



Miskolci Egyetem
Műszaki Földtudományi Kar
Földrajz Intézet



**Hótakaró, időjárás, domborzat és felszínborítottság
alapú lavinaveszélyességi modell kifejlesztése az
Alacsony-Tátrára**

PhD értekezés tézisei

Seres Anna
okl. geográfus

Témavezető:
Dr. Dobos Endre PhD
intézeti tanszékvezető egyetemi docens

Miskolc, 2013

Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola
Miskolci Egyetem
A doktori iskola vezetője: Dr. Dobróka Mihály, DSc, egyetemi tanár

1 Bevezetés

Magyarországra nem jellemzőek a komoly lavinák, azonban hazánkból is rengetegen járnak a környező országok hegyvidékeire síelni. Az egyik legnépszerűbb ilyen rekreációs célpont az Alacsony-Tátra. Az Alacsony-Tátrát földrajzi adottságai – lejtőszög, növényzet – rendkívül alkalmassá teszik arra, hogy ideális síelő, sítúra paradicsom legyen, azonban ugyanezen adottságok a lavinák kialakulásának is tökéletesen megfelelnek. A hegység hegyimentő szolgálata közvetlen megfigyeléseit (hóprofil, időjárás) tapasztalati úton elbírálva minden napra megadja a lavinaveszélyességi fokot. Ez azonban csak egy, a teljes hegységre vonatkozó szám, mely általános képet ad az adott hegységben uralkodó hóstabilitási viszonyokról. A lavinaveszély pontosabb, térbeli megjelenítése jelentős többletinformációt nyújthatna a túrázni induló embereknek, ezáltal csökkenthető lenne a lavinabalesetek száma. Egy, a hótakaró változását térben folyamatosan követő, modellező rendszer óriási segítség, plusz információ lehet a hegyimentő / lavinaelőrejelző szolgálatok számára is, mely segítségével pontosabb előrejelzést adhatnak. Egy ilyen modellező rendszer azon alapszik, hogy a hótakaróban végbemenő változások fizikai törvényeket követnek, így egyenletekkel leírhatóak. Ezek a változások azonban olyan sok mikro- és makrometeorológiai, domborzati és egyéb tényezőtől függenek, melyeknek, mint input tényezőknek modellezése egy bizonyos pontosság felett, az Alacsony-Tátrában jelenleg található műszerállománnyal és domborzatmodellel jelenleg szinte lehetetlen. Tehát a lavinaveszélyesség meghatározására a GIS nagyszerű eszköz lehetne, azonban az alapadatok hiánya, elégtelen térbeli felbontása és az ebből eredő pontatlansága miatt az eredmény önmagában csak fenntartással használható (McCollister et al 2006). Jó közelítést azonban eredményezhet egy ilyen modell, amely pontosíthatja a lavina-előrejelző szolgálatok munkáját.

2 Célkitűzés

A kutatás célja egy olyan lavinaveszélyességi modell létrehozása az Alacsony-Tátra területére, amely segíthetné a lavina-előrejelző szolgálatok munkáját, vagy akár önmagában is helyt állna. A modell a meteorológiai állomásokon mért időjárás, a lavinaszolgálatok által mért hótakaró és domborzati, valamint a felszínborítottsági adatokon alapul. Ezek az adatok lehetővé teszik a hótakaró fejlődésének vizsgálatát, valamint a lavinaveszélyesség térbeli és időbeli változásának követését. A modell eredménye egy térképállomány, mely mivel éjjel és nappal egészen más viszonyok uralkodnak, naponta kétszer frissül, minimum, illetve maximum adatokkal. A térképállomány tartalmazza a hótakaró egymásra épülő rétegeinek jellemzőit (szemcsenagyság, szfericitás, dendricitás), a rétegek sűrűségét és vastagságát, a potenciálisan előforduló gyenge rétegeket, a hórétegek egymáshoz való kötődését, az aktuális időjárás lavinaveszélyességre gyakorolt hatását; és ezek, valamint a

domborzat és a növényzet jellemzőinek figyelembe vételével egy végső, lavinaveszélyességi térképet hoz létre.

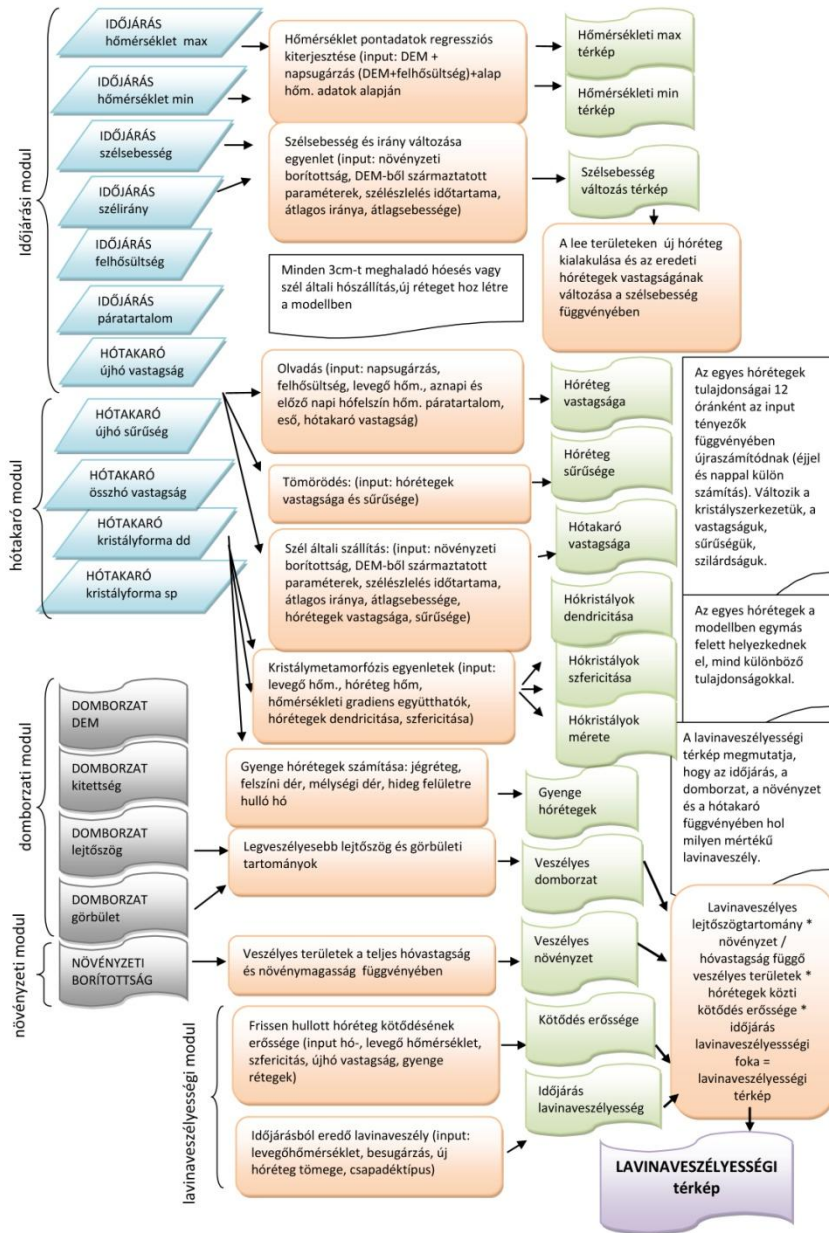
Kutatásom helyszínéként a szlovákiai Alacsony-Tátrát választottam. Ezt több tényező is indokolja. Ez a hegység rendelkezik a közelben a legtöbb olyan adottsággal (lejtőszög-kiettség viszonya, növényzeti borítás), amelyek nagy lavinák kialakulását eredményezhetik. A terület híres síparadicsom és itt, Jasnán található a Szlovák Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) központja, ahonnan sok segítséget kaptam. A területen 7 meteorológiai állomás is található, melyek adataihoz szintén hozzájuthattam.

3 Módszerek - eredmények

A lavinaveszélyességi térképet létrehozó modellt Python nyelvben írtam, melyet az ArcGIS alá integráltam. A modell moduláris szerkezetű, 5 fő modul alkotja: az időjárás, a hótakaró, a domborzati, a növényzeti, illetve a korábbiak eredményeit felhasználó lavinaveszélyességi modul (1. ábra). Az időjárás modul a beérkező időjárás pontadatokból a domborzatmodell segítségével a mért adatokat kiterjeszti a teljes területre. A hótakaró modul a bemenő pontszerűen mért hótakaró adatokat az időjárás térképek és ismert fizikai törvényszerűségek és empirikus összefüggések felhasználásával terjeszti ki a teljes területre és modellezi ezek változását. A domborzati modul meghatározza azokat a területeket, ahol a hó a legkönnyebben megcsúszhat, a növényzeti modul pedig a növénytakaró hatását veszi figyelembe. Ezeket az eredményeket felhasználva a lavinaveszélyességi modul meghatározza a hórétegek közti kötődés erősségét, az időjárás helyzet hozzájárulását a lavinához és a domborzati, valamint a növényzeti tényezőkkel egybevetve lavinaveszélyességi térképet készít. A modell validálását a hótakaró modul esetében a Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat által terepen mért hóprofilok alapján, a domborzati modult esetében a lavinakataszterben feltüntetett lavinapályák alapján és a lavinaveszélyességi modul esetében az HZS-SLP által kiadott hivatalos lavinaveszélyességi fok és a lavinák időpontja alapján végeztem.

3.1 Időjárás modul

A modul elsődleges feladata, hogy a pontszerűen mért adatokat domborzati jellemzők függvényében kiterjessze a teljes területre. A kiterjesztendő tényezők a minimum és maximum levegőhőmérséklet, minimum és maximum hófelszín hőmérséklet, a szélirány és a szélesebesség. A felhasznált input adatok: a fent említett meteorológiai jellemzők pontértékei, a tengerszint feletti magasság, a kiettség, a lejtőszög, a besugárzás, a felhősültség mértéke és a növényzeti borítottság. Output tényezők: a fent említett, pontszerű, kiterjesztendő jellemzők raszteres, térképi formája.



1. ábra: A lavinaveszélyességi modell folyamatábrája

3.1.1 Hőmérséklet

A hőmérséklet játssza a legfontosabb szerepet az olvadás, a kristálymetamorfózis és a tömörödés kiszámításában. A levegő és a hófelszín hőmérséklet pontszerű adatainak kiterjesztésére többváltozós lineáris regressziót használtam. Először próbáltam a területre jellemző általános összefüggést keresni, mely a tél bármely napjára alkalmazható lenne, azonban a rendelkezésemre álló adatokból ilyen összefüggést nem tudtam számítani. Ennek oka, hogy sokszor nagylégköri képződmények, ciklonok, anticiklonok, frontok befolyásolják a hőmérséklet eloszlást, és mivel ezek meglétéről nincs adatom, hatásukat nem tudtam kiküszöbölni. A legpontosabbnak így az bizonyult, ha minden napra, a rendelkezésemre álló 5 (maximum hőmérséklet) illetve 7 (minimum hőmérséklet) mérőállomás adata alapján, külön-külön végzek regresszió elemzést. A statisztikai próbák eredményei mellett az eredmények térbeli eloszlásának tanulmányozásával a regresszió elemzéshez a tengerszint feletti magasságot és a tiszta égboltra számított besugárzást vettem magyarázó változóként figyelembe. A hófelszín hőmérsékletének kiszámításához, melyet 1 pontból terjesztettem ki, a naponta változó, a levegő hőmérséklet kiterjesztéséhez használt regressziós egyenlettel számoltam, azzal a különbséggel, hogy, mivel a hófelszín hőmérséklete jobban függ a tényleges besugárzástól, bementi tényezőként a tiszta égboltra számított besugárzás helyett minden napra az aktuális reggeli felhősültségre vonatkozó besugárzási térképet használtam.

3.1.2 Szél

A szél nagy mennyiségű havat képes áthalmozni, így különböző területekre különböző extra súlyt juttatva a lavinaveszélyességet jelentősen módosíthatja. A domborzat szélesebbé módosító hatását a szakirodalomban általában vagy csak makrodomborzati szinten - hegységek esetében -, vagy csak mikrodomborzati szinten - sík vagy enyhén hullámzó domborzat esetében - írják le. Mivel a szél általi hőszállítás egész kis domborzati változatosság hatására is jelentősen módosulhat, a pontosabb hólerakási helyek kijelölése érdekében ötvöztem a két módszert. Makrodomborzati szinten az amerikai Purdue egyetemen kifejlesztett módszer (ASCE 2010), mikrodomborzati szinten pedig a Liston et al. 2007-es cikkében leírt, SnowTran-3D modell egy része bizonyult a legjobbnak a vizsgált területre, így ezeket alkalmaztam. A makrodomborzati tényező kiszámításához használt, K2 részeredményt kifejező egyenlet empirikus szorzóját (μ), 5 télről, 5 állomásról származó széladatokat alapján 1,5-ről 0,4-re módosítottam. A mikrodomborzati tényező eredményét a turbulencia hatásának figyelembe vételével (Shiau et al 2002) úgy módosítottam, hogy 30°-os lejtő felett a számított szélesebbéget a lejtőszöggel arányosan csökkentem. A Liston et al. (2007) szerint a domborzat által módosított szélirány változásának mértékét túl alacsonynak találtam, így azt Gugolj 2005-ös kutatási eredményei és az Alacsony-Tátrában mért értékek alapján módosítottam.

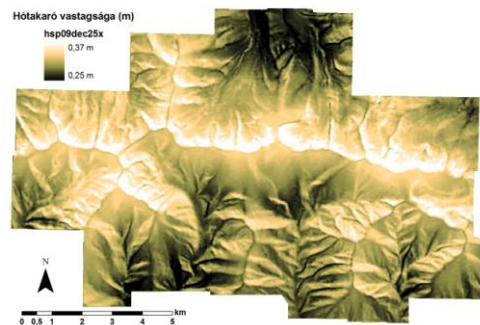
A kisebb domborzati formák hatásának kiemeléséhez -pl. hógyűjtő fülkék -, a mikrodomborzati tényezőt négyzetre emeltem, majd a domborzat szélesség módosító hatásának meghatározásához a makro- és a mikrodomborzati tényezőket összesoroztam.

3.2 Hótakaró modul

A hótakaró modul az időjárás és domborzati paraméterek alapján a hótakaróban lejároló fontosabb folyamatok modellezésével, meghatározza a hótakaró legfontosabb jellemzőit. A modellezett folyamatok az olvadás, a tömörödés, a szél általi hószállítás, a kristálymetamorfózis és a gyenge rétegek kialakulása. A modellel nyert kimeneti térképeken látható a hótakaró vastagsága, a hórétegek vastagsága, sűrűsége, kristályformája és kristálymérete, valamint a gyenge hórétegek. Minden 3 cm-t meghaladó hóesésnél vagy szél általi hószállításkor létrejön egy újabb hóréteg, a fent említett jellemzőkkel. Ezek a raszterek, melyek az egymás felett elhelyezkedő hórétegek jellemzőit ábrázolják, a fennálló körülmények változásának hatására napról napra változnak, modellezve a valós hótakaróban végbemenő változásokat.

3.2.1 Olvadás

Az olvadás modellezéséhez Walter et al. (2005) és Debele et al. (2009) a hótakaró hóháztartását leíró, alapvető fizikai törvényszerűségeken alapuló egyenletrendszerét használtam fel, melyek input tényezői viszonylag könnyen mérhetőek, számíthatóak, a hóolvadás mértékének kiszámításához a modellemben jól alkalmazhatóak. Az egyenletek 1 napra vonatkoznak, a modellemben ezeket fél napos számításaimnak megfelelően alakítottam át. Az egyenletrendszer számítja a beeső rövidhullámú, a kimenő és bejövő hosszúhullámú sugárzást, a szenzibilis és látens hőt, a Föld belsejéből származó hőt, az eső okozta hőmennyiség növekedést és a hótakaró belső energiájából eredő hőt. A hó olvadását a modell csak akkor teszi lehetővé, ha pozitív hóháztartás mellett a hófelszín hőmérséklete megközelíti az olvadáspontot ($T_s > -0,1$).



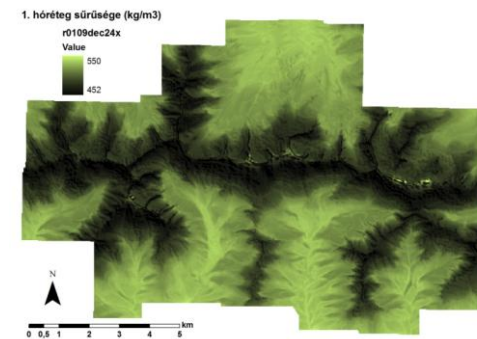
2. ábra: A hótakaró olvadásából és kisebb mértékben tömörödéséből eredő hóvastagság 2009. december 25-én, 50 cm-es előző napi kiinduló hóvastagság esetén. A skála 25-37 cm-ig terjed.

A hóolvadás hatására létrejövő hóvastagság csökkenés térbeli eloszlása a próbatérképeken jól

eredményt ad (2. ábra). Az olvadás a legerősebb a völgyekben, amelyet a hőmérséklet befolyásol, ezen kívül a déli oldalakon, amely a besugárzás hatását mutatja. Az olvadás, a tömörödés és a szél általi hószállítás együttesen befolyásolja a hótakaró vastagságát, amelynek időbeli vizsgálatát később teszem meg.

3.2.2 Tömörödés

A hó tömörödésének kiszámítását Flerchinger & Saxton (1989) és McConkey (1992) alapján végeztem el. Mivel az ezekben az egyenletekben használt régi hó – új hó váltásnál az átmenet nem volt folyamatos, valamint nem feleltek meg más kutatók által mért eredményeknek - a tömörödés túl gyors volt -, az egyenleteket módosítottam. A régi és új hóra vonatkozó egyenleteket összevettem, valamint a 16 értékű szorzótényezőt Steinkogler 2009-es eredményei alapján 4-re változtattam.



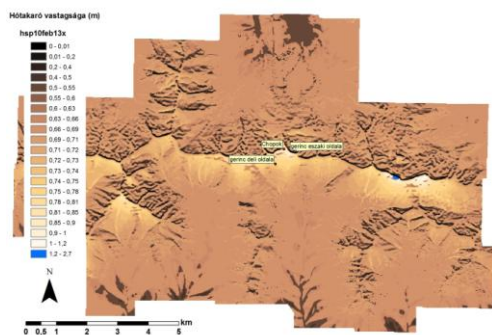
3. ábra: Tömörödés miatt 24 nap alatt, kialakult hószűrűség növekedés a legalsó hórétegre 2009. december 24-én. Kiindulási sűrűség 180 kg/m^3 . fekete: 452, zöld: 550 kg/m^3

mint a déli oldalon. Ha csupán a hőmérséklet hatását vennénk figyelembe, akkor a déli, melegebb oldalon kellene nagyobbak lenni a sűrűségnek, de mivel az északi oldalon vastagabb a hótakaró, a sűrűség növekedése valamivel mégis itt nagyobb. Tehát a tömörödés, helyesen, függ a hótakaró/hófelszín hőmérsékletétől és az adott rétegre nehezedő, felette elhelyezkedő rétegek tömegétől. A rétegek sűrűség-növekedésének 3 pontban, 1 térré számított időbeli változása azt mutatja, hogy az alacsonyabb kiinduló sűrűséggel rendelkező rétegek először gyorsan, majd a sűrűségük növekedésével egyre lassabban tömörödnek. A tömörödés mértéke nem mindig egyenletes. A magasabb hőmérsékletű időszakokban illetve amikor vastagabb új hórétegek hullottak vagy fújódtak az adott területre, a tömörödés mértéke jóval gyorsabb lett, mint a hidegebb, új hóréteggel nem rendelkező időszakokban.

A tömörödés térbeli eloszlása szintén jó eredményt mutat (3. ábra). A sűrűség növekedése a völgyekben a legnagyobb mértékű, amely a hőmérséklet hatását mutatja és azokon a területeken, közvetlenül a legmagasabb csúcs szomszédságában, ahol kiugróan vastag hótakaró található. Ugyanez, bár kisebb mértékben, mert egymás hatását ki is olthatják, megfigyelhető a különböző kitettséű oldalak közt is. Az északi oldalon valamivel nagyobb a hóréteg sűrűsége,

3.2.3 Szél általi hószállítás

A szél általi hószállítás elsősorban a szél nyírósebességének és a nyírósebesség küszöbértékének arányától függ. Előbbit a szélprofil közismert logaritmikus összefüggéséből, utóbbit Liston et al (2007) alapján határoztam meg. A fluxus kiszámításához a nyírósebéségen és annak küszöbértékén alapuló Kind (1981)-es egyenletét használtam fel. A fluxus azonban csak azt mutatja meg, hogy mennyi havat képes felvenni a szél, amíg eléri szállítóképességének maximumát, azaz telítetté válik. A valóságban azonban egy területre (pixelre) úgy érkezik a levegő, hogy már tartalmaz valamennyi havat, nem pedig teljesen üresen. Így nem tudja a kérdéses pixelről a teljes szállítható hőmennyiséget felvenni, hisz már tartalmaz valamennyi havat, csupán az ahonnan és az ahová érkezett terület közti fluxus különbségének megfelelő havat képes felkapni. Ha a kérdéses pixel fluxus értéke kisebb, mint annak a pixelnek a fluxus értéke ahonnan érkezett a levegő, akkor – azt feltételezve, hogy telítetten érkezik a levegő – a két pixel fluxusának különbségét a szél le fogja rakni ezen a területen. Tehát a szállítható hőmennyiséget a fluxus változás értékével, azaz dQ -val jellemezhetjük. A potenciálisan felvett hőmennyiség kiszámításához a dQ -t megszoroztam azzal az időtartammal, amíg aznap a szél fúj. Szállítás közben a hó egy része szublimál és sűrűsége nő. Egy lavina konferencián lefolytatott vita alapján a szublimáció mértékét 10%-ban (90% marad), a sűrűség növekedést pedig 1,66-szoros szorzóval határoztam meg, így az ennek megfelelően csökkentett tömeget rakhatja le a szél a lee oldalon. A modell szerint a szél általi hószállítás csak akkor jöhet létre, ha a hófelszín hőmérséklete olvadáspont alatt található. A ténylegesen szállított hőmennyiség azonban függ a rendelkezésre álló hórétegek minőségétől. Ha a szél a felvevő területekről a teljes legfelső réteget elhordta és ehhez nem volt szüksége a teljes időtartamra, amíg aznap fúj, akkor a következő hóréteg sűrűsége alapján számított új nyírósebesség küszöbértéket felhasználva, a szél ebből a hórétegből is szállítani kezd. Ez addig folytatódik, amíg az idő el nem éri a nulla másodpercet vagy el nem fogy az összes hóréteg. A lerakott hőmennyiség térbeli eloszlásánál figyelembe vettem a gerinctől való távolságot és azt, hogy adott szélesebségnél a levegő mennyi időt tölt el az adott pixelen.



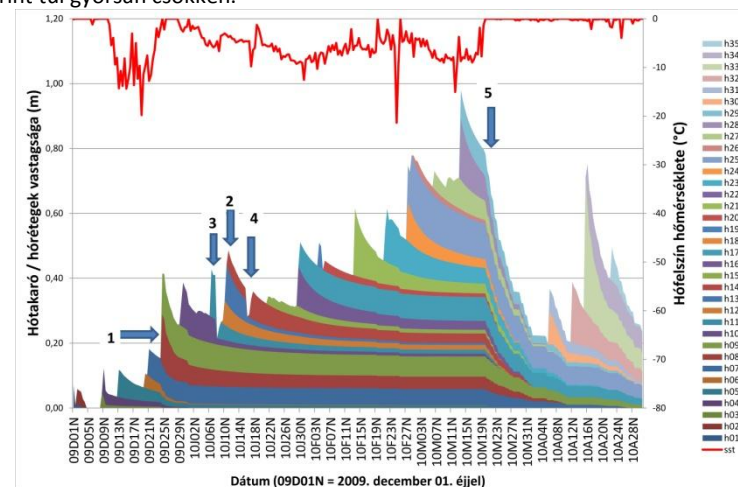
4. ábra: Teljes hótakaró vastagsága 50 cm-es kiinduló hóvastagság, 14,8 m/s, 10,0 °-os chopoki szél esetén 2010. február 13-án, nappal. A barna skála 0-1m-ig tart kiugróan magas értékek kékekkel jelölve.

A szél általi hószállítás térbeli eloszlása a próbatérképen jó eredményt mutat (4. ábra). A

legtöbb hó a gerincek mögött és a lee oldal kuloárjaiban halmozódik fel. A luv oldal foltossága arra utal, hogy amennyiben a fluxus változás negatív, kis mennyiségű havat a luv lejtőn is lerakhat a szél. A szél elszállító munkája, a szélesebségnek megfelelően, a luv oldal gerincközeli területein a legnagyobb.

3.2.4 A hótakaró és a hórétegek vastagsága; az olvadás, tömörödés és szél általi hószállítás validálása

A hórétegek vastagságát az olvadás, a tömörödés és a szél általi hószállítás befolyásolja. A rétegek vastagságának időbeli változását szemléltető grafikonon a görbe tendenciája helyesen követi a vastagságot befolyásoló folyamatokat (5. ábra). A vastagságnövekedés akkor a legnagyobb mértékű, ha új hóesés és hó általi áthalmazódás is lezajlik (5. ábra: 1., 2. nyíl). Jelentős szél esetén a lee területekre új hórétegek kerülnek, luv terület esetén pedig a felső rétegek vastagsága csökken vagy teljesen el is tűnik (5. ábra: 3., 4. nyíl). A frissen hullott, alacsony sűrűségű hórétegek vastagsága gyorsan csökken, különösen, ha a hőmérséklet magas és új hórétegek is kerülnek a régiek fölé, ami a tömörödést mutatja. A különböző körülmények hatására bekövetkező különböző mértékű rétegvastagság csökkenés helyes, de mértéke eltúlzott. Az olvadás hatását a tavasi magas hőmérséklet idején lehet nyomon követni (5. ábra: 5. nyíl). Az északi oldalon, ahol az olvadás kis mértékű, a hórétegek csökkenése az ismert tendenciát mutatja, azonban a déli oldalon, ahol az olvadás erőteljesebb, a hórétegek gyorsan olvadnak, a hótakaró vastagsága a modell szerint túl gyorsan csökken.



5. ábra: A hórétegek vastagságának időbeli eloszlása 2009.12.01-től 2010. 04.30-ig Chopokra. A különböző színnel jelölt sávok az egyes hórétegek vastagságát, a piros görbe a hófelszín hőmérsékletét jelentik. A hótakarót felépítő hórétegek vastagságának összege a hótakaró vastagságát ábrázolja

A hótakaró vastagságát a hóprofilok alapján validáltam. A 2009/2010 telén a területen mért 20 hóprofil felvételezési helyére megnéztem a modell által számított hótakaró vastagság értékeket. Az eredmények viszonylag nagy eltérést mutatnak a mért és a számított hótakaró vastagság között. A modell által számított vastagság minden esetben kisebb, mint a hóprofilokon mért vastagság. A déli oldalon az eltérés jóval nagyobb (68%), mint az északi oldalon (36%). Ennek egyik oka lehet, hogy a déli oldalon a felvételezés helye viszonylag messze található a gerinctől, így a szél által szállított hónak már csak kis mennyisége jut el ideig (de ugyanez igaz az északi oldalon egyik pontjára is). Az eltérés fő oka, hogy az olvadás és a tömörödés - amely az adatokból úgy tűnik, hogy eltúlzott mértékű - különösen nagymértékű a déli oldalon, felerősítve a déli és az északi oldal hóvastagság eltérése közti különbséget. Tehát mivel a szél általi hószállítás nem okozna ekkora különbséget a déli és az északi oldal közt, a modell által számított és a mért hóvastagságok közti eltérés oka a tömörödés vagy az olvadás folyamatában rejlik.

Az olvadást a modell fizikai alapú egyenletekkel számítja, így ennek mértékének elvileg pontosnak kellene lennie, de a hótakaró vastagságok eltéréseinek vizsgálatakor kiderült, hogy az olvadás túlzott mértékű. Az eltérés oka az lehet, hogy bár a hótakaró hóháztartását leíró egyenletrendszer szinte minden folyamatot figyelembe vesz, mégis adódhat valami olyan tényező, amit a helyes eredményhez még figyelembe kellene venni, illetve az egyenletrendszert a helyi viszonyokra kalibrálni lehetne. Ezek alapján tehát kijelenthető, hogy: **A Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által mért hóprofilok és az ezeknek megfelelő helyen és időpontban vett, modell által számított hóvastagság értékeinek összehasonlításából megállapítható, hogy a modell által alkalmazott, olvadásra vonatkozó, Debele et al (2009) féle egyenletrendszer, mely változóként a besugárzást, az utolsó hóesés időpontját, a levegőhőmérsékletet, a hófelszín hőmérsékletét, a szélesebséget, a páratartalmat, az eső mennyiségét, a felhősültséget és a hótakaró vastagságát használja, az Alacsony-Tátrában túlzott mértékű olvadást eredményez. Az egyenletrendszer helyi viszonyokra történő kalibrálásával jól modellezhetővé válna a rétegek olvadásának folyamata (1. tézis).**

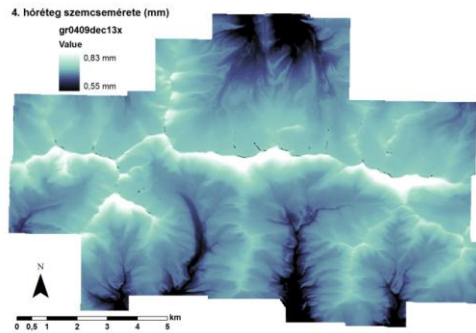
A hóprofilok és a modell által számított hóvastagság értékeinek összehasonlítása azt mutatja, hogy a modell által használt tömörödési egyenlet túl gyors sűrűsügnövekedést eredményez. Ezt korrigálni lehetne az egyenletben szereplő, már így is módosított konstans további csökkentésével. A túl nagy rétegsűrűség másik oka, hogy a modell által használt egyenlet szerint a sűrűség csak növekedni képes, holott nagy hőmérsékleti gradiens esetén, a szemcseméret növekedését okozó a szublimálással és újra lecsapódással a rétegek jelentős sűrűség csökkenést tudnak elérni, mert a szublimált anyag egy része nem csapódik újra le ugyanabban a rétegben. **A Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által mért hóprofilok és az ezeknek megfelelő helyen és időpontban vett, modell által számított hóvastagság értékeinek összehasonlításából megállapítható, hogy a**

modell által alkalmazott, Flerchinger & Saxton (1989) és McConkey (1992)-től átvett és Steinkogler 2009-es eredményei alapján módosított, a hórétegek sűrűségét, vastagságát, valamint a hófelszín hőmérsékletét felhasználó tömörödési egyenlet, a jelenleg használt együtthatókkal, az Alacsony-Tátra területére túl gyors sűrűsügnövekedést eredményez. Az egyenletben szereplő konstans további csökkentésével és az egyenlet olyan módon való megváltoztatásával, hogy a sűrűség a hőmérsékleti gradienstől függően csökkenni is képes legyen, a tömörödési egyenlettel jól modellezhetővé válna a rétegek sűrűségének változása (2. tézis).

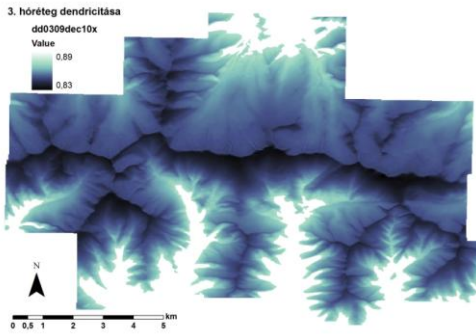
A mért és a számított hóvastagság értékének eltéréseiben kis mértékben a szél általi hószállítás is részt vehet. Mivel a szél általi hószállítás az északi és a déli oldalon is egyformán hat, az eltérés viszont a déli oldalon, ahol a hőmérséklet és a besugárzás magasabb, jóval nagyobb, arra enged következtetni, hogy az eltérés fő oka a tömörödés és az olvadás és legfeljebb egész kis arányban játszik benne szerepet a szél általi hószállítás. A szél általi hószállítás esetében az a számítási mód okozhat hibát, hogy amennyiben az áthalmozott réteg vastagsága nem éri el a 3 cm-t, a lerakott hóréteg nem alkot új, dupla sűrűségű réteget, hanem az áthalmozott hó vastagsága a felső réteghez adódik hozzá, megtartva vastagság, de elvesztve sűrűség értékét, tömeget veszítve. Ez kiküszöbölhető lenne azzal, hogy bármilyen kis vastagságú hóréteg megmaradna új rétegnek, azonban a jelenleg használt számítógépeknél ez aránytalanul megnövelné a számítási időt. Tehát **a Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által mért hóprofilok és az ezeknek megfelelő helyen és időpontban vett, modell által számított hóvastagság értékeinek összehasonlításából megállapítható, hogy a modell által alkalmazott, több szerző (Kind 1981, Shiau et al. 2002, Gugolj 2005, a Liston et al. 2007, ASCE 2010) kutatásából összerakott és kiegészített, szél általi hószállításra vonatkozó, a hegyvonulat alakját, a gerincektől való távolságot, a magasságot, a görbületet, a lejtőszöveget, a kitétséget, a kiinduló szélesebséget irányt és időtartamot, a hórétegek sűrűségét és vastagságát változóként felhasználó egyenletrendszerrel a szél által áthalmozott hó mennyisége és területi eloszlása jól figyelembe vételével a modellezés pontosodna, azonban ez aránytalanul megnövelné a számítási időt. A lavinavesélyességi modellben tehát a szél általi hószállítás egyenletrendszere ebben a formában jól használható (3. tézis).**

3.2.5 Hó metamorfózis

A hókristályok alakját, a frissen hullott hó ágasságának kifejezésére, dendriticitás és a hószemcse gömbölyűségének / szögletességének kifejezésére, szfericitás értékekkel írtam le olyan szakirodalomból átvett egyenletekkel (Vionette et al. 2012), melyek Brun et al. 1989-es vizsgálatán alapulnak. A hószemcsék méretének változását Marbouty 1980-ban kifejlesztett, hideglaboros méréseken alapuló empirikus



6. ábra: 0,5mm-es. kiinduló értékű, 4. hóréteg szemcsemérete 2009. december 13-án, 4 nappal a friss hóesés után. Fekete 0,55mm, fehér 0,83mm



7. ábra: A 3. hóréteg dendriticitása és sfericitása 2009. december 10-én, nappal, 1 nappal a friss hóesés után, a kiinduló érték $dd=1$, $sp=0,5$. Jelen skála: fekete: $dd=0,83$, $sp=0,84$; fehér: $dd=0,89$, $sp=1$

A szemcseméret időbeli változása azt mutatja, hogy a méret növekedése azokban az időszakokban a leggyorsabb, amikor kicsi a hótakaró vastagsága és közben alacsony a hőmérséklet, tehát a hőmérsékleti gradiens nagy. Ez a helyzet leginkább tél elején áll fenn. Egy ilyen időszakban az alsó 3 réteg szemcsemérete 1,4 mm-ig emelkedett, mely a tél során végig megmaradt, lavinaveszélyes mélységi dér réteget alkotva. A rétegek sűrűségével összevetve az is megfigyelhető, hogy az alacsonyabb sűrűségű rétegek szemcsemérete nő a leggyorsabban. A sfericitás időbeli eloszlása azt mutatja, hogy alacsony hőmérsékleti gradiens esetén a sfericitás nő, magas gradiens esetén pedig csökken. A dendriticitás időbeli változásán is az látszik, hogy a frissen hullott hó karjainak eltűnése, a dendriticitás csökkenése a nagy hőmérsékleti

modelljéből vettem át. Az egyenletek elsősorban a hótakaró hőmérsékleti gradienséből és a hóréteg hőmérsékletéből épülnek fel.

A dendriticitás, a sfericitás és a szemcseméret térbeli eloszlása jó eredményeket mutat (6. és 7. ábra). A szemcseméret a gerinc közvetlen déli szomszédságában a legnagyobb, mert itt a legalacsonyabb a hőmérséklet és legvékonyabb a hótakaró, tehát a legmagasabb a hótakaró hőmérsékleti gradiense. A sfericitás a magas hőmérsékletű és az alacsony hőmérsékleti gradiensű területeken nő, a magas hőmérsékleti gradiensű területeken csökken. A dendriticitás értéke a magas hőmérsékletű, de alacsony hőmérsékleti gradiensű völgyekben csökken a legkevésbé, a vékony hótakarójú, alacsony hőmérsékletű gerinc déli szomszédságában pedig a legerősebben.

gradienssel rendelkező időszakokban a leggyorsabb. A dendriticitás, a sfericitás és a szemcseméret térbeli és időbeli eloszlása alapján megállapítható, hogy az almodulok eredményei helyesen követik a folyamatok irányát.

A szemcseméretet, a dendriticitást és a sfericitást a hóprofilok alapján validáltam. Ehhez a modell rétegenkénti számszerű adatait össze kellett vetnem a mért hóprofil adatokkal. A terepi felvételezések alkalmával, ha több hasonló tulajdonsággal rendelkező réteg van egymás felett, az egyes rétegeket nem különítik el egymástól, és a nagyon vékony rétegeket sokszor nem is észlelik. Mivel a legtöbb időpontra nem volt azonos a modell és a valós hóprofil rétegszáma, a rétegek összehasonlítása nehézkes volt. Ezért az összehasonlításhoz nem a mért hóprofil szimbólumokat, csoportokat alakítottam át konkrét értéké, hanem a modell által létrehozott pontos eredményeket soroltam be a hóprofil méréseknek megfelelő kategóriákba, és rajzoltam hóprofil grafikonokat a számított értékekből is. A hóprofil grafikonokon ezután már könnyebben meg lehetett feleltetni egymásnak az egyes hórétegeket és így számszerű értékelést is tudtam végezni.

Az összehasonlítás eredménye azt mutatja, hogy a kiemelt hóprofilok összes rétegének szemcseméretére vonatkoztatott százalékos eltérés értékek átlaga 29%, ami 1,5 mm-es eltérésnek felel meg. Az eltérés az április végi hóprofil esetében kiugróan magas. A mért értékek ekkor nagy szemcseméretet mutattak, míg a modellem a viszonylag magas hőmérséklet és az alacsony hőmérsékleti gradiens eredményeként kisméretű szemcséket számított. A szemcseméret maximális értéke a modellel számított eredmények esetében 1,4 mm, ami jóval a valóságban kialakuló nagyméretű szemcsék mérete alatt van. A szemcseméret a felsőbb, frissebb rétegeknél megegyezik, a hótakaróban lefelé haladva, a rétegek korának és ezért általában a szemcseméretnek a növekedésével a különbség fokozottan nő. Az eredmények alapján az egyenlet több okból is javításra szorul. A szemcseméret kiszámítására más kutatók által meghatározott empirikus egyenletet használtam. Az eredmények azt mutatják, hogy a szemcseméret változása ezzel az egyenlettel számítva egyrészt túl lassú, másrészt a maximálisan elért szemcseméret is túl kicsi. A szemcsék méretének gyorsabban és tovább kellene növekednie. A tavaszi mért óriás szemcsék és a modell által számított kicsi szemcsék méretkülönbsége arra utal, hogy a nulla fok közelében bekövetkező szemcseméret változást, a fagyos esetben alkalmazott egyenletektől eltérő egyenlettel kellene kiszámítani. Tehát elmondható, hogy a Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által mért hóprofilok rétegeinek és az ezeknek megfelelően, modell által számított rétegek szemcseméret értékeinek összehasonlításából megállapítható, hogy a modell által alkalmazott, Marbouty (1980)-tól átvett, a szemcseméret változására vonatkozó, a hórétegek hőmérsékletét, sűrűségét és hőmérsékleti gradiens értékét figyelembe vevő egyenletrendszer az Alacsony-Tátra viszonyaira helyes kezdőértékeket használ, de túl lassú szemcseméret növekedést eredményez valamint az olvadt hórétegek szemcseméret változását nem a validáló adatoknak megfelelő irányban

számítja. A változás lassú üteme miatt a maximálisan elért szemcseméret is csak harmada-negyede a valós nagy szemcseméretnek. A felhasznált egyenletnek, a változás mértékét növelő módosításával (a változás háromszorozásával-négyszerezésével), valamint az olvadáspont körüli hótakaró esetére eltérő egyenlet alkalmazásával jól modellezhetővé válna a szemcseméret változása (4. tézis).

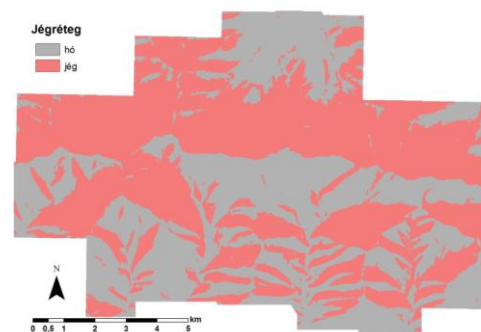
A hóprofilok rétegeiben és a modell által számított rétegekben a szemcsék formájának összehasonlítása azt az eredményt adja, hogy a kiemelt hóprofilok összes rétegének szemcseformáira vonatkoztatott százalékos eltérés átlaga 32%. A szemcsék alakját reprezentáló jelet a modellem szfericitás, dendricitás és szemcseméret értékeiből határoztam meg. A dendricitás értékének változása az adatok alapján helyes a jelenleg használt egyenletrendszerrel, de a szfericitás értéke túl gyorsan változik. A mért értékek sokszor jeleztek kevert formát, amikor a modell már vagy tisztán szögletes, vagy tisztán kerek formát mutatott. A szfericitás kiszámítására használt egyenletet tehát olyan mértékben kellene módosítani, hogy az értékek lassabban változzanak. **A Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által mért hóprofilok rétegeinek és az ezeknek megfelelően, modell által számított rétegek szemcseformáinak összehasonlításából megállapítható, hogy a modell által a szemcseforma kifejezésére alkalmazott, Brun et al 1989-es vizsgálatából átvett, szfericitás, dendricitás és szemcseméret változására vonatkozó, a hóréteg hőmérsékletét és a hőmérsékleti gradienst változóként felhasználó egyenletrendszer nem minden tényezőjének számítási módja helyes. A dendricitás értékének változása jól modellezi a valós hőszemcsék ágainak leépülését, a szfericitás értéke azonban túl gyorsan változik. A dendricitás egyenlet jelenlegi formájában történő felhasználásával és a szfericitás egyenlet olyan irányú módosítással, hogy az eredmények értékei lassabban változzanak, a szemcseforma változása jól modellezhetővé válna (5. tézis)**

A hótakaró modellezéshez és általában bármilyen statisztikai számításához, összehasonlításához fontos, hogy a bemeneti tényezőket egyforma értékrendszer alapján mérjék. A hóprofil mérésekben jelenleg nagyon nagy az eltérés és a szubjektivitás. A rétegek keménységének változása, bár a skála egységes a világon, nagy mértékben függ a felvételezőtől. A szemcseforma leírására többféle piktogram rendszert használnak. Létezik ugyan egy nemzetközileg elfogadott egységes táblázat (ICSI classification of snow crystals), mégis a lavinaelőrejelző szolgálatok ennek leegyszerűsített és módosított változatait használják, ami már nem teszi lehetővé az összehasonlítást. **A validáció során bizonyítást nyert, hogy a hóprofil mérések során jelenleg használt tényezők jelentős része, elsősorban a szilárdság, a szemcseméret és a rétegek közti kötése erősség, nem felel meg az egzakt, objektív összevetés követelményeinek. Ezen kvantitatív, egzakt méréseken alapuló módszerek segíthetnek. Javasolom a hóprofil mérések során nemzetközi szabványnak megfelelő adatfelvételt és a szubjektív tényezők kiváltását objektív**

tényezőkre. A szemcseforma mérések tekintetében javasolom, hogy piktogramok helyett terepi méréskor is szfericitással, dendricitással, szemcsemérettel és olvadási fokkal adjuk meg a szemcseformát esetleg ezeket a pontosításokat tegyük meg az egységes szimbólumrendszerben megjelölt szemcsetípus esetén is. A rétegek szilárdságának meghatározásához a jelenleg alkalmazott ököl - 4 ujj - 1 ujj - toll - és módszer helyett penetrométerrel határozzuk meg a hórétegek szilárdságát, keménységét, mert ez minden felvételező esetében összehasonlítható eredményt adna. A rétegek közti kötés erősségének meghatározását rugós erőmérő alkalmazásával lehetne számszerűsíteni. Már több helyen elkezdődött az a törekvés, hogy a hóprofil adatokat központi, nemzetközi tárhelyekre töltsék fel a felvételezők, ám a feltöltött adatok széleskörű és jó hatásokkal történő felhasználása csak egységes adatrendszer esetén lehetséges (6. tézis)

3.2.6 Gyenge rétegek

A lavinák kialakulásának szempontjából fontosak a hótakaróban esetlegesen jelen levő gyenge rétegek. A gyenge rétegeknek 3 típusát különítettem el. A felszíni dér és a jégréteg kialakulásának modellezését szakirodalmi adatok (McClung et al., 1999, COMET 2010) és saját tapasztalati összefüggések alapján végeztem el. A modell minden napra kiszámítja, hogy aznap hol és milyen vastagságú felszíni dér illetve jégréteg keletkezett. A mélységi dér vagy egyéb nagyméretű, szögletes kristályokból álló gyenge rétegeket a modell nem tünteti külön fel, ide a már meglévő rétegek kerülnek besorolásra szemcseméretük és formájuk alapján.



8. ábra: Jégréteg eloszlása (piros) 2009. december 25-én

A jégréteg térbeli eloszlása egy próbatérképen (8. ábra) azt mutatja, hogy az északi oldalakon, ahol éjszaka fagyott, majd nappal olvadt, majd a következő éjszaka újból fagyott, jégréteg alakult ki. A déli oldalakon viszont, ahol a hőmérséklet semmikor nem csökkent -3°C alá, nem jött létre jégréteg. A felszíni dér keletkezésének körülményei csak kevés esetben és csak kis területen állnak fenn, ennek megfelelően a felszíni dér megjelenése a térképeken csak egy-egy kis területű völgyoldalra korlátozódik. A mélységi dérré a szemcseméret utal. A legmagasabb szemcseméret értékek ott találhatóak, ahol a hótakaró vastagsága és a hőmérséklet a legkisebb értékeket mutatja, tehát a hőmérsékleti gradiens az elmúlt napok során a legmagasabb volt.

A hótakaró modul tényezőiről általánosan megállapítható, hogy az egyes almodulok eredményeinek térbeli eloszlása a térképeken jónak bizonyult, de a folyamatok némely esetben eltűzött, némely esetben pedig nem elégséges mértékűek. Ezeknek javításával a lavinaveszélyesség pontosabban meghatározható lenne.

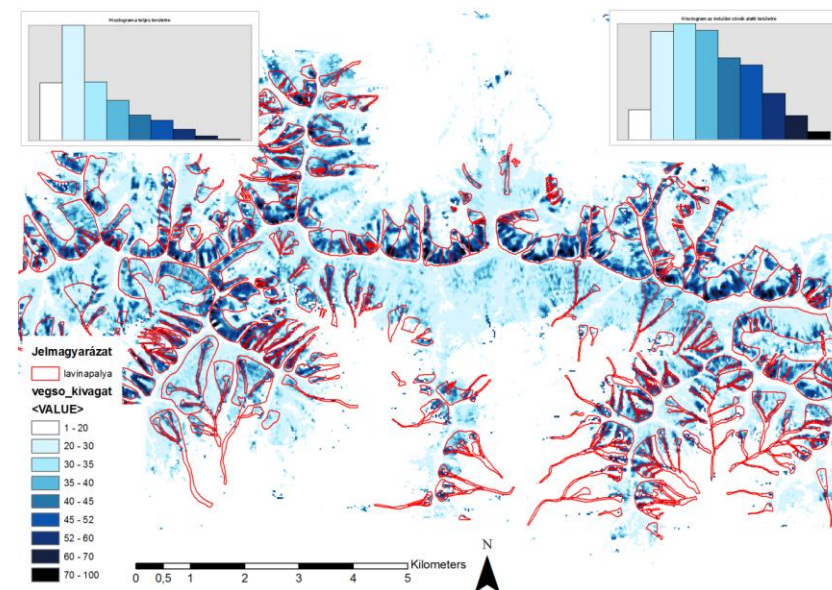
3.3 Domborzati modul

A domborzatmodellből származtatott különböző tényezők - magasság, lejtőszög, görbület, kitettség – mind valamilyen módon hatással vannak a lavinák kialakulására. Az egyes tényezők és a lavinaveszély összefüggése részben szakirodalmi, részben a lavinapályák alatti domborzatmodell jellemzőkből kerülnek meghatározásra.

A lavinaveszélyt meghatározó összesített domborzati jellemzőket a lejtőszögből és a vízszintes irányú görbületből állítottam össze. A lejtő irányú görbületet kihagytam a számításból, mert csupán a két tényező figyelembe vétele jobb eredményt adott. A maximális lejtőszög a területre számított lejtőtérképen 58°. Bár nagyobb hó felhalmozódásának, így nagy lavináknak az esélye a legmagasabb 30° és 50° között, ezen belül is kb. 38°-nál, a hó annál könnyebben megcsúszik, minél meredekebb a terület, tehát a lejtőszög hozzájárulását a lavinaveszély megállapításához egyenesen arányosnak vettem. Ennek oka, hogy ha a lavinák megindulásának valószínűségét csupán a lejtőszög alapján kívánám meghatározni, akkor a legnagyobb veszély 38°-os lejtőkön lenne (mivel ennél nagyobb szög esetén már egyre kevésbé tud elegendő mennyiségű hó felhalmozódni), azonban én a hótakaró, az időjárás, a növényzet és a domborzat paramétereit alapján számítom a lavinaveszélyességet. Tehát a lavinaveszély nem csökken a lejtőszög emelkedésével, hiszen, ha nem halmozódott fel elegendő hó mennyiség, a modell úgysem jelez lavinaveszélyt. A vízszintes irányú görbület jól kijelöli a kuloárokat, vízmosásokat, amelyekben gyakran csúsznak le a lavinák is. A modell szerint minél alacsonyabb a görbület értéke, annál lavinaveszélyesebb lesz a terület. A domborzati lavinaveszélyességi térképet ennek a két tényezőnek az azonos értékintervallumra (1-10) hozott szorzatával kaptam.

Az 1-100-ig terjedő értékekkel rendelkező domborzati lavinaveszélyességi tényezőre, a lavinapályák alatti és az ezeken kívüli területre számított statisztikák azt mutatják, hogy a lavinapályák alatti terület átlaga (38) jóval eltér az ezeken kívüli terület átlagától (26). Az eltérés a térképen még jobban szembetűnő, a területen, még a lavinapályákon belül is jól elkülönülnek a lavinaveszélyes foltok, ahol a hó megcsúszása leginkább várható (9. ábra). A domborzati tényező jól kijelöli mind az északi oldal széles, sík lavinapályáit, mind a déli oldal keskeny völgyeiben létrejövő csatorna alakú lavinapályákat. A modell minden lavinapálya területére a domborzati lavinaveszélyességi tényező magas értékét számolja, azonban előfordulnak olyan lavinaveszélyesnek ítélt területek is, ahol nincs bejegyzett lavinapálya. Ezekben a területeken valami, általam figyelembe nem vett tényező megakadályozza a lavinák kialakulását, az ilyen irányú tévedés azonban nem veszélyes a felhasználók számára.

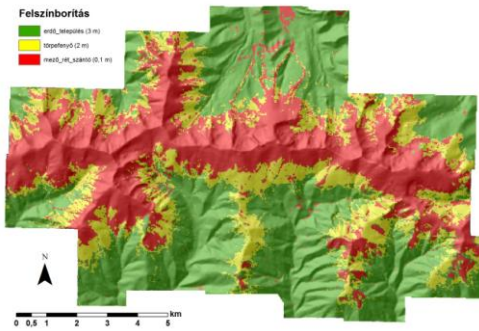
A domborzati tényezőnek a lavina kataszter lavinapályáival való statisztikai módon és szemrevételezéssel történő összevetése alapján kijelenthető, hogy a lejtőszög és a vízszintes irányú görbület alapján megállapított **domborzati** lavinaveszélyességi tényező alkalmas a domborzati szempontból potenciálisan lavinaveszélyes területek kijelölésére (7. tézis).



9.ábra: Domborzati lavinaveszélyességi tényező. A sötétebb színek a lavinaveszélyesebb területeket, a piros formák a meglévő lavinapályákat jelölik. A bal oldalon a teljes területre, a jobb oldalon a lavinapályák indulási zónáira vonatkozó histogram látható

3.4 Növényzeti modul

A növényzet, hőmegfogyó képessége révén, jelentős hatással van a lavinák kialakulására. A különböző felszínborítású területek esetében más-más lesz a lavinaveszélyességi fok. Havasi réten, kisebb méretű kövekkel borított lejtőn például már egész vékony hótakaró esetén is megindulhat egy lavina, míg egy törpefenyvesnél a hótakarónak el kell borítania az egész növényzetet, mielőtt lavinaveszélyessé válna. Kifejlett fákból álló erdő esetén már nagyon alacsony a lavinaveszély. A növényborítottság ezen kívül szerepet játszik a szél általi hószállításban is. Az aktuális felszínborítottságot egy LANDSAT felvételekből és domborzatmodellből származtatott tényezőkből álló állomány irányított osztályozásával határoztam meg. Az osztályozott állományon az azonos magasságú növénytársulásokat, felszínborítási kategóriákat összevettem és hozzájuk egy



10. ábra: A vizsgált terület felszínborítottság térképe a hasonló átlagmagasságú növénytakarások összevonásával. Piros: fűves 0,1m, sárga: törpefenyves 1m, zöld: erdő 3m.

kapott a növényzetből eredő lavinaveszélyesség, amelyet egy szorzótényezőként használok a teljes lavinaveszély megállapításakor.

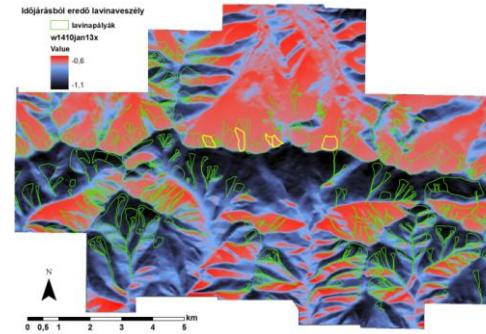
3.5 Lavinaveszélyességi modul

Az időjárás és a hótakaró modul eredményei alapján a lavinaveszélyességi modul meghatározza a hórétegek közti kötődés erősségét, amelyből kiválasztja minden pixelre a leggyengébbet, valamint számszerűsíti az időjárás helyzet lavinaveszélyre gyakorolt hatását. E két dinamikus tényező, valamint a domborzat lavinaveszélyessége és a növényzeti borítottság alapján egy olyan térképet ad, amely megmutatja, hogy a lavinaveszély a domborzat, az időjárás, a hótakaró és a növénytakaró jellemzőinek függvényében hogy alakul. Mivel az eredmény egy térkép, túrázáskor könnyen kezelhető, valamint jelentős segítséget nyújthat a lavina-előrejelző szolgálatok munkájában. A domborzat és a növényzet hatását már a korábbiakban részleteztem, itt a két dinamikus tényezőt fejtem ki.

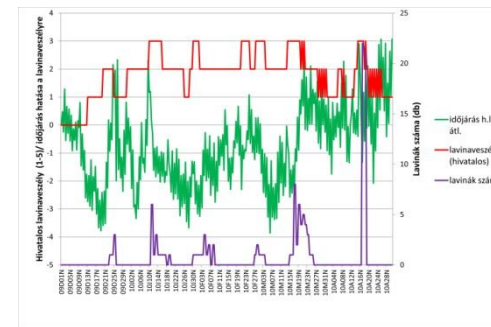
3.5.1 Időjárásból eredő lavinaveszélyesség

Az időjárásból eredő lavinaveszélyt a program az alapján számítja, hogy az aktuális napszakra jellemző időjárás milyen mértékben járul hozzá a lavinák kialakulásához. A modell által figyelembe vett, lavinaveszélyességet befolyásoló időjárás tényezők a következők: a hőmérsékletváltozásból, a magas hőmérsékletből és magas besugárzásból, az olvadásból, az új hóréteg tömegéből és az esőből eredő lavinaveszély. Az egyenleteket szakirodalmi adatok (McClung et al. 1999, COMET 2010) állítottam fel.

határértéket rendeltem (10. ábra). A lavinaveszélyességi modellben a hótakarónak legalább ilyen vastagságúnak kell lennie, hogy ott lavina indulhasson meg. Azt feltételeztem, hogy a füves területen 10 cm feletti vastagságú hó csúszhat meg, törpefenyvesben legalább 1 méter és kifejlett erdőben legalább 3 méter hó szükséges ahhoz, hogy lavina induljon meg. Tehát ahol a teljes hóvastagság meghaladta ezeket az értéket, ott 1-es, ahol nem, ott pedig 0-s értéket



11. ábra: Időjárásból eredő lavinaveszély 2010. január 13-án nappalra. Sötétkék: enyhén, piros: erősen lavinaveszélyes. A sárgával jelölt pályákon ebben az időszakban lavina csúszott le



12. ábra: Az időjárás lavinaveszélyre gyakorolt hatásának átlaga 2009/2010 telére. Zöld: időjárás tényezők hatása a lavinák kialakulására, piros: hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fok, lila: lavinák száma.

jelzik a lavinák bekövetkeztének idejét. Az időjárásból eredő lavinaveszély teljes területre számított átlagának időbeli változását egy görbén ábrázolva azt láthatjuk, hogy a bár a görbe nem mutatja a hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fokot, a lavinák időpontját kiugró csúccsal vagy a hirtelen emelkedésével jól kijelöli (12. ábra). Tehát az időjárásból eredő lavinaveszélyességi tényező teljes potenciális csúszási területre vonatkoztatott átlagának és a Szlovákiai Lavinakutató és Hegymető Szolgálat (HZS-SLP) által kiadott hivatalos lavinaveszélyességi értékeknek, valamint a lavinák időpontjának időszonon történő összehasonlításából megállapítható, hogy az időjárásból eredő lavinaveszély a lavinák időpontját kiugró értékkel vagy hirtelen emelkedő tendenciával jól kijelöli, így a lavinaveszélyességi modellben jól alkalmazható (8. tézis)

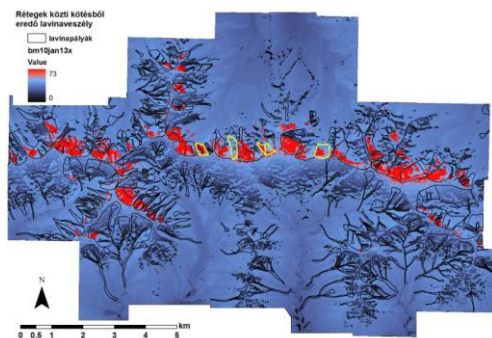
Az időjárásból eredő lavinaveszély térbeli eloszlása helyesen mutatja a lavinaveszélyt. Pl. egy olyan napon, amikor a gerinc északi oldalában csúszott meg 5 lavina, az összes északi kitettséggű lejtőre lavinaveszélyes időjárás volt jellemző (11. ábra).

A lavinaveszélyesség időbeli változását nem követhetjük egy pontban, hiszen pl. az északi lejtőre vizsgált időszak nem mutatja a déli lejtőn emelkedő lavinaveszélyességet. Emiatt a teljes potenciális megcsúszási területre, tehát a vizsgált terület füves növényzettel borított részére számítottam átlag értékeket, melyeknek az időbeli változását vizsgáltam. Bár ezzel a számítással a modellem egyik lényege, a térbelisége vesz el, az így

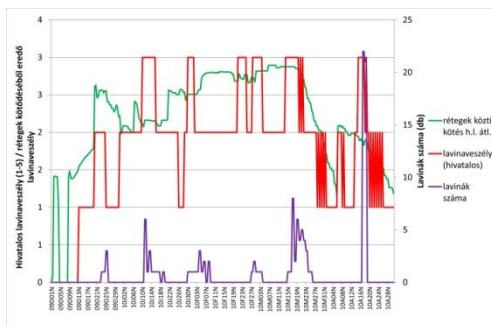
kapott átlagok mentesülnek a kiugró értékek zavaró hatása alól, és jobban követik a hegység egészére kiadott lavinaveszélyességi fokot és

3.5.2 Hórétegek közti kötődésből eredő lavinaveszélyesség

A hórétegek kötődésének erősségét a szakirodalmi fellelhető feltételek (McClung et al. 1999) alapján határoztam meg. Új hóréteg létrejöttékor indul meg a kötődés értékét eredményező feltételrendszer, mely tartalmazza: a hófelszín hőmérsékletétől, az újhó hőmérsékletétől, a hóesés közben bekövetkező hőmérsékletváltozástól, a felső réteg sfericitásától, a szél által áthalmazott hóréteg vastagságától, a felszíni dére hullott hótól, a jégrétegre hullott hótól és a mélységi dértől függő kötőerősséget. A kapott kötődés érték a tél folyamán nem módosul, kivéve, ha az adott hóréteg elolvad. A lavina nem feltétlenül a legfelső két réteg határán indul meg, hanem valószínűleg ott, ahol a hórétegek közti kötődés, vagy maga a hóréteg kohéziója a leggyengébb. A modell ezért a kötődés az értékekből kiválasztja minden pixelre a maximumot, majd ezt módosítja még egy esetlegesen kialakuló mélységi dér rétegből származó kötőerősséggel, és így adja meg a végleges kötődés erősség maximumot.



13. ábra: A hórétegek közti kötődésből eredő lavinaveszély 2010. január 13-án, nappalra. Sötétkék: enyhén, piros: erősen lavinaveszélyes. A sárgával jelölt pályákon ebben az időszakban lavina csúszott le



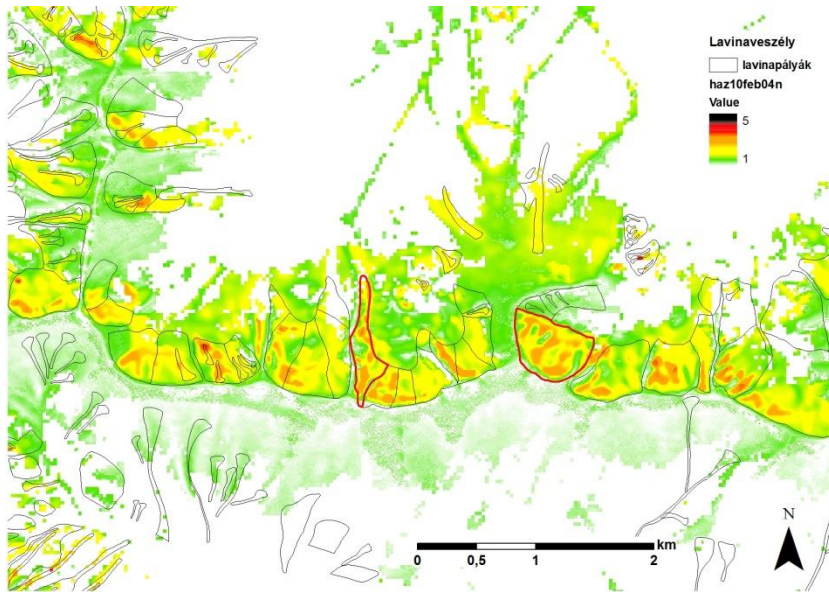
14. ábra: A rétegek közti kötődés lavinaveszélyességre gyakorolt hatásának átlaga 2009/2010 telére. Zöld: hórétegek közti kötődés erősségének hatása a lavinák kialakulására, piros: hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fok, lila: lavinák száma

A rétegek közti kötődés erősségéből eredő lavinaveszély teljes területre számított átlagának időbeli változását egy görbén ábrázolva azt láthatjuk, hogy a görbe jól követi a hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fokot, azonban nem jelzi a lavinák időpontját (14. ábra). Tehát a hórétegek közti kötődésből eredő lavinaveszélyességi tényező teljes potenciális csúszási területre vonatkoztatott átlagának és a Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által kiadott hivatalos lavinaveszélyességi értékek valamint a lavinák időpontjának időszoron történő összehasonlításából megállapítható, hogy rétegek közti kötődés erősségéből eredő lavinaveszély a hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fokot jól követi, így a lavinaveszélyességi modellben jól alkalmazható (9. tézis).

3.5.3 Lavinaveszélyességi fok

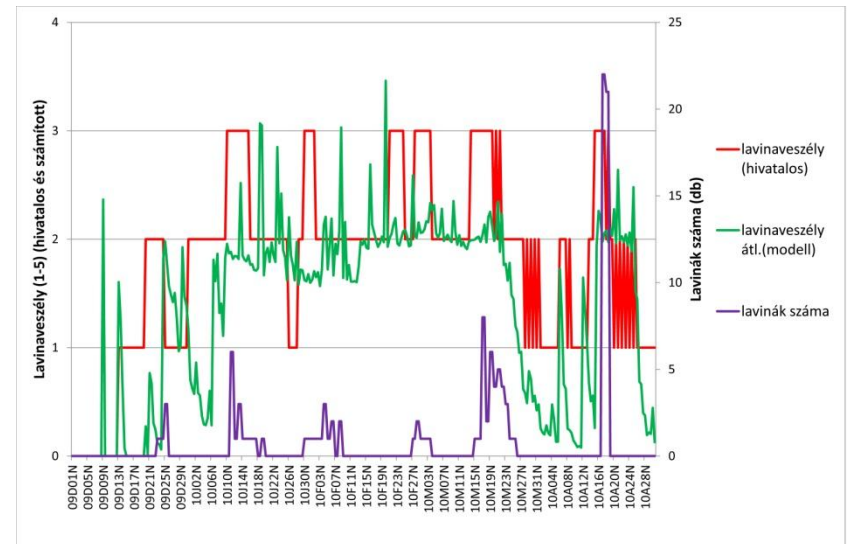
A végső lavinaveszélyességi fokot a domborzat, az időjárás és a rétegek közti kötődés egységes értékintervallumra (1-10) hozott szorzatából kaptam meg, melyet még megszoroztam a növényzeti modul hóvastagság függő 1/0 eredményével. A kapott 1 és 1000 közötti rasztert 200-zal osztva, a hivatalosan elfogadott, 5-ös lavinaveszélyességi skálával összevethető térképet kaptam.

A lavinaveszélyesség térbeli eloszlása a 2009/2010-es tél során bekövetkező lavinák időpontjaira jó eredményt mutatott. A lavinaveszélyességi térképek lavinák időpontjában történt vizsgálata alapján kijelenthető, hogy a modell minden esetben magas lavinaveszélyességi értéket ad az aktív csúszópályákra (15. ábra). Emellett azonban több területre is erős lavinaveszélyt jelez, nem csak azokra a pályákra, ahol ténylegesen megindult lavina, de ez nem jelenti azt, hogy a modell helytelen eredményt ad. Ezek a területek épp olyan veszélyesek lehettek, mint a megcsúszott pályák, csupán a megcsúszott pályákon történ valami olyan kiváltó tényező (leszakadó hópárkány, síelő vagy pl. zerge által jelentett többletterhelés), amelyet a modellem nem tud figyelembe venni. A modell által számított lavinaveszélyességi fok nagyjából megegyezik a hivatalosan kiadott jelzéssel, néhol annál még jobb eredményt is mutat, kivétel a robbantott lavinák esetében. A robbantást azonban általában azelőtt elvégzik, mielőtt a lavina spontán módon megindult volna, tehát a robbantott lavinák időpontját nem érdemes figyelembe venni. A modell által számított lavinaveszély abból a szempontból jelent jobb vagy többlet információt a hivatalosan kiadott jelzésnél, hogy a lavinaveszélyt térben is megmutatja, tehát nem csak általános értékelést ad, hanem megmutatja, hogy konkrétan mely területeket kell elkerülni.



15. ábra: A modell által számolt lavinaveszély 2010. február 4. éjjelre. Nagytítás a gerinc Chopok és Dereš környéki szakaszára. A zöldtől feketéig skála az 1-5-ig terjedő lavinaveszélyt jelenti. A pirossal jelölt pályákon ebben az időszakban lavina csúszott le

A végső lavinaveszélyesség teljes területre számított átlagának időbeli változását egy görbén ábrázolva azt láthatjuk, hogy a görbe jól követi mind a hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fokot, mind a lavinák időpontját (16. ábra). Előfordulnak olyan esetek, amikor a modell magas lavinaveszélyességet jelzett, mégsem következett be lavina. Ekkor sem feltétlenül ad helytelen értéket a modell, csupán ebben az esetben nem történt olyan kiváló ok, ami a vizsgált területen lavinát okozott volna. Tehát a **végső lavinaveszélyességi tényező teljes potenciális csúszási területre vonatkoztatott átlagának és a Szlovákiai Lavinakutató és Hegyimentő Szolgálat (HZS-SLP) által kiadott hivatalos lavinaveszélyességi értékek valamint a lavinák időpontjának időszoron történő összehasonlításából megállapítható, hogy a modell végső eredményeként kapott lavinaveszélyesség jól követi a hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fokot és jól kijelöli a lavinák időpontját is. A lavinaveszélyesség térbeli eloszlása is jónak bizonyult, így a végleges térképek jól használhatóak a lavinaveszélyesség térbeli és időbeli változásának napi követésére (10. tézis).**



16. ábra: A modell által számított lavinaveszély átlaga a potenciálisan lavinaveszélyes, füves területekre 2009/2010 telére. Zöld: modell által számított lavinaveszély átlaga, piros: hivatalosan kiadott lavinaveszélyességi fok, lila: lavinák száma

4 Abstract

Avalanche hazard is defined on a 1 to 5 range scale based on practical evaluation of measured snowprofile and meteorological data done by the avalanche forecast service. This number refers to the whole mountain range as an average value, giving a hint about the overall stability of the snowpack in the mountains. The precise definition of avalanche hazard on an easily interpretable map could probably significantly increase the avoidance of dangerous areas by skiers, thus reducing the number of avalanche accidents. The aim of this study is to create an avalanche risk model for the Low Tatras, which could help the avalanche forecast services or which the skiers could directly use to plan their trip. The model is based on meteorological, snowpack, terrain and land cover information. This database is used to model the evolution of snowpack and by integrating this with the effect of weather and terrain data on avalanches, spatial and temporal change of avalanche hazard can be estimated. The result of the model is a spatial dataset, refreshed twice a day, characterizing each of the snow layers with the following variables: height and density of the layers; and size, dendricity and sphericity of grains in the layers. Beside these, the model also creates the bonding of each layer, the effect of the weather on avalanche hazard and the final avalanche risk raster. The model was written in Python language and integrated in ArcGIS.

The model has a modular structure and is built up of 5 modules: weather, snowpack, terrain, land cover and avalanche risk modules. The latter one uses the results of the previous modules. The weather module calculates the important weather parameters based on the measured point meteorological data. The measured parameters are the minimum and maximum air temperature, the minimum and maximum snow surface temperature, the wind speed and the wind direction. The input data used for the extrapolation process are DEM, aspect, slope, solar radiation, cloudiness and land cover. The snowpack module defines the most important characteristics of the snowpack by modelling the following processes: snow melt, snow settlement, snow transport by wind, snow crystal metamorphism and the formation of weak layers. The module produces snow layer height, density, grain size, grain dendricity and sphericity and ice and surface hoar rasters. The terrain module delineates the potential avalanche paths from slope and plan curvature. The land cover module, based on supervised classification of LANDSAT images, delineates the areas where the snow is able to slide by taking into account the anchoring effect of vegetation. The avalanche risk module calculates the strength of bonding between each layer and chooses the lowest bonding strength for each pixel. It also defines the effect of the current and past weather situation on avalanche risk. The final outcome of the model, the avalanche risk map is produced by combining these two with the result of the terrain and land cover module, showing the spatial distribution of avalanche hazard for the actual day.

Validation was done by comparing the results of the modules with the snow profiles measured by the Slovakian Avalanche Research and Mountain Rescue Service in case of snowpack module, with the avalanche path of the avalanche cadastre in case of terrain module and with the official avalanche danger degree and the time of actual avalanches in case of avalanche risk module. The outcome of the validation in case of snowpack module shows that the result of the sub-modules have good spatial distribution, but the processes are too fast in some cases (snow melt, snow settlement, change of sphericity) and too slow in other cases (change of grain size). Snow transport by wind and change of dendricity was modeled correctly both spatially and temporally. Comparing the result of terrain module with the avalanche path of the avalanche cadastre shows that the terrain module correctly delineates the potential avalanche paths. Validation of the two dynamic factors of the avalanche module shows that the strength of bonding between layers follows the official avalanche degree, while the effect of the current and past weather situation on avalanche risk appoints the date of avalanches by a peak or a sudden rise in its graph. The final avalanche risk follows the official danger degree and appoints the date of avalanches as well. It shows peaks in the avalanche risk without avalanche activity in 3-4 cases as well. Probably the avalanche danger was indeed high, just the paths of the study area missed a factor to start an avalanche. The spatial distribution of the avalanche risk is also correct, so these final maps can be used to show the diurnal change of avalanche risk during the winter.

5 Irodalomjegyzék

1. AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS 2010. **ASCE Standard ASCE/SEI 7-10**. www.pubs.asce.org ISBN 978-0-7844-1085-1
2. BRUN E., MARTIN E., SIMON V., GENDRE C., COLEOU C. 1989: **An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting**. *Journal of Glaciology*, 35, 121, pp. 333-342
3. COMET 2010: University Corporation for Atmospheric Research, **Avalanche Weather Forecasting** <http://www.meted.ucar.edu/afwa/avalanche/index.htm>
4. DEBELE, B., SRINIVASAN, R., GOSAIN, A.K. 2009: **Comparison of Process-Based and Temperature-Index Snowmelt Modeling in SWAT in Water Resources Management**, DOI 10.1007/s11269-009-9486-2, Elsevier 2009.07.17.
5. FLERCHINGER, G. N., SAXTON, K. E. 1989: **Simultaneous Heat and Water Model of a Freezing Snow-Residual-Soil System, I. Theory and Development** in Transactions of the ASAE, Vol.32, Issue 2, pp. 565-571
6. GUGOLJ, D. 2005: **Three-dimensional Snow Distribution Modeling in GIS**. GEOG 647, Department of Geography, University of Calgary
7. KIND, R.J. 1981: **Snow Drifting** in Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use, (Grey, D.M., Male, D.H. eds.). The Blackburn Press, Cadwell, New Jersey, USA, pp. 338-359
8. LISTON, G.E., HAEHNEL, R.B., STURM, M., HIEMSTRA, C.A., BEREZOVSKAYA, S., TABLER, R.D. 2007: **Instruments and Methods - Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D** in *Journal of Glaciology* Vol. 53., No. 181. pp. 241-256
9. MARBOUTY, D., 1980: **An experimental study of temperature-gradient metamorphism**, *Journal of Glaciology*, Vol. 26, No. 94, pp. 303-312. In Miller, D.A. **An integrated microstructural study of dry snow metamorphism under generalized thermal conditions** PhD dissertation, Montana State University, Bozeman, Montana
10. MCCLUNG, D., SCHAEERER, P. 1999. **The Avalanche Handbook**. Ötödik kiadás, Seattle, Washington, The Mountaineers, 272 p
11. MCCONKEY, B.G. 1992 in WALTER, M.T., MCCOOL, D.K., KING, L.G., MOLNAU, M., CAMPBELL, G.S. 2004: **Simple Snowdrift Model for Distributed Hydrological Modeling**. *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 9, No.4, pp. 280-287
12. SHIAU, B.-S., HSIEH, C.-T. 2002: **Wind flow characteristics and Reynolds stress structure around the two-dimensional embankment of trapezoidal shape with different slope gradients**. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* Vol. 90, pp. 1646-1656
13. STEINKOGLER, W. 2009: **Systematic Assessment of New Snow Settlement in SNOWPACK**, Master's Thesis 2009, WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF, Institute of Meteorology and Geophysics, Innsbruck 112 p.
14. VIONNET, V., BRUN, E., MORIN, S., BOONE, A., FAROUX, S., LE MOIGNE, P., MARTIN, E., WILLEMET, J.M. 2012: **The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2**. *Geoscientific Model Development*, 5/2012 pp. 773-791

15. WALTER, M.T., BROOKS, E.S., MCCOOL, D.K., KING, L.G., MOLNAU, M., BOLL, J. 2005: **Process-based snowmelt modeling: Does it require more input data than temperature-index modeling?** *Journal of Hydrology* 300, pp. 65-75

6 Az értekezés témakörében készült publikációk jegyzéke

1. SERES A. 2000: **Avalanche runout zone characteristics at Ursus Hole (Az Ursus Hole-i lavinák kifutási zónáinak vizsgálata)**, Applied Management of Mountain Hazards című kanadai kurzus, részképzés vizsgatanulmánya, Okanagan University College, B.C., Kanada, 14 p.
2. SERES A. 2001: **Lavinaveszélyeztettség vizsgálata sziklás-hegységi példán**, Földrajzi Kutatások, Magyar Földrajzi Konferencia, CD kiadvány, Szeged, p. 19. ISBN: 963-482-543-5
3. SERES A. 2002: **The effects of terrain, snowpack and weather parameters on generation of avalanches (Low-Tatras, Slovakia)**, Diplomadolgozat, Miskolci Egyetem, Műszaki-Földtudományi Kar, 78 p.
4. SERES A. 2002: **A magashegységek veszélyforrása: a lavina**, *A Természet Világa*, Vol.133, No. 4, pp. 182-184. HU ISSN 0040-3717
5. SERES A. 2002: **Lavina!!! A Földgömb**, A Magyar Földrajzi Társaság Folyóirata, Vol. XX, No. 2002/6, pp. 44-52. ISSN 1215-8690
6. SERES A. 2003: **Lavina-előrejelzési modell kialakítása a hótakaró és az időjárás tényezőinek alapján**, *A Miskolci Egyetem Közleményei*, A sorozat, Bányászat, 64. kötet, Miskolci Egyetemi Kiadó, pp. 163-185. HI ISSN 1417-5398
7. SERES A. 2003: **Avalanche forecast method for the Low-Tatras, Slovakia (Lavina előrejelzési módszer az Alacsony-Tátrára)**, *MicroCAD Nemzetközi Tudományos Konferencia*, Miskolc, Hungary, 2003, pp. 77-82. ISBN 963-661-548-9
8. SERES A. 2004: **The Role of Meteorological Factors in Avalanche Formation (A meteorológia tényezők szerepe a lavinák kialakulásában)**, *MicroCAD, Nemzetközi Tudományos Konferencia*, Miskolc, pp. 161-166. ISBN 963-661-609-4
9. SERES A. 2004: **Lavinapályák vizsgálata DEM segítségével**, HUNDEM Magyar Térinformatikai Konferencia, Miskolc, 2004, CD kiadvány 18p. ISBN 963-661-686-87
10. SERES A., HEGEDŰS A. 2005: **Comparing morphometric studies with GIS in two sample areas (Összehasonlító morfometriai tanulmányok térinformatikai eszközökkel két mintaterületre)**, *MicroCAD, Nemzetközi Tudományos Konferencia*, Miskolc, Hungary, 2005, pp 13-18. ISBN 963-661-649-3
11. SERES A. 2005: **Lavinák és egyéb lejtőmozgások összehasonlítása**, Mérnökgeológia című PhD tárgy vizsgatanulmánya, 37p.
12. SERES A., DOBOS E. 2010: **Területhasználati térkép készítése műholdfelvételek alapján az SRTM magasságmodell pontosítására**. HunDEM2009, Konferencia és kerekasztal Kiadványa, 15 p. ISBN 978-963-661-897-1
13. SERES A. 2011: **Felszínborítottság térkép készítése távérzékelt adatok alapján egy lavinaveszélyeztetettségi modellhez, Alacsony-Tátra, Szlovákia**, *Földrajz – A Miskolci Egyetem Közleményei*, „A” sorozat, Bányászat 82. kötet, Dr. Hevesi Attila Tiszteletére 70. születésnapja alkalmából, Miskolci Egyetemi Kiadó, 2011. november, ISSN 1417-5398, pp. 97-102
14. SERES A. 2012: **Széladatok kiterjesztése domborzatmodell alapján lavina előrejelzés céljából**. *Geográfia a Kultúra Fővárosában I., Az V. Magyar Földrajzi Konferencia természetföldrajzi közleményei*, szerk. Lóczy Dénes, Publikon Kiadó, Pécs, 2012. ISBN 978-615-5001-67-3 pp. 49-66
15. SERES A. 2012: **Snow avalanche risk model, generating daily updated, high resolution danger maps**. *Managing Natural Hazards, European Federation of Geologist workshop*, 2012. 05. 10-11. Tenerife, Spanyolország, Abstract Volume p. 11
16. SERES A. 2012: **Weather, terrain, vegetation and snowpack based avalanche risk model** in *Advances in Avalanche Forecasting*, Podbanske, Szlovákia 2012.10.22. , *Proceedings of the Conference* pp. 49-56