

Az antarktiszi jégtakaró feltérképezésének geofizikai módszerei és eredményei

Kiss Dániel

Földtudományi BSc.



Témavezető:

Dr. Horváth Ferenc

Geofizikai és Űrtudományi Tanszék

Eötvös Loránd Tudományegyetem

Természettudományi Kar

Budapest, 2013 január

Tartalom

Bevezetés.....	3
Az Antarktiszi jégtaaró kialakulása	5
A jégtaaró térképezésének geofizikai módszerei	6
Gravitációs módszer.....	6
Szeizmikus mérések.....	8
Jégradar	10
Az Antarktist leíró egységes adatrendszerek.....	12
A BEDMAP adatrendszer.....	12
Az ALBMAP adatrendszer	14
A jégtaaró térképezésének eredményei és kapcsolatuk a kontinens tektonikájával.....	16
A BEDMAP adatrendszer eredményeinek áttekintése	16
A jégtaaró tömege által kiváltott izosztatikus hatások.....	23
A nyugat-antarktiszi árokrendszer és a Transzantarktiszi-hegység	25
Összefoglalás.....	27

Bevezetés

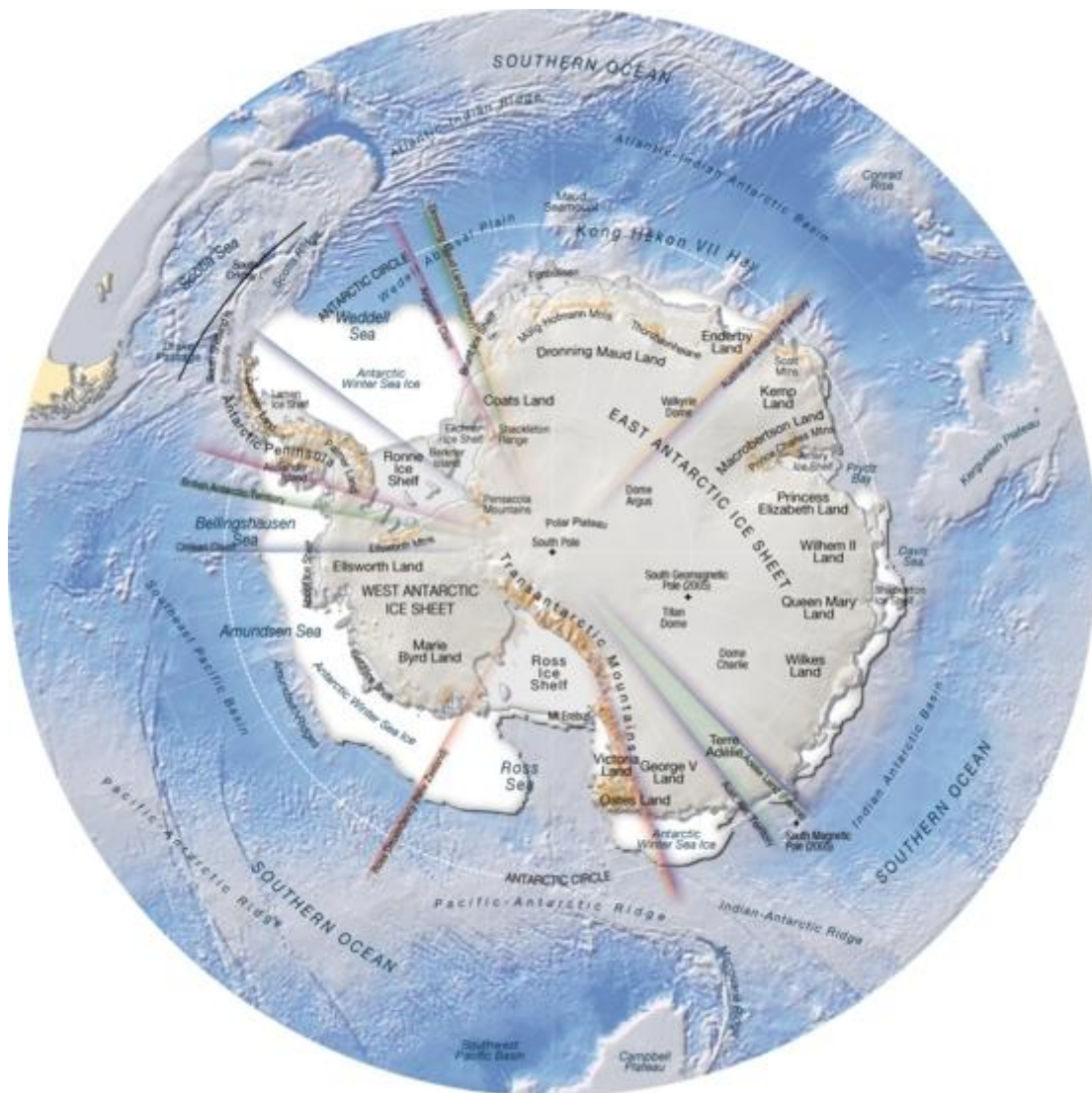
Az Antarktisz, a Déli Sarkvidék, Földünk legnagyobb kiterjedésű állandóan jéggel borított területe. Magában foglalja a jégpáncél alatt rejtőző szűkebb értelemben vett kontinenst, Antarktikát, az azt körülvevő szigetvilágot valamint a környező tengereket.

Az emberiség szemszögéből bolygónk legelhagyatottabb helye. Az Antarktisz az egyetlen emberi őslakosság nélküli nagyobb szárazföld, és a legkésőbb felfedezett kontinens is egyben. A kontinenst először 1820-ban pillantotta meg Bellingshausen (vitatott, hogy ő). Ezzel elkezdődött a nagy földrajzi felfedezések utolsó hulláma, a sarkok meghódítása. Erre majdnem egy évszázadot kellett várni, 1911-1912 fordulóján előbb Amundsen, majd Scott sikeresen elérték a déli sarkot. A XX. század közepére a kontinens újra az érdeklődés középpontjába került. Ekkora a modern technológiák ellensúlyozták valamelyest a rideg körülményeket, a kontinens könnyebben megközelíthetővé vált, és így megindulhattak a rendszeres és átfogó tudományos kutatások. A kutatások gazdasági és geopolitikai előnyszerzés reményében indultak, aminek jogi kereteit az 1959-ben elfogadott Antarktisz Egyezmény rögzíti. Az egyezmény 1961-ben lépett hatályba, tiltja a katonai a tevékenységet és a szabad kutatási területnek nyilvánítja a déli szélesség 60. fokától délre eső területeket (Gruber, 2004).

Habár a Déli-sark elérésével és állandó bázisok létesítésével meghódítottuk az Antarktist, korántsem jelenthetjük ki, hogy felfedeztük és tudományosan megismertük azt. A déli kontinens továbbra is Földünk legkevésbé ismert területei közé tartozik. Antarktika területének 98%-át jégtakaró borítja, ez alól csupán egyes parti területek és néhány nunatak nyújtanak kivételt. A jégtakaró sok időben nagyfelbontású és folytonos információt hordoz a földtörténeti közelmúltról, ugyanakkor a feltárásokat és a köztérfelszín topográfiáját elrejtí így a hagyományos értelemben vett geológiai és geomorfológiai megismerést alaposan megnehezíti. Ez a tény ugyanakkor a geofizika szerepét jelentősen felértékeli a kontinens kutatásában, hiszen a jéggel, vagy vízzel fedett területek geológiájáról, geomorfológiájáról csakis geofizikai kutatómódszerek vagy fúrások segítségével nyerhetünk információt.

Az Antarktisz megismerésének első lépése a jégtakaró vastagságának feltérképezése. Dolgozatomban szeretném bemutatni az e célra alkalmas geofizikai módszereket, de előtte kitérek a jégtakaró kialakulását magyarázó elméletekre. A három legáltalánosabban használt

módszert, a gravitációs, a szeizmikus és a jégradar méréseket röviden bemutatom, külön kitérve a jégen történő alkalmazásukra. A mérési módszerek ismertetése után szót ejtek az Antarktisz topográfiáját, és jégtakaróját leíró nyilvános hozzáférésű adatrendszerekről. Dolgozatom utolsó részében áttekintem a mérések, és azokból készült adatrendszerek alkalmazhatóságát. Az adatokat térinformatikai programok segítségével megjelenítem és elemzem. Egyéb források segítségével az adatrendszerek alapján tett megállapításokat tágabb kontextusba helyezem: kitérek a kontinenst alakító izosztatikus folyamatokra, valamint a nyugat-antarktiszi rift zónához kapcsolódó tektonikai vizsgálatokra.



1. ábra: Az Antarktisz felszíne és a környező óceánok batimeriája, az egyes országok területi igényeivel¹

Az Antarktisz jégtakaró kialakulása

Antarktika földtörténeti múltja során sokáig nem alakult ki a területén kiterjedt jégborítás. Vándorlása során a paleozoós jégkorszakok idején trópusi szélességeken, helyezkedett el, majd a déli sarok felé vette az irányt (Torsvik et al., 2008). Körülbelül 70 millió éve sarki helyzetben, a mai helyén található, de a krétában és a kora neogénben a Föld globális melegház állapotban volt, így jégtakaró sem alakulhatott ki rajta. 55 millió évvel ezelőtt aztán Földünk éghajlata fokozatosan hűlni kezdett. Az első nyomai az antarktisz jégborításnak 35 millió évesek. Ilyen korúak a legidősebb jég szállította üledékek, ejtett kövek, a kontinentális peremen. Ettől kezdve a jégtakaró szabálytalanul növekedett egészen 13 millió évvel ezelőttig, amikor különösen nagy ütemben kezdett növekedni a jégborítás. A jég szállította óceáni üledékek szokatlanul nagy mennyisége arra utal, hogy 7-5 millió évvel ezelőtt volt egy újabb nagy növekedési hullám. Mára a kontinens nagy részét jég fedi, de az utolsó glaciális maximum óta vastagsága fokozatosan csökkent.

Érdekes, hogy az északi féltekén 30 millió évvel később jelent csak meg a jég. A Magas-Andok gleccsereinek első nyomai 7-4 millió évesek, a grönlandi jégtakaró valamikor 7 és 3 millió évvel ezelőtt alakult ki, Észak-Amerikában és Euráziában az első kontinentális jégtakaróra utaló nyomok pedig 2,7 millió évesek.

Az antarktisz jégtakaró kialakulását, és a Föld klímájának hűlését több elmélet is próbálja megmagyarázni, amik közül kettőt röviden ismertetek.

Az egyik elmélet szerint a globális melegház állapot végét az jelentette, hogy az eurázsiai- és pacifikus-hegységképződés során nagy területek kerültek kiemelt helyzetbe. Ezek közül kiemelendő a Himalája és Tibet. A kiemelt helyzetben, akár 4000 méteres átlagmagassággal bíró területek fokozottan ki vannak téve az eróciónak. Ennek hatására az aprózódás is jóval jelentékenyebb lesz, nagy mennyiségű törmelék, hordalék keletkezik, ami mállása során csökkenti a levegő szén-dioxid tartalmát, így az üvegházhatást is csökkentve. (Rudimann, 2000)

A másik elmélet az óceáni átjárók nyílásának és záródásának következtében a tengeráramlatokban végbemenő változásokkal magyarázza az antarktisz lehűlést. A Drake-átjáró 25-20 millió évvel ezelőtti kinyílása lehetővé tette egy gyors nyugatias szelek által hajtott cirkumpoláris tengeráramlás létrejöttét. Emiatt a Déli-Sarkvidék és a trópusi területek között addig tökéletesen működő hőtranszport nem tudott érvényesülni. A trópusokról érkező hő hiányában a kontinens éghajlata jelentősen lehűlt így téve lehetővé az állandó jégborítás kialakulását (Ruddiman, 2000).

A jégtakaró térképezésének geofizikai módszerei

Az Antarktisz jégtakaró térképezése és dinamikájának megismerése napjainkra meglehetősen felértékelődő kutatási terület. A globális felmelegedés kiváltotta olvadáستól és az emiatt bekövetkező tengerszint emelkedéstől való félelem miatt a terület nagy közérdeklődésre tart számot. A globális klímamodellek megbízhatósága érdekében a jégtakarók pontos ismerete elengedhetetlen. Mindezek mellett a jéggel borított területeken, nehezen kivitelezhetőek, vagy lehetetlenek a hagyományos földtani kutatások, de geofizikai mérések eredményei sokszor jelentős információval bírnak a földtani környezetről.

A fent említettek miatt minden, a kontinens geológiájának megismerését céljául kitűző kutatás alapja a jég vastagságának, és esetleges belső szerkezetének megismerése, ami már önmagában is jelentős tudományos eredmény. Ezen túl a jégtakaró vastagságának ismerete kulcsfontosságú szerepet tölt be a kőzetfelszín geometriájának megismerésében. Műholdas méréseknek köszönhetően a jégfelszín topográfiája jól ismert, és ha emellett a jégréteg vastagságát is ismerjük, könnyűszerrel megszerkeszthetjük az aljzat topográfiai térképét, ami további geológiai interpretációk alapjául szolgálhat.

Gravitációs módszer

A módszert az Eötvös-inga megalkotása óta használják földtani kutatásokra, majd az 1930-as években megjelentettek az első graviméterek. Az első tudományos antarktisz-expedíciók idején már létezett a módszer, és az 1950-es években a szeizmikus mérések mellett ez volt az egyetlen módszer a jégtakaró vastagságának és az aljzatnak a vizsgálatára (Lythe et al., 2001).

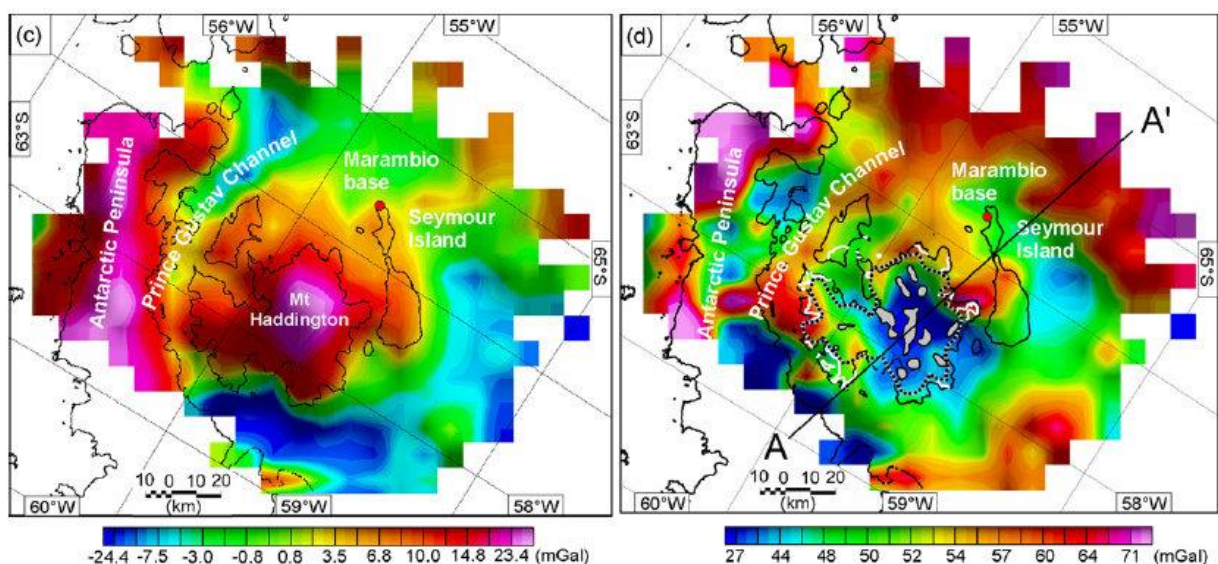
$$g(\vec{r}) = \iiint G \frac{\rho(\vec{r}')}{|\vec{r} - \vec{r}'|^3} d^3 \vec{r}'$$

1. egyenlet, adott pontban mérhető gravitációs gyorsulás

A gravitációs mérések alkalmasak a felszín alatti sűrűség inhomogenitások kimutatására. Mivel a jég sűrűsége általában szűk határok között mozog -917 kg/m^3 körül² és ez az érték jelentősen kisebb az aljzat sűrűségénél a jégtakaró vastagsága jelentős szerepet

játszik a gravitációs anomáliakép alakulásában (1. egyenlet). Hasonlóan, mint az üledékes medencék területén készült anomália térképek esetén, itt is következtethetünk az aljzat helyzetére, csupán annyi a különbség, hogy az üledékeknél jóval homogénebb jégta karó vastagságát igyekszünk megbecsülni.

A mérés egyszerű, olcsó és kicsi az emberi erőforrás igénye. A repülőgépről végzett légi gravitációs mérések gyors mérést és nagy területet felmérését teszik lehetővé. Előnyei mellett viszont szeizmikus vagy jégadaros mérésekkel együtt lehet megbízhatóan használni, és a másik két módszerrel ellentétben nem pontszerű értékeket kapunk eredményül, hanem a gyengébb felbontás következtében nagyobb területre jellemző átlagértékek az eredmények. A módszer felbontása mellett a pontossága is elmarad a másik két eljárás mögött. A fő hibaforrás az inverzió során előzetesen feltételezett geológiai modell és a valóság eltéréséből adódik, ami átlagosan 7-10%-os pontatlanságot okoz, de változatos aljzati geometria esetén elérheti a 15-20%-ot is (Lythe et al., 2001). Ennek okán, napjainkban már kevésbé jellemző, hogy jégvastagság meghatározásának céljából végeznének gravitációs méréseket. Az előnyei felett azonban ma sem lehet elsiklani, ezért előszeretettel alkalmazzák, mágneses mérésekkel együtt, különböző földtani kutatások céljából, mint a 2. ábrán is látható (M. Studinger et al., 2004; Jordan et al., 2009).



2. ábra, Egy antarktiszi vulkán, a Mount Haddington free-air- (c) és Bouguer-anomália térképe (d). Az adatokat a vulkán szerkezetének feltárásához használták, a középső negatív anomália utalhat izosztáziára, de a magmakamra hiányára is (Jordan et al., 2009).

Szeizmikus mérések

Az első tudományos Antarktisz expedíciók idején, az 1950-es években a gravitációs mérések mellett a szeizmikus módszer volt a jégvastagság meghatározásának elterjedt módszere. A módszer alapja, hogy a felszín közelében rugalmas hullámokat keltünk, amik a mélyben lévő akusztikus impedancia kontrasztokon reflektálódnak és/vagy refraktálódnak. A visszaérkező jeleket a felszínen elhelyezett geofonok rögzítik. Így az idő függvényében látjuk a geofonok által rögzített reflexiókat és refrakciókat. A megfelelő feldolgozási lépések után értelmezhető szelvényt kapunk, amin a reflektor vagy refraktor felületek geometriája jól megfigyelhető.

A jég-kőzet határ a legtöbb esetben jól térképezhető. A jég akusztikus impedanciája:

$$z_{jég} = \rho \cdot v \approx 917 \frac{kg}{m^3} \cdot 3915 \frac{m}{s} = 3590055 \frac{kg}{m^2s}$$

A Pannon-medencéhez szokott geofizikusok számára, gyorsan feltűnhet, hogy az itteni viszonyok között a felső pár száz – ezer méteren jellemző pannon üledékek sűrűsége közelítőleg duplája, sebessége pedig fele a fenti értékeknek, azaz az akusztikus impedanciájuk megegyezik. Ugyanakkor megfelelő vastagságú jégréteg akkora nyomást fejt ki a fekéjére, hogy az esetleges lazább üledékek is kompaktálódnak, ezáltal sűrűségük és a sebességük egyaránt nő, így valószínűsíthető az aljzat leképezéséhez megfelelő akusztikus impedancia kontraszt. (3. ábra)

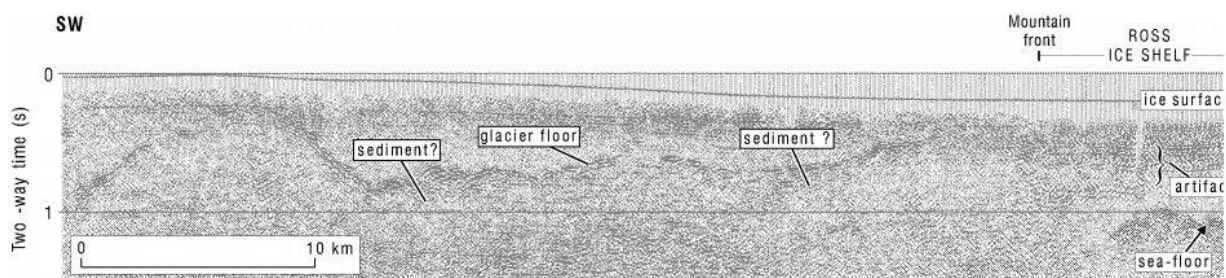
A mérés során sok a feldolgozást nehezítő jelenség származik a jégtakarók tulajdonságaiból. Hasonlóan a szárazföldi mérésekhez itt is jelen van egy laza réteg, a hó - és firnréteg képében. Kiküszöbölésére melegvizes fúrók segítségével néhány 10 méter mély robbantólyukakat fúrnak, és a lövéseket ezekben hajtják végre. Azonban általában ez sem elég, így refrakciós statikus korrekcióra van szükség. A viszonylag mély robbantólyukak hátránya, a „szellem-reflexiók”, többszörösök megjelenése. A jel a nagy akusztikus impedancia kontraszttal rendelkező levegő-jég határon a megszokottnál kisebb amplitúdó csökkenéssel verődik vissza, és kis késéssel követi az eredeti jelet. A jelenség prediktív dekonvolúció alkalmazásával eltüntethető. További problémát jelenthet, ha a jég-kőzet határon fenékmoréna található. A különálló közettömbök diffrakciós pontokként viselkednek, amik a szelvényen diffrakciós hiperbolák képében mutatkoznak meg, ezért a jól követhető, szép jég-aljzat reflexiót nem láthatjuk. Migrációval ezek a hiperbolák egy pontra húzhatók össze (Smith, 1997).

A módszer legfőbb előnyét rendkívül jó felbontása és nagy információtartalma jelenti. Emellett pontossága is figyelemre méltó. A legfőbb hibafaktor a jégre jellemző

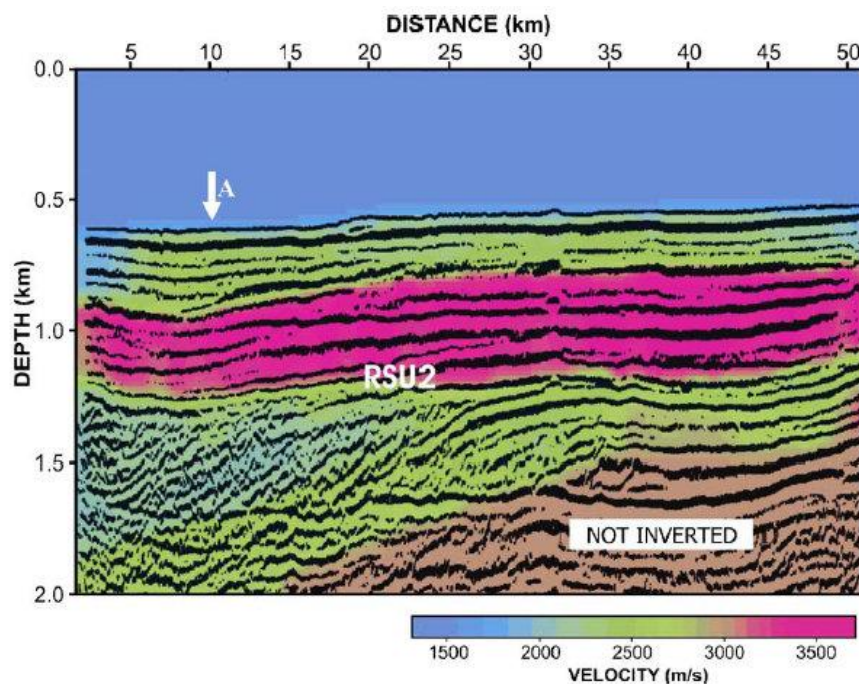
hullámterjedési sebesség nem elég pontos ismerete, ami bár a mélységgel változik érdemes konstans 3915 m/s-mal számolni. Az így készült szelvények hibája az esetek többségében nem haladja meg a 3 %-ot (Lythe et al., 2001).

Előnyei mellett a módszer számos olyan hátránnyal rendelkezik, ami nem teszi lehetővé nagy területre kiterjedő használatát, különösen nem jégvastagság mérésére. A szeizmikus méréseknek nagy az munkaerő és logisztika igénye, drága, lassú. Bár nagyon részletgazdag információkat nyújt, de ezt egy kis területre csupán. A jelenlegi antarktiszi infrastruktúrával nagy területek felmérése ezzel a módszerrel nem kivitelezhető, de legalábbis a jégradar sokkal alkalmasabb a célra.

Ugyanakkor a fent említett hátrányok nagy része jelentősen mérséklődik, ha nem szárazföldi, hanem vízi szeizmikus mérést szeretnénk végezni. Az egyik legnépszerűbb és leggyümölcsözőbb alkalmazási területét a szeizmikus méréseknek, az antarktiszi vizeken tevékenykedő kutatóhajók eredményei jelentik (4.ábra). Ezen mérések segítségével például rekonstruálhatóak a múltban a jégtakaró előrenyomulásai és visszahúzódásai, így jelentős paleoklimatológiai információval ellátva a klímakutatókat (Accaiano et al., 2005).



3. ábra, Szárazföldi reflexiós szeizmikus szelvény, jól látható a kőzetfelszín határa (Bannister et al., 1999).

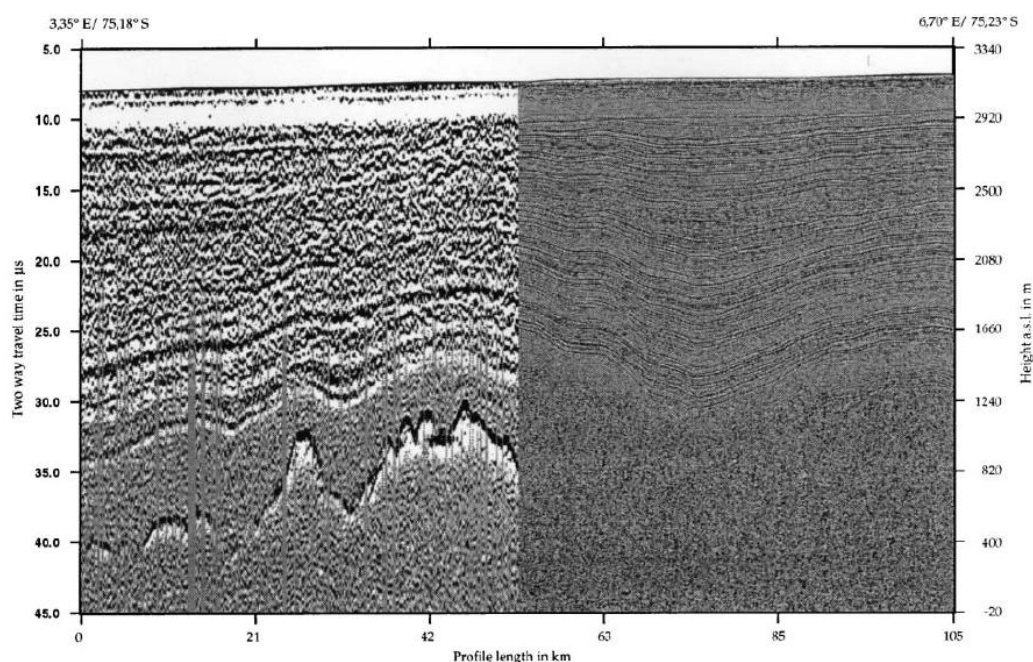


4. ábra, Vizi szeizmikus szelvény, p-hullám terjedési sebesség szerint színezve (Accaiano et al., 2005).

Jégradar

A jégradar (angol nevén Radio Echo Sounding) működési elve megegyezik a hajókra telepíthető SONAR alapú mélységmérőkével. Ezek impulzusszerű hanghullámot bocsátanak ki, majd pedig detektálják a fenékről visszaverődő „visszhangot”. A hullám menetidejéből és a hang vízbeli terjedési sebességének ismeretéből meghatározható a tengerfenék mélysége a hajó alatt. A jégradar esetében szinte teljesen ugyan ez az elv, azzal a lényeges különbséggel, hogy ez esetben elektromágneses hullámok keltése és detektálása a feladat. A módszer alapelvét eleinte repülőgépeken használták, mint altimétert. Amerikai katonai feladatok végrehajtása során a pilóták több jelentésben is beszámoltak róla, hogy jégmezők fölött a radar altiméter nem használható megbízhatóan. Ez adta az ötletet, hogy a jég átlátszó a radar számára és alkalmas lehet a módszer jégvastagság meghatározására.³ Az első kísérletek sikeressége után fokozatosan a jégvastagság meghatározásának első számú módszerévé vált. A jég-közet határ leképezésén túl a módszer képes leképezni a közegben lévő vezetőképesség inhomogenitásokat is. Ezeknek az okozója lehet, ha valahol megváltozik a jégkristályok alakja, a jégben lévő buborékok száma, vagy folyékony víz mennyisége. Jól térképezhetőek még a különböző levegőszennyező anyagok, például a vulkáni hamu, vagy a szulfátok. Mivel ezek a csapadékkal kerülnek a jégbe alkalmasak a jég rétegzettségének vizsgálatára. A

módszer használhatóságát nagyban befolyásolja a használt frekvencia, amplitúdó, az impulzus hossza. Ezeket a paramétereket a tervezett feladatok ismeretében érdemes meghatározni. Például egyes gleccserek vizsgálatánál az alacsony (35 MHz) frekvenciájú mérések alkalmatlanok, mert a völgyfalakról beérkező reflexiók értelmezhetetlenné teszik az eredményt, de egy 620 MHz-en működő műszer ugyanitt képes volt meghatározni a jégvastagságot.⁴ Az AWI RES műszere pedig két különböző hosszúságú „impulzust” tud kibocsátani. Az egyik egy rövid, 60 ns-os impulzus, ami nagy felbontást tesz lehetővé, így alkalmas a jég belső szerkezetének térképezésére, de a behatolási mélysége kicsi. A hosszú, 600 ns-os impulzus viszont, bár gyengébb felbontású, nagy behatolási mélységgel bír, így alkalmas a jég-kőzet határ leképezésére (5. ábra; Steinhage et al., 2001)



5. ábra, Az AWI jégradar felvételei 600 ns-os (balra) és 60 ns-os impulzushosszal (Steinhage et al., 2001).

A jégradar mérések legfőbb hátránya, hogy a kőzetfelszín alá nem lát be, így csupán a jégről szolgáltat információt, mégis gyakran használt eszközről van szó. A módszer széleskörű elterjedését, és a jégvastagság meghatározásában betöltött meghatározó szerepét annak köszönheti, hogy erre a célra ez a módszer a legpraktikusabb. A mérés gyors, nagy a felbontóképessége, és nincs nagy munkaerőigénye. Repülőre is lehet telepíteni, így nagy területről lehet információt szerezni vele és a nehéz terepviszonyok is áthidalhatók így. Pontossága is kielégítő, a legnagyobb bizonytalanságot az okozza, hogy a jégben nem ismert teljesen pontosan a hullámterjedési sebesség. Emellett a firnréteg vastagsága is befolyásolja az eredményt, mivel itt a hullámterjedési sebesség jóval nagyobb, mint a jégben. Összességében a módszer bizonytalansága 1-5%-ra becsülhető. (Lythe et al., 2001).

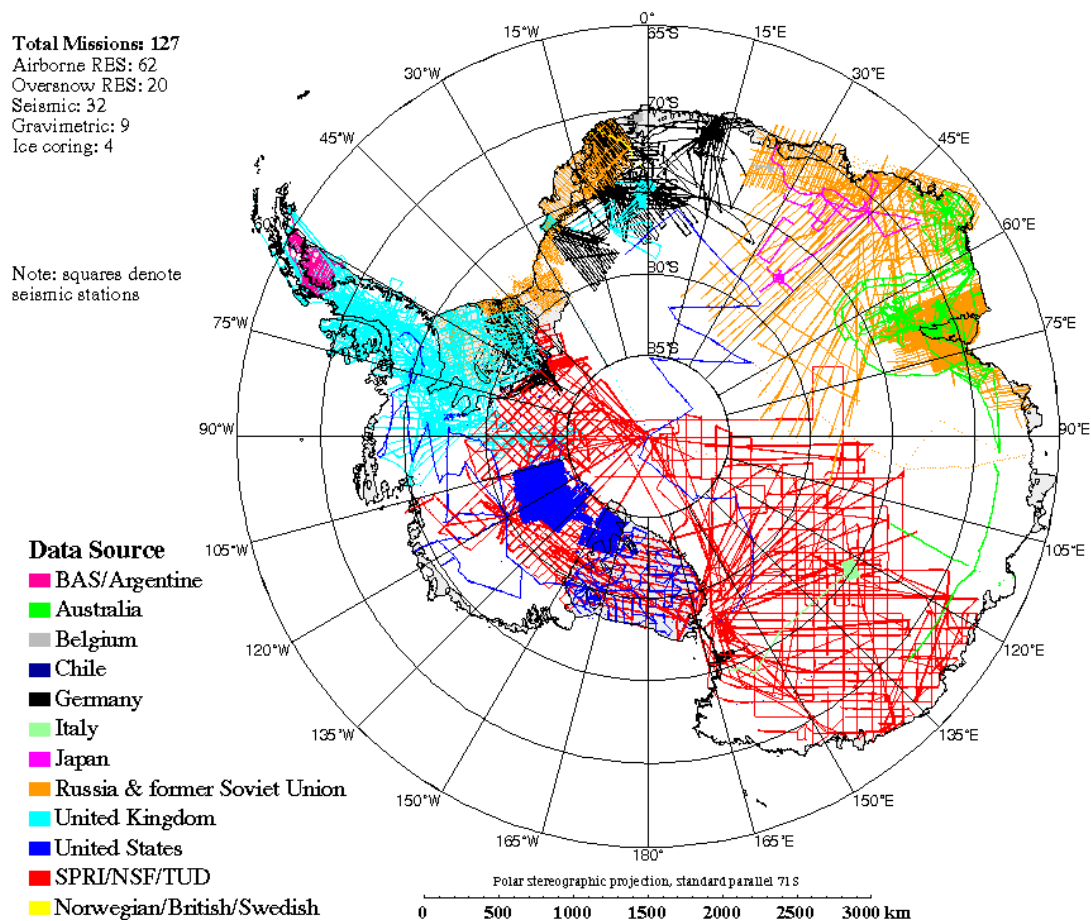
Az Antarktisz leíró egységes adatrendszerek

A kontinens jégmezőin és a környező óceánok területén számos térképező kampány folyt az utóbbi 60 évben. A felmérendő terület nagysága miatt azonban ezek mind csupán a kontinens területének kis hányadára terjedtek ki, és a felmért területeken is kevés információval rendelkezünk a lakott területekhez képest. Így bár nagy mennyiségű mérési adat, és abból származó információ keletkezett, ezek mind különálló kutatócsoportok kezében voltak, nem állt rendelkezésre ezeket egységbe foglaló adatrendszer. A kilencvenes évekre egyre inkább a figyelem középpontjába került a globális felmelegedés. A Grönlandi és Antarktisi jégtakarók esetleges olvadása miatt bekövetkező tengerszint emelkedéstől való félelem a klímatudósok figyelmét a jégtakarók viselkedésére irányította. A jég mennyiségének pontos ismeretéhez, valamint a klímakutatók által használt modellekhez szükség volt egy olyan adatrendszerre, amely a lehető legpontosabban leírja az Antarktisz felszínének, jégtakarójának és aljzatának egészét. Így a 2000-ben publikált BEDMAP adatrendszer nem csupán a kontinens megismerését, hanem a fenti igényeket is szolgálta. 2010-ben született meg a BEDMAP továbbfejlesztéséből az ALBMAP adatrendszer és jelenleg készül a BEDMAP2 adatrendszer.

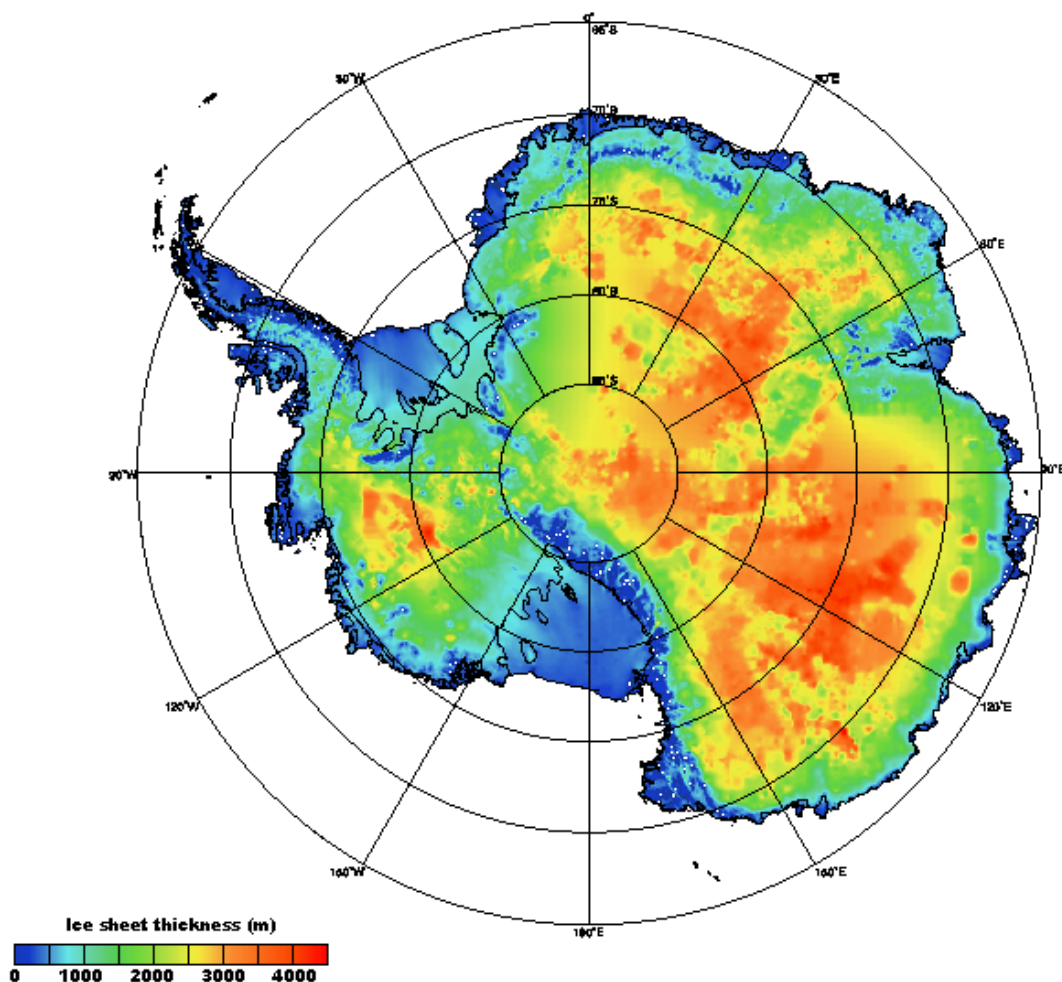
A BEDMAP adatrendszer

A 2000-ben publikált BEDMAP, az első egységes adatrendszer, ami a kontinens egészéről nyújt jégfelszín topográfiai és jégvastagság adatokat, ezen kívül a déli szélesség 60. fokáig tartalmaz batimetriai adatokat. A projekt nemzetközi összefogás révén készült el, 12 ország 39 kutatójának közreműködésével gyűjtötték össze a rendelkezésre álló mérési eredményeket.⁵ Az így összegyűlt adatokat összegezték, majd interpoláció és gridelés után poláris sztereografikus projekción ábrázolták, WGS84 ellipszoidon úgy, hogy a horizontális hiba sehol ne haladja meg a 300 métert. Az így kapott térkép névleges felbontása 5*5 km-es, de ilyen adatsűrűség csupán a kontinens kisebb részén elérhető, vannak olyan kiterjedt területek is, ahol a szelvények közti távolság az 50 km-t is eléri (6. ábra). Érdekes módon, bár a lehető legtöbb adat felhasználása a cél, a rendelkezésre álló adatmennyiséget mégis redukálni kényszerültek. Míg a szelvények nyomvonalán, különösen jégradar méréseknél, nagy adatsűrűség áll rendelkezésre, addig arra merőlegesen nagyon kicsi az adatsűrűség a szelvények közti nagy távolságok miatt. Az adatok ilyen fokú anizotrópiája az interpolációs

eljárások során komoly problémát okoz, ezért megfelelő szűrők alkalmazásával a körülbelül 2 millió adatot 160000-re csökkentették, így az interpolációs hibák nagyban csökkentek (Lythe et al., 2001).



6. ábra, A jégtakaró vastagságát meghatározó mérések által lefedett terület a kutatást végző nemzetek szerint csoportosítva⁶



7. ábra, A BEDMAP jégvastagság térképe⁷

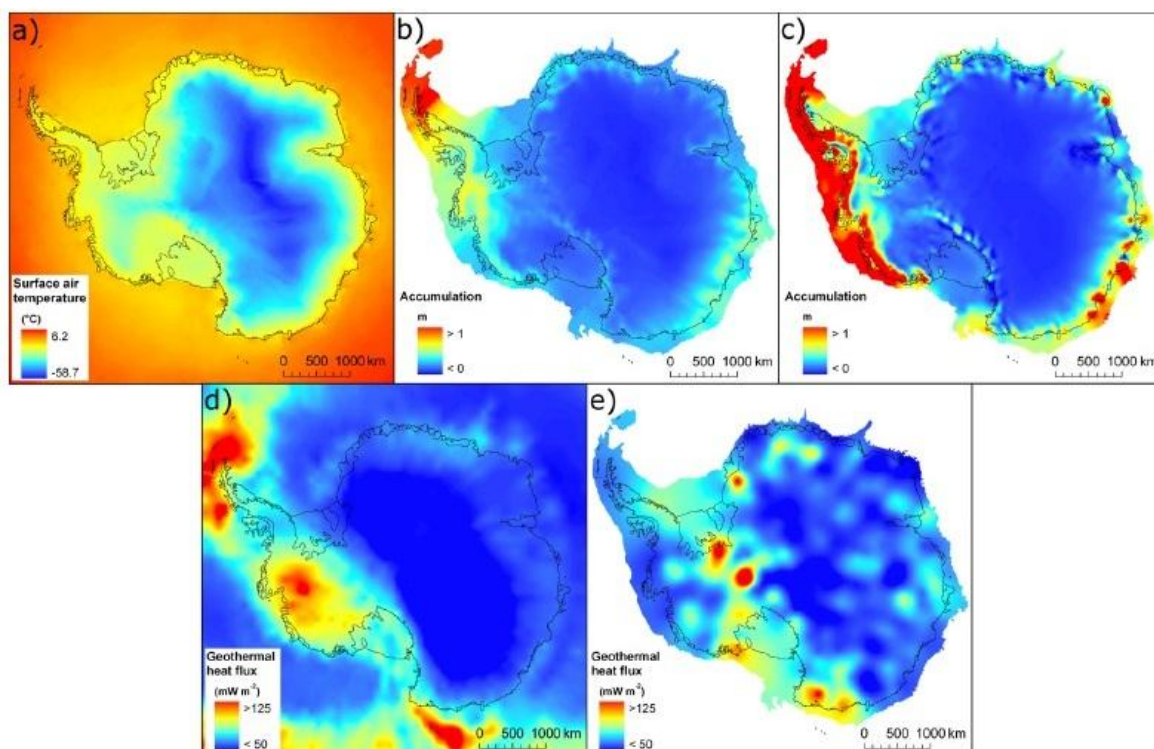
Az ALBMAP adatrendszer

A 2010-ben publikált ALBMAP adatrendszer alapját a BEDMAP projekt alkotja. Elsődleges célja, hogy a numerikus jégtakaró- és klímamodellek számára megfelelő, nagy felbontású adatként szolgáljon. A BEDMAP adatrendszer számos helyen inkonzisztens adatokat tartalmazott, például előfordul benne, hogy a közetfelszín tengerszint feletti magasságának és a jégtakaró vastagságának összege különbözik a jégfelszín tengerszint feletti magasságától. A numerikus jégtakaró modellezések számára ez problémát jelentett, ezért a szerkesztők egy önmagával konzisztens adatrendszerré dolgozták át a már meglévő adatokat.

Nem csak átdolgozták, új – a klíma és jégtakaró modellezés – számára fontos adatrétegek is bekerültek az adatrendszerbe. Ilyenek például a felszíni akkumulációt, felszíni hőmérsékletet, firnréteg vastagságát és geotermikus hőáramot ábrázoló térképek (8. ábra). A hőáram modellek, igen jelentősek számunkra, hiszen ezek azon túl, hogy a jégtakaró dinamikájának megismerésében fontos szerepet játszanak, a terület tektonikáról, geológiájáról

is nyújt némi információt. A két térkép közti jelentős különbségek a hóáram származtatási módjából, fakad. Míg Shapiro és Ritzwoller egy globális szeizmológiai modell segítségével extrapolálta az Antarktisz területére a hóáram értékeket, Fox Maule és munkatársai műholdas mágneses mérések eredményeit használták fel (Le Brocq et al., 2010).

Mindezek mellett néhány 2000 óta született új adatrendszerrel is bővítették a már meglévő adatokat, de a teljesség igénye nélkül. A jelenleg is zajló BEDMAP2 projektnek lesz a célja egy új egységes, minden elérhető adatot magában foglaló adatrendszer megalkotása.



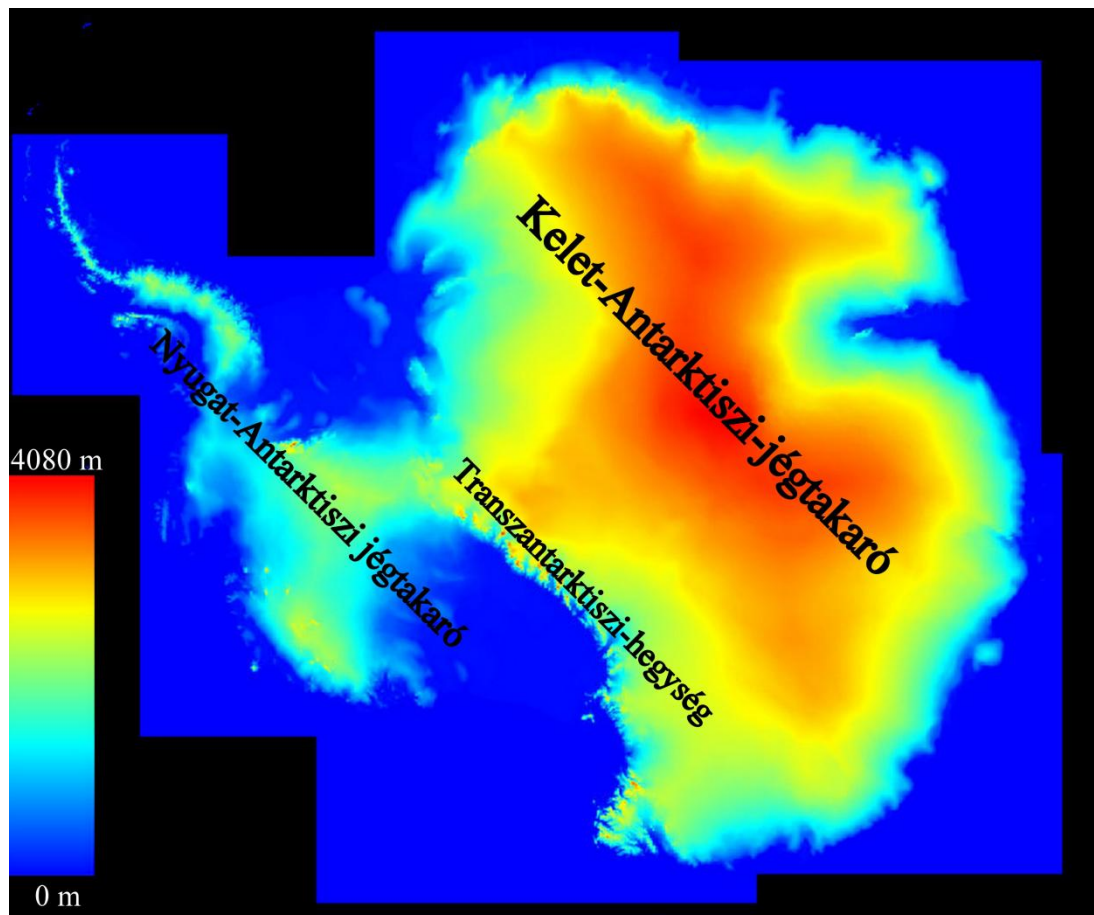
8. ábra, Az új ALBMAP adatrétegek: (a) felszíni hőmérséklet, (b) akkumuláció (Arthern et al., 2006), (c) akkumuláció (Van de Berg et al., 2006), (d) geotermikus hóáram (Shapiro és Ritzwoller, 2004) és (e) geotermikus hóáram (Fox Maule et al., 2005).

A jégtakaró térképezésének eredményei és kapcsolatuk a kontinens tektonikájával

A BEDMAP adatrendszer eredményeinek áttekintése

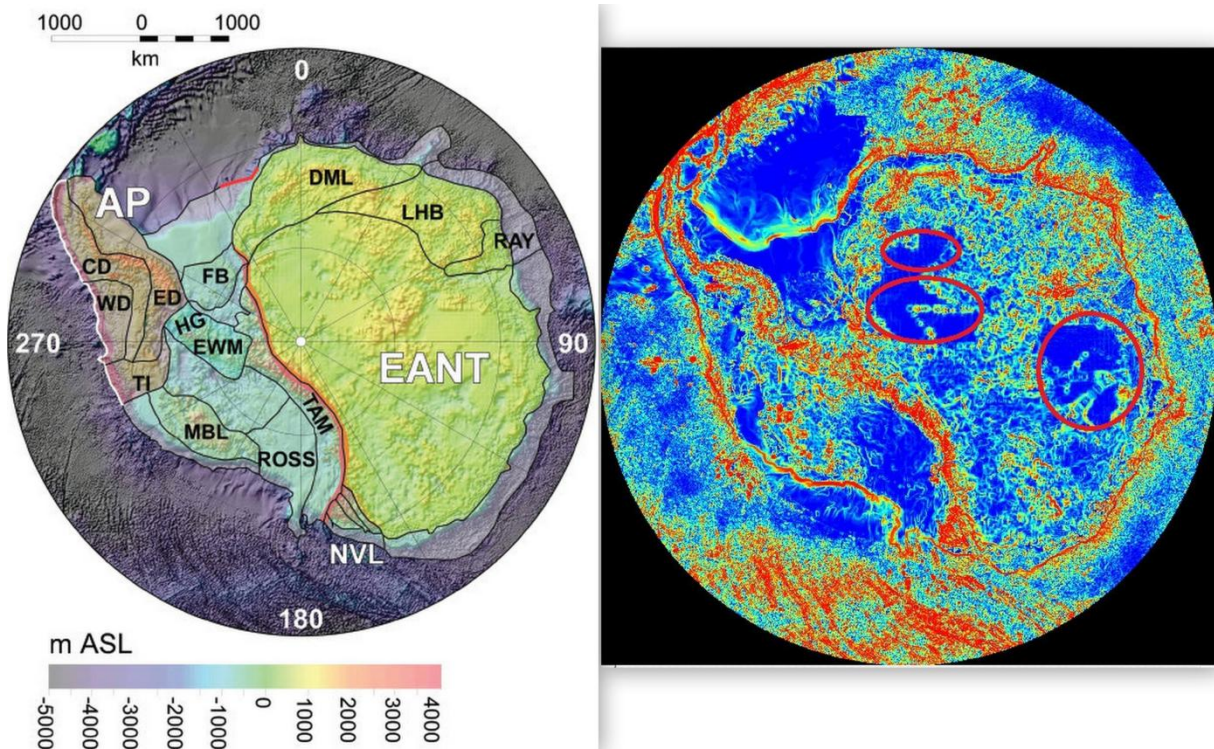
Mint a bevezetőben már kitértem rá, Antarktika valós topográfiáját tenger, vagy több ezer méter vastag jég réteg takarja el. A legkönnyebben térképezhető levegő-szilárd határt jól ismerjük, műholdas méréseknek köszönhetően (9. ábra). Ugyanakkor ez a topográfia nem sokat árul el az Antarktisz tektonikájáról. Ami szembejön még így is, az a kontinens két részre oszthatósága. A kelet-antarktisi jég takaró, egybefüggő 2000 m körüli átlagmagasságú terület. A jég takaró alól alig-alig bukkan ki kőzet, és a jég takaró felszíne is sima, így keveset árul el arról, hogy mi terül el alatta. Ezzel szemben a nyugat-antarktisi jég takaró jóval kisebb kiterjedésű, és alacsonyabb átlagmagasságú keleti szomszédjánál. Partvonala jóval tagoltabb, és a jég felszín is kevésbé sima, ami bonyolultabb aljzati topográfiát feltételez a keletinél. A kettő közötti határként hagyományosan a Transzantarktisi-hegységet szokás megjelölni. A hegység területén számos nunatak található, amik topográfiai elválasztják a keleti jég takarókat a Ross-tenger selfterületeitől, de nem szigorú határvonallal, hiszen számos gleccser vezeti a jég takarók jégét a Ross-tengerbe. A több ezer km-en keresztül húzódó, több ezer méter magas hegység egyértelmű jelét adja, hogy a kontinens két fele nem csupán a jég felszín tekintve, de tektonikailag is különbözik egymástól.

Csupán a terület töredékén bukkannak a kőzetek a felszínre, így a feltárások száma is limitált, ami jelentősen megnehezíti a terület geológiájának megismerését. A kőzetfelszín topográfiájának ismerete, és az abból levonható geomorfológiai következtetések viszont jelentős segítséget nyújthatnak a regionális tektonikai ismereteink bővítésében, különösen egyéb geofizikai módszerekkel kombinálva. Hála az előző részben bemutatott egységes adatrendszereknek, rendelkezésünkre állnak 5*5 km-es felbontású domborzatmodellek a jég és víz alatti kőzetfelszínről (11. ábra). Ennek segítségével már jól kirajzolódik a kontinens valós topográfiája, ami nagy segítségünkre lehet a kontinens vizsgálatában. Ez alapján már első ránézésre elkülöníthetők a kontinens hegységei, a Transzantarktisi-hegység, Dronning Maud-föld hegységei, a Marie-Byrd-föld hegyei, valamint az ezer méternél vastagabb jég takaró alatt rejtőző Gamburtsev-hegység. A jég takaró vizsgálatának egyik fontos eredménye, hogy ezen adatok nélkül fogalmunk se lenne a nagyjából Magyarország méretű 2500 méter magasra törő Gamburtsev-hegység létezéséről.



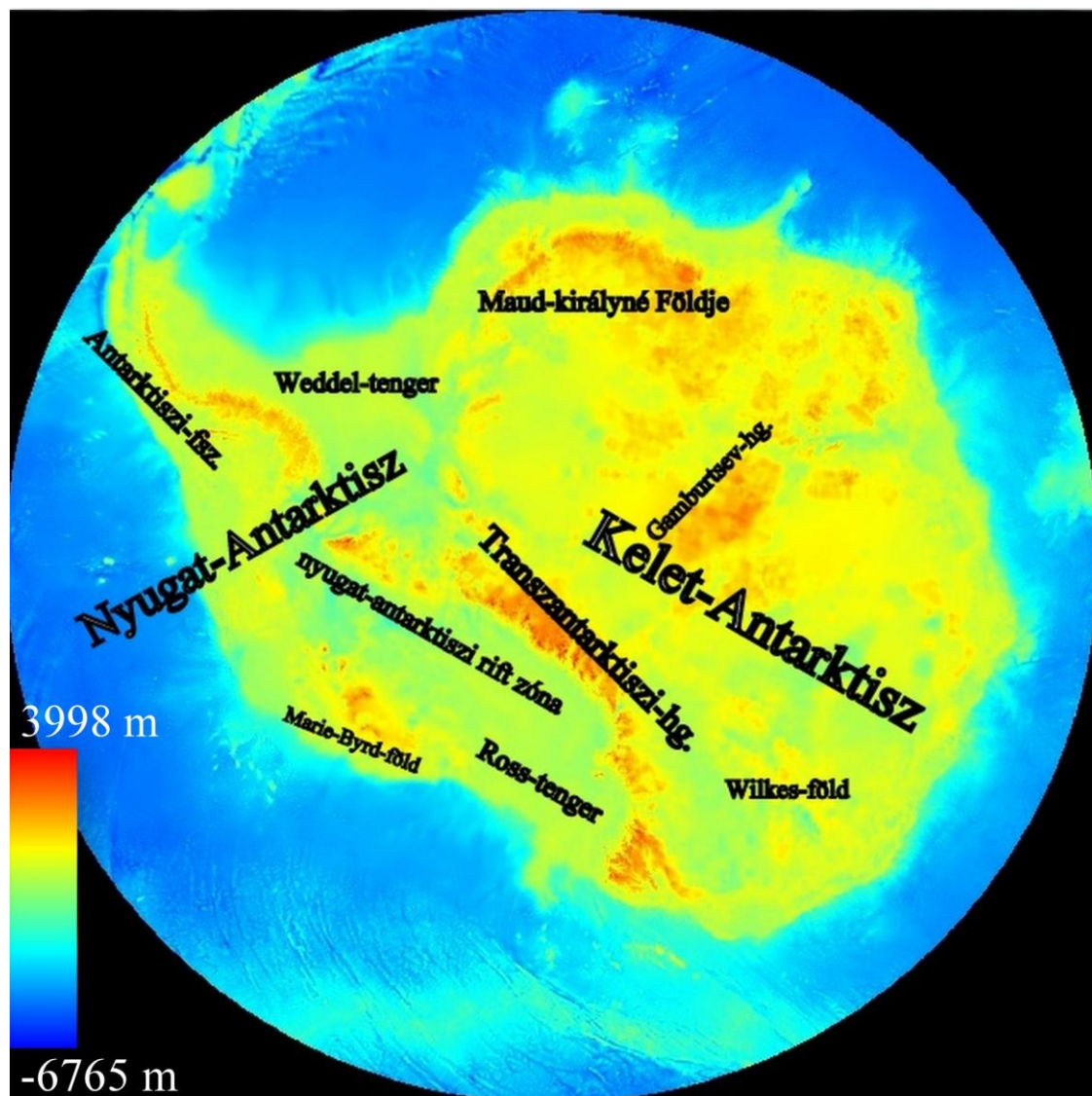
9. ábra, Az Antarktisz topográfiája (BEDMAP)

A közetfelszín topográfiájából már sokkal jobban látszik a kontinens nyugati és keleti fele közötti különbség. Míg a keleti rész nagyjából egybefüggő, hegységekkel és nagyrészt tengerszint felett elhelyezkedő medencékkel tarkított szárazföldi terület, addig a nyugati rész még változatosabb, mint azt a felszíni topográfia mutatja. A hegységi területek mellett a medenceterületek vannak túlsúlyban, amik nagy része jóval tengerszint alatt helyezkedik el, inkább szigetvilág jellegű területek helyezkednek el a nyugat-antarktiszi jégtakaró alatt, mintsem egy összefüggő szárazföldi terület. A kontinens két része tektonikailag is nagyban különbözik egymástól. Kelet-Antarktisz egy nagy összefüggő, kratonikus terület néhány kisebb szerkezeti egységgel, amik Gondwana kialakulása óta a Kelet-Antarktisszal együtt mozognak. Ezzel szemben Nyugat-Antarktisz sok fiatalabb kicsi terrénből áll, amik egymáshoz és Kelet-Antarktiszhoz képest jelenleg is mozognak (10. ábra, Torsvik et al, 2008).



10. ábra, Balra a kontinens tektonikai egységeinek térképe (Torsvik et al., 2008) , jobbra pedig a kontinens domborzatmodelljéből (BEDMAP) számolt lejtőszögtérkép látható. A lejtőszögtérképen is jól elválik egymástól a kontinens két nagy egysége. A piros ellipszisek meghökkenítő, nem várt formakincset jelölnek. Okozójuk minden bizonnyal az adathiányos területeken végzett interpoláció, amit a 6. ábra is igazol.

Sok esetben magasság hisztogramok segítségével is hasznos információkra lehet következtetni, ezért elkészítettem a 11. ábrán bemutatott domborzatmodell hisztogramját (12. ábra). Mivel jelentős méretű óceáni területet is ábrázol a térkép, a hisztogramban is képviseltetik magukat az óceáni mélységek. A -5000 és -4300 méternél látható csúcsok az abisszikus síkságok tipikus mélységtartományát jelölik. A 3000 méter környékén lévő kis meredekségű tartományt a kiemelt helyzetben lévő óceáni hátságok okozzák. Mivel ezek a mélységek az óceáni lemezeken vannak jelen, ezek Antarktika szempontjából kis jelentőséggel bírnak.



11. ábra, Az Antarktisz jég alatti topográfiája, és a környező óceáni területek batimetriája (BEDMAP)

A számunkra érdekes kontinentális lemez egy nagy csúccsal képviselteti magát, amin több kisebb csúcs is ül. A csúcs gyors felépülési szakasza megfeleltethető a kontinentális lejtőnek. Utána -600 és -400 méter mélyen látható a kontinentális self által okozott széles csúcs. A csúcs jelentkezése mindenképpen érthető és varható is a jelenléte, de igen szokatlan mélységben van, és a hisztogramon a tengerszint feletti pár méterrel egybe kéne olvadnia. Kontinentális selfként jellemzően a 200 méternél nem mélyebb területeket szokták számon tartani, amik szorosan kapcsolódnak a part tengerszint feletti részéhez (Borsy, 1998). Ehhez képest az itteni selfek 400 méterrel mélyebben helyezkednek el, ami izosztáziával magyarázható, később részletesebben is kifejtem. A tengerszint feletti 115, 430 és 560 méteres csúcsokat valamilyen tömbfelszínek is létrehozhatják, de valószínűbbnek tartom, hogy a kis adatsűrűségű területek okozzák azokat, ahova az interpoláció során közel sík területek kerültek, az említett magasságértékekkel. A hisztogramon a 600 és 1300, az 1300 és

1600 valamint az 1600 és 2500 méter közötti tartományok egyenesekkel jól közelíthetők. Mindhárom egyenes meredeksége más, a magassággal csökken. Ez tükrözheti a hegységek különböző átlagmagasságát. Érdekesnek tartom megjegyezni, hogy a Gamburtsev-hg. 2800 méter tszf. magasságot is eléri, az Antarktszi-fsz. hegyei pedig 1800 méter körüliek.

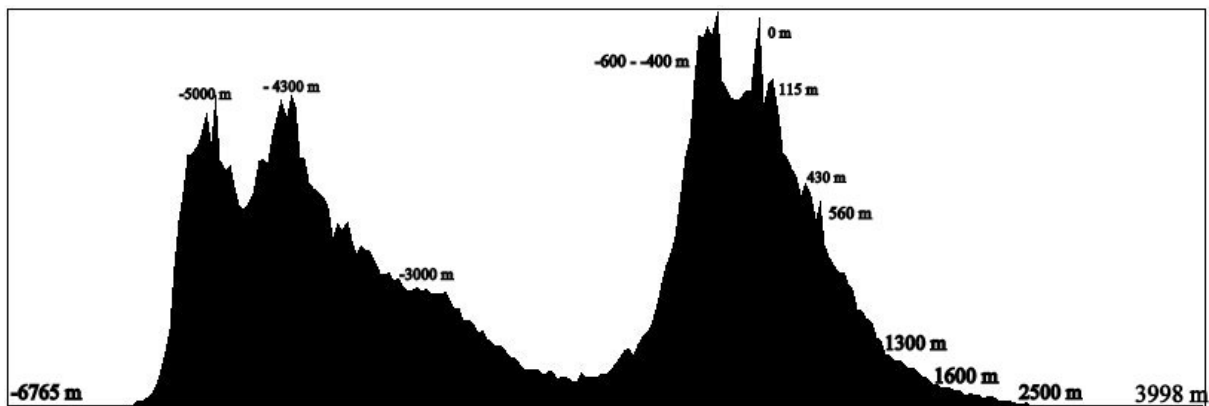
Igen meglepő, hogy a kontinentális self által okozott csúcs, és tengerszint környéki magasságok csúcsa szétválik. Normál esetben (jégborítás nélküli kontinensen), elméleti megfontolások alapján, ez egy csúcsként jelentkezne, hiszen a tenger erodáló tevékenysége, az abrázió egy szűk magasságtartományban működik. Folyamatosan rombolja a partot a tenger javára, és maga után egy igen sima abráziós tönköt hagy. Ennek a sima, kis lejtésű térrésznek a kialakulásához a szárazföldről behordott hordalék is hozzájárul, ami szintén ebben a magasságtartományban hoz létre egy felszínt.

Mindezek alapján logikusnak tűnik, hogy a kontinens a földtörténeti múltban (kb. 10 millió éve) 400 m-rel süllyedt a korábbi szintjéhez képest. Az akkor meglevő selfterületei alapvetően nem változtak, mivel ilyen mélységben, kis lejtésű felszínen a tengerben nincsenek eróziós folyamatok. Az eltelt idő alatt viszont az abrázió a tengerszint környéki magasságban elkezdte kialakítani az abráziós tönköt, ezzel létrehozva egy tengerszint közeli felszínt, ami a csúcsot okozza. Ugyanakkor a jelenlegi partvonal jelentős része jég-víz határ, ami eltérően viselkedik. Az eljegesedés által érintett part menti hegységek esetén a fjordok képződése jellemző, nem a lapos partoké és abráziós tönköké. Az antarktiszi partok is sok helyen ilyenek, így nem indokolt a csúcs jelenléte. A probléma megoldását bonyolítja az a helyzet, hogy a tengerszint az utolsó glaciális maximum idején közelítőleg 100 méterrel alacsonyabb volt és csak az utolsó 10 ezer évben érte el mai szintjét.

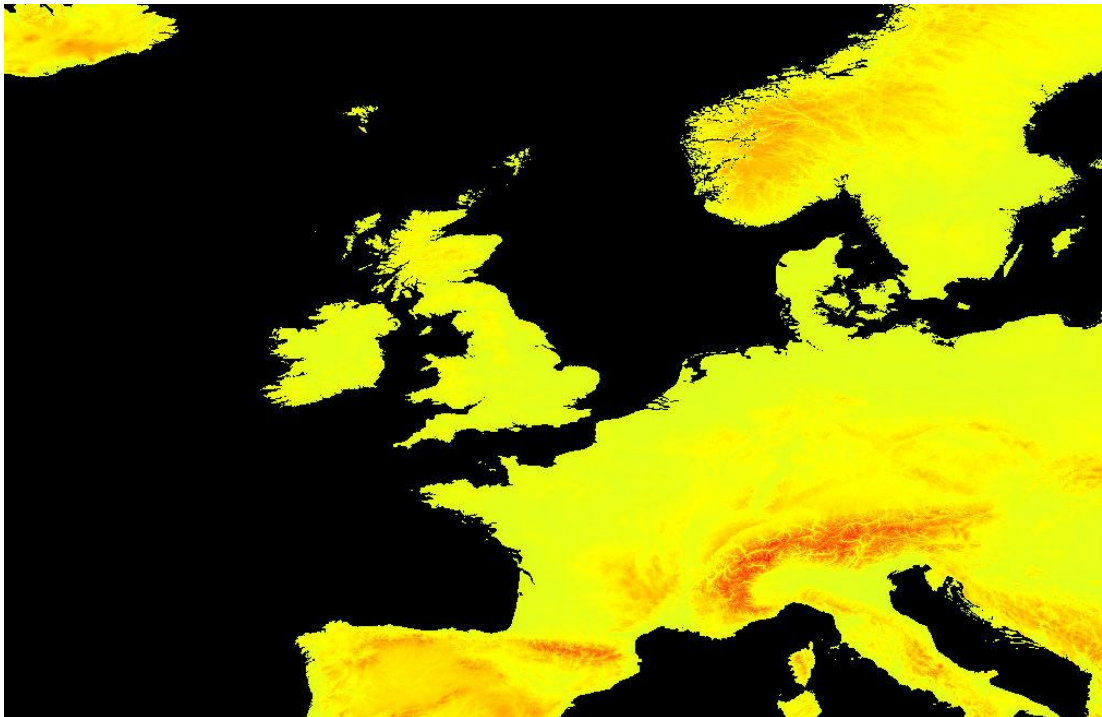
Összességében úgy gondolom, érdekes jelenséggel van dolgunk, aminek a kialakulása kérdéses, további információk szükségesek a probléma megoldására. Itt is könnyen elképzelhető, hogy a csúcs egy térinformatikai eredetű jelenség, interpoláció vagy partvonal definiálás következménye.

Érdekes lehet egy ismert területtel összevetni a rendelkezésre álló domborzatmodellt és megnézni, mire is elég az 5*5 km-es pixelméret. Erre a célra alkalmas a GTOPO30 Európát ábrázoló domborzatmodellje, hiszen ennek az eredeti horizontális felbontása 1*1 km, amit 5*5 km-esre átmintavételezve felhasználhatunk az összehasonlításra. A kontinensléptékű térképen jól elkülöníthetőek a nagyobb hegységek és medence jellegű területek. Szembetűnő jelenség a 3 nagy jég által érintett magashegység, az Alpok esetén még így is jól látszanak a jegesedés nyomai, a nagyobb gleccservölgyek, de a Pireneusok és a Skandináv-hg. esetében is láthatók ezek. Ugyanakkor az ábrán használt színezés mellett a kisebb hegységek, például a

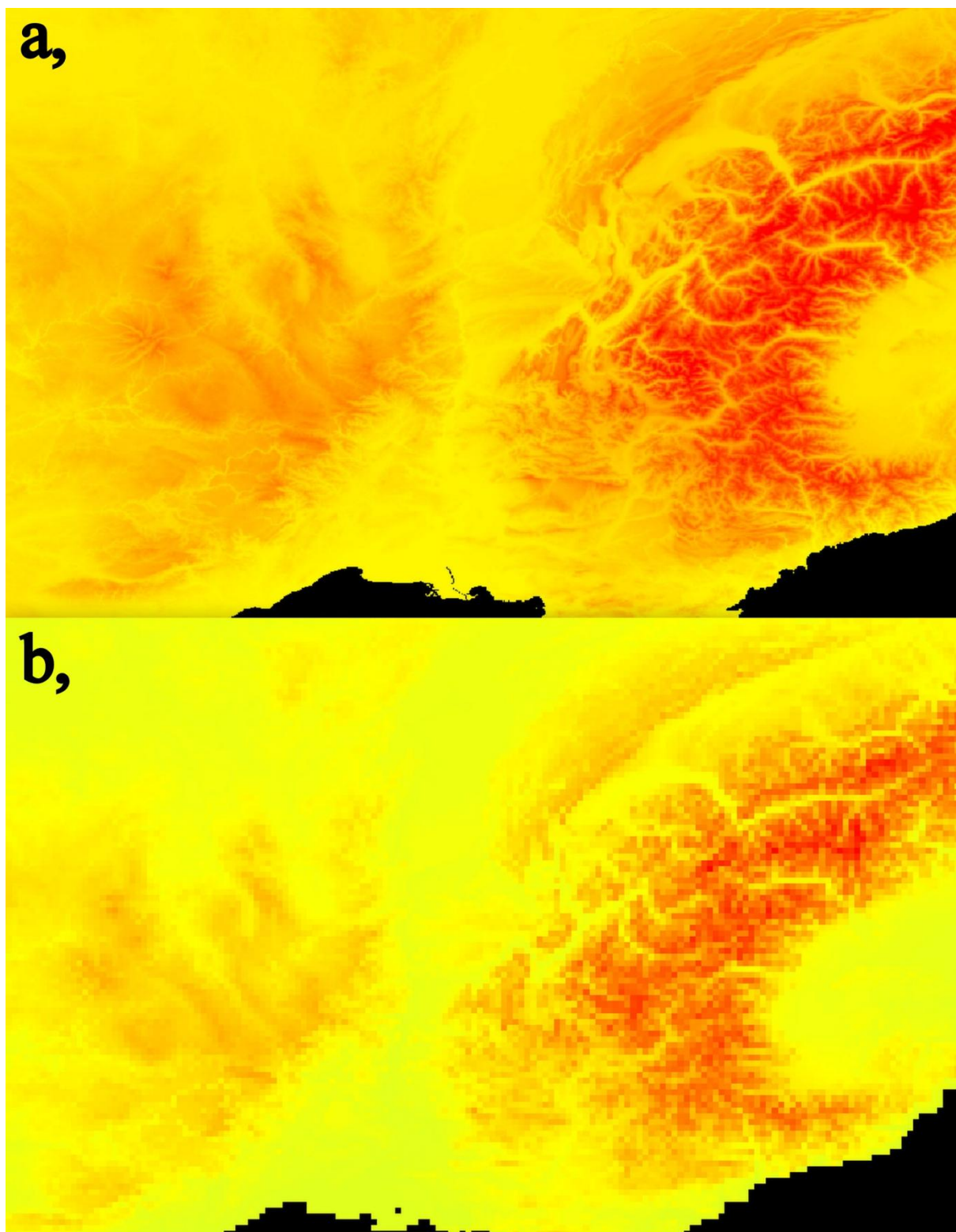
Brit-sziget hegységei, már alig látszanak (13.ábra). A 14. ábrán jól összehasonlítható az 1*1 km-es és 5*5 km-es felbontás közti különbség. Az Alpokban a nagyított térképen is jól láthatók a nagyobb völgyek, de az 1*1-es felbontásnál jól látható mellékvölgyek már csak sejthetőek. A többi, döntően tektonika és folyóvízi erózió által formált területen viszont már óriási a különbség. Kis túlzással kizárólag a hegység, vagy medence léte látható 5*5-ös felbontásnál, azok szerkezetéről nem nyújt információt, míg az 1*1-es felbontás igen. Ezek alapján valós 5*5 km-es felbontás mellett jól lehatárolhatóak az Antarktisz hegységei, valamint az eljegesedés nyomai is jól nyomozhatók, de finomabb vizsgálatokra alkalmatlan az adatrendszer.



12. ábra, A 11. ábrán bemutatott domborzatmodell magasság hisztogramja. A függőleges tengelyen a gyakoriság, a vízszintesen pedig a magasság szerepel. (BEDMAP)



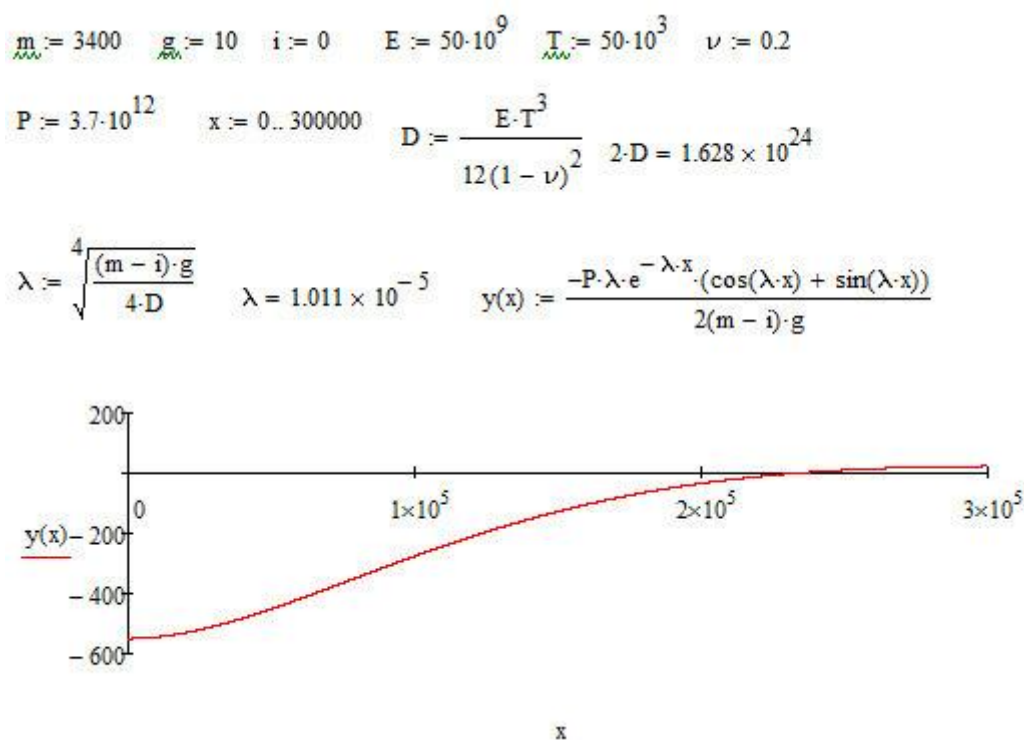
13. ábra, Európa 5*5 km-es felbontású domborzatmodellje a 11. ábrával megegyező módon színezve (GTOPO30 adatok felhasználásával)



14. ábra, A Massif Central, a Jura és a Nyugati-Alpok 1*1 km-es (a,) és 5*5 km-es (b,) felbontású domborzatmodellje, a 11. ábrával megegyezően színezve. (GTOPO30 adatok felhasználásával)

A jégtakaró tömege által kiváltott izosztatikus hatások

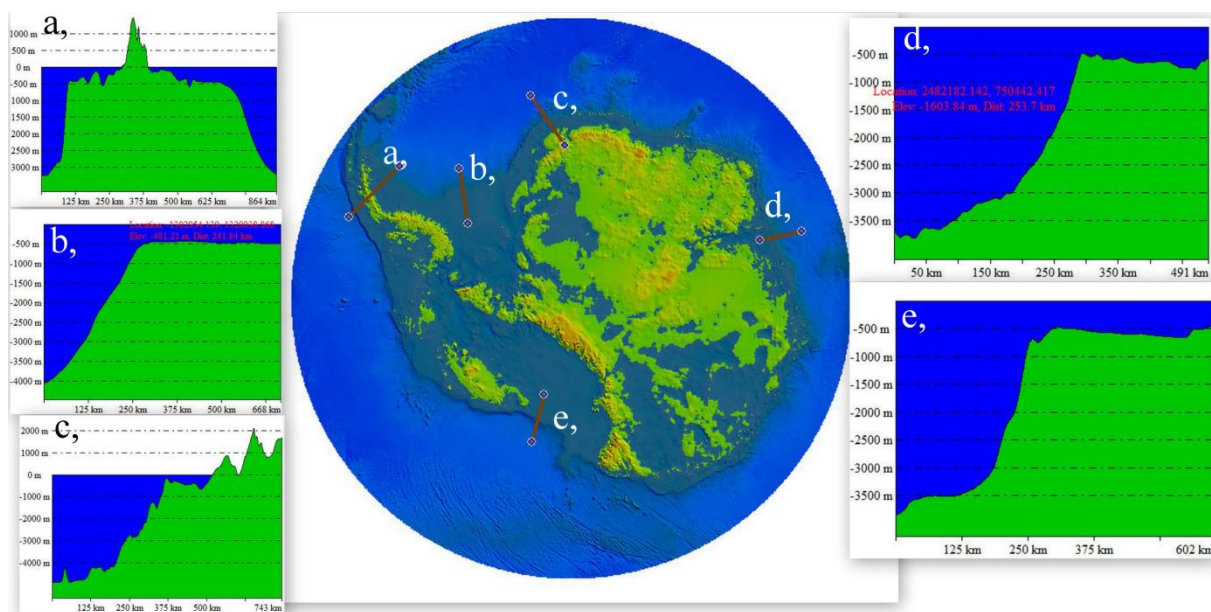
A Föld belső szerkezetének megismerésére irányuló kutatásoknak hála tudjuk, hogy bolygónkat sűrűség szerint differenciált gömbhéjak alkotják. A szilárd kőzetlemezek egy nagyobb sűrűségű, geológiai időskálán folyadékként viselkedő rétegen, az asztenoszférán „úsznak”. Normál esetben egyfajta hidrosztatikus egyensúly áll fenn, azonban ezt az egyensúlyt a kőzetlemez adott területen terhelő tömegek megjelenése vagy eltűnése felborítja. Ennek következtében a kőzetlemez függőleges irányú elmozdulással igyekszik újra egyensúlyi helyzetbe kerülni. Ezt nevezzük izosztáziának. A jelenséget alapvetően a változást kiváltó tömeg, a rugalmasan viselkedő litoszféra és a viszkózan viselkedő asztenoszféra paraméterei határozzák meg.



15. ábra, A litoszféra flexúrája 1*1*4 km-es jégoszlop súly alatt. A rugalmas állandók gránitra jellemző értékek, az effektív elasztikus vastagság idősebb, de nem kratonikus területekre jellemző érték. A modell a fenti paraméterek esetén érvényes egyensúlyi behajlást mutatják, méterben. A modell 2D-s; homogén, végtelen rudat, homogén folyadékréteget, pontszerű terhelést és kis behajlást feltételez. (A. B. Watts, 2001)

Már a hisztogram vizsgálatánál szembetűnhetett, hogy a -600 és -400 méter közötti tartomány igen nagy gyakorisággal képviselteti magát. A kontinens topográfiai térképét is szemügyre véve, arra a következtetésre juthatunk, hogy ebben a mélységtartományban találhatók az Antarktisz selfterületei. Ez meglehetősen szokatlan, általában 200 méternél nem

mélyebb területek szoktak selfként definiálni. Bár a jelenség szokatlan a fentiek fényében a magyarázata nyilvánvaló. Antartikát kiterjedt, több ezer méter vastag jégtakaró borítja, ami jelentős terhelés a litoszféra és az asztenoszféra számára, így az kénytelen új egyensúlyi állapotra törekedni, aminek következtében a kontinens jelentős mértékben kénytelen volt lesüllyedni a korábbi szintje alá, így a kontinens szerves részét képező selfterületek is süllyedtek. Abból, hogy a kontinentális peremek jellemzően 500-600 méter mélyen találhatók arra következtethetünk, hogy közelítőleg 300-400 métert süllyedt le a kontinens egésze. Ugyanakkor a 15. ábrán látható, hogy a terhelés hatására a válasz regionális jellegű, így a kontinens is valószínűleg regionálisan máshogy reagált, a jégvastagság és a kéreg inhomogenitása miatt.

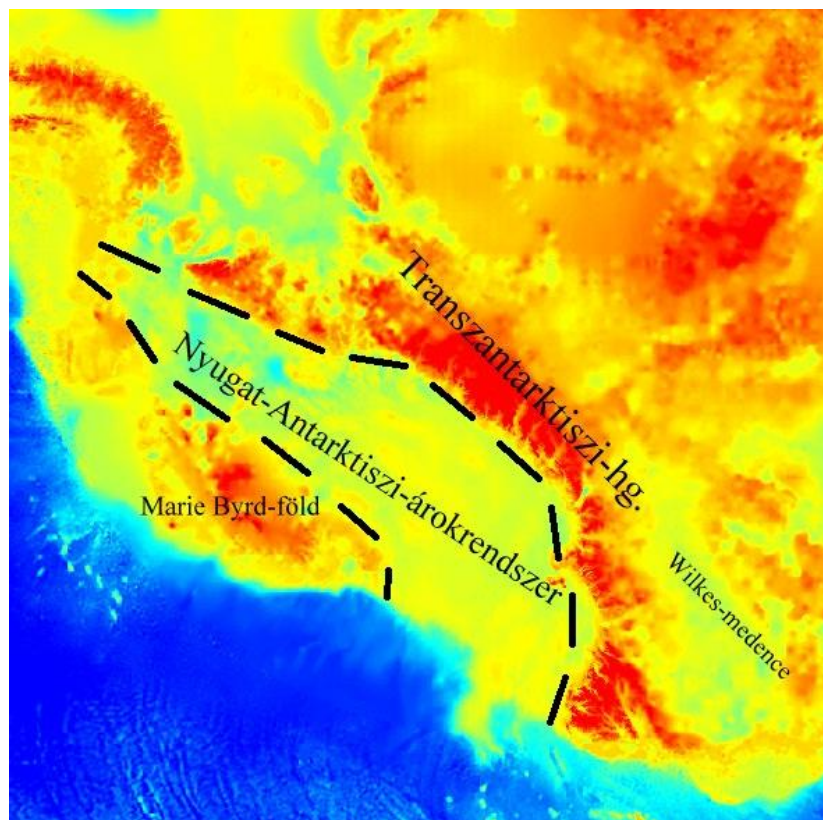


16. ábra, Keresztmetszetek a térképen jelölt ábrák mentén (BEDMAP)

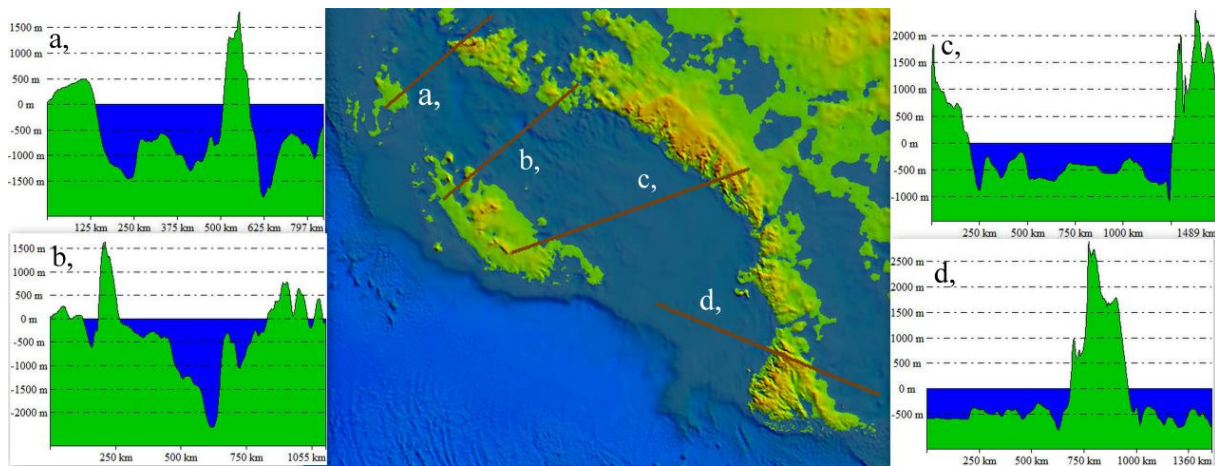
A 16. ábrán látható, hogy több esetben is a selfperem magasabban helyezkedik el, mint a mögöttes területek. A c, d, és e, szelvényeken jól látható, hogy a self a kontinensek felé lejt, valamint a b, szelvényen is, de ott jóval kisebb meredekséggel. Ez is teljesen szokatlan jelenség, hiszen máshol a selfek a kontinens felől a tenger felé lejtnek. Ezt a jelenséget is magyarázhatja a flexurális izosztázia, hiszen mint a 15. ábrán láttuk a hatás a hatótól távolodva csökken, azaz a kontinens közeli területek, amik közelebb vannak a jéghez lejjebb kerülnek, mint a távoli peremek. Ugyanakkor a jég, mint külső erő is okozhat ilyen morfológiát. A kontinensközeli területeken előfordul, hogy a túl vastagra hízott selfjég megfeneklik, és a szárazföldihez hasonló eróziós munkát végez. A jég által szállított üledékek felhalmozódása viszont a forrásterületektől távol jellemző, ahol a jég már pusztul. Ez egybe eshet a selfek peremterületeivel, ahol a felhalmozódó üledék magaslatot alakít ki.

A nyugat-antarktiszi árokrendszer és a Transzantarktiszi-hegység

Az antarktiszi közetfelszín domborzatmodelljén igen feltűnő jelenség a nyugat-antarktiszi rift zóna. Egy jelentős, 500-1000 méter közötti mélységgel jellemezhető terület húzódik végig Nyugat-Antarktisz területén. Keleti oldalán helyezkedik el a 3500 km hosszú Transzantarktiszi hegység, nyugati oldalán pedig a Marie Byrd-föld és az Ellsworth-föld hegységei, szárazföldi területei (18. és 19. ábra). A terület extenziós jellegét bizonyítják paleomágneses adatok, amik tanúsága szerint Nyugat-Antarktisz a késő kréta óta távolodik Kelet-Antarktistól (Torsvik et al., 2008). Nem meglepő a hőáram térképeken mutatkozó éles kontraszt a kratonikus keleti rész alacsony hőárama és a tektonikailag aktív nyugati rész magas hőárama közötti kontraszt (8. ábra). Az Antarktisz alatti területeket térképező szeizmikus tomográfia vizsgálatok alapján, a rift zóna alatt sekély mélységben alacsony sebességű zóna található, míg a kratonikus területek alatt 200 km mélységben is nagy sebességek jellemzőek (Morelli és Danesi, 2003). Az egyetlen ismert, napjainkban is működő vulkán, az Erebus a rift peremén, a Ross-szigeten található, emellett több a kainozoikumban működött vulkán is található a térségben. A térség geofizikai kutatásainak egyik kedvelt célja a terület vulkánjainak felderítése, megismerése. Mágneses mérések és aljzati topográfia korrelációja több tucat vulkán létére utal a jég alatt. (Behrendt, 2012)



17. ábra, Nyugat-Antarktisz domborzatmodellje (BEDMAP)



16. ábra, Az térképen jelölt magasságszelvények, a nyugat-antarktiszi rift zóna, és a Transzantarktiszi-hegység területéről (BEDMAP). A szelvényeken és térképen is látszik a rift aszimmetrikus jellege, hogy a Transzantarktiszi-hegység felőli peremén jóval nagyobb relief jellemző, mint a másik peremén.

Az árokrendszer mellett elhelyezkedő Transzantarktiszi-hegység, és a Wilkes jégalatti medence is roppant érdekes képződmények. A Transzantarktiszi-hegységnek Gondwana kialakulása idején az aktív kontinensperemen létrejött orogén képezi alapját (Torsvik et al., 2008). Az általánosan elfogadott nézet szerint a ma látható hegységet ennek az orogénnek a riftesedés következtében kiemelkedett és exhumálódott maradványai alkotják. A hegység kiemelkedésének okai viszont tisztázatlanok. Van olyan elmélet, ami szerint a rift zóna területén végbement extenzió révén keletkezett hőt, és hőtágulást teszi felelőssé a hegység kiemelkedéséért (Smith and Drewry, 1984). Egy másik elmélet szerint a litoszféra flexúrája okozta a kiemelkedést. Az extenzió következtében a hegység mentén egy mélyre hatoló normálvető mentén a kőzetlemez eltört, majd felemelkedett, így hozva létre a hegységet (Stern and ten Brink, 1989). Egy alternatív elmélet szerint a hegység és Nyugat-Antarktika egy a mezozoikumban létezett kiemelt, vastag kéregplató maradványa (Huerta, 2007). Egy numerikus modell a fiatal kéregplató és idős kraton által létrehozott aszimmetrikus litoszféra szerkezetből indul ki. Az extenzió során kialakuló deformációk a leggyengébb területen, a kratonikus kéreg és a nem kratonikus kéreg határon összpontosulnak, ami aszimmetrikus rift szerkezetet eredményez. A riftesedés következtében létrejövő köpenyáramlások hatására a kraton határán felhalmozódik a kéreganyag, ami kismértékű gyökéreképződést, az pedig kiemelkedést okoz. Ennek következtében a mögöttes Wilkes-medence a litoszféra flexúrája miatt lesüllyed, alatta az erős kratonikus litoszféra feltehetően nem vékonyodott. A modell eredményeként egy olyan geometria, ami a valós topográfia jellegzetességeit is magában hordozza. (van Wijk et al., 2008)

Összefoglalás

Az Antarktisz tudományos kutatása 60 évvel ezelőtti megindulása óta is töretlenül halad, egyre eredményesebben. A kontinens megismerésének kulcsfontosságú mozzanata az azt borító jég feltérképezése. A geofizika eszközeivel hitelesen leképezhető a jég alatti kőzetfelszín. Az utóbbi bő évtized erőfeszítései a helyi mérési eredmények egységes adatrendszerbe foglalására nagy lendületet adtak a kontinens egészét vizsgáló kutatásoknak. Az egész kontinensre kiterjedő adatrendszer vizsgálatából kitűnik, hogy az Antarktisz „Kétarcú Kontinens”, amit egyéb forrásokból származó kutatások is megerősítenek. Az adatrendszer elemzése során fény derült a kontinentális selfek anomális mélységére, és néhol anomális morfológiájára. Az anomáliákat a jégtakaró súlya által kiváltott flexurális izosztáziával magyarázom. A Transzantarktisi-hegység nyugati peremén rift zóna húzódik, aminek létét kapcsolódó vulkanizmus, a terület morfológiája, és tektonikai vizsgálatok bizonyítják. Numerikus modelleredmények szerint a hegység és az árokrendszer létrejötte szorosan kapcsolódik. Az adatrendszer vizsgálata során azonban több kérdés is felmerült, amik kielégítő magyarázatára a rendelkezésemre álló információ birtokában nem vállalkozhattam. Szemléltettem, hogy valós 5*5 km-es felbontású domborzatmodell egy jég által erősen érintett területen már abszolút releváns, globálisan erre kell törekedni. Tudományos szempontból érdekes területeken finomabb vizsgálatokhoz ugyanakkor indokolt ennél nagyobb felbontású adatrendszerre törekedni. Bár az erőfeszítéseknek hála már sokat tudunk a jéggel fedett kontinensről, Antarktisz még mindig Földünk legkevésbé ismert területe.

Köszönetnyilvánítás

Szeretném köszönetemet kifejezni témavezetőmnek, Dr. Horváth Ferencnek szakmai segítségéért és tanácsaiért, Dr. Székely Balázsnak a domborzatmodellekről átadott ismereteiért, Dr. Timár Gábornak, hogy megismertette a térinformatika alapjait, a családomnak és barátaimnak, hogy tolerálták a dolgozat írásával járó nehézségeket. Köszönök továbbá minden biztatást és bátorítást, amit az elmúlt időszakban kaptam!

Felhasznált Irodalom

Accaino F., Böhm G., Brancolini G., 2005. Analysis of Antarctic Glaciations by seismic reflection and refraction tomography, *Marine Geology*, 216, 145-154

Bannister, S., Melhuish, A., Henrys, S., Stern, T., ten Brink, U., 1999, Deep Seismic Reflections beneath the Trans-Antarctic Mountain Front, from Reprocessed SERIS Seismic Data, *Terra Antarctica*

Behrendt, J.C., 2012. The aeromagnetic method as a tool to identify Cenozoic magmatism in the West Antarctic Rift System beneath the West Antarctic Ice Sheet – A review; Thiel subglacial volcano as possible source of ash layer in the WAISCORE, *Tectonophysics*

Borsy, Zoltán, 1998. Általános Természetföldrajz, 136

Le Brocq A.M., Payne A.J., and Vieli A., 2010. An improved Antarctic dataset for high resolution numerical ice sheet models (ALBMAP v1), *Earth Syst. Sci. Data* 2, 247-260

Gruber, László, 2004. Ausztrália, Óceánia és az Antarktis természeti földrajza, 169-175

Huerta, A.D., 2007. Litospheric structure across Transantarctic Mountains constrained by an analysis of gravity and thermal structure. Cooper, A.K., Raymond, C.R., et al. (Eds.), *Antarctica: A Keystone in a Changing World*

Jordan, T.A., Ferraccioli, F., Jones, P.C., Smellie J.L., Ghidella M., Corr H., 2009. Airborne gravity reveals interior of Antarctic volcano, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175, 127-136

Lythe, M.B., Vaughan D.G., and the BEDMAP Consortium, 2001. BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 106(B6), 11,335–11,351

Morelli, A., Danesi S., 2004 Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review, *Global and Planetary Change* 42, 155-165

Smith, A.G., Drewry, D.J., 1984. Delayed phase change due to hot asthenosphere causes Transantarctic uplift? *Nature* 309, 536-538.

Smith A.M., 1997. Basal conditions on Rutford Ice Stream, West Antarctica, from seismic observations, *Journal of Geophysical Research*, 102, 543

Steinhage, D., Nixdorf U., Meyer U., Miller H., 2001. Subglacial topography and internal structure of central and western Dronning Maud Land, Antarctica, determined from airborne radio echo sounding, *Journal of Applied Geophysics*, 47, 183-189

Ruddiman, W.F., 2000. *Earth's Climate: Past and Future*, 148-171

Stern, T.a., ten Brink, U.S., 1989. Flexural uplift of the Transantarctic Mountains, *Journal of Geophysical Research* 94, 10,315-10,330

Studinger M., Bell, R.E., Buck, W.R., Karner, G.D., Blakenship, D.D., 2004. Sub-ice geology inland of the Transantarctic Mountain in light of new aerogeophysical data, *Earth and Planetary Science Letters*, 220, 391-408

Torsvik et al., *Antarctica and Global Paleogeography: From Rodinia, Through Gondwanaland and Pangea, to the Birth of Southern Ocean and the Opening of Gateways*, 2008

Watts A.B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, 97-102. , Cambridge University Press

van Wijk, J.W., Lawrence, J.F., Driscoll, N.W., 2008. Formation of the Transantarctic Mountains related to extension of the West Antarctic Rift system, *Tectonophysics* 458, 117-126

Az ábrák készítése során használt programok:

- ER Mapper 7.1
- Global Mapper 13

Elektronikus források

¹ http://www.grida.no/graphicslib/detail/antarctica-topography-and-bathymetry-topographic-map_144e

² <http://hu.wikipedia.org/wiki/S%C5%B1r%C5%B1s%C3%A9g>

³ <http://www.earthzine.org/2008/09/26/a-brief-history-of-radio-echo-sounding-of-ice/>

⁴ <http://www.earthzine.org/2008/09/26/a-brief-history-of-radio-echo-sounding-of-ice/>

⁵ http://www.antarctica.ac.uk/bas_research/data/access/bedmap/information/consortium.html

⁶ http://www.antarctica.ac.uk/bas_research/data/access/bedmap/database/bedmap_coverage.html

⁷ http://www.antarctica.ac.uk/bas_research/data/access/bedmap/examples/icethic.gif