

Útgáfufélagið Slemba

Rit Reiknistofu í veðurfræði

Ólafur Rögnvaldsson

Hálfván Ágústsson

Haraldur Ólafsson

Halldór Björnsson

Kristján Jónasson

Óli Grétar Blöndal Sveinsson

Stöðuskýrsla vegna annars árs RÁVAndar verkefnisins

REYKJAVÍK
SEPTEMBER 2008

EFNISYFIRLIT

1	Inngangur	2
2	Markmið	2
3	Vörður, tíma- og kostnaðaráætlun	2
4	Verkþættir	3
4.1	Gagnaúrvinnsla	3
4.1.1	SKÚR	4
4.1.2	FLOHOF	5
4.1.3	Óveður við Ísland og Grænland - GFDEx	6
4.2	Þróun gagnagrunns og gagnaframsetningar	6
4.3	Þróun jaðarlagslíkans	7
4.4	Þróun hviðulíkans	7
4.5	Þróun aðferða til áhættumats	8
5	Verkáætlun þriðja árs RÁVAndarinnar	9
6	Samantekt	9
7	HEIMILDIR	10
	FYLGISKJÖL	10

1 INNGANGUR

Í júlí 2006 gerðu Háskóli Íslands (HÍ), Landsnet (LN), Landsvirkjun (LV), Orkustofnun (OS), Orkuveita Reykjavíkur (OR), Reiknistofa í veðurfræði (RV) og Veðurstofa Íslands (VÍ) með sér samning um styrkveitingu til rannsóknaverkefnisins "Reikningar á veðri - RÁV". Í ársbyrjun 2007 fékkst að auki öndvegisstyrkur frá Rannsóknasjóði Íslands til þessa verkefnis, hefur það því hlotið nýtt nafn: RÁVÖndin.

Stýrihópur verkefnisins skipa Haraldur Ólafsson (HÍ) – formaður, Ólafur Rögnvaldsson (RV) – dagleg umsjón, Halldór Björnsson (VÍ) og Óli Grétar Blöndal Sveinsson (LV).

Í stöðuskýrslu þessari verður farið yfir verkþætti sem unnir hafa verið á öðru ári verkefnisins og mat lagt á framgang verkefnisins í heild sinni. Ennfremur eru gerð skil á ritrýndum greinum, ráðstefnuritgerðum og skýrslum sem unnar hafa verið í tengslum við verkefnið.

Í febrúar 2008 var haldinn kynningarfundur fyrir aðstandendur RÁVAndarinnar þar sem framgangur verksins var kynntur. Þann 8. september síðastlinn var haldinn annar kynningarfundur þar sem niðurstöðum og framgangi verkefnisins voru gerð ítarleg skil.

Auk þessara tveggja vinnufunda hafa niðurstöður úr verkefninu verið kynntar á ráðstefnum jafnt innanlands sem utan. Helstu ráðstefnur og fræðagingar voru:

- Tuttugasta og sjötta Norræna veðurfræðingagíngið sem haldið var í Reykjavík í júní 2008.
- Átjándi jaðarlagsráðstefna Bandaríska veðurfræðifélagsins sem haldin var í Stokkhólmi í júní 2008.
- Níunda ráðstefnan um WRF veðurlíkanið, haldin í Boulder, Colorado, í júní 2008.
- Prettándi ráðstefna Bandaríska veðurfræðifélagsins um fjallaveðurfræði, haldin í Whistler í Kanada í ágúst 2008.
- Fundur um THORPEX verkefnið haldinn í Reading í ágúst 2008.

Að verkinu hafa unnið Einar M. Einarsson (RV), Guðrún Nína Petersen (Háskóli Austur Anglíu, UEA), Halldór Björnsson (VÍ), Haraldur Ólafsson (HÍ), Hálf dán Ágústsson (RV), Hrafnkell Pálsson (RV), Jian-Wen Bao (NOAA/ESRL), Kristján Jónasson (HÍ), Ólafur Rögnvaldsson (RV), Tryggvi Edwald (RV), Þorsteinn Arnalds (Hending), Þórður Arason (VÍ) og Örnólfur E. Rögnvaldsson (RV).

2 MARKMIÐ

Markmið verkefnisins er að spá fyrir og kortleggja hita, úrkomu og vind í þétta reiknineti við núverandi veðurfar. Ennfremur að þróa frekar tæki og hugbúnað til að kanna fyrrgreinda veðurþætti í núverandi og framtíðarveðurfari.

3 VÖRÐUR, TÍMA– OG KOSTNAÐARÁÆTLUN

Helstu vörður verkefnisins eru:

- 1) Verkþættir er lúta sérstaklega að spákerfinu – þróun hugbúnaðar til að flytja reiknigögn úr spákerfinu inn í gagnasjá VÍ; vistun punktagna; endurskoðun landgerðar; endurskoðun daglegra keyrslna. **Þessari vinnu er lokið.**
- 2) Bestun og sannreyning á úrkomustikunum. **Þessari vinnu er lokið.**
- 3) Bestun, sannreyning og þróun jaðarlagslíkans. **Unnið á 1. til 3. ári verkefnisins.**

- 4) Þróun, bestun og sannreying á hviðulíkani. **Unnið á 1. til 3. ári.**
- 5) Háupplausnarreikningar á veðri á Íslandi. **Unnið á 3. ári.**
- 6) Þróun og uppsetning gagnagrunns. **Þessari vinnu er lokið.**
- 7) Þróun aðferða til áhættumats. **Unnið á 2. og 3. ári.**
- 8) Gagnaúrvinnsla. **Unnið á 2. og 3. ári.**
- 9) Ritun vísindagreina um niðurstöður verkefnisins. **Unnið á 2. og 3. ári.**
- 10) Niðurstöður verða kynntar á Íslandi og á ráðstefnum erlendis. **Öll ár verkefnisins.**

Verkþættir 2–4, og 8–10 eru unnir í nánú samstarfi við erlendar rannsóknastofnanir og/eða háskóla. Tafla 1 sýnir áætlaða kostnaðardreifingu vegna verkþátta sem unnir voru á öðru ári RÁVAndar verkefnisins.

Tafla 1. *Kostnaður vegna annars verkárs.*

Verkþáttur	Vinna – þkr	Tæki/hugbúnaður – þkr
Verkstýring	2.600	
Hermireikningar	650	
Gagnaúrvinnsla (mæld gögn) (SKÚR, FLOHOF og GFDEx)	5.200	
Gagnaúrvinnsla - Gufuskálar	1.300	8.000 (mælitæki í möstur)
Þróun gagnagrunns og gagnaframsetningar	7.800	
Þróun hviðulíkans	650	
Þróun jaðarlagslíkans	1.950	
Þróun á aðferðafræði til áhættumats	325	
Ferðakostnaður	3.000	
Afskriftir og aðstaða		3.500
Heild:	23.475 þkr	11.500 þkr

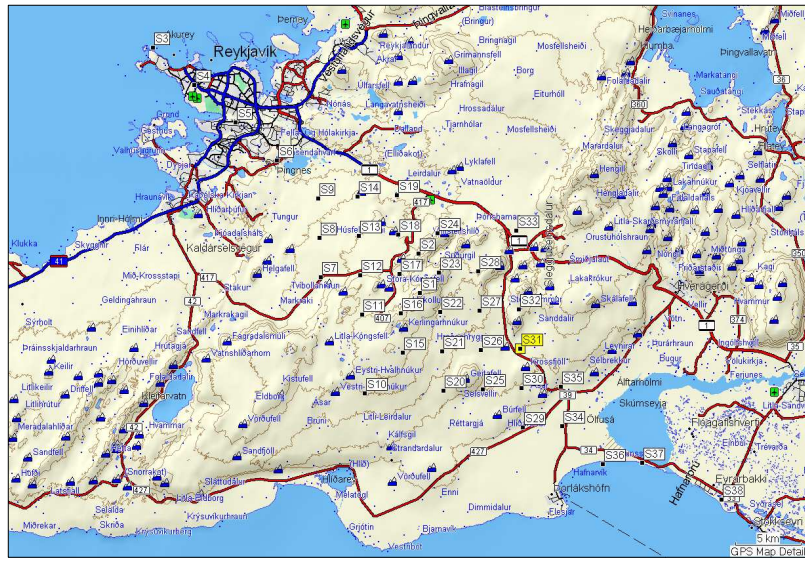
4 VERKÞÆTTIR

4.1 Gagnaúrvinnsla

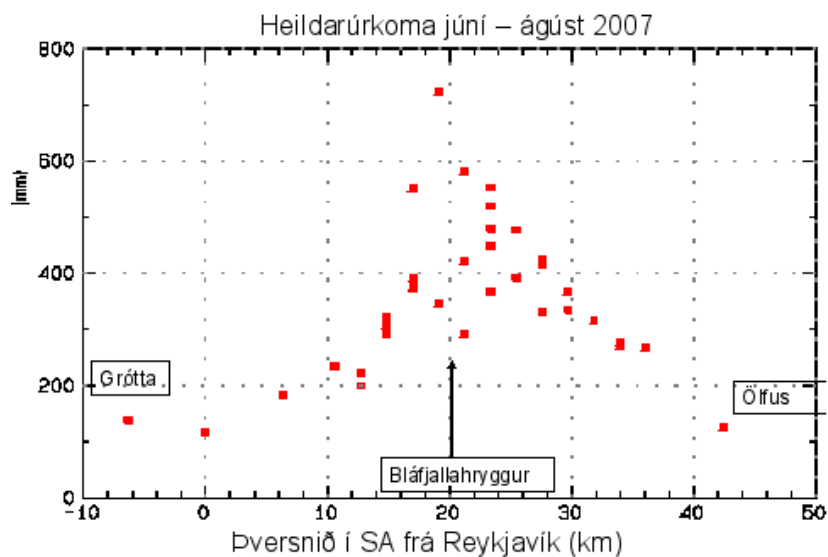
Innan RÁVAndar verkefnisins er unnið að gagnaúrvinnslu innlendra jafnt sem erlendra mæli-verkefna. Um er að ræða mælingar á úrkomu á Reykjanesi frá maí til október 2007 (SKÚR). Mælingar á veðri á, í kringum og yfir Hofsjökli í júlí og ágúst 2007 (FLOHOF). Mælingar á orkuskiptum lofts og sjávar suður og suðaustan Grænlands í febrúar 2007 (GFDEx). Ennfremur náðist sá áfangi um miðjan ágúst síðastliðinn að mælitæki voru sett upp í 35 metra hátt mastur á Gufuskálum á Snæfellsnesi. Mælitæki voru sett upp í 10 og 35 metra hæð. Stefnt er að setja mælitæki í 411 metra hátt mastur RÚV næsta vor í 100, 200 og 400 metra hæð.

4.1.1 SKÚR

Í framhaldi af óvissu varðandi úrkomureikninga í grennd við fjöll var ráðist í að mæla úrkomu á 40 stöðum á Reykjanesi sumarið og haustið 2007 (SKÚR). Hjálagðar myndir sýna staðsetningu mælanna og samanlagða úrkomu í þversniði sem nær frá Gróttu, yfir Bláfjöll að suðurströndinni. Verið er að vinna úr mæligögnunum og hafa frumniðurstöður verið kynntar á ráðstefnum innanlands og á erlendra grundu (sjá fylgiskjöl).



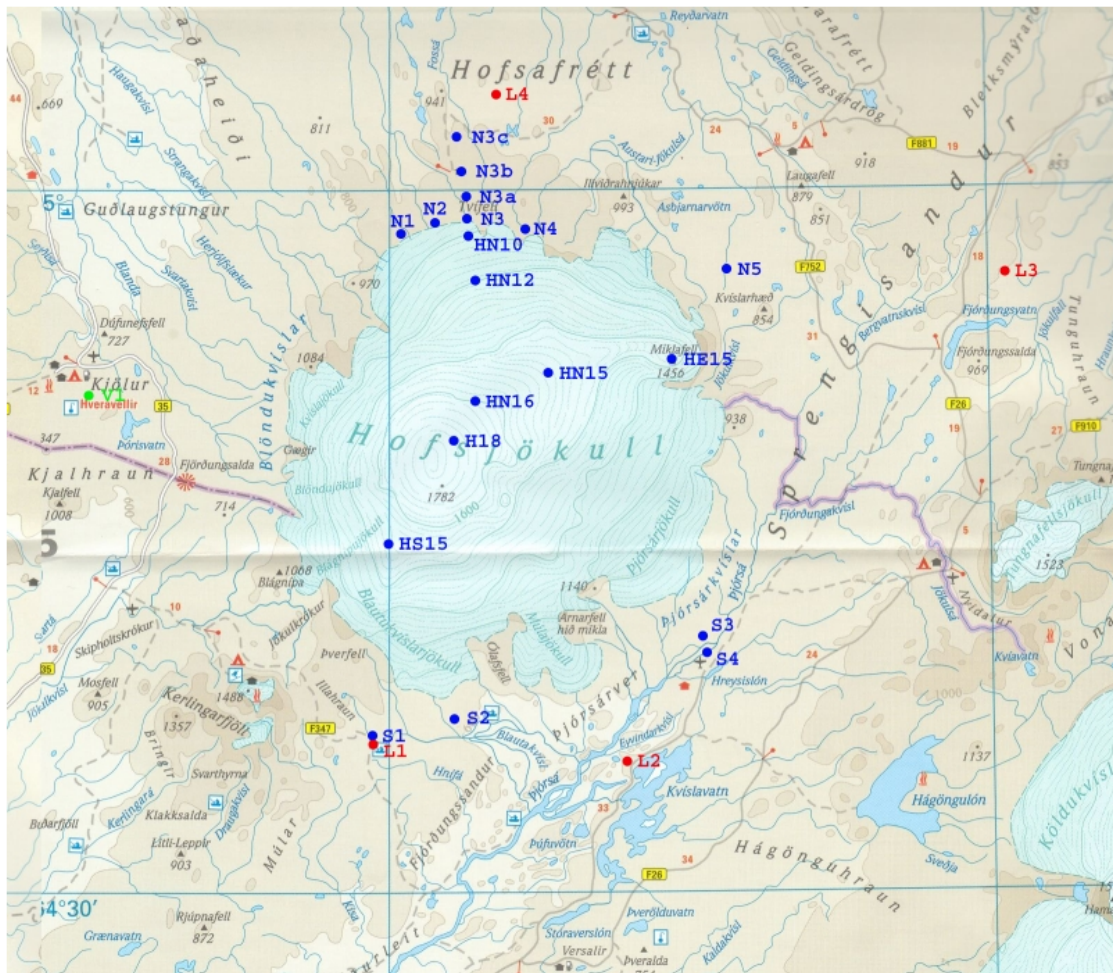
Mynd 1. Staðsetning úrkomumælistöðva í SKÚR-verkefninu sumarið 2007. Grunnmynd fengin frá R. Sigmundsson ehf.



Mynd 2. Mæld heildarúrkoma í SKÚR sumarið 2007

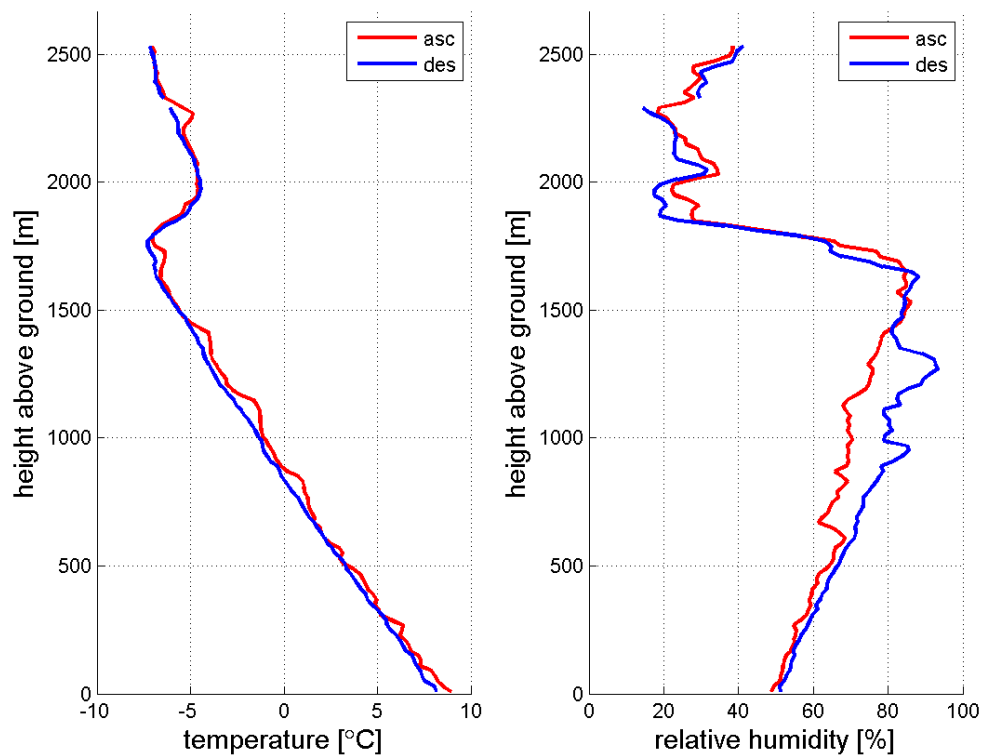
4.1.2 FLOHOF

Sumarið 2007 var veður mælt í tiltölulega þéttu neti sjálfvirkra mæla á Höfsjökli og umhverfis jökulinn. Að verkefninu komu auk Háskóla Íslands, Reiknistofu í veðurfræði og Veðurstofu Íslands ýmsar erlendar stofnanir þ.m.t. háskólarnir í Björgvinjum og Munkaborg. Í verkefninu voru m.a. notaðar sjálfvirkar veðurstöðvar, loftbelgir og fjarstýrðar flugvélar og mælt nær samfelld í einn mánuð. Meðal veðurbátta sem athygli beindist að í tengslum við RÁVandar verkefnið má nefna loftþrýstifrávík sem jökullinn myndar, fallvinda niður af jöklinum og orkuflæði milli andrúmslofts og yfirborðs jarðar (sands og hrauns). Mælingar frá verkefninu nýtast til að prófa og sannreyna jaðarlagslíkön jafnt með mælingum á veðri við yfirborð sem og í öllu jaðarlagi. Myndir 3 og 4 sýna staðsetningu veðurstöðvanna og dæmi um hitafall með hæð sem mælt var með sjálfvirkri flugvél milli Kerlingarfjalla og Höfsjökuls. Verið er



Mynd 3. Staðsetning veðurstöðva í FLOHOF-verkefninu sumarið 2007.

að vinna úr gögnunum og bera saman við reiknilíkön og hafa frumniðurstöður verið kynntar með erindum og veggspjöldum á Evrópska jarðvísindapínginu í Vínarborg, Norræna veðurfræðingapínginu í Reykjavík sem og á Bandarísku fjallaráðstefnunni í Whistler í ágúst síðastliðnum (sjá fylgiskjöl). Að auki er grein í vinnslu og er stefnt að því að hún verði send til birtingar í ritrýnt tímarit í byrjun nóvember.



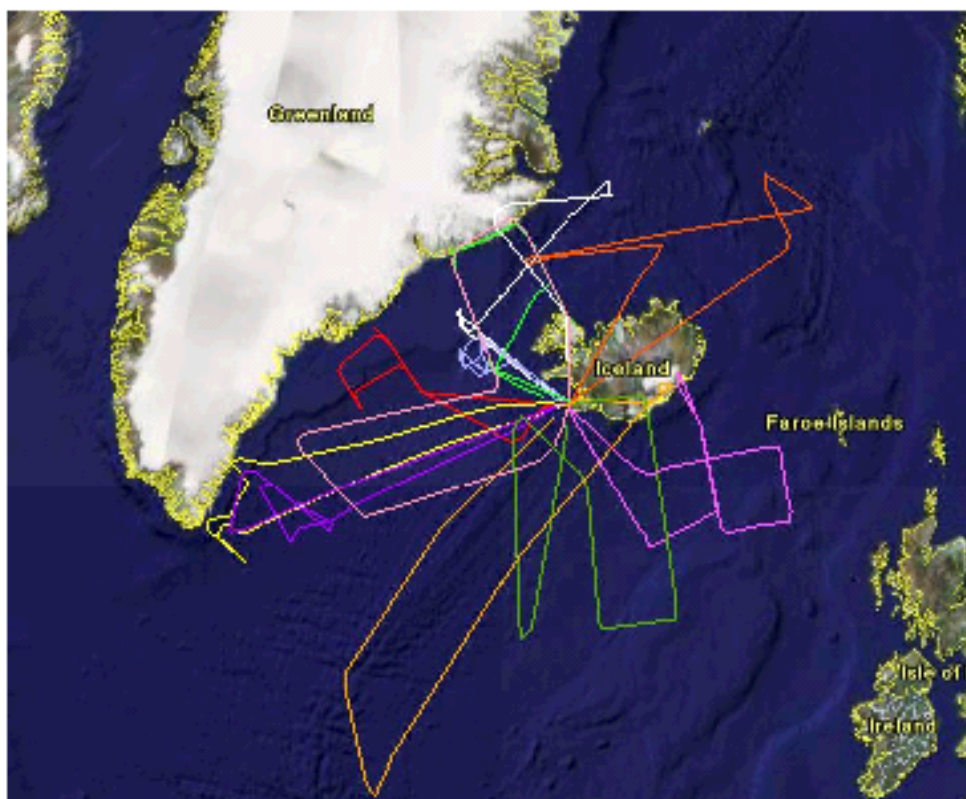
Mynd 4. Lofthiti og raki milli Hofsjökuls og Kerlingarfjalla síðdegis 13. ágúst 2007, mældur með sjálfvirkri flugvél í FLOHOF-verkefninu.

4.1.3 Óveður við Ísland og Grænland - GFDEX

Mælingar voru gerðar í afar viðamikilli útgerð í febrúar og mars 2007 (GFDEX – Greenland Flow Distortion Experiment). Flogið var frá Keflavík eins og mynd 5 sýnir og allir helstu þættir andrúmsloftsins mældir. Mælingar miðuðu m.a. að því að magntaka víxlverkun hafs og lofts (sjá mynd 6), að sannreyna aðferðir til að finna staði þar sem bætтар mælingar skila betri spá. Þá var nokkur áhersla lögð á að mæla vindstrengi og skjól við fjöll Íslands og Grænlands. Gögnin hafa þegar að nokkru verið nýtt innan RÁVAndarinnar, einkum er lýtur að víxlverkun yfirborðs sjávar og lofts. Búið er að rita yfirlitsgrein (í prentun) um verkefnið (Renfrew et al. 2008) ásamt því sem önnur grein hefur verið send til birtingar í *Quarterly J. Royal Meteorol. Soc.* tímaritið (Petersen and Renfrew 2008).

4.2 Þróun gagnagrunns og gagnaframsetningar

Vistun punktagna er hluti af almennri uppbyggingu gagnabanka sem hýsir gögn sem munu koma út úr líkankeyrslum í hárri upplausn (áætlað á 3. ári RÁVAndar verkefnisins). Til viðbótar við vistun punktagna hefur verið sett upp svokallað OpENDAP kerfi og settur hefur verið upp hugbúnaðar er leyfir vefaðgang að DB2 gagnagrunni Reiknistofu í veðurfræði (RV) og völdum töflum úr gagnagrunni Veðurstofunnar. Unnt er að nálgast upplýsingar um gagnaaðgengi á heimasíðu RV. Næst verður unnið að því að setja niðurstöður úr nýjum líkönum og líkankeyrslum inn í gagnagrunn RV, sem verða sjálfkrafa aðgengilegar um sömu gátt.



Mynd 5. Helstu flugleiðir í GFDEX-verkefninu í febrúar og mars 2007.

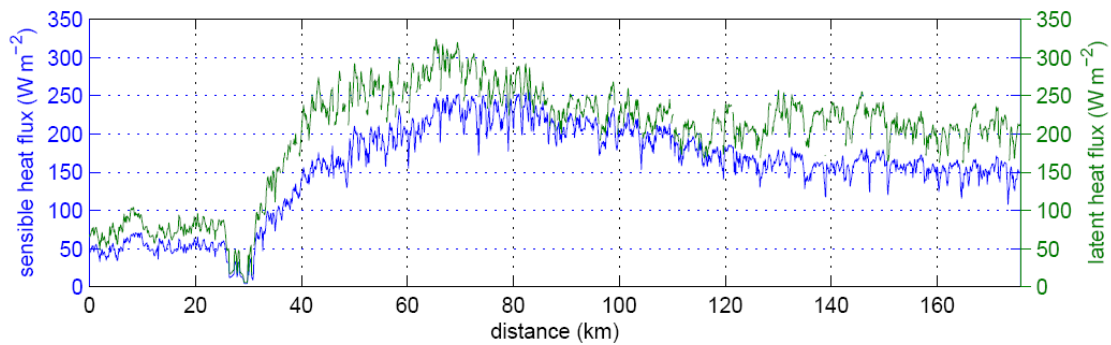
4.3 Þróun jaðarlagslíkans

Vorið 2007 hófst vinna við að koma nýju jaðarlagslíkani (2EQ líkan, áður nefnt Bao líkanið) inn í AR-WRF veðurlíkanið. Hegðun 2EQ líkansins var ekki eins og best var á kosið og tók drjúga stund að finna hvað olli. Vandamálið var hins vegar leyst farsællega vorið 2008 og virkar 2EQ líkanið nú á sambærilegan máta í MM5 og AR-WRF veðurlíkönunum.

Líkt og önnur jaðarlagslíkөн þá hermir 2EQ líkanið eftir áhrifum yfirborðs jarðar á veður, er einkum horft til orkubúskapar við yfirborð og lóðrétt flutnings á hreyfiorku, þar með talið bremsuáhrifa jarðar á flæðið. Yfirleitt er eingöngu ein spájafna fyrir kviku (q). 2EQ líkanið hefur hins vegar enn fremur eina spájöfnu fyrir lengdarkvarðann (l) er lýsir lóðréttri dýpt stærstu hvirfla í neðsta hluta andrúmsloftsins. Báðar þessar jöfnur innihalda ýmsa fasta sem þarf að stilla, er það oftast gert með samanburði á líkanreikningum og mælingum í jaðarlagi andrúmsloftsins. Sökum þessa eru niðurstöður ofangreindra mæliverkefna mjög mikilvægar, en þær munu gera kleift að besta jaðarlagslíkanið fyrir íslenskar aðstæður. Ítarlega lýsingu á 2EQ líkaninu er að finna í greinargerð eftir Jian-Wen Bao og samstarfsaðila (Bao et al. 2008). Enn fremur hefur verið rituð grein um samanburð á hegðun 2EQ líkansins í MM5 og AR-WRF veðurlíkönunum og hefur hún verið send til birtingar í tímaritið *Atmospheric Chemistry and Physics* (Rögnvaldsson et al. 2008).

4.4 Þróun hviðulíkans

Síðustu misseri hefur vinna við hviðulíkanið haldist í hendur við þróun jaðarlagshluta og aðferða til stikunar á kviku í AR-WRF lofthjúpslíkaninu. Vinnan er á áætlun en næstu verkþættir felast í því að færa hviðulíkanið inn í sjálft jaðarlagslíkanið og áframhaldandi sam-



Mynd 6. Mæling á kvikuflæði varma í um 400 m hæð yfir sjónum við suðurströnd Íslands 22. febrúar 2007.

anburði á mældum og reiknuðum hviðum með AR-WRF líkaninu. Í nóvember 2007 var grein um hviðuspánnar send til birtingar í erlenda fagtímaritið *Meteorology and Atmospheric Physics* (Ágústsson and Ólafsson 2008) og standa vonir til að greinin verði gefin út í lok árs. Jafnframt eru hviðuspánnar nú birtar á nýjum vef Reiknistofu í veðurfræði (sem senn verður <http://www.belgingur.is>).

4.5 Þróun aðferða til áhættumats

Fyrsta skref í gerð líkans til áhættumats er að meta 50 ára vind á hverjum stað á landinu. Með því er átt við að meta fyrir hvern stað líklegasta hámarksvindhraða sem myndi mælast á 50 ára tímabili. Sömu aðferðafræði mætti augljóslega nota fyrir aðrar tímabilslengdir, t.d. 100 ára vind eða 500 ára vind. Vinna við gerð líkans til að meta slíkan hámarksvindhraða er í gangi. Beitt er svipaðri aðferðafræði og lýst er í skýrslu Kristjáns Jónassonar og Trausta Jónssonar (Jónasson and Jónsson 1997). Gert er ráð fyrir að hámarksvindhraði hvers árs (vetrar) lúti hámarkadreifingu, t.d. svonefndri Gumbel-dreifingu. Fyrir valda staði á landinu eru stíkar þessarar dreifingar metnir með hálíkanmati og metin dreifing í framhaldi notuð til að reikna 50 ára vindinn. Þegar hámarksvindurinn hefur verið metinn fyrir hvern stað er búið til kort af landinu sem sýnir hámarksvindinn með hæðarlínum (þ.e. ferlum sem hver liggur um staði með sama metinn hámarksvind). Slíkt kort verður gert með svonefndri Kriging aðferð. Greiningu af þessu tagi mætti beita á 10 mínútna meðalvind, og nota metinn hviðustuðul fyrir hvern stað til að reikna 50 ára hviðu, en einnig mætti meta hámarkshviðuna beint út frá mældum hámarkshviðum. Það eru einkum tveir möguleikar til að velja staðina þar sem líkindadreifing vindsins verður metin. Annarsvegar má velja hnútpunkta í neti veðurlíkansins, og hinsvegar veðurathuganstöðvar. Fyrir hnútpunktana má svo leggja til grundvallar keyrslur líkans yfir sögulegt tímabil eða jafnvel yfir framtíðartímabil. Kostur við að nýta líkankeyrslurnar er að þær gefa gildi á mun fleiri stöðum en veðurathuganirnar, en þær síðarnefndu gefa (vaðtanlega) réttara mat. Þegar kort byggð á báðum (öllum) þessum valmöguleikum liggur fyrir, verður hugað að aðferðafræði til að fella gildi byggð á líkankeyrslum að þeim sem byggja á athugunum.

5 VERKÁÆTLUN ÞRIÐJA ÁRS RÁVANDARINNAR

Eins og getið var í upphafi þá hlaut RÁV verkefnið öndvegisstyrk frá Rannsóknasjóði Íslands í febrúar 2007. Í ljósi þessa þá hefur verkefnið verða útvíkkað nokkuð, einkum er lítur að þróun á aðferðum til að meta áhættu á ýmsum veðurþáttum í tíma og rúmi. Tafla 2 sýnir verkáætlun fyrir þriðja ár RÁVAndarinnar.

Tafla 2. Verk- og tímaáætlun fyrir annað ár RÁVAndar verkefnisins.

Verkþáttur	Fjöldi mannmánaða	Starfsstaður
Verkstýring	4	HÍ($\frac{1}{2}$), RV(3), VÍ($\frac{1}{2}$)
Hermireikningar	8	RV(8)
Gagnaúrvinnsla (mæld gögn) (Gufuskálar+FLOHOF+GFDEx)	8	RV(2), HÍ(1), VÍ(3), UEA(2)
Þróun gagnagrunns og gagnaadgengis	8	RV(8)
Þróun, bestun og sannreyning jaðarlagslíkans	8	HÍ($\frac{1}{2}$), RV($7\frac{1}{2}$)
Þróun á aðferðum til áhættumats	8	HÍ($1\frac{1}{2}$), Hending(2), RV($4\frac{1}{2}$)
Umsjón hug- og vélbúnaðar	1	RV(1)
Umsjón doktorsnema	1	HÍ(1)
Kynning á (frum)niðurstöðum	4	HÍ (1), RV(3)
Ritun niðurstaðna í ritrýnd fagtímarit	6	HÍ(1), RV(5)
Áætlaður heildarfjöldi mann- mánaða fyrir 3. verkár	56	Hending(2), HÍ($6\frac{1}{2}$), RV(42), VÍ($3\frac{1}{2}$) UEA(2)

6 SAMANTEKT

Af framangreindu má ljóst vera að vinna við RÁVAndar verkefnið gengur samkvæmt áætlun, verkefnið er ennfremur innan upphaflegs fjárhagsramma annars verkárs. Er það helst að þróun aðferða til áhættumats hafi dregist frá því sem upphaflega var áætlað. Sú vinna er hins vegar komin af stað og ekki ástæða til að ætla annað en að framgangur verði góður. Mæliverkefnin eiga það öll sameiginlegt að mynda gagnagrunn sem nýtist til að fínstillast enn frekar þær stikanir (e. parameterisations) innan AR-WRF veðurlíkansins sem lúta að jaðarluginu (e. boundary layer scheme) og reikningum á úrkomu (e. microphysics scheme) í hárri upplausn. Vert er að benda á þann fjölda ritrýndra greina sem þegar hafa verið gefnar út, eða eru í ritrýni, og byggja að miklu leyti á þessu verkefni. Loks er rétt að minnast á að RV hefur fengið aðgang að öflugum tölvueyki í Noregi, Hexagon, ásamt að hafa uppfært og aukið diskrymi á vélum sínum á Íslandi. Tryggir þetta að vinna við hermireikninga muni ganga skjótt fyrir sig.

Reykjavík, 16. september 2008.

F.h. stýrihóps RÁVAndar verkefnisins:
Haraldur Ólafsson – formaður stýrihóps

Ólafur Rögnvaldsson – dagleg umsjón

7 HEIMILDIR

- Ágústsson, H. and H. Ólafsson 2008. Forecasting wind gusts in complex terrain. *Meteor. Atmos. Phys.* In revision.
- Bao, J. W., S. A. Michelson, L. H. Kantha and J. W. Brown 2008. Implementation of a Two–Equation Vertical Turbulent Mixing Scheme in a Mesoscale Atmospheric Model. NOAA Technical Memorandum OAR PSD–311. National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, CO, 33 pp.
- Jónasson, K. and T. Jónsson 1997. Fimmtíu ára snjódýpt á Íslandi. Tech. Report VÍ-G97025-ÚR20, Icelandic Meteorological Office. In Icelandic.
- Petersen, G. and I. Renfrew 2008. Aircraft-based observations of air-sea fluxes over Denmark Strait and the Irminger Sea during high wind speed conditions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* In revision.
- Renfrew, I. A., G. Moore, J. Kristjánsson, H. Ólafsson, S. Gray, G. Petersen, K. Bovis, P. Brown, I. Føre, T. Haine, C. Hay, E. Irvine, A. Lawrence, T. Ohigashi, S. Outten, R. Pickart, M. Shapiro, D. Sproson, R. Swinbank, A. Woolley and S. Zhang 2008. Aircraft-based observations of air-sea fluxes over Denmark Strait and the Irminger Sea during high wind speed conditions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **89**, 1303–1320.
- Rögnvaldsson, Ó., J. Bao, H. Ágústsson and H. Ólafsson 2008. Downslope windstorm in Iceland – MM5/WRF model comparison. *Atmos. Chem. Phys.* In revision.

FYLGISKJÖL

- Greinargerð um áhrif fjalla á veður: *Staðbundin óveður við Kvísker í Örafum*. Rit Reiknistofu í veðurfræði, ISBN 978–9979–9709–4–1, Reykjavík, 2008.
- Ráðstefnuritgerð um fallvinda, birt á þrettánda ráðstefna Bandaríska veðurfræðifélagsins um fjallaveðurfræði, haldin í Whistler í Kanada í ágúst 2008.
- Ráðstefnuritgerð um hafgolu, birt á þrettánda ráðstefna Bandaríska veðurfræðifélagsins um fjallaveðurfræði, haldin í Whistler í Kanada í ágúst 2008.
- Ráðstefnuritgerð um SKÚR verkefnið, birt á þrettánda ráðstefna Bandaríska veðurfræðifélagsins um fjallaveðurfræði, haldin í Whistler í Kanada í ágúst 2008.
- Veggspjald um FLOHOF verkefnið, birt á þrettánda ráðstefna Bandaríska veðurfræðifélagsins um fjallaveðurfræði, haldin í Whistler í Kanada í ágúst 2008.

Útgáfufélagið Slemba
ISBN 978-9979-9709-4-1

Rit Reiknistofu í veðurfræði
Hálfván Ágústsson
Haraldur Ólafsson

Staðbundin óveður við Kvísker í Öræfum

REYKJAVÍK
2008

EFNISYFIRLIT

Útdráttur	3
1 Inngangur	4
2 Aðferðafræðin	5
2.1 Greining lofthjúpsins	5
2.2 Mælingar á veðri	5
2.3 Lofthjúpslíkanið	6
3 Veðurfar í óveðrum við Kvísker	7
4 Lofthjúpsreikningar fyrir valin óveður	12
4.1 Vestanóveðrið við Kvísker 25. janúar 2007	12
4.2 Norðanóveðrið við Kvísker 18. október 2004	16
5 Óveður og fágað landslag	20
6 Áhrif Vatnajökuls á óveður við Kvísker	23
7 Umræða um niðurstöðurnar	25
8 Samantekt	29
9 Heimildir	30
A Viðauki – Veðurfar í óveðrum við Kvísker	33
B Viðauki – Vestanóveðrið 25. janúar 2007	35
C Viðauki – Norðanóveðrið 18. október 2004	37
D Viðauki – Óveður og fágað landslag	38
E Viðauki – Áhrif Vatnajökuls á veður við Kvísker	40

MYNDALISTI

1	Malbiksskemmdir á hringveginum við Kvísker.	4
2	Kvísker og reiknisvæði lofthjúpsreikninganna.	6
3	Vindar í 500 og 850 hPa.	8
4	Vindrósir fyrir Kvísker	9
5	Þyngdarmætti og yfirborðsprýstingur í vestlægum óveðrum við Kvísker. . . .	10
6	Þyngdarmætti og yfirborðsprýstingur í norðlægum óveðrum við Kvísker. . . .	11
7	Mældur vindur við Kvísker 25. jan. 2007	12
8	Reiknaður vindur kl. 06:00 25. jan. 2007.	13
9	Reiknaður og mældur vindstyrkur við Kvísker 25. jan. 2007	14
10	Snið A yfir Öræfajökul og Kvísker.	15
11	Mældur vindur við Kvísker 18. okt. 2004.	16
12	Reiknaður vindur kl. 21:00 18. okt. 2004.	17
13	Reiknaður og mældur vindur við Kvísker	18
14	Snið A yfir Öræfajökul og Kvísker.	19
15	Reiknaður vindur í fágúðu landslagi.	21
16	Útbreiðsla óveðurs hlémegin fjalls.	22
17	Áhrif jökla á reiknaðan vind kl. 06:00 18. okt. 2004.	24
18	Tunglmyndir af Íslandi	26
19	Uppruni loftmassanna í óveðrunum við Kvísker.	27
20	Þyngdarmætti og yfirborðsprýstingur í verstu vestlægu óveðrum við Kvísker. .	33
21	Hiti í 850 hPa í óveðrum við Kvísker.	34
22	Reiknaður og mældur vindstyrkur við Kvísker 25. jan. 2007.	35
23	Reiknaður hviðustyrkur 06:00 25. jan. 2007.	36
24	Mælingar á vindi og hita kl. 06:00 25. jan. 2007.	36
25	Reiknaður vindstyrkur í 9 og 1 km neti.	37
26	Mældur vindur og hiti kl. 21:00 18. okt. 2004.	38
27	Upphafsskilyrði fyrir lofthjúpsreikninga með fágúðu landslagi.	38
28	Útbreiðsla óveðurs hlémegin fjalls.	39
29	Mættishiti í 1,5 km hæð.	39
30	Reiknaður vindur kl. 06:00 18. nóv. 2007.	40
31	Mældur vindur kl. 05:41 18. nóv. 2007 skv. QScat.	40

ÚTDRÁTTUR

Staðbundin óveður við Kvísker í Öræfum eru rannsökuð með athugun á mælingum, greiningu á lofthjúpnum og hermun á völdum óveðrum. Í ljós kemur að óveðrin, þ.e. þegar vindur í hviðum fer yfir 35 m/s á veðurstöðinni við Kvísker, eru tvennskonar. Í fyrsta lagi í vestanátt þegar hvasst er í öllu veðrahvolfinu en þau óveður er algengari en hin tegund óveðranna þar sem hvöss norðanátt er í neðri hluta veðrahvolfsins en hægari vindur ofar. Hermun á versta óveðrinu af fyrri tegundinni bendir til að þyngdarbylgjur myndist í straumnum ofan við Öræfajökul, og valdi mjög staðbundnu ofsaveðri austanmegin Öræfajökuls. Lofthjúpsreikningar og tunglmyndir benda jafnframt til að bylgjurnar nái nokkuð langt út á hafið til austurs frá Öræfajökli þó óveðrið við rætur jökulsins geri það ekki. Þá er veðurstöðin við Kvísker mjög nærri því að vera undir niðurstreyminu í fyrstu bylgjunni en þar verður einmitt hvasast og hviðurnar öflugastar. Hermun á óveðri af seinni tegundinni gefur til kynna að við samspil loftstraumsins og Vatnajökuls myndist straumstökk, eða þyngdarbylgja sem ofrís og brotnar, hlémegin jökulsins. Við þær aðstæður getur einmitt orðið mjög hvasst og snarpar hviður undir straumstökkinu. Þá er hvasst víðar um Suðausturlandið heldur en einvörðungu við Kvísker og óveðrið nær langt til suðurs frá hlíðum fjallanna. Meginmunur á þessum tveimur tegundum óveðra virðist því felast í þeirri vegalengd sem mesta óveðrið nær frá fjallatoppum og niður fjallshlíðarnar hlémegin. Í rannsókninni er gerð tilraun til að tengja þá vegalengd við uppruna loftsins, stöðugleika og þykkt jaðarlagsins ásamt því að gerðar eru tilraunir með lofthjúpsreikninga í fágúðu landslagi. Í ljósi þess að Vatnajökull hefur mikil áhrif á veðurfar í Skaftafellssýslum þá er hér gerð frumtilraun til að meta mögulegar breytingar á styrk norðanóveðranna við minnkandi umfangi jökulsins líkt og ætla má að verði með hlýnandi veðurfari. Svo virðist sem styrkur óveðranna við Kvísker minnki lítillega en að afar miklar breytingar verði á mynstri loftstraumsins sunnan jökulsins.

1 INNGANGUR

Veður og veðurfar eru ráðandi þættir í mannlífi á Íslandi og skipta miklu máli fyrir samfélagið, samgöngur, atvinnuvegi og búsetu svo fátt eitt sé nefnt. Óvíða annars staðar eru óveður eins algeng og á Íslandi þar sem óveður valda oft tjóni og/eða öðrum vandamálum. Óveðrin eru algengust haust og vetur þegar lægðabrautin í Norður-Atlantshafi liggur mjög nærri eða yfir Íslandi og það er vinda- og úrkomusamast á landinu. Verstu veðrin verða þegar djúpar lægðir eru nærri landinu og samspil loftstraumsins og fjalla veldur staðbundinni mögnun á óveðrunum, t.d. hvassviðrum nærri fjöllum og staðbundinni mögnun á úrkomu- magni með viðeigandi vatnsflóðum sem gætir á stóru svæði. Þar sem fjalllendið magnar upp vindinn geta vindhviður hæglega orðið 2–3 sterkari en meðalvindurinn (Ágústsson og Ólafsson 2004b) en það eru einmitt þessar sterku hviður sem valda mestu tjóni í óveðrunum. Fréttir af slíkum atburðum eru algengar í fjölmiðlum landsins (sjá t.d. Mbl 2003a,b) og flestir landshlutar eiga sína alræmdu staði þar sem mikill vindstyrkur veldur oft hættu, s.s. undir Hafnarfjalli og á Kjalarnesi, beggja megin Snæfellsness, í Vatnsskarði eystra, undir Lómagnúpi og síðast en ekki síst í Örafum eins og 1. mynd ber vitni um en hún sýnir hvernig veðurofsinn hefur beinlínis flett malbikinu af hringveginum nærri Kvískerjum.



1. mynd: *Hringvegurinn við Kvísker hefur ítrekað skemmst í ofsaveðrum þegar hluti slitlagsins flettist af veginum. Hér er horft til norðurs í átt að Fjalls- og Breiðamerkurjökli. Ljósmynd: Sigurður Gunnarsson, Hnappavöllum.*

Undanfarin ár hefur verið töluverð aukning á rannsóknum á staðbundnum óveðrum á Íslandi. Meðal þeirra fyrstu voru athuganir á óveðrum á norðan- og sunnanverðu Snæfellsnesi, (t.d. Ólafsson et al. 2002a,b) sem tengjast SNEX-verkefninu. Eins hafa óveður á Vest- og Austfjörðum verið rannsökuð, en slíkum veðrum er t.d. líst í Ágústsson (2004) og Ágústsson og Ólafsson (2007). Allar eiga þessar rannsóknir það sammmerkt að þær hafa leitt í ljós að staðbundin óveður hlémegin fjalla tengjast þyngdarbylgjum sem myndast í loftstraumnum ofan fjalla. Vindur verður mestur undir niðurstreyminu í þyngdarbylgjunni og hviðurnar virðast öflugastar þegar bylgjan ofrís og brotnar.

Erlendis hafa samskonar óveður verið mikið rannsökuð. Frægustu og mest rannsökuðu veðrin eru líklega þau sem kennd eru við bæinn Bólder í Kolóradó-fylki BNA (t.d. Clark et al.

1994) en í þeim geta hviðurnar hæglega orðið 50 m/s á meðan meðalvindur er nærri 25 m/s (Durran 1990). Eins er óveðrið frá 12. október 1996 í Norður-Noregi vel þekkt en þar brotnuðu 30 m há raflínumöstur í þröngum og stuttum dal þar sem ætla má að hviðurnar hafi farið yfir 50 m/s og verið tvöfalt sterkari en meðalvindurinn (Grønås og Sandvik 1999). Myndun þyngdarbylgna og óveður þeim tengd hafa verið viðfangsefni í mörgum öðrum rannsóknum, jafnt eldri sem yngri, eins og t.d. í Doyle et al. (2005) og Ólafsson og Ágústsson (2006), sem rannsökuðu þyngdarbylgjur yfir Grænlandi. Heildstætt yfirlit yfir slíkar rannsóknir má t.d. finna í Durran (1990) en það er þó nokkuð komið til ára sinna. Í einfölduðum lofthjúpi og -straumi má jafnframt einangra ýmis ferli líkt og var gert í grunnrannsóknum Clark og Farley (1984); Smith (1985) eða í rannsóknum Ólafsson and Bougeault (1996, 1997) sem skoðuðu flóknari lofthjúp. Slíkar rannsóknir hafa skilað miklu til aukins skilnings á þeim einstöku ferlum og aðstæðum sem kunna að vera mikilvæg fyrir myndun þessarra staðbundnu óveðra. Í almennt umfjöllun Smith (2004) um áhrif fjalla á veður er að hluta til að finna yfirlit yfir slíkar rannsóknir.

Í þessari ritgerð eru skoðuð staðbundin óveður við Kvísker í Örafum en rannsókn fyrir sambærileg ofsaveður við Freysnes vestan við Örafajökul er líst í grein Ólafsson og Ágústsson (2007) og að hluta til einnig í Rögnvaldsson et al. (2007a). Í öðrum kafla er lýst lofthjúpsgögnunum og líkaninu sem er notað, auk mælinga sem notuð eru til samanburðar. Í 3. kafla er athugun á veðurfari í óveðrum við Kvísker en næsti kafla sýnir niðurstöður á lofthjúpsreikningum fyrir valin óveður. Kafla 5 lýsir stuttlega tilraunum með fagað landslag og áhrif dýptar jaðarlagsins á óveðrin í hléhlíðum fjallanna. Í 6. kafla eru athuguð möguleg áhrif þess að Vatnajökull minnkar, t.d. vegna hlýnandi veðurfars, á styrk óveðrana. Umræða um mikilvægustu niðurstöðurnar eru í 7. kafla en samantekt er í síðasta kafla skýrslunnar.

2 AÐFERÐAFRÆÐIN

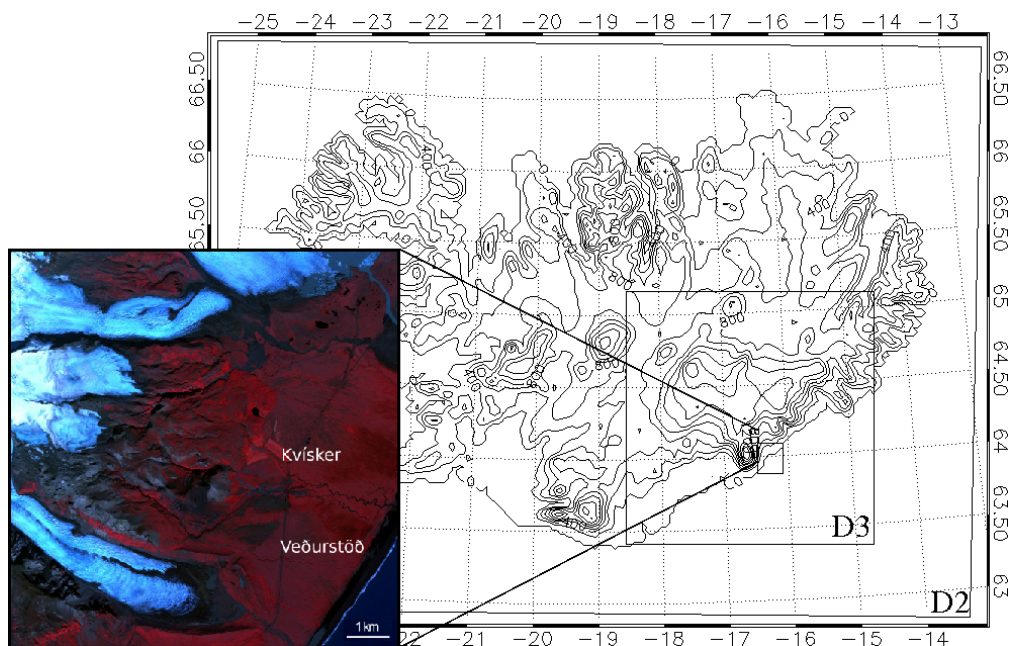
2.1 Greining lofthjúpsins

Við kerfisbundna athugun á veðurfari og ríkjandi aðstæðum í lofthjúpnum þegar óveður verða við Kvísker er notast við gögn frá Evrópsku Veðurstofunni (ECMWF) og bandarísku haf- og lofthjúpsfræðastofnuninni (NOAA).

Fyrir árin 1967–1999 fæst greining á ástandi lofthjúpsins úr ERA-40 gagnasafninu en úr rauntímagreiningu frá ECMWF fyrir árin 2000–2007. Gögnin eru brúuð í punktinn 63°N 15°V suðaustur af landinu og rýnt er í NS og AS vindþættina á 850 og 500 hPa þrýstiflötunum. Þessi gögn eru skoðuð fyrir allt fyrrnefnt tímabil, þ.e. 1967-2007 en jafnframt eru athuguð sérstaklega þau tilfelli sem passa við óveðrin í Kvískerjum, þ.e. þegar mældur vindur í hviðum fór yfir 35 m/s. Gögn frá NOAA eru notuð til að teikna upp meðalástand lofthjúpsins yfir Norður-Atlantshafi í völdum óveðrum m.v. mælingar frá Kvískerjum.

2.2 Mælingar á veðri

Hér er einkum notast við vindmælingar frá veðurstöð Vegagerðarinnar við Kvísker (nr. 35315) í Örafum (sjá 2. mynd) en sú stöð hefur verið rekin síðan 2002. Stöðinni var valinn staður nærri því þar sem veðrin verða verst við Kvísker en í sjónlínu við fjarskiptamastur ofan Hnappavalla. Staðkunnugir menn (sbr. samtal við Sigurð Gunnarsson á Hnappavöllum) telja þó að veðrin séu jafnvel verri nær Kvískerjum en þar var þó ekki símasamband á þeim tíma er stöðin var sett upp.



2. mynd: Staðsetning Kvískerja og reiknisvæði með 3 og 1 km lárétta möskvastærð, ásamt 200 m hæðarlínum í 3 km reiknineti. Innfellda tunglmyndin sýnir næsta nágrenni Kvískerja.

Mælingarnar er til jafns notaðar til rannsóknar á veðurfari (tíðni og gerð óveðra) við Kvísker en einnig til að sannreyna vindareikninga með lofthjúpslíkani. Hér eru tímabil með styrk vindhviðu yfir 35 m/s flokkuð sem óveður, óháð styrk meðalvindsins. Mælingar frá fjölmörgum öðrum sjálfvirkum veðurstöðvum eru jafnframt notaðar til að sannreyna líkanreikningana. Flestar þær stöðvar eru í eigu Veðurstofu Íslands.

Mælingarnar eru vistaðar sérhverja klukkustund, þ.m.t. 10-mínútna meðalvindstyrkur og -átt ásamt styrk mestu 3-sekúndna vindhviðu. Vindurinn er almennt mældur í 10 m hæð yfir jörð nema á flestum stöðvum Vegagerðarinnar, þ.m.t. við Kvísker, þar sem vindur er mældur í u.þ.b. 7 m hæð yfir næsta nágrenni stöðvarinnar. Ekki er ástæða til þess að þessi munur í hæð hafi mikil áhrif á mældan styrk vindhviða þar sem þær tengjast loftþökkum sem berast úr efri loftlögum og viðnám við yfirborð jarðar hefur ekki haft mikil áhrif á þá. Munurinn hefur þó allnokkur áhrif á styrk meðalvindsins sem hafa ber í huga við notkun á mælingum á honum. Öll gögn eru geymd hjá Veðurstofu Íslands þar sem þau hafa einnig verið yfirfarin m.t.t. mögulegra villna í þeim.

2.3 Lofthjúpslíkanið

Lofthjúpslíkanið MM5 (Grell et al. 1995) er notað til að herma ástand lofthjúpsins fyrir valin veður. Líkanið er þvingað með lofthjúpsgreiningu frá ECMWF.

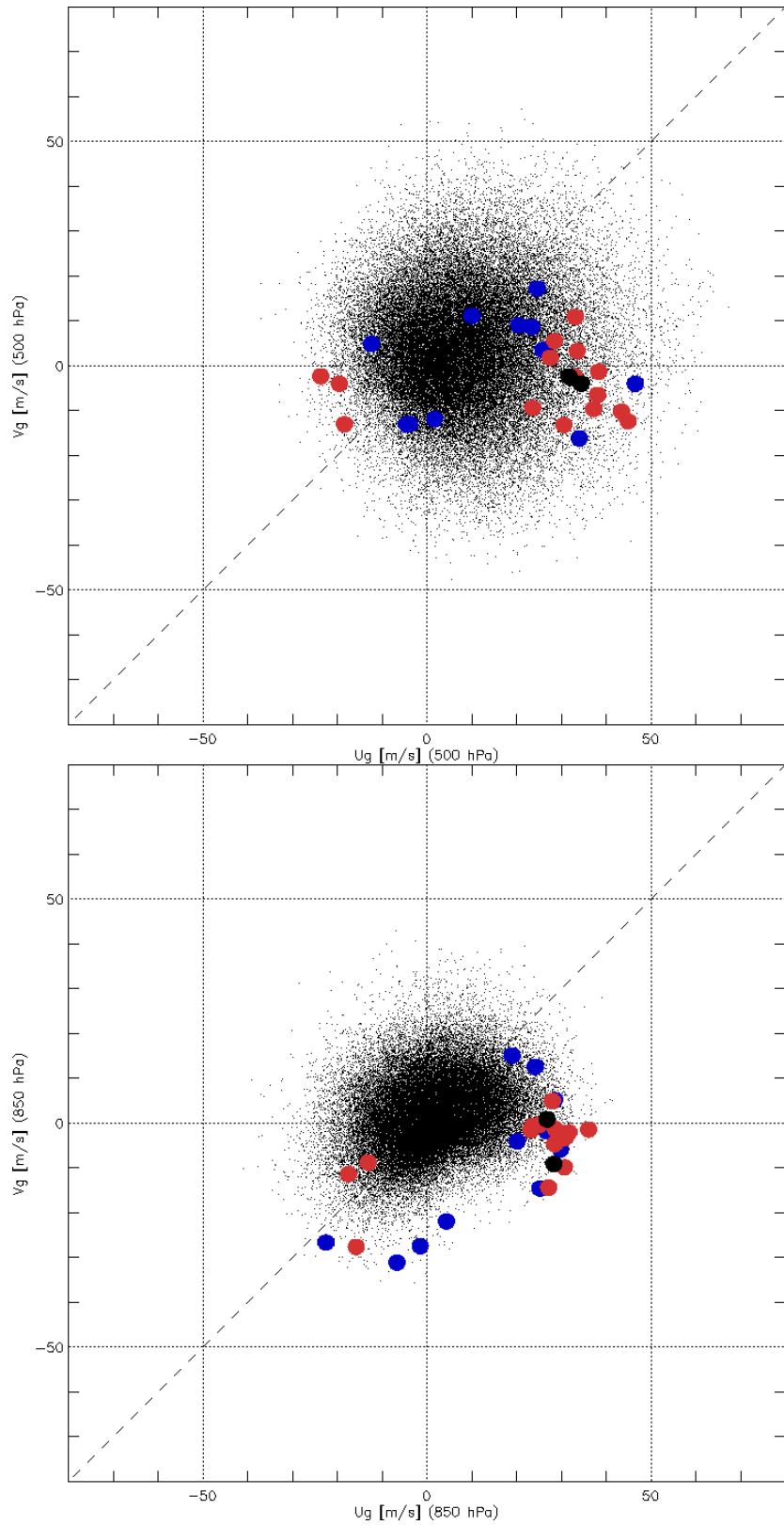
Lárétt möskvastærð í líkaninu er 9, 3 og 1 km. Reiknisvæðin eru með 90x95, 148x196 og 169x190 netpunkta (2. mynd). 40 reiknifletir (σ -fletir) eru notaðir en þeir eru láréttir í 50 hPa við topp líkansins en fylgja landslaginu í neðri hluta líkansins. Hin háa upplausn er nauðsynleg til að taka nægjanlega mikið tillit til áhrifa landslags á loftstrauminn. Þó má ætla að betri niðurstöður gætu jafnvel fengist með að nota jafnvel enn hærri upplausn þar sem fjöll í Öræfum og Suðursveit eru víða mjög há og brött (sbr. Ólafsson og Ágústsson 2007). Það togast þó m.a. á við tiltækt reikniafl fyrir líkanreikningana og getu lofthjúpslíkansins.

Í rannsókninni er aðferð Reisner et al. (1998) notuð til að herma þróun loftraka og úrkomu (e. moisture physics). Svokölluð ETA-aðferð (Janjić 1990, 1994) er notuð til að herma ferli í jaðarlaginu (e. boundary-layer parameterization) s.s. áhrif viðnáms við jörðu á loftstrauminn. Fullt tillit er tekið tillit áhrifa geislunar þó ekki sé hægt að ætla að þau áhrif séu mikilvæg í styttri líkankeyrslum.

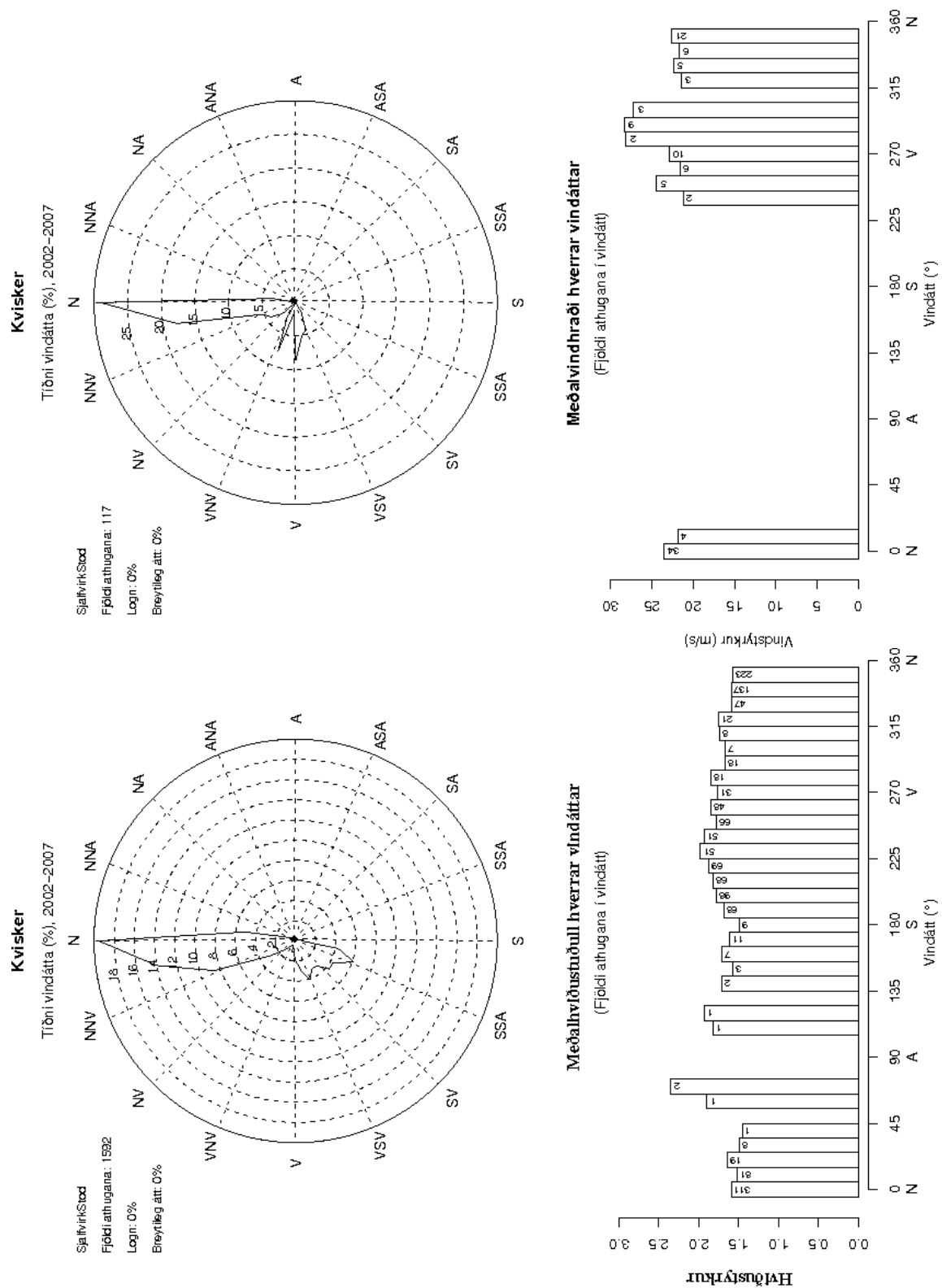
Uppsetningin er mjög nærri því að vera sú sama og í HRAS-kerfi Reiknistofu í veðurfræði (Ólafsson et al. 2006) en nákvæmari lýsingar á uppsetningu og gerð líkansins má t.d. finna í Ágústsson og Ólafsson (2004a).

3 VEÐURFAR Í ÓVEÐRUM VIÐ KVÍSKER

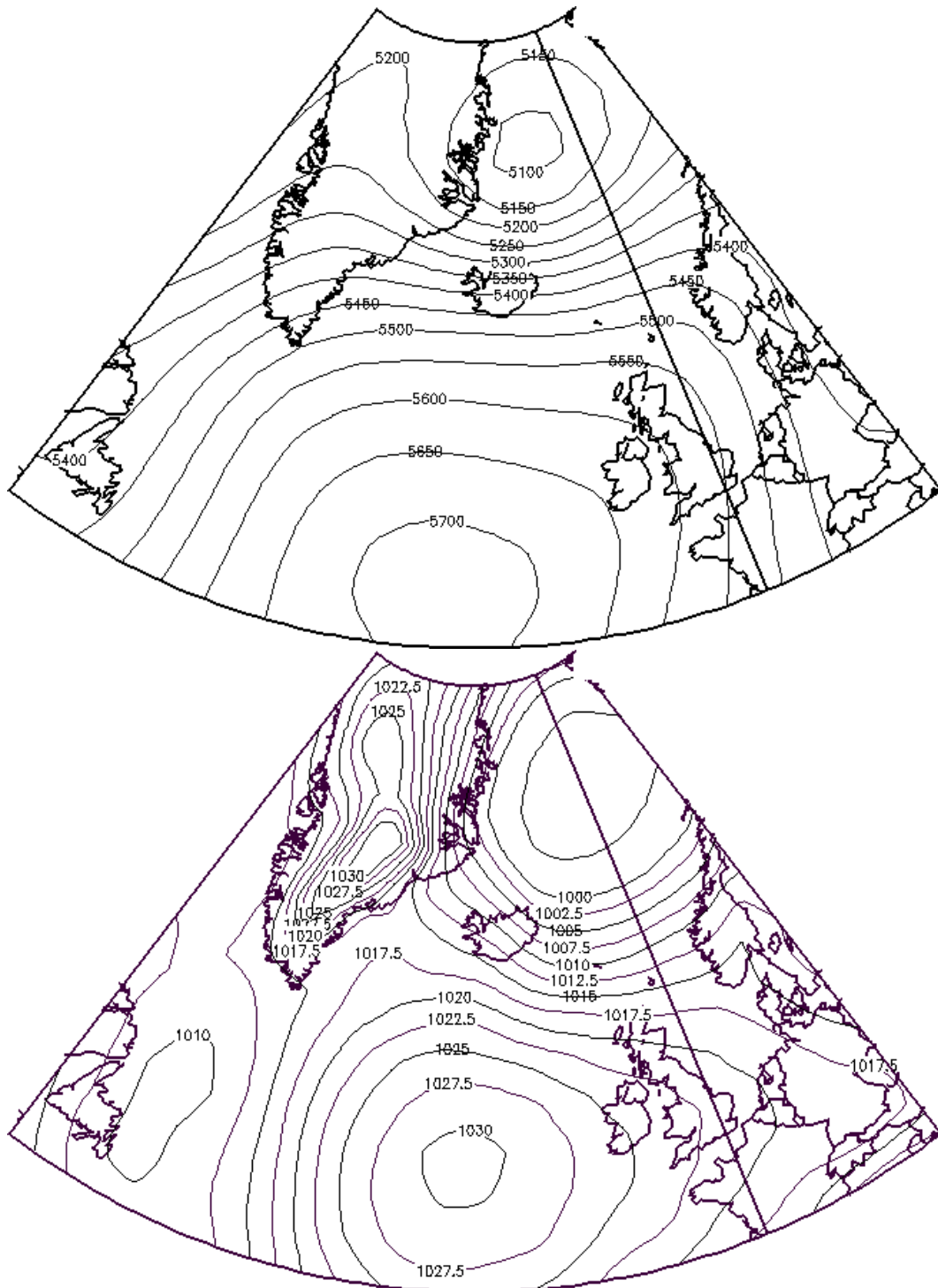
Óveðrin í Kvískerjum eru af tveimur megingerðum eins og 3. mynd sýnir (meginvindstefnan í óveðrunum er sú sama í 850 og 500 hPa). Í því sem við munum kalla gerð 1 er hvöss vestanátt í nær öllu veðrahvolfinu. Verstu ofsaveðrin eru einmitt af þessari gerð, þ.e. svörtu punktarnir í 3. mynd þegar mældur vindur við Kvísker fer í a.m.k. 50 m/s í hviðum. Gerð 2 er óalgengari og í þeim er norð- eða norðaustlæg vindátt í neðri loftlögum en töluvert hægari og austlægari vindur ofar í veðrahvolfinu. Þó oftast virðist hvasst í þeim vindáttum (4. mynd) þá verða óveðrin ekki eins slæm og mældar vindhviður eru að jafnaði veikari en í vestanóveðrunum.



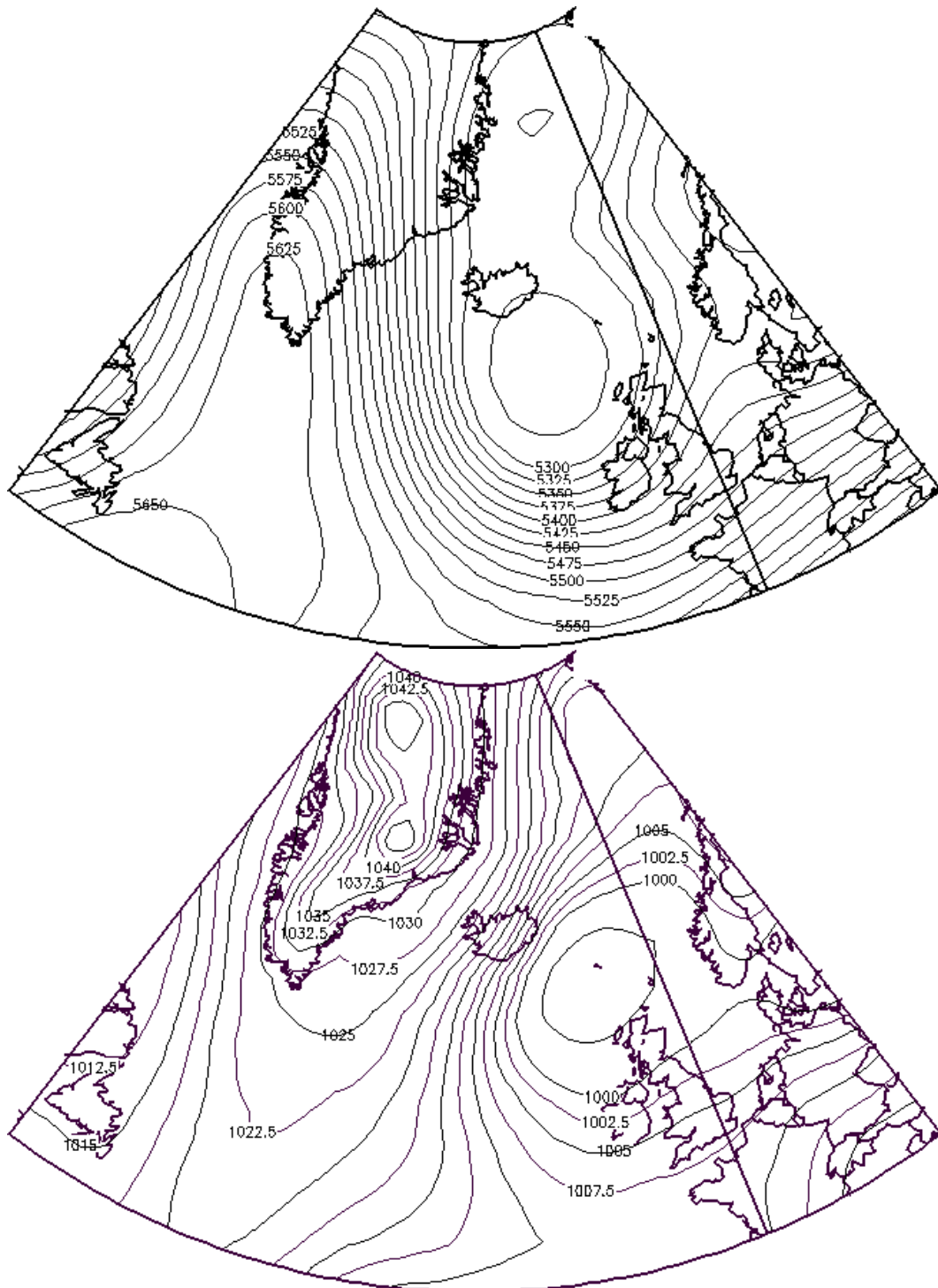
3. mynd: Breiddar- og lengdabundnir (e. meridional og zonal) þættir vinds, V_g (suður-norður) og U_g (vestur-austur) í 500 hPa og 850 hPa í $N63^\circ V15^\circ$ skv. greiningu ECMWF. Bláir, rauðir og svartir punktar sýna tilfelli þegar mældur vindur við Kvísker fór yfir 35, 40 og 50 m/s í hviðum.



4. mynd: Vindrósir fyrir Kvísker (2002–2007) sem gilda annars vegar fyrir vindhraða, f , yfir 20 m/s og hins vegar fyrir hviðustuðul, $G = f_g/f$ þegar vindhraði, f , er hærri en 10 m/s og hviður, f_g hærri en 20 m/s.



5. mynd: Meðalþyngdarmætti [m] í 500 hPa og meðaltal þrýstings [hPa] við sjávarmál þegar vindur við Kvísker fer yfir 40 m/s í vestlægum óveðrum (gerð 1). Gögnin koma frá NOAA/CDC og eru byggð á greiningu frá NCEP/NCAR.



6. mynd: Meðalþyngdarmætti [m] í 500 hPa og meðaltal þrýstings [hPa] við sjávarmál þegar vindur við Kvísker fer yfir 40 m/s í norðlægum óveðrum (gerð 2). Gögnin koma frá NOAA/CDC og eru byggð á greiningu frá NCEP/NCAR.

Á 5. og 6. mynd sést þrýstisviðið yfir Norður-Atlantshafi í þessum tveimur ólíku gerðum óveðra þegar mældur vindur við Kvísker fer yfir 40 m/s í hviðum. Fleiri sambærilegar myndir eru í viðauka aftan við skýrsluna.

Greinilegt er að í vestanóveðrum er hæðarsvæði sunnan við Ísland og lægð fyrir norðan land en háloftavindröstin liggur yfir landinu. Í norðanóveðrunum er hins vegar lægð suð-

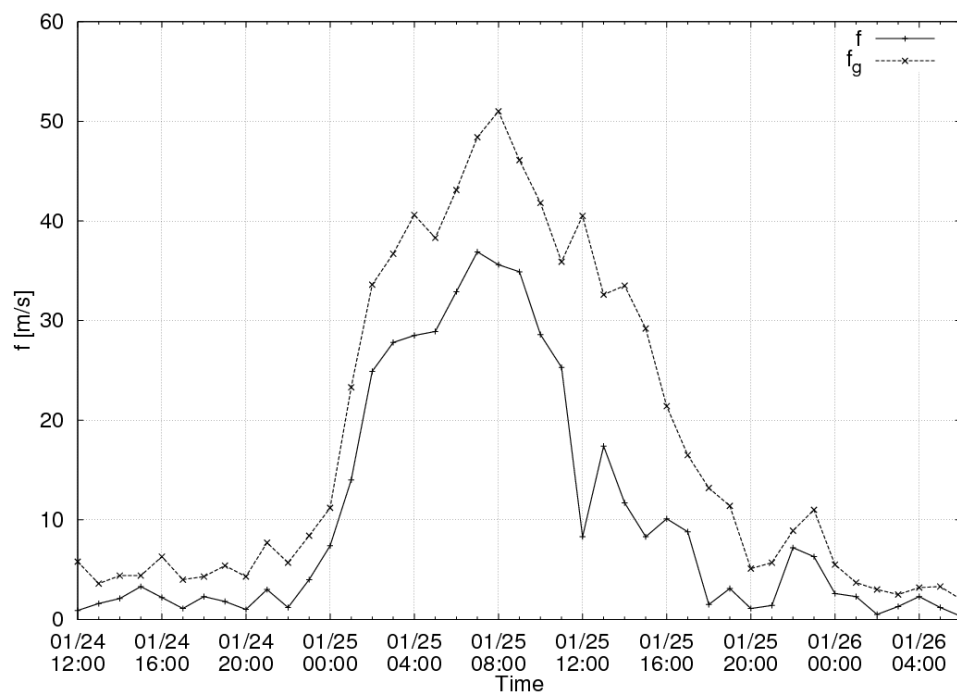
austur af landinu og hæð yfir Grænlandi sem valda vindstrengnum yfir Íslandi. Þá liggur háloftavindröstin vestan og sunnan við landið og það er tiltölulega hægur vindur yfir landinu m.v. í vestanóveðrunum.

4 LOFTHJÚPSREIKNINGAR FYRIR VALIN ÓVEÐUR

Til að varpa frekara ljósi á orsakir óveðranna við Kvísker er lofthjúpslíkanið MM5 notað til að herma verstu veðrin af sitt hvorri gerðinni.

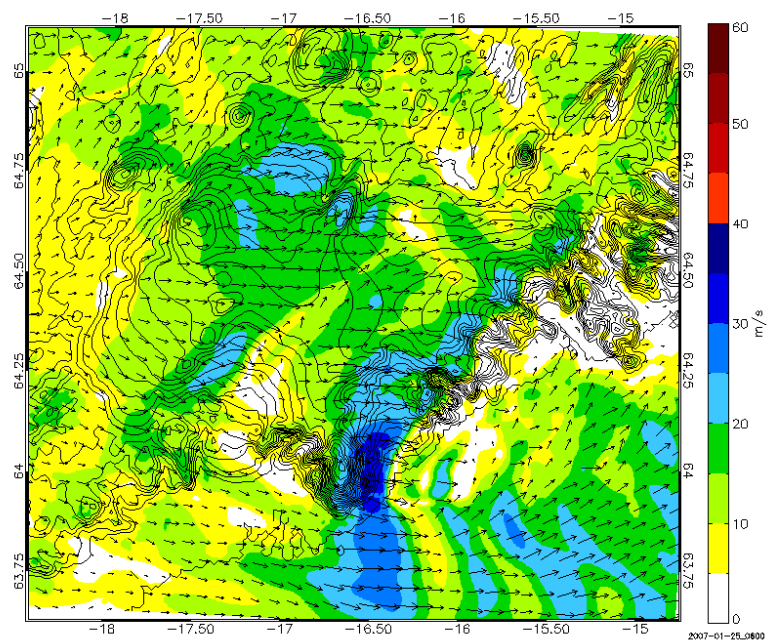
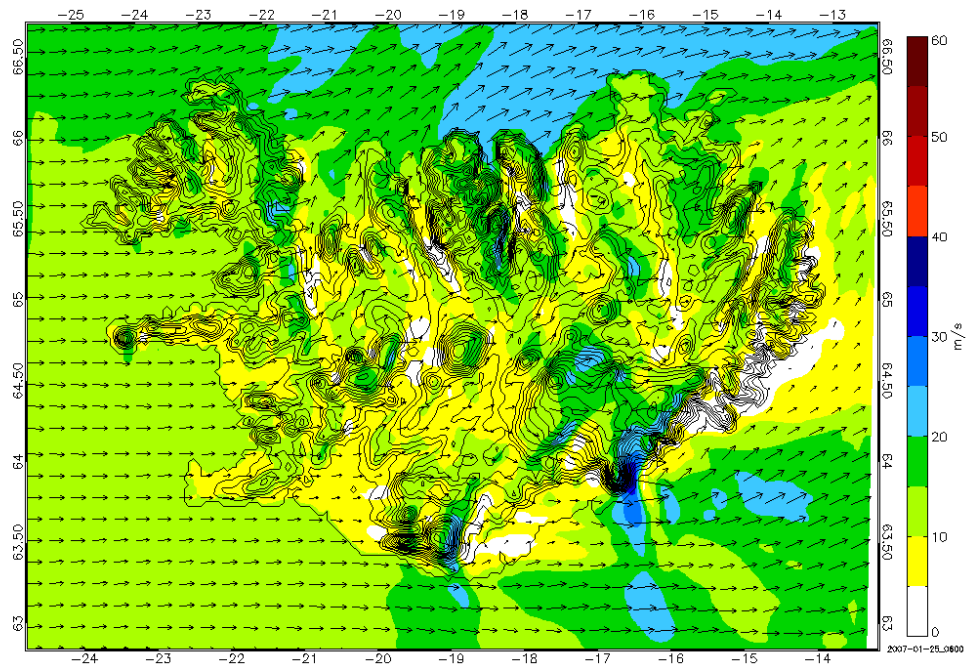
4.1 Vestanóveðrið við Kvísker 25. janúar 2007

Þann 25. jan. 2007 var staðbundið vestanóveður við Kvísker sem stóð í um hálfan sólarhring (7. mynd). Vindstyrkurinn varð mest rúmlega 50 m/s í vindhviðum og var yfir 40 m/s í um 5 klst en óveðrið gekk nokkuð hratt yfir. Meðalvindur fór yfir 35 m/s en var að jafnaði nærri 30 m/s í óveðrinu.



7. mynd: Mældur meðalvindur, f [m/s], og vindhviður, f_g [m/s], við Kvísker í vestanóveðrinu 25. jan. 2007.

Óveðrið náði hámarki milli kl. 06:00 og 09:00 og reikningar á veðri í 3 og 1 km víðum möskvum sýna að óveðrið var afar staðbundið (8. mynd). Hvassast er hlémegin hárra fjalla og einkum austan Mýrdals- og Örfajökuls þar sem líkanið áætlað að meðalvindurinn hafi farið í allt að 35 m/s.

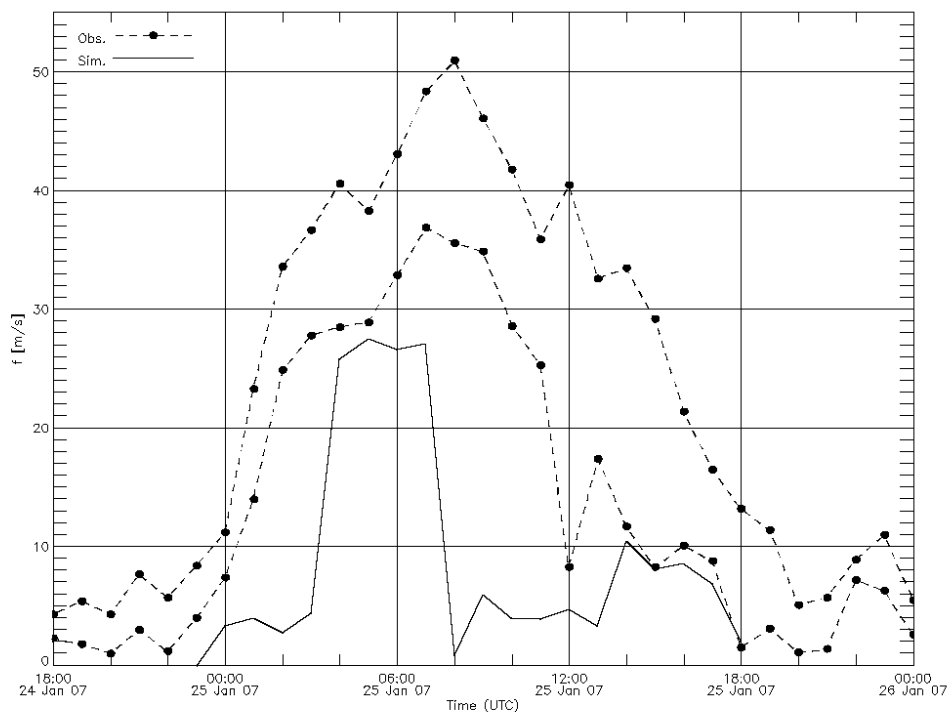


8. mynd: Reiknaður vindur [m/s] kl. 06:00 25. jan. 2007 við yfirborð jarðar í reiknineti með 3 og 1 km víða möskva.

Breytileikinn í vindasviðinu eykst mikið við að auka upplausina í 1 km úr 9 og 3 km en þar munar mestu um að áhrif brattrar og hárra fjalla á loftstrauminn koma betur fram í hærri upplausn. Einkum er áberandi hve vel óveðrið við Kvísker og hægviðrið víða í Suðursveit er afmarkað í rúmi. Eins er rétt að benda á breytileikann í vindasviðinu á hafinu úti fyrir

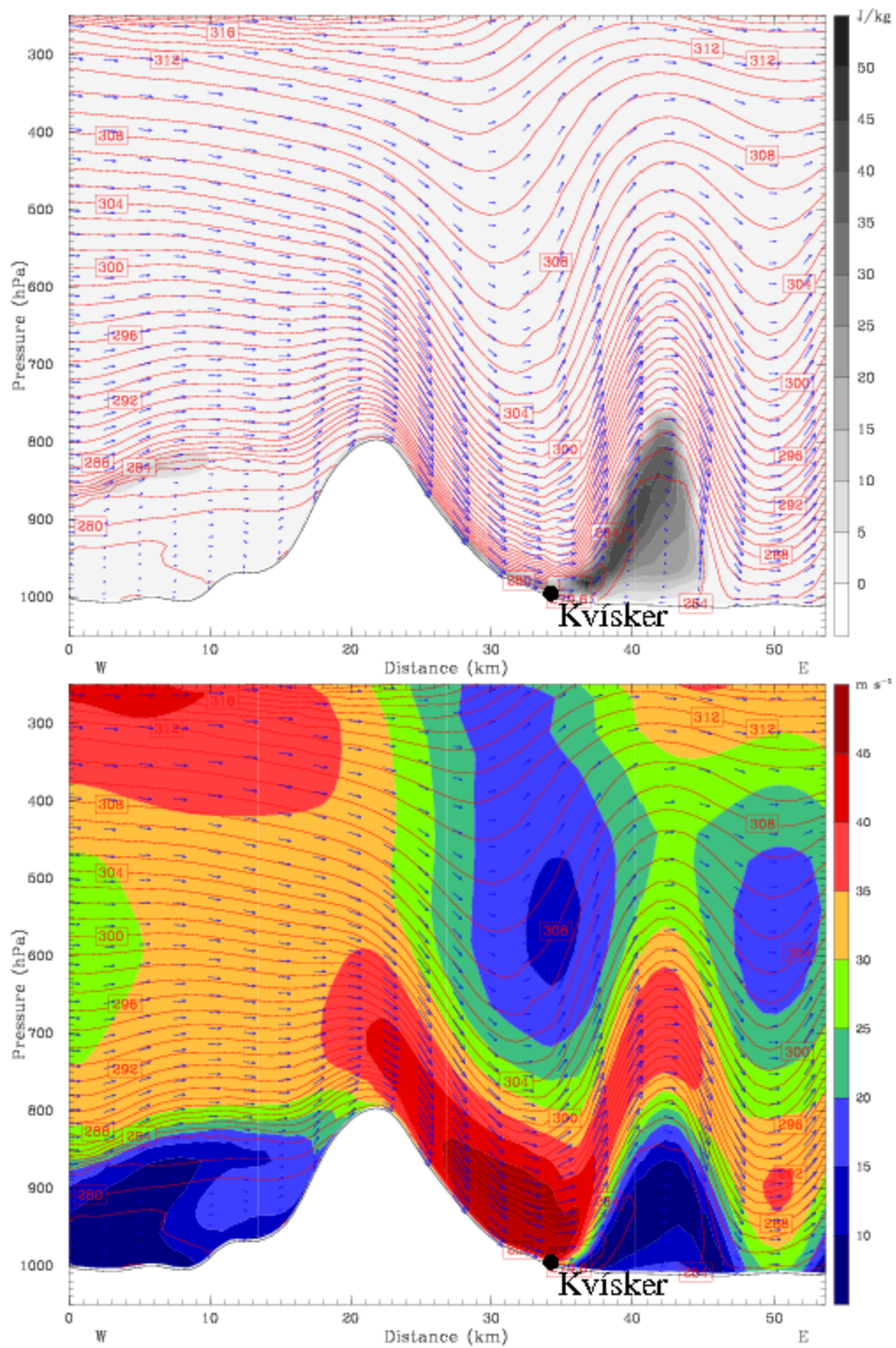
Suðausturlandi þar sem svæði með hægum og hvössum vindi skiptast á.

Lofthjúpslíkanið vanmetur vindstyrkinn um rúma 5 m/s kl. 06:00 við Kvísker en víðast hvar annars staðar er hermt sæmilega vel eftir mældum vindi (sjá viðauka). Óveðrið stendur hins vegar of stutt í líkaninu m.v. mælingarnar og stærsta skekkjan tengist því. Töluverður munur eru á reiknuðum vindi eftir mismunandi láréttri upplausn þar sem 3 km víðir möskvar koma verr út en reikningar með 1 km (sjá viðauka). Reikningar með 9 km víðum möskvum virðast hins vegar ætla lengd óveðursins best.



9. mynd: *Reiknaður vindstyrkur í 1 km reiknineti, og mældur meðalvindur og vindhviður, við Kvísker 25. jan. 2007.*

Snið A í VA-stefnu, líkt og meginvindstefnan, yfir Örfajökul og Kvísker bendir til að Örfajökull trufla loftstrauminn þ.a. í honum myndist krappar þyngdarbylgjur með mikið lóðrétt útslag (10. mynd). Hvassast verður í niðurstreyminu í hverri bylgju, einmitt nærri Kvískerjum, en töluverð kvika (TKE) bendir til að þar verði vindhviður jafnframt nokkuð öflugar. Á sama tíma hægir Örfajökull mikið á loftstraumnum vestan við Örfajökul sem passar vel við mælingar frá t.d. Skaftafelli.

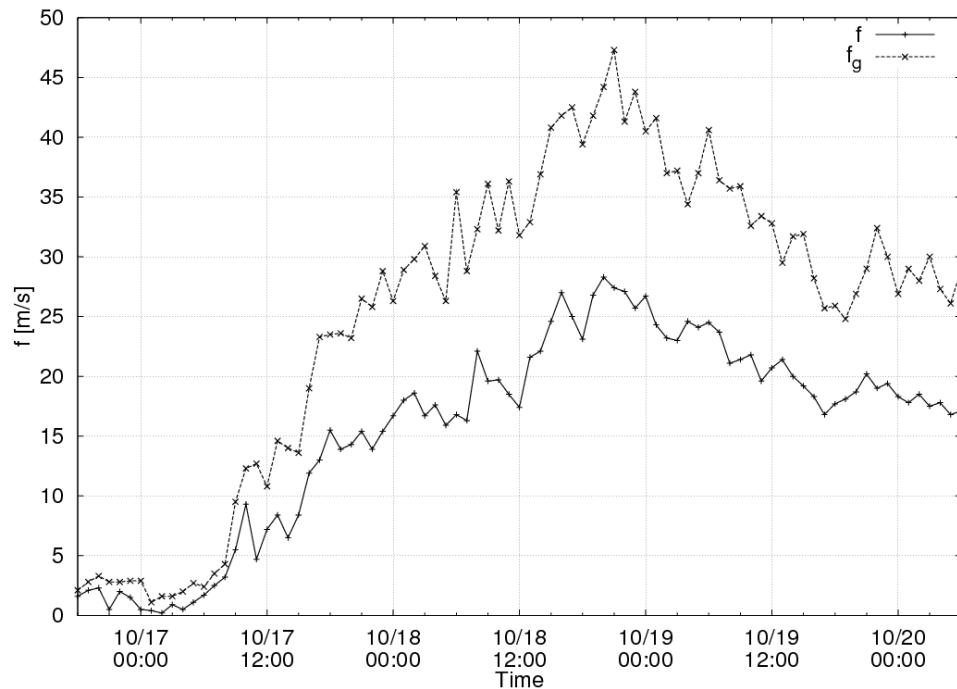


10. mynd: Jafnmættishitalínur [K], kvikuorka [J/kg] (efri mynd), vindstyrkur [m/s] (neðri mynd) og vindörvar kl.06:00 25. jan. 2007 í sniði A yfir Örafajökul og Kvísker í reiknineti með 1 km víða möskva.

Þyngdarbylgjurnar í lofthjúpslíkaninu ná langt út á hafið til austurs frá Örafajökli og mun lengra en sniðin sýna.

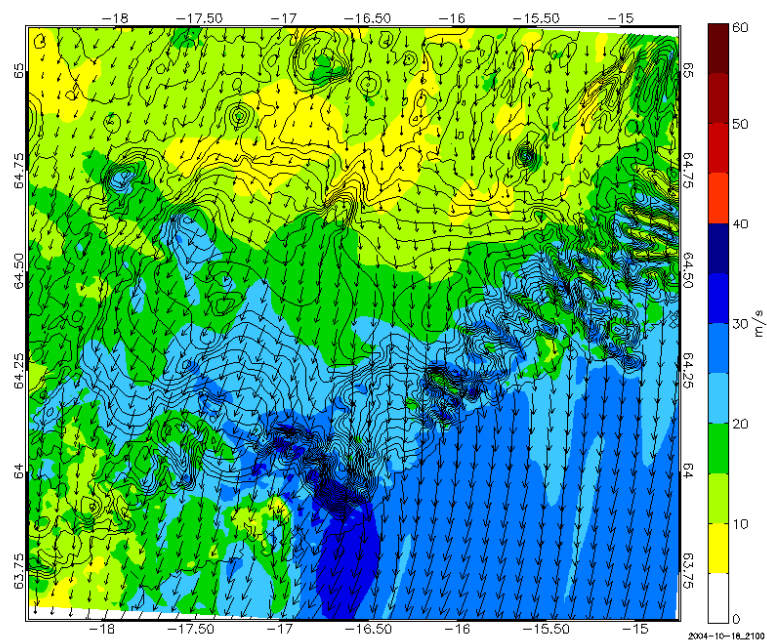
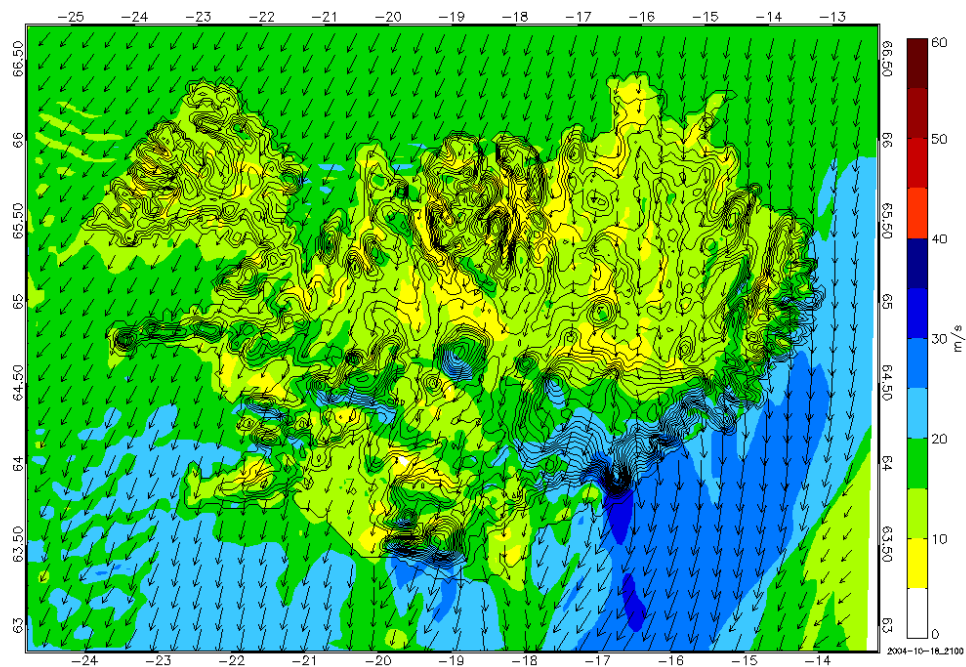
4.2 Norðanóveðrið við Kvísker 18. október 2004

Í óveðrinu 18. okt. 2004 fór vindstyrkurinn í nær 50 m/s í verstu hviðunum nærri miðnætti 18. okt. Hviðustuðullinn, þ.e.a.s. hlutfall mestu hviðu og meðalvinds var nærri 1,75. Í meira en 2 sólarhringa var hviðustyrkurinn í norðanáttinni yfir 30 m/s og meðalvindurinn meiri en 15 m/s (11. mynd).



11. mynd: Mældur meðalvindur, f , og vindhviður, f_g , [m/s] við Kvísker í norðanóveðrinu 18. okt. 2004.

Reikningar á veðri í 3 og 1 km upplausn sýna mestan vindstyrk hlémegin fjalla og úti fyrir Austfjörðum (12. mynd). Eins er hvasst úti fyrir Suður- og Suðvesturlandi en almennt er vindur hægastur um norðanvert landið.

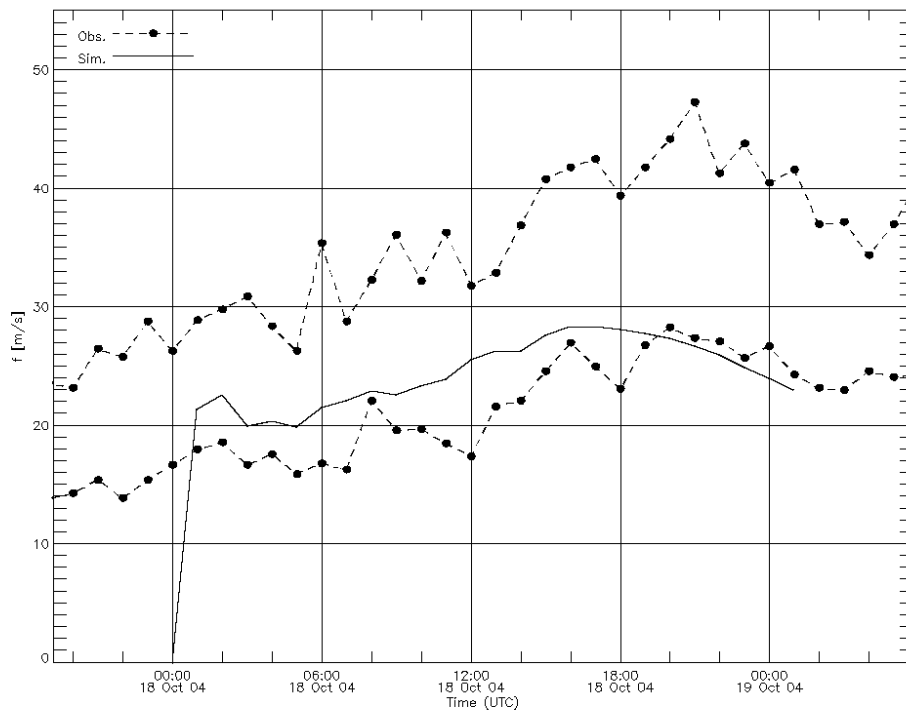


12. mynd: Reiknaður vindur [m/s] kl. 21:00 18. okt. 2004 við yfirborð jarðar í reiknineti með 3 og 1 km víða möskva.

Með því að auka láréttu upplausnina í 1 km úr 9 og 3 km sést vel hve mikil áhrif landslagsins eru á vindasviðið. Reiknaður vindstyrkur er mjög breytilegur nærri Vatnajökli og er minnstur norðan hans. Hámarks vindstyrkur breytist lítið við að fara úr 3 km víðum möskvum í 1 km víða möskva en hins vegar verður breytileikinn í vindasviðinu raunveru-

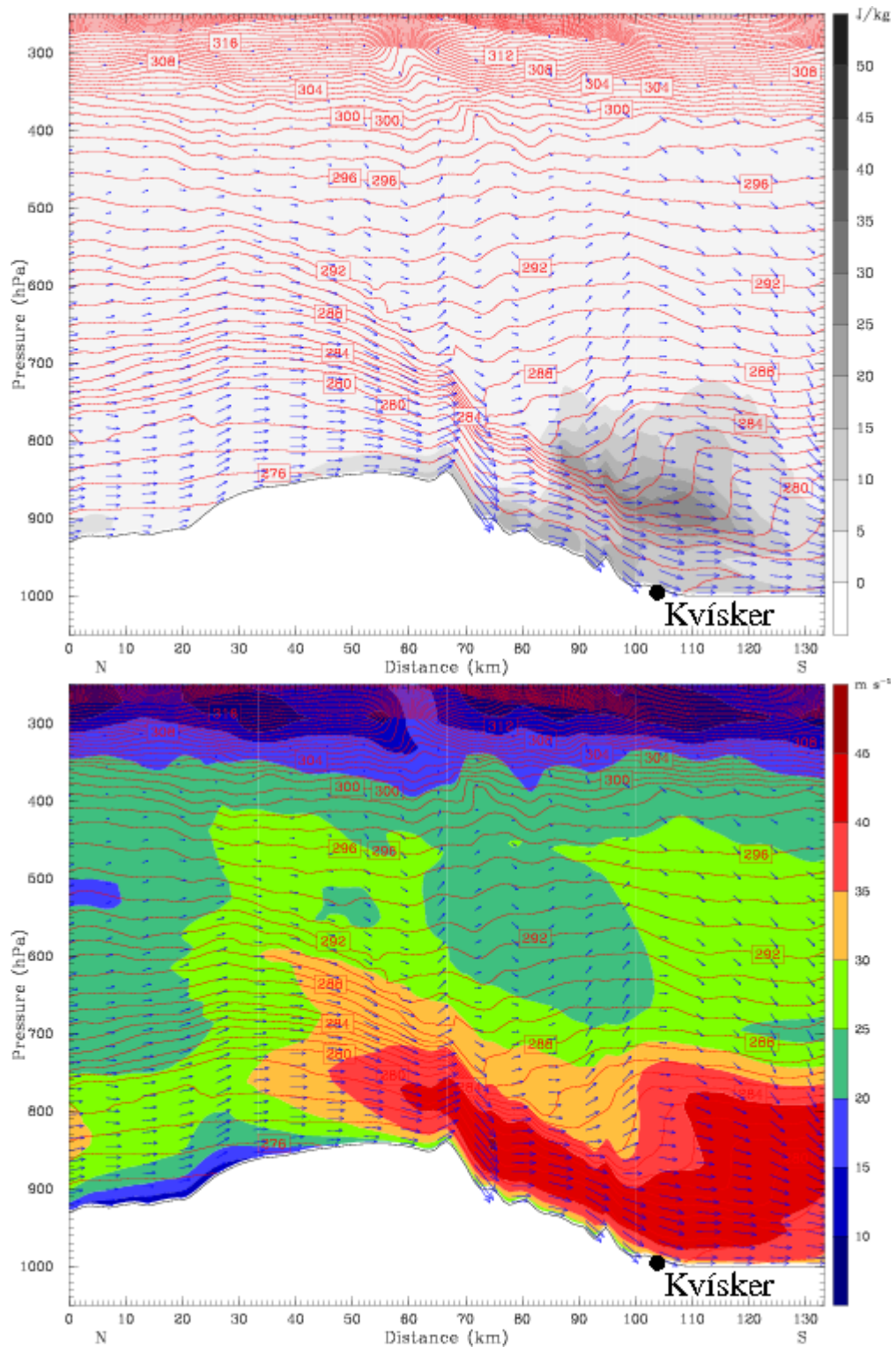
legri og óveðrið sunnan jökulsins betur afmarkað í rúmi.

Reiknuðum og mældum vindi við Kvísker ber nokkuð vel saman (13. mynd), jafnt í 3 sem 1 km víðum reiknimöskvum. Vindur er ofmetinn um nær 5 m/s í upphafi en líkanið fer nærri því að meta hámarksstyrk meðalvindsins. Mesta skekkjan er vegna hliðrunar í tíma á toppi óveðursins en það byrjar að lægja of snemma í líkaninu. Á öðrum veðurstöðvum er almennt nokkuð gott samræmi milli reiknaðs og mælds vinds (sjá viðauka).



13. mynd: *Reiknaður vindstyrkur í 3 km reiknineti, og mældur meðalvindur og vindhviður, við Kvísker.*

Snið A í NS-stefnu, líkt og meginvindstefnan, yfir Vatnajökul og Kvísker sýnir að í loftstraumnum hlémegin jökulsins myndast straumstökk (14. mynd). Ofan við hábungu jökulsins byrja jafnmættishitalínurnar að þéttast og halla niður til suðurs en á sama tíma herðir á vindinum og það hvessir mjög í neðri hluta veðrahvolfsins. Við jaðar jökulsins nærri Kvískerjum verður straumstökk, bylgjan brotnar, og þar er mikil kvikuorka (TKE) og afar hvasst.



14. mynd: Jafnmættishitalínur [K], kvikuorka [J/kg] (efri mynd), vindstyrkur [m/s] (neðri mynd) og vindörvar kl. 21:00 18. okt.2004 í sniði B yfir Vatnajökul og Kvísker í reiknineti með 1 km víða möskva.

Samskonar straumamynstur er víðar ofan jökulsins og á öðrum tímum í óveðrinu.

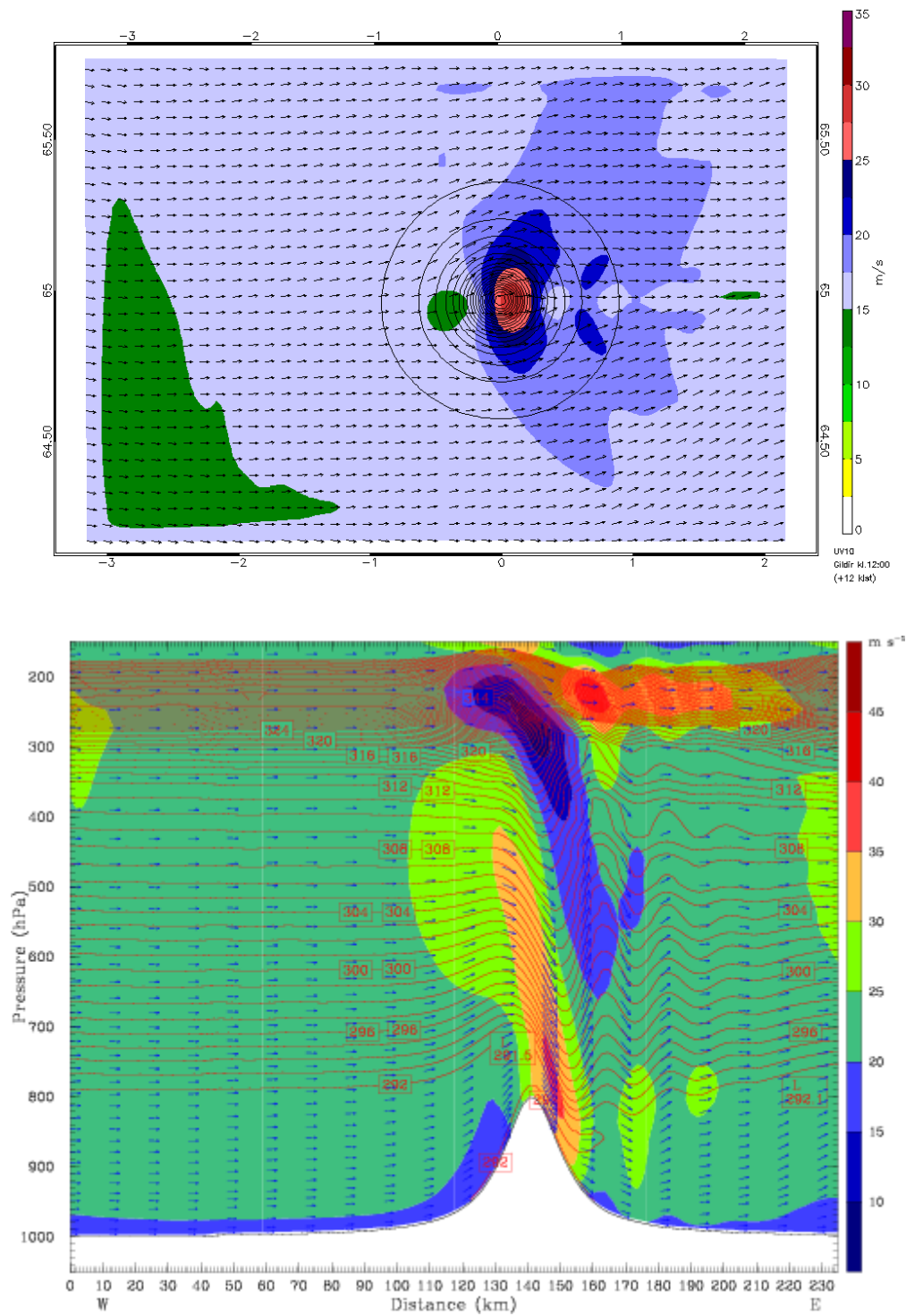
5 ÓVEÐUR OG FÁGAÐ LANDSLAG

Sniðin í 10. og 14. mynd gefa til kynna að gróflega megi skipta veðrahvolfinu lóðrétt í tvo hluta. Neðri hluta jaðarlagsins sem er nærri því hlutlaus og svo stöðugt loft þar fyrir ofan. Samkvæmt þessari skiptingu verður meginmunurinn milli ástands lofthjúpsins í vestan- og norðanóveðrunum 25. jan. 2007 og 18. okt. 2004 þykktin á neðra, hlutlausu, laginu. Til að kanna nánar áhrif þessarar mismunandi þykktar á óveðrin við Kvísker eru gerðar nokkrar tilraunir.

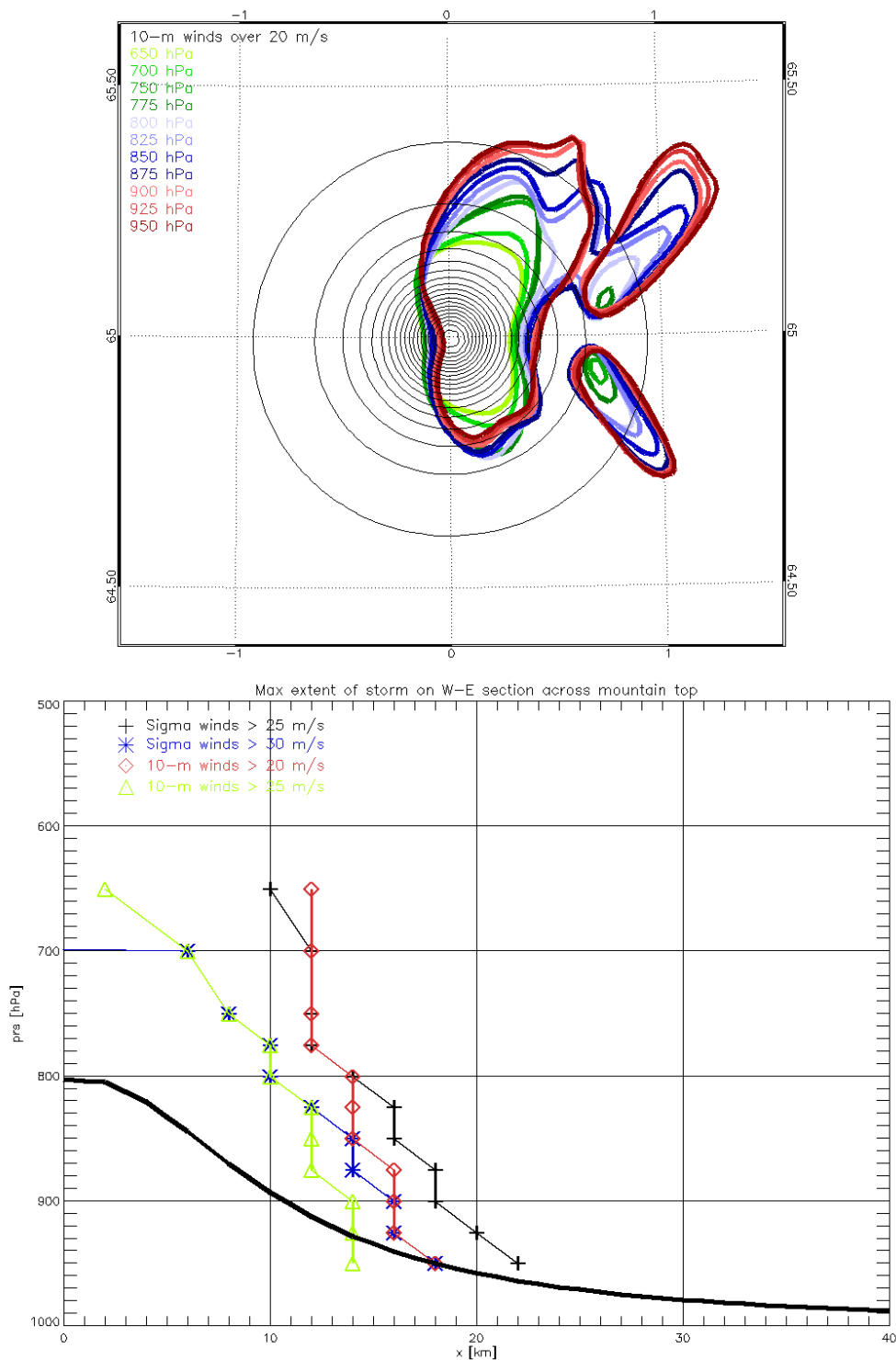
Lofthjúpslíkanið er keyrt á fagað fjall sem er skilgreint samkvæmt líkingunni sem kennd er við “Witch of Agnesi”. Hæð fjallsins, h , í punkti x er

$$h = \frac{Ha_2^2}{(x^2 + a_2^2)} \quad (1)$$

þar sem H er mesta hæð fjallsins í $x = 0$ en a hálf breidd þess í skilningnum að þegar $x = a$ gildir að $h = H/2$. Hér gildir að $a = 10$ km og $H = 2000$ m sem er nærri sama hæð og hæð Örafajökuls. Reiknisvæðið eru 91x131 punktar með 2 km víða möskva og topp lofthjúpsins í 100 hPa. Líkanið er keyrt í 12 klst með mismunandi upphafsskilyrði sem eru eins fyrir utan hæðina á toppi hlutlausu lagsins (sjá dæmi í viðauka). Vindstyrkurinn er 25 m/s ofan lagsins en næst yfirborði er hann nærri 15 m/s. Lofthjúpurinn er þurr og ekki er gert ráð fyrir áhrifum vegna geislunar en annars er svipuð uppsetning notuð og við líkanreikningana í fyrri köflum.



15. mynd: Reiknaður vindur [m/s] í faguðu landslagi með topp hlutlausu lagsins í 800 hPa. Efri myndin sýnir 10-m vind við yfirborð en hin vind og mættishita [$^{\circ}\text{C}$] í sniði í VA-stefnu yfir fjallið.



16. mynd: Útbreiðsla óveðurs yfir fjallinu m.v. mismandi þykkt á hlutlausu lagsinu. Efri myndin sýnir 20 m/s jafnhraðalínuna fyrir 10-m vind. Sú neðri mestu útbreiðslu í sniði með VA-stefnu yfir toppi fjallsins fyrir 10-m og sigma-3 vind og mismunandi lágmarksvindhraða. Hæðarlínur eru sýndar hverja 100 m.

Almennt má lýsa vindasviðinu (sjá 15. mynd) í reikningunum á þann veg að vindmegin fjallsins hægir straumurinn eilítið á sér þegar fjallið heldur á móti straumnum. Við það að

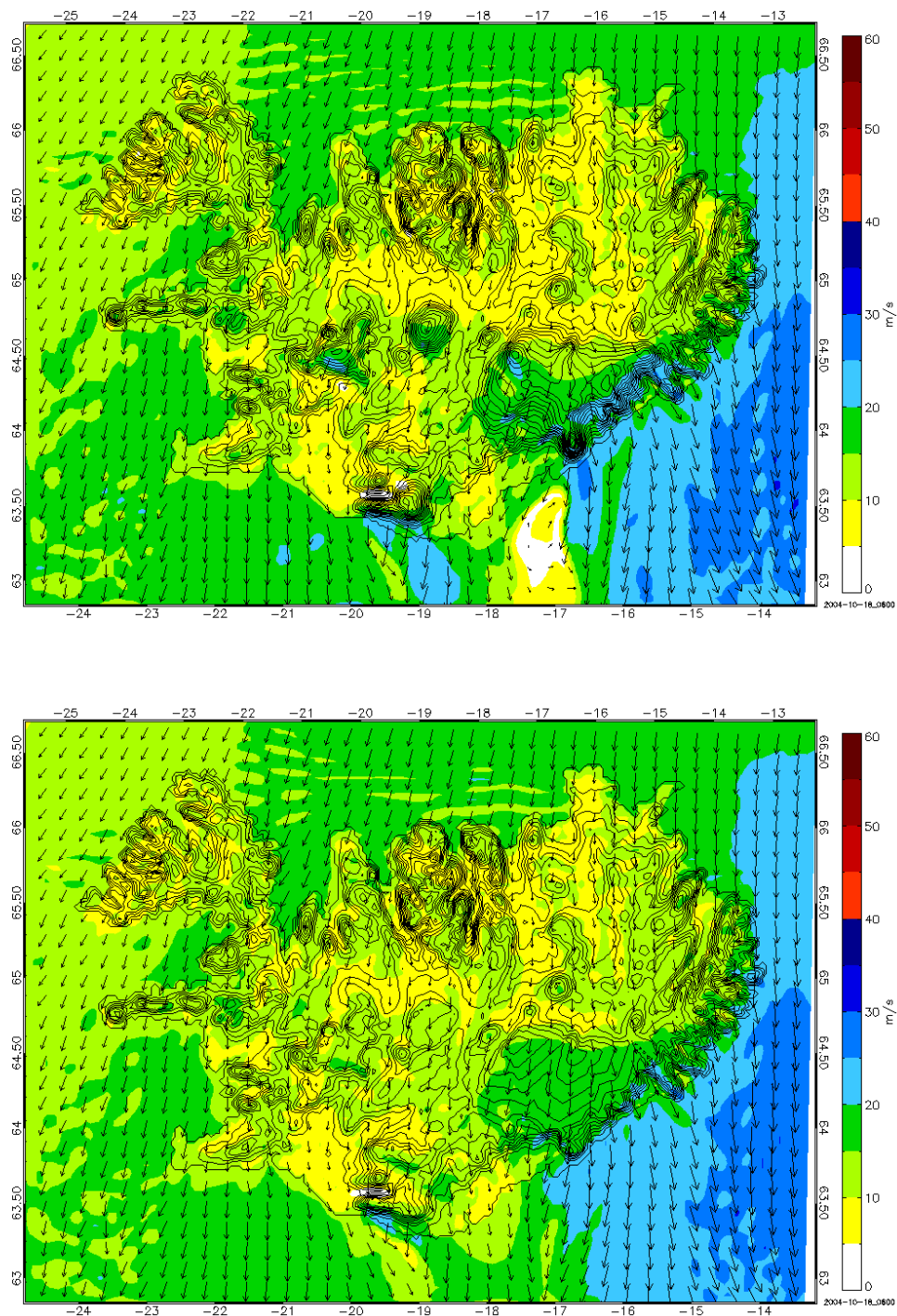
hægja á sér beygir straumurinn eilítið til vinstri vegna minnkandi áhrifa frá svigkrafti jarðar og því er vindasviðið ekki samhverft. Vinstra megin fjallsins, þegar horft er í vindstefnuna, verður staðbundið hámark í vindröst þegar loftmassinn þrýstir sér meðfram fjallinu. Hlémegin fjallsins verða áhrifin mest en undir toppnum verður mikil mögnun á vindstyrknum sem er háð því hve hæð hlutlausu lagsins er (16. mynd). Þessi mögnun á vindasviðinu verður í niðurstreyminu undir þyngdarbylgjunni sem myndast í straumnum ofan fjallsins. Því þynnra sem hlutlausu lagið er því umfangsmeiri verða óveðrin og ná lengra niður hlíðar fjallsins. Í sniði með V-A stefnu yfir topp fjallsins virðist aukningin því sem næst línuleg á því bili sem er skoðað þ.e. 650–950 hPa en þó aukast áhrif fjallsins á loftstrauminn mest þegar jaðarlagið er nærri því að vera jafnþykkt og hæð fjallsins. Hlémegin fjallsins myndast vök sem minnir á kjölsog báts (e. bow wave) þar sem bylgjumynstrið hefur “V”-lögun með upphaf í fjallstoppinum (sjá viðauka). Samhverfu vindhámörkin á fjallsöxlunum (sjá 15. og 16. mynd) eru undir öðrum bylgjutoppunum á jaðri vakarinnar og eflast mjög þegar þykkt hlutlausu lagsins verður minni en hæð fjallsins en á sama tíma styrkist jafnframt vindröstin.

6 ÁHRIF VATNAJÖKULS Á ÓVEÐUR VIÐ KVÍSKER

Það verður að teljast líklegt að ef jökull hyrfi af Örafajökli að þá myndi hann að jafnaði lækka tiltölulega lítið. Þó ísinn sé þykkur í sjálfri öskjunni þá ná öskjubarmar Örafajökuls víða upp úr ísnum og ísinn því tiltölulega þunnur á brúninni fyrir utan í sjálfum skriðjöklunum sem renna frá honum. Það er því ólíklegt að það hefði mikil áhrif á vestanóveður við Kvísker þó jökull hyrfi af Örafajökli þó vissulega sé ekki hægt að útiloka að svo sé. Öðru máli gegnir líklega um norðanóveðrin. Þá streymir loftstraumurinn yfir þykkan meginjökul Vatnajökuls áður en hann lendir á Kvískerjum.

Til að rannsaka þetta frekar var því gerð einföld tilraun þar sem norðanóveðrið frá 18. okt. 2004 var hermt með nýju landslagi þar sem allnokkur ís var fjarlægður af jöklunum. Jöklarnir voru þynntir með því að fjarlægja allt land hulið ís og brúa svo hæðina á því landi út frá jöðrum jöklanna. Með þessum hætti fer reyndar lækkun jöklanna og breyting landslagsins töluvert eftir upplausn reikninsins, sem er sem fyrr 9, 3 og 1 km. Það veldur hins vegar ekki vandamáli í líkankeyrslunum þar sem finni reikninetin hafa ekki áhrif á grófari netin, heldur einungis öfugt. Vatnajökull þynnist langmest stóru jöklanna.

Niðurstöður þessarar tilraunar sjást í 17. mynd en við munum einblína á Vatnajökulssvæðið. Hafa ber í huga að með 3 km víðum möskvum þynnist Vatnajökull töluvert en eins lækkar Örafajökull nokkuð. Tilraunin lýsir því tvennu: 1) áhrifum þynnri Vatnajökuls á framtíðarveður við Vatnajökul og 2) staðbundnum áhrifum landslags, þ.e. hárna fjalla líkt og Örafajökuls, á veður.



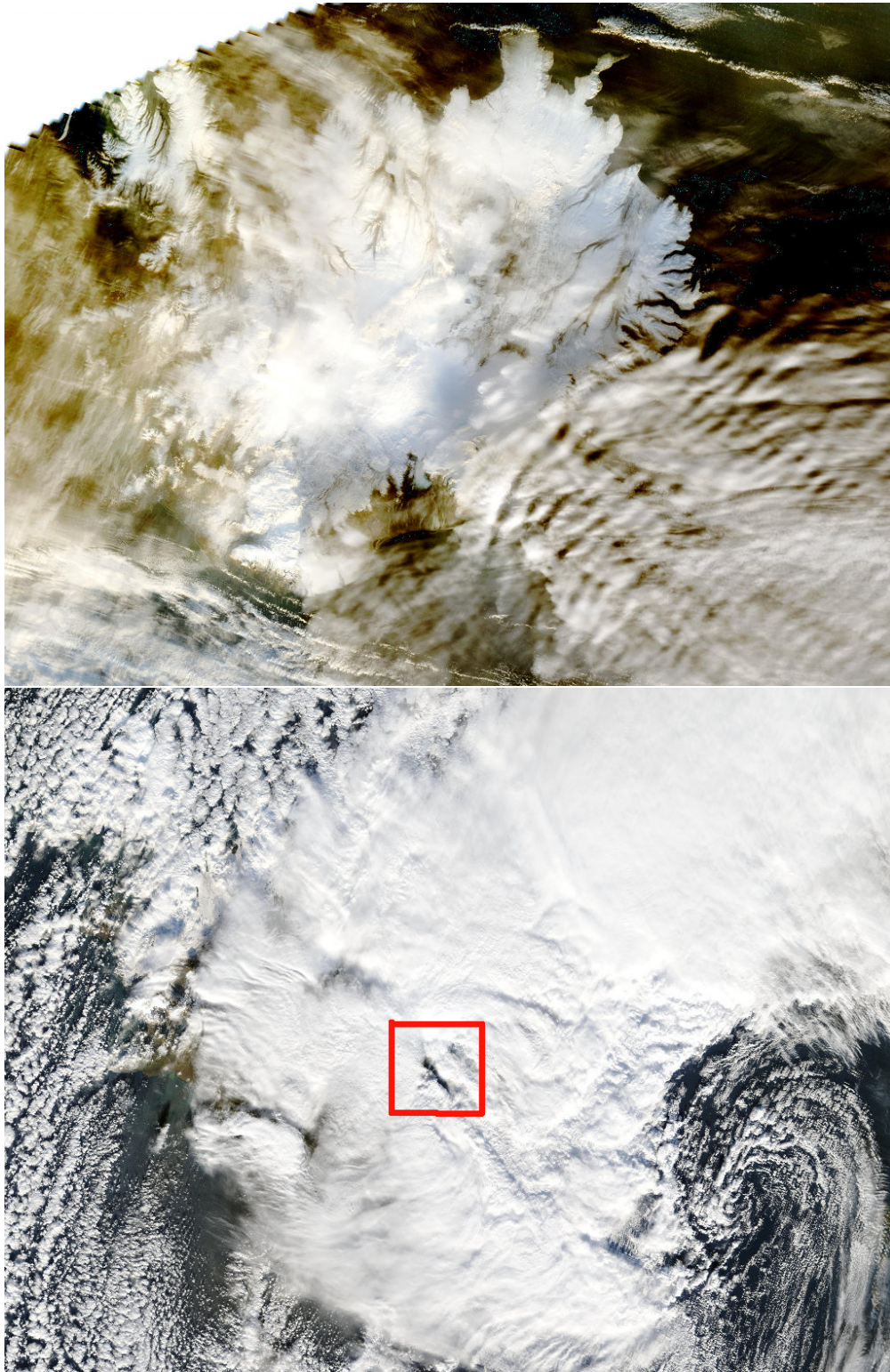
17. mynd: Reiknaður vindur [m/s] kl. 06:00 18. okt. 2004 við yfirborð jarðar í reiknineti með 3 víða möskva, og réttum jöklum (efri mynd) og þynntum jöklum (neðri mynd).

Óveðrið við Kvísker er eilítið veikara þegar Vatnajökull hefur verið þynntur en það er í samræmi við að þyngdarbylgjan eða straumstökkið hlémegin jökulsins veikist nokkuð þegar hann þynnist (ekki sýnt hér). Mesta breytingin er fyrir sunnan Öræfajökulinn þar sem hægviðrið og öfuga flæðið hverfur þegar Vatnajökull og Öræfajökull lækka. Í stað þess er

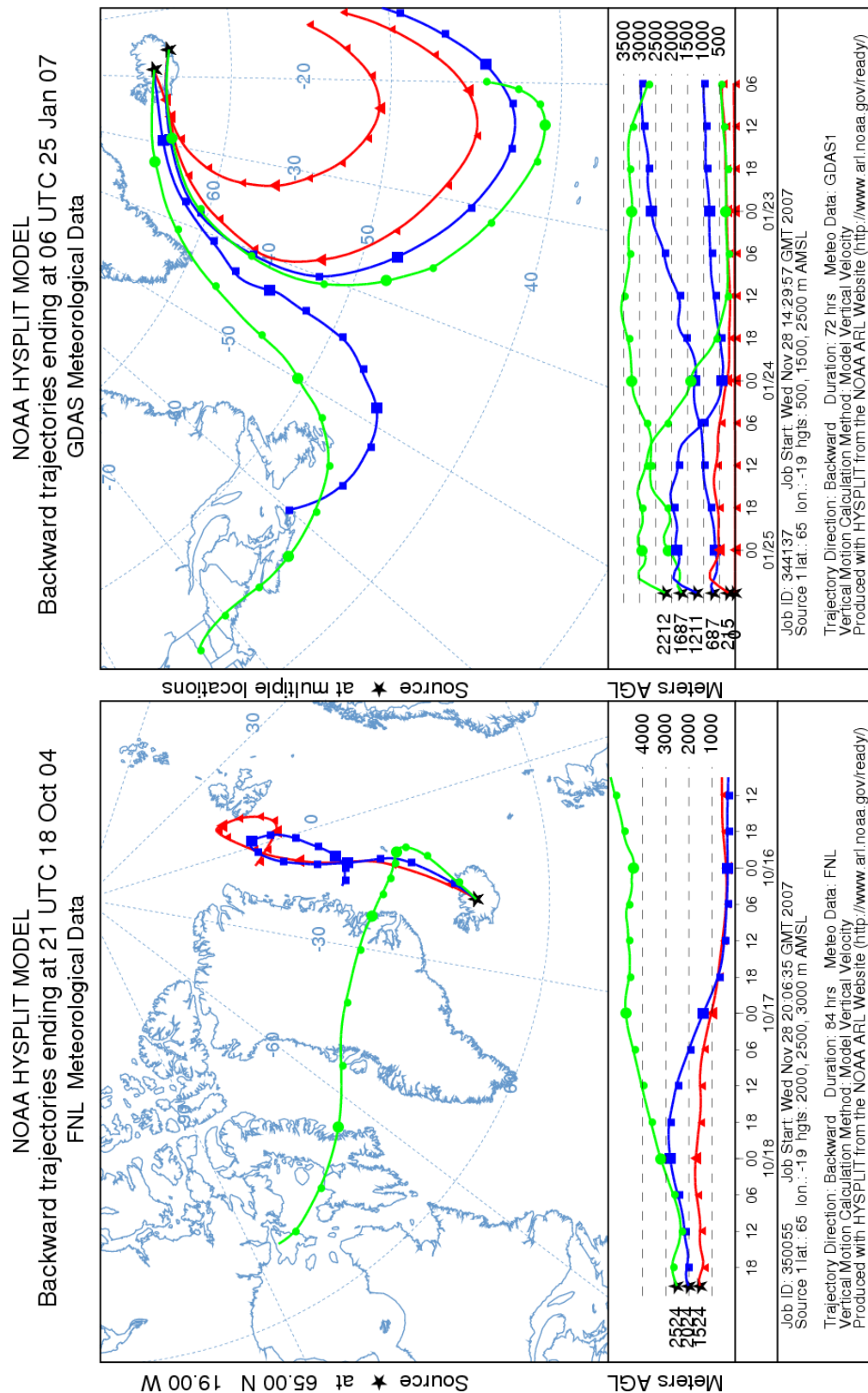
alls staðar norðanátt sunnan jökulsins og vindhraði nærri 15 m/s.

7 UMRÆÐA UM NIÐURSTÖÐURNAR

Samanburður á sniðunum úr líkanreikningunum (t.d. 10. og 14. mynd) við athuganir frá AQUA/TERRA gervitunglunum gefa til kynna að þyngdarbylgjur komi við sögu í óveðrunum við Kvísker (18. mynd). Í vestanóveðrinu bendir skýjafarið suðaustur af landinu til að þar séu einmitt nokkuð öflugar þyngdarbylgjur í neðri hluta veðrahvolfsins. Skýin myndast þegar loftrakinn þéttist í toppi hvernar bylgju en eyðast í niðurstreyminu í bylgjunum. Vísbendingar um þyngdarbylgjurnar sjást einnig í norðanóveðrinu þegar landið er að mestu hulið skýjum en nærri, og einkum vestan við, Örfajökul er gat í skýjahulunni sem er vísbending um öflugt niðurstreymi.



18. mynd: MODIS-myndir frá AQUA/TERRA tunglinu. Efri myndin sýnir Ísland kl. 12:25 25. jan. 2007 en sú neðri kl. 12:55 18. okt. 2004. Áberandi er bylgjumynstrið í skýjahulunni úti fyrir Suðausturlandi en rauði kassinn afmarkar svæði rétt vestan við Öræfajökul þar sem greina má stærstu skriðjöklana.



19. mynd: Uppruni loftmassanna 25. jan. 2007 og kl. 12:55 18. okt. 2004 við Kvísker skv. HYSPLIT-líkani NOAA.

Nánari athugun á uppruna loftmassanna (19. mynd) í óveðrunum gefur til kynna að í norðanóveðrinu 18. okt. 2004 eigi loftmassinn rætur sínar að rekja norðan úr Íshafi. Jaðarlag

slíkra loftmassa þykkar jafnan nokkuð á leið sinn suður á bóginn þegar kalt heimskautaloftið streymir yfir hlýrri sjó og verður óstöðugt (sbr. Ólafsson og Økland 1994). Vestanóveðrin eiga sér hinsvegar nokkuð suðrænni uppruna sem útskýrir að nokkru leyti af hverju hlutlausu lagið er nokkuð þynnra en í norðanóveðrunum. Þar hefur hlýtt loft streymt yfir kaldari sjó, kólnað og orðið stöðugra fyrir vikið en nokkuð sterkur vindur tryggir þó nokkra blöndun.

Samanburður á líkanreikningum og mælingum gefur til kynna að í vestanóveðrinu nái lofthjúpslíkanið ekki fyllilega að líkja eftir mesta styrk óveðranna (9. mynd). Ef tekið er tillit til þess að smávægileg hliðrun eða breyting í umfangi óveðursins breytir mjög styrk óveðursins á Kvískerjum þá má a.m.k. útskýra skekkjuna að einhverju leyti. Tilraunir með fágað landslag sýna að breytingar í hæð hitahvarfanna í veðrahvolfinu hafa mikil áhrif á umfang og styrk óveðursins hlémegin fjallanna. Sé þykkt hlutlausu lagsins þá að einhverju leyti röng þá er ekki hægt að ætla að líkanið geti hermt flæðið hlémegin. Þetta undirstrikar mikilvægi þess að jaðar- og upphafsskilyrðin sem þvinga lofthjúpslíkanið séu eins nákvæm og auðið er, og þar skiptir líklega einna mestu máli að lóðrétt og lárétt upplausn skilyrðanna sé nægjanleg svo t.d. hæð mögulegra hitahvarfa sé sem réttust. Slík vandamál hafa einmitt áður komið upp í rannsóknum á úrkomu á Reykjanesi (Rögnvaldsson et al. 2007b) þar sem niðurstöður líkanreikninga voru mjög háðir lóðréttri upplausn og uppruna jaðarskilyrðanna.

Hluti af vandamálunum og skekkjunum í líkanreikningunum minnir á sambærileg vandamál í öðrum rannsóknum á óveðrum nærri fjöllum, t.a.m. Ágústsson og Ólafsson (2007); Ólafsson og Ágústsson (2007). Hluti skekkjunnar tengist líklega eðli sjálfra líkana sem almennt standa sig vel í að reikna það sem má skilgreina sem einhvers konar meðalgildi, t.d. vinds og hita. Líkönin eiga hins vegar mun erfiðara að ná miklum sveiflum í bæði tíma og rúmi, t.d. í vindasviðinu nærri fjöllum þar sem vind- og hviðustyrkurinn verður jafnan mestur (Ágústsson og Ólafsson 2004b). Hærri upplausn lofthjúpslíkansins bætir þó spánnar eins og þessi rannsókn gefur til kynna og þá einkum nærri háum og bröttum fjöllum. Eins má ætla að hluti skekkjunnar tengist landslagi á kvarða sem líkanið leysir ekki upp við 3 og 1 km en það er í samræmi við aðstæður við Kvísker og hve staðbundin óveðrin eru þar. Ýmislegt bendir til að bæta megi líkanreikninga með því að auka lárétu upplausnina enn frekar en það er þó háð því að lofthjúpslíkanið ráði við þá upplausn svo forsendum fyrir t.d. jaðarlagsreikningunum sé enn fullnægt (sjá t.d. (Deng og Stauffer 2006)). Til eru nýrri lofthjúpslíkön líkt og t.d. WRF-líkanið (Skamarock et al. 2005) sem ráða við hærri upplausn en MM5-líkanið en þau líkön hentuðu þó ekki við þessa rannsókn.

Þess ber að gæta að breytingin í umfangi og hæð Vatnajökuls í tilrauninni 6. kafla er ekki að öllu leyti raunveruleg. Það kemur þó ekki að sök þar sem tilrauninni er einkum ætlað að sýna fram á áhrif Vatnajökuls á flæðið sunnan hans. Líkanreikningarnir gefa sterklega til kynna að vænta megi breytinga á þeim áhrifum í framtíðinni þegar jökullinn þynnist og minnkar, en þá er ekki tekið tillit til mögulegra breytinga í veðurfari vegna hlýnandi loftslags. Þessi tilraun gefur tilefni til að athuga betur áhrif jökulsins og landslagsins undir honum á vindasviðið nærri jöklinum. Slíkar tilraunir eru einmitt mögulegar þar sem að á undanförnum 1–2 áratugum hafa starfsmenn Jarðvísindastofnunar Háskóla Íslands (áður hluti af Raunvísindastofnun HÍ) safnað upplýsingum um hæð jökulsins sjálfs og landslagsins undir honum. Að lokum er hér rétt að benda á að skjóláhrif Vatnajökuls á flæðið sunnan Vatnajökuls hafa verið mæld og lofthjúpslíkön ná að líkja eftir þeim (sjá viðauka).

8 SAMANTEKT

Óviða eru veður og veðurfar jafn flókið og breytilegt og í Örafum þar sem brött fjöll og háreistir jöklar hafa ýmist áhrif til að magna upp ofsaveðrin og úrkomuna eða til myndunar skjóláhrifa og veðursældar. Hér hafa verið rannsökuð staðbundin óveður sem verða við Kvísker í Örafum. Greining á ástandi lofthjúpsins og samanburður við mælingar frá Kvískerjum bendir til að óveðrin séu aðallega af tveimur gerðum. Í fyrri gerðinni er hvöss vestanátt í öllu veðrahvolfinu en í hinu er hvöss norðaustan- eða norðanátt í neðri hluta veðrahvolfsins en hægari vindur ofar. Óveðrin við Kvísker eru að mörgu leyti ólík óveðrunum sem verða í austanáttum við Freysnes (Ólafsson og Ágústsson 2007) vestan Örafajökuls. Þá háttar oft þannig til að það er öfugur vindskurður með hæð, þ.e.a.s. að það er hvasst í neðra hluta veðrahvolfsins en hægari vindur ofar. Fjallabylgjur sem myndast í austanátt yfir Örafajökli eru því t.d. líklegri til að ofrísa og brotna heldur en bylgjur sem myndast í vestanátt yfir Kvískerjum þegar vindhraði er nokkuð stöðugur með hæð.

Líkanreikningar á verstu óveðrunum af báðum gerðum við Kvísker gefa til kynna að í báðum tilfellum verði staðbundin mögnun á óveðrinu hlémegin fjalla. Í vestanóveðrunum myndast fjallabylgjur með mikið útslag hlémegin Örafajökuls og teygja þær sig nokkuð langt frá fjallinu þó að óveðrin ná stutt frá rótum jökulsins. Í norðanóveðrunum myndast hins vegar straumstökk eða fjallabylgja sem brotnar hlémegin jökulsins og óveðrið teygir sig langt til suðurs frá fjöllum. Í báðum tilfellum eru Kvísker nokkuð nærri því að vera undir bylgjubrotinu og niðurstreyminu í fyrstu bylgjunni. Það passar vel við mældan vindhraða og hviðustuðul í óveðrunum, jafnvel þó líkanið sjálf vanmeti heldur vindstyrkinn niðri við yfirborð. Þetta er að mörgu leyti sambærilegt við fyrri líkanreikinga og rannsóknir á staðbundnum óveðrum á Íslandi, s.s. Ágústsson og Ólafsson (2007).

Í gerð 1, þ.e.a.s. vestanóveðrunum, er heldur þynnra hlutlaust lag næst yfirborði heldur en í norðanóveðrunum en í báðum óveðrum er loftið stöðugt þar fyrir ofan. Því voru gerðar tilraunir með fagað fjall þar sem þykkt hlutlausa lagsins við yfirborð var kerfisbundið breytt og áhrif þess á óveðrin athuguð. Tilraunirnar gefa til kynna að umfang óveðranna verði því mun meira sem lagið er þynnra. Umfangið vex því sem næst línulega með minnkandi hæð hlutlausa lagsins en þó virðist umfangið aukast hraðast þegar hæð fjallsins er svipuð og þykkt hlutlausa lagsins. Það kemur á nokkru leyti á óvart að sambandið sé ekki ólínulegra en líkantilraunirnar gefa til kynna og er tilefni til frekari rannsóknar á þessu fyrirbæri. Sambærileg óveður í jafnt raunverulegu sem og faguðu landslagi hafa verið rannsökuð af mörgum. Þó virðast fáir hafi tekið á viðfangsefninu á sama hátt og hér þó að t.d. rannsókn Vosper (2004) hafi farið þar nokkuð nærri en þar var horft til áhrifa hitahvarfa á ástand lofthjúpsins í fjallahæð en síður á vinda nærri yfirborði. Rétt er að benda jafnframt á mikilvægi þessara tilraunareikninga m.t.t. veðurspágerðar við svipaðar aðstæður og við Kvísker. Við ákveðnar aðstæður spá lofthjúpslíkön líkt og HRAS-kerfi Reiknistofu í veðurfræði (Ólafsson et al. 2006) fyrir um óveður við Kvísker sem ekki verður vart í mælingum. Það bendir til að óveðrin kunni að einskorðast við fjallshlíðarnar ofan mælistöðvarinnar og að þau nái ekki niður á láglendið.

Jafnframt er hér gerð einföld tilraun sem sýnir fram á að áhrif Vatnajökuls á flæðið sunnan hans í norðanáttum mun að öllum líkindum breytast töluvert þegar jökullinn þynnist á komandi öldum. Þessi áhrif Vatnajökuls og annarra fjalla á loftstrauminn koma illa fram í líkan- og veðurfarsreikningum í grófu neti. Í CE- og VO-verkefnum (Fenger 2007; Jóhannesson et al. 2007) voru t.d. athugaðar breytingar á framtíðarveðurfari á Íslandi. Vídd möskva líkansins sem þar var lagt til grundvallar er nærri því að vera 50 km og niðurstöðurnar gefa því til kynna breytingar fyrir landið í heild sinni eða einstaka landsfjórðunga. Ekki er hægt

að ætla að slík niðurkvörðun gefi góða mynd af staðbundnum breytingum sem vænta má í framtíðarveðurfari. Rannsóknir líkt og þessi á veðri við Kvísker sýna að sterkustu vindarnir, og jafnframt mesta úrkoman, verða í flóknu landslagi þar sem fjöll eru há og brött. Hærrí upplausn er því nauðsynleg til að líkja rétt eftir landslaginu og áhrifum þess á veður. Slíkar rannsóknir eru t.d. fyrirhugaðar í verkefninu “LOKS” (<http://os.is/ces>) þar sem nota á millikvarðalofthjúpsglíkan með fínriðrið reikninet til að kvarða niður reikninga með veðurfarslíkani með grófari möskva.

Pakkir

Verkefnið var styrkt af Kvískerjasjóði. Rannsóknin er jafnframt hluti af RÁV-verkefninu sem er styrkt af RANNÍS.

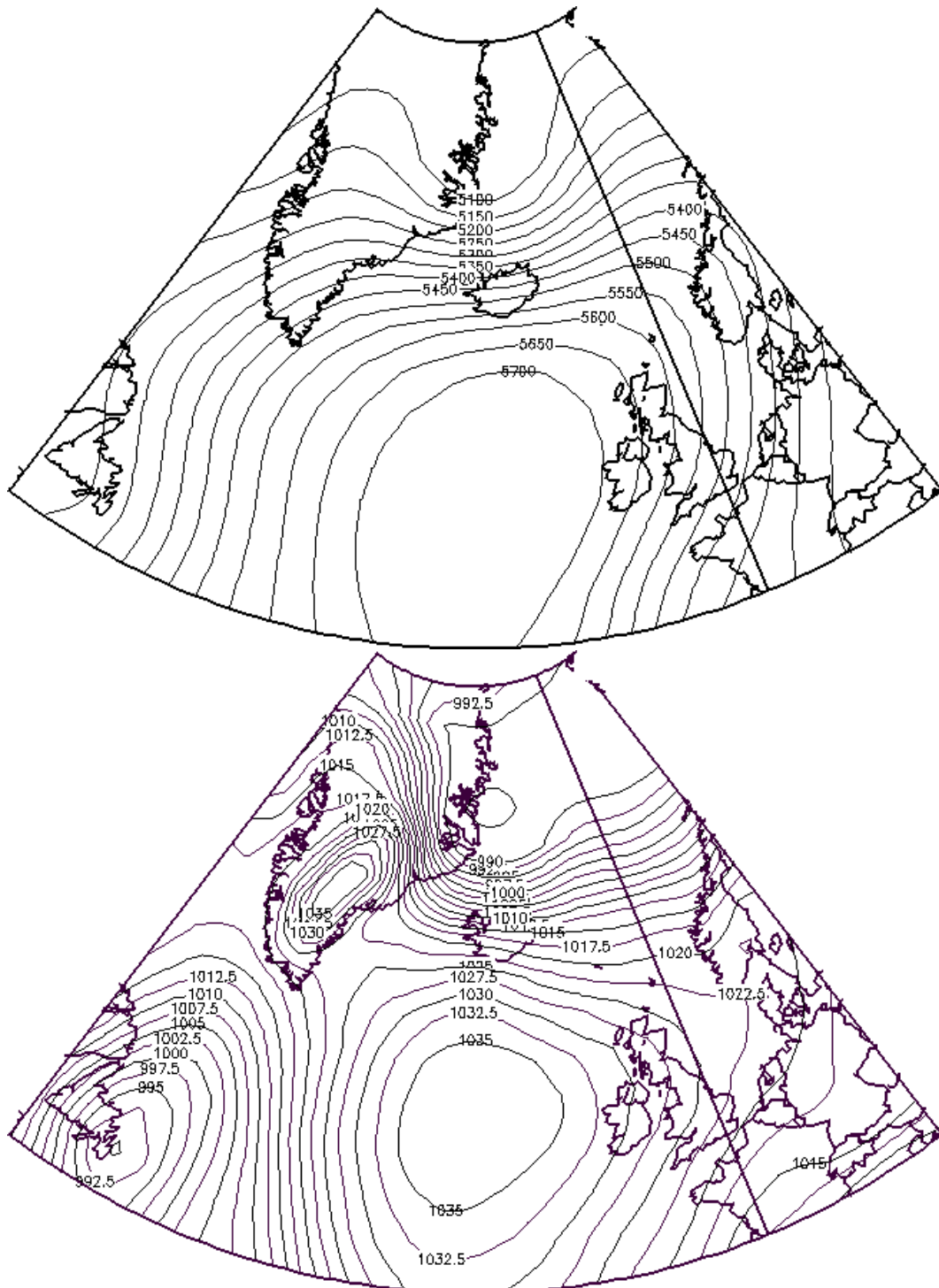
9 HEIMILDIR

- Ágústsson, H. 2004. High-resolution numerical simulations of windstorms in the complex terrain of Iceland. Scientific report, Háskóli Íslands.
- Ágústsson, H. and H. Ólafsson 2004a. High-resolution simulations of windstorms in the complex terrain of Iceland. In: *Proc. of the 11th Conference on Mountain Meteorology and the Mesoscale Alpine Programme*, p. 4. Available at <http://www.ametsoc.org/meet/fainst/11mountain.html> (May 2004).
- Ágústsson, H. and H. Ólafsson 2004b. Mean gust factors in complex terrain. *Meteorol. Z.* 13, 149–155.
- Ágústsson, H. and H. Ólafsson 2007. Simulating a severe windstorm in complex terrain. *Meteorol. Z.* 16, 111–122.
- Clark, T. L. and R. D. Farley 1984. Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sci.* 41, 329 – 350.
- Clark, T. L., W. D. Hall and R. M. Banta 1994. Two- and three-dimensional simulations of the 9. January 1989 severe Boulder windstorm: Comparison with observation. *J. Atmos. Sci.* 51, 2317 – 2343.
- Deng, A. and D. R. Stauffer 2006. On improving 4-km mesoscale model simulations. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 45, 361 – 381.
- Doyle, J. D., M. A. Shapiro, Q. Jiang and D. L. Bartels 2005. Large-amplitude mountain wave breaking over Greenland. *J. Atmos. Sci.* 62, 3106 – 3126.
- Durran, D. R. 1990. Mountain waves and downslope winds. In: *Atmospheric processes over complex terrain* (W. Blumen, editor), volume 23(45) of *American Meteorological Society Monographs*, pp. 59 – 81. American Meteorological Society, Boston.
- Fenger, J. (editor) 2007. *Impacts of climate change on renewable energy sources: Their role in the Nordic energy system*. Nordic council of ministers.
- Grell, G. A., J. Dudhia and D. R. Stauffer 1995. A Description of the Fifth-Generation PennState/NCAR Mesoscale Model (MM5). Technical Report NCAR/TN-398+STR, National center for atmospheric research. Available at <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/doc1.html> (May 2004).
- Grønås, S. and A. D. Sandvik 1999. Numerical simulations of local winds over steep orography in the storm over North-Norway on october 12, 1996. *J. Geophys. Res.* 104, 9107

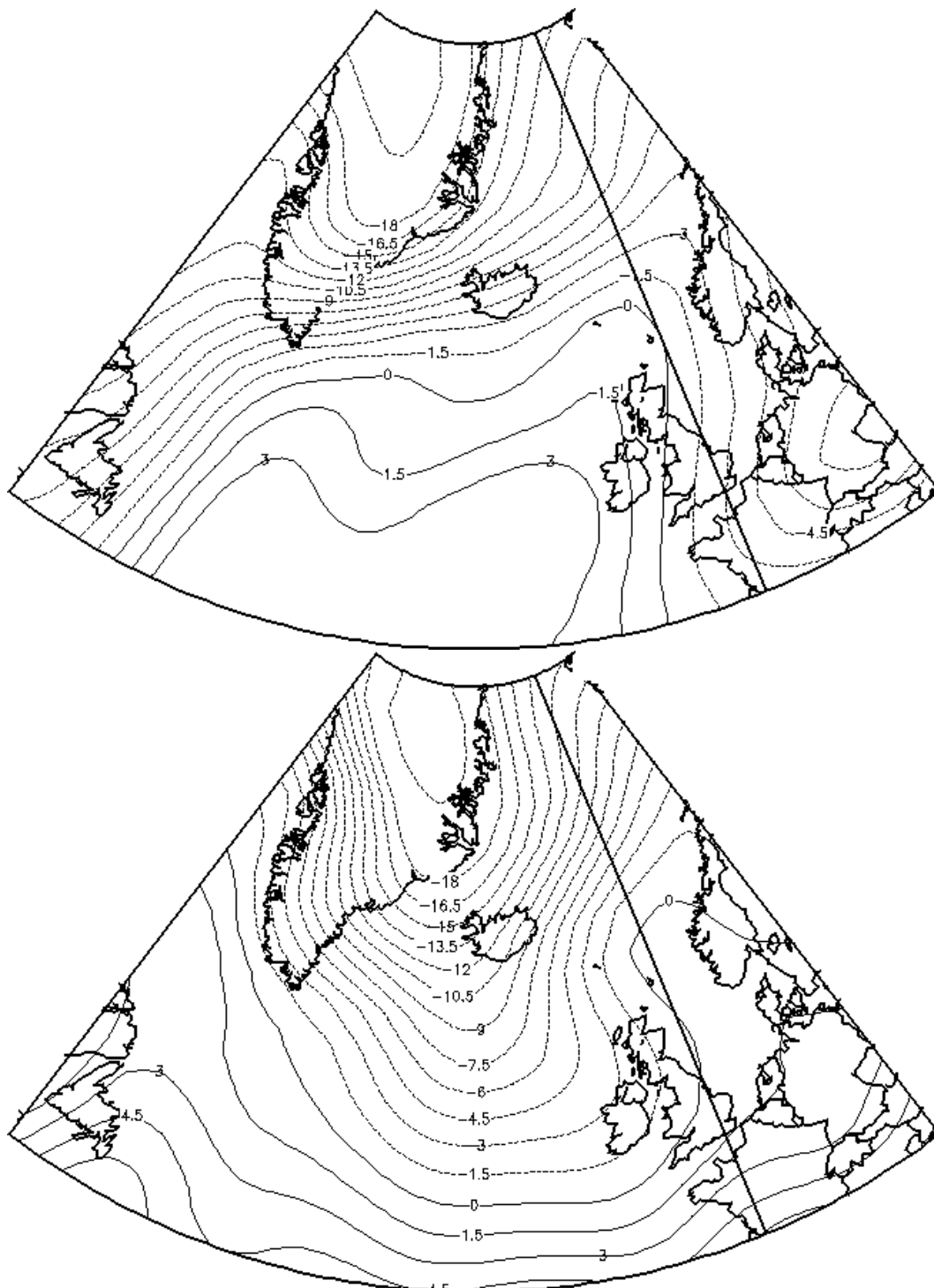
- Janjić, Z. I. 1990. The step mountain coordinate: Physical package. *Mon. Weather Rev.* 118, 1429 – 1443.
- Janjić, Z. I. 1994. The step-mountain eta coordinate model: Further development of the convection, viscous sublayer, and turbulent closure schemes. *Mon. Weather Rev.* 122, 927 – 945.
- Jóhannesson, T., G. Aðalgeirsdóttir, H. Björnsson, P. Chrochet, E. B. Elíasson, S. Guðmundsson, J. F. Jónsdóttir, H. Ólafsson, F. Pálsson, Ó. Rögnvaldsson, O. Sigurðsson, Á. Snorrason, Ó. G. B. Sveinsson and Þ. Þorsteinsson 2007. Effect of climate change on hydrology and hydro-resource in Iceland. Scientific Report OS-2007/011, Orkustofnun, Reykjavík.
- Mbl 2003a. Það ganga yfir afbrigðileg veður. 20 February 2003, *Morgunblaðið*, p. 7. The Icelandic morning paper.
- Mbl 2003b. Milljónatjón varð í stórhættulegum vindhviðum. 19 February 2003, *Morgunblaðið*, p. 4. The Icelandic morning paper.
- Ólafsson, H. and H. Ágústsson 2006. Observational and numerical evidence of strong gravity wave breaking over Greenland. Technical Report, ISBN 9979-9709-3-6, Reiknistofa í veðurfræði, Reykjavík.
- Ólafsson, H. and H. Ágústsson 2007. The Freysnes downslope windstorm. *Meteorol. Z.* 16, 123 – 130.
- Ólafsson, H., H. Ágústsson and H. Sigurjónsson 2002a. Two cases of downslope windstorms observed during the Snæfellsnes experiment (SNEX). In: *Proc. of the 23rd Nordic Meteorological Meeting*. Available at <http://www.vedur.is/starfsmenn/haraldur/> (May 2004).
- Ólafsson, H., N. Jónasson and S. Karlsdóttir 2006. Háupplausnar reikningar til almennrar spágerðar (HRAS), lokaskýrsla. Technical Report 06011, Veðurstofa Íslands, Reykjavík. Available at <http://www.vedur.is/utgafa/greinargerdir/> (March 2006).
- Ólafsson, H. and H. Økland 1994. Precipitation from convective boundary layers in arctic air masses. *Tellus* 46A, 4 – 13.
- Ólafsson, H., H. Sigurjónsson and H. Ágústsson 2002b. SNEX - The Snæfellsnes experiment. In: *Proc. of the 10th conference on mountain meteorology*, pp. 400 – 401. American Meteorological Society, Boston.
- Ólafsson, H. and P. Bougeault 1996. Nonlinear flow past an elliptic mountain ridge. *J. Atmos. Sci.* 53, 2465 – 2489.
- Ólafsson, H. and P. Bougeault 1997. The effect of rotation and surface friction on orographic drag. *J. Atmos. Sci.* 54, 192 – 210.
- Reisner, J., R. M. Rasmussen and R. T. Brintjes 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 124B, 1071 – 1107.
- Rögnvaldsson, Ó., J.-W. Bao, H. Ágústsson and H. Ólafsson 2007a. Downslope windstorm in Iceland – WRF/MM5 model comparison. In review for publication in "*Atmospheric Chemistry and Physics*".
- Rögnvaldsson, Ó., J.-W. Bao and H. Ólafsson 2007b. Sensitivity simulations of orographic precipitation with MM5 and comparison with observations in Iceland during the Reykja-

- nes Experiment. *Meteorol. Z.* 16.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J. G. Powers 2005. A description of the Advanced Research WRF version 2. Technical Report NCAR/TN-468+STR, National center for atmospheric research.
- Smith, R. B. 1985. On severe downslope winds. *J. Atmos. Sci.* 42, 2597 – 2603.
- Smith, R. B. 2004. Mountain meteorology and regional climates. In: *Atmospheric turbulence and mesoscale meteorology – Scientific Research Inspired by Doug Lilly* (E. Fedorovich, R. Rotunno and B. Stevens, editors), chapter 9, pp. 193–221. Cambridge University Press.
- Vosper, S. B. 2004. Inversion effects of mountain lee waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 130, 1723–1748.

A VIÐAUKI – VEÐURFAR Í ÓVEÐRUM VIÐ KVÍSKER

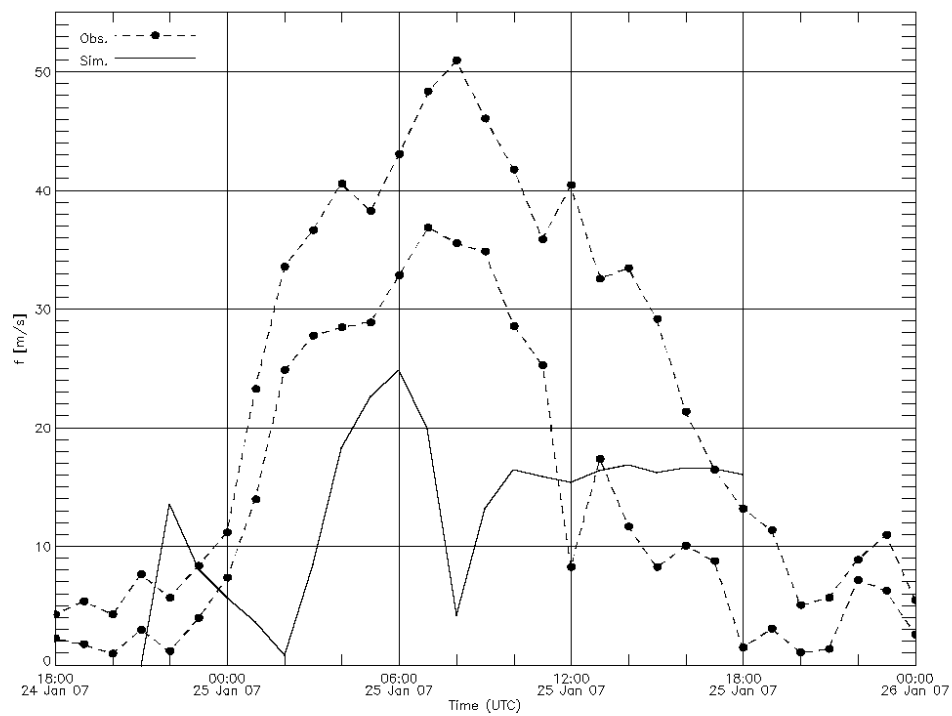
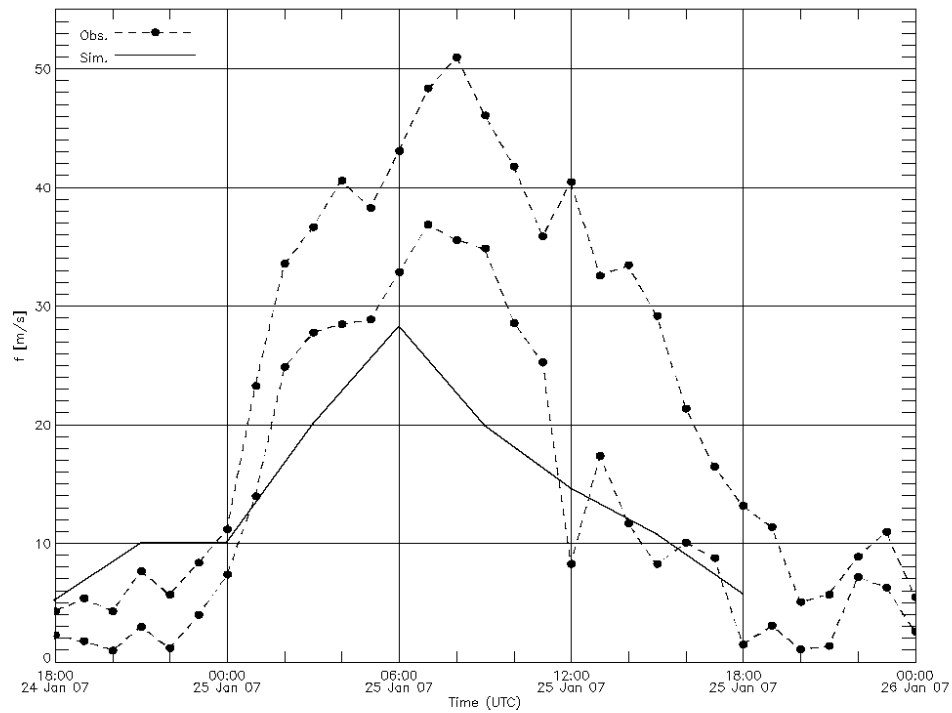


20. mynd: Meðalþyngdarmætti [m] í 500 hPa og meðaltal þrýstings [hPa] við sjávarmál þegar vindur við Kvísker fer yfir 50 m/s í vestlægum óveðrum (gerð 1). Gögnin koma frá NOAA/CDC og eru byggð á greiningu frá NCEP/NCAR.

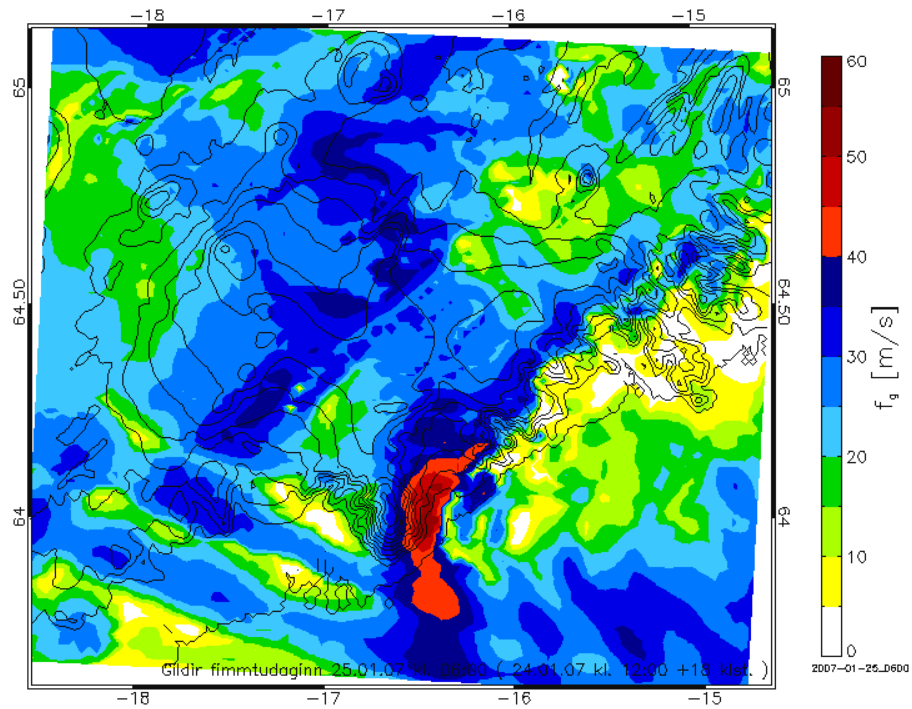


21. mynd: Meðalhiti [$^{\circ}\text{T}$] 850 hPa þegar vindur við Kvísker fer yfir 40 m/s í vestlægum óveðrum (gerð 1) og norðlægum óveðrum (gerð 2). Gögnin koma frá NOAA/CDC og eru byggð á greiningu frá NCEP/NCAR.

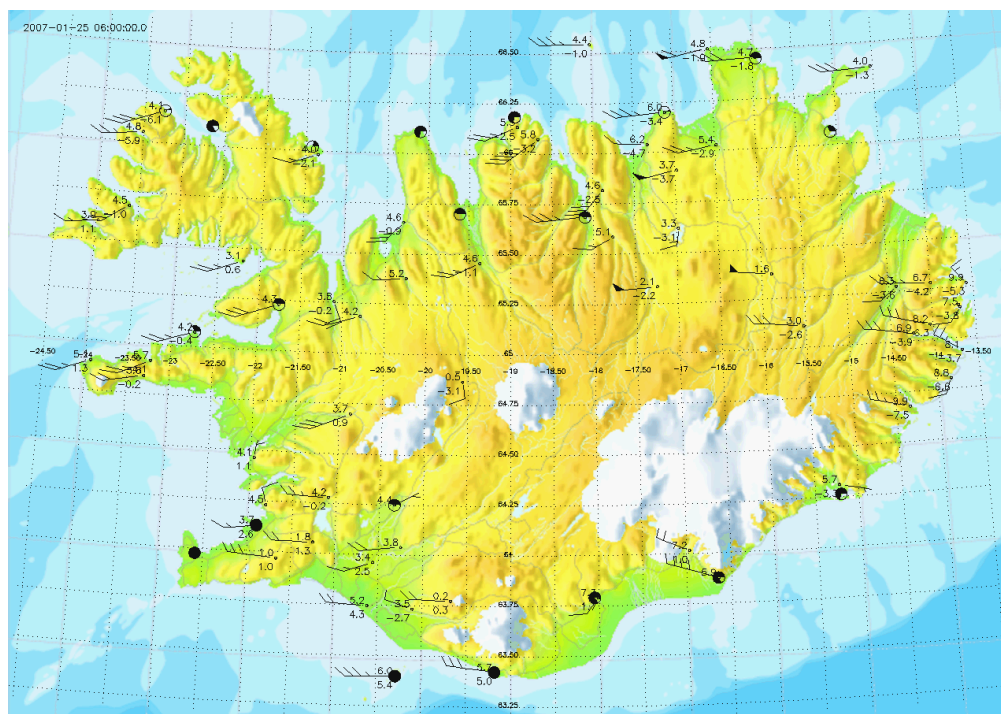
B VIÐAUKI – VESTANÓVEÐRIÐ 25. JANÚAR 2007



22. mynd: *Reiknaður vindstyrkur í 9 og 3 km reiknineti, og mældur meðalvindur og vindhviður, við Kvísker.*

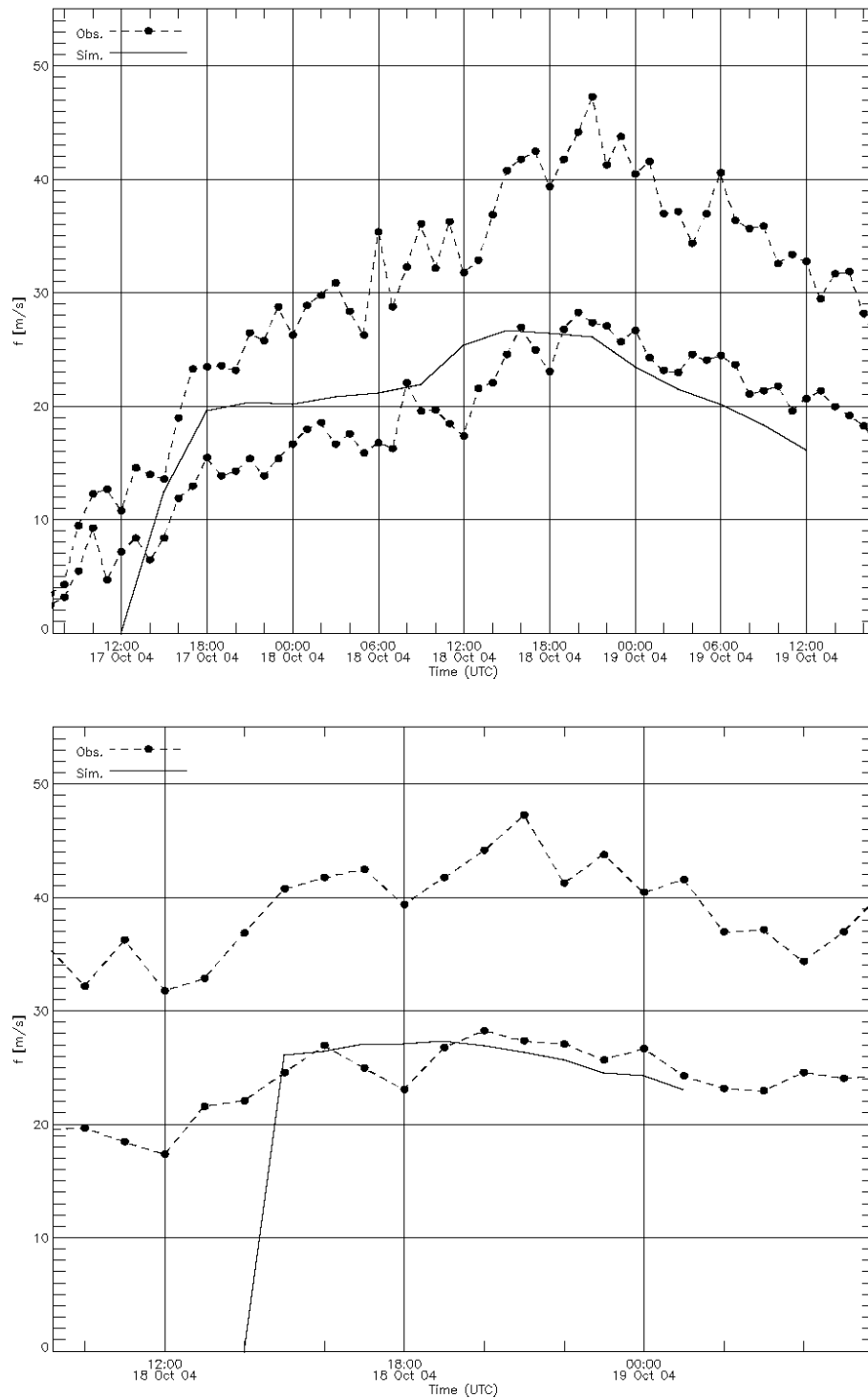


23. mynd: *Reiknaður hviðustyrkur í 1 km reiknineti kl. 06:00 25. jan. 2007.*

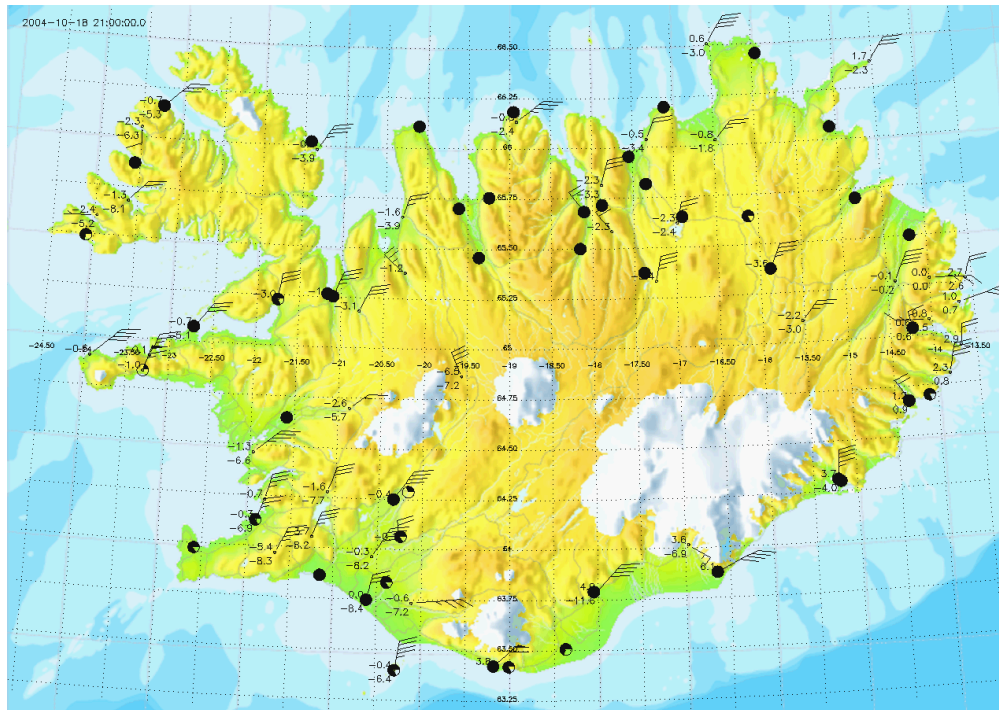


24. mynd: *Mælingar á vindi og hita á ýmsum veðurstöðvum kl. 06:00 25. jan. 2007.*

C VIÐAUKI – NORÐANÓVEÐRIÐ 18. OKTÓBER 2004

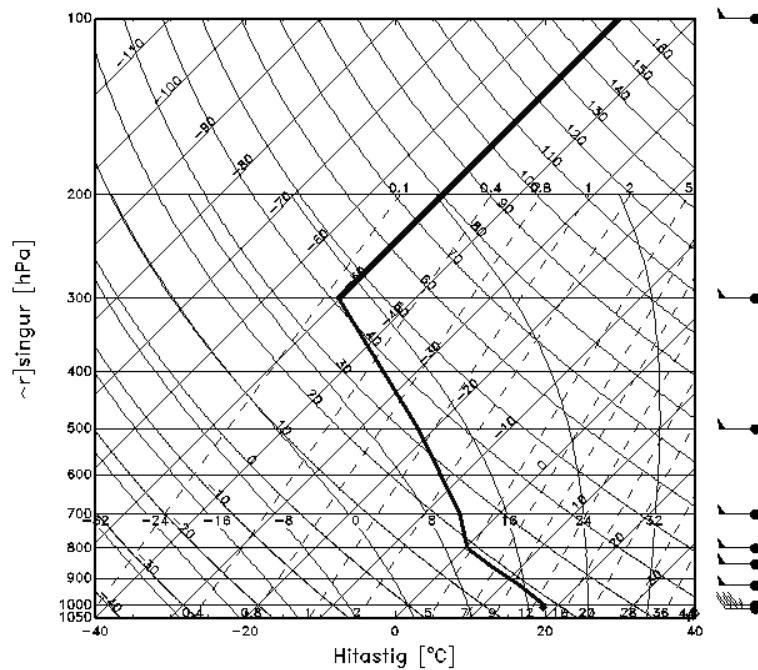


25. mynd: *Reiknaður vindstyrkur í 9 og 1 km reiknineti, og mældur meðalvindur og vindhviður, við Kvísker.*

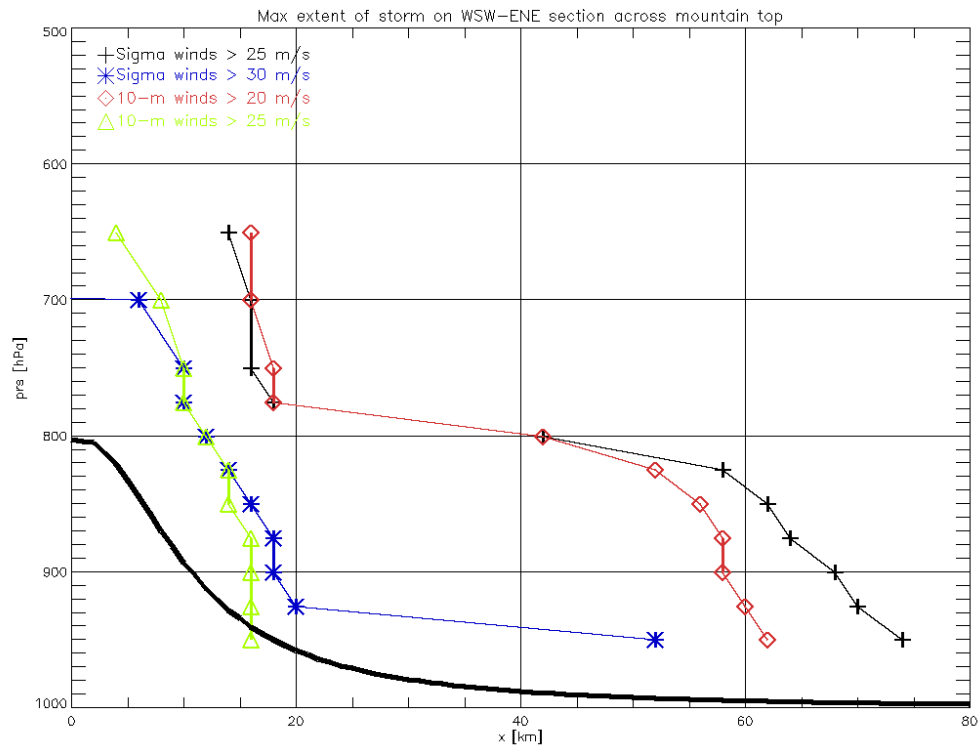


26. mynd: Mælingar á vindi og hita á ýmsum veðurstöðvum kl. 21:00 18. okt. 2004.

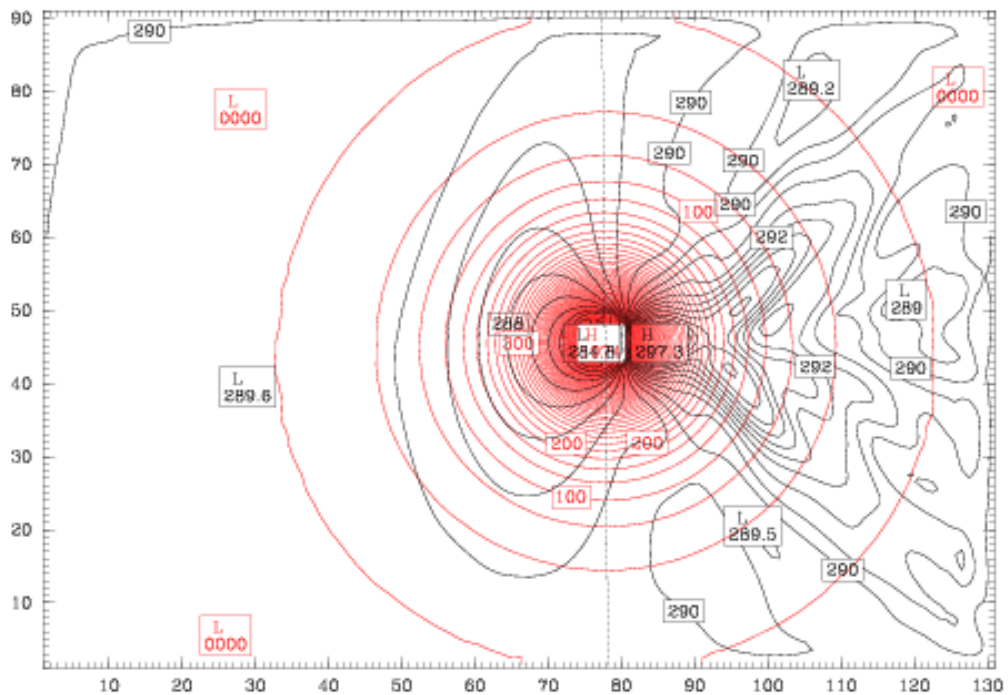
D VIÐAUKI – ÓVEÐUR OG FÁGAÐ LANDSLAG



27. mynd: Hitarit sem sýnir hita [°C] og vindstyrk [m/s] í upphafsskilyrðum lofthjúp-sreikninga með fágað landslag og topp hlutlausu lagsins í 800 hPa.

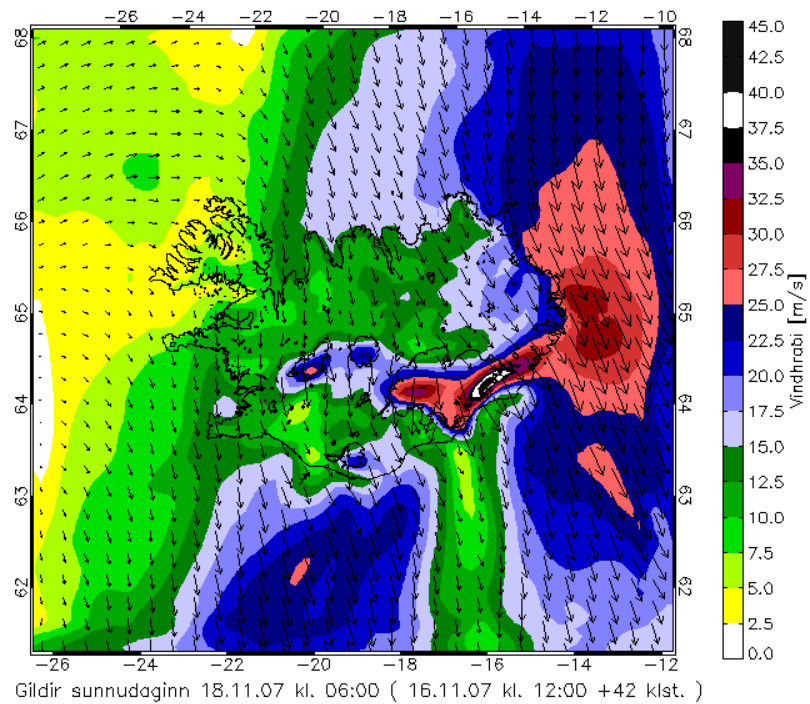


28. mynd: Mesta útbreiðsla óveðurs í sniði í stefnu VSV-ANA yfir fjall (100 m hæðarlínur) m.v. mismandi þykkt hlutlausu lagsins og mismunandi lágmarksvindhraða fyrir 10-m og sigma-3 vind.

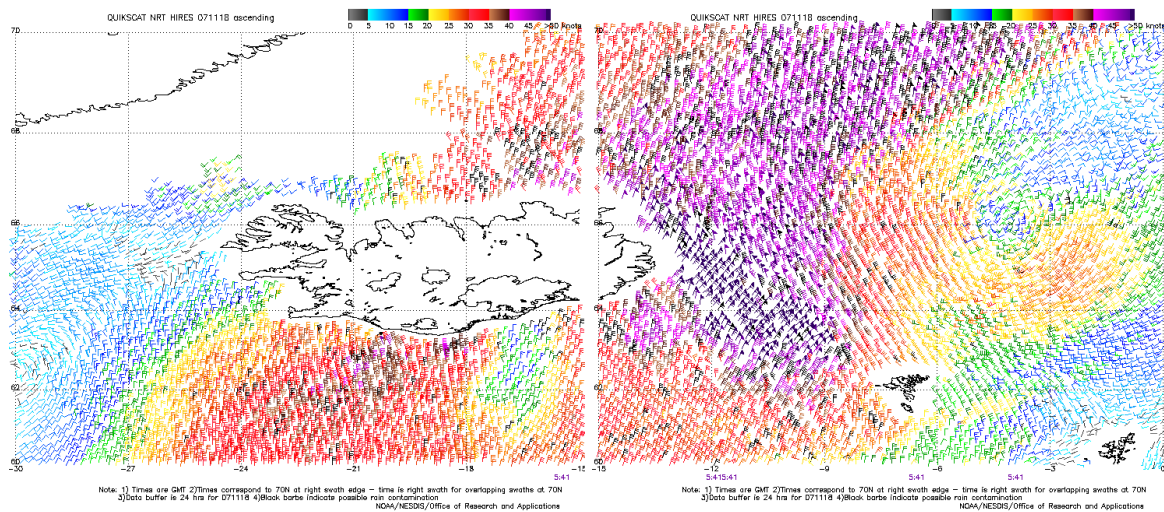


29. mynd: Jafnmættishitalínur hver 0.5 K í 1,5 km hæð ásamt hæð fjalls (100 m hæðarlínur) þegar toppur hlutlausu lagsins er í 950 hPa.

E VIÐAUKI – ÁHRIF VATNAJÖKULS Á VEÐUR VIÐ KVÍSKER



30. mynd: *Reiknaður vindur [m/s] yfirborð jarðar kl. 06:00 18. nóv. 2007 í 3 km víðum möskvum í HRAS-spákerfinu (Ólafsson et al. 2006).*



31. mynd: *Vindur [m/s] við sjávarmál kl. 05:41 18. nóv. 2007 samkvæmt Seawinds Scatterometer um borð í QuickSCAT gervitunglinu.*

Hálfván Ágústsson* and Haraldur Ólafsson

Institute for Meteorological Research, University of Iceland, Icelandic Meteorological Office and the Bergen
School of Meteorology.

1. INTRODUCTION

Local thermal flows may be organized where there is a local horizontal pressure gradient due to differential surface heating or cooling.

According to a simple conceptual model of katabatic flows (e.g. Egger 1990), they develop in sloping topography where the air at the surface cools relative to the air aloft, e.g. due to radiative cooling on clear nights. The cold and heavy air flows downslope in a relatively shallow layer due to its negative buoyancy while the flow is dampened due to the turbulent drag or other more complex dynamics (e.g. Mahrt 1982). Thermal flows may also be generated on level ground and a typical example is the land breeze i.e. the cold surface flow from cooler land surfaces over warmer water bodies. During the night the ground may cool faster than the sea and consequently the surface pressure increases on land and the surface air flows towards the sea where it rises. Aloft, the pressure increases over the water and a return flow is setup towards the weaker pressure above land. Similar flows may also occur across other surfaces boundaries provided that the temperature or its development is different across it, e.g. at the edge of sea ice.

In Iceland the studies of thermal flows have mostly been limited to studies of katabatic winds on the Breiðamerkurjökull outlet glacier of Vatnajökull (e.g. Van der Avoird and Duynkerke 1999) which are mostly based on the observations described in Oerlemans et al. (1999). Another study used a numerical model to explore the local and regional katabatic flows organized by the complex topography in Iceland (Ágústsson et al. 2007) during an event with weak synoptic forcing and strong radiative surface cooling. There are several other studies that indicate that katabatic flows are of importance in Iceland (e.g. Bromwich et al. 2005). However, the authors are not aware of other extensive studies of thermal flows in Iceland or their interaction with the complex topography

Here we use a mesoscale model to numerically simulate the atmosphere from a state of rest with a realistic wintertime cooling as during a day with clear skies.

*Corresponding author: Reiknistofa í veðurfraði, Grensásvegi 9, IS 150 Reykjavík, ICELAND; e-mail: halfdana@hi.is.

Idealized simulations with and without the orography or the sea allow for an analysis of the different contributions of the katabatic winds and land breeze to the total thermal flows.

2. THE MESOSCALE MODEL

The simulations are performed with the nonhydrostatic mesoscale model, MM5 (Grell et al. 1995). The model is run on two nested domains with a resolution of 9 and 3 km with 40 σ -layers in the vertical and including the full physics. Initially the atmosphere is at a complete rest with clear skies. The model is run for up to 48 hours with the solar heating as on winter solstice, i.e. 21 December. Only the results of the 3 km domain are used.

Several experiments are performed with different topography, both with an idealized mountainous island as well as with the true topography of Iceland (cf. Figs. 1 and 2). A control run includes both the mountains and the sea while sensitivity tests are performed with no orography and no sea. The idealized mountain is circular with a ridge on its southern side. The slope is constant with the mountain plateau height equal to 500 m while the ridge crest is at 300 m.

3. THERMAL FLOWS ON AN IDEALIZED ISLAND

The simulated surface flow on an idealized mountainous island (Fig. 1) shows several interesting features, some of which were not expected a priori.

There is a strong land breeze at the coast which penetrates further out over the sea with time. Inland, there is a somewhat weaker katabatic flow that is mostly limited to the slopes of the mountain. There is a very weak divergent flow at the mountain plateau. Both the land breeze and the katabatic winds turn clockwise due to the Coriolis-forcing. The most interesting features are observed around the peninsula on the southern end of the island. At the tip of the ridge there is a jet where the land breeze and katabatic winds of the ridge merge and are accelerated around the tip. There is also some topographic channeling of the katabatic flow where the flow from the main mountain joins the flow from the

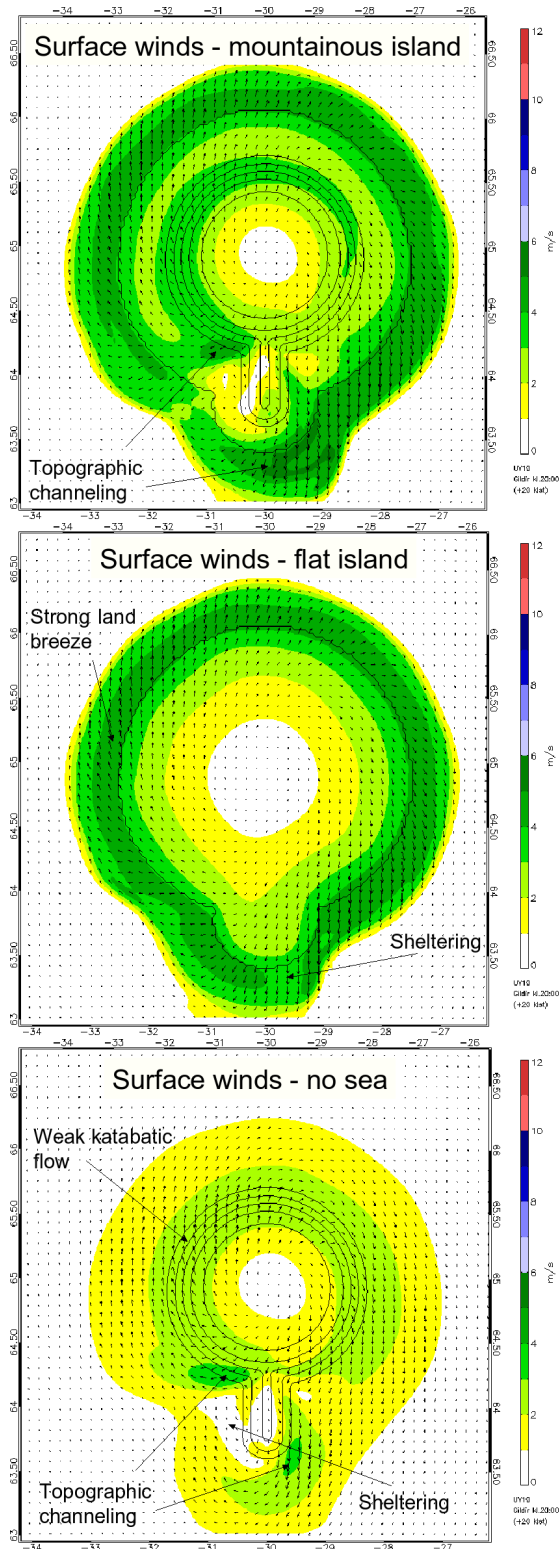


Figure 1: Simulated surface winds [m/s] on an island with an idealized mountain (above), no topography (middle) and no sea (below). Terrain contours with a 100 m interval.

left side of the ridge. There is also sheltering from the flow on both side of the ridge but significantly stronger and more extensive on the left side of the ridge.

Simulating without the sea, thus removing the land breeze, reveals that the sheltering on both sides of the ridge is purely a topographic feature and is not related to the land breeze. On the right side of the ridge the weak winds are caused by the katabatic winds from the mountain and the ridge being decelerated by each other. The strong sheltering on the left side is a result of the adverse effect of the ridge on the flow. However, the katabatic winds weaken without the land breeze as they depend on the land breeze to constantly remove the stagnant cold air from the lowlands.

Removing the mountain from the island reveals that the land breeze is mostly unaffected by the katabatic winds. However, the land breeze is weaker where the topographic channeling is now missing, i.e. at the tip of the peninsula, as well as where the now missing katabatic winds would catch up with the breeze.

We will term the effect of the mountain ridge or peninsula on the thermal flows as the “peninsula”-effect.

4. THERMAL FLOWS IN THE TRUE ICE-LANDIC TOPOGRAPHY

Figure 2 shows the 2-metre temperature after 24 hours of radiative surface cooling through the long arctic night in Iceland. The highlands and glaciers have cooled more than the lower lying areas and the air at the surface of the ocean is near 0°C with colder air being advected over it from the land.

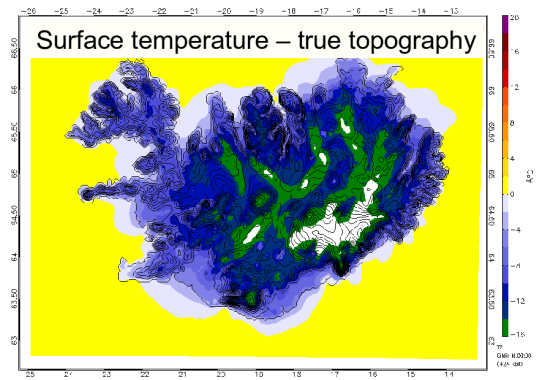


Figure 2: Simulated 2-metre temperature [°C] in the true icelandic topography at hour 24. Terrain contours with a 100 m interval.

The simulated thermal flows in the true icelandic topography occur at many different spatial scales and

flow speeds (Fig. 3). A comparison with the simulated flow without the topography reveals what part of the coastal flows are in fact the land breeze (Fig. 3). It also shows locations where the land breeze is being enhanced when katabatic flows merge with it or where the breeze is being reduced or eliminated by the topography. The “peninsula”-effect discussed above

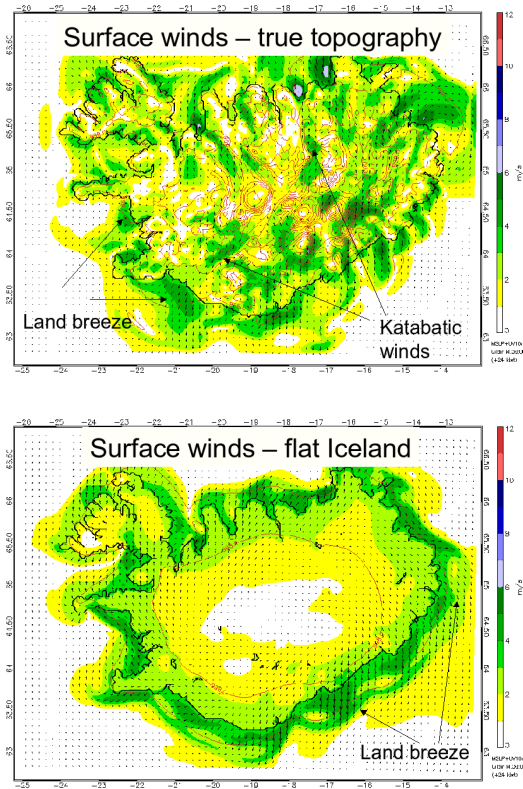


Figure 3: Simulated surface winds [m/s] in the true icelandic topography (above) and with the topography removed (below). Terrain contours with a 100 m interval.

in the context of the idealized simulations is observed at several locations around the coastline, e.g. in central north. There is a strong channeling of the land breeze in several of the fjords and the katabatic flows are also being enhanced inland by the topography with several well pronounced currents entering the northern and southern lowlands. In Southwest-Iceland there is a weak impact of the large peninsula on the flow, presumably because the peninsula is at least partly flat.

Looking at the flow aloft (Fig. 4) a strong cyclonic flow is revealed. The flow is mostly confined to a band above the coastline but is wider or faster in some places while it is slower in others due to the underlying topography. The depth of the flow varies greatly and the strongest flow is approx. 600 m above the ground but

the flow aloft is far thicker than the land breeze and the even thinner katabatic winds. The cyclonic flow is a

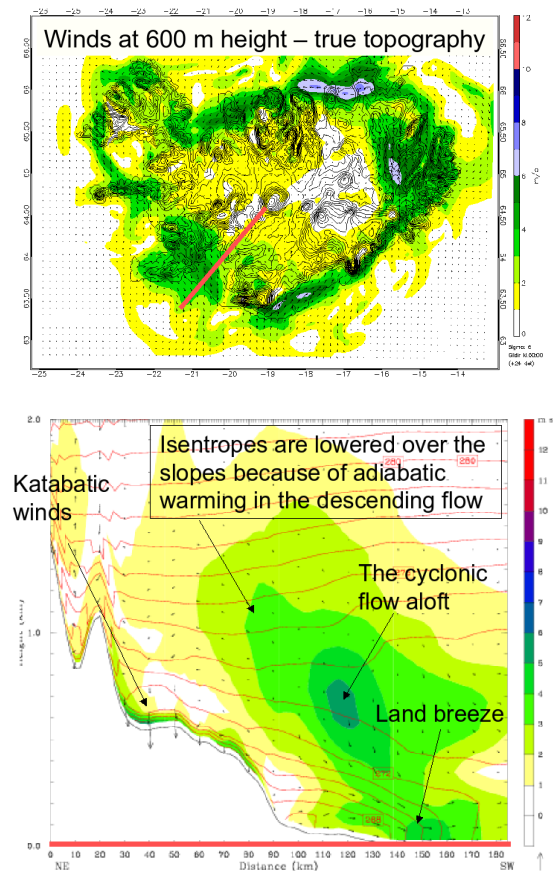


Figure 4: Simulated winds [m/s] at approx 600 m above Iceland. True topography is shown with 100 m contours (above). A section from N to S along the red line shows the topography, isentropes, wind vectors and wind speed [m/s] (below).

result of the thermal low aloft which is generated by adiabatic warming in the descending flow above the slopes. At the surface there is divergence and high pressure due to the cold air at the lowest levels.

5. SOME CONCLUDING REMARKS

The present study describes simulations of thermal flows in Iceland during a day of strong radiative surface cooling. The thermal flows are organized by the topography as well as the differential cooling of the land and the sea.

The idealized simulations reveal that there is strong land breeze at the coast. Apparently the land breeze has previously been referred to as “katabatic winds” which are in many cases considerably weaker than the

land breeze and are created in the sloping topography. The topography:

- gives rise to the katabatic winds which sometimes merge with the land breeze.
- reduces or eliminates the land breeze in many coastal regions
- contributes to channeling of the winds and a stronger ageostrophic component of the coastal winds.
- gives rise to strong cyclonic flow aloft through a deformation of the temperature field (adiabatic warming) over the mountains. This flow is as much as ten times deeper than the katabatic winds and the land breeze at the surface.

However, the katabatic winds weaken and cease to exist if the land breeze, or possibly other background flows, do not constantly remove the stagnant cold air at lower levels. When the cold pool deepens the driving force behind the katabatic flows weakens, i.e. the horizontal temperature gradient above the mountain slopes.

The “peninsula”-effect contributes to a sheltering on the left hand side of peninsulas and an acceleration of the flow on the right hand side when looking from the sea towards land. This reflects the analogous results of a similar study of thermal winds in Iceland during a day of strong surface heating (Ólafsson and Ágústsson 2008).

The setup of the simulations performed here are nearly identical to the setup of the current HRAS-system (Ólafsson et al. 2006) which is used in operational weather forecasting in Iceland. In this context the results of this study may be of importance for the operational forecasting of thermal winds and the interpretation of numerical forecasts during periods of weak synoptic pressure gradients. Katabatic winds are presumably strongest in Iceland during winter and in anticyclonic situations with a strong radiative surface cooling. They may be of importance during cold spells when minimum surface temperature records are set (Jónsson 2003). These generally occur in relatively flat and shallow basins where there is very weak or no inflow and outflow of air. If katabatic winds arrive in such basins they may mix the airmass vertically or cause a subsidence of warmer air from aloft which hinders a further cooling of the surface air.

However, before further conclusions can be drawn, the present results have to be validated with a thorough comparison with the observational data available. In that sense more observations aloft in Iceland would in fact be beneficial. Automatic surface observations of wind and temperature are performed at a high temporal

and spatial resolution in many regions of Iceland and allow for a reasonable verification of the surface flows.

Acknowledgements

This study is carried out in connection with the RÁV project which is supported by the Icelandic research fund (RANNÍS).

REFERENCES

- Ágústsson, H., Cuxart, J., Mira, A. and Ólafsson, H.: 2007, Observations and simulation of katabatic flows during a heatwave in iceland, *Meteorol. Z.* **16**(1), 99–110.
- Bromwich, D. H., Bai, L. and Bjarnason, G. G.: 2005, High-resolution regional climate simulations over Iceland using polar MM5, *Mon. Weather Rev.* **133**, 3527 – 3547.
- Egger, J.: 1990, Thermally forced flows: Theory, in W. Blumen (ed.), *Atmospheric processes over complex terrain*, American Meteorological Society Monographs **45**, pp. 43 – 57.
- Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauffer, D. R.: 1995, A Description of the Fifth-Generation PennState/NCAR Mesoscale Model (MM5), *Technical Report NCAR/TN-398+STR*, National center for atmospheric research. Available at <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/doc1.html> (May 2004).
- Jónsson, T.: 2003, Langtímasveifur VI; Kuldaköst og kaldir dagar, *Scientific Report 03033*, Veðurstofa Íslands, Reykjavík. Available at <http://www.vedur.is/utgafa/greinargerdir/> (March 2006).
- Mahrt, L.: 1982, Momentum balance of gravity flows, *J. Atmos. Sci.* **39**, 2701 – 2711.
- Oerlemans, J., Björnsson, H., Kuhn, M., Obleitner, F., Pálsson, F., Smeets, C. J. P. P., Vugts, H. F. and Wolde, J. D.: 1999, Glacio-meteorological investigations on Vatnajökull, Iceland, summer 1998: An overview, *Boundary-Layer Meteorol.* **92**, 3 – 26.
- Ólafsson, H. and Ágústsson, H.: 2008, Summertime thermal winds over iceland, *Proc. of the 13th conference on mountain meteorology*.
- Ólafsson, H., Jónsson, N. and Karlsdóttir, S.: 2006, Háupplausnar reikningar til almennrar spágerðar (HRAS), lokaskýrsla, *Technical Report 06011*,

Veðurstofa Íslands, Reykjavík. Available at <http://www.vedur.is/utgafa/greinargerdir/> (March 2006).

Van der Avoird, E. and Duynkerke, P. G.: 1999, Turbulence in a katabatic flow. Does it resemble turbulence in stable boundary layers over flat surfaces?, *Boundary-Layer Meteorol.* **92**, 39 – 66.

Haraldur Ólafsson¹ and Hálfðán Ágústsson²¹University of Iceland, Bergen School of Meteorology, Geophysical Institute, University of Bergen (haraldur68@gmail.com)²Institute for Meteorological Research and University of Iceland (halfdana@gmail.com)

1. INTRODUCTION

Knowledge of mesoscale thermal circulations such as sea breezes, valley (upslope) winds and katabatic flows are important for several reasons. Such flows can be important for local transport of airmasses, pollution studies and fine-scale weather forecasting of not only winds, but also of temperature and even precipitation. During the summer, and even in winter, thermal circulations may in some places dominate the climatology of winds. These winds are not resolved by climate models, not even at their finest resolutions. The evolution of thermally driven local circulations in a future climate is therefore quite unclear. Here, thermally driven winds are investigated numerically with an idealized set-up of the atmosphere over Iceland. Apart from the observational study by Jónsson (2002), this is, to the knowledge of the authors, the first systematic investigation of summer-time thermally driven flows over Iceland.

2. THE NUMERICAL SIMULATIONS

In this study, the atmospheric flow is simulated during a sunny day in June over Iceland. The simulations start up at rest and the flow is allowed to develop as a consequence of horizontal temperature gradients. The simulations shown here are carried out with the numerical model MM5 (Grell et al., 2004) with a horizontal resolution of 3 km for all of Iceland and the surrounding waters. Two sensitivity studies are made, one with flat Iceland and one with no sea.

3. RESULTS

3.1 The Surface Flow

Figure 1 shows the 2 m temperature field over Iceland at 18 UTC. The air over the sea remains cool as well as the air

over the glaciers (yellow areas), while at low levels over land, the temperatures are typically 16 to 20°C. Maximum temperatures in this range are typical in regions away from the coast on a bright summer day. In Fig. 2 (12 UTC), the sea breeze has set in at the coast and at the same time about equally strong upslope winds can be detected over gentle slopes. At 18 UTC (Fig. 3), the sea breeze has merged with the upslope winds and they can no longer be identified as two separate features. Figure 3 also shows katabatic winds above the slopes of the glaciers, particularly the largest one (Vatnajökull). There is a considerable speed-up of the flow where it passes in gaps between mountain ranges and this is where the maximum wind speed is reached.

3.2 The Peninsula Effect

In the surface flows, there is a speed-up on the right hand side of peninsulas (standing on the peninsulas and facing Iceland). This speed-up is advected away from the peninsula in the evening (not shown).

3.3 The Flow Aloft

Figures 4 and 5 show the flow at 1000 m above the ground at 18 and 24 UTC. At 18 UTC, there is a pronounced return current and at 24 UTC the return current has developed into an anticyclonic wind blowing roughly along the coast of Iceland. The wind at 24 UTC is much closer to being geostrophic than the surface winds in Figures 2 and 3 and the return current in Fig. 4.

3.4 Flat Iceland

Figure 6 shows the surface flow at 18 UTC, but with no mountains in Iceland. As expected, the flow field is more uniform than if the topography is present. The difference field (Fig. 7) reveals 3 prominent features which can be considered to be the contribution of topography to the thermal flows. Firstly, there is a band of upslope winds above the gentle slopes. Secondly, there is a clear topographic enhancement in gaps between mountains (in fjords). Thirdly, the previously mentioned peninsula effect is enhanced by the topography.

3.5 No Sea

Figure 8 shows the surface flow when no sea is present. In this case, there is of course no sea breeze, but the upslope winds are stronger and extend further into the highlands than if the sea (breeze) is present.

3.6 Convergence

Figure 9 shows the vertical velocities at 500 m. There are bands of strong updrafts at several locations, such as where the thermal winds from the North coast meet the thermal winds from the West coast or the katabatic flows emanating from the glaciers. The satellite image (Fig. 10) indicates that the convergence bands may indeed reflect reality.

4. DISCUSSION

The present simulations indicate that the upslope/valley effect may be as important as the sea breeze over Iceland in the summer. This is somewhat contradictory to what is commonly considered. Apparently, the sea breeze has a hampering effect on the upslope winds. This needs to be studied further with for instance a more idealized set-up.

The channeling effect of the topography gives quite strong breezes in limited areas. Observations are in general not available at the locations of the maximum surface winds, but it would certainly be of interest to verify the simulations at these locations.

The simulations reveal an unknown effect of mountainous peninsulas on the sea breeze. We choose to call this the peninsula effect. The peninsula effect

may be explained by a geostrophic component of the flow along the peninsula being added to the sea breeze generated by the mainland. The advection of the peninsula speed-up in the evening is associated with advection of warm air from the peninsula over the coastal sea on the speed-up side of the peninsula.

The simulated convergence and updrafts in the vicinity of the glaciers raise questions on the climatology of summertime precipitation, which may to a substantial extent be convective in these regions. A future retreat of the glaciers may lead to a shift in the location of the convergence zones and consequently to important changes in the precipitation climatology.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

This study is partly sponsored by the Icelandic Research fund, RANNÍS.

6. REFERENCES

Grell, G. A., Dudhia, J. and Stauffer, D. R.: 1995, A Description of the Fifth Generation PennState/NCAR Mesoscale Model (MM5), Technical Report NCAR/TN-398+STR, National center for atmospheric research. Available at <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/doc1.html> (May 2004).

Jónsson, T., 2002. Frumstæð athugun á dægursveiflu vindhraða og vindáttar í júnímánuði. Tech Rep. no 18, Icelandic Meteorological Office (In Icelandic), 12 pp.

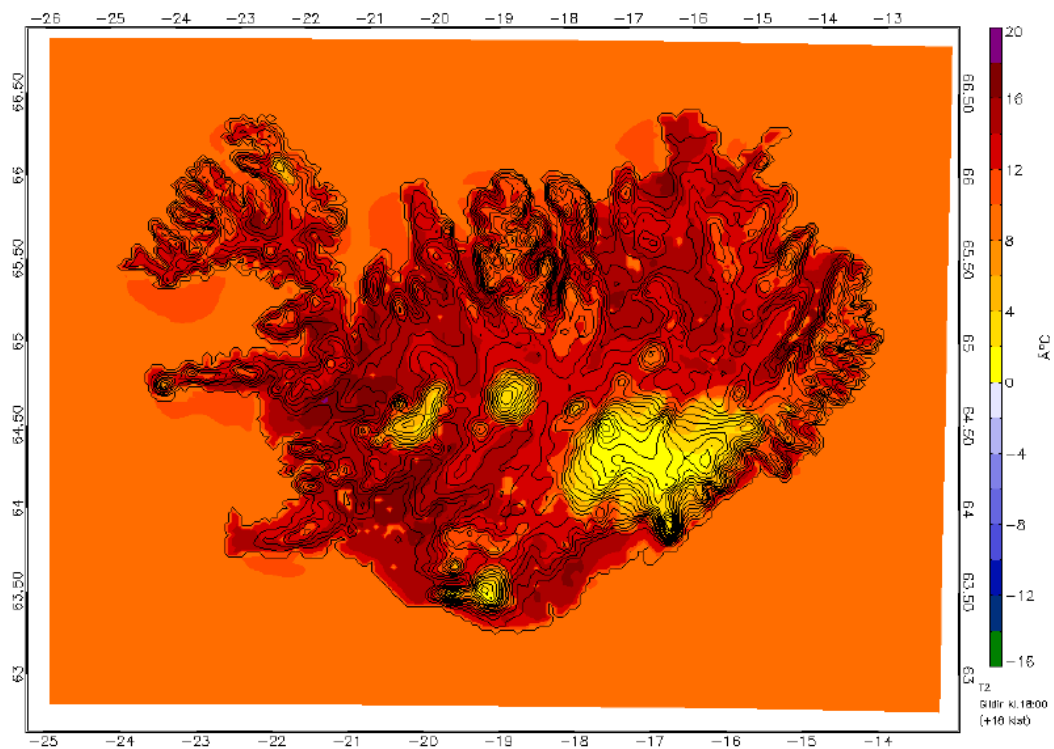


Figure 1. Two metre temperature over Iceland in an idealized simulation of a clear day in June at 18.00 UTC.

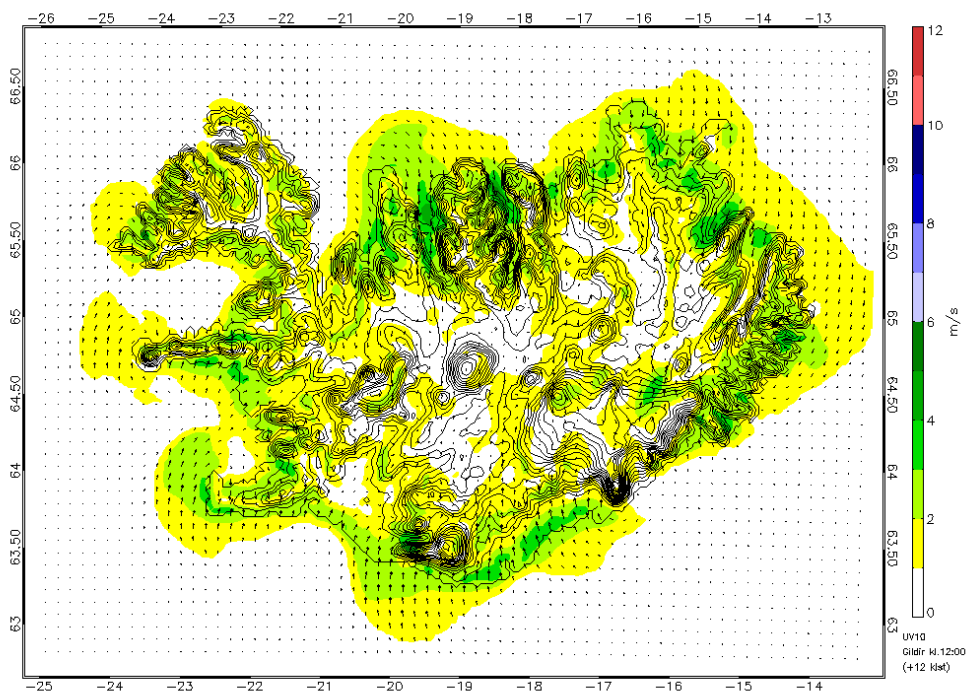


Figure 2. Surface winds in an idealized simulation of a clear day in June at 12.00 UTC.

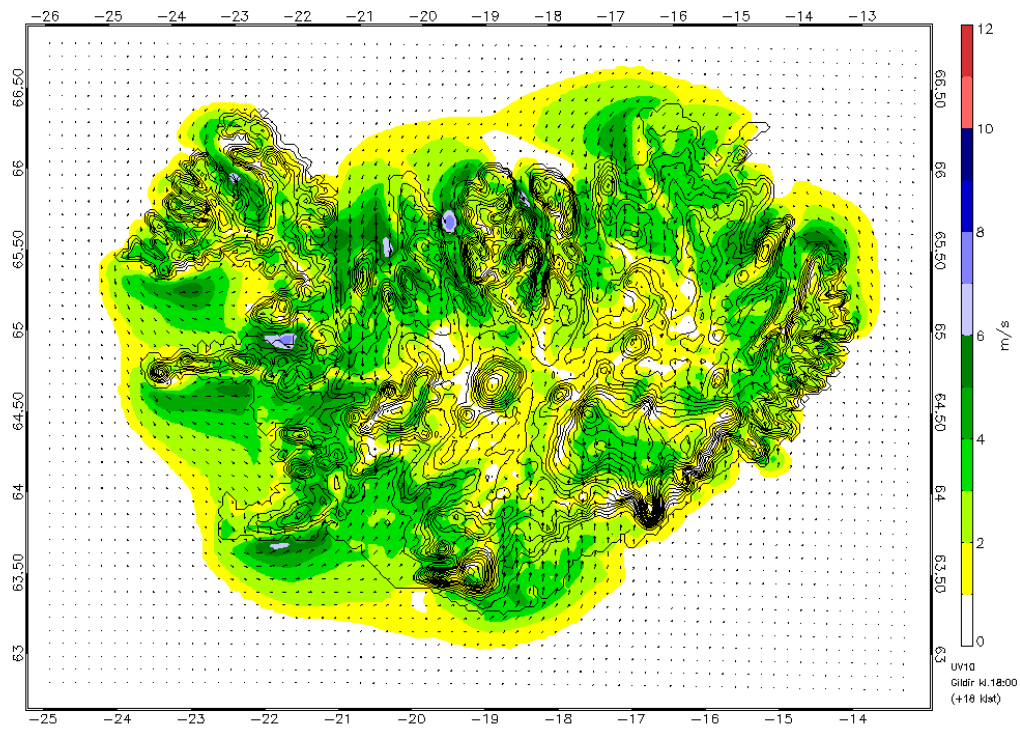


Figure 3. Surface wind speed over Iceland in an idealized simulation of a clear day in June at 18.00 UTC.

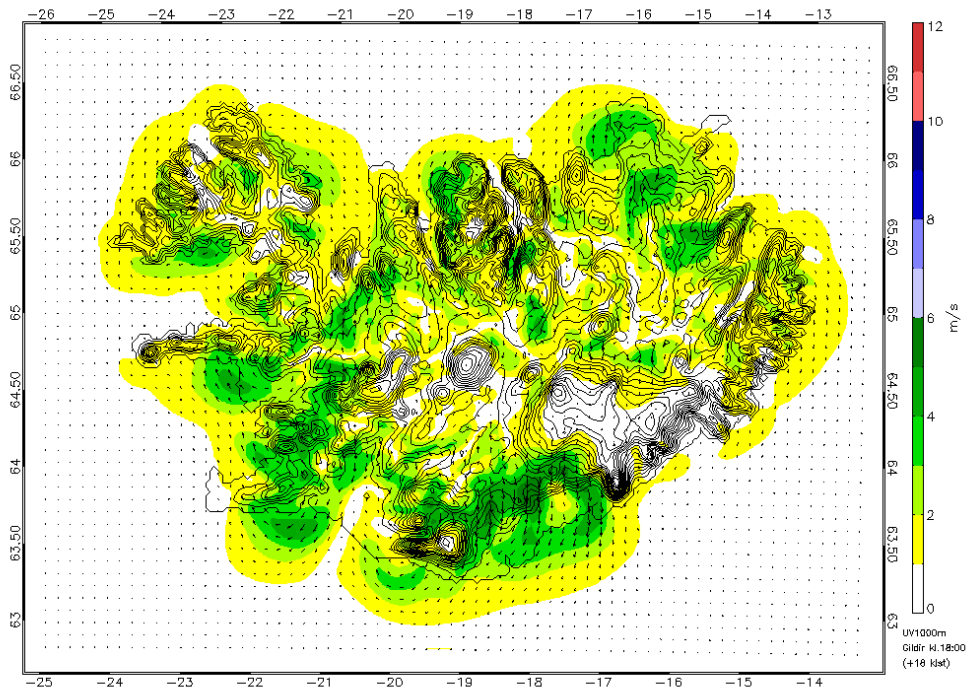


Figure 4. Wind speed at 1000 m above the ground in an idealized simulation of a clear day in June at 18.00 UTC.

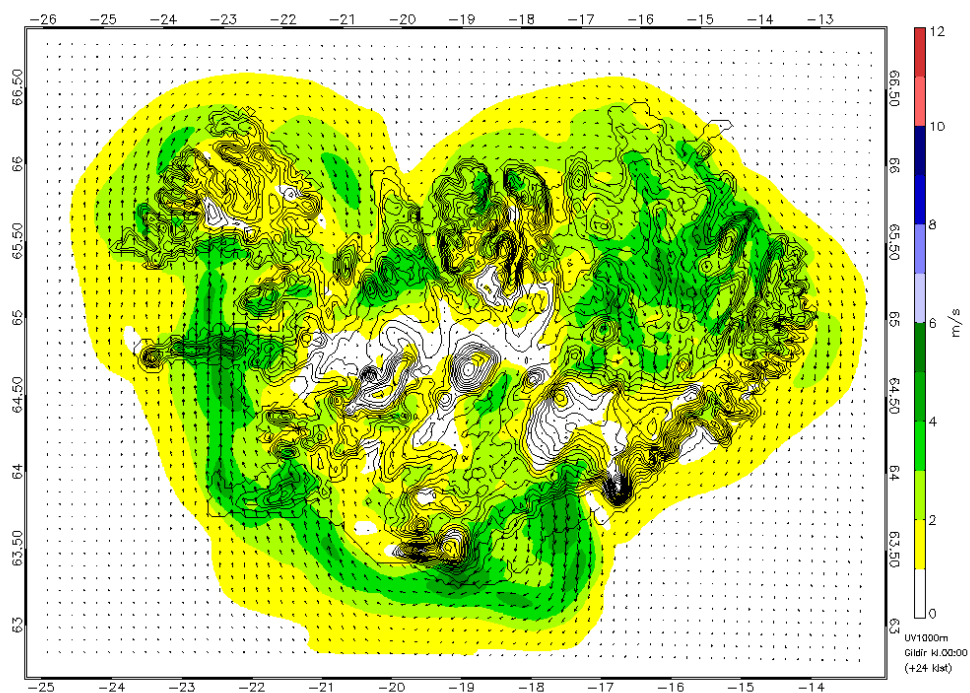


Figure 5. Wind speed at 1000 m above the ground in an idealized simulation of a clear day in June at 24.00 UTC.

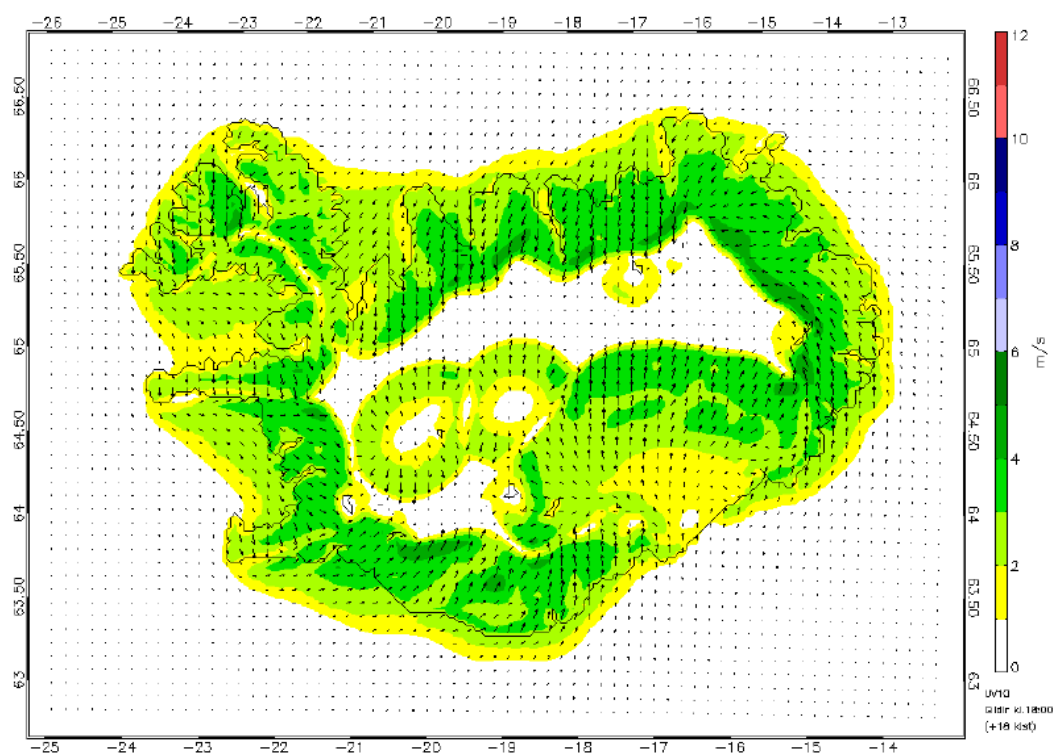


Figure 6. Surface wind speed in an idealized simulation of flow over flat Iceland on a clear day in June at 18.00 UTC.

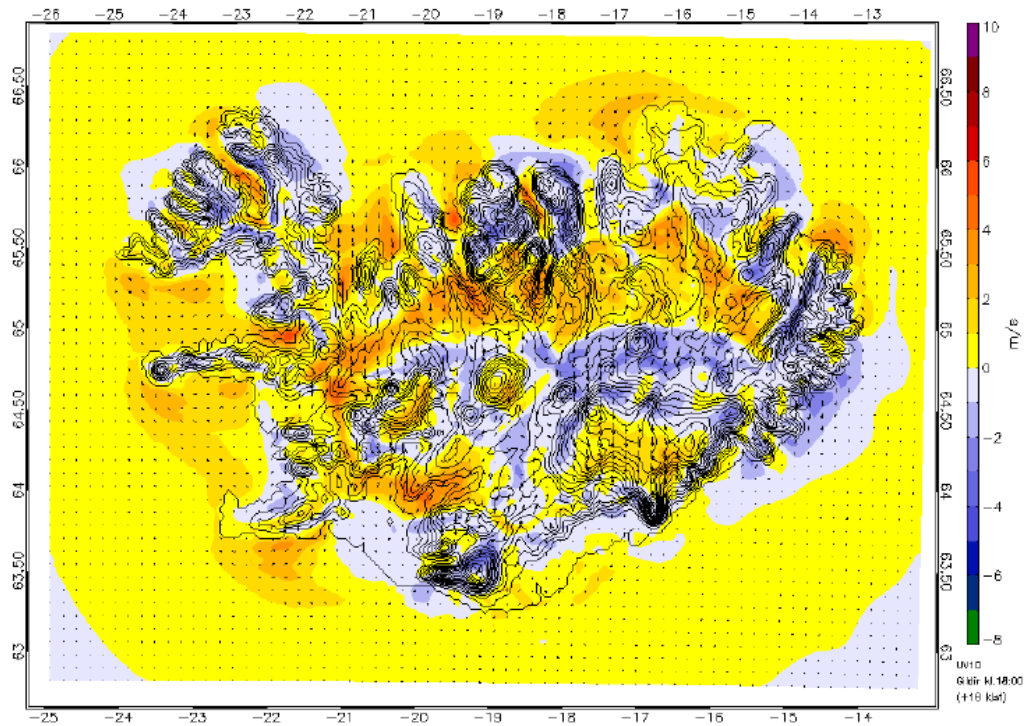


Figure 7. Surface wind speed in a control simulation (Fig. 2) minus surface wind speed in a simulation with flat Iceland (Fig. 6).

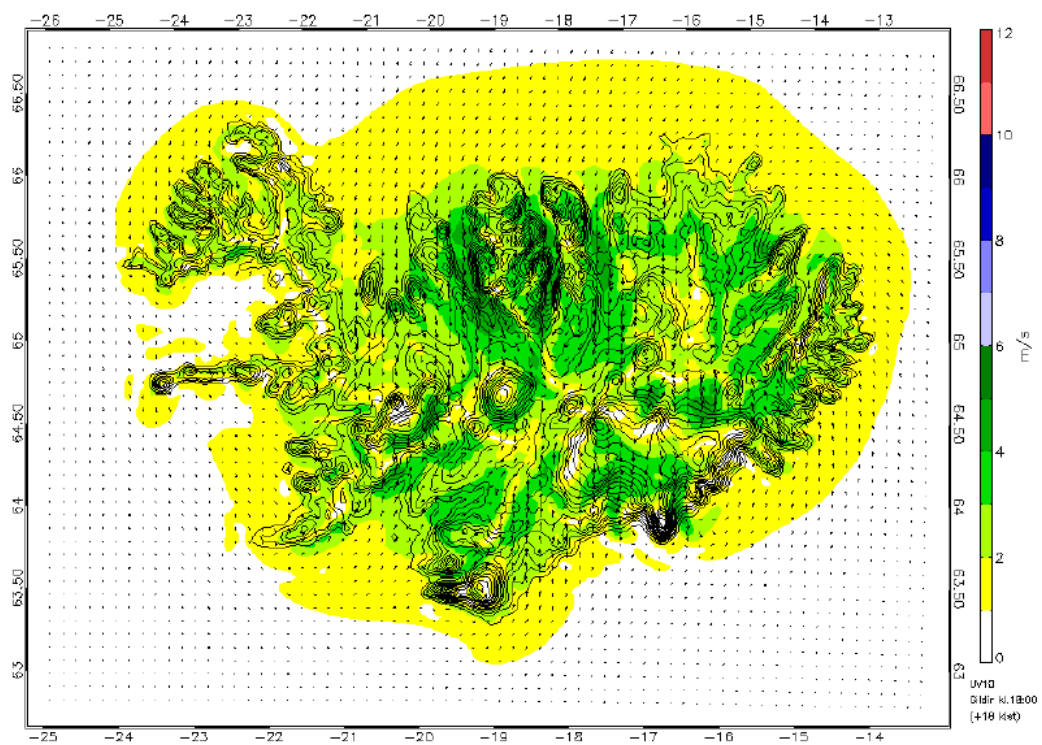


Figure 8. Surface wind speed in an idealized simulation of flow over Iceland with no surrounding sea on a clear day in June at 18.00 UTC.

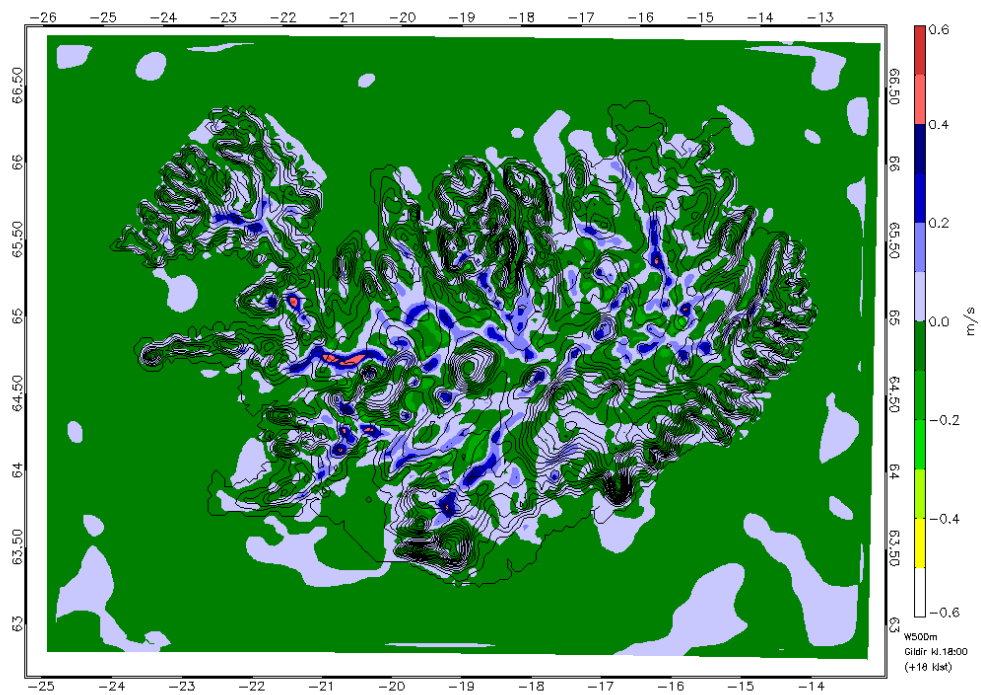


Figure 9. Vertical velocity at 500 m height in an idealized simulation of the atmosphere over Iceland on a clear day in June at 18.00 UTC.

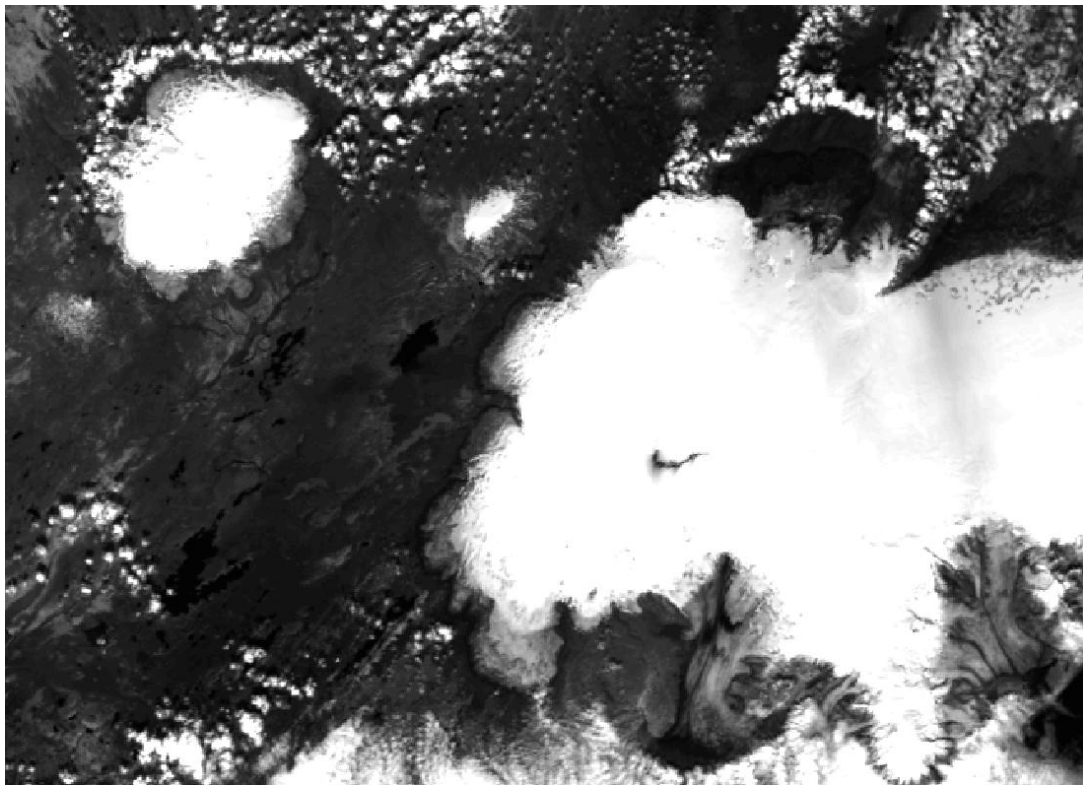


Figure 10. Satellite image (visible light) on a clear summer day with convection.

P1.25 THE SKUR EXPERIMENT: OBSERVED PRECIPITATION PATTERNS AND AMBIENT FLOW IN A MESOSCALE MOUNTAIN RANGE

Haraldur Ólafsson¹, Þórður Arason², Hálf dán Ágústsson³, Sveinn Brynjólfsson⁴ and Ólafur Rögnvaldsson⁵

¹University of Iceland, Bergen School of Meteorology, Geophysical Institute, University of Bergen and the Icelandic Meteorological Office (haraldur68@gmail.com)

²Icelandic Meteorological Office

³Institute for Meteorological Research and University of Iceland

⁴Icelandic Meteorological Office and University of Iceland

⁵Institute for Meteorological Research and University of Bergen

1. INTRODUCTION

During the summer of 2007, precipitation was observed with a network of 40 automatic raingauges in the Reykjanes mountain range in SW-Iceland (Figs. 1 and 2). This region is known to have very strong and variable precipitation gradients (de Vries and Ólafsson, 2003; Rögnvaldsson et al., 2007) and it is of academic and practical interest to explore the precipitation pattern in this region. This paper presents some key results from this experiment named SKUR.

2. RESULTS

Figure 3 shows the accumulated precipitation during the whole experiment. Maximum precipitation is found immediately downstream of the mountain crest and it is about 6 times greater than the upstream precipitation.

Figures 4 and 5 show cases of large orographic enhancement of the precipitation. In the Fig. 4 case, the winds are strong and perpendicular to the mountain. There is no directional windshear. Here, the maximum precipitation is downstream of the crest and there is considerable spillover far downstream. In the Fig. 5 case, the low level winds are on the other hand quite weak. Here, the maximum precipitation is upstream of the crest and there is effective drying downstream. Because of the weak low level winds, there is presumably a low level blocking in front of the mountain range, acting as an extension of the mountains. The Fig. 6 case is remarkably similar to the Fig. 5 case. Both have similar precipitation distributions and very weak winds in the lowest part of the troposphere, underlining the importance of the wind profile for the

precipitation distribution. The Fig. 7 case differs from Fig. 5 and 6 in the sense that there is more precipitation downstream and stronger low level tropospheric winds suggesting more effective downstream advection of precipitation.

Figure 8 shows a convective case with heavy rainshowers in the afternoon in the mountains. In the evening, there was no precipitation in the mountains, but a few mm on each side of the mountain range. The dynamic reason for this is unclear, but may be associated with downdrafts over the mountains and convergence at the coast. This case has been simulated with the numerical model MM5 with boundaries from the ECMWF (Figs. 9 and 10). The results are surprisingly good, both in terms of quantity as well as in terms of the pattern of evening precipitation on both sides of the mountains.

3. PRELIMINARY CONCLUSIONS

During the summer of 2007, large precipitation gradients were observed in the 700 m high mountain range of SW-Iceland. A study of individual cases shows very variable precipitation patterns, but they can be related to the low level winds.

A numerical simulation (ECMWF/MM5) indicates that at a horizontal resolution of 3 km, reasonably good results can be obtained.

4. ACKNOWLEDGEMENTS

This study is supported by the Icelandic avalanche fund and RANNÍS.

5. REFERENCES

De Vries, M., and H. Ólafsson, 2003: Precipitation across a mesoscale mountain ridge – The Reykjanes Experiment (REX). Proc. Int. Conf. Alpine Meteorol. (ICAM), Brig, CH, May 2003. 4 p.

Rögnvaldsson, Ó, J. - W. Bao and H. Ólafsson, 2007: Sensitivity simulations of orographic precipitation with MM5 and comparison with observations in Iceland during the Reykjanes Experiment. Meteorologische Zeitschrift, 2007 (16), 87-98.

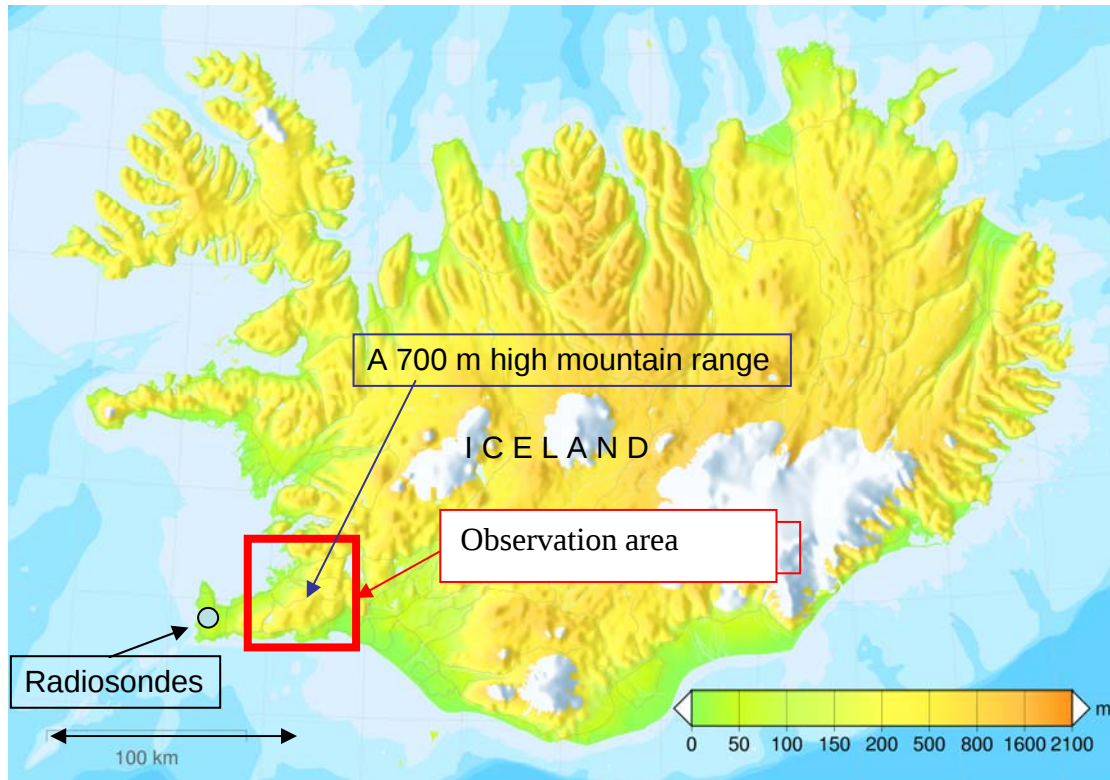


Figure 1. Location of the SKUR experiment.

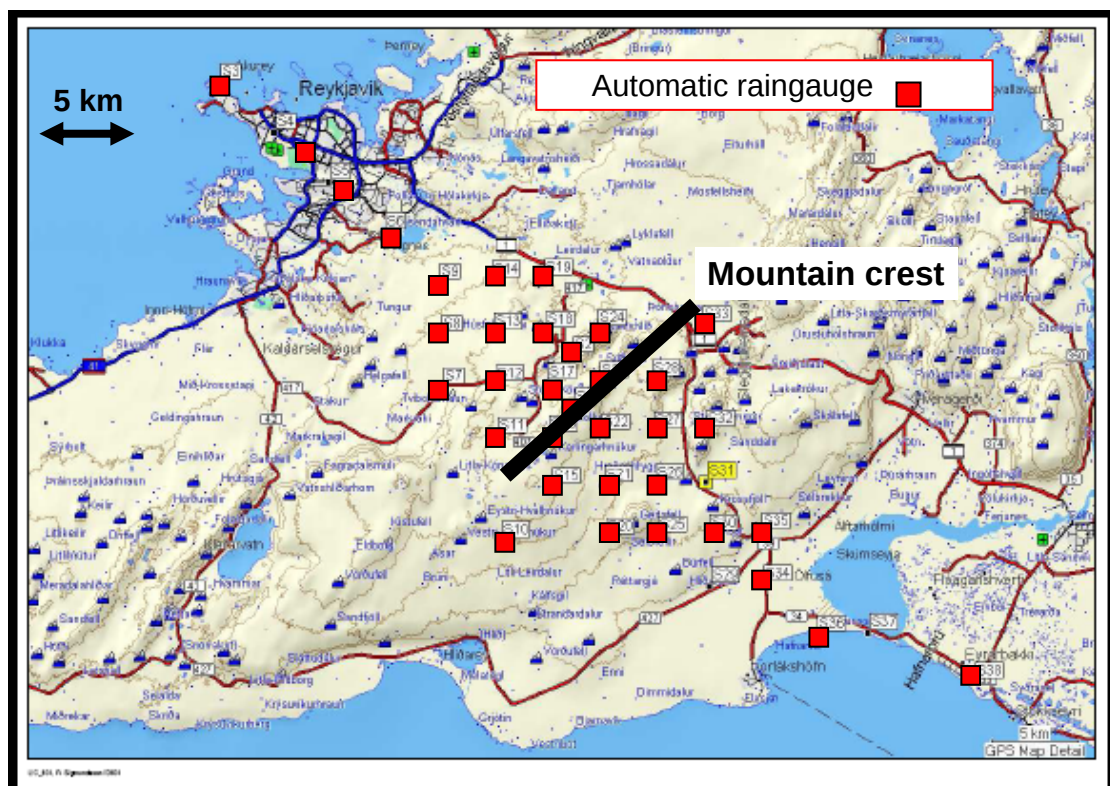


Figure 2. Location of the raingauges in the SKUR experiment.

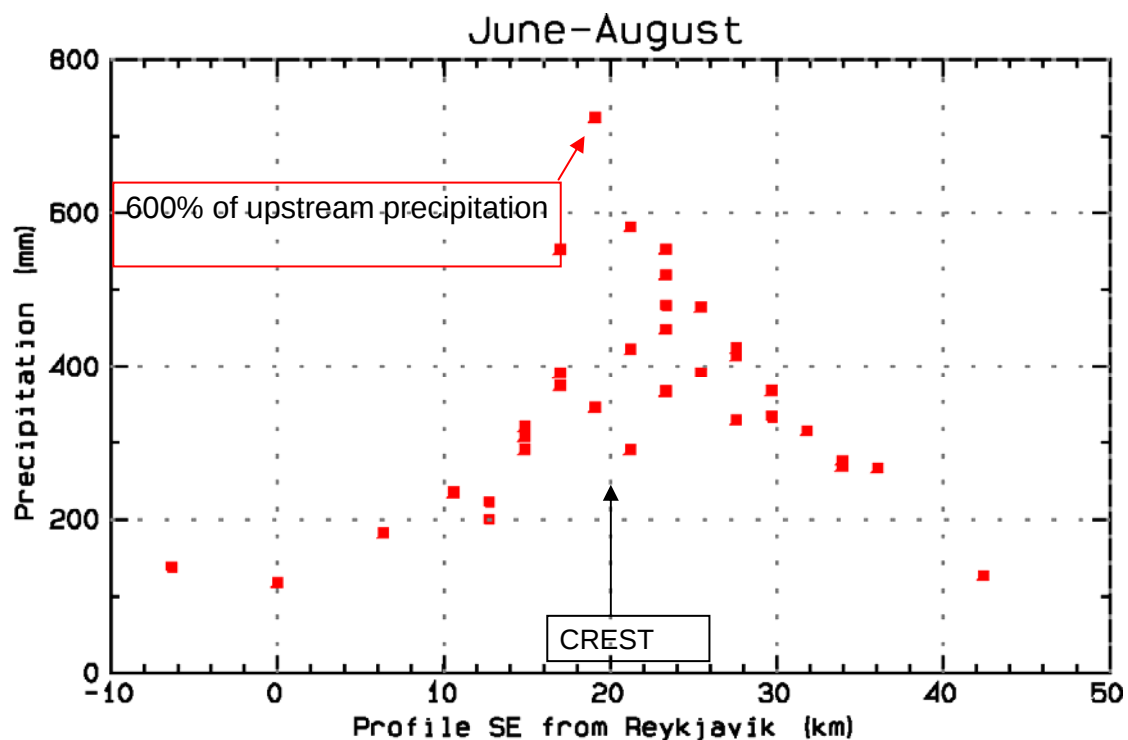


Figure 3. Accumulated precipitation during the SKUR experiment. The profile is from NW to SE and the crest is at 20 km.

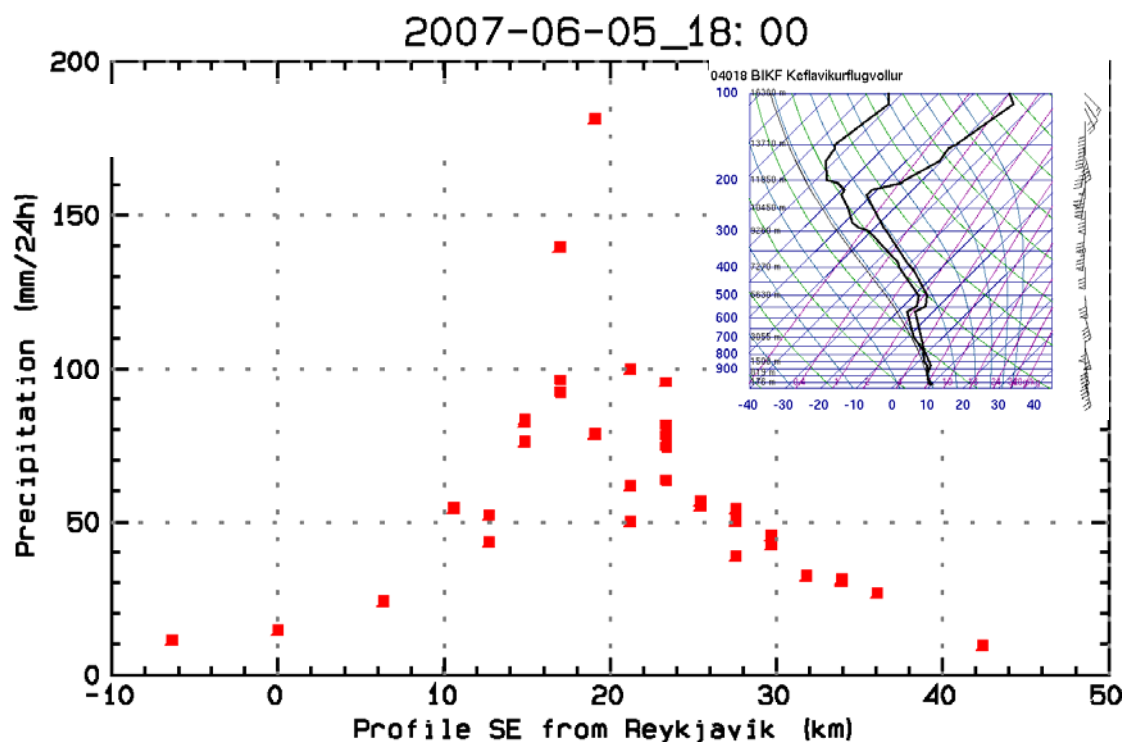


Figure 4. Precipitation distribution during an event with large orographic enhancement of precipitation and maximum precipitation downstream of the crest during the SKUR experiment. The mountain crest is at 20 km and the profile is from NW to SE

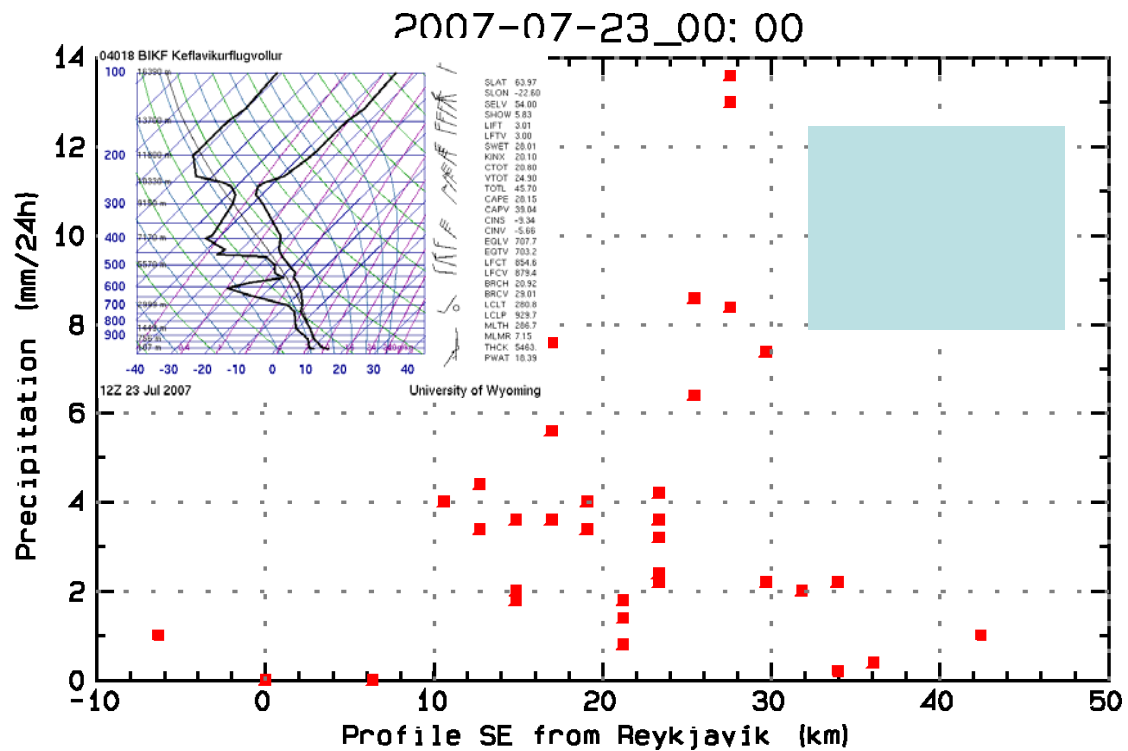


Figure 5. Precipitation distribution during an event with large orographic enhancement of precipitation and maximum precipitation upstream of the crest during the SKUR experiment. The mountain crest is at 20 km and the profile from NW to SE.

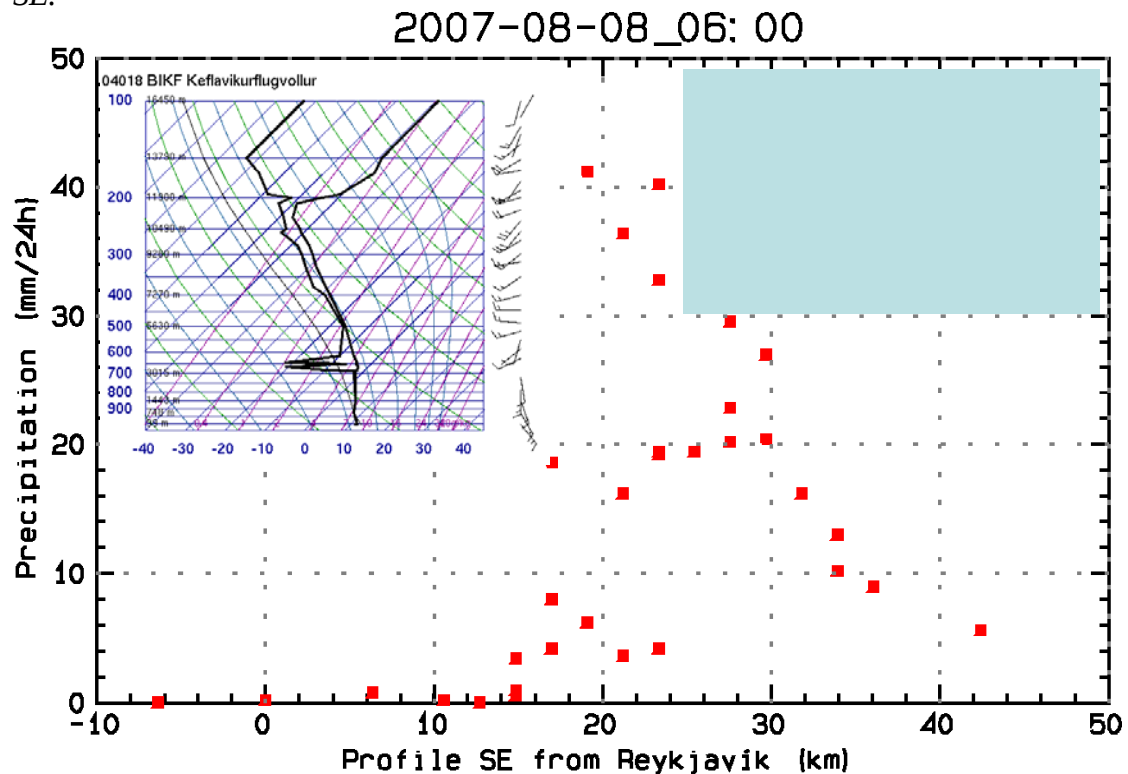


Figure 6. Precipitation distribution during an event with large orographic enhancement of precipitation, maximum precipitation upstream of the crest and much drying downstream during the SKUR experiment. The mountain crest is at 20 km and the profile from NW to SE.

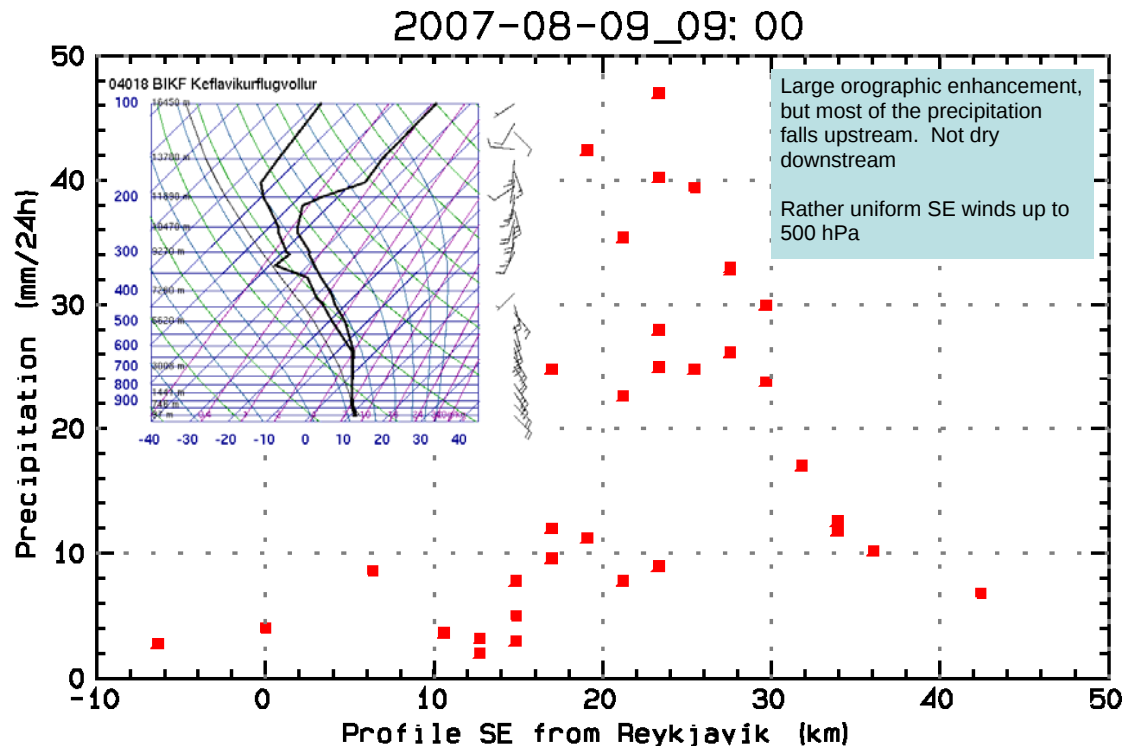


Figure 7. Precipitation distribution during an event with large orographic enhancement of precipitation, maximum precipitation upstream of the crest, but not a complete drying downstream during the SKUR experiment. The mountain crest is at 20 km and the profile from NW to SE.

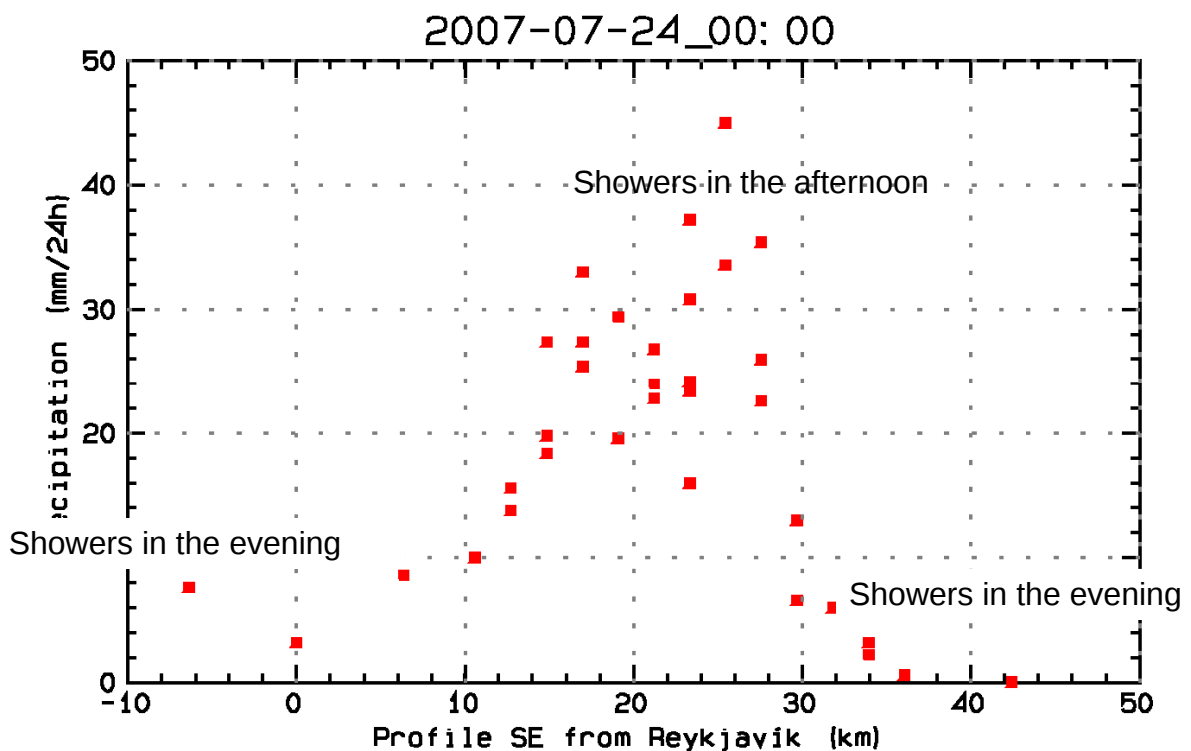


Figure 8. Precipitation distribution during a convective event with some precipitation in the evening on both sides of the mountain range. The mountain crest is at 20 km and the profile from NW to SE.

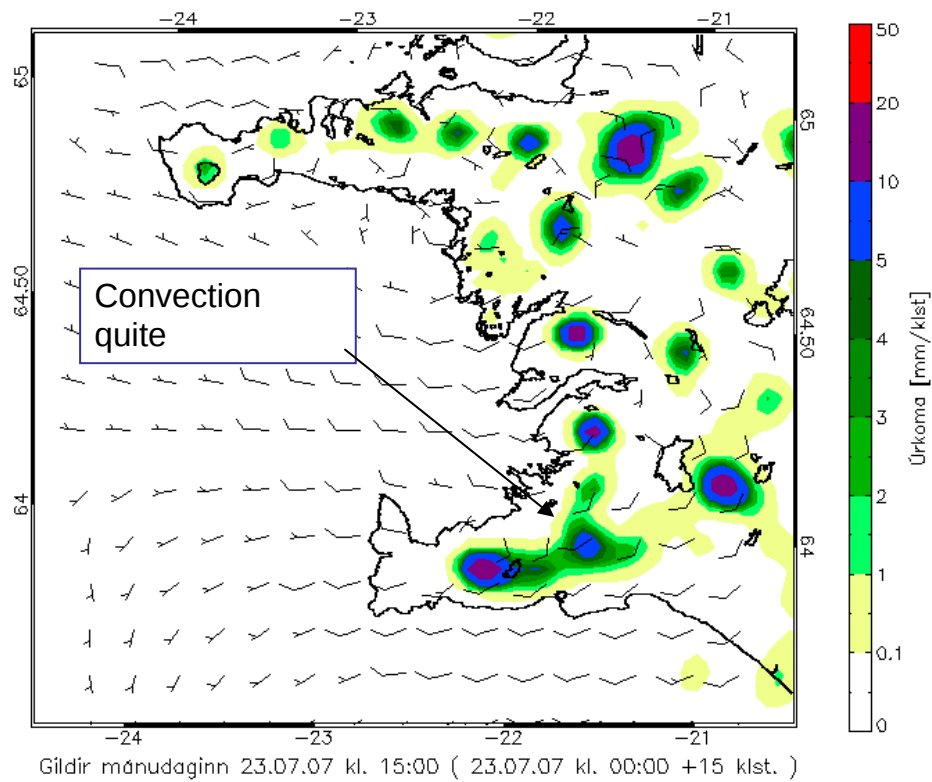


Figure 9. A numerical simulation of precipitation for the case in Fig. 8, valid at 1500 UTC on 23 July 2007.

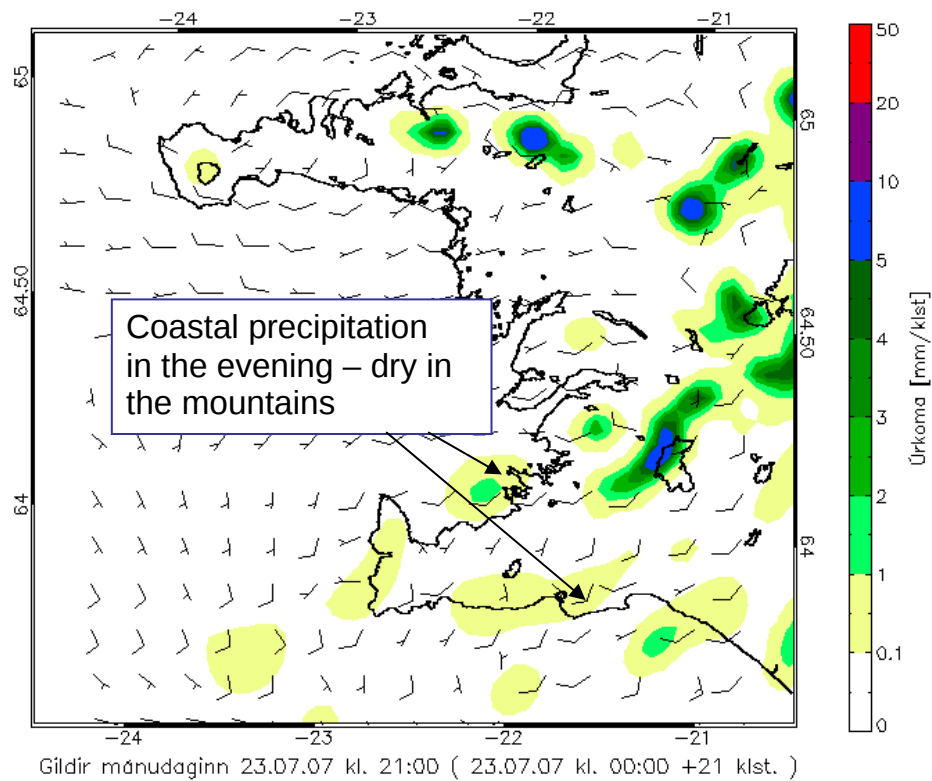


Figure 10. A numerical simulation of precipitation for the case in Fig. 8, valid at 2400 UTC on 23 July 2007.

The FLOHOF experiment – Flow over and around Hofsjökull, Iceland

J. Reuder¹, J. Egger², H. Ólafsson^{1,3}, G. Zängl², T. de Lange¹, W. Schäper, S. Lämmlein⁴, S. Mayer¹, T. Spengler⁵, M. Ablinger², M. Garhammer², M. Jonassen¹, R. Kühnel², M. Müller, C. Lindenberg, T. Jóhannesson⁶, H. Ágústsson³, S. Brynjólfsson⁶, Ó. Rögnvaldsson¹, S. Malardel⁷, and P. Brisset⁸

¹Geophysical Institute, University of Bergen, Norway
²Meteorological Institute, University of Munich, Germany
³University of Iceland
⁴University of Applied Sciences Regensburg, Germany
⁵Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zürich, Switzerland
⁶Icelandic Meteorological Office
⁷Meteo-France
⁸Ecole Nationale de l'Aviation Civile, Toulouse, France.



Introduction

The meso-scale meteorological field campaign FLOHOF has been conducted on and around Hofsjökull, Central Iceland, from July 20 to August 24, 2007. Automatic meteorological stations have been installed around and on the glacier. Atmospheric profiles of temperature, humidity and wind have been determined by the use of small unmanned airplanes, tethered balloons, and pilot balloon ascents. In addition, an energy balance station has been operated at the main camp at Ingolfsskáli (65.01 N, 18.89 W, 845 m a.s.l.). The experiment has been accompanied by extensive numerical simulations using MM5 and WRF.

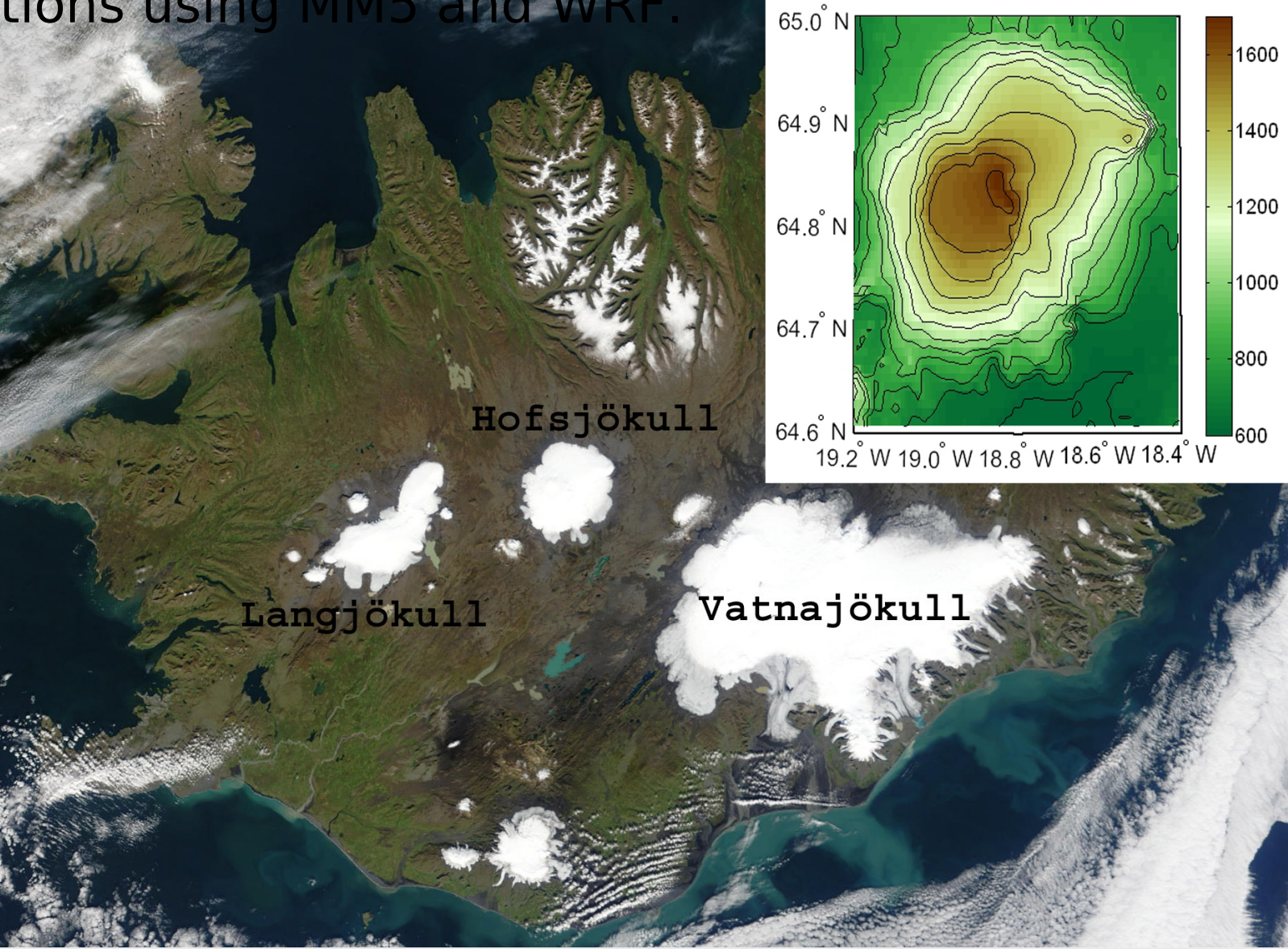


Figure 1: Satellite image showing the location of Hofsjökull in Central Iceland and contour plot documenting the nearly perfect symmetry of the glacier. (Source: <http://visibleearth.nasa.gov>)

Hofsjökull (1782 m) is an isolated, glacier covered mountain with nearly circular shape and extremely smooth surface. With a diameter of around 30 km it rises about 1000 m above its surroundings. There are presumably only few mountains on earth of this scale whose shape comes so close to that assumed in idealized theoretical work. This makes Hofsjökull an ideal field laboratory for validation purposes.

During the FLOHOF campaign the following central scientific questions have been addressed:

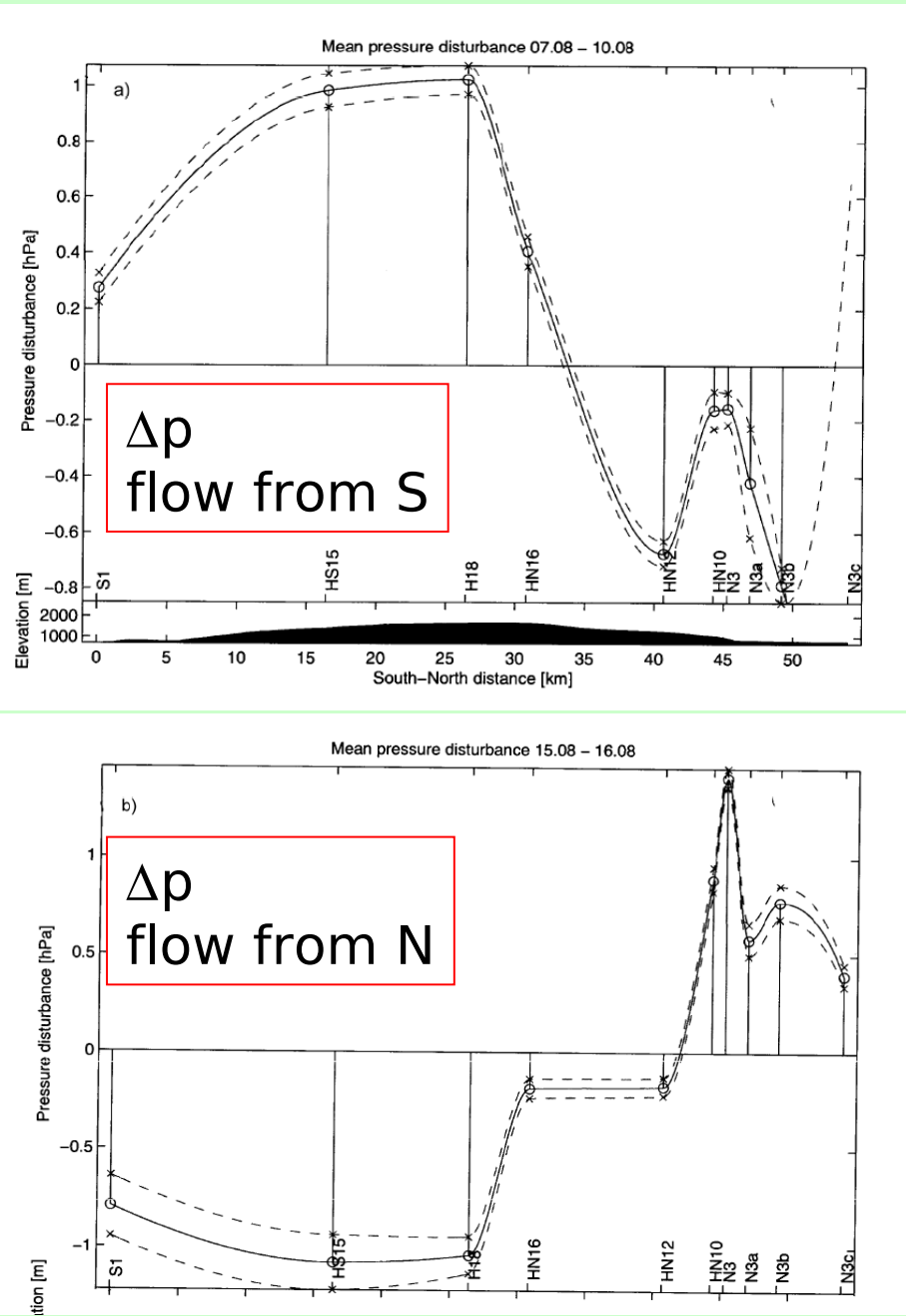
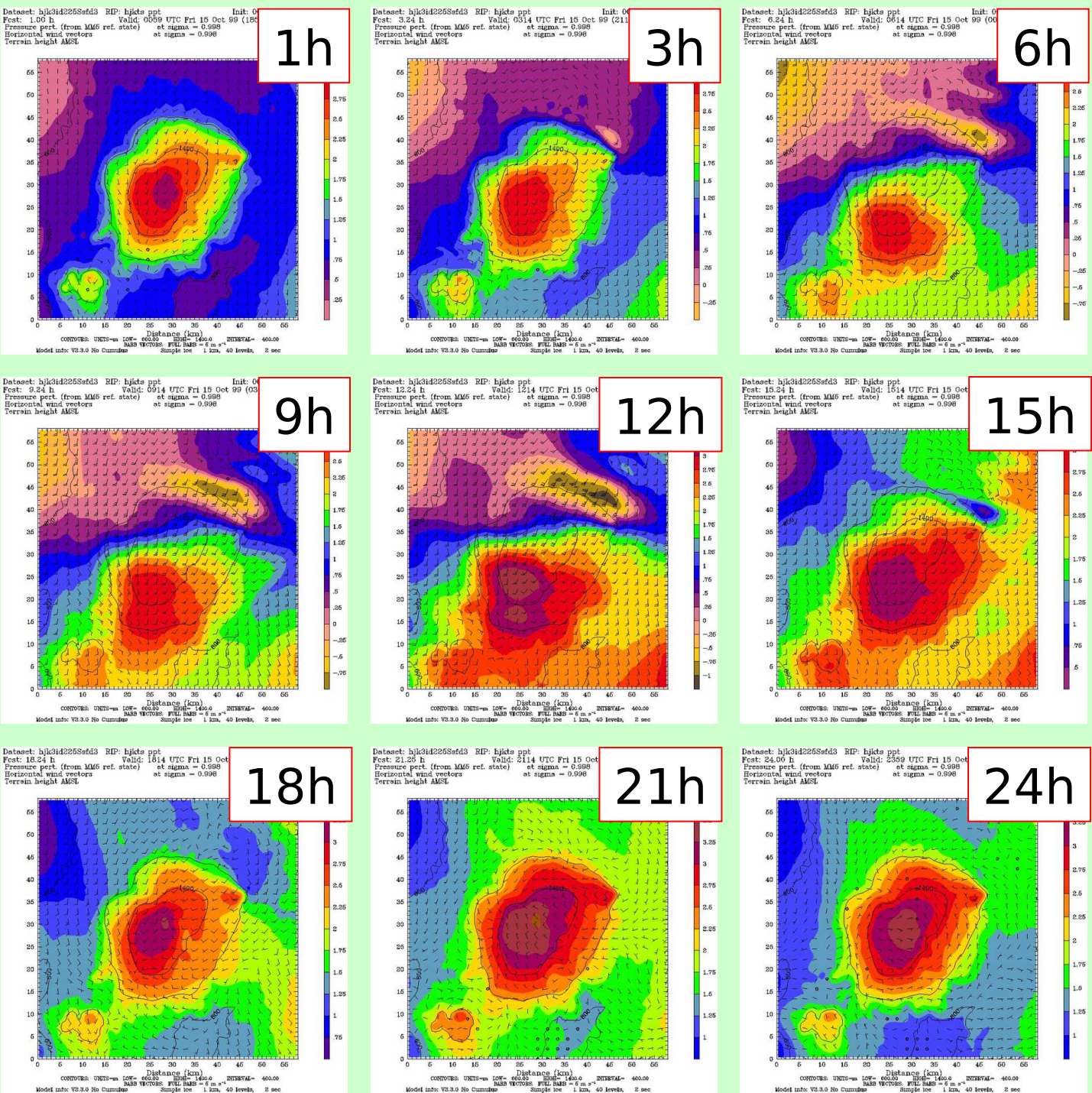
- the stationarity of mountain induced gravity waves, i.e. their response to changes of the synoptic inflow with time
- the energy balance of a lava surface and the corresponding diurnal development of the atmospheric boundary layer (ABL)
- the katabatic flow and its extension into the surrounding
- first environmental test of a newly developed small unmanned meteorological observer (SUMO) on basis of an autonomously flying model aircraft
- compilation of a high resolution measurement data set for the purpose of validation of fine scale numerical simulations

During the campaign 18 automatic weather stations have been installed around and on Hofsjökull to monitor the basic meteorological parameters (temperature, humidity, pressure, wind speed, wind direction, precipitation amount) with a high temporal and spatial resolution. These specifically installed automatic weather stations for the FLOHOF campaign are marked in blue. V1 (green) and L1 to L4 (in red) indicate the positions of routinely operated automatic meteorological station of the Icelandic Meteorological Office (Veðurstofa Íslands) and the National Icelandic Power Company (Landsvirkjun). The main site of the campaign in August 2007 was located at the Ingolfsskáli cottage North of Hofsjökull (N3b). The following instrumentation was placed at this site:

- Automatic weather station
- Eddy correlation station (fluxes of momentum, heat, moisture and CO₂)
- Radiation balance station (upward and downward shortwave and longwave radiation)
- tethered balloon sonde (temperature, humidity and wind profiles)
- balloon theodolites (wind profiles)
- Unmanned, remotely piloted research aircraft KALI (temperature and humidity profiles)
- Unmanned, autonomous research aircraft SUMO (profiles of temperature, humidity, and wind)

From August 12 to 15 a secondary camp was operated near Kerlingarfjöll, Southwest of Hofsjökull. Here SUMO, KALI and the tethered sonde system were used for atmospheric profiling.

Transient gravity waves



MM5 simulations have been performed in a semi-idealized mode using three interactively nested model domains (6.75 km, 2.25 km and 750 m). The simulations exclude radiative processes but include parameterizations for boundary-layer and cloud processes. During the first 6 hours of the simulation, the flow from South is accelerated by imposing a horizontal pressure gradient at the lateral boundaries, which is in geostrophic balance (except for the boundary layer). During the next 6 hours, the lateral boundary conditions are kept constant, allowing the flow in the model interior to reach a quasi-steady state via geostrophic adjustment. Between 12h and 18h, the imposed wind field is again decelerated to zero.

Over the course of the first 12 hours a typical surface pressure pattern for gravity waves emerges with a positive perturbation on the windward side of the mountain, whereas inertial waves dominate the second half of the integration and the dipole in the pressure pattern disappears.

A cross section of the time mean surface pressure anomalies extending from the south to north is shown in the figure to the left, both for an episode with southerly and one with northerly mean flow. The basic pressure pattern corresponds in both cases with the expectations, that is, there is high (low) pressure on the upslope (downslope). The new and unexpected feature is the peak of relatively high pressure reported by HN10, N3a and N3b which is found both for the northerly and southerly mean flow episode. This peak is typical in the sense that it is seen also during other similar episodes and most likely owes its existence to the local smaller scale topography at the Northern edge of Hofsjökull.

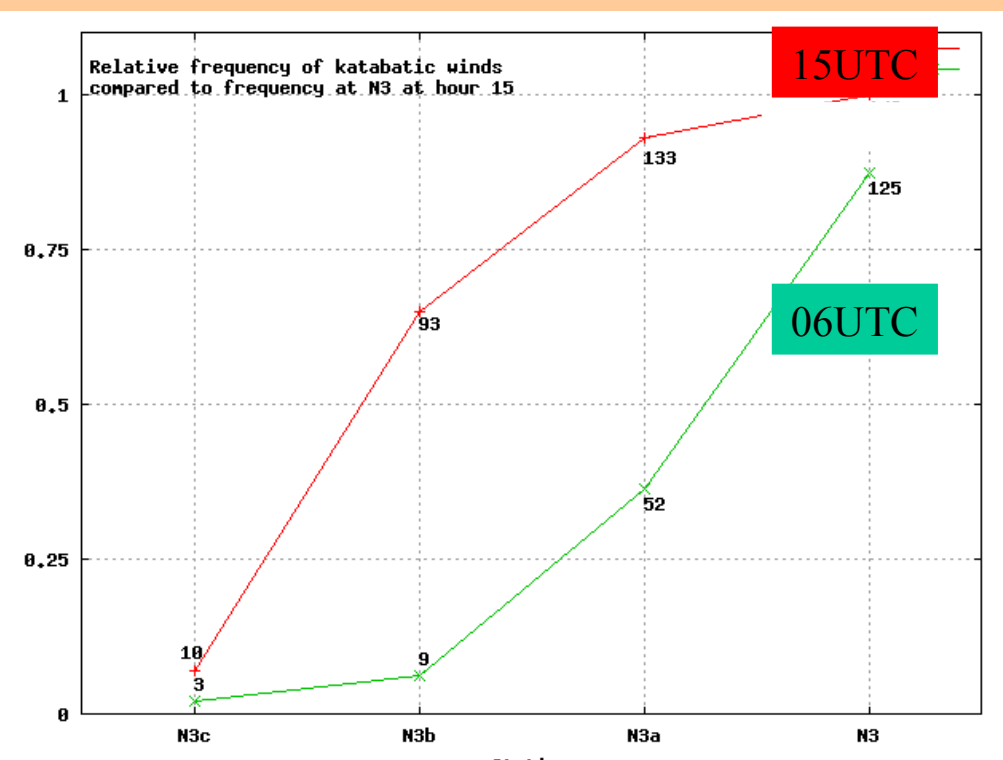
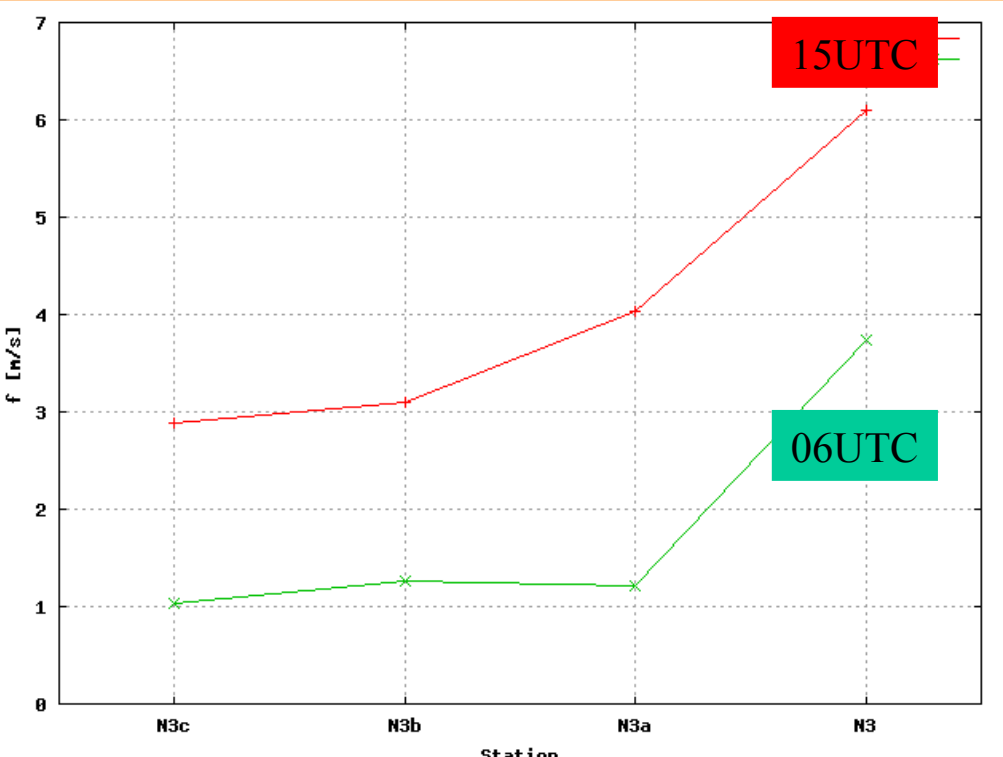
SUMO measurements



SUMO (Small Unmanned Meteorological Observer) is intended to provide a cost-efficient measurement and profiling system for atmospheric boundary layer research that can be operated as “recoverable radiosonde”. It is based on a commercially available model airplane construction kit (Funjet from Multitplex) equipped with meteorological sensors for the measurement of temperature, humidity and pressure. For autonomous navigation, the SUMO system uses Paparazzi, an open source autopilot system. Wind profiles can be determined without flow sensors by information on the attitude of the aircraft and the ground speed from the autopilot’s GPS.

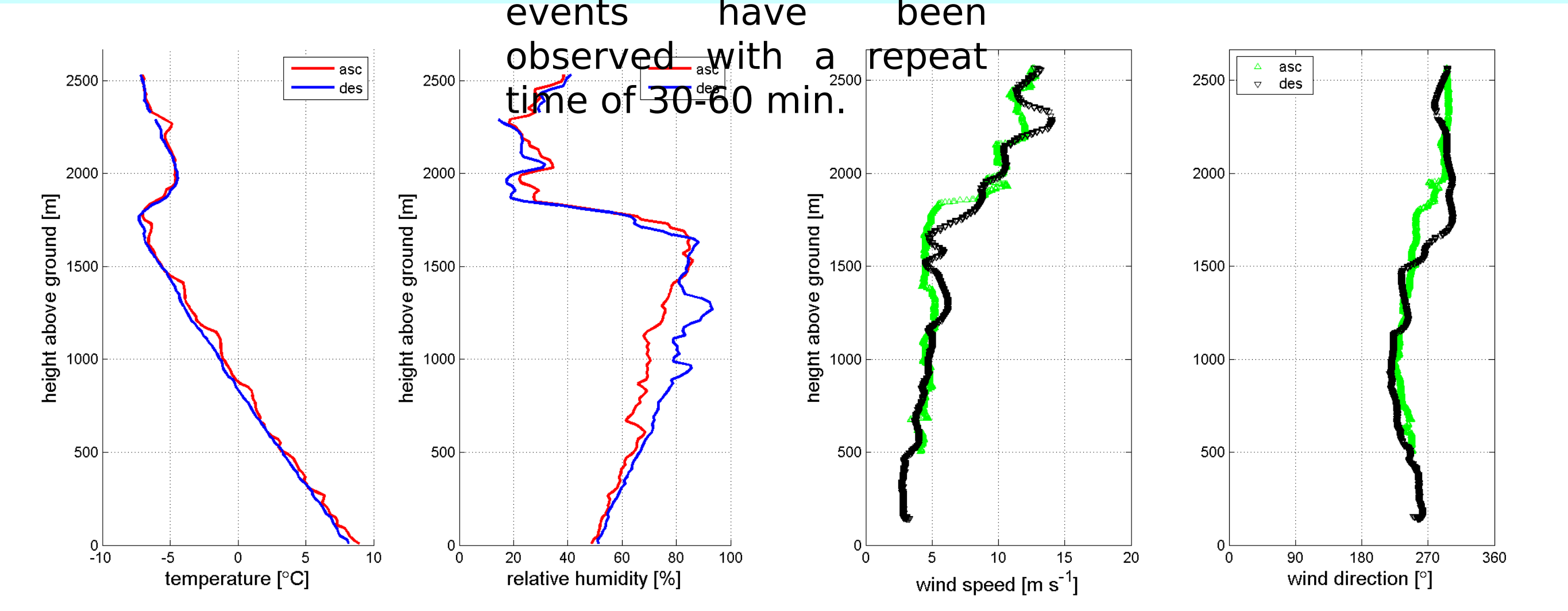
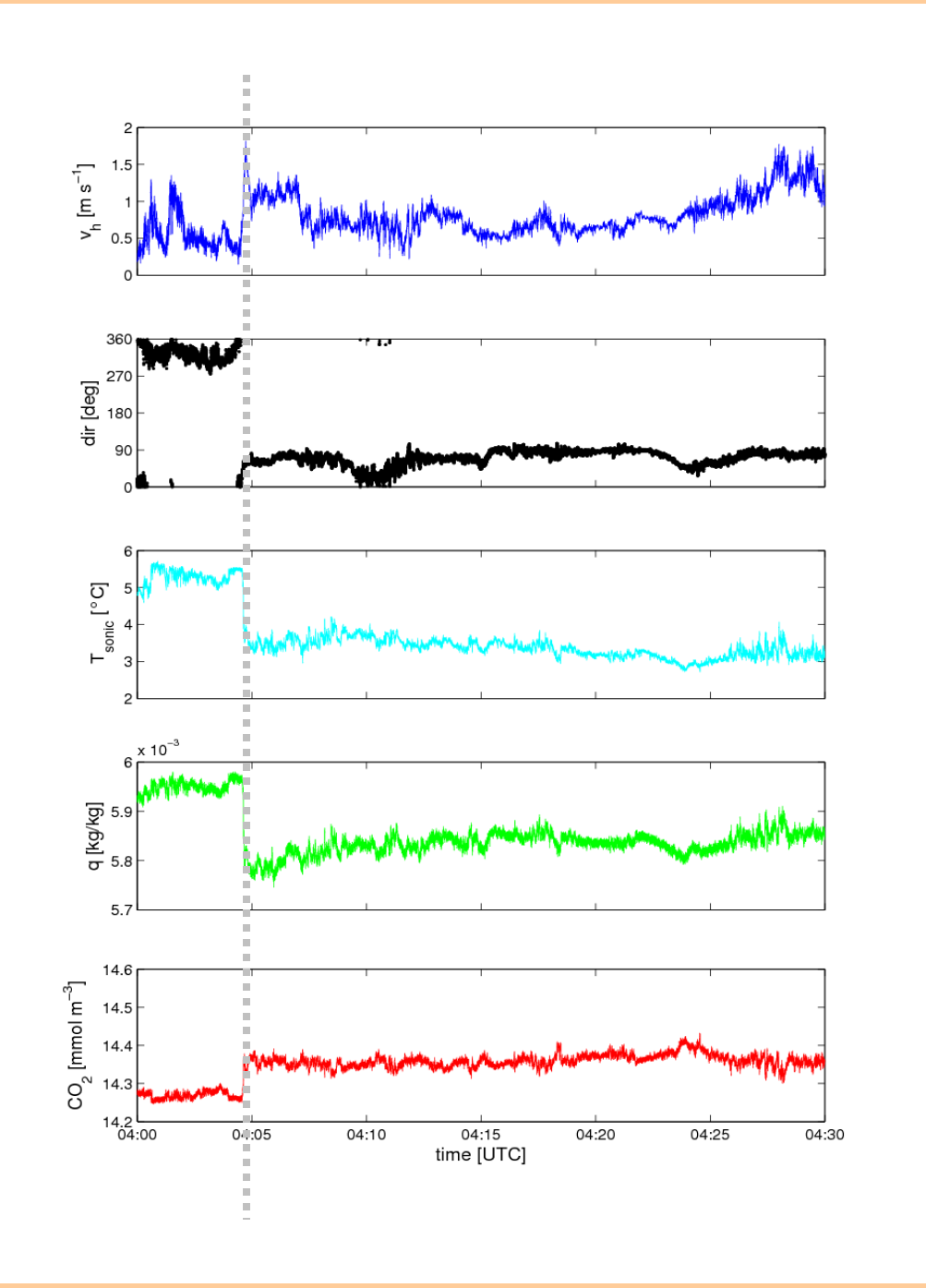
Katabatic flow

The katabatic winds are strong and frequent at the edge of the glacier, but late in the night (06 UTC) they are almost absent at a distance of less than 6 km (N3b) downstream.



In the afternoon (15 UTC), the katabatic winds often reach N3b, but not N3c, indicating that they typically reach a distance of 6-10 km from the edge of the glacier

Indications for the katabatic flow at site N3c, about 5 km from the edge of the glacier, can be found in form of “Microfronts” (grey line). The presented measurements of temperature and wind components are taken by a Campbell CSAT3 sonic anemometer, humidity and CO₂ content are measured by a LICOR 7500 open path gas analyzer with a sample frequency of 20 Hz. During clear nights, as on 19.08. 2007, such events have been observed with a repeat time of 30-60 min.



The figures show exemplarily atmospheric profiles of temperature, humidity and wind, taken during the FLOHOF campaign at the Ingolfsskáli base camp on 18.08.2007 at 17:56 UTC. The campaign was the first environmental test of the SUMO system. It proved its functionality with more than 30 ascents, reaching up to 3500 m above ground.

Instrumentation

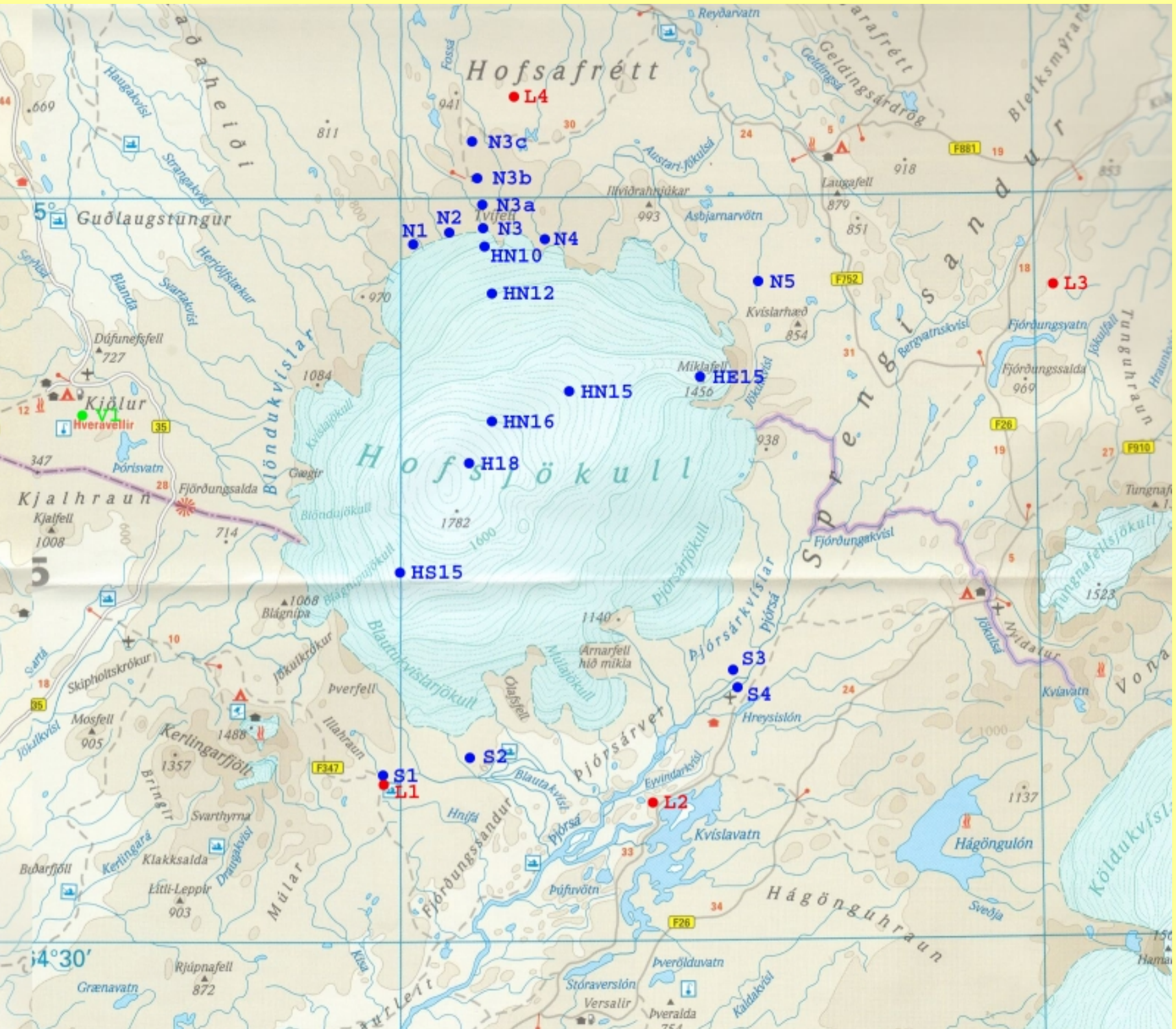


Figure 2: Measurement sites during the FLOHOF campaign. The specifically installed automatic weather stations are indicated in blue. The red and green stations are routinely operated automatic measurement sites operated by the Icelandic Meteorological Office and the National Icelandic Power Company.

