

A San Francisco vulkán morfometriai elemzése nagy felbontású (10 m) DDM alapján

Telbisz Tamás – Karátson Dávid

ELTE Természettudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.
telbisztom@ludens.elte.hu, dkarat@ludens.elte.hu

Összefoglaló: Az arizonai (USA) San Francisco vulkáni mező mintegy 600 kitörési központja közül a San Francisco az egyetlen nagy méretű, rétegvulkáni felépítmény. Tanulmányunkban ennek felszínalakját vizsgáltuk digitális domborzatelemzés segítségével. Összehasonlítottuk a területről rendelkezésre álló SRTM 3, SRTM 1 és a 10m felbontású USGS DEM modelleket.

A levezetett térképek alapján megszerkesztettük a terület fő morfológiai elemeit: a gerinceket, völgyeket, lávafolyásokat, lávadómkat és salakkúpokat, a gleccsererózióval kitágított kalderát. Végül a vulkáni maradványfelszínek alapján kísérletet tettünk az eredeti vulkáni kúp rekonstrukciójára.

Kulcsszavak: domborzatmodell, SRTM, vulkán, geomorfológia, San Francisco vulkán

Abstract: The San Francisco Volcanic Field (Arizona, USA) contains some 600 eruption centres and one large stratovolcano, the San Francisco Mountain. In this paper, the geomorphology of this volcano is investigated in terms of digital terrain analysis. Three different resolution DEMs (SRTM 3, SRTM 1, USGS DEM 10 m) of the study area are compared.

Based on the DEM and the derived maps, the main morphological elements of the area are outlined: ridges and valleys, lava flows, lava domes, scoria cones and the present caldera that has been enlarged due to glacial processes. By identifying some remnant surfaces of the volcano (i.e. flatirons) the likely location and height of the original volcanic cone is determined.

Keywords: DEM, SRTM, volcano, geomorphology, San Francisco Volcanic Field

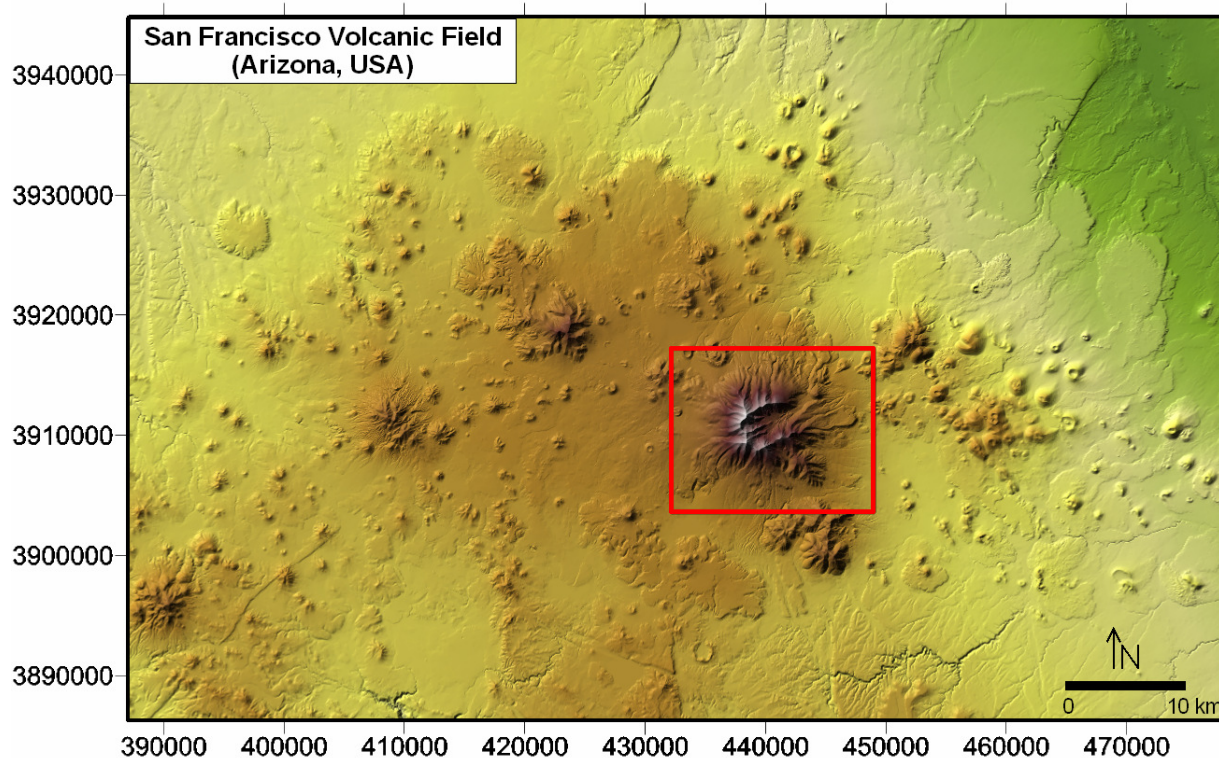
Bevezetés: előzmények, célkitűzések

Jelen munka egyikünk (Karátson D.) 2004/2005-ös Fulbright-ösztöndíjához kapcsolódik. Az Arizonában (Délnyugat-USA) töltött kutatóidő egyik fő célkitűzése az állam legmagasabb pontját is hordozó San Francisco vulkán paleovulkanológiai rekonstrukciója volt. Ehhez a helyszínen gyűjtött terepi adatok (lávafolyás-dőlésmérések és geomorfológiai megfigyelések) mellett beszereztük a tágabb terület 30, illetve 10 m felbontású digitális domborzatmodelljét (DDM). Tanulmányunkban a terepen, valamint a vulkán földtani térképe nyomán megfogalmazódott kérdések megválaszolását kíséreljük meg, elsősorban a DDM-ből levezetett ábrák segítségével. A San Francisco tűzhányó példáján azt is vizsgáljuk, hogy egy

pleisztocén rétegvulkán elsődleges felszínformái milyen mértékben őrződtek meg, mennyire ismerhetők fel digitális domborzatelemzés segítségével.

A San Francisco vulkán föld- és felszínalaktana

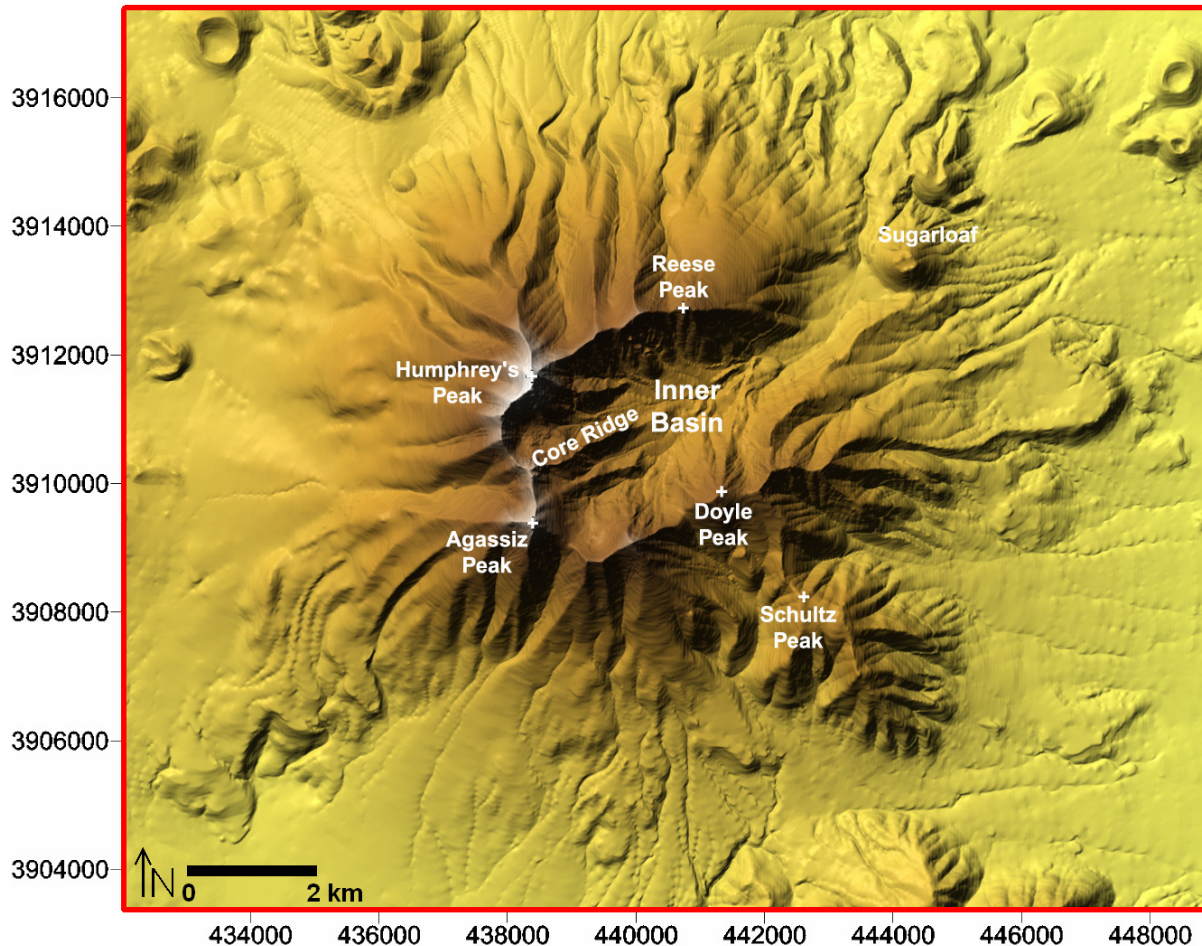
A San Francisco tűzhányó az azonos nevű vulkáni mező, a San Francisco Volcanic Field (továbbiakban: SFVF, *1. ábra*) legnagyobb, központi rétegvulkánja (főcsúcsa a Humphrey's Peak 3853 m). A SFVF poligenetikus vulkáni terület, amely e legnagyobb tűzhányó mellett számtalan lávadómot és salakkúpot (összesen mintegy 600 egyedi kitörésközpontot) foglal magába. A vulkáni mező az Arizonán túl Utah, Colorado és Új-Mexikó területére is átnyúló Colorado-fennsíkon helyezkedik el. A fennsík belsejében vagy peremén elhelyezkedő több más vulkáni területhez (pl. Mt. Taylor és környéke, Springerville Volcanic Field) hasonlóan akkor alakult ki, amikor a fennsíkot hordozó kőzetburrok a késő-miocéntól kezdve elvékonyodott és vetők mentén kiemelkedett (Wood & Baldrige, 1990, Parsons & McCarthy, 1995). A vulkáni működés során – a közel vízszintes, zömmel perm és triász korú, utólagosan évmilliók lepusztulást szenvedett rétegekre – mintegy 5000 km²-nyi területen összesen 500 km³ láva és piroklasztit halmozódott fel (Wolfe 1984).



*1. ábra: A San Francisco Volcanic Field (SFVF) domborzati képe
(piros téglalap: a vizsgált San Francisco rétegvulkán)*

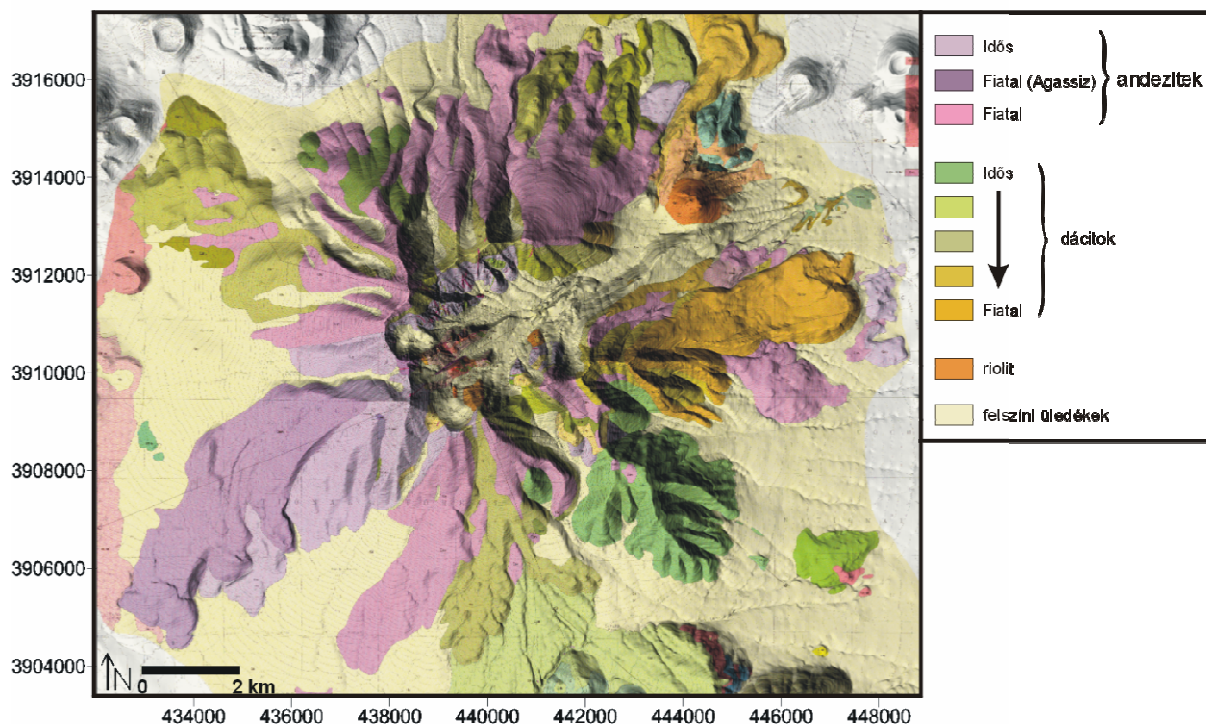
Maga a San Francisco vulkán (*2. ábra*) egy É-ra, egy ÉNy-ra és egy DNy-ra futó vetőrendszer metszéspontjában alakult ki. A geofizikai kutatások egy ÉK-DNy-i tengely mentén fellépő húzásos feszültségteret mutattak ki. E vonalra illeszkedik a San Francisco vulkántól ÉK-re több kisebb központ is (lávadómozók, salakkúpok), ezek közül a legismertebb a Sunset Crater, amely a SFVF legfiatalabb vulkánkitörésének a színhelye (Kr.u. 1064). A

SFVF zömét alkálibazalt-lávafolyások és kisméretű bazalt salakkúpok alkotják, míg az egyéb – intermedier és Si-gazdag vulkáni kőzetek – a néhány nagyobb vulkáni központban válnak jelentőssé (Wolfe et al. 1987).



2. ábra: A San Francisco rétegvulkán

A legtömegesebb San Francisco rétegvulkán felépítésében egy összetételét tekintve folyamatos közetsor figyelhető meg, a kis Si-tartalmú andezitektől az alkáliriolitokig. E közetsor három ciklusba rendeződik; egy-egy ciklus kitörései a Si-gazdag dácitos lávadómoktól a híg andezites lávafolyásokig terjednek (Holm 1988, 2004, 3. ábra). A dácit lávadómok a központi és a peremi részekben, valamint a kúplábon egyaránt felszínre törtek, míg az andezites lávafolyások csakis központi, kúpépítő kráterekből származtak (Holm 2004). E kráterek ma már lepusztultak, helyüket egy 3x4 km átmérőjű, U alakú kaldera foglalja el. A San Francisco vulkán teljes eredeti térfogata 110 km^3 -re becsülhető, ebből az andezit 85, a dácit 12, a riolit 1 %-kal részesült (Holm 1987). A San Francisco vulkán kitörései a pleisztocén során következtek be, megszakításokkal 1,8Ma és 0,2Ma között zajlottak.



3. ábra: A San Francisco vulkán geológiai térképe domborzatárnyékolással (Holm, 1988 alapján)

A vulkáni kúp mai morfológiáját a második és a harmadik kúpépítő szakasz andezit-, illetve dácitlávái határozzák meg, noha a vulkán teljes térfogatában a legidősebb andezitek is mintegy 50 %-kal részesedtek. A második szakaszbeli, kúpépítő andezitek („Older Andesite”, K/Ar-módszerrel kb. 0,7-0,8 Ma; Wolfe et al. 1987, Holm 2004) a megelőző korai, mintegy 50 km³ térfogatú vulkán térfogatát 95 km³-re növelték (Holm 1987), ami a maximális kúptérfogatnak már csaknem 90 %-a. Ehhez a vulkán dácitos közeteinek (13 km³) idősebb részét hozzávéve 100 km³-t meghaladó eredeti térfogat adódik. A második szakaszbeli andezitek (és dácitok egy része) elsősorban egy, a későbbi kalderahatáron belüli, D-ebbi központból (kráterből) származhattak. Megjegyzendő, hogy ezen idős andezitek körébe nemcsak lávaközetek, hanem vulkanoklasztitok is tartoznak (Holm 1988, 2004). Végül az ezekre következő fiatal andezitek („Younger Andesite”) és dácitok (kb. 0,4-0,6 Ma) – amelyek java egy előbbinél valamivel É-abbi központból származhatott – további mintegy 10 km³-t tettek hozzá a vulkáni felépítményhez. Ehhez a szakaszhoz Holm (1988) térképén kizárólag lávaközetek tartoznak.

Az idős andezitek és dácitok elterjedését a földtani térkép szerint (Holm, 1988) a következőképpen írhatjuk le. A kalderaperem Ny-i felét (Agassiz Peak környéke) és alapzatát teljes egészében az idős andezitek alkotják. A D-i peremtől É-ra és D-re, lejtőoldalon csak kisebb maradványaik bukkannak elő. Ezen a részen, a D-i perem mentén találjuk az idősebb dácitok jelentős részét is. A legmagasabb É-i kalderaperemen (Humphrey’s Peak környéke) az andezitek fedve vannak, itt elsősorban a meredek D-i hegyoldalon (a kaldera belsejében), valamint a kúp lábán (É-on, ÉK-en) található meg a felszínen. Az idős dácitok itt főként É-i, ÉNy-i irányú lávafolyásokban képviseltetik magukat. Az idős andezitek a K-i oldalon is megvannak, de itt főleg csak kúplábi helyzetben.

A fiatal andezitekhez és dácitokhoz tartozó kiterjedt lávafolyások a vulkáni kúp szinte minden oldalát befedik. Az andezitek É-on dácit lávafolyásokkal, -dómokkal fogazódnak össze vagy azokra települnek. Ny-on egy fiatal andezit lávafolyás az Agassiz Peak lábára települ (mégpedig Holm [1988] szerint önálló központból, lásd alább). D-en az andezitek ugyancsak dácitokkal váltakozva jelennek meg, illetve néhány még fiatalabb dácit – az alsóbb lejtőkön – az andezitlávára települ.

Helyszíni, terepi megfigyelésünk, hogy az andezit lávaközetek, amelyek a kárpátokbéli vulkánokhoz hasonlóan szinte mindig pados-lemezes elválásúak, erőteljes aprózódást mutatnak. Ez már csak azért is hangsúlyos folyamat, mert a kúp 3000 m fölötti legmagasabb részét – amely az év nagy részében hóval van takarva és amelyet erős fagyváltozékonyság jellemez – szinte kizárólag andezitek építik fel. Az alacsonyabban települt dácit-, rioltdómok ezzel szemben kevésbé pusztulnak. Ebből az andezit fent említett 85%-os térfogatarányának az eredeti állapothoz képesti valamelyes csökkenése feltételezhető.

A vulkáni felépítmény vitás kérdései

A gondos földtani térképezés eredményeként (Wolfe et al. 1987, Holm 1988) a vulkanológiai és vulkánmorfológiai kérdések java megoldottnak tekinthető. Kivételt képez ezalól a vulkáni kúp eredeti felépítése és a csúcsi rész jelenlegi morfológiájának kialakulása. Utóbbival kezdve: a kúp feltűnő vulkánmorfológiai jellemzője az ovális peremű (3200-3500 m tszfm.), ÉK felé nyitott központi mélyedés, az Inner Basin. Korábban (pl. Robinson 1913) e mélyedést erózióval magyarázták és valóban kétségtelen, hogy az eljegesedés(ek)nek, a gleccsererózióknak nagy szerepe volt a mélyedés formálásában (Updike 1977), a későbbi kutatók mégis már kivétel nélkül egyetértettek abban, hogy a vulkáni működés során vagy végén hegycsuszamlás, hegyleszakadás, azaz lópatkó (U)-kaldera keletkezése is közrejátszhatott (Holm 1974, Updike 1977, Holm 2004). Hogy e forma létrejöttében valóban nemcsak a külső erők, hanem a tektonikus meghatározottság is fontos lehetett (amely hegyleszakadáshoz vezethetett), arra az utal, hogy az U alakú mélyedés éppen ÉK felé nyúlik meg, azaz a már említett szerkezeti irány mentén (ahol, mint láttuk, kisebb parazitaközpontok is felépültek).

Duffield (1997) a Mt. St. Helens analógiája alapján, de terepi bizonyítékok nélkül robbanáshoz kötött hegycsuszamlást, törmeléklavinát feltételezett, ám Holm (2004), mivel a kitöréstermékekben nem talált egyidejű robbanásos működésre utaló nyomot, a csuszamlást pusztán szerkezeti instabilitásra vezette vissza (vetők működése, a fekükközetek deformációja, telérek benyomulása, valamint hidrotermás kőzetmállás). Egy, az U-kaldera ÉK-i előterében, az odáig húzódó hordalékkúpba mélyült, mintegy 225 m-t feltáró fúrás rétegsorát, összetételét, valamint a vulkánról rendelkezésre álló K/Ar-koradatokat elemezve Holm (2004) megállapította, hogy a vulkán lecsuszamlása ÉK felé legalább két nagyobb eseményt takarhat. Az U-kaldera előzménye egy korai (ugyancsak ÉK-i irányú) csuszamlás, völgykinyílás lehetett, amire az ÉK-i hordalékkúp anyagában egy bizonyos típusú, a kalderában meglévő, mélyebb szintű, áthalmazott riolit megjelenése utal, ráadásul közvetlenül egy horzsakőrétgre települve. (Ebből Holm – robbanásos kitörés nyomán vagy után – a riolit hirtelen felszínre kerülését valószínűsíti.) A mai U-völgy egy későbbi csuszamláshoz kapcsolódhatott. Ennek korát a rétegvulkán egyik legfiatalabb, 0,4 Ma korú dácitjának hirtelen, tömeges megjelenése (20 m vastagságban) határolja be szintén a hordalékkúp (fúrásból kimutatott) anyagában. Az eseménynek megfeleltethető dácittest egyrészt a kaldera mai D-i [Doyle Peak] peremén ülő

lávadóm, másrészt a főcsúcs (Humphrey's Peak) környéki kriptodóm és telér. Egy, K/Ar-módszerrel egykorúnak bizonyult másik dácit lávafolyás (az É-i Reese Peak központból) ezzel szemben már a hordalékkúp anyagán települ. A második csuszamlás tehát viszonylag hamar (feltehetően egy esemény során), kb. 0,4 millió éve mehetett végbe.

Meg kell jegyezni, hogy Holm (2004), jöllehet a fúrások vékonycsiszolataiból említ törmelékárakra, laharokra utaló szöveti jellemzőket, a törmeléklavina-üledékek jellegzetes bélyegeire nem tér ki. Ez utóbbiaknak a léptéke természetesen a csiszolatokénál jóval nagyobb, azonban feltűnő, hogy ilyen üledékek még terepen sem őrződtek meg. Ezt az ellentmondást Holm utólagos betemetődéssel magyarázza (2004 és szóbeli közlése). Tény, hogy a hordalékkúp anyagában – a fúrásszelvényben – még további 100 m vastagságú, vegyes (polimikt) anyagú és korú rétegsor települ a dácittörmelékre, ami már a lópatkó-kaldera későbbi, normál folyóvízi-, törmelékár- és gleccsereróziójából származtatható (Holm 2004).

A Inner Basin mai, kitágult, lapos, keresztmetszetben U alakú katlanjának kialakulása elsősorban az eljegesedésekre, ti. az akkor kialakult gleccserekre vezethető vissza. A korábbi lópatkó-kaldera vagy annak csuszamlásokkal szélesedett (Holm 2004) karéjos pereme kisebb-nagyobb jégáraknak adott helyett (Updike 1977), amelyeknek kárfülkéi ma is szembeötlők, akárcsak a DDM-en is megfigyelhető vég- és oldalmorénák (Updike 1977). Ugyancsak feltűnőek a mai, széles, lapos völgytalpak (*1. kép*), amelyekbe a folyóvízi erózió az utolsó jégkorszak óta sem tudott igazán bevágódni. A lópatkó-kaldera eredeti méretét, illetve az utólagos erózió szerepét, hozzájárulását azonban mindenképp további kutatásnak kell pontosítania.



1. kép: Az Inner Basin széles, lapos völgytalpa morénahalmokkal

A másik tisztázatlan vulkánmorfológiai probléma a csuszamlás (és/vagy erózió) előtti paleokúp felépítése. Mint láttuk, Holm (1987, 2004) legalább három lávaöntő szakaszt feltételez, amelyek véleménye szerint rendre 3700, 4100 és 4600 m tszf. magasságot elérő kúpokot hozhattak létre. Ezeket az értékeket Holm (2004) a lejtők meghosszabbításával kapta, pontszerű csúcsot feltételezve a tűzhányó közepén. A mai morfológia egy részét meghatározó idősebb andezites (részben dácitos) lávaömlések a mai kaldera középső-D-i részén felépült

kúpból származtak. Ettől a központtól valamivel ÉK-re a harmadik szakaszban újabb kúp épült, amely a vulkánt tovább magasította. Az újabb kráterből a lávák a DNY-i irány kivételével (ahol az Agassiz Peak kúpja akadályként magasodott) szinte minden irányba folyhattak. Az új kúp (illetve az ezzel magasított teljes vulkán) említett ÉK-i összeomlása, lecsuszamlása (0,4 Ma) eredményezte az Inner Basin lópatkó-kalderát, amelynek ÉK-i részére a rétegvulkáni működés végén (0,2 Ma) rátelepült a Sugarloaf-nak nevezett riolit lávadóm. A két fő kúp pontosabb helyét, méretét Holm térképen vagy szövegszerűen nem közölte.

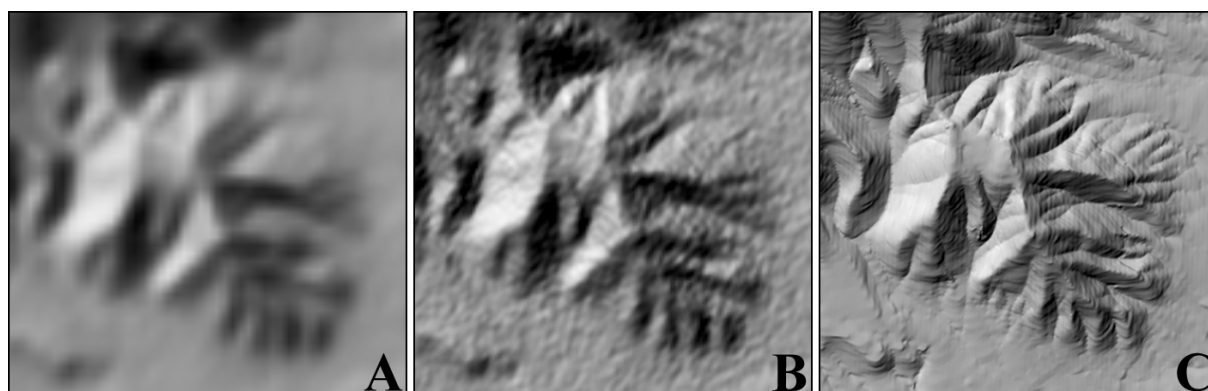


2. kép: Kilátás a Humphrey's Peak-től DNY-ra futó kalderaperemről DK felé,
a kalderabelső és a Core Ridge irányába

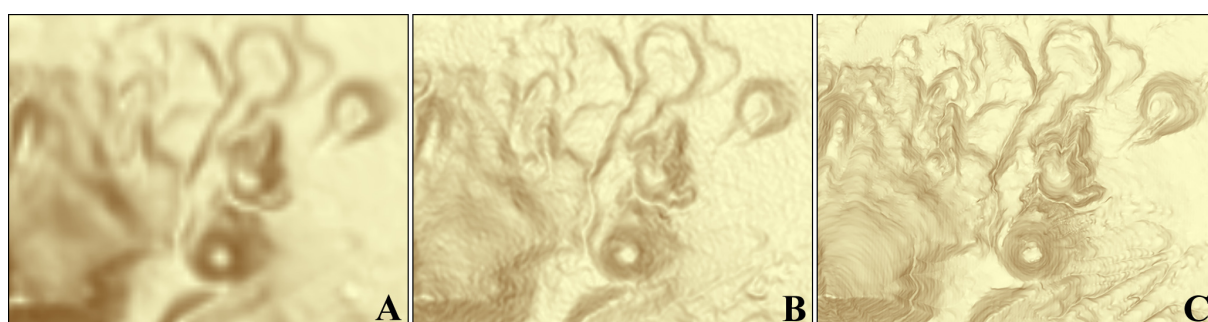
Igen jellegzetes forma a kaldera NY-i pereméről befelé húzódó Core Ridge (2. kép). Ez egy jelentős, 200-250 m viszonylagos magasságú és 2 km hosszú gerinc, amelynek a paleomorfológia szempontjából – más megőrződött termékek híján – kitüntetett helye kell hogy legyen. A Core Ridge-et Holm (1987) „hipabisszális plutonnak”, azaz kismélységű intruzív testnek írta le, térképén azonban java részét lávafolyások, tufák, breccsák alkotta komplexumnak jelölte (amit részben telérek szőnek át). Saját rekonstrukciónkban e jellegzetes képződményt, illetve annak paleomorfológiáját is újrazvizsgáltuk, újraértelmeztük.

A területről rendelkezésre álló DDM-ek összehasonlítása

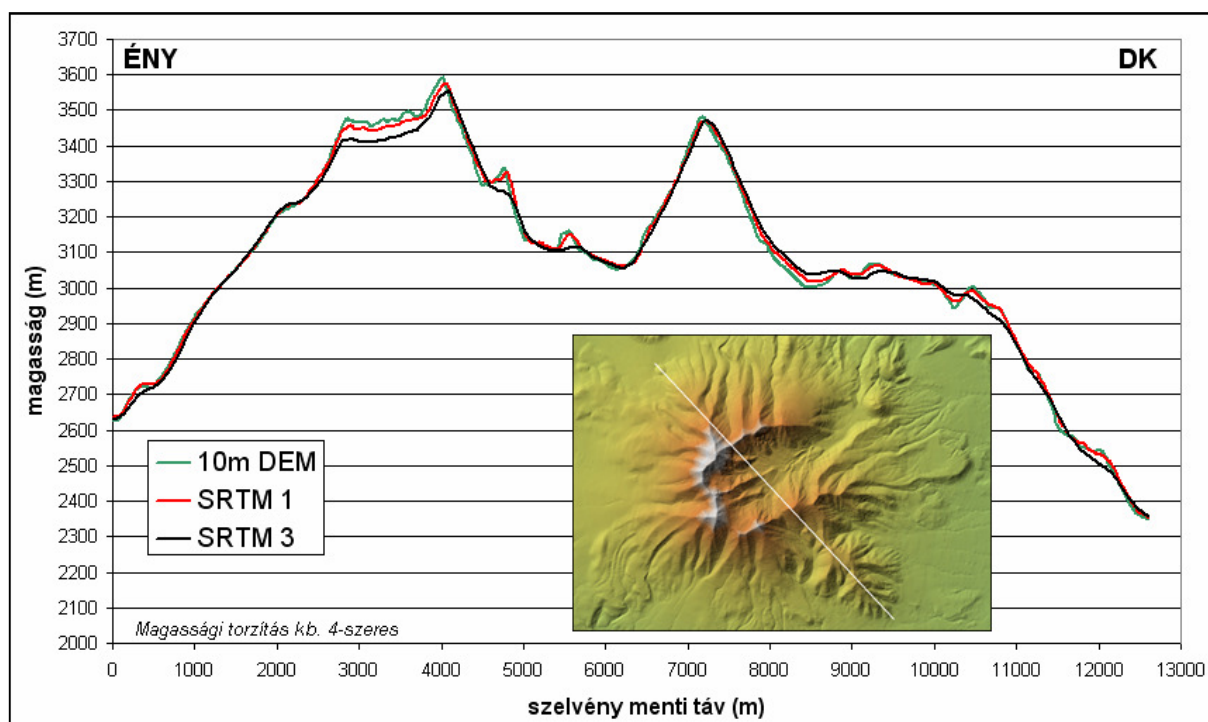
A digitális domborzatelemzéshez több különböző forrásból származó DDM-et is felhasználtunk, és ezek pontosságát összehasonlítottuk. A későbbi vizsgálatokban alapvetően az Egyesült Államok Geológiai Szolgálat (USGS) által kiadott 10 m felbontású DEM-et vettük alapul, azonban megnéztük, hogy ez adott esetben pótolható-e más, könnyebben hozzáférhető adatbázissal, nevezetesen az SRTM domborzatmodellel (ennek jellemzését ld. például Timár et al. 2003). Mivel az USA területére az SRTM nemcsak 3" (≈ 90 m), hanem 1" (≈ 30 m) felbontásban is rendelkezésre áll, ezért ezt a három különböző DDM-et hasonlítottuk össze (4-6. ábra).



4. ábra: Különböző felbontású domborzatmodellek összehasonlítása a Schultz Peak környékének mintáján. A: SRTM 3; B: SRTM 1; C: USGS DEM (10m felbontás)



5. ábra: Különböző felbontású domborzatmodellekből levezetett lejtőszög-térképek összehasonlítása a Sugarloaf környékének mintáján. A: SRTM 3; B: SRTM 1; C: USGS DEM (10m felbontás)



6. ábra: Különböző felbontású domborzatmodellek összehasonlítása magassági szelvények alapján.

Az árnyékolt domborzati képekről (4. ábra) leolvashatók az egyes domborzatmodellekre jellemző különböző hibák: a 90m-es felbontás a részletábrázoláshoz nem elegendő felbontású, a 30m-es SRTM-en „zaj” jelentkezik, vagyis a felszín „érdes”, egyenetlen (ennek oka a radarmérések itt most nem részletezett módszertanában keresendő), míg az elvileg kitűnő felbontású (10m) USGS DEM-ről könnyűszerrel megállapítható, hogy szintvonalas térképek interpolációjával készült, amire a „teraszos” jellegű domborzat utal.

A lejtőszög térképek (5. ábra) összehasonlítása alapján arra az eredményre jutottunk, hogy a főbb vulkáni formaelemek (lávaflowások, lávadómok, salakkúpok; részletesen ld. később) még a 90 m felbontású SRTM domborzatmodellen is viszonylag jól lehatárolhatók (bár jobb felbontás mellett természetesen élesebben jelentkeznek a kontúrok), ugyanakkor a kisebb léptékű eróziós formakincs (vízmosások, apróbb patakok, pl. 5C. ábra jobb alsó sarkában) már csak a legrészletesebb DDM-en ismerhető fel.

Egy közös szelvény mentén vizsgálva a három különböző domborzatmodellt (6. ábra) megállapíthatjuk, hogy a szelvény nagy részén mind a három DDM ugyanazt a magasságot adja, ám – elsősorban a tagoltabb részeknél – az SRTM 3 domborzatmodell néhol jelentősen (akár 50 m-rel is) eltér a USGS DEM-től, míg az SRTM 1 domborzatmodell pontossága 20 m-en belül marad. A csúcsok, gerincek esetében az SRTM alábecsüli a magasságot, míg a kisebb völgyekben, mélyedésekben fordított a helyzet. Ez a generalizálás természetes következménye. A növényborítottság miatti magasságtérítés a szelvény alapján nem ítéltető meg (ennek értéke magasabb térszíneken 0 m a kopár felszín miatt, az alacsonyabb részekben viszont ez is hozzájárulhat az SRTM túlbecsült értékeihez). Mindezek mellett az élénk domborzatú részekben kis mértékű horizontális elcsúszás is eredményezhet viszonylag jelentős magassági eltéréseket, amint azt Király G. (2004) is bemutatta konkrét magyarországi példákra.

Módszertan. Levezetett térképek áttekintése

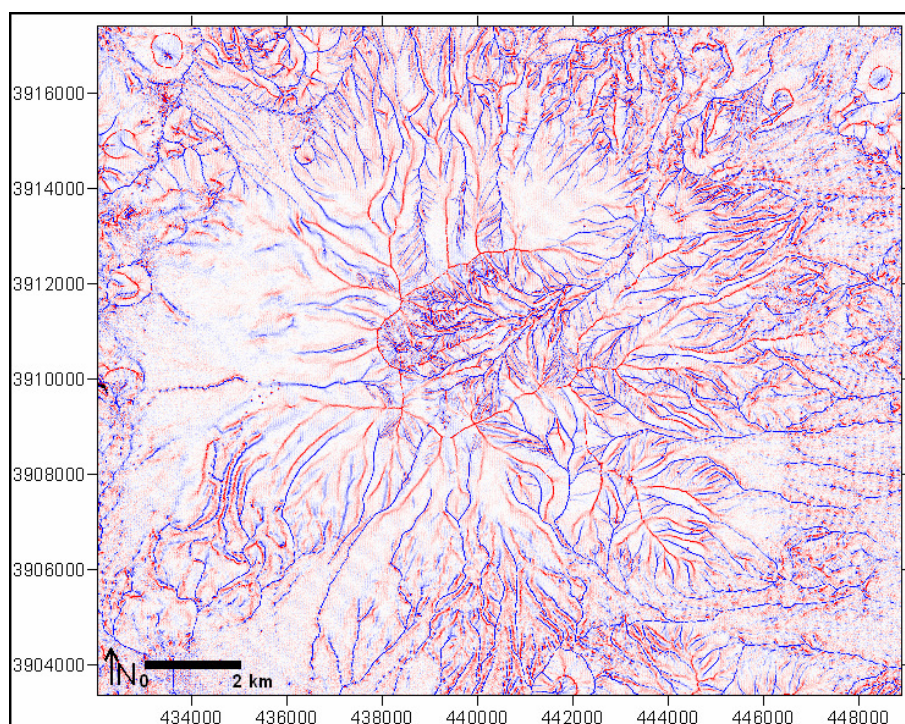
Elemzéseinkhez a különböző koordinátarendszerekben adott DDM-ek és a földtani térkép közös koordinátarendszerbe (UTM) illesztését kellett először elvégezni, amelyhez az ERDAS Imagine szoftvert használtuk, a jelen tanulmány valamennyi ábráján szereplő koordináták UTM-értékek. A DDM megjelenítésekhez és a számításokhoz a Golden Software Surfer illetve az ESRI ArcView programokat használtuk.

A DDM alapján lehetőség nyílik valamely terület gerinc- és völgyhálózatának megrajzolására. Ehhez számos módszer áll rendelkezésre. Az egyik, morfológiai alapú megoldás a síkgörbület (plan curvature), illetve az érintőirányú görbület (tangential curvature) térkép megszerkesztése (7. ábra). Ennek hátránya, hogy a völgy és gerincvonalak szélessége 1 pixel lesz, így a térkép kevésbé markáns megjelenésű. Ezenkívül a laposabb felszínrészekben – különösen a vizsgált terület keleti szélein – zavaróan hat a szintvonal-teraszosság miatti sávok képe.

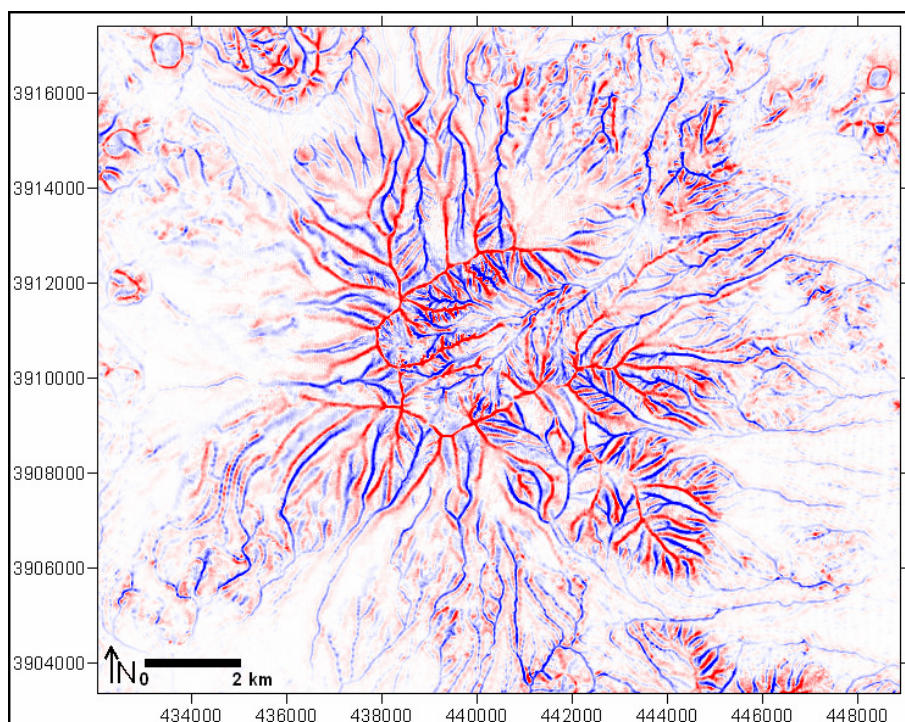
Másik módszer az átlagtól való eltérés vizsgálata szűrők (filter, neighbourhood statistics) segítségével. Ez kibontva több lehetőséget is jelent: használhatunk számtani átlagot, mediánt, módozt, stb. A környezet méretét is fokozatosan változtathatjuk. Az átlagtól való eltérést oszthatjuk például a környezet legnagyobb és legkisebb magassági értéke közti különbséggel (ennek neve: módosított Hammond-módszer, in: Hegedűs A., 2004). A 8. ábra egy pixel 150x150 m-es környezetének mediánja és az adott pixel magassága közti eltérést mutatja térképszerűen. E módszer előnye, hogy a szűrő ablakméretének alkalmas

megválasztásával jól értelmezhető, világosabb gerinc- ill. völgyhálózati képet kapunk. Másik jellemzője, amely lehet előny is, hátrány is, hogy a tagoltabb részek gerinc- és völgyvonalait hangsúlyozza a sík területek rovására. Ez utóbbi tulajdonságot küszöböli ki a módosított Hammond-módszer (9. ábra), amely folytonosabbá teszi a völgyvonalakat, ám ezzel elmossa a különbséget az élénkebb domborzatú illetve sík térszínek között, és az áteraszok is megjelennek rajta.

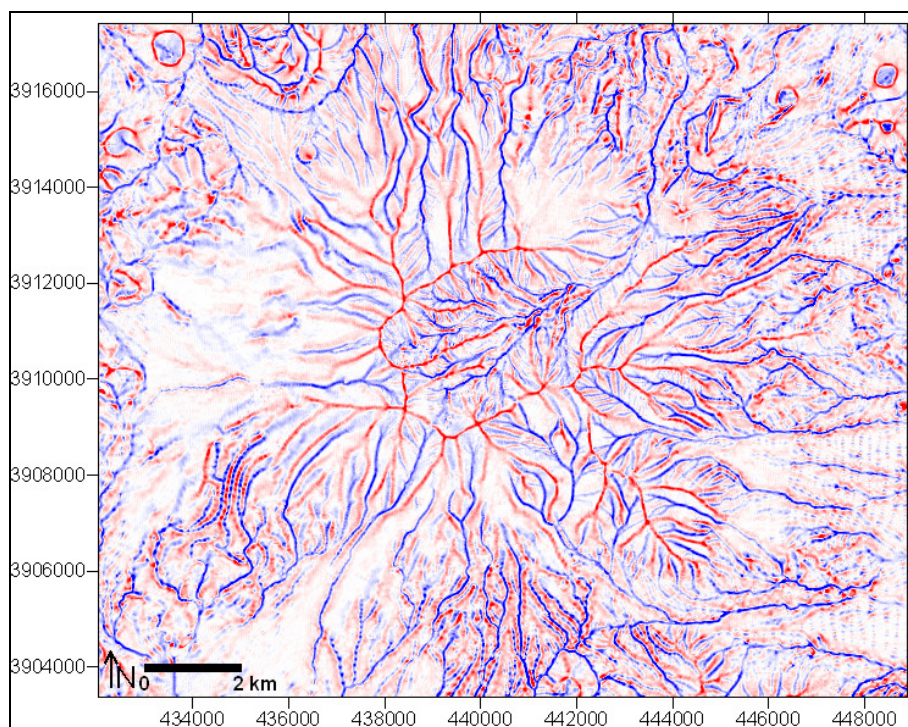
Egy további lehetséges megoldás a gerincek, völgyek előállítására a hidrológiai modellek részét képező „kumulált lefolyás” (flow accumulation) térkép megszerkesztése. Ennek azonban morfológiai szempontból számos elvi és gyakorlati hátránya van: a lefolyástalan területek kezelése miatt módosítani kell a domborzatmodellt; a legtöbb szoftver a D8 algoritmus miatt a lefolyási irányokat szögletesíti; és időigényesebb is, mint a többi eljárás.



7. ábra: A San Francisco-vulkán síkgörbület (plan curvature) térképe



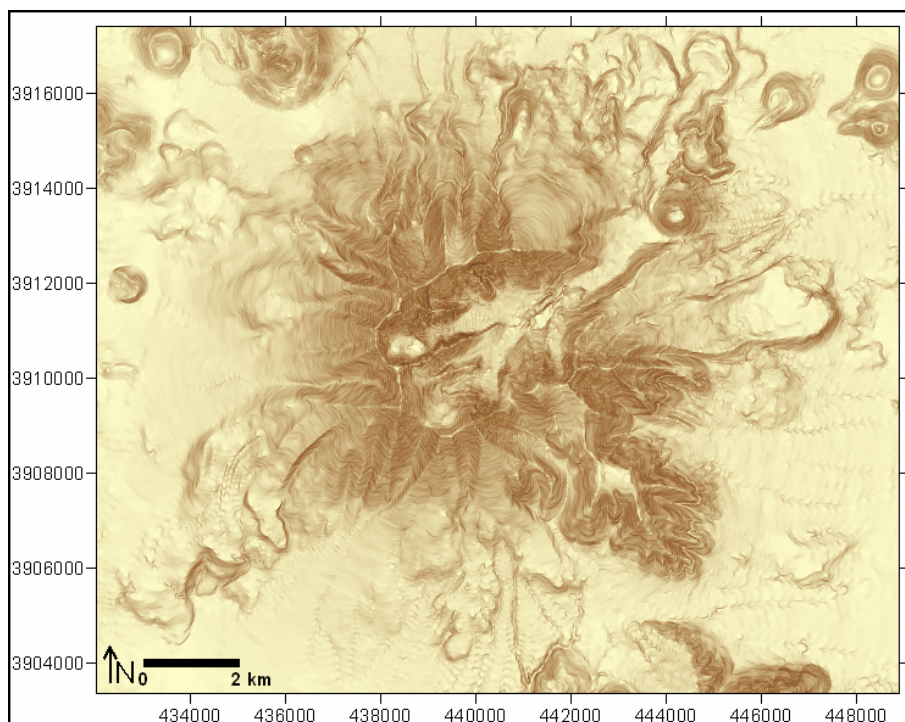
8. ábra: A San Francisco-vulkán medián-eltérés szűrővel (median difference) kapott térképe



9. ábra: A San Francisco-vulkán módosított Hammond-módszerrel kapott térképe

A felszíninformák lehatárolásához a lejtőszög térkép (10. ábra) jelent még nagy segítséget, amelynek megszerkesztése a mai szoftverekben rutinműveletnek tekinthető. A

számítási algoritmusnak az adott felbontás mellett nincs különösebb jelentősége a térképi végeredményben.

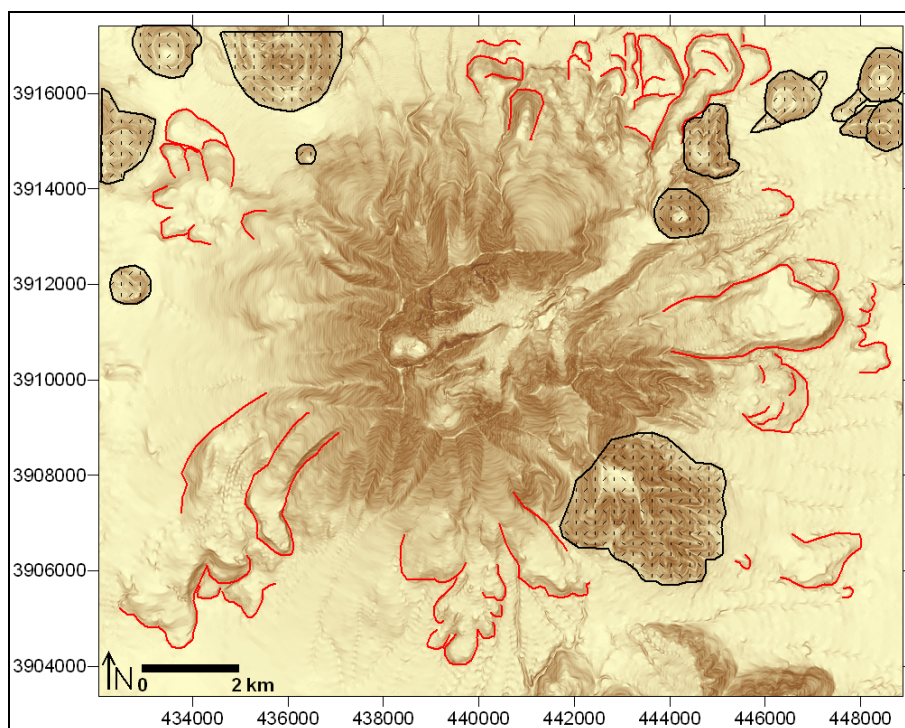


10. ábra: A San Francisco-vulkán lejtőszög térképe

Tűzhányó-felszíналaktani következtetések a DDM-ből levezetett térképek alapján

A kúpépítő vulkanizmus lávafolyásai

Ha a kúp mai felszínét tekintjük, úgy tűnik, hogy a lávafolyások eredeti morfológiája csak csekély mértékben érvényesül. Lehatárolásukra elsősorban a meredekség-térkép és az árnyékolt domborzati kép nyújt lehetőséget. Az egyes önálló lávaárak eredeti, lebenyes, folyásos szerkezete ritkán azonosítható; ezen belül inkább a dácitos, mint az andezites lávaáraknál, és inkább kúplábi, mint kúpoldali helyzetben figyelhető meg. Elsődleges lávafolyás maradványának tekintjük azt az andezit- és dácitkőzetek alkotta formát, amely áramvonalas szerkezetű, viszonylag meredek perem határolja és a kúp geometriai központjából kifelé mutat (11. ábra). Kiegészítő formabélyegek a folyások peremei mentén megjelenő tereplépcsők (=lávanyelv-gerincek és nyomásgerincek, lásd ezekről Karátson, 1998).



11. ábra: A lejtőszög alapján lehatárolt lávafolyások, vulkáni kúpok és lávadómok térképe

Vulkánmorfológiai szemszögből igen tanulságos az Agassiz Peak Ny-i oldala, amely szépen mutatja a DDM alapú lehatárolás előnyeit, sőt helyenkénti jobb pontosságát is a geológiai térképezéssel szemben (arra természetesen nagyban építve). E területet andezitláva építi fel, amelynek számos kis egyedi lebenye ismerhető fel folyási gyűrődésekkel és oldalgerincekkel. Bár ezek Holm (1988) geológiai térképének szelvényén – mint fentebb említettük – úgy jelennek meg, mintha az Agassiz Peak oldalából, külön központból származnának, a DDM-képek alapján inkább arra következtethetünk, hogy ezek a lávafolyások lecsonkolódnak az Agassiz Peak planézként felfogható Ny-i oldalgerincén, azaz forrásuk tovább K felé, a kaldera belsejében keresendő. A lecsonkolódás a Ny-i kalderaperem pusztulása miatt (erózió, kár- vagy nivációs fülkék, fagyaprózódás) mehetett végbe: az ott hátravágódott, kiszélesedett völgyület kettévágta az eredeti morfológiát. A völgyfő fölötti merész, éles, csipkés kalderaperem és a belőle kiágazó gerincek már glaciális illetve periglaciális formakincsként értelmezendők.

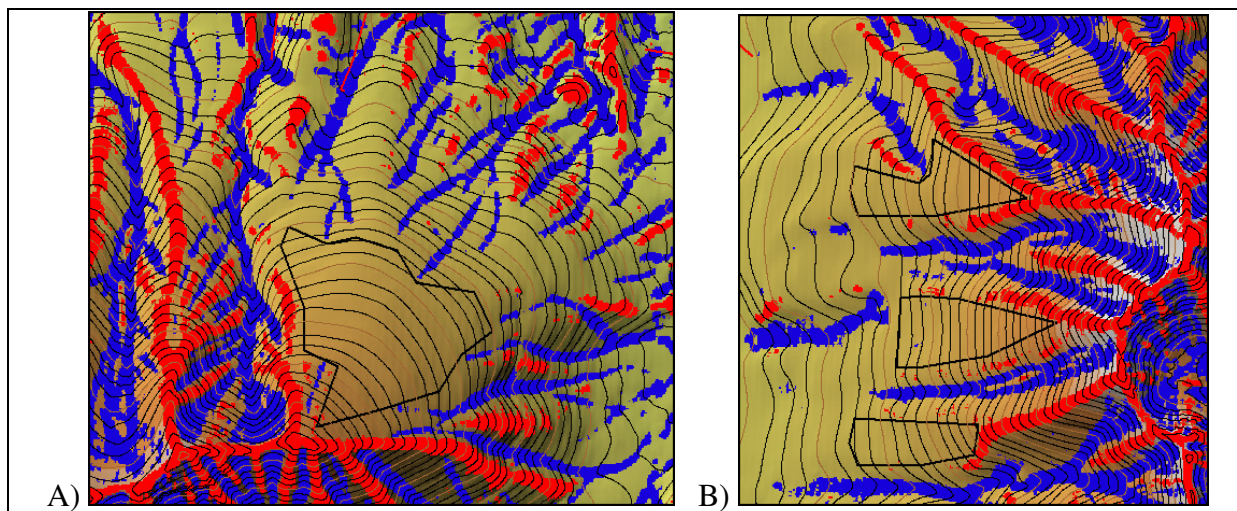
Ugyanez a folyamat mutatkozik meg a K-i kúpláb markáns, kiterjedt fiatal dácit lávafolyásának esetében is. Ez a dácit még a fiatal andezites lávafolyásoknál is fiatalabb, azok lebenyeire települ, és széles, meredek homlokú formát alkot. A DDM-képeken jól kirajzolódó K-Ny-i folyásiránya alapján elképzelhető, hogy a jelenlegi kalderán belülről származik és felső részei a kalderaperem eróziós hátrálása miatt pusztultak el.

A DDM-ből levezetett térképeken a többi (főként hegylábi) területen is kisebb-nagyobb lávaárak lebenyei rekonstrálhatók, azok egymásra települése több helyen (ÉK, ÉNy, DK) a viszonylagos sorrendjüket is megadja.

Az eredeti vulkáni kúp rekonstrukciója

Amint azt Holm (1987, 2004) térképi rekonstrukciója is hangsúlyozza, a jelenlegi kúp az eredeti forma jelentősen – elsősorban a jégkorszakokban – lepusztult maradványa, noha ez a folyamat nem annyira térfogatvesztéssel ($\leq 5\%$), mint inkább jelentős (akár 700 m: Holm 2004) alacsonyodással járt együtt. Mint írtuk, Holm az eredeti magasságot a mai lejtés kiegészítésével becsülte, a lávafolyások helyzetéből pedig két központra következtetett. A DDM többoldalú elemzése véleményünk szerint lehetőséget kínál az eredeti forma még pontosabb rekonstrukciójára.

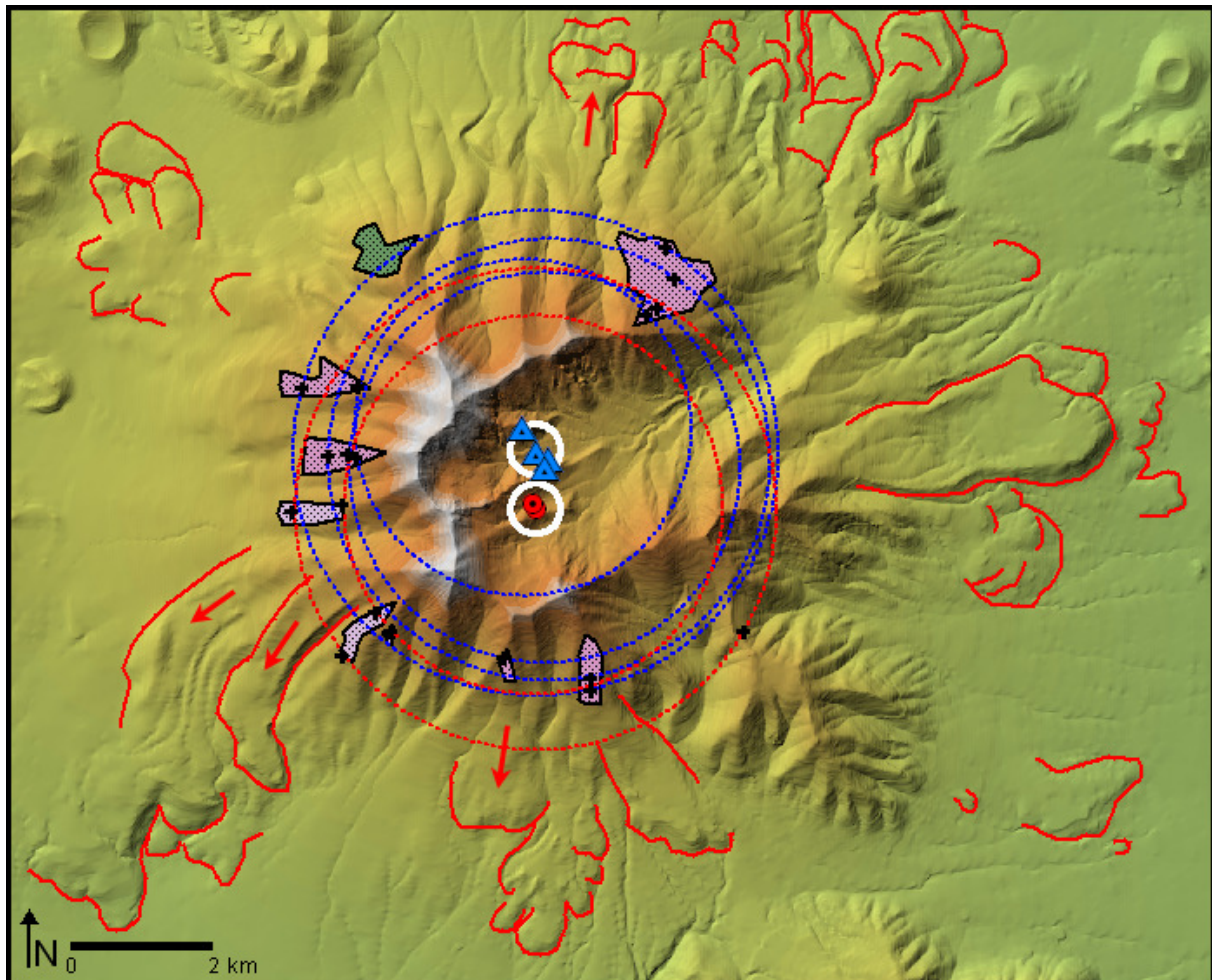
Az eredeti morfológiát nyomozva először az elsődleges kúpfelszín maradványformáit kell megtalálnunk, amelyeket az erózió viszonylag még épségben hagyott. A vulkángeomorfológiából ismeretes, hogy e felszínek mindenekelőtt a planézek (fr.: planèze, ang.: flatiron; Ollier 1988, Karátson et al. 1999), azaz háromszögletű kúppalást-maradványok, amelyek kialakulásuk után átlagos (nem túl csapadékos) éghajlaton rövidebb-hosszabb ideig megmaradhatnak. Esetünkben a nagy magasság miatt viszonylag csapadékos az éghajlat (a hegy D-i lábánál Flagstaff-ban jelenleg 600 mm eső és több mint 2 m hó hull évente), amely a hegyvidéken vastag hótakaró és jég formájában jelentkezik, illetve jelentkezett a pleisztocénban. Így a vulkán magasabb térszínein a vonalas erózió és völgyképződés helyett napjainkban inkább a periglaciális folyamatok, a jégkorszakokban pedig a gleccsererózió került előtérbe. A korábban kialakult planézek tehát jó eséllyel megmenekülhettek a feltagolódástól.



12. ábra: Planézek lehatárolása medián-eltérés alapján
(A: Reese Peak; B: Humphrey's Peak oldalában)

A DDM-képeken (gerinctérkép, meredekség-térkép) első lépésként planézként jelöltük az egyenletes lejtésű és görbület nélküli (vagy nagyobb kiterjedésben enyhén domború), lefelé szélesedő háromszög alakú felszíneket (12. ábra). Közülük is legszebb, legépebb az ÉK-i kalderaperemtől (Reese Peak) kifelé húzódó, fiatal andezitláva alkotta planéz. Második lépésben megkerestük, hogy az azonosított planézek közül melyik tartozik a két fontosabb kúpépítő szakaszhoz, nevezetesen, az idős és a fiatal andezitekhez. (A dácitlávák alkotta planézeket kicsinységük miatt és mert nem egyértelmű, hogy a dácitok mennyiben

származhattak a központi főkráterekből, nem vettük figyelembe.) Harmadik lépésben az így kapott két planéz-csoport tagjaira néhány azonos magasságú pontjukon átmenő köröket illesztettünk. Ennek eredményét a 13. ábra mutatja. Végül, megkeresve e körök középpontjait, azok köré olyan átmérőjű köröket – valószínű kráterperemeket – húztunk, amelyek megfelelnek a mai, aktív rétegvulkáni kráterek átlagos átmérőjének. Ez az érték 500-700 m (lásd pl. Karátson 1996), amelyből mi a San Francisco vulkán méretei alapján a nagyobb értéket vettük figyelembe.



13. ábra: Planézek alapján szerkesztett kitörési központok feltételezett helyei.

A kék körök a fiatalabb (sötét-rózsaszín), a piros körök az idősebb (halványlila) andezithez tartozó planézek azonos magasságú pontjait kötik össze (az illesztési pontokat fekete kereszt jelöli). A kék háromszögek a fiatalabb andezites működés (3. szakasz) feltételezett középpontjai, a piros körök a 2. szakasz feltételezett középpontjai. Az ezeket magukba foglaló fehér körök a valószínűsíthető egykori krátereket jelölik.

A kapott körök, azaz a rekonstruált kráter(csoport)ok a mai U-kaldera belsejébe, a jelenlegi peremektől viszonylag távol esnek. Az idősebb lávafolyásokhoz tartozó központnak a D-i, a fiatalabbakhoz tartozónak az É-i kör felel meg, egyezően a Holm (2004) keresztmetszélyén jelölt központokkal.

Hozzávetőlegesen a kapott körökbe mutatnak a terepmunkánk során meghatározott lávafolyás-dőlésirányok is. Ezeket az irányokat az Agassiz és Humphrey's Peak közötti kalderaperem-gerincen, az idős és fiatal lemezes-pados elválású andeziteken határoztuk meg.

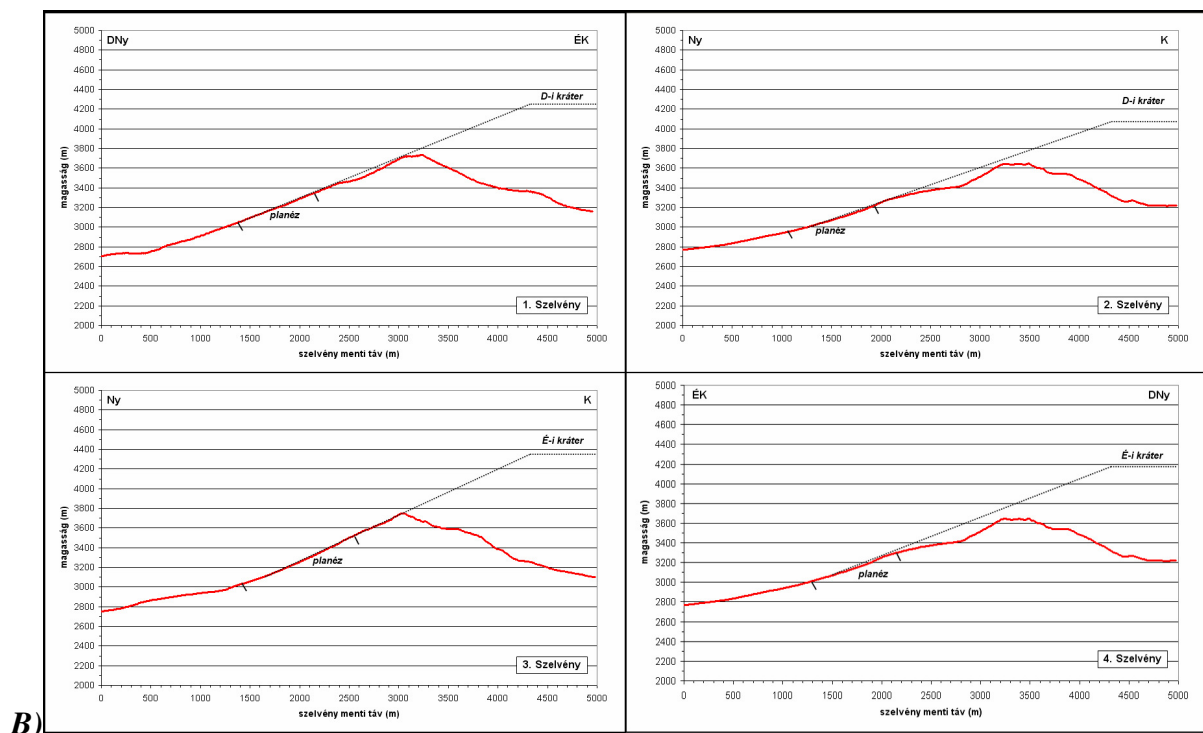
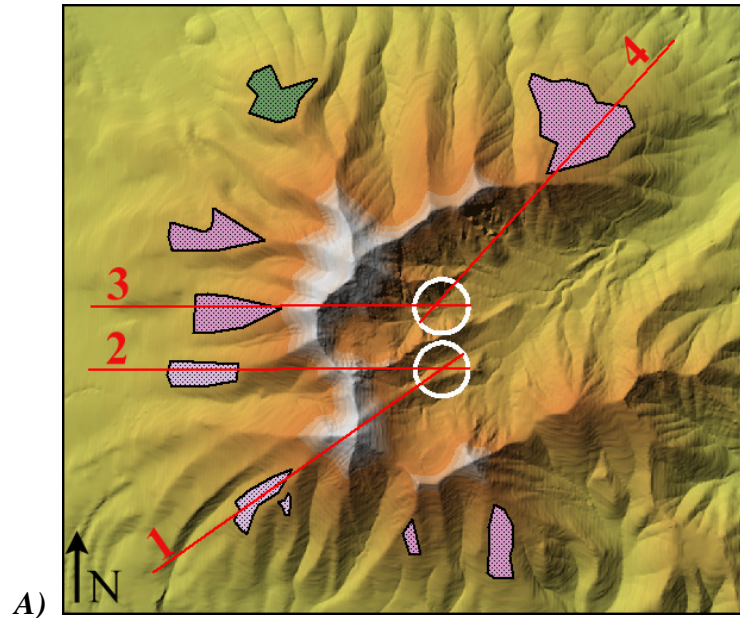
Igen figyelemre méltó, hogy a két rekonstruált kráter – alaprajzban – közvetlenül a kaldera mai Ny-i peremétől befelé (K felé) húzódó gerinc (Core Ridge) É-i, illetve D-i oldalára esik. Ahogy a kalderaperemeket az eredeti kúp(felszín) eróziósan hátrált, pusztult maradványának tekintjük, felmerül a valószínűsége, hogy a Core Ridge vagy egy része is ilyen forma. Mint láttuk, a gerinc vegyes felépítésű, zömét nem részletezett „tufák, breccsák, agglomerátumok” alkotják, amelyeket meredek dőlésű telérek szőnek át (Holm, 1988). A telérek nyilvánvalóan a központi krátereket tápláló telérek lehettek, dőlésirányaik itt és a kaldera É-i, D-i falában jól megfelelnek a feltételezett központoknak. A Core Ridge külsőbb (a mai peremhez közelebbi) részén már nem a telérek, hanem a lávaközetek és vulkanoklasztitok uralkodnak. Terepi megfigyeléseink során utóbbinak két típusát különítettük el: az eleinte még viszonylag széles gerincen egy kifelé (Ny felé) 20-25°-ban dőlő törmelékár-sorozatot, amely szórt salakrétegeken települ, és a kalderaperemen a gerinc becsatlakozásánál egy közel vízszintesen rétegzett, apró andezit litoklasztokat tartalmazó agyagkő-sorozatot. E rétegek jellege (áthalmozott vulkáni törmelékközetek) és dőlése egyértelműen mutatja, hogy az egykori vulkáni kúpok, kráterek oldalán, utóbbi esetben akár a kráterközi lapos térszínen lerakódott képződményekről van szó, azaz a Core Ridge legalábbis e része egykori felhalmozódásforma maradványa. Az utólagos erózió mértékét és jellegét jól mutatja egy, a törmelékár-sorozat alkotta sziklatorony (3. kép), amely a mi Börzsönyünkhöz, Visegrádi-hegységünkhöz hasonlóan (pl. Thirring-sziklák, pomázi Kő-hegy) a jól cementált durvabreccsa ellenállóképességének, kipreparálódásának köszönheti létét.



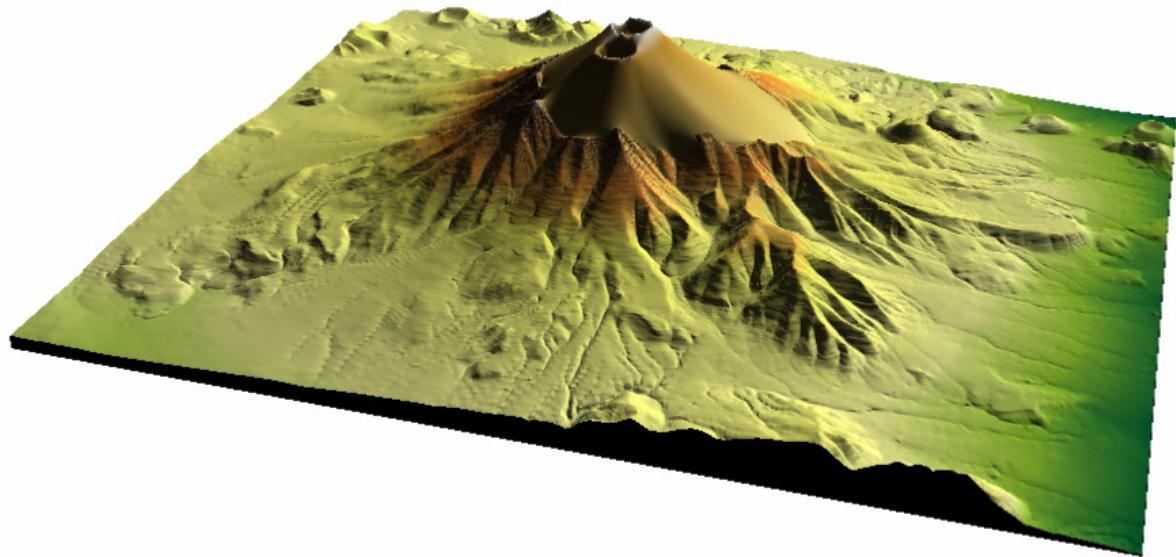
3. kép: Törmelékár sziklatorony a Core Ridge-en

A rekonstruált kráterek pontos helyét az egykori magassággal lehet megadni. Holm (2004) egyszerű lejtőmeghosszabbítása helyett mi a biztos formamaradványokból, azaz megintcsak a planézekből indultunk ki: azok eredetinek vagy ahhoz közelinek vett lejtését meghosszabbítva 4 keresztzelvényt szerkesztettünk (14. ábra). Ezek alapján (700 m-es krátterszélességgel számolva) az É-i kúpra 4250 ± 100 m, a D-ire 4150 ± 100 m eredeti tszf.

magasság adódott. Figyelembe véve, hogy a kráterek felső része rendszerint meredekebb, mint az alsó, a tényleges kúpmagasság a fenti módon meghatározott értékeket néhány 100 méterrel meghaladhatta, ami közel áll a Holm (2004) által becsült 4600 m-es maximális krátermagassághoz. A rekonstruált vulkáni kúpot mutatja be a 15. ábra.



14. ábra: A vulkáni kúp rekonstrukciója a planéz-lejtők és a feltételezett kráterek alapján.
(A: szelvények helye; B: a szelvények)



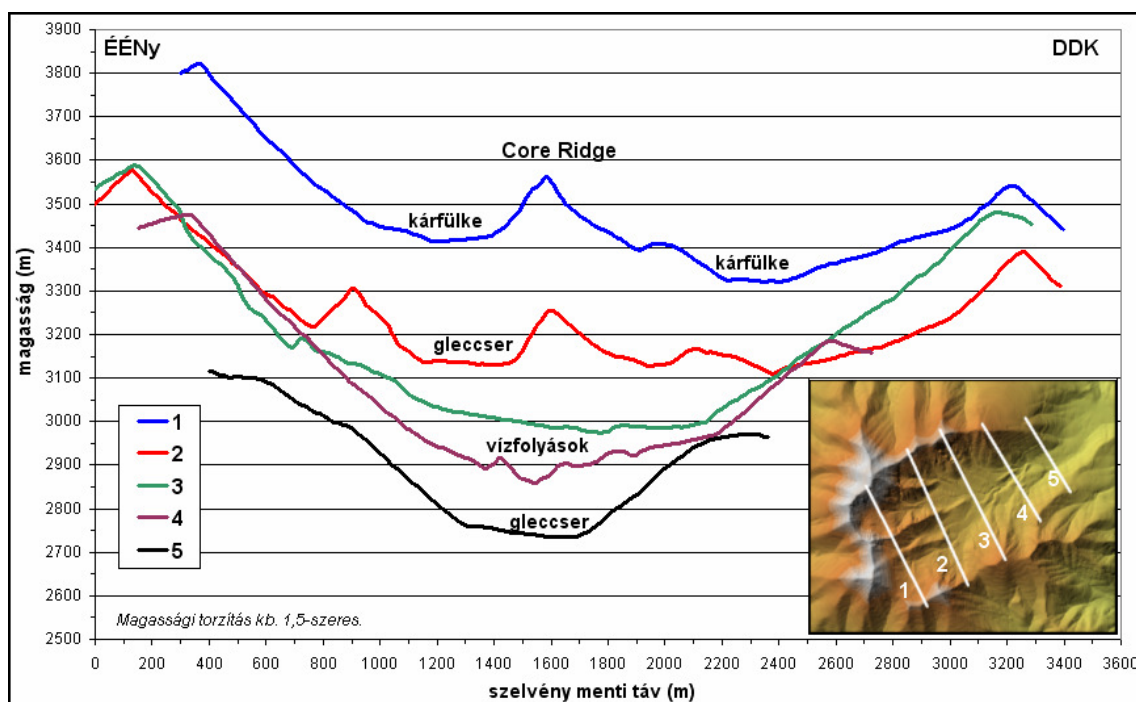
15. ábra: A rekonstruált vulkáni kúp látványképe DK-i irányból

A vulkán lepusztulása

A 400 ezer éve kialudt San Francisco-vulkánt – a 200 ezer éves ÉK-i Sugarloaf riolit lávadómot és a peremi felújulásokat (salakkúpok stb.) nem számítva – a külső erők közül mennyiségileg elsősorban a jégérozió pusztította. A kialakulás nagyjából egybeesett a mindel (Észak-Amerikában kansasi) jégkorszak kezdetével, azaz a vulkáni formákat a mindel, riss (illinois) és würm (wisconsin) korszakok gleccserei vésték-pusztították (Updike 1977). Egyes kutatók szerint az utólagos erózió a vulkán nagy részét (Priest et al.), Holm (1987) szerint viszont csak mintegy 8 km^3 anyagot pusztított le. Ez utóbbi érték a csúcs eredeti magasságát és a kúpformát figyelembe véve reálisnak mondható (összehasonlításképpen: a keleti-kárpáti vulkánok csak folyóvízi erózió pusztította, viszont többmillió éves kúpjaira $<5\%$ érték adódott; Karátson, D. – Timár, G. 2005). A fent említett kúprekonstrukció alapján egy 4350 m-es északi és egy 4250 m-es déli krátert „beinterpolálva” a kaldera helyére az eredeti térfogat a DDM alapján a maihoz képest képest $6,3 \text{ km}^3$ -rel nagyobbak adódott. Ez az érték természetesen nem tartalmazza a jelenlegi kaldera külső lejtőin kialakult völgyek hiányzó anyagmennyiségét. Az erózióhoz a gleccserek kivésése, a fagyaprózódás, a melegebb periódusokban (kismértékben) a patakbevágódás járult hozzá és még egy speciális folyamat: a valószínűsített hegyleszakadást, törmelékklavinát követően a perem apróbb-nagyobb csuszamlásos folyamatai (Holm 2004). Utóbbi folyamat nyomait, amely a legidősebb, sajnos azóta befedték a későbbi folyamatok lepusztulástermékei (pl. gleccsormorénák, Updike 1977), így pontos mértékéről még kevésbé van ismeretünk. Mindenesetre a Core Ridge szerepének, jellegének fentebbi rekonstrukciója alapján a hegyleszakadás nem, vagy csak kismértékben terjedhetett túl a Core Ridge K-i elvégződésén, amiből kiindulva a kaldera (alaprajzban) csak mintegy fele lehetett mai méretének. A rekonstruált két kráter helyzetét figyelembe véve, azoknak egy részét a csuszamlás érinthette: karéjos, lebenyes kalderaperem alakulhatott ki, ami mintegy előrejelezte, megszabta a völgyi gleccserek kiindulási helyét (nivációs fülkék,

kárfülkék). A Keleti-Kárpátokban hasonló módon pusztult a Kelemen-kaldera pereme is, igaz, jóval kisebb gleccserekkel (Karátson D., 1992).

A gleccsererózió és a fagyaprózódás mértékét, a lepusztított törmelékmennyiséget mindezek ellenére nehéz megbecsülni, annál is inkább, mert a jelenlegi morénaanyag feltehetően csak utoljára megmaradt, kisebb hányada a teljes erodált törmelékmennyiségnek. Azt utóbb, a legutolsó jég elolvadtával, a deráziós és folyóvízi eróziós folyamatok üledékei (törmelékár-üledékek, lejtőtörmelékek, patakfordalék) fedhették be, illetve egyengethették el. Mindenesetre a mai patakbevágódás az elmúlt 10-12 ezer évben (a würm jégkorszak óta) csak igen csekély mértékű lehetett, amit néhány völgyi szelvény is tanúsít U alakú (tehát még a gleccservájtta formát őrző) keresztmetszetekkel (15. ábra).



16. ábra: Gleccsereróziót igazoló magassági szelvények a vulkán belső medencéjén (Inner Basin) keresztül.

Összefoglalás

A San Francisco rétegvulkán digitális domborzatmodelljeit elemezve az alábbi következtetésekre jutottunk:

- A vulkáni formák közül a lávafolyások, lávadómok, kisebb salakkúpok jórészt már az SRTM 3 domborzatmodell és az ebből szerkesztett lejtőszög térkép alapján is fölismerhetők, azonban az eróziós formakincs egy része már csak a 10 m-es felbontású DDM alapján vizsgálható.
- A gerincek és völgyek hálózatának megrajzolásához több módszert is bemutatunk, melyek közül – erre a területre vonatkozóan – a medián-eltérés szűrő alkalmazása adja a legkifejezőbb képet.
- A DDM alapján megrajzolt lávafolyások a terület geológiai térképéhez viszonyítva jó egyezést mutatnak és kisebb részletekben akár annak pontosítását is lehetővé teszik.

– Az eredeti vulkáni kúp rekonstrukciójához szintén fontos támpontokat nyújthat a DDM. A medián-eltérés térkép felhasználásával meghatároztuk az egykori vulkán maradványfelszíneit, a planézeket, és ezek magassági elhelyezkedése, meredeksége valamint a lávafolyások korának figyelembevételével két egykori kráter helyét és magasságát sikerült kijelölni a kaldera belsejében. Eljárásunkat fontos módszertani újításnak tekintjük, ugyanakkor itt jegyezzük meg, hogy a San Francisco vulkán esetében a planézek viszonylag kis száma miatt ez a módszer sem mentes a hibalehetőségektől.

– A kúprekonstrukció alapján a lepusztulás mértékét térfogatszámítással $6,3 \text{ km}^3$ -ben határoztuk meg, ami a teljes vulkáni kúp térfogatához viszonyítva kb. 6%-os anyagvesztést jelent mintegy 400.000 év lepusztulás után. A kaldera formálódásában szerepet játszó gleccsererózió formakincse a DDM-ben is megjelenik (ezt szelvényekkel igazoltuk), ám a kaldera ÉK-i fölnyílását okozó fő esemény (szin- ill. posztgenetikus vulkáni hegyomlás) megítélésében a DDM nem tudott segítséget nyújtani. A csuszamlás mértékére nézve annyit tudtunk megállapítani, hogy mivel a gleccsererózió éppen a két eredeti kráterformát mélyítette tovább (lásd a Core Ridge-től É-ra, illetve D-re ülő kárfülkéket), azok a csuszamlással nem tűnhettek el teljesen a kúp morfológiájából. Másszóval, a csuszamlás sebhelye (illetve az utólagos kisebb csuszamlások nyomvonala) kb. az eredeti kúpok krátereig harapózhatott hátra. Az sem zárható ki, hogy a vulkanizmus végén nem, vagy (a forma átalakítását tekintve) csak jelentéktelen mértékben történt hegycsuszamlás, mivel a régebbi jégkorszakok gleccsereróziójának mértékéről nagyon kevés ismeretünk van. Mindenesetre a vulkán eredeti kúpjának pusztulását – legvalószínűbb forgatókönyvként – kis-közepes hegycsuszamlással, majd az eredeti forma (kettős kráter) előrejelezte gleccsererózióval magyarázhatjuk. Ezen kívül megállapítható, hogy a vonalas (folyóvízi) erózió a lepusztításból csak igen szerény mértékben vette ki a részét.

Összességében úgy ítéljük meg, hogy a fentiekben alkalmazott digitális domborzatelemzési módszerek jó egybeesést mutatnak a San Francisco vulkán korábbi kutatóinak eredményeivel, így különösen hasznosak lehetnek olyan kevésbé tanulmányozott vulkáni területeken, ahonnan csak hiányos adatok állnak rendelkezésünkre.

Irodalom

- DUFFIELD, W. 1997: Volcanoes of Northern Arizona. Grand Canyon, Arizona, Grand Canyon Association, 68 p.
- HEGEDŰS A., 2004: A domborzat fő formáinak vizsgálata digitális domborzatmodell alapján – in: Domborzatmodell alkalmazások Magyarországon, HUNDEM 2004 konferencia közleményei. – ME Természetföldrajz-Környezettan Tanszék, CD, ISBN 963 661 686 8.
- HOLM, 1987: San Francisco Mountain: a Late Cenozoic composite volcano in Northern Arizona. – In: Beuss, S. S. (ed.), Centennial Field Guide, Geol. Soc. Am. Rocky Mt. Sect. 2, 389-392.
- HOLM, 1988: Geologic Map of San Francisco Mountain, Elden Mountain and Dry Lake Hills, Coconino County, Arizona. USGS Misc. Invest. Ser. Map, I-1663, scale 1:24,000.
- HOLM, 2004: Landslide preconditions and collapse of the San Francisco Mountain composite volcano, Arizona, into cold debris avalanches in Late Pleistocene. Journal of Geology, 112, p. 335-348.

- KARÁTSZON D., 1992: Kárpáti tűzhányók elsődleges formakincse és lepusztulásának mértéke az összehasonlító morfolometria tükrében. PhD értekezés, ELTE, 137 p.
- KARÁTSZON D., 1996: Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis of nineteen Neogene/ Quaternary crater remnants in the Carpathians. – *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, p. 65-78.
- KARÁTSZON D., 1998: Vulkanológia I. egyetemi jegyzet, ELTE Eötvös Kiadó, 238 p.
- KARÁTSZON, D., THOURET, J.-CL., MORIYA, I., LOMOSCHITZ, A. 1999: Erosion calderas: origins, processes, structural and climatic control. – *Bulletin of Volcanology*, 61, p. 174-193.
- KARÁTSZON, D. – TIMÁR, G. 2005: Comparative volumetric calculations of two segments of the Carpathian Neogene/Quaternary volcanic chain using SRTM elevation data: implications to erosion and magma output rates. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, 140, p. 19-35.
- KIRÁLY G. (2004): Domborzatmodellek előállításához felhasználható forrásadatok összehasonlító vizsgálata alapján – in: Domborzatmodell alkalmazások Magyarországon, HUNDEM 2004 konferencia közleményei. – ME Természetföldrajz-Környezettan Tanszék, CD, ISBN 963 661 686 8.
- OLLIER, C. 1988: *Volcanoes*. – Basil Blackwell, Oxford, 228 p.
- PARSON, T. - MCCARTHY, J. 1995: The active southwest margin of the Colorado Plateau: Uplift of mantle origin. *GSA Bulletin*; February 1995; v. 107; no. 2; p. 139–147.
- ROBINSON, H. 1913: The San Franciscan Volcanic Field, Arizona. *USGS Prof. Pap.*, 76, 213 p.
- SUSAN S. PRIEST, WENDELL A. DUFFIELD, KAREN MALIS-CLARK, JAMES W. HENDLEY II, AND PETER H. STAUFFER: The San Francisco Volcanic Field, Arizona. – U.S. Geological Survey Fact Sheet 017-01, <http://geopubs.wr.usgs.gov/fact-sheet/fs017-01>
- TIMÁR G., TELBISZ T., SZÉKELY B., 2003: Úrteknológia a digitális domborzati modellezésben: az SRTM adatbázis – *Geodézia és Kartográfia*, 55/12, pp.11-15.
- UPDIKE, R. G. 1977: The geology of the San Francisco Peaks, Arizona. PhD Dissertation, Arizona State University, Tempe, 423 p.
- WOLFE, E. W., ULRICH, G. E., HOLM, R. F., MOORE, R. B., & NEWHALL, C. G. 1987: Geologic map of the central part of the San Francisco Volcanic Field, North Central Arizona. *USGS Misc. Field Studies Map*, MF-1959, scale 1:50,000.
- WOLFE, E. W. 1984: The volcanic landscape of the San Francisco Volcanic Field – in: Smilie, T.L., Nations, J. D. - Péwé, T. L. & Schafer, J. P. (eds): *Landscapes of Arizona*. Lanham, Md., University Press of America, p. 111-136.
- WOOD, C.A., BALDRIDGE, S. 1990: Volcano tectonics of the Western United States. – In: *Volcanoes of North America* (eds: Wood, C.A., Kienle, J.), – Cambridge University Press, 147-154.