



COPIA

Estudio Hidrogeológico de la s localidades de  
Villa Angela, General Pinedo, Santa Sylvina,  
Villa Berthet(Prov. del Chaco) para hallar un  
reservorio de agua potable.-



Ej. 2

CATALOGADO

02903



Estudo Hidrogeológico de las localidades de Villa Angela, General Pinedo, Santa Sylvina, y Villa Berthet (Prov. del Chaco) para hallar un reservorio de agua potable.

Setiembre de 1964.-

NOTA: Este informe está rehecho en base a los mismos apuntes que sirvieron para redactar el informe original de Septiembre de 1964.-

En consecuencia, debe considerarse como un duplicado de aquél.

Marzo de 1966.-

H. 1112  
C18e

I N D I C E

	<u>Pag. N°</u>
I - Generalidades .....	1
II - Geoquímica del agua subterránea y factores de salinización .....	3
III - Prospección Geofísica .....	24
IV - Conclusiones .....	27





PROSPECCION GEOELECTRICA EN LAS ZONAS DE VILLA ANGELA, GENERAL SAN BERNARDO, VILLA BERTHET Y SANTA SYLVINA PARA UBICAR POSIBLES RESER-  
VORIOS DE AGUA POTABLE.

---

## I - GENERALIDADES

En el "Programa de Encuestas e Investigaciones del Problema / de Agua Potable en la Provincia del Chaco" (Informe N° 2 de la Comisión Provincial de Agua Potable), se propone como planmediato "Estudios de / Prospección Geofísica de los Recursos Acuíferos Subterráneos de la Pro- vincia".

Al respecto dice el informe aludido: "el Consejo Federal de / Inversiones ha realizado para beneficio de la Provincia un estudio loca- lizado en Saenz Peña y se le ha solicitado oficialmente un estudio simi- lar en el área de Villa Angela ...".

Esta prospección tiene por objeto cumplir con ese deseo de la Comisión Provincial de Agua Potable. En consecuencia se seleccionó el / área que abarca las localidades de Santa Sylvina, General Pinado, San / Bernardo, Villa Berthet y Villa Angela para realizarla, con el propósi- to de localizar reservorios hídricos de agua potable con caudales inte- resantes para encarar una obra de alumbramiento capaz de solucionar el problema.

En realidad, esta prospección no es más que la continuación / de aquella que se realizó en Presidencia Roque Saenz Peña en el curso / del año 1963. Ocuparnos aquí en describir nuevamente las condiciones // geográficas, morfológicas, geológicas e hidrogeológicas de un área simi- lar a la de Saenz Peña sería ocioso, por lo tanto remitimos al lector a aquel informe.

Solamente recordaremos que la condición hidrogeológica es la siguiente:

La llanura Chaqueña se halla totalmente ubicada sobre uno de los escalones del zócalo cristalino hoy rellenado; sobre él también se produjeron numerosas grietas o fallas de menos intensidad, que se insi- nuaron tanto en sentido longitudinal como transversal. Ellas influyen so- bre la superficie actual, determinando en gran parte las formas del re- lieve y la dirección general del curso de los ríos, arroyos y cañadas / que, en su mayoría, no coinciden con la pendiente general del terreno.

De la misma manera, los cursos de agua, trabajando activamen- te fueron modificando las formas originales que habían resultado de la



////////// 2.-

deposición de partículas por el viento, considerándose que aún no ha terminado su trabajo y por tanto, las formas del relieve superficial no han adquirido todavía su forma definitiva.

En esta llanura es frecuente y normal la superposición de acuíferos dulces y salados, como una consecuencia de la disposición particular de los terrenos permeables e impermeables del subsuelo; estos alcanzan pocas veces el carácter de estratos extendidos o capas continuas de espesor constante, que permitan separar las aguas en acuíferos diferentes, de modo que se constituye una única napa de espesor variable y discontinua, según lo permita la granulometría del sedimento.

En muchos casos estos sedimentos con propiedades de acuífero, que por lo general son arenas, contienen intercalaciones de lentes de arcilla, provocando interrupciones, lo que aparenta la presencia de varios niveles de agua.

En general en todo el subsuelo profundo de esta zona se extiende una napa de agua salada, denominada agua salada de fondo.

Las aguas de percolación (dulces) de los acuíferos explotables se acumulan en niveles superiores, separados por sedimentos impermeables o directamente apoyadas sobre la mencionada agua salada de fondo. Sin embargo como regla general puede decirse que, en la región estudiada, existen dos acuíferos de percolación explotables, que están sobrepuestas al agua salada de fondo.

Los dos acuíferos están separados entre sí por sedimentos arcillosos. Luego de estas consideraciones hidrogeológica debemos ocuparnos de los factores de salinización de las aguas subterráneas del Oeste de la Provincia del Chaco, ya que esta salinización provoca los conocidos problemas de la falta de agua potable.

## II - GEOQUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA Y FACTORES DE SALINIZACION

La geoquímica del agua subterránea es un capítulo nuevo en esta rama de la Técnica y lo es muy especialmente en regiones como la que estamos considerando.

Siguiendo a H. Schoeller haremos un resumen de carácter general, sin deternos en los detalles, ya que estos escapan a nuestra especialidad y no fué el motivo del estudio, pero que es necesario conocer, dado el grave problema de la salinización del agua subterránea en la prov. del Chaco.

El conocimiento geoquímico del agua subterránea, es fundamental después de investigar las condiciones geológicas e hidrogeológicas, pues no es suficiente encontrar agua más o menos dulce, es necesario que sea potable en el sentido amplio de la palabra.

Una determinada agua puede ser potable, mejor dicho "palatable", para los individuos que habitan una zona y ser pésima para los de otra más alejada o más o menos próxima, lo que quiere decir que hay adaptación de los individuos al agua disponible.

Al referirnos a potabilidad y/o palatabilidad del agua subterránea, en este caso, deseamos aclarar que no queremos aludir a su contenido bacteriano ya que para el caso este contenido salino, por lo tanto nos preocupa si es o no salobre o más menos salobre.

Desde luego, un conocimiento de las leyes relativas a la geoquímica del agua subterránea es importante para comprobar la composición química de las fuentes y las causas de la salinidad.

En esta oportunidad se recopilan los lineamientos generales del problema, esbozándolo de una manera general. La cuestión principal es saber como adquiere el agua subterránea su contenido químico, y a cuales cambios puede estar sujeta, para estudiar correctivos.

Durante la filtración a través de la zona de aereación hay pocas probabilidades de cambios en su contenido, debido a la velocidad del pasaje del agua a través de ella; empero, en los depósitos subterráneos, el movimiento del agua se produce en general muy lentamente, lo que da tiempo para las reacciones entre el agua y los sedimentos.

El agua subterránea obtiene sus sustancias disueltas primariamente, en el nivel superior, la roca madre de la tierra vegetal; cuyo espesor varía según la formación geológica y el clima. Sin embargo, son complejos los fenómenos de mineralización, puesto que en la zona de evapotranspiración el movimiento hacia abajo del agua, en dirección a la freática, es el resultado de la infiltración y evapotranspiración,



////////// 2.-

lo que es la resultante de estos fenómenos químicos asociados -disolución y precipitación- y que determina el contenido salino del agua de infiltración que alcanza finalmente la freática.

En los climas templados, los fenómenos químicos que tienen lugar en el suelo, son principalmente la disolución en el horizonte A y algo del B. Es evidente que el principal ataque sobre los elementos minerales de los sedimentos tiene lugar en la zona de descomposición, teniendo en cuenta que la precipitaciones en el horizonte B, desde el punto de vista de su efecto permanente, no constituyen sino un fenómeno transitorio en el equilibrio dinámico.

Al penetrar en el suelo, el agua recoge inmediatamente:  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $H_2$ , He,  $CO_2$  y  $NH_3$ . Un estudio de la solubilidad respectiva de estos gases revela: que la mayoría de los gases más comunes en contacto con el agua ( $N_2$ ,  $O_2$ ,  $H_2$  y He), resultan aproximadamente de una solubilidad igual, con el más alto grado no más del doble del más bajo. Otros gases muy comunes ( $CO_2$ ,  $H_2S$ , y  $NH_3$ ) la solubilidad es mucho más alta, de 40 a 200 veces como minimum, y aún 60.000 veces, en el caso del  $NH_3$ .

El  $CO_2$  disuelto, alcanza rápidamente su punto de saturación  $CO_3Ca$  y los valores del  $CO_3H$  y Ca en el agua, que fluctúan de acuerdo con ellos, varían tan sólo dentro de los límites estrechos arriba mencionados.

Esto representa entonces un límite automático a la disolución del carbonato de cal. Con las otras sales que se encuentran en las calizas, el grado de solución depende de la naturaleza de la formación real.

Hablando en general, el agua en las calizas circula principalmente a través de fisuras o grietas, de manera que la superficie de la roca expuesta al ataque se reduce considerablemente con relación al volumen de agua que circula.

Además, las sales más solubles, los cloruros y sulfatos, se hallan encerrados en la calizas, y esto en formaciones muy compactas o cristalinas. La ausencia de poros impide al agua darles alcance a cualquier profundidad, siendo la penetración máxima de unos decímetros a lo sumo, cuando la caliza se halla en proceso de descomposición.

Naturalmente no ocurre lo mismo con las piedras calizas de alta porosidad, pero en ambos casos, estas sales particulares pueden soltarse tan sólo después que los carbonatos, en que se hallan encerrados, hayan sido disueltos. De allí que la composición química del agua tiene que conformarse en cierta medida a la de la caliza. Siendo ésta general

////////// 3.-

mente pobre en cloruros y sulfatos, el agua que proviene de ella resultará principalmente rica en carbonatos y pobre en cloruros y sulfatos, mientras que el residuo seco resultará bajo.

En las dolomitas los fenómenos se presentan de la misma naturaleza que en las calizas, pero generalmente hablando la relación Mg/Ca parecería resultar menor en el agua que en la roca, particularmente en las calizas dolomíticas, ya que la calcita es más soluble que la dolomita.

El agua recoge rápidamente las sales, no porque se halla en contacto con superficies rocosas extensas, ni por períodos prolongados, sino debido a la alta solubilidad del yeso y al alto contenido de otras sales muy solubles, con la consecuente rápida disolución.

El agua que pasa por el yeso, adquiere pronto un alto contenido de  $\text{CaSO}_4$ , alcanzando muy a menudo una verdadera saturación. Igualmente, el agua en los terrenos salíferos contiene una cantidad muy grande de cloruros.

Es preciso mencionar que el aumento de  $\text{SO}_4$  implican un aumento no solo de calcio, sino también de magnesio, del cual el yeso contiene siempre una proporción bastante grande. Por otra parte, una vez alcanzada la saturación  $\text{CaSO}_4$ , el Ca no puede más aumentar, pudiéndose todavía disolverse tan sólo el  $\text{MgSO}_4$ .

Resulta pues que el agua es riquísima en  $\text{SO}_4$  y Cl y Ca, Mg y Na, rindiendo residuos secos que pueden elevarse a más de 200 g./litro.

Es de notar que la concentración del  $\text{CO}_3$  combinado, queda / cerca de la normal, y aún tiende a quedar por debajo, más bien que elevarse por encima de ella, cuando el  $\text{SO}_4$  está alto a raíz de la influencia del producto de solubilidad  $\text{SO}_4\text{Ca}$ .

Por último, conforme aumenta la solubilidad del sulfato de cal con la cantidad de cloruro en solución, el agua rica en cloruro / de sodio tiende a adquirir un contenido más alto de  $\text{SO}_4$  y Ca que el / agua meramente yesosa. La relación  $r\text{Mg}/r\text{Ca}$  tiene entonces una tendencia hacia el aumento.

El agua subterránea puede estar en contacto con margas, arcillas o esquistos arcillosos. A menudo la porosidad de estas rocas es muy alta, excediendo a veces del 50%, con poros muy diminutos y por / tanto muy numerosos, presentando así un área enorme de contacto entre el agua y la roca. Se consideran por lo general como impermeables, //



////////// 4.-

siendo el movimiento de agua a través de ellas muy lento; y, como resulta del análisis químico, la naturaleza coloidal de parte de sus elementos constituyentes, y la pequeñez de sus poros han permitido a las margas t arcillas retener grandes cantidades de sales (cloruros, sulfatos) por absorción, ya sea por los sedimentos durante el depósito o bien del agua salada connata que a veces haya alcanzado hasta el 50% del volumen total del sidemento. De allí sigue el agua en contacto con las rocas / arcillosas es extraordinariamente rica en sales con un residuo seco que a veces se eleva a varios gramos.

El  $\text{CO}_3$  combinado permanece al nivel común, pero las proporciones de  $\text{SO}_4$  y  $\text{Cl}$  son más altas que en el agua proveniente de otras / rocas, con excepción de las formaciones yesosas y salíferas, excediendo habitualmente el contenido del  $\text{HCO}_3$ . El más alto de los dos es a veces  $\text{Cl}$ ; en el primer caso existen naturalmente altos valores correspondientes de  $\text{Ca}$  y  $\text{Mg}$ , y en el último caso de  $\text{Na}$ .

Los intercambios de bases son muy comunes al hallarse el agua en contacto con rocas arcillosas: de iones  $\text{Ca}$  y  $\text{Mg}$  por iones  $\text{Na}$  provenientes de las arcillas sódicas y de iones  $\text{Na}$  y  $\text{Mg}$  por iones  $\text{Ca}$  provenientes de las arcillas calcáreas. El contenido de  $\text{SiO}_2$  es mayor que con otras clases de agua.

Las arenas, así como muchas piedras areniscas, son altamente porosas. La superficie de la roca expuesta al ataque resulta así muy / amplia, por lo cual arrastra grandes cantidades de cationes y aniones, debido al contacto más largo entre agua y roca, resultante del flujo / mucho más lento comparado con el flujo que ocurre en la piedra caliza. De allí que el agua proveniente de las arenas y las piedras calizas resulta normalmente más pesadamente cargada con sales ( $\text{SO}_4$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ) que el agua que proviene de las piedras calizas. El contenido de /  $\text{CO}_3$  es el mismo de cualquiera otra agua en la misma región climática.

En el caso del agua que proviene de arenas sencillamente síliceas y calizas y ya que la roca consiste casi enteramente de cuarzo, hay muy pocos elementos que el agua puede arrastrar aun en regiones / áridas.

Desde luego, como en todos los casos, el  $\text{CO}_2$  disuelto suministra una porporción de iones  $\text{HCO}_3$  y  $\text{CO}_3$  por disolución; pero esta clase de roca no contiene carbonatos, faltando por otra parte los iones adicionales que suministraría su disolución.

De allí que el contenido de iones  $\text{HCO}_3$  es bajo, de unos cuantos miligramos a unos cuantos centigramos, solamente, siendo muy bajas

////////// 5.-

las cantidades de iones Ca y Mg, no resulta saturada la totalidad de la cantidad de equilibrio de ácido carbónico.

Así queda un saldo de  $\text{CO}_2$  activo. Un resultado final del bajo contenido de iones  $\text{HCO}_3$  resulta un bajo pH, alrededor de 6 o 5. Siendo Cl y  $\text{SO}_4$  a menudo más bajo que en el agua proveniente de formaciones // calcáreas -asciende a unos pocos centigramos a lo sumo - el contenido / de  $\text{HCO}_3$  es tan bajo que o puede igualarlo, o, como ocurre más a menudo, excederlo. Ca y Mg son bajos, mientras que Na puede exceder Ca.

El agua puede estar en contacto con materia orgánica, tal como turba, lignito, carbón e hidrocarburos que constituyen medios reductores que actúan sobre los sulfatos mediante estas bacterias. Las consecuencias de ello son: (a) una baja del contenido  $\text{SO}_4$ , y de allí también de  $\text{SO}_4/\text{Cl}$ , en comparación con el agua de origen similar que no haya estado en contacto con materia orgánica; (b) alguna producción de  $\text{H}_2\text{S}$ ; (c) una suba en la cantidad de  $\text{CO}_3$  combinado. Este último fenómeno es consecuencia de las grandes cantidades de  $\text{CO}_2$  libre, producidas por la combustión química y biológica de la materia orgánica.

Durante su pasaje por el subsuelo y aún inmediatamente a su / acumulación en el suelo, el agua subterránea está sometida a frecuentes cambios en cuanto a su composición química, siendo los más importantes las reducciones, los intercambios de bases y la concentración.

No nos proponemos explicarlos con respecto a estos fenómenos, a los cuales se han dedicado un gran número de publicaciones. Los elementos más importantes afectados por ellas son los sulfatos, sin bien no debe olvidarse que puede igualmente tener lugar una reducción de nitratos.

Alguna agua subterránea, en completo contraste con otra agua emergente de idénticas formaciones geológicas o aun de los mismos depósitos subterráneos, es anormalmente deficiente en  $\text{SO}_4$ , o bien no lo contiene del todo; por otra parte, contiene a menudo hidrógeno sulfúreo, / sulfuros, hiposulfitos, etc. El bajo contenido de  $\text{SO}_4$  está siempre asociado con la presencia de materia orgánica y a veces también con uno de los elementos reducidos arriba mencionados. La materia orgánica puede / estar descomponiendo residuos vegetales o animales, turba, lignito, carbón o petróleo.

El agua subterránea es igualmente susceptible de encontrar en contacto con una variedad de sustancias que tienen la propiedad de intercambiar algunos de sus propios iones contra iones contenidos en el agua.

Las propiedades de absorción de estas sustancias varían am-/



////////// 6.-

pliamente, formando una gama entera de grados intermedios, entre dos formas extremas; absorción física o de Van der Waals en que la atracción / entre el absorbente y el absorbido es débil, y la absorción química con fuerte nexo de valencia.

Así que no hay sólo fijación sobre estas superficies o en el interior de estas sustancias, sino que un intercambio de sus cationes con los del agua tiene lugar en ellas. De allí que hay un intercambio / de bases, hay que tener presente que puede asimismo tener lugar un intercambio similar de aniones, en caso de permitirlo las características físicas del absorbente.

Las sustancias que se hallan en los estratos geológicos y / que son susceptibles de absorber elementos o intercambiar iones con el agua subterránea, son las siguientes: (a) minerales arcillosos, glauconita; (b) minerales de zeolita; (c) sustancias orgánicas, por ejemplo humus.

Las arcillas y el humus rinden coloides positivamente cargados, los cuales pueden así fijar e intercambiar cationes, es decir bases. Los coloides provenientes de la alumina son positivos, mientras que los del hidróxido férrico son anfotéricos, es decir que pueden resultar ya sea positivos o negativos de acuerdo con el pH del agua, e intercambiar así cationes o aniones como se presente el caso.

En los minerales arcillosos tales como caolinita, haloisita, las ilitas, las cloritas, etc., en que la fijación de los cationes tiene principalmente en las superficies externas, la capacidad de intercambio es relativamente baja. No ocurre lo mismo con tales minerales como la / montmorillonita y la vermiculita, en las que pueden ocurrir igualmente los intercambios dentro de las foliaciones, produciéndose una extensa / fijación sobre las superficies. En dichas rocas, es alta la capacidad de intercambio.

Los intercambios pueden igualmente ser producidos por las zeolitas, la glauconita y las materias orgánicas. Como a menudo resulta difícil saber cuáles son las sustancias que han intercambiado bases con bases en el agua, proponemos llamarlas todas permutolitas.

El grado de fijación no depende únicamente de la naturaleza / de la roca, sino también de la naturaleza de los cationes, siendo la fuerza de fijación de estos últimos inversamente proporcionales al grado de hidratación del ion. A un mismo grado de hidratación, la fijación de iones bivalentes es más fuerte que la de los iones monovalentes.

El potasio desempeña un rol especial. Está retenido en la ili

////////// 7.-

tas por quimisorción, resultando extremadamente difícil el desalojarlo. Además, tiene las dimensiones exactas (diámetro iónico 2,66 Å) como para alojarse en los intersticios de la capa de oxígeno. El  $\text{NH}_4$  tiene una acción similar al de K.

La absorción ocurre igualmente en proporción a las concentraciones de los cationes en el absorbente y el líquido. La concentración en el absorbente varía mucho menos rápidamente que en el líquido.

Según Wiegner y Seeny la relación entre la concentración inicial estable,  $a$ , de los cationes en el líquido y su respectiva concentración,  $x$ , en la fase estable de la postabsorción, ambas expresadas en miliequivalentes, es:

$$(a - x) k_1 \left( a - \frac{x}{p} \right)^l,$$

en que  $a-x$  representa la cantidad de cationes intercambiada y moviéndose del líquido a la arcilla y vice-versa. Si llamamos

$$\text{i.e.b.} \left( \frac{a-x}{a} \right)$$

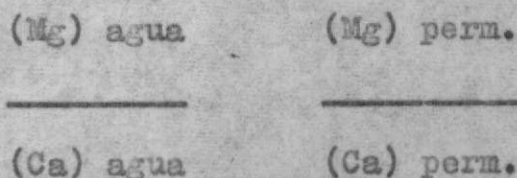
el índice de intercambio de bases, en el sentido de la definición que daremos más adelante, obtenemos:

$$\text{i.e.b.} \frac{k_1}{a} \left( \frac{x}{a-x} \right)^l,$$

Por último, hay que notar que el índice de intercambio de bases resultará más completo -es decir, el equilibrio más cercano- en la proporción en que la solución haya permanecido más tiempo en contacto con el intercambiador.

Para concluir: (a) la cantidad absoluta de sales en el agua / subterránea es mayor en proporción a la riqueza original de agua en elementos intercambiables; (b) la cantidad relativa de sales en el agua subterránea es tanto mayor, o en otras palabras, el intercambio es más completo en un tiempo dado, en cuanto y en proporción en que fuera baja la concentración, y mayor el tiempo de contacto.

Volviéndonos ahora al caso de un intercambio concurrente de / más de un catión, por ejemplo Ca y Mg. entre una permutolita y el agua, tenemos:



De allí que cuando los intercambiadores de bases hayan establecido un equilibrio con el agua en que las proporciones relativas de



////////// 8.-

de los cationes, son:

$$rMg_e/rCa_e, rNa_e/rCa_e, rNa_e/rMg_e$$

ó bien

$$\frac{rNa_e}{rCa_e + rMg_e}$$

siendo conocidos los valores, las relaciones de cationes en los intercambios mismos serán:

$$rMg_e/rCa_e, rNa_e/rCa_e, rNa_e/rMg_e$$

ó bien

$$\frac{rNa}{rCa_e + rMg_e}$$

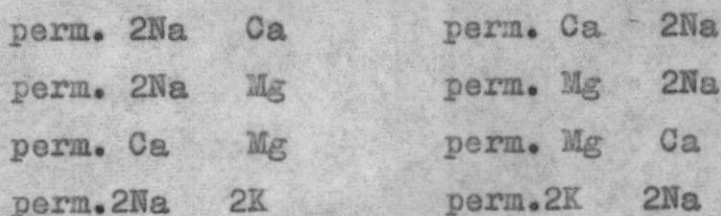
con valores bien definidos.

Si alguna otra clase de agua viene en contacto con estos intercambios de bases, habrá una tendencia hacia el establecimiento de un nuevo equilibrio entre los intercambiadores y la nueva masa de agua. Es obvio que la modificación de la nueva relación de cationes de esta nueva agua, se producirá con la tendencia de aproximarlas a los valores de las relaciones correspondientes en el agua original.

Esta relaciones básicas suministran una base para el estudio de las relaciones entre los intercambios de base y el origen del agua.

Los principales cationes contenidos en el agua son Na, K, Ca, Mg y H.

Podemos entonces conseguir los siguientes intercambios:



Los intercambios de bases pueden completamente alterar las relaciones de cationes en el agua, y en particular, las relaciones K/Na, Na/Ca, /Na/Mg, Mg/Ca.

Para valorar el grado al cual ha tenido lugar el intercambio de bases, pueden aplicarse los siguientes índices cuando Na y K en el agua son intercambiados con Mg y Ca. en la permutolita (i.e.b. siendo entonces positivo):

$$i.e.b. = r \frac{Cl - (Na + K)}{Cl} \quad y \quad i.e.b. = r \frac{Cl - (Na + K)}{SO_4 + HCO_3 + NO_3}$$

////////// 9.-

cuando el intercambio de iones es al revés (i.e.b. siendo entonces negativo), el término de desequilibrio sería entonces apropiado.

El término índice de intercambio de bases será abandonado, puesto que puede ya haber un desequilibrio inherente, como en el agua de mar, en que  $Cl \ rNa \ rK$  y en el agua proveniente de rocas cristalinas, en que  $rCl \ rNa \ rK$  sin que haya ocurrido ningún intercambio.

La concentración de minerales puede hacerse por evaporación o por disolución. En la concentración por evaporación, actúa una influencia básicamente climática. La evaporación tiene lugar principalmente en las áreas o cuencas de captación de aguas subterráneas, al infiltrarse el agua pluvial en el suelo, volviendo luego a la atmósfera desde la zona de evaporación. El agua del suelo se vuelve así progresivamente más mineralizada y una próxima lluvia bastante fuerte, como para poder infiltrarse profundamente, arrastra las soluciones concentradas en forma más o menos diluida, desde el suelo al nivel hidrostático. Resulta obvio, pues, que cuanto mayor sea el intervalo entre las infiltraciones que rebastecen el nivel hidrostático cuanto más espaciadas las lluvias en general y cuanto más alta sea la temperatura y el déficit en la saturación atmosférica, tanto más alta resulta la mineralización de las aguas de infiltración. Esta es la razón por la cual la mineralización del agua subterránea resulta progresivamente mayor desde las regiones templadas a las regiones tropicales, volviendo a caer de las regiones tropicales a las ecuatoriales.

Empero, hay que tener presente que puede haber concentración por evaporación en napas de agua profundas cuando hay escapes de ellas, puesto que el gas eleva vapor de agua consigo. Esto ocurre particularmente con el agua en ciertas formaciones petrolíferas que sueltan hidrocarburos gaseosos y gas de ácido carbónico.

Con respecto a la mineralización por disolución, los principales factores son la temperatura, la presión, el área de la interfase el volumen del agua y el tiempo transcurrido. Sabemos por la ley Nernst que la relación de disolución (de un sólido) está en proporción a un déficit de saturación. De allí que la mineralización del agua subterránea resulta tanto más alta cuanto más profundamente yace el agua debajo de la superficie - por ejemplo, cuanto más alta es la relativa temperatura - cuanto más finas (de granos o ampollas finas) resulten las capas acuíferas / de permeabilidad primaria, o más diaclásticas las de permeabilidad secundaria, cuanto más apretados resulten los poros o grietas, y la circulación consecuentemente más lenta, y si es mayor el largo del depósito.



////////// 10.-

Es obvio que la concentración mineral por disolución no puede pasar de una cierta etapa, puesto que el agua tiende hacia un estado / de equilibrio físico-químico con la roca en que circula. Habitualmente se aproxima al equilibrio únicamente luego de un lapso bastante extenso (alcanzándose el equilibrio perfecto sólo después de un tiempo indefinido), siendo tal lapso de tiempo sujeto a la naturaleza de la formación, bajo la ley Nernst, por la concentración efectiva de las sales / en el agua.

Volviéndose ahora a los principales cambios en la composición química del agua resultante de la concentración por disolución, los // principales radicales que se encuentran en el agua son: Ca, Mg, Na, Cl,  $SO_4$ ,  $CO_3$  y  $HCO_3$ , y la cuestión que se plantea es la relativa a los productos de solubilidad de las sales resultantes de la combinación de estos iones.

Por otra parte, las principales sales encontradas en las rocas - y por lo tanto disolubles - en grandes cantidades son  $CaCO_3$ , ///  $CaSO_4$ ,  $MgCO_3$  y NaCl. Las otras se encuentran en muy pequeñas cantidades, o muy excepcionalmente en ciertas formaciones. Podemos desde ya admitir que algunas sales no pueden nunca ser precipitadas del agua subterránea vadosa, por ejemplo,  $NaHCO_3$  y  $Na_2CO_3$ , puesto que se necesitarían valores combinados  $CO_3$  de 2.500 a 7.500 mg/litro por lo menos, que nunca se encuentran en agua subterránea meteórica de esta naturaleza.

Con excepción de la que provienen exclusivamente de formaciones silíceas o silicificadas de rocas, el agua subterránea se halla ya bastante saturada de carbonato y bicarbonato de calcio, en primer lugar, mientras que la presión del gas de ácido carbónico en el agua subterránea permanece siempre aproximadamente igual a la del aire del suelo // (tierra vegetal es decir, entre 0,005 y 0,06). Así la concentración por disolución no puede producir un aumento en el contenido de carbonato y bicarbonato del agua subterránea, salvo, como es obvio, si el agua recoge iones que no sean de Ca,  $CO_3$  y  $HCO_3$ ; esto aumentará el producto de solubilidad, si bien nunca en gran escala. Por otra parte, la disolución de sales que contienen iones Ca, por ejemplo  $CaSO_4$ , tiene el efecto de reducir el contenido de iones de  $CO_3$  y  $HCO_3$ . El resultado será que el contenido combinado  $CO_3$  quedará habitualmente entre ciertos límites, un límite superior determinado por la presión  $CO_2$  que puede elevarse levemente según el contenido de iones distintos de los Ca,  $CO_3$  y  $KHCO_3$ ; / y un límite inferior que puede decrecer en proporción al contenido de iones Ca. Hablando en general, el  $CO_3$  combinado oscila entre 75 y 240 mg.

Dejando de lado el agua ácida proveniente de rocas cristalinas o arenosas (piedras areniscas, podemos así concluir que, siendo el agua subterránea bastante bien saturada con carbonato de calcio, si la concentración mineral es igual a o inferior al valor normal de solubilidad de  $\text{CaCO}_3$ , p.e. de 300 a 400 mg., su contenido mineral debe ser casi exclusivamente carbonato de calcio, puesto que el carbonato de calcio es la primera sal a disolverse en la tierra vegetal.

La sal de solubilidad mínima que le sigue, y que es también una de las más comunes, es el yeso. Cuando el agua se disuelve, iones de yeso Ca son arrastrados, los que automáticamente rebaja el  $\text{CO}_3$  combinado en solución. Efectivamente, es notable que el agua de alto tenor en  $\text{CaSO}_4$  tiene siempre un contenido combinado de  $\text{CO}_3$  debajo del normal. El límite de solubilidad de  $\text{CaSO}_4$  puede fácilmente alcanzarse debido a la abundancia de sal, pudiendo aun excederse en el curso de la naturaleza, si el agua disuelve sales que contiene iones que no sean Ca ni  $\text{SO}_4$ . El agua con NaCl en solución puede así tener un contenido mayor de  $\text{CaSO}_4$ . La solubilidad de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  (calculados en términos de  $\text{CaSO}_4$ ), se eleva desde 2,1 g. a los  $20^\circ \text{C}$  para el NaCl = 0, hasta 7,3 g para una concentración de NaCl = 146,2 g., volviendo a bajar nuevamente para las concentraciones NaCl más aun. La solubilidad puede disminuirse por la solución de sales de calcio ulteriores, pero de dichas sales el  $\text{CaCl}_2$  es prácticamente inexistente en las rocas, encontrándose el  $\text{CaCO}_3$  a su máxima concentración. Sin embargo, la disolución de sulfatos, como, por ejemplo,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  o  $\text{MgSO}_4$  puede resultar en que el producto de solubilidad sea excedido, siendo precipitado el  $\text{CaCO}_3$ . Tales precipitaciones de sulfato de calcio han sido observadas en rocas. No puede haber duda de que una solución de sulfato de magnesio ocurre efectivamente en las formaciones yesosas, pues se puede observar que el agua subterránea con alto  $\text{SO}_4$ , tiene siempre un muy alto contenido de Mg, lo que trae aparejado un incremento en las relaciones de Mg/Ca y Na/Ca.

El mineral más común en el agua subterránea, de solubilidad superior a los que ya hemos visto, es el NaCl. Los largos tránsitos, los contactos prolongados o las amplias interfases, aumentan todos el nivel del NaCl en el agua, pero no la saturación, la cual ocurre tan sólo muy excepcionalmente; normalmente la concentración del NaCl en el agua aumenta a la paridad junto con la de la roca. Para alcanzar algo que se aprezca a una saturación, la capa acuífera misma necesita ser salífera. Así que es una excepción el encontrar valores de esta magnitud.



Por fin, hay que observar que cuanto mayor resulta la mineralización del agua por encima de una cierta concentración, correspondiente al nivel de saturación del sulfato de calcio, tanto mayor debe resultar la declinación del  $SO_4/Cl$ , así como el aumento del  $Na/Ca$ ,  $Na/Mg$  y / aún del  $Mg/Ca$ , en cuanto a las respectivas relaciones.

La concentración por evaporación obedece aproximadamente a las mismas reglas citadas, y las variaciones en las relaciones de los dis-/ tintos radicales ocurren en el mismo orden. En este caso, sin embargo, la precipitación puede resultar más frecuente. La primera sal a ser precipitada en el suelo es el  $CaCO_3$  en forma de concreciones calcáreas que se encuentran en regiones templadas ó tufáceas, en las estepas o en áreas pre-desérticas; la segunda es el yeso en áreas desérticas, seguida por / las sales de sodio, carbonato o sulfato, según la riqueza del agua en / radicales  $CO_3$  y  $SO_4$ .

De lo que precede se concluye que, dado un contenido combinado  $CO_3$ , que no exceda de los 300 mgs. obtendremos por lo general y en primer lugar, agua en que:

$$rCO_3 \quad rCl \quad \text{ó} \quad rSO_4$$

por encima de una dada concentración total de mineral disuelto, aproximándose habitualmente a 60 milequivalentes.

$$rCl \quad \text{ó} \quad rSO_4 \quad rCO_3$$

y en concentración aún más alta, alrededor y habitualmente de 180 milequivalentes,

$$rCl \quad rSO_4 \quad rCO_3$$

en caso de no haberse disuelto sales de magnesio. Desde luego, si se // hallan presentes sales de magnesio, los valores  $SO_4$  pueden volverse más altos. El autor ha comprobado que para todos los fines prácticos, 290 milequivalentes pueden tomarse como el nivel por encima del cual obtenemos invariablemente.

$$rCl \quad rSO_4 \quad rCO_3$$

Vemos, pues, que si por cualquiera razón, se vuelve altamente mineralizada el agua subterránea, ya sea por evaporación, desde una capa acuífera emergente cerca de la superficie, aún en el suelo de la zona de reabastecimiento, o bien por acumulación progresiva en una circulación lenta, o debido a lo largo de los tránsitos que aparejan factores de tiempo y de interfase, dicha agua cambia completamente su naturaleza, aproximándose progresivamente a un tipo de composición.

$$rCl \quad rSO_4 \quad rCO_3 \quad \text{y} \quad rNa \quad rMg \quad rCa$$

que es más o menos la composición del agua marina.



////////// 13.-

Se citan a continuación unos cuantos casos específicos de agua muy cerca de la saturación ya sea en NaCl o en  $SO_4Ca$ .

Hay depósitos debajo de la superficie en los que no existe circulación, ya sea porque la presión hidrostática externa en cualquier punto de la periferia del depósito iguala la presión interna, o bien porque la capa acuífera está completamente encerrada. Igualmente, puede haber circulación en una parte del depósito tan sólo, con agua estancada en otras partes. En el agua estancada de esta clase, puede ser total la concentración de minerales, no existiendo el factor tiempo límite, por lo cual el agua debería estar en o cercano del equilibrio químico con la roca. Efectivamente, sólo muy pequeñas cantidades de sales solubles en la roca y de elementos susceptibles al ataque químico por el agua son necesarios para que resulte alta la mineralización.

Considérase el caso de una roca de densidad  $d$  que contiene  $n$  por ciento en peso de NaCl, y de porosidad  $m$ . Esto quiere decir que un metro cúbico de roca contiene  $1.000 \frac{dn}{d-m}$  (I-m)Kg. de NaCl, y que un litro del agua absorbida contiene  $1.000 \frac{dn}{d-m}$  gramos de sales, dándose un estado de equilibrio en que la concentración en agua y roca, volúmen por volúmen, son iguales. Así que si la roca de 0,20 de porosidad y de 2,65 de densidad contiene sólo 2 o/oo de NaCl, el agua en equilibrio con la roca contendría 4,240 g. de NaCl por litro. Las arcillas pueden contener de 1 a 2 por ciento de NaCl. Tomando  $d=2,2$  y  $m=0,40$ , el cálculo susodicho nos da una concentración de 13,2 a 26,4 g. de NaCl por litro de agua.

Estas proporciones son las de las rocas de afloramiento o crestón que ya han sido sometidas la lejivación, de lo que sigue que el agua que yace profundamente en horizontes no lejivados pueden revelar concentraciones de sales mucho más altas. En consecuencia y habitualmente, el alto contenido de NaCl es considerado como la característica por la que se reconoce el agua connata, es decir, agua atrapada en las rocas sedimentarias cuando fueron depositadas, volviéndose posteriormente "agua fósil". En la práctica real, esto no puede ser un caso único, puesto que es común a otras clases de agua. Un alto contenido NaCl no indica necesariamente agua marina fósil, sino que puede sencillamente significar que ha habido una concentración de sal por evaporación, o simplemente por disolución; en este último caso, y a menudo, por agua subterránea estancada.

La investigación de la concentración y sus efectos sobre la /



////////// 14.-

composición química del agua puede sólo efectuarse por referencia a los productos de solubilidad:

Así que para el carbonato de calcio, se tratará de examinar el producto  $(\text{CO}_3^{--}) (\text{Ca}^{++}) = K_c$ . En este caso, sin embargo, como el componente  $\text{CO}_3^{--}$  en el agua depende de la proporción del  $\text{CO}_2$  disuelto, hay que tomar también en consideración la ecuación

$$(\text{H}_2\text{CO}_3 \text{ eq.}) \frac{K_1^2}{K_1 K_2} (\text{HCO}_3^-)^2 (\text{Ca}^{++})$$

$$\text{eq.} = \frac{22.4}{d} (\text{H}_2\text{CO}_3) \text{eq.}$$

Para el sulfato de calcio el producto a examinarse será

$$(\text{SO}_4) (\text{Ca}) = K_s$$

Y en ciertos casos en que haya sido alcanzada la saturación en NaCl, el producto examinado será

$$(\text{Na}) (\text{Cl}) = K_{\text{NaCl}}$$

Debe tenerse presente que estos productos varían con la temperatura y la fuerza iónica.

De los exámenes efectuados para comprobar la composición química del agua subterránea pueden deducirse las siguientes reglas:

1.- El agua proveniente de rocas de idéntica naturaleza petrográfica, cualesquiera que sean sus edades respectivas o cualquiera que sea la naturaleza del almacenamiento en ellas, puede evidenciar características comunes. Así, tratándose de agua proveniente de piedras calizas, encontraremos habitualmente  $\text{CO}_3$   $\text{SO}_4$  ó  $\text{Cl}$  y  $\text{Ca}$   $\text{Mg}$  ó  $\text{rNa}$ ; el agua proveniente de las piedras areniscas puras y de las arenas, y el agua provenientes de rocas cristalinas, tendrán un leve residuo seco, y un  $\text{CO}_3$  combinado debajo de la normas; el agua en contacto con la arcilla o margas contendrán un alto residuo seco y una proporción suficientemente superior de  $\text{Cl}$  y  $\text{Na}$  para dar  $\text{Cl}$  o  $\text{SO}_3$  y  $\text{Na}$   $\text{Mg}$  ó  $\text{Ca}$ ; el agua proveniente de las formaciones yesosas tendrá un alto residuo seco, así como  $\text{SO}_4$   $\text{CO}_3$ .

Sin embargo, el agua proveniente de rocas de idéntica naturaleza petrográfica no exhibirá necesariamente en todos los casos la misma composición química con idénticas proporciones características: Las diferencias químicas son producidas por las diferencias en la calidad del reabastecimiento, por el largo del tránsito a través de la capa / acuífera y por el clima.

2.- El agua que proviene de formaciones de idéntica naturaleza petrográfica, de la misma edad y en la misma región, posee habitualmente características comunes, y es de calidad mucho más análoga que el agua proveniente de formaciones de la misma naturaleza petrográfica, pero de distintas edades y pertenecientes a distintos sistemas de agua subterránea.

3.- Ello no obstante, el agua proveniente de dos cuerpos separados en el mismo horizonte geológico, puede diferir en su composición química, aún si se encuentran un al lado de otro. Cuanta mayor sea la distancia entre los cuerpos de agua subterránea, tanto mayor será la probabilidad de diferencias químicas entre ellos. El agua de recarga puede diferir químicamente, o cambiar de punto, o bien las trayectorias en los sistemas separados pueden diferir en cuanto al largo, con variaciones consecuentes en las relaciones características. Además, en algunos sistemas de agua subterránea, la principal circulación puede ocurrir a través del corazón de la verdadera capa acuífera, mientras que en otros puede ocurrir a través de la interfase entre la capa acuífera y el lecho confinante superior o inferior, lo que constituye otra fuente de diferencias en la composi-



ción química.

4.- Por otra parte, las aguas provenientes del mismo sistema en la misma formación geológica, poseen características químicas relativamente constantes y a un grado muy superior a las que poseen las aguas provenientes de dos sistemas distintos, aún si provienen del mismo horizonte, de rocas petrográficamente, idénticas y de la misma edad, y aún de idéntico substratum.

No hay que imaginarse que la composición química del agua en una napa subterránea permanece constante desde el punto de entrada hasta el punto de salida. Por el contrario, en la mayoría de los casos // existe una evolución química distinta.

En primer lugar, encontramos un aumento en la concentración mineral total debido a la disolución de ulteriores cantidades de sales. Desde luego, el aumento en la mineralización total es tanto más apreciable, en proporción, cuanto más largos sean la trayectoria y el tiempo de contacto, y cuanto más lento sea la velocidad del flujo y más pequeñas los poros de la roca, es decir, la mayor extensión de la interfase de la roca.

Este aumento general determinará mayormente los demás cambios.

Así, pues, y generalmente hablando, la relación  $SO_4$  al Cl disminuye desde la cabecera de la corriente hacia abajo del sistema: conforme la velocidad con que se disuelve una sal resulte proporcional al déficit de saturación, los cloruros se disuelven más rápidamente que / los sulfatos alcalinos de la tierra.

Es obvio que si una capa acuífera es rica en sulfatos y relativamente pobre en cloruros, ocurre lo contrario y aumenta la relación del  $SO_4$  al  $4Cl$ . Pero la concentración sube en aumento en el curso de la capa acuífera, y el  $SO_4$  alcanza pronto el punto de saturación, después de lo cual la relación de  $SO_4$  al Cl tiende a declinar.

La relación Mg/Ca tiende generalmente a disminuir corriente abajo. En primer lugar, el aumento de Ca por disolución del  $CO_3Ca$  cesa casi inmediatamente conforme las aguas se van saturando rápidamente. / Además el  $CaSO_4$  se disuelve menos rápidamente que el  $MgSO_4$  y  $MgCl_2$ .

El índice de desequilibrio cambia asimismo corriente abajo / desde el área de descarga. Puede resultar positivo empezar así dentro de la zona de reabastecimiento, disminuir progresivamente, volviéndose finalmente negativo y alcanzando progresivamente valores negativos progresivamente más altos, conforme el agua sigue moviéndose corriente abajo. Sin embargo, en ciertos casos, cuando se vuelve muy alta la con-

////////// 17.-

centración de cloro, generalmente encima de los 500 miliequivalentes, el índice de intercambio de los iones se vuelve positivo una vez más. La intensidad de estos fenómenos se vuelve progresivamente mayor en proporción a la duración del contacto entre el agua y la roca. En otras palabras, la intensidad del intercambio depende no sólo del largo de la trayectoria, sino también de la lentitud del reflujó y la magnitud de la interfase del agua-roca.

La reducción de sulfato que puede tener lugar si hay materia orgánica presente, resulta asimismo progresivamente más completa conforme o sea mayor la duración del contacto.

Sin embargo, la capa acuífera no es invariablemente homogénea en toda la extensión. Es así perfectamente posible que corrientes de agua subterránea muy vecinas entre ellas, pero moviéndose a través de distintos materiales puedan disolver elementos en distintas proporciones, diferenciándose así en su composición química.

Por último, el agua que circula en una capa acuífera se mueve generalmente en "línea de canales", y se halla raramente en movimiento activo a través de la masa entera de la capa acuífera. Como resultado de ello, las corrientes o arroyos subterráneos pueden desarrollar características individuales, impidiendo así la mezcla, de manera que se vuelve imposible la completa homogeneidad del agua acumulada.

En conclusión, agregaremos también unas palabras sobre lo que ocurre cuando un nivel hidrostático libre sube repentinamente hasta o cerca de la superficie del suelo (a menos de 2 m. o aún a menos de 1m.). En este caso, en la época seca, habrá concentración progresiva por evaporación, debido a la circulación vertical del agua, que alternativamente sube por capilaridad y desciende por infiltración. El residuo seco aumentará y concurrentemente disminuirá el  $\text{SO}_4/\text{Cl}$ , y aumentará el  $\text{Mg}/\text{Ca}$ , al ser precipitado del  $\text{SO}_4\text{Ca}$  y  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Para tener un cuadro exacto de la evolución química del agua subterránea, resulta útil marcar en los mapas los isoconos o curvas de igual concentración; los isocloros o curvas de igual contenido Cl, y las curvas similares para valores iguales de  $\text{SO}_4/\text{Cl}$ ,  $\text{Mg}/\text{Ca}$ ,

$$r \frac{\text{Cl} - \text{Na, etc.}}{\text{Cl}}$$

Como hemos visto, el contenido mineral del agua puede aumentar se por acción química o por disolución temporal. Lo que ocurre a este respecto y en qué escala, depende de la naturaleza de la formación geológica, puesto que el  $\text{CaCl}$  se disuelve mucho más rápido que el  $\text{SO}_4\text{Ca}$ , mientras que las piedras calizas ceden al ataque químico más rápidamente que



////////// 18.-

las rocas cristalinas o cristalofíleas. El grado de concentración del / agua es así determinado no sólo por el largo de la trayectoria y por la duración de su contacto con la roca, sino también por la naturaleza de la roca. Obtenemos así factores esencialmente geológicos en acción.

La química de la sustancia disuelta en el agua depende de / lo que contiene la roca en cuanto a sustancias que pueden ser disueltas o atacadas químicamente, y adicionalmente de las posibilidades brindadas por ciertas reacciones secundarias en los estratos, por ejemplo, los / intercambios de bases cuando hay permutolitas, tales como ciertas arcillas, glauconitas, etc., y reducción de sulfato cuando se halla presente materia orgánica. Estos son también factores geológicos esenciales.

Como los tipos de estratos geológicos se hallan distribuidos por zonas de sedimentación reconocidas, resulta que hay áreas que pueden rendir agua subterráneas de calidad generalmente similar. Así pues, hay ciertas áreas en las cuales el agua contiene un bajo contenido de calcio residuo seco y liviano, etc., y por lo general resulta químicamente activo. Estas áreas coinciden con áreas de roca cristalina o con arena silicosa muy pura.

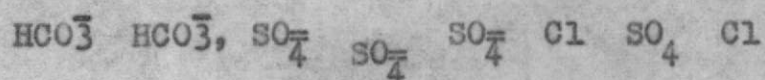
Al lado de dichas áreas habrá otras en las cuales el agua es, por decirlo así, fuertemente sulfatada y cloratada.

La velocidad de circulación de el agua subterránea se vuelve progresivamente más lenta y su desplazamiento por agua de otros tipos / (agua de infiltración desde la superficie particularmente) menor, conforme aumenta su profundidad debajo de la superficie.

En proporción en que las capas acuíferas se hallan a mayores profundidades, resulta menor la lejivación, pudiéndose prolongar más la retención del agua. Es palpable la inferencia de que la concentración de sales en el agua aumenta con la profundidad debajo de la superficie, y esto ha sido confirmado ampliamente por observaciones, especialmente en las cuencas petrolíferas.

En consecuencia, obtenemos un grado de zonación vertical.

De allí que en el curso natural de los hechos, conforme aumenta la profundidad, cambia la composición del agua; y el componente predominante se convierte de carbonato-bicarbonato a cloro, al nivel más bajo, por la secuencia Ignatovitch-Souline citada en Siline-Bektchourine (171) que sigue:



Esto representa un esquema real de la variación en la composición química, con la concentración en aumento.

Los primeros tres tipos se encuentran en la zona superior de circulación rápida.

La clorina de sulfato y el sulfato de clorina son combinaciones que vienen normalmente en la zona intermedia de flujo retardado, / mientras que el tipo de clorina se encuentra en la zona de circulación ultra-lenta.

Desde luego, la zonación sobre esta base es influenciada por el clima y puede resultar desorganizada por factores de zonación geológicos.

Hemos visto que la concentración puede ocurrir como resultado de la evaporación y que, conforme vaya aumentando, cambia enteramente la composición química de la solución.

La concentración aumenta proporcionalmente con el potencial de evaporación, es decir, a medida que aumenta la temperatura del aire y que cae la humedad del aire. Asimismo aumenta en proporción inversa a la lluvia. De allí que cuanto más árido el clima, tanto más alta resultará la mineralización del agua subterránea. El mecanismo del proceso de concentración será discutido más adelante. Sin embargo, es afectado por factores climáticos que introducen una medida de zonación.

Si bien la investigación sobre zonación climática ha sido escasa el presente, se sabe bien, primero, que la composición química // del agua proveniente de manantiales y pozos en regiones áridas, difiere de la del agua subterránea en regiones frías o templadas y en segundo lugar, que el agua de montaña es más pura que el agua de la llanura. Esta es la prueba de que el clima influencia la composición química del agua.

Tenemos ahora que considerar cuales son los factores climáticos que ejercen esta influencia y como actúan.

El principal factor lo constituye la lluvia. La lluvia lejiva el suelo y arrastra las sales más solubles dentro de la superficie y / el subsuelo, por ejemplo, en los sistemas circulatorios; de allí el // NaCl y el  $\text{CaSO}_4$  en solución, primariamente. Para el  $\text{CaCO}_3$  el proceso / difiere: su solubilidad es muy baja y su interacción depende de la intervención de un factor completamente separado de la lluvia, es decir, de la cantidad de  $\text{CO}_2$  en el agua.

En consecuencia, la cantidad de sales solubles no lejivadas en el suelo y la concentración de la solución cuando son disueltas varía inversamente con la cantidad de lluvia.

Ya que la precipitación pluvial es progresivamente más baja, conforme precedemos de la zona templada a la zona tropical, volviendo



a aumentar de esta última zona hasta la ecuatorial, los contenidos de // cloruro y sulfato, así como los residuos secos, deberían volverse progre<sub>s</sub>ivamente más altos yendo de Sud a Norte.

La evaporación tiene asimismo un efecto bien marcado sobre la composición química del agua. Aumenta las concentraciones de los cloruros y sulfuros, y de allí los residuos secos en el agua del suelo, y la ascensión del agua por capilaridad desde mayores profundidades, a fin de compensar, más o menos, las pérdidas de los resultados susodichos en una suba definida concomitante de sales, hacia la superficie. Esto se observa claramente en las regiones tropicales y sub-tropicales.

Al volverse muy alta la evaporación, las sales en solución pueden alcanzar la supersaturación y precipitación para formar así cortezas calcáreas, yesosas y aun salinas, según la intensidad de la pérdida de / agua. El  $\text{CaCO}_3$  es el primero a ser precipitado, puesto que, como lo han demostrado las investigaciones mismas del autor, se halla siempre muy // cercano de la saturación. De allí que a orillas del desierto encontramos tufo calcáreo que aparece primero por el lado templado de la línea, mientras que las cortezas son yesosas por el lado del desierto, puesto que / este mineral necesita un mayor grado de concentración para precipitarse.

La concentración es particularmente acentuada después de una / precipitación pluvial demasiado liviana como para penetrar al nivel hidrostático, empapando meramente las capas de la superficie, cuando -dada una evaporación especialmente fuerte- se vuelve progresivamente más alta a / medida que las sales son alternativamente lejiveadas fuera del suelo por la lluvia infiltrante, y devueltas hacia la superficie en solución y con centradas. Únicamente una fuerte lluvia puede arrastrar esta agua altamente mineralizada, con alguna dilución, hacia el nivel hidrostático, emergiendo luego de los manantiales, todavía mineralizada. Por falta de un cauce en la superficie, resulta una excepción para esta agua ir de los manantiales directamente al mar.

Los efectos de la evaporación refuerza así los de las bajas precipitaciones pluviales, y consecuentemente, en las regiones tropicales / obtenemos agua salina o selenítica con un alto residuo seco, mientras que resulta baja la mineralización en las regiones templadas.

La temperatura, así como representa un factor llave en el proceso de evaporación, es también de gran importancia en los procesos químicos en acción. Coadyuva de manera particular a la diagregación química de los silicatos y acelera el proceso de disolución

Por último, conjuntamente con la humedad, controla la actividad de los microorganismos del suelo, así como la combustión de la mate-

////////// 21.-

ria orgánica, la cual produce el gas ácido carbónico que es factor esencial en la disgregación química de los minerales, silicatos y carbonatos en la roca.



### - III PROSPECCION GEOFISICA -

Empleando el mismo método y procedimiento que se empleo en la localidad de Presidencia Roque Saenz Peña se llevó a cabo la prospección de los alrededores de las poblaciones de: Villa Angela, Santa Sylvina, San Bernardo, Villa Berthet y General Pinedo.

La prospección se realizó en dos etapas y fué encaminada, con el propósito de detectar reservorio de agua dulce de importancia, con caudales que permitieren una explotación razonable con fines de abastecimiento a las localidades mencionadas.

Los sondeos geoelectricos realizados sobre el terreno sobrepasaron los 700, con la siguiente distribución

Alrededores de Villa Berthet	del 1 al 152
" " " Angela	153 al 351
" " Santa Sylvina	353 al 482
" " San Bernardo	483 al 642
" " General Pinedo	643 al 794

El análisis de los registros de los sondeos geoelectricos realizados, las condiciones fisiográficas de la zona, la cubierta sedimentaria y las condiciones geoquímicas del lugar nos permite manifestar que en ninguna de las localidades estudiadas existe un reservorio que tenga las condiciones deseadas.

Es de recordar que la zona de referencia se encuentra desde el punto de vista fisiográfico, dentro de la llanura Chaco-pampeana, aquí la cubierta sedimentaria formada por sedimentos clásticos finos, algo arenosos y muy salinizados, sobrepuestos a arenas de grano variable, que contienen lentes arcillosos. No se ha localizado ningún manto continuo que pueda ser considerado como límite preciso para el subsuelo inmediato, razón principal por la cual prospección geofísica no delata reservorios que tengan importancia para solucionar un problema de abastecimiento a las poblaciones de la zona.

Las aguas de fondo, que son saladas, y no están contenidas por un horizonte confinante, tienen una superficie libre alta cerca de la superficie sobre la cual se apoyan las aguas de percolación, deformadas de acuerdo a sus cargas.

La superficie del agua de fondo además de estas deformaciones presenta otras irregularidades debidas a la desigual distribución de las arenas del subsuelo que permiten sobrelevantamientos en el nivel freático fundamental

//////2.-

Las oscilaciones del nivel freático fundamental y la unión de las aguas de fondo con las de percolación, dificulta la distribución del tipo de agua contenida en los acuíferos, diferenciaciones que se hace más complicada aún por la abundancia de sales fijadas en la cubierta sedimentaria

Por estas circunstancias la búsqueda de acumulaciones de agua de percolación (dulce) ofrece dificultades y debe estar orientada hacia la localización de las deformaciones negativas del nivel freático fundamental, estas deformaciones son muy escasas y de límites muy reducidos.

Para lo dicho es necesario tener en cuenta que:

- 1º) El gran relieve, el que por el espesor de sus sedimentos y por la textura, más o menos abierta de los mismos, hace posible la acumulación, es de espesor reducido.
- 2º) Las formas del microrrelieve, de las cuales se puede deducir la posibilidad de un mayor aprovechamiento de las aguas de lluvias por los sedimentos, son escasas.
- 3º) El suelo que por la textura de sus diferentes horizontes puede perturbar la percolación de las aguas, se halla casi totalmente compactado.
- 4º) Las posibilidades de que las aguas al percolar encuentren considerables espesores de sedimentos salinizados, es común.
- 5º) La existencia de grietas que trastornan las condiciones del equilibrio hidráulico entre las fuerzas puestas en juego por las aguas de percolación y las de fondo se supone frecuente.

Desde el punto de vista práctico, al aprovechamiento de las acumulaciones de agua de percolación (dulce) hay que agregar las acumulaciones que se producen en la base de los perfiles de suelos rígidos por el sistema de grietas, que en realidad son las únicas posibles de aprovechar en todas aquellas áreas donde las deformaciones de la superficie del agua de fondo son positivas, para llegar a esto es necesario realizar una investigación en base al trazado de líneas equipotenciales (isopiezométrica) trabajo que demandaría varios años de observaciones por medio de perforaciones y con resultados dudosos.

En resumen la superficie del agua de fondo se encuentra cercana a la superficie del terreno entre unos pocos y apenas un par de decenas de metros, estas diferencias son consecuencia de formas morfológicas del relieve. Por lo tanto las posibilidades de encontrar acumulaciones de agua

//////



//////3.-

de percolación quedan reducidas solamente a las áreas positivas del relieve que se presenta en forma de suaves lomadas, en estas lomadas la superficie del agua salada de fondo se halla a poca profundidad y las acumulaciones del agua de percolación se encuentran en acuíferos que sólo por excepción tienen granulometría adecuada para una razonable acumulación.

Cuando los acuíferos disponen de un espesor de arena sobre el nivel freático fundamental, la sobre carga de agua de percolación origina depresiones en la superficie del agua salada de fondo y entonces la acumulación de agua de percolación aumenta de espesor, esto aquí sucede muy raramente, dado el escaso espesor del gran relieve con las lomadas chatas el agua de percolación dispone de un reducido espesor sedimentario loesítico y nunca llegan a las arenas, se acumula en grietas y el límite inferior de estas aguas, en parte, queda separada del agua salada de fondo por una capa de sedimentos con aire.

- IV CONCLUSIONES -



- A) Esta prospección geofísica no nos permitió ubicar un reservorio de agua potable de razonable caudal y extensión como podría ser el curso de un río muerto semejante al cateado en la localidad de Saenz Peña.
- B) Perp nos permite conocer las condiciones hidrogeológicas de la zona como lo hemos explicado en el capítulo "Prospección geofísica".
- C) En la zona existe abundante agua de fondo, que siempre es salada y que se saliniza por el proceso explicado en el capítulo "Geoquímica del agua subterránea". Esta agua de fondo está muy cerca de la superficie sobre ella descansa directamente el agua de percolación siempre dulce.
- D) En los acuíferos de estratos la explotación, bombeo por ejemplo, del agua de percolación deja libre los intersticios, que ocupa y el agua de fondo los invade de inmediato, ocupando el lugar del agua dulce en razón de su presión ya que desaparecen las causas que no permitían su alojamiento en el lugar ocupado por el agua de percolación.
- E) En los acuíferos de grietas que tienen aguas de diferentes tenores salinos, por las razones explicadas en el texto, la explotación de un sector dulce provoca, al pozo, la invasión del agua salada de un sector vecino de agua salada.
- F) Dadas estas condiciones tan especiales de la zona se aconseja la construcción de pozos privados, nunca en batería, para su explotación en gran escala. Estos deben perforarse hasta el espejo de agua, luego continuar la perforación con cautela examinando a medida que se profundiza la calidad del agua; cuando ésta manifiesta signos de que sus condiciones de salinidad aumentan suspender la perforación y no pretender sacar mas agua que la que se pueda obtener hasta ese nivel o algo menos no exigir de este pozo mas agua dulce que la que proporciona a ese nivel, será inútil.
- G) En los pozos de estratos se puede obtener un caudal de agua dulce mayor si se hace otro pozo muy próximo al primero, pero que alcance directamente, por aislamiento, el agua de fondo. Así se podrá bombear el agua salada de fondo, esta se botará y por pérdida de presión no invadirá los intersticios que dejó vacante la dulce del primer pozo al ser extraída, en cambio, el agua dulce lateral podrá entrar al primer pozo sin dificultad aumentando así el caudal de agua dulce.
- H) Los pozos cavados en grietas, deben ser bombeados moderadamente, pues es muy difícil determinar de que dirección concurre el agua salada, en consecuencia el método de doble bombeo no da resultado.