

CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL BOFEDAL ICHICCOLLCOCOCHA EN LA UNIDAD HIDROGRÁFICA PACHACOTO



PERÚ

Ministerio
del Ambiente



CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL BOFEDAL ICHICCOLLCOCOCHA EN LA UNIDAD HIDROGRÁFICA PACHACOTO

Autores:

Helder Mallqui Meza

Cristian Quispe Ccajavilca

Editado por:

© Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM)

Dirección de Investigación en Ecosistemas de Montaña (DIEM)

Sede central: Av. Centenario 2656 - Sector Palmira, Independencia, Huaraz - Áncash - Perú

Teléfono: (043) 64 3460

Correo electrónico: diem@inaigem.gob.pe

Fotografías de portada: Archivo INAIGEM

Diseño y diagramación: Leslie Arestegui Saldaña

Depósito legal del libro n.º 2024-13847

Primera edición (digital)

Diciembre, 2024

Por favor citar la publicación de la siguiente manera:

Mallqui H, Quispe C. (2024). CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA Y GEOFÍSICA DEL BOFEDAL ICHICCOLLCOCOCHA EN LA UNIDAD HIDROGRÁFICA PACHACOTO. Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM). (Web publicación online).

**CARACTERIZACIÓN HIDROLÓGICA Y GEOFÍSICA
DEL BOFEDAL ICHICCOLLCOCOCHA EN LA UNIDAD
HIDROGRÁFICA PACHACOTO**

ÍNDICE

1. Introducción	6
2. Objetivos	7
3. Bases teóricas	
3.1. Bofedales	8
3.2. Hidrología en turberas según el modelo diplotélmico	8
3.3. Porosidad	8
3.4. Conductividad hidráulica	9
3.5. Gradiente hidráulico	9
3.6. Descarga específica o velocidad Darcy	9
3.7. Rendimiento específico (S_y)	10
3.8. Sondaje eléctrico vertical (SEV)	10
4. Metodología	
4.1. Ámbito de estudio	12
4.2. Levantamiento topográfico	12
4.3. Caracterización climática	13
4.4. Caracterización de parámetros fisicoquímicos de suelo y agua	13
4.5. Monitoreo hidrológico	13
4.6. Estimación de parámetros hidrogeológicos	16
4.7. Caracterización de la vegetación	18
4.8. Estudio geofísico mediante sondeo eléctrico vertical	18
5. Resultados	
5.1. Condiciones climáticas del área de estudio	20
5.2. Caracterización de parámetros fisicoquímicos de suelo y agua	22
5.3. Evaluación de la condición del bofedal	23
5.4. Caracterización hidrológica	25
5.5. Determinación de parámetros hidrogeológicos	27

5.6. Relación entre nivel freático y volumen	30
5.7. Estudio geofísico - sondeo eléctrico vertical (SEV)	31
6. Conclusiones	33
7. Próximos pasos	33
8. Referencias bibliográficas	34
9. Anexos	37

1. INTRODUCCIÓN

Los bofedales son ecosistemas que se distribuyen en los andes tropicales y subtropicales, por encima de los 3000 m s. n. m., desde Ecuador hasta Chile (Monge-Salazar et al., 2022). Cumplen importantes funciones ecológicas para el entorno local y global, como la regulación hídrica, el almacenamiento de carbono, el hábitat de especies y el pastoreo (Monge-Salazar et al., 2022; Chávez et al., 2023). Por su gran capacidad de absorción, constituyen valiosos reservorios de agua dulce, que los convierten en verdaderos «colchones de agua», y, muchas veces, también ejercen una función de fitorremediación (Chimner et al., 2019).

Son estratégicos para la reserva y sostenibilidad del ciclo hidrológico (MINAM, 2014), influyendo en la dinámica de bosques, pastizales, ríos y centros poblados situados aguas abajo de las cuencas hidrográficas correspondientes (Giraldo Araujo, 2016). Asimismo, representan la densidad más alta en carbón orgánico, por unidad de área de paisaje, que cualquier ecosistema (Giraldo Araujo, 2016).

A pesar de su importancia, los bofedales son hoy ecosistemas muy frágiles ante el cambio climático (Chávez et al., 2023) y se encuentran amenazados, degradados o alterados como consecuencia del drenaje, el sobrepastoreo (Moreau et al., 2003), la construcción de infraestructuras, la contaminación y otras formas de intervención en el sistema ecológico e hidrológico (MINAM, 2014).

Conocer sus características y comprender el funcionamiento de los bofedales es complejo, debido a los componentes inherentes del ecosistema: la hidrología, el proceso de formación de turba, las comunidades bióticas (Monge-Salazar et al., 2022), la geoquímica, la meteorología y el conjunto de movimientos e interacciones que ocurren entre ellos.

El agua es esencial en estos ecosistemas, ya que dependen de ella. Comprender los procesos hidrológicos que los sustentan y los factores que pueden perturbarlos es fundamental para su gestión y restauración (Oyague et al., 2022). Los bofedales son ecosistemas «ombrotrofos» porque reciben el agua, principalmente, de las lluvias (Holden, 2006), aunque también pueden recibir aportes de agua subterránea y del deshielo de los glaciares.

En este contexto, se han realizado numerosos estudios orientados a la caracterización y comprensión de su dinámica, siendo el componente hidrológico el menos investigado (Hugo et al., 2011). Además, no se cuenta con las capacidades ni el equipamiento necesario, y muchas veces se opta por no realizar estudios de aguas subterráneas, subestimando su potencial hídrico (Valois et al., 2020). Esta situación, paradójicamente, no resulta coherente frente a los problemas de disponibilidad hídrica que enfrentan las poblaciones andinas (Cervantes et al., 2022) debido al cambio climático y otros factores que afectan la conectividad hidrológica de los bofedales (Polk et al., 2017). De aquí surge la importancia de realizar estudios de caracterización y evaluación que permitan proponer medidas de recuperación y conservación de este ecosistema para su gestión y manejo sostenible.

2. OBJETIVOS

- **Objetivo general**

Determinar las características hidrogeológicas del bofedal Ichicollcocochoa, ubicado en la unidad hidrográfica Pachacoto, para entender la estrecha relación entre su hidrología y su capacidad de proporcionar bienes y servicios.

- **Objetivos específicos**

Describir los principales parámetros hidrogeológicos, porosidad, conductividad hidráulica y el nivel piezométrico máximo y mínimo.

Realizar una caracterización de parámetros fisicoquímicos del agua en cada punto de evaluación correspondiente a parámetros pH, oxígeno disuelto y conductividad eléctrica.

Establecer la interacción del agua con la vegetación asociada.

Determinar el comportamiento de las variables climáticas de precipitación, temperatura y humedad relativa durante el periodo de análisis.

Cumplir con los objetivos permitirá comprender la variabilidad hidrológica relacionada a sus funciones ecológicas, lo cual es crucial para su gestión, especialmente bajo un enfoque actual y futuro de cambio climático.

3. BASES TEÓRICAS

3.1. Bofedales

Son un tipo de humedal de gran altitud que cumplen una variedad de funciones socio-ecológicas importantes (Uribe-Álvarez et al., 2022). Son frágiles debido a su dependencia del agua, sensibles al cambio climático y vulnerables a la alteración que resulta de la actividad antrópica.

Tienen una gran capacidad para almacenar turba, un material orgánico parcialmente descompuesto por restos de vegetación de especies dominantes, como *Distichia muscoides*. Las turbas crecen en forma de cojines.

3.2. Hidrología de turberas según el modelo diplotélmico

Se basa en un sistema de estratificación que comprende: una parte superior de turba activa con una elevada conductividad hidráulica, con turba parcialmente descompuesta junto con raíces vivas, parcialmente aireada (aeróbica) y un nivel freático fluctuante, denominado (acrotelmo); y una capa inferior más inerte, con un grado superior de descomposición de la turba, sin aireación (anaeróbica) y permanentemente saturado (catotelmo) (Ingram, 1982; Holden, 2006). El límite para diferenciar estas capas son los niveles mínimos del nivel freático que pueden presentarse en época seca.

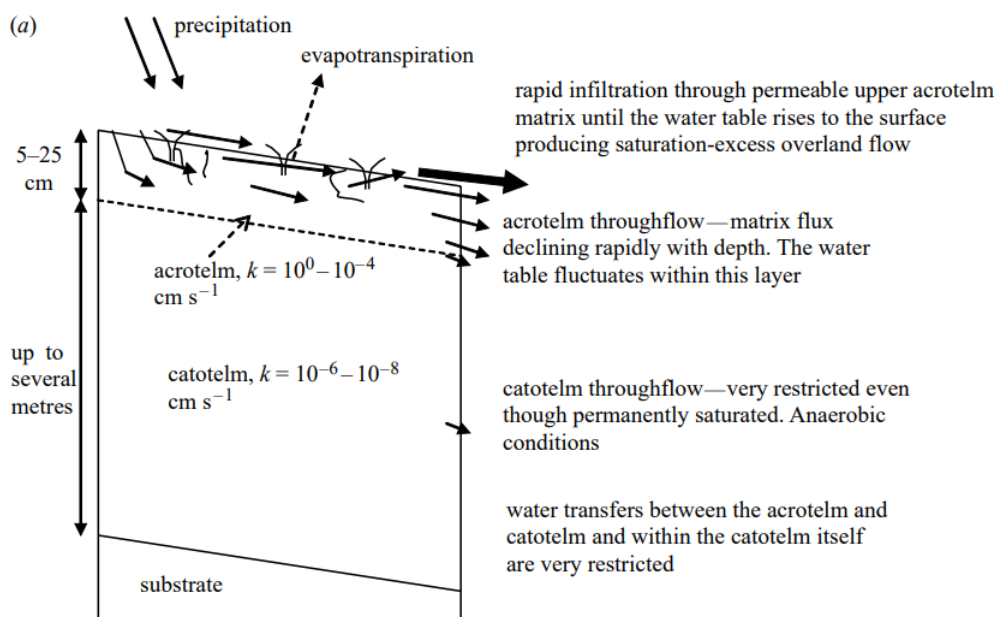


Figura 1. Modelo conceptual Acrotelmo-Catotelmo en turberas. Obtenido de Holden (2005)

3.3. Porosidad

Todos los medios porosos tienen espacios llamados poros, a través de los cuales los fluidos pueden, potencialmente, pasar bajo la influencia de la gravedad y las diferencias de presión (Caldwell et al., 2006). La porosidad total de la turba incluye poros relativamente grandes entre partículas que pueden transmitir agua activamente, así como poros relativamente pequeños, cerrados y sin salida formados por restos de células vegetales en donde la movilidad del fluido es insignificante. En general, a mayores profundidades normalmente se presenta una menor porosidad activa (Rezanezhad et al., 2016).

La porosidad total se expresa como una relación matemática (Caldwell et al., 2006).

$$n = \frac{V_p}{V_t}$$

Donde: n es la porosidad total, V_p es el volumen de espacios no ocupado por material sólido (fibras minerales o vegetales), y V_t es el volumen total del medio poroso.

La porosidad efectiva relaciona el volumen de agua extraíble del medio poroso (agua gravífica (V_{ag}) con el volumen total del medio poroso) (Schulz & García, 2018).

$$n_e = \frac{V_{ag}}{V_t}$$

3.4. Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica (K_s) es una medida de la facilidad con la que un fluido puede moverse a través de un medio poroso. La conductividad hidráulica no es solo una propiedad del medio poroso, sino también del fluido que lo atraviesa. Hooghoudt (1936) y Ernst (1950) obtuvieron expresiones para el cálculo de la conductividad hidráulica, considerando que el suelo es homogéneo, sin estratificar.

$$K_s = \frac{2.3 * r * S}{(2H + r) \Delta t} * \log \frac{h_o}{h_i}$$

$$S = \frac{r * H}{0.19}$$

Donde: K_s es la conductividad hidráulica [m/día], r es el radio del pozo [m], S es un factor de geometría del pozo [adimensional], Δt es el intervalo de tiempo entre un t_1 y $t_2 \dots n$ [día], h_o es la distancia desde el nivel freático al nivel del agua en el pozo al tiempo t_1 [m], h_i es la distancia desde el nivel freático al nivel del agua en el pozo al tiempo $t_2 \dots n$ [m], H es la distancia desde el nivel freático al fondo del pozo [m].

La conductividad hidráulica es altamente influenciada por la turba, en donde las capas se relacionan con las propiedades de la vegetación, el grado de saturación y la estructura porosa de la turba. La estructura de los poros está estrechamente relacionada con el grado de descomposición de la turba, pueden tener valores de K_s característicos, esto no significa que la K_s disminuirá con la profundidad, sino que está relacionada con las propiedades de una capa de turba en particular (Holden, 2006).

3.5. Gradiente hidráulico

El gradiente hidráulico expresa la pérdida de energía (altura del nivel piezométrico) que experimenta el agua en movimiento por unidad de longitud recorrida cuando se desplaza a través de un material poroso y permeable (Rebollo Ferreiro & Martín-Loeches Garrido, 2007).

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

Donde: i es el gradiente hidráulico [adimensional], Δh es el desnivel o distancia vertical [m] y Δl es la distancia horizontal entre dos puntos [m].

3.6. Descarga específica o velocidad Darcy

La descarga específica indica la descarga por unidad de sección transversal de material poroso saturado. Tiene las dimensiones de la velocidad [LT^{-1}], y también se le conoce como velocidad Darcy o flujo Darcy (vD). Es importante recordar que la velocidad Darcy no es la verdadera velocidad del agua que se mueve a lo largo de la trayectoria del flujo dentro del material poroso. Esto se logra dividiendo la descarga específica por la fracción de espacio abierto (en otras palabras, porosidad efectiva, n_e) a través del cual fluye el agua subterránea del área seccional, lo que proporciona una medida media de velocidad real de las aguas subterráneas (Hiscock & Bense, 2014; Schulz & García, 2018).

$$vD = \frac{Q}{A} = K_s * i$$

$$vR = \frac{vD}{n_e}$$

Donde: vD es la velocidad Darcy [$m/día$], vR es la velocidad real [$m/día$], Q es el caudal total [$m^3/día$], K_s es la conductividad hidráulica saturada del medio [$m/día$], A es el área seccional [m^2], i es el gradiente hidráulico [adimensional] y n_e es la porosidad efectiva. Para acuíferos con alta porosidad $n_e \approx n$.

3.7. Rendimiento específico (S_y)

El rendimiento específico (S_y) es un parámetro fundamental que permite modelar la posición del nivel freático, determinar la tasa de liberación de agua y simular la dinámica de almacenamiento de carbono (Schut & Westbrook, 2022).

El S_y determina la capacidad de almacenamiento de agua de la turba, definido como el volumen de agua ganado o liberado por una unidad de cambio de longitud en el nivel freático (Freeze & Cherry, 1979). Un S_y bajo significa que la respuesta del nivel freático a un evento de lluvia será relativamente grande y llamativa, mientras que un S_y alto significa que la respuesta del nivel freático a un evento de lluvia será comparativamente moderada y prolongada.

La combinación de aportes de vegetación al perfil de turba y el grado de descomposición del material influyen en el S_y (Rezanezhad et al., 2016), por lo que este parámetro tiene una alta variabilidad espacial y temporal (Bourgault et al., 2017).

Existen varios métodos para estimar el S_y de las turberas, incluidas las mediciones de cámaras de presión en núcleos de turba (Wilkinson et al., 2019), experimentos de drenaje de laboratorio, mediciones de gravedad (Healy & Cook, 2002) y pruebas de bombeo de campo (Hogan et al., 2006). El S_y también se puede aproximar a partir de la relación entre la precipitación infiltrada y el aumento del nivel freático, como lo definió por primera vez White (1932).

Las ventajas de utilizar esta metodología es que requiere mediciones de datos de series de tiempo que se recogen en campo y su aplicación es en sistemas de aguas subterráneas poco profundas, típicos de turberas. La ecuación del S_y se basa en un evento de lluvia y el cambio en la profundidad del nivel freático (Schut & Westbrook, 2022).

Donde: P es el evento de lluvia y ΔWT es el cambio en la profundidad del nivel freático (WTD).

$$S_y = \frac{P}{\Delta WT}$$

3.8. Sondaje eléctrico vertical (SEV)

La resistividad eléctrica (ρ) de un material describe la dificultad que encuentra la corriente eléctrica a su paso por dicho material. El método de SEV se caracteriza por estudiar las variaciones de parámetros físicos (resistividad y conductividad) de distintos materiales. La resistencia eléctrica que presenta un conductor homogéneo viene determinada por la resistividad del material que lo constituye y la geometría del conductor. Así, para un conductor rectilíneo y homogéneo de sección s y longitud l la resistencia eléctrica es:

$$R = \rho \frac{l}{s}$$

El método SEV consiste en la inyección de corriente continua o de baja frecuencia en el terreno mediante un par de electrodos AB, y la determinación mediante otro par de electrodos MN de la diferencia de potencial. Relacionando las medidas de los SEV de un perfil, es posible establecer la existencia en el subsuelo de diferentes capas geoeléctricas, las cuales representan estratos o formaciones geológicas, cuya naturaleza puede deducirse de la resistividad de cada una, con apoyo de las informaciones geológicas en forma amplia.

La magnitud de esta medida depende, entre otras variables, de la distribución de resistividades de las estructuras del subsuelo, de las distancias entre los electrodos y de la corriente inyectada. En general, el propósito del SEV es averiguar la distribución vertical en profundidad de las resistividades aparentes bajo el punto sondeado a partir de medidas de la diferencia de potencial en la superficie. Se utiliza, sobre todo, para detectar y establecer los límites de capas horizontales de suelo estratificado.

4. METODOLOGÍA

4.1. Ámbito de estudio

Bofedal: Ichicollcococho
Coordenadas UTM: WGS84-18S 259700.32E y 8906976.15N
Unidad hidrográfica: Pachacoto
Cuenca: Santa
Área natural protegida: Parque Nacional Huascarán
Distrito: Cátac
Provincia: Recuay
Departamento: Áncash

La superficie del bofedal en estudio tiene un área aproximada de 6,24 ha, de un total de 16,54 ha. Presenta una pendiente promedio de 12,44 % y la gradiente altitudinal varía de 4750 a 4788 m s. n. m.

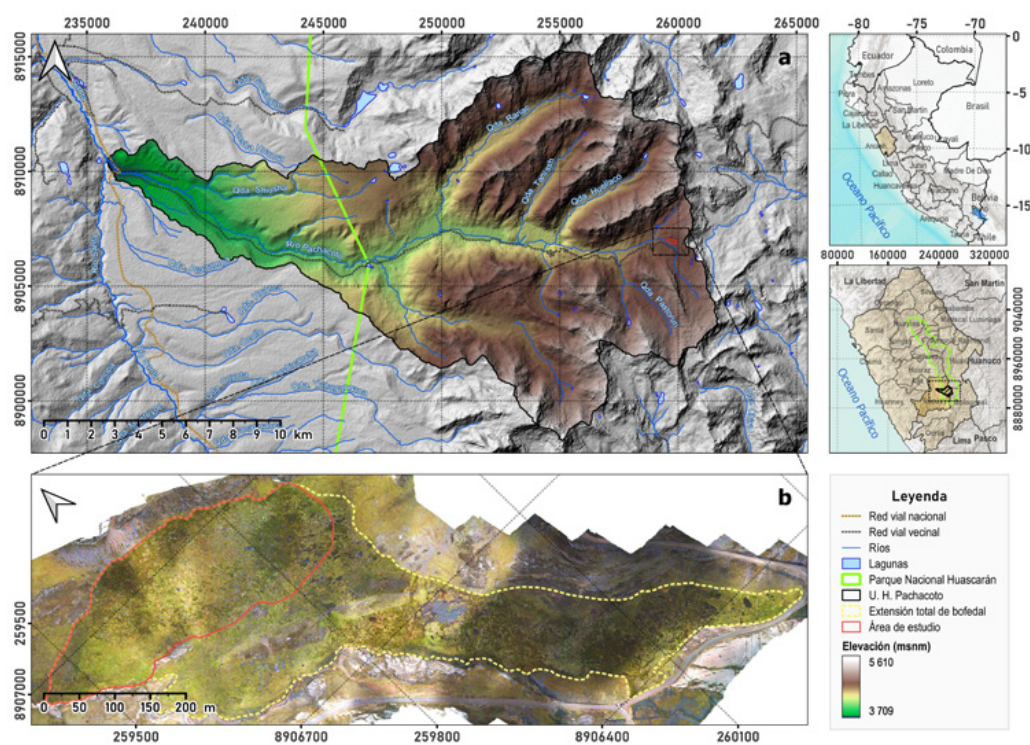


Figura 2. Ubicación del área de estudio: a) UH Pachacoto y b) área de estudio visualizado a través del levantamiento fotogramétrico del bofedal

4.2. Levantamiento topográfico

Se realizó el levantamiento topográfico del área de estudio mediante vuelos de fotogrametría con dron (Phantom 4 Pro), en el año 2020. La ventaja de usar esta técnica, a diferencia del levantamiento topográfico convencional, era evitar la intervención directa sobre el terreno y lograr una precisión mayor en menor tiempo (Ahmed & Mahmud, 2022). Estos datos permitieron la generación de un Modelo Digital de Superficie (MDS) de 4,69 cm/píxel de resolución espacial y una ortofoto de 2,18 cm/píxel de resolución. A partir del MDS se obtuvieron curvas de nivel.

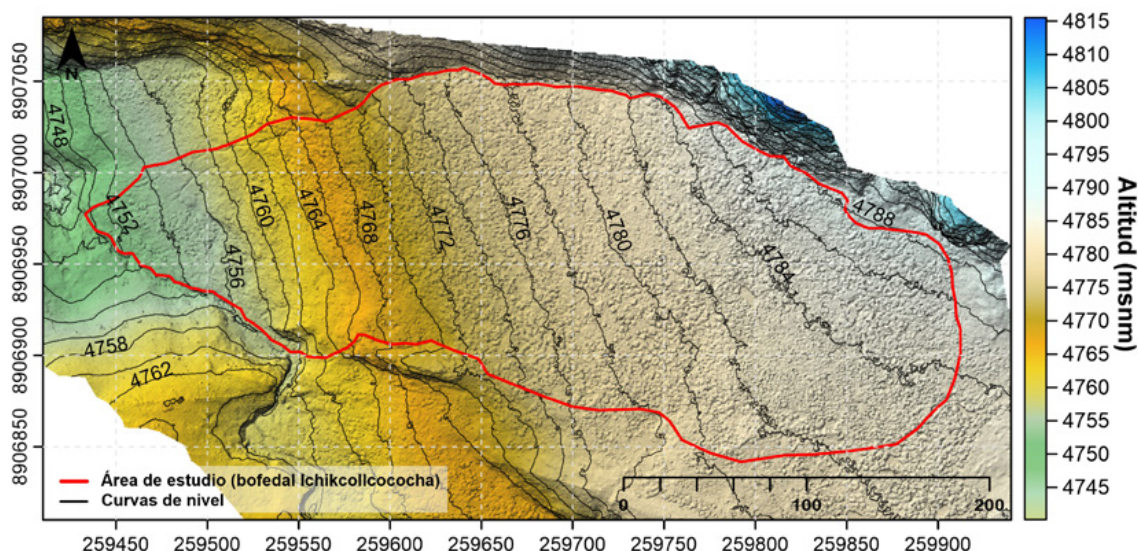


Figura 3. Modelo digital de superficie y curvas de nivel cada 2 metros del área de estudio

4.3. Caracterización climática

Se registraron variables climáticas mediante una microestación meteorológica WatchDog serie 1000 para el registro de temperatura del aire (°C), humedad relativa (%) y precipitación (mm). Esta última variable fue medida mediante un pluviómetro WatchDog 3665R de cubo basculante de resolución de 0,25 mm instalado a una altura aproximada de 1,7 m, en una zona sin obstáculos y ubicado a unos 120 metros del límite del área del bofedal, al noroeste. El periodo de registro de datos horarios inició el 7/10/2021 y continúa hasta la actualidad, aunque en este informe se presentan resultados al 15/9/2023.

El análisis se realizó mediante el software R versión 4.2.2 y se almacenó en una base de datos de Access mediante el software Hydraccess 6.1, a partir del cual se generaron promedios mínimos y máximos para la temperatura del aire y la humedad relativa, y acumulación para la precipitación, a nivel diario y mensual.

4.4. Caracterización de parámetros fisicoquímicos de suelo y agua

La caracterización del suelo se realizó mediante la toma de muestras superficiales en puntos representativos del área de estudio y correspondientes a un piezómetro determinado para ser analizados en el laboratorio. La importancia de evaluar las características físicas del suelo, para el presente estudio, radicó principalmente en que permitió tener una aproximación al entendimiento de la interacción que se origina entre las distintas fases de este (suelo, agua y aire) y la proporción en la que se encuentran en cada una de estas.

Los parámetros fisicoquímicos del agua (pH, oxígeno disuelto y conductividad eléctrica) se midieron con un multiparámetro marca Hanna, modelo HI9829, calibrado antes de cada medición. Mediante software GIS se planificó la distribución de puntos de monitoreo en toda el área de estudio.

4.5. Monitoreo hidrológico

Se equipó una red de 10 pozos de observación con piezómetros de hincado, con profundidad (P) de instalación variable (Tabla 1) en un área aproximada de 6,24 ha.

Tabla 1. Profundidad efectiva de instalación de los piezómetros en área de estudio

Piezómetro	Este (m)	Norte (m)	Cota de superficie (m s. n. m.)	Profundidad de instalación (cm)
Pz-01	259519	8906979	4758,271	212,5
Pz-02	259595	8906945	4768,493	306
Pz-03	259605	8907007	4771,567	307
Pz-04	259644	8907042	4777,126	306,5
Pz-05	259734	8907020	4782,125	306
Pz-06	259669	8906958	4775,876	307,5
Pz-07	259689	8906894	4775,576	308
Pz-08	259747	8906929	4779,999	309
Pz-09	259808	8906976	4785,481	308
Pz-10	259871	8906927	4785,013	308

Para una mejor representatividad del área de estudio, la ubicación de los pozos de observación se basó en criterios topográficos, geomorfológicos y de condición, empleando un software GIS (Figura 4).

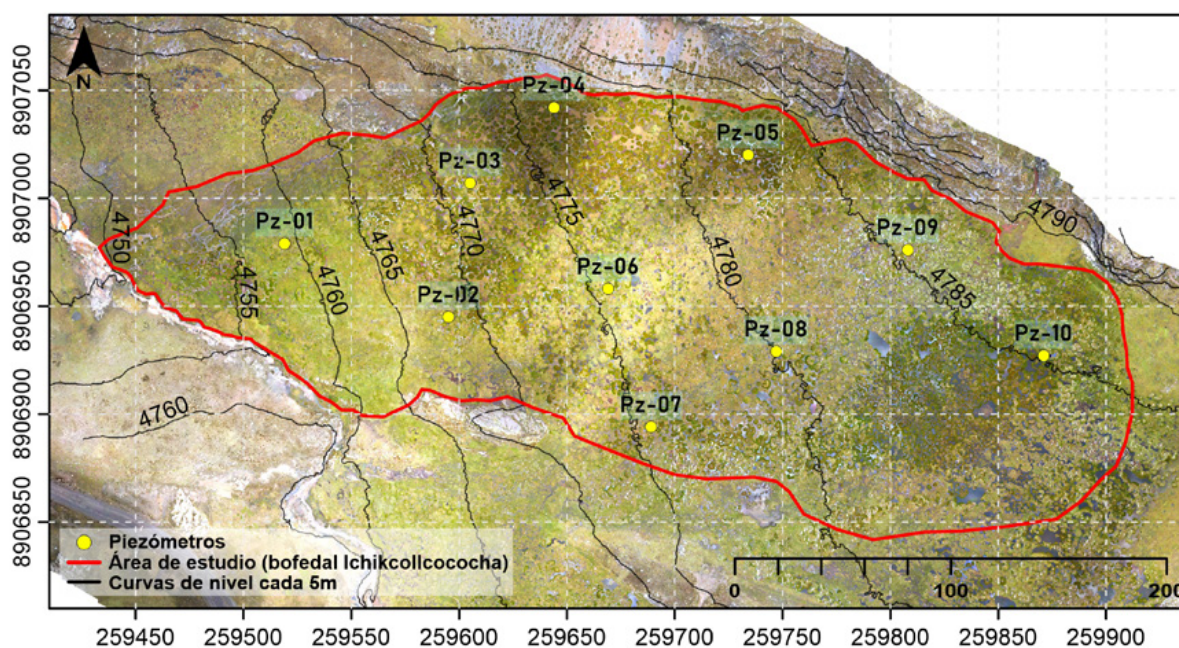


Figura 4. Distribución de pozos de observación en el área de estudio

En los pozos de observación instalados se registraron datos de presión absoluta (presión del agua más presión atmosférica), temperatura del agua y presión barométrica (registro de presión atmosférica), con sensores de marca Solinst Levellogger y Barologger, modelo 3001. Fueron configurados y sincronizados para el registro a nivel horario, y la compensación barométrica se realizó mediante el software Levellogger 4.6.2 (Hannemann et al., 2022). La compensación barométrica considera la resta de los cambios de presión del aire (B) a los registros de presión absoluta (L) en unidades de metros de columna de agua (mca) (Hannemann et al., 2022; Rodrigues do Amaral et al., 2023) para calcular la columna de agua (CA) en cada punto de medición.



Figura 5. Variables de campo obtenidas de piezómetros Solinst

De la Figura 5, se tiene que B representa la medición de presión barométrica, L representa la medición de presión absoluta, CA es la columna de agua que se obtiene después de la compensación, P es la profundidad de instalación y PF es la profundidad, desde la superficie, a la que se encuentra el nivel freático.

4.5.1. Cálculo de la profundidad del nivel freático e isopiezas

La profundidad del nivel freático (PF) o isopropfundidad se refiere a la profundidad a la que se encuentra el nivel de agua desde la superficie; se calculó en base a la columna de agua (CA) y la profundidad (P) de instalación de los piezómetros, ambos en unidades de centímetros.

$$PF = P - CA$$

Donde: PF indica la profundidad del nivel freático, P indica la profundidad de instalación del piezómetro (ver Tabla 1) y CA es la columna de agua calculada a partir de la compensación barométrica explicado en la sección anterior.

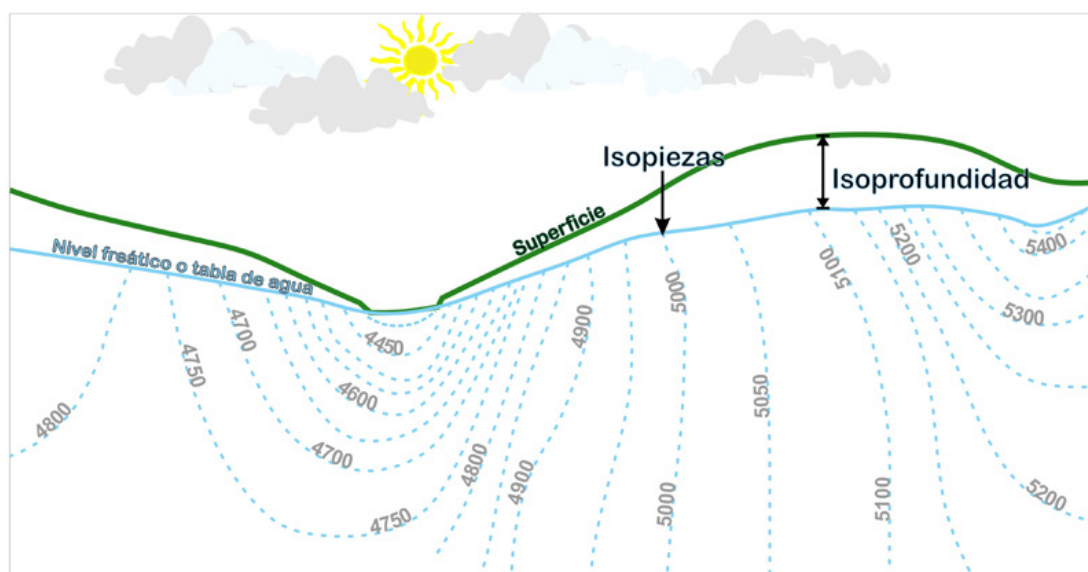


Figura 6. Esquema de isopropfundidad e isopiezas del área de estudio

Las cotas del nivel freático (IZ) o isopiezas indican la altitud del nivel freático. Esta variable se calculó como la diferencia entre la cota de la superficie del suelo (Z) del punto de instalación del pozo de observación (extraída a partir del MDS) y la profundidad del nivel freático (PF) (Tagne et al., 2023), considerando unidades métricas.

$$IZ = Z - PF$$

Donde: IZ indica la cota del nivel freático, Z la cota superficial de la elevación topográfica tomado del MDS del levantamiento topográfico mediante vuelos de fotogrametría y PF la profundidad del nivel freático calculado anteriormente.

Los cálculos anteriores se realizaron a nivel horario desde el 16/03/2021 al 15/09/2023 y fueron procesados mediante el software R versión 4.2.2 y almacenado en una base de datos mediante el software Hydraccess 6.1, a partir del cual se generaron promedios mínimos y máximos, tanto a nivel diario como mensual.

Para conocer la variabilidad espacial de los datos de temperatura del agua registrado por los Levellogger, y los cálculos de isoprofundidad e isopiezas, se utilizó interpolaciones geoestadísticas con los métodos Inverse Distance Weighting (IDW) y Kriging. Un punto importante a considerar es que los términos de isoprofundidad e isopiezas hacen referencia a isolíneas de representación cartográfica bidimensional.

4.6. Estimación de parámetros hidrogeológicos

4.6.1. Conductividad hidráulica

Se determinó mediante el método de barreno propuesto por Auger Hule, introducido por Diserens (1934) y mejorado por Hooghoudt (1936) y Ernst (1950) (Salgado S., n.d.). Este método se aplica con nivel freático presente, considera ciertas condiciones como: 1) el nivel freático alrededor del pozo no desciende cuando se extrae el agua fuera de él, lo cual se cumple en un periodo de tiempo; y 2) el agua fluye horizontalmente hacia los lados del pozo y verticalmente hacia arriba a través del fondo del pozo (Gupta S.K., 2019).

Para la aplicación de este método en campo, se realizó una perforación con un barreno metálico diseñado y construido para este propósito, de 10 cm de diámetro y una profundidad de 80 cm, aproximadamente. Cuando el agua dentro del pozo alcanzó el equilibrio estático, se extrajo parte del agua con el uso de una bomba manual para producir una diferencia entre el nivel del agua dentro del pozo y la del entorno (Salgado S., n.d.). Los incrementos del nivel de agua se midieron cada 1 segundo mediante el uso de un registrador de presión absoluta de marca Solinst Levellogger, modelo 3001, el cual debe estar introducido en el pozo perfectamente vertical para una mayor precisión. Es importante que la medición comience cuando el agua dentro del pozo se encuentra en equilibrio estático con la del entorno, realizar el abatimiento descrito y finalizar cuando se encuentre nuevamente en equilibrio. Además, se realizó mediciones de la geometría del pozo y su ubicación geográfica mediante un GPS.

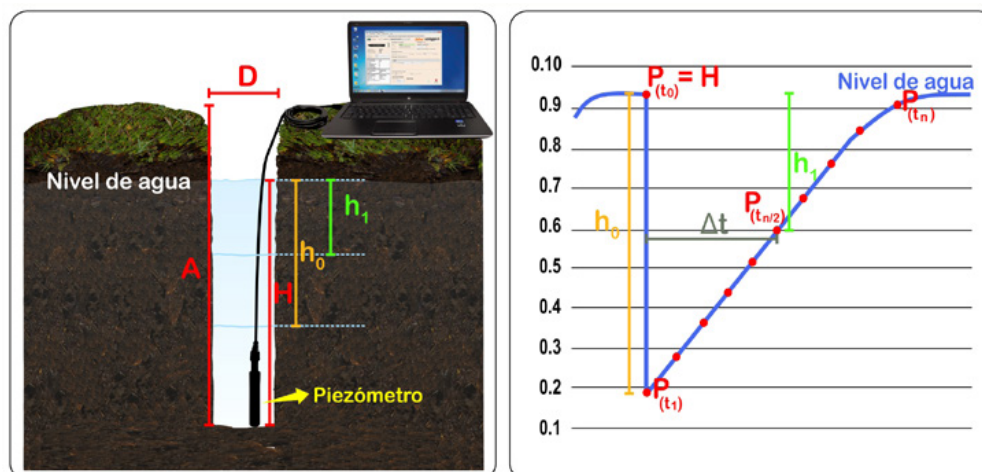


Figura 7. Esquema de medición de parámetros de campo de conductividad hidráulica

El conjunto de datos registrados por el piezómetro se compensó para obtener incrementos de columna de agua (CA), a partir del cual, se aplicó la ecuación de Hooghoudt's.

$$K_s = \frac{2.3 * r * S}{(2 * H + r) \Delta t} * \log \left(\frac{h_0}{h_1} \right)$$

Donde: K_s es la conductividad hidráulica saturada (m/día), D es el diámetro del pozo a partir del cual se obtiene el radio r (m), S es un factor de geometría del pozo, h_0 es la distancia desde el nivel freático al nivel de agua en el pozo al tiempo t_0 (m), h_1 es la distancia desde el nivel freático al nivel de agua en el pozo al tiempo $t_{n/2}$ (m), H es la distancia desde el nivel freático al fondo del pozo (m), y Δt es el intervalo de tiempo entre t_0 hasta un $t_{n/2} \dots t_n$ antes del nivel freático.

S es un factor que depende de r , H y la profundidad del estrato impermeable superior a 0. El coeficiente 0,19 solo es válido si S está en unidades métricas.

$$S = \frac{r * H}{0.19}$$

Del esquema de medición (Figura 7) se identifican las siguientes variables:

$$P_{(t_0)} = H$$

$$h_0 = P_{(t_0)} - P_{(t_1)}$$

$$h_1 = P_{(t_0)} - P_{(t_{n/2..n})}$$

$$\Delta t = t_{n/2..n} - t_0$$

Donde: $P_{(t_n)}$ son las mediciones del incremento del nivel freático, en determinado intervalo de tiempo, debidamente compensados en unidades métricas.

4.6.2. Porosidad

La porosidad puede medirse experimentalmente de varias formas que varían en dificultad y costo, desde el picnómetro de gas y la tomografía hasta métodos más sencillos y menos costosos, como el desplazamiento de agua y la densidad (Whittington et al., 2021). Para este estudio se aplicó el método de porosidad volumétrica, que es el volumen de poros (espacios vacíos no ocupados por turba) dividido por el volumen total (Caldwell et al., 2006; Schulz & García, 2018; Whittington et al., 2021).

$$n = \frac{V_p}{V_t} * 100 \%$$

Considerando que V_s es el volumen de la parte sólida de la muestra, se tiene:

$$n = \frac{V_t - V_s}{V_t} * 100 \%$$

Donde: n es la porosidad total, V_p es el volumen de los poros, V_t es el volumen total de la muestra extraída mediante un volumen fácilmente calculable, y V_s es el volumen sólido de la turba.

En laboratorio, V_s puede ser determinado en base al volumen de un líquido (normalmente agua) necesario para llenar el volumen de los huecos de un recipiente relleno de muestra de turba de volumen conocido (Whittington et al., 2021).

4.6.3. Rendimiento específico (Sy)

Se utilizó la metodología de fluctuación del nivel freático (WTF) que se basa en la aplicación de la ecuación del ítem 3.7, donde debe cumplirse el supuesto de que el tiempo entre el inicio de un evento de lluvia y el pico en la respuesta del nivel freático es lo suficientemente corto como para que la evapotranspiración sea mínima, el perfil de humedad de la turba esté siempre cerca del equilibrio y el cambio en el almacenamiento de agua, debido a los flujos laterales, sea relativamente pequeño durante un evento de lluvia (Borgault et al., 2017).

Según Schut & Westbrook (2022), la precipitación debe cumplir tres criterios para su consideración como evento de lluvia, de acuerdo con su magnitud, momento, intensidad y duración. El primer criterio es que un evento de lluvia debe ser ≥ 3 mm (para que haya suficiente precipitación para filtrarse a la capa freática) y estar separado de otro evento de lluvia, por lo menos, en 8 horas. El segundo criterio es que el evento de lluvia debe procurar una respuesta ≥ 10 mm en el nivel freático; y el tercer criterio es que la profundidad del nivel freático (WTD) debe haber estado por debajo de la superficie durante un evento de lluvia.

Para el cálculo de ΔWT se requiere WTD inicial y máximo para cada evento de lluvia, donde el WTD inicial se establece antes de cada evento de lluvia y el WTD máximo dentro del rango del evento de lluvia.

$$\Delta WT = WTD_{\text{máx}} - WTD_{\text{inicial}}$$

Para obtener un valor máximo aproximado de Sy se utilizó un método gráfico, que consistió en representar en un sistema de ejes de coordenadas (incrementos en ordenadas y precipitación en abscisas) toda la recarga provocada por uno o más eventos de precipitación, siempre y cuando estos causen un aumento continuo en el nivel del agua subterránea. La inversa de la pendiente de la recta envolvente es el valor máximo de Sy (Varni, 2013).

4.7. Caracterización de la vegetación

Esta actividad consistió básicamente en la determinación de la condición del bofedal en estudio. Como primer paso, se hizo un análisis de interpretación visual de un orto mosaico obtenido con el uso de un dron, que permitió discriminar mediante colorimetría y variación textural diferentes capas informacionales y luego elaborar mapas temáticos. Como segundo paso, se realizó una evaluación más detallada, teniendo como base conceptual la metodología propuesta en la Guía de evaluación del estado del ecosistema bofedal, publicada el 2019, por el MINAM. Como tercer y último paso, se integró toda la información mediante un modelo SIG construido particularmente para este fin por la Dirección de Investigación en Ecosistemas de Montaña (DIEM) del INAIGEM, aplicando un Análisis de Decisiones Multicriterio (ADMC) y el desarrollo de un Proceso Analítico Jerárquico (AHP), con lo que se obtuvo 3 niveles de condición del ecosistema del bofedal: bueno, regular y malo. Estos resultados han permitido establecer la superficie exacta donde se podrían realizar intervenciones de restauración.

4.8. Estudio geofísico mediante sondeo eléctrico vertical

Esta actividad se realizó en trabajo conjunto entre la subdirección de Riesgos Asociados a Glaciares (SDRAG) y la subdirección de Investigación e Innovación para la Sostenibilidad de Ecosistemas de Montaña (SDIISEM) del INAIGEM, con el objetivo de determinar las características resistivas del perfil del bofedal, mediante el método de sondajes eléctricos verticales (SEV). Para ello, se realizaron (08) ensayos prospectivos de Sondaje Eléctrico Vertical (SEV), ubicados estratégicamente cerca a los piezómetros instalados en el área de estudio. Este estudio, a través del método geofísico de SEV, permitió conocer el perfil litológico de los materiales que conforman el bofedal, así como la profundidad entre el material orgánico y el basamento rocoso.

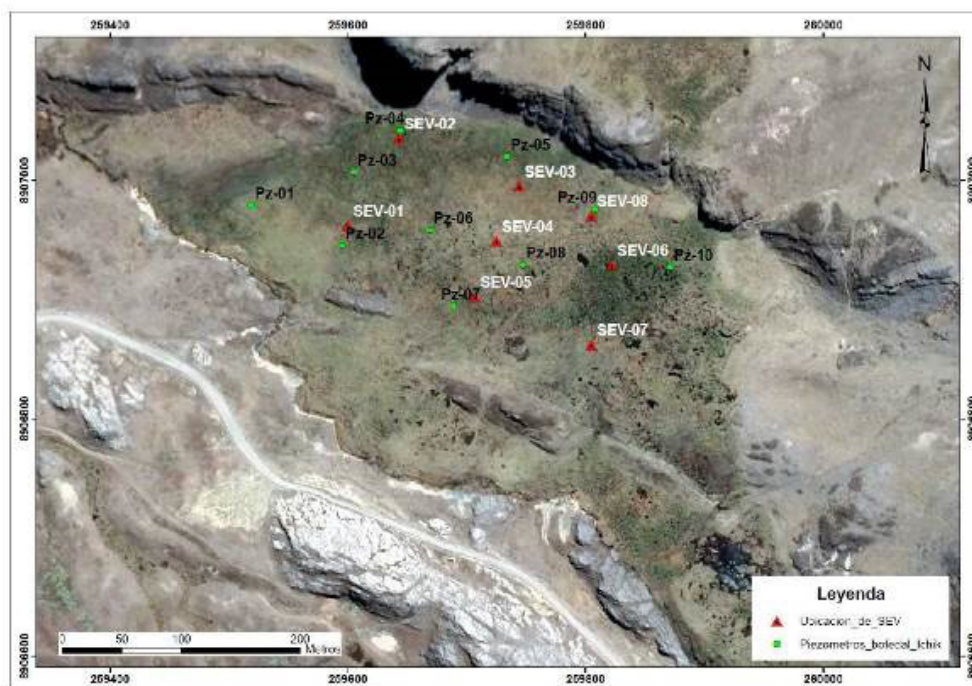


Figura 8. Ubicación de los puntos de sondaje eléctrico vertical

El equipo para la ejecución de los Sondajes Eléctricos Verticales consistió básicamente en un resistivímetro RM1 (PASI) y una unidad de transmisores P200 (PASI).



Figura 9. Conexión de equipo PASI (transmisor y receptor)

5. RESULTADOS

5.1. Condiciones climáticas del área de estudio

5.1.1. Precipitación

Se delimitó el comportamiento estacional de la precipitación considerando lo mencionado por Wunderlich et al. (2023), pero, modificando el umbral de precipitación adaptado a las condiciones del área de estudio. Se consideró, para estación seca, el periodo de 15 días en el cual la precipitación acumulada se mantiene por debajo de 20 mm, y para estación húmeda, el periodo en el que la precipitación es mayor a 20 mm. De acuerdo con el criterio descrito, se delimitó dos periodos de estación seca, el primero del 20/05/2022 al 2/09/2022 y el segundo del 15/05/2023 al 11/09/2023; además de un periodo corto que va del 17/10/2022 al 15/11/2022. En general, según el registro de datos se puede afirmar que la estación seca inicia a mediados de mayo y culmina la primera semana de setiembre, y la estación húmeda se consideraría al periodo no ocupado por la estación seca.

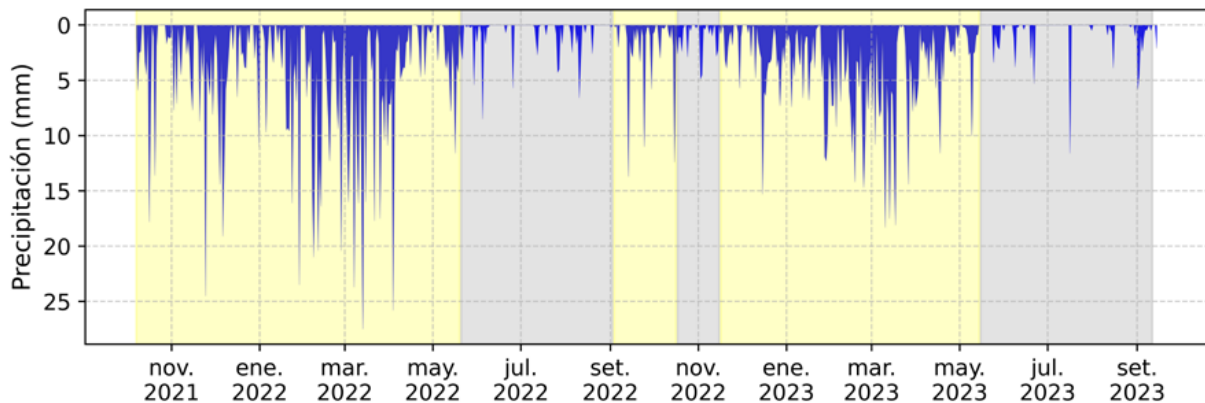


Figura 10. Estacionalidad de la precipitación, serie temporal a nivel diario.
Las bandas amarillas muestran las estaciones húmedas y las bandas grises, las estaciones secas

Para el periodo de estudio, la precipitación acumulada total fue de 1890,9 mm. En la estación húmeda se registró 994,8 mm durante el periodo del 07/10/2021 al 19/05/2022 y 768,4 mm durante el periodo del 02/09/2022 al 14/05/2023. La precipitación mínima mensual de 7 mm se produjo en agosto del 2023 y la máxima mensual de 254,8 mm, en marzo del 2022. A nivel diario, la precipitación máxima fue de 27,5 mm que ocurrió el 13/03/2022.

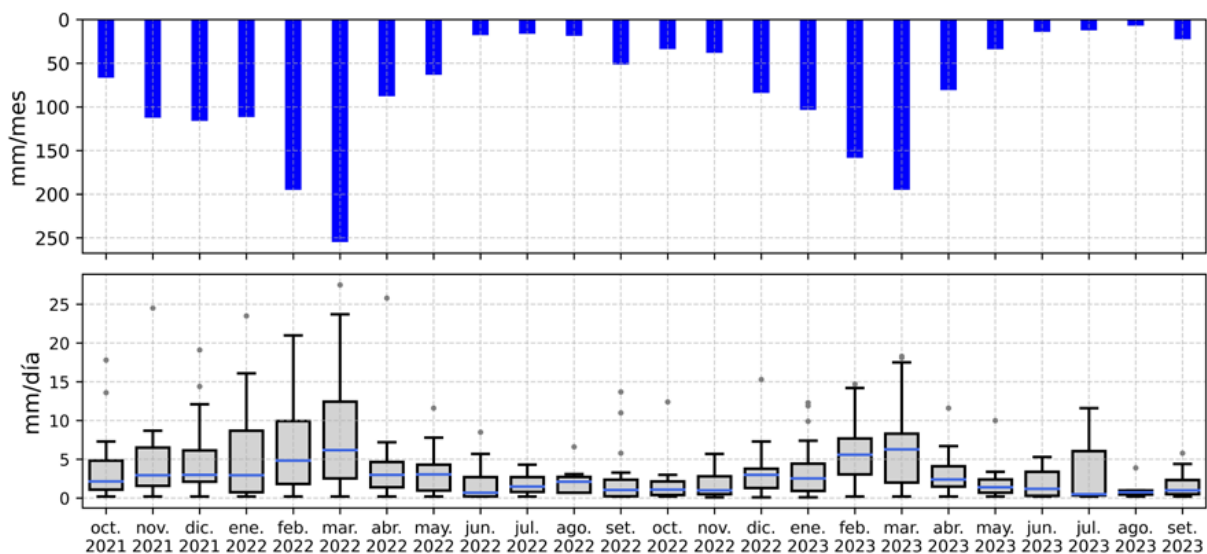


Figura 11. Precipitación acumulada mensual y distribución de precipitación diaria a nivel mensual

5.1.2. Temperatura

Para el periodo de registro, la temperatura promedio fue de 6,1 °C, mientras que la temperatura promedio mínima de 3,3 °C y la temperatura promedio máxima de 10,8 °C. A nivel mensual, la temperatura media más baja fue de 2,94 °C en el mes de enero del 2023 y la temperatura media más alta de 7,18 °C en el mes de octubre del 2021. A nivel diario, la temperatura media más baja fue de 0,88 °C ocurrido el 01/01/23 y la temperatura media más alta de 9,88 °C ocurrido el 18/08/23. Por otro lado, la temperatura mínima más baja fue de -3,80 °C ocurrido el 02/12/22 y la temperatura mínima más alta de 6 °C ocurrido el 18/08/23; la temperatura máxima más baja fue de 2 °C ocurrido el 01/01/23 y la temperatura máxima más alta de 17,20 °C ocurrido el 06/07/23.

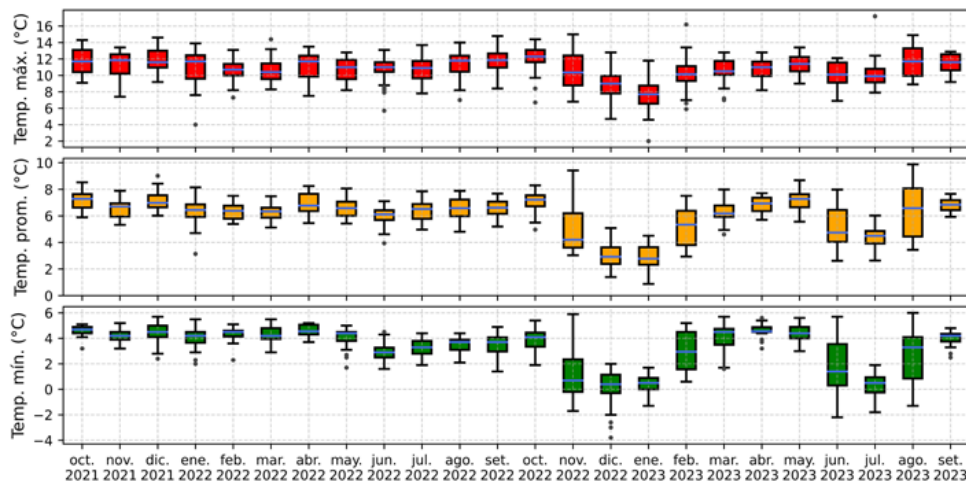


Figura 12. Distribución de temperatura mínima, promedio y máxima diaria a nivel mensual

5.1.3. Humedad relativa

Se tiene datos promedios diarios y mensuales. Para el periodo de registro, la HR promedio fue de 70,2 %. A nivel mensual, la HR promedio más baja fue de 42,62 % en el mes de enero del 2023 y la HR promedio más alta de 90,14 % en el mes de marzo del 2022. A nivel diario, la HR promedio más baja fue de 19,58 % ocurrido el 29/07/23 y la HR promedio más alta de 99,25 % ocurrido el 15/03/23.

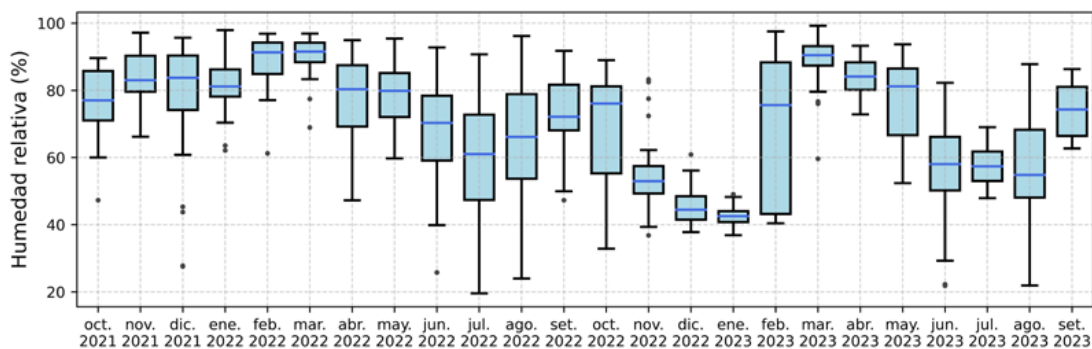


Figura 13. Distribución de humedad relativa diaria a nivel mensual

5.2. Caracterización de parámetros fisicoquímicos de suelo y agua

En términos generales, las muestras de suelo han sido categorizadas como material orgánico, a excepción de la muestra de Pz-02. La caracterización se realizó para 7 puntos del bofedal. Del análisis de laboratorio se tiene un valor de pH promedio de 5,87 (sd: ± 0.51), que indica «suelos» medianamente ácidos. También se obtuvo un valor mínimo de pH de 4,96 en el Pz-02 y un pH máximo de 6,33 en el Pz-01. La conductividad eléctrica promedio fue 398,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (sd: ± 307.3), con un valor mínimo de 20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el Pz-02 y un valor máximo de 960 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en el Pz-01. Por otro lado, se obtuvo un valor promedio de 67,5 % de materia orgánica (M.O.) (sd: ± 21.58), teniendo un valor mínimo de 22,3 % M.O. en el Pz-02 y un valor máximo de 82,81 % M.O. en el Pz-05.

Respecto a los parámetros fisicoquímicos del agua (pH, conductividad eléctrica y oxígeno disuelto) se realizaron 2 mediciones, una en agosto y otra en diciembre del 2023. Las mediciones realizadas en el mes de agosto se realizaron en 8 puntos, cuya ubicación y resultados se muestran en la Figura 14.

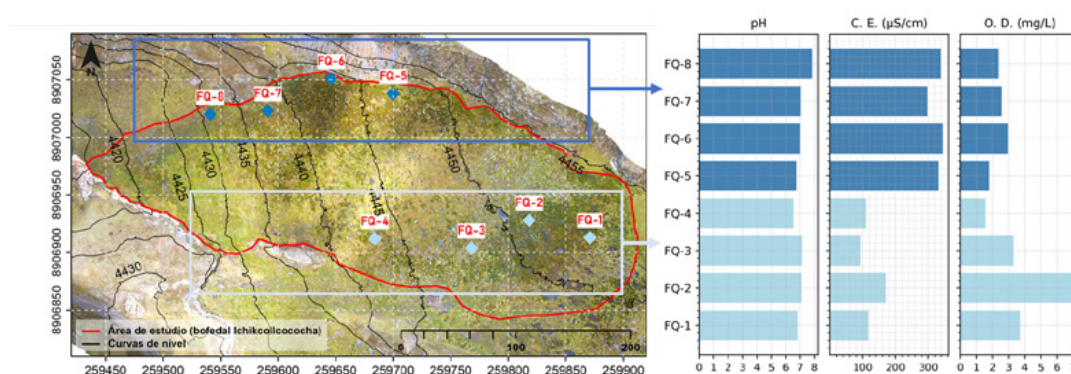


Figura 14. Primera medición de parámetros fisicoquímicos en agosto del 2023

Las mediciones desarrolladas en diciembre se realizaron en 20 puntos distribuidos en toda el área de estudio. El pH promedio fue de 7,2 (sd: ± 0.34) con un mínimo de 6,6, correspondiente al punto FQ-01 y un máximo de 7,92 en el punto FQ-05. La conductividad eléctrica promedio fue de 124,4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (sd: ± 55.2), variando de 66 $\mu\text{S}/\text{cm}$ correspondiente al valor mínimo en el punto FQ-09 a 236 $\mu\text{S}/\text{cm}$ como valor máximo en el punto FQ-12. El oxígeno disuelto promedio fue de 3,4 mg/L (sd: ± 1.2), variando de 1,6 mg/L correspondiente al valor mínimo en el punto FQ-05 a 5.4 mg/L correspondiente al valor máximo en el punto FQ-12.

Tabla 2. Resultados de parámetros fisicoquímicos de la medición en diciembre del 2023

Código	pH	OD (mg/L)	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
FQ-01	6,6	1,72	115
FQ-02	6,9	2,28	125
FQ-03	7,13	2,65	133
FQ-04	7,55	5,4	73
FQ-05	7,92	1,65	141
FQ-06	7,12	4,02	72
FQ-07	7,12	2,23	72
FQ-08	7,13	4,09	72
FQ-09	6,98	3,38	66
FQ-10	6,76	2,6	99
FQ-11	7,1	2,72	217
FQ-12	7,59	5,43	236
FQ-13	7,45	3,52	150
FQ-14	6,8	2,1	99

FQ-15	6,98	3,46	95
FQ-16	7,07	3,68	109
FQ-17	7,3	4,86	225
FQ-18	7,5	4,3	206
FQ-19	7,6	5,08	95
FQ-20	7,55	4,03	87

En la Figura 15, se muestra la variabilidad espacial de los parámetros fisicoquímicos del agua medidos en campo, mostrados mediante líneas de isoconcentración con datos de los resultados del monitoreo del mes de diciembre. Se puede observar que pH ligeramente alcalinos se asocian a CE más altas en puntos cercanos al límite con afloramientos rocosos del lado norte del bofedal, y también coincide con mayor presencia de cojines de *Distichia muscoides*. El oxígeno disuelto por su parte, aumenta en su concentración siguiendo una dirección este a noroeste y a favor de la pendiente.

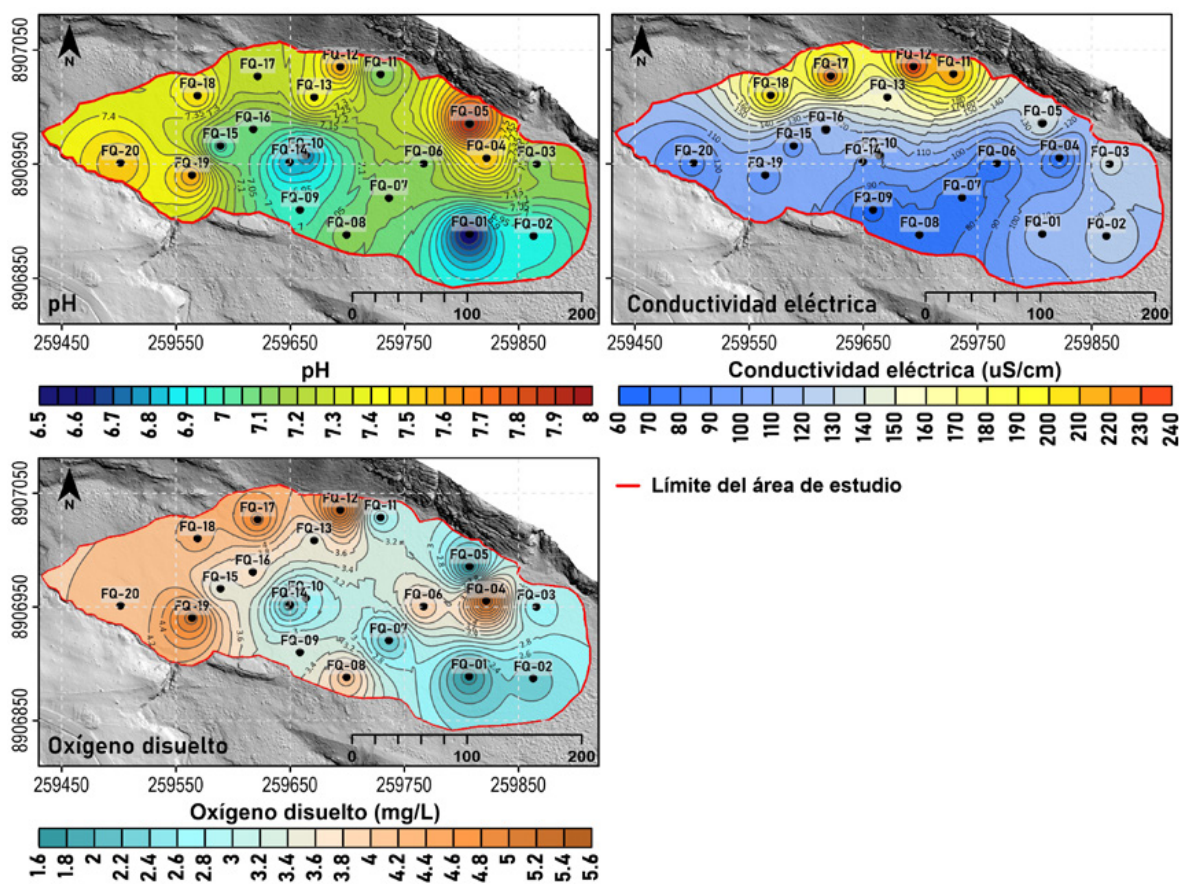


Figura 15. Variabilidad espacial de parámetros fisicoquímicos (pH, conductividad eléctrica y oxígeno disuelto)

5.3. Evaluación de la condición del bofedal

La metodología utilizada para evaluar la condición del bofedal se basó en el trabajo de campo, teniendo como base la *Guía de evaluación del estado del ecosistema de bofedal* (MINAM, 2019), y su posterior integración a la información hidrológica en un Sistema de Información Geográfica (SIG) y Análisis de Decisiones Multicriterio (ADMC). Como resultado se obtuvo un mapa de la condición del bofedal según suelo, vegetación e hidrología (Figura 16).

Se estimó que el 52,47 % del bofedal (3,28 ha) presenta condición regular, con menor cantidad de *Distichia muscoides* y moderada a muy rápida conductividad hidráulica. El 17,08 % que representa 1,07 ha, presentó condición mala, con una formación vegetal con dominancia de gramíneas y graminoides y conductividad hidráulica entre lenta a muy rápida. El resto del área (1,90 ha) se considera con condición buena. Detalles de cada una de las categorías se pueden ver en la Tabla 3.

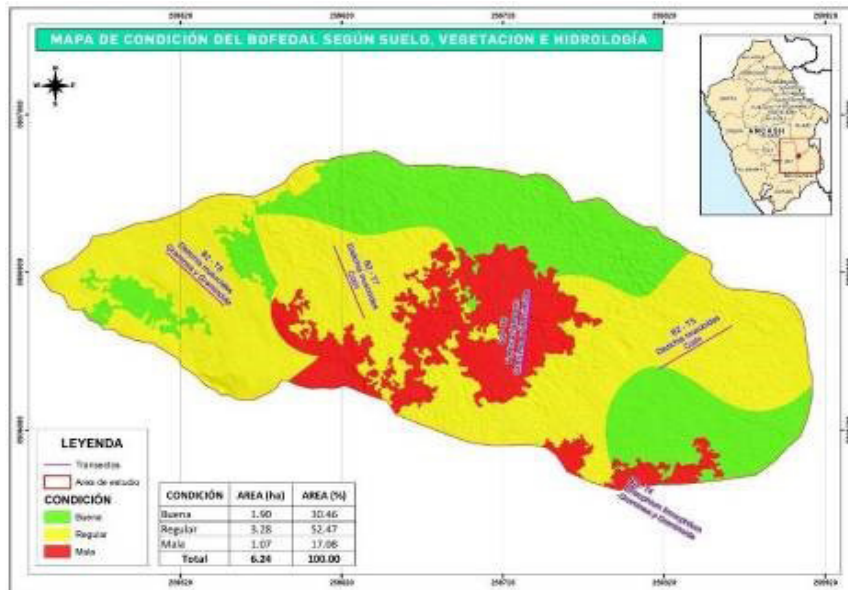


Figura 16. Mapa de condición del bofedal según suelo, vegetación e hidrología

Tabla 3. Descripción detallada de la condición del bofedal

BUENA	<p>Bofedal con napa freática en temporada seca de 68 a 91 cm Profundidad de turba de 75 a 100 cm Densidad aparente de 0,087 a 0,104 gr/cm³ Materia orgánica de 96 a 97,45 % Carbono total de 43,63 a 52,89 t/ha Cobertura vegetal de 75,08 a 78,58 % Riqueza total de 20 a 21 especies Promedio de cantidad de especies de <i>Distichia muscoides</i> de 40 a 48,5 Especies nativas de 48,5 a 50 % Especie dominante: <i>Distichia muscoides</i> Formación vegetal: cojín Conductividad hidráulica entre rápida a muy rápida de 3 a >5 m/día, respectivamente Piezómetros de 27,7 a >50 cm</p>
REGULAR	<p>Bofedal con napa freática en temporada seca de 65 a 91 cm Profundidad de turba de 75 a 100 cm Densidad aparente de 0,087 a 0,104 gr/cm³ Materia orgánica de 96 a 97,45 % Carbono total de 49,92 a 50,67 t/ha Cobertura vegetal de 75,08 a 92 % Riqueza total de 13 a 21 especies Promedio de cantidad de especies de <i>Distichia muscoides</i> de 23 a 48,5 Especies nativas de 28 a 50 % Especie dominante: <i>Distichia muscoides</i> Formación vegetal: cojín y en menor proporción gramínea y graminoide Conductividad hidráulica entre moderada a muy rápida de 0.5 a >5 m/día, respectivamente Piezómetros de 27,7 a >50 cm</p>
MALA	<p>Bofedal con napa freática en temporada seca de 63 a 91 cm Profundidad de turba de 75 a 100 cm Densidad aparente de 0,088 a 0,116 gr/cm³ Materia orgánica de 87,56 a 97,45 % Carbono total de 41,82 a 52,95 t/ha Cobertura vegetal de 75,08 a 92 % Riqueza total de 13 a 23 especies Promedio de cantidad de especies de <i>Distichia muscoides</i> de 11 a 48,5 Especies nativas de 14,5 a 50 % Especies dominante: <i>Festuca rigescens</i>, <i>Oritrophium limnophilum</i>, <i>Distichia muscoides</i> Formación vegetal: gramínea y graminoide Conductividad hidráulica entre lenta a muy rápida de 0.23 a >5 m/día, respectivamente Piezómetros de 27,7 a >50 cm</p>

5.4. Caracterización hidrológica

5.4.1. Variación de la profundidad del nivel freático

Las observaciones del nivel freático brindan información sobre el comportamiento del agua subterránea a lo largo del tiempo y su relación con la estacionalidad de los eventos de precipitación. Las fluctuaciones del nivel freático en los pozos de observación (piezómetros) siguen un patrón estacional dependiente de la intensidad y frecuencia de la precipitación. En el área de estudio, durante la etapa de evaluación, los niveles máximos (cercano a la superficie) del nivel freático se presentaron en el mes de marzo (época húmeda) y los niveles mínimos (más bajos o profundos) correspondieron a setiembre (época seca).

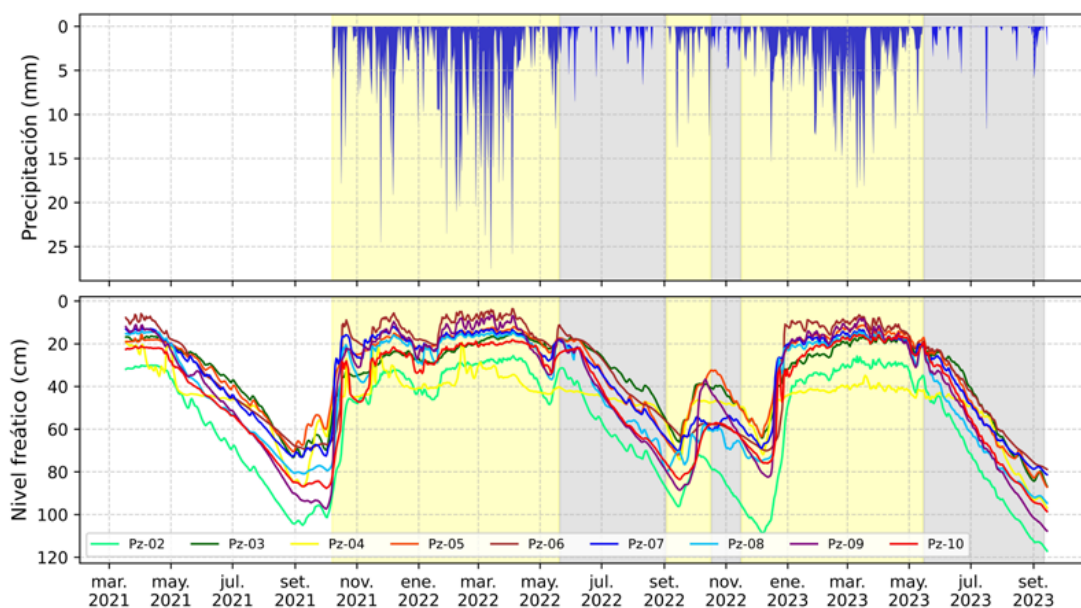


Figura 16. Serie de tiempo de las fluctuaciones de nivel freático medidos en pozos de observación

En la Figura 17, se observa la variabilidad del promedio de los niveles máximos ocurridos en el mes de marzo (época húmeda, color azul) y los niveles mínimos ocurridos en el mes de setiembre (época seca, color celeste). Estos varían respectivamente de 8,13 cm (Pz-06; sd: $\pm 2,04$ cm) a 33,14 cm (Pz-04; sd: $\pm 6,8$ cm) con promedio de 18,22 cm (sd: $\pm 8,12$ cm), y, de 65,1 cm (Pz-05; sd: $\pm 10,87$ cm) a 98,2 cm (Pz-02; sd: $\pm 10,21$ cm) con promedio de 77,16 cm (sd: $\pm 14,75$ cm).

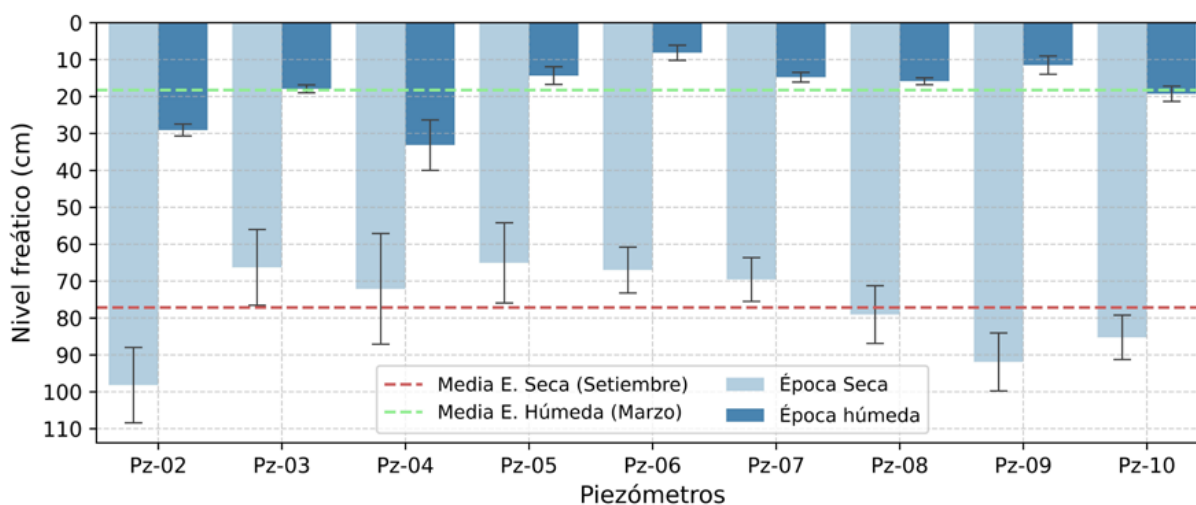


Figura 17. Variación de niveles freáticos en pozos de observación según época seca y húmeda

Una de las hipótesis iniciales del monitoreo de niveles piezométricos fue plantear que existía una relación directa entre los niveles freáticos más bajos con la condición del bofedal de la categoría «mala», y los más altos con condiciones «buena» y «regular». Como se puede apreciar en la Figura 17, donde se observan los niveles freáticos promedio registrados en los pozos de observación, en términos generales esta relación no existe, o aún no es evidente bajo las condiciones actuales del bofedal. Esto lleva a plantear otra interrogante, cuál es el punto de degradación que podría condicionar esta relación entre degradación y niveles freáticos bajos, que, claramente, aún no se da o está en proceso de ocurrir en el bofedal en estudio. Un monitoreo a largo plazo ayudará a entender este proceso.

A la variabilidad espacial del nivel freático se le denomina como isoprofundidad, es importante porque muestra la dinámica espacial de la fluctuación del nivel freático en un tiempo determinado. Para ello, se realizaron mapas de isoprofundidad a nivel mensual, pero, por la gran cantidad de información, solamente se muestra el promedio de los niveles más bajos ocurridos en el mes de setiembre (época seca) y los niveles máximos, cercanos a la superficie, ocurridos en el mes de marzo (época húmeda). En la Figura 18, se muestra esa variabilidad existente en el área de estudio.

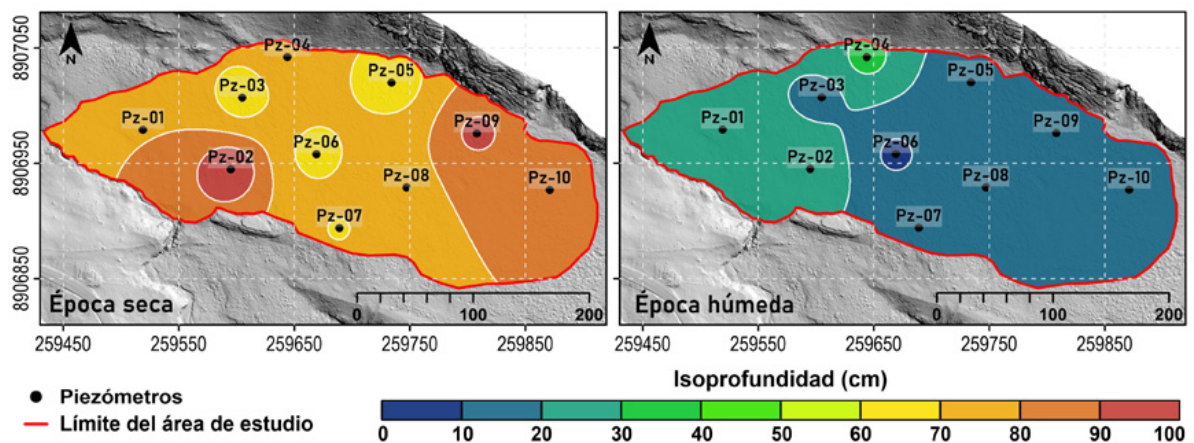


Figura 18. Variabilidad espacial de nivel freático (isoprofundidad) del área de estudio

5.4.2. Variación del nivel estático

Las cotas del nivel freático o nivel estático del agua están estrechamente relacionadas con la topografía del área de estudio. Para una mayor representatividad de las interpolaciones y especialización de esta variable, se consideró dos puntos más en el modelo (A y B), a los cuales se les calculó las cotas del nivel freático de manera indirecta a partir de valores de isoprofundidad. Se consideró el promedio de las cotas más bajas ocurridas en el mes de setiembre (época seca) y las cotas máximas del mes de marzo (época húmeda). Los resultados variaron de 4752,7 m s. n. m. (B) a 4784,6 m s. n. m. (Pz-09) con promedio de nivel estático de 4773,8 m s. n. m. (sd: $\pm 10,23$ m) para el periodo de época seca; y, de 4753,3 m s. n. m. (B) a 4785,4 m s. n. m. (Pz-09) con promedio de 4774,5 m s. n. m. (sd: $\pm 10,26$ m) para el periodo de época húmeda. Presenta una amplitud de variación de 32 m entre la parte este a noroeste en ambos periodos. La variabilidad espacial se presenta en la Figura 19.

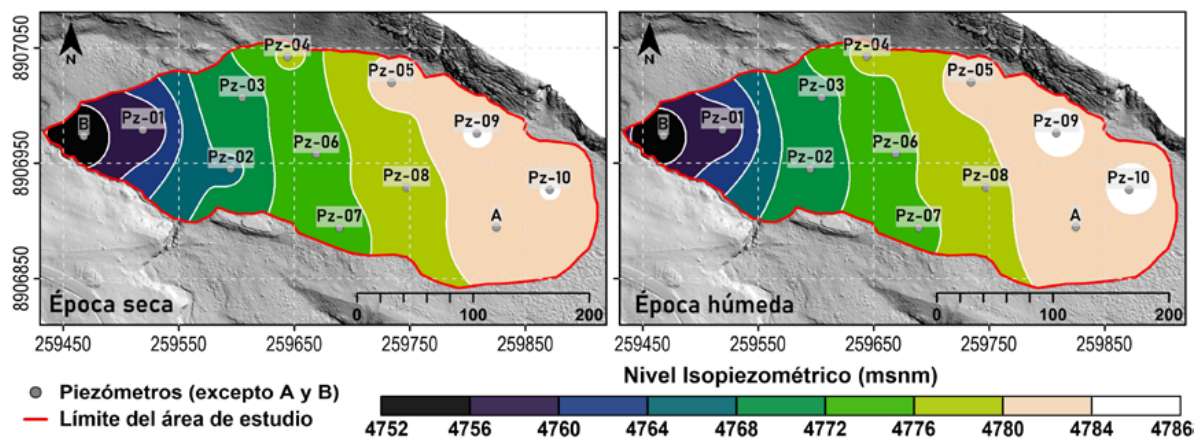


Figura 19. Variabilidad espacial de nivel estático (isopiezas) del área de estudio

5.5. Determinación de parámetros hidrogeológicos

5.5.1. Relación conductividad hidráulica (K_s) y porosidad (n)

Se realizó una evaluación de conductividad hidráulica y porosidad en diciembre del 2023. Respecto a la K_s , los resultados varían de 1,8 m/día a 12,7 m/día, con un promedio de 7,6 m/día (sd: ± 4.0 m/día); el valor mínimo corresponde al punto CH01 y el valor máximo a los puntos CH07 y CH10, según se puede observar en la Figura 20.

Las mediciones de n se realizaron en 11 puntos, 3 de ellos no pudieron ser evaluados por problemas con el procesamiento de la muestra de turba en el laboratorio. La n promedio fue de 84 % (sd: $\pm 4,3\%$), con un mínimo de 77 % correspondiente al punto CH-05 y CH-10 y, un máximo de 88,5 % en los puntos CH-04, CH-08, CH-09 y CH-14. En la Tabla 4, se muestran los resultados de las pruebas de conductividad hidráulica y porosidad.

Tabla 4. Resultados de K_s y n , diciembre del 2023

Código	A (cm)	$P_{(t_0)}$	H	$P_{(t_1)}$	$P_{(t_2)}$	Δt	h_0	h_1	S	$K_{s(\Delta t)}$ (m/día)	$K_{s(prom)}$ (m/día)	Porosidad (%)
CH-01	87	73,53	45,08	71,08	696,00	28,45	2,45	1838,25	1,75	1,8		
CH-02	82	77,94	58,62	70,64	120,00	19,32	7,30	1948,50	4,03	2,79		
CH-03	100	90,03	84,91	87,22	159,00	5,12	2,81	2250,75	1,88	1,22		
CH-04	71	61,00	46,25	53,99	22,00	14,75	7,01	1525,00	16,68	10,21	88,52	
CH-05	80	74,77	49,82	61,90	28,00	24,95	12,87	1869,25	11,74	10,07	77,05	
CH-06	85	83,62	44,63	63,78	60,00	38,99	19,84	2090,50	5,61	5,66	82,78	
CH-07	51	36,03	18,52	27,55	22,00	17,51	8,48	900,75	15,84	12,69	85,08	
CH-08	67	60,51	39,20	53,72	55,00	21,31	6,79	1512,75	10,25	9,83	88,52	
CH-09	60	51,45	25,07	41,21	54,00	26,38	10,24	1286,25	8,58	10,81	88,52	
CH-10	30	25,43	17,57	22,43	39,00	7,86	3,00	635,75	11,57	12,64	77,05	
CH-11	62	52,12	29,58	46,49	65,00	22,54	5,63	1303,00	10,46	8,66	82,78	
CH-12	41	32,93	11,18	23,53	60,00	21,75	9,40	823,25	6,68	7,47	82,78	
CH-13	44	41,81	22,34	32,10	73,00	19,47	9,71	1045,25	4,62	4,41	82,78	
CH-14												88,52

La variación espacial de la conductividad hidráulica es altamente heterogénea, presenta valores altos en la zona centro del bofedal y disminuye hacia el sureste y noroeste. Aunque es una medida mixta de sus componentes vertical y horizontal (medido como máximo a un metro de profundidad), predomina el flujo lateral acorde con el gradiente hidráulico y la predominancia de la dirección de flujo (Figuras 21 y 22). Existe también cierta coincidencia espacial entre la zona con mayor K_s y n que evidencia la relación directa entre estas variables. En la Figura 20 se puede ver la distribución espacial de la K_s y la n .

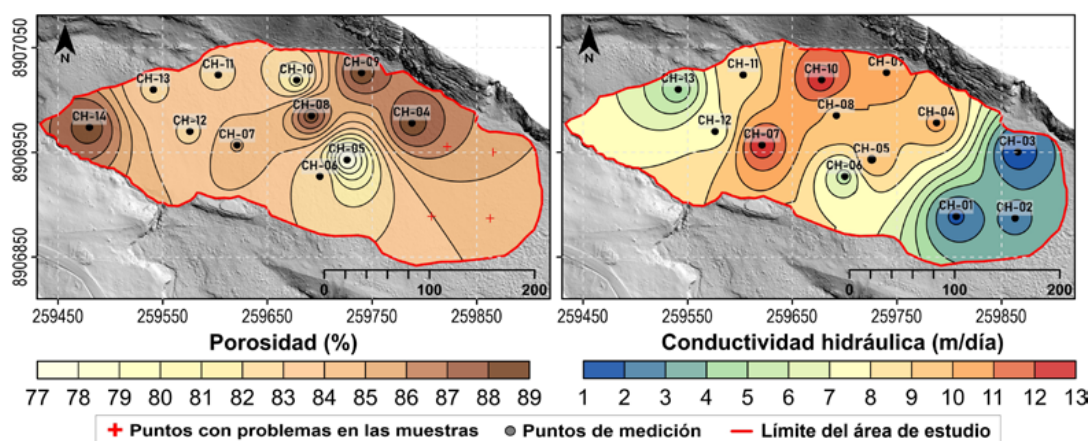


Figura 20. Variabilidad espacial de conductividad hidráulica del área de estudio

La medición de la conductividad hidráulica en un cambio de tiempo (Δt) es una medición a una profundidad puntual y varía en el perfil del pozo.

En términos generales, se observaron valores más altos de K_s en las capas superficiales con menor grado de descomposición de turba (hasta los 80 cm de profundidad). En las capas más profundas (mayores a 80 cm) los valores de K_s disminuyeron, esto se puede atribuir a la mayor descomposición y la consecuente reducción del espacio poroso por donde puede fluir el agua.

Es importante mencionar que, si bien la K_s y la n tienen una relación directa y estas dos una relación indirecta con el grado de descomposición de la turba, no son los únicos factores que condicionan cómo se mueve el agua, también existe una influencia del gradiente hidráulico, que, para el caso del bofedal en estudio, varía en su extensión como se puede ver en la Figura 21.

5.5.2. Gradiente hidráulico

El mapa de la Figura 21 representa la pendiente del nivel freático o fuerza impulsora de la velocidad de filtración. El gradiente hidráulico promedio en el bofedal fue de 0,08 m/m (sd: $\pm 0,03$ m/m), variando de 0,03 a 0,16 m/m, que expresa el cambio en el nivel del agua por unidad de distancia.

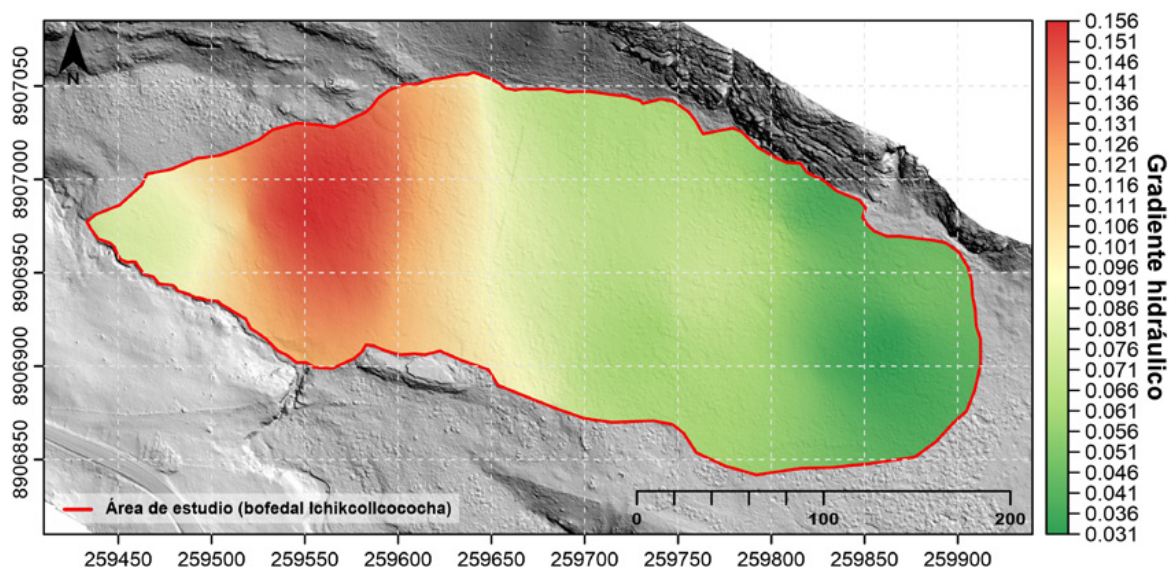


Figura 21. Variabilidad espacial de gradiente hidráulico del área de estudio

5.5.3. Estimación de la dirección de flujo y velocidad

La dirección de flujo se estimó con los registros piezométricos de niveles estáticos y líneas equipotenciales, a partir de las interpolaciones promedio para las épocas seca (setiembre) y húmeda (marzo). Se observa que la dirección predominante de flujo es influenciada por la topografía del área de estudio, donde las líneas equipotenciales son prácticamente paralelas a las curvas de nivel topográfico, tanto en época húmeda como seca, predominando un flujo en dirección noreste hacia sureste.

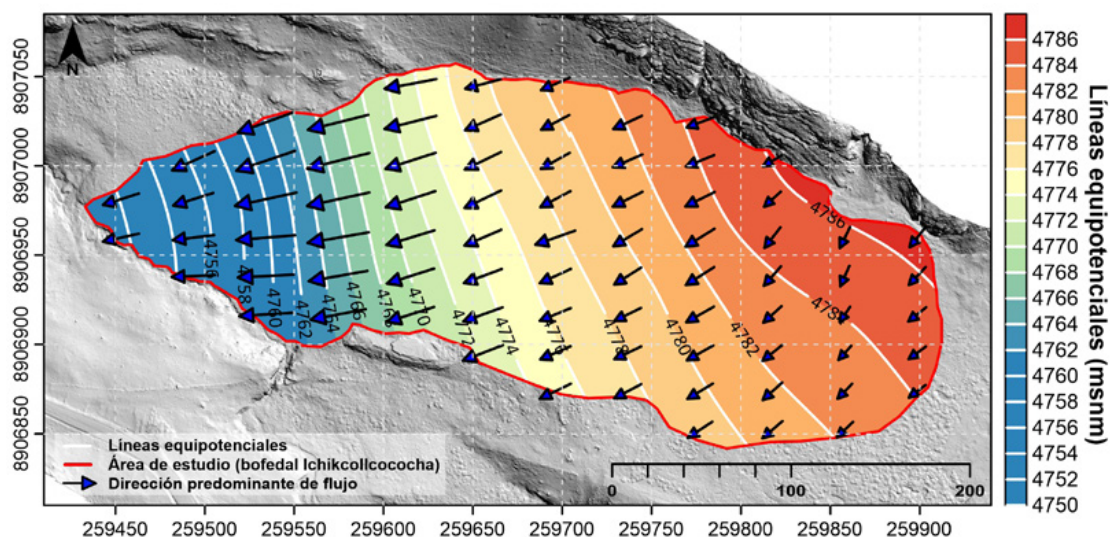


Figura 22. Dirección de flujo predominante del área de estudio

La velocidad de flujo promedio fue de 0,78 m/día (sd: $\pm 0,43$ m/día), variando de 0,06 a 1,7 m/día. Este movimiento se refiere al movimiento del agua, considerando principalmente la matriz de los poros ($n \approx n_e$) y la permeabilidad (K_s). Tomando como referencia la velocidad promedio, el tiempo que tomaría el agua en recorrer desde el centro de gravedad del área de estudio al cauce del río sería de, aproximadamente, 295 días. La velocidad puede variar en función de la profundidad de la turba, ya que, de acuerdo con su grado de descomposición, habrá un cambio en su porosidad, consecuentemente, distintos valores de conductividad hidráulica y velocidad. La variabilidad espacial de la velocidad de flujo hasta 1 m de profundidad se presenta en la Figura 23.

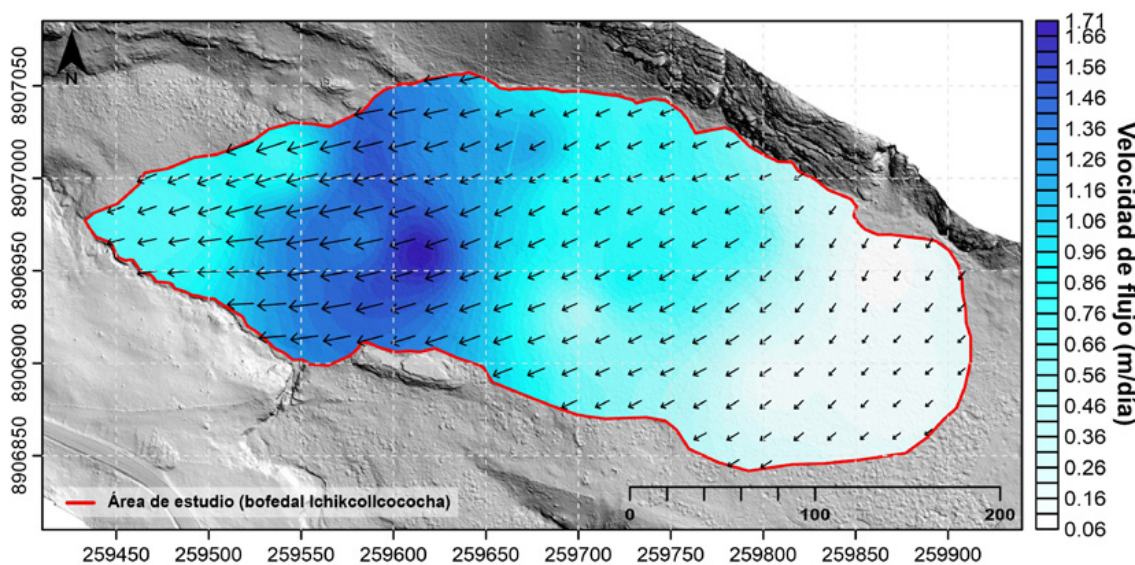


Figura 23. Variabilidad espacial de velocidad de flujo del área de estudio

5.5.4. Rendimiento específico (S_y)

El rendimiento específico representa el volumen de agua que ingresa a un sistema de agua subterránea por recarga (un aumento en el nivel freático) o se drena del sistema (disminución del nivel freático). El S_y estimado mediante el método WTF es de 9 % (Figura 24), lo cual indica que la respuesta del bofedal a un evento de lluvia es relativamente rápida (incremento del nivel freático), que puede estar condicionado también por una baja capacidad de drenaje.

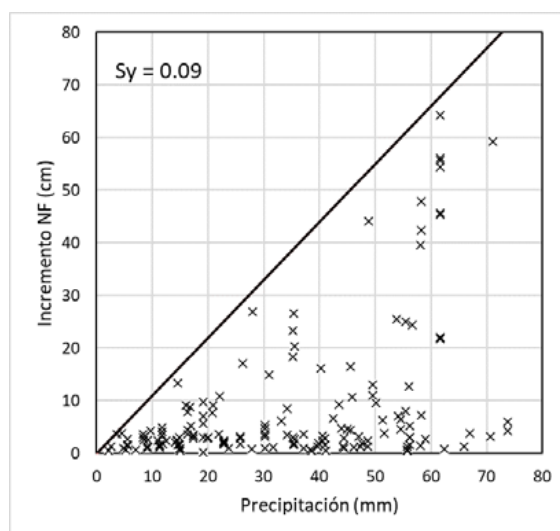


Figura 24. Variación del nivel freático como función de la precipitación

El S_y puede variar de 0,13 a 0,97 en la parte superior del depósito de turba, a 0,01 - 0,13 en el nivel de medición más bajo. S_y disminuye rápidamente con la profundidad dentro de, incluso, los 20 cm de la superficie de la turba, independientemente de la ubicación (Bourgault, 2017).

A una mayor profundidad del nivel freático se puede reducir la tasa de liberación de agua en una turbera (Goodbrand et al., 2019), lo que puede condicionar la reducción del caudal base en arroyos adyacentes. Esto, debido a que las características hidrofísicas de la turba cambian con la profundidad. La turba tiende a estar más comprimida y descompuesta, condiciones que conducen a una menor densidad aparente, capacidad de retención de agua y tasa de liberación de agua (Waddington et al., 2015).

El valor de S_y estimado se encuentra dentro de los valores esperados y acorde con el comportamiento piezométrico observado. Solamente el 9 % de un volumen de agua contenido en la turba puede ser drenado alcanzando el estrato gravo pedregoso de su base (Figura 26), como consecuencia de un descenso en el nivel freático.

5.6. Relación entre nivel freático y volumen

Existe una gran dependencia de las variaciones del nivel freático con el régimen pluviométrico del área de estudio. Esta situación define entre 3 y 5 meses en el cual el nivel freático se encuentra por debajo de 50 cm, periodo donde la capa de turba está expuesta a condiciones aeróbicas y sujeta a una descomposición más rápida de la materia orgánica. Esta descomposición reduce la porosidad y, consecuentemente, la conductividad hidráulica, que, sumado al sobrepastoreo, haría este proceso más acelerado, fomentando, por ejemplo, el reemplazo de *Distichia. muscoides* por otras especies que tendrían menor capacidad para acumular turba (Oyague, 2022).

Como se puede ver en la Figura 25, los niveles freáticos más bajos y el tiempo que permanecen en esta condición se ha venido incrementando año tras año; siendo el 2023, hasta el momento, el más crítico, asociado a una reducción de la precipitación de 226 mm en el periodo húmedo respecto al 2022. Toda esta situación podría estar generando una reducción en la tasa de formación de turba, y podría ocasionar que el sistema pase de uno que captura carbono a otro que emita de una manera muy drástica, los próximos años.

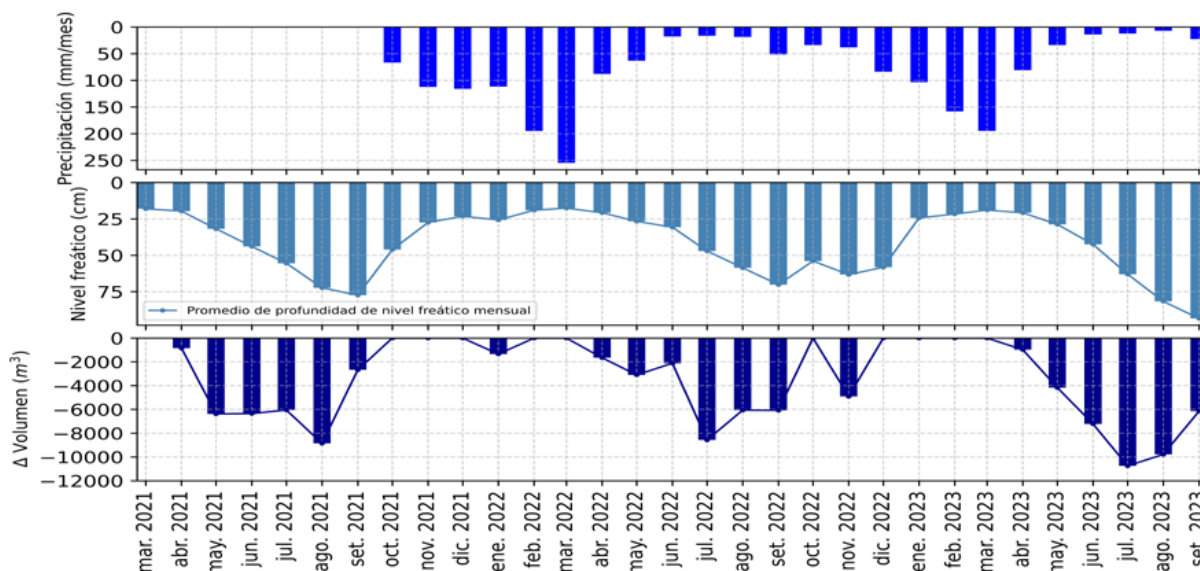


Figura 25. Relación entre la precipitación, nivel freático y volumen de agua del área de estudio

Se estimó la variación de los volúmenes negativos de agua del bofedal, calculado entre los límites máximos (cerca a la superficie) y mínimos (más profundos) del nivel estático a nivel mensual con una n_e de 84 %. Se ha podido evidenciar que, en promedio, los volúmenes negativos son del orden de 2021/-5,192, 2022/-4,598 y 2023/-6,507 m³ durante la época de estiaje, alcanzando un máximo de -10 748 m³ en julio del 2023, de igual manera, asociado a la disminución de la precipitación.

5.7. Estudio geofísico - sondeo eléctrico vertical (SEV)

De acuerdo con el análisis de modelamiento y procesamiento, utilizando el software IPI2win, se llegó a investigar una profundidad de 80 m, aproximadamente. En la Tabla 5, se presenta los valores de resistividad (ohm*m) determinados para cada capa u horizonte por SEV.

Tabla 5. Valores de resistividad para cada capa u horizonte

	CAPA 1 (ohm*m)	CAPA 2 (ohm*m)	CAPA 3 (ohm*m)	CAPA 4 (ohm*m)
SEV 01	298,5	70,39	6742	106,2
SEV 02	240,8	48,8	443,6	907
SEV 03	333	75	1404	128
SEV 04	1300	17,4	699	3970
SEV 05	439	125	422	1572
SEV 06	422	111	53,4	727
SEV 07	216	28	368	793
SEV 08	205	66,1	110	2375

Se presentan valores de baja resistividad hasta 11 m de profundidad, en promedio, siendo el material predominante en la superficie la vegetación tipo almohadillada y una segunda capa correspondería a material orgánico, conformado por turba en estado saturado.

De acuerdo con el perfil geoelectrico de la Figura 26, se definen 3 estructuras u horizontes que se detallan a continuación: Capa n.º 01: presenta valores de resistividad de orden de 707 Ωm (sev 01), 439 Ωm (sev 05), 216 Ωm (sev 07), con un espesor promedio de 1 m, aproximadamente, con alto contenido de humedad; conformada por material orgánico (raíces).

Capa n.º 02: presenta valores de resistividad de orden de 70 y 30 Ωm (sev 01), 125 Ωm (sev 05), 118 Ωm (sev 07), capa que, al igual que la capa superficial, presenta bajos valores de resistividad, con un espesor promedio de 11 m, conformado por material compuesto por material orgánico, fragmentos de roca, gravas y finos en menor proporción dispersos, en estado saturado.

Capa n.º 03: presenta altos valores de resistividad del orden de 6742 Ωm (sev 01), con un espesor no definido mayor a 30 m, aproximadamente, con bajo contenido de humedad, compuesto, probablemente, por roca de tipo caliza. Los SEV 5 y 7 sugieren la presencia de una capa gravo-pedregosa de humedad media.

Cabe recalcar que, el método de SEV es un ensayo indirecto, por lo que los resultados presentan una aproximación aceptable, pero, no exacta. Es recomendable corroborar los resultados con métodos directos como perforaciones.

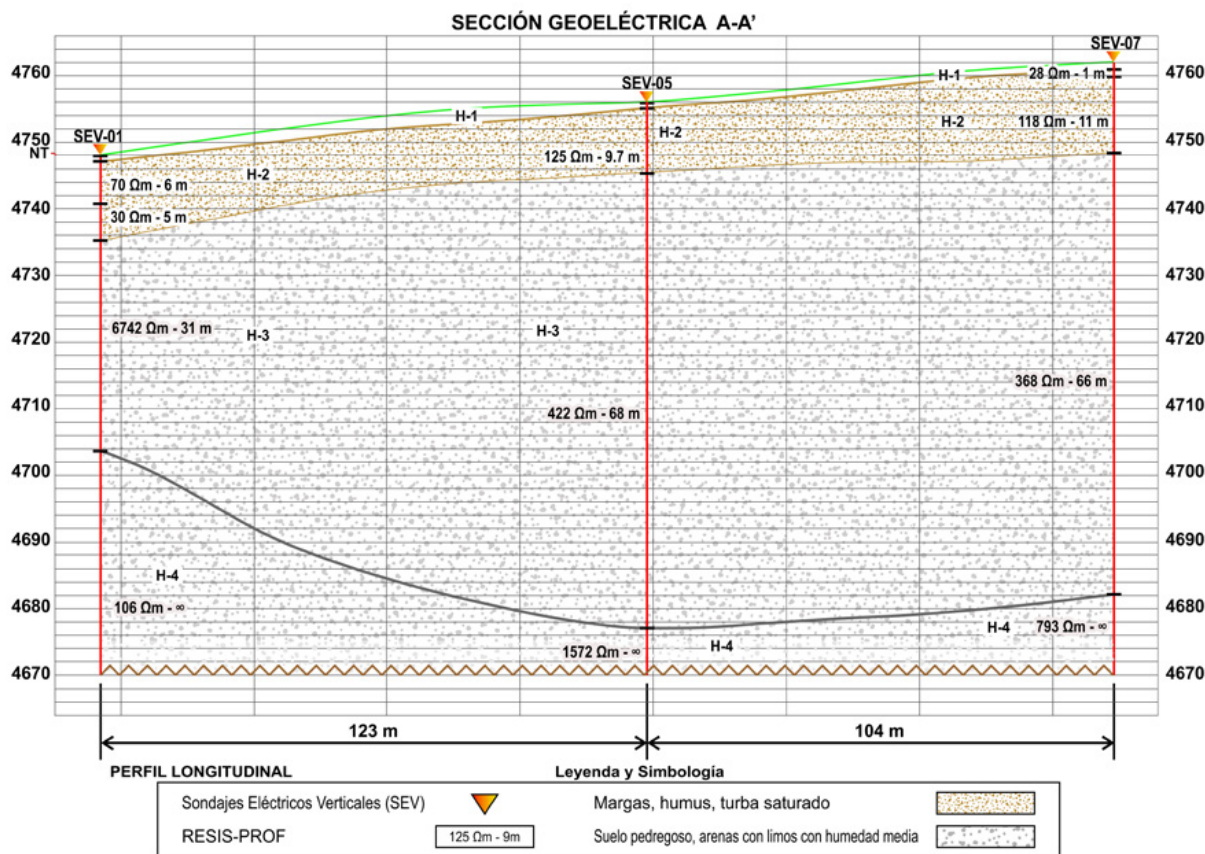


Figura 26. Perfil geoelectrico del bofedal Ichicollcococho

6. CONCLUSIONES

- El monitoreo de niveles freáticos indica que, el promedio máximo en época húmeda (cercano a la superficie) fue de 18 cm, y el nivel freático promedio mínimo en época seca (más profundo), de 77 cm. Presenta variabilidad espacial con una superficie fluctuante que puede llegar a 0,0 cm de profundidad con niveles estáticos altamente ligados a la superficie topográfica del área de estudio.
- No se puede apreciar, actualmente, una relación directa entre niveles freáticos y condición del bofedal, pero, la reducción del nivel de agua en época seca se ha estado incrementando en profundidad y tiempo. En consecuencia, la capa expuesta a procesos de descomposición aeróbica es mayor (acrotelmo), situación que podría estar cambiando los patrones de flujo subterráneo asociados a la porosidad y conductividad hidráulica. Se podría estar generando también un escenario de estrés hídrico con un impacto directo sobre la vegetación asociada y propiciado cambios negativos respecto al estado de conservación del bofedal.
- Existe una predominancia de flujo en dirección del noreste hacia el suroeste con velocidades que van de 0,06 a 1,7 m/día, influenciado, entre otros, por el gradiente hidráulico asociado a la topografía del bofedal. Si bien las velocidades pueden variar en la superficie del bofedal, estas se pueden considerar relativamente bajas, lo cual podría estar condicionando muy poco aporte al caudal base del río adyacente. De igual manera, de los volúmenes perdidos durante la época de estiaje, solamente el 9 % podría estar llegando a las partes más profundas por drenaje. En este sentido, el bofedal en estudio podría considerarse como un sistema capaz de almacenar gran cantidad de agua, pero, que la transmite muy lentamente (acuitado).
- El estudio prospectivo mediante Sondaje Eléctrico Vertical se realizó a una profundidad de investigación, aproximada, de 80 m. De los perfiles geoelectrónicos se resume las características resistivas del terreno y la profundidad alcanzada, definiéndose 3 capas o estructuras. El resultado más importante es que la capa superior alcanza, en promedio, 11 m de espesor correspondiente a material orgánico (turba), diferenciándose resistivamente por su contenido de humedad y su relación con las variaciones de los niveles freáticos.

7. PRÓXIMOS PASOS

- Balance hídrico detallado integrando información de evapotranspiración a partir de 2 atmómetros.
- Realización de pruebas de penetración estándar para validación SEV y extracción de núcleos de turba.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahmed, R., & Mahmud, K. H. (2022). Potentiality of high-resolution topographic survey using unmanned aerial vehicle in Bangladesh. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 26, 100729. <https://doi.org/10.1016/J.RSASE.2022.100729>
- Barnett, V., Toby Lewis, an, & Wiley, J. (1978). *Outliers in Statistica*.
- Beers, W. F. J. van. (1983). The auger hole method: a field measurement of the hydraulic conductivity of soil below the water table. International Institute for Land Reclamation and Improvement.
- Bourgault, M. A., Larocque, M., & Garneau, M. (2017). Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method. *Hydrological Processes*, 31(5), 1184–1195. <https://doi.org/10.1002/hyp.11116>
- Caldwell, L., Heldmaier, M., Jackson, D., Lange, W., Mooney, S., & E-D Schulze, J. (2006). Boreal Peatland Ecosystems. In *Ecological Studies* (Vol. 188).
- Carafa T. (2009). Evaluación de bofedales de la cuenca circundante al nevado Illimani. Agua sustentable, La Paz, Bolivia.
- Castro M. (2011). Una valoración económica del almacenamiento de agua y carbono en los bofedales de los páramos cuatorianos: La experiencia en Oña-Nabón-Saraguro-Yacuambi y el frente suroccidental de Tungurahua. *Ecociencia-Wetlands International-UTPL-MAE*, Quito, Ecuador
- Cervantes, R., Sánchez, J. M., Alegre, J., Rendón, E., Baiker, J. R., Locatelli, B., & Bonnesoeur, V. (2022). Contribución de los ecosistemas altoandinos en la provisión del servicio ecosistémico de regulación hídrica. *Ecología Aplicada*, 20(2), 137–146. <https://doi.org/10.21704/rea.v20i2.1804>
- Chávez, R. O., Meseguer-Ruiz, O., Olea, M., Calderón-Seguel, M., Yager, K., Isela Meneses, R., Lastra, J. A., Núñez-Hidalgo, I., Sarricolea, P., Serrano-Notivoli, R., & Prieto, M. (2023). Andean peatlands at risk? Spatiotemporal patterns of extreme NDVI anomalies, water extraction and drought severity in a large-scale mining area of Atacama, northern Chile. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 116, 103138. <https://doi.org/10.1016/J.JAG.2022.103138>
- Chimner, R. A., Bourgeau-Chavez, L., Grelik, S., Hribljan, J. A., Clarke, A. M. P., Polk, M. H., Lilleskov, E. A., & Fuentealba, B. (2019). Mapping Mountain Peatlands and Wet Meadows Using Multi-Date, Multi-Sensor Remote Sensing in the Cordillera Blanca, Peru. *Wetlands*, 39(5), 1057–1067. <https://doi.org/10.1007/S13157-019-01134-1>
- Duran-Pinzón, M., Páez-Arango, J., & García-Guarín, P. J. (2018). Modelado numérico y análisis experimental para flujos en un medio poroso homogéneo a través de suelos. *ITECKNE*, 15(1), 24. <https://doi.org/10.15332/iteckne.v15i1.1961>
- García, Erick & Otto, Marco (2015). Caracterización ecohidrológica de humedales altoandinos usando imágenes de satélite multitemporales en la cabecera de cuenca del río Santa, Ancash, Perú, Departamento Académico de Biología, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima – Perú, ISSN 1726-2216
- Gasca, D., & Ross, D. (2009). The use of wetland water balances to link hydrogeological processes to ecological effects. *Hydrogeology Journal* 2008 17:1, 17(1), 115–133. <https://doi.org/10.1007/S10040-008-0407-X>
- Giraldo Araujo, E. (2016). Estado de salud de los bofedales de las cabeceras de las microcuencas de San Luis y San Nicolás.
- Goodbrand, A., Westbrook, C. J., & van der Kamp, G. (2019). Hydrological functions of a peatland in a Boreal Plains catchment. *Hydrological Processes*, 33(4), 562–574. <https://doi.org/10.1002/hyp.13343>

- Gómez, Vivian (2016). Marco conceptual y metodológico para estimar el estado de salud de bofedales de alta montaña, Tesis, Universidad Nacional Agraria La Molina. Lima – Perú.
- Gupta S.K. (2019). Drainage Engineering: Principles and Practices. In Scientific Publishers. Scientific Publishers.
- Hannemann, M., Nixdorf, E., Kreck, M., Schoßland, A., & Dietrich, P. (2022). Dataset of hydrological records in 5 min resolution of tributaries in the Mueglitz River Basin, Germany. *Data in Brief*, 40, 107832. <https://doi.org/10.1016/J.DIB.2022.107832>
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 2002 10:1, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/S10040-001-0178-0>
- Hiscock, K. M., & Bense, V. F. (2014). *Hydrogeology: Principles and practice* (Second edition). Wiley Blackwell.
- Holden, J. (2006). Peatland hydrology. In *Peatlands: Evolution and Records of Environmental and Climate Change* (Vol. 9, Issue C, pp. 319–346). [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(06\)09014-6](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(06)09014-6)
- Hugo, I., Flores, L. S., Paz -Bolivia, L., Luis, H., & Flores, S. (2011). Proyecto Illimani: “Fortaleciendo la capacidad y desarrollando estrategias de adaptación a los fenómenos de cambio climático en Comunidades de la Cordillera Real de Los Andes Centrales de Bolivia”.
- Jaunat, J., Dupuy, A., Huneau, F., Celle-Jeanton, H., & le Coustumer, P. (2016). Groundwater flow dynamics of weathered hard-rock aquifers under climate-change conditions: an illustrative example of numerical modeling through the equivalent porous media approach in the north-western Pyrenees (France). *Hydrogeology Journal* 2016 24:6, 24(6), 1359–1373. <https://doi.org/10.1007/S10040-016-1408-9>
- Ministerio del Ambiente. (2014). Marco conceptual y metodológico para estimar el estado de salud de los bofedales.
- Monge-Salazar, M. J., Tovar, C., Cuadros-Adriazola, J., Baiker, J. R., Montesinos-Tubée, D. B., Bonnesoeur, V., Antiporta, J., Román-Dañobeytia, F., Fuentealba, B., Ochoa-Tocachi, B. F., & Buytaert, W. (2022). Ecohydrology and ecosystem services of a natural and an artificial bofedal wetland in the central Andes. *Science of The Total Environment*, 838, 155968. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2022.155968>
- Moreau, S., Bosseno, R., Gu, X. F., & Baret, F. (2003). Assessing the biomass dynamics of Andean bofedal and totora high-protein wetland grasses from NOAA/AVHRR. *Remote Sensing of Environment*, 85(4), 516–529. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00053-1)
- Oyague, E., Cooper, D. J., & Ingol, E. (2022). Effects of land use on the hydrologic regime, vegetation, and hydraulic conductivity of peatlands in the central Peruvian Andes. *Journal of Hydrology*, 609, 127687. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2022.127687>
- Polk, M. H., Young, K. R., Baraer, M., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Bury, J., & Carey, M. (2017). Exploring hydrologic connections between tropical mountain wetlands and glacier recession in Peru’s Cordillera Blanca. *Applied Geography*, 78, 94–103. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2016.11.004>
- Rebollo Ferreiro, L. F., & Martín-Loeches Garrido, M. (2007). Ten basic questions about groundwater (Vol. 15, Issue 3).
- Rezanezhad, F., Price, J. S., Quinton, W. L., Lennartz, B., Milojevic, T., & Van Cappellen, P. (2016). Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport: A review update for geochemists. *Chemical Geology*, 429, 75–84. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2016.03.010>
- Rodrigues do Amaral, F., Trung, T. N., Pellarin, T., & Gratiot, N. (2023). Datasets of high-resolution water level and discharge from the Saigon-Dong Nai estuary system impacted by a developing megacity, Ho Chi Minh City - Vietnam. *Data in Brief*, 48, 109147. <https://doi.org/10.1016/J.DIB.2023.109147>
- Salgado S., L. (n.d.). Determinación de características hidrodinámicas del suelo: Conductividad hidráulica, espacio poroso drenable, espesor de la región de flujo.

- Schulz, C. J., & García, R. fernando. (2018). Apuntes sobre contaminación y calidad del agua, vulnerabilidad de acuíferos.
- Tagne, M. M., Simo-Tagne, M., Nwakuba, N. R., Effoudou-Priso, E. N., Ngoupayou, J. R. N., Mbessa, M., Tagne, A. T., & Kharchi, R. (2023). Influence of Infiltrations on the Recharge of the Nkoabang Aquifer Located in the Center Region, Cameroon. *Earth* 2023, Vol. 4, Pages 23-39, 4(1), 23–39. <https://doi.org/10.3390/EARTH4010002>
- Uribe-Álvarez, M. C., Prieto, M., & Meseguer-Ruiz, O. (2022). Bofedal response to climate variability, local management, and water extraction: A case study of Chucuyo, Northern Chile. *Journal of Mountain Science*, 19(1), 241–252. <https://doi.org/10.1007/S11629-021-6974-1/METRICS>
- Valois, R., Schaffer, N., Figueroa, R., Maldonado, A., Yáñez, E., Hevia, A., Carrizo, G. Y., & MacDonell, S. (2020). Characterizing the water storage capacity and hydrological role of mountain peatlands in the arid andes of North-Central Chile. *Water (Switzerland)*, 12(4). <https://doi.org/10.3390/W12041071>
- Waddington, J. M., Morris, P. J., Kettridge, N., Granath, G., Thompson, D. K., & Moore, P. A. (2015). Hydrological feedbacks in northern peatlands. *Ecohydrology*, 8(1), 113–127. <https://doi.org/10.1002/eco.1493>
- Weight, W. D., York, N., San, C., Lisbon, F., Madrid, L., City, M., New, M., San, D., & Seoul, J. (2008). *Hydrogeology Field Manual Second Edition*. <https://doi.org/10.1036/0071477497>
- Whittington, P., Koiter, A., Watts, D., Brewer, A., & Golubev, V. (2021). Bulk density, particle density, and porosity of two species of Sphagnum: Variability in measurement techniques and spatial distribution. *Soil Science Society of America Journal*, 85(6), 2220-2233.
- Wunderlich, W., Lang, M., Keating, K., Perez, W. B., & Oshun, J. (2023). The role of peat-forming bofedales in sustaining baseflow in the humid puna. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 47. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101394>

9. ANEXOS

Variación de la isoprofundidad

