

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AGRÍCOLA



APLICACIÓN DE LA RESISTIVIDAD PARA LA EXPLORACIÓN

DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LA MICROCUENCA

YANAMAYO - AZÁNGARO

TESIS

PRESENTADA POR:

WILLIAM YOEL PARI CUTIPA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO AGRÍCOLA

PUNO - PERÚ

2019

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA AGRÍCOLA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AGRÍCOLA

**APLICACIÓN DE LA RESISTIVIDAD PARA LA EXPLORACIÓN DE AGUAS
SUBTERRÁNEAS EN LA MICROCUENCA YANAMAYO - AZÁNGARO.**

TESIS PRESENTADA POR:
WILLIAM YOEL PARI CUTIPA
PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:
INGENIERO AGRÍCOLA



APROBADA POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:

PRESIDENTE : 
M.Sc. ALBERTO CHOQUECOTA RIVA

PRIMER MIEMBRO : 
M.Sc. EDILBERTO VELARDE COAQUIRA

SEGUNDO MIEMBRO : 
Dr. ROBERTO ALFARO ALEJO

DIRECTOR / ASESOR : 
D.Sc. GERMAN BELIZARIO QUISPE

ÁREA : Ingeniería y Tecnología
TEMA : Prospección geoelectrica
LÍNEA : Recursos Hídricos

FECHA DE SUSTENTACIÓN 07 DE AGOSTO DEL 2019

DEDICATORIA

- A Dios** Padre, Hijo y Espíritu Santo.
- A la Virgen María** Madre, Señora, Abogada, Patrona y Reina.
- A los Santos** San Miguel Arcángel, San Santiago Apóstol, mi ángel de la guarda y todos los dichosos que gozan de la presencia del Señor.
- A mi abuelo** Honorio Pari Charaja Q.E.P.D. (†), que su ausencia me hizo falta, pero sé que desde donde se encuentre estará orgulloso de las decisiones que tome.
- A mis padres** Edgar Hugo Pari Quispe y Luzmila Lidia Cutipa Condemayta.
- A mis hermanos** Wilson Pari Cutipa y Darwin Hugo Pari Cutipa.
- A mis sobrinos** Kyliam Matheo Pari Cari y Eidan Pablo Joaquin Pari Sucapuca.
- A mis amigos** Compañeros de la Escuela Profesional de Ingeniería Agrícola.

<<Al hombre instruido le caracteriza el buscar en los problemas aquella precisión que por su naturaleza admiten, por tanto, tan necio es aceptar razonamientos imprecisos de un matemático como pedir demostraciones científicas a un retórico.>>

ARISTOTELES

AGRADECIMIENTOS

A Dios, **Padre, Hijo y Espíritu Santo**; por el amor de haber creado, llamado a ser su hijo y enviado a proclamar el Evangelio.

A mi **Director del proyecto de investigación**; Dr. Germán Belizario Quispe, por haberme dado la oportunidad de realizar este estudio bajo su asesoría, brindándome todos los recursos necesarios y conocimientos para el desarrollo de este trabajo, por sus exigencias, sus consejos, por su apoyo en todo momento y por su confianza en mí. Gracias.

A la **Universidad Nacional del Altiplano**; por forjarme pues me brindo en sus aulas el acogimiento y conocimiento que requiero para hacer un nuevo Perú, también mi mejor agradecimiento a mi facultad porque en ella me he formado y todos mis docentes.

Un agradecimiento eterno a mi familia que sembraron en mí el deseo de superación y mejora.

A **mis amigos**; Paul Esleyter Cueva Alanguía, Juan Manuel Tacca Maraza, Bill Harold Choque Cahui, Magno, Manuel y compañeros de clase.

Al Ing. Bernardo Pio Coloma Paxi y al Ing. Lizardo Pilco Quispe, por sus conocimientos y experiencias compartidas relacionados a mi trabajo de investigación y todos los profesionales por sus valiosas enseñanzas.

A mis jurados evaluadores por sus consejos durante la evaluación del proyecto. Y todas las personas que me apoyaron en mi formación profesional.

William Yoel Pari Cutipa

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	14
ABSTRACT	15
CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN	16
1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	16
1.2. JUSTIFICACIÓN	17
1.3. ENUNCIADO DEL PROBLEMA	17
1.3.1. Pregunta general	17
1.3.2. Preguntas específicas.....	18
1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	18
1.4.1. Objetivo general.....	18
1.4.2. Objetivos específicos.....	18
1.5. HIPÓTESIS	19
1.5.1. Hipótesis general	19
1.5.2. Hipótesis específicas	19
CAPÍTULO II REVISIÓN DE LITERATURA	20
2.1. ANTECEDENTES DEL PROYECTO	20
2.1.1. A nivel mundial	20
2.1.2. A nivel nacional	22
2.2. MARCO CONCEPTUAL	23
2.2.1. Hidrogeología.....	23
2.2.1.1. Formaciones hidrogeológicas	23
2.2.1.2. Clasificación de acuíferos	24
2.2.2. Prospección geoelectrica.....	30
2.2.2.1. Resistividad de los materiales.....	31
2.2.2.2. Factores que afectan la resistividad del suelo	34
2.2.2.3. Método de resistividad eléctrica	37
2.2.2.4. Sondeos eléctricos verticales (SEV)	38
2.2.2.5. Representación gráfica de las medidas	42
2.2.2.6. Modelización geoelectrica del subsuelo	43
2.2.3. Hidrogeoquímica	44
2.2.3.1. Composición química de las aguas naturales.....	45
2.2.3.2. Expresión de las concentraciones.....	45

2.2.3.3. Condición de electroneutralidad.....	46
2.2.3.4. Parámetros físico-químicos.....	46
CAPÍTULO III MATERIALES Y MÉTODOS	50
3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	50
3.1.1. Delimitación del área de estudio.....	50
3.1.1.1. Ubicación y acceso	50
3.1.2. Características geológicas y geomorfológicas.....	52
3.1.2.1. Unidades geomorfológicas locales.....	52
3.1.2.2. Marco geológico local	54
3.2. MATERIALES Y EQUIPOS	58
3.2.1. Información básica	58
3.2.1.1. Información cartográfica.....	58
3.2.2. Software utilizado.....	58
3.2.3. Materiales	58
3.2.4. Equipos	59
3.3. VARIABLES.....	60
3.3.1. Variable independiente	60
3.3.2. Variable dependiente.....	60
3.3.3. Indicadores	60
3.3.3.1. Indicadores directos	60
3.3.3.2. Indicadores indirectos.....	61
3.4. DISEÑO DE INVESTIGACIÓN	61
3.5. NIVEL DE INVESTIGACIÓN.....	61
3.6. POBLACIÓN Y MUESTRA	62
3.6.1. Población.....	62
3.6.2. Muestra	62
3.7. PROCESO METODOLÓGICO.....	62
3.7.1. Caracterizar las resistividades y espesores de los estratos del subsuelo en el ámbito de estudio.....	62
3.7.1.1. Fase de campo	62
3.7.1.2. Fase de gabinete	67
3.7.2. Proponer la ubicación del pozo a perforar y determinar el posible rendimiento usando los cortes geoeléctricos.	72
3.7.2.1. Secciones geoeléctricas	72

3.7.2.2. Determinar la recarga potencial hídrica del acuífero mediante un balance hídrico de suelo.	73
3.7.2.3. Cálculo de las reservas totales del acuífero.....	76
3.7.2.4. Cálculo del caudal y análisis de la superficie freática.	77
3.7.3. Realizar la caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea con fines de uso para riego.	79
3.7.3.1. Inventario de fuentes de agua subterránea	79
3.7.3.2. Hidrogeoquímica del agua subterránea	80
CAPÍTULO IV RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	86
4.1. CARACTERIZAR LAS RESISTIVIDADES Y ESPESORES DE LOS ESTRATOS DEL SUBSUELO EN EL ÁMBITO DE ESTUDIO.	86
4.1.1. Fase de campo.....	86
4.1.2. Fase de gabinete.....	87
4.2. PROPONER LA UBICACIÓN DEL POZO A PERFORAR Y DETERMINAR EL POSIBLE RENDIMIENTO USANDO LOS CORTES GEOELÉCTRICOS.	93
4.2.1. Secciones geoeléctricas	93
4.2.2. Resultados de la recarga potencial hídrico del acuífero mediante un balance hídrico de suelos	100
4.2.3. Resultados del cálculo de las reservas totales del acuífero	102
4.2.3.1. Resultado del análisis de la superficie freática	104
4.2.4. Resultado del cálculo de caudal	105
4.3. REALIZAR LA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA CON FINES DE USO PARA RIEGO.....	105
4.3.1. Inventario de fuentes de agua subterránea.....	105
4.3.2. Hidrogeoquímica del agua subterránea	107
4.3.2.1. Resultados del diagrama de Piper	107
4.3.2.2. Resultados del diagrama de Schoeller – Berkaloff.....	107
4.3.2.3. Resultados del diagrama de Wilcox.....	108
4.3.2.4. Resultados del diagrama de Stiff.....	109
CAPÍTULO V CONCLUSIONES	110
CAPÍTULO VI RECOMENDACIONES	111
CAPÍTULO VII BIBLIOGRAFÍA	112
ANEXOS.....	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema de un acuitardo.....	24
Figura 2: Esquema de un acuícludo	25
Figura 3: Esquema de un acuífugo	26
Figura 4: Diagrama esquemático de un acuífero libre.....	26
Figura 5: Esquema de un acuífero confinado.	27
Figura 6: Esquema de un acuífero semiconfinado.....	28
Figura 7: Tipo de acuífero según su textura	29
Figura 8: Muestra de un material resistivo de sección transversal A y de longitud L	31
Figura 9: Rangos de resistividad para algunos minerales.....	33
Figura 10: Perfil de suelo con sus respectivos valores de resistencia.....	36
Figura 11: Anisotropía e isotropía.....	37
Figura 12: Esquema del sondeo eléctrico vertical.....	39
Figura 13: Dispositivo simétrico Schlumberger y representación de la curva de resistividad.....	40
Figura 14: Disposición de los electrodos con el método Schlumberger.....	41
Figura 15: Medición de la resistividad del suelo con el método de Wenner.....	41
Figura 16: Medición de resistividades del suelo con el método dipolo-dipolo.....	42
Figura 17: Diagramas de SEV “a”, dos materiales; “b”, tres materiales.....	43
Figura 18: Modelos de resistividad del subsuelo.....	44
Figura 19: Mapa del área de investigación.....	51
Figura 20: Equipo de prospección geofísica y herramientas	59
Figura 21: Dispositivo Schlumberger.....	63
Figura 22: Registro del primer dato.....	64
Figura 23: Registro del segundo dato.....	64
Figura 24: Registro del tercer dato.....	65
Figura 25: Registro del último dato.....	65
Figura 26: Datos obtenido en campo se ingresan al software WinSev.....	69
Figura 27: Calculo de la resistividad con el software WinSev.....	70
Figura 28: Gráfica de la curva de resistividad en el software WinSev.....	71
Figura 29: Variación de la porosidad con la granulometría en materiales detríticos no consolidados.....	76
Figura 30: Asunción de Dupuit: considerando el flujo horizontal.....	77

Figura 31: Bloque de poros, isótropo y homogéneo.....	78
Figura 32: Ubicación de pozos.	80
Figura 33: Diagrama triangular de Piper.	82
Figura 34: Diagrama de Piper para clasificar el contenido de agua.	82
Figura 35: Casos típicos del diagrama de Stiff.	85
Figura 36: Diseño de pozo tubular.....	99
Figura 37: Variación de humedad en el suelo.....	101
Figura 38: Variación de precipitación y evapotranspiración en cada mes del 2018.....	102

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Clasificación de métodos prospectivos geofísicos	30
Tabla 2: Resistividades de las aguas según el medio en que se encuentre.	32
Tabla 3: Valores típicos de resistividad.	34
Tabla 4: Factores que incluyen en la selección de dispositivo.	39
Tabla 5: Factor geométrico para algunas configuraciones comunes.	39
Tabla 6: Componentes mayores.	45
Tabla 7: Valores de conductividad.	47
Tabla 8: Vías de acceso a la microcuenca Yanamayo.	51
Tabla 9: Unidades geomorfológicas.	52
Tabla 10: Unidades litoestratigráficas.	55
Tabla 11: Características del equipo Syscal Pro.	59
Tabla 12: Resistividades para tipos de aguas.	72
Tabla 13: Valores estimados de la porosidad (%).	77
Tabla 14: Resultados del análisis de agua del pozo 3 y 6 del inventario.	80
Tabla 15: Resultados del análisis de agua (cationes).	80
Tabla 16: Resultados del análisis de agua (aniones).	81
Tabla 17: Coordenadas de las estaciones SEV.	86
Tabla 18: Resultados de la interpretación cuantitativa de los SEVs.	90
Tabla 19: Sección geoelectrica A-A.	94
Tabla 20: Sección geoelectrica B-B.	95
Tabla 21: Sección geoelectrica C-C.	96
Tabla 22: Sección geoelectrica D-D.	97
Tabla 23: Ubicación del punto de captación.	98
Tabla 24: Calculo de la evapotranspiración con tres métodos.	100
Tabla 25: Cálculo de humedad del suelo.	100
Tabla 26: Resultados del caudal calculado.	105
Tabla 27: Ubicación de pozos inventariados.	106
Tabla 28: Características técnicas, medidas realizadas y explotación de los pozos en el área de investigación.	106
Tabla 29: Límites establecidos, agua potable.	108

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

SEV.	Sondaje Eléctrico Vertical.
CE.	Conductividad eléctrica.
PRORRIDRE	Programa Regional de Riego y Drenaje.
SENAMHI	Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú
MINAM	Ministerio del Ambiente.
ECA	Estándares de calidad ambiental.
OMS	Organización Mundial de la Salud.

RESUMEN

En la microcuenca viven 472 familias de acuerdo al estudio agro-socioeconómico realizado por el PRORRIDRE el 2018, en ella el problema principal es la escasez del recurso hídrico que imposibilita la producción agrícola, por causa de la falta de precipitación pluvial en los meses de agosto a diciembre; el objetivo principal es evaluar mediante la aplicación del método eléctrico la exploración de aguas subterráneas en la microcuenca Yanamayo-Azángaro; por lo que el trabajo consistió en realizar una campaña de prospección geofísica, mediante sondajes eléctricos verticales (SEV) en puntos sistemáticamente ubicados con el fin de caracterizar las resistividades y espesores de los estratos; proponer la ubicación, determinar el rendimiento de la posible perforación de pozo tubular y caracterizar la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas para riego. Para el registro de datos se realizó con el método Schlumberger mediante el uso del software WinSev se caracterizó las resistividades y espesores, así mismo se propuso la ubicación del punto de captación en función a secciones geoeléctricas, el caudal fue inferido utilizando la gráfica de porosidad eficaz y se analizó la hidrogeoquímica del agua mediante diagramas de Piper, Schoeller-Berkaloff, Wilcox y Stiff. La microcuenca tiene un área 86.61km^2 donde se realizó 19 sondajes hasta una profundidad máxima de 250m, las resistividades reales se encuentran en un rango de $5.8\Omega.m$ a $120\Omega.m$ que permitió confirmar la existencia de agua subterránea en el SEV-05 compuesto de 5 horizontes bien definidos; el estrato saturado se encuentra de 26m a 68m de espesor y resistividad de $10\Omega.m$ se estimó caudal explotable viable de 2.74 l/s; por último, de la evaluación hidrogeoquímica se determinó que las muestras se distribuyen en sulfatadas cálcicas y cloruradas sulfatadas, para agua potable contiene altos niveles de sodio, Wilcox clasifica en C_3S_2 de buena a excelente y Stiff demuestra que es un agua subterránea natural.

Palabras clave: aguas subterráneas, exploración geofísica, sondaje eléctrico vertical.

ABSTRACT

In the microbasin there are 472 families according to the agro-socioeconomic study carried out by PRORRIDRE in 2018, in it the main problem is the scarcity of the water resource that makes agricultural production impossible, due to the lack of rainfall in the months of August to December; The main objective is to evaluate, through the application of the electrical method, the exploration of groundwater in the Yanamayo-Azángaro microbasin; Therefore, the work consisted of conducting a geophysical prospecting campaign, using vertical electrical sounding (SEV) in systematically located points in order to characterize the resistivities and thicknesses of the strata; propose the location, determine the performance of the possible perforation of the tubular well and characterize the hydrogeochemistry of the groundwater for irrigation. For the data recording, it was carried out with the Schlumberger method through the use of the WinSev software, the resistivities and thicknesses were characterized, as well as the location of the collection point according to geoelectric sections, the flow was inferred using the effective porosity graph and the hydrogeochemistry of water was analyzed using diagrams from Piper, Schoeller-Berkaloff, Wilcox and Stiff. The microbasin has an area 86.61 Km^2 where 19 soundings were made up to a maximum depth of 250m, the real resistivities are in a range of $5.8\Omega.m$ to $120\Omega.m$ that allowed confirming the existence of groundwater in SEV-05 composed of 5 well defined horizons; the saturated stratum is 26m to 68m thick and resistivity of $10\Omega.m$ was estimated viable exploitable flow of 2.74 l/s; Finally, from the hydrogeochemical evaluation it was determined that the samples are distributed in calcium sulfates and sulfated chlorides, for drinking water it contains high levels of sodium, Wilcox classifies in C_3S_2 from good to excellent and Stiff demonstrates that it is a natural groundwater.

Keywords: Groundwater, geophysical exploration, vertical electrical sounding.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En la región Puno, en los últimos años se ha visto la falta de precipitaciones pluviales producto del cambio climático, el problema principal que ha desencadenado consigo la escasez de agua para la producción agropecuaria causada por las sequías del 1982-1990-1991 -1997 respectivamente. La distribución del recurso hídrico es irregular en el tiempo y espacio; en la mayoría de casos; en época de lluvia, por la favorable disponibilidad solo se hace uso de las aguas superficiales y en la época seca se aprovecha los manantiales que se utiliza en baja proporción. En el distrito de Azángaro debería aprovecharse las aguas subterráneas que es un recurso de extraordinaria importancia porque tienen muchas ventajas a comparación de las aguas superficiales.

En la microcuenca Yanamayo del distrito de Azángaro, según las estadísticas de estos últimos años con una población de 1888 habitantes; el 63.64% se dedican a la actividad pecuaria, el 29.55% a la agrícola y 6.82% a otras actividades, donde carecen de infraestructura selecta para el desarrollo y crecimiento en su producción. Sin embargo, mediante el estudio de investigación se pretende ubicar posibles fuentes de agua subterránea para tener mejor oferta hídrica con el fin de incorporar áreas de cultivo bajo riego y cerrar brechas de pobreza, educación, salud y se vea reflejada en el desarrollo de la población.

1.2. JUSTIFICACIÓN

Debido a los problemas como la escasez de los recursos hídricos y amenazas de sequías en la región Puno, es necesario evaluar las aguas subterráneas para usos domésticos y agrícolas en beneficio de su desarrollo de la población, disponer de una fuente de agua y repotenciar la actividad agropecuaria, en su mayoría de veces las aguas subterráneas no requieren de tratamientos costosos porque son aguas puras y poco contaminadas debido a que no se encuentran en las superficies, el estudio se realizará con fines de solucionar los problemas principales que aquejan a la población de la microcuenca Yanamayo-Azángaro.

Realizar este tipo de estudios juega un papel importante en alivio de la pobreza a la región y sus habitantes, planteando fuentes de agua. Específicamente en la zona de estudio servirá para mejorar su calidad de vida, economía, salud y educación, lo cual es un estudio de carácter social. Realizar una campaña de prospección geofísica tiene ventajas como son: económicas porque realizar los SEVs son poco costosos ya que se utilizan equipos no muy caros a diferencia de otros, un método con resultados cada vez más exactos en exploraciones de aguas subterráneas comprobados a nivel nacional, no requieren de tiempos largos para sus resultados, permite economizar recursos destinados a este tipo de obras y efectuarlos de forma correcta y su ejecución no causa impactos ambientales significativos.

1.3. ENUNCIADO DEL PROBLEMA

1.3.1. Pregunta general

¿De qué manera se puede determinar la disponibilidad el agua subterránea en la microcuenca Yanamayo - Azángaro?

1.3.2. Preguntas específicas

- ¿Cuáles son las características resistivas y espesores de los estratos del subsuelo en el ámbito de estudio?
- ¿Es posible proponer la ubicación del pozo a perforar y determinar el rendimiento usando los cortes geoeléctricos?
- ¿Cuáles son las características hidrogeoquímicas del agua subterránea con fines de riego?

1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.4.1. Objetivo general

Evaluar mediante la aplicación del método eléctrico de prospección geofísica, sondaje eléctrico vertical - SEV, utilizando el arreglo Schlumberger para la exploración de aguas subterráneas en la microcuenca Yanamayo en distrito de Azángaro.

1.4.2. Objetivos específicos

- Caracterizar las resistividades y espesores de los estratos del subsuelo en el ámbito de estudio.
- Proponer la ubicación del pozo a perforar y determinar el posible rendimiento usando los cortes geoeléctricos.
- Realizar la caracterización hidrogeoquímicas del agua subterránea con fines de riego.

1.5. HIPÓTESIS

1.5.1. Hipótesis general

Una campaña de prospección geofísica con la configuración Schlumberger permite determinar la presencia de agua subterránea en la microcuenca Yanamayo-Azángaro.

1.5.2. Hipótesis específicas

- Caracterizar las resistividades y espesores de los estratos, nos permite identificar los horizontes húmedos favorables en el ámbito de estudio.
- Los cortes geoelectricos permite proponer la ubicación de pozo a perforar y determinar el posible rendimiento.
- Las características hidrogeoquímicas del agua subterránea es apto para el uso en riego.

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1. ANTECEDENTES DEL PROYECTO

2.1.1. A nivel mundial

Fonseca (2018), evaluó la conducta de la resistividad aparente y la intensidad gamma natural, a fin de localizar estratos húmedos para extraer agua en Boyacá y Casanare usando los métodos de perfilaje eléctrico, sondeo eléctrico vertical y radiometría en ella se elaboró cortes geológicos-geofísicos para determinar estrato húmedo. Obtiene resistividades bajas donde se infiere que comprenden de areniscas saturadas en ambos sectores investigados. Sin embargo, para tener certeza de los resultados se recomienda perforar y la toma de registros eléctricos.

Lezama, Morales, Castrejón, Arce, & Escolero, (2016), indican que la investigación tuvo el objetivo es interpretar, completar la columna estratigráfica, ajustar la interpretación e inferir propiedades hidrogeológicas del pozo perforado SLT en la cuenca de México. El método consistió en la exploración geofísica realizando las siguientes fases; medición de temperatura, resistividad eléctrica, potencial natural y radiación gamma. Los resultados indican que los materiales geológicos explorados en el pozo SLT en su mayoría son heterogéneos y con espesores variados según los resultados, además se ubicó un acuitardo de origen volcánico en el rango de 750 y 880 m, adicionalmente se identificó zonas que aportan al pozo. Lo cual se sugiere la inclusión de registros geofísicos de densidad y sísmico.

López (2014), realiza el trabajo con el objetivo principal es resolver el problema de déficit de agua que se da en zonas áridas. La muestra se da en las zonas volcánicas

donde el cubrimiento de la superficie es de material aluvial en la población rural de Dulcita. El método magnético aéreo y terrestre para la ubicación de zonas donde se presentan fracturamiento y seguidamente emplear los sondajes eléctricos verticales (SEVs). El área con mejores resultados de permeabilidad y humedad se ejecutó la perforación y con potencial de 4 l/s.

Peinado, Green, Herrera, & Escolero (2012), investigan con el objetivo de determinar en suelos áridos y semiáridos problemas de salinidad puesto que el agua de riego es indispensable en la producción agrícola. Durante los años de 1980 a 2008 se recogieron 1358 muestras de agua subterránea en el municipio de Guasave. Se realizaron 34 SEV realizando la configuración Schlumberger con separación de $AB/2 = 50$ m, las cuales 29 se ubicaron alrededores de un pozo y 5 en áreas donde no existe pozo. El asunto de interpretación SEV, se obtuvieron valores de resistividad y espesores de los estratos. El SEV 1 compuesto por dos capas, de 4.3 m y 11.7 que corresponde al acuífero. La utilización de este método puede que sea más exitosa para acertar en perforar en un lugar ideal y obtener el agua dulce.

Bakkali (2005), indica que su objetivo principal fue evaluar el potencial hídrico de Tizeght. Donde realizó 5 SEV en el valle ubicado en la provincia de Tafraoute utilizando el método eléctrico de sondajes eléctricos verticales SEV con arreglo Schlumberger. Los estratos ubicados son de 0 a 4.6 m de profundidad compuesto de aluviones secos, segundo estrato de 4,6 m a 19,6 m se encuentran los aluviones acuíferos, de 19.6 a 33.6 m conformados de esquistos alterados que también conforman el acuífero, de 33.6 a 76,6 m de espesor son esquistos fracturados que forman parte del acuífero y por ultimo a más de 76,6 son materiales de esquistos sanos que representan a resistividades muy altas.

2.1.2. A nivel nacional

Jimenez (2017), con el objetivo abastecer agua para la producción agrícola en el Fundo la Empedrada del valle de Supe, realizó 7 SEVs distribuidos estratégicamente, posteriormente hizo la caracterización hidrogeológica e hidrogeoquímica del estrato saturado de la zona más favorable con fines de perforación del pozo tubular. La captación a realizarse se ubicó en el SEV. 03 de 80.00 m en ella se perforo, posteriormente se evaluó el potencial obteniendo un caudal de 50 l/s para 35.10 N.D., con una transmisividad de 385.87 m²/día y permeabilidad de 5.25 m/día y se infiere que está compuesto por gravas y arenas, según el análisis hidrogeoquímica es un tipo de agua de baja mineralización y para uso agrícola se clasifica en el grupo C_2S_1 .

Castillo (2017), ejecuta la prospección geofísica para una posible exploración de agua subterránea y modelar en 3D la susceptibilidad magnética en el fundo Buselcat, con 3 estaciones usando los métodos geoelectricos SEV y tomografía eléctrica y complementado con prospección magnética. Los SEV tuvieron los siguientes resultados, cinco horizontes en el SEV. 01 y 03 el estrato húmedo está a partir de los 26.5 m de profundidad y en el SEV. 02 se presenta alta resistividad a partir de los 11.5 m donde se infiere que está compuesto de arcillas secas o macizo rocoso. Y el modelo 3D confirma la existencia de agua subterránea que están entre un rango de 0.0017 a 0.0022 cgs.

Alarcón (2016), realiza la tesis con el objetivo identificar el estrato acuífero que se ubica dentro de la formación volcánico Sencca desarrollando 14 sondajes en las Pampas 'La Estrella', cada uno con la supervisión para obtener resultados de calidad y evadir variaciones por la polarización. La metodología utilizada es de prospección geoelectrica con el modo SEV. En la sección C-C' a diferencia de las secciones A-A' y B-B' dieron resultados positivos y se deduce que pertenece a la formación Millo, con

resistividades medias de 75 ohm-m y potencia de 70 m de espesor, esta formación está compuesta de conglomerados, arenas tufáceas y lentes de tufos; así mismo la secciones-geoeléctricas dieron 5 horizontes.

Colquehuanca (2015), indica que el objetivo de su tesis es comprobar las características hidrogeológicas siendo estas la vulnerabilidad del acuífero. Se realizó 20 SEV en el sector Macuya, a su vez se evaluó 10 muestras de agua superficial y subterránea usando el método indirecto de SEV y se analizó las aguas que vierten al río. Se comprobaron que existen 3 unidades, un acuitardo, acuífero libre semiconfinado y un acuicludo; el espesor de la napa freática varía entre 2 a 30 m de profundidad aproximadamente, la trayectoria de flujo es de noreste a sureste. Siendo la vulnerabilidad de riesgo de bajo a moderado grado.

Arredondo (2015), realizó con la finalidad de explorar la profundidad de las estructuras y la explicación por qué la disminución de las aguas de manantiales que se ubican en la quebrada, realizando 8 ensayos en zonas estratégicas usando el método SEV con dispositivo Schlumberger simétrico. Resultando 5 y 6 horizontes donde se interpreta el porqué del descenso del N.F., en el que se indica que el descenso se da a causa de cambios climáticos y el efecto de los sismos; se da como alternativa construir trincheras para una mayor oferta del caudal. Sus caudales ofertantes son de 0.5 a 2.20 l/s.

2.2. MARCO CONCEPTUAL

2.2.1. Hidrogeología

2.2.1.1. Formaciones hidrogeológicas

Se denomina acuífero a aquel estrato o formación geológica, permitiendo la circulación de agua por sus poros o grietas, hacer que el hombre pueda aprovecharla en

cantidades económicamente apreciables para subvenir a sus necesidades. Los acuíferos pueden ser clasificados según sus características litológicas y de acuerdo con la presión hidrostática del agua contenida en ellos, siendo esta última clasificación la de mayor importancia (Custodio & Llamas, 2001).

2.2.1.2. Clasificación de acuíferos

a. Clasificación según su comportamiento hidrodinámico

Acuitardos

Son formaciones que tienen la capacidad de almacenar agua y permiten su movimiento, los materiales comunes que lo constituyen son gravas, arenas, materiales calizos. Son recomendados para realizar perforaciones ya que presentan una capacidad de drenaje alta (Rodríguez & Escalante, 2006).

La figura 1 muestra el esquema de un acuitardo a pesar que los materiales puedan estar completamente saturados, el volumen de agua que puede extraerse del pozo es muy escaso debido a la baja permeabilidad de la formación geológica.

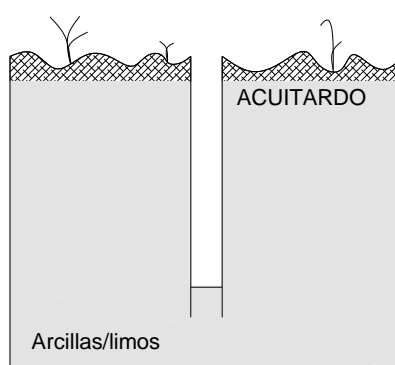


Figura 1: Esquema de un acuitardo

Fuente: (Rodríguez & Escalante, 2006)

Acuícludos

Son formaciones que contienen agua en su interior hasta su saturación, pero no tiene la capacidad de transmitirlo, razón por la cual el agua queda contenida en los poros de la formación no pudiendo ser liberada. Dentro de este grupo pueden incluirse las arcillas (Rodríguez & Escalante, 2006).

La figura 2 es un acuícludo los materiales pueden contener agua, pero no trasmitirla, de modo que si se perforar un pozo apenas tendrá agua (por ejemplo, las arcillas)

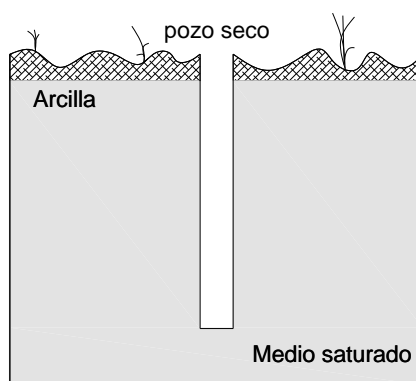


Figura 2: Esquema de un acuícludo

Fuente: (Rodríguez & Escalante, 2006).

Acuífugos

Son formaciones geológicas, que se muestran incapaces de almacenar agua y de transmitirlo, están representados por las rocas compactadas como granitos y gneises (Rodríguez & Escalante, 2006).

El acuífugo en la figura 3, los materiales no pueden almacenar agua y los pozos estarán siempre secos (por ejemplo, el granito inalterado)

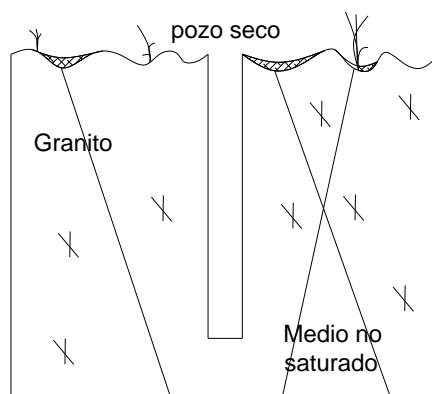


Figura 3: Esquema de un acuífugo

Fuente: (Rodríguez & Escalante, 2006)

b. Según su comportamiento hidráulico

Acuíferos libres, no confinados o freáticos

Se definen como aquéllos en los que el límite superior de la masa de agua forma una superficie real que está en contacto con el aire de la zona no saturada y, por lo tanto, a presión atmosférica. La recarga de este tipo de acuíferos se realiza principalmente por infiltración de la precipitación a través del suelo, o por infiltración de agua de ríos o lagos (López, Fornés, Ramos, & Villarroya, 2009).

La figura 4 muestra un bloque diagrama esquemático de un acuífero libre parcialmente drenado por un río.

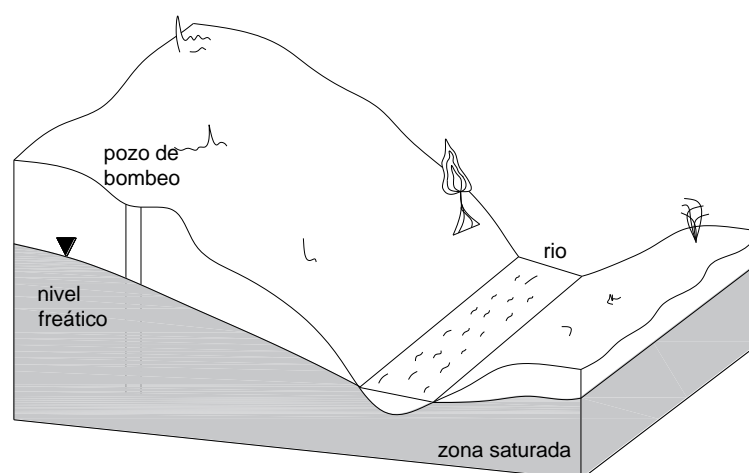


Figura 4: Diagrama esquemático de un acuífero libre.

Fuente: (Rodríguez & Escalante, 2006).

Acuíferos confinados, cautivos o a presión

Son aquellos que, en su límite superior o techo, el agua está a una presión superior a la atmosférica. Se comportan así los materiales permeables que están cubiertos por una capa confinante mucho menos permeable (por ejemplo, una capa arenosa bajo otra arcillosa)

La recarga de un acuífero confinado procede principalmente de la lluvia que se infiltra directamente a través de la zona en la que aflora la formación acuífera, es decir, donde el acuífero se comporta como libre, o bien donde se puede considerar como semiconfinado y las condiciones sean favorables (López et al., 2009).

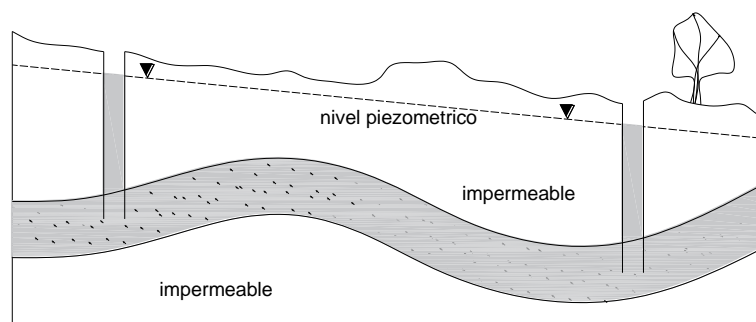


Figura 5: Esquema de un acuífero confinado.

Fuente: (Rodríguez & Escalante, 2006).

Acuíferos semiconfinados o semicautivos

Este tipo de acuíferos se caracterizan por que la parte inferior y/o superior que los encierra no es un material totalmente impermeable, sino que es un acuitardo, permitiendo así la filtración vertical de agua, de forma lenta como es característico de los acuitardos, y que alimenta al acuífero principal, a partir de un acuífero o masa de agua que puede encontrarse situada encima o debajo del mismo. Este paso de agua solo será posible mientras exista una diferencia de potenciales entre ambos acuíferos (Custodio & Llamas, 2001).

De la figura en la zona de la derecha, el acuífero está en contacto directo con la superficie, y se comportará como libre. Se denomina zona surgente a aquella en la que el nivel piezométrico se sitúa por encima de la superficie topográfica. En los pozos que se perforan en la zona surgente el agua llegará a la superficie.

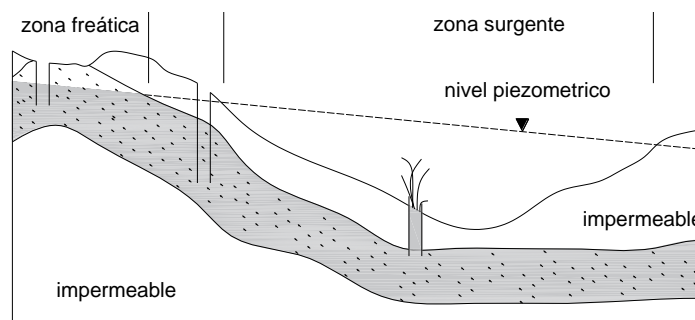


Figura 6: Esquema de un acuífero semiconfinado.

Fuente: (Rodríguez & Escalante, 2006).

c. En función del tipo de materiales que constituyen el acuífero

Depósitos no consolidados de materiales sueltos

Son formaciones geológicas constituidas por la acumulación de partículas transportadas por la gravedad, viento o hielo; en ambiente lacustre o marino. Suelen ser arenas y gravas de distinto origen geológico: fluvial, como los que forman los materiales aluviales de los ríos o las terrazas de los mismos; deltaico, si se trata de depósitos acumulados en la desembocadura de los ríos. Por lo general son de edades recientes. (López et al., 2009).

Rocas sedimentarias consolidadas

Sedimentos que se han consolidado debido a procesos de compactación o diagénesis. Se pueden clasificar según su origen en: detrítico (conglomerados, areniscas, arcillas), químico (calizas, dolomías, margas), y orgánico (carbones e hidrocarburos naturales). Varían mucho en densidad, porosidad y permeabilidad, según haya sido el

ambiente sedimentario existente en su formación y el desarrollo posterior de zonas permeables producidas por disolución del carbonato, sobre todo en las calizas (López et al., 2009).

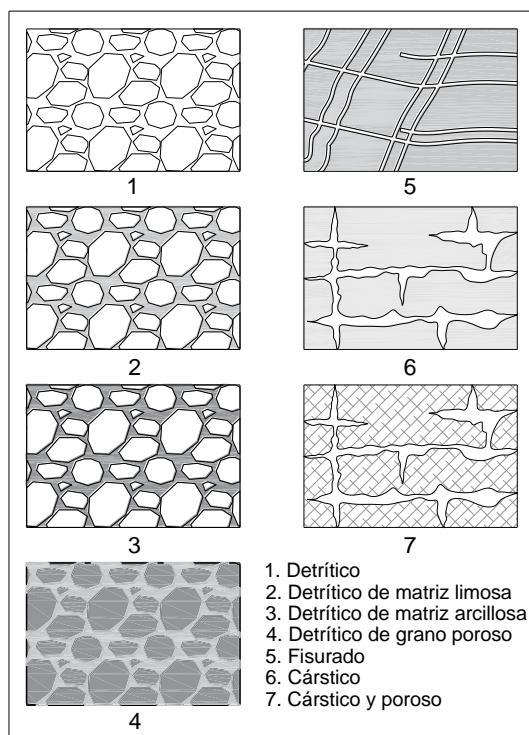


Figura 7: Tipo de acuífero según su textura

Fuente: (Gonzales, 2002)

Rocas ígneas y metamórficas

Hay tan difíciles en la hidrogeología como elegir con acierto el emplazamiento de los pozos en formaciones ígneas y metamórficas. Los cambios bruscos que pueden presentarse en la litología y en la estructura de estos terrenos, dificultan la prospección hidrogeológica. Además, las pequeñas fracturas, que son en este tipo de rocas las que proporcionan el caudal en los pozos, no son fácilmente detectables por técnicas geofísicas normales. Las muestras de rocas metamórficas y plutónicas no alteradas presentan siempre una porosidad total inferior al 3% y casi siempre inferior al 1%. Las permeabilidades son tan pequeñas que pueden considerarse como nulas desde el punto de vista práctico (Vélez, 1999).

2.2.2. Prospección geoelectrica

Manilla (2003) la prospección o exploración geofísica es el arte de aplicar las ciencias físicas al estudio de la estructura y composición de las diversas capas de la tierra, es la que se dedica a la aplicación de los principios geofísicos para la investigación de recursos subterráneos o para la comprensión sobre las condiciones físicas del subsuelo. Así mismo Custodio & Llamas (2001) da a conocer que “La prospección geofísica es una rama reciente de la geofísica aplicada la definimos como la ciencia y técnica que, a partir de fenómenos físicos, naturales o provocados, trata de conocer la distribución de los materiales en el subsuelo y sus propiedades”. Existen diferentes métodos de prospección geofísica, los que siendo clasificados por el fenómeno empleado son magnético, gravimétrico, eléctrico, electromagnético, sísmico, radiactivos y térmicos.

Tabla 1: Clasificación de métodos prospectivos geofísicos

MÉTODOS	FUENTE O PARÁMETROS	CAMPO UTILIZADO
Eléctrico	Corrientes telúricas	Natural
	Potencial propio	Natural
	Líneas equipotenciales	Inducido
	Resistivo	Inducido
	Caída de potencial	Inducido
Sísmico	Terremotos	Natural
	Refracción	Inducido
	Reflexión	Inducido
Gravimétrico	Gravedad	Natural
Magnético	Campo magnético	Natural
Electromagnético	Corrientes electromagnéticas	Inducido
Radiactivo	Radiactividad	Natural o inducido
Térmico	Temperatura	Natural o inducido

Fuente: (Porres, 2003)

En cualquier caso, lo que si resulta lógico pensar es que cuantos más métodos prospectivos se empleen, más completa será la información de que se disponga y más consistentes serán consecuentemente los resultados (Sumanovac, 2005).

2.2.2.1. Resistividad de los materiales

Todas las sustancias se oponen en menor o mayor grado al paso de la corriente eléctrica, esta oposición es a la que llamamos resistencia eléctrica, los aislantes tienen una resistencia muy alta y los materiales buenos conductores de la electricidad tienen una resistencia eléctrica muy baja. Definimos resistividad al grado de dificultad que encuentran los electrones en sus desplazamientos. Se designa por la letra griega rho “ ρ ” y se mide en ohm por metro “ $\Omega\text{-m}$ ” (Reynolds, 1997).

Por definición:

$$\rho = \frac{E}{J} = R \frac{A}{L}$$

En donde:

ρ = Es la resistividad ($\frac{(V)(m)}{A}$ o $\Omega - m$).

E = Es la magnitud del campo eléctrico ($\frac{V}{m}$).

J = Es la magnitud de la densidad de corriente ($\frac{A}{m^2}$).

R = Es la resistencia eléctrica de una muestra homogénea (Ω).

L = La longitud de la porción de material (m).

A = Es el área de la sección transversal de la muestra m^2 .

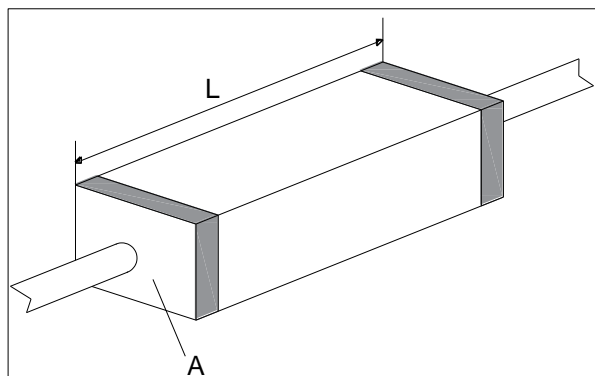


Figura 8: Muestra de un material resistivo de sección transversal A y de longitud L

Fuente: (Peled, 1979)

Se utiliza la resistividad, que es la inversa de la conductividad. Este método tiene como fin estudiar las variaciones de este parámetro físico de las rocas y medir su aptitud de conducir la corriente eléctrica. Para esto en superficie se realizan una serie de medidas, que permiten obtener resistividades aparentes, en función de un parámetro lineal. Las parejas de estos valores se grafican formando una curva, que recibe el nombre de sondeo eléctrico vertical (SEV). La resistividad de las rocas depende del volumen de sus poros, de su distribución y de la resistividad del líquido que contiene en su interior.

Custodio & Llamas (2001) menciona que los efectos hidrogeológicos, una porosidad baja se manifiesta por resistividad elevada. Si la roca se encuentra sobre el nivel freático, o no contiene agua, la resistividad será elevada. Si la resistividad es muy baja, el agua almacenada tendrá un elevado contenido de sales.

A continuación, se presenta una lista de los márgenes de variación de la resistividad de las aguas naturales, basada en datos de diferentes autores:

Tabla 2: Resistividades de las aguas según el medio en que se encuentre.

TIPO DE AGUA	RESISTIVIDAD ($\Omega \cdot m$)
Agua de lagos y arroyos de alta montaña	10^3 a $3 \cdot 10^3$
Aguas dulces superficiales	10 a 10^2
Aguas salobres superficiales	2 a 10
Aguas subterráneas	1 a 20
Aguas marinas	0.2
Agua de los lagos salados	0.1 a 1
Aguas de impregnación en rocas	0.3 a 10

Fuente: (Eduardo, 2011)

La resistividad de las rocas también depende de la temperatura a la que se encuentre, ya que la temperatura influye notablemente en la resistividad de los fluidos que hay en los poros. En síntesis, un descenso de la temperatura provoca un aumento de la resistividad y en el punto de congelación el agua pasa a ser un dieléctrico mal conductor. Por último, cabe mencionar que la resistividad de algunos minerales, y como

consecuencia de las rocas que estos forman, varían según la dirección de medida que se toma, es decir, que presenta anisotropía, la formación de estratos puede producir anisotropía. Tal es el caso de las rocas sedimentarias (Eduardo, 2011).

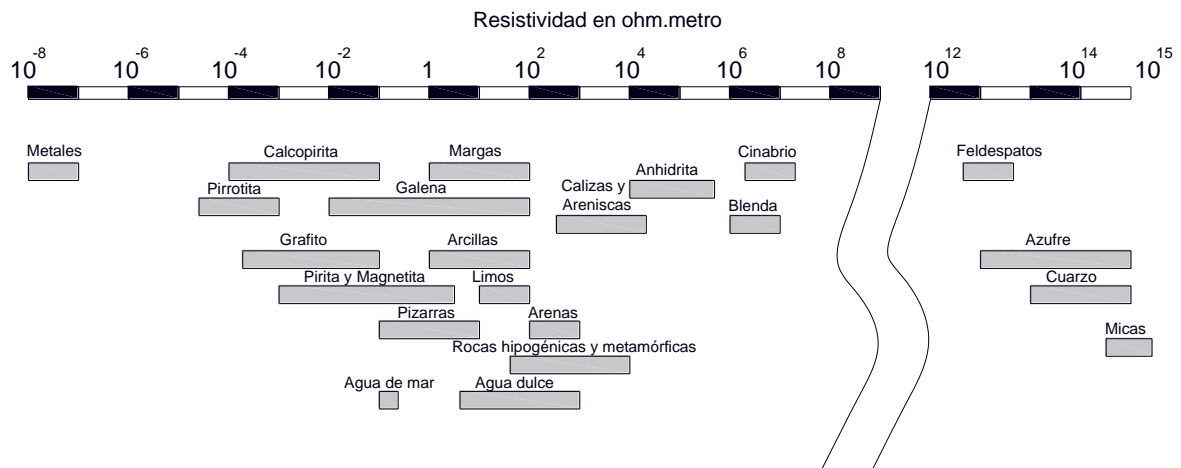


Figura 9: Rangos de resistividad para algunos minerales.

Fuente: (Eduardo, 2011)

El suelo es una mezcla de partículas sólidas, gases, agua y otros materiales orgánicos e inorgánicos. Esta mezcla hace que la resistividad del suelo aparte de depender de su composición intrínseca, depende de otros factores externos como la temperatura, la humedad, presión, etc. Que pueden provocar que un mismo suelo presente resistividades diferentes con el tiempo. De entre otros los factores, la humedad es el más importante; además, es el que se puede alterar más fácilmente mediante la lluvia o el riego del suelo. Diferentes contenidos de humedad en un mismo terreno darían lugar a resistividades diferentes que podrían llevarnos a interpretaciones erróneas de los materiales constituyentes del suelo. En la tabla 3 se encuentra un conjunto de valores típicos de resistividad de geomateriales (Eduardo, 2011).

Tabla 3: Valores típicos de resistividad.

MATERIAL	RESISTIVIDAD ($\Omega \cdot m$)
Basamento. Roca sana con diaclasas espaciadas	> 10000
Basamento. Roca fracturada	1500 - 5000
Basamento. Roca fracturada saturada con agua corriente	100 - 2000
Basamento. Roca fracturada saturada con agua salada	1 - 100
Gruss no saturado	500 - 1000
Gruss saturado	40 - 60
Saprolito no saturado	200 - 500
Saprolito saturado	40 - 100
Gravas no saturadas	500 - 2000
Gravas saturadas	300 - 500
Arenas no saturadas	400 - 700
Arenas saturadas	100 - 200
Limos no saturados	100 - 200
Limos saturados	20 - 100
Limos saturados con agua salada	5 - 15
Arcillas no saturadas	20 - 40
Arcillas saturadas	5 - 20
Arcillas saturadas con agua salada	1 - 10
Andosoles secos	1000 - 2000
Andosoles no saturados	300 - 1000
Andosoles saturados	100 - 300

Fuente: (Eduardo, 2011)

Caso particular del valor de la arcilla es de 40 ohms-m, sin embargo, otros estudios muestran que la resistividad de este material puede variar en un rango muy amplio (Pérez, Garnica, Delgado, & Landaverde, 2010).

2.2.2.2. Factores que afectan la resistividad del suelo

Pérez et al. (2010) en un medio conductor homogéneo e isótropo, el valor de la resistencia en cualquier punto es igual. Sin embargo, el suelo es un medio heterogéneo y anisótropo, por tanto, es de esperarse que los valores de resistividad dependan de varios factores. Y son las siguientes:

a. Naturaleza del suelo

Con respecto al tipo de material, cabe señalar que a medida que el tamaño de las partículas se incrementa, la resistividad se incrementa. Por ejemplo, una grava tiene mayor resistividad que la arena, y esta presenta un valor mayor con respecto a la arcilla.

La razón de esto podría ser el tamaño de los vacíos que se generan en la estructura y el fluido que se encuentra en ellos. Si el fluido es agua, la resistividad será baja y si es aire, la resistividad será alta ya que el aire no es conductor de electricidad (Pérez et al., 2010).

b. Contenido de agua

Algunas investigaciones de resistividad de suelos han mostrado que este parámetro depende en gran medida del contenido de agua (Pérez et al., 2010).

c. Temperatura

La resistividad del terreno aumenta al disminuir la temperatura, pero cuando el terreno se enfría por debajo de 0 Celsius, el agua se congela. El hielo es aislante desde el punto de vista eléctrico, lo que implica que la movilidad de los iones del terreno a través del agua se detiene al congelarse (Pérez et al., 2010).

d. Concentración de sales disueltas

Al presentarse una mayor concentración de sales disueltas en el agua que se encuentra en el suelo, la conductividad se incrementa y como consecuencia la resistividad disminuye.

Dharmawidjaja, Quezada, & Soto (2008) menciona que el agua disocia las sales en iones y cationes que se encarga de transportar los electrones. Recuérdese que el agua destilada es una aislante y aunque se introduzca dos electrones conectados a una batería, no circulara energía eléctrica. Si se añade cloruro de sodio, la electricidad comenzara a moverse ya que los electrones empiezan a circular gracias a los iones disociados.

e. Compactación

Cuando los suelos se compactan a una mayor energía, la relación de vacíos y la resistividad disminuyen ya que se logra una mejor conducción a través del agua que pueda contener el suelo, esto es de esperarse ya que a medida que se incrementa la energía de compactación – para un mismo contenido de agua – el grado de saturación se incrementa debido a que se reduce la relación de vacíos y por tanto la relación de vacíos disminuye (Pérez et al., 2010).

f. Estratificación del terreno

Una característica del material con el que se trabaja en el área de mecánica de suelos es la gran variedad de materiales que se puede tener en un área muy pequeña tanto en sentido vertical como horizontal. En consecuencia, las mediciones de resistividad que se llevan a cabo en el terreno por lo regular no corresponden a materiales homogéneos sino a un perfil de material heterogéneo. Por tanto, debido a que las capas no son uniformes en un terreno, cuando se mide la resistividad en realidad se mide lo que se llama “resistividad aparente”. La figura 10 muestra un perfil de suelo con sus respectivos valores de resistencia. Nótese que la resistencia para una arena puede tomar valores de 68 ohms y para una arcilla con arena valores de 185 ohms (Pérez et al., 2010).

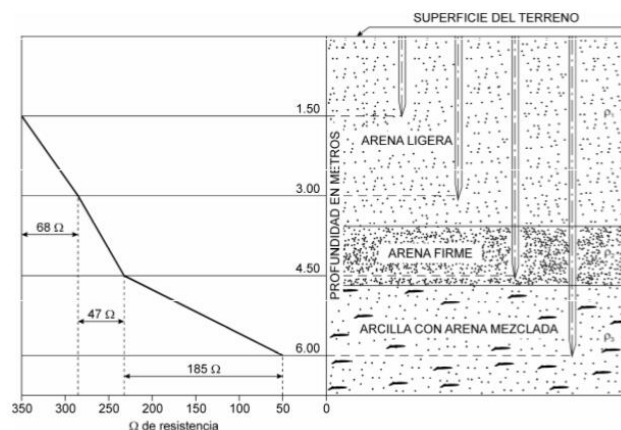


Figura 10: Perfil de suelo con sus respectivos valores de resistencia.

Fuente: (Pérez et al., 2010)

g. Isotropía y anisotropía

Ahora bien, en el ámbito geológico se puede tener una gran variedad de condiciones; geomorfológicas, geo-estructural, geo-mecánica, geo-químicas, etc. Estos medios subterráneos por lo general presentan anisotropía, esto quiere decir que los estratos inferiores a los cuales no tenemos acceso tangible presentan variaciones de propiedades físicas dependiendo de cuál sea la dirección de donde se reciben tales magnitudes físicas como, por ejemplo, temperatura (T°), velocidad de onda (V), conductividad (ρ), etc (Alarcón, 2016).

Isotropía y anisotropía: cuando las magnitudes físicas varían según la dirección se llama anisotropía, cuando las magnitudes se mantiene se llama isotropía.

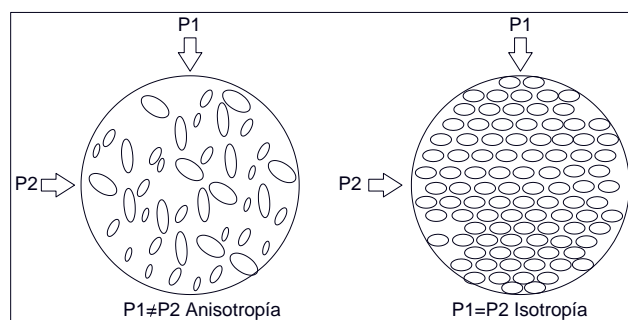


Figura 11: Anisotropía e isotropía.

Fuente: (Alarcón, 2016)

2.2.2.3. Método de resistividad eléctrica

Existen infinidad de configuraciones de campo para los métodos eléctricos. La diferencia entre las distintas configuraciones reside en el tipo de transmisor y receptor de corriente utilizados en el campo, y en cómo se sitúen en el campo estos transmisores o receptores. Los métodos eléctricos tienen la ventaja de ser mucho más sencillos en el procesamiento y la interpretación, pero su mayor desventaja es que cualquier material muy conductivo puede enmascarar los materiales que lo rodean (Huisa, 2017).

Los valores de resistividad tienen un gran rango comparado a otras cantidades físicas obtenidas por otros métodos geofísicos. La resistividad de las rocas y el suelo en un área de estudio pueden variar por varios ordenes de magnitud. En comparación, la densidad usada en investigaciones gravimétricas usualmente cambia por debajo de un factor de 2. Esto hace que los métodos geoeléctricos sean una técnica geofísica muy versátil (Huisa, 2017).

Las técnicas de prospección eléctrica de corriente continua se dividen en:

1. Calicata eléctrica (CE)
 - a. Calicata Schlumberger.
 - b. Calicata Wenner.
2. Sondeo eléctrico vertical (SEV).
 - a. Schlumberger.
 - b. Wenner.
 - c. Dipolo – Dipolo.
3. Tomografía eléctrica.
 - a. Wenner.
 - b. Wenner-Schlumberger.
 - c. Dipolo-Dipolo.
 - d. Polo-Polo.
 - e. Polo-Dipolo.

2.2.2.4. Sondeos eléctricos verticales (SEV)

La profundidad de penetración de la corriente eléctrica depende de la separación de los electrodos de corriente AB. Si la distancia entre los electrodos AB aumenta, la corriente circula a mayor profundidad, pero su densidad disminuye. Para un medio

isótropo y homogéneo, el 50% de la corriente circula por encima de la profundidad $AB/2$ y el 70.6% por encima de una profundidad AB (Orellana, 1982).

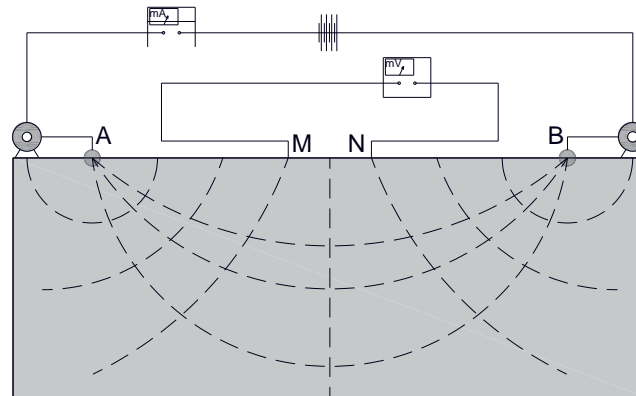


Figura 12: Esquema del sondeo eléctrico vertical.

Fuente: (Gonzales, 2002)

Cuando seleccionamos los dispositivos geoelectricos, son muchos los factores que hay que tener en consideración. En la tabla 4 se muestran los factores a considerar.

Tabla 4: Factores que incluyen en la selección de dispositivo.

FACTORES QUE INFLUYEN EN LA SELECCIÓN DE DISPOSITIVOS				
DISPOSITIVO	Intensidad de la señal de respuesta	Resolución	Sensibilidad frente heterogeneidades del terreno	Ruido de acoplamiento electromagnético
Wenner	A	A	C	C
Schlumberger	B	A	C	B
Dipolo - Dipolo	C	B	A	A
Nota:		A: Corresponde a la opción mas favorable.	B: Corresponde a un valor intermedio.	C: Corresponde a la peor.

Fuente: (Toledo, 2015).

K es el factor geométrico y solo una función de la geometría de la disposición del electrodo. La resistividad se puede encontrar al medir valores de V , I y K (Ewusi, 2006).

Tabla 5: Factor geométrico para algunas configuraciones comunes.

Arreglo	Factor geométrico de K
Wenner	$2\pi a$
Schlumberger	$\frac{\pi}{a} \left[\left(\frac{S}{a} \right)^2 - \left(\frac{a}{2} \right)^2 \right]$
Dipolo-Dipolo	$\pi n(n+1)(n+2)a$

Fuente: (Ewusi, 2006).

a. Schlumberger

Es el método geofísico empleado para la obtención de la resistividad de los materiales del subsuelo, en su modalidad de Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), con arreglo inter electródico tipo Schlumberger, para lo cual se utilizan cuatro electrodos de acero inoxidable, dos de ellos denominados A y B, que son los que transmiten la corriente eléctrica al terreno y el otro par, denominados M y N son lo que reciben la diferencia de potencial, multiplicados por una constante de proporcionalidad de acuerdo al arreglo y espaciamiento utilizados, se grafica los datos obteniendo una curva de resistividad contra profundidad de exploración (Ensisco, 2010).

Porres (2003) menciona que la ejecución consta de los siguientes pasos:

- Introducción en el terreno, de una corriente continua de intensidad (I), mediante dos electrodos denominados A y B (electrodos de corriente), conectados a una fuente de energía.
- Medida de la diferencia de potencial (ΔV), generada por el paso de la corriente, entre dos electrodos denominados M y N (electrodos de potencial).
- Cálculo de la resistividad del paquete de terreno afectado por el paso de la corriente (resistividad aparente).
- K es una constante de configuración geométrica que depende de las distancias AM, AN, BM y BN.

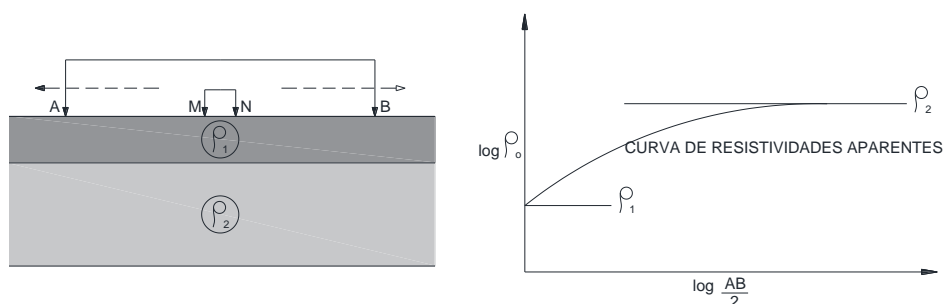


Figura 13: Dispositivo simétrico Schlumberger y representación de la curva de resistividad.

Fuente: (Custodio & Llamas, 2001)

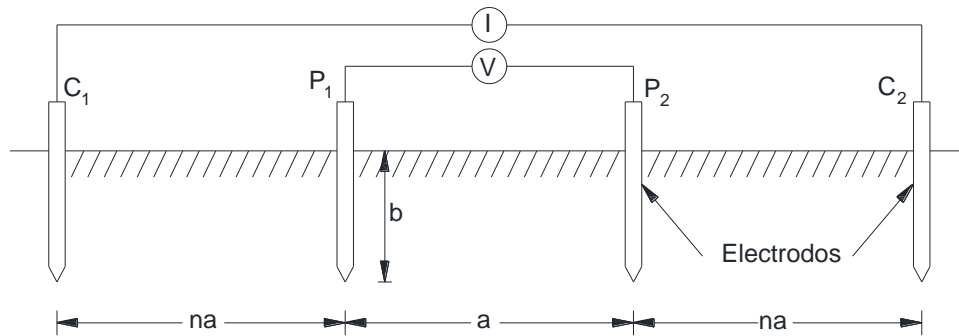


Figura 14: Disposición de los electrodos con el método Schlumberger.

Fuente: (Pérez et al., 2010)

La ecuación para medir la resistividad con este método es:

$$\rho = 2. \pi. R. (N + 1). na$$

b. Wenner

En 1915, el Dr. Frank Wenner del U.S. Bureau of Standards desarrolló la teoría de este método de prueba. Para medir la resistividad del suelo se colocarán cuatro electrodos alineados y enterrados a una misma profundidad. La profundidad de medición depende de la distancia entre electrodos, pero no del tamaño de los mismos.

El principio básico de este método es la inyección de una corriente directa o de baja frecuencia a través de la tierra entre dos electrodos C_1 y C_2 mientras que el potencial que aparece se mide entre dos electrodos P_1 y P_2 .

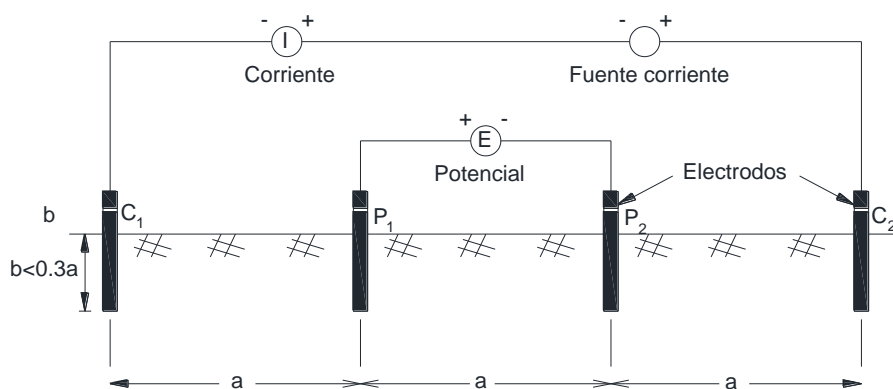


Figura 15: Medición de la resistividad del suelo con el método de Wenner.

Fuente: (Porres, 2003)

A partir de la información de disposición de electrodos y de la lectura de resistencia, la resistividad se calcula como:

$$\rho = \frac{4 \cdot \pi \cdot A \cdot R}{\left[1 + \left[\frac{2A}{(A^2 + AB^2)^{0.5}} \right] - \frac{2A}{(4A^2 + 4B^2)^{0.5}} \right]}$$

Donde:

ρ = Resistividad promedio a la profundidad (A) (ohms-m).

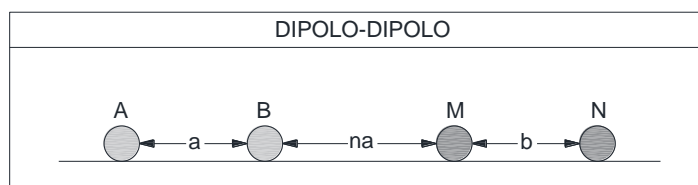
A = Distancia entre electrodos (m).

B = Profundidad a la que se entierra el electrodo (m).

R = Lectura de resistencia (ohms).

c. Dipolo – dipolo

En este tipo de arreglo los electrodos de corriente AB y los de potencial MN mantienen la distancia constante, variando la distancia entre los polos formado por cada par de electrodos, como se observa en la figura 16. La distancia utilizada para los perfiles de resistividad es la BM.



$$\rho_a = \pi \cdot n(n + 1)(n + 2) \cdot a \frac{\Delta V}{I}$$

Figura 16: Medición de resistividades del suelo con el método dipolo-dipolo.

Fuente: (Toledo, 2015)

2.2.2.5. Representación gráfica de las medidas

Los datos obtenidos son llevados sobre un diagrama doble logarítmico, en las abscisas los logaritmos de AB/2 y en las ordenadas los logaritmos de las resistividades aparentes calculadas, se obtiene así una curva decreciente, asintótica a las resistividades

específicas. A este gráfico obtenido se le llama diagrama del sondeo eléctrico (Castany, 1975).

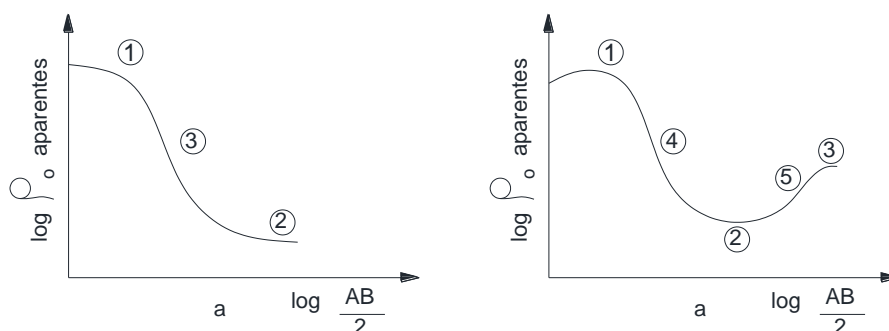


Figura 17: Diagramas de SEV “a”, dos materiales; “b”, tres materiales.

Fuente: (Castany, 1975)

2.2.2.6. Modelización geoelectrica del subsuelo

a. Modelos unidimensionales 1-D

Este tipo de modelos suponen que la resistividad del subsuelo varía solo con la profundidad (coordenada z). Equivale a un modelo bidimensional de capas horizontales. Mediante este modelo se estudia los terrenos estratificados horizontalmente, aplicando SEV, generalmente en dispositivo Schlumberger. Para realizar los sondeos eléctricos convencionales, el punto central de tetraelectrodo permanece fijo, pero el espaciamiento entre los electrodos se va incrementando para obtener más información sobre las secciones más profundas del subsuelo (Porres, 2003).

b. Modelos bidimensionales 2-D

En estos modelos la resistividad varía lateralmente (coordenada x) y en profundidad (coordenada z). Es el modelo más aplicado en la práctica geoelectrica, por ejemplo, para el estudio de túneles, cimentaciones, detección de cuevas, etc. Se suelen emplear con dispositivos tipo Dipolo-Dipolo o Wenner.

c. Modelos tridimensionales 3-D

La resistividad varía en tres dimensiones del espacio. Son modelos complejos, que se emplean para problemas muy específicos en los que no es suficiente una modelización 2-D.

La realización de registros 1-D (SEV), conlleva la realización de 10 a 20 lecturas. A medida que se incrementa la dimensión del modelo, se incrementa el número de lecturas necesarias. Para un reconocimiento 2-D, suelen realizarse entre 100 y 1.000 lecturas, cifra que se ve incrementada a varios millares para el caso de los reconocimientos 3-D.

El perfil 2-D, al día de hoy, la mejor solución de compromiso entre el bajo costo (pocas lecturas), y el valor y cantidad de información aportada. Los datos de resistividad aparente proporcionados, son procesados e invertidos para obtener una tomografía eléctrica 2-D, que constituye el tipo de registro geoelectrico mas empleado hoy en día.

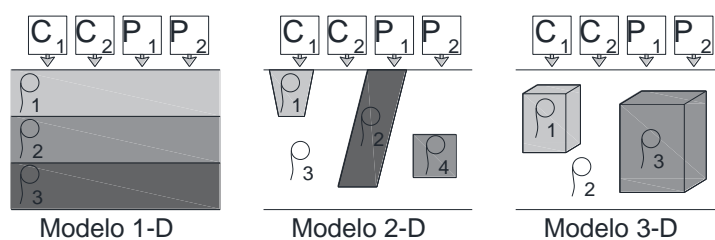


Figura 18: Modelos de resistividad del subsuelo.

Fuente: (Castillo, 2017)

2.2.3. Hidrogeoquímica

Sanchez (2017) este tema se refiere a la química de las aguas subterráneas, aunque, lógicamente, los conceptos básicos son válidos para aguas superficiales.

2.2.3.1. Composición química de las aguas naturales

Las sustancias disueltas en un agua pueden sumar de unos pocos mg/L en un manantial de montaña hasta de 1000.000 mg/L. Las aguas potables (agua dulce) tienen menos de 1000, hasta 5000 se denominan salobres, el agua del mar 35000 mg/L. Un litro de agua puede llegar a contener más de 300 gramos de sales. (salmueras).

Más del 99% de estas sustancias disueltas en un agua contaminada corresponde a las siguientes (los paréntesis indican menor concentración):

Tabla 6: Componentes mayores.

Aniones	Cationes	No iones
Cl^-	$\text{Na}^+(\text{K}^+)$	SiO_2
$\text{SO}_4^{=}$	Mg^{++}	$\text{CO}_2[\text{gas}]$
HCO_3^-	Ca^{++}	(O_2)

Fuente: (Sanchez, 2017)

Estos se denominan componentes mayores en las aguas subterráneas, y se encuentran siempre en concentraciones > 1 mg/L. Este grupo habría que añadir al anión NO_3^- , que generalmente se encuentra en este rango, pero no es un componente natural, siempre se debe a contaminación orgánica.

Los componentes menores (1 a 0.1 mg/L en aguas subterráneas) más frecuentes son F^- , PO_4^{3+} , $\text{CO}_3^{=}$, Sr^{2+} , Fe^{2+} . Se consideran componentes traza los que se encuentran en concentraciones inferiores a 0,1 mg/L, y en ese grupo puede aparecer cualquier elemento químico o sus combinaciones iónicas.

2.2.3.2. Expresión de las concentraciones

Las unidades empleadas con mg/L, que equivalen a ppm (partes por millón). También se utiliza moles/L y equivalentes/L, generalmente como milimoles/L (mmol/L) y miliequivalentes/L (meq/L).

La conversión es la siguientes:

$$\text{Moles} = \text{gramos} / \text{peso molecular}$$

$$\text{Equivalentes} = \text{gramos} / \text{peso equivalente}$$

$$\text{Peso equivalente} = \text{Peso molecular} / \text{Valencia}$$

Los meq/L son necesarios porque las reacciones químicas se producen equivalente a equivalente (un equivalente de A reacciona con un equivalente de B), y en el agua la cantidad de meq de aniones es igual a la meq de cationes, como calcularemos a continuación:

2.2.3.3. Condición de electroneutralidad

La suma de aniones ha de ser igual a la suma de cationes (expresados en meq/L).

Lógicamente siempre hay un cierto error que se calcula con la fórmula:

$$\text{Error} = \frac{\sum \text{aniones} - \sum \text{cationes}}{\sum \text{aniones} + \sum \text{cationes}} \times 100$$

Suelen admitirse errores <10% en aguas salinas y <1 ó 2% en aguas con más de 1000 mg/L. Si el error es mayor, puede ser debido a errores analíticos o a la presencia excepcional de alguna sustancia no analizada.

2.2.3.4. Parámetros físico-químicos

a. Temperatura

Lógicamente es una medida que hay que realizar en el campo. En un agua subterránea (de un manantial o la extraída en una captación) hay que tomarla en el momento de la surgencia. Antes de que se altere con la temperatura ambiente. En las aguas subterráneas es aproximadamente la temperatura media anual más el gradiente geotérmico regional (normalmente la temperatura del subsuelo aumenta 3 C cada 100

metros de profundidad). Por ejemplo, si la temperatura media anual es de 15 °C, un agua subterránea a 300 metros de profundidad estaría a 24 °C.

Si la temperatura es menor. La explicación es simple: un sondeo de 300 metros nos puede proporcionar agua de un nivel acuífero situado a 60 metros de profundidad. En el caso contrario, si la temperatura es mayor, puede ser debido a que el gradiente geotérmico es localmente anómalo o bien a que el sondeo ha cortado una fractura profunda: un sondeo de 100 metros en realidad puede estar extrayendo agua de una profundidad mucho mayor, que asciende por una fractura con una pérdida de temperatura escasa.

Es un sistema de flujo regional, en ocasiones puede detectarse una ligera anomalía térmica positiva en las áreas de descarga (Domenico & Schwartz, 1998).

b. Conductividad

Es la facilidad del agua para conducir la corriente eléctrica. Su medida es muy sencilla y existen conductivímetros portátiles para utilizar en campo.

Unidades: La resistividad, constante que aparece en la Ley de Ohm, está en ohmios x metros. La conductividad es el inverso de ésta, de modo que sus unidades son Ohmio⁻¹/metros. El inverso del ohmio se denomina Mho o Siemens. Por tanto, sería: siemens/metro, pero es usual $\mu\text{S/cm}$ (micro Siemens/cm).

Tabla 7: Valores de conductividad.

	C ($\mu\text{S/cm}$)
Pura	0.05
Destilada	0.5 - 5
Lluvia	5 - 30
Subterránea potable	30 - 1000
Mar	50.00

Fuente: (Sanchez, 2017)

La conductividad varía con la temperatura, hay conductivímetros que introducen la corrección automáticamente, en otros hay que medir previamente la temperatura con un termómetro y realizar el ajuste manualmente en el aparato. Si disponemos de un análisis químico completo, la conductividad no aporta nada. Es útil en situaciones como estas:

- En un estudio preliminar de la Hidroquímica de una zona, disponiendo de muchos datos, podemos elaborar un mapa de isoconductividades, que nos indicara la iso – salinidad del agua subterránea.
- En zonas con tipos de agua muy distintos (muy salinas y poco salinas) nos puede permitir establecer un muestro inteligente, sabiendo a priori que tipo de agua estamos muestreando.
- En las zonas costeras, e introduciendo un conductivímetro con un cable largo en un sondeo se utiliza para detectar la profundidad de la interface agua dulce - agua salada.

c. pH

Mide la acidez del agua. Es igual a $\log - (H^+)$. Siendo (H^+) la actividad de iones hidrógeno. Por ejemplo, una agua con $pH=6$ tiene 100 veces mas H^+ que un agua con $pH=8$.

En las aguas naturales oscila entre 5.5 y 8.5, en aguas subterráneas habitualmente entre 6.5 y 8.5 (agua del mar aprox. 8)

d. residuo seco

Es el residuo que queda después de secar un volumen medido de agua. Se expresa en mg/L no equivale a la suma de sales disueltas ya que parte del anión HCO_3^- se evapora como CO_2 . Aproximadamente se cumple que: Sales disueltas \approx Residuo seco + $\frac{1}{2} HCO_3^-$.

e. Dureza

Propiedad de un agua caracterizada por la dificultad de hacer espuma con jabón. Es debida principalmente a la presencia de: Ca^{++} y Mg^{++} . Otros iones (Fe^{++} , Sr^{++} , Mn^{++}) también generan dureza pero se encuentran en menores concentraciones. Por razones históricas se mide como mg/L de CaCO_3 .

El cálculo de la dureza en mg/L de CaCO_3 consiste en sumar los meq/L de los cationes responsables (Ca^{++} y Mg^{++} , ...) y considerar que todos esos meq/L fueran de CaCO_3 (multiplicando por 50, peso equivalente del CaCO_3). Si solo consideramos Ca^{++} y Mg^{++} el cálculo sería:

$$\text{Dureza} \left(\frac{\text{mg}}{\text{L}} \text{ de } \text{CaCO}_3 \right) = \left(\frac{\text{Ca}^{++}(\text{mg/L})}{20} + \frac{\text{Mg}^{++}(\text{mg/L})}{12} \right) \times 50$$

Antiguamente se medía la dureza total y el Ca, y se calculaba por diferencia del contenido de Mg, que era más difícil de analizar. En la actualidad, normalmente no se mide en laboratorio, sino que se calcula a partir de los cationes. Continúa considerándose este parámetro por su interés práctico, debido a los problemas que plantean las aguas duras, especialmente incrustaciones en instalaciones de agua, calderas.

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1.1. Delimitación del área de estudio

3.1.1.1. Ubicación y acceso

a. Ubicación política

El estudio se llevó acabo en la microcuenca de Yanamayo, del distrito de Azángaro, de la provincia de Azángaro de la región Puno.

b. Ubicación geográfica

El estudio se lleva a cabo en las coordenadas de 8 344 039.782 a 8 349 761.491 Norte, de 392 483.241 a 374 906.163 Este y a una altitud máxima de 4 275 hasta una mínima de 3 850 m.s.n.m.

c. Límites

El ámbito de estudio se limita por el Norte con la provincia de Carabaya, por el Sur se define con la provincia de San Román, por el Este confina con las provincias de Huancané y San Antonio de Putina y por el Oeste es limitante con las provincias de Lampa y Melgar.

El acceso al área de estudio se ubica al Norte de la ciudad de Puno, acceso a través de la panamericana Sur.

Tabla 8: Vías de acceso a la microcuenca Yanamayo.

Nº	TRAMO	DISTANCIA (Km.)	TIEMPO (min.)	TIPO DE VÍA	VÍA PRINCIPAL
1	Puno - Juliaca	45	40	Asfaltada	Panamericana Sur
2	Juliaca - Azángaro	70	65	Asfaltada	Panamericana Sur
3	Azángaro - Co. Tiruyo	15.5	30	Trocha	Camino Vecinal

Fuente: Elaboración propia.

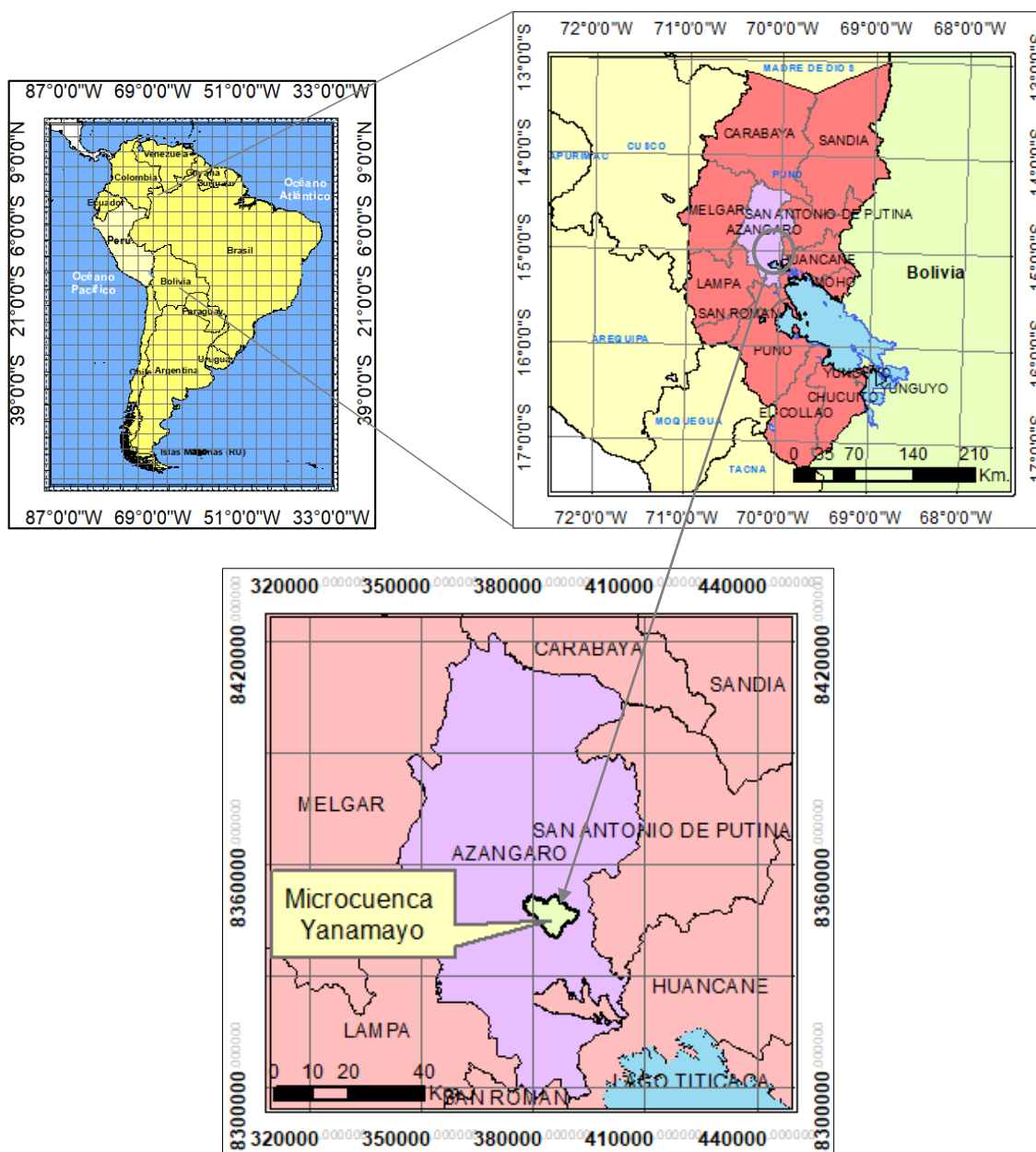


Figura 19: Mapa del área de investigación.

Fuente: Elaboración propia.

3.1.2. Características geológicas y geomorfológicas

El área de estudio forma parte de la meseta altiplánica – oriental, las geoformas son relativamente inestables, con pendientes abruptas que tienden a desarrollar cada vez valles más profundos y de sección transversal en “V”. Está conformado por superficies onduladas, altiplanicies y cerros, en cuyo modelado externo han participado agentes como el clima, la lluvia, el hielo y las corrientes fluviales. La secuencia de conformación litológica está dada a partir de la presencia del material sedimentario y metasedentario de las formaciones, Huancané, Vilquechico y del grupo Moho; también se constituyen los depósitos glaciofluvial y aluviales del cuaternario reciente, así como la formación Azángaro. En efecto este accidente geomorfológico a controlado las condiciones climáticas de la zona, formando microcuencas alimentadas por riachuelos locales que conforman transversalmente morfologías agrestes, onduladas, planas y tipo meandros creando zonas hidromórficas con dirección SE–NW, presentado como características una variedad de relieves, los cuales se clasificaran en unidades geomorfológicas de acuerdo a su composición, comportamiento, pendientes y otros.

3.1.2.1. Unidades geomorfológicas locales

Durante los trabajos de campo se ha identificado tres sistemas geomorfológicos, los mismo que contienen 8 unidades geomorfológicas, las que se presentan en la tabla 9.

Tabla 9: Unidades geomorfológicas.

UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	
SISTEMAS	UNIDADES
ANTRÓPICO	Vías de acceso
	Viviendas
FLUVIAL	Lecho fluvial
	Terrazas aluviales
	Bofedales
VOLCÁNICO - MONTAÑOSO	Laderas
	Pie de monte
	Planicies

Fuente: Elaboración propia.

a. Sistema antrópico

Está constituido por las construcciones y/o modificaciones efectuadas por el hombre en la superficie terrestre tales como:

- Vías de acceso local.
- Viviendas comunales.

b. Sistema fluvial

Éste sistema contiene unidades que tienen relación directa con el escurrimiento superficial de las aguas, dichas unidades son:

Lecho fluvial

Están ubicados en las partes más bajas de los valles y quebradas, esta unidad muestra materiales de arrastre fluvial, compuesto por cantos rodados, gravas, arenas y limos.

Terrazas aluviales

Esta unidad se caracteriza por mostrar plataformas onduladas o mesetas constituidas por el suelo residual transportado y acumulación de sedimentos, estas terrazas están formadas de materiales granulares heterogéneos y suelos cohesivos, dentro de esta unidad, se desarrolla la producción agrícola, aprovechando su relieve y las propiedades químicas y físicas de los suelos.

Bofedales

La unidad está conformada generalmente por áreas hidromórficas de origen lacustre, se caracteriza por la presencia del agua durante gran parte del año y presenta una

topografía plana con escasa pendiente para drenar. Los Bofedales se encuentran al borde de los ojos de agua, compuestos por arenas, limos y arcillas en su mayoría.

c. Sistema volcánico-montañoso

Laderas

Laderas altas, que poseen una pendiente $>25^\circ$ y las laderas bajas $<25^\circ$. Estas se aprecian en la zona de estudio corresponden principalmente a macizos rocosos que pertenecen a las formaciones Huancané, Vilquechico, grupo Moho.

Pie de monte

Son acumulaciones de material coluvial, entre la unión de montañas y planicies. Se produce cuando las partículas litológicas sueltas pierden su energía potencial debido a la disminución de la pendiente.

Planicies

Son terrenos donde la pendiente oscila de 0° a 5° , estas planicies están compuestas por acumulación de sedimentos clásticos, gravas, arenas, cantos rodados, con matriz limosa.

3.1.2.2. Marco geológico local

La geología de la zona de estudio ha sido estudiada por el INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico), está ubicada dentro del cuadrángulo de Azángaro (30 – v), se han identificado afloramientos rocosos que pertenecen a la era Mesozoica y Cenozoica. Comprende las siguientes unidades litoestratigráficas: era cenozoica, serie holocena (depósitos aluviales) y serie pleistocena (formación Azángaro); así mismo la

era mesozoica, serie superior (formación Vilquechico y grupo Moho) u serie inferior (formación Huancané).

Los afloramientos rocosos circundantes, en el área de estudio microcuena Yanamayo. La descripción se efectúa en base a la información obtenida a partir de mapas regionales a escala 1: 100 000 del INGEMMET.

Tabla 10: Unidades litoestratigráficas.

ERA	SISTEMA	SERIE	UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS CUENCA OCCIDENTAL	ROCAS IGNEAS SUBVOLCÁNICAS		
CENOZOICA	CUATERNARIO	HOLOCENA	Depósitos aluviales	Qr - al		
		PLEISTOCENA	Fm. Azángaro	Qpl - az		
	PALEOGENO	EOCENA PALEOCENA		Riodacita	Kp - rd	
MESOZOICA	CRETÁCEO		Fm. Muñani	Ks - mu	Cuarzo traquita	Kp - ct
		SUPERIOR	Fm. Cotacucho	Ks - co		
			Grupo Moho	Ks - mo		
		INFERIOR	Fm. Huancané	Ki - h		

Fuente: (De la Cruz, 1995)

a. Formación Huancané

En, general la formación está constituida por areniscas cuarzosas de coloración característica blanquecina rosada con estratificación cruzada notoria. La formación Huancané está apoyada sobre la formación Muni y su techo infrayace de manera inconfundible a las areniscas, limolitas y lutitas de la formación Moho y al miembro Huatasane (De la Cruz, 1995).

b. Grupo Moho

De piso a techo el grupo Moho consiste principalmente de areniscas limoarcillíticas de color rojizo abigarrado con niveles de caliza sobre las cuales se intercalan estratos delgados de limolitas y lutitas arcillíticas marrones a gris verdosas.

Sobre ellas se encuentran horizontes casi continuos de areniscas blanquecina algo marrón en bancos gruesos con grosores uniformes de más o menos 10 m. en promedio. En general la litología es monótona y de amplia distribución (De la Cruz, 1995).

c. Formación Cotacucho

Se caracteriza por su típica coloración rojo oscuro a rojizo rosado y litología limoarcillítica areniscosa en la base. La secuencia tiene en su sección basal tres horizontes de arenisca cuarzosa rojiza rosada, topográficamente bien conspicuos, con un espesor de 20 m. cada uno, intercalados con areniscas limoarcillíticas en estratos hasta de 15 m. hacia arriba siguen areniscas cuarzosas de grano fino y aspecto sacaroideo, toda esta secuencia se caracteriza por tener estratificación cruzada. La base de la formación Cotacucho reposa concordante sobre el grupo Moho e infrayace concordante a la formación Vilquechico (De la Cruz, 1995).

d. Formación Muñani

Está constituida por bancos masivos de areniscas en estratos mayores a un metro de grosor y areniscas algo limoarcillitas; hacia arriba, los estratos de arenisca son menores de un metro y están intercalados con niveles de limoarcillita rojiza oscura, en algunos niveles se encuentran clastos de cuarzo con diámetros inferiores a 3 cm.; los clastos son subredondeados y están dispersos en la matriz. Los estratos de arenisca de los niveles superiores se presentan en capas delgadas marrones, amarillentas a blanquecinas, con algunas capas sacaroideas, en sucesión ascendente sigue una secuencia monótona de areniscas rojizas a rosadas, en estratos gruesos, con débil estratificación cruzada (De la Cruz, 1995).

e. Rocas ígneas subvolcánicas-Riodacita

Pequeños cuerpos de intrusivos intensamente meteorizados afloran en las inmediaciones de Jilahuata y Yacchata en la esquina Sureste del cuadrángulo Azángaro. La roca es de color gris verdoso, presenta textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas blanquecinas y biotitas en matriz granular de grano fino a medio, cuarzo feldespático; la roca presenta alteración moderada de biotización, silicificación, así como alteración incipiente de argilitización, limonitización y albitización (De la Cruz, 1995).

f. Formación Azángaro

La formación Azángaro se observa a lo largo del río de mismo nombre, en capas horizontales aparentemente de litología monótona. La formación presenta variación lateral tanto en el tamaño de los clastos como en su composición, dependiendo esta última de la fuente de alimentación; en los bordes de la cuenca la litología consiste en conglomerados en depositación decreciente y estratificación lenticular con clastos de areniscas subredondeados a subangulosos, que señalan el ambiente lacustrino de la formación (De la Cruz, 1995).

g. Depósitos aluviales

Están constituidos por la acumulación de materiales en el lecho de ríos y quebradas, presentan su mejor distribución a lo largo de los cursos más importantes y quebradas. Consisten de materiales polimícticos de variado tamaño desde arcillas hasta gravas, moderadamente clasificados (De la Cruz, 1995).

3.2. MATERIALES Y EQUIPOS

3.2.1. Información básica

3.2.1.1. Información cartográfica

- Cartas Nacionales a escala 1:100 000 del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Cuadrante: 30 – v.
- Para la delimitación de la microcuenca Yanamayo se usaron imágenes del tipo ASTER Global Digital Model ASTER GDEM, elaborado por la NASA y el Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón, conocido como METI.
- Mapas geológicos del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET – 1995), escala 1:100 000. Los mapas de formato digital del plano base utilizado, está en el sistema de coordenadas UTM WGS84 zona 19, la cual se ubica la zona de estudio.

3.2.2. Software utilizado

Los Software en versión demo que se utilizaron para la presente investigación son:

AutoCAD 2018, ArcMap versión 10.3, WinSev versión 6.

3.2.3. Materiales

Los materiales que se utilizaron durante la investigación son: bidón para transporte de agua, 04 combos de 6 libras c/u, Wincha de 50.0 m, 02 carreteras con cables de transmisión de corriente A-B de 250.0 m c/u, 02 rollos de cables de potenciales M-N de 25.0 m c/u electrodos de acero inoxidable.

3.2.4. Equipos

Los equipos que fueron parte y útil para concretar la investigación son: equipo de prospección geofísica (marca SYSCAL Pro), GPS marca Garmin, radios portátiles (para comunicación) y cámara fotográfica.

Tabla 11: Características del equipo Syscal Pro.

CARACTERÍSTICAS DEL EQUIPO SYSCAL Pro	
Funciones y Ensayos	
<i>Ensayos geofísicos para medición de resistividades eléctricas y tomografía eléctrica.</i>	
Descripción general	
Marca	IRIS Instrument
Categoría	Medidor de resistividades eléctricas
Modelos	SYSCAL PRO Switch-48
N° Serie	2321-16878421842184-358
Procedencia	Francia
Normas de ensayo	
Norma ensayo	ASTM G 57, IEEE Std 81-2012
Características Técnicas	
Voltaje máximo inyeccion	1000 v en modo manual
Corriente máxima	250 W - 1000V - 2,5 A
External	500 wDC/DC (son)
Tiempos de inyeccion	0,2 s, 0 s, 1 s, 2 s, 4 s, 8 s
Mediciones de resistividad	IP (20 ventanas IP)
Precisión Vp	+/- 0,5 %
Resolución Vp	0,2%, resolución : 1 microV
"Digital rejection"	superior a 120 db con lineas de
Rango de temperatura	-20 / +70 °C
Baterías	02 Bat. Internas de 12V - 2.5A C/U
Memoria interna	> 40 000 datos de almacenamiento
Display	Visualizacion - pantalla digital
Teclado	Funciones modo y numérico
Dimensiones y peso	
Profundo	31 cm
Alto	23 cm
Ancho	36 cm
Peso	13 Kg



Figura 20: Equipo de prospección geofísica y herramientas

Fuente: Fotografía propia de campo.

3.3. VARIABLES

3.3.1. Variable independiente

Agua subterránea - litología del subsuelo.

3.3.2. Variable dependiente

Resistividades aparentes.

3.3.3. Indicadores

3.3.3.1. Indicadores directos

a. La corriente eléctrica

Cuando existen cargas libres en un campo eléctrico lo que ocasiona un empuje por las fuerzas del campo. La medida de este flujo de cargas eléctricas es la intensidad (A).

b. La diferencia de potencial

Cuando el paso de corriente eléctrica generara una diferencia de potencial en el sólido, en este caso una semiesfera subterránea generada por las líneas de corriente.

c. Factor geométrico “K”

Factor que representa la distribución de los electrodos en la superficie del campo, su cálculo varía según al arreglo utilizado, en este caso se utilizara el arreglo Schlumberger.

3.3.3.2. Indicadores indirectos

a. Resistividad aparente

La resistividad aparente es obtenida en campo, se le llama así porque esta adecuada a una serie de ajustes geológicos y geométricos, para idealizarlo así en base a las leyes de la física.

b. Resistividades reales o verdaderas

Es la que se halla en gabinete con la ayuda softwares, dejando las resistividades ideales para pasar a las resistividades reales de los estratos subyacentes a la superficie.

c. Profundidad y espesor de los estratos

De la misma forma se determina con el apoyo del software.

3.4. DISEÑO DE INVESTIGACIÓN

La investigación es descriptiva con enfoque cuantitativo y cualitativo, ya que la muestra de la campaña de prospección geofísica se analiza de las dos formas y estos análisis conllevan a una interpretación y una descripción final. La recolección de datos de resistividades aparentes es medida en campo realizándose el muestreo de 19 sondajes ubicados estratégicamente.

3.5. NIVEL DE INVESTIGACIÓN

El presente estudio de investigación tiene nivel exploratorio porque una investigación posea el carácter exploratorio debe tener la necesidad de ubicar, determinar y/o identificar algo no apreciable y esto fue llevada a cabo mediante SEVs y no por muestreo geológico.

3.6. POBLACIÓN Y MUESTRA

3.6.1. Población

La población para este tipo de investigación, es la superficie de la microcuenca Yanamayo que está conformada por unidades geológicas y geomorfológicas de diferente característica descritas en el estudio.

3.6.2. Muestra

Se realizaron 19 sondajes eléctricos verticales ubicados estratégicamente en lugares donde se pueda obtener datos relevantes y con la visión de ubicar y plantear una zona accesible para la explotación de aguas subterráneas.

3.7. PROCESO METODOLÓGICO

3.7.1. Caracterizar las resistividades y espesores de los estratos del subsuelo en el ámbito de estudio.

3.7.1.1. Fase de campo

Para realizar cada uno de los sondajes se necesita planificar la ubicación, distribuirlos en las zonas donde abarque en su mayoría las partes bajas y factibilidad de espacio topográfico y permitir la buena obtención de toma de datos del subsuelo. En esta fase tiene como finalidad aplicar la prospección geofísica para recabar datos de resistividades aparentes del suelo y posteriormente poder analizarlo cuantitativamente en la fase de gabinete, a continuación, se describe el procedimiento que se siguió para adquirir los datos:

- Para adquirir los datos de resistividades, se realizó una campaña de prospección geofísica en campo, que consiste en ubicar dos electrodos, denominados A y B

mediante el equipo Syscal Pro se inyecta la corriente continua a una distancia simétrica de un punto central denominado O, que es el origen al que se van a referir todas las medidas. Seguidamente se ubican otros dos electrodos, denominados M y N son obtenidos de la diferencia de potencial de la superficie. Los electrodos A y B un tendido máximo de 250 metros desde el punto medio O y los electrodos M y N un tendido de 20 metros. La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical (profundidad) de las resistividades aparentes bajo el punto sondeado. El procedimiento metodológico se utilizó para todas las estaciones.

- SEV cortos, con AB final de hasta 200 m.
- SEV normales, con AB final entre más de 200 m. hasta 2 o 3 km.
- SEV largos, con AB final comprendido entre 2 o 3 km hasta 30 o 40 km.
- SEV muy largos con AB final de hasta 1200 km.

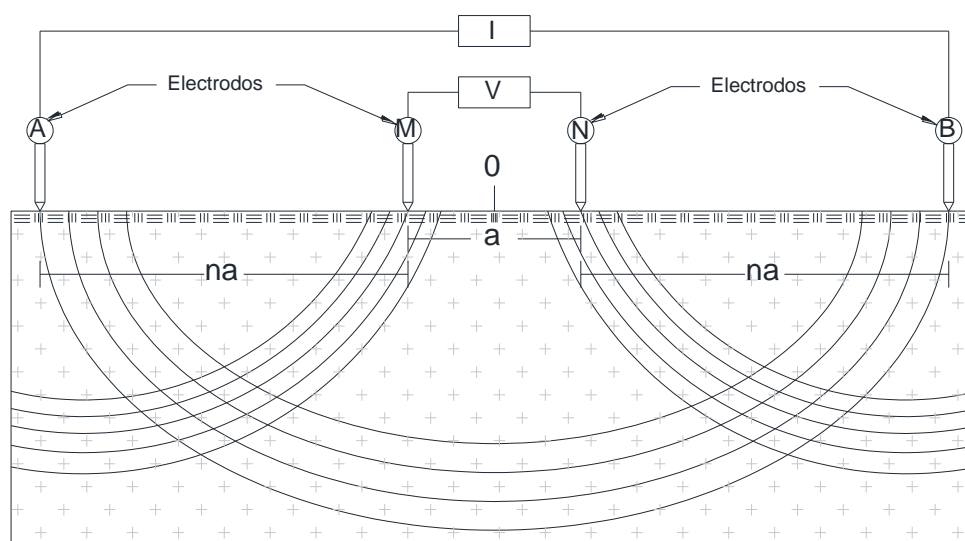


Figura 21: Dispositivo Schlumberger.

Se genera un flujo de corriente eléctrica en los electrodos A y B, y se registran los datos obtenidos.

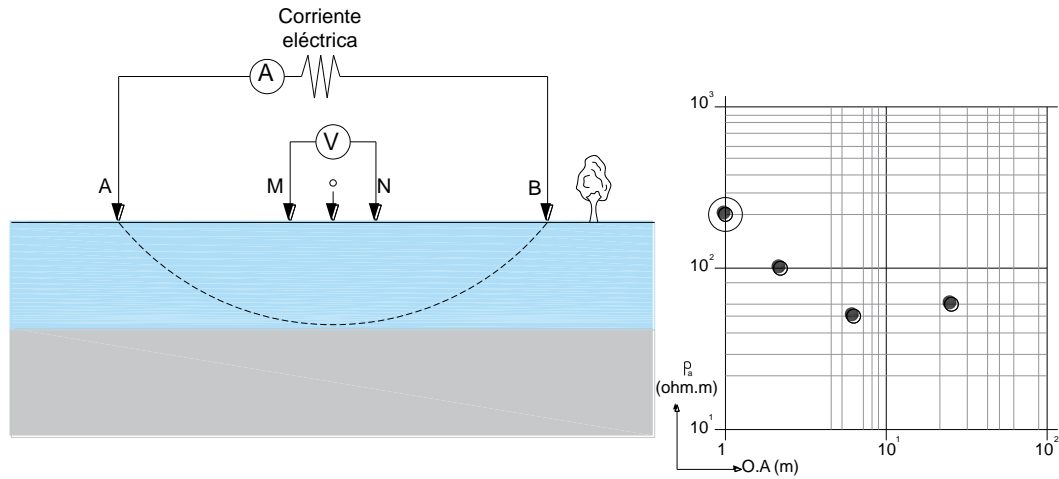


Figura 22: Registro del primer dato.

Luego se desplazan simétricamente los electrodos A y B a otra posición, se incrementa la distancia y se realiza una nueva medición, tal como se muestra en la figura.

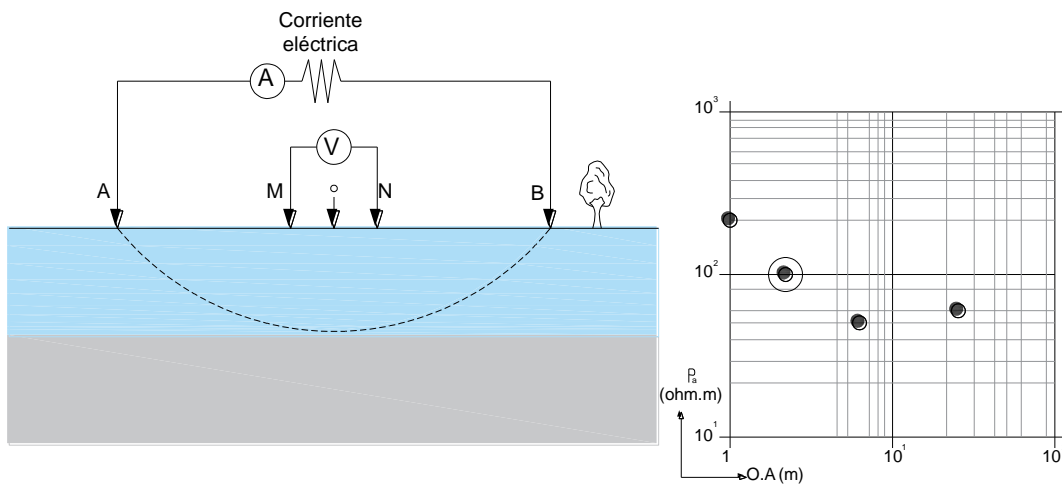


Figura 23: Registro del segundo dato.

Se desplaza nuevamente los electrodos A y B, aumentando la distancia con respecto del punto central O, se realiza otra medición. En la figura es posible apreciar una tercera muestra del terreno estudiado.

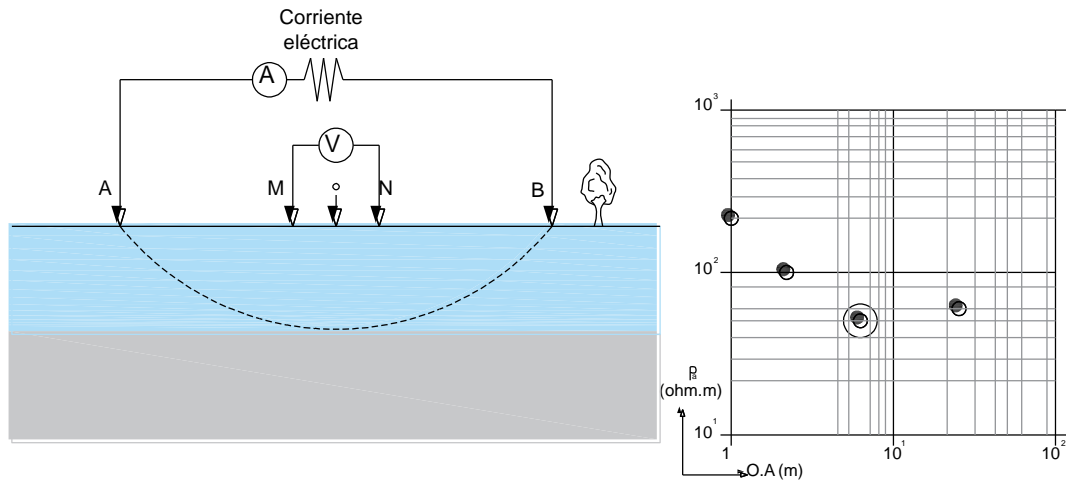


Figura 24: Registro del tercer dato.

El resultado es una gráfica de puntos experimentales llamada curva de resistividad aparente del terreno, donde la profundidad de investigación depende de la distancia entre los puntos A y B, de modo que las líneas de corriente penetran más en el subsuelo cuanto mayor sea la distancia entre A y B, tal como se puede apreciar en la figura 26.

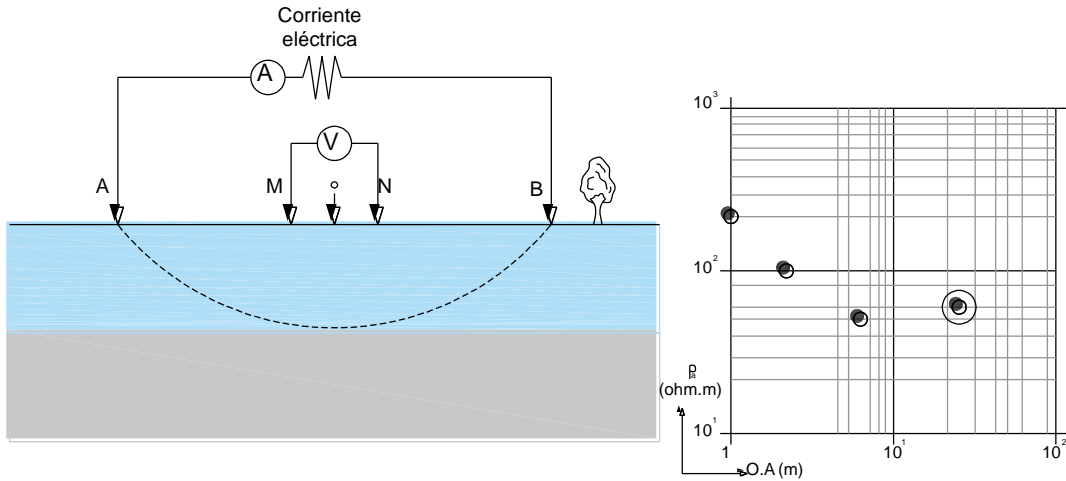


Figura 25: Registro del último dato.

El tipo de datos que recolecta el equipo consiste en la resistividad aparente e intensidad de corriente, se extraen en formato bin. y seguidamente exportar en formato dat. para calcular los espesores. Los resultados descargados del equipo que fueron obtenidos en campo se encuentran en el anexo 1.

SEV – 01: En el primer caso se hizo tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 250 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3887.00 m.s.n.m.

SEV – 02: Se hizo tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 200 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, registrándose una altitud de 3875.00 m.s.n.m.

SEV – 03: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 250 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3870.00 m.s.n.m.

SEV – 04: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3863.00 m.s.n.m.

SEV – 05: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 200 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3863.00 m.s.n.m.

SEV – 06: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 250 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3864.00 m.s.n.m.

SEV – 07: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3892.00 m.s.n.m.

SEV – 08: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 70 m y MN de 0.5 m hasta 10 m, se registró una altitud de 3896.00 m.s.n.m.

SEV – 09: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 250 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3867.00 m.s.n.m.

SEV – 10: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 250 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3861.00 m.s.n.m.

SEV – 11: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3868.00 m.s.n.m.

SEV – 12: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3861.00 m.s.n.m.

SEV – 13: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3866.00 m.s.n.m.

SEV – 14: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3858.00 m.s.n.m.

SEV – 15: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 200 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3857.00 m.s.n.m.

SEV – 16: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 200 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3855.00 m.s.n.m.

SEV – 17: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 200 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3861.00 m.s.n.m.

SEV – 18: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3863.00 m.s.n.m.

SEV – 19: Se realizó el tendido de emisión de corriente AB de 1 m hasta 150 m y MN de 0.5 m hasta 20 m, se registró una altitud de 3860.00 m.s.n.m.

3.7.1.2. Fase de gabinete

La información de campo se ha procesado de acuerdo a las técnicas establecidas en aguas subterráneas. En la interpretación de los SEVs se utilizó el software WinSev 6.

Para determinar las características resistivas y espesores de los estratos se interpretan de forma cualitativa y cuantitativamente. La interpretación de los resultados de sondajes se hace con el fin de construir el perfil litológico y posteriormente las secciones geoelectricas.

a. Interpretación cualitativa

Es la primera fase de interpretación, que se desarrolla “Insitu” en el área de investigación, previo reconocimiento geológico, geotectónico, geomorfológico

hidrogeológico y topográfico, el rumbo azimutal de los sondeos es muy importante en campo, porque de ello dependerá las posteriores fases de interpretación. La interpretación cualitativa consiste en la comparación de los sondeos por la forma de sus curvas de resistividad de sus diversas características, en forma de: mapas de resistencia transversal, mapa de iso-resistividades del corte geoelectrico en área de investigación. Permite también la obtención de idea general de la estructura geológica del área estudiada; para poder identificar las formaciones que presentan un interés práctico (por ejemplo, identificar los sectores con un aumento de la fracción arenosa y zona de fracturación).

b. Interpretación cuantitativa

La interpretación cuantitativa se realiza con la finalidad de determinar los parámetros del corte geoelectrico las cuales son número de horizontes, espesores, resistividades verdaderas y la profundidad. Para la interpretación de los SEVs se utilizó el software WinSev.

Paso 1

A partir de los datos medidos en campo de MN/2, AB/2, delta V y I se configura el software para procesar los datos con el método Schlumberger y seguidamente se introducen en la pestaña “SEV model”, las mediciones recolectadas en campo con el equipo y las cotas de la estación se ingresan al software para procesar, cada SEV se caracteriza por la profundidad explorada y por la cantidad de datos obtenidos asimismo por diferentes estaciones que fueron sondeados.

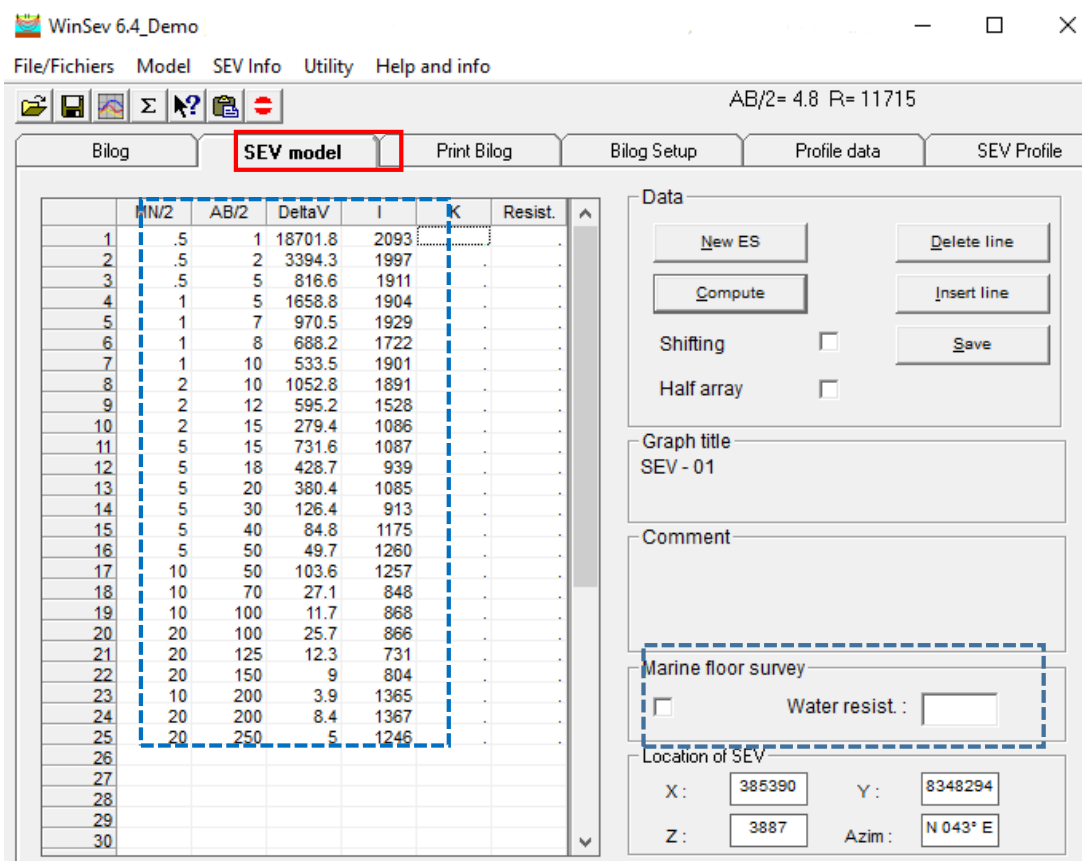


Figura 26: Datos obtenido en campo se ingresan al software WinSev.

Paso 2

Seguidamente se calcula los valores de resistividades aparentes y factor de K para cada estación SEV. En la figura se observa que a partir de los datos ingresados y las configuraciones que se realizó en el paso 1 sus resultados muestran en la misma columna este software facilita la veracidad de los resultados y además realiza el grafico automáticamente.

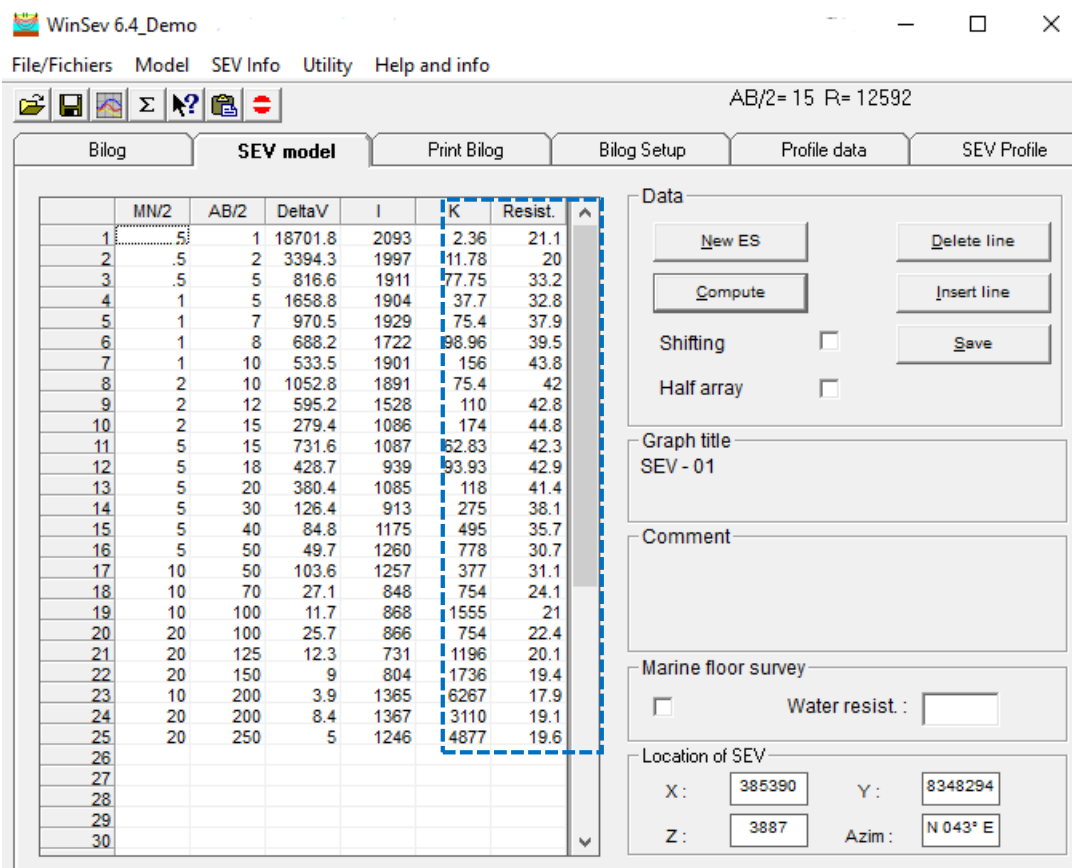


Figura 27: Calculo de la resistividad con el software WinSev.

Paso 3

Pasamos a la pestaña “Bilog”. Se puede observar en el gráfico la línea roja significa la cantidad de estrato de la estación SEV, los puntos fueron ubicados en función a la distancia vs la resistividad y finalmente la línea negra es el ajuste de los puntos ubicados.

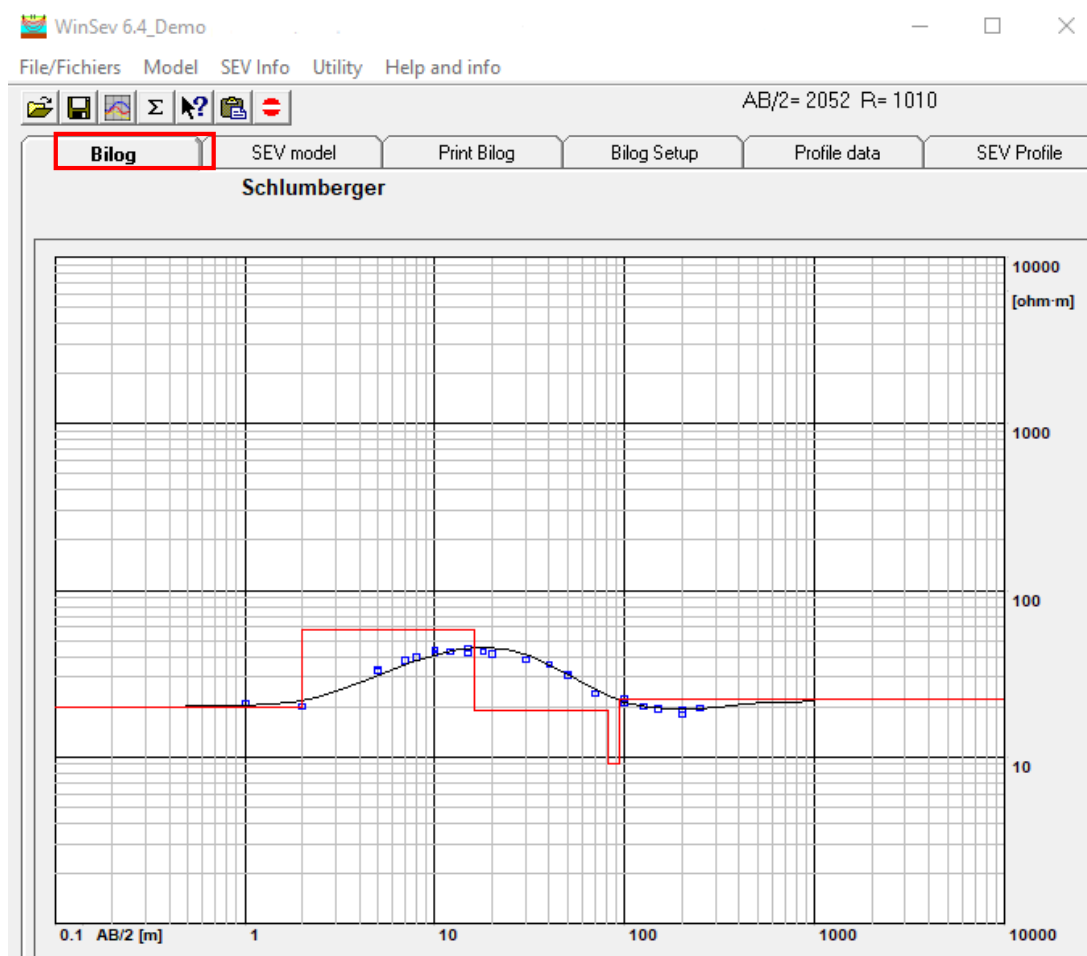


Figura 28: Gráfica de la curva de resistividad en el software WinSev.

Paso 4

En los siguientes cuadros; se presentan valores teóricos de diferentes autores que son referenciales con respecto a los observados en campo, esto nos ayuda a correlacionar con los materiales y realizar una interpretación preliminar para luego correlacionarlos con la geología de las zonas y ajustar el modelo de interpretación.

La cantidad y clase de sal disuelta depende de la naturaleza de la roca con las que hayan estado en contacto en su marcha por la superficie del terreno o subterráneo.

La cantidad de sales en las aguas suelen oscilar entre 0.1 g/l (aguas continentales) y 35 g/l (aguas marinas), a continuación, se muestra una tabla que representa los intervalos de resistividades de las aguas naturales:

Tabla 12: Resistividades para tipos de aguas.

TIPO DE ROCAS SEDIMENTARIAS	INTERVALO DE RESISTIVIDAD (Ohm.m)
Agua de lago	103 a 3000
Aguas dulces superficiales	10 a 1000
Aguas salobres superficiales	2 a 10
Aguas subterráneas	1 a 20
Aguas de lagos salados	0.1 a 1
Aguas marinas	0.2
Aguas de impregnación de rocas	0.03 a 10

Fuente: (Orellana, 1982)

3.7.2. Proponer la ubicación del pozo a perforar y determinar el posible rendimiento usando los cortes geoelectricos.

3.7.2.1. Secciones geoelectricas

Los sondeos en términos de resistividad y espesores, han permitido elaborar 04 secciones o llamados también cortes geoelectricos A-A, B-B, C-C y D-D, para definir la continuidad en la caracterización del subsuelo. El gráfico siguiente se muestra las 4 secciones.

Sección A-A

En este primer corte o llamado también sección intervienen cuatro estaciones como vienen a ser el SEV 01-02-05-11, con un azimut N065°E, donde se detalla con mayor información en el anexo 7, lamina 27, esta sección se considera a partir de los resultados del análisis cualitativo y cuantitativo considerándose la resistividad verdadera (ohm – m), el espesor del estrato (m), número total de horizonte en toda la sección y la profundidad de investigación.

Sección B-B

En este segundo corte intervienen cuatro estaciones que componen el SEVs 06-05-10-09 respectivamente, con dirección de azimut $N141^{\circ}E$, ver detalles del corte en el anexo 7, lamina 28, en vista que la estación del SEV 05 presenta mayores condiciones favorables hidrogeológicas de aguas subterráneas, en esta sección también se analiza el comportamiento del estrato saturado y con porosidad efectiva.

Sección C-C

El tercer caso de la sección geoelectrica considera tres estaciones que integran los SEVs 10-15-18 respectivamente, con azimut de $N083^{\circ}E$, ver más detalles del corte en el anexo 7, lamina 29, sección cuya finalidad es analizar los estratos que la conforman para observar si el estrato saturado que lo contiene es un aporte y tiene un comportamiento beneficioso para el posible punto de ubicación del potencial hídrico.

Sección D-D

Ultima sección geoelectrica se considera cuatro estaciones como son los SEVs 03-04-06-12, con dirección de azimut $N075^{\circ}E$ ver más detalles del corte en el anexo 7, lamina 30, cuya consideración e importancia de realizar este corte que es paralelo al corte A-A si hay una falla geológica caso contrario que dirección tiene su superficie freática.

3.7.2.2. Determinar la recarga potencial hídrica del acuífero mediante un balance hídrico de suelo.

Se denomina recarga al proceso por el cual se incorpora agua a un acuífero procedente del exterior del mismo, igualmente se llama recarga al volumen de agua que penetra en el acuífero durante un intervalo de tiempo dado (Custodio & Llamas, 2001).

Los tipos de recarga se pueden distinguir por la localización o distribución, por un lado, la recarga se puede distinguir por la localización o distribución, por un lado, la recarga difusa ocurre sobre grandes áreas y con agua proveniente de precipitaciones y es usualmente igualado a la percolación profunda, esta recarga es dominante en medio ambiente húmedos. Por otro lado, la recarga local, ocurre donde existe un prolongado periodo de retención de agua, la recarga local es, tal vez, mas importantes en zonas áridas o semiáridas. (Almanza, 2016)

Según Smedema, Vlotman, & Rycroft (2004) un análisis de humedad del suelo en base a la precipitación, evapotranspiración y el potencial de almacenamiento de humedad del suelo, durante un periodo determinado.

a. Métodos indirectos para estimar la evapotranspiración de referencia

- Método Hargreaves-Samani

Torres & Vásquez (2013) calculó mediante métodos indirectos donde hace uso de temperatura máxima, mínima y media.

$$E_{to} = 0,0023 * Ra * (T + 17,89) * TD^{0,5}$$

Donde:

E_{to} = Evapotranspiración de referencia diaria, (mm/día).

Ra = Radiación solar extraterrestre de evaporación (mm/día).

T = Temperatura media (°C).

T = Temperatura máxima (°C).

T = Temperatura mínima (°C).

- Método de Penman-Monteith

La FAO en mayo de 1990, recomendó la adopción del método combinado de dicho autor como nuevo método estandarizado para el cálculo de evapotranspiración utilizando a un cultivo hipotético con una altura de 0.12 cm, resistencia superficial de 70 sm^{-1} y albedo de 0.23.

$$E_{to} = \frac{0,408\Delta(R_{n--} - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}$$

Donde:

E_{to} = Evapotranspiración de referencia (mm/día).

R_n = Radiación neta en la superficie del cultivo ($\frac{\text{MJ}}{\text{m}^2} \text{ día}$).

R_a = Radiación extraterrestre (mm/día).

G = Flujo del calor del suelo ($\text{MJ}/\text{m}^2 \text{ día}$).

T = Temperatura media del aire a 2m de altura ($^{\circ}\text{C}$).

u_2 = Velocidad del viento a 2 m de altura (m/s).

e_s = Presión de vapor de saturación (kPa).

e_a = Presión real de vapor (kPa).

$e_s - e_a$ = Déficit de presión de vapor (kPa)

Δ = Pendiente de la curva de presión de vapor ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$).

Constante psicométrica ($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$).

- Método de Serruto

$$E_{To} = 0,003Ra^{2,5} + (0,16T^{0,88})$$

Donde:

E_{To} = Evapotranspiración de referencia, (mm/día).

T = Temperatura media ($^{\circ}\text{C}$).

Ra = Radiación solar extraterrestre de evaporación (mm/día).

3.7.2.3. Cálculo de las reservas totales del acuífero.

En función a la caracterización de los SEVs, se calcula el espesor del horizonte saturado es decir el acuífero y con el área total del potencial hídrico se obtendrá el volumen total.

Ramos (2012) nos plantea el siguiente procedimiento para el cálculo de las reservas del acuífero.

$$Volumen\ total = Espesor\ del\ acuífero * \text{área de la ciclocuencia}$$

Con la siguiente ecuación se calcula el volumen de agua gravítica utilizando la porosidad eficaz.

$$V_{grav.} = Volumen\ total\ del\ acuífero * porosidad\ eficaz$$

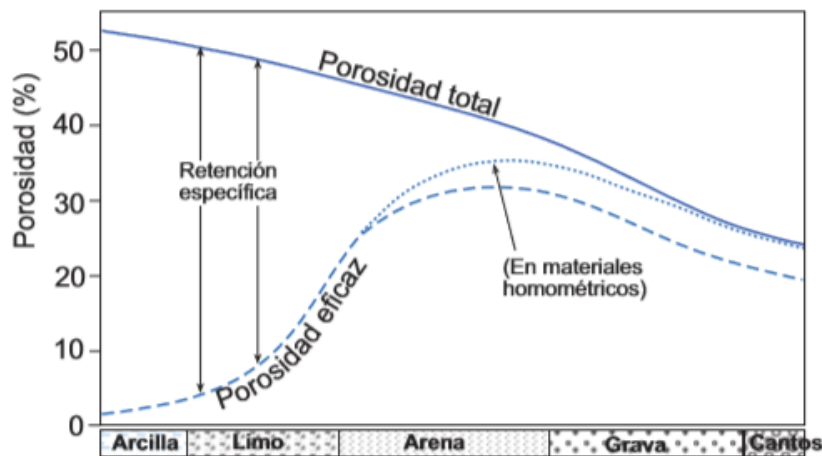


Figura 29: Variación de la porosidad con la granulometría en materiales detríticos no consolidados.

Fuente: (Sanchez, 2017)

La porosidad eficaz se utilizará la siguiente tabla y con la figura 29:

Tabla 13: Valores estimados de la porosidad (%).

	Total	Eficaz
Arcillas	40 a 60	0 a 5
Limos	35 a 50	3 a 19
Arenas finas, arenas limosas	20 a 50	10 a 28
Arena gruesa o bien clasificada	21 a 50	22 a 35
Grava	25 a 40	13 a 26
Shale intacta	1 a 10	0.5 a 5
Shale fracturada/alterada	30 a 50	
Arenisca	5 a 35	05 a 10
Calizas, dolomías NO carstificadas	0.1 a 25	0.1 a 5
Calizas, dolomías carsticas	5 a 50	5 a 40
Rocas ígneas y metamórficas sin fracturar	0.01 a 1	0.0005
Rocas ígneas y metamórficas fracturadas	1 a 10	0.00005 a 0.01

Fuente: (Sanders, 1998)

3.7.2.4. Cálculo del caudal y análisis de la superficie freática.

Sanchez (2017) considera que una superficie freática real no responde a una ecuación, pero en unas condiciones idealmente simplificadas sí podemos hallarla, lo que puede resultar aplicable en situaciones reales. Consideramos un bloque de material poros, isótropo y homogéneo. Vamos a considerar una lámina de 1 m de espesor, según se indica en la figura.

La pendiente de la superficie freática (AB) se va incrementando hacia la derecha debido a la ley de Darcy. Efectivamente, si suponemos un régimen permanente, el mismo caudal que entra por la izquierda sale por la derecha. De los tres factores de la ley de Darcy ($Q = K * \text{sección} * \text{gradiente}$) K es constante, y como la sección va disminuyendo de izquierda a derecha, el gradiente debe ir aumentando para que el producto sea constante.

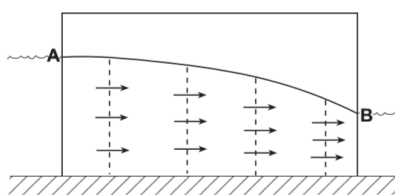


Figura 30: Asunción de Dupuit: considerando el flujo horizontal.

Fuente: (Sanchez, 2017)

El caudal que atraviesa la sección vertical indicada en la figura, según la ley de Darcy será:

$$Q = [\text{sección}] \cdot K \cdot \text{gradiente}$$

$$Q = -[h \cdot 1] \cdot K \cdot \frac{dh}{dx} \dots \dots \dots (1)$$

$$Q \cdot dx = -h \cdot K \cdot dh \dots \dots \dots (2)$$

Integrando, resulta:

$$Q \cdot x = -K \cdot \frac{h^2}{2} + C \dots \dots \dots (3)$$

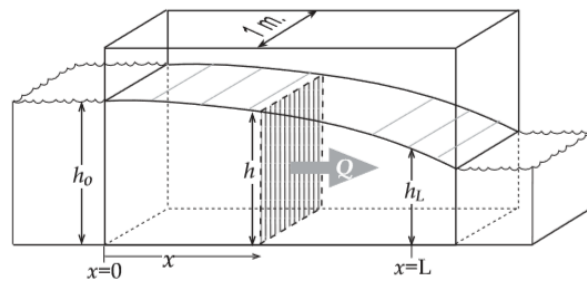


Figura 31: Bloque de poros, isótropo y homogéneo.

Fuente: (Sanchez, 2017)

“C” es la constante de integración, y podemos obtener su valor aplicando unos valores concretos en (3): $x = 0$ y $h = h_0$, resultado:

$$0 = -K \cdot \frac{h_0^2}{2} + C \quad ; \quad C = K \cdot \frac{h_0^2}{2}$$

Introduciendo este valor de C en la ecuación (3) resulta:

$$Q \cdot x = -K \cdot \frac{h^2}{2} + K \cdot \frac{h_0^2}{2}$$

$$Q \cdot x = \frac{K}{2} (h_0^2 - h^2)$$

Finalmente, despejando el caudal:

$$Q = \frac{K}{2 \cdot x} (h_0^2 - h^2) \dots \dots \dots (4)$$

a. Cálculo del caudal

Para calcular el caudal basta aplicar en (4) una altura conocida h a cualquier distancia x :

$$Q = \frac{K}{2.L} (h_0^2 - h_L^2) \dots \dots \dots (5)$$

b. Cálculo de la altura del agua, trazado de la superficie freática

Para calcular la altura del agua (h) existente a una distancia x , igualamos las dos expresiones de Q (4) y (5), y despejamos h .

$$h = \sqrt{h_L^2 - \frac{(h_L^2 - h_0^2)}{L} x} \dots \dots \dots (6)$$

3.7.3. Realizar la caracterización hidrogeoquímica del agua subterránea con fines de uso para riego.

3.7.3.1. Inventario de fuentes de agua subterránea

Dentro del área de influencia directa del área de estudio, no se registraron descargas naturales de aguas subterráneas que perduran todo el año, la identificación de estas fuentes de agua, se aprecian solamente en épocas de avenidas, por lo que no es ideal considerar estos puntos de descarga ya que se muestran solamente con la recarga de infiltración superficial, sin embargo, a pesar de no presentar de un mínimo de caudal se ha localizado fuentes de agua artificiales y/o pozos a cielo abierto. El inventario se realizó con la finalidad de determinar la cantidad de pozos, cuyo resultado permitirá conocer la situación física y técnica de estos, así como también cuantificar el volumen de agua explotada del acuífero.



Figura 32: Ubicación de pozos.

Fuente: Fotografía propia de campo.

3.7.3.2. Hidrogeoquímica del agua subterránea

Para tener una visión sobre la calidad del agua subterránea, se recolecto muestras del pozo 03 y 06 dentro, la que fue analizada en el Servicio Nacional de Laboratorios de la Estación Experimental Illpa – Puno, cuyos resultados están en la tabla 14 y 15.

Tabla 14: Resultados del análisis de agua del pozo 3 y 6 del inventario.

PARÁMETROS	POZO N° 03	POZO N° 06	UNIDAD
pH	7.990	7.76	-
Conductividad eléctrica (C.E.)	1.683	1.45	25° (mS/cm)
Sales Totales	556.000	478.00	(mg/l)
Dureza Total	99.890	99.29	CaCO ₃ (G. H. F.)
Alcalinidad Total	220.000	120.00	CaCO ₃ (mg/l)
R.A.S.	7.720	5.24	-
S.C.R.	7.160	19.70	-

Fuente: Resultados del análisis de agua.

Tabla 15: Resultados del análisis de agua (cationes).

CATIONES	Unidad	Pozo N° 03		Pozo N° 06	
		meq/l	mg/l	meq/l	mg/l
Calcio	Ca	13.66	273.24	12.50	250.50
Magnesio	Mg	6.28	76.36	7.32	89.01
Potasio	K	0.90	35.19	0.60	23.46
Sodio	Na	24.40	561.20	16.50	379.50
TOTAL		45.24		36.92	

Fuente: Resultados del análisis de agua.

Tabla 16: Resultados del análisis de agua (aniones).

ANIONES	Unidad	Pozo N° 03		Pozo N° 06	
		meq/l	mg/l	meq/l	mg/l
Cloruros	Cl	6.60	234.03	4.60	163.11
Sulfatos	SO ₄	1.95	93.65	1.25	60.03
Carbonatos	CO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Bicarbonatos	HCO ₃	0.22	13.42	0.12	7.32
TOTAL		8.77		5.97	

Fuente: Resultado del análisis de agua.

Para la interpretación de datos derivados de análisis hidroquímicos de laboratorio, se utilizará los diagramas de Piper, Schoeller–Berkaloff, Wilcox y Stiff. A continuación se describe la construcción y uso de estos gráficos.

a. Diagrama de Piper

Es una de las gráficas más utilizadas, en él se incluyen aniones y cationes en forma simultánea. Este gráfico permite representar muchos análisis sin dar origen a confusiones. Las aguas geoquímicamente similares quedan agrupadas en áreas bien definidas. (Custodio & Llamas, 2001)

Está formado por dos triángulos equiláteros, donde se representan los cationes y aniones mayoritarios. Los vértices del triángulo de cationes son Ca²⁺, Mg²⁺ y K⁺; los vértices del triángulo de aniones son SO₄²⁻, Cl⁻ y HCO₃⁻. Los datos de los diagramas triangulares se proyectan la composición del agua deducida a partir de aniones y cationes. Las concentraciones de los aniones dadas en meq/l se expresan como porcentaje con respecto a la suma de aniones y cationes respectivamente. En cada triángulo se reúnen solo tres aniones y tres cationes. A cada vértice le corresponde el 100% de un anión o catión. Para construir el diagrama de Piper se procede de la siguiente manera:

Paso 1: Si las concentraciones están en mg/l, se convierten a meq/l dividiendo los mg/l de cada parámetro por el peso del miliequivalentes correspondiente.

Paso 2: Expresamos como porcentaje los meq/l de cada parámetro, para ello: primero sumamos los aniones y los cationes presentes en la muestra. En segundo lugar, dividimos la concentración de cada parámetro por la suma de aniones o cationes según corresponda.

Paso 3: Dibujar las proporciones en los gráficos triangulares muestran solo las proporciones entre los aniones o los cationes mayores.

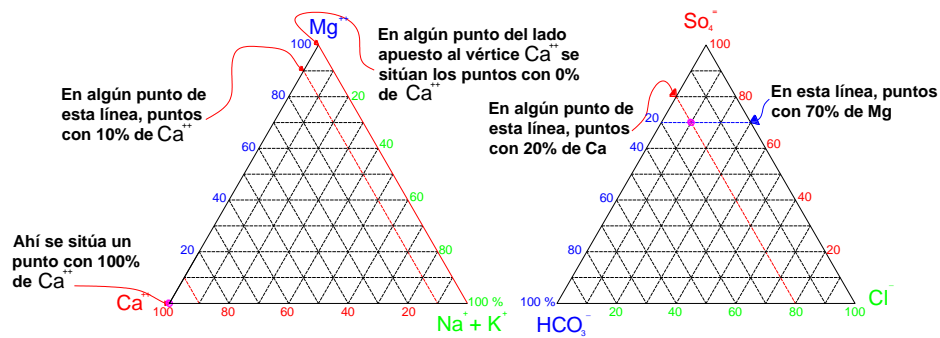


Figura 33: Diagrama triangular de Piper.

Fuente: (Sanchez, 2017)

Paso 4: Lo que sigue es proyectar ambos puntos en el rombo central, para ello se prolongan las líneas rojas de ambos triángulos. Donde se corten dichas líneas se localiza el punto que caracteriza la muestra.

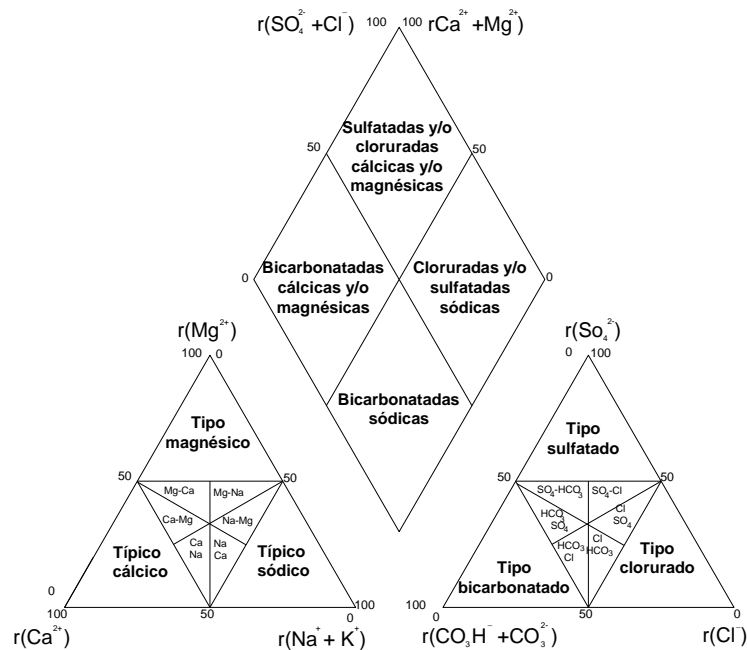


Figura 34: Diagrama de Piper para clasificar el contenido de agua.

Utilidad:

- Visualizar la evolución geoquímica de las aguas subterráneas.
- Detectar procesos como intercambio catiónico.
- Detectar mezclas entre dos tipos de agua.
- Detectar procesos de dilución o precipitación de especies iónicas.
- Junto con la cartografía y localización de los puntos de muestreo permite validar o lanzar hipótesis de la localización de la zona de recarga de los acuíferos.

b. Diagrama de Schoeller-Berkaloff

Se disponen columnas verticales paralelas, igualmente espaciadas y divididas en escala logarítmica y con el mismo módulo. A cada semirrecta se le asocia un anión o un catión, excepto la primera columna que no tiene asociada ningún ión y su unidad de medida es meq/l, las demás tienen como unidad de medida mg/l. El orden de las columnas es el siguiente:

- Columna 1: sin ion, unidad de medida meq/l.
- Columna 2: Ca, unidad de medida mg/l.
- Columna 3: Mg, unidad de medida mg/l.
- Columna 4: Na, unidad de medida mg/l.
- Columna 5: Cl, unidad de medida mg/l.
- Columna 6: SO₄, unidad de medida mg/l.
- Columna 7: HCO₃, unidad de medida mg/l.

La columna 1 puede estar dividida de 0.1 hasta 1000 (meq/l), y las demás se deben configurar y colocar de tal manera que el peso del equivalente de cada ion coincida con el 1 de la primera columna, cuya escala es en meq/l (esto hace que las divisiones queden desplazadas).

Utilidad:

- Se puede representar tanto aguas diluidas como concentradas en un mismo diagrama.
- Permite clasificar los diferentes tipos de agua.
- En una misma línea de flujo permite establecer la evolución del agua en el acuífero, así como determinar los procesos modificatorios, como intercambio iónico, procesos de óxido reducción de mezcla de diferentes tipos de agua.
- Es muy útil para estudiar la evolución temporal de aguas subterráneas en un mismo punto.

c. Diagrama de Wilcox

Es el método más común para conocer la calidad del agua para riego, es la clasificación de Wilcox (1955), para lo cual se utiliza la conductividad eléctrica (CE) y la relación de absorción de sodio (RAS).

El peligro de la sodificación que entraña el uso del agua de riego se determina por las concentraciones absoluta y relativa de los cationes. Si la proporción de sodio (Na^+) es alta, será mayor el peligro de sodificación; por el contrario, si predomina el calcio (Ca^{2+}) y el magnesio (Mg^{2+}), el peligro es menor. La RAS puede usarse como índice de sodio o peligro de sodificación. Richards (1954), planteo por la siguiente relación:

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^2 + Mg^{2+}}{2}}}$$

La conductividad eléctrica es igual al recíproco de la resistividad y proporcional a la concentración de sólidos totales disueltos.

d. Diagrama de Stiff

Esta gráfica está compuesta por tres ejes horizontales, cada uno uniendo catión y un anión. Todos los cationes se disponen al costado izquierdo del diagrama, y los aniones al derecho. Siempre el Na^+ se confronta con el Cl^- , el Ca^{+2} con el HCO_3^- y el Mg^{2+} con el SO_4^{-2} (a veces también se pueden mostrar otros dos iones, como el Fe^{+2} contra el NO_3^-). Todos los ejes horizontales están a la misma escala (lineal) y las concentraciones están dadas en meq/l.

Dos características sobresalen en este tipo de diagrama: por un lado, permite visualizar claramente diferentes tipos de agua (cada una con una configuración particular) y en forma simultánea, permite dar idea del grado de mineralización (ancho de la gráfica), en la gráfica siguiente se muestran algunas apreciaciones de este diagrama que caracterizan varios tipos de aguas.

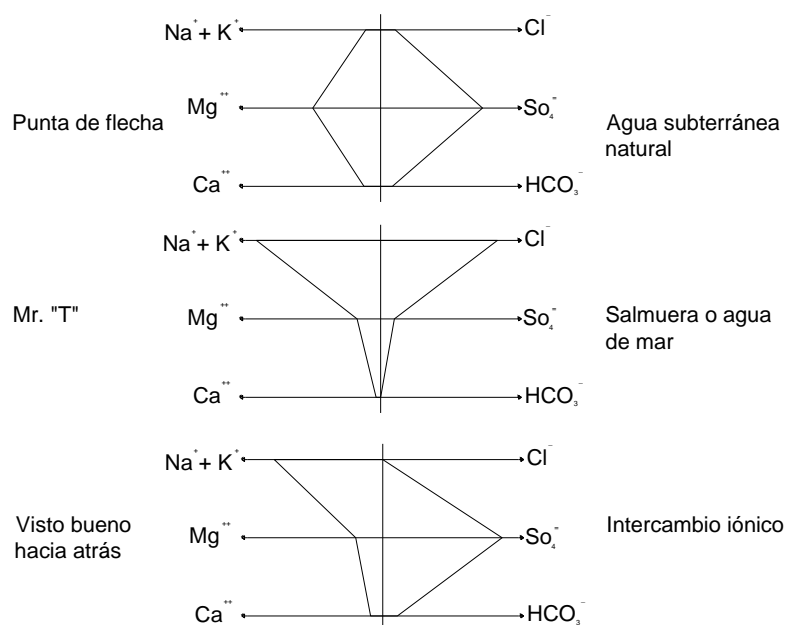


Figura 35: Casos típicos del diagrama de Stiff.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. CARACTERIZAR LAS RESISTIVIDADES Y ESPESORES DE LOS ESTRATOS DEL SUBSUELO EN EL ÁMBITO DE ESTUDIO.

4.1.1. Fase de campo

Se realizó 19 sondeos eléctricos verticales (SEVs) en el cual se registraron las resistividades aparentes del subsuelo donde se ubicó cada estación SEV, en la tabla 17 se especifica las coordenadas, la altitud y la dirección azimutal para cada uno. En el anexo 4, lamina 3 se encuentra el plano de la ubicación de cada punto sondeado.

Tabla 17: Coordenadas de las estaciones SEV.

Nº SEV	Z (Altitud)	X	Y	Azimut
1	3 887	385 390	8 348 294	N 043° E
2	3 875	384 691	8 348 203	N 072° E
3	3 870	384 751	8 347 322	N 158° E
4	3863	384 558	8 346 939	N 042° E
5	3 863	383 175	8 347 293	N 010° E
6	3 864	383 464	8 346 550	N 031° E
7	3 892	384 837	8 343 726	N 038° E
8	3 896	384 667	8 343 560	N 120° E
9	3 867	381 473	8 349 156	N 130° E
10	3 861	381 787	8 348 629	N 143° E
11	3 868	382 047	8 346 746	N 160° E
12	3 861	382 342	8 346 317	N 115° E
13	3 866	379 737	8 350 640	N 200° E
14	3 858	379 913	8 350 143	N 130° E
15	3 857	380 312	8 348 412	N 065° E
16	3 855	380 350	8 347 810	N 105° E
17	3 861	379 817	8 347 757	N 060° E
18	3 863	379 029	8 348 304	N 140° E
19	3 860	379 099	8 347 972	N 125° E

Fuente: Elaboración propia (datos recolectados en campo).

Las profundidades máximas de investigación se distribuyeron de la siguiente manera: (Información recogida, ver cuadros del anexo 1).

- Investigación a 250 m de profundidad: SEV. 1, 3, 6, 9 y 10 con tendido de cables (AB/2) a 250 m.
- Investigación a 200 m de profundidad: SEV. 2, 5, 15, 16 y 17 con tendido de cables (AB/2) a 200 m.
- Investigación a 150 m de profundidad: SEV. 4, 7, 11, 12, 13, 14, 18 y 19 con tendidos de cables (AB/2) a 150 m.
- Investigación a 70 m de profundidad: SEV. 8 con tendido de cables (AB/2) a 70 m.

Colquehuanca (2015) ejecutó el método de sondaje eléctrico vertical dentro del área de investigación, es decir, en la cabecera de la subcuenca de Macuya y realizó 20 registros SEV con el arreglo Schlumberger donde cada estación tomo 17 lecturas con una distancia máxima de 500 m y mínima de 300 m. En este estudio de investigación se realizó 19 SEV con el mismo arreglo utilizado que es el Schlumberger, pero con la diferencia que el estudio se realizó en una microcuenca y con lecturas entre 17 a 25, con tendido máximo de 250 m y mínima de 70 m. Este arreglo se utiliza generalmente porque los autores lo consideran apropiado para búsqueda de reservorios de agua subterránea.

Alarcón (2016) realizo 14 sondeos mediante el método SEVs en la zona de Pampas “La estrella” en el distrito de Uchumayo, Provincia de Arequipa, en cada punto tomo 10 lecturas con una profundidad de exploración de 30, 40, 50, 70, 100, 150, 200, 250, 300 y hasta 350 m de AB/2 . Utilizo el equipo de modelo DDC-2B. Los sondajes se pueden realizar con equipos de diferentes modelos y marcas y la diferencia está en el procedimiento de manipulación y la obtención de datos.

4.1.2. Fase de gabinete

Cumplido la campaña de prospección geofísica donde se registró valores de resistividades aparentes. Se introduce los valores al software y grafica la curva de

resistividad aparente y se traduce a la cantidad de capas de cada SEV. (Ver el anexo 5).

Los resultados se detallan en la tabla 18, que es el resumen de la caracterización de los 19 SEVs, que fueron obtenidos del software, donde resulta que:

SEV – 1: Presenta 5 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 58 Ω .m y la mínima 9 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 12 m y se ubica a una profundidad de 81 m.

SEV – 2: Presenta 6 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 62 Ω .m y la mínima 12 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 11 m y se ubica a una profundidad de 34 m.

SEV – 3: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 34 Ω .m y la mínima 9 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables y con presencia mínima de sales disueltas, de espesor saturado 25 m y se ubica a una profundidad de 8.10m.

SEV – 4: Presenta 3 horizontes, donde la resistividad más alta es 42 Ω .m y la mínima 6 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables, pero por la baja resistividad tiende a presentar sales disueltas de espesor saturado 19m y a una profundidad de 1.8m.

SEV – 5: Presenta 5 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 50 Ω .m y la mínima 10 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 68 m y se ubica a una profundidad de 30 m.

SEV – 6: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 38 Ω .m y la mínima 9 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 8 m y se ubica a una profundidad de 61 m.

SEV – 7: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 52 Ω .m y la mínima 12 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 5 m y se ubica a una profundidad de 19 m.

SEV – 10: Presenta 5 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 51 Ω .m y la mínima 9 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 20 m y se ubica a una profundidad de 62 m.

SEV – 11: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 65 Ω .m y la mínima 15 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 6 m y se ubica a una profundidad de 33 m.

SEV – 12: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 85 Ω .m y la mínima 18 Ω .m

SEV – 13: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 36 Ω .m y la mínima 8 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 30 m y se ubica a una profundidad de 9 m.

SEV – 14: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 46 Ω .m y la mínima 9 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 4 m y se ubica a una profundidad de 11 m.

SEV – 15: Presenta 4 horizontes bien definidos, donde la resistividad más alta es 49 Ω .m y la mínima 12 Ω .m la cual se considera en medios hidrogeológicos favorables de espesor saturado 6.9 m y se ubica a una profundidad de 0.8 m.

Tabla 18: Resultados de la interpretación cuantitativa de los SEVs.

INTERPRETACIÓN DE HORIZONTES GEOELÉCTRICOS, RESISTIVIDADES VERDADERAS Y ESPESORES.					
ESTACIÓN (SEV)	HORIZONTE	RESISTIVIDAD ($\Omega.m$)	ESPESOR (m)	PROFUNDIDAD (m)	ALTITUD (m.s.n.m.)
SEV - 01	H - 01	20.00	2.00	-	3887.00
	H - 02	58.00	14.00	2.00	3885.00
	H - 03	19.00	65.00	16.00	3871.00
	H - 04	9.00	12.00	81.00	3806.00
	H - 05	22.00	∞	93.00	3794.00
SEV - 02	H - 01	23.00	2.00	-	3875.00
	H - 02	62.00	11.00	2.00	3873.00
	H - 03	19.00	13.00	13.00	3862.00
	H - 04	31.00	8.00	26.00	3849.00
	H - 05	12.00	11.00	34.00	3841.00
	H - 06	28.00	∞	45.00	3830.00
SEV - 03	H - 01	12.00	1.10	-	3870.00
	H - 02	20.00	7.00	1.10	3868.90
	H - 03	9.00	25.00	8.10	3861.90
	H - 04	34.00	∞	33.00	3837.00
SEV - 04	H - 01	13.00	1.80	-	3863.00
	H - 02	6.00	19.00	1.80	3861.20
	H - 03	42.00	∞	21.00	3842.00
SEV - 05	H - 01	50.00	0.80	-	3863.00
	H - 02	16.00	4.80	0.80	3862.20
	H - 03	30.00	24.00	5.60	3857.40
	H - 04	10.00	68.00	30.00	3833.00
	H - 05	23.00	∞	98.00	3765.00
SEV - 06	H - 01	29.00	1.20	-	3864.00
	H - 02	14.00	60.00	1.20	3862.80
	H - 03	9.00	8.00	61.00	3803.00
	H - 04	38.00	∞	69.00	3795.00
SEV - 07	H - 01	41.00	5.00	-	3892.00
	H - 02	22.00	14.00	5.00	3887.00
	H - 03	12.00	5.00	19.00	3873.00
	H - 04	52.00	∞	24.00	3868.00
SEV - 08	H - 01	24.00	0.63	-	3896.00
	H - 02	42.00	5.00	0.63	3895.40
	H - 03	17.00	21.00	5.60	3890.40
	H - 04	22.00	∞	27.00	3869.00
SEV - 09	H - 01	16.00	1.60	-	3867.00
	H - 02	33.00	30.00	1.60	3865.40
	H - 03	19.00	62.00	32.00	3835.40
	H - 04	42.00	∞	94.00	3773.40

Fuente: Elaboración propia.

INTERPRETACIÓN DE HORIZONTES GEOELÉCTRICOS, RESISTIVIDADES VERDADERAS Y ESPESORES.					
ESTACIÓN (SEV)	HORIZONTE	RESISTIVIDAD ($\Omega.m$)	ESPESOR (m)	PROFUNDIDAD (m)	ALTITUD (m.s.n.m.)
SEV - 10	H - 01	15.00	1.50	-	3861.00
	H - 02	34.00	20.00	1.50	3859.50
	H - 03	14.00	40.00	22.00	3839.00
	H - 04	9.00	20.00	62.00	3799.00
	H - 05	51.00	∞	82.00	3779.00
SEV - 11	H - 01	65.00	12.00	-	3868.00
	H - 02	32.00	21.00	12.00	3856.00
	H - 03	15.00	6.00	33.00	3835.00
	H - 04	39.00	∞	39.00	3829.00
SEV - 12	H - 01	18.00	2.00	-	3861.00
	H - 02	31.00	26.00	2.00	3859.00
	H - 03	21.00	20.00	28.00	3833.00
	H - 04	85.00	∞	48.00	3813.00
SEV - 13	H - 01	10.00	2.00	-	3866.00
	H - 02	16.00	7.00	2.00	3864.00
	H - 03	8.00	30.00	9.00	3857.00
	H - 04	36.00	∞	39.00	3827.00
SEV - 14	H - 01	15.00	11.00	-	3858.00
	H - 02	9.00	4.00	11.00	3847.00
	H - 03	24.00	35.00	15.00	3843.00
	H - 04	46.00	∞	50.00	3808.00
SEV - 15	H - 01	27.00	0.80	-	3857.00
	H - 02	12.00	6.90	0.80	3856.20
	H - 03	24.00	45.00	7.70	3849.30
	H - 04	49.00	∞	53.00	3804.00
SEV - 16	H - 01	20.00	8.00	-	3855.00
	H - 02	38.00	13.00	8.00	3847.00
	H - 03	10.00	45.00	21.00	3834.00
	H - 04	85.00	∞	66.00	3789.00
SEV - 17	H - 01	68.00	0.90	-	3861.00
	H - 02	14.00	6.00	0.90	3860.10
	H - 03	28.00	22.00	6.90	3854.10
	H - 04	13.00	85.00	298.00	3832.00
	H - 05	120.00	∞	114.00	3747.00
SEV - 18	H - 01	28.00	1.10	-	3863.00
	H - 02	5.30	8.00	1.10	3861.90
	H - 03	13.00	35.00	9.10	3853.90
	H - 04	20.00	∞	44.00	3819.00
SEV - 19	H - 01	39.00	3.00	-	3860.00
	H - 02	11.00	4.00	3.00	3857.00
	H - 03	15.00	10.00	7.00	3853.00
	H - 04	25.00	∞	17.00	3843.00

Fuente: Elaboración propia.

A partir de estos valores se interpreta y se describe la litología posible de los diferentes SEV (ver el anexo 6), realizando un reconocimiento previo de estratos con resistividades que se asemejan al agua subterránea, nos servirá para un análisis posterior donde sea conveniente realizar cortes geoelectricos y obtener una información completa del comportamiento de los acuíferos saturados.

Alarcón (2016), en su trabajo de investigación fue realizado en el área de Pampas conocido como el lugar “La estrella” distrito de Uchumayo-Arequipa; menciona que para caracterizar las resistividades y espesores de los estratos hizo uso del software IPI2WIN que logró gráficas de las curvas de resistividades aparentes y obtener el resultados del número de estratos de cada SEV siendo las resistividades reales o verdaderas se encuentran en el rango de $57 \Omega.m$ en el SEV-2 a $120\ 000 \Omega.m$ en el SEV-9, con una máximo de 4 estratos identificados. En este trabajo de investigación se utilizó el software WinSev 6. las inversiones de resistividades aparentes a reales se encuentran en el rango de $5.8 \Omega.m$ en el SEV-18 y máximo de $120 \Omega.m$ e identificando 6 estratos u horizontes.

Castillo (2017) realizo un estudio geofísico en el fundo Buselcat Asia-Cañete, Lima; realizo el método de tomografía eléctrica, realizó con el software RES1D de Geotomo, el procesamiento de datos es con el método de mínimos cuadrados, que también permite identificar el número de capas y además poder interpretarlas. En su segunda parte realiza con el método polo dipolo para comprobar si los datos se asemejan, utiliza el programa de RES2DINV de Geotomo procesando automáticamente al modelo RES/IP bidimensional (2D), el algoritmo utilizado de este software es del método de mínimos cuadrados.

4.2. PROPONER LA UBICACIÓN DEL POZO A PERFORAR Y DETERMINAR EL POSIBLE RENDIMIENTO USANDO LOS CORTES GEOELÉCTRICOS.

En función a los valores obtenidos y la caracterización de las resistividades se realizaron 4 cortes geoelectricos para la mejor visualización de los horizontes detectados y el comportamiento del acuífero en el área investigada.

4.2.1. Secciones geoelectricas

Los análisis de las 4 secciones han permitido inferir las características geoelectricas de los estratos que constituyen el acuífero en la microcuenca Yanamayo. Seguidamente se describe y el comportamiento del estrato saturado en relación a su espesor y resistividades verdaderas.

Tabla 19: Sección geoelectrica A-A.

SECCIÓN A-A, SEV - 11, 05, 02 Y 01	
HORIZONTE	DESCRIPCIÓN
H-1	Horizonte superficial, los valores georesistivos varia de 20 a 23 Ω .m, se interpreta de suelos coluviales y residuales orgánicos, compuesto por gravas, limos y arenas, estrato no confinado con permeabilidad media.
	De 0.00 hasta 2.00 m de profundidad que conforman el SEV. 01, 02. No se muestran en los SEV. 5 y 11.
H-2	Identificado con valores georesistivos desde 50 a 65 Ω .m, material pelítico de conductividad pobre, compuesto por limos y arcillas semi-confinadas, porosidad intergranular - fino semi compactado, permeabilidad baja a media.
	De 2.00 a 16.00 m de profundidad, SEV. 01 De 2.00 a 13.00 m de profundidad, SEV. 02 De 0.00 a 0.80 m de profundidad, SEV. 05 De 0.00 a 12.00 m de profundidad, SEV. 11
H-3	Identificado con valores georesistivos desde 16.00 a 19.00 Ω .m, por su ubicación puede inferirse de material granular-fino, arenas limosas y de lodolitas, con presencia de humedecimiento en una matriz semi-porosa con permeabilidad media.
	De 16.00 a 81.00 m de profundidad, SEV. 01 De 13.00 a 26.00 m de profundidad, SEV. 02 De 0.80 a 5.60 m de profundidad, SEV. 05 No se identifica en la estación SEV. 11
H-4	Horizonte identificado con valores georesistivos de 30.00 a 32.00 Ω .m, se interpreta un material granular - fino resistivo, lo cual se asocia con lodolitas y limolitas consolidadas de porosidad intergranular fina sin presencia de agua.
	No se aprecia hacia la estación SEV. 01 De 26.00 a 34.00 m de profundidad, SEV. 02 De 0.80 a 5.60 m de profundidad, SEV. 05 De 12.00 a 33.00 m de profundidad, SEV. 11
H-5	Identificado con valores georesistivos de 9.00 a 15.00 Ω .m, se infiere la presencia de material clástico-granular semi-consolidada y saturado, lo que se asocia a un acuífero con buena potencial y almacenado dentro de una porosidad primaria.
	De 81.00 a 93.00 m de profundidad, SEV. 01 De 34.00 a 45.00 m de profundidad, SEV. 02 De 29.60 a 97.60 m de profundidad, SEV. 05 De 33.00 a 39.00 m de profundidad, SEV. 11
H-6	Horizonte identificado con valores georesistivos desde 22.00 a 39.00 Ω .m, horizonte sin presencia de agua que se asocia con material pelítico-resistivo, conformados por arcillolitas y limolitas confinadas, de carácter semi-impermeable.
	A más de 93.00 m de profundidad, SEV. 01 A más de 45.00 m de profundidad, SEV. 02 A más de 97.60 m de profundidad, SEV. 05 No se identifica en la estación SEV. 11
H-7	Horizonte identificado con valores georesistivos +- 39 Ω .m, horizonte de lutitas consolidadas, de carácter impermeable.
	A más de 39.00 m de profundidad, SEV. 11 No se identifica en la estación SEV. 01, 2 y 5.

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 20: Sección geoelectrica B-B.

SECCIÓN B-B, SEV - 05, 06, 09 Y 10		
HORIZONTE	DESCRIPCIÓN	
H-1	Horizonte superficial que aflora al noreste de la sección, identificado con valores georesistivos de 15 a 16 Ω .m, interpreta a suelos residuales conformados por limos, arcillas y clastos de rocas sedimentarias, estrato no compacto ligeramente humedo, con características estimadas de porosidad.	De 0.00 hasta 1.60 m de profundidsad que conforman el SEV. 09.
		De 0.00 hasta 1.50 m de profundidsad que conforman el SEV. 10
H-2	Horizonte con resistividad de media a alta, identificado con valores georesistivos de 29.00 a 50.00 Ω .m, valores que se asocian a materiales coluviales resistivos como limos y arcillas semi-consolidadas de porosidad media sin presencia de agua intersticial y con una permeabilidad media a baja.	De 1.60 a 31.60 m de profundidad, SEV. 09
		De 1.50 a 21.50 m de profundidad, SEV. 10
		De 0.00 a 0.80 m de profundidad, SEV. 05
		De 0.00 a 1.20 m de profundidad, SEV. 06
H-3	Identificado con valores georesistivos desde 14.00 a 19.00 Ω .m, interpreta a material granular-fino, asociado a lodolitas y limolitas semi-porosos humedecida por aguas gravitacionales y presenta un cambio brusco en su espesor hacia la estación SEV. 06 posible falla que habría modificado.	De 31.60 a 61.60 m de profundidad, SEV. 09
		De 21.00 a 61.50 m de profundidad, SEV. 10
		De 0.80 a 5.60 m de profundidad, SEV. 05
		De 1.20 a 61.20 m de profundidad, SEV. 06
H-4	Horizonte con valores georesistivos de +-30.00 Ω .m, lo que se puede inferir de un materia pelítico fino semi-consolidado, posiblemente limolitas, arenas y fangolitas de porosidad intergranular regular no saturadas y de permeabilidad media a baja. Este horizonte aflora en el SEV. 05.	De 5.60 a 29.60 m de profundidad, SEV. 05
H-5	Identificado con valores georesistivos de 9.00 a 10.00 Ω .m, se puede asociar con un material granular-fino (arenas limosas con gravas), de niveles porosos y saturados y posee un almacenamiento de aguas subterráneas, sin embargo, se infiere la presencia se sales disueltas.	De 61.00 a 81.50 m de profundidad, SEV. 10
		De 29.60 a 97.60 m de profundidad, SEV. 05
		De 61.20 a 69.20 m de profundidad, SEV. 06
H-6	Horizonte identificado con valores georesistivos desde 23.00 a 51.00 Ω .m, se puede inferir a materiales pelíticos-resistivos (arcillolitas y lodolitas ligeramente plásticas y confinadas) de permeabilidad baja; considerado como basamento litológico, límite de profundidad de las aguas subte..	A más de 93.60 m de profundidad, SEV. 09
		A más de 81.50 m de profundidad, SEV. 10
		A más de 97.60 m de profundidad, SEV. 05
		A más de 69.20 m de profundidad, SEV. 06

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 21: Sección geoelectrica C-C.

SECCIÓN C-C, SEV - 10, 15 Y 18		
HORIZONTE	DESCRIPCIÓN	
H-1	Horizonte superficial, identificado con valores georesistivos desde $\pm 15 \Omega.m$, interpreta a suelos coluviales - residuales orgánicos, conformados por gravas, limos y arenas, estrato no confinado.	De 0.00 hasta 1.50 m de profundidsad que conforman el SEV. 10. No persiste su continuidad lateral hacia las estaciones SEV. 15 y 18,
H-2	Horizonte con resistividad de media, identificado con valores georesistivos desde 27.00. a 34.00 $\Omega.m$, lo cual interpreta a materiales pelíticos de conductividad regular a pobre, conformados por limos y arcillas semi-confinadas, con características estimadas de porosidad baja a media.	De 0.00 a 1.10 m de profundidad, SEV. 18
		De 0.00 a 0.80 m de profundidad, SEV. 15
		De 1.50 a 21.50 m de profundidad, SEV. 10
H-3	Horizonte identificado con valores georesistivos $\pm 5.3 \Omega.m$, lo cual interpreta a materiales arenas y gravas con agua salada por el transcurso que provienen, con características estimadas de porosidad intergranular media a alta y permeables.	De 1.10 a 9.10 m de profundidad, SEV. 18
		No se identifica en las estaciones SEV. 15 y 10
H-4	Horizonte identificado con valores georesistivos desde 12.00 a 14.00 $\Omega.m$, por su ubicación puede tratarse de material granular - fino, arenas limosas y niveles de lodolitas, con presencia de humedecimiento en una matriz intergranular porosa con permeabilidad media.	De 9.10 a 44.10 m de profundidad, SEV. 18
		De 0.80 a 7.70 m de profundidad, SEV. 15
		De 21.50 a 61.50 m de profundidad, SEV. 10
H-5	Horizonte identificado con valores georesistivos bajos de $\pm 9.00 \Omega.m$, de lo que puede inferirse a un material poroso y permeable, se asocia a un material clástico-granular semi-consolidado y saturado. Horizonte con grado de almacenamiento de aguas subterráneas al igual que el	De 61.50 a 81.50 m de profundidad, SEV. 10
		No se identifica en las estaciones, SEV. 18 y 15
H-6	Horizonte identificado con georesistividades de 20.00 a 24.00 $\Omega.m$, se relacionan a materiales pelíticos pobremente porosos con permeabilidad baja, ademas se asocian a lodolitas y limolitas consolidadas de porosidad intergranular fina sin presencia de agua, limite de la extension del acuífero.	De 44.10 a 175.10 m de profundidad, SEV. 18
		De 7.70 a 52.70 m de profundidad, SEV. 15
		No llega a interpretarse este horizonte en la estación, SEV. 10
H-7	Horizonte identificado con valores georesistivos de 20.00 a 51.00 $\Omega.m$, horizonte sin presencia de agua se asocia a material pelítico-resistivo, conformados por arcillolitas y limolitas confinadas y actua como basamento de acuífero por sus características semi-impermeables.	A más de 175.10 m de profundidad, SEV. 18
		A más de 52.70 m de profundidad, SEV. 15
		A más de 81.50 m de profundidad, SEV. 10

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 22: Sección geoelectrica D-D.

SECCIÓN D-D, SEV - 12, 06, 04 Y 03		
HORIZONTE	DESCRIPCIÓN	
H-1	Horizonte superficial, identificado con valores georesistivos desde $+18 \Omega.m$, relacionado con suelos porosos residuales o coluviales-orgánicos, conformados por gravas, limos y arenas, se asocia a materiales semipermeables.	Solo se identifico espesores de 2.00 m de profundidad en el SEV. 12
H-2	Horizonte identificado con valores georesistivos desde 29.00. a $31.00 \Omega.m$, valores que se asocian a materiales semi-permeables pelíticos limosos, lodolitas y fangolitas semi-confinadas y no saturadas.	De 2.00 a 28.00 m de profundidad, SEV.12 De 0.00 a 1.20 m de profundidad, SEV. 06
H-3	Horizonte identificado con valores georesistivos de 12.00 a $14.00 \Omega.m$, se puede inferir en materiales semi-porosos granular-fino, arenas limosas y niveles de lodolitas, con presencia de humedecimiento y de permeabilidad media.	De 1.20 a 61.20 m de profundidad, SEV. 06 De 0.00 a 1.80 m de profundidad, SEV. 04 De 0.00 a 1.10 m de profundidad, SEV. 03
H-4	Horizonte identificado con valores georesistivos desde 12.00 a $14.00 \Omega.m$, por su ubicación puede tratarse de material granular - fino, arenas limosas y niveles de lodolitas, con presencia de humedecimiento en una matriz intergranular porosa con permeabilidad media.	De 1.10 a 8.10 m de profundidad, SEV. 03 No se identifica en las estaciones SEV. 04, 06 Y 12.
H-5	Horizonte identificado con valores georesistivos de $\pm 21.00 \Omega.m$, interpreta a material granular-fino resistivo. Lo cual se asocia con lodolitas y limolitas consolidadas de porosidad intergranular fina sin presencia de agua. Horizonte indica el limite de la continuidad del acuífero.	De 28.00 a 48.00 m de profundidad, SEV. 12 No se identifica en las estaciones, SEV. 06, 04 y 03
H-6	Horizonte identificado con georesistividades de 6.00 a $9.00 \Omega.m$, valores relacionados con material poroso y permeable, se asocia a suelos clásticos-granulares semi-consolidados saturados.	De 61.20 a 69.20 m de profundidad, SEV. 06 De 1.80 a 20.80 m de profundidad, SEV. 04 De 8.10 a 33.10 m de profundidad, SEV. 03 No se identifica en la estación SEV. 12
H-7	Horizonte identificado con valores georesistivos de 34.00 a $42.00 \Omega.m$, sin presencia de agua que se asocia con material de arcillolitas y limolitas confinadas, de carácter semi-impermeable.	A más de 69.20 m de profundidad, SEV. 06 A más de 20.8 m de profundidad, SEV. 04 A más de 33.10 m de profundidad, SEV. 03 No se identifica en la estación SEV. 12
H-8	Horizonte identificado con valores georesistivos de $\pm 85.00 \Omega.m$, horizonte sin presencia de agua material con alta resistividad compuesto por areniscas arcillosas, impermeable.	A más de 48.00 m de profundidad, SEV. 12 No se identifica en las estaciones SEV. 03, 04 y 06.

Fuente: Elaboración propia.

De acuerdo a las secciones prospectadas se ubica el posible pozo tubular o punto de captación con características conformado de depósitos cuaternarios aluviales, lo que están compuestos por sedimentos clásticos porosos, saturados con aguas posiblemente mineralizados.

Tabla 23: Ubicación del punto de captación.

MICROCUENCA	COORDENADAS		PROFUNDIDAD
	E (este)	N (norte)	
Yanamayo	383 521	8 347 057	50 m.

Fuente: Elaboración propia.

Soto (2013) su tesis de investigación realizó en el área de ingenierías de la UNSA - Arequipa; indica que realizó 3 secciones geoelectricas; de acuerdo al análisis de cada SEV en la sección A`-A` el nivel freático oscila entre 48 y 59 m de profundidad, en la sección B`-B` el rango es entre 40 m y 50 m y finalmente la sección C`-C` varía de 40 a 59 m. y dichos estratos de encuentran en el horizonte 4 con características hidrogeológicas favorables para constituir un acuífero. En este trabajo de investigación se analizó 4 secciones geoelectricas siendo en el SEV-5 con resistividades reales de 10 Ω .m a 15 Ω .m interpretándose la existencia de un reservorio acuífero y ubicándose en el horizonte 5 a una profundidad de que varía de 24 m a 68 m y estos resultados son muy distintas a los resultados anteriores por la composición de distintos ámbitos regionales y formaciones geológicas diferentes.

Arredondo (2015) el área de investigación en los manantiales de Tasata, distrito de Polobaya-Región Arequipa; realizo 4 secciones, sección A-A de 67 m de extensión con orientación a SW-NE compuesto de los SEVs 3,2 y 1 identificándose 5 horizontes; sección B-B con una extensión de 264 m direccionado a WSW-ENE, involucrado los SEVs 5 y 4 con 6 capas, sección C-C orientado a SW-NE correlacionado con los SEVs 7, 6 y 4 con 6 horizontes bien definidos y una sección ultima de D-D dirección NNW-SSE de 6 horizontes.

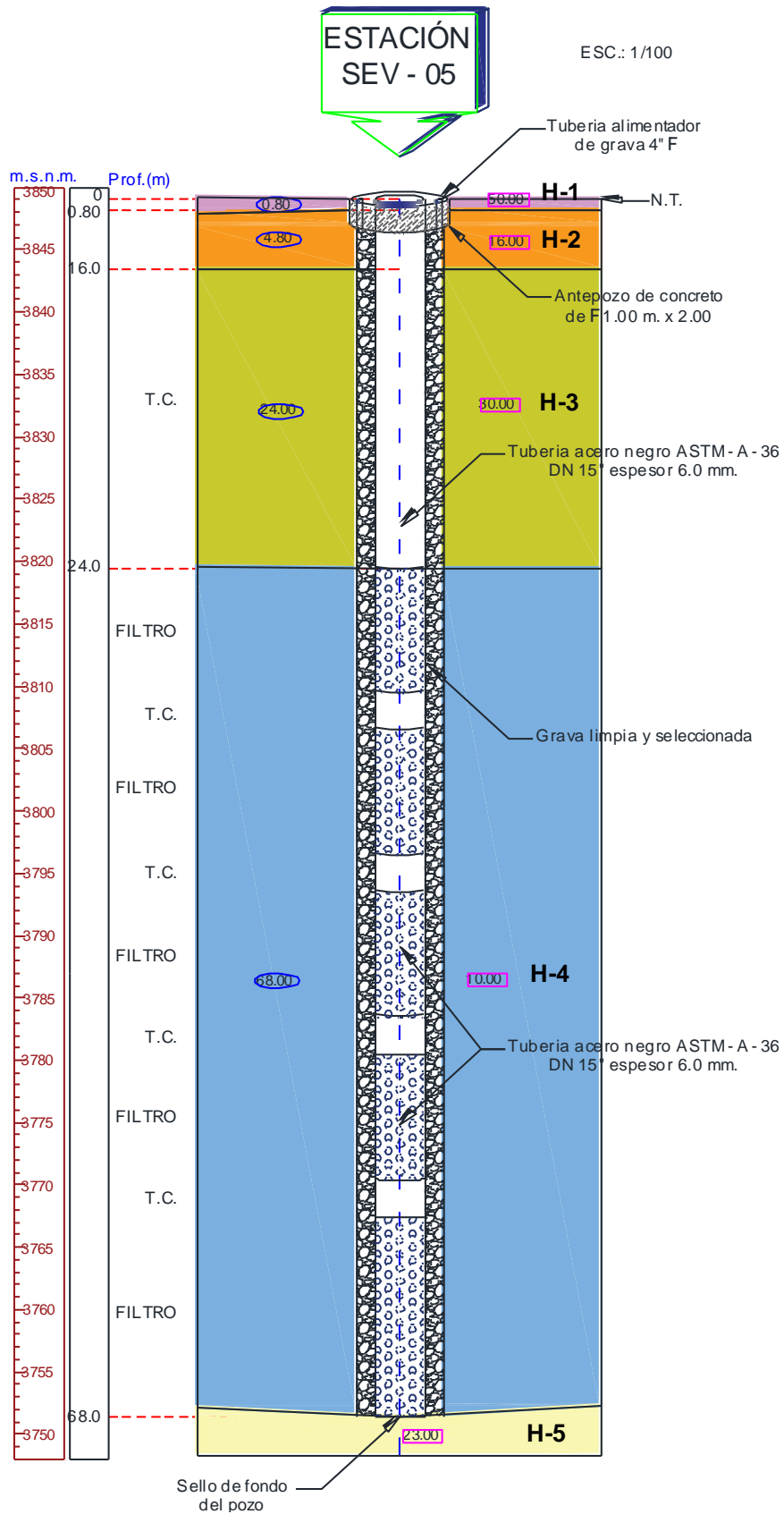


Figura 36: Diseño de pozo tubular.

4.2.2. Resultados de la recarga potencial hídrico del acuífero mediante un balance hídrico de suelos

La evapotranspiración fue calculada mediante tres métodos con el fin de promediar.

Tabla 24: Cálculo de la evapotranspiración con tres métodos.

MES	Métodos de evapotranspiración			Prom.
	Hargreaves	Serruto	Penman Monteith	
Enero	113.25	145.18	94.18	117.53
Febrero	95.86	125.57	83.82	101.75
Marzo	101.50	124.11	89.48	105.03
Abril	98.17	94.29	76.95	89.80
Mayo	93.68	74.58	86.14	84.80
Junio	76.78	60.81	76.35	71.31
Julio	84.12	65.01	82.03	77.05
Agosto	95.47	83.81	93.80	91.03
Setiembre	115.70	104.97	94.03	104.90
Octubre	118.80	131.91	106.23	118.98
Noviembre	127.31	141.85	114.71	127.96
Diciembre	129.88	147.08	104.62	127.19
Evapotranspiración total anual				1217.34

Fuente: Elaboración propia.

La tabla 25 muestra los resultados del balance hídrico de suelos considerando un almacenamiento del 75 % de retención del suelo. Se dividen en almacenamiento, excesos y déficit en (mm) vs los meses del año 2018.

Tabla 25: Cálculo de humedad del suelo.

Mes	P (Precipitación) mm	E (Evapotranspiración) mm	P-E (mm)	S (Almacenamiento) mm	Excesos mm	Deficits mm
Fin de Enero			$S = S_{max} =$	70		
Febrero	102.60	101.75	0.85	70.00	0.85	0.00
Marzo	149.30	105.03	44.27	70.00	44.27	0.00
Abril	24.20	89.80	-65.60	4.40	0.00	0.00
Mayo	6.10	84.80	-78.70	0.00	0.00	-74.30
Junio	26.00	71.31	-45.31	0.00	0.00	-45.31
Julio	22.10	77.05	-54.95	0.00	0.00	-54.95
Agosto	7.50	91.03	-83.53	0.00	0.00	-83.53
Septiembre	4.60	104.90	-100.30	0.00	0.00	-100.30
Octubre	68.30	118.98	-50.68	0.00	0.00	-50.68
Noviembre	73.50	127.96	-54.46	0.00	0.00	-54.46
Diciembre	68.90	127.19	-58.29	0.00	0.00	-58.29
Enero	105.00	117.53	-12.53	0.00	0.00	-12.53

Fuente: Elaboración propia.

La figura 37 nos muestra los resultados de variación de humedad del suelo varía en cada mes siendo el factor más influyente la precipitación. En los meses de mayor almacenamiento de agua en el subsuelo se da en febrero y marzo, es escaso en abril en efecto un porcentaje fluye por escorrentía superficial. Donde existe déficit hídrico son los meses de mayo hasta enero cual se interpreta que la precipitación es mínima. En conclusión, se afirma que en la mayoría de los meses del 2018 el agua del subsuelo existe déficit; y solo en tres meses existe recarga en las aguas subterráneas.

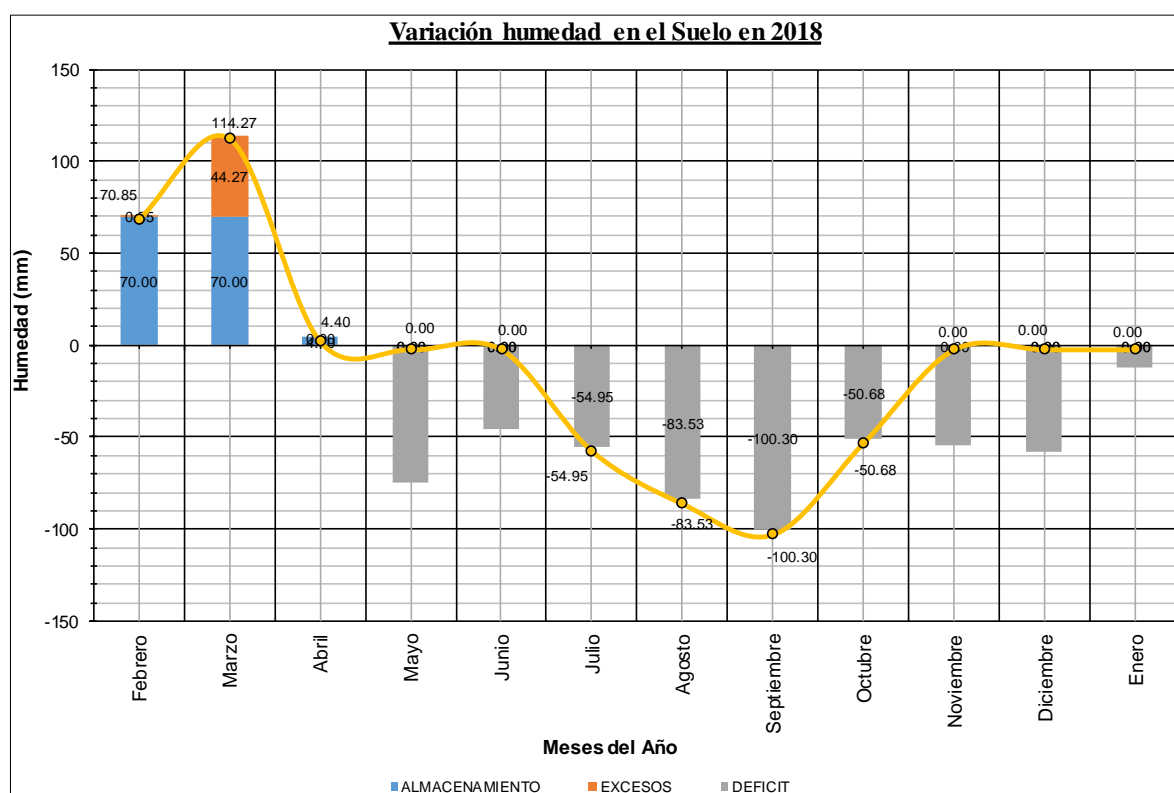


Figura 37: Variación de humedad en el suelo.

Fuente: Elaboración propia.

Sin embargo, en el 2018 la precipitación fue mayor de 658.1 mm/año y la evapotranspiración de 1217.34 mm/año.

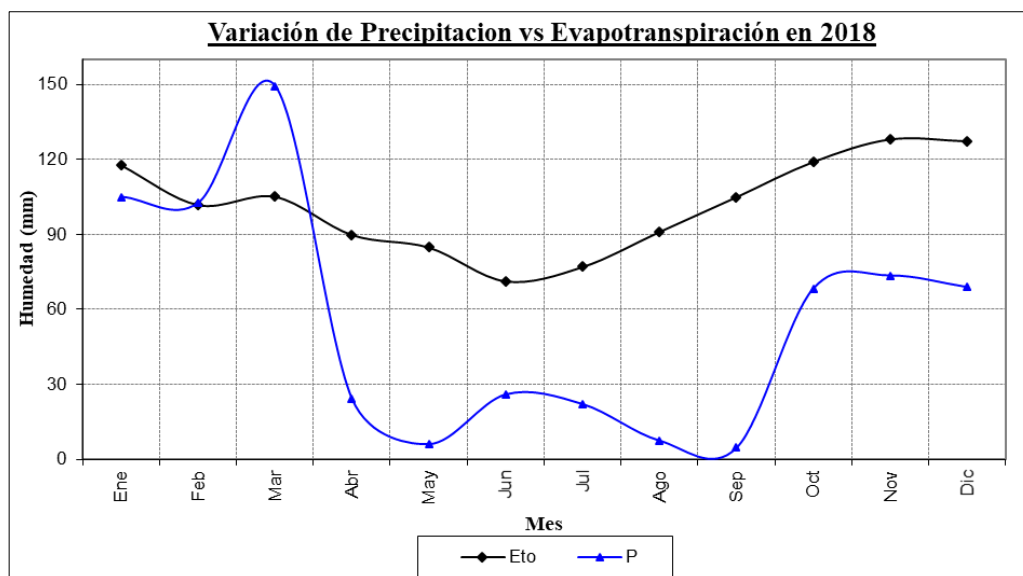


Figura 38: Variación de precipitación y evapotranspiración en cada mes del 2018.

Fuente: Elaboración propia.

4.2.3. Resultados del cálculo de las reservas totales del acuífero

El espesor promedio del acuífero en función a los horizontes de los SEV. 2, 3, 4, 5, 6, 10 y 11.

- SEV – 2: espesor del acuífero es 11 m.
- SEV – 3: espesor del acuífero es 25 m.
- SEV – 4: espesor del acuífero es 19 m.
- SEV – 5: espesor del acuífero es 68 m.
- SEV – 6: espesor del acuífero es 8 m.
- SEV – 10: espesor del acuífero es 20 m.
- SEV – 11: espesor del acuífero es 6 m.

Promedio del espesor es = 22.43 m

- Cálculo del volumen total del acuífero

$$Volumen\ total = Espesor\ del\ acuífero * Área\ favorable$$

Reemplazando en la fórmula:

$$Volumen\ total = 0.022428\ km * 7.8935\ km^2$$

$$Volumen\ total = 0.177\ km^3$$

- Calculo de la porosidad eficaz para el cálculo del volumen de agua gravítica.
- Porosidad eficaz en la sección A – A: 24 %
- Porosidad eficaz en la sección B – B: 28 %
- Porosidad eficaz en la sección C – C: 22 %
- Porosidad eficaz en la sección D – D: 20 %

El promedio de la porosidad eficaz es 23.5 mediante la cual se puede calcular el volumen total de la porosidad con la finalidad de obtener el volumen total de agua que se presenta en el acuífero: $0.177\ km^3$ equivale a $177\ 000\ 000\ m^3$ el 23.5% es $41\ 595\ 000\ m^3$ de agua almacenada.

Factor de escurrimiento

Para calcular el factor o coeficiente de escurrimiento se utilizó la siguiente fórmula:

$$Ce = \frac{Ved}{V_{II}}$$

Donde:

Ce = Coeficiente de escurrimiento, sin unidades

Ved = Volumen de escurrimiento directo.

V_{II} = Volumen total llovido.

- El volumen de escurrimiento directo se calculó de la siguiente manera:

$$Ved = \left(\frac{1}{2}\right) \left(10hr * 7 \frac{m^3}{s} * 3600 \frac{s}{1hr}\right) = 126000m^3$$

- El volumen total llovido durante el 2018:

La altura total de precipitación es = 54.84 mm (0.0548 m) y área de $8661000\ m^2$

Volumen total llovido = 474969.24 m^3

Entonces reemplazamos el volumen de escurrimiento y el volumen total llovido en el 2018:

$$C_e = \frac{126000}{474969.24} = 0.265$$

Volumen de escurrimiento

Para calcular el volumen de escurrimiento en el 2018 utilizaremos la siguiente fórmula:

$$V = PPA * C * A$$

Donde:

V = Volumen de escurrimiento (m^3).

PPA = Precipitación anual media (mm).

C = Factor o coeficiente de escurrimiento.

A = Área de la cuenca (m^2).

- Reemplazando obtenemos un resultado de $15\,104\,480.87 \text{ m}^3$.

4.2.3.1. Resultado del análisis de la superficie freática

Para representar la superficie freática, se ha calculado con la siguiente fórmula:

$$h = \sqrt{h_L^2 - \frac{(h_L^2 - h_0^2)}{L} x}$$

Para valores sucesivos de $x = 0$, $x = 250$, $x = 500$, $x = 750 \dots$ hasta la distancia que llegue al punto de captación, se realiza con el fin de calcular el caudal del pozo a perforar.

Los resultados del comportamiento de la superficie freática se muestran en el anexo 8.

4.2.4. Resultado del cálculo de caudal

Los caudales se calcularon en función a la distancia de la superficie freática y al espesor del acuífero. Se consideró la siguiente fórmula, de los tres factores de la ley de Darcy ($Q = K * \text{sección} * \text{gradiente}$).

- Caudal para un suelo de arena arcillosa es 1.47 l/s.
- Caudal para un suelo de arena fina es 1.01 l/s.
- Caudal para un suelo de arena media es 2.06 l/s.
- Caudal para un suelo de arena gruesa es 2.74 l/s.

Tabla 26: Resultados del caudal calculado.

CALCULO DE CAUDAL											
Nº de sección			h_L (m)			h_0 (m)			L (m)		
1			68.00			20.00			2217.00		
2			68.00			6.00			1046.00		
3			68.00			8.00			797.00		
4			68.00			11.00			1768.00		
SCHWART											
ARENA ARCILLOSA			ARENA FINA			ARENA MEDIA			ARENA GRUESA		
K(m/día)	Q (m ³ /día)	Q (l/s)	K(m/día)	Q (m ³ /día)	Q (l/s)	K(m/día)	Q (m ³ /día)	Q (l/s)	K(m/día)	Q (m ³ /día)	Q (l/s)
17.50	16.67	0.19	12.00	11.43	0.13	24.50	23.34	0.27	32.50	30.96	0.36
17.50	38.38	0.44	12.00	26.32	0.30	24.50	53.73	0.62	32.50	71.28	0.82
17.50	50.06	0.58	12.00	34.33	0.40	24.50	70.09	0.81	32.50	92.97	1.08
17.50	22.29	0.26	12.00	15.28	0.18	24.50	31.20	0.36	32.50	41.39	0.48
TOTAL	127.40	1.47	TOTAL	87.36	1.01	TOTAL	178.36	2.06	TOTAL	236.60	2.74

Fuente: Elaboración propia.

4.3. REALIZAR LA CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA CON FINES DE USO PARA RIEGO

4.3.1. Inventario de fuentes de agua subterránea

Se han inventariado 07 pozos, de los cuales todos son a tajo abierto (tipo caisson), el desarrollo de esta etapa permitirá interpretar el potencial hídrico. (Ver anexo 4, lamina 4)

Tabla 27: Ubicación de pozos inventariados.

N° POZO	Z (Altitud)	X	Y
1	3856.00	383 565	8 346 496
2	3863.00	383 577	8 346 623
3	3876.00	383 656	8 346 699
4	3873.00	383 817	8 346 829
5	3881.00	383 865	8 346 848
6	3881.00	383 219	8 347 366
7	3879.00	383 208	8 347 243

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 28: Características técnicas, medidas realizadas y explotación de los pozos en el área de investigación.

N° POZO	AÑO	TIPO	PERFORACIÓN		EQUIPO DE BOMBEO	NIVELES DE AGUA			EXPLOTACIÓN					
			PROF. INIC. (m)	PROF. ACT. (m)		DIÁMETRO	FECHA Diciembre	PROF. (m)	N. ESTÁTICO m.s.n.m.	ESTADO DEL POZO	USO	RÉGIMEN h/d	VOLUMEN (m3/año)	
1	1994	Caisson	9.50	9.00	Ancestral	2018	2.50	3853.50	Utilizable	D y A	1	30	12	648
2	1994	Caisson	11.00	10.00	Ancestral	2018	2.70	3860.30	Utilizable	D y A	1.5	30	12	972
3	1994	Caisson	9.30	9.30	Bomba manual	2018	3.50	3872.50	Utilizable	D y A	2	30	12	1296
4	1994	Caisson	6.00	6.00	Ancestral	2018	3.00	3870.00	Utilizable	D y A	1.8	30	12	1166
5	1994	Caisson	6.30	6.30	Ancestral	2018	2.80	3878.20	Utilizable	D y A	1.5	30	12	972
6	2000	Artesanal	5.00	5.00	Ancestral	2018	2.00	3879.00	No utilizable	D y A	-	-	-	-
7	2000	Artesanal	7.00	7.00	Ancestral	2018	2.00	3877.00	Utilizable	D y A	0.5	30	12	324
									A = Agrícola		D = Doméstico			5378.4

Fuente: Elaboración propia (en base a información de campo).

4.3.2. Hidrogeoquímica del agua subterránea

Los resultados del análisis físico químico realizados en el laboratorio se encuentran en el anexo 8. Se realiza con el objetivo de evaluar para el uso de consumo humano y uso agrícola, utilizando como referencia los límites permisibles que recomienda la Organización mundial de la Salud para estos cinco parámetros son los siguientes: pH de 6.5 a 8.5, dureza (como CO_3Ca) < 500 mg/l, sodio < 200 mg/l, sólidos totales disueltos < 1 000 mg/l y cloruros < 250 mg/l (OMS, 2006). Así mismo (“Perú. Decreto Supremo N° 004-2017-MINAM: Estándares de Calidad Ambiental (ECA) para Agua,” 2017), los Estándares de Calidad Ambiental (ECA) para agua, con Decreto Supremo N° 004-2017-MINAM. Los puntos seleccionados para tomar las dos muestras fueron en el pozo 3 y 6.

4.3.2.1. Resultados del diagrama de Piper

Martínez (2014). Propone evaluar mediante el diagrama de Piper y clasificarla de acuerdo de iones mayoritarios de cada muestra. (ver anexo 8)

Grupo A SULFATADAS – CÁLCICAS

- Pozo – 06.

Grupo B CLORURADAS – SULFATADAS

- Pozo – 03.

4.3.2.2. Resultados del diagrama de Schoeller – Berkaloff

En este caso, el diagrama de Schoeller – Berkaloff (ver anexo 8) corrobora los datos en el diagrama de Piper.

Tabla 29: Límites establecidos, agua potable.

Parámetro	Límite máximo
Ca	250 mg/l
Mg	50 mg/l
Na	200 mg/l
Cl	400 mg/l
SO ₄	400 mg/l
NO ₃	50 mg/l

Muestras que superan los límites establecidos:

- POZO – 3: Calcio 23.24 mg/l por encima, magnesio 26.36 mg/l y sodio con 361.2 mg/l por encima del límite.
- POZO – 3: Cloruros y sulfatos dentro del límite.
- POZO – 6: Calcio 0.5 mg/l por encima, magnesio 39.1 mg/l y sodio 179.5 se superan los límites.
- POZO – 6: Cloruros y sulfatos aceptables dentro del límite.

4.3.2.3. Resultados del diagrama de Wilcox

Peinado et al. (2012), en cuanto a la aptitud de uso agrícola se utilizó el diagrama de Wilcox (ver anexo 8). Se puede apreciar el comportamiento de la conductividad eléctrica y el RAS, se observa que las aguas caen en la categoría C_3S_2 , son aguas que pueden usarse en suelos cuyo drenaje sea eficiente y no corren peligro de sodificación, debido a que son medias en sodio.

Se representa otra manera de clasificar las aguas según la aptitud de uso mediante el diagrama de Wilcox. Esta toma como base la conductividad eléctrica del agua y la relación de absorción de sodio.

4.3.2.4. Resultados del diagrama de Stiff

Según los diagramas típicos de Stiff la forma del polígono es de punta de flecha por lo que se quiere decir que es agua subterránea natural. (ver anexo 8)

Martínez (2014), realizó la interpretación hidrogeoquímica de 12 muestras con los diagramas de Piper y Schoeller-Berkaloff ambas para consumo humano, Piper clasifica en aguas bicarbonatadas-cálcicas, bicarbonatadas-magnésicas, sulfatadas cálcicas y sulfatadas-magnésicas y Schoeller-Berkaloff considera 3 muestras potabilizadas y aptas para consumo humano mientras que las demás superan en nitratos, sulfatos y magnesio. En el presenta trabajo de investigación solo se analizan 2 muestras de pozos tipo caisson las cuales se interpretó con cuatro diagramas Piper y Schoeller-Berkaloff que podrían considerarse potables; Wilcox y Stiff para cultivos y los resultados son distintos en cuanto a los 4 diagramas, concluyéndose aptas para uso agrícola y agua no potable.

Vilca (2015) en su investigación que fue realizado en la estación experimental Agraria de Illpa en Puno, realizo un inventario y al mismo tiempo una evaluación de 23 pozos de ellos pozos tubulares y el resto artesanales, de los cuales de recogieron 5 muestras y fueron caracterizadas con el diagrama de Wilcox, muestra del pozo P-2 y P-12 clase C_4S_1 agua muy salina, P-4, P-5 y P-9 se clasifican en la clase C_3S_1 salinidad entre media y alta. Concluyéndose que el pozo N°5 es apto para riego.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

- En la microcuenca Yanamayo se realizaron 19 SEV, la profundidad investigada hasta 250m. De los 19 sondeos; las resistividades óptimas para inferir que existe agua subterránea están en el SEV-2 con estrato saturado de 11m y resistividad de $12\Omega.m$, SEV-3 25m de espesor y resistividad $9\Omega.m$, SEV-4 espesor del horizonte saturado de 19m y resistividad $6\Omega.m$, SEV-5, espesor saturado de 68m y resistividad de $10\Omega.m$, SEV-6 con espesor saturado de 8 m con resistividad de $\Omega.m$, SEV-10 con espesor de 20m y resistividad de $9\Omega.m$ y por último el SEV-11 con 6m de espesor saturado y resistividad de $15\Omega.m$.
- Se propone ubicar el pozo en el SEV-5, compuesto de 5 estratos, la litología es; el H-1 se asocia a un suelo residual fino de arcilla de resistividad $50\Omega.m$, H-2 con capas de material granular fino semi-compactas de resistividad $16\Omega.m$, el H-3 se asocia a material fino de limos y arcillas de resistividad $30\Omega.m$, el H-4 húmeda se encuentra a partir de los 30 a 98m de profundidad aproximadamente está asociada material granular-fino con resistividad de $1\Omega.m$ y por último El H-5 con presencia de material pelítico confinado de arcillas y limos de resistividad $23\Omega.m$. Volumen total es $41\ 595\ 000m^3$. Caudal en arena arcillosa es 1.5 l/s, arena 1.0 l/s, arena media de 2.1 l/s y arena gruesa es 2.74 l/s.
- Respecto a los parámetros hidrogeoquímicos, en el diagrama de Piper se pudo determinar que las muestras se distribuyen en dos tipos de aguas: Sulfatadas cálcicas y Cloruradas sulfatadas. El diagrama de Schoeller-Berkaloff se identificó que superan los límites en calcio, magnesio y sodio. El diagrama de Wilcox se tiene que la clase de agua predominante se localiza en la zona C_3S_2 con contenido alto de salinidad y alcalinidad media. Y por último el diagrama de Stiff se denomina agua subterránea natural.

CAPÍTULO VI

RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar estudios de un método geofísico complementarios para mayor exactitud de la información como los de tomografía eléctrica.
- Si se considera realizar la perforación del pozo exploratorio, se recomienda realizar estudios hidrogeológicos detallados con la finalidad de determinar con mayor exactitud la profundidad y potencia de los acuíferos con mejores características hidrogeológicas.
- Se sugiere realizar un análisis físico – químico y bacteriológico, y con mayor importancia para bicarbonatos y cloruros ya que son más dañinos que los sulfatos.
- En el área de investigación, se encuentra varios postes de alta tensión evitar que el cableado pase cerca a los postes, podrían distorsionar los registros de resistividades, también considerar los trabajos en campo que se van a realizar con el equipo deben ser en condiciones climatológicas favorables, el equipo es muy propenso a rayos.

CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA

- Alarcón Cervantes, V. H. (2016). *Identificación de la Estructura Acuífera en la Zona de Pampas La Estrella Mediante Sondajes Eléctricos Verticales, Distrito de Uchumayo, Provincia de Arequipa*. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa.
- Almanza Quiroga, H. B. (2016). *Determinación de la Recarga por Precipitación en el Ápice del Abanico Aluvial Punata, Aplicando el Modelo Hidráulico HELP*. Universidad Mayor de San Simón Facultad de Ciencias y Tecnología.
- Arredondo García, R. C. (2015). *Estudio de Sondajes Electricos Verticales y Evaluación Hidrogeológica de los Manantiales en la Quebrada de Tasata, Distrito de Polobaya - Región Arequipa*. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Bakkali, S. (2005). Utilización de sondeos eléctricos para el diagnóstico del potencial hídrico de la región de Tizeght (anti-atlas marroquí), 14.
- Castany, G. (1975). *Prospección y Explotación de las Aguas Subterráneas*. (Omega, Ed.). Barcelona.
- Castillo Valencia, F. J. (2017). *Estudio Geofísico para la Exploración de Agua Subterránea en el Fundo Buselcat Asia - Cañete, Lima*. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Colquehuanca Quispe, J. V. (2015). *Estudio hidrogeológico en la cabecera de la subcuenca de Macuya, mediante prospección geofísica*. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (2001). *Hidrología Subterránea, Volumen 1*. (Omega, Ed.) (2ª Edición). Barcelona.
- Custodio, E., & R., L. M. (2001). *Hidrología Subterránea, Volumen 2*. (Omega, Ed.) (2ª

- Edición). Barcelona.
- De la Cruz B., N. (1995). Geología de los Cuadrangulos de Velille, Yauri, Ayaviri y Azángaro, Hojas: 30-s, 30-u y 30-v. Lima - Perú: Instituto Geológico Minero y Metalurgico.
- Dharmawidjaja, J., Quezada, A., & Soto, G. (2008). Medida de Resistividad de Terreno. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1998). *Physical and Chemical Hydrogeology*. Wiley.
- Eduardo Arias, D. (2011). *Exploración Geotecnica - Relaciones Geoeléctricas*. Universidad Nacional de Colombia.
- Ensisco, M. (2010). Métodos Eléctricos, Prospección Eléctrica. San Francisco - Estados Unidos.
- Ewusi, A. (2006). *Groundwater Exploration and Management using Geophysics: Northern Region of Ghana*. Brandenburg Technical University of Cottbus.
- Fonseca Benítez, F. A. (2018). Modelación geológico-geofísica con fines hidrogeológicos en los municipios Corrales y Gámeza, Colombia., 34, 15.
- Gonzales de Vallejo, L. I. (2002). *Ingeniería Geológica* (PEARSON ED). Madrid.
- Hernández, T., & Vásquez Vásquez, R. (2013). Prospección de la estimación de la evapotranspiración de referencia bajo las condiciones del valle de Chaca, Arica-chile. *Articulo Científico*, Vol. 31, N, 25.
- Huisa Condori, C. (2017). *Aplicación de los Métodos de Resistividad Multielectrodo - Georadar y su Modelización 2D para caracterizar el Subsuelo en la Ampliación del Terminal Portuario General San Martin Región Ica*. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Jimenez Castro, J. J. (2017). *Abastecimiento de Agua Subterránea con Fines de Uso*

- Agrícola para el Fundo la Empedrada Agroindustrial La Punta S.A.C. - Huaura - Lima.* Universidad Nacional Agraria La Molina.
- Lezama Campos, J. L., Morales Casique, E., Castrejón Pineda, R., Arce, J. L., & Escolero, O. A. (2016). Interpretación del registro geofísico del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y su correlación litológica en la cuenca de México, 33, 12.
- López Geta, J., Fornés, J., Ramos, G., & Villarroya, F. (2009). *Las aguas subterráneas un recurso natural del subsuelo. Instituto Geológico y Minero de España.* Retrieved from [https://www.fundacionbotin.org/89dguuytdfr276ed.../educacion ambiental.pdf](https://www.fundacionbotin.org/89dguuytdfr276ed.../educacion%20ambiental.pdf)
- López Valdivia, E. N. (2014). *Aplicación de Métodos Geofísicos en el Estudio de la Estructura Cortical Superficial en el Municipio de Landa de Matamoros, Querétaro.* Universidad Nacional Autónoma de México.
- Manilla Aceves, A. A. (2003). Geofísica Aplicada en los Proyectos Básicos de Ingeniería Civil. *Publicación Técnica No. 229*, 100.
- Martínez Gutiérrez, L. (2014). *Hidrogeología e Hidrogeoquímica de Manantiales en las Zonas de Falla de Torreperogil y Sabiote (Provincia de Jaén).* Universidad de Jaén.
- Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua.* (T. Paraninf, Ed.) (2ª Edición).
- Peinado Guevara, H., Green Ruiz, C. R., Herrera Barrientos, J., & Escolero Fuentes, Ó. A. (2012). Calidad y Aptitud de uso Agrícola y Doméstico del Agua del Acuífero del Río Sinaloa. *Hidrobiología*, 14.
- Peled, E. (1979). Electrochemical Science and Technology. *Journal of the Electrochemical Society*, 5.
- Pérez García, N., Garnica Anguas, P., Delgado, V. H., & Landaverde, N. (2010). Evaluación de la Resistividad en Campo y en Laboratorio y su Aplicación a

- Pavimentos. *Publicación Técnica No. 325*, 99.
- Perú. Decreto Supremo N° 004-2017-MINAM: Estándares de Calidad Ambiental (ECA) para Agua. (2017, June 7). *Diario Oficial El Peruano*.
- Porres Benito, J. Á. (2003). *Caracterización de Cavidades en el Subsuelo Mediante la Interpretación de Perfiles de Tomografía Eléctrica, Aplicación al Yacimiento Arqueológico de Clunia*. Universidad de Burgos.
- Ramos Araca, B. (2012). *Determinación del Potencial de Agua Subterránea en la Microcuenca Central Huayta - Lampa*. Universidad Nacional del Altiplano.
- Reynolds, J. (1997). *AN INTRODUCTION TO APPLIED AND ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS*.
- Richards, L. A. (1954). *Diagnóstico y Rehabilitación de Suelos Salinos y Sódicos*. (E. LIMUSA, Ed.). México: Departamento de Agricultura de los E.U.A.
- Rodríguez, M. G., & Escalante, A. E. F. (2006). *Hidrogeología Básica. Las aguas subterráneas y su flujo*.
- Sanchez, J. (2017). *Hidrología superficial y subterránea* (Createspac).
- Sanders, L. (1998). *A manual of Field Hydrogeology*.
- Smedema, L. K., Vlotman, W. F., & Rycroft, D. W. (2004). *Modern Land Drainage: Planning, Design and Management of Agricultural Drainage Systems*, Taylor & Francis Routledge. UK.
- Soto Alcázar, S. S. (2013). *Estudio de Resistividad del Subsuelo en el Área de Ingenierías de la UNSA Mediante el Método de Schlumberger - Arequipa*. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- Sumanovac, F. (2005). Electrical Tomography in the exploration of Construction Material Deposits. *Conference & Exhibition*, 5.
- Toledo Baca, J. C. (2015). *Aplicación de los Métodos Geoeléctricos en la Prospección*

Geofísica. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Vélez Otálvaro, M. V. (1999). *Hidráulica de Aguas Subterráneas* (2ª Edición). Medellín

- Colombia: Universidad Nacional de Colombia.

Vilca Callata, F. I. (2015). *Evaluación de las Aguas Subterráneas para el Aprovechamiento con Fines de Riego Presurizado en la Estación Experimental Agraria Illpa - Puno*. Universidad Nacional del Altiplano.

Wilcox, L. (1955). *Classification and Use of Irrigation Waters*. United States Department of Agriculture.

ANEXOS