciará una mayor comprensión.

Vulnerabilidad de los Acuíferos

Esta denominación abarca a determinadas propiedades de los acuíferos que refleja la susceptibilidad de los mismos ante los impactos ambientales; se utilizó por primera vez como término reconocido por su significado por el científico francés J. Margat (1963), cuando lo expuso basado en el hecho de que, en cierta medida, el medio físico protege al acuífero de contaminantes que pueden infiltrarse desde la superficie del terreno. A partir de ese momento se establecieron distintas definiciones que en la actualidad aún se enriquecen.

En 1994 Urba y Zaparozec definen la vulnerabilidad de los acuíferos como vulnerabilidad intrínseca o natural del agua subterránea, considerando para ello: "es la propiedad intrínseca de un sistema acuífero que depende de su sensibilidad a impactos naturales y/o antrópicos, es una función de las características hidrogeológicas que lo cubren".

La primera definición de vulnerabilidad (J. Margat) solo considera que los acuíferos pueden ser impactados por factores contaminantes, por ello relaciona su vulnerabilidad a las características de protección de la cubierta que puede tener un acuífero.

La segunda definición (Urba y Zaparozec) refleja con contenido mucho más amplio el concepto de vulnerabilidad al relacionar la misma con los materiales rocosos que rodean al acuífero y sus propiedades.

Analizando el segundo concepto o definición, vemos que aún está incompleto, pues no se considera los orígenes y propiedades de los impactos, por ello podemos considerar que la definición de vulnerabilidad de acuíferos, sin subestimar la definición dada por Urba y Zaparozec, estaría más completa expresándola con cierto complemento como a continuación reflejamos :..."Es una función de las características hidrogeológicas del acuífero, de los suelos y material geológico que lo rodean, dependiente directamente del origen y propiedades del factor impactante".

La definición de Urba y Zaparozec, con lo añadido, incluye o refleja los impactos que puede recibir el acuífero, ya no solo del medio inmediato a él, también los impactos que recibe el medio inmediato y que repercuten en el acuífero en función de su origen y propiedades del mismo.

De la Tabla 13.2 y analizando los elementos que pueden generar impactos en los acuíferos a través de sus componentes y factores, podemos deducir que los acuíferos en general "son vulnerables" y que el efecto de los impactos desarrollado en distinto tiempo y espacio, aunque proceda del mismo factor, componente y elemento sí puede presentarse con distintas características y sus propiedades intrínsecas (magnitud, desarrollo, reversibilidad, duración y certeza) se presentan en condiciones de desigualdad por sus significados y peligrosidad real para el acuífero. De tal forma, la vulnerabilidad de los acuíferos es un término no absoluto que puede ser interpretado de distinta manera por distintos autores, en dependencia de las propiedades intrínsecas de los impactos, que pueden variar en tiempo y espacio, teniendo en cuenta las propiedades intrínsecas de los acuíferos, el medio que lo rodea así como el elemento, componente y factor impactante que se analice.

En la Hidrogeología aplicada al Medio Ambiente o Hidrogeología Ambiental está muy desarrollada la confección de Mapas de Vulnerabilidad de Acuíferos. Estos mapas pueden considerar una o varias propiedades del acuífero y son de gran utilidad, tanto en esferas económicas, sociales como ambientales ya que pueden definir la sensibilidad de los acuíferos ante determinados impactos, sirven de herramienta para el manejo de los recursos hídricos subterráneos y del medio ambiente en varias direcciones principales:

- 1- Tomar decisiones en cuanto al manejo de los recursos hídricos subterráneos y protección de los acuíferos.
- 2- Identificar las áreas más vulnerables, en general, o ante determinados impactos.
- 3- Decidir sobre las investigaciones y redes de monitoreo necesarias.
- 4- Desarrollar programas de informática y procesamiento que permitan una mayor integridad para la evaluación y predicción de los impactos con carácter local, zonal, regional y global.
- 5- Desarrollar programas informativos y educativos sobre la necesidad de proteger los acuíferos y recursos hídricos, en general.

La confección de Mapas de Vulnerabilidad de los acuíferos en la actualidad presenta muchas limitaciones, siendo las principales:

- 1- Falta de metodologías universales y unificadoras.
- 2- Ausencia de datos representativos y tecnología que puedan tener uso generalizado a niveles globales y capaces de registrar un mayor número de factores de impacto y sus efectos.
- 3- Falta de detallamiento y conocimiento de características geológicas y otras, incluyendo las intrínsecas de los acuíferos a nivel de cuencas subterráneas de forma integral.
- 4- Escasa experiencia en la validación y verificación de la vulnerabilidad de los acuíferos a escala regional y global.

En los últimos 20 años se han desarrollado gran número de técnicas para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos, aunque la mayoría se perfilan relacionadas con la calidad del agua y no con propiedades del medio rocoso acuífero que repercuten en sus reservas. Las técnicas desarrolladas varían según las características geográficas, la calidad y cantidad de datos y del propósito del análisis y, en general, pueden clasificarse en tres grupos que definen la metodología a seguir o establecer en los estudios de impactos sobre acuíferos:

- 1- Métodos hidrogeológicos complejos
- 2- Métodos paramétricos
- 3- Métodos numéricos y de relaciones analógicas

-Métodos Hidrogeológicos Complejos: Están ampliamente desarrollados y se basan en la superposición de toda la información cartográfica disponible. Estos métodos pueden ser utilizados en estudios de grandes regiones donde existan condiciones hidrogeológicas heterogéneas, por lo que la aplicación de ellos podría considerarse de carácter universal. En los mismos la evaluación de la vulnerabilidad se expresa solo en términos cualitativos.

-Métodos Paramétricos: Con menos desarrollo a escala universal, se aplican comenzando con la selección de parámetros representativos para evaluar la vulnerabilidad, cada uno de los cuales tiene un rango de variación natural que se subdivide por quien aplique el método según sus criterios y conveniencias de graduación y ponderación. Algunos de estos métodos son los elaborados por Allen (1987), el denominado DRASTIC en los Estados Unidos de América, encaminados a la evaluación de impactos de acuíferos por contaminación. En 1990 en Italia se desarrolló el método SINTACS, a partir de la experiencia del DRASTIC, y se logró una metodología más efectiva y aglutinante de propiedades, ya que en el mismo se consideran algunas características del acuífero y de la superficie del terreno.

-Métodos Numéricos y de Relación Analógica: Están basados en el empleo de un índice de vulnerabilidad y analizan propiedades generalizadoras del acuífero, por ejemplo métodos elaborados por Anderson y Gosk (1987), en el que se analiza la capacidad depuradora de autorecuperación del acuífero.

Según Legrand (1983), los modelos matemáticos resultan adecuados cuando la información necesaria está disponible y cuando existen datos históricos suficientes sobre el movimiento del contaminante. Sobre este método existen divergencias de criterios, pues las propiedades hidrogeológicas representan el basamento del estudio de la vulnerabilidad y no los algoritmos de procesamiento.

Los métodos que hemos mencionado son caracterizadores de los innumerables métodos que existen en la actualidad, basados en ellos y que no integran toda la variedad de factores con propiedades impactantes en los acuíferos, ni consideran integralmente todas las propiedades intrínsecas de estos últimos. Generalmente solo se analizan y evalúan los impactos negativos, y como regla, aquellos que causan degradación de la calidad de las aguas subterráneas.

13.4 Valoración de los factores impactantes en los acuíferos y evaluación de los impactos

Todo cambio de carácter positivo o negativo en las condiciones funcionales y naturales de los acuíferos resultantes del efecto de alguna causa, es un impacto sobre los mismos.

Como norma, en todos los casos de evaluación de impactos los métodos de aplicación se dividen en dos grandes grupos: Sistemáticos y No Sistemáticos.

- Métodos No Sistemáticos: se entiende por ellos los modelos de evaluación que considera el proceso para establecer, a partir de datos existentes o generados, en cuanto a magnitudes de efectos o alteraciones, los valores que le corresponden de calidad ambiental resultante y de ponderación de los mismos, a efectos de comparación, dejando estas evaluaciones a juicio del realizador de la evaluación, apreciándose un sistema de presentación y síntesis de datos, por lo que el modelo representa un sistema de información sobre el impacto. A este método lo caracteriza el desarrollado por Leopold.
- Métodos Sistemáticos: La base de este modelo de evaluación es la definición de un listado de indicadores de impacto, parámetros ambientales que representan una unidad o aspecto del medio ambiente que merece ser considerado separadamente y que además, su evaluación es representativa del impacto derivado de las acciones.

Los indicadores de este método están ordenados en un primer nivel según componentes ambientales, que a su vez se agrupan en categorías ambientales, todo ello con el objetivo de establecer los niveles de información progresiva requerida.

Categorías----- Componentes----- Indicadores.

Este modelo tiene como requerimiento que los indicadores tengan las siguientes características:

- Representan la calidad del medio ambiente (identificación)
- Sean fácilmente medibles sobre el terreno (predicción, interpretación, inspección)
- Sean evaluables a nivel de efecto (predicción e interpretación)

- Sean exclusivos (identificación, interpretación).

Una vez que sea establecida la lista de parámetros que respondan a las exigencias planteadas, el modelo establece un sistema en el que dichos parámetros pueden ser evaluados en unidades conmensurables, es decir, comparables, representando valores de calidad o impacto ambiental neto y todo esto a partir de datos, en lo posible, obtenidos por resultados de mediciones.

Un modelo de este tipo lo representa el universalmente conocido: Sistema de evaluación de "BATTELLE INSTITUT".

Los dos modelos analizados son los más universales, desde el punto de vista de integridad. Existen otros muchos modelos o métodos de evaluación global final, como es el de "overlays" o superposición que consiste en presentar la distribución superficial de determinados factores, representativos de aptitudes o limitaciones para un determinado proyecto, es decir, desarrollan una predicción de impactos artificiales, aunque en algunos lugares han sido utilizados en predicción de impactos naturales cartografiados y conmensurables.

Por las características de evaluación de los IASA que analizamos en este trabajo donde aplicamos un método evaluativo que puede ser aplicado a todos los posibles IASA, tenemos que remitirnos a modelos "No Sistemáticos", considerando que gran número de los IASA presentan parámetros que en la actualidad no pueden ser medidos en unidades conmensurables, para aplicación de modelos sistemáticos, esto en lo relacionado con las propiedades de la gran variedad de impactos que pueden recibir los acuíferos. Por otra parte, las propiedades de los acuíferos sí son conmensurables, es decir, pueden ser medibles, por lo que en relación con ellos pueden ser aplicados modelos "Sistemáticos". De tal forma, se expone una metodología de evaluación "combinada", aplicable a todos los IASA, que permite caracterizarlos en magnitud, tiempo y espacio, área afectada y probabilidad de ocurrencia, características que permiten evaluar su receptibilidad por el acuífero, conociendo por anticipado las propiedades intrínsecas del mismo (Tabla 13.1).

Para la evaluación de los IASA se requiere de una valoración de sus propiedades, en nuestro caso el análisis de valoración se ejecuta por propiedades comunes a todos los impactos y su efecto se valora considerando la trascendencia que ellos pueden representar para las condiciones naturales y funcionales de los acuíferos en función del efecto.

1^{ra} Fase Evaluativa

Establecimiento de efectos y valores de los mismos, es la principal fase, ya que con el establecimiento de los impactos que se pueden producir o se producen en determinados acuíferos y valoración de sus propiedades se crean las bases de todo el procedimiento posterior de evaluación y con la objetividad y veracidad que se determinen los mismos, así será el grado de precisión en el resultado obtenido en la evaluación.

Tabla 13.3. Propiedades principales de los IASA y su valoración

PROPIEDADES	EFEECTO	CARACTERÍSTICAS	VALOR
Magnitud (M)	Leve	No origina cambios pero son perceptibles.	1
	Moderado	Originan cambios que limitan la utilización.	2

	Fuertes	Originan cambios que inhabilitan (o degradan) los acuíferos.	3
Desarrollo (D ₁)	Local	La afectación es de carácter local.	1
	Zonal	El área afectada es considerable	2
	Regional	Se afecta todo el acuífero y trasciende a otros.	3
	Global	Se afectan acuíferos de varias naciones.	4
Reversibilidad (R)	Autorreversible	Al cesar las causas el acuífero se autorrecupera.	1
	Reversible Artificial.	Al cesar las causas el acuífero se recupera por medidas artificiales.	2
	Irreversible	Al cesar las causas el acuífero no se recupera.	3
Duración (D ₂)	Corto	Recuperación en corto tiempo (Max.10 años).	1
	Mediano	Recuperación relativamente largo tiempo (10- 50 años).	2
	Largo	Recuperación a largo plazo (50- 100 años).	3
	Permanente	Recuperación en muy largo plazo (superior a 100 años).	4
Certeza (C)	Poco probable	Existen pocas probabilidades de impacto.	1
	Probable	Es muy probable el impacto.	2
	Cierto	El impacto es confirmado.	3

2^{da} Fase Evaluativa

Ponderación de propiedades. Todas las propiedades consideradas en los IASA no tienen la misma importancia, ya que por su dependencia una de otra y peligrosidad que representan para los acuíferos, pueden ser diferenciadas por valores de peligrosidad. Considerando esto, la ponderación se ejecuta en dependencia del criterio que se asuma como peligrosidad, valorando las propiedades por sus características objetivas, tomando el valor total de peligrosidad como la suma total de propiedades que se analizan.

Tabla 13.4. Valoración de las propiedades de los IASA por peligrosidad y coeficiente de ponderación de las mismas

Grado de peligrosidad	Propiedades	Valor de peligrosidad	Coeficiente de Ponderación
Baja	Certeza	1	0,1
Media	Duración	2	0,2
	Reversibilidad	3	0,3
Alta	Desarrollo	4	0,4
	Magnitud	5	0,5

3^{ra} Fase Evaluativa

Clasificación del tipo de impacto. La clasificación de los IASA se define para obtener una caracterización y valoración total de los mismos, a través de una denominación que especifique la intensidad y, mediante la misma, la peligrosidad del efecto impactante que sufrió el acuífero, es decir, que caracterice las consecuencias de los efectos que las propiedades del impacto han provocado en el acuífero, en función de las cuales se denomina el Tipo de Impacto producido.

Esta clasificación la obtenemos mediante la sumatoria de valores de las propiedades del impacto. Para lograrla debemos considerar un rango de valores que diferencie los tipos de impacto, el mismo se obtiene mediante la sumatoria de los valores máximos de las propiedades en función de sus efectos y características (Tabla 13.3), considerando, además, el grado de peligrosidad de las propiedades del impacto respecto a las propiedades intrínsecas del acuífero (coeficiente de ponderación mostrado en la Tabla 13.4) y el resultado se considera el 100 % (intensidad máxima), sobre la base de este resultado utilizamos una graduación prefijada por rango que se incrementa cada 25 %.

Fórmula para determinar la intensidad máxima de los IASA.

$$I.M. = (M Cp_1 + D_1 Cp_2 + R Cp_3 + D_2 Cp_4 + C Cp_5) P \quad (13.1)$$

Donde:

I.M.- Intensidad Máxima de los Impactos.

M, D₁, R, D₂, C- Valores máximos de las propiedades de los IASA (Tabla 13.3)

Cp₁, Cp₂, Cp₃, Cp₄, Cp₅- Coeficientes de ponderación de las propiedades (Tabla 4)

P- Total del número de propiedades intrínsecas del acuífero que pueden ser impactadas (P = 13).

O sea: $I.M. = (3 \cdot 0,5 + 4 \cdot 0,4 + 3 \cdot 0,3 + 4 \cdot 0,2 + 3 \cdot 0,1) 13 = 66,3 (=100\%)$

La fórmula antes expuesta será la que se utilice para la evaluación de los impactos que se produzcan o se pronostiquen, en tales casos, se considerará la cantidad de propiedades del acuífero impactadas o que pueden ser impactadas, tomando por valor de P el número o cantidad de esas propiedades.

Teniendo ya un valor numérico de la intensidad máxima de los IASA determinamos los rangos de valores por intervalos de intensidades y denominamos los impactos en correspondencia con terminología más reconocida internacionalmente.

Tabla 13.5. Clasificación de los IASA por su intensidad

%	Rango de Valores	Tipo de Impacto
Menor de 25	Menor de 16,6	Leves
25- 50	16,6 – 33,5	Moderados
50 - 75	33,5 – 49,7	Severos
75 - 100	49,7 – 66,3	Críticos

- Impactos Leves: Estos impactos también son denominados compatibles, tienen muy poca entidad, si su efecto es degradante, al cesar las causas que lo producen, en poco

tiempo se restablecen las condiciones medioambientales originales solo con la participación de las propiedades autorrecuperadoras del acuífero.

- Impacto Moderado: Produce daños de poca magnitud, pero su importancia comienza a ser considerable. Culminada la acción impactante las condiciones originales se restablecen con la acción de los mecanismos naturales del acuífero, aunque la recuperación es larga.

- Impacto Severo: Se trata de impactos de magnitudes notables y de gran importancia. Cuando cesa la causa de impacto, la recuperación de las condiciones originales del acuífero se hace muy difícil y en muchos casos se requiere la aplicación de medidas correctoras artificiales.

- Impacto Crítico: Es el impacto que por su magnitud, importancia y peligrosidad supera el denominado "umbral del impacto" o límite, a partir del cual se considera que el deterioro del acuífero es irreversible, la acción capaz de producirlo altera en tal grado las propiedades intrínsecas del acuífero, que imponen en las mismas una dinámica regresiva (degradante), adversas a las condiciones que posibilitarían su recuperación.

13.5 Definición del tipo de matriz para evaluar los impactos sobre acuíferos

La metodología establecida para la evaluación de los IASA responde a metodología de evaluación causa-efecto ya que nos permite evaluar e identificar las causas de los impactos y el efecto que los mismos producen de una forma cualitativa, y en parte cuantitativa, al aplicarse coeficientes de ponderación que nos permite evaluar los impactos por la importancia y peligrosidad de sus propiedades. En este caso, es recomendable la utilización de una matriz de análisis de los impactos y sus propiedades relacionadas con las de los acuíferos, con lo que se puede obtener una fácil caracterización, valoración y clasificación de los IASA por su intensidad. La matriz a utilizar, dando respuesta a la metodología establecida y objetivos de la misma, sería una matriz causa-efecto, con la que logramos realizar el análisis de las relaciones de causalidad entre una acción y sus efectos sobre las características intrínsecas del acuífero y en general sobre él mismo.

Durante la acción y efecto de los IASA, en casos muy excepcionales, son impactadas todas las propiedades de los acuíferos, es decir, en cada caso de impacto será necesario determinar qué propiedades son impactadas, a través de estudios de impactos que se realicen a tal efecto por procesamiento de datos de observaciones sistemáticas sobre el régimen de los acuíferos o por estudios hidrogeológicos específicos. De igual manera, cuando el impacto, independientemente de su génesis, puede ser previsible deberán conocerse tanto las propiedades del impacto como las del acuífero para poder evaluar su efecto, con lo cual podrá ejecutarse un pronóstico de impacto.

Dando respuesta al objetivo de evaluación de los IASA se propone un modelo de matriz causa-efecto, en el que puede evaluarse tanto los impactos positivos (+) como los negativos (-), señalándose en celdas de la matriz el signo que corresponda (celdas de intersección de filas con las propiedades del acuífero y columnas con los impactos que se generan). La matriz permite caracterizar detalladamente los impactos determinados (efectos) sobre cada propiedad del acuífero en las filas que le corresponden a las mismas.

La matriz propuesta permite evaluar al mismo tiempo varios impactos sobre el mismo acuífero, solo se requiere a la matriz original, una primera fila de elementos (sobre componentes), y en dependencia del número de impactos que se evalúan y al enumerar los mismos, incrementar el número de filas (en las propiedades del

acuifero) y columnas de la matriz, en correspondencia con el número de elementos, componentes e impactos determinados que se evalúen (Tabla 13.6).

La valoración del impacto total sobre el acuifero, en este caso, se efectuaría por ponderación de los impactos según su intensidad, considerando el número total de impacto como la unidad (1) y el impacto total se determinaría por la siguiente fórmula:

$$I.T. = (V_1 * Cp_1 + V_2 * Cp_2 + \dots + V_n * Cp_n) n \quad (13.2)$$

Donde:

I.T. - Intensidad del impacto total que afecta al acuifero

*V*₁, *V*₂, *V*_{*n*} - Valor total correspondiente a cada impacto

*Cp*₁, *Cp*₂, *Cp*_{*n*} - Coeficiente de ponderación correspondiente a cada impacto

n - Cantidad de impactos que se evalúan.

La determinación del tipo de impacto total que recibe el acuifero se obtiene de igual forma que para impactos individuales por clasificación del mismo por intensidad total resultante (Tabla 13.6).

En muchos casos de IASA un solo componente impactante produce con su acción varios impactos en las propiedades del acuifero, por ello lo más recomendable es no hacer muy compleja la matriz de evaluación para resaltar los impactos, de lo que se deduce que es más caracterizador la confección de matrices individuales para cada componente impactante.

Tabla 13.6. MATRIZ PARA EVALUACIÓN DE IASA

PROPIEDADES DEL ACUÍFERO	COMPONENTES DE IMPACTO				IMPACTOS DETERMINADOS (EFECTOS)	VALORACIÓN DE PROPIEDADES					TIPO DE IMPACTO
	(componentes impactantes)					M	D	R	D	C	
	Impactos Presentes					a	e	e	u	e	
R O C A	Mineralogía										
	Trasmisividad										
	Almacenamiento										
	Alimentación										
	Descarga										
A G U A	Químicas										
	Físicas										
	Térmicas										
	Gaseosas										
	Agresivas										
	Radioactivas										
	Barométricas										
Bacteriológicas											
VALORACION DEL IMPACTO					Valor de Propiedades						
					Coeficiente de Ponderación						
					VALOR DEL IMPACTO						

Capítulo 14 PRINCIPALES MÉTODOS QUE SE APLICAN EN LAS INVESTIGACIONES HIDROGEOLÓGICAS

La práctica hidrogeológica se apoya en toda una gama de resultados obtenidos por diversos métodos de investigación, programados y ejecutados con fines hidrogeológicos; entre los más utilizados podemos citar los siguientes: perforación de pozos, métodos geofísicos, investigaciones paleohidrogeológicas, fotogeología, etc. En esta ocasión analizaremos los métodos de perforación y geofísica que son los de mayor importancia en las investigaciones hidrogeológicas.

14.1 Perforación de pozos

Es el método más importante y seguro de las investigaciones hidrogeológicas, conjuntamente con los ensayos o experimentos hidrogeológicos (bombeos, vertimientos, inyecciones, ya tratados en el contenido de este libro).

En el proceso de perforación, ensayos y documentación de pozos se asegura la obtención de la información necesaria sobre las condiciones geólogo-hidrogeológicas de las áreas de estudio, de los yacimientos de aguas subterráneas, sus particularidades, condiciones de almacenamiento y su posible aprovechamiento en la economía nacional para distintos fines.

El volumen y la eficacia de la información hidrogeológica que se obtiene durante la perforación y el ensayo de los pozos depende, en gran parte, de la elección correcta y programación del método de perforación y construcción de los pozos hidrogeológicos, la calidad de la documentación hidrogeológica de los trabajos de perforación y muestreo de rocas y agua, el buen aislamiento de los horizontes acuíferos, el acondicionamiento técnico de los pozos para los ensayos y pruebas que en los mismos se programen y otros factores de interés geológico.

Las exigencias en cuanto a los métodos de perforación y la construcción de los pozos hidrogeológicos dependen, en gran medida, de las condiciones geológicas de la región que se estudia y las condiciones técnico-económicas de la perforación en sí. Generalmente, las exigencias de perforación deben garantizar la obtención del volumen necesario de información hidrogeológica, según los objetivos finales de la investigación, con los gastos mínimos necesarios de trabajos, tiempo y recursos económicos y materiales.

- **Categoría de los pozos hidrogeológicos**

En correspondencia con los objetivos finales se definen a continuación las principales categorías de los pozos hidrogeológicos:

1. de búsqueda
2. de exploración
3. de laboreo de exploración
4. de observación
5. de explotación.

Para ejecutar las tareas hidrogeológicas en el proceso de búsqueda y exploración de las aguas subterráneas se utilizan preferentemente los pozos de las primeras cuatro categorías. Los pozos de explotación sirven para extraer las aguas subterráneas, evacuarlas y reponerlas, entre otros fines.

Los pozos de búsqueda se perforan en la etapa de exploración y en el proceso de los trabajos de búsqueda y levantamiento; sirven para el estudio de las condiciones geólogo-hidrogeológicas generales, descubrir los horizontes y complejos acuíferos, observarlos y realizar en ellos ensayos cualitativos y cuantitativos preliminares (muestreos de agua y rocas, bombeos de prueba, etc.).

Los pozos de exploración se perforan durante el estudio de áreas perspectivas de los yacimientos de aguas subterráneas para definir la posibilidad de un estudio más detallado, con fines de establecer las condiciones de almacenamiento o aprovechamiento en la economía nacional. En los pozos de exploración se ejecuta un complejo de investigaciones hidrogeológicas (bombeos experimentales y experimentales de explotación, vertimientos de agua, inyecciones bajo presión, obtención de muestras de rocas, de agua, observaciones de caudales, termométricas, geofísicas, etc.).

Los pozos de laboreo de explotación se perforan en el proceso de los trabajos de prospección, y después de realizar en ellos todo un complejo de investigaciones hidrogeológicas, los mismos pueden ser utilizados en el proceso de explotación. Por ello está claro que las construcciones de estos pozos deben asegurar su explotación normal, duradera e ininterrumpida.

Los pozos de observación pueden perforarse en las distintas etapas de los trabajos de búsqueda y exploración o utilizarse según su objetivo final, bien para observar el régimen de las aguas subterráneas durante el período de exploración y explotación o para observar las variaciones de los índices de las aguas subterráneas (nivel, composición química, temperatura, etc.), y también en el proceso de ejecución de los trabajos experimentales (bombeos, vertimientos, inyecciones, etc.).

En el proceso de ejecución de los trabajos de búsqueda, exploración y durante la explotación de las aguas subterráneas puede surgir la necesidad de utilizar los pozos de búsqueda como pozos de exploración y los de exploración como pozos de observación. La posibilidad de este paso de los pozos de una categoría a otra ha de ser prevista al realizarse el programa y proyecto de los trabajos de exploración. Este enfoque puede elevar sustancialmente la eficiencia geológica y económica de los trabajos de perforación.

- **Métodos de perforación de pozos hidrogeológicos**

Los métodos de perforación se seleccionan sobre la base de las condiciones geólogo-hidrogeológicas locales, los objetivos de las investigaciones, la profundidad y diámetro de los pozos diseñados y de otros factores.

En los últimos años en la actividad hidrogeológica se utilizan los siguientes métodos de perforación:

- Rotativo en seco
- Rotativo con lavado directo
- Rotativo con lavado inverso
- De percusión con cable
- Combinado de percusión y rotativo

Para la perforación de pozos hidrogeológicos son preferibles los métodos rotativos y los métodos de percusión con cable y combinado.

-El método rotativo en seco (sin inyección de agua) se ejecuta principalmente para el estudio de las propiedades físicas y mecánicas de las rocas para estudios de mejoramiento de suelos, drenaje de suelos agrícolas y de

yacimientos minerales sólidos en sedimentos friables, en perforación de acuíferos artesianos con poca presión y otros.

-El método rotativo con lavado directo es conveniente al perforar pozos hidrogeológicos en condiciones geólogo-hidrogeológicas bien estudiadas, cuando en el corte no existen horizontes acuíferos de baja presión y poco caudal con estratificaciones de pequeños espesores. En el proceso de perforación de los intervalos sometidos a muestreos, para la obtención de testigos es conveniente utilizar tubos portatestigos. Para reducir las consecuencias de colmatación de los horizontes acuíferos es conveniente emplear la colocación de filtros, evitando su sellaje con arcilla; para ello se ejecuta su limpieza utilizando preferiblemente el Air-lift (inyección de aire a presión), hidromonitores o equipos de percusión. La colmatación de los filtros puede producirse al aplicar en el proceso de perforación, lavado con agua o lodo. El método rotativo de perforación con lavado asegura el avance rápido de perforación y una construcción simple, así como logros de altos índices técnico-económicos de estos trabajos.

-La perforación con lavado inverso se recomienda en sondeos de laboreo de exploración y de explotación hasta profundidades de unos 300 m y con un diámetro de hasta 1 m, en rocas friables (sin cantos rodados), con una profundidad de yacencia de las aguas subterráneas superior a tres metros.

-El método de perforación a percusión con cable debe utilizarse para perforar en condiciones geólogo-hidrogeológicas con frecuente estratificación de los horizontes acuíferos freáticos o de baja presión, hasta profundidades de unos 150 m, tanto en roca dura como en depósitos de arenas, cantos rodados, etc., y se debe iniciar las perforaciones con grandes diámetros (hasta un metro).

Este método asegura una alta calidad de ensayo y captación de los horizontes acuíferos, no requiere transportación de grandes volúmenes de agua para perforar, aunque presenta baja velocidad de perforación, sobre todo en rocas areno-gravosas con cantos rodados, y un alto consumo de tuberías para encamisado de los pozos.

-El método combinado (rotativo-percusión) se recomienda para perforar en condiciones geólogo-hidrogeológicas poco estudiadas, con frecuente estratificación de los horizontes acuíferos de baja presión o freáticos. La parte superior del perfil, hasta el nivel del agua subterránea, se perfora por el método rotativo y las rocas acuíferas por el método de percusión con cable. Tal combinación asegura el avance relativamente rápido de la perforación y presenta resultados satisfactorios y alta calidad en el proceso de ensayo de los horizontes acuíferos.

Para la ejecución de la perforación por métodos rotativos o de percusión existe una amplia variedad de equipos de distintas nacionalidades. Entre los de mayor desarrollo de esta técnica están los Estados Unidos de América, Inglaterra, Rusia y España.

Las construcciones de los pozos hidrogeológicos se determinan por su objetivo final, la profundidad, el método de perforación, el carácter del corte geológico, el método de muestreo y otros factores. Las construcciones de pozos hidrogeológicos de diversas categorías han de responder a determinadas exigencias, las que deben garantizar lo siguiente:

- Ejecución eficaz de los trabajos de perforación y descubrimiento de los horizontes acuíferos.

- El ensayo cualitativo de todos los horizontes acuíferos que se estudian, así como su aislamiento de los necesarios.
- La instalación de los equipos necesarios para los bombeos, equipos de mediciones, trabajos geofísicos, etc.
- La calidad y garantía en tiempo de las observaciones y otros trabajos hidrogeológicos.
- La seguridad y estabilidad de las condiciones de los pozos para su utilización de acuerdo con la finalidad de los mismos.
- La protección de los horizontes acuíferos contra la contaminación en superficie y de los estratos profundos.
- La posibilidad de recuperar las tuberías de revestimiento y filtros para su uso reiterado en los pozos que no sean de explotación.

La profundidad de los pozos hidrogeológicos se determina por la posición del horizonte acuífero que se estudia en el corte, su espesor y profundidad necesaria de penetración. Los horizontes de poco espesor (menos de 10 m), como regla general, se perforan por completo. La profundidad de perforación y grado de penetración en los horizontes acuíferos de grandes espesores debe ser suficiente para esclarecer toda la litología y asegurar el bombeo con el abatimiento del nivel necesario, así como la explotación de los mismos, considerando las posibles oscilaciones del nivel del agua en el proceso de explotación. Si se prevé la ejecución de bombeos con Air-lift, deberán tomarse en consideración el tipo y parámetros para su óptimo funcionamiento.

Para la construcción de los pozos la elección de sus diámetros constituye un factor decisivo para la futura explotación de los mismos. El diámetro de explotación de los pozos debe ser suficiente para instalar los equipos de bombeo destinados al ensayo y a la explotación; se recomienda un diámetro mínimo de 50 – 100 mm, mayor que el cuerpo del equipo de bombeo (diámetro interior del pozo o de los filtros).

En el tramo acuífero, según el grado de estabilidad de las rocas, deberá instalarse o no filtros. Los filtros deberán asegurar las condiciones para la entrada o flujo de agua al pozo, evitar su obstrucción con partículas arenosas o arcillosas, y ser duraderos y económicos. Los filtros en el mercado presentan una amplia variedad en relación con el material de construcción de los mismos y rasuración.

La elección del tipo de filtro, su estructura, dimensiones y otros índices se realiza conforme a las instrucciones y recomendaciones al efecto. El largo de la parte activa del filtro (l) en los estratos acuíferos de poco espesor (hasta 10 – 15 m) se adapta según las condiciones de penetración; en el mismo generalmente se instalan en todo su espesor, dejando sin filtros la parte superior e inferior no acuífera.

En la mayoría de los casos de perforación de pozos para explotación, en los acuíferos que se encuentran en la parte superior del perfil, de ser necesaria la instalación de filtros, se deja un tramo que puede ser hasta 5 m o más, sin la instalación de los filtros, previendo que este espesor será desecado durante el bombeo (o explotación).

En los horizontes de grandes espesores con perforación para explotación de las aguas subterráneas durante la instalación de filtros, el largo de los mismos se determina a partir de las condiciones de aseguramiento del caudal proyectado del pozo, de forma aproximada, por la siguiente dependencia:

$$l = \frac{\alpha Q}{d} \quad (14.1)$$

Donde:

l ; largo del filtro, m

α ; coeficiente de eficiencia oscila entre 5 y 30 (para rocas muy permeables = 30)

Q ; caudal de bombeo, m³ / hora

d ; diámetro exterior del filtro, mm.

Por la experiencia hidrogeológica el largo del filtro puede tomarse sobre la base de la siguiente expresión:

$$\frac{l}{m} = 0,5 - 0,8$$

Donde:

l ; largo del filtro, m

m ; espesor acuífero, m.

En gran número de casos, cuando los pozos se perforan en sedimentos friables o rocas deleznable, se requiere la protección de los filtros con un relleno de gravas finas. La composición del relleno y diámetro de las gravas se establece en función de la composición granulométrica de las rocas acuíferas. Para rocas friables el diámetro de las gravas de protección del filtro se determina por la siguiente fórmula:

$$d_g = d_{50} (8 - 1) \quad (14.2)$$

Donde:

d_g ; diámetro de las gravas del filtro, mm

d_{50} : diámetro de las partículas que forman el 50 % o más de la granulometría de los sedimentos acuíferos, mm.

14.2 Investigaciones geofísicas

La eficacia geológica y economía de las investigaciones aumenta en sumo grado al combinar de manera argumentada y racional los distintos tipos de investigaciones con métodos de perforación, geofísica, hidroquímica, etc., al sustituir los tipos de investigaciones más costosos y prolongados por métodos más económicos y de menor duración de ejecución, sin reducir o reduciendo dentro de los límites admisibles, la evidencia de los resultados obtenidos al asegurar el control recíproco de los resultados alcanzados en las investigaciones por medio de diversos métodos, así como las condiciones de interpolación y extrapolación de los tipos de investigaciones que se realizan en distintos puntos del territorio sometido a estudio.

La necesidad de combinar distintos tipos de investigaciones o métodos se determina, además, por la gran amplitud y especificidad de los problemas que es necesario resolver para estudiar hidrogeológicamente los yacimientos de las aguas subterráneas.

Los métodos geofísicos adquieren cada día mayor importancia en la solución de los problemas hidrogeológicos más diversos; prácticamente en todas las etapas de investigación hidrogeológica, su bajo costo, la existencia de equipos de alta exactitud, la sencillez y la operatividad de las investigaciones. La posibilidad de aumentar el poder resolutivo y el grado de evidencias a expensas de la combinación de diversos métodos geofísicos con otros métodos determinan las amplias perspectivas y la alta eficacia económica de aplicación de dichos métodos en las investigaciones hidrogeológicas. Una de las principales condiciones determinantes de la eficacia de las

investigaciones hidrogeológicas, sobre todo en la etapa de los trabajos de búsqueda y levantamiento, es la realización anticipada de los trabajos geofísicos. Esto nos da la posibilidad de corregir anticipadamente y programar de un modo más orientado los principales tipos de trabajos investigativos (perforación de búsqueda, exploración y ensayos de pozos). No obstante, esto no excluye la posibilidad y la necesidad de efectuar algunos trabajos geofísicos paralelo o posterior a otros métodos de investigaciones.

En respuesta a las condiciones de aplicación en la hidrogeología se distinguen las investigaciones geofísicas de superficie, así como las de pozos. Las investigaciones geofísicas de superficie (exploración eléctrica, sísmica, magnética, gravimétrica, y otras) se realizan principalmente en planta y se usan como regla, en los trabajos de búsqueda y levantamiento para estudiar las condiciones hidrogeológicas desde la superficie de la tierra.

Las investigaciones geofísicas de pozos prácticamente se efectúan en todas las etapas de estudio de las aguas subterráneas, pero predominan en la etapa de exploración preliminar y exploración detallada y consisten, ante todo, en realizar diversos tipos de trabajos de perfiles. Se utilizan para estudios y estimar cuantitativamente el corte de los pozos, suministrar a las investigaciones geofísicas de superficie la base de parámetros que permitan materializar geológicamente los resultados obtenidos, así como los valores paramétricos de las propiedades físicas y algunas acuíferas de las rocas. A su vez, las investigaciones geofísicas de superficie aseguran la extrapolación argumentada de los índices hidrogeológicos obtenidos como resultado del perfilaje en los pozos.

• **Métodos geofísicos de superficie:** Los más difundidos en la práctica hidrogeológica son los métodos de exploración eléctrica, basados en el estudio de los campos electromagnéticos alternos, continuos naturales y artificiales. Entre los numerosos métodos de exploración eléctrica, los más eficaces para solucionar los problemas hidrogeológicos son los que se basan en el estudio de los campos eléctricos continuos: sondeo eléctrico vertical (SEV), perfilaje eléctrico (PE) y métodos de polarización inducida (PI).

Los métodos de SEV y PE permiten, con la determinación de la resistencia aparente del medio rocoso, juzgar acerca de la composición litólogo-petrográfica de las rocas, su humedad, magnitud de mineralización de las aguas subterráneas, propiedades físico-acuíferas de las rocas, grado de agrietamiento, etc.; la interpretación cuantitativa de los datos del SEV y el PE se efectuará mediante familias de curvas teóricamente calculadas, dependencias y las correlaciones entre los parámetros geofísicos medidos y los parámetros hidrogeológicos determinados y por medio de otras soluciones.

Los problemas hidrogeológicos fundamentales para cuya solución es conveniente el uso del SEV y el PE son:

- El estudio de la profundidad de yacencia del techo de los distintos estratos formados por rocas impermeables o acuíferas.
- La determinación de la profundidad de yacencia y los espesores de los horizontes de distintas rocas integrantes del corte geológico, incluidas las rocas e impermeables.
- La confección de mapas y el estudio de las dislocaciones tectónicas y las zonas acuíferas de elevado agrietamiento.
- El estudio de las particularidades litológicas de las rocas del corte.
- La determinación de la mineralización de las aguas subterráneas y la salinidad de los suelos y las rocas.

- Los límites entre sectores de estructuras geológicas.
- La definición de los horizontes de rocas impermeables o acuíferas entre las formaciones de cubierta.
- La determinación de la profundidad de difusión del agrietamiento y el espesor de la corteza de meteorización.

El método de PE es conveniente utilizarlo para solucionar los siguientes problemas:

- Estudiar la profundidad de yacencia y espesor de los horizontes acuíferos e impermeables.
- Determinar la mineralización de las aguas subterráneas y la salinidad de las rocas de la zona no saturada.
- Estudiar la permeabilidad del primer horizonte acuífero respecto a la superficie y argumentar la extrapolación de los datos de los trabajos experimentales de filtración.
- Determinar las particularidades litológicas de las rocas y la división litológica del corte de los depósitos areno-arcillosos, sobre todo en condiciones de mineralización elevada de las aguas subterráneas. La profundidad de aplicación del método de PE es hasta unos 120 m.

Existen otros métodos de exploración eléctrica usados en las investigaciones hidrogeológicas, entre ellos se destacan:

- **Método de campo eléctrico natural (CEN):** permite determinar los lugares de absorción y de fugas de las aguas subterráneas en los fondos de los embalses, establecimiento de las zonas de infiltración de las precipitaciones atmosféricas, de descarga de las aguas subterráneas en los sedimentos friables, determinación de la dirección y la velocidad de filtración de las aguas subterráneas.
- **Método de cuerpo cargado (CC):** permite determinar la dirección y velocidad de filtración de las aguas subterráneas.
- **Método de radiocomparación (RC):** En estos dos últimos métodos los problemas que se pueden resolver son análogos a los que se resuelven mediante el CEV.

La exploración sísmica (ES) proporciona los datos más exactos sobre la posición de los límites de las rocas de distinta composición; por ello son de amplia aplicación en el estudio de las particularidades estructurales de los territorios, la subdivisión del corte, la determinación de las zonas de dislocaciones tectónicas y de agrietamiento, la determinación de la profundidad de yacencia de las aguas subterráneas y las propiedades físico-mecánicas generales de las rocas. En la solución de los problemas hidrogeológicos el principal método sísmico es el método de correlación de las ondas refractadas (COR).

La exploración gravimétrica (EG) se usa generalmente para resolver los problemas siguientes:

- División de los territorios en regiones hidrogeológicas y la realización de los mapas de las estructuras plegadas.
- Estudio de la composición litólogo-petrográfica y la densidad de las rocas.
- Estudio de la morfología del techo de las rocas cristalinas que forman los basamentos de las cuencas artesianas y profundidades de su yacencia.

- Determinación de las zonas cársicas, los valles fluviales sepultados y las zonas de agrietamiento elevado.
- Estudios de las particularidades estructurales de las áreas formadas por sedimentos carbonatados.

La exploración magnética, generalmente, se utiliza para solucionar los problemas siguientes:

- Estudio de las estructuras geólogo-tectónicas de las áreas cubiertas por depósitos sedimentarios jóvenes.
- Determinación de los espesores de los depósitos de las cubiertas de plataformas y la profundidad de yacencia del basamento cristalino y composición de las rocas del mismo.
- Determinación de las dislocaciones tectónicas, las fallas de descenso, los diques, filones y otros elementos estructurales.
- Estudio de las direcciones del agrietamiento y las manifestaciones cársicas.

En el proceso de los trabajos hidrogeológicos y geofísicos de superficie, muchas veces se aplica la radiometría que permite registrar las aureolas de dispersión de elementos radiactivos en las rocas; los métodos radiométricos de exploración (levantamiento de gamma y de emanación) ayudan a determinar las dislocaciones tectónicas bajo las cubiertas de las formaciones no consolidadas, a observar los límites de difusión de las rocas de distinta composición litólogo-petrográfica, así como a determinar la radioactividad de las aguas subterráneas, su dirección y velocidad de filtración. En los últimos años en las investigaciones hidrogeológicas los métodos geofísicos de superficie han alcanzado un gran desarrollo, así como la aplicación de radiaciones nucleares para estudiar las propiedades acuíferas y físicas de las rocas (en particular de las sedimentarias), y las mediciones geotérmicas desde la superficie (y en pozos) basados en el estudio de las anomalías del campo térmico de la tierra.

Las mediciones geotérmicas proporcionan la información sobre el flujo térmico y sobre las rocas y su estructura, a través de las cuales pasa ese flujo. Frecuentemente, la misión de las investigaciones geotérmicas consiste en la exploración de las aguas termales, con lo cual se determinan las vías de ascenso de las mismas, su dirección y sus yacimientos subterráneos. Estas investigaciones se realizan, además, con el fin de determinar las dislocaciones tectónicas acuíferas, estudiar los procesos de formación del carso y otras características físico- tectónicas de las rocas.

Métodos geofísicos de pozos: Estos métodos de investigación geofísica (perfilaje) son una parte indispensable de las investigaciones hidrogeológicas y deben efectuarse en todas o la mayoría de los pozos que se perforen.

Estos métodos se basan en el estudio de los mismos campos físicos que en los métodos de superficie, considerando la influencia de diversos procesos y factores artificiales que se manifiestan o que pueden provocarse en el proceso de perforación.

El mayor desarrollo y utilidad en la práctica hidrogeológica lo representan los métodos de perfilaje eléctrico de resistencia aparente (RA), de resistencia potencial (RP), de sondeo en perfiles laterales (SPL), de resistometría (PR) y de perfilaje radioactivo perfilaje gamma (PG), perfilaje gamma neutrónico (PGN), también el perfilaje térmico y de medición del flujo. En práctica hidrogeológica todos estos métodos se conocen más usualmente como métodos de "carotage" de pozos.

La aplicación de la geofísica de pozos sirve para el estudio de la estructura geológica de los cortes y su dimensión. De acuerdo con sus particularidades litológicas, se realiza utilizando los cortes típicos del perfilaje, construido preliminarmente sobre la base del análisis conjunto de los diagramas de perfilaje y el testigo tomado en el

proceso de perforación. Para este fin lo más racional es la combinación del complejo de métodos de RA, RP y PR. Complementariamente, se utilizan los métodos PGG y PGN, sobre todo para estudiar los cortes de rocas antiguas; el método de RP es muy eficaz también al examinar los cortes de rocas sedimentarias friables.

La localización de estratos y zonas saturadas y permeables, determinando su espesor efectivo, se ejecutan utilizando diversas combinaciones de métodos según el estado del pozo. Al perforar el pozo con el uso de lodo para el lavado se utilizan los métodos de perfilaje eléctrico con dos sondas, el microsondeo, el perfilaje radioactivo y el método de medición repetida de RP.

La evaluación de las propiedades de almacenamiento y filtración de las rocas acuíferas es el problema más complicado; su determinación se ejecuta por métodos empíricos por correlación de los resultados de los datos geofísicos (resistividad eléctrica, radioactividad natural o inducida y otros) y los parámetros hidrogeológicos (porosidad general y efectiva, agrietamiento, coeficiente y velocidad de filtración); esto resulta ser válido solo para las regiones donde tales relaciones han sido establecidas. Para determinar la velocidad y dirección de filtración de las aguas subterráneas se usa el método de cuerpo cargado o indicadores.

Para determinar las propiedades de filtración de las rocas saturadas, en cuya perforación se empleó lavado con agua, son convenientes los métodos de resistometría y de medición del caudal de flujo que tienen argumentación teórica y no requieren la determinación de las dependencias de correlación; este método tiene amplia aplicación en la determinación de las propiedades de filtración.

La determinación de la mineralización de las aguas subterráneas se ejecuta con gran efectividad mediante la aplicación de SPL y RA con errores posibles hasta un 25 %; también es de amplia aplicación en este caso el método de RP; conjugando estos tres métodos pueden obtenerse resultados con un grado de error no mayor de 10 – 15 %.

Anexo 1. Principales características de las rocas

1	2	3	4	5	6	7
Grupo	Características de la permeabilidad	Principales tipos de rocas	Coefficiente de permeabilidad (Darcy)	Coefficiente de filtración (m/día)	Agrietamiento, porosidad, %	Principales leyes de las condiciones de filtración
I	Muy alta	Cantos rodados y gravas sin relleno	500 – 5 000	25 – 3 500	5 – 35	La permeabilidad es relativamente constante.
		Bloques de guijarros sin relleno.	500 – 10 000	350 – 6 500	20 – 35	Permeabilidad muy variable y disminuye en profundidad.
		Rocas muy carsificadas	100 – 5 000	70 – 3 500	2 – 15	Permeabilidad relativamente constante en área y perfil.
		Rocas neovolcánicas (Basaltos, andesitas)	100 - 200	70 – 1 300	2-25	Permeabilidad muy variable alcanza el máximo en zonas de fallas jóvenes y de drenaje, disminuye en profundidad.
II	Alta	Cantos rodados y gravas con relleno de arena, arenas gruesas	0 – 100	15 – 70	25 – 35	Permeabilidad variable, a menudo aparecen estratificaciones y anisotropías en la filtración.
		Arenas sin relleno	10 – 80	7 – 55	25 – 35	Idéntico al caso anterior.
		Rocas carsificadas	10 – 100	7 – 70	1 – 8	Permeabilidad muy variable y disminuye en profundidad.
		Rocas magmáticas	10-50	7-35	0,5 - 2	Idéntico al grupo 1, tipo 4.

III	Media	Canto rodados y gravas con relleno de arena fina y media.	1 – 10	0,7 – 7	25 – 30	Permeabilidad variable en estratificaciones. Presenta anisotropía.
		Arenas finas y medias.	1 – 10	0,7 – 7	25 – 40	Permeabilidad bastante constante.
		Rocas porosas, cementadas (Areniscas etc.)	1 – 10	0,7 – 7	0,20	Permeabilidad a menudo relativamente constante.
		Rocas poco carsificadas y con paleocarso	1 – 10	0,7 – 7	0,5 – 1	Permeabilidad muy variable sobre todo en presencia de paleocarso.
		Rocas intrusivas y metamórficas con agrietamiento medio.	1 – 10	0,7 – 7	0,2 – 0,5	Ídem al grupo 1, tipo 4.
		Rocas agrietadas y con bloques cementados	1 – 10	0,7 – 7	0,2 – 2	Permeabilidad variable, disminuye en profundidad en estratificaciones. Presenta anisotropía.
IV	Baja	Arenas muy finas, limosas y arcillosas.	0,1– 1	0,07– 0,7	25 – 40	Ídem al grupo III tipo 1.
		Rocas porosas cementadas (aleurolitas, areniscas)	0,1– 1	0,07– 0,7	5 – 20	Ídem al grupo III tipo 3.
		3. Rocas magmáticas y metamórficas y sedimentarias débilmente agrietadas.	0,1- 1	0,07–0,7	0,1 – 1	Permeabilidad variable en profundidad, puede disminuir casi hasta cero.
		Antracita y carbón mineral.	0,1 – 1	0,007 – 0,07	0,1 - 1	Permeabilidad relativamente constante.
		Turbas débilmente descompuestas.	0,1 – 1	0,07 – 0,7	50 - 70	Almacenan alta humedad con grandes gradientes iniciales.
		6. Limo y arcilla arenosa.	0,1 - 1	0,007 – 0,07	5 - 30	Permeabilidad relativamente constante, micro porosidad y anisotropía.

V	Muy Baja	1. Arcilla arenosa, arena arcillosa.	0,01 – 0,1	0,007 – 0,07	– 25 – 30	Permeabilidad relativamente constante.
		2. Esquistos arenos-arcillosos-cloríticos.	0,01 – 0,1	0,007 – 0,07	– 2 – 4	Permeabilidad en profundidad disminuye casi hasta cero.
		Rocas compactas cementadas, con bloques y pequeña porosidad, aleurolitas.	0,01 – 0,1	0,007 – 0,07	– 8 – 10	Idéntico al caso grupo III tipo 3.
		Rocas muy poco agrietadas.	0,01 – 0,1	0,007 – 0,07	– 0,1 – 1	Permeabilidad disminuye casi hasta cero en muy poca profundidad.
		Turba muy descompuesta	0,01 – 0,1	0,007 – 0,07	– ≈ 100	Humedad muy alta con altos gradientes iniciales.
VI.	Próximo a cero (Impermeable Relativo)	1. Arcillas, arcillas, margosas, arcillas arenosas pesadas.	< 0,01	< 0,01	15 – 45	Permeabilidad a menudo variable en dirección normal al buzamiento.
		2. Yeso, anhidrita, distintas rocas bajo la zona superior de agrietamiento.	< 0,01	< 0,005	< 0,01	Permeabilidad tiende a cero por sellaje de las grietas y presiones.

ANEXO 2 Función - E_i (-U)

U	- E _i (-U)	U	- E _i (-U)	U	- E _i (-U)	U	- E _i (-U)	U	- E _i (-U)	U	- E _i (-U)
0,0005	7,024	0,065	2,220	0,28	0,957	0,53	0,525	0,78	0,322	1,3	0,135
0,0006	6,842	0,07	2,151	0,9	0,931	0,54	0,514	0,79	0,316	1,4	0,116
0,0007	6,688	0,075	2,087	0,30	0,906	0,55	0,503	0,80	0,311	1,5	0,100
0,0008	6,554	0,8	2,027	0,31	0,882	0,56	0,493	0,81	0,305	1,6	0,086
0,0009	6,437	0,85	1,971	0,32	0,858	0,57	0,483	0,82	0,300	1,7	0,075
0,001	6,331	0,9	1,919	0,33	0,836	0,58	0,473	0,83	0,294	1,8	0,065
0,002	5,639	0,095	1,870	0,34	0,815	0,59	0,464	0,84	0,289	1,9	0,056
0,003	5,235	0,10	1,823	0,35	0,794	0,60	0,454	0,85	0,284	2,0	0,049
0,004	4,948	0,11	1,737	0,36	0,775	0,61	0,445	0,86	0,279	2,5	0,025
0,005	4,726	0,12	1,660	0,37	0,755	0,62	0,437	0,87	0,274	3,0	0,013
0,006	4,545	0,13	1,589	0,38	0,737	0,63	0,428	0,88	0,269	3,5	0,007
0,007	4,392	0,14	1,524	0,39	0,719	0,64	0,420	0,89	0,265	4,0	0,0038
0,008	4,59	0,15	1,465	0,40	0,702	0,65	0,412	0,90	0,260	4,5	0,0021
0,009	4,142	0,16	1,409	0,41	0,686	0,66	0,404	0,91	0,258	5,0	0,0011
0,01	4,038	0,17	1,358	0,42	0,670	0,67	0,396	0,92	0,251	5,5	0,00064
0,015	3,637	0,18	1,310	0,43	0,660	0,68	0,0388	0,93	0,247	6,0	0,00036
0,02	3,355	0,19	1,265	0,44	0,655	0,69	0,381	0,94	0,243		
0,025	3,137	0,20	1,223	0,45	0,625	0,70	0,374	0,95	0,239		
0,03	2,959	0,1	1,183	0,46	0,611	0,71	0,367	0,96	0,235		
0,035	2,810	0,	1,145	0,47	0,598	0,72	0,0,360	0,97	0,231		
0,04	2,681	0,3	1,110	0,48	0,585	0,73	0,353	0,98	0,227		
0,045	2,568	0,4	1,076	0,49	0,572	0,74	0,347	0,99	0,223		
0,05	2,468	0,25	1,044	0,50	0,560	0,75	0,340	1,0	0,219		
0,055	2,378	0,26	1,014	0,51	0,548	0,76	0,334	1,1	0,186		
0,06	2,295	0,27	0,985	0,52	0,536	0,77	0,328	1,2	0,158		

ANEXO 3 Valores de la función N ($I_1, r^1, \alpha_{1,2}$) para distintos valores de $\alpha_{1,2}$

I_1	r	Valores de $\alpha_{1,2}$											
		0,6	-0,6	0,8	-0,8	0,9	-0,9	0,95	-0,95	0,98	-0,98	1,0	-1,0
0,1	0,01	0,1837	-0,09437	0,325	-0,1180	0,4612	-0,1289	0,600	-0,1341	0,7738	-0,1372	1,038	-0,1382
	0,1	0,830	-0,09362	0,3216	-0,1173	0,4602	-0,1281	0,5980	-0,1333	0,7726	-0,1362	1,037	-0,1373
	0,5	0,1695	-0,08243	0,3027	-0,1025	0,4383	-0,1116	0,5751	-0,1159	0,7482	-0,1183	1,012	-0,1191
	1,0	0,1433	-0,06209	0,2655	-0,07616	0,3948	-0,08241	0,5282	-0,08536	0,6990	-0,08696	0,9612	-0,08722
	5,0	0,05320	-0,01495	0,1202	-0,01775	0,2100	-0,01893	0,3181	-0,01948	0,4708	-0,01966	0,7189	-0,019
	15,0	0,01961	-0,0050	0,04978	-0,005925	0,1002	-0,006316	0,1740	-0,0065	0,2953	-0,00647	0,5135	-0,005628
0,2	0,01	0,3901	-0,1911	0,6487	-0,2391	0,9267	-0,2612	1,204	-0,2716	1,552	-0,2778	2,081	-0,2802
	0,1	0,3687	-0,1899	0,6468	-0,2375	0,9245	-0,2595	1,202	-0,2700	1,550	-0,2759	2,079	-0,2783
	0,5	0,3404	-0,1659	0,6073	-0,2063	0,8789	-0,2247	1,153	-0,2334	1,499	-0,2383	2,026	-0,2400
	1,0	0,2874	-0,1243	0,5315	-0,1525	0,7902	-0,1650	1,0570	-0,1709	1,3988	-0,1741	0,1923	-0,1746
	5,0	0,1064	-0,0299	0,2403	-0,0355	0,4200	-0,03786	0,6363	-0,0389	0,9416	-0,3922	0,1438	-0,0380
	15,0	0,03921	-0,0100	0,0958	-0,01185	0,2005	-0,01263	0,3481	-0,01298	0,5909	-0,1294	0,1027	-0,01136
0,3	0,01	0,56221	-0,2927	0,9820	-0,3667	0,401	-0,4007	1,818	-0,4171	2,341	-0,4264	3,135	-0,4301
	0,1	0,5600	-0,291	0,9797	-0,3640	1,398	-0,3978	1,814	-0,4140	2,337	-0,4232	3,131	-0,4269
	0,5	0,5441	-0,2516	0,9160	-0,3130	1,324	-0,3409	1,736	-0,3542	2,255	-0,3617	3,047	-0,3642
	1,0	0,4313	-0,1868	0,7985	-0,2291	1,187	-0,2478	1,587	-0,2567	2,100	-0,2615	2,887	-0,2623
	5,0	0,1596	-0,0482	0,3604	-0,05323	0,6300	-0,05677	0,9544	-0,0584	1,412	-0,05890	2,157	-0,05698
	15,0	0,05882	-0,1600	0,1494	-0,01777	0,3007	-0,01894	0,5221	-0,01948	0,8864	-0,01941	1,540	-0,01704
0,4	0,01	0,9802	-0,6608	1,698	-0,6609	2,404	-0,7734	3,103	-0,7536	3,978	-0,7707	5,303	-0,7781
	0,1	0,9747	-0,5208	1,690	-0,6544	2,395	-0,7161	3,094	-0,7459	3,968	-0,7624	5,293	-0,7700

	0,5	0,8759	-0,4341	1,554	-0,5406	2,239	-0,5892	2,927	-0,6124	3,795	-0,6254	5,115	-0,6300
	1,0	0,7229	-0,3127	1,337	-0,3833	1,987	-0,4146	2,655	-0,4294	3,510	-0,4374	4,822	-0,4386
	5,0	0,2658	-0,07463	0,6005	-0,08663	1,050	-0,09452	1,591	-0,09722	2,354	-0,09816	3,595	-0,08486
	15,0	0,09802	-0,02499	0,2499	-0,02962	0,5012	-0,03157	0,8702	-0,03244	2,477	-0,03234	2,507	-0,02841

ANEXO 4 Función Hantush W (U, r/B)

r / B \ U	0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
0,0005	7,0242	4,853	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0006	6,842	4,811	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0007	6,6879	4,848	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0008	6,5545	4,843	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,0009	6,4368	4,837	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,001	6,3315	4,829	3,5054	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,002	5,6394	4,708	3,5043	2,7449	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,003	5,2349	4,526	3,4969	2,7448	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,004	4,9482	4,348	3,4806	2,7444	2,2291	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,005	4,7261	4,296	3,4567	2,7428	2,2290	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,006	4,5448	4,181	3,4274	2,7398	2,2289	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,007	4,3916	4,077	3,9747	2,7350	2,2286	-	-	-	-	-	-	-	-	-	--
0,008	4,2591	3,982	3,3598	2,7284	2,2279	1,8488	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,009	4,1423	3,895	3,3239	2,7202	2,2269	1,8487	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,01	4,0379	3,815	3,2875	2,7102	2,2253	1,8486	1,555	1,321	1,1307	-	-	-	-	-	-
0,02	3,3547	3,244	2,9521	2,5688	2,1809	1,8379	1,553	1,3207	1,1306	0,9795	-	-	-	-	-
0,03	2,9541	2,887	2,6896	2,4110	2,1030	1,8062	1,5423	1,3177	1,1299	0,9793	0,842	-	-	-	-
0,04	2,6813	2,629	2,4816	2,2661	2,0153	1,7603	1,5213	1,3090	1,1270	0,9784	0,8418	-	-	-	-
0,05	2,4679	2,427	2,3110	2,1371	1,9283	1,7075	1,4927	1,2955	1,1210	0,9700	0,8409	-	-	-	-
0,06	2,2953	2,262	2,1673	2,0227	1,8452	1,6524	1,4593	1,2770	1,1116	0,9657	0,8339	-	-	-	-
0,07	2,1508	2,123	2,0435	1,9206	1,7673	1,5973	1,4232	1,2551	1,0993	0,9593	0,8360	-	-	-	-
0,08	2,0269	2,003	1,9351	1,8290	1,6947	1,5436	1,3860	1,2310	1,0847	0,9510	0,8316	-	-	-	-
0,09	1,9117	1,898	1,8389	1,7460	1,6272	1,4718	1,3436	1,2054	1,0682	0,9411	0,8259	-	-	-	-
0,1	1,8229	1,805	1,7527	1,6704	1,5644	1,4422	1,3115	1,1791	1,0505	0,9297	0,8190	0,2278	-	-	-
0,2	1,2227	1,216	1,1944	1,1602	1,1145	1,0592	0,6994	0,9284	0,8575	7857	0,7148	0,2268	0,0695	-	-

0,3	0,9057	0,902	0,8902	0,8713	0,8457	0,8142	0,7775	0,7369	0,6932	0,6476	0,6010	0,0011	0,0694	-	-
0,4	0,7024	0,700	0,6927	0,6809	0,6647	0,6446	0,6209	0,5943	0,5653	0,5345	0,5024	0,2096	0,0691	-	-
0,5	0,5598	0,558	0,5320	0,5453	0,5344	0,5206	0,5044	0,4860	0,4658	0,4440	0,4210	0,1944	0,0681	0,0223	-
0,6	0,4544	0,453	0,4498	0,4441	0,4364	0,4266	0,4150	0,4018	0,3871	0,3712	0,3543	0,1774	0,0664	0,2222	-
0,7	0,3738	0,373	0,3704	0,3663	0,3606	0,3534	0,3449	0,3351	0,3242	0,3123	0,2996	0,1602	0,0639	0,0221	-
0,8	0,3116	0,310	0,3081	0,3050	0,3008	0,2953	0,2889	0,2815	0,2732	0,2641	0,2543	0,1436	0,0607	0,0218	0,0074
0,9	0,2602	0,260	0,2583	0,2559	0,2527	0,2485	0,2436	0,2378	0,2314	0,2244	0,2168	0,1281	0,0572	0,0213	0,0073
1,0	0,2194	0,219	0,2179	0,2161	0,2135	0,2103	0,2065	0,2020	0,1970	0,1914	0,1855	0,1139	0,0534	0,0207	0,0072
2,0	0,4890	0,049	0,0487	0,0485	0,0482	0,0477	0,0473	0,0467	0,0460	0,0452	0,0444	0,0335	0,0210	0,0112	0,0051
3,0	0,0131	0,013	0,0130	0,0130	0,0129	0,0128	0,0127	0,0126	0,0125	0,0123	0,0122	0,0100	0,0071	0,0045	0,0025
4,0	0,0038	0,004	0,0038	0,0038	0,0038	0,0037	0,0037	0,0037	0,0037	0,0036	0,0036	0,0034	0,0024	0,0016	0,0010
5,0	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,0040	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,0011	0,0010	0,0008	0,0006	0,0004
6,0	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0004	0,0003	0,0003	0,0002	0,0002
7,0	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
8,0	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000

Anexo 5

Función Bessel K_0 (r/B)

r/B	K_0 (r/B)	r/B	K_0 (r/B)
0,01	4,712	1,30	0,3181
0,015	4,3159	1,40	0,2782
0,02	4,0285	1,50	0,2437
0,025	3,8056	1,60	0,2138
0,03	3,6235	1,70	0,1655
0,04	3,4697	1,80	0,1459
0,045	3,3365	1,90	0,1288
0,05	3,2219	2,00	0,1139
0,055	3,1142	2,10	0,1008
0,06	3,0194	2,20	0,0893
0,065	2,9329	2,30	0,0791
0,07	2,8534	2,40	0,0702
0,075	2,7798	2,50	0,0623
0,08	2,7114	2,60	0,0554
0,085	2,6475	2,70	0,0493
0,09	2,5875	2,80	0,0438
0,095	2,5310	2,90	0,0390
0,10	2,4776	3,00	0,0347
0,15	2,4271	3,10	0,0310
0,20	2,0300	3,20	0,0276
0,25	1,7527	3,30	0,0246
0,30	1,5415	3,40	0,0220
0,35	1,3725	3,50	0,0196
0,40	1,2327	3,60	0,0175
0,45	1,1145	3,70	0,1156
0,50	1,0129	3,80	0,0140
0,55	0,9244	3,90	0,0125
0,60	0,8466	4,00	0,0112
0,65	0,7775	4,10	0,0100
0,70	0,7159	4,20	0,0089
0,75	0,6605	4,30	0,0080
0,80	0,6106	4,40	0,0071
0,85	0,5653	4,50	0,0064
0,90	0,5242	4,60	0,0057
0,95	0,4867	4,70	0,0051

1,00	0,4524	4,80	0,0046
1,10	0,4210	4,90	0,0041
1,20	0,3656	5,00	0,0037

BIBLIOGRAFÍA

- ARSENIO, G. M. 1998. Progresos en la investigación en zona no saturada. Universidad de Huelva, Huelva.
- ANTONOV, V. V. 1984. *Búsqueda y exploración de aguas subterráneas*. L.G.I., San Petersburgo.
- ANTONOV, V. V. 1985. *Guía práctica para la evaluación de reservas de aguas subterráneas*. L.G.I., San Petersburgo.
- ALTÓVSKI, M. E. 1962. *Manual del hidrogeólogo*. Niedra, San Petersburgo.
- AST, B. K. 1968. Origen de la hidrología cuantitativa. Survey comp. Nueva York.
- BALADO, G. 1986. *La naturaleza y nosotros*. La Habana.
- BARON, V. A.; BELTSINSKI, P. A. 1981. *Pronóstico del régimen de las aguas subterráneas en regiones bajo riego*. Niedra, Moscú.
- BARRALES, F. L. A.; DAMANTI, J. F. 2000. Proyecto de descontaminación de un emplazamiento contaminado con hidrocarburos. En: *Investigaciones, gestión y recuperación de acuíferos contaminados*. Grafitaff, 2000, Madrid, p. 353–359.
- BIELI, V. L. 1982. Instrucciones sobre investigaciones geológicas para construcciones con fines de mejoramiento de suelos. COYUSVODPROYEKT, Moscú.
- BINDEMAN, N. N. 1982. *Evaluación de reservas de explotación de las aguas subterráneas*. Niedra, Moscú.
- BOCHEVIER, F. M. 1968. *Teoría y métodos prácticos de cálculos hidrogeológicos de las reservas de explotación de las aguas subterráneas*. Nauta, Moscú.
- BORIEVSKI, B. B.; XORDEKÁINEN, M. A; YAZVIN, L. C. 1976. Exploración y evaluación de las reservas de explotación de yacimientos de aguas subterráneas en rocas agrietadas y cársticas. MGU, Moscú.
- BÚDIKOV, M. I. 1965. Balance térmico de la superficie terrestre. Hidrometeoizdat, San Petersburgo.
- CABRERA, C. 1996. Evaluación de impactos ambientales. México.
- CUSTODIO, E.; LIAMAS, M. R. 1996. *Hidrología Subterránea*. Tomos 1 y 2. Ed. Omega, S. A. Barcelona.
- DAVIS, S. N.; WIEST, R. J. 1966. *Hidrogeología*. Nueva York.
- DE MIGUEL, F. C. 1986. Formación y evaluación de las reservas de aguas subterráneas de los sedimentos del Mioceno y Cuaternario de la cuenca del Valle del Cauto en la República de Cuba. L.G.I., San Petersburgo.
- DE MIGUEL, F. C. 1991. Hidrogeología del Valle del Cauto en la Provincia de Holguín para esquema de drenaje superficial. INRH, Holguín.
- DE MIGUEL, F. C. 1991. Índice de salinidad marina, su determinación y aplicación con fines de riego y mejoramiento de suelos. INRH, Holguín.
- DE MIGUEL, F. C. 1994. Hidrogeología y quimismo del Valle del Cauto en la Provincia Holguín y las Tunas. INRH, Holguín.
- DE MIGUEL, F. C. 1997. Metodología para pronóstico de factibilidad de salinización de suelos por riego sobre formaciones arcillosas de origen marino. En: *Investigaciones hidrogeológicas en Cuba*. LANKOPI, S. A., Bilbao, p. 243-251.

- DE MIGUEL, F. C. 1999. *Hidrogeología aplicada*. Ed. Félix Varela, La Habana.
- DE MIGUEL, F. C. 1999. Impactos ambientales sobre acuíferos y su evaluación. Universidad Tomas Frías, Potosí.
- DE MIGUEL, F. C. 1999. Evaluación y zonificación de la potencialidad de salinización de suelos del Valle del Cauto Provincias Holguín y Las Tunas, por método hidrogeológico. ISMM, Moa.
- DE MIGUEL, F. C. 2001. Evaluación y zonificación de la Provincia Holguín por factores desertificantes presentes y en desarrollo. ISMM, Moa.
- De MIGUEL, F. C.; BASTOS, M. L. 2001. La contaminación por nitratos y nitritos de los acuíferos libres. ABECUA, Sao Paulo.
- DUDKO, P. M. 1972. *Lixiviación subterránea de las sales*. Niedra, Moscú.
- DZHAMALOU, P. G.; ZEKTSER, I. S. 1997. *Escurrimiento subterráneo al mar y océano universal*. Nauta, Moscú.
- DRÓBNAXOD, I. I.; YAZVIN, L. C.; BORIEVSKI, B. B. 1982. *Evaluación de reservas de aguas subterráneas*. Kolos, Kiev.
- ESPINOSA, J. G.; ORTEGA, R. M. 1997. Métodos para evaluar la vulnerabilidad de los acuíferos, estado actual y tendencias futuras. La Habana.
- FALKENMERK, M. 1993. Hidrología comparada, un enfoque ecológico a los recursos hídricos y de suelos. Madrid.
- FEÓDOROVA, T. K. 1980. *Procesos físico-químicos en las aguas subterráneas*. Niedra, Moscú.
- FRÓLOV, I. M.; YAZVIN, L. C. 1984. *Términos fundamentales y sus determinaciones en el marco de estudios de las reservas de aguas subterráneas*. Niedra, Moscú.
- GAVICH, I. K. 1985. *Métodos de protección a las aguas subterráneas contra la contaminación y el agotamiento*. Niedra, Moscú.
- GAVICH, I. K.; CEMIÖNOVA, C. M. 1981. *Métodos de procesamiento de la información hidrogeológica*. Niedra, Moscú.
- GONZALEZ, B. A. 1983. Prevención y descontaminación de acuíferos: Caso especial recarga artificial. En: Materiales de curso de avanzada sobre contaminación de subterráneas, monitoreo, evaluación y recuperación. Vol. 2. UNESCO, Pinar del Río, p. 411-440.
- GUERRA, F. D. 1979. Edafología general. DAP, La Habana.
- GUTIERREZ, J.; GARCIA, J. 1974. Diferentes clasificaciones de la calidad de las aguas para riego. INRH, La Habana.
- HOLMES, N. N. 1960. Geología física. Edimburgo.
- IVANÖV, N. N. 1970. *Hidrología y regulación del escurrimiento*. Nauta, Moscú.
- IVANOV, N. N. 1964. Determinación de la evaporabilidad. Hidrometeoizdat, San Petersburgo.
- JACKSON, M. L. 1970. Análisis químicos de suelos. Wisconsin.
- KATS, D. M.; PASHKOVSKI, I. G. 1988. *Hidrogeología para mejoramiento de suelos*. Niedra, Moscú.
- KATS, D. M. 1981. *Fundamentos de geología e hidrogeología*. Niedra, Moscú.

- KERKIS, E. E. 1975. *Métodos de estudio de las propiedades de filtración de las rocas*. Niedra, San Petersburgo.
- KIRIUXIN, V. A.; TOLSTIXIN, N. I. 1987. *Hidrogeología regional*. Niedra, Moscú.
- KLÍMENTOV, P. P.; KONÓNOV, V. M. 1978. *Metodología de las investigaciones hidrogeológicas*. Nauta, Moscú.
- KOROTKÓV, A. I. 1983. Fundamentos de la hidrogeoquímica. L.G.I., San Petersburgo.
- KUDELÍN, B. I. 1982. Principios de la evaluación regional de los recursos de aguas subterráneas. MGU, Moscú.
- KRÁINOV, S. R. 1987. Geoquímica de las aguas para uso potable-social. Niedra, Moscú.
- KRATSÓV, A. I. 1970. Minerales combustibles, su búsqueda y exploración. Visshaya Shkola, Moscú.
- LANGUE, O. K. 1969. *Hidrogeología*. Nauta, Moscú.
- LEVEDIEV, A. B. 1976. *Métodos de estudio del balance de las aguas subterráneas*. Niedra, Moscú.
- LOZANO, P. N. 2001. Contaminantes y contaminación. Universidad de Cantabria, Suances.
- LUSSHEVA, A. A. 1979. *Hidrogeología práctica*. Niedra, San Petersburgo.
- LUTHIN, J. N. 1972. Drenaje de tierras agrícolas. La Habana.
- LVOVICH, M. I. 1974. Recursos hídricos universales y su futuro. Misl, Moscú.
- MARATO, A. M. E.; ROGEL, Q. J. M. 2000. Aplicación de sistemas de biorremediación de suelos y aguas contaminadas por hidrocarburos. En: Investigaciones, gestión y recuperación de acuíferos contaminados. Grafistaff, S. A. Madrid, p. 297-305.
- MAKCIMOV, V. M. 1979. *Manual del hidrogeólogo*. Niedra, San Petersburgo.
- MOLSKI, E. V.; YARTSEV, N. A. 1985. Instructivo práctico de hidrogeología. L.G.I, San Petersburgo.
- PABLOV, A. N. 1977. Ciclo geológico del agua en la Tierra. Niedra, San Petersburgo.
- PABLOV, A. N. 1969. Alimentación subterránea de los ríos. Hidrometeoizdat, San Petersburgo.
- PASÓXOV, E. V. 1975. *Hidrogeología general*. Niedra, San Petersburgo.
- POPÓV, I. V. 1965. *Características ingeniero geológicas de las rocas y problemas de litogénesis*. Niedra, Moscú.
- PLÓTNIKOV, N. I. 1965. *Búsqueda y exploración de aguas subterráneas*. Niedra, Moscú.
- PLÓTNIKOV, N. I. 1972. *Guía metodológica de investigación hidrogeológica e ingeniero geológica para construcciones de mejoramiento de suelos*. Tomos I, II, III. Znanie, Moscú.
- RÓBRA, E. 1984. Evaluación de impactos ambientales. Madrid.
- SANTIESTEBAN, E. P. 1997. *Evaluación de impactos ambientales en comunidad de Holguín*. Tesis de maestría. Instituto Superior Minero Metalúrgico. 85 p.
- SCHYWEMBER, H. 1990. Protección del medio ambiente. Santiago de Chile.

- SKAVALANÓVICH, I. A.; CEDENKO, M. N. 1980. *Hidrogeología, ingeniería geológica y desecamiento de yacimientos minerales*. Niedra, Moscú.
- SHVARTSEV, S. L. 1987. *Hidrogeoquímica de la zona de hidrogénesis*. Nauta, Moscú.
- SHESTAKÓV, N. M. 1972. Materiales de Congresos sobre mejoramiento de suelos. Tomo: Hidrogeología e ingeniería geológica. M.I.N. GEO. Moscú.
- STRÁXOV, N. M. 1983. Problemas generales de geología, litología y geoquímica. Nauka, Moscú
- STEWART, E. H. 1963. Evaporitas marinas. Geological Survey, New York.
- TODD, D. K. 1970. Hidrología del agua subterránea. California.
- YAZVIN, L. C. 1985. Métodos para la óptima utilización y reposición artificial de las aguas subterráneas. Minsk.
- YURCHUK, A. M. 1974. *Cálculos de extracción de petróleo*. Niedra, Moscú.
- ZALTSBERG, E. A. 1980. *Régimen y balance de las aguas freáticas en la zona de sobresaturación*. Niedra, San Petersburgo.
- ZEKTSER, I. S. 1982. *Leyes de formación del escurrimiento subterráneo*. Nauta, Moscú.