

Jégárak geomorfológiai-glaciológiai rekonstrukciója térinformatikai és terepi módszerekkel a Radnai-havasok területén

című doktori értekezés tézisei

László Péter

Témavezető:

Dr. Nagy Balázs Ph.D., egyetemi docens

Doktori Iskola:

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar

Földtudományi Doktori Iskola

Vezetője: Dr. Nemes-Nagy József D.Sc., egyetemi tanár

Doktori Program:

Földrajz-Meteorológia Doktori Program

Vezetője: Dr. Szabó Mária D.Sc., egyetemi tanár

Kutatóhely:

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest – Természettudományi Kar, Földrajz- és

Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék

Leopold-Franzens-Universität, Innsbruck

Budapest, 2015

1. Bevezetés

A földi éghajlat és környezet sajátossága, a folyamatos változás (Goudie, 2004). Ahhoz, hogy a maga komplexitásában megértsük ezt a mindannyiunkat érintő globális folyamatot, olyan célzott alapkutatásokat kell végeznünk, amelyek bemenő információi ennek a rendkívül bonyolult, változó és komplex rendszernek. Számos vizsgálatnak azonban nincsen éles határa, hanem átfed, olykor összemosódik egyéb kutatásokkal. Különösen igaz ez az olyan összetett kérdések esetében, mint a globális klímaváltozás.

A múlt környezeti és éghajlat változásainak kitűnő indikátorai a glaciális formák, mivel azok remek klímaindikátorok (pl. Ohmura et al., 1992; Nesje és Dahl, 2000). Tudományos berkekben mind szélesebb körben foglalkoznak a gleccserekkel, mert a közeli és távoli földtörténeti múlt éghajlatváltozásait vizsgálhatjuk segítségükkel (Knoll és Kerschner, 2009). Mivel a gleccserek rendkívül érzékeny tömeg- és anyag egyensúlyban vannak környezetünkkel, így az abban bekövetkező változásokra roppant gyorsan reagálnak. Különösen tetten érhető ez napjainkban a Kárpát-medencével szomszédos Alpokban. Ennél fogva a gleccserek a legreprezentatívabb indikátorok egyikévé váltak az elmúlt bő két évtizedben Euráziában (Knoll és Kerschner, 2009). Az Alpokban leírt klimatikus trendek a Kárpátok területén azonban sok esetben máshogyan, más mechanizmusok mentén, akár időben elcsúsztatva mentek végbe (Makos et al., 2013; Popa és Bouriaud, 2014; Ruzkiczay-Rüdiger et al., 2015), amely eltérő viselkedése okán még inkább a kutatások fókuszába helyezi a kárpáti regionális vizsgálatokat

Az Alpok területén a gleccserek visszahúzódását, a jég olvadásának mennyiségi és minőségi változásának vizsgálatához az elmúlt néhány évtizedben térinformatikai és távérzékeléses módszerek is párosultak. Recens formák, illetve nagy mennyiségű adat esetében egyszerűbb a szintézis. Ezek hiányában azonban a kutatás jóval több kihívással kecsegtet, kezdve az adatok begyűjtésén, azok újszerű, helyspecifikus feldolgozásán át a kiértékelésig. Számtalan ilyen kiaknázatlan lehetőséget kínál a Kárpátok romániai területe, így a Radnai-havasok is.

2. Célkitűzések

- Elkészítem a mintaterület első korszerű szemléletű részletes glacio-geomorfológiai vizsgálatát.
- Folytassam a XX. század első évtizedeiben megkezdett magyar, majd a '70-es évek román kutatóinak szakirányú munkáját. Validálni azok hitelességét.
- Bekapcsolni vizsgálataimat a Kárpátokban jelenleg is zajló környezetrekonstrukciós vizsgálatok sorába.
- Integrálni a terepi méréseket, az újonnan előállított térinformatikai adatokat (saját készítésű digitális domborzatmodell) és a meglévő távérzékeléses adatokat (ortofoto) egy egységes térinformatikai környezetben.
- Az egységes térinformatikai szoftverkörnyezet nyújtotta számítások elvégzése, amely nélkülözhetetlen más területekkel való összevetés érdekében. Származtatott adatok: hóhatár magasság értékek, jégkiterjedések, jégtérfogat, jégvastagság, nyírófeszültség.
- Reprezentatív, kisméretű (pilot) mintaterületen tesztelni a teljes hegységre elvégezhető vizsgálatokat.
- Kormeghatározás lichenometriával, a kisjégkorszak nyomainak térképezése.
- Egy más módszereken nyugvó kormeghatározás szilárd geomorfológiai alapjának megteremtése. Ez lehetővé teszi, hogy a Radnai-havasokban detektált klíma-/környezetváltozásokat összehasonlíthassuk az Eurázsiai-hegységrendszer más területeivel, példának okáért a központi és az északi Balkánnal, ahol ezeket a vizsgálatokat már elvégezték.
- A rekonstrukciók még teljesebb keretet adjanak a Kárpát-Balkán térség jelen és múltbeli környezeti változásaink megértéséhez.
- Olyan egységes, a hazai szakterületen hiánypótlónak számító módszertan kidolgozása, amely lehetővé teszi a módszertan adaptálását és így más mintaterületek hasonló geomorfológiai adatainak feldolgozását.

3. Módszerek és eszközök

A legrészletesebb, legkomplexebb vizsgálatok érdekében többéves terepi kutatásaimat térinformatikával (GIS) kombináltam annak érdekében, hogy egzakt és mindenre kiterjedő számításokat végezhessek. (Smith és Clark, 2005).

3.1. Terepi adatgyűjtés

A három választott völgy (Zănoaga Mare-, Zănoaga Iezerului- és a nyugati Buhăescu-völgy) glaciális formakincsének térképezéséhez, valamint a lichenometriai mérések helyszínének meghatározására GPS-méréseket használtam (Milivojevic et al., 2008).

3.2. Gleccser kiterjedések

Az egykori gleccser kiterjedések meghatározásához valamennyi terepen mért kalibrált mérés és nagyobb felbontású digitális fénykép segítségemre volt, amelyet DDM (Clark, 1997; Kuhle et al., 2005), nagy-felbontású ortofoto (Knoll and Kerschner, 2009) és szakirodalmi adat (Meierding, 1982) egészített ki.

3.3. Gleccser felszín és paleo-egyensúlyi vonal

A gleccser-poligonokhoz szintvonalakat szerkesztettem, hogy elkészíthessem a gleccserek három-dimenziós rekonstrukcióját, ami a pontos paleo-gleccser felszínének és egyensúlyi vonal magasság (ELA) becslésének az alapja.

Manuális rekonstrukció során a rendelkezésre álló geomorfológiai bizonyítékok segítségével meghatároztam a paleogleccser kontúrját, majd alapvető glaciodynamikai megfontolásokat és domborzat sajátosságait figyelembe véve megszerkesztettem a gleccser szintvonalakat, amelyekből levezettem a gleccserfelszínt.

A numerikus modellezésen alapuló rekonstrukció során a háromdimenziós felszínt több tényező figyelembe vételével és Benn és Hulton (2010) összefüggései alapján határoztam meg.

Az egyensúlyi vonal magassága (angolul - equilibrium line altitude: ELA) egyike a legismertebb és legfontosabb gleccser paramétereknek, amely a jelen és a múlt klímájának indikátora. A jégár rekonstrukciókon alapuló egyensúlyi vonal magasságok és annak vertikális változása rendkívül fontos klímaindikátor. Vizsgálataimban az alábbi négy pELA rekonstrukciós módszert alkalmaztam:

- Maximum Elevation of Lateral Moraines (MELM) - az oldal morénák maximális magassága

- Toe-to-Headwall Altitude Ratio (THAR) - magassági arány a gleccsernyelv és a homlokfal között
- Accumulation-area Ratio (AAR) - akkumulációs terület arányszám
- Size specific Accumulation-area Ratio (ssAAR) – méret specifikus akkumulációs arányszám

3.4. Jégvastagság és térfogat becslése

A jégtérfogat a háromdimenziós paleogleccser felszínből levezethető érték (Chen és Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997), amelyhez Chen és Ohmura tapasztalati egyenletét alkalmaztam. A legnagyobb gleccsereket hordozó gleccserfázis jégvastagság értékeit térinformatikai szoftverrel kalkuláltam.

3.5 Lichenometria

Rhizocarpon geographicum zuzmófaj telepátmérőit mértem, majd a telepátmérőkből kalibrálógörbe segítségével abszolút koradatokat rendeltem a morénákhoz. Mivel mintaterületekre kalibrálógörbe nem állt rendelkezésre, így kőzettani, kiettségi és éghajlati hasonlóság okán a Magas-Tátrára készített (Kotarba, 1988) alkalmaztam.

3.6. Adatok feldolgozása térinformatikai környezetben

Valamennyi input raszteres és vektoros adat tárolását, elemzését, a geoadatbázisok összeállítását, a gleccser kiterjedések rekonstrukcióját, a származtatott adatok kalkulációját, a térképi kimeneteket (beleértve a fotorealisztikus megjelenítést is) integrált térinformatikai szoftverrel (ArcGIS) végeztem (Clark et al., 2004). A román Stereo-70-es vetületi rendszerbe transzformált, georeferált topográfiai térkép digitalizált szintvonaliból DDM-t állítottam elő (Cowton et al., 2009; Telbisz et al., 2013). Négy korábbi felmérés (Szilády, 1907; Sawicki, 1911; Sîrcu, 1978 és Gheorghiu, 2012) térképi mellékletét georeferáltam és a releváns tartalmakat bedigitalizáltam, hogy azokat vizsgálataim eredményeivel összevethessem.

4. Eredmények és következtetések

4.1. Glacio-geomorfológiai térképezés eredményei

Kutatásom során részletes geomorfológiai vizsgálatot végeztem a Radnai-havasok nyugati felén. A mintaterület északkeleti és északi kiettségű völgyeiben a glaciális formakincs kitűnően konzerválódott. Zănoaga Mare-, Zănoaga Iezerului-völgy morfológiájában igen hasonló, mindkettő keskeny zárt és egy 1750 méteren található lépcső mentén két részre osztható. A felső részen kár- és sziklageccserek nyomai

találhatók. A Buhăescu-völgy komplex táplálóterületű, plató jellegű és jelentősen hosszabb. A legalacsonyabb helyzetű morénák magassága 1146 m a Zănoaga-, 1235 m a Zănoaga Iezeruli- és 1086 m a Buhăescu-völgyben. A völgyek terepi méréseit alapul véve glacio-geomorfológiai térképet szerkesztettem.

4.2 Gleccser kiterjedések eredményei – morfológiai, glacio-dinamikai alapokon

A glacio-geomorfológiai térképezés alapján glacio-dinamikai törvényszerűségek felhasználásával gleccser kiterjedéseket rekonstruáltam. A Zănoaga Mare-völgy öt paleogleccser generációja közül a felső három (Zănoaga Mare 5, 4 és 3) kárgleccser rekonstrukciója egyszerű, köszönhetően a kevésbé tagolt völgyi morfológiának. E völgy két leghosszabb – Zănoaga Mare 2- és Zănoaga Mare 1 – gleccserének rekonstrukcióját oldal- és végmoréna-párok segítették. A Zănoaga Iezerului-völgy jégár-rekonstrukciója során öt gleccsert tudtam meghatározni. Az 1760 m feletti felső szakasz formáit az intenzív periglaciális folyamatok átmozgatták.

A kutatási terület leghosszabb (4,2 km) gleccsere az 1090 m-ig nyújtózó, 5 km² területű Buhăescu Mare 1-gleccser. Ez a plató-jellegű gleccser, vagy jégmező (Finlayson et al., 2009) a firngyűjtő felső szakaszát szinte teljes egészében kitöltötte, ahonnan kiindulva U-profilúvá alakította az alsóbb völgyi szakaszt. A soron következő Buhăescu Mare 2-gleccser morfológiájában hasonló, azonban méreteit tekintve már valamivel kisebb (3,2 km², 2,3 km) volt. A három további jégkitöltés (Buhăescu Mare 3, 4, 5) már a gerinchez közelebb húzódik és táplálóterületük is jelentősen kisebb. A Buhăescu a-völgyben 1972, illetve 1977 méter tengerszint feletti magasságban talált akkumulációs formák jelentősen jobban konzerválódtak, épebbek. A végmorénák segítségével rekonstruált jégkiterjedések alapján a B2/1 területe 0,025 km², B3/1 területe 0,014 km².

A munkámban bemutatott területek glacio-geomorfológiai térképezését követően öt eljegesedési fázist állapítottam meg a Radnai-havasok nyugati felének északi lejtőin (legterjedelmesebbtől indulva): Rebra, Zănoaga Iezerului, Iezerele Buhăescu, Buhăescu Mare, Zănoaga Mare.

4.3. Gleccserfelszín-rekonstrukciós eljárások eredményei

A különböző glacio-geomorfológiai adatok (pELA, térfogat, jégvastagság és terület) megbízható számításának alapjai a pontosan rekonstruált jégterület és jégfelszín. Négyféle paleogleccserfelszín rekonstrukciós eljárást alkalmaztam. A kézi rekonstrukciót valamennyi rekonstruált (20 darab) gleccser esetében használtam, míg a numerikus eljárást kizárólag a vizsgált völgyek Rebra fázishoz tartozó gleccsereire végeztem el, mert méretükből fakadóan jól láthatóak az egyes számítások közötti

különbségek. A háromdimenziós paleogleccser felszín rekonstrukciót a kézi módszerrel meghatározott szintvonalak alapján interpolációs eljárással, vagy a sodorvonal mentén modellezett kétdimenziós hossz- és keresztzelvényekkel, valamint domborzatmodell használatával készítettem el. A gleccserfelszínek ellenőrzése glacio-dinamikai törvényszerűségek, terepi mérések, valamint szakirodalmi adatok alkalmazásával valósult meg (Goudie, 2004; Lukas, 2006; Benn és Evans et al., 2010; Benn és Hulton 2010) és jelenlegi alpesi gleccserek összehasonlító vizsgálatával egészült ki. A kézi rekonstrukciós eljárás szubjektív, ugyanakkor bárhol alkalmazható és glacio-dinamikai megfontolások figyelembe vételével jó közelítést ad. A numerikus modellezésen alapuló eljárások jelenleg a legkorszerűbb, legpontosabb a térinformatikához legközelebb álló kvantitatív elemzések.

4.4. Gleccser hóhatár magasság, térfogat és átlagos jégvastagság eredményei

A pELA értékek esetében az AAR-módszer (kétféle arányszámmal), a MELM és a THAR 0,45 került alkalmazásra. A területfüggő ssAAR arányszámok 0,34-0,59 közöttiek lettek. Vizsgálati területem legnagyobb jégborítását a Rebra fázis alatt érte el, amikor az átlagos pELA érték egészen 1765 m-ig csökkent, míg a soron következő Zănoaga Iezerului alatt ez az érték 1865 m-re, a harmadik fázis – Iezerele Buhăescu – alatt pedig 1960 m-re emelkedett. A Buhăescu Mare fázis értéke 2001, míg a Zănoaga Mare fázisé 2025 m. A jégtérfogat- és átlagos vastagság számításaim alapján a legfiatalabb és a legidősebb fázis közötti közel hétszeres terület különbség mindösszesen kétszeres átlagos jégvastagság különbséget eredményezett, míg a jégtérfogatok között tizenhétszeres volt a különbség a Chen és Ohmura összefüggés, míg közel harmincszoros a térinformatikai elemzés alapján. A legnagyobb jégvastagságot a Buhăescu Mare 1-gleccsernél rekonstruáltam 188 méterrel.

4.5. Korábbi rekonstrukciókkal való összehasonlítás következtetései

Négy, a mintaterület glaciális jelenségeit bemutató térképet hasonlítottam össze vizsgálataimmal. A glaciális jelenségeket hordozó kárfülkék környékét vizsgálva megállapítható, hogy Sawicki (1911) rekonstruálta a legkeskenyebb jégkitöltést, sőt azok felső határát is csak a kárfülkék talpszintjéig húzta meg, ami tudományos ismereteim és összehasonlító vizsgálataim alapján nem helytálló. Gheorghiu (2012) gleccsereinek lefutása nagyban hasonlít ehhez, ami a pELA értékeinek alulbecslését is okozza.

Rekonstrukcióim a kárfülkék felső részében jól megfeleltethetőek Sîrcu (1978) kitöltéseivel. A Buhăescu Mic-mellékvölgy területén Sawicki (1911) és Sîrcu (1978)

rekonstrukciója teljes ellentmondásban áll egymással. Vizsgálataim megkérdőjelezhetetlenül igazolják Sawicki (jégborította) állításait. Az összes felmérés kihagyta a Buhăescu-völgy Piatra Alba alatti lapos kárfülke kezdeményét. Rendkívül nagy a bizonytalanság a Buhăescu-völgy gleccsereinek terminuszát, a gleccserek völgyi és felső határát és a konfluenciákat illetően.

Gheorghiu (2012) vizsgálatában a Buhăescu-völgy alulreprezentált, annak több gleccserkitöltése is gleccserperemi formák használata nélkül készült, sőt a numerikus modellezéssel igazolható platógleccser jelleg is teljesen hiányzik. Rekonstrukciói közül a 18 ka-s közelíti legjobban a Rebra fázist.

Valamennyi korábbi munka végmorénákat – igaz eltérő magasságban – mutat a Pietroasa-patak alsó folyásánál. Terepi megfigyeléseim, glacio-geomorfológiai törvényszerűségeken alapuló térinformatikai elemzéseim alapján ezek fluvio-glaciális üledékek, amelyek egy jég-lezúdulás (surge) (Evans et al., 2009) eredményeként szállítottak mai helyükre.

4.6. Kronológiai és klimatikus következtetések

A Buhăescu-völgy B2/1 és B3/1 rekonstruált mikrogleccsereihez tartozó végmorénák stabilizálódásának dátumát lichenometriai vizsgálattal datáltam. Az 1916-os és az 1879-ben stabilizálódást a Radnai-havasok keleti felének cirbolyafenyő évgyűrűszélessége alapján készített nyári középhőmérséklet rekonstrukciók is megerősítik, mivel az átlagosnál lényegesen hűvösebb nyarú éveket jelez az 1906-1918, illetve az 1872-78 időszakokban

Bár Gheorghiu (2012) gleccserrekonstrukciói nem minden esetben egyeztethetők össze saját kutatásaimmal, mégis kitettségi koradati jól megfeleltethetők vizsgálataimmal. Ezek alapján a Zănoaga Mare fázis gleccserei a fiatal driászban, míg a Buhăescu Mare fázisí 12,5 ka, a Iezerale Buhăescu fázisí 13,5 ka, a Zănoaga Iezerului fázisí 16,7 ka, és a Rebra fázisí 18,3 ka körül stabilizálódtak. Véleményem szerint a Rebra fázis gleccserei és morénái a globális LGM-ben (utolsó glaciális maximumában) alakultak ki, azonban a zord klíma okán a gleccserjég nem olvadt el azonnal, így a kitettségi kor értékek a morénák végső stabilizálódását mutatják.

Az LGM légköri kismértékben, de eltért a maitól. Az eredetileg nyugatias áramlású téli északi futóáramlás (poláris jet) a belföldi jégtakaró miatt torzult. A nedves, instabil légtömegek a középső mediterrán térségtől északra a Kárpátokat csapadéktöbblettel láthatta el.

4.7 Térinformatikai következtetések

Kutatásomban bemutattam, hogy a klasszikus geomorfológia eszköztárában ma már a térinformatikának is ott van a helye, hiszen alkalmazásával nagyobb területek felmérése és az adatok feldolgozása gyorsabban valósítható meg, az eredmények pedig pontosabbak. Lehetőség van modellek iteratív futtatására, így egy módszer beválásának vizsgálatára. A Radnai-havasok mintaterülete pilot területként is értelmezhető, ahol a logikai modelleket is tartalmazó térinformatikai módszertan kidolgozásra és dokumentálásra került, így adoptálható a hegység egészére és más mintaterületekre.

5. Tézisek

1. A mintaterület glacio-geomorfológiai szemléletű térképezése. A glaciális/periglaciális formakincs korszerű módszerekkel történő terepi felvételezése során megállapítottam, hogy a kutató-elődök korábbi felmérései elnagyoltak, új felmérések kellenek.
2. A választott mintaterületen a morénák szokatlanul jól megőrződtek, alkalmasak glaciális környezet rekonstrukcióra.
3. Morfosztratigráfiai alapokon öt moréna generációhoz kötődő eljegesedési állapot határozható meg.
4. Terepi mérések és domborzatmodell adatok felhasználásával az egyensúlyi vonal rekonstrukciók alapját képező paleogleccser felszínrekonstrukciók elvégzése a mintaterületen. Ezek alapján a manuális módszer gyorsabb kevésbé input igényes, bárhol használható, míg a két-, valamint a háromdimenziós numerikus modellezés inputigényesebb és valamivel pontosabb.
5. Az egyensúlyi vonal rekonstrukciós módszerek statisztikai összehasonlítása alapján kijelenthető, hogy a méretspecifikus akkumulációs arányszám (ssAAR) a legmegbízhatóbban használható. Ennek első kárpáti alkalmazására itt került sor.
6. A legnagyobb kiterjedésű gleccser a Rebra fázis alatt alakult ki, amelynek területe kb. 5 km², míg hossza 4,2 km volt és végmorénája 1086 m-en húzódott a Buhăescu-völgy nyugati felén. A legkisebb kárgleccser a Zănoaga Mare fázisban alakult ki 0,115 km²-nyi területtel. Ezt a fázist kárgleccserek és kitűntetett helyeken periglaciális folyamatokhoz köthető aktív sziklageccserek jellemezték.
7. Az átlagos egyensúlyi vonal magassági érték a legnagyobb gleccsereket tömörítő Rebra fázis alatt 1765 m volt, amely a további négy fázisban 1865, 1960 és 2001 m-re, majd a legutolsó fázis alatt 2025 m-re emelkedett.

8. A korábbi felmérésekben - Szilády (1907), Sawicki (1911), Sîrcu (1978) és Gheorghiu (2012) - szereplő végmorénák nem feleltethetők meg a Rebra fázis jégkitöltéseivel. Sawicki (1911) és Gheorghiu (2012) által a Pietroasa-patak völgyének alsó szakaszán végmorénaként feltüntetett forma nem helyben lerakódott glaciális üledék, hanem egy korábbi jéglezúduláshoz (surge) köthető, fluvio-glaciális folyamatok eredményeként lerakott üledék.
9. A Buhăescu-völgy rekonstruált mikrogleccsereinek lichenometriai morénaanyagvizsgálata alapján a kisjégkorszak felszínformálódásában itt is megjelent a glaciális erózió, és e folyamatok a XX. század elejei lehűlések során ismét aktivizálódtak.
10. Kárpáti analógiák, valamint az itt rekonstruált egyensúlyi vonal-magasságok alapján a Rebra fázis gleccserei a LGM idején is képződhettek, de mindenképp idősebbek a fiatal driásznál. A Radnai-havasok glaciális formáinak kitettségi kormeghatározás értékei (Gheorghiu, 2012) jól megfeleltethetők glaciális rekonstrukcióimmal.

6. Irodalomjegyzék

- BAHR, D.B., MEIER, M.F., PECKHAM, S.D., 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research* 102, pp. 20355–20362.
- BENN, D.I., EVANS, D.J.A., 2010. *Glaciers and Glaciation* (2nd Edition). London, Hodder Education, London. 802 p.
- BENN, D.I., HULTON N.R.J., 2010. An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences* 36, pp. 605-610.
- CHEN, J., OHMURA A., 1990 Estimation of alpine glacier water resources and their change since the 1870s. *IAHS publ.* 193, pp. 127-135.
- CLARK, C.D., 1997. Reconstructing the evolutionary dynamics of former ice sheets using multi-temporal evidence, remote sensing and GIS. *Quaternary Science Reviews* 16, pp. 1067-1092.
- CLARK, C.D., EVANS, D.J.A., KHATWA, A., BRADWELL, T., JORDAN, C.J., MARSH, S.H., MITCHELL, W.A., BATEMAN, M.D., 2004. Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. *Boreas* 33 (4), pp. 359-375.
- COWTON, T., HUGHES, P.D., GIBBARD, P.L, 2009. Paleoglaciation of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. *Geomorphology* 108, pp. 282–291.
- EVANS, S.G., TUTUBALINA, O.V., DROBYSHEV, V.N., CHERNOMORETS, S.S., MCDOUGALL, S., PETRAKOV, D.A., HUNGR, O., 2009. Catastrophic detachment and high-velocity

- long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. *Geomorphology* 105, pp. 314–321.
- GHEORGHIU, D., 2012. Testing climate synchronicity between Scotland and Romania since the last glacial maximum. PhD thesis, Glasgow. 214 p.
- GOUDIE, A. (szerk.), 2004. *Encyclopedia of Geomorphology* (2nd Edition). Routledge, London. 1184 p.
- KOTARBA, A., 1988. Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach – In: *Wszechswiat* I. 89, 1/1988, Kraków, pp. 13-15.
- KNOLL, C., KERSCHNER, H., 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. *Annals of Glaciology* 50(53), pp. 46-52.
- KUHLEMANN, J., FRISCH, W., SZÉKELY, B., DUNKL, I., DANIŠÍK, M., KRUMREI, I., 2005. Würmian maximum glaciation in Corsica. *Austrian Journal of Earth Sciences* 97, pp. 68-81.
- LUKAS, S., 2006. Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction – a perspective from the British Younger Dryas. *Progress in Physical Geography* 30, pp. 719-736.
- MAKOS, M., NITYCHORUK, J., ZREDA, M., 2013. Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, High Tatra Mountains, Western Carpathians, since the Last Glacial Maximum, inferred from ^{36}Cl exposure dating and glacier-climate modelling, *Quaternary International* 293, pp. 63-78.
- MEIERDING, T., 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. *Quaternary Research* 18, pp. 289-310.
- MILIVOJEVIC, M., MENKOVIC, L., CALIC, J., 2008. Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije (Albanian Alps). *Quaternary International* 190, pp. 112-122.
- NESJE A., DAHL S. O., 2000. *Glaciers and Environmental Change: Key Issues in Environmental Change Series*. Arnold. London, 203 p.
- OHMURA, A., KASSER, P., FUNK, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journal of Glaciology* 38, pp. 397-411.
- POPA I., BOURIAUD O., 2014. Reconstruction of summer temperatures in Eastern Carpathian Mountains (Rodna Mts, Romania) back to AD 1460 from tree rings. *International Journal of Climatology* Volume 34, Issue 3, pp. 871–880.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., KERN, Z., URDEA, P., BRAUCHER, R., MADARÁSZ, B., SCHIMMELPFENNIG, I., 2015. Late Pleistocene glacial chronology of the Retezat Mts, Southern Carpathians, using ^{10}Be exposure ages. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 17, EGU2015-5593.

- SAWICKI, L., 1911. Die glazialen Züge des Rodna Gebirges und der Marmarosch Karpaten, Mitt. Geogr. Gesellschaft, Wien, Bd. 54, heft X-XI, pp. 510-571.
- SÎRCU, I., 1978. Muntii Rodnei. Studiu morfogeografic, Ed. Academiei, Bucuresti. 112 p.
- SMITH, M.J., CLARK, C.D., 2005. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. Earth Surface Processes and Landforms 30, pp. 885-900.
- SZILÁDY, Z., 1907. A Nagy-Pietrosz czirkus-völgyei, Földrajzi Közlemények, 35/1., pp. 6-8.
- TELBISZ, T., SZÉKELY B., TIMÁR G., 2013. Digitális terepmodellek: adat, látvány, elemzés. ELTE TTK FFI Természetföldrajzi Tanszék, 80 p.

A jelöltnek a dolgozat témájában megjelent főbb publikációi:

- LÁSZLÓ, P., KERN, Z., NAGY, B., 2013. Late Pleistocene glaciers in the western Rodna Mountains, Romania. Quaternary International, VOL. 293, pp. 79-91.
- KERN, Z., LÁSZLÓ, P., 2010. Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small paleoglaciers. Quaternary Science Reviews 29, pp. 2781-2787.
- LÁSZLÓ, P., KERN, Z., 2010. Az elmúlt 150 év aktív glaciális folyamatai a Radnai-havasok nyugati felén. In: Kázmér, M. (szerk.), Környezettörténet 2010. Általános Földtani Szemle könyvtára 3, pp. 56.
- MAGYARI, E., BRAUN, M., BUCZKÓ, K., KERN, Z., LÁSZLÓ, P., HUBAY, K., BÁLINT, M., 2009. Radiocarbon chronology of glacial lake sediments in the Retezat Mts (South Carpathians, Romania): A window to Late Glacial and Holocene climatic and paleoenvironmental changes. Central European Geology 52:(3-4) pp. 225-248.
- KERN, Z., BOČIĆ, N., HORVATINČIĆ N., FÓRIZS, I., NAGY, B., LÁSZLÓ, P., 2008. Őskörnyezeti adatok a Velebit-hegység jegesbarlangjairól (Ledena-zsomboly, Vukušić-jegesbarlang). IV. Magyar Földrajzi Konferencia, absztrakt-kötet., Debrecen, pp. 126-133.
- KERN, Z., BOČIĆ, N., HORVATINČIĆ N., FÓRIZS, I., NAGY, B., LÁSZLÓ, P., 2008. Palaeoenvironmental records from ice caves of Velebit Mountains - Ledena Pit and Vukušić Ice Cave, Croatia. In: KADEBSKAYA, O., MAVLYUDOV, B.R., PYATUNIN, M. (szerk.) 3rd International Workshop on Ice Caves Proceedings, Kungur, pp. 108-113.
- LÁSZLÓ, P., NAGY, B., 2008. A Déli-Kárpátok magyar földrajzi feltárói. Földrajzi Múzeumi Tanulmányok, 17. szám, pp. 22-29.