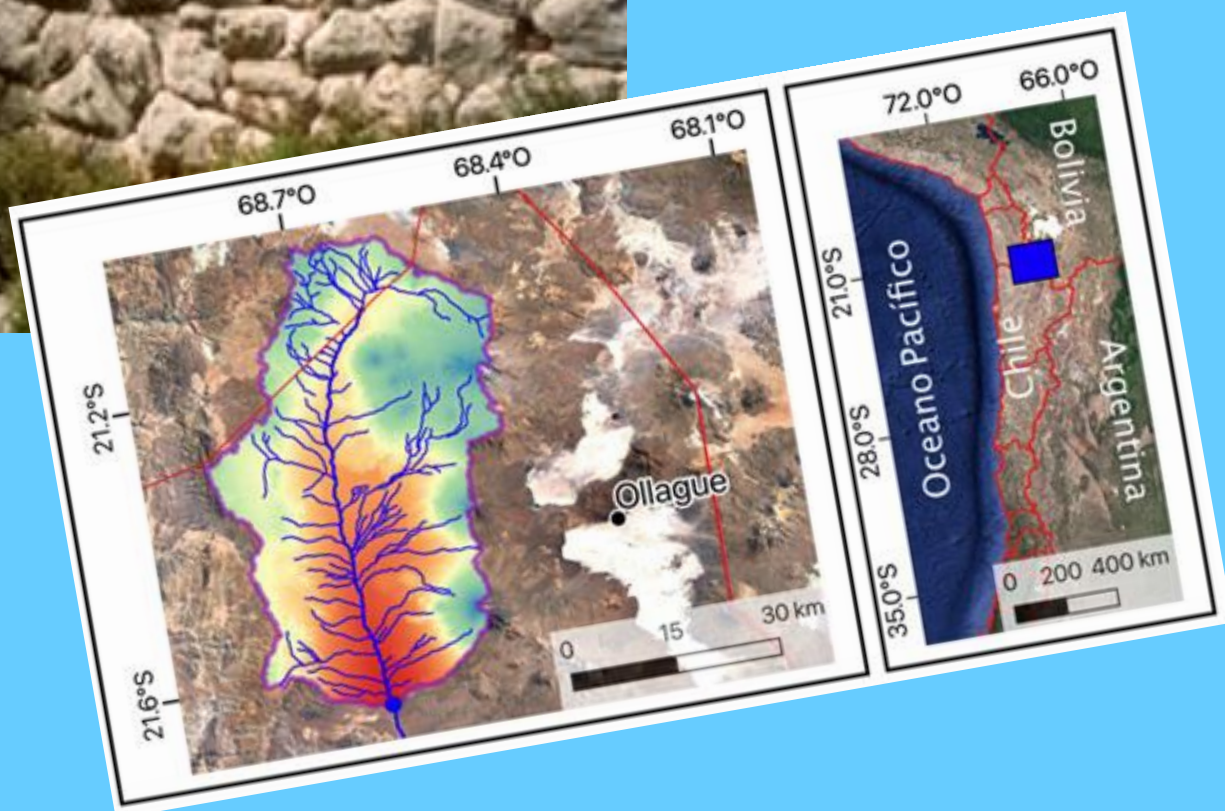
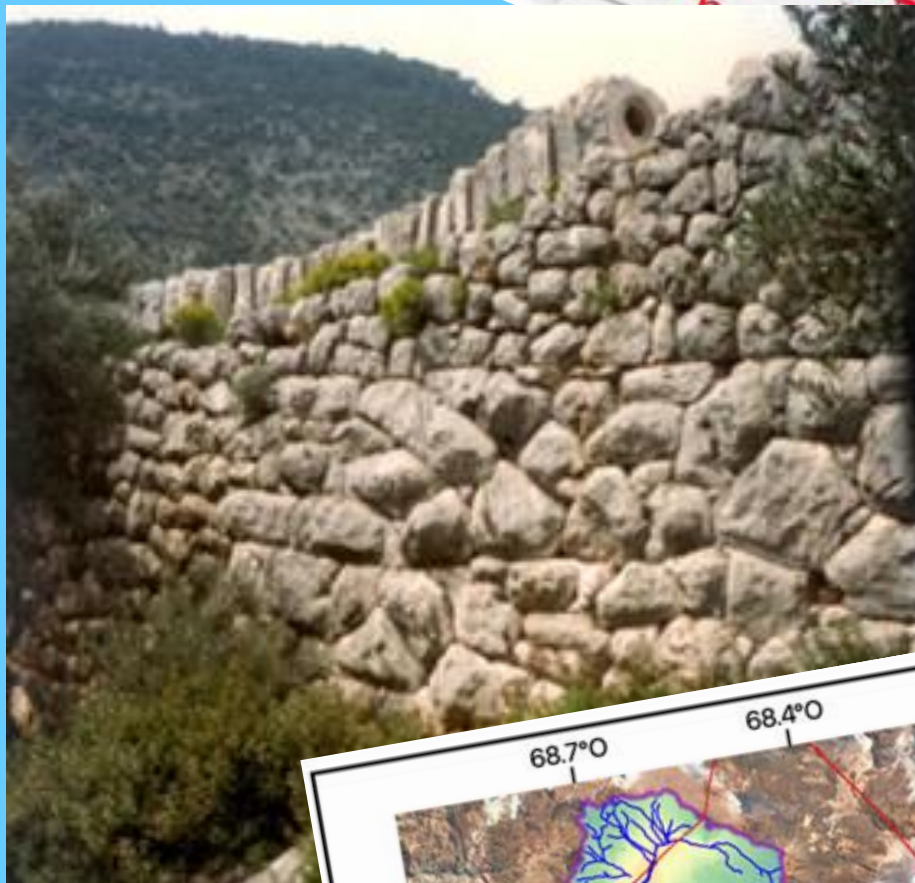
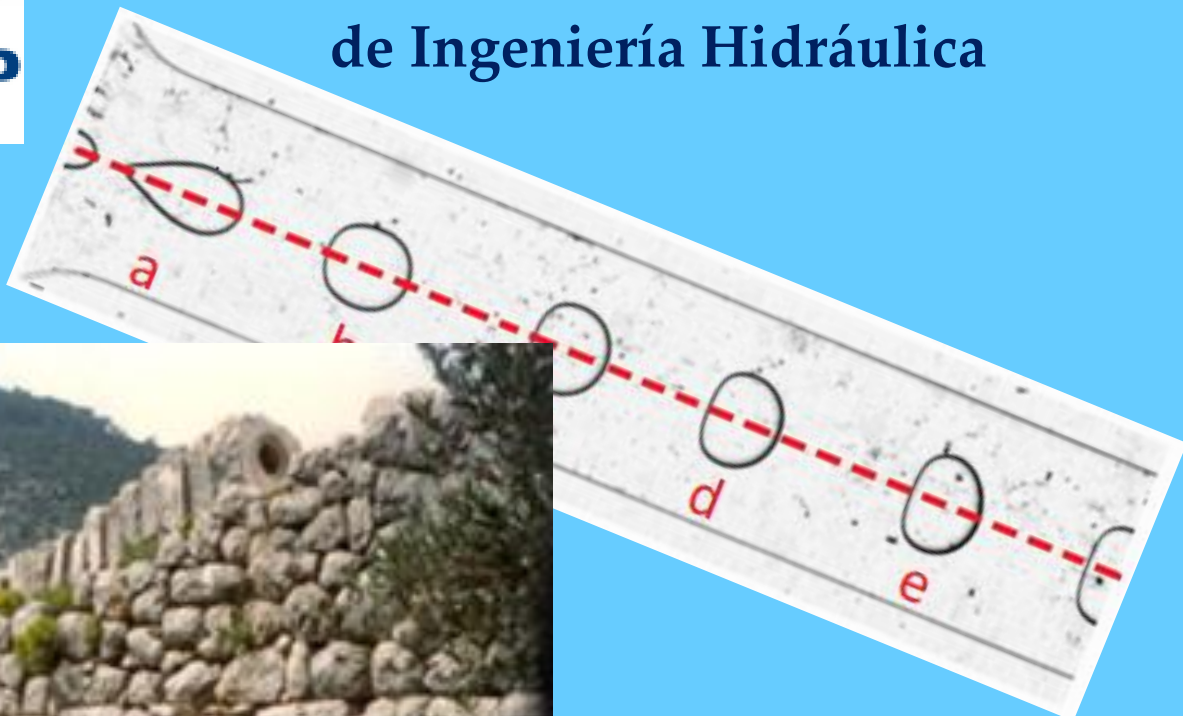




Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica



REVISTA DE LA
SOCIEDAD CHILENA DE
INGENIERÍA HIDRÁULICA

SOCHID

Sede Instituto de Ingenieros de Chile – San Martín 352 – Fono 2 2698 4028 – Santiago CHILE

Revista de la
Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica

ISS 0716-3746

Volumen 37, Número 1, Mayo 2022

DIRECTORIO SOCHID

Presidente: Hernán Alcayaga S.
Vicepresidente: Raúl Demangel C.
Tesorero: Cristián Núñez R.
Directores: Cristián Escauriaza M.
Aldo Tamburrino T.
Secretario General: Francisco Romero B.

DIRECTORES HONORARIOS

Francisco J. Domínguez S. (Q.E.P.D.)
Horacio Mery M.
Eduardo Varas C.
Sergio Radrigán V.
Humberto Peña T.
Ernesto Brown F. (Q.E.P.D.)
Bonifacio Fernández L.
Jorge Bravo S
Luis Ayala R.
Ludwig Stowhas B.
Ricardo González V.
José Vargas B.
Luis Estellé A.

EDITOR DE LA REVISTA

Aldo Tamburrino Tavantzis
atamburr@ing.uchile.cl
San Martín 352, Santiago
Fono 2 2698 4028
www.sochid.cl

Imágenes de la portada: Tomada de distintos artículos de este número

REVISTA DE LA SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

ÍNDICE

Editorial	1
A Roman aqueduct at Patara, Turkey Paul M. Kessener	3
Deformación de microgotas que viajan en canales poco profundos Pablo Mardones M., María Luisa Cordero	23
Permafrost extent in mountain environments Gerardo Zegers, Masaki Hayashi	37
Proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos en una cuenca del altiplano chileno, bajo el escenario de cambio climático SSP5-8.5 Jerónimo Sota, Miguel Lagos-Zúñiga	55
Hidro-Grafía Aldo Tamburrino Tavantzis	75

EDITORIAL

Este primer número del año 2022 de la Revista de la SOCHID aparece en una situación de cuasi normalidad en el contexto de la pandemia de COVID-19 que nos ha afectado ya más de dos años. Con los debidos resguardos, como el distanciamiento físico y uso de mascarillas, ya hemos vuelto presencialmente a la mayoría de nuestras actividades. Pero nos encontramos que muchas de ellas que fuimos forzados a realizar de manera online continúan en esta modalidad y seguirán así, como lo son las reuniones, que muchos prefieren tenerlas a través de un monitor ya que de este modo se da la oportunidad de reunir gente de distintos lugares o ahorrar tiempos de traslado. También muchas empresas, particularmente consultoras, han decidido desarrollar sus actividades de manera mixta, coordinando sus empleados tiempos online con presenciales.

Uno de los efectos del COVID-19 fue expandir la distribución de la Revista, no limitándola a los socios. Esto resultó de las dificultades que imponía la pandemia para imprimirla y distribuir los ejemplares físicos. Se pasó a una versión digital, la que puede llegar a todo el mundo con solo incluirla en un correo electrónico o subirla a un sitio web. Aunque paulatinamente se ha agrandado la base de datos a quienes se envía la Revista, se alienta a nuestros socios que también la distribuyan. Pero la difusión de artículos y trabajos no se limita a la Revista. Recientemente el Directorio de la SOCHID acordó de manera unánime liberar el acceso de todos los artículos de los congresos que se encuentran digitalizados. Hasta antes de esta decisión, solamente podían acceder a ellos los socios con las cuotas al día. Se espera que esta decisión pronto se refleje en el sitio web de la Sociedad.

En el Editorial del número anterior destacábamos que hacía 150 años Adhémar Jean Claude Barré de Saint-Venant había publicado su artículo en el que presentó las ecuaciones que rigen el flujo unidimensional en canales abiertos. Este año también es de celebración. Hace 200 años, Claude-Louis Navier presentó su sistema de ecuaciones diferenciales que rigen el movimiento de los fluidos. Aunque publicado en 1823, Navier leyó su artículo “Sobre las leyes del movimiento de los fluidos” el 18 de marzo de 1822 en la Académie Royale des Sciences de París. Como no podemos dejar pasar este evento sin celebrarlo como merece, el próximo número de la Revista estará dedicado a las ecuaciones de Navier-Stokes, e invitamos a que envíen sus contribuciones. El único requisito del artículo es que de alguna manera debe estar ligado a dichas ecuaciones, ya sea a través de estudios teóricos o mediante aplicaciones.

Aldo Tamburrino Tavantzis
Editor

A ROMAN AQUEDUCT AT PATARA, TURKEY

PAUL M. KESSENER

Radboud University, Nijmegen, The Netherlands

www.independent.academia.com/paul.kessener

lehl@euronet.nl

ABSTRACT

Water is essential for life, and the provision of water is a key factor for survival and for the development of settlements and cities. Rome is noted for its eleven aqueducts delivering a water quantity comparable to that of the water provision of Paris in the 1970's. During the Pax Romana (1st-2nd c. CE) almost every city gained an aqueduct, at times with considerable length. These gravity driven systems required a continuous downward slope from source to city, having a course dictated by characteristics of the terrain with problems that were to be solved by the Roman engineer. At times pressure conduits were employed exhibiting their own hydraulic traits and troubles. In this contribution aspects of the 23 km aqueduct of Patara on the south coast of Turkey are brought forward, an aqueduct that was equipped with a stone pressure line of which a substantial part is intact today.

Keywords: Roman aqueducts, inverted siphons, stone conduits, lead pipes, pressure surges, Vitruvius

1. INTRODUCTION

In Roman times long distance water transport was realized by means of aqueducts. Water was conveyed by means of mortared open channels, with a downward slope from spring to destination. Also wooden channels and clay pipelines were applied. The Aqua Appia, the oldest aqueduct of Rome, was constructed in the third Century BCE. Until today over 1600 aqueducts have been described, Gallia (France) alone counting more than 300 aqueducts (Figure 1).¹

When a valley was esteemed too deep or too wide or maybe too expensive to be crossed by a bridge, pressure lines were applied. Known as '(inverted) siphons' these closed conduits transported water across a valley according to the principle of communicating vessels. Some 60 classical siphons are presently known. In this contribution the Roman aqueduct of Patara with its inverted siphon, on the south coast of Turkey (arrow in Figure 1), is discussed, representing many of the Roman techniques of water conveyance, the problems that may occur, and the procedures that the ancient engineers applied to cope with these problems.

¹ Hodge 1992, 1; www.romaq.org (April 2021).



Figure 1. Map of known aqueducts in the Roman Empire.

2. ASPECTS OF ROMAN AQUEDUCTS

The common method for water transport in Roman times was building mortared open channels, often roofed, with a regular, not necessarily uniform, downward slope from source to destination, as dictated by gravity. The aqueducts gained at times considerable length, the Constantinople aqueduct with 250 km being longest (Table 1).² The route of an aqueduct usually ran for at least a part through mountainous and uneven terrains. To guarantee that the water would flow from source to destination bridges were constructed, tunnels were dug, and at times the channel was cut right out of the vertical rock face. This required great expertise in surveying techniques, planning, and design.³ The Roman engineers, who had been given the task to bring good quality water to the town and to solve the problems that were encountered on the way, often stayed in the background.⁴

² For Constantinople (Table 1) see Çeçen (1996), Crow (2012), Sürmelihiindi et al. (2021); Carthago: Rakob (1983); Cologne: Haberey (1972), Grewe (1986); Rome: van Deman (1934), Ashby (1935), Blackman (1978), Hodge (1992); Cadiz: Casado (1985, p. 319), Pérez et al. (2014); Lyon: Burdy (2002); Pergamon: Garbrecht (1978, 1987, 2001); Nîmes: Fabre et al. (2000); Arles: Leveau (1996); Cherchel: Leveau & Paillet (1976); Alcanadre: Mezquiriz (1979). Noviomagus : Kessener (2017a).

³ For Roman surveying see Grewe (1998); also Lewis (2001); Grewe (2017); Kessener (2022).

⁴ This was not always the case. In the 1st c. CE a 17 km aqueduct was planned for ancient Saldæ, present day Bejaia in Algeria. In order to pass a hill a 428 m long tunnel was planned, to be dug from two sides to meet in the middle. At one instance the two stretches that were excavated had a joint length that exceeded the distance to be covered. Then an engineer from the Roman army, Nonius Datus, was called in for help, and he solved the problem. This was commemorated in an inscription, still to be seen in Bejaia, mentioning the three virtues that

Table 1. Length of some classical aqueducts

LOCATION	COUNTRY	LENGTH (km)
Constantinople	Turkey	>250
Carthage	Tunesia	95
Cologne	Germany	95
Rome (Aqua Marcia)	Italy	91
Rome (Anio Novus)	Italy	87
Cadiz (Tempul)	Spain	83
Lyon (Gier)	France	75
Rome (Aqua Claudia)	Italy	69
Lyon (Brevenne)	France	66
Rome (Anio Vetus)	Italy	64
Rome (Aqua Traiana)	Italy	58
Pergamon (Kaikos)	Turkey	50
Nîmes	France	50
Arles	France	48
Cherchel	Algeria	45
Alcanadre	Spain	30
Noviomagus	Netherlands	5

Natural stones and bricks were the main materials the mortared channels were constructed of, few wooden channels have been identified, while terracotta piped conduits are also known. Supported by a solid foundation and with thick walls the mortared channels were covered by barrel vaulting, less often by flat slabs. For maintenance and repair channels were made accessible from the top by means of an opening, either round or square, spaced at regular intervals, at times combined with a vertical shaft in case of an underground course (manhole, inspection shaft, *regard*). Dimensions of the channel ranged widely (Table 2).

Table 2. Dimensions of aqueduct channels

AQUEDUCT	INSIDE CHANNEL DIMENSIONS (height × width, cm)
Degirmedere (Ephesos, Turkey)	245 × 80
Aqua Marcia (Rome, Italy)	240 × 90
Carthago (Tunesia)	190 × 85
Brevenne (Lyon, France)	170 × 80
Nîmes (France)	166 × 120
Keulen (Germany)	142 × 70
Aspendos (Turkey)	90 × 50
Mont d'Or (Lyon, France)	74 × 44
Patara (Turkey)	35 × 40

an able engineer should possess: *Spes, Virtus, Patientia*. Copies of the inscription are in the Museo della Cività in Rome, and in the Museum für antike Schifffahrt in Mainz (de Waele, 1996; Grewe, 2002).

The planning of an aqueduct route was no easy task. The Roman author Vitruvius (1st c. BCE) describes an instrument, called *chorobates*, which he esteems the most accurate for leveling, a 20 foot long narrow table with legs at square angles and vision-sights at either end.⁵ Plumb bobs would guarantee the horizontal orientation of the table, and in case of windy weather water could be poured in a 5 foot long, 1 inch wide, and 1.5 inch deep hollow in the table top. When the water level is the same at both ends of the groove, the tabletop is oriented horizontal, and ‘one knows how large the slope (of the channel) is’ Vitruvius adds.⁶ The instrument seems quite bulky for handling in mountainous terrains, although incidental installment by the engineer and his team when having a free view to the environment must be considered an option. In the same section Vitruvius refers to Archimedes ‘who is known to state in his writings’ that ‘water surfaces coincide with a sphere concentric with the center of the sphere of the earth’, but that does not affect the leveling, he adds, as long as the water level at both ends of the groove is at equal distance from the top of the table.

The slope (gradient) of the channel varied for each aqueduct and along its trajectory. Often the initial section was steep, while on approaching its destination the slope became less. The 50 km aqueduct of Nîmes with its famous Pont du Gard (Figures 2 and 3) started with a gradient of 67 cm per kilometer from the spring at Uzès that is situated only 17 m above the aqueduct’s end. After the 15 km stretch to the Pont du Gard it continued at only 7 cm/km for another 10 km, in extremely hilly terrain, incorporating another four bridges, a great achievement of precision even today.⁷ On the other hand, the Carthago aqueduct had a slope of 95 *meter* per km for its first 6 km.



Figure 2. The Pont du Gard, 275 m long, and almost 50 m high
(nl.wikipedia.org-wiki-Pont_du_Gard, March 2022).

For water tightness the inner walls of the channels were covered with *opus signinum*, a special type of mortar, watertight and resistive to temperature changes.⁸ Because the Romans

⁵ Marcus Vitruvius Pollio, 1st c. BCE, is the author of ‘*De Architectura Libri Decem*’ (‘Ten Books on Architecture’). His Book VIII treats issues on water and water transport. Translations are by Callebaut (1973, French), Fensterbusch (1964, German), Peters (1997, Dutch), Rowland (2001, English).

⁶ Vitruvius VIII, 5, 1-3.

⁷ Hodge 1992, 187-190.

⁸ Malinowski 1979; also 1996.



Figure 3. The Pont du Gard in heavy weather (2002 flood), withstanding nature's force unscathed.

often tapped karstic springs, over time calcareous incrustations (*'sinter'*) accumulated on the walls and floor of the channels, at a rate sometimes of several mm's per year. This could lead to a substantial reduction of channel dimensions and discharge. The 120cm wide channel of the Nîmes aqueduct has deposits up to 50cm wide on both inner walls, indicating continuous operation for many centuries. The *sinter* of the Cologne aqueduct, having grown in thickness of just 1 mm/year, is of a high quality. In medieval times the up to 30 cm wide the incrustations in the channel were broken out to be reworked and polished, showing a travertine like structure from the seasonal deposits similar to tree rings. It was regarded as valuable material and served for altar slabs, ornaments, funerary ornaments, and pillars in churches in Cologne and surroundings (Figure 4).⁹ Known as 'aqueduct marble' the material was exported to Denmark, England, and Holland.

3. INVERTED SIPHONS

Apart from building bridges to have the channel cross valleys water was made to flow to the other side by means of a closed conduit according to the principle of communicating vessels, a technique already applied in Hellenistic times.¹⁰ Water entered a 'header tank' (*reservoir de*

⁹ Grewe 2014, 298-382 for an overview.

¹⁰ For a discussion see Smith (1979, 2007a,b); Hodge (1985, 1992); Kessener (2004, 2016).

chasse, Einlaufbecken), from where it went into a pipe that ran down the sloping of the valley, crossed the lowest part, to go up again on the other side. There the water ended in a 'receiving tank' (*reservoir de fuite, Auslaufbecken*) at a level somewhat below the header tank, from where the water continued in an open channel again (Figure 5).



Figure 4. The pastor of Kreuzweingarten, in the Eifel, Germany, showing the 5 cm thick altar slab made of 'aqueduct marble' (photo author).

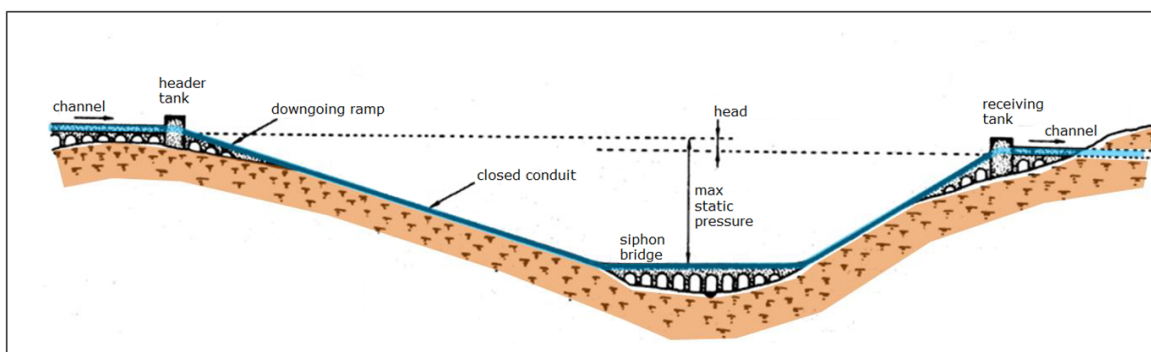


Figure 5. Elements of an (inverted) siphon (after Kessener 2017, 311, Fig.15).

Deepest of all siphons is the 3150 m long Hellenistic Madradag siphon at Pergamon; 190 m below the header tank it had a static pressure of 19 Bar. Longest with 19.5 km is the Roman 'sifón de la Playa' at Cadiz on the south coast of Spain, having a moderate pressure of 2 Bar.¹¹ The material of the conduits varied; prefab 3m lead pipes (e.g. Madradag), perforated

¹¹ See Kessener (2022, pp. 12-13), Table 4 for a list of ancient siphons.

stone elements (Aspendos, Cadiz, Patara), terracotta pipes, all joined together to a conduit. The male-female joints of stone and ceramic elements were sealed with a mixture of quicklime and oil that expands when in contact with water; lead pipes were often soldered together. At the bottom of the valley the conduit should be sufficiently strong to resist the static pressure p which relates to vertical distance below the free water surface h (if not, the conduit would burst along its length), with ρ = specific mass of water = 1000 kg/m³ and g = gravitational acceleration = 9.81 m/sec²:

$$p = \rho gh$$

At the bends where the conduit changes from a downward course to horizontal and vice versa, the static pressure p (Newton/m²) exerts a net outward force F (Newton) along the bisector of the angle α of the bend, with A the cross-section of the conduit (m²):

$$F = 2pA \sin\left(\frac{\alpha}{2}\right)$$

This force may be considerable, and especially stone and ceramic pipe elements may be pushed apart because of the weak sealing material (having high compressive strength but low tensile strength) wrecking the line. The Roman author Vitruvius indeed recommends to make the vertical bends of special red stone ('ex saxo rubro') for such pipelines, undoubtedly known for its strength.¹²

But the real danger threatening siphons comes from air. Or better, from the combination of water and air in the conduit. Of course, at the start-up of a siphon air will be in the conduit. When filling the conduit rapidly, air and water will interfere especially in the rising section of the siphon, causing pressure surges throughout the entire conduit. Vitruvius indeed advises to fill siphons at a very slow pace, because otherwise a 'very strong wind' may occur wrecking the conduit.¹³ But air will also be entrained into the conduit at the inlet of a functioning siphon (because the inlet of the siphon is close to the water surface in the header tank) and transported down the line to the other side of the valley. Such air may escape through leaking spots giving rise to pressure surges dH that can be estimated with Joukowski's law:¹⁴

$$dH = 0.5 \frac{c}{g} dV$$

with dH = pressure increase in meters of water column, c = sound velocity in water $\approx$ 1000 m/sec, dV = difference in flow velocity of the water upstream from the leaking spot just before and just after the escaping of air out of the conduit (m/sec), and g = gravitational acceleration = 9.81 m/sec².

¹² Vitruvius VIII, 6, 8. It is not known what kind of stone Vitruvius points to. Calabat (1973, p. 179) suggests a porphyry type stone, Lewis trachyte or andesite for its strength (Lewis, 1999, 169, n.90).

¹³ Ganderberger (1957, p. 99): *Alte Praktiker füllen ihre Rohrleitungen sehr langsam. Sie benötigen oft 2 bis 3 Tage für eine Rohrleitung von 6 bis 10 km Länge.*

¹⁴ Falvey (1980, p. 57-77).

For a siphon 40 m deep and a leaking spot of 12 mm diameter a pressure increase (water hammer) of almost 100% may thus occur. Vitruvius is aware of the problem and advises to introduce ashes into the conduit before filling, to seal the leaks on the principle that dry organic material expands when moisturized and gets stuck in the leaking orifice closing it off. A method that has survived into our days as a recipe for mending car radiators.¹⁵

Yet leaks are not the only problem. Entrainment of air at the header tank cannot be avoided because, as noted above, the submergence of the intake of Roman siphons generally is not sufficiently deep.¹⁶ When a large entrained air bubble arrives at the rising leg of the siphon, the air bubble will rise faster than the water, expanding because of the diminishing water pressure, thereby forcing water backward underneath the air bubble. This causes pressure surges that may evolve through the entire conduit. Problems may also arise when there are horizontal bends in the siphon's course, or from high points in the line dictated by geological factors, as for instance for the siphons of Madradag, or the siphon of the aqueduct of Aspendos on the south coast of Turkey east of Antalya, difficulties that are discussed elsewhere.¹⁷

These are complicated problems that are not easy to be understood, and Vitruvius writes in the introduction of *De Architectura*: '... as also in water conduits. In fact, at the intakes, and at the circumventing [of valleys], and in the rising conduits at the horizontal section [of siphons], natural air acts in this way or in that way, whose mishaps nobody can cure, unless he knows from philosophy the principles of the facts of nature.'¹⁸

4. THE AQUEDUCT OF PATARA

When in the 1st c. CE Lykia was added to the Roman Empire by Claudius, Patara (arrow Figure 1) became the capital of the new province. Being the main commercial and maritime center of the eastern Mediterranean Patara held an impressive lighthouse 30 m high built by Nero, its ruins lying just west of the ancient harbor (Figures 6 and 7).¹⁹

To supply its growing population and visiting ships an aqueduct was constructed probably in 49 CE.²⁰ An abundant spring at the village of Islamlar at 680 masl, that still functioned early 21st c. and fed a water driven horizontal grain mill, supplied a 23 km channel to Patara town at 68 masl (Figure 8).

¹⁵ Vitruvius VIII, 6, 9.

¹⁶ There is a minimum submergence required to avoid vortexing with entrainment of air, that can be estimated with a so called 'submergence law', see <https://paulbrimhall.com/newsletter-archives/submergence-law-why-it-matters/> ; also <http://www.pumpfundamentals.com/help11.html> (July 2019).

¹⁷ For a discussion see Kessener (2022).

¹⁸ Vitruvius I, 1, 7 (translation author).

¹⁹ Işık et al. (2008); <https://www.dailysabah.com/life/history/lighthouse-of-antalyas-ancient-patara-to-give-light-again>; http://www.lycianturkey.com/lycian_sites/patara-lighthouse.htm. (Feb., 2022);

²⁰ Sahin (2007); Sürmelihiindi et al. (2013).

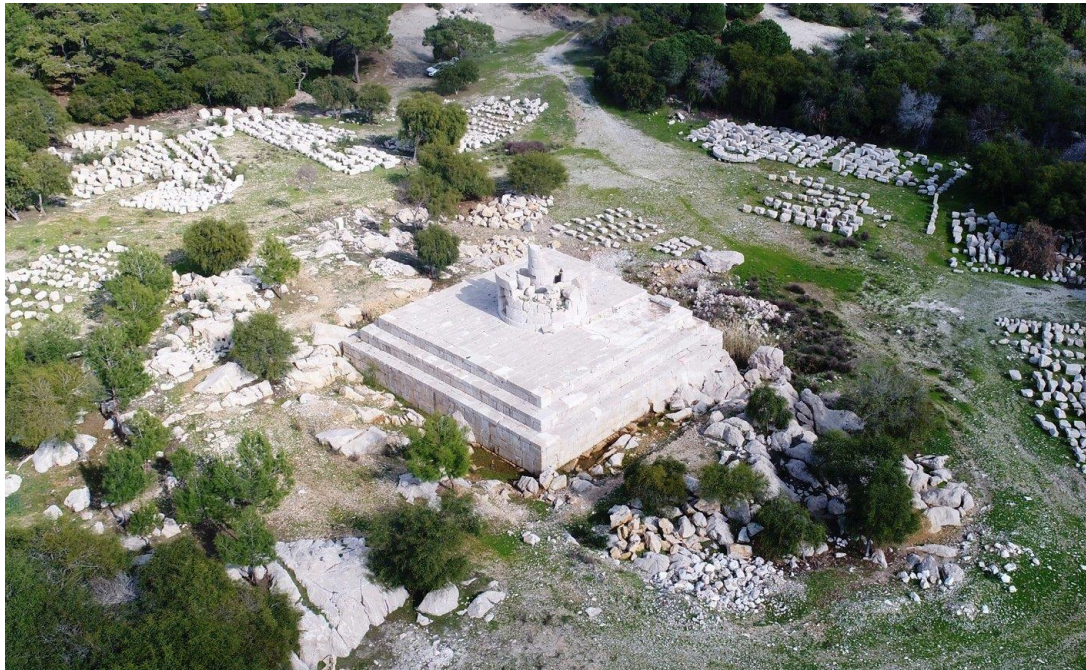


Figure 6. Patara lighthouse, present remains (see note 20).



Figure 7. Patara lighthouse, reconstruction (see note 20).

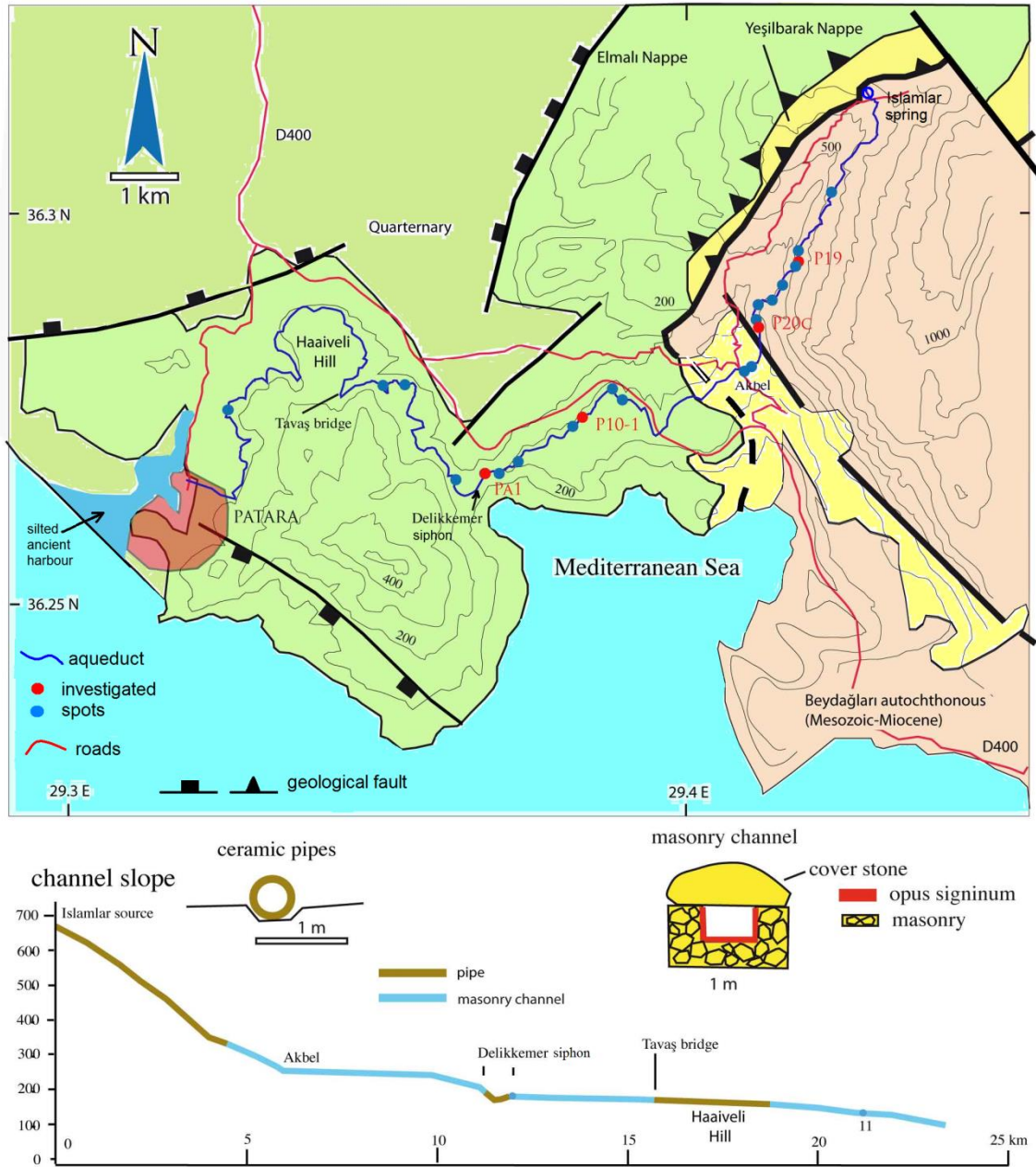


Figure 8. Patara aqueduct, map and profile (after Sürmelihindi et al. 2013, Fig.1).

The water was conveyed by means of a mortared channel about 55 cm wide and just 45 cm high with walls 45-50 cm thick, covered by large natural stones with a flat underside, while also sections were fitted with ceramic pipes of 30 cm inner diameter and 4 cm walling. The slope of the channel varied from an average of 90 m/km for the first 4.4 km down from the

spring at Islamlar to 12 m/km for the remaining 19 km to the endpoint in Patara.²¹ To cross a 500 m long and 30 m deep depression about halfway the route the engineers chose to construct an inverted siphon consisting of 90×90 cm stone blocks with a perforation of 28 cm set on top of a 10 m high cyclopean wall (Figure 9). Of this pressure line, the siphon of Delikkemer ('perforated arches'), 182 conduit stones are *in situ* on top of the wall today. The discharge of the Delikkemer siphon, and thus of the aqueduct, is estimated to 70-90 liters per second, corresponding to a water depth of 40 cm in the masonry channel. Travel time of the water between source and city was about 7-8 hours.²²



Figure 9. Left: the stone Delikkemer siphon of the Patara aqueduct on top of a cyclopean wall; right: upstream side of the *in situ* stone conduit (photos author).

The cyclopean wall that carries the conduits is equipped with two passageways, each with an inscription stone above it. Both inscriptions are similar allowing a detailed transcription and translation that was published in 2007 by Şencer Şahin of Antalya University (Figures 10 and 11).²³

²¹ Sürmlühindi et al. (2013, p. 322) for channel dimensions and channel slope.

²² For detailed estimative calculations see Sürmehilindi et al. (2013), Appendix 1 (pp.332-334).

²³ Şahin (2007).



Figure 10. West view of cyclopean wall, stone conduit on top, the flat ashlar above the passageway carries the inscription. A similar passageway further to the left also shows an inscription above it, on the east side of the wall (photo by author).

The inscription recounts of the destruction of the siphon by an earthquake in 68 CE during the reign of Nero.²⁴ Subsequent repairs lasted almost three years before the aqueduct delivered water again. To avoid future interruptions of the Patara water supply a safety siphon made of 29 cm outer diameter ceramic pipe elements with the huge wall thickness of 9.25 cm was constructed, layed out in three parallel lines.²⁵

Some intact 41 cm long ceramic pipe elements with a bore of 10.5 cm have been found in the early 90's that presumably belonged to this 'security siphon' (Figure 12).²⁶ The intact pipes are now lost, but fragments lie astray in the surrounding area.

²⁴ See Passchier et al. (2016).

²⁵ Translation of the inscription: 'the Emperor Caesar Flavius Vespasianus Augustus restored the analemna [the cyclopean wall] of the aqueduct, which was destroyed by an earthquake, from its base with the from stone blocks constructed conduit on top; along the analemna of the pressure line he had installed three four-inch wide ceramic conduits, in order that, because of the two conduits, in case repairs are needed, the water flow and its use remain continuously possible. Furthermore, he restored other parts of the water conduit and brought water [to the town] – after an interruption of thirty months – by his legate and propraetor Sextus Marcius Priscus; the costs were accounted from saved taxes of the town, and the union made *** *denarii* [unknown amount] available, without that a written request was drawn up. The construction was already started by Vilius Flaccus, the legate and proprietor of Claudius Caesar Augustus, it was finished, and water flowed to the town during the administration of Epirus Marcellus, legate and proprietor of Claudius Caesar Augustus (after the German translation by Şahin 2007).

²⁶ Büyükyıldırım 1994, 57-59.



Figure 11. Detail of inscription above passageway on east side of cyclopean wall (photo author).



Figure 12. Intact ceramic conduit elements of the ‘security siphon’ (Büyükyıldırım, 1994, pp. 57-59).

Although the narrow wall has no horizontal bends the *in situ* conduit on it appears rather sinuous (see Figure 9). In order to prevent side way dislocation, the 80-105 cm wide male-female jointed conduit elements were originally fixed to one another by metal clamps as attested by fixation holes on the side and on top of the *in situ* conduit blocks (fixation holes visible in Figure 10). Remarkably the first of the *in situ* upstream conduit stones shows a female joint, while the final conduit stone at the end of the line also shows a female joint (Figure 13).



Figure 13. Final downstream conduit stone of the 182 *in situ* elements, with female joint (photo author).

This and the observation that a number of conduit elements appear to have been made of *spolia*, and that a destroyed upstream section of the cyclopean wall, supporting the start of the *in situ* conduit elements, was restored using fragments of the triple ceramic siphon as construction material, are indicative of a kind of make-shift repair procedure. Moreover, remains of supporting walls on either side of the stone conduit suggest that the metal fixation clamps had been removed or possibly stolen before repairing. This may indicate that the siphon and part of the cyclopean wall was destroyed a second time, possibly by the 365 CE earthquake of Crete, and subsequently restored once more.²⁷ Conduit stones fallen of the wall

²⁷ The July 21, 365 CE earthquake of Crete of magnitude 8.6, lifted the west of the island 10 meters upwards. It was responsible for extensive destructions throughout the Eastern Mediterranean as far as Cyprus, Palestine and Egypt, generating a giant tsunami (<https://www.newscientist.com/article/dn13439> , Pararis-Carayannis, 2010); the Roman historian Ammianus Marcellinus (330-400 CE) described the effects on Alexandria: ‘Slightly after daybreak, and heralded by a thick succession of fiercely shaken thunderbolts, the solidity of the whole

were reinstalled but not all in the original order, the fixation holes no longer all corresponding. This also accounts for the rather sinuous course of the present line (and therefore susceptible to dislocation from water pressure) of which 182 elements are *in situ* today over a length of over 90 meters, a section that includes the siphon's lowest point.

5. REPAIRING A STONE PRESSURE CONDUIT

Once in operation again the siphon was of course susceptible to static pressure and pressure surges because of entrained air, pressure surges that could lead to cracking of conduit stones along the flow axis, as indeed happened (Figure 14). Then the line had to be repaired, for which an exceptional technique was developed to insert new conduit stones without dismantling the line. The trick was to remove the damaged element plus the two neighboring conduit stones and put two specially shaped elements ('guiding stones') back on either side of the opening. Then a third fitting element was slid from above into the remaining gap to have the line restored again. Such repaired spot is seen in the *in situ* conduit, while a few guiding stones may be noted on the terrain close the Cyclopean wall (Figures 15-17).

A number of conduit stones show vertical holes from the top to the bore. The holes could be closed by mortared stone plugs and additionally secured with metal clamps, to prevent the plugs to blow out when operating the siphon (Figure 18). Similar holes have been observed e.g. for the siphons at Aspendos, Laodikeia and Lykum (Turkey, some stone plugs *in situ*), Roman Ankara (Ankara museum garden, with one stone plug *in situ*), Smyrna (Turkey), Hippos-Susita (Israel). The holes were probably made in relation to cleaning procedures and removing obstructions.²⁸ At the lowest point of the Patara siphon three holes in the side enabled emptying of the conduit (Figure 19).²⁹

earth was made to shake and shudder, and the sea was driven away, its waves were rolled back, and it disappeared, so that the abyss of the depths was uncovered and many-shaped varieties of sea-creatures were seen stuck in the slime; the great wastes of those valleys and mountains, which the very creation had dismissed beneath the vast whirlpools, at that moment, as it was given to be believed, looked up at the sun's rays. Many ships, then, were stranded as if on dry land, and people wandered at will about the paltry remains of the waters to collect fish and the like in their hands; then the roaring sea as if insulted by its repulse rises back in turn, and through the teeming shoals dashed itself violently on islands and extensive tracts of the mainland, and flattened innumerable buildings in towns or wherever they were found. Thus, in the raging conflict of the elements, the face of the earth was changed to reveal wondrous sights. For the mass of waters returning when least expected killed many thousands by drowning, and with the tides whipped up to a height as they rushed back, some ships, after the anger of the watery element had grown old, were seen to have sunk, and the bodies of people killed in shipwrecks lay there, faces up or down. Other huge ships, thrust out by the mad blasts, perched on the roofs of houses, as happened at Alexandria, and others were hurled nearly two miles from the shore, like the Laconian vessel near the town of Methone which I saw when I passed by, yawning apart from long decay.' (https://en.wikipedia.org/wiki/365_Crete_earthquake (May 2021)).

²⁸ A number of explanations for the presence of these holes have been proposed, like safety valves, devices to alleviate pressure surges, giant whistles when filling the siphon (the tone would indicate the degree of filling). Most probable the holes were cut in a diagnostic procedure to pinpoint obstructions, after which the clog-up could be removed by poking with a rod and the holes subsequently closed off with a stone plug (Kessener 2017, pp. 364-370).

²⁹ Patara and Laodikeia a/L: Kessener (2017, pp. 364-371); Smyrna: Lewis (1999, Fig.3, on a hole tapered to a 1 cm opening, presumably related to an air-release valve); Hippos Susita: Tsuk et al. (2002, p. 208).



Figure 14. *In situ* conduit stone (90×90×50cm) of the Patara siphon, top view, with crack parallel to conduit axis (photo author).



Figure 15. Repair of stone conduit, inserted stone element *in situ*, view from above. Note rectangular cuttings of the two neighboring guiding conduit elements (photo author).



Figure 16. Guiding stone on behalf of insert element (photo author).

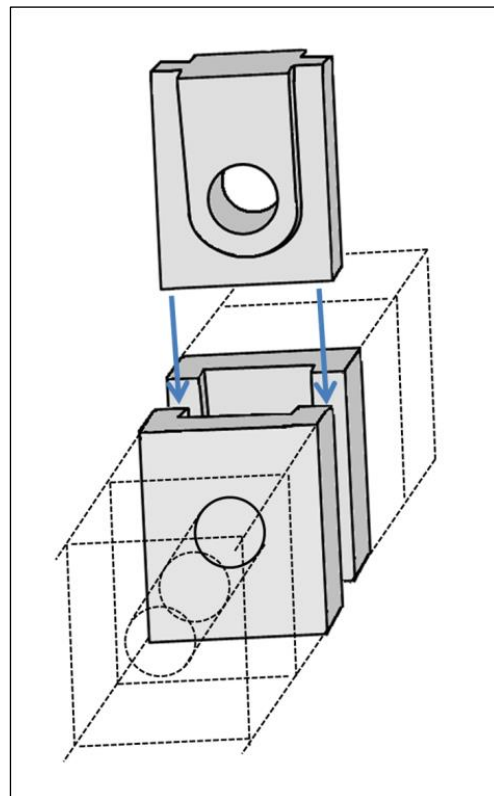


Figure 17. Reconstructed repairing technique by lowering specially shaped insert element between two guiding stones from above (drawing author).



Figure 18. Conduit element with perforation to the bore from the top (photo author).



Figure 19. Deepest point of the Patara siphon, side view of stone conduit, with three holes to the bore to empty the siphon. The lowest hole does not connect to the bore (photo author).

6. DISCUSSION

The problems that occurred in the ancient pressurized conduits (siphons) were caused by static water pressure, and, more important, by the effects from the presence of air in the conduit, both at start-up as well as during operation. The kind of problems that occur are related to the properties of the conduit, either consisting of soldered lead conduits or of prefabricated pipe elements made of stone or ceramics. The archaeological findings of the stone Delikkemer siphon of the Patara aqueduct show that for maintenance and repair the pressure line could be emptied by means of perforations at the lowest point of the siphon, to be closed off by stone plugs during operation. Moreover to remove material that got stuck inside the pressure conduit holes were cut from the top to allow rodding for cleaning activities and remove obstructions. Cracking of conduit elements occurred from static pressure and pressure surges, for which the ancient engineers applied an ingenious technique to exchange broken conduit stones without dismantling the line.³⁰

REFERENCES

- Ashby, Th. (1935) *The Aqueducts of Ancient Rome*, Oxford (Italian translation 1991, Rome).
Blackman, D.R. (1978) "The volume of water delivered by the four great aqueducts of Rome". Papers of the British school at Rome PBSR 46, pp. 52-72.
Büyükyıldırım, G. (1994) *Tarihi Su Yapıları, Antalya Bölgesi*, Ankara, Turkey.
Burdy, J. (2002) *Les Aqueducs romains de Lyon*, Lyon, France.
Callebat, L. (1973) *Vitruve de l'Architecture, livre VIII*, Paris, France.
Casado, F.C. (1985) *Ingeniería Hidráulica Romana*, Madrid, Spain.
Crow, J. (2012) "Ruling the waters: managing the water supply of Constantinople, AD 330-1204". Water Hist. 4, pp. 35-55, DOI 10.1007/s 12685-01200054-y
Çeçen, K. (1996) *The longest Roman Water Supply Line*, Istanbul, Turkey.
Deman van, E.B. (1934) *The Building of the Roman Aqueducts*, Washington, USA.
Fabre, G., Riches, J.-L. (2000) *L'Aqueduc de Nîmes et le Pont du Gard*, Paris, France.
Falvey, H.T. (1980) *Air-Water flow in Hydraulic structures*, Engineering Monograph no. 41, Denver, USA.
Fensterbusch, C. (1976) *Vitruvii De Architectura Libri Decem*, Darmstadt, Germany.
Ganderberger, W. (1957) *Über die wirtschaftliche und betriebs-sichere Gestaltung von Fernwasserleitungen*, München, Germany.
Garbrecht, G. (1978) "Die Wasserversorgung des antiken Pergamon, die Druckleitung". Mitt. des Leichtweiss-Institut für Wasserbau, Heft 60.
Garbrecht, G. (1987) "Die Wasserversorgung des antiken Pergamons", in: *Die Wasserversorgung antiker Städte*, pp. 13-47, Vol. II, reprint 1991, Mainz am Rhein, Germany.
Garbrecht, G. (2001) *Altertümer von Pergamon, Band 1- Teil 4, Die Wasserversorgung von Pergamon*, DAI - Berlin/New York.

³⁰ For further reading see Kessener (2022, open access) from which some sections are represented in this contribution.

- Grewe, K. (1986) *Atlas der römischen Wasserleitung nach Köln*, Köln, Germany.
- Grewe, K. (1998) *Licht am Ende des Tunnels*, Mainz, Germany.
- Grewe, K. (2002) "Der antike Vermessungsingenieur Nonius Datus und sein Platz in der Geschichte der Technik". Schriftenreihe der Frontinus-Gesellschaft 25, pp. 39-52.
- Grewe, K. (2014) *Aquädukte: Wasser für Roms Städte; der große Überblick-vom Römerkanal zum Aquäduktmarmor*. Regionalia Verlag, Rheinbach.
- Grewe, K. (2017) "Neues aus der Aquäduktforschung" in: *Wasserwesen zur Zeit des Frontinus* (G. Wiplinger & W. Letzner eds.) BABesch Suppl. 32, Leuven, Belgium.
- Haberey W. (1972) *Die römischen Wasserleitungen nach Köln*, Bonn, Germany.
- Hodge, A.T. (1985) "Siphons in Roman Aqueducts". Publications of the British School at Rome (PBSR) 51.
- Hodge A.T. (1992) *Roman Aqueducts and Watersupply*, London, UK.
- Işık, F., Eck, W., Engelmann, H. (2008) "Der Leuchtturm von Patara und Sex. Marcius Priscus als Statthalter der Provinz Lycia von Nero bis Vespasian". *Zeitschrift für Papyrologie und Epigraphik* 164, pp. 91–121.
- Kessener, H.P.M. (2004) "Moderne persleidingen en Romeinse hydraulische technieken". *Rioleringwetenschap en techniek* 15, pp. 10-44.
- Kessener, H.P.M. (2016) "The Aspendos Siphon and Roman Hydraulics" in: *De Aquaeductu Atque Aqua Urbium Lyciae Pamphylicae Pisidiae* (G. Wiplinger ed.), *Bulletin voor Antieke Beschaving Suppl.* 27, 261-274.
- Kessener, H.P.M. (2017) *Roman Water Distribution and Inverted Siphons*, Thesis, Radboud University, Netherlands.
- Kessener, H.P.M., Janssens, M.P.J. (2017a) *Onderzoek ten behoeve van de UNESCO nominatie Romeins aquaduct*. RAAP Report 3319-BDRA.
- Kessener, H.P.M. (2022) "Roman Water Transport: Pressure Lines". *Water* 14(1), 28; DOI.org/10.3390/w14010028.
- Leveau, Ph., Paillet, J.-L. (1976) *L'Alimentation en Eau de Caesarea de Mauretanie et l'Aqueduc de Cherchel*, Paris, France.
- Leveau, Ph. (1996) "The Barbegal water mill in its environment: archaeology and the economic and social history of antiquity". *Journal of Roman Archaeology* 9, pp. 137-153.
- Lewis M. (1999) "Vitruvius and Greek Aqueducts", *Papers of the British School at Rome* 67, 145-192.
- Lewis, M.J.T. (2001) *Surveying instruments of Greece and Rome*. Cambridge, UK.
- Malinowski, R. (1979) "Concretes and Mortars in Ancient Aqueducts", *Concrete International*, January 1979, 66- 75.
- Malinowski, R. (1996) "Dichtungsmörtel und Betone in der Antike", *Proceedings of the 9th International Conference on the History of Watermanagement and Hydraulic Engineering in the Mediterranean Region*, N. de Haan and G. Jansen (ed.), *BABesch Suppl.* 4, Leiden, 191–199
- Mezquiriz Irujo, M.A. (1979) "El Acueducto de Alcanadre – Lodosa" in: *Trabajos de arqueologia Navarra* 1, pp. 139-148.
- Pararis-Carayannis, G. (2011) "The Earthquake and Tsunami of July 21, 365 AD in the Eastern Mediterranean Sea". *Journal of Tsunami Society International* 30, 4, pp. 253-292.

- Passchier C, Sürmelihiindi G., Spötl Chr (2016) “A high-resolution palaeoenvironmental record from carbonate deposits in the Roman aqueduct of Patara, SW Turkey, from the time of Nero”. Sci. Rep. 6, 28704; DOI: 10.1038/srep28704 (2016).
- Peters, T. (1997, *Vitruvius*. Amsterdam, Netherlands.
- Pérez Marrero, J., Bestué Cardiel, I., Lucas Ruíz, R. (2014), Route of the Roman Aqueduct of Cádiz, Poster Universidad de Cádiz, Spain.
- Rakob, F. (1983) “Das Quellenheiligtum in Zaghuan und die römischen Wasseleitung nach Karthago”. Mitteilungen des Deutschen Archäologischen Instituts 81, pp. 41-88.
- Rowland, I.D. (2001) *Vitruvius: Ten books on Architecture*. Texas, USA.
- Şahin, S. (2007) “Die Bauinschrift auf dem Druckrohraquädukt von Delikkemer bei Patara”. Griechische Epigrafik in Lykien (Chr. Schuler ed.), Vienna, pp. 99-110.
- Smith, N.A.F. (1979) “Attitudes to Roman Engineering and the question of the Inverted Siphon” in: *History of Technology*, Vol. I, 45-71, London, UK.
- Smith, N.A.F. (2007a) “The Hydraulics of Ancient Pipes and Pipelines”. Trans. Newcomen Soc. 77, pp. 1-49.
- Smith, N.A.F. (2007b), “The Roman Aqueduct at Aspendos: Trans. Newcomen Soc. 77, pp. 217-244.
- Sürmelihiindi G., Passchier C., Baykan, O.N., Spötl, Chr., Kessener, P. (2013) “Environmental and depositional controls on laminated freshwater carbonates: An example from the Roman aqueduct of Patara, Turkey”. *Palaeo3*, 386, pp. 321-335.
- Sürmelihiindi G., Passchier C., Crow J., Spötl Chr. (2021) “Carbonates from the ancient world’s longest aqueduct: testament of Byzantine water management”. *Geoarchaeology*, Wileyonlinelibrary.com/journal/gea, pp. 1-17.
- Tsuk T., Peleg Y., Fahlbusch H., Meshel Z. (2002) A new survey of the aqueducts of Hippos-Susita, in: *The Aqueducts of Israel* (D. Amit, Patrich J., Hirschfeld Y. eds.), Portsmouth, Rhode Island, 207-209.
- Vitruvius Marcus Pollio, *De Architectura Libri Decem*, also referred to as *De Architectura*. Translations among others by Morgan 1960, Fensterbusch 1964, Callebat 1973, Peters 1997, Rowland & Howe 1999.
- Waele de, J.A.K.E. (1996) “Een Romeins ingenieursproject – De tunnel van Nonius Datus”. *Hermeneus* 68, pp. 173-181.

ABOUT THE AUTHOR

Paul Kessener studied physics at Radboud University, Nijmegen, the Netherlands. In 1996/98 he organized a survey campaign for the Aspendos aqueduct and its siphon. He has carried out further research on Roman water systems in Italy (Pompeii, Rome, Palermo, Termini Imerese) France (Nîmes, Lyon, Arles, Metz), Turkey (Antiochia ad Cragum, Hierapolis, Patara, Izmir, Selçuk, Ephesos, Laodikeia ad Lycum), Carthago (Tunisia), Aquincum (Hungary), Noviomagus (NL). He is member of the Frontinus Gesellschaft and of the Deutsche Wasserhistorische Gesellschaft DWHG. He got his PhD in 2017 with a thesis titled ‘Roman Water Distribution and Inverted Siphons’.

DEFORMACIÓN DE MICROGOTAS QUE VIAJAN EN CANALES POCO PROFUNDOS

PABLO MARDONES M¹, MARÍA LUISA CORDERO²

¹Departamento de Física, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Av. Blanco Encalada 2008, Santiago.

fcienciasmardones@gmail.com

² Departamento de Física, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Av. Blanco Encalada 2008, Santiago.

mcordero@ing.uchile.cl

RESUMEN

Un chip microfluídico puede transportar una gota por una red canales donde se pueden hacer diferentes acciones sobre la gota como agitar, cortar o incluso fusionar gotas que contengan diferentes reactivos. Usualmente las gotas son arrastradas por los microcanales inyectando un fluido inmiscible. En el proceso, la interfase de la gota cambia de forma debido a los gradientes de presión producidos al interior del canal, lo que afecta la capacidad de la gota para ser arrastrada, fusionarse o cortarse. Es por esto que entender la dinámica de las interfases es esencial para mejorar las técnicas de manipulación de microgotas. Para estudiar las deformaciones se utilizó gotas de agua arrastradas por un flujo de aceite al interior de un microcanal poco profundo, que se comporta como una celda de Hele-Shaw. El confinamiento hace que las gotas adquieran una forma aplastada similar a la de un panqueque, sin embargo, las presiones producidas por el flujo de aceite hacen que la gota cambie su forma a medida que viaja aguas abajo por el microcanal. Se utilizó la serie de Fourier para caracterizar las distintas formas que tiene la gota de deformarse aguas abajo. Además, se encontraron leyes sencillas para estimar el tamaño de las gotas producidas en el microcanal y su deformación.

Palabras claves: microfluídica, deformación de gotas, número capilar, tensión superficial, Lab on a Chip.

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

La dinámica de las interfases en fluidos inmiscibles lleva bastante tiempo siendo estudiada en el mundo de la mecánica de fluidos. Saffman y Taylor (1958) utilizaron una celda de Hele-Shaw para estudiar la velocidad con que se deformaba una interfase de glicerina-aire. Observaron que, al inyectar aire a presión, la glicerina se acomoda formando una interfase irregular. Algunas de estas irregularidades crecían paralelas al flujo de aire formando patrones similares a dedos, este proceso llamado “fingering” también se le conoce como la inestabilidad de Taylor-Saffman. La velocidad con que crece la inestabilidad resultó

depender del grado de confinamiento de los dedos entre las placas paralelas, y por supuesto de la competencia entre la tensión superficial y la relación de viscosidades.

Desde entonces se han hecho varios estudios que describen problemas de una interfase moviéndose en medios confinados con diferentes geometrías, ya sea por medio del estudio de “fingering” (McLean y Saffman 1981), o la velocidad con que se propagan una interfase cerrada como es el caso de gotas (Saffmann y Tanveer 1989; Tanveer 1986; Maruvada y Park 1996; Beatus et al. 2012) o burbujas (Maxworthy 1986; Burguess y Tanveer 1991). Sin embargo, diversos artículos han mostrado que la dinámica de las interfases también depende de fenómenos químicos (Riechers et al. 2016; Brosseau 2014). La presencia de tensioactivos como el jabón o el polvo ambiental altera la tensión superficial, modificando los esfuerzos y por lo tanto la superficie de los fluidos.

Hoy en día gracias a las técnicas de micro-fabricación empleadas en la industria electrónica (Xia y Whitesides 1998; Chang et al. 2005), se fabrican redes de canales de dimensiones micrométricas, llamados microcanales. Al interior de ellos se pueden transportar microgotas, que pueden portar algún reactivo de interés. Estos dispositivos microfluídicos se caracterizan por operar con flujos a bajo número de Reynolds, debido a que trabajan con pequeños volúmenes que se mueven a velocidades cercanas al centímetro por minuto. Los microcanales además pueden tener incorporados una enorme variedad de sistemas microelectromecánicos o MEMS (Lee et al. 2012; Chiu et al. 2017; Guo et al. 2012; Cabral y Hudson 2006), capaces de hacer operaciones sobre las gotas como dividir, fusionar, seleccionar, acelerar y atrapar gotas, entre otras funciones. Esto permite usar chips microfluídicos para construir laboratorios portátiles en un chip de pocos centímetros. (Sungyon et al. 2012; Daniel et al. 2017; Guo et al. 2012)

Bajo condiciones tan particulares de confinamiento, entender la dinámica de las interfases se vuelve un problema de necesidad tecnológica, pues la tensión superficial participa en los procesos de formación y deformación de gotas e interfases. La comprensión y posterior manipulación de esta propiedad permitirá crear MEMS más eficientes a la hora de manipular el comportamiento de microgotas.

Se han realizado varios estudios sobre la deformación de gotas, burbujas e interfases que apuntan a que la deformación depende de la competencia entre la viscosidad y la tensión superficial (Gu et al. 2011; Anna 2016; Chen et al. 2017). En sistemas sin confinamiento, la tensión superficial da una forma esférica a las gotas, que es la forma óptima de disminuir la energía libre de la interfase, en ese sentido la tensión superficial actúa como una fuerza restitutiva que elimina las deformaciones al tratar de suavizar la superficie e la gota. Por otro lado, al imponer un flujo externo a la gota, se producen gradientes de presión que tienden a deformar la gota de forma irregular, y el estado de deformación pasa a depender del número capilar Ca , que es un número que compara los efectos de un flujo viscoso con los de la tensión superficial. (Zhu y Gallaire 2016; Ulloa et al. 2014).

Para entender la dinámica de las interfases sometidas a esfuerzos deformadores, se fabricó un microcanal, que produce gotas microscópicas, que posteriormente son arrastradas por un flujo de aceite. Para medir la evolución de la forma de la gota se usó un microscopio con una

platina motorizada capaz de seguir la gota a lo largo del canal, con caudales de aceite y de agua conocidos. Se realizaron varias series de mediciones, algunas series se hicieron manteniendo una proporción entre agua y aceite fijo, mientras que otras mediciones se realizaron manteniendo la suma de los dos caudales constante. A partir de estos datos se estudió que distribución de tamaño de gota se obtiene con diferentes flujos. Y luego se estudió separadamente que la dependencia de las deformaciones de la gota con el tamaño de gota y los caudales de agua y aceite inyectados.

2 MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Montaje experimental

El chip microfluídico está fabricado por una cubierta de Polidimetilsiloxano (PDMS), apoyado sobre una placa de vidrio, como muestra la figura 1. El canal es fabricado dibujando un surco en la parte inferior del PDMS mediante técnicas de litografía óptica (Chang et al 2006), el microcanal posee tres entradas, dos de las cuales se encuentran conectadas por mangueras a dos bombas de jeringa kdScientific Modelo LEGATO 180, que inyectan un caudal de agua Q_d y aceite Q_c de manera independiente. Una tercera manguera permite sacar la mezcla de agua y aceite, funcionando como drenaje del sistema. Se empleó agua desmineralizada con una viscosidad de 1 mPa·s y aceite mineral con surfactante Span 80 de 186 mPa·s a 20 ° Celsius.

El canal tiene una región I donde se conectan los flujos de agua y aceite, estos flujos se juntan para formar gotas en la región II de la figura (b), finalmente estas gotas viajan hasta 2.5 cm por la región de observación III, la cual tiene una profundidad de 44 μm y ancho de $W = 591 \mu\text{m}$. Se utilizó un microscopio Nikon Eclipse de 50i con una cámara digital modelo PHANTOM V641 de alta velocidad y resolución para grabar las gotas en la región III del canal, la cámara se acopla al microscopio para registrar secuencias de imágenes (Ver figura d). Las gotas son seguidas por una platina motorizada y es controlada por LabView.

2.2 Parámetros de control

De acuerdo a diversos autores (Maxworthy 1986; Tanveer 1986; Zhu y Gallaire 2016) el comportamiento de la gota mientras viaja depende fundamentalmente de la razón de aspecto del canal χ definida por

$$\chi = \frac{W}{H}. \quad (1)$$

Donde W es el ancho del canal y H la profundidad. Un segundo parámetro de control en el experimento es el número capilar Ca definido por la expresión

$$Ca = \frac{\eta V}{\sigma} \quad (2)$$

Donde η es la viscosidad del aceite, V es la velocidad promedio del flujo y σ la tensión interfacial entre el aceite y el agua, medida en condiciones estáticas. En este caso Ca compara el esfuerzo ηV del flujo total sobre la gota, forzándola a deformarse, con la tensión interfacial σ de la gota, que fuerza a la gota a mantener su forma en estado estacionario. Experimentalmente Ca depende de la velocidad media, que para un canal rectangular se calcula usando la ecuación

$$V = \frac{Q_c + Q_d}{HW} \quad (3)$$

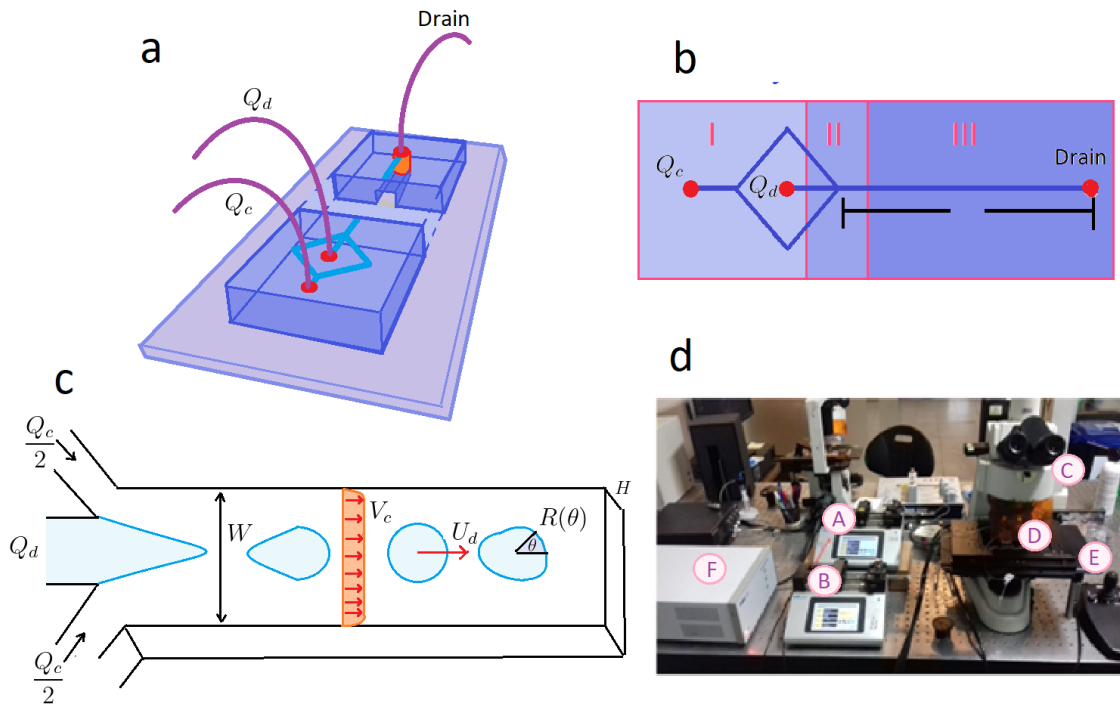


Figura 1 (a): El PDMS posee un surco en su parte inferior que cuando se conecta con la placa de vidrio transparente cierran el microcanal. El PDMS posee tres perforaciones de color rojo, una para inyectar un flujo de agua Q_d y otro para flujo de aceite Q_c , la tercera perforación se utiliza como salida o drenaje del canal. (b): Una vista superior del circuito del microcanal separada en 3 regiones. En la región I se encuentran las entradas de agua Q_d y entrada de aceite Q_c , esta última se divide en dos canales para luego encontrarse con el canal que transporta agua en la unión ubicada en II, donde se forman las gotas que viajarán en la región III, donde se observaron mientras viajaban. Figura (c): una visión con perspectiva isométrica de la región II y III del canal. Las gotas de agua se mueven a una velocidad U_d en un canal de espesor $W = 591 \mu\text{m}$ y profundidad $H = 44 \mu\text{m}$ arrastradas por un flujo de aceite a una velocidad promedio V_c . Figura (d): las bombas de jeringa destinadas a inyectar agua y aceite se encuentran en A y B respectivamente; en C se encuentra el microscopio sosteniendo al microcanal en D; E y F son las platinas motorizadas y el controlador de la platina.

Debido a la ecuación (3) el número capilar también sirve como una forma de adimensionalizar el caudal total. Para adimensionalizar el caudal de agua Q_d , se definió la razón de caudales ϕ por

$$\phi = \frac{Q_c}{Q_d} \quad (4)$$

La razón de caudales también sirve para conocer la proporción de agua y aceite que se encuentra en el canal.

El conjunto de condiciones experimentales a las que se encuentra el sistema, define los valores de χ , ϕ y Ca . Sin embargo, no es posible controlar directamente la frecuencia con que se forman las gotas, la velocidad con que las gotas son arrastradas por el aceite, ni el grado de deformación de una gota. Por lo tanto, estas variables son en principio, dependientes de χ , ϕ y Ca .

2.3 Análisis de deformaciones de la interfase

Para medir la deformación de las gotas, se fijaron valores de caudal Q_d y Q_c en las bombas de jeringa. La platina se ubicó de tal manera que la cámara pueda grabar la región II del canal, donde se forman las gotas. Una vez formada, la gota viaja por la región III del microcanal, mientras la platina motorizada permite seguir a la gota, esto permite grabar una misma microgota desde que se forma hasta que se escapa por el drenaje. Este proceso se realiza varias veces manteniendo Q_d y Q_c fijo.

El volumen de agua de cada gota depende de la frecuencia de goteo y de Q_d . Si la gota es pequeña, la tensión superficial le darán una forma esférica. Sin embargo, las gotas de mayor volumen quedan confinadas en el canal, adquiriendo una forma de esfera aplastada como un panqueque. Acorde a lo explicado se definió el confinamiento δ por la expresión

$$\delta = \frac{2R_0}{H}. \quad (5)$$

Con R_0 el radio promedio de la gota y H la profundidad del canal. Al considerar solamente gotas bien confinadas, se cumple que $\delta > 1$. El confinamiento también se utilizará como una forma adimensionalizada del radio medio de cada gota.

Para calcular R_0 se consideró la vista desde la parte superior del canal, y mediante técnicas de análisis de imágenes, se detectó el borde de la gota. Se utilizaron coordenadas polares para registrar la posición $R(\theta)$ de los puntos de la interfase respecto del centroide de la gota, posteriormente se utilizó un ajuste de mínimos cuadrados para escribir el borde como la siguiente suma de modos de Fourier.

$$\frac{R(\theta)}{R_0} = 1 + \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos n\theta + b_n \sin n\theta \quad (6)$$

Donde a_n y b_n son las amplitudes de los modos pares e impares. De la ecuación (6) se puede ver que cuando $a_n = b_n = 0$, se recupera la forma de la gota de radio constante. Esta forma de caracterizar el estado de la frontera agua-aceite resulta más útil que las medidas de deformación global como la excentricidad o la circularidad, ya que entrega información más detallada del estado en que se encuentra la gota. En la figura 2, se muestra la forma que adquiere la gota para distintos a_n y b_n .

La información detallada de cada uno de los modos de Fourier permite construir medidas globales de deformación. Para este caso se utilizará la raíz cuadrática media de los modos, o D_{rms} . Definida por

$$D_{rms} = \sqrt{\sum_n a_n^2 + b_n^2}. \quad (7)$$



Figura 2: (a) La circunferencia en negro representa como se vería una gota vista desde el microscopio con sus modos con $a_n = b_n = 0$, es decir, sin deformaciones. En azul se representa una gota con un modo $a_1 = 0.2$, el cual para valores pequeños solo añade una traslación respecto al centro de masa; (b) Representación de tres gotas alargadas, con segundos modos de Fourier puros. La gota color mostaza alargada horizontalmente es una gota con $a_2 = 0.2$. La gota púrpura posee un modo $a_2 = -0.2$ debido a que esta comprimida respecto a la gota mostaza. La gota en verde posee una elongación diagonal y tiene un modo $b_2 = 0.2$; (c) Las figuras en celeste y café representan gotas con modos a_3 de valores 0.2 y -0.2 respectivamente; (d) La gota en azul claro posee una deformación compuesta por una deformación $a_2 = 0.2$ y $a_3 = 0.1$ simultáneamente.

3 ANÁLISIS DE RESULTADOS

3.1 Espacio de parámetros de las mediciones

El estado de deformación de una gota debe depender de las condiciones hidrodinámicas a las que se encuentra sometida, por lo tanto, la deformación debe ser función de δ , de ϕ y Ca . Para estudiar el efecto de Ca , se realizaron series de experimentos en los que se varió el caudal total, manteniendo ϕ constante. Se hicieron tres secuencias de mediciones manteniendo la razón de caudales de aceite y agua en 15, 20 y 25.

A continuación, para estudiar el efecto de ϕ , se hicieron series de mediciones en las que se varió la razón de caudales manteniendo el caudal total fijó. Se hicieron tres secuencias de mediciones manteniendo el caudal total a 3.2, 3.6 y 4.0 microlitros por minuto. El espacio de parámetros de todas las mediciones se puede ver en la figura 3a

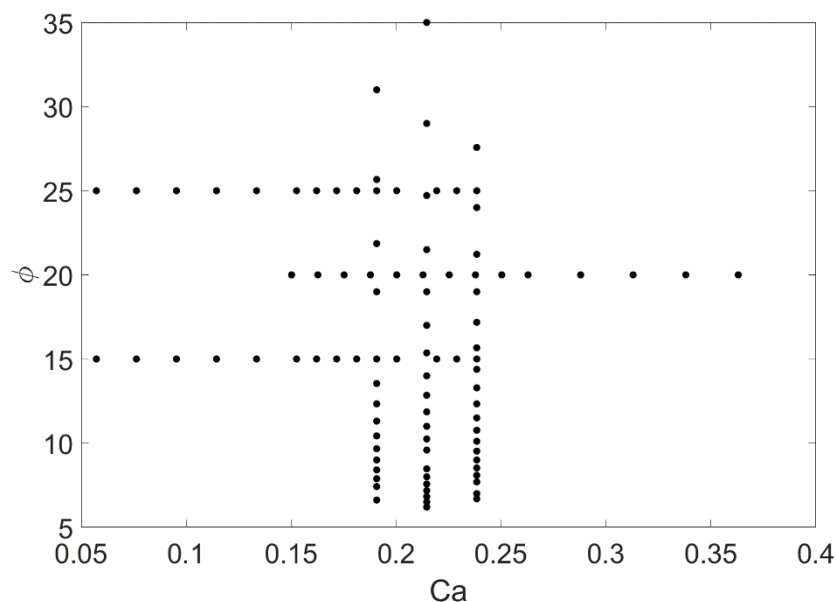


Figura 3: Espacio de parámetros de las mediciones, en el eje vertical se indica la razón de caudales ϕ y en el eje horizontal el número capilar Ca . Las series de puntos verticales corresponden a mediciones hechas a caudal total constante. Mientras que las series horizontales las realizadas a razón de caudales idénticos

3.2 Dependencia del confinamiento con el número capilar

Primero se estudió la distribución de los tamaños de gota generados por el microchip bajo distintas condiciones de flujo. Al analizar los confinamientos de las gotas producidas en las series de medidas con ϕ constante, se puede ver una leve dependencia entre el tamaño de gotas encontradas con el número capilar. Para las series medidas con ϕ igual a 15 y 25, se puede ver en la figura 4a que un aumento en Ca disminuye el los valores de δ , lo cual está de acuerdo con lo mencionado con varios autores (Maworthy 1986; Anna 2016).

3.3 Dependencia del confinamiento en función de la razón de caudales

Posteriormente se estudió la distribución de tamaños de gota y su dependencia con la razón de caudales de agua y aceite. En el gráfico (4b) se ve la dependencia del confinamiento a medida que se aumenta el número capilar. En amarillo, magenta y cian, se encuentra una nube de puntos con forma de banana, en la cual se ve que la probabilidad de encontrar gotas más pequeñas depende de ϕ . En el mismo gráfico también se incorporaron las series de medidas realizadas a ϕ constante, las cuales se incorporan perfectamente a las mediciones a Ca fijo, manteniendo la forma general del gráfico. Por ello, se deduce que la razón de caudales permite controlar el tamaño de gota independientemente del número capilar.

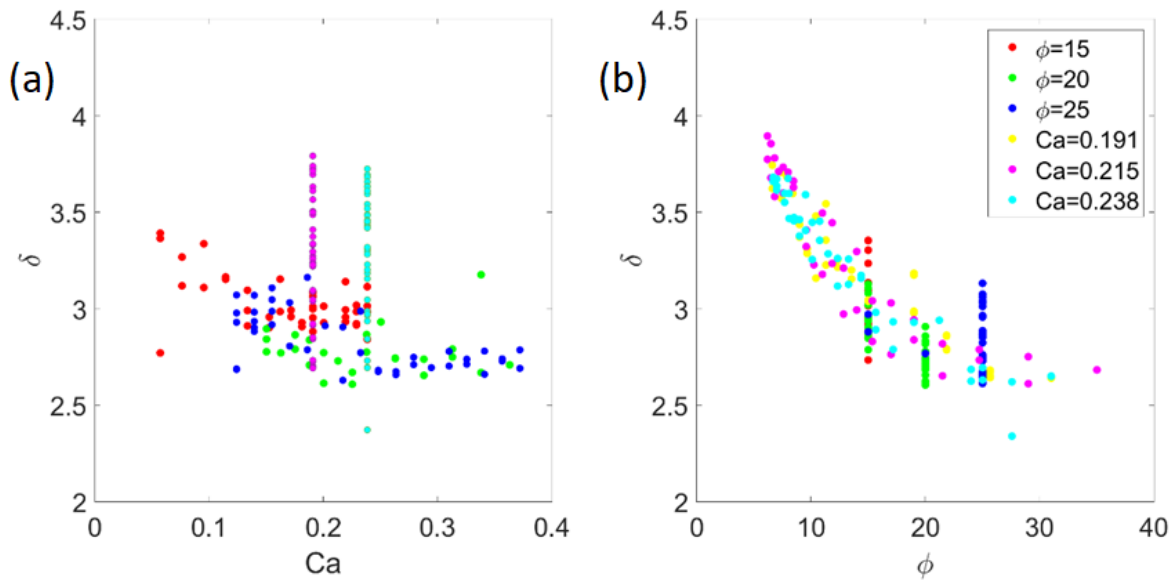


Figura 4: Gráfico que muestra la dependencia de δ con la razón de caudales ϕ y el número capilar Ca , utilizando tanto los datos a número ϕ constante como Ca constante. En la figura (a) se observa que el tamaño de las gotas no depende de una manera clara del número capilar. Aunque Ca si es capaz de modificar los valores de δ . Por otro lado, en la figura (b) se ve claramente que el tamaño de las gotas tiende a disminuir cuando ϕ crece. Un aumento en la proporción de aceite inyectado en el canal hace que la fracción de agua sea menor, y que se tiendan a formar gotas más pequeñas.

3.4 Deformación de una gota a lo largo del canal

Gracias a la platina motorizada se pudo seguir la gota durante todo el viaje por el canal. Al analizar los términos a_n y b_n en función de la distancia X_g recorrida en la región III, se observó que todas las gotas experimentan más o menos los mismos procesos de deformación a medida que son transportadas por el flujo. Estos procesos corresponden a la “relajación”, un proceso de “deformación suave” y el proceso de “deformación final”.

3.4.1 Relajación de la gota

La gota recién formada se encuentra elongada paralelamente a la velocidad del aceite, debido a la cola puntiaguda que posee cuando recién se forma, como se muestra en la gota (a) de la figura 5. Posteriormente, cambia rápidamente a la forma con menor deformación similar a la gota (b). En la figura 6a se muestra la evolución de los términos a_2 , a_3 y a_4 tras recorrer los primeros 0.15 cm de canal. La gota al estar estirada paralelamente al flujo posee un modo elíptico a_2 positivo. Por otro lado, la cola puntiaguda con la cabeza redondeada hace que a_3 tome valores negativos. Finalmente a_4 toma valores positivos de módulo menor a a_2 y a_3 . Durante este proceso de relajación todos los a_n disminuyen rápidamente hasta un valor muy pequeño.

Debido a que las gotas viajan centradas en los canales, tanto la gota de agua como el flujo del aceite son simétricos respecto al eje central del canal, marcado en rojo de la figura 5. Por esta razón los modos b_n son prácticamente nulos. Los modos a_n superiores a 5 no se consideraron debido a que tienen magnitudes mucho menores a a_2 , a_3 y a_4 . Por último, el modo a_1 tampoco se consideró, ya que toma valores pequeños, que solo aporta correcciones de la posición del centro de masa, como se muestra en la figura 2.

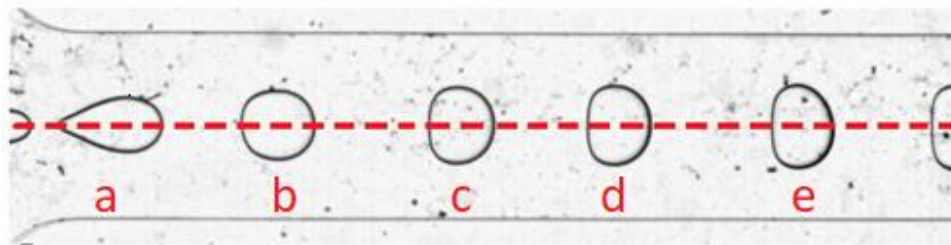


Figura 5: Se muestra la evolución de una gota con $\delta = 4$ arrastrada por un flujo de aceite que va de izquierda a derecha. En (a) gota recién separada del canal que transporta agua, posee una cola puntiaguda, que hace al modo a_2 positivo y a_3 negativo; Posteriormente la gota se relaja y alcanza la posición (b), donde los modos son aproximadamente cero. Desde la posición (c) a la (e) aumenta progresivamente su estado de deformación. Incrementando principalmente el módulo del modo a_2 .

3.4.2 Deformación suave y deformación final.

Una vez la gota atraviesa la región de menor deformación, el arrastre del flujo de aceite aumenta los a_n gradualmente como se muestra en la figura 5 en las gotas **c**, **d**, y **e**. La deformación crece hasta alcanzar un punto ubicado aproximadamente a 1 centímetro, donde la gota alcanza un estado de deformación estable, como se muestra en la figura 6b. En este punto la gota se comprime en la dirección de la velocidad del aceite y se estira acercándose a las paredes laterales. En el proceso adquiere la forma característica de bala. Esto produce que el modo a_2 tome valores negativos más grandes, y a_3 crezca hacia los números positivos.

Finalmente, luego de recorrer un centímetro del canal, la gota tiende a estirarse buscando los bordes laterales del canal, aumentando el valor de a_2 . Si la gota es lo suficientemente grande, su interfase entra en contacto con la muralla volviéndose difícil de detectar por el método de análisis de imágenes empleado. Por esta razón esta región no se estudió con detalle.

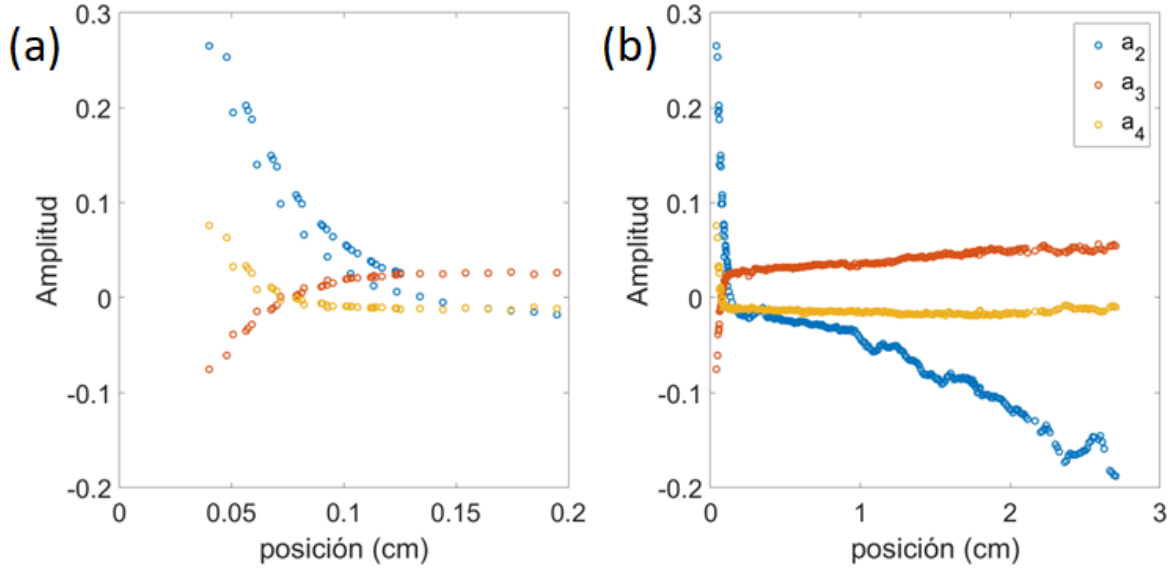


Figura 6 a y b **Acortar descripción**

Figura 6 Se muestra la evolución de las deformaciones de una gota con $\delta = 4.9$ que viaja en un microcanal. Las gotas fueron detectadas desde 0.045 hasta 2.8 centímetros de recorrido del canal. En círculos azules se graficó la evolución del modo a_2 llamado modo elíptico, en rojo se graficó el modo 3, llamado también modo bala cuando es positivo y modo con cola, para valores negativos. En círculos naranjos se graficó el modo a_4 . El grafico (a) corresponde a una vista detallada del gráfico (b).

3.5 Deformación estacionaria de una gota

Para estimar la deformación de una gota que viaja en un canal poco profundo es necesario conocer el campo de presiones al interior del canal. Para ello se promedió el campo de velocidades $\vec{v}(x, y, z)$ con respecto a la profundidad determinada por la coordenada z . Para una celda de Hele-Shaw, se obtiene que la velocidad promedio está dada por la ecuación de Darcy

$$\vec{u}(x, y) = -\frac{H^2}{12\eta} \nabla p(x, y). \quad (8)$$

Donde $p(x, y)$ es la presión en cada punto al interior de un canal de profundidad H por donde pasa un fluido de viscosidad η . Usando la ecuación (8) es simple demostrar que las presiones escalan de la forma

$$p \sim \frac{\eta V_c R_0}{H^2} \sim \frac{\eta V_c}{R_0} \delta^2. \quad (10)$$

Para que se cumpla la continuidad de los esfuerzos normales en la interfase de agua con aceite, se impondrá que se cumpla

$$\sigma\kappa = p - \eta \frac{\partial u_n}{\partial n}. \quad (9)$$

En este caso $\partial u_n / \partial n$ es el gradiente de velocidades normal a la superficie, y escala proporcional a V_c / R_0 . Por otro lado, los términos asociados a $\vec{u}$, crecen proporcionales a V_c . Por último, se considerará que la curvatura k crece proporcional a R_0^{-1} . Al considerar estas aproximaciones en la ecuación (9) se obtiene que

$$\sigma \frac{\kappa'}{R_0} \sim \frac{\eta V_c}{R_0} (\delta^2 - 1). \quad (10)$$

Donde k' es la curvatura adimensionalizada y que está relacionada con la deformación de la gota. Al considerar que $\delta^2 \gg 1$ y que $V_c + V_d \sim V_c$, la ecuación (10) adimensionalizada toma la forma

$$\kappa' \sim Ca \delta^2. \quad (11)$$

Por lo tanto, se espera que para deformaciones estacionarias se cumpla que las medidas de deformación sean proporcionales a $Ca \delta^2$. En la figura 7a se utilizó D_{rms} como medida global de deformación y se comparó con la deformación que predice la ecuación (8) y que otros autores han utilizado. Sin embargo, es fácil ver que para gotas confinadas en este tipo de canal no se cumple esta ley.

Al buscar un gráfico del tipo $D \propto Ca^M \delta^N$ que predijera correctamente las deformaciones se construyó el gráfico 7b, que muestra que la deformación, para gotas que solo han recorrido un centímetro de canal es independiente del número capilar, y además depende solamente del confinamiento de la gota obedeciendo a la regla.

$$D_{rms} \propto \delta^4 \quad (12)$$

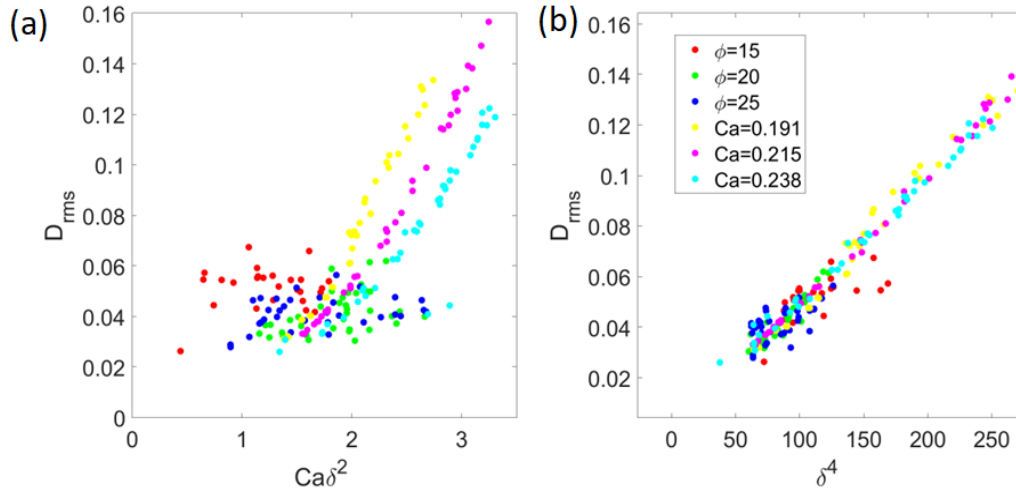


Figura 7: Se construyó el gráfico de dispersión (a) entre D_{rms} y $Ca\delta^2$ para todas las medidas. Se puede apreciar que no existe una dependencia clara. El gráfico (b) muestra que D_{rms} es proporcional a δ^4 .

4 CONCLUSIONES

En este trabajo se analizó la dependencia de las deformaciones de las gotas en función de los parámetros de control de laboratorio. Además, se relacionó estas variables de laboratorio con parámetros adimensionales, responsables de regular el tamaño de las gotas formadas y su deformación. En particular se identificó a ϕ como un parámetro importante para regular la distribución de los tamaños de gota. Pues a medida que se inyecta una mayor cantidad de aceite en relación al agua, es más fácil encontrar gotas de agua más pequeñas. Sin embargo, es posible regular levemente el tamaño de las gotas aumentando Ca , ya que la tensión superficial se vuelve más débil en relación al arrastre producido por el flujo, permitiendo que en la región de formación II el brazo de agua se corte más fácil

Se utilizó la descomposición en modos de Fourier para caracterizar deformaciones que experimentan gotas confinadas en una celda. Gracias a este método de análisis, se pudo identificar los distintos procesos de deformación, correspondientes a la etapa de relajación, deformación suave y deformación final. También se identificaron los modos a_2 y a_3 como los más importantes de la serie de Fourier, donde a_2 describe la compresión o elongación paralela al flujo, llamada deformación elíptica, y a_3 el modo que describe la forma de bala y la aparición de colas en las gotas.

Al analizar los estados de deformación de las gotas durante todo el canal se puede apreciar que las gotas no alcanzan un estado final de equilibrio en su deformación. Sin embargo, la gota justo recién de crearse, alcanza rápidamente un estado de deformación mínima, para luego crecer y alcanzar los bordes del canal, si su tamaño lo permite

Se midió la deformación que tenían las gotas tras recorrer un centímetro de canal y se observó que la deformación era proporcional δ^4 , Es decir que el tamaño de la gota es un factor muy importante a la hora de definir el estado de deformación de una gota en el canal. Además, las deformaciones resultaron ser independientes del número capilar, por consiguiente, son independientes de la velocidad del flujo

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Núcleo Milenio Física de la Materia Activa y a ANID por el financiamiento de la beca de financiamiento de Doctorado Nacional 21181182.

REFERENCIAS

- Anna, S. L. (2016). "Droplets and bubbles in microfluidic devices". *Annual Review of Fluid Mechanics*, Vol. 48, pp. 285-309.
- Beatus, T., Bar-Ziv, R. H., & Tlusty, T. (2012). "The physics of 2D microfluidic droplet ensembles. *Physics reports*", Vol. 516, No 3, pp. 103-145.
- Brosseau, Q., Vignon, J., & Baret, J. C. (2014). "Microfluidic dynamic interfacial tensiometry (μ DIT)". *Soft matter*, Vol. 10, No 17, pp. 3066-3076.
- Burgess, D., & Tanveer, S. (1991). "Infinite stream of Hele-Shaw bubbles". *Physics of Fluids A: Fluid Dynamics*, Vol. 3, No 3, pp. 367-379.
- Cabral, J. T., & Hudson, S. D. (2006). "Microfluidic approach for rapid multicomponent interfacial tensiometry". *Lab on a Chip*, 2006, Vol. 6, No 3, pp. 427-436.
- Chang-Yen, D. A., Eich, R. K., & Gale, B. K. (2005). "A monolithic PDMS waveguide system fabricated using soft-lithography techniques. *Journal of lightwave technology*", Vol. 23, No 6, pp. 2088.
- Chiu, D. T., Demello, A. J., Di Carlo, D., Doyle, P. S., Hansen, C., Maceiczky, R. M., & Wootton, R. C. (2017). "Small but perfectly formed? Successes, challenges, and opportunities for microfluidics in the chemical and biological sciences". *Chem*, 2017, Vol. 2, No 2, pp. 201-223.
- Gu, H., Duits, M. H., & Mugele, F. (2011). "Droplets formation and merging in two-phase flow microfluidics". *International Journal of molecular sciences*, 2011, Vol. 12, No 4, pp. 2572-2597.
- Guo, M. T., Rotem, A., Heyman, J. A., & Weitz, D. A. (2012). "Droplet microfluidics for high-throughput biological assays". *Lab on a Chip*, 2012, Vol. 12, No 12, pp. 2146-2155.
- Hudson, S. D., Cabral, J. T., Goodrum Jr, W. J., Beers, K. L., & Amis, E. J. (2005). "Microfluidic interfacial tensiometry". *Applied Physics Letters*, Vol. 87, No 8, pp. 081905.
- Lee, S., Gallaire, F., & Baroud, C. N. (2012). "Interface-induced recirculation within a stationary microfluidic drop". *Soft Matter*, 2012, Vol. 8, No 41, pp. 10750-10758.

- Maruvada, S. R. K., & Park, C. W. (1996). "Retarded motion of bubbles in Hele-Shaw cells". *Physics of fluids*, Vol. 8, No 12, pp. 3229-3233
- Maxworthy, T. (1986). "Bubble formation, motion and interaction in a Hele-Shaw cell". *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 173, pp. 95-114.
- McLean, J. W., & Saffman, P. G. (1981). "The effect of surface tension on the shape of fingers in a Hele Shaw cell". *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 102, pp. 455-469
- Riechers, B., Maes, F., Akoury, E., Semin, B., Gruner, P., & Baret, J. C. (2016). "Surfactant adsorption kinetics in microfluidics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*", Vol. 113, No 41, pp. 11465-11470.
- Saffman, P. F., & Tanveer, S. (1989). "Prediction of bubble velocity in a Hele-Shaw cell: Thin film and contact angle effects". *Physics of Fluids A: Fluid Dynamics*, Vol. 1, No 2, po. 219-223.
- Saffman, P. G., & Taylor, G. I. (1958). "The penetration of a fluid into a porous medium or Hele Shaw cell containing a more viscous liquid. *Proceedings of the Royal Society of London*". Series A. Mathematical and Physical Sciences, Vol. 245, No 1242, pp. 312-329
- Shen, F., Li, Y., Liu, Z., & Li, X. (2017). "Study of flow behaviors of droplet merging and splitting in microchannels using Micro-PIV measurement". *Microfluidics and nanofluidics*, Vol. 21, No 4, pp. 1-14.
- Sungyon Lee, F. Gallaire and Charles N. Baroud. "Interface-induced recirculation within a stationary microfluidic drop", *Soft Matter*, Vol. 8, pp 10750-10758.
- Tanveer, S. (1986). "The effect of surface tension on the shape of a Hele-Shaw cell bubble". *The Physics of fluids*, Vol. 29, No 11, pp. 3537-3548
- Ulloa, C., Ahumada, A., & Cordero, M. L. (2014). "Effect of confinement on the deformation of microfluidic drops". *Physical Review E*, 2014, Vol. 89, No 3, pp. 033004.
- Younan Xia and George M. Whitesides. (1998) "Soft Lithography", *Annu. Rev. Mater. Sci.*. Vol. 28, 153-184, 1998.
- Younan Xia and George M. Whitesides (1998). "Soft Lithography", *Angew. Chem. Int. Ed.*, Vol. 37, 550-575.
- Zhu, L., & Gallaire, F. (2016). "A pancake droplet translating in a Hele-Shaw cell: lubrication film and flow field. *Journal of Fluid Mechanics*", Vol. 798, pp. 955-969.

ACERCA DE LOS AUTORES

Pablo Mardones es profesor de Ciencias de la Universidad Católica del Maule y estudiante de Doctorado en Ciencias con Mención en Física de la Universidad de Chile. Participa como ayudante de investigación en el Núcleo Milenio Física de la Materia Activa, trabajando en el laboratorio de Microfluídica del Departamento de Física, Universidad de Chile

María Luisa Cordero es Doctora en mecánica de fluidos de la École Polytechnique de París, profesora asistente del Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, Directora alterna del Núcleo Milenio Física de la Materia Activa.

PERMAFROST EXTENT IN MOUNTAIN ENVIRONMENTS

GERARDO ZEGERS, MASAKI HAYASHI

Department of Geoscience, University of Calgary, Canada

gerardo.zegers@ucalgary.ca

hayashi@ucalgary.ca

SUMMARY

Permafrost is a critical cryosphere component through its influence on energy exchanges, hydrological processes, and natural hazards. Thus, understanding and characterizing permafrost thaw is an essential component of understanding the potential influences of climate change. In mountain environments, permafrost occurrence is affected by the complex mountain topography and surficial geology and is exposed to significant spatial heterogeneity. Coarser sediments enhance natural convection processes that decrease the ground temperatures; thus, they generate a special thermal regime that can sustain permafrost even under positive mean annual air temperatures. In this work, we installed self-logging temperature sensors at small alpine catchments to (i) examine the main variables that control permafrost heterogeneity at a local scale and (ii) to find the permafrost distribution at each study site. These local measurements will be distributed using topoclimatic factors (such as altitude, slope, aspect, mean air temperature, or solar radiation) and sediment-size estimations. This approach can be extended to larger areas in the Canadian Rockies to assess permafrost extents and evaluate the potential impacts of mountain permafrost thaw in a warmer future.

Keywords: Mountain permafrost, Alpine hydrogeology, Natural convection, Climate change

1. INTRODUCTION AND OBJECTIVES

Permafrost or permanently frozen ground refers to the ground where temperatures remain at or below 0°C for at least two consecutive years (Riseborough et al., 2008). A recent estimate by Gruber (2012) showed that permafrost currently covers approximately 9 to 14 % of the world's land surface excluding the Antarctica. Permafrost is a critical component of the cryosphere through its influence on energy exchanges, hydrological processes, natural hazards, and carbon budgets (Riseborough et al., 2008). For example, permafrost thaw can affect hydrological regimes by increasing groundwater-surface water interactions and controlling groundwater exchange between sub-permafrost and supra-permafrost aquifers (Hayashi, 2020; Walvoord & Striegl, 2007). Additionally, permafrost thaw could act as a positive feedback mechanism to climate change as thawing permafrost can release carbon and methane currently stored in soils (Gregory et al., 2007; Harden et al., 2012; Wisser et al., 2011). Thus, understanding and characterizing permafrost thaw is an essential component of the broader scientific investigation of the influence of future climate change.

A striking feature of mountain permafrost is that in discontinuous alpine permafrost zones, the lowest active permafrost is generally developed in alpine landforms such as talus slopes, moraines, and rock glaciers (S. A. Harris & Pedersen, 1998). Large sediments within these

landforms create a unique ground thermal regime, making them strongholds of cold conditions in mountain ecosystems (Brighenti et al., 2021). Notably, these deposits show lower temperatures than adjacent fine-grained soils (Gorbunov et al., 2004), and there is evidence of permafrost in coarse blocky sediments even under positive mean annual air temperature (MAAT) (e.g., Delaloye & Lambiel, (2005)). The colder thermal regime associated with these landforms is primarily due to (i) temperature-driven air convection and (ii) reduced insulation below the snow cover (Haeberli et al., 2011). Large temperature differences between the ground and the air can promote air convection inside highly permeable deposits during the winter, making atmosphere-ground coupling more effective during cold conditions (e.g., Juliussen & Humlum, 2008; Pruessner et al., 2018). This effect can be enhanced on steep slopes where non-vertical air convection can occur in winter and summer and generate a thermal anomaly. Since air temperature decreases with elevation (Rolland, 2003), ground surface temperatures (GST) do as well. However, internal air convection can overcome this relation and make the lower part of a talus slope colder (e.g., Delaloye & Lambiel, 2005; Morard et al., 2008; Wagner et al., 2019; Wicky & Hauck, 2017). Furthermore, because the snow cover is heterogeneous and may be shallow in some areas, and some boulders may protrude into and through the snow cover, the insulating effect of snow on these complex and non-smooth surfaces may be reduced.

Alpine landforms such as talus slopes, moraines, and rock glaciers are not only special to alpine basins due to their unique thermal regime, but they also play an important role in the basin's hydrological response. Chen et al. (2018) reported that in the upper Hei River basin (Basin area: 10,900 [km²]), the moraine-talus region contributed 60% of the streamflow between 1960 and 2013. This high contribution was despite the moraine-talus region only covering 20% of the basin. Recent field studies in the mountains worldwide have shown that these alpine landforms have substantial groundwater storage capacity to sustain baseflow in first-order streams (Hayashi, 2020; Somers et al., 2016; Winkler et al., 2016). However, only in the last decades the concept of groundwater storage has been used in alpine basins since these zones were considered as practically "Teflon basins" with little groundwater storage (Clow et al., 2003; Hayashi, 2020).

Permafrost directly affects the groundwater flow and the ground's energy balance at these alpine aquifers. As the soil reaches freezing temperatures, the available water will turn to ice and hinder or completely block the groundwater flow, depending on the water content. Additionally, the latent heat released when ice forms can be at least ten times greater than the released by sensible heat alone (McKenzie et al., 2007). Various field studies have examined the effects of permafrost on alpine hydrogeology (e.g., Giardino et al., 1992; Harrington et al., 2018; Langston et al., 2011; Woo et al., 1994). Generally, it is considered that the permafrost acts as a confining layer and generates two main flow paths: a near subsurface flow over the permafrost layer (supra-permafrost) and a deep subsurface flow (sub-permafrost). These two flow zones can be connected by flow generated by fractures in the ice or/and zones without ice (intra-permafrost). In addition to these effects, some authors have highlighted the potential roles of permafrost in controlling alpine streamflow (e.g., Arenson & Jakob, 2010; Giardino et al., 1992; Jones et al., 2019; Woo et al., 1994). For

example, Jones et al. (2019) hypothesized that the ice melt from rock glaciers could represent an increasing hydrologic contribution to streamflow. Since the ice within these landforms provides long-term water storage, ice melt could become a more significant portion of the streamflow in a warmer future. However, the alpine landform's melting rate is orders of magnitude lower than exposed glaciers due to the debris layer's shielding effect (Arenson & Jakob, 2010; Harrington et al., 2018). Furthermore, various studies have shown that ice melt contribution to streamflow in alpine landforms is not substantial (Arenson & Jakob, 2010; Harrington et al., 2018; Hayashi, 2020; Krainer & Mostler, 2002). Therefore, the primary function of permafrost in alpine hydrogeology is to control the groundwater flow paths.

Mountain permafrost was recognized relatively late since the involved ground ice is not directly visible and cannot be easily observed or measured (Haeberli et al., 2011). As a first-order approximation, the long-term mean annual air temperature (MAAT) determines the permafrost occurrence; MAAT below -3°C indicates areas with substantial permafrost, while a few occur around -1°C (Haeberli et al., 2011). However, mountain permafrost occurrence is greatly affected by the complex mountain topography and is influenced by substantial spatial heterogeneity (Gruber & Haeberli, 2009). The climate, topography, and ground conditions are the main variables that define mountain permafrost distribution (Haeberli et al., 2011): (i) At a regional scale, the climate can generate cold surface conditions governed by latitude and global circulation. (ii) These climate conditions are modified by topography at different scales due to variations in air temperature (regional scale), solar radiation (local scale), and redistribution of snow by wind and avalanches (local scale). (iii) Locally, ground properties and their influence on heat and water transfer modify the topographically overprinted climate conditions. The overall magnitude of the effect of topography and ground conditions on the mean annual ground surface temperature (MAGST) can be as high as 15°C within a distance of 1 km (Haeberli et al., 2011).

As ground-based information, the temperature at the interface between a sufficiently deep snowpack ($> 80\text{ cm}$) and the ground is commonly used to establish the presence of permafrost in mountainous environments (Hoelzle et al., 1993; Langston et al., 2011; Lewkowicz & Ednie, 2004). This method is called basal temperature of snow (BTS), and following the widely accepted empirical criteria, $\text{BTS} < -3^{\circ}\text{C}$ indicates that permafrost is probable, values of -2°C to -3°C that permafrost is possible, and $\text{BTS} > -2^{\circ}\text{C}$ that permafrost is improbable (Hoelzle et al., 1999). To obtain a distributed estimate of permafrost occurrence, we need to combine these field-based methods with numerical models. There are two major groups of permafrost models: statistical-empirical models and physics-based models. Statistical-empirical models relate the permafrost presence found by field-based methods to topoclimatic factors. This type of model is widely used in mountain permafrost studies. Its main advantages are that it can be applied in large regions (e.g., Boeckli et al., 2012; Gruber, 2012) and that the main variables can be easily measured or computed with geographic information systems (GIS) tools. The main drawback is that they assume equilibrium conditions and cannot predict permafrost changes over time.

On the other hand, physics-based models focus on a more detailed understanding of energy fluxes between the atmosphere and permafrost through energy transfer and balance equations

(Harris et al., 2009). They typically simulate vertical soil temperature profiles using meteorological data as input to the model and field information for calibration or validation. Also, these models are flexible enough to accommodate highly variable materials, geometries, and boundary conditions. For example, the influence of surface energy exchange on subsurface conditions can be defined as a fully explicit energy balance, which requires data for atmospheric conditions.

Several studies have used either statistical-empirical or physics-based models to estimate mountain permafrost distribution; however, as noted by Deluigi et al. (2017), with the commonly used topoclimatic variables, these methods cannot represent small-scale variations in CRLs. In this study, we will address this problem by analyzing the effect of sediment size on GST. This research will explore the spatial heterogeneity of permafrost and the importance of the main variables that control permafrost extents in alpine landforms.

This study uses three previously studied locations in the Canadian Rockies, where evidence of permafrost were found using field information such as meteorological data, BTS data, streamflow data, and geophysical imaging are available.

2. NATURAL CONVECTION ON ALPINE LANDFORMS

One hypothesis for the special thermal regime of the blocky material is related to the Rayleigh convection theory. This theory describes a fluid flow bound by two parallel impermeable plates at different temperatures (Figure 1). When the lower plate is heated, the bottom fluid expands, and density gradients develop. When these gradients are sufficiently strong, the warm fluid rises due to its lower density and buoyancy. On the other hand, the colder fluid (higher density) in the top portion starts to sink. This pattern forms clockwise and counter-clockwise convection cells side by side, resulting in a bottom-up energy transfer by the convection (Figure 1A). The mechanism evolves into Horton-Rogers-Lapwood convection if the fluid is inside a porous medium (Figure 1B). The involved process is the same with the difference that, in this case, the porous media generates an extra resistance that is proportional to the velocity and inverse to the permeability.

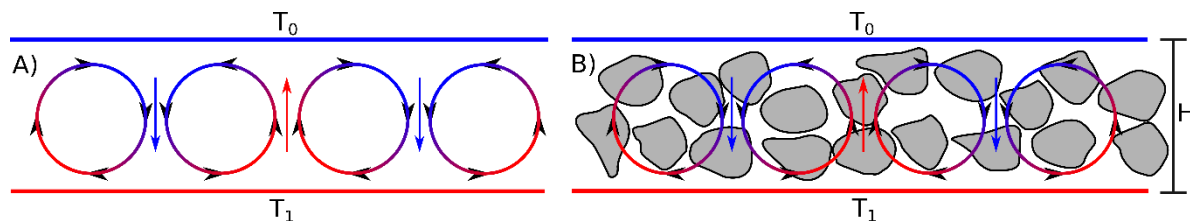


Figure 1. The cooling mechanism of a crushed rock layer. (a) Rayleigh-Benard convection. (b) Horton-Rogers-Lapwood convection. The temperature at the bottom is higher than the temperature at the top ($T_1 > T_0$). Adapted from (Guodong et al., 2007).

Under natural conditions, this phenomenon is called natural convection. Natural convection is strongly linked to each season because air temperature undergoes seasonal fluctuations. In winter, temperatures inside the debris cover are higher than the external air temperature. This situation is like the bottom hot fluid in the Rayleigh-Bernard convection, and energy

exchange with the atmosphere intensifies due to convection. As a result, permafrost loses energy to the air. In summer, the opposite happens; the temperature inside the debris cover is lower than the external air, equivalent to the bottom cold and top hot situation. Since the cold air is heavier than the exterior air, no convective energy transfer occurs, and energy exchange is mainly through conduction. The debris cover acts as a thermal insulator and reduces the amount of energy gained by the ground from the air due to the small contact areas between the debris cover sediments and the low thermal conductivity of the air. The imbalance of increased energy losses in winter and reduced gains in summer produces a net energy loss over the year and lowers the ground temperature (Guodong et al., 2007).

The Rayleigh number (Ra) (Bories & Combarnous, 1973) can be used to determine if the density gradient is strong enough to develop convection:

$$Ra = g \frac{\alpha(\rho c)_f K}{\nu \lambda} \Delta T H \quad (1)$$

Where g (ms^{-2}) is the gravitational acceleration, α (K^{-1}), ρ_f ($Kg\ m^{-3}$) and c_f ($J\ Kg^{-1}K^{-1}$) are respectively the thermal expansion coefficient, density, heat capacity and kinematic viscosity of the fluid, K (m^2) the permeability, λ ($W\ m\ K^{-1}$) the thermal conductivity of the medium and ΔT (K) the temperature difference between two points separated by a distance H (m) (Figure 1).

The Ra is an adimensional number that describes the strength of natural convection, where a threshold value called the critical Rayleigh number (Ra_c) defines the onset of natural convection. Lapwood (1948) theoretically derived Ra_c for a porous media with different upper and lower boundary conditions. For upper and lower impermeable boundaries, he obtained a value of $Ra_c = 40$. Whereas for a lower impermeable boundary and an upper free surface, he got a value of $Ra_c = 27$. Generally, we can assume that the lower boundary is impermeable for alpine landforms underlain by bedrock. In contrast, the upper boundary is a free surface when it is free of snow and an impermeable boundary (for the airflow) when it has a thick enough snow cover. Therefore, for this phenomenon, Ra_c ranges between 27 and 40 depending on the snow cover (potential upper impermeable boundary).

The Rayleigh number is sensitive to permeability since their values for natural materials vary widely. Typical permeability values (in m^2) for sediments are: crushed rocks 10^{-5} - 10^{-7} - 10^{-9} , clean sand 10^{-9} - 10^{-12} , stratified clay 10^{-13} - 10^{-16} , and unweathered clay 10^{-16} - 10^{-20} (Nield & Bejan, 2017; Wicky & Hauck, 2017). Therefore, due to the high permeability of crushed rocks and gravel, these deposits are potential natural convection development zones. Typically, permeability is estimated with the Kozeny-Carman equation (Côté et al., 2011) which relates the permeability to effective particle size (d_{10}) and porosity (n).

$$K = 0.0056 d_{10}^2 \frac{n^3}{(1-n)^2} \quad (2)$$

This equation describes a direct square relationship between sediment size and Rayleigh number. However, this relation was developed for sands or finer soils, and overestimates the permeability for coarser sediments. Côté et al., (2011) compared the k values predicted by

Eq. 2 with experimental results for materials with d_{10} ranging from 90 to 150 mm and found that the predictions were about 4.25 times higher, on average.

3. STUDY SITES AND METHODS

We used the BTS methodology to estimate the permafrost distribution of alpine landforms at three locations in the Canadian Rockies: Fortress, Lake O'Hara and Helen Creek.

3.1 Fortress

Fortress site ($50^{\circ} 49' 14''$ N, $115^{\circ} 12' 50''$ W) is a north-facing cirque in the front range of the Canadian Rocky Mountains. It is part of the South Saskatchewan River's headwaters region, which receives around 40% of its annual flow from the mountainous areas (Viviroli & Weingartner, 2004). The elevation ranges from 2100 to 2400 [m.a.s.l.] in the study area. Christensen et al., (2020) identified the presence of permafrost in some talus slopes based on high electrical resistivity values ($70.000 [\Omega m]$) and low BTS temperatures.

3.2 Lake O'Hara

The Lake O'Hara ($51^{\circ} 20' 41''$ N, $116^{\circ} 19' 32''$ W) watershed in Yoho National Park has an area of 14 km^2 and the elevation in the study area ranges from 2300 to 2500 [m.a.s.l.]. Langston et al. (2011) identified probable permafrost in the west region of the moraine using BTS data. They also used electrical resistivity imaging to identify regions of buried ice ($> 10^6 \Omega m$) in the north-west and southwest regions of the moraine and some areas with discontinuous ground ice bodies interspersed between relatively dry moraine materials with low ice contents ($5.000 - 20.000 \Omega m$).

3.3 Helen Creek

Helen Creek ($51^{\circ} 41'$ N, $116^{\circ} 24'$ W) is a Canadian Rockies headwater tributary of the Bow River. The Helen Creek rock glacier is located beneath talus slopes and bedrock cliffs. Harrington et al. (2018) identified patches of permafrost or ice on the rock glacier and talus slopes using geophysical data and BTS. The elevation in the study zone ranges from 2300 to 2500 [m.a.s.l.].

3.4 BTS MEASUREMENTS

Based on BTS and geophysics, previous research has identified permafrost at the aforementioned sites. Despite having zones with similar elevation and potential incoming solar radiation (PISR), the BTS measurements within each site showed considerable heterogeneity. Harrington & Hayashi, (2019) measured continuous ground surface temperatures in Helen Creek rock glacier using Raman spectra fiber-optic distributed temperature sensing (DTS). They deployed a 300 m fiber-optic cable, obtaining a considerable spatial variation in the temperatures. They attributed this heterogeneity to the sediments' size, as they observed lower temperature in larger boulders. They did not, however, conduct a quantitative analysis of the effect of sediment size on ground

temperatures and did not explain this relationship. We expanded the study area and chose zones with (i) coarse sediments, (ii) late-lying snow, and (iii) evidence of water flow near the surface for this study (sound of water flow). Near-surface water flow in coarse blocky sediments may indicate the presence of supra-permafrost flow (i.e., flow over permafrost). We also placed temperature sensors in areas with finer sediments to compare the results to these measurements.

The temperature was recorded with IC sensors (Maxim, IButton). Two types of sensors were used: the model DS1925 has a 0.0625°C resolution, -40°C to 85°C operating temperature range, and can store 61k readings (at 16-bit mode), so it was set up to measure every 10 minutes. The model DS1921Z has a 0.125°C resolution, -5°C to 26°C operating temperature range, and can store 2048 readings (at 16-bit mode), so it was set up to measure every 4 hours.

The sensors were previously calibrated at 0°C and 15°C. At each temperature, the temperature offset was calculated, and between these two temperatures, a linear interpolation between the two offsets was applied. The BTS was calculated as the average temperature during middle March, since at this period the snow cover is over 1m, and a late-winter plateau was reached for temperature of most of the sensors.

130 iButtons were deployed during the 2020 field season; since these sensors are not waterproof, they were deployed inside a PVC case. Also, to facilitate the retrieval of the sensors, a bamboo stick and a flag were located next to the sensor. These sensors were retrieved during July-August 2021, depending on the site, and 9 sensors were lost. Apparently, the lost sensors were removed by avalanches and rockfalls since, in these cases, neither the sensors, bamboo sticks, or flags were found, and there was evidence of sediment movement.

To analyze whether natural convection is present, we buried a few temperature sensors at each site. These sensors were buried approximately 1 m deep in areas with large sediments and were located next to a superficial sensor. Similar to Wagner et al., (2019) we can use the Ra (Eq. (1)) with a known depth ($H \sim 1\text{m}$) and the measured temperatures throughout the year and verify whether natural convection occurs and when. To avoid a wrong interpretation of the ground temperature variations for this analysis, the temperature readings at the minimum measurable temperature for the sensor DS1921Z (-5°C) were removed.

For each site the elevation was extracted from the satellite digital elevation model ALOS PALSAR (12x12 m: JAXA/METI ALOS PALSAR L1.0 2007). The annual PISR was calculated using the potential incoming solar radiation function from SAGA GIS (version 2.3.1; <http://saga-gis.org>). This algorithm takes into consideration the effect of the topography shading to calculate the PISR.

4. RESULTS

4.1 BTS

Figure 2 shows the measured BTS versus the elevation and PISR of each sensor location. As mentioned before, most studies typically related BTS with these two variables. However, this figure does not show a clear correlation between BTS categories and both variables for these sites. Similar to Lewkowicz (2008), we performed multiple regression analyses of measured BTS (dependent variable) against elevation and PISR. We obtained an r^2 value of 0.40, 0.28, and 0.026 for Fortress, Helen Creek, and Lake O'Hara, respectively. Fortress's obtained r^2 value has a low-intermediate value and is within the range of other studies (e.g., Lewkowicz, 2008; Bonnaventure, 2008). However, the obtained r^2 value for Helen Creek and Lake O'Hara are low. Interestingly, the obtained r^2 values seem to be correlated with the proportion of zones with coarse sediments. The higher r^2 value is for the site with a lower ratio of coarse sediments (Fortress), and the lower r^2 value was obtained for Lake O'Hara, where the studied zone is mainly composed of coarse sediments.

This presumably occurs because the sediment size plays an important role in the studied zones, but it is not considered in the multiple regression analysis. For example, in Figure 3, T3 shows a lower BTS than TB4 despite having a higher PISR and lower elevation (T3: PISR=4644 [MJ/m²], Elevation=2411[m.a.s.l.]; TB4: PISR=3332 [MJ/m²], Elevation=2445 [m.a.s.l.]). Normally these two variables would indicate that TB4 should be colder than T3, but in this case, the BTS at these locations seem to be strongly controlled by the surficial sediments. Sensor T3 is in a coarse blocky layer composed of pebbles-cobbles, whereas TB4 is in a zone with some pebbles and cobbles but underlay by fine sediments.

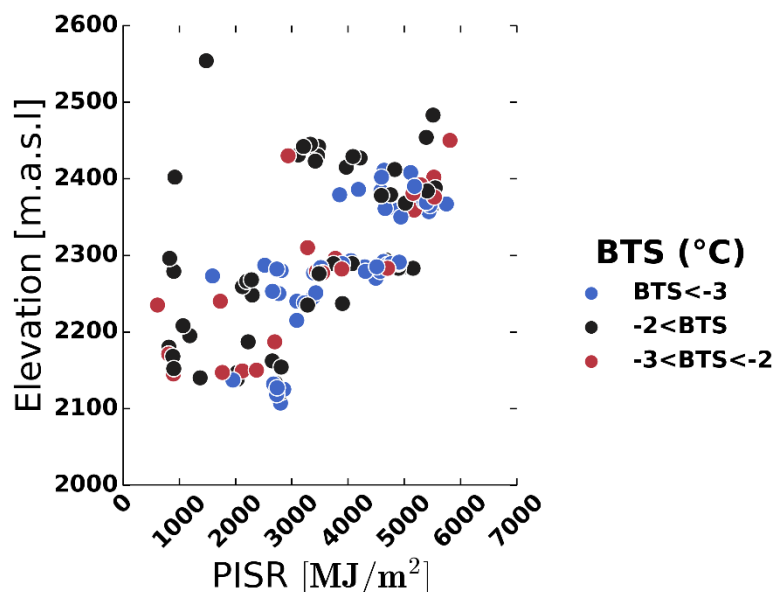


Figure 2. Compilation of BTS from all three sites in relation to elevation and potential incoming solar radiation (PISR).

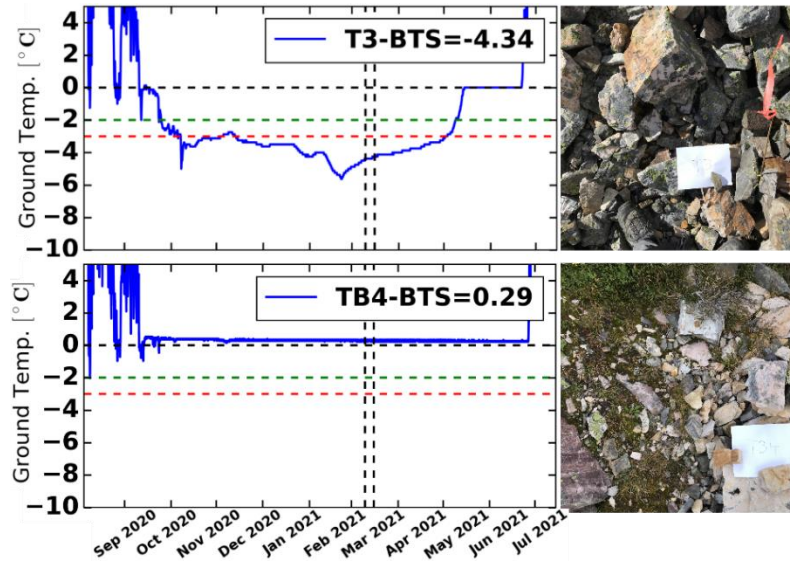


Figure 3. Ground surface temperature (GST) of two sensors located at Helen Creek. The horizontal red dotted line represents the upper limit for probable permafrost ($BTS < -3^{\circ}\text{C}$), while the horizontal green dotted line represents the upper limit for possible permafrost ($-3^{\circ}\text{C} < BTS < -2^{\circ}\text{C}$). The two vertical dotted black lines indicate the chosen week for calculating the BTS. Each location's ground type is depicted in the two images to the right.

4.2 Processes at ground temperature

To make a more detailed analysis of the effect of blocky material on the ground thermal behavior, we will look at the sensors deployed at depth. At four points, we deployed a surficial sensor, a middle sensor (depth $\sim 0,5\text{ m}$), and a bottom sensor (depth $\sim 1\text{ m}$). To contrast this data, we are also going to compare it with sensors deployed at depth in sand-silt soils. We compared the measured time derivative of temperature (TDT) in the middle sensor versus the possible time derivative of temperature assuming only convection. The latter was calculated using the 1D heat conduction equation, neglecting convection (Eq. (3)). We integrated this equation over a controlled volume and discretized the partial derivatives obtaining Eq. (4):

$$\frac{\rho_m c_m \partial T}{\partial t} = -\nabla(\lambda \nabla T) \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{(T_{y1}^{t+1} - T_{y1}^t)}{\Delta t} = \frac{\lambda_m}{\Delta Z_{y1} \rho_m c_m} \left(\frac{T_{y0}^t - T_{y1}^t}{\Delta Z_{y0-y1}} + \frac{T_{y2}^t - T_{y1}^t}{\Delta Z_{y1-y2}} \right) \quad (4)$$

Figure 4 shows the meteorological data at Fortress South Ridge station, located at 2300 [m.a.s.l.]. At this station the ground material is composed of sand-silt sediments. The ground temperature at this station remains close to 0°C throughout the winter. The measured TDT also remains low throughout this period, similar to the estimated conduction-only temperature gradient. The measured TDT seems to oscillate around 0, but it is generally more negative from August to November. This is reflected in the 7-day average ground

temperature that has a faster decrease in this period and remains stable from December to June.

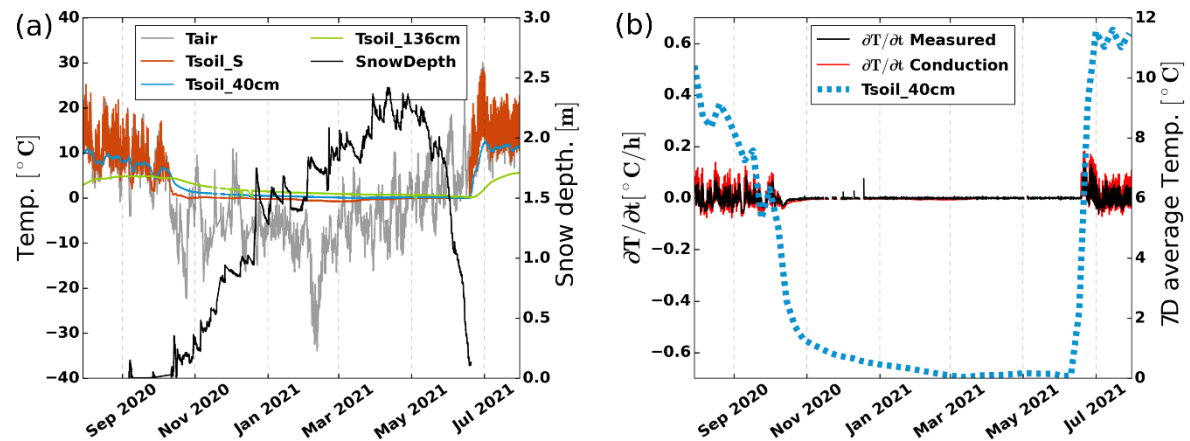


Figure 4. (a) Shows the ground temperatures throughout the year at the Fortress South Ridge station. (b) Shows the time derivate of temperature (TDT), where the light blue dotted line represents the 7-day average temperature of the middle sensor.

The temperature behavior is different at locations underlain by coarse blocky sediments. As proposed by Côté et al. (2011), to estimate the Ra, we used the value given by Eq. 2 divided by 4.25. At each of the analyzed locations, the characteristic sediment size (d_{10}) was estimated in-situ selecting 5 to 10 random clasts.

Figure 5 shows the results for two locations with coarse sediments at the Fortress site; the sensors at the point EC4 show winter temperatures close to 0°C, like the situation at Fortress South Ridge (Figure 4), but the temperature behavior before the snow accumulation shows a different pattern. The measured TDT at EC4 shows higher values (between 0.1-0.2 [°C/h]) before the snow accumulation starts (Figure 5A). This higher TDT is also reflected in the faster decrease in the 7-day average temperature. The conductive only TDT is always lower than the estimated during this period, suggesting that convective heat transport is involved. This is collaborated by the high Ra during this period, recurrently higher than the critical Rayleigh number (Ra_c ranges between 30-40). Also, before the snow accumulation, the ground shows a high energy exchange flux with the atmosphere.

At W13, a similar but more marked behavior is observed. High time derivative of temperature and a high Ra are observed during the snow-free period. The convection seems stronger in this zone, reflected in the higher temperature gradients and Ra. Because this stronger convection, ground temperatures reach cold temperatures and probable permafrost conditions ($BTS = -5.5^\circ\text{C}$). Additionally, the ground remained coupled with the air temperatures in this zone until early November. This enhanced coupling allows for reaching much colder temperatures. There are a few processes that could generate convection during snow-covered periods. First, the presence of coarser sediments at this zone makes the formation of a “smooth” snow cover more difficult, leaving zones between boulders without a snow cover. Also, W13 is located on a talus slope, so lateral convection can occur, promoting the cooling of the lower talus zones (Morard et al., 2008). This is also collaborated by the sensor

temperatures at 30cm depth, which shows lower temperature than the surficial and deeper sensor in middle November, suggesting a lateral cooling effect.

The linear correlation between the wind speed and the TDT is 0.25 at EC4 and 0.19 at W14. On the other hand, the linear correlation between the Ra and the TDT is -0.65 at EC4 and -0.5 at W13. The wind speed shows a low correlation with temperature gradient, whereas the Rayleigh number shows a middle-high negative correlation. This suggests that the primary convection process is free convection rather than forced convection. When the Rayleigh number increases, free convection increases, decreasing temperature gradients through a more efficient heat transport.

Figure 6 shows the same analysis for Lake O'Hara site. At both locations, low BTS and probable permafrost conditions are found (F7-BTS=-6.6; F9-BTS=-4.12). During the snow-free period, the measured TDT (between 0.2-0.6 [°C/h]) are generally higher than the estimated conduction only TDT. Notably, for point F9, there is a constant slow temperature decrease during the snow-covered period. The Ra between the middle and bottom sensor oscillates around the critical value (R_{ac}), suggesting that free convection occurs during this period. Since F9 is located at the bottom of a talus slope, this constant cooling could be generated by a lateral heat transport between the bottom and top zone of the talus slope.

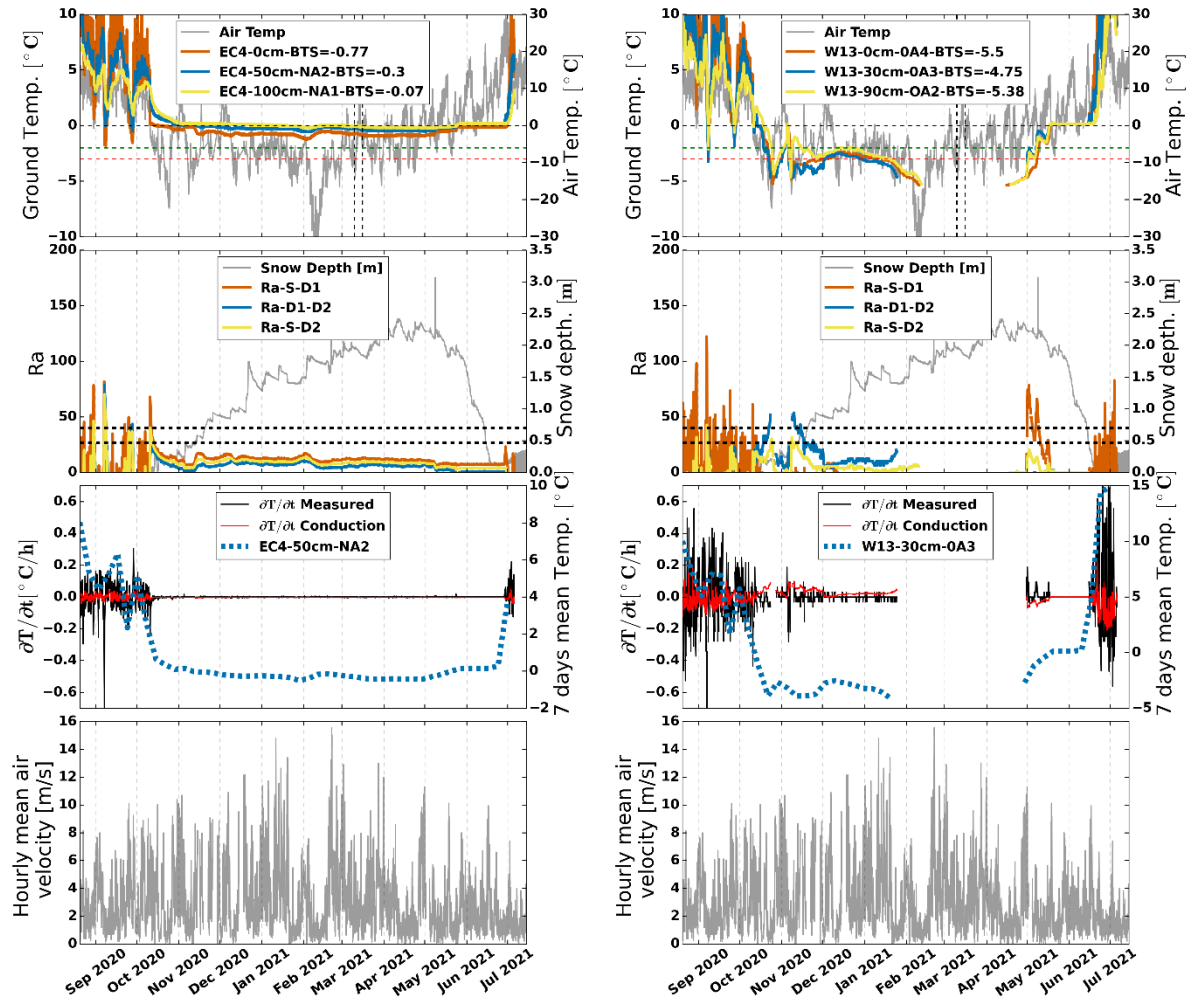


Figure 5. Ground thermal characterization for the two points with buried sensors at Fortress.

The thermal process during the snow-covered period at F7 differs from F9. The ground temperature at F7 is mainly constant except for some periods of higher variations. This is also reflected in the Ra, showing a higher variation during this period, overcoming the threshold for free convection. During the lowest GST period (February-April), the TDT of the middle sensor cannot be computed because the temperatures were out of the sensor operating range. But the other two sensors show a fast temperature decrease that seems correlated with the lowest air temperature (-30°C) during middle February.

The linear correlation between the wind speed and the TDT is 0.1 at F7 and 0.03 at F9. On the other hand, the linear correlation between the Ra and the TDT is -0.6 at F7 and -0.4 at F9. The wind speed shows an even lower correlation with the temperature gradient for this site, whereas the Rayleigh number shows a middle-high negative correlation. This also suggests that the primary convection process is free convection rather than forced convection.

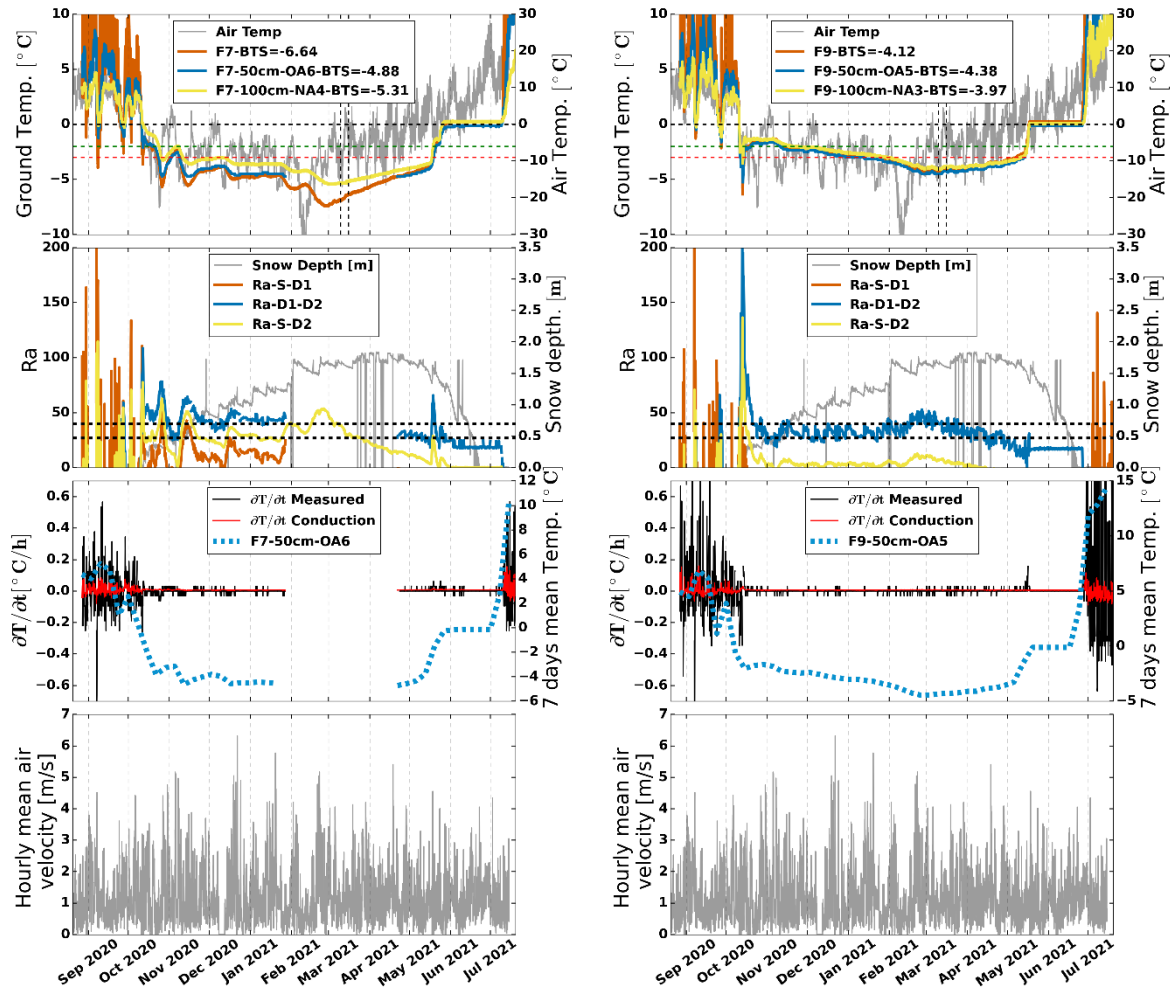


Figure 6. Ground thermal characterization for the two points with buried sensors at Lake O'Hara.

5. CONCLUSIONS

A striking feature of mountain permafrost is that in discontinuous alpine permafrost zones, the lowest active permafrost is generally developed in alpine landforms such as talus slopes, moraines, and rock glaciers. Using basal temperature of snow (BTS) measurements at three alpine catchments in the Canadian Rockies, we found that the permafrost occurrence was influenced by the sediment type in addition to potential incoming solar radiation (PISR) and elevation.

We performed multiple regression analyses of measured BTS (dependent variable) against elevation and PISR. The obtained r^2 values were low, particularly for Lake O'Hara, which is the site with the most significant ratio of coarse sediments. These results indicate that, in these sites, the permafrost occurrence cannot be predicted only with PISR and elevation.

We used buried temperature sensors to calculate the Rayleigh number throughout the year. The results showed that the critical Rayleigh number for the onset of natural convection was exceeded many times during the snow-free periods. Interestingly, even though the critical

Rayleigh number was exceeded only briefly, it was during these periods that the ground efficiently cooled down to negative or near-zero temperatures and remained stable during snow-covered periods. We also compared the measured time derivative of temperature (TDT) to the theoretical time derivative of temperature assuming conduction-only heat transport and showed that the measured TDT were greater than the conduction-only in the areas of coarse sediments. These results suggest that natural convection plays an essential role in the thermal regime of these landforms.

Future work should generate new methods and models to predict the permafrost occurrence at coarse sediments. The current hydrogeological models with specific functionality for cold regions do not include natural convection in their energy balance; thus, they cannot predict permafrost's current and future conditions in alpine landforms. New models should aim to fill this gap and directly solve the buoyancy-driven air flux within the porous media. Additionally, there is a need for new field methods to estimate the sediment size at a basin-scale accurately. Some studies have used aerial vehicle (UAV) photogrammetry, but they are usually restricted to specific environments and smaller areas. These sediment size estimations could be used as input data to the convection-enhanced hydrogeological models or to include the sediment type's effects in the multiple regressions analyses. This will help predict permafrost's extent considering the impacts of climate change and, therefore, study the impact permafrost thaw has on mountain water resources and ecosystems.

ACKNOWLEDGMENT

This field data collection was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, Canada First Research Excellence Fund (Global Water Futures), and Alberta Innovates (Water Innovation Program); and logistically supported by the University of Calgary's Biogeoscience Institute, Fortress Mountain Resort, and Parks Canada. Meteorological data at Fortress South Ridge were provided by John Pomeroy. The lead author received scholarship support from the Chilean ANID Doctoral grant 72200390.

REFERENCES

- Arenson, L. U., & Jakob, M. (2010). The significance of rock glaciers in the dry Andes - A discussion of Azócar and Brenning (2010) and Brenning and Azócar (2010). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(3), 282–285. <https://doi.org/10.1002/ppp.693>
- Boeckli, L., Brenning, A., Gruber, S., & Noetzli, J. (2012). A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges. *The Cryosphere*, 6(1), 125–140. <https://doi.org/10.5194/tc-6-125-2012>
- Bonnaventure, P. P., & Lewkowicz, A. G. (2008). Mountain permafrost probability mapping using the BTS method in two climatically dissimilar locations, northwest Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(4), 443–455.
- Bories, S. A., & Combarnous, M. A. (1973). Natural convection in a sloping porous layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 57(1), 63–79. <https://doi.org/10.1017/S0022112073001023>

- Brighenti, S., Hotaling, S., Finn, D. S., Fountain, A. G., Hayashi, M., Herbst, D., Saros, J. E., Tronstad, L. M., & Millar, C. I. (2021). Rock glaciers and related cold rocky landforms: Overlooked climate refugia for mountain biodiversity. *Global Change Biology*, 27(8), 1504–1517. <https://doi.org/10.1111/gcb.15510>
- Christensen, C. W., Hayashi, M., & Bentley, L. R. (2020). Hydrogeological characterization of an alpine aquifer system in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrogeology Journal*, 28(5), 1871–1890. <https://doi.org/10.1007/s10040-020-02153-7>
- Clow, D. W., Schrott, L., Webb, R., Campbell, D. H., Torizzo, A., & Dornblaser, M. (2003). Ground Water Occurrence and Contributions to Streamflow in an Alpine Catchment, Colorado Front Range. *Ground Water*, 41(7), 937–950. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2003.tb02436.x>
- Côté, J., Fillion, M. H., & Konrad, J. M. (2011). Intrinsic permeability of materials ranging from sand to rock-fill using natural air convection tests. *Canadian Geotechnical Journal*, 48(5), 679–690. <https://doi.org/10.1139/t10-097>
- Delaloye, R., & Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 59(2), 194–203. <https://doi.org/10.1080/00291950510020673>
- Deluigi, N., Lambiel, C., & Kanevski, M. (2017). Data-driven mapping of the potential mountain permafrost distribution. *Science of the Total Environment*, 590–591, 370–380. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.041>
- Giardino, J. R., Vitek, J. D., & Demorett, J. L. (1992). A model of water movement in rock glaciers and associated water characteristics. *Periglacial Geomorphology. Proc. 22nd Annual Symposium in Geomorphology, Binghamton, 1991*, 159–184.
- Gorbunov, A. P., Marchenko, S. S., & Seversky, E. v. (2004). The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1), 95–98. <https://doi.org/10.1002/ppp.478>
- Gregory, J., Stouffer, R. J., Molina, M., Chidthaisong, A., Solomon, S., Raga, G., Friedlingstein, P., Indoff, N. L., le Treut, H., & Rusticucci, M. and others. (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. *Zhurnal Voprosy Neirokhirurgii Imeni N. N. Burdenko*. <https://doi.org/10.1088/1751-8113/44/8/085201>
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6(1), 221–233. <https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012>
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2009). Permafrost Soils. In R. Margesin (Ed.), *Permafrost Soils* (Vol. 16). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-69371-0>
- Guodong, C., Yuanming, L., Zhizhong, S., & Fan, J. (2007). The ‘thermal semi-conductor’ effect of crushed rocks. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(2), 151–160. <https://doi.org/10.1002/ppp.575>
- Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., & Phillips, M. (2011). Mountain permafrost: Development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043–1058.
- Harden, J. W., Koven, C. D., Ping, C. L., Hugelius, G., David McGuire, A., Camill, P., Jorgenson, T., Kuhry, P., Michaelson, G. J., O'Donnell, J. A., Schuur, E. A. G., Tarnocai, C., Johnson, K., & Grosse, G. (2012). Field information links permafrost carbon to

- physical vulnerabilities of thawing. *Geophysical Research Letters*, 39(15), 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL051958>
- Harrington, J. S., & Hayashi, M. (2019). Application of distributed temperature sensing for mountain permafrost mapping. *Permafrost and Periglacial Processes*, 30(2), 113–120. <https://doi.org/10.1002/ppp.1997>
- Harrington, J. S., Mozil, A., Hayashi, M., & Bentley, L. R. (2018). Groundwater flow and storage processes in an inactive rock glacier. *Hydrological Processes*, 32(20), 3070–3088. <https://doi.org/10.1002/hyp.13248>
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M. A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., ... Vonder Mühll, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3–4), 117–171. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002>
- Harris, S. A., & Pedersen, D. E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(2), 107–120. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199804/06\)9:2<107::AID-PPP277>3.0.CO;2-G](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199804/06)9:2<107::AID-PPP277>3.0.CO;2-G)
- Hayashi, M. (2020). Alpine Hydrogeology: The Critical Role of Groundwater in Sourcing the Headwaters of the World. *Groundwater*, 58(4), 498–510. <https://doi.org/10.1111/gwat.12965>
- Hoelzle, M., Haeberli, W., & Keller, F. (1993). Application of BTS-measurements for modeling mountain permafrost distribution. *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost*, 272–277.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., & Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: First experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(2), 113–124. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199904/06\)10:2<113::AID-PPP317>3.0.CO;2-A](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199904/06)10:2<113::AID-PPP317>3.0.CO;2-A)
- Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., & Whalley, W. B. (2019). Rock glaciers and mountain hydrology: A review. *Earth-Science Reviews*, 193(April), 66–90. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.001>
- Juliussen, H., & Humlum, O. (2008). Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sølen, central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 1–18. <https://doi.org/10.1002/ppp.607>
- Krainer, K., & Mostler, W. (2002). Hydrology of active rock glaciers: Examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 142–149. <https://doi.org/10.2307/1552465>
- Langston, G., Bentley, L. R., Hayashi, M., McClymont, A., & Pidlisecky, A. (2011). Internal structure and hydrological functions of an alpine proglacial moraine. *Hydrological Processes*, 25(19), 2967–2982. <https://doi.org/10.1002/hyp.8144>
- Lapwood, E. R. (1948). Convection of a fluid in a porous medium. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*, 44(4), 508–521. <https://doi.org/10.1017/S030500410002452X>

- Lewkowicz, A. G., & Ednie, M. (2004). Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1), 67–80. <https://doi.org/10.1002/ppp.480>
- McKenzie, J. M., Voss, C. I., & Siegel, D. I. (2007). Groundwater flow with energy transport and water–ice phase change: Numerical simulations, benchmarks, and application to freezing in peat bogs. *Advances in Water Resources*, 30(4), 966–983. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.08.008>
- Morard, S., Delaloye, R., & Dorthé, J. (2008). Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, December 2013*, 1233–1238. https://www.researchgate.net/profile/Sebastien_Morard/publication/235665719_Seasonal_thermal_regime_of_mid-latitude_ventilated_debris_accumulation/links/0c96052b1d7f97095b000000.pdf
- Nield, D. A., & Bejan, A. (2017). *Convection in Porous Media*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-49562-0>
- Pruessner, L., Phillips, M., Farinotti, D., Hoelzle, M., & Lehning, M. (2018). Near-surface ventilation as a key for modeling the thermal regime of coarse blocky rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 29(3), 152–163. <https://doi.org/10.1002/ppp.1978>
- Riseborough, D., Shiklomanov, N., Etzelmüller, B., Gruber, S., & Marchenko, S. (2008). Recent advances in permafrost modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 137–156. <https://doi.org/10.1002/ppp.615>
- Rolland, C. (2003). Spatial and seasonal variations of air temperature lapse rates in Alpine regions. *Journal of Climate*, 16(7), 1032–1046.
- Somers, L. D., Gordon, R. P., McKenzie, J. M., Lautz, L. K., Wigmore, O., Glose, A. M., Glas, R., Aubry-Wake, C., Mark, B., Baraer, M., & Condom, T. (2016). Quantifying groundwater–surface water interactions in a proglacial valley, Cordillera Blanca, Peru. *Hydrological Processes*, 30(17), 2915–2929. <https://doi.org/10.1002/hyp.10912>
- Viviroli, D., & Weingartner, R. (2004). The hydrological significance of mountains: from regional to global scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(6), 1017–1030. <https://doi.org/10.5194/hess-8-1017-2004>
- Wagner, T., Pauritsch, M., Mayaud, C., Kellerer-Pirklbauer, A., Thalheim, F., & Winkler, G. (2019). Controlling factors of microclimate in blocky surface layers of two nearby relict rock glaciers (Niedere Tauern Range, Austria). *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 101(4), 310–333. <https://doi.org/10.1080/04353676.2019.1670950>
- Walvoord, M. A., & Striegl, R. G. (2007). Increased groundwater to stream discharge from permafrost thawing in the Yukon River basin: Potential impacts on lateral export of carbon and nitrogen. *Geophysical Research Letters*, 34(12), L12402. <https://doi.org/10.1029/2007GL030216>
- Wicky, J., & Hauck, C. (2017). Numerical modelling of convective heat transport by air flow in permafrost talus slopes. *Cryosphere*, 11(3), 1311–1325. <https://doi.org/10.5194/tc-11-1311-2017>
- Winkler, G., Wagner, T., Pauritsch, M., Birk, S., Kellerer-Pirklbauer, A., Benischke, R., Leis, A., Morawetz, R., Schreilechner, M. G., & Hergarten, S. (2016). Identification and assessment of groundwater flow and storage components of the relict Schöneben Rock

- Glacier, Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria) Identification et évaluation des composantes d'écoulement et de stockage d'eau souterraine dans le g. *Hydrogeology Journal*, 24(4), 937–953. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1348-9>
- Wisser, D., Marchenko, S., Talbot, J., Treat, C., & Frolking, S. (2011). Soil temperature response to 21st century global warming: the role of and some implications for peat carbon in thawing permafrost soils in North America. *Earth System Dynamics*, 2(1), 121–138. <https://doi.org/10.5194/esd-2-121-2011>
- Woo, M. -K, Yang, Z., Xia, Z., & Yang, D. (1994). Streamflow processes in an alpine permafrost catchment, tianshan, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(2), 71–85. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430050202>

ABOUT THE AUTHORS

Gerardo Zegers has a Civil Engineer degree with a Master of Engineering Science in Water Resources and Environment from the University of Chile. He is currently pursuing a Ph.D. in Geoscience at the University of Calgary.

Masaki Hayashi has a Master of Science from Chiba University and a Ph.D. in Earth Sciences from the University of Waterloo. He is a professor of the Geoscience department at the University of Calgary.

PROYECCIONES DE EVENTOS HIDRO-METEOROLÓGICOS EXTREMOS EN UNA CUENCA DEL ALTIPLANO CHILENO, BAJO EL ESCENARIO DE CAMBIO CLIMÁTICO SSP5-8.5

JERÓNIMO SOTA¹, MIGUEL LAGOS-ZÚÑIGA²

¹Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile

jeronimosota@gmail.com

²Profesional Docente, Departamento de Ingeniería Civil,

Investigador Asociado, Advanced Mining Technology Center (AMTC) e

Investigador Doctoral, Centro de Investigación del Clima y la Resiliencia (CR2),

Universidad de Chile

mlagosz@uchile.cl

RESUMEN

El Altiplano chileno presenta condiciones climáticas únicas: es predominantemente seco durante todo el año, exceptuando la época estival o verano austral (diciembre a marzo), donde ocurren intensas tormentas convectivas que traen consigo precipitaciones extremas de hasta 37 mm en un día en Lequena (21,7°S - 68,7°O), fenómeno denominado Invierno Altiplánico. Como consecuencia de estas lluvias, los ríos de la zona tienden a producir crecidas hasta 34 veces mayores al caudal medio anual, provocando inundaciones desde sus cabeceras hasta el mar.

Dentro de los impactos del cambio climático, se proyecta un aumento en la frecuencia y magnitud de eventos extremos de precipitación en varias partes del globo. Con el fin de estudiar dichos impactos en el Altiplano chileno, en este artículo se analizan proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos (precipitación, temperatura y caudales) en la cuenca del río Loa antes de la represa Lequena, ubicada en el Altiplano de las regiones de Tarapacá y Antofagasta, bajo el escenario de cambio climático SSP5-8.5. Para esto, se utiliza como referencia el producto de precipitaciones espacialmente distribuido RF-MEP v2 con datos observados en las cercanías de la cuenca. Luego, se realiza un escalamiento estadístico, mediante el método de corrección de sesgo multivariado (MBCn) a 11 modelos de circulación general del CMIP6 seleccionados para la zona de estudio. Como resultado de este proceso, se obtienen series futuras de precipitación y temperatura para la cuenca en el periodo 2031-2060. Finalmente, para proyectar caudales futuros, se realiza una modelación hidrológica utilizando el modelo GR6J, calibrado en el periodo histórico con observaciones medias diarias, obteniéndose índices de eficiencia NSE = 0,22 y KGE = 0,61 en el periodo de calibración y NSE = 0,38 y KGE = 0,42 en el periodo de validación.

Los principales resultados indican un incremento en la magnitud de las precipitaciones máximas diarias con 50 y 100 años de periodo de retorno de hasta 28%. Mientras que las temperaturas de ocurrencia de dichas tormentas se incrementarían en promedio 1.6°C. Sin embargo, para las crecidas el conjunto de modelos no proyecta un aumento en la magnitud de estas, aunque algunos modelos proyectan crecidas con 50 años de periodo de retorno hasta 50 veces más caudalosas que en el pasado. Ante esto se deben tomar medidas precautorias y

preparar los ambientes y territorios con el objetivo de incrementar su resiliencia y capacidad de adaptación frente a los efectos del aumento en la magnitud de los eventos extremos.

Palabras claves: Cambio climático, Altiplano chileno, Eventos extremos, CMIP6, río Loa.

1. INTRODUCCIÓN

El Altiplano sudamericano es una extensa meseta ubicada en los Andes subtropicales, con una elevación media cercana a los 3700 m.s.n.m., y que se extiende entre los 15°S y 21°S, aproximadamente (Aceituno, 1996), comprendiendo parte de los territorios de Bolivia, Perú, Argentina y Chile.

Las bajas temperaturas, una baja densidad del aire y una alta radiación incidente, producto de su altitud, favorecen el desarrollo de condiciones climáticas únicas. Entre las que se destacan un régimen de lluvias predominantemente seco durante todo el año, exceptuando la época estival o verano austral (diciembre a marzo), donde ocurren intensas tormentas convectivas, que traen consigo abundantes precipitaciones a la zona (Garreaud, 2009), llegándose a registrar precipitaciones diarias extremas de hasta 37 mm en la estación Lequena en la cabecera del río Loa. Este fenómeno es denominado Invierno Altiplánico y está asociado al sistema del Monzón Sudamericano, y se produce por una desestabilización de la tropósfera a nivel local, debido al intenso calentamiento de la superficie y el establecimiento de los vientos de altura del este, que favorecen el transporte de las masas de aire húmedo provenientes de la cuenca del Amazonas (Garreaud et al., 2003).

La precipitación corresponde al primer mecanismo de suministro de agua, así como para producir crecidas e inundaciones (Rojas et al., 2014) y, en regiones elevadas, una precipitación normal puede generar grandes crecidas y/o aluviones si está acompañada de temperaturas más cálidas que las normales (Garreaud, 2013; Viale y Garreaud, 2014; Bozkurt et al., 2016; Somos-Valenzuela et al., 2020). Las lluvias convectivas en el Altiplano, dada su intensidad y su reducida extensión territorial, suelen producir inundaciones durante la fase estival (Rojas et al., 2014), alcanzándose caudales de crecida hasta 34 veces mayores al caudal medio. En el periodo 1981-2018 se ha visto un aumento en la intensidad de las tormentas del Altiplano chileno, lo cual trae consigo un aumento del riego de crecidas, las que conllevan serios efectos en el paisaje, afectando la agricultura y la vida de las comunidades indígenas que habitan las laderas de los ríos de la zona (Torres-Batló, 2020), y que han ocurrido históricamente en gran parte del norte de Chile (Ortega et al., 2019).

A nivel mundial, se espera que en el futuro los eventos extremos de precipitación sean más frecuentes y de mayor magnitud debido al aumento de vapor de agua en la atmósfera, asociado al aumento sostenido de la temperatura superficial media del planeta (Trenberth, 2011) y la mayor capacidad de la atmósfera de retener vapor de agua (Fischer y Knutti, 2016). Chile se sitúa en un contexto de alta vulnerabilidad frente al cambio climático, cumpliendo con siete de los nueve criterios de vulnerabilidad fijados por la Convención Marco de las Naciones Unidas para el Cambio Climático (CMNUCC; Ministerio del Medio Ambiente, 2017). Entre estos criterios, hay cuatro que se relacionan directamente con el Altiplano: zonas

áridas y semi-áridas, territorio susceptible a desastres naturales, áreas propensas a sequía y desertificación y ecosistemas montañosos.

Hasta la fecha, diversos estudios han generado proyecciones climáticas para el Altiplano chileno, sin que exista acuerdo en relación a la precipitación. Algunos estudios han proyectado una disminución de hasta 32 % hacia finales de siglo (Minvielle y Garreaud, 2011; Sarricolea y Romero, 2015). Por otro lado, la ‘Actualización del Balance Hídrico Nacional’ (DGA, 2017) no proyectó cambios significativos, mientras que Araya-Osses et al. (2020) proyectaron un aumento de un 60 % en la precipitación del Altiplano bajo el escenario RCP8.5 de cambio climático. En cuanto a la temperatura, los tres estudios anteriores coinciden en proyectar un aumento sostenido y significativo en el Altiplano chileno de hasta 4°C para el año 2100.

Los más recientes modelos climáticos generados en la sexta fase del Proyecto de inter-comparación de modelos de clima acoplados (Coupled Model Intercomparison Project, CMIP6 por sus siglas en inglés; Eyring, et al., 2016), ofrecen una oportunidad para analizar y actualizar proyecciones de eventos hidrometeorológicos, con insumos que no han sido utilizados en los estudios que han abarcado el comportamiento presente y futuro del clima, así como la hidrología en la zona altiplánica. El objetivo de este estudio es analizar proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos (precipitación, temperatura y crecidas) en la cuenca del río Loa antes represa Lequena, bajo el escenario de cambio climático SSP5-8.5, generando insumos para incrementar la capacidad de resiliencia y adaptación del territorio frente a los impactos del cambio climático en eventos extremos de precipitación y sus crecidas asociadas.

2. DATOS Y METODOS

2.1 Zona de estudio

El estudio se desarrolla en la cuenca río Loa antes represa Lequena (BNA 2101001), la cual corresponde a la cuenca de cabecera del río Loa (Figura 1). El río Loa se origina en la falda del volcán Miño (5651 m.s.n.m.) en el límite de las regiones de Tarapacá y Antofagasta y en las cercanías del límite internacional entre Chile y Bolivia. Esta cuenca presenta una pendiente media del 10% y elevaciones de hasta 6174 [m.s.n.m.], otras características geomorfológicas se presentan en la Tabla 1.

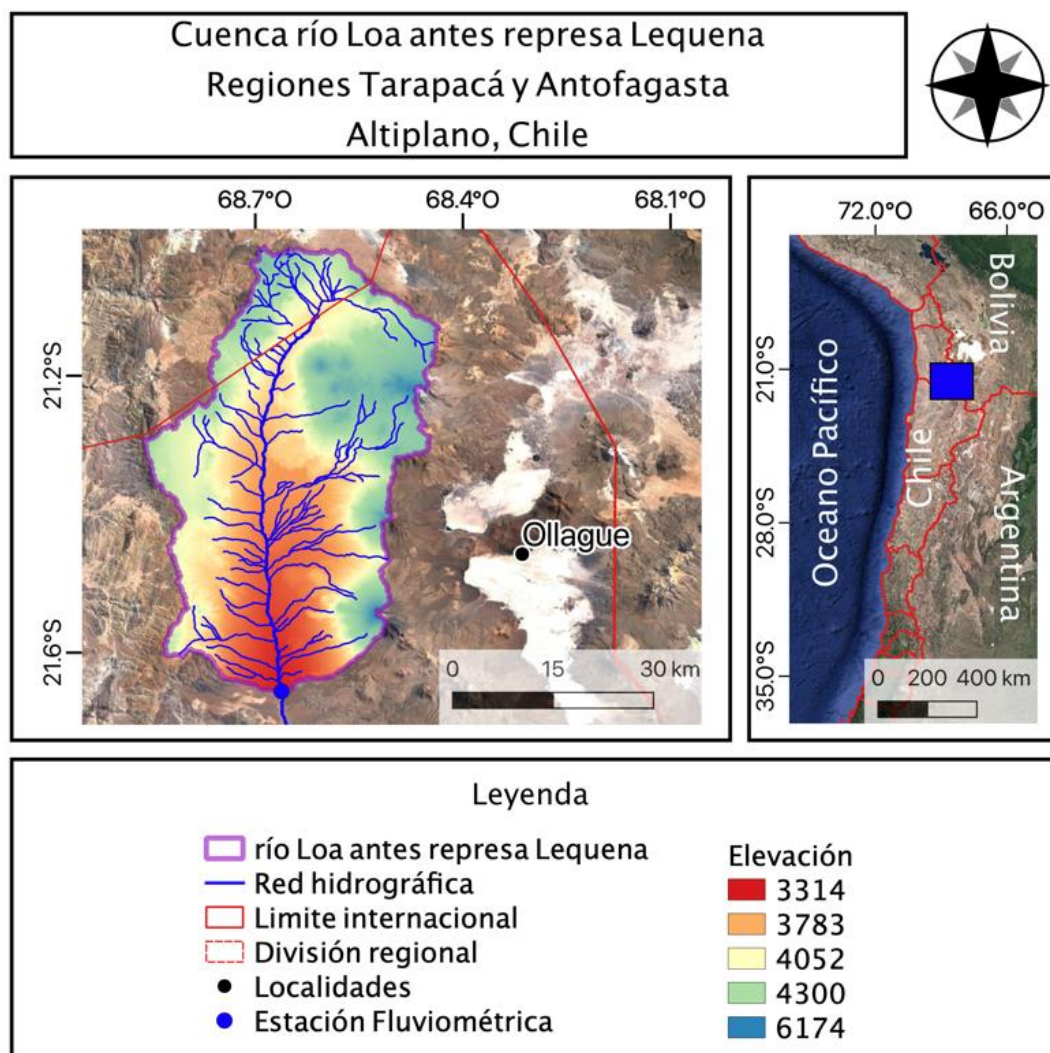


Figura 1. Mapa Cuenca río Loa antes represa Lequena.

Tabla 1. Características geomorfológicas de la cuenca río Loa antes represa Lequena.
Fuente: Extraído de Álvarez-Garretón et al., (2018).

Característica	Valor
Área [km^2]	2053,28
Elevación media [<i>m.s.n.m.</i>]	4099
Elevación máxima [<i>m.s.n.m.</i>]	6174
Elevación mínima [<i>m.s.n.m.</i>]	3314
Pendiente media [%]	10,01

2.1.1 Clima e hidrología

La cuenca en estudio cuenta con un clima particular y disímil al del resto del país, concentrándose las precipitaciones en la época estival (Invierno Altiplánico), con montos medios mensuales de hasta 37 mm en enero y las temperaturas medias mensuales se mantienen bajo los 10°C durante todo el año con un mínimo en el invierno austral cercano a los 2°C (Figura 2a),

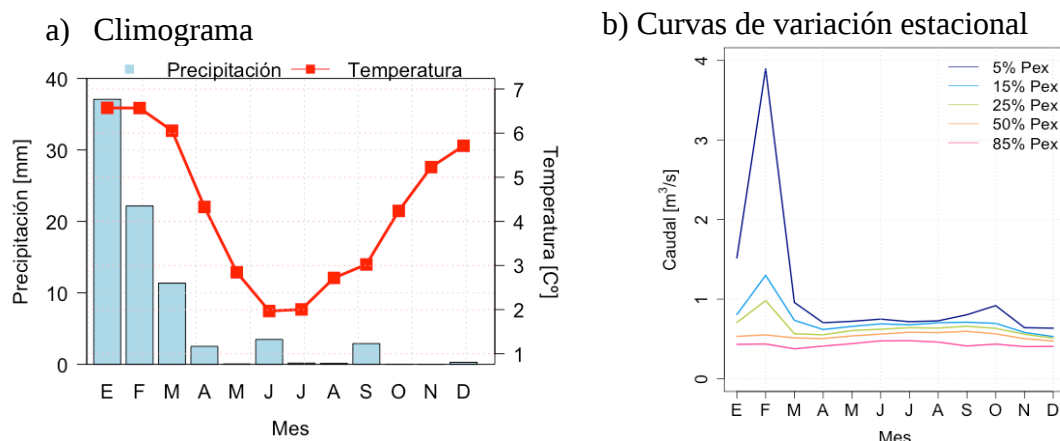


Figura 2. Climograma y curvas de variación estacional de la cuenca en el periodo 1983-2018.

El caudal medio anual del río Loa en la sección estudiada es de $0,59 \text{ m}^3/\text{s}$ y se mantiene prácticamente constante durante todo el año; sin embargo, en algunos años se genera un máximo durante los meses de enero y febrero en respuesta a las tormentas de verano (Figura 2b). Estas crecidas pueden superar ampliamente el caudal medio anual llegando a registrarse montos de hasta $17 \text{ m}^3/\text{s}$, aunque el 98% de los días medidos el caudal (~ 358 días) estuvo por debajo de $1 \text{ m}^3/\text{s}$, lo que refleja la gran variabilidad que presenta este sistema en conjunto con la dominancia de flujo base de origen subterráneo (Villarroel, 2020).

2.2 Datos

Para la realización de este estudio se utilizaron datos observados (precipitación y caudal y evapotranspiración de referencia), productos espacialmente distribuidos (precipitación y temperatura) y modelos de circulación general (precipitación y temperatura) los que se describen en los siguientes numerales.

2.2.1 Observaciones de Precipitación, evapotranspiración de referencia (ET_0) y caudales

Los datos de precipitación observada provienen de once estaciones meteorológicas, ubicadas por sobre los 3000 m.s.n.m. en la zona cordillerana y precordillerana de la región de Antofagasta, pertenecientes a la Red Hidrometeorológica Nacional de la Dirección General de Aguas (DGA; dga.mop.gob.cl). Estas estaciones fueron seleccionadas según los siguientes

criterios: (i) presentar al menos un 85% de registros validos dentro del periodo observado y (ii) contar con 30 años o más de medición.

Adicionalmente, se utilizan datos de precipitación y de ET_0 de la estación meteorológica Ollagüe de la red agrometeorológica del INIA (www.agrometeorologia.cl), ubicada a 30 km de la cuenca en estudio, con registros en el periodo 17-12-2010 y el 11-08-2021.

Los datos del caudal observado en el punto de salida de la cuenca, la estación río Loa antes represa Lequena, provienen de la Red Hidrometeorológica Nacional de la DGA, y cuenta con 41 años de registro y un 92,3% de registros validos en dicho periodo, donde promedia 0.6 m³/s.

2.2.2 Productos espacialmente distribuidos

Para utilizar algún producto meteorológico existente, se evaluaron seis modelos grillados de resolución diaria disponible en la plataforma de precipitaciones Mawün (<https://mawun.cr2.cl/>), entre los que se encuentran productos basados en observaciones in-situ, reanálisis atmosféricos, información satelital e híbridos (Tabla 2). Se seleccionó entre aquel producto con mejor desempeño en las estaciones meteorológicas utilizadas.

Tabla 2. Productos espacialmente distribuidos de precipitación

Producto	Resolución temporal	Resolución espacial [°]	Periodo disponible	Referencia
CR2met v2	diaria	0,05	1979-2019	Boisier et al., 2018
IMERG v06B	diaria	0,1	2001-2019	Huffman et al., 2019
RF-MEP v2	diaria	0,05	1983-2018	Baez-Villanueva et al., 2020
ERA5	diaria	0,25	1979-2018	Copernicus Climate Change Service, 2017
CHIRPS v2	diaria	0,05	1981-2019	Funk et al., 2015
TMPA-3B42 v7	diaria	0,25	1998-2018	Clark, 2014

Dada la particularidad climática de la zona de estudio, se busca entre los seis productos candidatos aquel que mejor estime la precipitación en la zona de estudio. Esto se realiza mediante la comparación de las series diarias de las once estaciones pluviométricas seleccionadas previamente con las series simuladas de cada producto interpoladas a la ubicación de dichas estaciones. Las métricas utilizadas para evaluar la comparación son el coeficiente de determinación (R^2) y la raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE).

Entre los seis productos candidatos el que mejor estima las precipitaciones de la zona de estudio es el producto RF-MEP v2, presentado valores medios de $R^2 = 0,43$ y RMSE= 0,89 mm para las 11 estaciones de referencia (Sota, 2022). Una vez seleccionado el producto se corrige mediante el método de Cressman (1959). Dicho método consiste en corregir los

valores diarios de precipitación de cada pixel del producto que se encuentre dentro del área de influencia de una o más estaciones pluviométricas y ya ha sido utilizado en Chile para estudios hidrológicos (e.g. DOH, 2020; Sota, 2022), manteniendo la estimación distribuida de las forzantes, pero corrigiendo sesgos en base a observaciones puntuales.

Para estimar la temperatura media de la cuenca se utiliza el producto distribuido CR2MET v2.0. Este producto de temperatura media diaria está disponible para el periodo 1979-2020 con una resolución temporal diaria y una resolución horizontal de 0.05° (Boisier et al., 2018).

2.2.3 Modelos de Circulación General (GCMs)

Los modelos de circulación general o GCMs (por sus siglas en inglés) utilizados en este estudio corresponden a un conjunto de modelos del proyecto CMIP6, y se obtienen de la base de datos Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>). Se analiza un total de 24 modelos de precipitación y temperatura, generados por distintos centros de investigación a lo largo del mundo, estos modelos se encuentran disponibles para los periodos histórico (1983-2014) y futuro (2015-2060). Con el fin de tener una perspectiva de análisis del peor escenario climático, se analiza la trayectoria socioeconómica compartida (SSP) más desfavorable en términos de impactos generados por el cambio climático y desarrollo socioeconómico, el escenario SSP5-8.5.

2.3 Metodología

2.3.1 Selección y calibración modelo hidrológico

Con el objetivo de modelar los caudales de la cuenca, se selecciona entre seis modelos de la familia GR (Perrin et al., 2003; Le Moine, 2008; Pushpalatha et al., 2011; Valéry et al., 2014), a aquel con mejor desempeño para reproducir los caudales medios diarios de la cuenca de la cuenca. Estos son modelos conceptuales de precipitación-escorrentía, concentrados o semi-distribuidos, si se utilizan junto al módulo de nieves CemaNeige, y operan a resolución temporal diaria.

Las entradas a los modelos son:

- Serie diaria de precipitación representativa de la cuenca (1983-2018), obtenida a partir del producto distribuido RFMEP corregido por el método de Cressman.
- Serie diaria de temperatura media de la cuenca (1983-2018), obtenida a partir del producto distribuido CR2met-v2.0
- La evapotranspiración potencial (ETP) representativa de la cuenca, obtenida mediante el método de Oudin (2005). Este método obtiene la ETP a partir de la temperatura media de la cuenca y la radiación extraterrestre, que depende directamente de la latitud de la cuenca.
- La hipsometría de la cuenca, que se obtenida a partir de un modelo de elevación de 90 m de resolución horizontal, generado por la Misión Topográfica Shuttle Radar (SRTM; Jarvis et al., 2008).

Para seleccionar el modelo óptimo se calibran los parámetros de los modelos GR4J, GR5J y GR6J y, adicionalmente, los mismos modelos complementados con el módulo de nieves CemaNeige, quedando así un total de seis estructuras de modelo candidatas.

Para la calibración se consideran dos funciones objetivo: el índice NSE (Nash y Sutcliffe, 1970; Ecuación 1) y el índice KGE (Gupta et al., 2009; Ecuación 2). La calibración se realiza mediante el algoritmo de optimización “Calibración Michel” (Michel, 1991), el cual combina enfoques de calibración local y global en un proceso iterativo. Según lo expuesto en Coron et al. (2017) este algoritmo ha probado ser igual de eficiente para encontrar un conjunto de parámetros óptimos que otros algoritmos de búsqueda global de mayor complejidad, y a la vez es más eficiente en términos de gasto computacional. El periodo de calibración fue 1988-2008, que concentra el 70 % de los datos, y el periodo de validación fue 2008-2018 correspondiente al 30 % restante, considerando además un periodo de calentamiento del modelo de dos años.

Por otro lado, dado el interés en reproducir correctamente las crecidas se utiliza también la métrica PbiasFHV (Yilmaz et al., 2008; Ecuación 3), correspondiente al porcentaje de sesgo entre el caudal observado y simulado de la sección alta de la curva de duración de caudales, esto es, aquellos caudales con probabilidad de excedencia menor a 0,02; o que se igual o exceden aproximadamente siete días en el año en promedio.

$$NSE = 1 - \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum(Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (1)$$

$$KGE = 1 - \sqrt{\frac{(r-1)^2 + (\alpha-1)^2 + (\beta-1)^2}{3}} \quad (2)$$

$\alpha = \sigma_s / \sigma_o ; \beta = \mu_s / \mu_o$

Donde:

r : coeficiente de correlación de Pearson entre caudales simulados y observados

σ_s : desviación estándar caudales simulados

σ_o : desviación estándar caudales observados

μ_s : caudales medios simulados

μ_o : caudales medios observados

$$PbiasFHV = 100 \cdot \frac{\sum(QH_{obs} - QH_{sim})}{\sum QH_{obs}} \quad (3)$$

Donde:

QH_{obs} y QH_{sim} : Caudales con probabilidad de excedencia menor al 2%.

Luego de realizados los experimentos de calibración para los seis modelos con las dos funciones objetivo propuestas, y habiendo analizado las tres métricas de evaluación tanto en la calibración como en la validación, se determinó que la función objetivo y el modelo mediante los cuales se simulan de mejor manera los caudales de crecida en la cuenca corresponden a la función KGE y al modelo GR6J (Sota, 2022), obteniéndose los resultados presentados en la primera fila de la Tabla 3, correspondiente a la calibración utilizando la serie de ETP obtenida mediante el método de Oudin (2005).

Sin embargo, según lo expuesto por De la Fuente y Meruane (2021) en las cuencas áridas del norte de Chile sólo queda agua disponible en la cuenca para escorrentía superficial o infiltración, cuando la precipitación es mayor que la evaporación, evaporación que se puede estimar como igual a la ETP los días de tormenta dado el estado saturado del suelo. En particular en la cuenca en estudio al analizar las series de ETP y precipitación se desprende que la ETP es mayor que la precipitación el 94% de los días de lluvia, entonces, solo el 6% de los días en que llueve, el modelo incorpora precipitación al sistema, lo que indica una posible sobreestimación de la ETP que se traduce en una subestimación de los caudales. Además, como se expone en la Tabla 4, se pudo notar que la ETP simulada por el módulo de Oudin (2005), aumenta los días de lluvia con respecto a los días sin lluvia.

Para verificar lo anterior, se contrastaron las estimaciones de ET_0 en la estación Ollagüe, encontrándose que esta tiende a disminuir los días de lluvia con respecto a los días despejados, reafirmando la potencial sobreestimación de la ETP. Para mitigar este problema, en Sota (2022) se vuelve a calibrar el modelo reduciendo en diversos factores la ETP, optándose por dejar un factor de reducción de un 50%, obteniéndose mejoras considerables en la calibración, expuestas en la segunda fila de la Tabla 3, que es el modelo finalmente escogido.

Tabla 3. Comparación entre la calibración del modelo GR6J con KGE como función objetivo con la ETP total y reduciéndola en un 50%. Periodo de calibración (1988-2008) y periodo de validación (2009-2018).

Consideración de ETP	Calibración			Validación		
	NSE	KGE	FHV (%)	NSE	KGE	FHV (%)
ETP	-0,02	0,49	-19,5	0,26	0,19	-64,6
0.5ETP	0,22	0,61	-13	0,38	0,42	-40,6

Tabla 4. Comparación de ET_0 (observada) y ETP (calculada) entre días de lluvia y días despejados en el periodo 17/12/2010 - 11/08/2021.

Condición de humedad	ET_0 media (σ) [mm]	ETP media (σ) [mm]
Día lluvioso	3,94 (0,99)	2,81 (0,81)
Día seco	4,46 (1,55)	1,88 (0,92)

2.3.2 Selección y escalamiento GCMs

Cabe mencionar que la resolución horizontal de estos es significativamente gruesa en relación al tamaño de la zona de estudio, presentando celdas que van desde los 100 km a los 500 km de extensión. Como se espera que estos modelos reproduzcan en rasgos generales la climatología de la zona de estudio, se analiza y compara la estacionalidad de las variables de interés con el producto observacional. Para esto, se comparan los ciclos estacionales adimensionales (Figura 3), dividiendo los valores mensuales por el promedio anual para la temperatura y por el monto anual en el caso de la precipitación. Esto permite analizar directamente la distribución mensual de las variables, independientemente del potencial sesgo en cuanto a magnitud de las variables que puedan presentar los GCMs. Finalmente, dichas series adimensionales se comparan con una serie de las mismas características del

producto observacional mediante las métricas RMSE y R^2 , generando un ranking entre los GCMs y seleccionando, de esta manera, los once modelos con el mejor desempeño, para simular ambas variables en la zona de interés, los que se muestran en la Tabla 5.

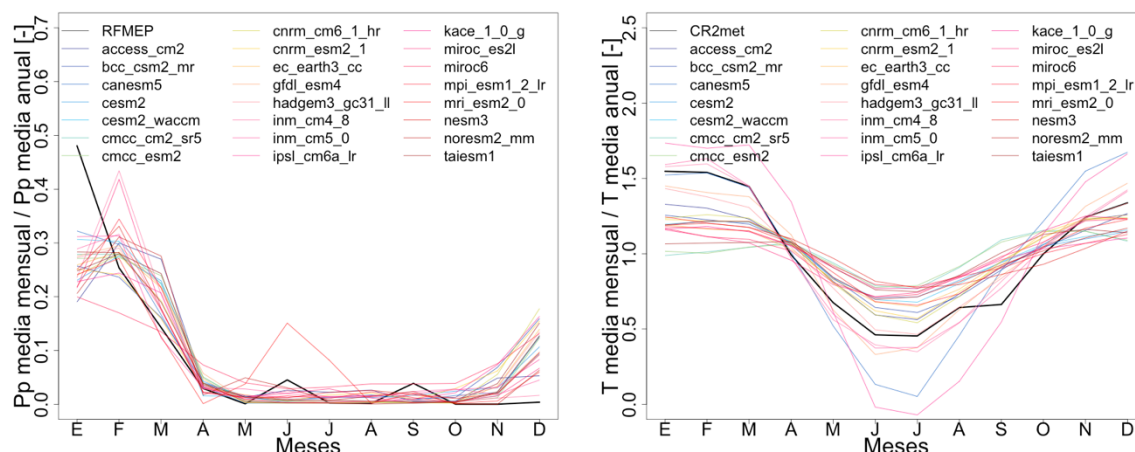


Figura 3. Series estacionales adimensionales producto observacional y GCMs (1983 - 2014). Estacionalidad de las precipitaciones (izquierda) y de las temperaturas (derecha). Pmm: precipitación media mensual, Pma: precipitación media anual, Tmm: temperatura media mensual y Tma: temperatura media anual.

Tabla 5. Ranking y estadísticos de los GCMs seleccionados

Ranking	GCM	Resolución horizontal aproximada (km)	Precipitación		Temperatura		Institución
			RMSE	R^2	RMSE	R^2	
1	inm_cm5_0	100	0,06	0,84	0,07	0,98	INM
2	gfdl_esm4	100	0,07	0,74	0,11	0,93	NOAA-GFDL
3	cesm2_waccm	100	0,07	0,79	0,22	0,92	NCAR
4	canesm5	500	0,06	0,82	0,23	0,88	CCCMA
5	bcc_csm2_mr	250	0,08	0,69	0,18	0,91	BCC
6	ec_earth3_cc	100	0,07	0,75	0,22	0,85	EC-Earth-Consortium
7	noresm2_mm	100	0,08	0,72	0,22	0,94	NCC
8	hadgem3_gc31_ll	100	0,09	0,61	0,09	0,96	MOHC NERC
9	mri_esm2_0	100	0,08	0,71	0,21	0,92	MRI
10	mpi_esm1_2_lr	250	0,08	0,69	0,26	0,97	MPI-M AWI
11	cnrm_esm2_1	250	0,08	0,67	0,19	0,88	CNRM-CERFACS

Una vez seleccionados los modelos, se les realiza un escalamiento estadístico mediante el método de corrección de sesgo multivariado (MBCn; Cannon, 2018). El que, según lo expuesto por Dionizis et al. (2021), permite representar de mejor forma los eventos de acumulación nival y crecidas pluviales respecto de métodos de escalamiento univariados

como QDM (Quantile Delta Mapping; Cannon et al., 2015), conservando de este modo la covariabilidad que puede existir entre la precipitación y la temperatura durante eventos de tormenta.

El proceso de escalamiento contempla dos etapas:

- i. Se lleva la grilla del GCM a la grilla del producto observacional de referencia, mediante un remuestreo con el método del vecino más cercano, donde a cada nueva celda se le asigna el valor de la celda más cercana.
- ii. Teniendo grillas coincidentes entre el GCM remuestreado y el producto observacional, se aplica el método MBCn.

2.3.3 *Análisis de frecuencia a eventos extremos*

Para estudiar cambios en las precipitaciones máximas anuales y en los caudales máximos anuales entre el periodo histórico (1985-2014) y el periodo futuro (2031-2060) se realiza un análisis de frecuencia para los periodos de retorno 2, 10, 20, 50 y 100 años.

Primero se evalúan distintas distribuciones de probabilidad paramétricas utilizando el test de bondad de ajuste de Kolmogorov-Smirnov (K-S; Massey, 1951) y el test χ^2 (Pearson, 1900), ambos con un nivel de significancia del 5%, para cada GCM y en cada periodo. Luego, a las distribuciones que aprueban ambos tests, se les calculan los indicadores de K-S y χ^2 , como el cociente entre el valor del test asociado al 5%, y el valor calculado para cada serie. De forma complementaria se calcula el estadístico Anderson-Darling (AD; Anderson y Darling, 1954). Finalmente, se escoge la distribución que pondere el mínimo entre los tres indicadores.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Una vez generado el conjunto de GCMs para la zona de estudio, se analizan las series anuales de precipitación (Figura 4) y temperatura (Figura 5). En la Figura 4 se observa que las tendencias en la precipitación anual tanto del periodo histórico (1985-2014) como del periodo futuro (2031-2060) no son estadísticamente significativas, presentando ambas p-valores del test de pendiente de Sen (Sen, 1968) mayores al 5%, en concordancia a lo obtenido en DGA (2017) en términos de no proyectar tendencias significativas para la precipitación anual en el Altiplano. Sin embargo, difieren con lo expuesto en otros estudios realizados en la zona: Araya-Osses et al. (2020) proyectan un aumento significativo (+60%); o las disminuciones cercanas al 30% proyectadas por Sarricolea y Romero (2015) y Minvielle y Garreaud (2011).

En la serie de la temperatura media anual (Figura 5) la señal es clara y se proyecta un aumento estadísticamente significativo por sobre 2°C para el periodo futuro (2031-2060) respecto al periodo histórico (1985-2014). En la misma línea que las proyecciones realizadas en los estudios anteriores (Araya-Osses et al., 2020; Minvielle y Garreaud, 2011; y Sarricolea y Romero, 2015).

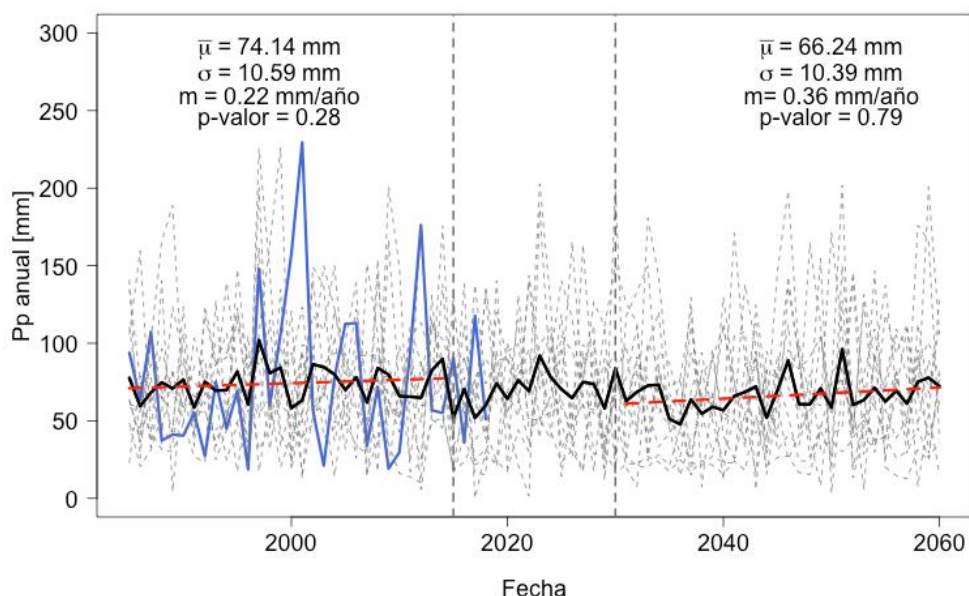


Figura 4. Precipitación anual, las líneas punteadas grises corresponden al conjunto de GCMs, la línea negra continua representa el promedio del conjunto de GCMs, la línea continua azul corresponde a la serie del producto observacional y las líneas punteadas rojas corresponden a la tendencia de la precipitación anual en los periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031-2060).

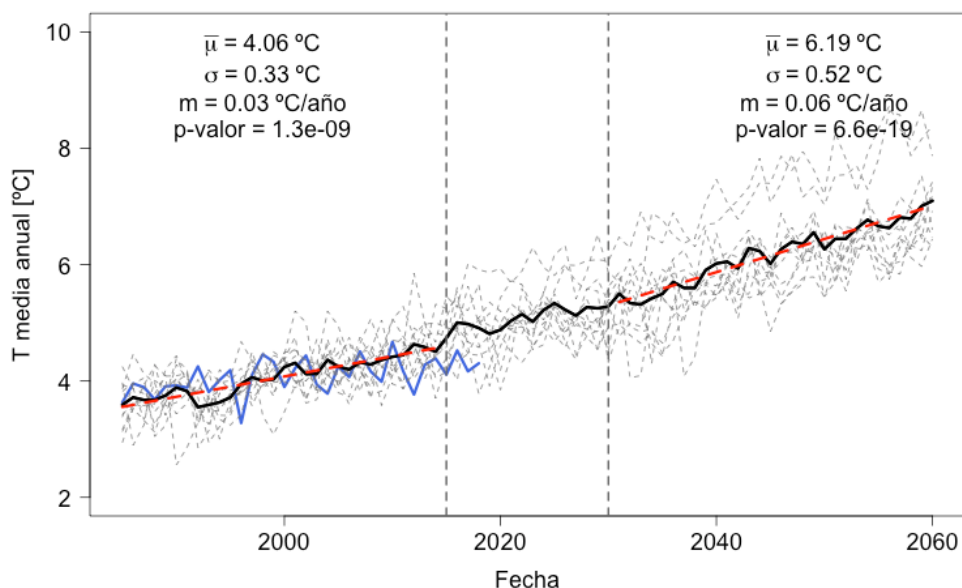


Figura 5. Temperatura media anual histórica y futura en la zona de estudio. Las líneas punteadas grises corresponden al conjunto de GCMs, la línea negra continua representa el promedio del conjunto de GCMs, la línea continua azul corresponde a la serie del producto observacional y las líneas punteadas rojas corresponden a la tendencia de la temperatura anual en los periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031-2060).

Por otro lado, al observar la serie de tiempo de los eventos de precipitación máxima diaria anual (Rx1d; Figura 6), en primer lugar, se destaca que la media del conjunto de GCMs subestima la magnitud de los eventos en el periodo histórico, las tendencias en ambos periodos no son estadísticamente significativas ($p\text{-valores} > 5\%$). Y se proyecta un aumento

en la desviación estándar de la serie, indicando una mayor variabilidad interanual en las precipitaciones extremas futuras y eventos de mayor magnitud que los modelados en el pasado.

Un aspecto relevante a analizar con respecto a las Rx1d, es su temperatura de ocurrencia. En la Figura 7a se observa un aumento de un $1,63^{\circ}\text{C}$ en la temperatura de ocurrencia de las Rx1d en periodo 2031-2060 respecto al periodo 1985-2014, lo que conlleva áreas pluviales mayores y en consecuencia un incremento en el riesgo asociado a crecidas y aluviones.

En relación a los caudales simulados, en la Figura 8 se presenta la serie de tiempo de los caudales medios anuales históricos y futuros, donde se observa que no se proyectan importantes cambios en el caudal medio. De la misma forma, en la Figura 9 se presenta la serie de tiempo de los caudales máximos anuales en la cuenca y nuevamente no es posible proyectar importantes cambios salvo un aumento en la desviación estándar para estos eventos en el futuro.

Finalmente, en la Figura 10 se presenta un análisis de frecuencia a los eventos de precipitación y caudales máximos anuales, donde se observa que para la precipitación (Figura 10a) se proyecta un aumento en la magnitud media de los eventos con 50 (+21%) y 100 años (+28%) de período de retorno. En el caso de los caudales la señal no es tan clara, es más, se proyecta una disminución en la magnitud de la mediana de los eventos con 50 y 100 años de período de retorno, sin embargo, se observa un aumento en la magnitud de los eventos en torno al percentil 75, algunos modelos del conjunto proyectan crecidas con 50 años de periodo de retorno hasta 50 veces más caudalosas que en el periodo histórico.

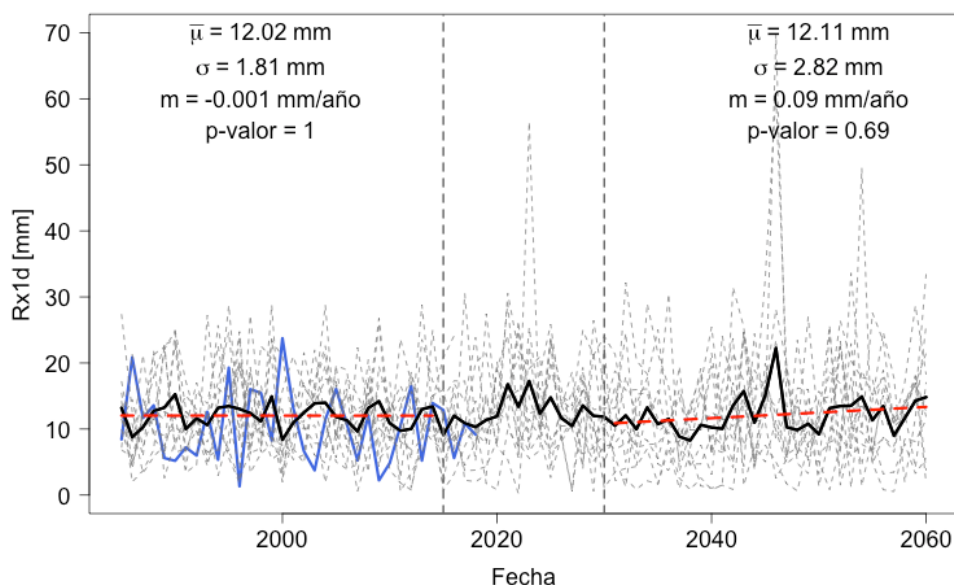


Figura 6. Precipitación máxima anual, las líneas punteadas grises corresponden al conjunto de GCMs, la línea negra continua representa el promedio del conjunto de GCMs, la línea continua azul corresponde a la serie del producto observacional y las líneas punteadas rojas corresponden a la tendencia de la Rx1d en los periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031-2060).

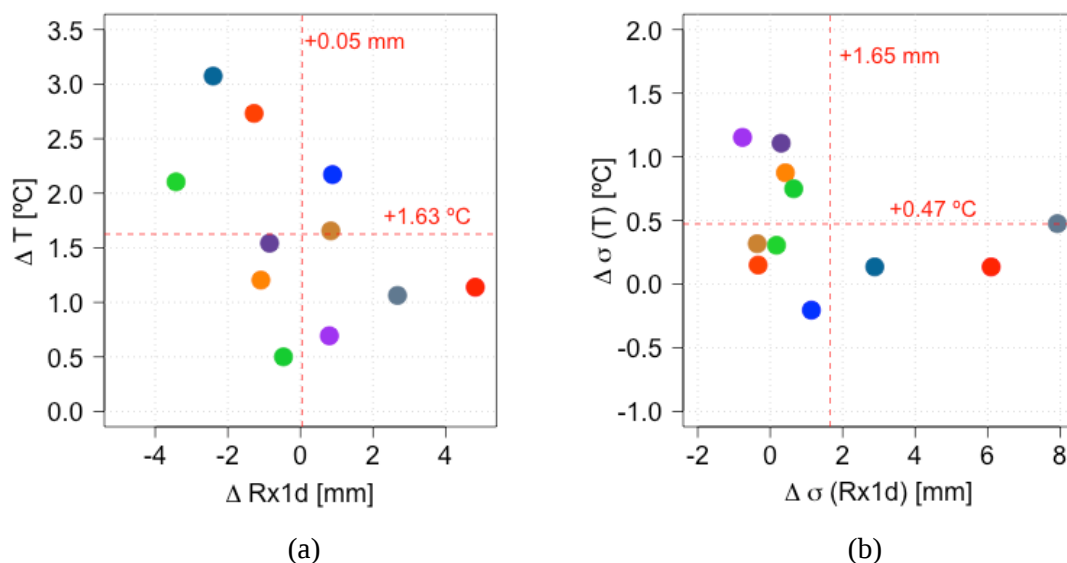


Figura 7. (a) Diferencia entre precipitaciones máximas anuales proyectadas (2031-2060) e históricas (1985-2014) y sus temperaturas de ocurrencia. (b) Diferencia entre la desviación estándar de las precipitaciones máximas anuales proyectadas (2031-2060) e históricas (1985-2014) y la desviación estándar de sus temperaturas de ocurrencia. Los puntos de colores representan cada GCM.

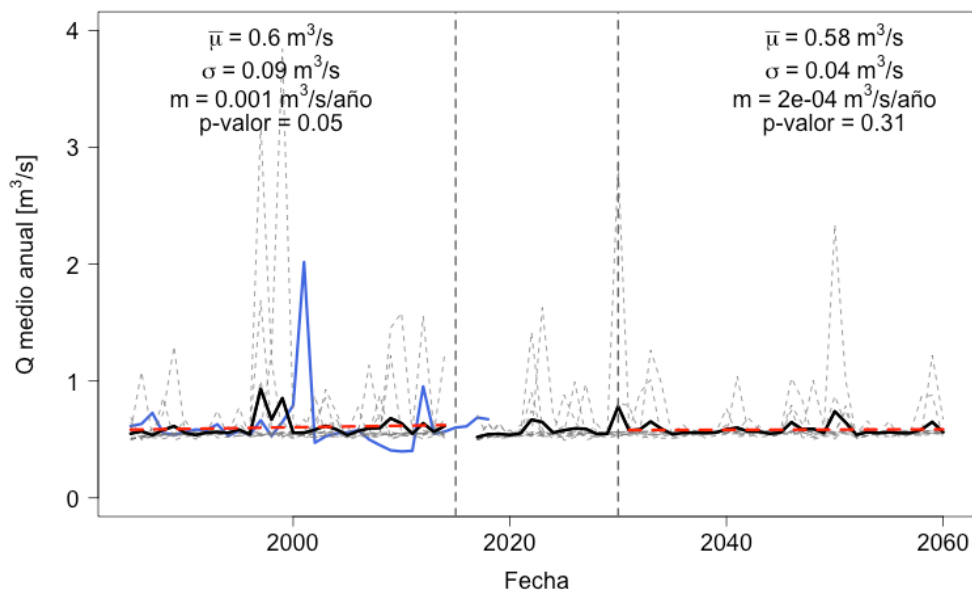


Figura 8. Caudal medio anual, las líneas punteadas grises corresponden al conjunto de GCMs, la línea negra continua representa el promedio del conjunto de GCMs, la línea continua azul corresponde a la serie del producto observacional y las líneas punteadas rojas corresponden a la tendencia de la precipitación anual en los periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031-2060).

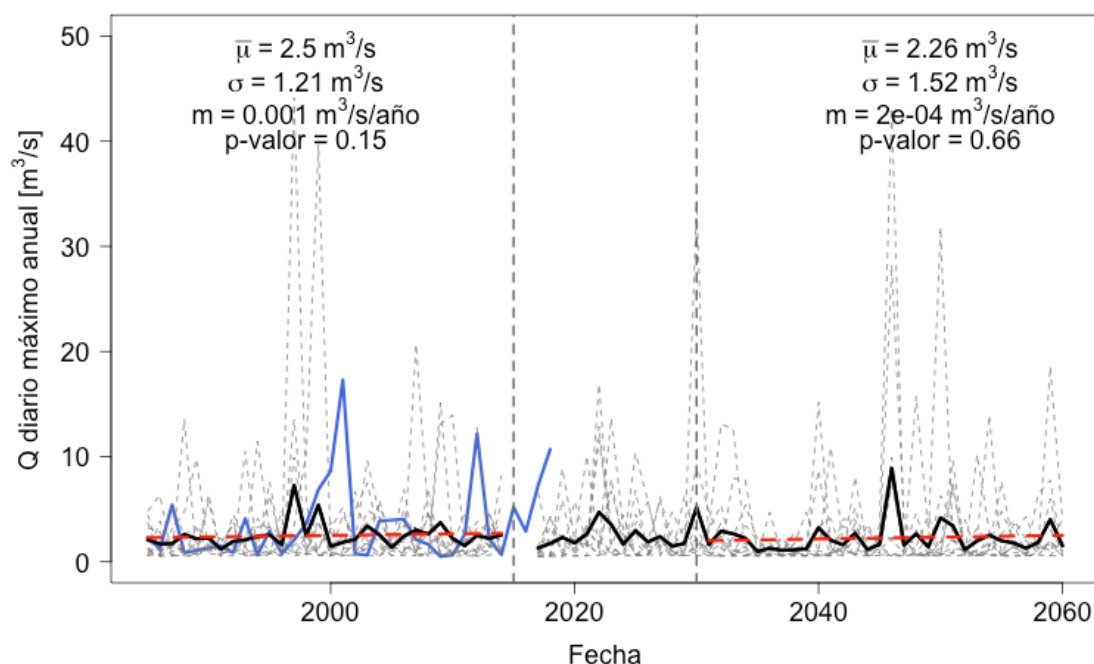


Figura 9. Caudal diario máximo anual, las líneas punteadas grises corresponden al conjunto de GCMs, la línea negra continua representa el promedio del conjunto de GCMs, la línea continua azul corresponde a la serie del producto observacional y las líneas punteadas rojas corresponden a la tendencia de los caudales diarios máximos anuales en los periodos histórico (1985-2014) y futuro (2031-2060).

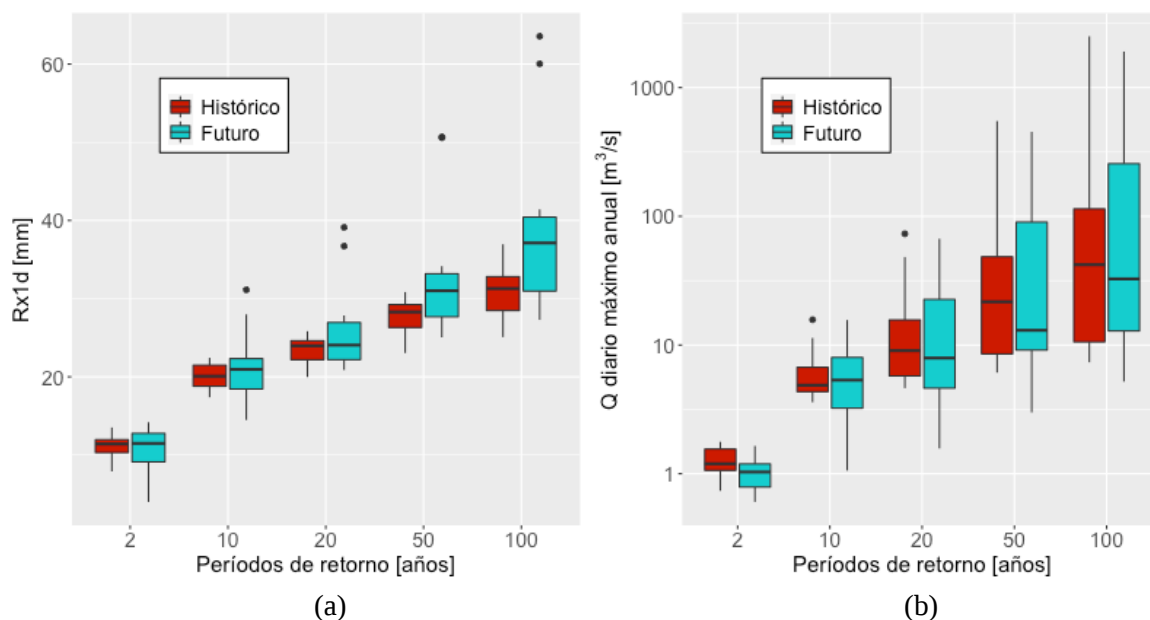


Figura 10. Análisis de frecuencia precipitaciones máximas anuales y caudales máximos anuales. Periodo histórico 1985-2014 y periodo futuro 2031-2060.

4. CONCLUSIONES

En el contexto de alta vulnerabilidad frente a los efectos del cambio climático en el que se encuentra Chile y en particular el Altiplano, se torna especialmente importante la realización de estudios que aborden el devenir del clima y la hidrología en la zona en relación tanto a eventos extremos como a estudios de disponibilidad.

En el presente artículo se proyecta un aumento en la magnitud de los eventos de precipitaciones máximas con 50 y 100 años de período de retorno, de hasta 2,5 veces con respecto al periodo histórico, acompañados de temperaturas de ocurrencia en promedio 1,6°C más cálidas. En cuanto a las crecidas se proyecta una disminución, sin embargo, dada la alta incertidumbre en la modelación hidrológica, y la proyección de precipitaciones extremas más cálidas no se deben descartar crecidas más caudalosas en el futuro, que sí se simulan por algunos GCMs. Frente a esto, se sugiere incorporar el cambio climático en la determinación de caudales de diseño, puesto que el supuesto de estacionariedad de series hidrológicas no debe seguir siendo considerado válido sin antes testarlo con las observaciones, o realizando proyecciones futuras ante distintos escenarios.

Finalmente, ante los antecedentes aquí expuestos, se deben tomar medidas precautorias y preparar los ambientes y territorios con el objetivo de incrementar su resiliencia y capacidad de adaptación frente a los efectos del cambio climático. Es necesario, en esa línea, densificar la red de estaciones meteorológicas en el Altiplano, donde los eventos convectivos son altamente localizados a diferencia de los eventos extremos del Centro-Sur del país, y con ello mejorar la capacidad de observar y proyectar tendencias que permitan entregar proyecciones de cambio climático con un mejor conocimiento de las condiciones presentes.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el financiamiento del proyecto basal ANID-PIA Project AFB180004 del AMTC, así como a la DGA y DMC, quienes a través del CR2 permiten acceder de forma expedita a la consulta de las principales variables hidroclimáticas de Chile. Se agradecen además los comentarios realizados por los profesores Pablo A. Mendoza y Roberto Rondanelli en versiones previas de esta investigación. Por último, agradecer al Profesor Mauricio Zambrano-Bigiarini, por disponibilizar la información grillada del producto RF-MEP presente en la plataforma <https://mawun.cr2.cl/>.

REFERENCIAS

- Aceituno, P. (1996). "Elementos del clima en el Altiplano Sudamericano". Revista Geofísica-IPGH, Vol. 44, pp. 37-55.
- Álvarez-Garretón, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., ... & Ayala, A. (2018). "The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies—Chile dataset". Hydrology and Earth System Sciences, Vol. 22, No. 11, pp. 5817-5846.

- Araya-Osses, D., Casanueva, A., Román-Figueroa, C., Uribe, J. M., & Paneque, M. (2020). "Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling". *Climate Dynamics*, Vol. 54, No. 9, pp. 4309-4330.
- Baez-Villanueva, O. M., Zambrano-Bigiarini, M., Beck, H. E., McNamara, I., Ribbe, L., Nauditt, A., Birkel, C., Verbist, K., Giraldo-Osorio, J. D., & Thinh, N. X. (2020). "RF-MEP: A novel Random Forest method for merging gridded precipitation products and ground-based measurements". *Remote Sensing of Environment*, Vol. 239, p. 111606.
- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., & Rondanelli, R. (2018). "CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile". En *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol 20, p. 19739.
- Bozkurt, D., Rondanelli, R., Garreaud, R., & Arriagada, A. (2016). Impact of warmer eastern tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama floods. *Monthly Weather Review*, 144(11), 4441-4460.
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., y Murdock, T. Q. (2015). "Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes?" *Journal of Climate*, Vol. 28, No. 17, pp. 6938–6959.
- Cannon, A. J. (2018). "Multivariate quantile mapping bias correction: An N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of multiple variables". *Climate Dynamics*, Vol. 50, No. 1-2, pp. 31-49.
- Clark, S. (2014). Rainfall research satellite begins descent from orbit. *SPaceflight Now*. Disponible en https://spaceflightnow.com/news/n1408/15trmm/#.U_Ee3WPF7Qw.
- Copernicus Climate Change Service (2017). ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate. Disponible en <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.
- Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., & Andréassian, V. (2017). "The suite of lumped GR hydrological models in an R package". *Environmental modelling & software*, Vol. 94, pp. 166-171.
- Cressman, G. P. (1959). "An operational objective analysis system". *Monthly Weather Review*, Vol. 87, No. 10, pp. 367-374.
- De la Fuente, A., y Meruane, C. (2021). *Modelo espectral para el cálculo de la evaporación potencial desde lagunas someras y suelos saturados*. XXV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Universidad de Chile, Santiago.
- Dionizis, D., Ojeda, P., Quezada, S., Lagos, M., y Montserrat, S. (2021). *Implicancias de la elección del método de escalamiento estadístico de modelos de circulación general en proyecciones de cambio hidrológico*. XXV Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica, Universidad de Chile, Santiago.
- DGA. (2017). *Actualización del Balance Hídrico Nacional*. SIT N° 417, Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
- DOH. (2020). *Actualización hidrológica embalse Aromos región de Valparaíso*. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., & Taylor, K. E. (2016). "Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization". *Geoscientific Model Development*, Vol. 9, No. 5, pp. 1937-1958.

- Fischer, E. M., & Knutti, R. (2016). Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nature Climate Change*, 6(11), 986-991.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., et al. (2015). “The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes”. Scientific data, Vol. 2, pp. 1-21.
- Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). “The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes”. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, Vol.194, No. 1-3, pp. 5-22.
- Garreaud, R. D. (2009). “The Andes climate and weather”. *Advances in Geosciences*, Vol. 22, pp. 3-11.
- Garreaud, R. (2013). “Warm winter storms in Central Chile”. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 14, No. 5, pp. 1515-1534.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling”. *Journal of hydrology*, Vol. 377, No. 1-2, pp. 80-91.
- Huffman, G., Stocker, E., Bolvin, D., Nelkin, E., & Jackson, T. (2019). GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree x 0.1 degree V06. doi:10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06.
- Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., Guevara, E., et al. (2008). Hole-filled SRTM for the globe version 4, available from the CGIAR-CSI SRTM 90m Database.
- Le Moine, N. (2008). *Le bassin versant de surface vu par le souterrain: une voie d'amélioration des performances et du réalisme des modèles pluie-débit?* Doctoral dissertation, Doctorat Géosciences et Ressources Naturelles, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- Massey Jr, F. J. (1951). “The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit”. *Journal of the American statistical Association*, Vol. 46, No. 253, pp. 68-78.
- Michel, C. (1991). *Hydrologie Appliquée Aux Petits Bassins Ruraux*. Applied Hydrology for Small Catchments. Internal Report, Cemagref Antony, France.
- Ministerio del Medio Ambiente (2017). *Plan de Acción Nacional de Cambio Climático 2017-2022*. Ministerio del Medio Ambiente, Santiago de Chile, Chile.
- Minvielle, M., & Garreaud, R. D. (2011). “Projecting rainfall changes over the South American Altiplano”. *Journal of Climate*, Vol. 24, No. 17, pp. 4577-4583.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). “River flow forecasting through conceptual models part I -A discussion of principles”. *Journal of hydrology*, Vol. 10, No. 3, pp. 282-290.
- Ortega, C., Vargas, G., Rojas, M., Rutllant, J. A., Muñoz, P., Lange, C. B., ... & Ortlieb, L. (2019). Extreme ENSO-driven torrential rainfalls at the southern edge of the Atacama Desert during the Late Holocene and their projection into the 21th century. *Global and planetary change*, 175, 226-237.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F., & Loumagne, C. (2005). “Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model?: Part 2-Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall–runoff modelling”. *Journal of hydrology*, Vol. 303, No. 1-4, pp. 290-306.
- Pearson, K. (1900). “On the criterion that a given system of deviations from the probable in the case of a correlated system of variables is such that it can be reasonably supposed to have arisen from random sampling”. *Philosophical Magazine*, Vol. 50, No. 302, pp. 157-175.

- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). "Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation". *Journal of hydrology*, Vol. 279, No. 1-4, pp. 275-289.
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., & Andréassian, V. (2011). "A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation". *Journal of hydrology*, Vol. 411, No. 1-2, pp. 66-76.
- Rojas, O., Mardones, M., Arumí, J. L., y Aguayo, M. (2014). "Una revisión de inundaciones fluviales en Chile, período 1574-2012: causas, recurrencia y efectos geográficos". *Revista de Geografía Norte Grande*, No. 57, pp. 177-192.
- Sarricolea, P., y Romero, H. (2015). "Variabilidad y cambios climáticos observados y esperados en el Altiplano del norte de Chile". *Revista de Geografía Norte Grande*, No. 62, pp. 169-183.
- Somos-Valenzuela, M. A., Oyarzún-Ulloa, J. E., Fustos-Toribio, I. J., Garrido-Urzu, N., & Chen, N. (2020). The mudflow disaster at Villa Santa Lucía in Chilean Patagonia: understandings and insights derived from numerical simulation and postevent field surveys. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(8), 2319-2333.
- Sota Christie, J. (2022). *Proyecciones de eventos hidro-meteorológicos extremos en la cuenca del altiplano chileno, bajo el escenario de cambio climático SSP5-8.5*. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Sen, P. K. (1968). "Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*", Vol. 63, No 324, pp.1379-1389.
- Torres-Batló, J., & Martí-Cardona, B. (2020). "Precipitation trends over the southern Andean Altiplano from 1981 to 2018". *Journal of Hydrology*, Vol. 590, p. 125485.
- Trenberth, K. E. (2011). "Changes in precipitation with climate change". *Climate Research*, Vol. 47, No. 1-2, pp. 123-138.
- Valéry, A., Andréassian, V., & Perrin, C. (2014). "As simple as possible but not simpler: What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 2–Sensitivity analysis of the Cemaneige snow accounting routine on 380 catchments". *Journal of hydrology*, Vol. 517, pp. 1176-1187.
- Viale, M., & Garreaud, R. (2014). Summer precipitation events over the western slope of the subtropical Andes. *Monthly Weather Review*, 142(3), 1074-1092.
- Villarroel, Nahuel (2020). *Análisis de las potenciales discrepancias existentes en el balance hídrico en las cuencas de los ríos Siloli y Loa - Chile*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María.
- Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). "A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model". *Water Resources Research*, Vol. 44, No. 9.

ACERCA DE LOS AUTORES

Jerónimo Sota Christie es Licenciado en Ciencias de la Ingeniería, mención Civil e Ingeniero Civil de la Universidad de Chile, con interés en las ciencias de la Tierra, en particular la hidrología y el cambio climático. Jerónimo es un amante de la naturaleza y la vida al aire libre, es escalador y montañista.

Miguel Lagos Zúñiga es Ingeniero Civil, Magister en Recursos y Medio Ambiente Hídrico y candidato a Doctor en Ciencias de la Ingeniería, mención Fluidodinámica. Con 11 años de experiencia profesional se desempeña como profesional docente en el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, enseñando cursos asociados a la hidrología; y como investigador asociado del AMTC en el grupo de Agua y Sustentabilidad ambiental; siendo hidrólogo especialista en cambio climático y eventos extremos. En su tesis doctoral se encuentra estudiando el impacto del cambio climático en la precipitación convectiva mediante simulaciones numéricas de alta resolución en el CR2. Miguel además es padre de familia y consagrado de la Comunidad Católica Shalom donde sirve acompañando a adultos, jóvenes y familias.

HIDRO-GRAFÍA

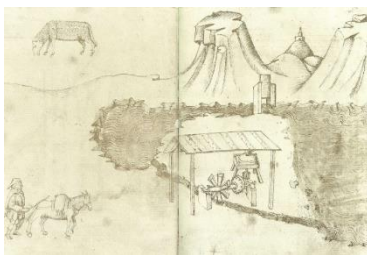
ALDO TAMBURRINO TAVANTZIS

La imagen de la figura corresponde a:

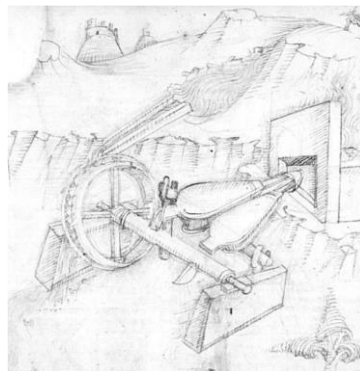
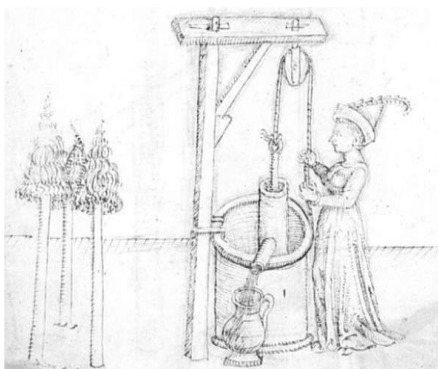
- a) Un sistema de elevación de agua
- b) Una máquina de movimiento perpetuo impulsado por agua
- c) Un mecanismo hidráulico que servía para indicar las horas del día (según la posición que indicaba la placa en forma de pájaro sobre la torre)



NÚMERO ANTERIOR



La HIDRO-GRAFÍA del número anterior corresponde un sistema mecánico que aprovecha el flujo de las mareas para su funcionamiento tomado de la obra de Mariano Taccola de 1430, copiado de su *Liber tertius de ingeneis ac ediftiis non usitatis*. Mariano di Jacopo llamado il Taccola (1381-1453) fue un ingeniero, arquitecto, escultor y escritor. Aunque popular en su época, la obra de Taccola permaneció desconocida probablemente porque la realizó poco antes de la aparición de la imprenta, por lo que solo circularon sus manuscritos, profusamente ilustrados, con muchas ideas y máquinas hidráulicas, como la bomba de émbolo para extraer agua de un pozo y un sistema de fuelles accionado hidráulicamente, que aquí se presentan, tomados de su libro *De machinis* (1450). Su obra fue redescubierta el siglo XX. La ilustración del número anterior corresponde



a un molino accionado por una rueda hidráulica que funciona debido al flujo y reflujo inducido por mareas. En su manuscrito, Taccola dice: "... cuando el agua del mar esté baja, que la entrada se cierre con una compuerta, y luego que la otra vía se abra como una salida..."

INVITACION A CONTRIBUIR CON ARTÍCULOS

La Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica invita a contribuir con artículos para ser publicados en sus próximas ediciones. Los artículos pueden ser en castellano o inglés.

El próximo número de la Revista estará dedicado al bicentenario de la lectura de “Sobre las leyes del movimiento de los fluidos” por C-L Navier en la Académie Royale des Sciences de París, por lo que la invitación en esta oportunidad se orienta a artículos relacionados con la ecuación de Navier-Stokes, ya sea desde el punto de vista de la teoría, soluciones analíticas o numéricas, aplicaciones, etc. Se aceptarán contribuciones para este número conmemorativo hasta el 31 de julio de 2022.

El formato de presentación de los trabajos puede solicitarse al Editor a la dirección electrónica atamburr@ing.uchile.cl

INVITATION TO CONTRIBUTE ARTICLES

The Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica invites you to contribute with articles to be published in its next editions. The articles can be written in Spanish or English.

The next issue of the Revista will be dedicated to the bicentenary of the reading of "On the laws of motion of fluids" by C-L Navier in the Académie Royale des Science (Paris). Thus, this time the invitation is oriented to articles related to the Navier-Stokes equation, either from the point of view of theory, analytical or numerical solutions, applications, etc. Contributions for this commemorative issue will be accepted until July 31, 2022.

The format in which the articles must be submitted can be requested from the Editor at the electronic address atamburr@ing.uchile.cl

