

**A KRIOSZFÉRA PEREMÉN: AZ AKTÍV RÉTEG VIZSGÁLATA
AZ OJOS DEL SALADO MAGASHEGYI SIVATAGÁBAN
(SZÁRAZ-ANDOK, CHILE)**

**Nagy Balázs(1), Kovács József(2), Mari László(1), Ignézi Ádám(3), Szalai Zoltán(4),
Timár Gábor(5)**

- (1) ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
- (2) ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. st. 1/C
- (3) University of Sheffield, Department of Geography, SHEFFIELD S10 2TN, UK
- (4) ELTE Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
- (5) ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

Bevezetés

Az Ojos del Salado (6893 m, D 27°06'34,6", Ny 68°32'32,1") a Föld legmagasabb vulkánjaként a Száraz-Andokban (D 17°30'-35°) húzódó, 4500 m-es átlagmagasságú Puna de Atacama fennsík fölé magasodik. A „Dél-Amerikai Száraz Átló” (D 18-29°; Eriksen, 1983) déli részén emelkedő hegy extrém száraz és hideg helyszín: aktív gleccser már nincs a térségben, az éghajlati hóhatár 7000 m körül húzódik, így egészen 6000 méteres magasságig hegyi sivatag alakult ki (Nagy et al., 2014a,b; Azócar & Brenning, 2010; Houston & Hartley, 2003; Ammann et al., 2001; Vuille & Ammann, 1997). A szélsőséges környezetben az edényes növények előfordulásának határa 4600 m (sokkal alacsonyabb, mint pl. a Himalájában, ahol 6350 m ez az érték; Halloy, 1991).

E magashegyi sivatag hulló csapadék kizárólag hó formájában érkezik (Trombotto, 2000). A havazások rendszertelenek, többségük a téli időszakra (május-október) esik, a nyár néha teljes egészében is csapadékmentes lehet (pl. 2015/16-ban október 9-től április 15-ig hóborítás nélküli volt a hegy). A hó nagy része elszublimál, a firnfoltokból és jégfolt-maradványokból azonban kevés olvadékvíz származhat a nyári időszakban.

A legfontosabb vízforrás a permafroszt olvadásához kapcsolódik. Az Ojos del Saladót – és a Száraz-Andok más hegyóriásait – úgy is tekinthetjük, mint hatalmas, fagyott víztornyokat, hiszen a jégcementtel rendelkező regolitjuk e sivatagi vidék víztartalékát jelenti. A holocén első fele óta száraz térségben, a „Dél-Amerikai Száraz Átló” területén továbbra sem várható csapadéknövekedés (Ammann et al., 2001), ám hőmérsékletnövekedés igen. Az örökfagyterületek zsugorodása így olvadékvíz-többletet okozhat, ami egyrészt környezetváltozáshoz vezet, másrészt a nyersanyagkitermelés szempontjából kiemelten fontos sivatagi medencék vízellátásában is szerepet kaphat.

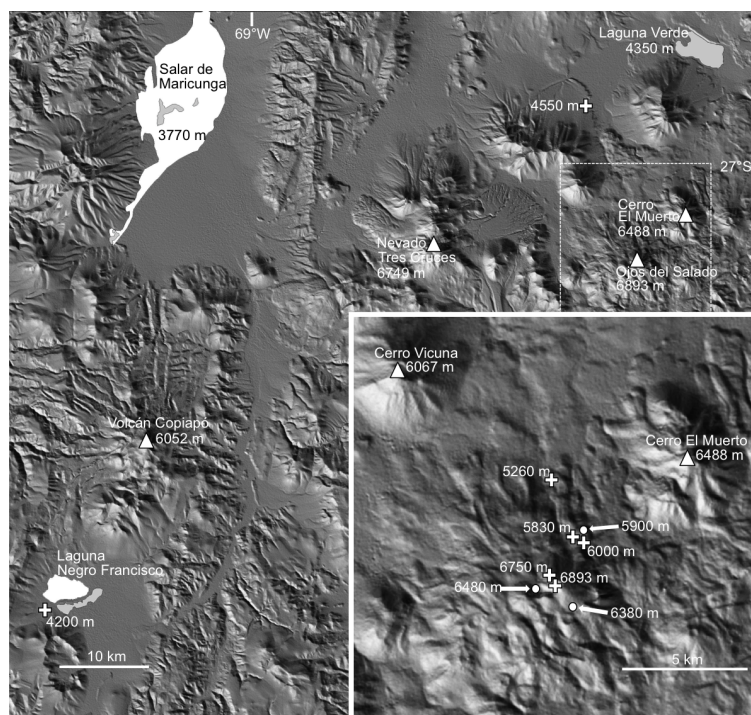
Az Ojos del Salado térségének örökfagy-vizsgálatát – kiemelten az aktív réteg elemzését, hosszú távú monitoringját – 2012-ben indítottuk, s mivel e térségből eddig semmilyen adatsor nem állt rendelkezésre e potenciális vízforrásról, 2016-ban vizsgálatainkat stratégiai fontosságúnak minősítette a chilei Atacama Régió kormányzata.

Helyszín

Az Andok legszárazabb része, a Puna de Atacama magasföld és az innen kiemelkedő 6000 m-nél magasabb tűzhányók a Föld egyik legextrémebb környezetét alkotják. Az Ojos del Salado a chilei-argentín határon hideg és száraz (150 mm/évnél kevesebb csapadék; Messerli et al., 1997) területen jégsapka és állandó vízfolyások nélküli hegytömegként tornyosul (*1. ábra*). A hóviszonyokról, illetve a térség állandó, felszíni jegének előfordulásáról távérzékeléses elem-

zés készült (Gspurning et al., 2006), azonban az aktuális hóborítás gyakran igen rövid jelenléte miatt mind a csapadékadatok, mind az olvadékvíz-becslések bizonytalanok.

Földünkön itt húzódik legmagasabban az éghajlati hóhatár (7000 m körül; Clapperton, 1994), itt találunk legmagasabban tavakat, melyek az extrém körülményeket elviselő mikrobiális élet különleges szinterei (6000–6500 méter között, a térkép kivágati részén kis pontokkal jelölve; Aszalós et al., 2016), ez bolygónk legmagasabban húzódó sivataga (kb. 6000 m-es magasságig), amelynek felső részét ugyanakkor hiperarid periglaciális zónának is tekinthetjük.



1. ábra: Az Ojos del Salado térségében létesített mérőhelyeink (keresztekkel jelölve).

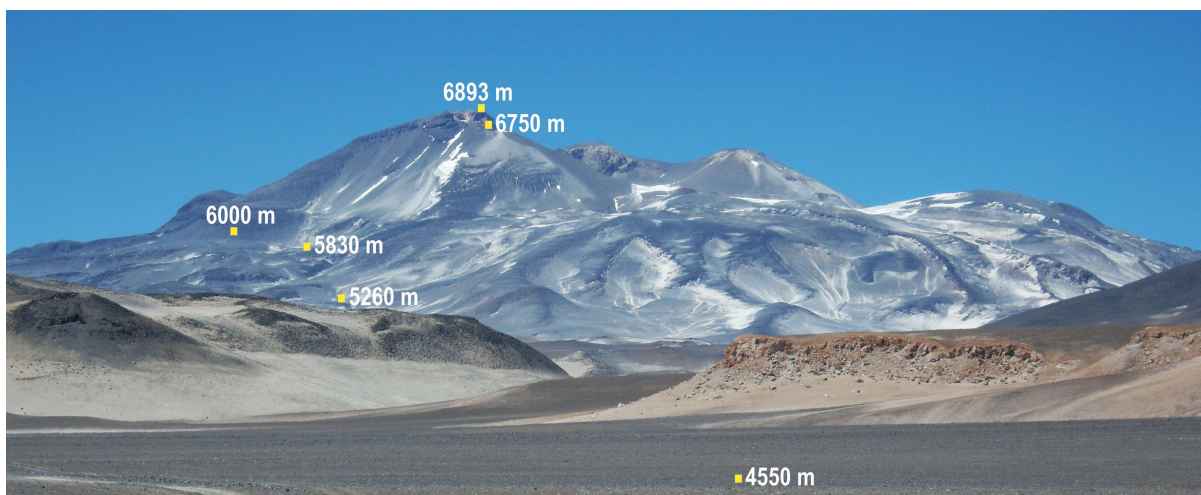
Módszerek

A terület mai adottságait és a lehetséges környezetváltozást elemezve a magválaszolásra váró alapkérdések:

- milyen magassági szintekhez köthető a permafroszt-előfordulás;
- milyen vastagságot ér el a nyári permafroszt-degradáció;
- milyen hosszú az évi oladási periódus;
- mikor, milyen hosszan zajlanak a felszín alatti halmazállapotváltozások (jég-víz-jég).

A regolit felső, a permafroszt-területeken aktív rétegnek tekinthető zónáját mindehhez folyamatosan működő hőmérsékletmérő műszerekkel (HOBO Pro v2 dataloggerek) kellett el látnunk. A műszertelepítés 2012 februárjában zajlott, és mivel nem voltak adatok a permafroszt-előfordulásról, ezért tág magassági határok között alakítottuk ki a mérőhálózatot (2. ábra):

- 4200 m-en 10 és 35 cm mélyen
- 4550 m-en 10 és 35 cm mélyen (2014-től)
- 5260 m-en 10, 35 és 60 cm mélyen
- 5830 m-en 10, 35 és 60 cm mélyen
- 6000 m-en 2 m magasságban (2014-től)
- 6750 m-en 10 és 20 cm mélyen
- 6893 m-en a felszínen és 10 cm mélyen



2. ábra: A monitoringrendszer mérőhelyei az Ojos del Saladón.

A mérési gyakoriság óránkénti, a leolvasás 2 évente történik, 6000 m-en és 6893 m-en relatív nedvességet is mérnek a műszerek.

A begyűjtött folyamatos adatsor – Wavelet-analízisre épülő – feldolgozása során a hőmérsékletjárás periodicitásának elemzésére helyeztük a hangsúlyt, mivel alapvető kérdés volt a felszín alatti halmazállapotváltozás sajátosságainak feltárása. Ehhez elengedhetetlen volt a hóborítás hosszú távú vizsgálata is, amihez a 16 naponként rendelkezésre álló LAND-SAT felvételeket használtuk föl.

Mintavételek nyomán meghatároztuk a regolit porozitását, vízmegkötő képességét, VESZ geoelektromos mérésekkel pedig 4200, 4550, 5260 és 5830 m-en vizsgáltuk a felszín alatti jégelőfordulásokat.

Az aktív réteg hőmérséklet- és halmazállapot-változásai

Geoelektromos szondázásunk adatai szerint permafroszt-előfordulással csak az 5260 m-es mérőhelyünktől kell számolnunk. Ennél alacsonyabb szinten nyaranta nincs fagyott regolit-réteg és kiszárad az üledék (a monitoring ennek ellenére zajlik tovább az alsóbb szinteken is).

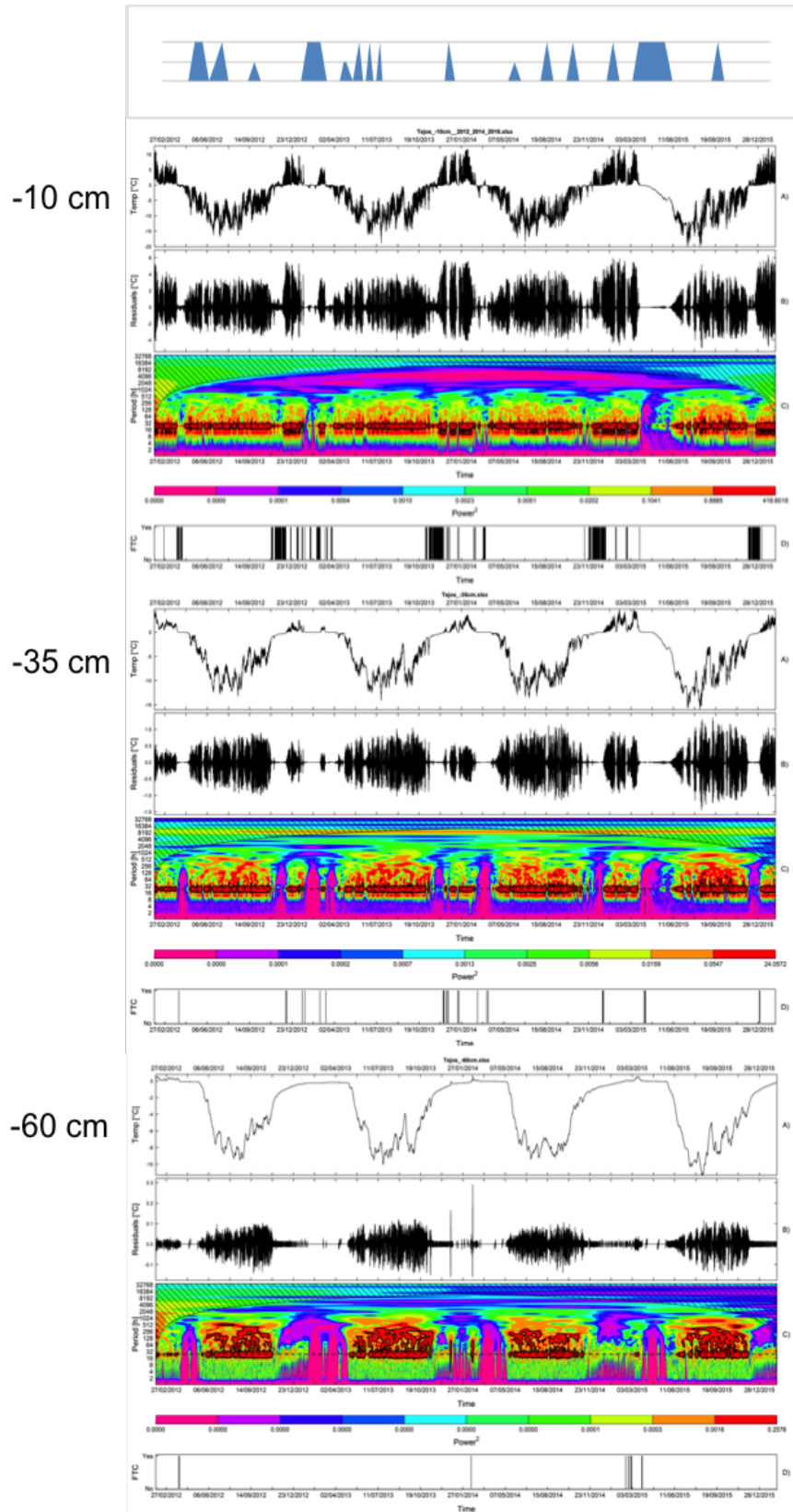
5260 m-en szaggatott örökfagyot találunk (a felső 60 cm évi középhőmérséklete mélység függvényében $-0,5\text{ °C}$ – $(-1,2\text{ °C})$), míg 5830 m-en már összefüggő a permafroszt (a felső 60 cm évi középhőmérséklete $-3,3\text{ °C}$ – $(-3,7\text{ °C})$). Az előbbi helyszínen a legmélyebben elhelyezett loggerünk (-60 cm) nem éri el az aktív réteg alját, utóbbinál azonban – ugyanilyen mélységben – pontosan a nyáron felengedő réteg legalján található. 6750 m-en mindössze 20 (évi középhőmérséklete $-14,8\text{ °C}$ – $(-15,2\text{ °C})$), 6893 m-en pedig 10 cm-re enged fel a regolit (évi középhőmérséklete $-17,8\text{ °C}$). Mindkét 6000 m fölötti helyszínen megállapítható azonban, hogy az aktív réteg nyáron is száraz, és a nedvesség hiánya miatt e felső zóna télen sem fagy össze, miközben jellemzően -10 °C alatti a hőmérséklete.

Az összefüggő örökfagy-zóna aktív rétege

E magassági tartományban – az 5830 m-en elhelyezkedő mérőállomás adatai alapján – a regolit felső övezetének évi, ciklikus változásai a vízforgalom alapvető irányítói. Télen a felszínig fagyott az aljzat, nincs vízmozgás, nyáron azonban több mint 50 cm-re is felengedhet, így nedvesség áramlik az aktuális, fagyott felszín fölött. Ebből akár nyári, felszíni patakok is kialakulnak, a rossz lefolyású mélyedésekben pedig állóvizek gyűlnek össze.

Az aktív réteg vastagodásának sebessége, a jég-víz-jég halmazállapotváltozások folyamata, az aktív réteg egyes szintjeinek fagyváltozékonysága e vízáadó szint mérhető és hosszú távon

is nyomon követhető jellegzetességei. Mindezek alapvetően befolyásolják e térség környezeti sajátosságait, hosszú távú nyomon követésükkel a változások dinamikáját is megismerhetjük.



3. ábra: 5830 m: A három, felszín alatt mért szint hőmérsékletváltozása (A), hőmérsékleti periodicitása (C) és fagyváltozékonyasága (D), legfeljül a hóborítás jelenlétének alakulása (2012. február – 2016. február).

Az aktív réteg felengedése, nyári megvastagodása legjobban a benne érzékelhető hőmérséklet-járás periodikusságával mérhető. Ahol ugyanis eltűnik a periódus, ott – hőmentes állapotban – halmazállapotváltozás zajlik (A hóborítás szigetelő hatása igen erősen lecsökkenti a periodicitást). A periódushiány alapján megállapítható a tavaszi felengedés és az őszi-téli újrafagyás ideje, ezek hossza, a meleg-, illetve fagybehatolás sebessége, és az is jól látható, hogyan süllyed egyre mélyebbre az aktív réteg talpa.

A felszín alatti hőmérsékletjárás sajátosságai jól jelzik a perma-froszt éves (és hosszú távú monitoring esetén a permafroszt távlati) degradációját (3. ábra).

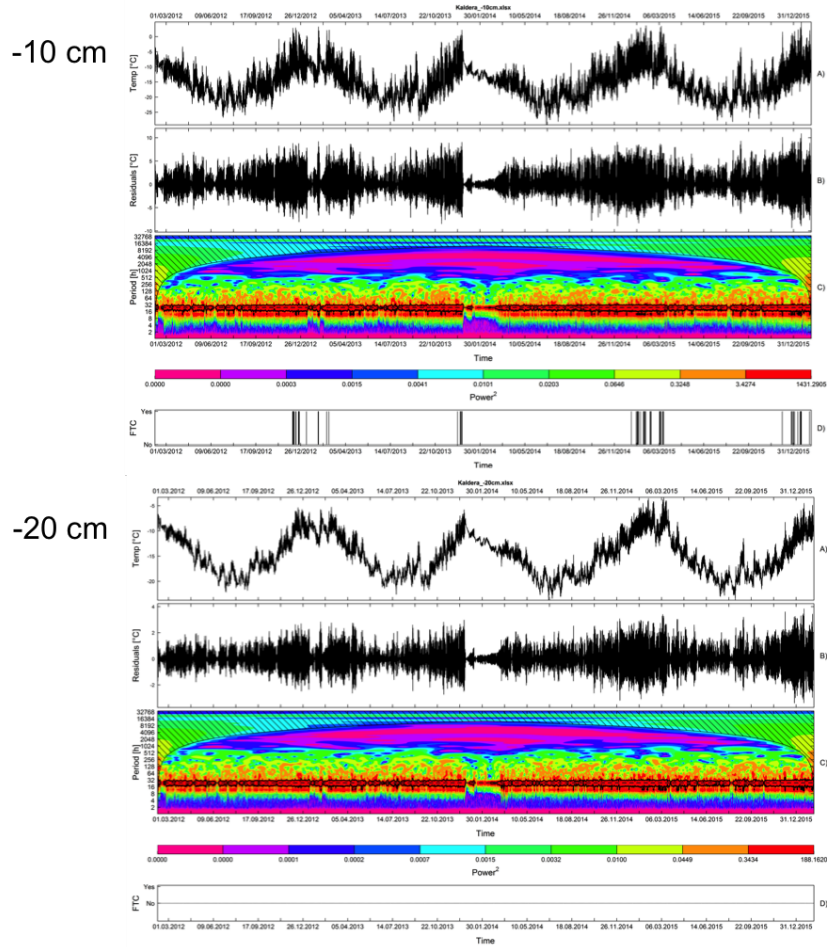
Az 5830 m-es mérőhely adatai jól mutatják, hogy a hóborítás 10 cm mélységben igen erősen befolyásolja a periodikusságot, még 35 cm mélyen is van szerepe, de 60 cm-en ez már eltűnik és a halmazállapotváltozások időszakai jelölik ki a periódushiányokat.

A tavaszi olvadás és az őszi újrafagyás sebessége erősen aszimmetrikus: a viszonylag lassú melededéshez képest a visszafagyás rendkívül gyors folyamat. A felszín október közepén-végén kezd felolvadni, 10 cm-es mélységben keveset időzik (a melededő fázisban évente néhány napot) a talajfagy-határa, 35 cm-es mélységben ez már 2–3 hét. 60 cm mélyre januárra enged fel a regolit és egészen május elejéig megmarad ez az aktív rétegvastagság. Az aktív réteg teljes kifejlődéséhez mintegy 80 napra van szükség, teljes átfagyásához fele ennyi idő is elég. A vastagodás hónapjai során a regolit vizet veszt: a 70%-ot is elérő pórusterfoghat miatt a nedvesség az aktív réteg aljára száll és lejtőirányban elmozog. Ekkor töltődnek föl olvadékvízzel a rossz lefolyású mélyedések, laposok, de az olvadékvíz akár kicsiny, időszakos felszíni erek formájába is megjelenhet. A maximális vastagságát elért aktív réteg nyári hónapjaiban csak lassú nedvességmozgás alakulhat ki, s ez akkor erősödik fel, ha egy nyári havazást gyors olvadás követ, ami olvadékvízzel áztatja az igen jó vízvezető aktív réteget.

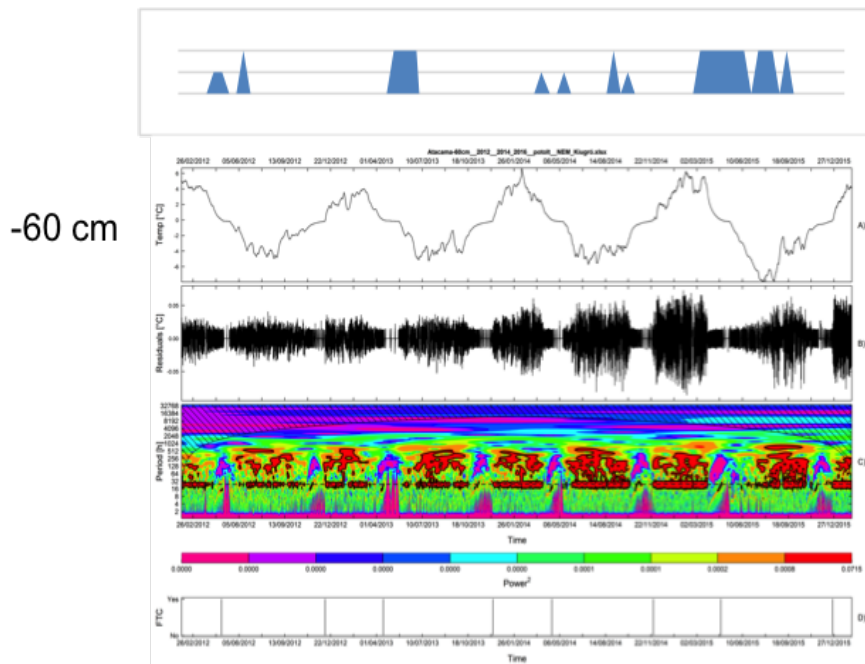
E megállapítások azonban 6500 m fölött már érvényüket veszítik. Annak ellenére, hogy örökfagy zónában járunk, nincs klasszikus értelemben vett aktív réteg! Ennek oka, hogy a durva szemcsés regolit felső része teljesen száraz, olyannyira, hogy a felső 20 cm nem tud összefagyni. A hőmérsékletjárás (negatív tartományban futó) periodicitása csak abban az esetben szakad meg, ha vastag hótakaró települ a felszínre: ez történt pl. 2014 első két hónapjában (4. ábra). Ebben a magassági tartományban gyakorlatilag nincs felszín alatti olvadás (ez a csúcsrégióra is igaz), így jelenleg még nem tekinthető vízforrásnak.

A szaggatott örökfagy-zóna aktív rétege

E magassági zónában a hóborítás szintén a felső regolit-szint hőmérsékletjására van hatással, 60 cm mélyen minimális a hatása. Itt azonban jól kirajzolódnak a halmazállapotváltozások okozta periódushiányok: ezek mindig a tavaszi és őszi idősakra esnek (5. ábra). Szeptember végén indul a regolit felengedése, novemberre már 60 cm mélyen járhat az aktív réteg vastagsága, decembertől március végéig pedig ennél mélyebben van a fagyott üledékfelület. A regolitporozitás 50-60%, az örökfagy-olvadás nedvessége így már a nyár beköszönte előtt mélyre szivárog és a nyár folyamán nem jelenik meg a felszínen, miközben a felszínközeli rétegek kiszáradnak.



4. ábra: 6750 m: A két, felszín alatt mért szint hőmérsékletváltozása (A), hőmérsékleti periodicitása (C) és fagyváltozékonyága (D) (2012. február – 2016. február).



5. ábra: 5260 m: A legelső, mért szint hőmérsékletváltozása (A), hőmérsékleti periodicitása (C) és fagyváltozékonyága (D), felül a hóborítás jelenlétének alakulása (2012. február – 2016. február).

Összegzés

A mérésekből és a geomorfológiai vizsgálatokból arra következtethetünk, hogy a száraz-permafroszt típus jeleit mutató örökfagy jelenlétének alsó határa kb. 5000 m, az összefüggő örökfagy kb. 5600 m-től fordul elő. Bár innen fölfelé haladva a legnagyobb magasságokig jelen van a fagyott aljzat, jelenleg a nyári permafroszt-degradáció okozta nedvességforrással mégis csak kb. 6500 m-ig számolhatunk. E fölött az „aktív réteg” egész évben száraz, miközben messze fagyponthoz alatti a hőmérséklete (valójában nem is működik aktív réteggé). Az olvadákvíz-adónak tekinthető övezet alsó határa a szaggatott örökfagy területeken fut, 5300 m körüli magasságban. Ebben a szintben azonban az aktív réteg nyári vastagodása gyors folyamat, az olvadákvíz hamar elszivárog, és e nagy porozitású réteg kiszárad.

A hőmérséklet várható emelkedésével, a hosszú távú permafroszt degradációval a nedvességforrást adó övezet feljebb fog tolni, s az emelkedésével együtt zsugorodik majd a felszín alatti olvadákvíz-adó térség kiterjedése is. A néhány éves monitoring alapján ennek sebessége még nem látható előre, a vizsgált gleccsereredetű felszín alatti jégelőfordulások végérvényes olvadásának ütemét tekintve viszont évtizedes távlatokban már mérhető, érzékelhető lesz.

Hivatkozások

- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B., 2001: Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29 S). *Palaeogeogr Palaecol.*, 172: 313–326.
- Aszalós, J.M., Krett, G., Anda, D., Márialigeti, K., Nagy, B., Borsodi, A., 2016: Diversity of extremophilic bacteria in the sediment of high altitude lakes located in the mountain desert of Ojos del Salado volcano, Dry-Andes. *Extremophiles*, DOI 10.1007/s00792-016-0849-3, Springer Japan
- Azócar, G.F., Brenning, A., 2010: Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33 S). *Permafrost Periglac.*, 21: 42–53.
- Clapperton, C.M., 1994: The Quaternary glaciation of Chile. *Rev Chil Hist Nat.*, 67: 369–383
- Eriksen, W., 1983: Ariditátság és Trockengrenzen in Argentinien. Ein Beitrag zur Klimageographie der Trockendiagonale Südamerikas. *Studia Geographica*, 16: 43–68.
- Gspurning, J., Lazer, R., Sulzer, W., 2006: Regional climate and snow/glacier distribution in Southern Upper Atacama (Ojos del Salado) – an integrated statistical, GIS and RS based approach. *Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung*, 41: 59–70.
- Halloy, S., 1991: Islands of life at 6000 m altitude: the environment of the highest autotrophic communities on Earth (Socompa Volcano, Andes). *Arctic Alpine Res.*, 247–262.
- Houston, J., Hartley, A.J., 2003: The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *Int J Climatol.*, 23: 1453–1464.
- Messerli, B., Grosjean, M., Vuille, M., 1997: Water availability, protected areas, and natural resources in the Andean desert Altipano. *Mt Res Dev.*, 17(3): 229–238.
- Nagy, B., Mari, L., Kovács, J., Nemerényi, Zs., Heiling, Zs., 2014a: Környezetváltozás a Száráz-Andokban: az Ojos del Salado monitoring vizsgálata. In: Cserny T, Kovács-Pálffy P, Krivánné Horváth Á (szerk.) *HUNGEO 2014 Magyar Földtudományi szakemberek XII. találkozója: Magyar felfedezők és kutatók a természeti erőforrások hasznosításáért: cikkgyűjtemény*. Budapest: Magyarhoni Földtani Társulat, 2014. 53–62. (ISBN:978-963-8221-53-7)
- Nagy, B., Mari, L., Kovács, J., Nemerényi, Zs., Heiling, Zs., 2014b: Az Ojos del Salado monitoring vizsgálata: jég- és vízjelenlét a Föld legszárazabb magashegységében. – In: Sansonné Molnár J, Siskáné Szilasi B, Dobos E (szerk) VII. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa, Miskolc, 2014. 449–459p. (ISBN: 978-963-358-063-9)
- Trombotto, D., 2000: Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America, *Revista do Instituto Geológico, Sao paulo*, 21: 33–55.
- Vuille, M., Ammann, C., 1997: Regional snowfall patterns in the high, arid Andes. *Climatic Change*, 36: 413–423.