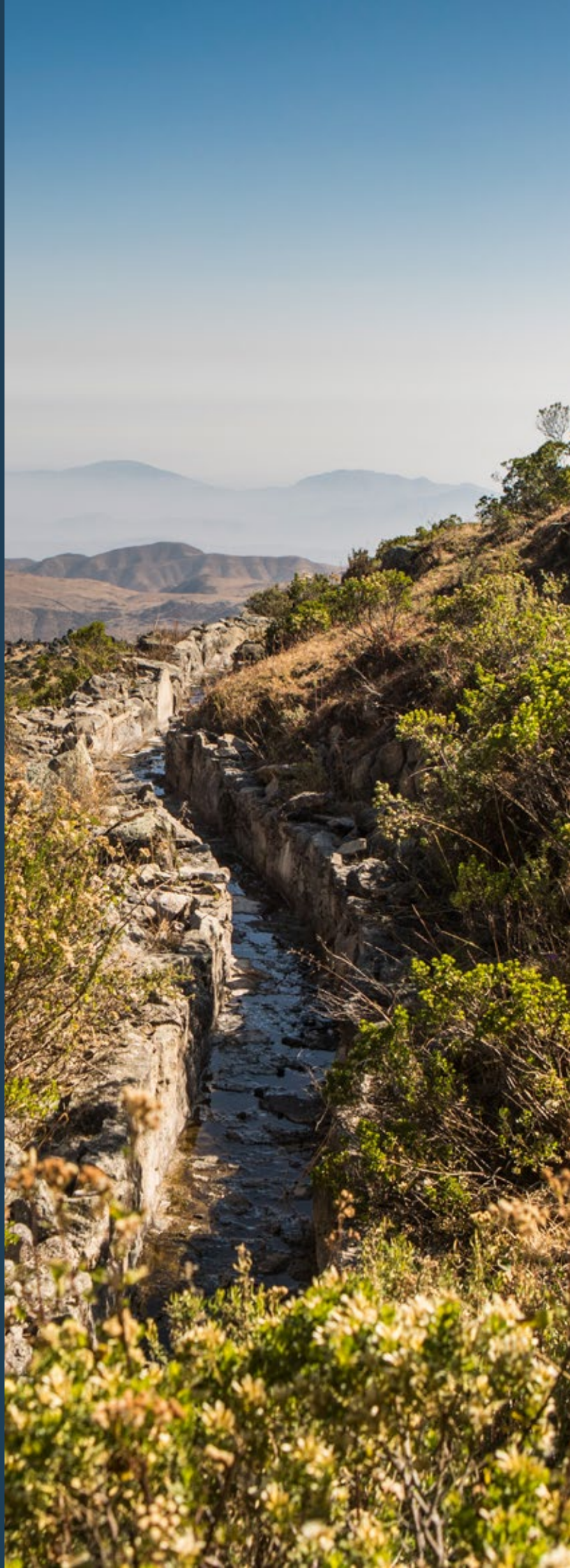


# Contribuciones potenciales

de la infraestructura preincaica de infiltración de agua para la seguridad hídrica en los Andes

Boris F. Ochoa-Tocachi<sup>1, 2, 3\*</sup>, Juan D. Bardales<sup>2,4</sup>, Javier Antiporta<sup>2,5</sup>, Katya Pérez<sup>2,5</sup>, Luis Acosta<sup>2,4</sup>, Feng Mao<sup>6</sup>, Zed Zulkafli<sup>7</sup>, Junior Gil-Ríos<sup>2,4</sup>, Oscar Angulo<sup>2,4,8</sup>, Sam Grainger<sup>9</sup>, Gena Gammie<sup>10</sup>, Bert De Bièvre<sup>2,11</sup> y Wouter Buytaert<sup>1,2</sup>





Publicación original: Potential contributions of pre-Inca infiltration infrastructure to Andean water security. *Nature Sustainability*, vol. 2, pp. 584–593, 2019.

<sup>1</sup>Imperial College London, Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental e Instituto Grantham – Cambio Climático y Medioambiente, Londres, Reino Unido.

<sup>2</sup>Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos, Lima, Perú.

<sup>3</sup>Instituto de Investigación Aplicada a la Sostenibilidad, Quito, Ecuador.

<sup>4</sup>Superintendencia Nacional de Servicios de Saneamiento, Gerencia de Regulación Tarifaria, Lima, Perú.

<sup>5</sup>Consortio para el Desarrollo Sostenible de la Ecorregión Andina, Lima, Perú.

<sup>6</sup>University of Birmingham, Escuela de Geografía, Ciencias de la Tierra y el Medioambiente, Birmingham, Reino Unido.

<sup>7</sup>Universiti Putra Malaysia, Departamento de Ingeniería Civil, Serdang, Malasia.

<sup>8</sup>Pontificia Universidad Católica del Perú, Departamento Académico de Ciencias Sociales, Lima, Perú.

<sup>9</sup>University of Leeds, Escuela de la Tierra y el Medioambiente, Leeds, Reino Unido.

<sup>10</sup>Forest Trends, Washington, DC, EE. UU.

<sup>11</sup>Fondo para la Protección del Agua, Quito, Ecuador.

\*correo electrónico: [boris.ochaol3@imperial.ac.uk](mailto:boris.ochaol3@imperial.ac.uk)

Esta investigación fue realizada con el Proyecto Mountain-EVO y el proyecto Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica, por investigadores del Imperial College London, la Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA), CONDESAN, SUNASS, FONAG, Forest Trends, Pontificia Universidad Católica del Perú, University of Birmingham, Universiti Putra Malaysia, University of Leeds, y el Instituto de Investigación Aplicada a la Sostenibilidad.





## Resumen

**A nivel mundial, los recursos hídricos están sometidos a un fuerte estrés producto de la creciente variabilidad climática y las presiones ejercidas por el ser humano. En los Andes tropicales, las culturas preincaicas desarrollaron tecnologías de siembra y cosecha de agua basadas en la naturaleza para manejar los riesgos de sequías en climas naturales extremos. Si bien estas tecnologías están ganando atención como una estrategia potencial para incrementar la seguridad hídrica, existe limitada evidencia científica acerca de sus posibles contribuciones hidrológicas a escala de cuenca. En este documento evaluamos un sistema ancestral de mejoramiento de infiltración de agua con 1400 años de antigüedad, mediante el cual se desvía agua de los arroyos de cabeceras de cuenca sobre laderas de montaña durante la estación de lluvias para mejorar el rendimiento y la permanencia de manantiales naturales pendiente abajo. El agua infiltrada es retenida durante un promedio de 45 días antes de resurgir a la superficie, lo cual confirma la capacidad del sistema para contribuir a los caudales de la estación seca. Estimamos que el escalamiento del sistema hacia las cabeceras de cuenca de la ciudad de Lima puede retardar potencialmente  $99 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$  de agua e incrementar los caudales de la estación seca en 7,5% en promedio, lo cual puede constituir un complemento crítico para las soluciones de ingeniería convencionales para la seguridad hídrica.**



**Evaluamos un sistema ancestral de mejoramiento de infiltración de agua con 1400 años de antigüedad, mediante el cual se desvía agua de los arroyos de cabecera sobre laderas de montaña durante la estación de lluvias para mejorar el rendimiento y la permanencia de los manantiales naturales pendiente abajo.**



## Introducción

El estrés hídrico en el Antropoceno no solo se debe al clima<sup>1-3</sup>. El manejo eficiente de los recursos hídricos requiere evaluar las interacciones entre la variabilidad climática, la demanda de agua, el uso de la tierra, los requisitos ecológicos y las condiciones sociopolíticas, exacerbadas aún más por incertidumbres relacionadas con el cambio climático y las rutas de desarrollo<sup>4-6</sup>. Esta situación exige estrategias de adaptación robustas y flexibles que requieren replantear las estrategias existentes para alcanzar la seguridad hídrica. Las limitaciones de soluciones basadas en la infraestructura «gris», como los reservorios artificiales, se están haciendo evidentes, por ejemplo, altos costos irreversibles, planificación e implementación compleja, además de una limitada capacidad de adaptación. Esto ha renovado un interés en soluciones basadas en la naturaleza o infraestructura «verde» que pueden ser implementadas gradualmente, ajustadas después de su implementación y brindar varios beneficios que las hace compatibles con la adaptación al cambio climático en un mundo cada vez más incierto y complejo<sup>7</sup>.

La adopción de soluciones basadas en la naturaleza es particularmente alta en Latinoamérica, donde la inversión en intervenciones en cuencas y esquemas de protección de fuentes de agua tiene como objetivo optimizar la variedad de servicios ambientales proporcionados por las cuencas, esforzándose a su vez por lograr máxima flexibilidad y rentabilidad<sup>8</sup>. No obstante, existe limitada evidencia hidrológica cuantitativa respecto al efecto de diversos tipos de intervenciones sobre los procesos hidrológicos<sup>9</sup>, y esto es necesario para incorporarla en una estrategia eficaz de gestión de recursos hídricos a escala de cuenca. Esto es particularmente relevante para los sistemas preincaicos de mejoramiento de infiltración de agua, un tipo de infraestructura indígena que alguna vez estuvo extendida y que

hoy está recibiendo cada vez mayor atención por parte de organizaciones conservacionistas y responsables de la formulación de políticas<sup>10</sup>. A estos sistemas se les conoce localmente como *mamanteo*<sup>11</sup> –de amamantar en español– o *amunas*<sup>12</sup> –palabra quechua para retener– y consisten en desviar agua de arroyos naturales durante la estación húmeda para infiltrarla en las laderas de las montañas. El agua retardada por un tiempo de retención subsuperficial más prolongado incrementa el rendimiento y permanencia de manantiales ubicados pendiente abajo durante los meses secos.

En el presente artículo describimos y cuantificamos el funcionamiento hidrológico de un sistema de infiltración de 1400 años de antigüedad en la sierra de Lima. Este fue recientemente restaurado por una comunidad local para enfrentar la variabilidad hidrológica interanual y estacional extrema, y es uno de los pocos sistemas activos de este tipo que quedan en el Perú. Implementamos monitoreo hidrológico y experimentos con trazadores colorantes para cuantificar las capacidades de retención y almacenamiento de agua del sistema para superar periodos secos. Encontramos una clara conectividad hidrológica entre los canales de infiltración y los manantiales pendiente abajo con un tiempo de retención de entre 2 semanas y 8 meses, con un promedio de 45 días. Posteriormente simulamos el escalamiento del sistema para el área de la fuente principal de agua de la ciudad de Lima, con el fin de evaluar si puede complementar la infraestructura gris actualmente instalada e incrementar la seguridad hídrica de la ciudad. Nuestros resultados son esenciales para diseñar soluciones basadas en la naturaleza que incrementen la confiabilidad del abastecimiento de agua en ambientes altamente estacionales y áridos y mejoren la seguridad hídrica y la adaptación al cambio climático en regiones montañosas.





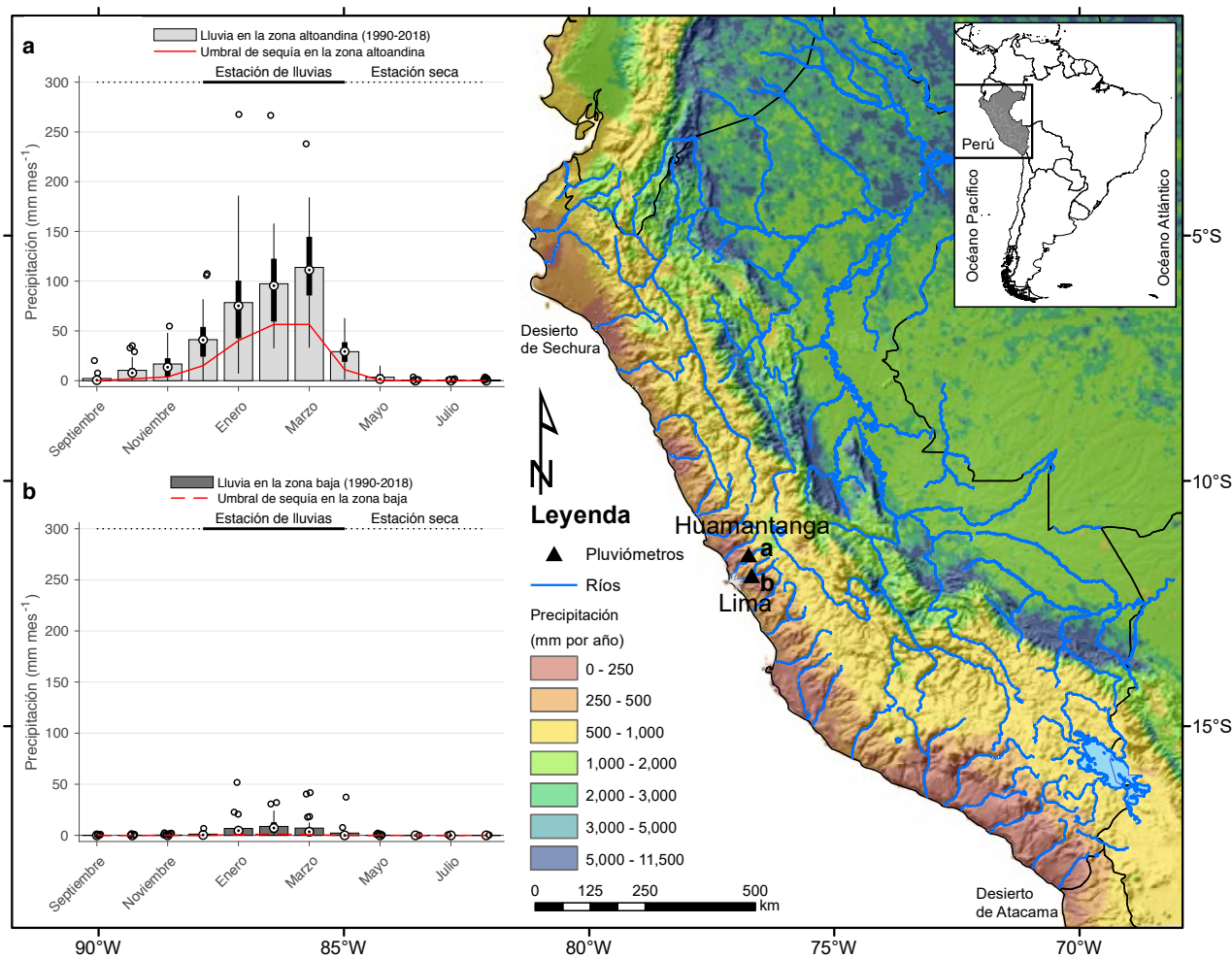
## Prácticas indígenas de siembra y cosecha de agua

Las tierras sobre las cuales los pueblos indígenas ejercen derechos tradicionales tienen una importancia global para la conservación de paisajes y ecosistemas ecológicamente valiosos<sup>13</sup>. Entre las tradiciones de gestión locales, las prácticas que se enfrentan al estrés hídrico han utilizado o restablecido el uso de conocimiento ancestral basado en la naturaleza. Por ejemplo, en el norte de África y en Oriente Medio, sistemas conocidos como *qanats* utilizan túneles en pendiente y pozos para cosechar agua subterránea<sup>14</sup>. En la región occidental de Rayastán en la India, los sistemas *paar* recolectan agua de lluvia percolada a través de suelo arenoso<sup>15</sup>. En la Isla de Pascua en Chile, la ubicación de plataformas megalíticas (*ahu*) se explica por su distancia a fuentes de agua dulce<sup>16</sup>, particularmente filtros costeros, donde construcciones ancestrales que incluyen zanjas y embalses proporcionaron a los habitantes locales de una fuente constante de agua de baja salinidad que les permitió sobrevivir en periodos de sequía y construir las estatuas antropomórficas gigantes (*moai*)<sup>17</sup>. En las regiones montañosas del mundo, la desviación de agua de quebradas hacia áreas permeables a través de canales de irrigación y zonas de infiltración es una práctica común; el sistema de 'careo' construido en España durante los siglos IX a XV por los árabes<sup>18,19</sup> comparte muchas similitudes con las *amunas* desarrolladas por las culturas preincaicas en el Perú, inicialmente Chavín y posteriormente Wari, desde tan temprano como el siglo V (Tabla suplementaria I). En Machu Picchu<sup>20</sup> se encontraron estructuras de captación de agua similares, donde la hidrogeología local genera un retardo de varios meses entre la lluvia y la descarga de agua<sup>21</sup>. Estos enfoques se basaron en el conocimiento comunitario tácito de los procesos hidrológicos locales. Más recientemente, están atrayendo un mayor interés de los responsables de la formulación de políticas en América Latina como un medio potencial para enfrentar los retos de abastecer de agua a las ciudades e implementar los Objetivos de Desarrollo Sostenible<sup>7,10,22</sup>.

Este es el caso de la vertiente Pacífica de los Andes centrales, donde alcanzar la seguridad hídrica es particularmente difícil (Figura 1). La interacción entre diversos procesos climáticos a escala sinóptica y la compleja topografía andina crea gradientes espaciales y temporales extremos en la precipitación<sup>23</sup>. Durante la temporada del monzón sudamericano (verano austral), el aire tibio y húmedo transportado

desde el Atlántico tropical por los vientos orientales de nivel medio sobre la cuenca del Amazonas es bloqueado por los Andes, ocasionando efectos orográficos pronunciados y un marcado gradiente de precipitación altitudinal<sup>24,25</sup>. El desplazamiento meridional de la zona de convergencia intertropical sobre el Pacífico oriental induce una intensa variabilidad estacional, concentrando la precipitación sobre los Andes del sur de Ecuador y el norte de Perú durante el otoño austral, cuando la zona de convergencia intertropical alcanza su posición sur máxima<sup>26</sup>. Asimismo, la presencia de la corriente fría de Humboldt y el anticiclón subtropical sobre el Océano Pacífico sureste generan condiciones áridas y estables entre el Desierto de Atacama en el norte de Chile y el Desierto de Sechura en el norte de Perú que penetran las pendientes occidentales de los Andes<sup>27</sup>. A escalas temporales interanuales, El Niño-Oscilación del Sur es el principal impulsor de la variabilidad de la precipitación<sup>23,28</sup>. Solo durante condiciones cálidas de El Niño, la precipitación disminuye en el norte de Sudamérica, mientras que se incrementa en Sudamérica subtropical y a lo largo de la costa árida de Perú, con efectos opuestos durante condiciones frías de El Niño<sup>26</sup>.

La región árida de la costa de Perú alberga el 60% de la población del país. Esta depende de los recursos hídricos superficiales que se originan en los Andes para el abastecimiento de agua destinado a la agricultura con irrigación a gran escala, y los usos industrial y doméstico para las regiones costeras incluyendo a Lima, la capital de Perú<sup>29</sup>. Los ríos andinos se caracterizan por respuestas hidrológicas rápidas, propensas a inundaciones repentinas durante la estación húmeda y a caudales base bajos a no existentes durante la estación seca. Esta variabilidad es exacerbada por el efecto de actividades humanas, en particular la degradación del suelo y el cambio de uso de la tierra<sup>30,31</sup>, tendencias de incremento de la estacionalidad de la precipitación<sup>32,33</sup> y el deshielo acelerado de los glaciares<sup>34,35</sup>. Debido al régimen estacional del caudal de los ríos, grandes déficits entre oferta y demanda ocurren durante la estación seca que deben ser cubiertos con almacenamiento artificial. Por ejemplo, en la actualidad, Lima sufre un déficit de agua de aproximadamente  $43 \times 10^6 \text{ m}^3$  durante la estación seca<sup>36</sup> (Figura suplementaria I) y depende de una capacidad de almacenamiento artificial total de aproximadamente  $330 \times 10^6 \text{ m}^3$ , junto con cientos de manantiales, lagos, glaciares y humedales naturales<sup>37</sup>.



**Figura 1 | Variabilidad espaciotemporal de la precipitación en los Andes peruanos.** Climatología de la precipitación media anual (1998–2014)<sup>23</sup>. **a, b,** Los diagramas interiores muestran precipitación mensual (1990–2018): en la sierra de Lima (estación de Huamantanga, 11° 30' 0.0"S, 76° 45' 0.0"W, 3392msnm) **(a)** y cerca de la ciudad de Lima (estación de Chosica, 11° 55' 47.5"S, 76° 41' 22.8"W, 863msnm) **(b)** Las barras representan la media, los símbolos de objetivo muestran la mediana, los recuadros negros están limitados por los percentiles 25 y 75 de la precipitación mensual, los bigotes corresponden a  $\pm 2.7\sigma$  y se extienden hasta el valor de datos adyacente que no es un valor atípico y los valores atípicos se muestran en forma de círculos blancos. Las líneas rojas en los gráficos representan condiciones de sequía usando un enfoque de umbral variable<sup>64,65</sup>, basado en un método de media móvil de 30 días y definido en el percentil 20 de los datos interanuales desde 1990 hasta 2018. Durante este periodo, la lluvia promedio anual en la estación de Huamantanga fue de  $380.3 \pm 139.0$ mm y de  $25.9 \pm 22.7$  mm en la estación de Chosica. La estacionalidad de la precipitación es un factor determinante del régimen hidrológico de los ríos que abastecen de agua a la costa árida del Pacífico de Perú, con un caudal que en su mayor parte procede de la precipitación en la sierra altoandina.

Desde los años 600 d.C. las comunidades preincaicas desarrollaron intervenciones en sus cuencas para incrementar la disponibilidad de agua durante la estación seca en respuesta al régimen de caudal naturalmente variable<sup>38,39</sup>. Hemos estudiado uno de los últimos sistemas de infiltración que quedan, ubicados en la comunidad agropastoril de Huamantanga, a una elevación de 3300 m sobre el nivel del mar (msnm) en los Andes centrales peruanos (Figura

1 y Figura suplementaria 2). Las actividades de sustento locales, que consisten en la crianza de ganado para la producción de queso y la agricultura con riego para subsistencia, dependen de los caudales estacionales de los ríos<sup>40,41</sup>. El sistema de infiltración está diseñado para incrementar el agua disponible para riego durante la estación seca y consta de los siguientes elementos (Figura 2 y Figura suplementaria 3):



**Inyectamos un trazador colorante (eosina) en un canal de enrutamiento e infiltración aguas arriba y monitoreamos su resurgencia en manantiales aguas abajo, usando muestreadores de carbón activado. Nuestros experimentos revelan una clara conectividad hidrológica entre el canal y los manantiales, con un tiempo de retención medio del trazador colorante de 45 días, que varía entre 2 semanas y 8 meses**





**Canales de enrutamiento:** estructuras típicamente impermeables de dos tipos: (1) canales largos que desvían los caudales de la estación húmeda desde quebradas pequeñas hasta canales y laderas de infiltración y (2) canales cortos que direccionan el agua excedente hacia balsas o desde las balsas hasta otros cursos de agua aguas abajo.



**Canales de infiltración:** canales de tierra y acequias que transportan el agua hacia las laderas de infiltración, permitiendo de manera simultánea la infiltración de agua hacia el subsuelo. Se han identificado hasta 30 canales de infiltración ancestrales en Huamantanga<sup>11</sup>, de los cuales 11 continúan en operación. Los restantes fueron abandonados o se encuentran obstruidos.



**Laderas de infiltración:** áreas rocosas o pedregosas que reciben agua de canales y acequias y la distribuyen en la pendiente. La naturaleza fracturada de las rocas permite que el agua se infiltre, mejorando la recarga hacia almacenamientos subsuperficiales y retardando la salida de agua de la cuenca a través de flujo subsuperficial.

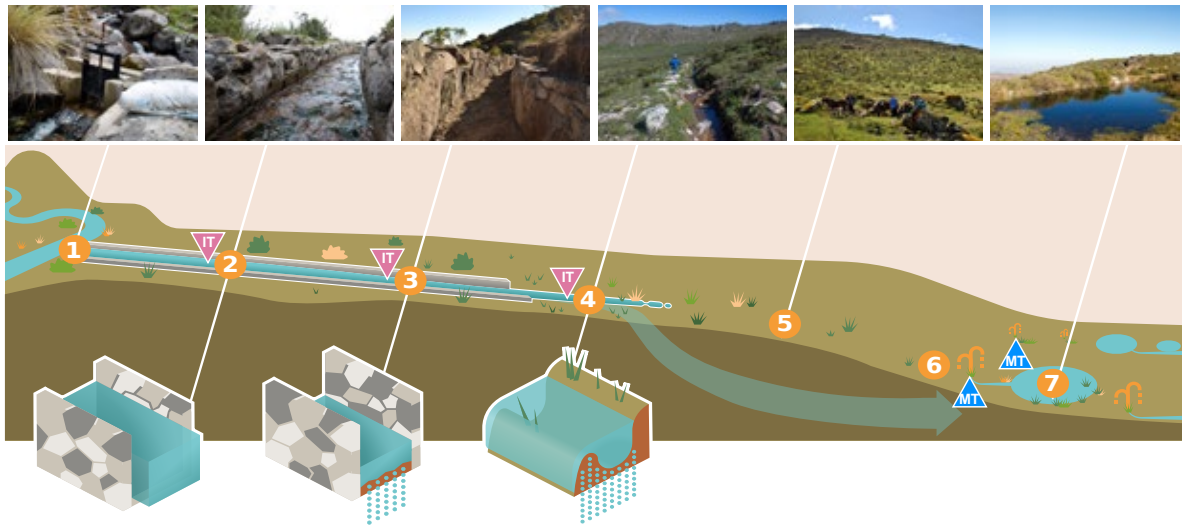


**Manantiales:** o manantes que generalmente ocurren de manera natural y son acrecentados por el agua infiltrada que emerge nuevamente a la superficie. Hemos mapeado 65 manantiales activos durante la estación húmeda, la mayor parte de los cuales descarga durante todo el año de acuerdo con testimonios locales.

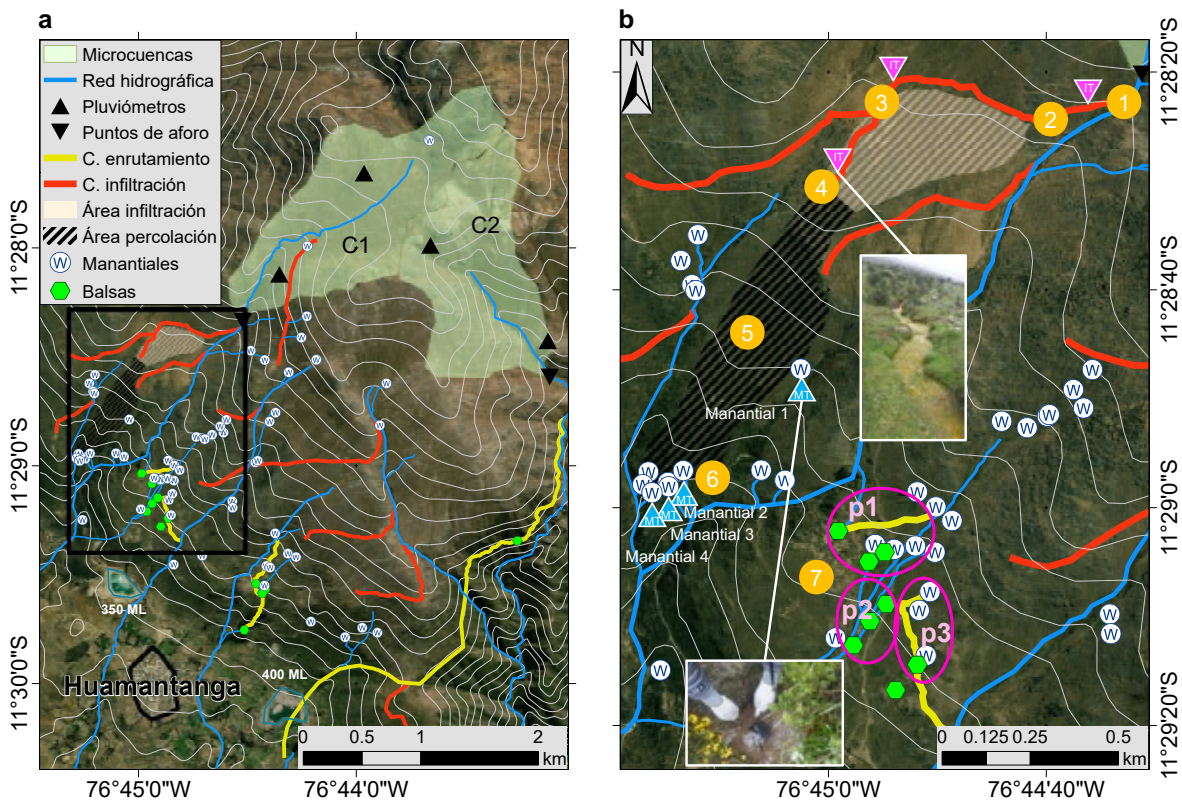


**Balsas:** cuerpos de agua pequeños (cada uno con un volumen aproximado de 300 m<sup>3</sup>) que se emplean para regular el flujo de agua a través del sistema de infiltración. Sirven para dos propósitos: (1) almacenar agua para el acceso directo y (2) incrementar aún más la infiltración de agua subsuperficial. Hallamos 14 balsas que se encuentran actualmente en funcionamiento y vestigios de hasta 30 balsas abandonadas.

Son dos los mecanismos principales que retardan la escorrentía. El primero, la distribución de agua en las laderas intensifica la infiltración, lo cual incrementa el almacenamiento subsuperficial y extiende la descarga en los manantiales pendiente abajo. La presencia de muchos manantiales activos y extintos aguas abajo de las áreas de infiltración brinda evidencia de ello (Figura 3a). El segundo, el sistema crea almacenamiento superficial en balsas alimentadas por cursos de agua, canales y manantiales que se puede usar directamente o incrementar aún más la infiltración. Existen diversas configuraciones, que incluyen salidas repetidas a la superficie, cosecha de agua e infiltración de agua en cascada a lo largo de una ladera (Figura 3b).



**Figura 2 | Modelo conceptual del sistema preandino de mejoramiento de infiltración de agua.** Características del sistema: canales de enrutamiento (1 y 2), canales de infiltración (3 y 4), laderas de infiltración (5), manantiales (6) y balsas (7). Los puntos de inyección (IT) y de muestreo (MT) de trazadores están marcados de manera esquemática en el diagrama.



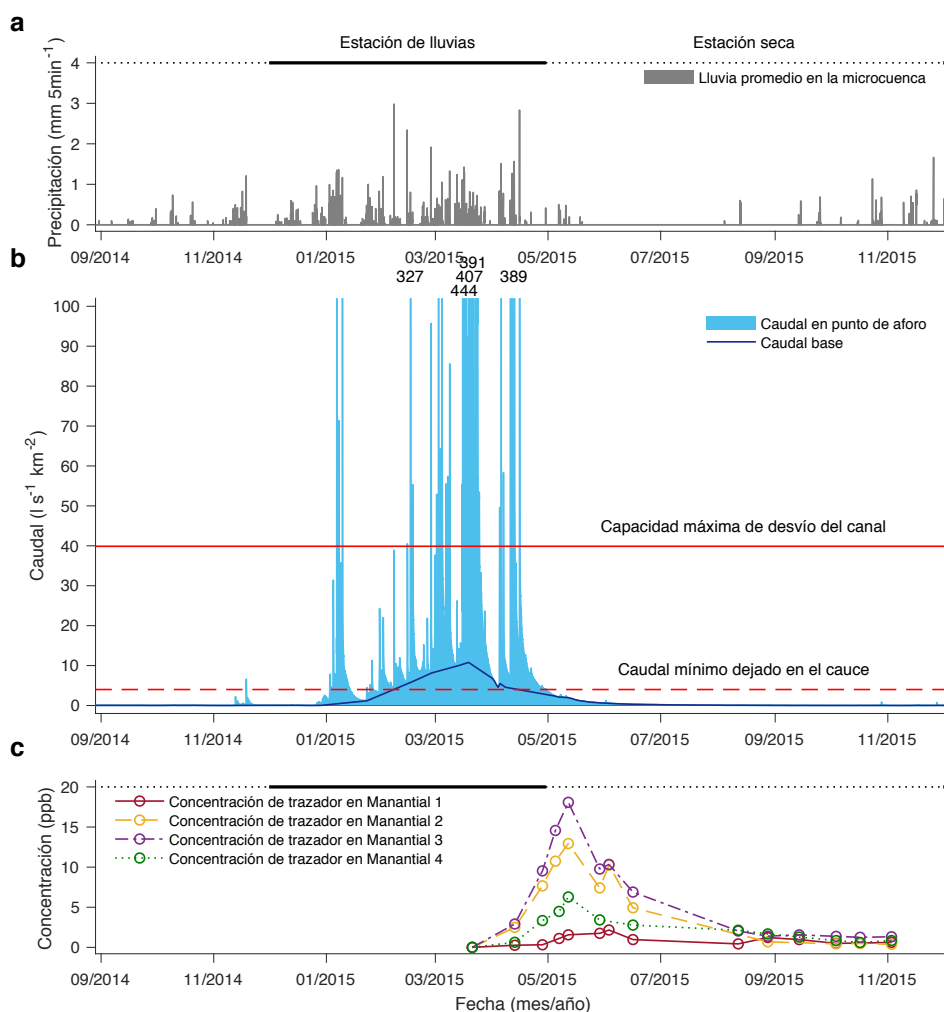
**Figura 3 | Distribución espacial del sistema de infiltración y experimentos de monitoreo.** a, Distribución espacial de los elementos en el sistema de infiltración que indican un conocimiento indígena intrínseco sobre los procesos hidrológicos subyacentes. Las microcuencas monitoreadas C1 y C2 (área verde) se ubican inmediatamente aguas arriba de las bocatomas del sistema. b, Detalle del sistema de infiltración evaluado, ubicación de los puntos de inyección (IT) y de muestreo (MT) de los trazadores en el campo y distribución y funcionamiento de las balsas (parte inferior derecha). p1, Algunas balsas reciben flujo de agua superficial directamente de cursos de agua o de otras balsas. El enrutamiento de caudal termina cuando el agua descarga en un curso de agua mayor. p2, Las balsas constituyen una serie de elementos en cascada que retardan el flujo de agua abajo. El agua retardada puede ser reinfiltrada al subsuelo o se puede desbordar hacia otras balsas. p3, Algunas balsas reciben flujo de agua subsuperficial de manantiales, lo cual incrementa aún más la regulación hidrológica. Fuente: mapas base son de Esri, DigitalGlobe, Earthstar Geographics, CNES/Airbus DS, GeoEye, USDA FSA, USGS, AeroGRID, IGN, IGP y la Comunidad de Usuarios de GIS.





## Resultados

Inyectamos un trazador colorante (eosina) en un canal de enrutamiento e infiltración aguas arriba y monitoreamos su resurgencia en manantiales aguas abajo, usando muestreadores de carbón activado. Nuestros experimentos revelan una clara conectividad hidrológica entre el canal y los manantiales, con un tiempo de retención medio del trazador colorante de 45 días, que varía entre 2 semanas y 8 meses (Figura 4c, Tabla suplementaria 2 y Figura suplementaria 4). Estos resultados muestran que el sistema puede almacenar caudal durante la estación húmeda de manera eficiente y recuperarlo durante al menos parte de la estación seca. La variabilidad en los periodos de retención y las concentraciones que emergen a la superficie entre los manantiales se puede relacionar con heterogeneidad espacial y rutas preferenciales de flujo en el subsuelo. Las rutas preferenciales de flujo pueden ser responsables de la aparición temprana del trazador, considerando que el agua en las capas de suelo más profundas puede permanecer por más tiempo en el subsuelo mientras se reemplaza el agua más vieja<sup>42,43</sup>. El ligero incremento en la concentración de trazador en los manantiales 1 y 3 en los meses de septiembre y octubre (Figura 4c) puede atribuirse al agua de reemplazo procedente de pequeños eventos de lluvia que anuncian el inicio de la siguiente estación húmeda (Fig. 4a,b).



**Figura 4| Series de tiempo de lluvia, caudal y resurgencia de trazador en los manantiales.** En la Figura se muestran datos de la microcuenca CI durante 2015. **a**, Serie de tiempo de precipitación en alta resolución. La duración de las estaciones húmeda y seca se indica mediante las líneas de color negro en negrita y punteada, respectivamente. **b**, Serie de tiempo de descarga en alta resolución (azul claro), caudal base (azul oscuro), flujo mínimo para iniciar la desviación de caudal (línea roja punteada, 4 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>) y máxima capacidad del canal de desviación (línea roja continua, 39,9 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>). El eje está truncado en 100 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> para mejorar la legibilidad del régimen variable de caudal. Las magnitudes pico que exceden 300 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> aparecen sobre el eje. **c**, Concentraciones de eosina en los cuatro manantiales ubicados aguas abajo del canal de infiltración en CI. Después de las inyecciones de trazador el 21 de marzo de 2015, la primera muestra revela que parte del agua volvió a salir a la superficie en los siguientes 23 días; la resurgencia máxima ocurrió el 2 de mayo, meses después de la inyección; seguida de un descenso progresivo de las concentraciones sin llegar a desaparecer por completo hasta el final del periodo de monitoreo, 8 meses después.

Para cuantificar los volúmenes potenciales de infiltración, implementamos monitoreo hidrológico en dos microcuencas de cabecera (C1 y C2), cuyos cierres están ubicados inmediatamente aguas arriba de las bocatomas del sistema. Durante los años hidrológicos 2014–2015 y 2015–2016, la lluvia en las microcuencas C1 y C2 promediaron respectivamente 563 mm año<sup>-1</sup> y 528 mm año<sup>-1</sup>, con una clara estacionalidad monomodal (Figura 4a). El caudal de descarga en las quebradas refleja esta estacionalidad (Figura 4b) y produjo coeficientes de escorrentía (relación entre la descarga anual y la precipitación anual) de 23,66% y 21,22%. La descarga generada durante la estación húmeda corresponde a la mayor parte de la descarga anual total en las microcuencas monitoreadas (Tabla 1). Esto produce un volumen de agua entre 83,9 y 170,2 × 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup> km<sup>-2</sup> que se encuentra disponible para su desviación potencial al sistema de infiltración. En comparación, la comunidad de Huamantanga actualmente opera dos reservorios con capacidades de diseño de 350 y 400 × 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup> para almacenar agua para riego (Figura 3a). A pesar de que el corto tiempo de retención implica que el sistema de infiltración no es capaz de reemplazar el almacenamiento artificial, posiblemente puede proporcionar capacidad de almacenamiento adicional para complementar la infraestructura gris existente. Esta complementariedad depende de la tasa de recuperación del sistema.

El volumen efectivo de agua desviada tiende a ser menor que el volumen potencial, debido a la capacidad hidráulica y a las restricciones operacionales del sistema. La capacidad de captación está determinada por las dimensiones de la compuerta y el canal de

conducción (Figura 2), los cuales generalmente están contruidos de un tamaño menor que el caudal máximo de la estación húmeda. La capacidad máxima del canal de infiltración estudiado es de 75 l s<sup>-1</sup>, a pesar de caudales máximos en la quebrada de hasta 930 l s<sup>-1</sup>. Asimismo, por lo general, se desvía menos del 100% del caudal disponible para mantener un caudal ecológico mínimo con fines ambientales y otros usos hídricos aguas abajo<sup>44,45</sup>. Estimamos este caudal en 4 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>, el cual es el caudal promedio a largo plazo en las microcuencas monitoreadas (Figura 4b). Esto da lugar a volúmenes desviados reales que van de 33,2 a 95,7 × 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup> km<sup>-2</sup>, dependiendo del volumen total de lluvia estacional (Tabla 1) y representa aproximadamente el 54% de la descarga en la estación húmeda. Estimamos una tasa de recuperación de 0,5, la cual es el resultado sustraer pérdidas por evapotranspiración y percolación profunda alrededor de los manantiales de recuperación aguas abajo. Con el uso de estos valores, encontramos que el sistema de infiltración puede incrementar el caudal natural de los cursos de agua en la estación seca entre 3% y 554% (Figura suplementaria 5).

Valiéndonos de las características hidrológicas del sistema de infiltración de Huamantanga, investigamos si escalarlo a las principales áreas naturales de fuentes de agua de Lima, en la cuenca hidrográfica del Rímac, podría contribuir al abastecimiento de agua de la ciudad. Identificamos 1428 km<sup>2</sup> de sierra cuya elevación sobrepasa los 4000 msnm (Figuras suplementarias 2 y 6). Esta área presenta una climatología media anual de precipitación<sup>23</sup> de 505 mm, de los cuales 410 mm (81%) caen durante la estación húmeda (Tabla



**Tabla 1 | Balance hídrico anual y desviación potencial y real de caudal de las microcuencas monitoreadas (C1 y C2) durante la estación húmeda**

Microcuenca (área, km <sup>2</sup> )	Volúmenes de agua anuales (mm)		Desviación de caudal en la estación húmeda (mm)	
	Lluvia	Caudal	Potencial	Efectiva
C1 (2.09)	536.2–606.8	89.7–176.9	83.9–170.2	33.2–95.7
C2 (1.69)	494.8–568.7	98.8–125.5	92.1–115.9	51.3–75.5

Se muestran volúmenes mínimos y máximos. Un volumen de 1 mm es igual a 1000 m<sup>3</sup> km<sup>-2</sup>. El año hidrológico en la región de estudio abarca desde el 1 de septiembre hasta el 31 de agosto. La estación húmeda abarca desde el 1 de diciembre hasta el 30 de abril (Figura 4). La desviación de agua efectiva se determina mediante el diseño hidráulico del sistema de captación y generalmente es menor que la desviación potencial, lo cual se determina por el caudal durante la estación húmeda y los requerimientos ecológicos de caudal.



**Aplicando la distribución del tiempo de retención obtenido para el sistema de Huamantanga y asumiendo de manera conservadora una tasa de recuperación efectiva de 0,5; obtenemos un incremento promedio en los caudales de la estación seca para el río Rímac de 33% al inicio de la estación seca**



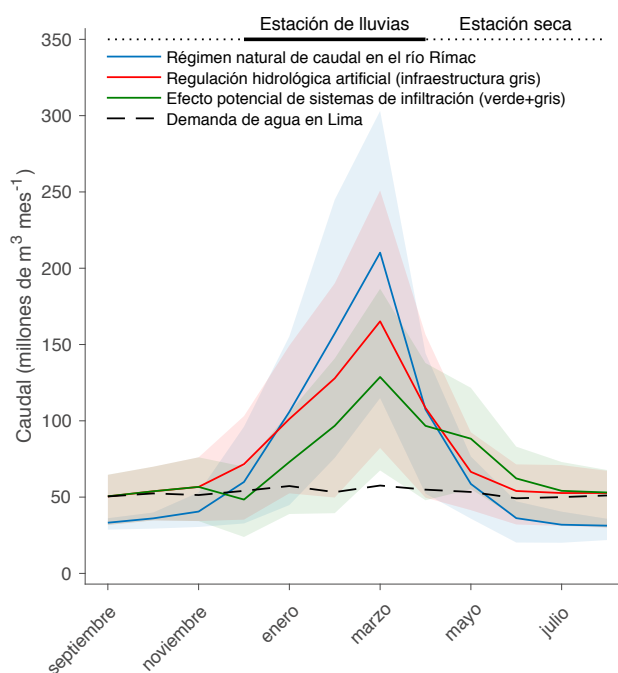
suplementaria 4). El área contribuyente de la cuenca del Rímac a la estación de Chosica es de 2319 km<sup>2</sup>, con una climatología media anual de precipitación de 437 mm, de los cuales 364 mm caen durante la estación húmeda. Usando el coeficiente de escorrentía promedio para Huamantanga de 22% y asumiendo una capacidad de desviación de 50% de la descarga durante la estación húmeda en la sierra (en línea con la tasa de desviación efectiva de 54 % del sistema de Huamantanga), calculamos que el 34,7% del caudal de la estación húmeda del río Rímac puede ser potencialmente desviado. Este valor representa un volumen de  $198 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ , de una descarga promedio del río Rímac medida en la estación de Chosica de  $972 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$  (ref. 37).

Aplicando la distribución del tiempo de retención obtenido para el sistema de Huamantanga y asumiendo de manera conservadora una tasa de recuperación efectiva de 0,5; obtenemos un incremento promedio en los caudales de la estación seca para el río Rímac de 33% al inicio de la estación seca, reduciéndose a menos del 1% al final de la estación seca (Figura 5 y Figura suplementaria 7). La reducción inicial en el caudal de descarga mensual al inicio de la estación húmeda es el resultado de que se retira mayor volumen de agua del que retorna al río en dicho mes. En la práctica, la operación de la infraestructura indígena se podría adaptar con la operación de la infraestructura moderna ya implementada (Figura suplementaria 8).

Dados los niveles actuales de estrés hídrico, las cantidades estimadas pueden aportar una contribución crítica para el abastecimiento de agua para Lima. Las lluvias en la parte inferior de la cuenca son insignificantes (Figura 1 y Tabla suplementaria 6), por lo tanto, los caudales base en la estación seca y el agua subterránea son recargados predominantemente por la lluvia de las tierras altoandinas y trasvases entre cuencas<sup>46</sup>. Desde 1960, el régimen de flujo natural del río Rímac ha sido modificado con una variedad de infraestructura civil con el fin de incrementar su capacidad de regulación hidrológica<sup>37</sup> (Figura 5). Debido al tiempo de retención subestacional de los sistemas de infiltración, no es posible reemplazar enteramente los sistemas de almacenamiento artificial. Sin embargo, el incremento en caudal base durante la estación seca puede hacer que las infraes-

tructuras existentes sean más eficientes e incrementar su capacidad para amortiguar episodios cortos de sequía (Tabla suplementaria 7). Esto permitiría satisfacer una mayor demanda de agua con la misma infraestructura. Además, la tasa de recuperación podría ser mayor a escala regional, en comparación con la escala local, dado que parte del agua puede volver a salir a la superficie posteriormente aguas abajo y reponer los acuíferos de agua subterránea en la costa que podrían ser explotados<sup>47</sup>.

La Información Suplementaria (Tabla suplementaria 8 y Figura suplementaria 7) incluye un análisis de sensibilidad para la tasa de recuperación (0,4–0,7) y los volúmenes asociados de agua recuperada ( $79\text{--}138 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ ) y porcentajes de incremento de caudal en la estación seca (6–10%).



**Figura 5 | Contribuciones potenciales de la infraestructura preincaica de infiltración para el abastecimiento de agua de Lima.** El régimen natural de caudal del río Rímac (azul) se estimó a partir de registros que cubren el periodo comprendido entre 1921 y 1960. Desde 1960, el efecto de la infraestructura gris se observa a través de los efectos de la regulación hidrológica artificial (rojo), reducción del excedente en la estación húmeda e incremento de caudal en la estación seca<sup>37</sup>. El efecto potencial de escalar la infraestructura preincaica de infiltración (verde) se estima sobre el de la infraestructura gris. Los caudales desviados estimados se calculan usando registros diarios de caudal a largo plazo para el río Rímac (1961–2018), los tiempos de retención se calculan a partir de las concentraciones normalizadas de trazador multiplicadas por el caudal estimado de los manantiales (Figura suplementaria 4), la tasa de recuperación se estima en 0,5 y los caudales modificados se acumulan posteriormente a escala mensual. La variabilidad interanual está representada por las áreas sombreadas, usando los percentiles 5 y 95 de los datos mensuales. La línea discontinua representa la demanda de agua total de Lima<sup>36</sup>.



**Dados los niveles actuales de estrés hídrico, las cantidades estimadas pueden aportar una contribución crítica para el abastecimiento de agua para Lima.**



## Repercusiones para la seguridad hídrica.

A nivel global, la sostenibilidad de los recursos hídricos de montaña se ve amenazada por una variedad de procesos como la degradación del suelo, cambios de uso de la tierra, modificaciones en los patrones de precipitación y el deshielo acelerado de los glaciares<sup>30-35</sup>. Alcanzar la seguridad hídrica a través de enfoques de ingeniería convencionales como presas y reservorios implica desafíos logísticos, financieros, de ingeniería y ambientales considerables.

Estos enfoques grises convencionales requieren inversión a largo plazo y estabilidad política. No obstante, han surgido inquietudes respecto a su capacidad de adaptación frente a las futuras tendencias hidroclimáticas y demográficas inciertas. Debido a la gran y aguda presión sobre los recursos hídricos, varios países andinos se han convertido en un banco de pruebas para enfoques que complementan soluciones tradicionales con un conjunto más amplio de intervenciones en cuencas que aprovechan procesos naturales<sup>48</sup>. Las incertidumbres en las proyecciones futuras de precipitación y disponibilidad hídrica complican el diseño de grandes infraestructuras fijas con una vida útil prolongada. La flexibilidad de la infraestructura natural, la cual puede ser implementada y ampliada de manera más gradual y ajustada en línea con cambios futuros en las condiciones climáticas, es por consiguiente considerada como una forma prometedora de ampliar la capacidad de adaptación de los sistemas de recursos hídricos<sup>7,22</sup>.

Por esta razón, SUNASS, el regulador de agua potable de Perú actualmente está incentivando y apoyando que las empresas prestadoras de servicios de agua en Lima y otras ciudades complementen la infraestructura de ingeniería convencional con soluciones basadas en la naturaleza para la protección de las fuentes naturales de agua<sup>49</sup>. Las empresas prestadoras de servicios de agua en Perú, incluyendo a SEDAPAL de Lima, han respondido mediante el diseño e implementación de una cartera de intervenciones en cuencas que está financiada por una tarifa de agua regulada por SUNASS. Una ley reciente sobre Mecanismos de Retribución por Servicios Ecosistémicos (2014)<sup>8</sup> brinda el marco legal y establece las intervenciones permisibles. También coloca especial énfasis en la integración de conocimiento científico e indígena, incluyendo la rehabilitación de la infraestructura de siembra y cosecha de agua como los sistemas de mejoramiento de infiltración descritos<sup>10</sup>. Esto ha dado lugar a una creciente necesidad de cuantificar los beneficios hidrológicos potenciales de estas prácticas y de identi-

ficar explícitamente a los beneficiarios como un prerrequisito para combinar infraestructura gris y verde y para minimizar la relación costo-beneficio en el contexto del abastecimiento de agua y la resiliencia a sequías.

La identificación de qué combinación de intervenciones optimiza el retorno sobre la inversión y la capacidad de adaptación en vista de la incertidumbre climática futura sigue siendo un desafío, especialmente en regiones montañosas. Se estima que las montañas experimentarán un calentamiento más intenso que las tierras bajas<sup>32,35</sup>, lo cual las hace particularmente propensas a efectos negativos sobre los recursos hídricos, lo que incluye la pérdida de la capacidad de regulación hídrica en los humedales altoandinos y el retroceso acelerado de glaciares<sup>50,51</sup>. De manera similar, el cambio climático está modificando los límites ecológicos y los procesos de otros biomas andinos<sup>52</sup>, con efectos potencialmente graves en los recursos hídricos. La implementación de estrategias de adaptación adecuadas necesitará responder a estos cambios, así como a una creciente demanda antropogénica del agua<sup>53</sup>. El incremento de almacenamiento de agua natural y artificial y de la regulación hidrológica en las cuencas hidrográficas es una estrategia de adaptación robusta. Nuestros resultados muestran que el desarrollo de soluciones que integran elementos de prácticas indígenas y soluciones basadas en la naturaleza pueden desempeñar un rol en esto.

En la práctica, los sistemas de infiltración tendrán que ser parte de una estrategia de gestión del agua más integral a escala de cuenca. Históricamente, esto ha incluido la conservación de herbazales, protección de cabeceras, pastoreo sostenible, prácticas de siembra y cosecha de agua, construcción de terrazas en zonas climáticas más bajas para agricultura sostenible y control de erosión, acueductos para extraer y transportar agua subterránea en la región costera y sistemas de irrigación que usan canales de tierra para incrementar la recarga de acuíferos y promover la eficiencia en el uso de agua. Dada la presión actual producto del estrés hídrico, este estudio brinda la evidencia científica necesaria para escalar la infraestructura indígena, cuestionando así la preconcepción de que las tradiciones locales de gestión del agua están desactualizadas y apoyando la adopción de soluciones basadas en la naturaleza para la seguridad hídrica.





## Conclusiones

Combinamos monitoreo hidrológico y experimentos con trazadores para caracterizar el funcionamiento hidrológico de un sistema de mejoramiento de infiltración de agua de 1400 años de antigüedad, desarrollado por culturas preincaicas para hacer frente a la variabilidad climática en los Andes peruanos. Nuestros resultados confirman que el sistema mejora eficazmente la infiltración de agua en las laderas para alcanzar manantiales aguas abajo. Estimamos un tiempo de retención medio de 45 días, con un rango de entre 2 semanas y 8 meses, lo cual muestra que el sistema puede ser utilizado para incrementar la disponibilidad hídrica a escala comunitaria durante la estación seca. Esto es consistente con su uso original, el cual es ampliar la estación húmeda exitosamente y permitir un periodo de producción agrícola más prolongado para los agricultores locales. Sin embargo, su potencial para mejorar el abastecimiento de agua a escala regional era desconocido. Con el uso de parámetros similares a los que controlan el sistema en Huamantanga y supuestos conservadores respecto a la tasa de recuperación del sistema de infiltración y la idoneidad de la tierra para su escalamiento, estimamos que la práctica puede desviar e infiltrar aproximadamente el 35% del caudal de la estación húmeda de toda la cuenca del Rímac ( $198 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ , recuperando  $99 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ ) e incrementar los volúmenes de la estación seca de la cuenca en 7,5% en promedio y en hasta 33% durante los primeros meses secos. Los tiempos de retención subestacionales del sistema deben ser combinados

con soluciones de almacenamiento clásicas de ingeniería para incrementar la seguridad hídrica para los usuarios rurales y urbanos aguas abajo. Tal combinación puede incrementar su relación costo-beneficio y el rendimiento, particularmente, para superar episodios cortos de sequía.

Se requiere una caracterización hidrológica posterior para implementar infraestructura indígena similar y soluciones basadas en la naturaleza como parte de una estrategia integral de manejo de recursos hídricos a escala de cuenca. Concretamente, un mejor conocimiento de los controles fisiográficos e hidrológicos sobre la distribución del tiempo de retención y la tasa de recuperación puede mejorar la precisión de la estimación de las contribuciones potenciales a escala de cuenca. Además, las tasas de recuperación a diferentes escalas espaciales son actualmente desconocidas y dependen de la geología local, así como de la conectividad y la capacidad de explotación de los acuíferos subsuperficiales. No obstante, la restauración del sistema de Huamantanga ha generado un interés en soluciones basadas en la naturaleza para la seguridad hídrica en la región. Nuestros resultados muestran que revalorizar el conocimiento, las prácticas y los sistemas indígenas puede complementar opciones científicas y de ingeniería para contribuir al principal desafío de abastecer de agua a grandes poblaciones urbanas en ambientes hidrológicamente variables y áridos y, por lo tanto, mejorar su seguridad hídrica y su resiliencia climática.



## Métodos

Usamos una combinación de mapeo participativo, monitoreo hidrológico, experimentos con trazadores colorantes y modelamiento hidrológico para caracterizar y cuantificar la capacidad de almacenamiento y regulación de un sistema preincaico de mejoramiento de la infiltración de agua. Luego estimamos los efectos potenciales locales y regionales de escalar este sistema para contribuir al abastecimiento de agua en la planicie costera árida.

**Mapeo participativo.** Se llevaron a cabo discusiones en grupos focales, entrevistas y encuestas dentro de un grupo compuesto por 117 miembros de la comunidad (comuneros) para acceder al conocimiento

de sus prácticas ancestrales y para registrar sus experiencias de campo en relación con la operación y el mantenimiento del sistema de infiltración<sup>41,54,55</sup>. Se usaron tres métodos principales para recopilar datos: (1) entrevistas semiestructuradas, que incluyen una lista de preguntas orientadoras aunque lo bastante flexibles para seguir la conversación con la persona entrevistada; (2) discusiones grupales con personas claves que fueron invitadas para conversar acerca de temas predefinidos y, ocasionalmente, con más personas que asistían a las reuniones, dado que estas eran abiertas; y (3) observaciones en las que participamos de ciertas actividades diarias (algunas veces por invitación y otras por solicitud), con el fin de observar la dinámica local



y formular preguntas cuando fuese posible. La Tabla suplementaria 9 indica los detalles y los participantes de las 57 entrevistas, 11 talleres, ocho observaciones y cinco visitas locales. Un estudio de las características físicas generó información geográfica importante sobre los componentes del sistema que fueron descritos en carteles elaborados por los miembros de la comunidad (Figura suplementaria 3), los cuales fueron posteriormente mapeados en el campo y digitalizados (Figura 3). El sistema fue mapeado, reconstruido y monitoreado junto con los comuneros como parte de un proyecto de investigación más amplio sobre la Gestión Adaptativa de los Servicios Ecosistémicos de Montaña para la Reducción de la Pobreza<sup>56</sup> y en línea con varias intervenciones gubernamentales y no gubernamentales.

**Experimentos con trazadores colorantes.** Inyectamos 907 g de eosina (ácido rojo 87) en el canal de Pacchipucuro (que fluye hacia la microcuenca C1, Figura 3). Los manantiales aguas abajo fueron equipados con muestreadores de carbón activado que contenían 4.25 g de carbón activado tipo AC Barnebey Sutcliffe, con un área superficial de  $1150 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$  (ref. <sup>57</sup>). Los muestreadores se colectaron a intervalos de tiempo variables por motivos operacionales (Tabla suplementaria 2) y se analizaron en el laboratorio de agua subterránea de Ozark para cuantificar el trazador acumulado. Siguiendo su protocolo<sup>57</sup>, se usaron 15 ml de una solución de elución estándar para cada muestreador de carbón, que consiste en una mezcla de 5% de solución acuosa de amonio y 95% de solución de alcohol isopropílico, además de granulos de hidróxido de potasio en cantidad suficiente para saturar la solución. La solución de alcohol isopropílico es 70% alcohol y 30% agua. La solución acuosa de amonio es 29% amonio. Las concentraciones de colorantes se calculan separando los picos de fluorescencia debido a los colorantes de la fluorescencia de fondo en los gráficos y luego se calcula el área dentro del pico de fluorescencia. Esta área es proporcional a las áreas obtenidas a partir de soluciones estándar. Los límites de detección de la eosina son 0.008 ppb en agua y 0.035 ppb en eluyente. Las cantidades de colorante se expresan en  $\text{mg l}^{-1}$  o ppb acumulado durante el periodo en el que los muestreadores permanecieron en el campo. Estos datos fueron convertidos en series de tiempo, asumiendo una tasa de acumulación lineal del trazador colorante en cada intervalo de muestreo (Figura 4c y Figura suplementaria 4). Usamos

la concentración de trazador en el eluyente como indicador de la concentración de trazador en el agua de manantial.

**Monitoreo hidrológico y volúmenes potenciales de infiltración.** Medimos precipitación y caudal a alta resolución temporal entre los meses de junio 2014 y enero de 2017 en dos microcuencas de cabecera (C1,  $2.09 \text{ km}^2$  y C2,  $1.69 \text{ km}^2$ ) que alimentan las bocatomas del sistema de infiltración (Figura 3). Las microcuencas son parte de la Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA)<sup>58</sup>. Se midió la precipitación en cada microcuenca usando dos pluviómetros de cubeta basculante de 0.2 mm de resolución, instalados a una altura de 1.50 m sobre el suelo y distribuidos a elevaciones bajas y altas para considerar gradientes altitudinales de precipitación. Aplicamos un algoritmo de interpolación spline cúbica<sup>58</sup> en las observaciones de lluvia para generar series de tiempo a un intervalo de 5 minutos, las cuales posteriormente se promediaron por microcuenca y se agregaron a escala diaria y mensual (Figura 4a). El caudal se calculó como una función del nivel de agua, para lo cual usamos vertederos de pared delgada con una sección combinada triangular de  $90^\circ$  y rectangular. Las mediciones de agua se tomaron a intervalos regulares de 5 minutos, usando transductores de presión con tubo ventilado, con una resolución nominal de sensor de  $0.01 \text{ cm H}_2\text{O}$  (0.0034 FS) y una precisión de  $\pm 0.12 \text{ cm H}_2\text{O}$  ( $\pm 0.06$  FS). Asimismo, obtuvimos datos diarios de precipitación del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú (SENAMHI) en Huamantanga (1964–2018) y Chosica–ciudad de Lima (1990–2018) y datos de caudal de la Autoridad Nacional del Agua (ANA) en Chosica–Río Rímac (1920–2018)<sup>37</sup>.

Los volúmenes de agua de la Tabla I fueron calculados sumando la precipitación media de las microcuencas y las observaciones de caudales en las microcuencas C1 y C2 para los años hidrológicos 2014–2015 y 2015–2016. El año hidrológico abarca desde el 1 de septiembre hasta el 31 de agosto, mientras que la estación húmeda comprende desde el 1 de diciembre hasta el 30 de abril. Dado que las bocatomas de los canales de desviación del sistema de infiltración se ubican inmediatamente aguas abajo de los vertederos de monitoreo, se usaron las series de tiempo de los caudales registrados para calcular los volúmenes de agua desviados, potenciales y efectivos, durante la



**Nuestros resultados muestran que revalorizar conocimiento, las prácticas y los sistemas indígenas puede complementar opciones científicas y de ingeniería para contribuir al principal desafío de abastecer de agua a grandes poblaciones urbanas en ambientes hidrológicamente variables y áridos y, por lo tanto, mejorar su seguridad hídrica y su resiliencia climática.**



estación húmeda mostrados en la Tabla 1. El umbral de caudal mínimo para iniciar la desviación se fijó en  $4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ , lo cual corresponde al caudal medio en las microcuencas C1 y C2 durante el periodo de monitoreo. El caudal máximo desviado se basó en una capacidad del canal de desviación de  $75 \text{ l s}^{-1}$  para C1 ( $2,09 \text{ km}^2$ ), la cual junto con el valor base de  $4 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ , es equivalente a  $39,9 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$  (Figura 4b). Asumimos que estas características son típicas de un sistema de infiltración y por lo tanto las usamos en el modelo regional.

### Estimación del tiempo de retención del trazador y construcción de la función de retardo del caudal subsuperficial.

Usamos la serie de tiempo interpolada promedio de la concentración de trazador en el agua de manantial (Figura 4c) para estimar el tiempo de retención del agua infiltrada en la ladera y construir una función de retardo para usarla en el modelo regional. Dado que no es posible medir directamente la descarga de los manantiales, estimamos esta descarga a escala temporal diaria, calculando el caudal base por área unitaria de la microcuenca monitoreada C1, usando el método del Manual de Estimación de Caudales Bajos del Reino Unido (UK Low Flow Estimation Handbook)<sup>59</sup>. Este método divide los datos de caudal medio diario en bloques de 5 días que no se superponen, a partir de los cuales se calculan los valores mínimos de cada bloque consecutivo. El método busca los puntos de inflexión en esta secuencia. Los valores diarios del caudal base se calculan mediante la interpolación entre los puntos de inflexión y están limitados por el hidrograma original cuando la interpolación excede las observaciones<sup>58</sup>. Posteriormente multiplicamos las concentraciones de trazador por el caudal de los manantiales en cada intervalo temporal y normalizamos los resultados para sumar 1, permitiendo usarlo como un hidrograma unitario para el retardo del flujo subsuperficial a escala temporal diaria (Figura suplementaria 4). El hidrograma unitario también fue interpolado a una resolución de 5 minutos para usarlo a escala local con los datos de caudales de alta resolución. El tiempo de retención medio  $\tau$  se determina por el primer momento de la distribución del tiempo de retención  $E(t)$ :

$$\tau = \int_0^{\infty} tE(t)dt$$

**Estimación de la tasa de recuperación.** Estimamos una tasa de recuperación para la infiltración artificial de 0,5, la cual es resultado de pérdidas incurridas por el aumento de la evapotranspiración en la zona de infiltración y percolación profunda alrededor de la zona de recuperación<sup>47</sup>. El flujo subsuperficial poco profundo que no ingresaría a la zona de infiltración, pero que finalmente retornaría al curso de agua se omite de las pérdidas. Las pérdidas por evapotranspiración se calculan en el área donde el agua desviada se infiltra en la ladera ( $A_i = 0,12 \text{ km}^2$ , Figura 3). A lo largo del periodo donde los caudales se derivan del curso de agua y se depositan en esta área, el suelo se encontrará cerca de la saturación. La tasa de evapotranspiración anual de referencia ( $ET_o$ ) para Huamantanga es aproximadamente  $902 \text{ mm año}^{-1}$  (ref. <sup>40</sup>). Asumiendo un coeficiente de cultivo  $K_c$  de 1 (cultivo de referencia de pasto) y ausencia de estrés hídrico, las pérdidas reales por evaporación ( $ET_a$ ) de esta área durante el periodo de derivación de cinco meses (entre los meses de diciembre y abril) se estiman en  $45,1 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ :

$$ET_a = A_i K_c ET_o \frac{5}{12}$$

Lo cual representa el 33,5 % del volumen promedio desviado por año ( $134,6 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ , Tabla 1). Usamos este valor para estimar las pérdidas por infiltración artificial, el cual es un estimado conservador debido a que deja de lado las tasas de evapotranspiración natural que hubiesen ocurrido sin que se produzca la desviación del flujo.

Las pérdidas por percolación profunda se calculan considerando la geología de Huamantanga, caracterizada por la formación de Calipuy, la cual consiste en una mezcla de material volcánico y sedimentario<sup>60</sup>. A pesar de que se dispone de pocos estudios de agua subterránea para esta región, según Lerner *et al.*<sup>61</sup>, las zonas altas no contribuyen de manera considerable a la recarga de agua subterránea. Esto es compatible con la clasificación del macizo rocoso como acuitardo de baja permeabilidad realizada por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico de Perú (INGEMMET)<sup>62</sup>. Como estimado conservador, usamos un valor de recarga de  $1 \text{ mm día}^{-1}$ , el cual se distribuye equitativamente entre la precipitación natural ( $r_n = 0,5 \text{ mm día}^{-1}$ ) y el drenaje artificial ( $r_a = 0,5 \text{ mm día}^{-1}$ ). Debido a la falta de estudios específicos, este es necesariamente un valor arbitrario que puede ser ajustado cuando se disponga de más datos. En combinación con el área total de laderas del sistema de infiltración en Huamantanga ( $A_h = 0,30 \text{ km}^2$ , Figura 3), el resultado es una pérdida de agua de infiltración por percolación profunda (DP) de  $22,8 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ :

$$DP = A_h r_a 365 \frac{5}{12}$$

o alrededor de 16,9% del volumen promedio desviado por año. Por consiguiente, la pérdida combinada por la evaporación incrementada y la percolación profunda se estima en 0,504 y la tasa de recuperación se estima en 0,496, lo cual concuerda con un estudio previo que asumió una tasa de recuperación fija de 0,5 (ref. <sup>63</sup>).

### Simulación de la aplicación a escala de cuenca de los sistemas de infiltración artificiales en el régimen de caudal de ríos.

Desarrollamos un modelo computacional para simular el efecto potencial que puede tener el escalamiento de la práctica de infiltración en el régimen de caudal en toda la cuenca del río Rímac y comparar este efecto con el de la infraestructura gris existente (ver Información Suplementaria). Las características específicas de cada sistema dependerán de las condiciones locales del sitio. Debido a la falta de información regional específica, usamos las características de retardo subsuperficial y la altitud de la bocatoma (4000 msnm) del sistema de infiltración en Huamantanga como características representativas de nuestro modelo regional (Figura suplementaria 2). Usando los datos de elevación de la Misión Topográfica de Radar a Bordo del Transbordador (Shuttle Radar Topography Mission) con una resolución de 1 arco segundo<sup>64</sup> proyectados en la zona 18 del Sistema de Coordenadas Universal Transversal de Mercator (Sistema UTM), el área de la cuenca del Rímac ubicada a más de 4000 msnm se calculó en  $1428,1 \text{ km}^2$  y el área de contribución para la estación de Chosica en  $2318,8 \text{ km}^2$  (Figura suplementaria 6). La precipitación media mensual para estas áreas se estimó usando un producto que combina productos satelitales de precipitación y pluviómetros en tierra e implementando una técnica de Kriging residual ordinario<sup>23</sup> para el periodo 1998–2014. Además, se aplicó el promedio de los coeficientes de escorrentía observados en las microcuencas C1 y C2 (22,44%) a las estimaciones de lluvia para calcular los desviación (Tabla 1 y Tablas suplementarias 4 y 5). Asumimos que el 50%



de la descarga total del río durante la estación húmeda generada en esta área puede ser desviada a sistemas de infiltración, acorde con la proporción de desviación efectiva de 54% del sistema de Huamantanga (Tabla 1). Direccionamos esta parte de la descarga a través de la función de retardo subsuperficial calculada a partir del experimento de trazadores en el sistema de Huamantanga y con la aplicación de la tasa de recuperación estimada de 0,5. Este modelo fue aplicado a las observaciones de caudal diario del Rímac en la estación de Chosica proporcionadas por la ANA. El efecto de la práctica de mejoramiento de infiltración de agua en el caudal del río se comparó con otros dos escenarios: el régimen natural de caudal (1921–1960) y el régimen de caudal modificado por la construcción de la infraestructura hidráulica gris (1960–2018)<sup>37</sup>. Los rangos de variabilidad interanual para cada mes del año se calcularon usando los percentiles 5 y 95 de los datos mensuales (Figura 5 y Figuras suplementarias 1 y 7). La Tabla suplementaria 8 y la Figura suplementaria 7 presentan los resultados de un análisis de sensibilidad para la tasa de recuperación.

**Análisis de sequías.** Se analizaron las sequías meteorológicas e hidrológicas usando un enfoque de umbral<sup>65</sup>, en el que se identifican los eventos de sequía cuando el valor de la variable desciende por debajo de un umbral predefinido. Para considerar la estacionalidad, usamos un umbral variable sobre la base de una media móvil de 30 días, definida en el percentil 20 de los datos interanuales<sup>66</sup>. Esto da como resultado un umbral individual para cada día del año derivado de la función de distribución acumulada de la variable medida promediada en dicho día y en los 15 días antes y después de dicho día, para todos los años en la serie de tiempo. Las duraciones de las sequías se calcularon como el número total de días consecutivos en los cuales la precipitación es menor que el umbral. Los eventos de sequía separados por un periodo menor de 10 días se combinaron en un solo evento de sequía. Los episodios cortos de sequía con una duración menor de 10 días fueron eliminados. Los volúmenes de déficit de agua fueron calculados como la suma de las anomalías de precipitación o caudal negativas del umbral durante los eventos de sequía. Posteriormente, se calculó la media, la desviación estándar y la máxima, para los volúmenes anuales, las duraciones de las sequías y los volúmenes de déficit. Para el cálculo de sequías meteorológicas, analizamos las series de tiempo de la estación de Chosica durante el periodo 1990–2018 y de la estación de Huamantanga durante los periodos 1964–2018 y 1990–2018 para su comparación (Tabla suplementaria 6). Para el cálculo de sequías hidrológicas, analizamos el caudal del río Rímac en la estación de Chosica durante los periodos 1921–1960 (régimen natural de caudal), 1961–2018 (régimen alterado de caudal como resultado de la infraestructura civil) y los caudales simulados influenciados por el sistema de infiltración para 1961–2018 (Tabla suplementaria 7).



## Disponibilidad de datos

Ochoa-Tocachi et al.<sup>58</sup> describen los datos del monitoreo hidrológico de las microcuencas C1 y C2, los mismos que están disponibles en la Cita de Datos 1 de dicho documento y en la Información Suplementaria (Datos suplementarios 1). Los datos consisten en las series de tiempo originales de lluvia y caudal y en las características físicas e índices hidrológicos de las microcuencas monitoreadas. Los datos de los experimentos de trazadores colorantes se proporcionan en las Tablas suplementarias 2 y 3. Los datos de las estaciones pluviométricas a largo plazo, Huamantanga y Chosica, así como el caudal del río Rímac, fueron proporcionados por SENAMHI y ANA y se adjuntan al presente documento con la respectiva autorización<sup>67</sup> (Datos complementarios 2 y 3).



## Disponibilidad de códigos

Los cálculos fueron implementados usando scripts personalizados de código en MATLAB R2018b (v.9.5) escritos por los autores. Los scripts se encuentran disponibles en <https://github.com/topicster/mamanteo><sup>67</sup>.

Fecha de recepción: 8 de enero de 2019; fecha de aceptación: 7 de mayo de 2019

Fecha de publicación online: 24 de junio de 2019; fecha de publicación impresa: 9 de julio de 2019





## Referencias

1. Van Loon, A. F. et al. Drought in the anthropocene. *Nat. Geosci.* 9, 89–91 (2016).
2. Mishra, A. K. & Singh, V. P. A review of drought concepts. *J. Hydrol.* 391, 202–216 (2010).
3. Van Loon, A. F. Hydrological drought explained. *WIREs Water* 2, 359–392 (2015).
4. Ledger, M. E., Brown, L. E., Edwards, F. K., Milner, A. M. & Woodward, G. Drought alters the structure and functioning of complex food webs. *Nat. Clim. Change* 3, 223–227 (2012).
5. van Vliet, M. T. H. et al. Vulnerability of US and European electricity supply to climate change. *Nat. Clim. Change* 2, 676–681 (2012).
6. von Uexkull, N., Croicu, M., Fjelde, H. & Buhaug, H. Civil conflict sensitivity to growing-season drought. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 113, 12391–12396 (2016).
7. *Nature-Based Solutions for Water* (UNESCO, 2018).
8. Ley No. 30215 De Mecanismos De Retribución Por Servicios Ecosistémicos— Law No. 30215 on Reward Mechanisms for Ecosystem Services (Ministry of Environment of Peru, 2014).
9. Somers, L. D. et al. Does hillslope trenching enhance groundwater recharge and baseflow in the Peruvian Andes? *Hydrol. Process.* 32, 318–331 (2018).
10. Grainger, S. et al. The development and intersection of highland-coastal scale frames: a case study of water governance in central Peru. *J. Environ. Pol. Plan.* 21, 373–390 (2019).
11. Ávila, J. *El Sistema de Infiltración Hídrica para el Mamanteo de Huamantanga—The Water Infiltration System for Huamantanga's Mamanteo* (Alternativa NGO, 2012).
12. Apaza, D., Arroyo, R. & Alcencastre, A. *Las Amunas de Huarochirí, Recarga de Acuíferos en los Andes—The Amunas of Huarochirí, Aquifer Recharge in the Andes* (Gestión Social del Agua y Ambiente en Cuencas, 2006).
13. Garnett, S. T. et al. A spatial overview of the global importance of Indigenous lands for conservation. *Nat. Sustain.* 1, 369–374 (2018).
14. Beckers, B., Berking, J. & Schutt, B. Ancient water harvesting methods in the drylands of the mediterranean and western asia. *J. Anc. Stud.* 2, 145–164 (2008).
15. Dande, R., Bele, A., Padgilwar, P. P. & Kulkarni, N. Sustainable rain water harvesting techniques prevailing in ancient India. *Int. J. Theor. Appl. Res. Mech. Eng.* 5, 16–24 (2016).
16. DiNapoli, R. J. et al. Rapa Nui (Eastern Island) monument (ahu) locations explained by freshwater sources. *PLoS ONE* 14, e0210409 (2019).
17. Brosnan, T., Becker, M. W. & Lipo, C. P. Coastal groundwater discharge and the ancient inhabitants of Rapa Nui (Easter Island), Chile. *Hydrogeol. J.* 27, 519–534 (2019).
18. Pulido-Bosch, A. & Ben Sbih, Y. Centuries of artificial recharge on the southern edge of the Sierra Nevada (Granada, Spain). *Environ. Geol.* 26, 57–63 (1995).
19. Headworth, H. G. Early Arab water technology in Southern Spain. *Water Environ. J.* 18, 161–165 (2004).
20. Wright, K. R. & Valencia Zegarra, A. *Machu Picchu: A Civil Engineering Marvel* (ASCE Press, 2000).
21. Wright, K. R., Witt, G. D. & Valencia Zegarra, A. Hydrogeology and paleohydrology of ancient Machu Picchu. *Groundwater* 35, 660–666 (1997).
22. Vogl, A. L. et al. Mainstreaming investments in watershed services to enhance water security: Barriers and opportunities. *Environ. Sci. Policy* 75, 19–27 (2017).
23. Manz, B. et al. High-resolution satellite-gauge merged precipitation climatologies of the Tropical Andes. *J. Geophys. Res. Atmos.* 121, 1190–1207 (2016).
24. Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N., Kurths, J. & Marengo, J. Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System. *Geophys. Res. Lett.* 40, 4386–4392 (2013).
25. Romatschke, U. & Houze, R. A. Extreme summer convection in South America. *J. Clim.* 23, 3761–3791 (2010).
26. Garreaud, R. D. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22, 3–11 (2009).
27. Houston, J. & Hartley, A. The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyperaridity in the Atacama Desert. *Int. J. Climatol.* 23, 1453–1464 (2003).
28. Chen, D., Cane, M. A., Kaplan, A., Zebiak, S. E. & Huang, D. Predictability of El Niño over the past 148 years. *Nature* 428, 733–736 (2004).
29. De Bièvre, B. & Acosta, L. in *Mountains and Climate Change: A Global Concern* (eds Kohler, T. et al.) Ch. 2.2 (Centre for Development and Environment, Swiss Agency for Development and Cooperation and Geographica Bernensia, 2014).
30. Ochoa-Tocachi, B. F., Buytaert, W. & De Bièvre, B. Regionalization of land-use impacts on streamflow using a network of paired catchments. *Water Resour. Res.* 52, 6710–6729 (2016).
31. Bonnesoeur, V. et al. Impacts of forests and forestation on hydrological services in the Andes: a systematic review. *Forest Ecol. Manag.* 433, 569–584 (2019).

32. Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F. & Vergara, W. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science* 312, 1755–1756 (2006).
33. Buytaert, W., Céleri, R. & Timbe, L. Predicting climate change impacts on water resources in the tropical Andes: effects of GCM uncertainty. *Geophys. Res. Lett.* 36, L07406 (2009).
34. Viviroli, D. et al. Climate change and mountain water resources: overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 471–504 (2011).
35. Ragettli, S., Immerzeel, W. W. & Pellicciotti, F. Contrasting climate change impact on river flows from high-altitude catchments in the Himalayan and Andes Mountains. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 113, 9222–9227 (2016).
36. Gammie, G. & De Bièvre, B. *Assessing Green Interventions for the Water Supply of Lima, Peru* (Forest Trends, 2015).
37. Vega-Jácome, F., Lavado-Casimiro, W. & Felipe-Obando, O. Assessing hydrological changes in a regulated river system over the last 90 years in Rimac Basin (Peru). *Theor. Appl. Climatol.* 132, 347–362 (2018).
38. Gutiérrez, O. F. *Huamantanga: Tierra Fecunda, Heroica y Legendaria—Huamantanga: Fertile, Heroic, and Legendary Land* (Orlando Francisco Gutiérrez Reymundo, 2018).
39. *Rumbo a un Programa Nacional de Siembra y Cosecha de Agua: Aportes y Reflexiones Desde la Práctica—Towards a National Programme of Water Harvesting: Contributions and Insights From the Practice* (Ministerio de Agricultura y Riego del Perú, Vice-ministerio de Políticas Agrarias, 2016).
40. Ochoa-Tocachi, B. F. et al. Impacts of land use on the hydrological response of tropical Andean catchments. *Hydrol. Process.* 30, 4074–4089 (2016).
41. Zulkafli, Z. et al. User-driven design of decision support systems for polycentric environmental resources management. *Environ. Model. Softw.* 88, 58–73 (2017).
42. Vitvar, T., Aggarwal, P. K. & McDonnell, J. J. in *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science* (eds Aggarwal, P. K. et al.) Ch. 12 (Springer, 2005).
43. Jasechko, S., Kirchner, J. W., Welker, J. M. & McDonnell, J. J. Substantial proportion of global streamflow less than three months old. *Nat. Geosci.* 9, 126–129 (2016).
44. Gleick, P. H. & Palaniappan, M. Peak water limits to freshwater withdrawal and use. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 107, 11155–11162 (2010).
45. Rosero-López, D. et al. Streamlined eco-engineering approach helps define environmental flows for tropical Andean headwaters. *Freshw. Biol.* 64, 1315–1325 (2019).
46. Hommes, L. & Boelens, R. From natural flow to ‘working river’: hydropower development, modernity and socio-territorial transformations in Lima’s Rimac Watershed. *J. Hist. Geogr.* 62, 85–95 (2018).
47. Welch, L. A. & Allen, D. M. Consistency of groundwater flow patterns in mountainous topography: implications for valley bottom water replenishment and for defining groundwater flow boundaries. *Water Resour. Res.* 48, W05526 (2012).
48. Hall, J. S., Kirn, V. & Yanguas-Fernández, E. *Managing Watersheds for Ecosystem Services in the Steepland Neotropics* (Smithsonian Tropical Research Institute, 2015).
49. *Ley No. 30045 De Modernización De Los Servicios De Saneamiento—Law No. 30045 on Modernisation of Sanitation Services* (Ministry of Housing, Construction, and Sanitation of Peru, 2013).
50. Kaser, G., Grosshauser, M. & Marzeion, B. Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 107, 20223–20227 (2010).
51. Buytaert, W. et al. Glacial melt content of water use in the tropical Andes. *Environ. Res. Lett.* 12, 114014 (2017).
52. Tovar, C., Arnillas, C. A., Cuesta, F. & Buytaert, W. Diverging responses of tropical andean biomes under future climate conditions. *PLoS ONE* 8, e63634 (2013).
53. Buytaert, W. & De Bièvre, B. Water for cities: the impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resour. Res.* 48, W08503 (2012).
54. Romero-López, M. & Collado-Solís, C. *Acercamiento a las Estrategias de Vida de las Familias Rurales de Matiguás y Río Blanco—Approach to the Life Strategies of the Rural Families of Matiguás and Río Blanco* (Instituto de Investigación y Desarrollo, 2013).
55. Bastiaensen, J., Merlet, P. & Flores, S. *Rutas de Desarrollo en Territorios Humanos: Las Dinámicas de la Vía Láctea en Nicaragua—Development Pathways in Human Territories: Dynamics of the Milky Way in Nicaragua* (UCA Publicaciones, 2015).
56. Buytaert, W. et al. Citizen science in hydrology and water resources: opportunities for knowledge generation, ecosystem service management, and sustainable development. *Front. Earth Sci.* 2, 26 (2014).
57. Aley, T. *Groundwater Tracing Handbook* (Ozark Underground Laboratory, 2002).
58. Ochoa-Tocachi, B. F. et al. High-resolution hydrometeorological data from a network of headwater catchments in the tropical Andes. *Sci. Data* 5, 180080 (2018).
59. Gustard, A., Bullock, A. & Dixon, J. M. *Low Flow Estimation in the United Kingdom*, Report No. 108 (Institute of Hydrology, 1992).
60. Hollister, V. F. & Sirvas, E. B. The calipuy formation of northern Peru, and its relation to volcanism in the Northern Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 4, 89–98 (1978).
61. Lerner, D. N., Mansell-Moullin, M., Dellow, D. J. & Lloyd, J. W. Groundwater studies for Lima, Peru. *IAHS Publ.* 135, 17–30 (1982).
62. *Hydrogeological Map of Peru* (Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú, 2016).
63. Kieser, M. S. *Restoration of Amunas: Quantifying Potential Baseflow Improvements* (Forest Trends, 2014).
64. *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global: SRTM1S13W077V3* (US Geological Survey, Earth Resources Observation and Science Center, 2014).
65. Van Loon, A. F. & Laaha, G. Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. *J. Hydrol.* 526, 3–14 (2015).
66. Beyene, B. S., Van Loon, A. F., Van Lanen, H. A. J. & Torfs, P. J. J. F. Investigation of variable threshold level approaches for hydrological drought identification. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 11, 12765–12797 (2014).
67. Ochoa-Tocachi, B. F. Computer code for data processing and simulation of pre-Inca infiltration enhancement systems (mamanteo and amunas). *GitHub* <https://github.com/topicster/mamanteo> (2019).





## Agradecimientos

Un agradecimiento especial a la comunidad de Huamantanga y sus autoridades por proporcionar participación constante, apoyo y consentimiento para nuestro trabajo. El monitoreo de las cuencas pares y la restauración del sistema de infiltración se establecieron gracias a la financiación del Proyecto Natural Capital, CONDESAN, ONG Alternativa, AQUAFONDO y TNC.

Agradecemos a SENAMHI, ANA e iMHEA por los datos hidrometeorológicos provistos.

Reconocemos la financiación de UK Research and Innovation (subvención NERC no. NE/K010239-1) y el Proyecto de Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrico financiado por USAID y el Gobierno de Canadá.

B.F.O.-T. fue financiado por una beca de doctorado "Imperial College President's PhD Scholarship" y el Programa DTP "Science and Solutions for a Changing Planet (Subvención UKRI NERC no. NE/L002515/1).

W. Lavado y F. Vega-Jácome proporcionaron información útil para la interpretación de datos hidrometeorológicos regionales. A. Butler y C. Hackshaw proporcionaron comentarios útiles para mejorar el manuscrito. La Figura 2 fue desarrollada con ayuda de Soapbox Communications Ltd.



## Contribuciones potenciales de la infraestructura preincaica de infiltración de agua para la seguridad hídrica en los Andes

La iMHEA es una red de instituciones interesadas en incrementar y fortalecer el conocimiento sobre la hidrología de los ecosistemas andinos para mejorar la toma de decisiones en torno a la gestión sostenible de los recursos hídricos y los servicios ecosistémicos en la región. Actualmente, la iMHEA cubre sitios de monitoreo en Venezuela, Colombia, Ecuador, Perú, y Bolivia. Su sede se encuentra en las oficinas de FONAG en Quito, Ecuador, y de CONDESAN en Lima, Perú.

### ¿Cómo citar este documento?

Ochoa-Tocachi, B. F., Bardales, J. D., Antiporta, J., Pérez, K., Acosta, L., Mao, F., Zulkafli, Z., Gil-Ríos, J., Angulo, O., Grainger, S., Gammie, G., De Bièvre, B., and Buytaert, W. (2019). Potential contributions of pre-Inca infiltration infrastructure to Andean water security. *Nature Sustainability* 2: 584–593. doi:10.1038/s41893-019-0307-1

Con el apoyo de:



Canada



La traducción y diagramación de la versión en español de este informe fue preparado por Forest Trends, socio implementador del proyecto “Infraestructura Natural para la Seguridad Hídrica” (INSH), con contribuciones de nuestros socios: CONDESAN, la Sociedad Peruana de Derecho Ambiental (SPDA), EcoDecisión e investigadores del Imperial College of London y la Iniciativa Regional de Monitoreo Hidrológico de Ecosistemas Andinos (iMHEA). La publicación de la versión en español de este informe fue posible gracias al apoyo de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional y el Gobierno de Canadá. Las opiniones expresadas en este documento son de los autores y no reflejan necesariamente las opiniones de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional ni el Gobierno de Canadá.