

Meddelanden från Stockholms universitets
institution för geologiska vetenskaper No 366

Fälthandbok för Norra Island

Kurslitteratur

Erik Sturkell, Alasdair Skelton, Niklas Wästeby, Elin Tollefsen,
Gabrielle Stockmann & Carl Edvard Sturkell



MEDDELANDEN
från
STOCKHOLMS UNIVERSITETS INSTITUTION
för
GEOLOGISKA VETENSKAPER
No 366

Fälthandbok för Norra Island

Erik Sturkell
Alasdair Skelton
Niklas Wästeby
Elin Tollefsen
Gabrielle Stockmann
&
Carl Edvard Sturkell

© Författarna, Stockholms universitet, 2017
ISBN tryckt: 978-91-87355-28-8
ISBN PDF: 978-91-87355-29-5
Framsidesbild:
Grafisk form: Inês Jakobsson
Tryckt i Sverige av US-AB Digitaltryck

Innehåll

Inledning	7
Exkursionen	15
Dag 1 Krafla, Mývatn och Fnjóskadalur	18
<i>Leirhnjúkur, 1:1</i>	21
Kuddlavor	25
Hyaloklastit	25
Palagonitisering av basaltiskt glas	28
Bildningen av en subglacial vulkan (Móbergstapi)	30
Víti, 1:2	30
Grjótagjá, 1:3	31
Fnjóskadalur, 1:4	32
Deglaciation och landhöjning	33
Dag 2 Húsavík-Flateyförkastningen (vid Þeistareykir)	36
Þeistareykir, 2:1	37
Sköldvulkan och lavasköld	37
Rotlösa spettekakor	38
Rotlösa sköldar	38
Kuddlava vid Kvíhólar, 2:2	40
Borgarhraun, 2:3	42
Jarðbadsholar, 2:4	42
Hverfjallsepisoden	43
Dag 3 Húsavík-Flateyförkastningen (vid Húsavík)	44
Húsavíkurfjell, 3:1 & 3:2	45
Héðinshöfði, 3:3	45
Tjörnes, 3:4	48
Tjörneslagren	48
Diamiktit	53
Furuvík- och Bredaviklagren	53
HU-01, 3:5	54
Dag 4 Randarhólar och Dimmuborgir	58
Dettifoss och en av Randarhólars matargångar, 4:1 & 4:2	59
Dimmuborgir, 4:3	59
Pelarförklyftning	61
Tuffringen – Hverfjall, 4:4	61
Först vad är tuff?	61
Lapilli	62
Hverfjall	62
Extra lokaler	67
Namaskarð, E:1	67
Skutustaðir, E:2	67
Hljóðaklettur, E:3	67
Ásbyrgi, E:4	67
Kelduhverfigraben, E:5	67
Goðafoss, E:6	69
Referenser	69
Appendix	71
I: Ligg- och hängvägg	71
II: Magmatiska bergarter	71
III: Uppsvällda lavaflöden	72
Referenser i Appendixet	74
Artiklar (tryckt med tillstånd av Geologiskt forum)	75
Kraflaeldarna 1975–1984 av Erik Sturkell	75
Konsten att förutsäga Jordbävningar av Alasdair Skelton	83
Det primitiva Island av Erik Sturkell	86

Tack ord

Under den tid denna exkursionsguide har skrivits har vi fått hjälp av många.

Följande personer, statligt verk och ett företag, alla i alfabetisk ordning, har bidragit med råd och dåd:

Guðmundur Guðfinnsson

Halldór Ólafsson

Helga Rakel Guðrúnardóttir

Hreggviður Norðdahl

ÍSÖR

Jörgen Langhof

Kristján Jónasson

Kristján Sæmundsson

Landmælingar Íslands

Nicole Keller

Niels Óskarsson

Ólafur Ingólfsson

Vedurstofu Íslands

GEOTERMALOMRÅDEN | **ETT VARNINGSORD!**

Geotermalområden kan vara farliga om man sätter foten fel. Allt för många har skadat sig i geotermalområden. Olyckan sker då man trampar igenom en tunn lerskorpa och under är det kokande lera eller vatten. Det blir allvarliga brännskador, tredje gradens är tyvärr inte ovanliga. Finns det rep som avgränsar ett område respektera dessa. Om det inte finns någon stig och man ser massa olika färger i leran betyder detta att det är farligt! Det är säkrast att gå där det finns gräs.



Personen som lämnade dessa spår hade tur!. Foto: Erik Sturkell 2015

Inledning

Jordskalv förekommer i olika tektoniska miljöer. Dessa följer plattgränserna så som spridningsryggar, transformförkastningar och subduktionszoner. Jordskalv kan också inträffa inne på plattorna och alltså inte i direkt anslutning till plattgränserna. I Island kommer vi att befinna oss vid en aktiv plattgräns; den mellan den Amerikanska och den Eurasiska plattan (bild 1). Den Mitt-Atlantiska spridningsryggen är klassificerad som en långsam spridningsrygg med en hastighet av ≈ 1 cm per år i vardera riktningen (bild 1). Spridningsryggen som passerar Island kan observeras på land, vilket har stora fördelar. Detta är ett undantag, eftersom den Mitt-Atlantiska spridningsryggen i övrigt finns på havsbotten med ett vattendjup på 1500–2000 m. Den vulkaniska aktiviteten vid en oceanisk spridningsrygg räcker inte till för att bygga upp en landmassa över havsnivån – det måste till något mera. Att Island finns till beror på en förhöjd vulkanisk produktion tack vare att varmt material stiger upp från djupare delar av manteln. Denna ”lokala” situation kallar man en mantelplym eller en hetfläck (Hot spot). Det finns mer än 40 platser på jorden som har denna extra uppströmning av värme från manteln och detta sker helt oberoende av om där finns en plattgräns eller ej.

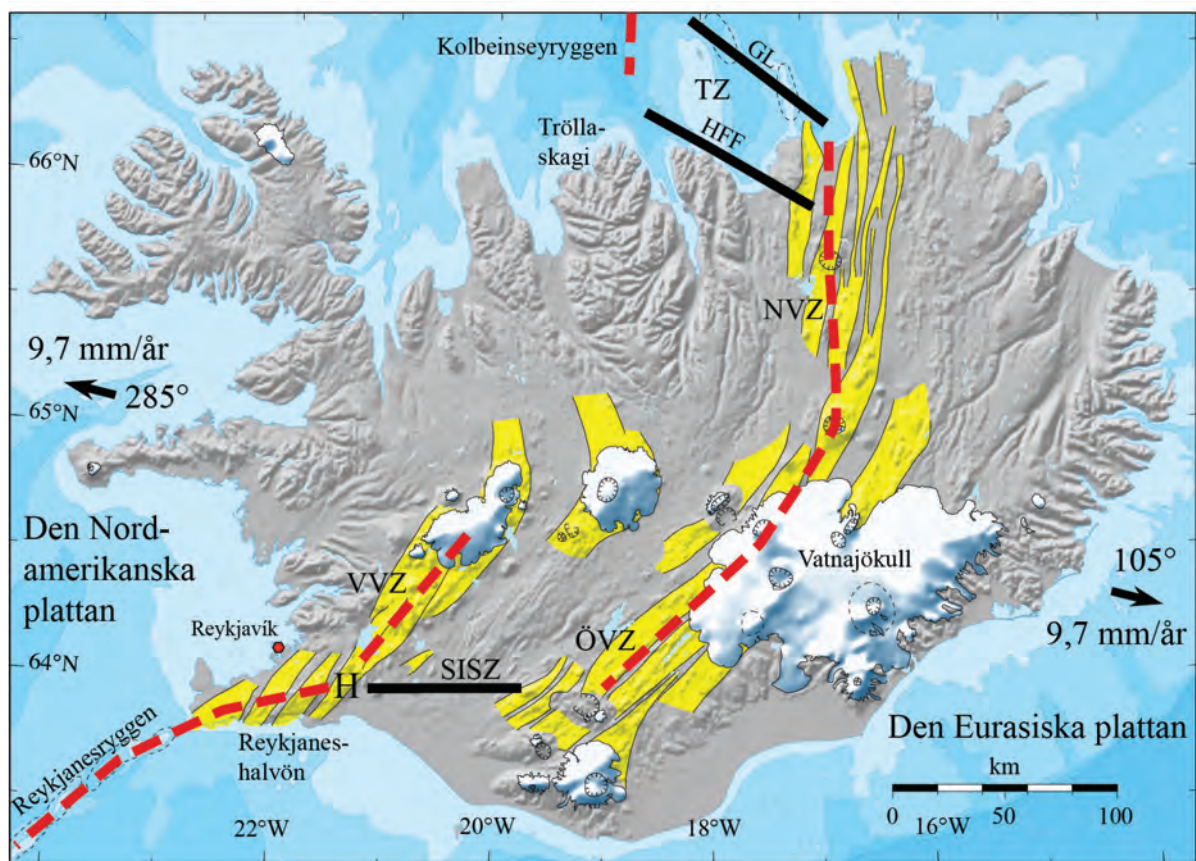


Bild 1. Plattgränsen som går igenom Island, från Reykjanesryggen i söder till Kolbeinseyryggen i norr. Spridningsryggen visas med röda streck och de två transformförkastningarna i svart. Hengill trippelpunkten är markerad med H. Spridningsvektorena har riktningarna 285° och 105° respektive. De gula områdena är individuella vulkansystem inom den norra vulkanzonen (NVZ), östra vulkanzonen (ÖVZ) och den västra vulkanzonen (VVZ). Spridningsryggen över Island (ÖVZ och NVZ) ligger sidoflyttad mot öster; detta tas upp av två transformförkastningar. I söder, syðislandska seismiska zonen (SISZ) och i norr, Tjörneszonen (TZ). Den senare består av två huvudförkastningar, Húsavík-Flateyförkastningen (HFF) och Grímsey lineament (GL).

Den mest kända hetfläcken är den som skapat Hawai'i ögruppen som ligger mitt på Stilla-havsplattan. Att Island har blivit så stort beror på att hetfläcken och spridningsryggen sammanfallit och att aktiviteten tack vare detta gett upphov till en större landmassa. Hetfläckens centrum ligger nu under Vatnajökull och medan hetfläcken är stationär, samtidigt som spridningsryggen flyttar sig långsamt västerut, leder detta till att hetfläcken för närvarande "drar" med sig spridningsryggen mot öster; från den "raka" vägen mellan Reykjanesryggen och Kolbeinseyryggen (bild 1). Denna östliga placering av spridningsryggen tas upp av två transformaförkastningszoner (bild 1); i söder den sydisländska seismiska zonen (SISZ) och i norr Tjörneszonen (TZ).

Den Mitt-Atlantiska spridningsryggen får landkänning på Reykjaneshalvön och fortsätter över den, fram till trippelpunkten vid Hengill (bild 1). Där går en arm av spridningsryggen mot NNÖ – den västra vulkanzonen (VVZ i bild 1) och direkt mot öster ligger en transformförkastning – den Södra Isländska Seismiska Zonen (SISZ). I öster ansluter denna transformförkastning till den östra vulkanzonen (ÖVZ i bild 1). De östra och västra vulkanzonerna är parallella och tar tillsammans upp hela spridningen. För närvarande sker cirka 85 % av spridningen i den östra vulkanzonen. I norra Island sker spridningen i den norra vulkanzonen (NVZ i bild 1) vilken ansluter till ett system av transformförkastningar i Tjörneszonen (TZ i bild 1). Denna zon ligger till största delen till havs där endast en liten del ligger synlig på land. Det är denna del

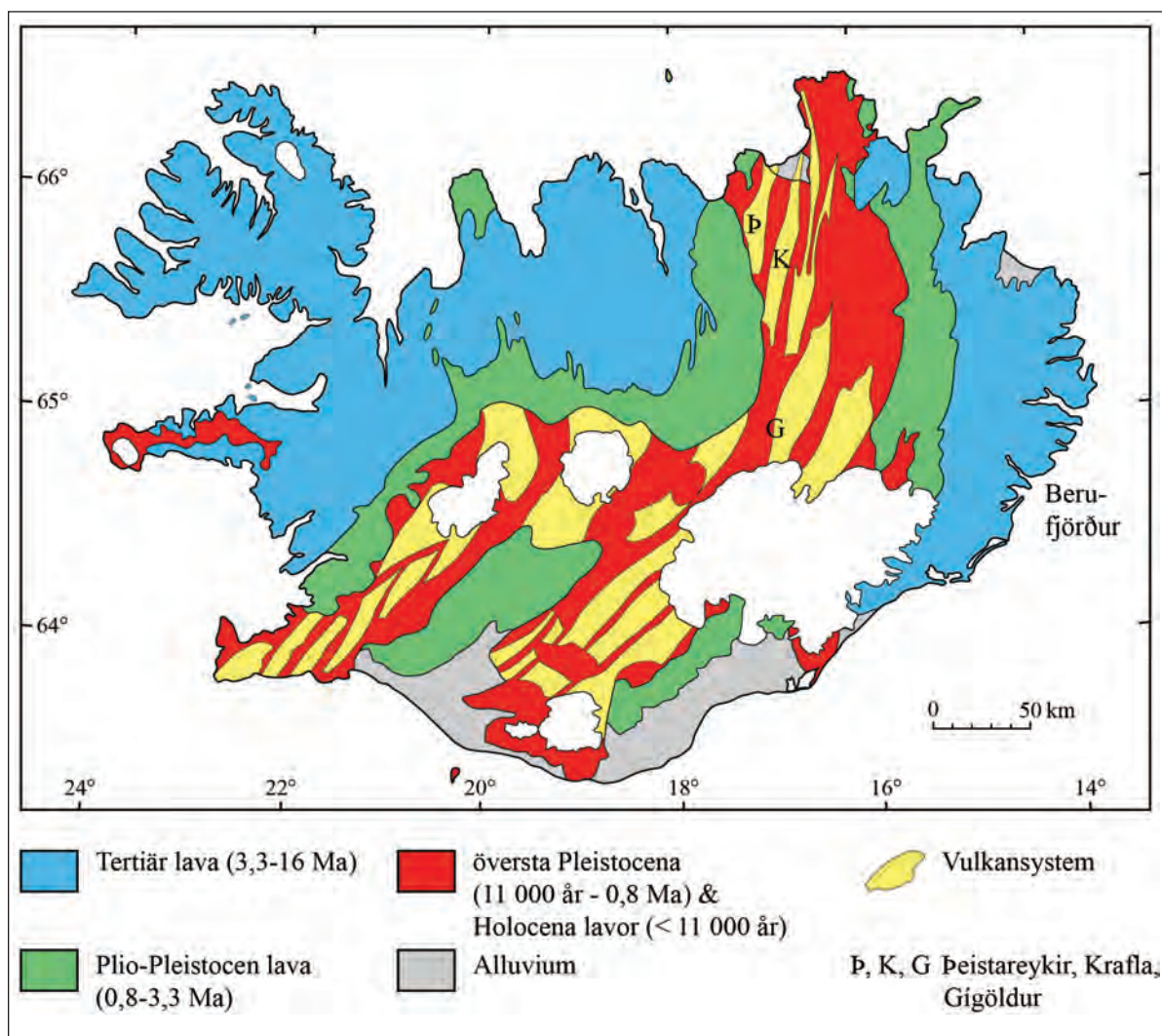


Bild 2. Översiktlig geologisk karta över Island (omritad efter en förlaga av Sæmundsson, 1979).

som exkursionen kommer att besöka. Till havs i norr om Tjörneszonen tar Kolbeinseyrýggen vid. På bild 1 och 2 är de olika aktiva vulkansystemen markerade med gult. Dessa är definierade med hjälp av ytstrukturer och de vulkaniska produkternas kemiska sammansättning.

Island består nästan uteslutande av vulkaniska bergarter (bild 2). Det är 80–85 % basalter och 10 % som är representerade av intermediära och sura vulkaniska bergarter. Det finns 5–10 % sediment i den Tertiära sekvensen. Denna procent är något högre i den Kvartära sekvensen. Island är inte speciellt gammalt. De äldsta bergarter som finns på land kan återfinnas i väster (Vestfirðir), där åldern ligger mellan 14–16 Ma., medan de äldsta bergarterna i öster (Austfirðir) har en ålder mellan 12–13 Ma. Den vulkaniska sekvensen, som går tillbaka 16 Ma., är indelad i fyra stratigrafiska grupper. Denna indelning grundar sig på klimatförändringar vilka kan spåras i sedimenten och på det paleomagnetiska normal/reversal-mönstret. De fyra grupperna är:

1. Den Holocena eller den postglaciala lavaformationen, som går tillbaka 11 000 år.
2. Den översta Pleistocena, hyaloklastitformationen, som är emellan 11 000 år och 0,8 Ma. Den går tillbaka till början av den nuvarande Brunhes normalen.
3. Plio-Pleistocen-formationen, vilken ligger mellan 0,8–3,3 Ma. Den nedre gränsen på 3,3 Ma. kan verka ologisk, men det är vid denna tidpunkt som de första tilliterna uppträder
4. Den Tertiära basaltformationen vilken innefattar 3,3–16 Ma.

Tertiär

De tertiära lagren utgör en sekvens av platåbasalter vilken domineras totalt av basalter. Den tertiära vulkanismen på Island har skett på land. I stort uppvisar den tertiära sekvensen en relativt liten litologisk variation. Sekvenserna består av 5–15 m tjocka lavaflöden och separeras ibland av pyroklastiskt material. De monotona sekvenserna avbryts enbart av centralvulkaner, som har sura bergarter associerade. Dessa har en tydlig ljus färg på det framvittrade materialet, vilket gör det enkelt att kartera dem. Andra karaktärsdrag hos centralvulkaner är hydrotermal omvandling och oregelbunden stupning. Femton tertiära centralvulkaner har karterats och ytterligare fyrtio är indikerade genom förekomsten av sura bergarter. Det finns också tunna sedimentlager i sekvensen och vissa av dessa kan följas tiotals kilometer.



Bild 3. Hålrúm efter trädstam i ett Miocen lavaflöde, vid stranden där Hvítserkur ligger, i Húnafljörður.
Foto: Erik Sturkell 2004



Bild 4. Berget Hvammfjall med Eyjafjörður i förgrunden består av lager på lager av horisontellt liggande lavaflöden. Den Teriära platån har blivit genomskuren av upprepade utlöpar glaciärer under alla istider och bildat fjorden och längs sidorna har flera nichglaciärer funnits. Platån har upplevt viss erosion och den har skalat av lager för lager.
Foto: Erik Sturkell 2011

Lavaproduktionen sker vid den aktiva spridningszonen och det sker en successiv överlagring av nya lavaflöden över äldre. Ett lavaflöde som är lika stort som sin föregångare kommer inte att nå dess yttersta front, då spridningen har flyttat fronten längre från spridningszonen. Detta ger en imbrikation (successiv överlagring så som tegelpannor) av lavaflödena. Den tertiära sekvensen är minst 3,5–6,5 km mäktig med regional stupning på 0–10° in emot spridningszonen. Detta är idealfallet som gäller då inget har stört systemet så som till exempel hopp av spridningsryggen. Stupningen ökar från nära 0° för de högst exponerade lagren med toppar som är omkring 1000 m höga, till 5–10° vid havsnivå. Den ökade stupningen motsvaras av att de individuella lagren blir tjockare i stupningsriktningen dvs. mot den dåvarande spridningsryggen. Den regionala stupningen måste ha tillkommit under tiden som lavaserien bildades. För de vulkaniska produkter som ligger centralt i spridningszonen kommer snabbt att överlagras med nytt material och de kommer att gradvis sjunka ner mot djupare nivåer. Stora och långsträckta lavaflöden kommer att nå utanför den centrala spridningszonen och kommer inte att snabbt bli begravnade utan förbli vid markytan då den unga jordskorpan långsamt (1 cm/år) rör sig bort från spridningsaxeln. Endast större flöden kan begrava ett tidigare helt. För att ett

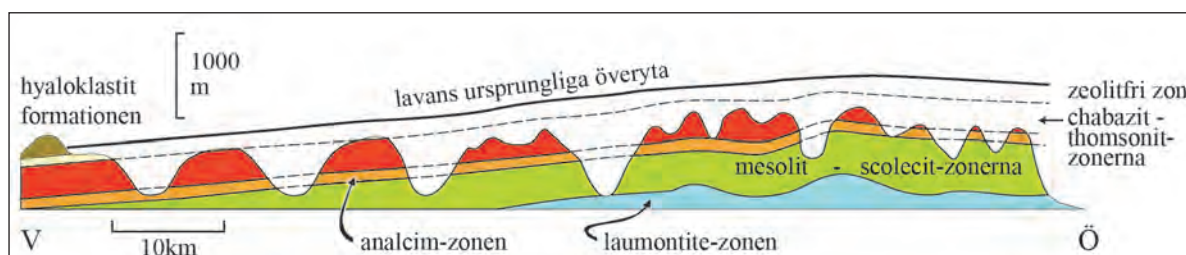


Bild 5. Schematisk profil genom den tertiära lavasekvensen på östra Island som visar mineraltillväxt i hållrum (omritad efter förlaga av Walker, 1960).



Bild 6. Ett alpint landskap längs Öxnadal, där den glaciala erosionen har grävt ut parallella dalar och har kommit så långt att endast en smal kam är kvar. Den spetsiga toppen är den 1075 m höga Hraundrangi. Foto: Erik Sturkell 2016

lavaflöde skall bevaras måste det vara stort och nå utanför den aktiva vulkanzonen. I dag är det endast omkring 30% av de Tertiära lagren som stupar in mot den nuvarande spridningszonen. Runt en centralvulkan är det vanligt med stupningar på mellan 15–20°, men lagren kan stå så brant som 40–50°.

Det finns inga ursprungliga Tertiära eller Pliocena markytor kvar, allt har blivit utsatta för en mer eller mindre mängd erosion. *Sensu stricto* alla ytor har någon gång varit en markyta, men de har blivit begravda eller blivit direkt utsatt för erosion. Under Pliocen inträffade en global temperaturhöjning som var än mer kraftig på höga latituder. Värme och fuktighet accelererar djupvittring, och basalt är en lättvittrad bergart. Vittringen tränger ner på djupet med en front som är tämligen parallell med markytan. När sedan en heltäckande glaciation inträffar så eroderas den djupvittrade ytan lätt bort ner till den ovittrade berggrunden som står i mot bättre. Den mer motståndskraftiga ovittrade horisontellt lagrade basalten bildar en ny markyta under den nästa interstadialen (varm period i mellan inlandsisarna). Dessa interstadialer var dock ej så varma som under den Pliocena värmeperioden, vilket medför en långsammare vittring och ej så djupgående.

Under Miocen var landskapet helt annat än i dag, slätterna var skogsbevuxna och dessa avbröts av centralvulkaner som stod upp och nederoderade floddalar. I dag finns bara hålrum kvar av de Tertiära träd stammarna (bild 3) i lavan. Man har hittat spår av de första glaciärer (små nichglaciären) i form av tilliter som är 7 Ma, d.v.s. mot slutet av Miocen (Eiriksson, 2008). Dessa små bergsglaciärer har inte lämnat de högsta topparna. Landskapstyp med vidsträckta platåer fanns kvar till istidernas början (2,5 Ma, Kvartär inleds) då glaciärerna selektivt grävde ut floddalarna och tektoniska svaghetszoner som löpte ut från de centrala delarna av Island mot kusterna och bildade fjordar (bild 4). Däremot har erosionen grävt sig flera kilometer ner igenom de Tertiära lagren på östra Island. Berufjörður på östra Island är en känd zeolitlokal (bild 2). Zeolitstratigrafin (bild 5) är indelad i olika zoner beroende på metamorfosgraden. Huvudzonerna på Island är: 1) chabazite-thomsonite-zonen, 2) analcit-zonen, 3) mesolite-

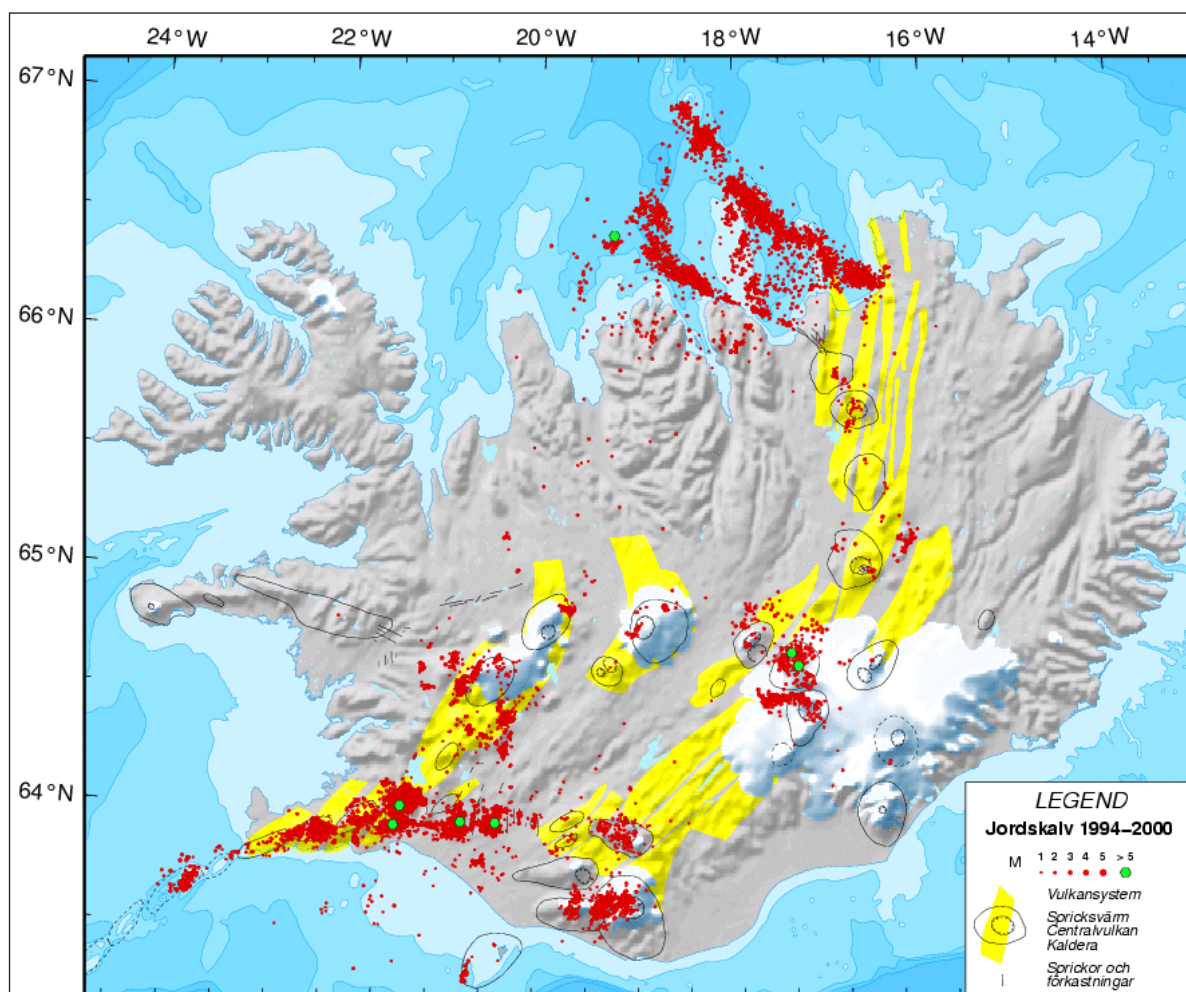


Bild 7. Den seismologiska aktiviteten på Island mellan åren 1994 och 2000 (efter Jakobsdóttir et al., 2002). Vulkan-system med centralvulkaner och spricksvärmar är efter Einarsson och Sæmundsson (1987).

scolesite-zonen och 4) laumontite-zonen. Zeolitzonerna är inte beroende av lavastratigrafien, utan endast på den ursprungliga överytan hos lavasekvensen, dvs. zeolitzonerna skär lagren då stupningen inte är parallell med lavapackens överyta. Det är en skillnad mellan sekundära mineral som förekommer i olivinholeit och tholeit. Zeoliterna i olivinholeiten är den silikatfattiga typ där fri kvarts saknas. Det är med hjälp av zeoliter man kan avgöra hur långt ner i den djupteroderade tertiära sekvensen man befinner sig. Sekvensens bottennivå befinner sig idag 2–3 km under den ursprungliga markytan. När man kommer ner på denna nivå befinner man sig i gångsvärmar som är associerade med centralvulkaner i toppen av magmakammaren eller intrusivet.

När man flyger in mot Akureyri passerar man en platå av Tertiära basalter som är genomskuren av dalar som går norr ut. Den största och sammanhängande ligger till väster om Eyjarfjarðardalur (bild 4). För att landa så flyger man ner i Eyjarfjarðardalur och man passerar igenom platån. Denna platå är eroderad men inte speciellt djupt, och erosionen har skalat av lager för lager. Hur mycket som har försvunnit är inte känt. Länger norrut på Tröllaskagi halvön har den glaciala erosionen nästan helt tagit bort platån, som där endast finns kvar i små platåer rester (bild 1) mellan dalarna. I och med att isströmmarna blev kanaliserade längs dalar blev erosionen intensiv där, men på platåerna i mellan skedde en patetisk erosion. I och med att dalarna blev bredare och nischglaciärer bildades, så minskade platåerna i mellan dessa. Då de försvann helt bildades ett mera ”alpint” landskap (bild 6) – ett erosionslandskap. Platåerna där ytan är parallell med lavaflödena ligger de senare tämligen nära den gamla markytan. Ett mått

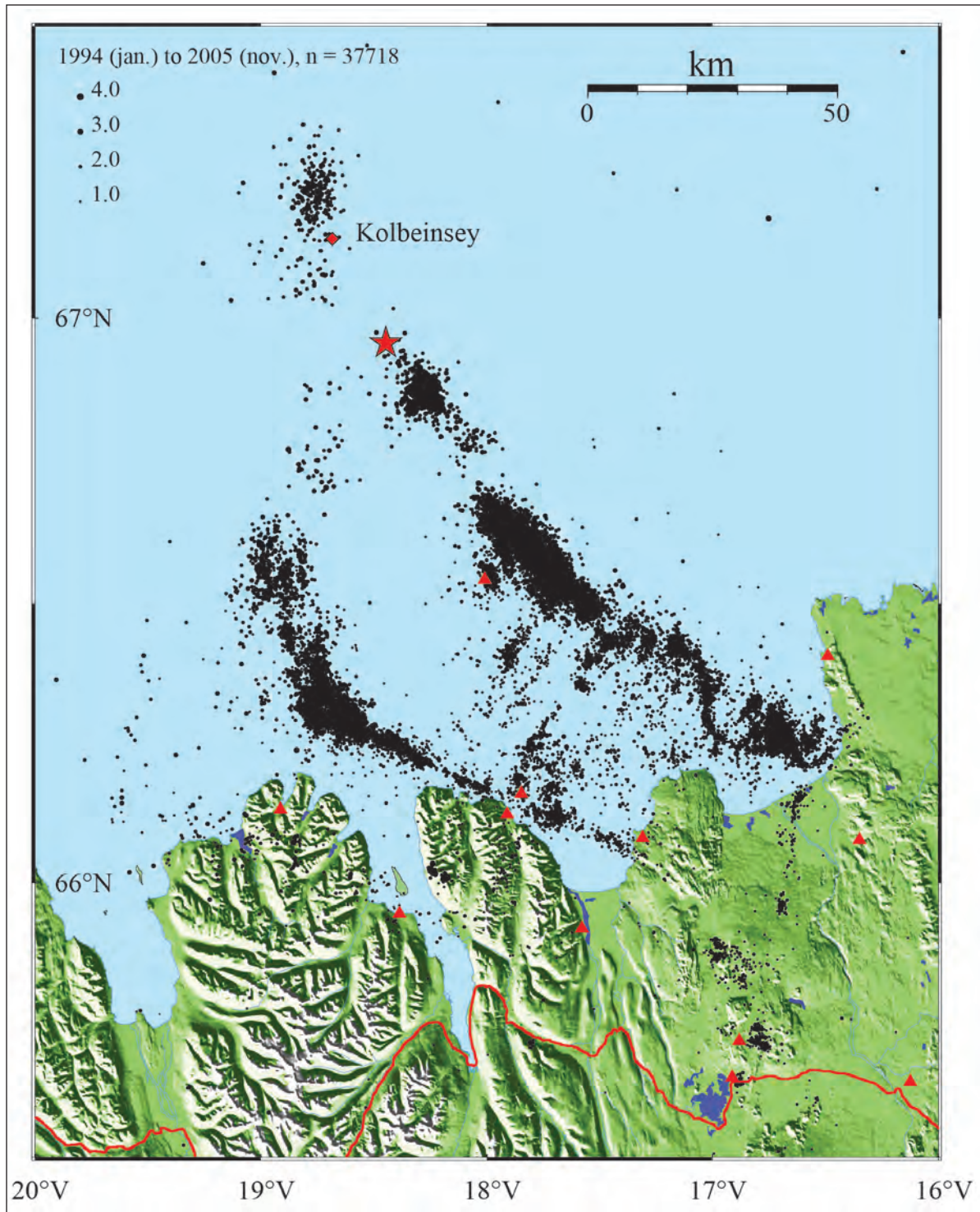


Bild 8. Lokaliserade jordskalv i den norra delen av den norra vulkanzonen, Tjörneszonen och Kolbeinseyryggen mellan 1994 och 2005. Kolbeinsey är mycket liten så den är representerad med en röd romb. De röda triangelarna är SIL stationer och den röda stjärnan är det största jordskalvet (MW 5,8) inom tidsperioden, som skedde den 16 september 2002.

på den maximala överlagringen är avsaknaden på zeoliter som sträcker sig ner till omkring 200m djup. Det är troligt att den glaciala erosionen inte har nått speciellt djupt då en plan yta som plåtarna är intakt, ty måste erosionen verka som en osthyvel lager för lager. Det är troligare att erosionen effektivt verkade längs dalarna och var tämligen patetisk mellan dessa.

Plio-Pleistocen

Mot öster ligger övergången till den Plio-Pleistocen-formationen, där övergången från Tertiär till Plio-Pleistocen bergarter hänförs till en omkastning av magnetfältet (Mammoth händelsen). Det är vid denna tidpunkt (3,3 Ma) som tilliter (glaciala sediment) börjar att förekomma mera frekvent i sekvensen. I stort ser lagerserien ut som den Tertiära, med stora lavaflöden, dock är det en större variation av bergarter. Här mellanlagras lavan av sediment så som tilliter, klastiskt material och fluvialt material. Utbrottsprodukter består inte bara av stora lavaflöden (på torra land) utan det förekommer även utbrott under inlandsisen. Dessa subglaciala vulkaner ger en variation av utbrottsprodukternas utseende.

Övre Pleistocen

Övre Pleistocen innefattar den neovulkaniska zonen och inleds för 0,8 Ma. De vulkaniska bergarterna som bildades under denna period indelas i två huvudtyper; en typ bestående av stora lavaflöden som bildades under interglaciala perioder, och den andra typen bestående av subglaciala kuddlavor- och hyaloklastitbergarter (se sektionen om subglacial vulkanism).

Holocen

De Holocena (< 11000 år) utbrottsprodukterna består framför allt av lavaflöden som har kommit från sprickutbrott och lavasköldar.

De två översta, de Holocena och de överpleistocena grupperna, ingår i den neovulkaniska zonen. Av Islands 103000 km² täcker de Tertiära bergarterna cirka 50000 km² (bild 2).

De största jordskalven som drabbar Island kan nå en magnitud omkring 7; dessa förekommer i de transformförcastningarna (bild 1 och 7), ty här kan en del spänning byggas upp då de två plattorna låses mot varandra. I områden med spridning sker en extensionstektonik och här kan inte jordskalvens magnitud bli större än 4 till 5. Jordskalven inom spridningszonen beror på extension av skorpan, magmarörelser i vulkaner och tryckvariationer i geotermalområden. Jordskalvsaktiviteten är ofta periodisk och kommer i form av jordbävningssvärmar. Utbrott inleds med en ökad seismisk aktivitet, mer eller mindre långt (ibland månader och ibland endast några timmar) innan magman når ytan.

Det digitala tre komponentnätet för mätning av jordskalvsaktiviteten kallas SIL. Förkortningen SIL står för det Södra Islands Lågland då det seismiska nätet som först endast täckte just området där den Södra Isländska Seismiska Zonen (SISZ) finns. Under årens lopp har nätet expanderats till hela landet, men det går under samma förkortning. Det var seismologerna i Uppsala som spelade en avgörande roll för dess uppbyggnad.

Tjörneszonen är en av de mest seismiskt aktiva områdena på Island. Det är inom denna transformförcastningszon som de större jordskalven registreras, och här kan de bli upp till magnitud 7. Denna transformförcastningszon består av två huvuddelar; i nordöst Grímsey lineament och i sydväst Húsa-vík-Flatey förcastningen (bild 1), dessa två framträder med en massiv koncentration av jordskalv på kartan med seismisiteten i Tjörneszonen (bild 8). I och med att vulkanutbrotten i Krafla började 1975 så ändrades spänningsfältet i området där den norra vulkanzonen ansluter till Tjörneszonen. I och med detta låstes den sektionen av Húsa-vík-Flatey förcastningen som finns på land helt, och aktiviteten flyttades till den sydöstligaste delen av Grímsey lineament i Öxafjörður (bild 1). 🍌

Exkursionen

Exkursionen koncentrerar sig på seismologi, tektonik och vulkanologi i den norra vulkanzonen och transformförkastningarna i Tjörneszonen. Allt detta presenteras i ett sammanhang och hur dessa tre interagerar.

Bild 9 anger exkursionslokalerna; de ordinarie och några extra lokaler. I västra delen av området (Akureyri) finns de Tertiära ($> 3,3$ Ma) flodbasalter som har runnit ut på land (bild 10a). Där enskilda lavaflöden kan följas många kilometer. Endast intrusioner nära centralvulkaner (Tertiära) bryter upp den randiga sekvensen (bild 4). Den Tertiära sekvensen avslutas uppåt med en plan överyta som erosionen skurit ner igenom. De senare och återkommande glaciationerna har varit ytterst effektiva och har skapat ett alpint fjordlandskap. Mot öster ligger övergången till den Plio-Pleistocen-formationen, där övergången från Tertiär till Plio-Pleistocen bergarter hänförs till en omkastning av magnetfältet (Mammoth händelsen). Det är vid denna tidpunkt ($3,3$ Ma) som tilliter (glaciala sediment) börjar uppträda i sekvensen för första gången. I stort ser lagerserien ut som den Tertiära, med stora lavaflöden, dock är det en större variation av bergarter. Här mellanlagras laven av sediment så som tilliter, klastiskt material och fluvialt material. Utbrottsprodukter består inte bara av stora lavaflöden (på torra land) utan

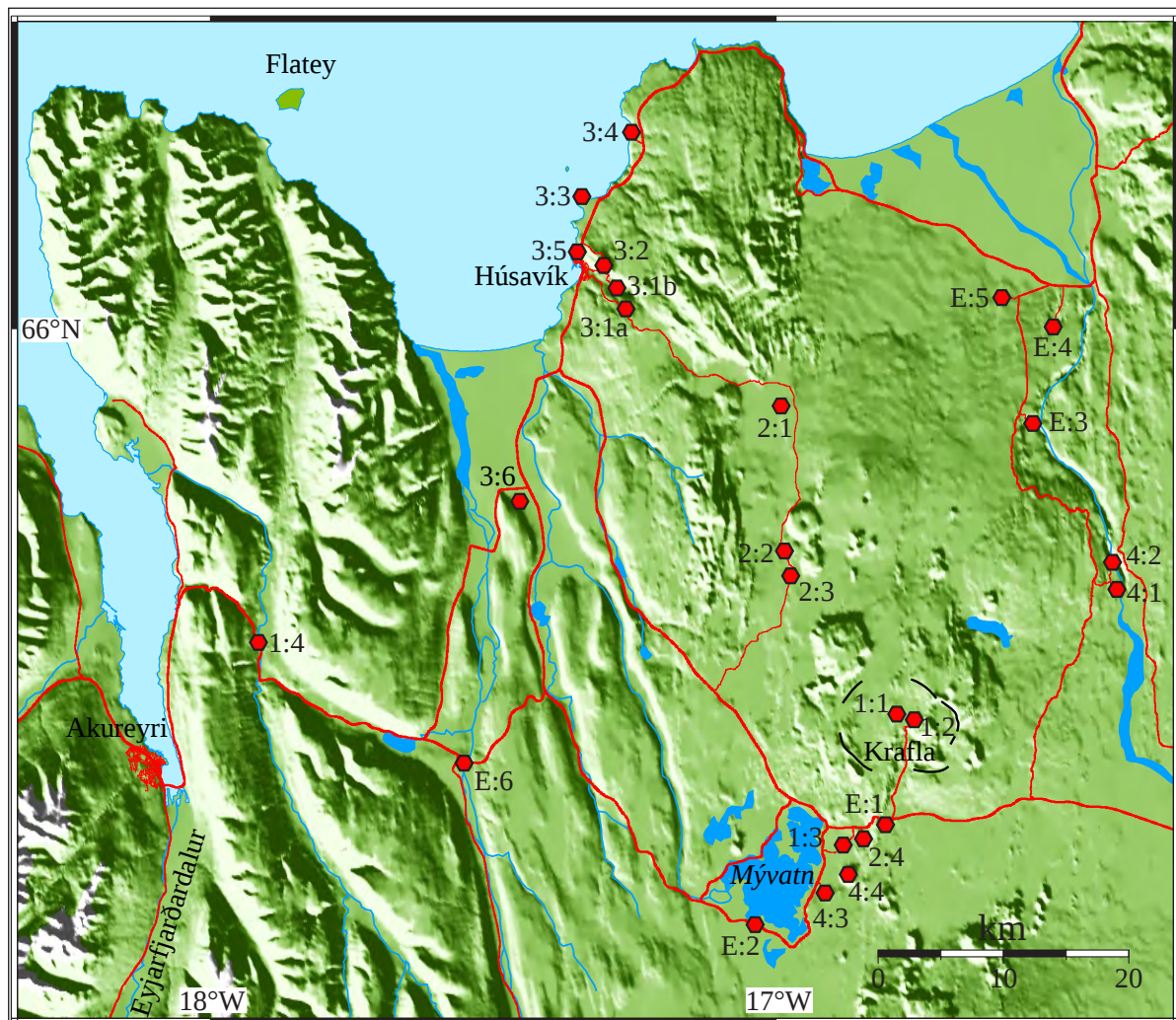


Bild 9. Exkursionslokaler, där första siffran är dagen och andra antalet stopp. Lokaler som har ett E främst är extralokaler. De röda strecken är ett urval av vägnätet.

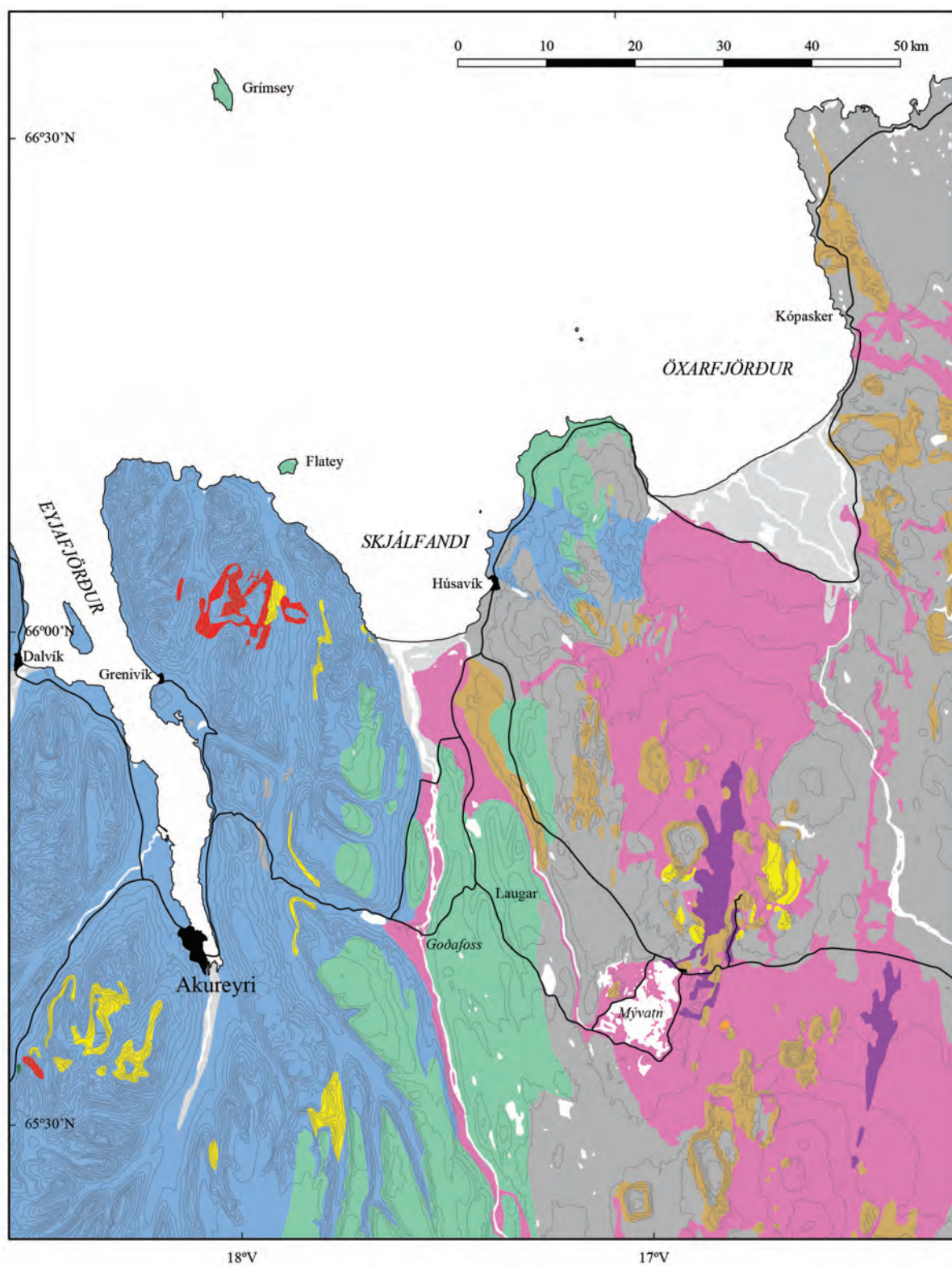


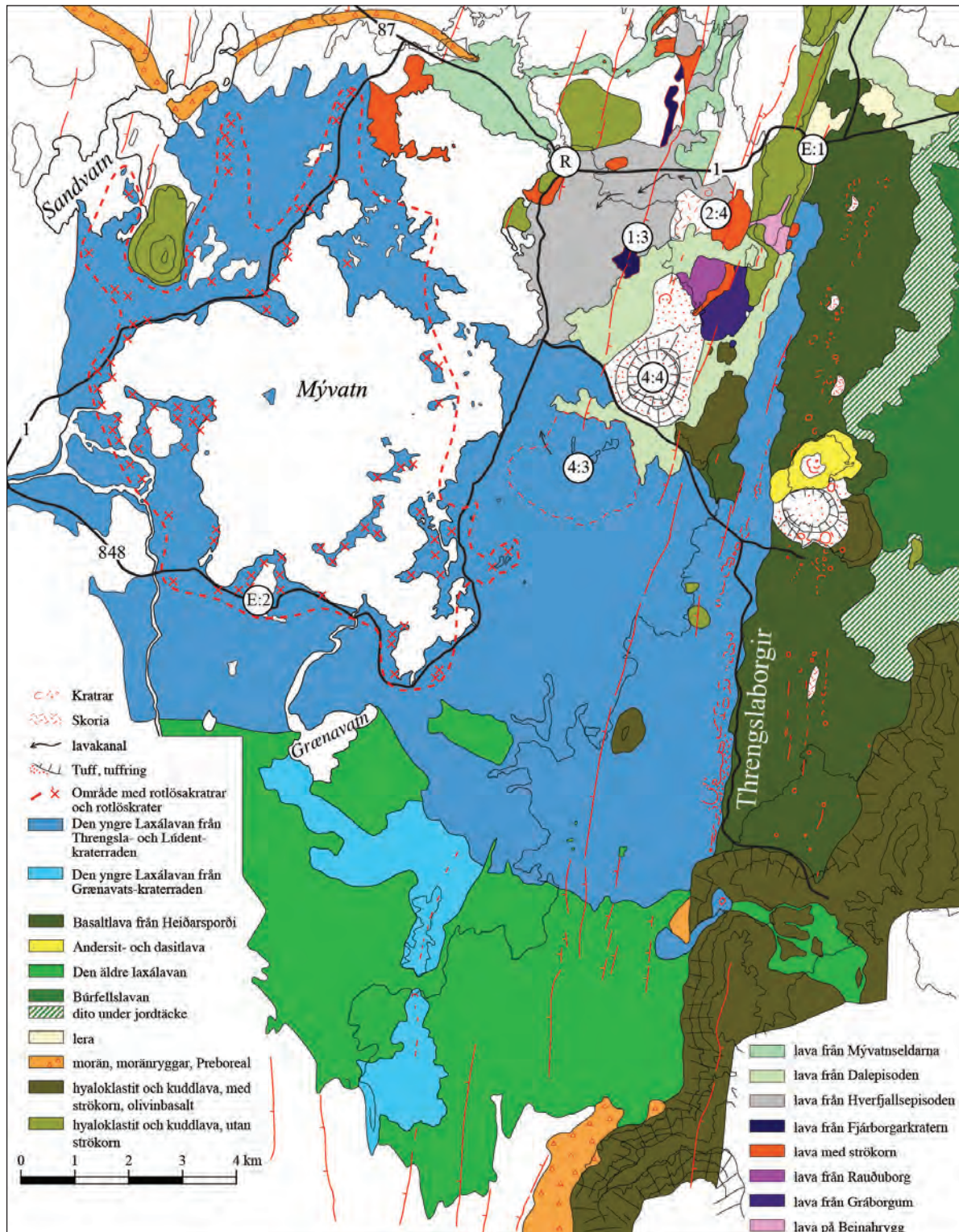
Bild 10a. Geologisk karta över exkursionsområdet på norra Island (modifierad från förlaga av Jóhannesson & Saemundsson (2009). Publicerat med tillstånd från Islands naturhistoriska institut.

det förekommer även utbrott under inlandsisen. Dessa subglaciala vulkaner ger en variation av utbrottsprodukternas utseende. Övre Pleistocen innefattar den neovulkaniska zonen och inleds för 0,8 Ma sedan. De vulkaniska bergarterna som bildades under denna period indelas i två huvudtyper; en typ bestående av stora lavaflöden som bildades under interglaciala perioder, och den andra typen bestående av subglaciala kuddlavor- och hyaloklastitbergarter (se sektionen om subglacial vulkanism). De Holocena (< 11 000 år) utbrottsprodukterna består framför allt av lavaflöden som har kommit från sprickutbrott och lavasköldar.

Det var i Öxarfjörður som det största jordskalvet (M 6,5 den 13 jan 1976) inträffade under Kraflaepisoden (1975–84). Aktiviteten i Húsavík–Flatey förkastningens östra del (öster om Flatey) har tilltagit allt mer efter att Kraflaepisoden tog slut i och med det sista utbrottet 1984. På bild 8 är den del av Húsavík–Flatey förkastningen som ligger på land helt seismiskt inaktiv, dock sker en plattrörelse längs denna plattgräns, det vill säga att det byggs upp spänning i området. Metzger et al. (2011) har med GPS mätningar från 2006 till 2010 visat att 1/3 av plattspridningen (längs transformförkastningen) sker i Húsavík–Flatey förkastningen, och 2/3 sker i Grímsey lineament. De senaste stora jordskalven (M 6,5) som har drabbat Húsavík inträffade 1872. Så länge det inte sker några jordskalv längs landdelen av förkastningen byggs en spänning upp och ju längre tid som passerar desto större blir jordskalvet. Det finns dock en maxgräns för hur mycket spänning som kan byggas upp och det är skorpan tjocklek (anläggningsytan) som är den begränsande faktorn, vilket betyder att jordskalven inte blir större än magnitud 7. Den 16 september 2002 inträffade ett M_w 5,8 jordskalv i Tjörneszonen som hade sitt epicenter 50 km nordnordväst om Grímsey (bild 8). Det senaste större jordskalvet (M 5,6) i Tjörneszonen inträffade i oktober 2012. 🍌

	Nutida sediment
	Basaltisk och intermediär lava, postglacial (yngre än AD 871)
	Basaltisk och intermediär lava, postglacial (äldre än AD 871)
	Sur lava, postglacial (äldre än AD 871)
	Sura extrusiv, Tertiär och Pleistocen (äldre än 11000 år)
	Basaltisk och intermediär hyaloklastit, kuddlava och tillhörande sediment som tillhör översta Pleistocen (yngre än 0,8 Ma)
	Basaltisk och intermediär interglaciala och supraglaciala lavar med inlagrade sediment som tillhör översta Pleistocen (yngre än 0,8 Ma)
	Basaltisk och intermediära extrusiva bergarter med inlagrade sediment som tillhör översta Pliocene och understa Pleistocen (mellan 0,8–3,3 Ma)
	Basaltisk och intermediära extrusiva bergarter med inlagrade sediment som tillhör översta Tertiär (äldre än 3,3 Ma)
	Basaltisk och intermediära intrusioner, gabbro, dolerit och diorit
	Sura intrusiv, ryolit, granofyr och granit

Bild 10b. Förklaring till den geologiska kartan i bild 10a.



R Reykjahlið **1:3** Grjótagjá **2:4** Jarðbaðshólar **4:3** Dimmuborgir **4:4** Hverfjall **E:1** Namaskarð **E:2** Skútustaðir

Bild 11. Geologisk karta över Mývatnsområdet. Baserat på Sæmundsson (1991:60). Publicerat med tillstånd från författaren och bokens redaktör.

Dag 1: Krafla, Mývatn och Fnjóskadalur

Vi åker från Akureyri till Mývatn. På vägen passerar vi successivt yngre lavar (från 10 till <0,8 Ma). Mývatn är beläget i recenta lavar (< 11000 år). De yngre lavaflödena känns lätt igen eftersom de inte har blivit glacierade. Från Mývatn fortsätter vi till Krafla. Här började Krafla-eldarna i december 1975 och pågick fram till september 1984. Vi besöker Krafla och Mývatn för att lära om vulkaniska processer (bilderna 11 och 12). Vårt huvudsakliga mål med den här exkursionen är att studera jordbävningar, men när vi är på Island så vore det synd att inte besöka några av världens mest spektakulära vulkaniska landskap. Dessutom är jordbävningar och vulkanisk aktivitet nära relaterade. Krafla är belägen i den norra vulkanzonen, som är en del av den mittatlantiska ryggen.

Vulkanen Krafla har sitt namn efter berget Krafla, som ligger på vulkanens östra kant. Den äldsta exponerade berggrunden i Kraflaområdet är troligen 200000 år gammal. Den består endast av vulkaniska bergarter som har bildats i två typer av miljöer, glacial (istid) eller interglacial (varm period). Dessa två olika miljöer medför att material från vulkaniska utbrott har helt olika utseende trots att de har samma sammansättning. Under istider sker utbrotten i vatten (smält glaciäris) och bildar hyaloklastit i motsats till utbrott som sker på land, där lava flyter ut i terrängen. Dessa två textuellt distinkta bergarter bildar en stratigrafi för de 200000 åren med omväxlande varmperioder och istider. I Kraflaområdet finns det två varmperioder (med lavaflöden) och två istider (med hyaloklastit) innan Holocen. På de geologiska kartorna över Krafla (bild 12) finns en kaldera markerad, men den syns inte i naturen. För att förstå denna tolkning måste man gå tillbaka till den karterade utbredningen av bergarter, som bildas innan kalderan bildades.

Dessa bergarter finns endast utanför kalderan och återfinns inte i dess inre, varken på ytan eller i borrhälar. Detta är grunden för tolkningen av kalderan, dvs. avsaknaden av bergartsled som är äldre än densamma. Berggrundskartan (bild 12) visar de exponerade bergarter i Kraflaområdet som har bildats före Weichselglaciationen (ca >110000 år). De äldsta bergarterna finns i den nordöstra delen av området vid Eilífsvötn, som från botten består av kuddlava och tuff med lava överst. I nedre kanten av Hágöng (Híldarhagi) finns hyaloklastit, som tillhör den äldsta sekvensen. Dessa överlagras av en sekvens lavaflöden, som har upp till 30 m tjocklek. Dessa lager stupar utåt, bort ifrån Kraflaområdet (mot nordöst). Dessa lavaflöden extruderades under Holstein interglacialen (varmperiod).

Den berggrund som finns exponerad bildades under Saale istiden och består av hyaloklastit. Den finns främst i den nordöstra delen av området. I Hágöng finns två stora massiv av hyaloklastit. I den yngsta formationen av dessa två (den nordligaste) ligger basaltlava på toppen av hyaloklastiten, vilket betyder att utbrottsprodukterna byggdes upp över vattenytan och att lava strömmade ut på land. Nästa sekvens av lavaflöden bildades under Eem interglacialen (varmperiod). Basaltiska lavaflöden finns exponerade runt omkring kalderan, och dessa flöden kan ha en sammanlagd tjocklek av upp till 30 m. Det finns även ryolit i området, men endast i små volymer. Den första delen av Weichsel glaciationen börjar för omkring 115000 år sedan.

Hyaloklastitryggen i Hágangnahali bildades under detta skede. På dess topp finns extruderad lava, vilket indikerar att isen har varit tunn vid denna tid. Den första framstötten av Weichsel istiden mattas av (ca 100000 år) och Kraflaområdet var mycket sannolikt islöst. I denna miljö skedde ett stort utbrott, som genererar en tjock (15–50 m) och vida utbredd sekvens av tuff. Dess maktighet är störst på den västra sidan av Hágöng (40–50 m) och detta tolkas så att eruptionens centrum låg nära berget Krafla. Den undre delen av tuffen är sintrad (welded) tuff och är kraftigt röd, vilket beror på oxiderat järn (Fe(III)). Mot toppen av lagret övergår färgen till grått. Med ökat avstånd från Krafla minskar sintringsgraden och fragmentens storlek. Denna sintrade tuff finns på båda sidor av plattgränsen och täcker idag ett område på 25–30 km². Den bildades i ett pyroklastiskt flöde i samband med ett explosivt utbrott, där flödet draperade ett stort område kring vulkanen. I samband med detta utbrott bildades kalderan, som idag är

10 km i öst-väst och 8 km i nord-syd. Kalderan torde ha varit cirkulär när den bildades med 8 km diameter, så utdragningen på 2 km i öst-väst beror på plattspridningen på 2 cm/år. Detta ger en grov datering av kalderan till 100 000 år. Utbredningen och avsaknaden av den sammansvetsade tuffen ger kalderans gräns på den östra och västra sidan om plattgränsen.

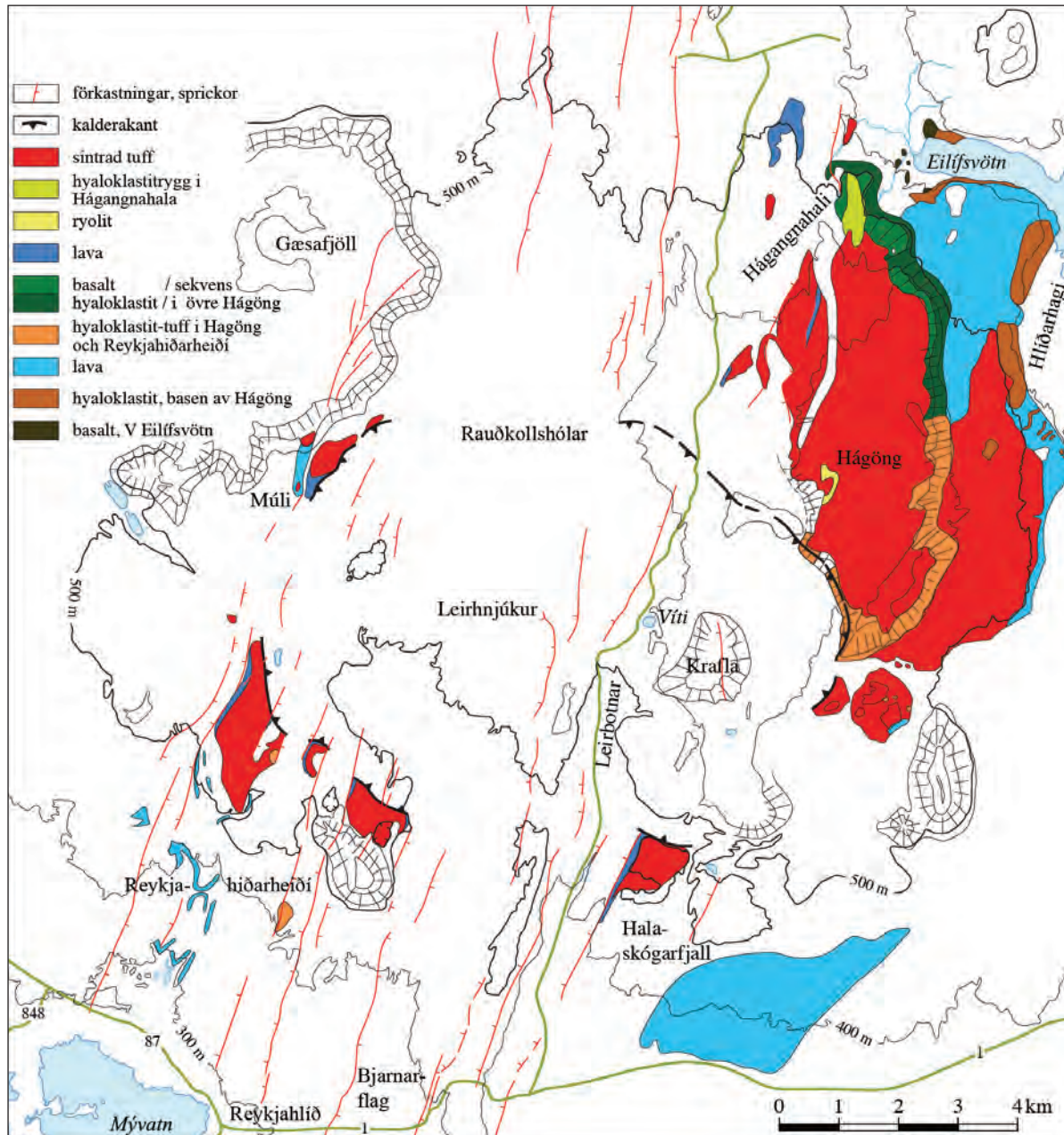


Bild 12. Exponerad berggrund i Kraflaområdet äldre än 100 000 år. Baserat på Sæmundsson (1991:29), publicerat med tillstånd från författaren och bokens redaktör.

1:1. Leirhnjúkur

Avstånd: Hela turen 5–6 km/Terräng: Svår

Från Reykjahlíð sväng österut (väg 1). Kör till avtagsvägen till Krafla (väg 863). Kör till parkeringsplatsen vid Leirhnjúkur (65°42'46.33"N 16°46'25.23"V) gå längs vandringsstigen (bild 13) stanna till vid en förkastning (a) och fortsätt till den norra änden av Leirhnjúkur där samling sker på träplattformar vid de geotermala källorna (c). Fortsätt mot norr till en konformad krater Hof som började bildas 1728, gå på den västra sidan av kratern till en spettekakakrater (e) och sedan vidare till en lavasjö (f). Sedan går färden över de nya lavafälten till stopp (g). Därefter fortsätter vandringen till en kraterrad (h). På vägen tillbaka ser vi bl a hyaloklastit (j) och kuddfragment (m). Sedan till det första stoppet (a) och sedan fortsätter man samma väg tillbaka till parkeringen.



- a) förkastning
65°43.017'N, 16°46.910'V
- b) lavakant
65°43.086'N, 16°47.022'V
- c) hydrotermalområde
65°43.318'N, 16°47.267'V
- d) lavatunnel
65°43.381'N, 16°47.314'V
- e) spettekakakrater
65°43.606'N, 16°47.456'V
- f) lavasjö
65°43.663'N, 16°47.493'V
- g) lavafält med lavabollar
65°43.733'N, 16°47.356'V
med replava
65°43.721'N, 16°47.348'V
- h) kraterrad 1975–84
65°43.732'N, 16°47.528'V
- i) tömd lavasjö
65°43.296'N, 16°47.596'V
- j) hyaloklastit
65°43.138'N, 16°47.468'V
- k) Hrekkur
65°43.068'N, 16°47.516'V
- l) kuddlava (lite omvandlad)
65°43.037'N, 16°47.515'V
- m) kuddfragment i hyaloklastit
65°42.985'N, 16°47.360'V

Bild 13. Flygbild över Leirhnjúkur med stopp a till m, bild från Google Earth. Kratern Hof började bildas i december 1728, under Mývatneldarna

I mitten av den utkarterade kalderan finns en hyaloklastitrygg som heter Leirhnjúkur, vilken har en nord-sydlig orientering. Ryggen bildades under den senaste istiden då en eruptionsspricka öppnade sig under glaciären, längs plattgränsen. Under Mývatneldarna åren 1724–29 öppnades de flesta eruptionssprickor nedanför Leirhnjúkurs västra sluttningar och längs plattgränsen hela vägen till kalderans norra kant.

Det var också vid Leirhnjúkur som Kraflaeldarna (1975–84) inleddes med ett litet utbrott den 20 december 1975, som kallas Hrekkur (k) i bild 13. Den grunda magmakammaren ligger med sitt centrum nästan direkt under Leirhnjúkur på 2,5–3 km djup. Det var igenom denna magmakammare som det mesta av materialet passerade. Först fylldes kammaren och när ett kritiskt tryck nåddes lämnade materialet magmakammaren. Detta skedde mer än 20 gånger under utbrottsepisoden. Vid nio tillfällen nådde materialet ytan med ett utbrott som följde. Vid de andra tillfällena då magma lämnade magmakammaren rörde sig materialet lateralt längs plattgränsen och bildade gångar som bygger upp ny skorpa. Under spridningsepisoden skedde en breddning av skorpan med upp till 9 m. Spridningen var emellertid inte så stor längs hela den aktiva delen av Kraflas spricksvärm. Under Kraflaeldarna var en 70–80 km lång del av spricksvärmen aktiv; från Bjarnarflag (bild 12) i söder till Öxarfjörður i norr (bild 10a). Vid utbrotten bildades också matargångar och dessa bidrog också till skorpan uppbyggnad. Under hela Kraflaepisoden tillfördes cirka 1 km³ material till den översta skorpan (0–5 km). Därav nådde 0,25 km³ ytan genom utbrott och denna lava täckte ett 36 km² stort område. För en mera utförlig redogörelse för Kraflaeldarna se artikeln i Geologiskt forum av Sturkell (2005).

I vulkanen Krafla finns ett omfattande geotermalsystem. Ytmanifestationer av det kan bland annat besökas vid Leirhnjúkur. Denna palagonitiserade hyaloklastitrygg (tuff) ligger nästan mitt i Kraflakalderan och dess längdriktning följer plattgränsens riktning. Det är troligt att ryggen bildades i ett sprickutbrott under Weichsel istidens senare del. I ryggens bas i dess sydliga del finns kuddlava (l), som överlagras av hyaloklastit (j & m). Denna hyaloklastit är ibland massiv och ibland lagrad. Det finns också flera lager med en graderad skiktning, från grov till finare och korsskiktning kan också observeras. I ryggens norra del finns ett aktivt hydroter-



Bild 14. Lava från Kraflaeldarna. Foto: Erik Sturkell 1991

malområde (c). Hyaloklastit som har råkat ut för hett vatten under en längre tid har blivit helt sönderkokt och är numera mest lera. De delar av Leirhnjúkur som inte är gräsbevuxna täcks till största delen av en gulbrun lera. Det finns också delar med lera i en mängd olika färger. Sådana områden är farliga ty de kan visa sig vara endast en tunn lerskorpa, som täcker en kokande lergryta. Det bästa är att undvika leran helt och att använda spångarna. Då är man helt säker och skorna blir inte kladdiga. Geotermisk lera är kladdigare än normal lera och den kan göra vilken busschaufför som helst förtvivlad och det vill vi inte se! Vid Leirhnjúkurs norra ände finns en utsiktsplattform (c) där man kan se de bubblande lergrytorna. Det finns utfällningar i olika färger. De vita och gråa är kisel, gula och gröna är svavel, och röda och gröna är järnoxider. Geotermalsystem i aktiva vulkaner drivs av intrusioner (gångar, magmakammare etc.) som långsamt svalnar; ju bättre vattencirkulation desto effektivare avkylning. Sprickor och förkastningar gör vattencirkulationen effektivare och geotermala ytmanifestationer följer tämligen ofta förkastningar.

Mellan Leirhnjúkur och Rauðkollur kommer vi att se och gå på lava från Kraflaelderna (bild 14) och studera dess morfologi. De två huvudtyperna av lava är replava eller "pahoe" (bild 15) och blocklava eller "aa" (bild 16). Basaltisk lava är lättflytande och bildar ofta replava, dock förekommer blocklava i basaltiska flöden. Blocklava är den långt vanligaste typen för andesitiska lavar och i än större utsträckning för ryolitiska flöden.

Lava som flödar ut från vulkaner har olika utseende vilket tillskrivs dess viskositet (den inre friktionen), om lavan är lättflytande – låg viskositet, eller trögflytande – hög viskositet. Det är lavans sammansättning (så som SiO_2 -halt, volatillinnehåll, kristallinnehåll) och dess temperatur som kontrollerar viskositeten. Ju högre temperatur ju mer lättflytande lava.

Temperaturen hänger samman med SiO_2 -halten ju högre temperatur ju lägre SiO_2 -halt, så basalt är mera lättflytande än ryolit. Det är fler fysiska parametrar som påverkar, så som volatil innehåll (gaser främst H_2O och CO_2), ju mer gas ju mera explosivt. Ett blocklavaflöde har generellt en brantare front ju högre viskositet.



Bild 15. Replava eller "pahoe" från Kraflaeldarna. Foto: Erik Sturkell 2012



Bild 16. Block (eller "aa") – lava. Foto: Alasdair Skelton



Bild 17. Lava som bildades under Kraflaeldarna (nov. 1981) som är en uppbruten replava. Ytan av lavan stelnade och efter detta har ett senare flöde pressat på från sidan; då har lava spräckts upp och allt har skjutits ihop. Detta ger ett intryck av block- (eller "aa-") lava, dock är de en uppbruten replava ("pahoehoe"). Foto: Erik Sturkell 2010

De andesitiska (52–65 % SiO_2) lavaflödena kring Hekla ger en lavafront, som når upp till tio meters höjd, och obsidian (> 65 % SiO_2) flödena i Torfajökullområdet kan bli mer än femtio meter höga. Samma basalt kan ge både blocklava (aa) och replava (pahoehoe) och vad det blir beror på flödes hastigheten. Vid snabba flöden kan blocklava bildas av samma lava som bildar replava i något lugnare flödes hastigheter. Blocklava bildas i vad man kan beskriva som ett turbulent flöde och replava kan liknas med ett laminärt flöde. En rotlös sköld (se appendix) som är uppbyggd av replavaflöden, kan vid en kollaps då flödet är högt bilda blocklava. Replava som har brutits upp och sedan pressats samman har skapat ett block hav (bild 17), som ibland kan täcka områden av varierande storlek eller förekomma som ryggar. Dessa områden (eller ryggar) av ihoptryckt replava kan ge intryck av blocklava.

Vi kan också studera spettekakakrater (eng. spatter cones) (bild 18). Den smälta lava, som kastas upp ur kratern i lavafontäner och faller mot marken efter en kort luftfärd där det inte ges någon tid att kallna. När dessa landar vid sidan av kratern är de fortfarande glödande och därigenom lättformade och blir då utplattade vid nedslaget. Med ett stort antal lava "kakor" som lagras på varandra kommer en kratervägg att byggas upp runt kratern och en så kallad spettekakakrater bildas. Spettekakakratern är låg med branta kanter och består av ihopstelnade lava "kakor", runt en eruptionskrater eller eruptionsspricka.

Leirhnjúkar (bilderna 12 och 13) är en hyaloklastitrygg, som bildades vid en subakvatisk sprickerupruption. Explosiv vulkanism producerade en blandning av glasskärvor och block i olika storlekar av vulkaniskt material. Den gula färgen bildades i efterföljande förändringar av de vulkaniska sedimenten (palagonitisering).

En subakvatisk eruption genererar lavaformer som skiljer sig från dem som bildas i lava erupterad på land. Den mest typiska formen av subakvatiskt avsatt lava är den så kallade kuddlavan och hyaloklastiter.

Kuddlavor

Bildningen av kuddlavor (bild 19) sker då lava extruderar i vatten, is eller fuktiga sediment. Kuddlava kan inte bildas utan en akvatisk komponent, vanligen havsvatten. I längdsnitt däremot består kuddlava av sammanbundna lavatuber och lober (bild 20). På ytan av kuddarna bildas en kylkontakt som oftast är glasig. Den uppvisar också ett intrikat sprickmönster. På ytan hos basaltiska kuddar består avkylningskontakten av basaltiska glas, nämligen sideromelan och tachylit. Kudden kan ha en radiell "pelarförklyftning" eller ett sköldpaddeliknande sprickmönster (bild 19). Typen av sprickmönster påverkar utseendet hos fragmenten om kuddlavan skulle breccieras och bilda en kuddbreccia. Kuddlavan i basen av Leirhnjúkur har blivit till viss del hydrotermalt omvandlad och det första som omvandlas är avkylningskontaktens basaltiska glas. Bild 19 visar en kuddlava som ej har börjat omvandlas, medan i Leirhnjúkur har kuddlavan blivit mer eller mindre omvandlad (stopp 1).

Hyaloklastit

Hyaloklastit bildas genom fragmentering av subakvatiska magmor. Nedbrytning genom snabb avkylning drabbar lavor som rinner ut i vatten, erupterar i vatten eller subglacialt och magmor, som intruderar i okonsoliderade vattenmättade sediment.

Huvudprocesserna som genererar vulkanoklastiskt material i en subakvatisk miljö är:

1. Magmatisk fragmentering
2. Ångexplosioner a. i kontakten magma/vatten och b. i magma
3. Temperaturspänningar

1. Magmatisk fragmentering

Magmatiska volatiler kan expandera och fragmentera en lava som rinner ut i vatten under förutsättning att det hydrostatiska trycket är tillräckligt lågt. Med andra ord, om det bildas en för stor tryckskillnad mellan trycket i volatilerna och det hydrostatiska trycket,



Bild 18. Spettekakakrater, stopp e, (spatter cone) längs en eruptionsspricka bildad under Krafla-eldarnas slutskede. Där "kakorna" har regnat ner från lavafontänerna i kraterns närhet byggs kratersidorna upp av de glödheta fragmenten. Foto: Erik Sturkell 2010



Bild 19. Kuddlava i tvärsnitt från Stapafell på Reykjanes. Foto: Erik Sturkell 1998

så fragmenteras lavan. Det finns en korrelation mellan vattendjup och ursprunglig mängd volatiler genom att ju större volatilttrycket blir desto större djup kan fragmentering ske på. För en tholeiitisk basalt ($< 0.5\% \text{ H}_2\text{O}$) kan fragmentering ske ned till ca 200 m djup. För alkalibasalter ($< 2\% \text{ H}_2\text{O}$) kan fragmentering ske på djup ner till 1 km och även på ännu större vattendjup för vattenrika basalter (Kokelaar, 1986).

2. Ångexplosioner

Man kan dela in ångexplosionsgenererade processer i två typer: ångexplosioner som sker i kontakten mellan vatten och magma, och ångexplosioner som sker inne i magman.

Ångexplosioner i kontakten magma/vatten

Den ångfilm som bildas på ytan av en magma då den kommer i kontakt med vatten är instabil och expanderar häftigt för att sedan kollapsa. Detta sker på några milli- till mikrosekunder. Dessa reaktioner på magmans yta är tillräckligt kraftiga för att fragmentera smältan, varvid den ytterligare blandas med vatten och genererar nya ångexplosioner. Processen är explosiv och kan fragmentera en smälta totalt.

Ångexplosioner i magma

Ångexplosioner kan också bero på att vatten fångats i fickor i magmans omedelbara närhet eller att vatten blir inneslutet av magman. Ett bra exempel på det förstnämnda är då lava flyter ut på ett fuktigt underlag och bildar rotlösa explosionskratrar, så kallade pseudokratrar (bild 21). Exempel på det senare är då magma snabbt intruderat i något vattenmättat sediment. Den huvudsakliga klastbildande processen vid dessa ångexplosioner är en fragmentering av magman runt den explosivt expanderande ångan. Denna fragmenteringsprocess kan ske såväl på land som subakvatiskt. Till vilket djup denna process är verksam är inte helt klarlagt.

3. Temperaturspänningar

När magmadroppar kommer i kontakt med vatten och avkyls sker en värmetransport mot ytan. Då kommer en brant temperaturgradient att bildas mellan centrum och ytan. Då ytlagret stelnar och blir styvt sker detta samtidigt som de inre delarna av magmadroppen fortfarande är i smält form. När sedan de inre delarna kallnar kommer droppen att dra ihop sig mer än vad skalet tillåter och en fragmentering kan då ske av droppen.

Prefixet hyalo- betyder "glasig" och hyaloklastit är glasiga, klastiska aggregat. Hyaloklastit kan bildas ur alla typer av magmor, från basalt till ryolit. Hyaloklastit bildas vid uppsprickning, brecciering och fragmentering av snabbt avkylda lavar och intrusioner. Klasterna bildas in situ genom fragmentering. Det genereras klaster i alla storlekar från mindre än 1 millimeter till tiotals centimeter stora klaster, dock dominerar de mindre storlekarna mängdmässigt. Man kan dela in hyaloklastit i in situ-hyaloklastit och resedimenterad (omlagrad) hyaloklastit. Klasterna i in situ-hyaloklastit kan mer eller mindre passas ihop (pusseltextur). In situ-hyaloklastit är monomikt. Omlagrade hyaloklastiter uppvisar tydliga tecken på transport av materialet såsom lagring och blandning. I och med omlagringen av hyaloklastiten kan de enskilda lagren vara massiva eller graderade (normalt eller omvänt). En del omlagrade hyaloklastiter uppvisar en gradering lateralt med en minskande kornstorlek utåt ifrån källan. Lagringens strykning och stupning kan uppvisa stora lokala variationer.

Hyaloklastit kan även delas in på grundval av magmasammansättningen. Det finns två huvudtyper; hyaloklastit som har bildats ur en basaltisk eller basaltisk-andesitisk lava, och hyaloklastit som bildats ur en sur till intermediär lava. Endast hyaloklastit bildad av relativt lågviskösa magmor (basalt, basaltisk andesit) kommer att behandlas här. Dessa hyaloklastiter förekommer nära sammankopplade med kuddlavor och består av en monomikt breccia av kuddfragment (kuddbreccia) och enstaka kuddar liggande i en finkornig matrix (mellanmassa). Matrixen består av mindre än 1 millimeter till centimeterstora glasfragment som bildats vid



Bild 20. Kuddlava som har runnit ut på botten bildar lavatuber, från Laugarvatnshellar på södra Island.
Foto: Erik Sturkell 2016

fragmenteringen av kuddar (bild 22). Andelen större kuddfragment kan variera från helt dominerande till helt underordnad.

Palagonitisering av basaltiskt glas

Det finns två typer av basaltiskt glas; sideromelan som är ett isotropt, genomskinligt, färglöst till gulaktigt ej omvandlat glas. Tachylit är delvis kristallint och innehåller höga halter av Fe-Ti-oxidmikroliter, som är opaka (ogenomskinliga).

Sideromelan är instabil och urlakning och omvandling kan starta relativt omgående efter bildningen. Processen att omvandla sideromelan kallas palagonitisering och termen palagonit används för den vitrösa genomskinliga, men vanligen gul- till brunaktiga omvandlingsprodukten av sideromelan. De betydelsefullaste elementen som urlakas ur sideromelan är med avseende på volym Na_2O , CaO , Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 och MgO . Sideromelan hydreras och Fe^{2+} oxideras till Fe^{3+} . Denna oxidation ger palagoniten dess rostbruna färg. Jonerna som lakas ut från sideromelan bildar sekundära mineral i hyaloklastiten. De sekundära mineralen bidrar till en ytterligare cementering av bergarten. De vanligaste sekundära mineralen är kalcit, opal och zeolitmineralen chabasit, scolesit och analcim. Smektiter och andra lermineral bildas i palagoniten vid en mera ”höggradig” omvandling (fibropalagonit bildas).

Palagonitiseringen av basaltiskt glas kan gå så snabbt som på några år; omvandlings-hastigheten är främst beroende på fuktigheten och temperaturen. Man har följt palagonitiseringen hos en basaltisk tefra (samlingsterm för pyroklastiska avlagringar) som bildades vid Surtseyutbrottet (1963–1967). Palagonitiseringen och kompakteringen har skett vid temperaturer mellan 35°C och 100°C . I detta fall var ett lågtemperatur-hydrotermalsystem med temperaturer mellan 80°C – 100°C verksamt. Omvandlingen av tefran till massiv palagonitiserad tuff skedde redan efter ett till två år. Palagonitisering går betydligt långsammare i ytlager som utsätts för vädrets makter där temperaturen sällan överstiger 20°C . I sådan miljö kan det gå tusentals år innan någon betydande palagonitisering har skett.

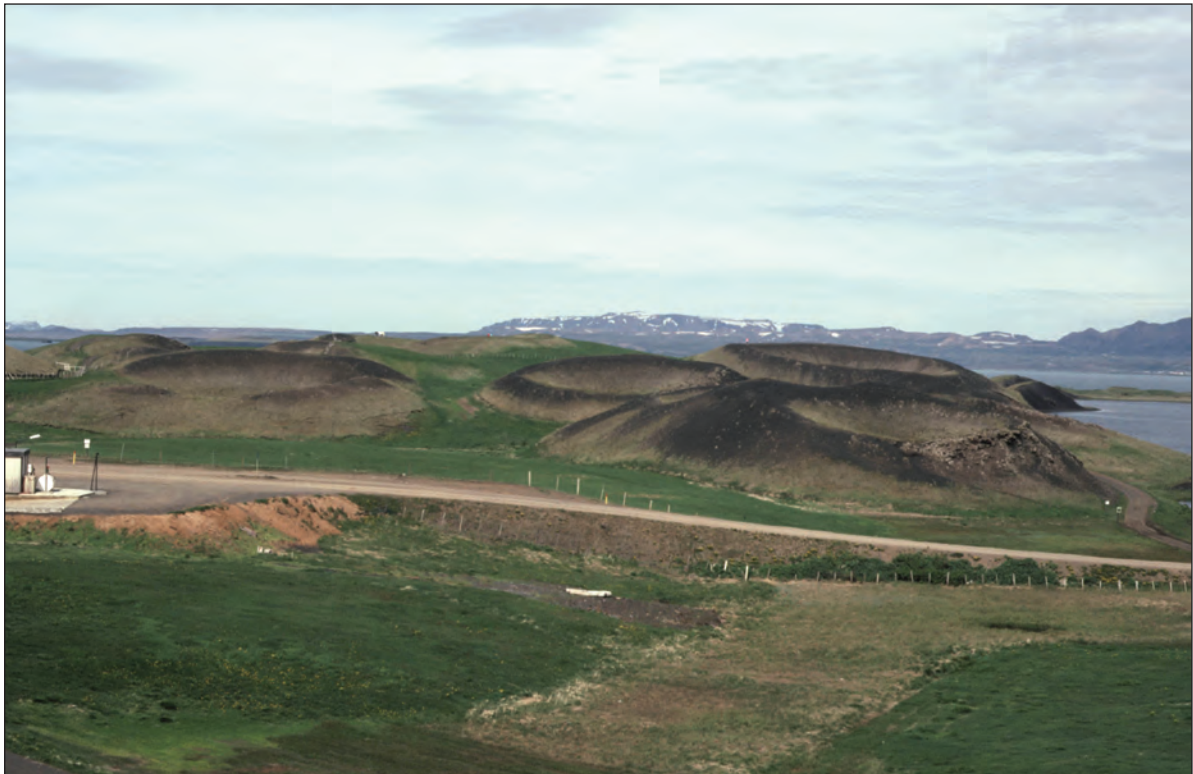


Bild 21. Pseudokratar vid södra stranden av Mývatn (Skútustaðir) – se bild 9 (E:2). De bildades då den yngre Laxárlavan rann ut på ett fuktigt underlag eller i grunt vatten. Pseudokratar är inte äkta vulkaniska kratrar utan bildade genom ångexplosioner. Foto: Erik Sturkell 1991



Bild 22. Hyaloklastit som innehåller kuddfragment (bild från Rauðkollur i Krafla). Skala en Isländsk 1-krona. Foto: Erik Sturkell 2010

Bildningen av en subglacial vulkan (Móbergstapi)

Huvuddragen vid bildningen av en Móbergstapi (bild 23) beskrivs nedan. Smält basalt har en värme som kan smälta tio gånger sin volym av is om basalten får svalna. Det är tre huvudfaser:

1. Det subglaciala utbrottet börjar med att producera kuddlava där kuddlavans utsträckning styrs av isen. Det hydrostatiska trycket favoriserar bildning av kuddlava tills högen av kuddlava har nått ett kritiskt vattendjup. Det är då som vattentrycket inte är tillräckligt för att stå emot det inre trycket av expanderande volatiler. Detta föranleder nästa fas.
2. Det är den subakvatiska explosiva fasen som följer på kuddbildningsfasen. De vulkaniska produkterna är hyaloklastit med kuddbreccia som bildar övergången mellan den första fasen och den andra fasen. Kuddbreccian överlagras av finkorniga hyaloklastittuffer. Denna produktion fortgår tills vulkanen har vuxit över vattenytan, så att vattnet inte längre har kontakt med kratern. Vid detta skede är eruptionen i sin tredje fas.
3. Lava utgjuts på ytan och skapar en lavatopp som består av ett antal lavaflöden, dessa överlagrar den underliggande hyaloklastiten.

1:2. Víti

Avstånd: 0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Från väg 1 sväng av upp mot Krafla längs väg 863. Fortsätt asfaltsvägen till den tar slut. Parkera och gå 10 m (65°43'02.49"N 16°45'25.73"V).

Kratern Víti (bild 24) bildades vid en explosiv eruption i början av Mývatneldarna, 1724–29. Vid explosionen bildades basaltisk tefra och bergartsfragment, huvudsakligen bestående av termiskt påverkad och opåverkad basalt men även fragment från en granofyrintrusion. Mývatneldarna påminde på många sätt om Kraflaeldarna (1975–84). Under en femårsperiod förekom minst sju vulkano-tektoniska händelser (jordbävningar och/eller eruptioner). Lavan nådde till den norra stranden av Mývatn. Diatomitrensningfabriken i Bjarnarflag byggdes på ett av lavaflödena från Mývatneldarna. Den basaltiska lavan som bildades vid Mývatneldarna täcker ungefär 50 km² och har en volym på 0,5 km³. Avståndet från den nordligaste delen av den diskontinuerliga vulkaniska sprickan, till den sydligaste delen, är 18 km. En liten eruption skedde vid Leirhnjúkur 1746.

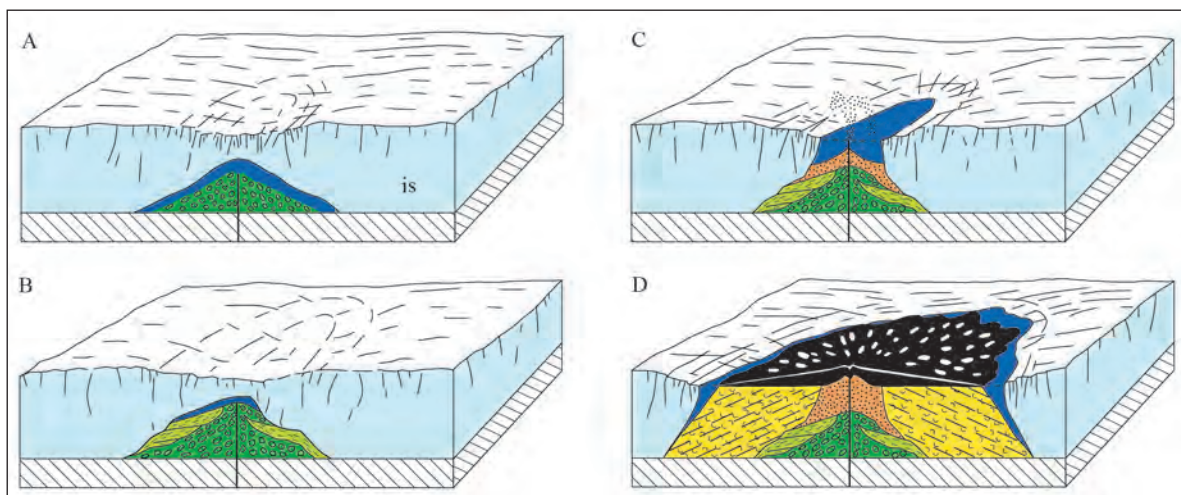


Bild 23. Bildning av en subglacial vulkan. A) kuddlava bildas i en djup smältvattensjö. B) kuddlavan börjar breccieras och bildar kuddbreccia. C) Hyaloklastiter bildas på grunda vattendjup. d) Lava sprider sig över sina egna deltaavlagringar bestående av lagrad breccia (modifierad efter Jones, 1969).

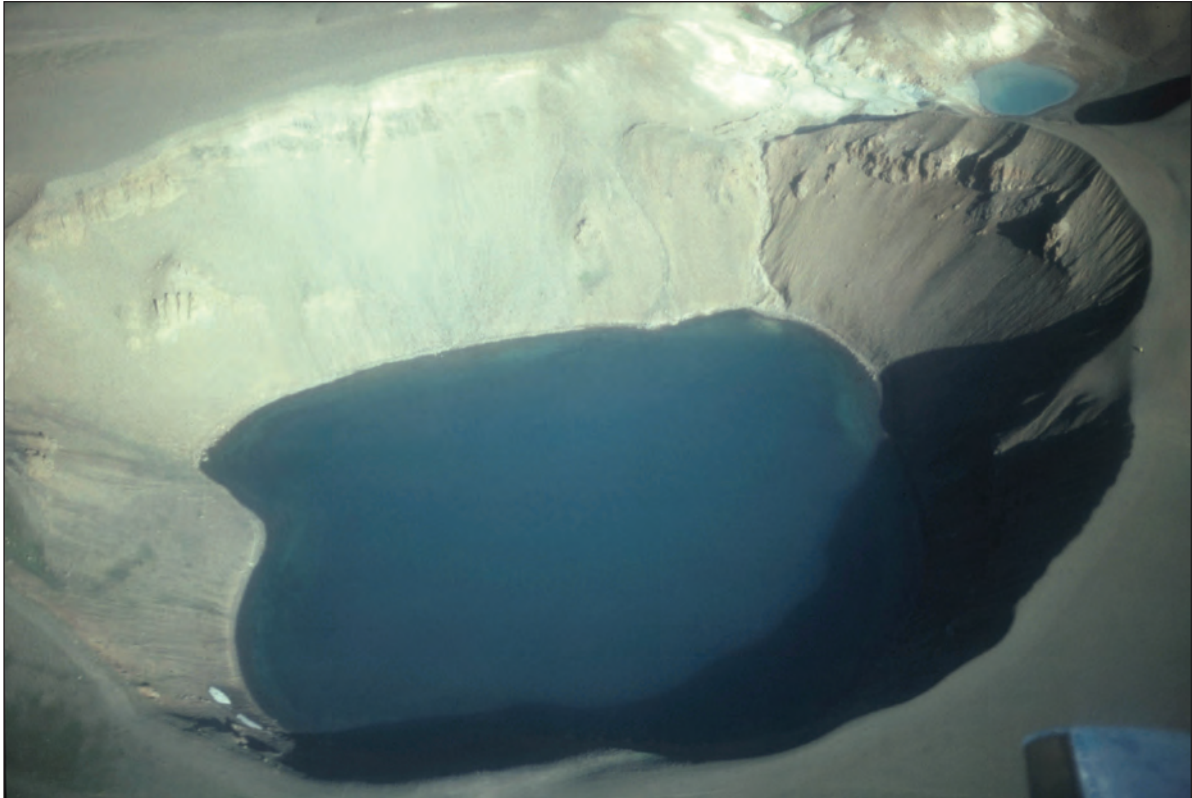


Bild 24. Explosionskratern Víti, med en maximal diameter på 215 m. Foto: Erik Sturkell 1995

1:3. Grjótagjá

Avstånd: <0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt/Badplats

Kör väg 1 västerut, sväng till vänster ungefär 2 km innan Reykalíð (65°38'21.63''N 16°51'53.99''V). Kör 2 km fram till en parkeringsplats på vänster sida (65°37'30.36''N 16°53'01.61''V). Parkera, bassängerna ligger mitt emot parkeringsplatsen.

Formen på Grjótagjá-fissuren bildades vid ett lavaflöde från Hverfjalls eruptionsepisod (2500 år). Grjótagjá kännetecknas av extension. I de centrala delarna av fissursvärmen Krafla syns ena sidan av en gravsänka (graben). Den har bildats genom nedåtförskjutning i öster, till följd av extensionen. Vattnet som flyter genom Grjótagjá-fissuren är en blandning av hett vatten från de geotermala områdena uppströms och kallt grundvatten. Bassängerna i Grjótagjá har ett naturligt tak och är belägna där fissuren är flera meter bred. Det finns två bassänger med separata ingångar, en för kvinnor och en för män. Ju längre bort från det geotermala området desto mer kallt grundvatten uppblandades med det heta vattnet. Det resulterade i en vattentemperatur på 41°C i bassängerna. När Kraflaeldarna började, 1975, steg vattentemperaturen till 59°C. Efter eruptionsepisoden har temperaturen sakta sjunkit: 1989 var det 48,5°C och på sommaren 2007 hade temperaturen sjunkit till 45–46°C.

1:4. Fnjóskadalur

Avstånd: <0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Fnjóskadalur, vilken kommer att passeras dagligen, har längs sina sidor ytterst tydliga strandlinjer vilka förtjänar att omnämnas. Informationen om dessa är hämtade från bl. a. en artikel av Norddahl och Hafliðason (1992) och Norðdahl (1983).

Under den senaste istidens (Weichsel) slutskede (9 500–13 000 år sedan) koncentrerades isströmmarna längs dalar, som går ut mot kusten. Dessa isströmmar fördjupade desamma och förstärkte fjordlandskapet. Mellan de stora dalarna började isfria toppar att sticka upp (nunataker). Isströmmarna nådde långt ut i dalmynningarna och blockerade sidodalarna. Två isströmmar från Islands centrala delar flöt ut längs Eyjafjörður och Bárðardalur med isfronten långt fram (bild 25) mot dalens mynning. Dessa två isströmmar blockerade Fnjóskadalurs utlopp. Fnjóskadalurens utlopp går idag igenom Dalsmynni passet där tröskeln ligger på 40 meters höjd, ut i Eyjafjörður. Fnjóskadalur har också en passage ut till Bárðardalen igenom Ljósavatnsskarð där passpunkten höjd är 120 m. När dessa två passager var blockerade så gick avloppet igenom Flateyjardalsheiði på 200 meters höjd.

Isströmmarna i Eyjafjörður och Bárðardalur flöt fram relativt snabbt så tillflödet och avsmältningen höll närapå jämna steg. Detta gällde inte dalglaciären i Fnjóskadalur utan glaciärfronten flyttades söder ut. I och med att glaciärfronten backade kunde en sjö bildas framför glaciären vars utlopp gick igenom Flateyjardalsheiði. De två glaciärerna i Eyjafjörðurs och Bárðardalurs fronter har dragit sig tillbaka och gjort framstötter mer eller mindre djupt in i sidodalarna och glaciärfronten i Fnjóskadalur har också rört sig fram och tillbaka. Tio cykler

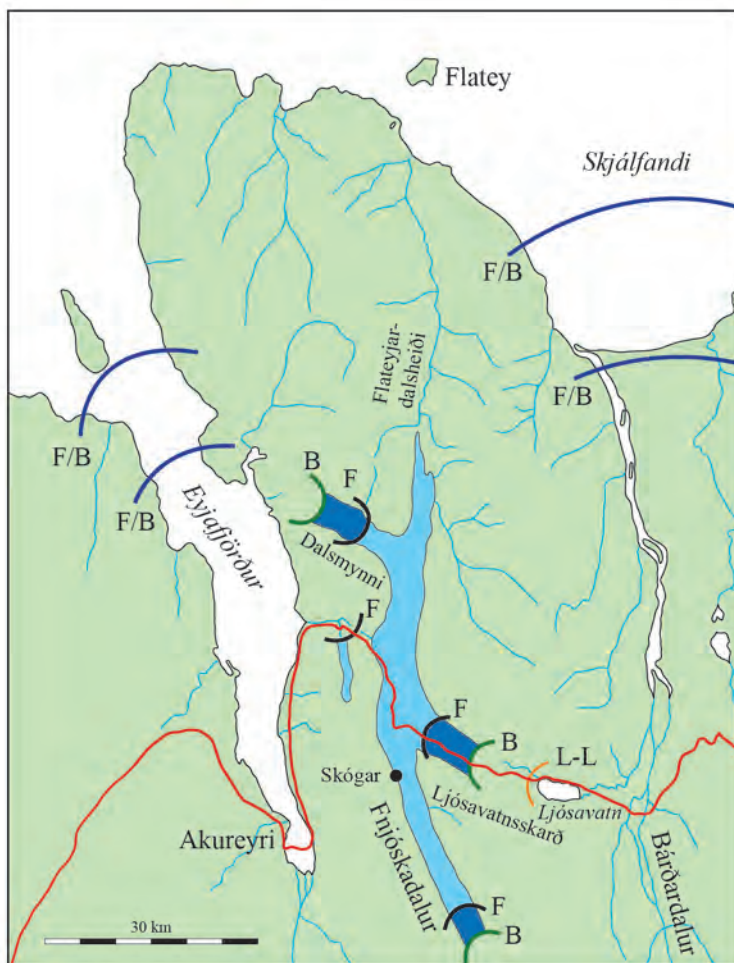


Bild 25. Halvön Flateyja-skagi som ligger mellan Eyjafjörður i väster och Bárðardalur i öster; mellan dessa ligger Fnjóskadalur som har haft en hel rad av isdämda sjöar av olika storlekar. I bilden visas endast de två största, vilka har begränsats av två tydliga islägen, Fornhólar ändmoränerna (F) och Belgsá ändmoränerna (B). Israndlägena (ändmoränerna) i Eyjafjörður och Bárðardalur finns inom ett område som begränsas av två linjer (F/B). De isdämda sjöarna utlopp gick genom Flateyjardalsheiði mot norr, där tröskeln låg på 200 meters höjd. Det var de två isströmmarna som flöt fram i Eyjafjörður och i Bárðardalur respektive, som skapade issjön. Det sista större israndläget låg vid Ljósavatn (L-L). Bilden är omritad efter förlaga från Norddahl och Hafliðason (1992).

av isframstötter och tillbakadraganden har kunnat dokumenteras (Norddahl och Haflidason, 1992), vilka skapat isdämda sjöar. De tidigaste sträckte sig endast några kilometer från tröskeln i Flateyjarðalsheiði. Medan de senare sträckte sig omkring 40 kilometer söder ut. De fyra senaste issjöarna har efterlämnat de tydligaste strandlinjerna.

I en av senaste isdämda sjöarnas avlagringar finns ett tjockt lager av en ljusfärgad tefra (vulkanisk aska), den är som tjockast nära gården Skógar (bild 25) och har därför blivit döpt till Skógartefran. Denna tefra horisont är en viktig ledhorisont och har haft en stor betydelse för att kunna reda ut sekvensen i Fnjóskadalur. Sammansättningen av denna tefra (aska) täcker hela spektrumet från basalt till ryolit med sitt ursprung från vulkanen Katla (Islands sydkust). Utbrottet som genererade den undre Skógar tefran spred aska till Norges västkust (Ålesund) där den går under namnet Vedde askan. Den har i sekvensen i Ålesund daterats till ca 12 100 kalibrerade 14C år BP. Detta ger en tid för den isdämda sjön, som begränsas av Fornhólar ändmoränerna (F i bild 25). Den längsta isdämda sjön kom lite senare när israndläget låg vid Belgsá ändmoränerna (B i bild 25). Sedan försvann dämningen i Dalsmynni dalen och issjön tömdes. Isströmmen i Eyjafjörður återhämtade sig aldrig och förmådde inte rycka fram och blockera Dalsmynni igen – detta var slutet för de isdämda sjöarna i Fnjóskadalur.

När vi passerar igenom Ljósavatnaskarð och kör upp på ett delta (som Edda hotellet ligger på) stod isfronten mellan hotellet och sjön Ljósvatn. Denna sista frontlinje (L-L i bild 25) har daterats till tidig preboreal (Norddahl och Haflidason, 1992).

Deglaciation och landhöjning

Under den senaste istidens slutskede, då kölden började ge sig, minskade glaciärens utbredning snabbt. Det sista ismaximumet för Weichel istiden inträdde för omkring 25 000 tusen år sedan. Då stod den isländska inlandsisen långt ut på shelfen. Någon gång för 18–16 000 år sedan började avsmältningen ta fart och det tog omkring tiotusen år att göra Island isfritt. Detta skedde dock inte utan bakslag, kalla perioder kom och inlandsisen växte. Varma och kalla perioder varvades, under de kallare perioderna flyttades isfronten fram eller stod still en längre tid på en plats där betydande avsättningar av morän och sorterade sediment deponerades. Just framför glaciären ansamlas mängder av sediment och bildades ryggar både parallellt och vinkelrätt mot isfronten. Om inte isen expanderar ytterligare utan börjar smälta bort kommer dessa ryggar att bevaras (bild 26). Detta visar att man endast med säkerhet kan konstatera den senaste isfrontens framryckning. Allt eftersom isfronten drar sig tillbaka, i och med att klimatet blir varmare, koloniserar djur och växter det nya landet. Det är genom studier av bland annat pollen, som vi får en uppfattning om klimatet, eftersom olika växter är bra klimatindikatorer. Under inlandsisens avsmältning inträffade en betydande köldperiod, yngre Dryas. Tiden före yngre Dryas föregås av varmperioderna Bølling och Allerød. Dessa namn är namn på växter eller platser där man har gjort pollenanalyser.

Fjällsippan (*Dryas octopetala*) växer på tundran och får därför representera kallt klimat. Bølling och Allerød är platser i Danmark. Mellan Bølling och Allerød fanns den äldre Dryas, en 200 år kort, lite kallare period. Nu har man tagit bort denna period eftersom man anser att den var alltför patetisk och att den inte kvalificerar sig som en fullvärdig geologisk period.

Efter Weichsel-istidens sista ordentliga kallperiod (yngre Dryas, för 13 000–11 500 år sedan) kommer vad man kallar den Preboreala tiden (bild 27). Nu blev det ett varmare klimat och detta skedde snabbt. Bara under några få decennier steg temperaturen med nära 10°C. Dock förekom bakslag med stillestånd eller en framryckning av isfronten under den Preboreala tiden. De stora moränerna som finns vid Mývatns norra strand (bl.a. flygfältet) och de kullar som ligger just norr om Reykjahlið och som finns just norr om väg 1, mellan Reykjahlið och den gamla Dettifossvägen (18 km från Reykjahlið) är troligen bildade under den Preboreala tiden. Moränkullarna vid Dettifoss är troligen ett dödislandskap som kan vara av jämförbar ålder. När vi passerar Laugar på vår väg mot Mývatnområdet, så finns det moränkullar i dalen. Dessa är troligen lika gamla som de som finns i Reykjahlið. Den senaste inlandsisen, som täckte



Bild 26. Vid en isframstöt kan stora ändmoräner skjutas upp framför isen och visa det maximala isläget. Generationer av olika ändmoräner framför Kviárjökull på Islands sydkust, en utlöpare från Vatnajökull. Foto: Erik Sturkell 2005

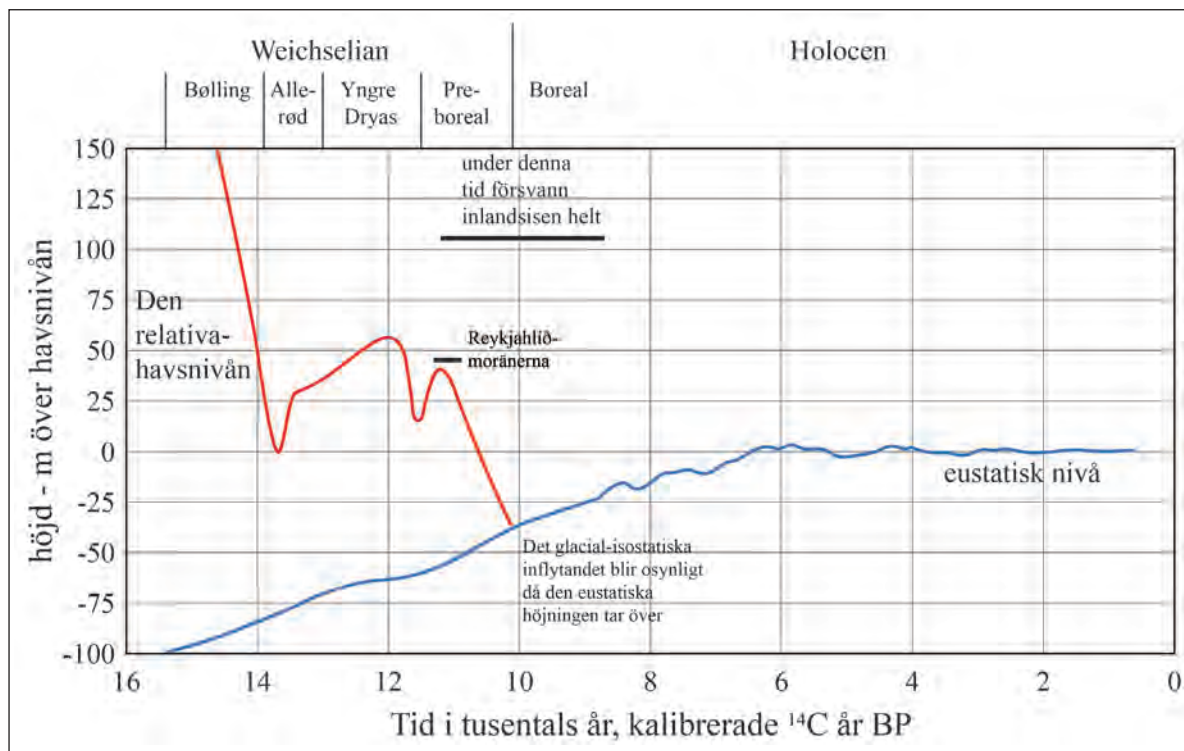


Bild 27. Den relativa havsnivån för sydvästra Island, vilken ger en uppfattning om förhållandena på nordöstra Island. Ändmoränerna vid Reykjahlið är bildade under den Preboreala tiden, som markeras med ett svart streck i bilden. Kurvan är en kombination av de isostatiska och eustatiska processerna, dock dominerar den isostatiska totalt fram till kurvans slut. Från kurvans slut och till nutid är det den eustatiska processen, som långsamt förskjuter stranden till dagens nivå. Bilden är omritad efter en förlaga av Ingólfsson et al. (2010).

Island var omkring 2 km tjock i sina centrala delar. Där pressades jordskorpan ner 400–500 m av isens tyngd. Inlandsisarna band stora mängder vatten och detta medförde att havsnivån sänktes med 120 m (globalt!).

När isen smälte bort försvann dess vikt och den i manteln nedtryckta jordskorpan strävade mot jämvikt. Detta betraktas som en isostatisk process – landet höjs (bild 27). När inlandsisen smälter frigörs å andra sidan mycket vatten och havsytan stiger. Detta är en eustatisk process. Dessa två processer motverkar varandra och ger en relativ havsnivåvariation (RHN). Den isostatiska är emellertid avsevärt större i de centrala delarna (där isen har varit tjockast) än den eustatiska. För Islands del kom den eustatiska strandförskjutningen att bli den dominerande för cirka 10 000 år sedan. 🍪

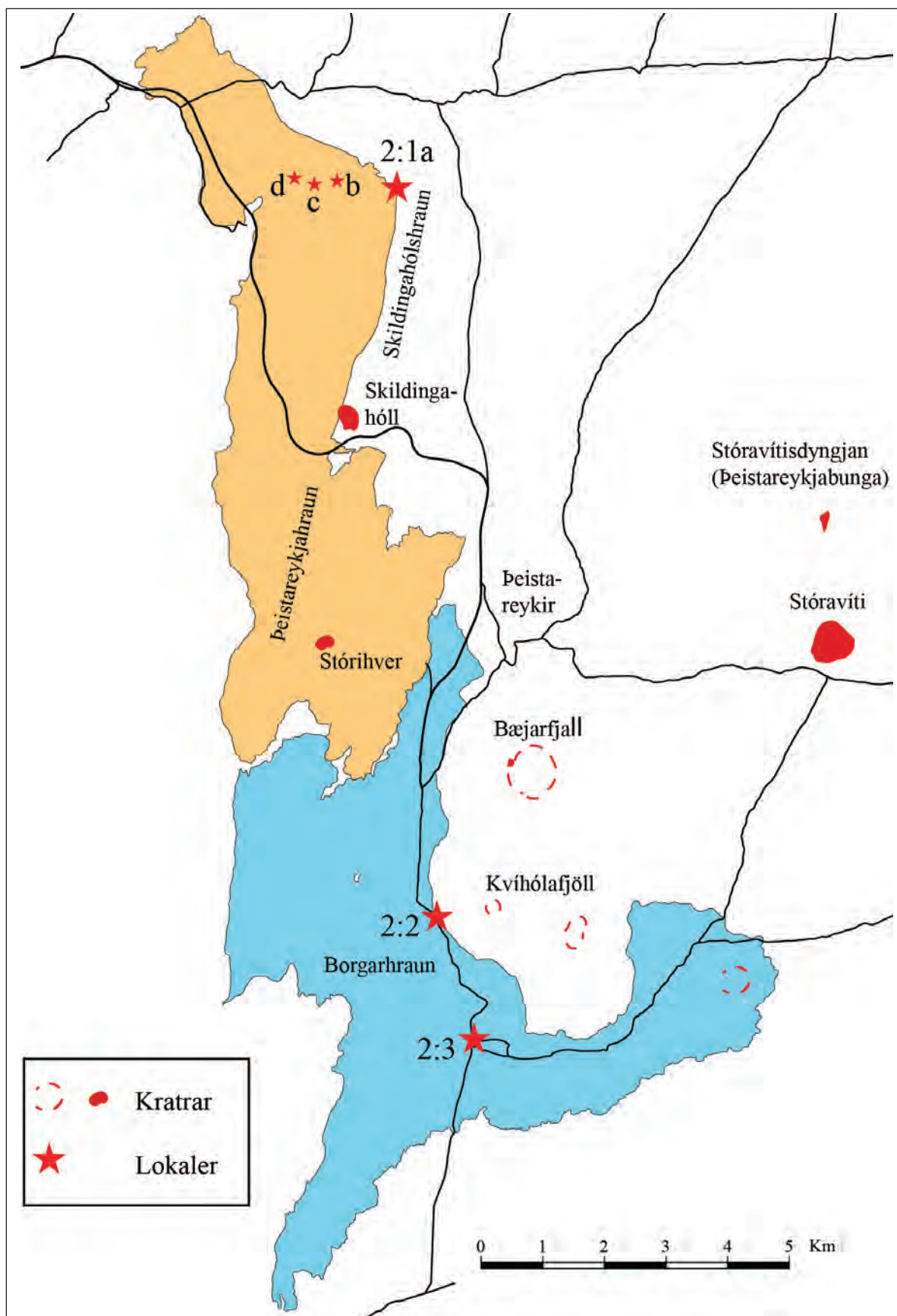


Bild 28. Geologisk karta över delar av Þeistareykirs vulkansystem med utbredningen av Borgarhraun och þeistareykja-hraun flöden. Omritade efter en förlaga av Sæmundsson (2007).

Dag 2: Húsavík-Flateyförkastningen (vid Þeistareykir)

Húsavík-Flateyförkastningen (HFF) är en del av Tjörnes-sprickzonen. Det är en 6–7 Ma (möjligtvis 9–10 Ma) transformförkastning, som separerar två segment av den Mittatlantiska ryggen: Norra vulkanzonen (på Island) och Kolbeinsey-ryggen (norr om Island). HFF skär snett igenom den södra delen av Tjörneshalvön. Det är en ca 25 km lång dextral horisontalförkastning med nordvästlig strykning. Vi kommer att göra några eller alla av följande stopp i Þeistareykirs vulkansystem (bilderna 2 och 28).

2:1. Þeistareykir

Avstånd: 6 km tur-och-retur/Terräng: Svår

Kör till Húsavík. I södra delen av staden svänger man in på Þverholt gatan (66°02'16.27"N 17°20'44.71"V) och fortsätter tills den övergår i en grusväg. Fortsätt i 16,7 km. När man passerar under en kraftledning fortsätter man ca 2 km innan man parkerar vid sidan av vägen. Gå 2 km tills man kommer till förkastningens hängvägg. Där finns det en vältrampad stig upp till den spektakulära vyn (65°56'42.17"N 16°59'30.27"V). Ta samma väg tillbaka till parkeringsplatsen.

Sköldvulkan och lavasköld

Sköldvulkanen är den största vulkaniska formen, med den Hawaiiska vulkanen Mauna Loa som den största. Den bildas av "lätt" runnen basalt som skapar ett berg med flacka sluttningar (~5°). Lavan flödar framför allt genom tunnlar vilka bromsar nedkylningen. Det gör att lavan kan nå tiotals kilometer från kratern utan att kallna nämnvärt. Namnet kommer från vikingarna som liknade bergets form vid en sköld. Namnet på vulkanen Skjaldbreiður just norr om Thingvellir betyder bred sköld. I litteraturen förekommer också termen lavasköld som är morfologiskt identiska med sköldvulkanen. Skillnaden är att lavaskölden är monogenetisk, det vill säga den har bildats under endast en utbrottsepisod, medan sköldvulkanen är polygenetisk och har bildats genom många upprepade utbrottsepisoder.

De flesta av sköldarna på Island bör nog definieras som lavasköldar, då de troligen har bildas under en utbrottsepisod. Ser man ett tvärsnitt genom en lavasköld skall det inte finnas något annat (sediment, aska etc.) mellan de individuella lavaflödena. Detta kan observeras i Åsbergi (E:4, sidan 59) där man har ett tvärsnitt genom lavaflödena från Þeistareykjabunga.

På Hawai'i (stora ön) kan man följa hur sköldvulkaner bildas genom upprepade utbrottsepisoder. Detta medför att dessa vulkaner har en lång livstid och blir mycket stora.



Bild 29. Hornitos eller avgasnings "skorsten" i den cirka 2500 år gamla Þeistareykjahrun. Den uppskvätta lavan som bygger upp hornitosen hade ej någon kraft att flyga långt, så den landade just vid öppningen och där igenom blir det en smal pelare. Lokal 2:1d (65°56.907'N, 17°01.698'V). Foto: Erik Sturkell 2014

Rotlösa spettekakor

När det inte sker någon avgasning av lavan i en lavasjö utan den passerar ner direkt i tunnlar kan avgasningen ske under tiden som lavan flödar i tunnlarna. Gasen kan strömma upp ur ”skorstenar” som kallas hornitos (spanska för ugn). Ur dessa ”skorstenar” bubblar gas upp och tar med smält lava vilken kommer att bygga upp en pelare (bild 29). De bästa förutsättningarna för att dessa skall bildas är att lavan inte har avgasats och att lavatunneln är helt fylld.

Vi kommer att gå till skärningspunkten mellan HFF och Gudfinnugjáförkastningen (bild 30). Gudfinnugjáförkastningen är en normalförkastning med nordlig strykning och som korsar pahoehoe lavaflöden från Holocen. Den ingår i Þeistareykir fissursvärmen som är del av den norra vulkanzonen. Förkastningen lutar brant och ”gapar” med en 4–5 m (!) bred öppning vid ytan. Den vertikala förflyttningen är i genomsnitt 14–16 m och är störst, 24 m, vid skärningspunkten med HFF.

I den här punkten har HFF nordvästlig-sydostlig utsträckning medan Gudfinnugjáförkastningen har nord-sydlig riktning. Förkastningarna möts med 60° vinkel (bild 31). Divergensen av den nordamerikanska plattan och den europeiska plattan i norra Island är VNV-OSO. Detta är varken parallellt med HFF:s strykning eller vinkelrätt mot Gudfinnugjáförkastningens strykning. Den här skevheten bildar transpressions- eller transtensionszoner (bild 32). Transpression kännetecknas av oregelbundna kullar och ryggar av små lavablock som ses från vägen och vid skärningspunkten. Transtensionszoner utmärks av flera tensionssprickor och små kollapsstrukturer.

Rotlösa sköldar

De rotlösa sköldarna som observerats på Hawai'i kan bli upp till 40 meter höga med en diameter så stor som 400 meter (USGS, 2016). De är cirkulära upphöjningar som liknar en sköldvulkan i miniatyr (bild 33), med skillnaden att de saknar en matargång – de är rotlösa. De skapas av lava från den aktiva kratern som flödar på ytan (lavaströmmar, kanaler) eller genom lavatunnlar. Rotlösa sköldar kan få sin tillförsel av lava genom tunnlar och med det lavastatiska trycket kan en fristående sköld byggas upp (bilderna 33 och 34).

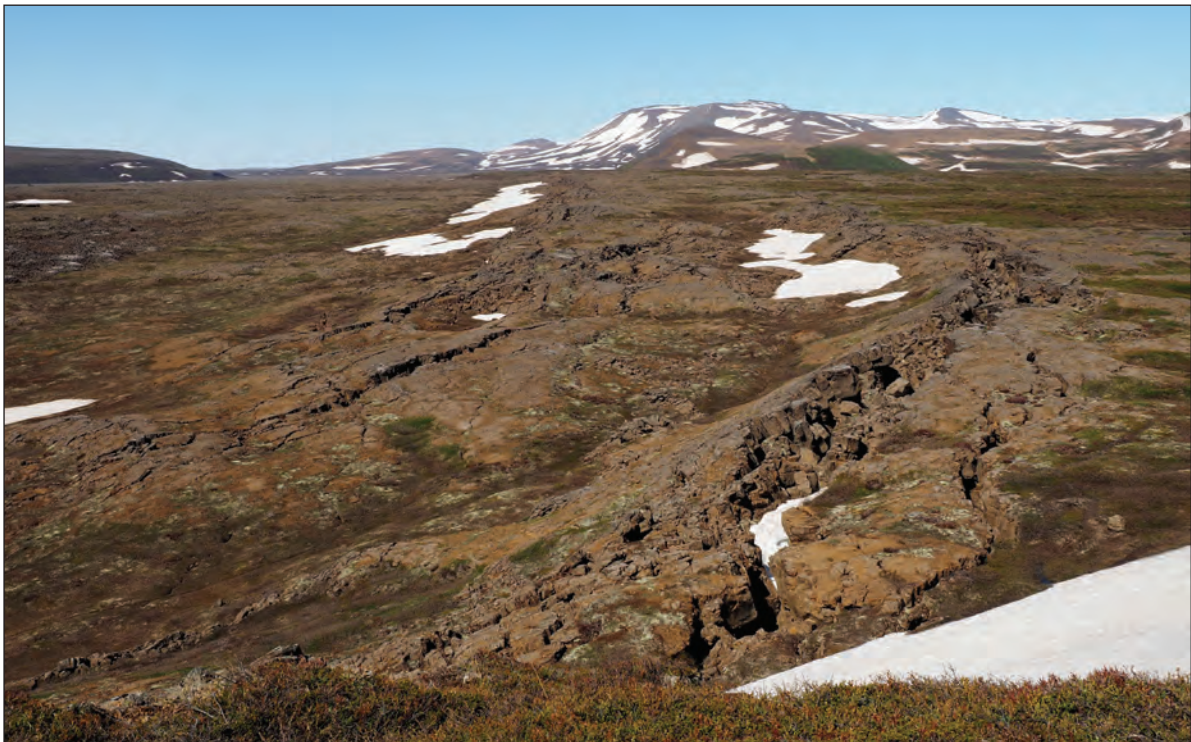


Bild 30. Húsavík-Flatey förkastningen från lokal 2:1a mot nordväst. Foto: Alasdair Skelton

De kan också bildas i sluttningen av en aktiv krater med lavan strömmande längs kanaler längs sidorna (bild 33). År 2014 bildades och kollapsade rotlösa sköldar på stora ön, Hawai'i längs Pu'u'O'o:s sida ner mot havet. Där ligger de som ett pärlband med påföljande rotlösa sköldar. De byggs upp av replava, men när de kollapsar och töms snabbt bildas blocklava i utloppet (Patrick och Orr, 2012). Lavan från Pu'u'O'o kan flöda i tunnlar ner till kusten utan att nämnvärt kallna. Lavan från Pu'u'O'o kan nå till kusten, men om tunneln blockeras eller smalnar av så räcker dess kapacitet inte till. Då kan lavan söka sig mot ytan (bild 34) och kan eventuellt bygga upp en rotlös sköld. Þeistareykjahrun (bild 28) är den yngsta lavan med sina ~2500 år i Þeistareykirvulkansystem. Detta 28 km² stora lavafält har sitt ursprung i kratern Stórhver, som har producerat en volym av 1 km³, vilken domineras av replava med plagioklasfenokryster (Sæmundsson, 2007). Här ligger flera rotlösa sköldar nedströms från dess krater Stórhver (bilderna 28 och 35b–c). Vissa står mer än fem meter över omgivningen och en del är dränerade mer eller mindre.

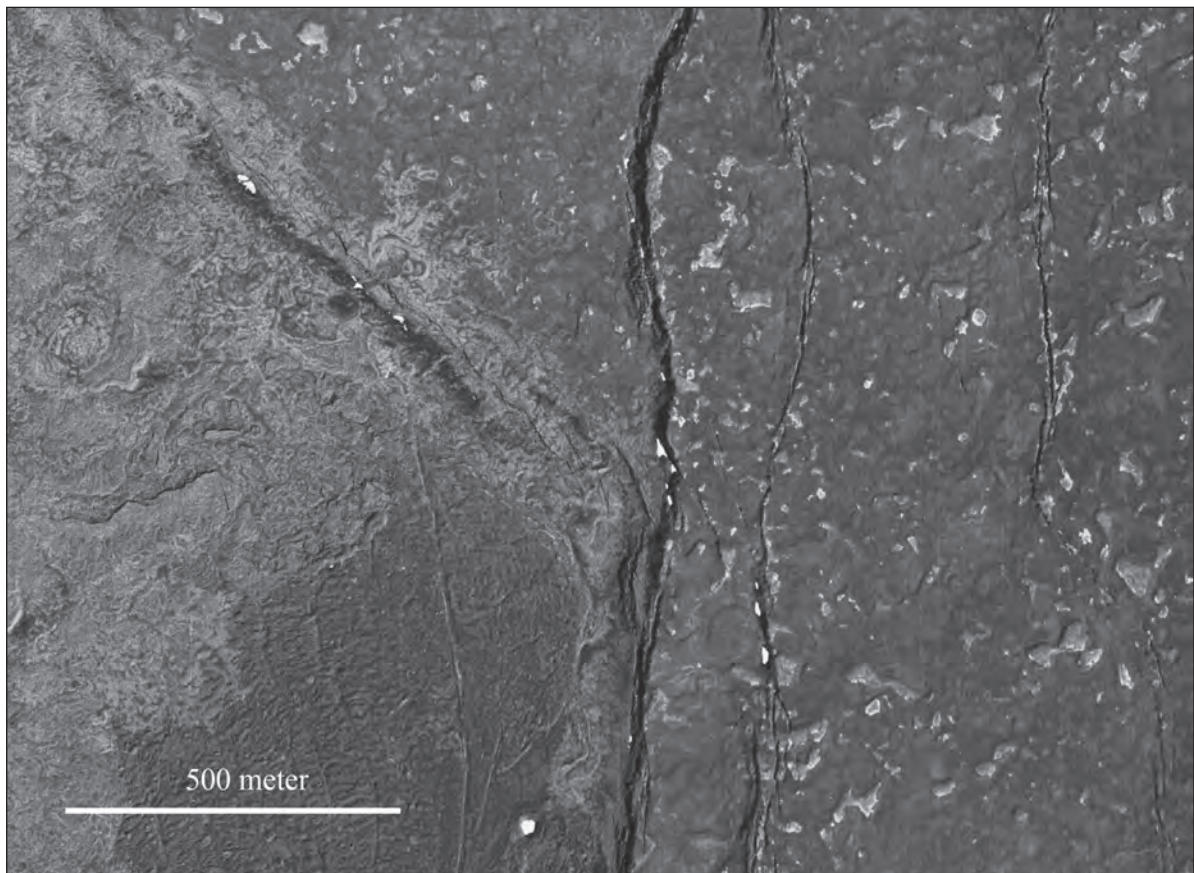


Bild 31. Flygfoto över skärningspunkten mellan Gudfinnugjá- and Húsavík-Flatey förkastningarna. Flygfotoграфи från LMÍ och publicerad med deras tillstånd.

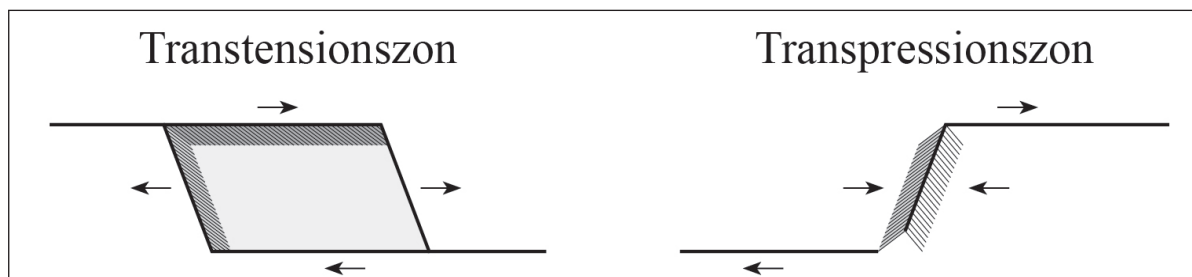


Bild 32. Transtensions- och transpressionszoner.



Bild 33. Rotlös sköld som ligger på sidan av kratern Mauna Ula på Hawaii (aktiv 1969-74), som fick sitt tillflöde genom en kanal från kratern. Foto: Erik Sturkell 2013

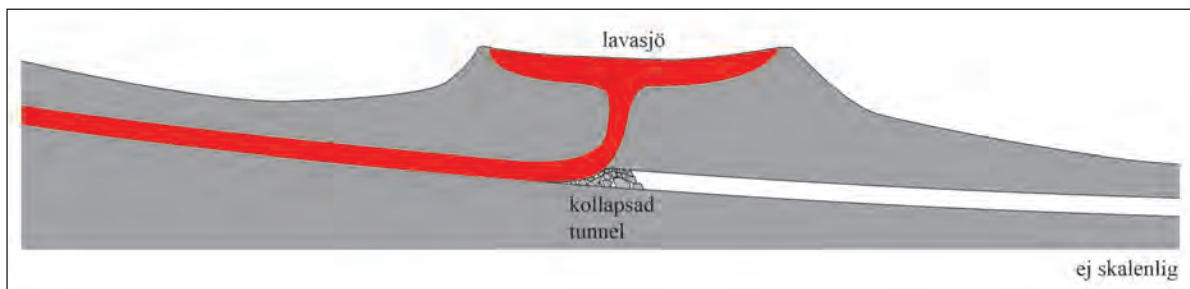


Bild 34. Profil genom en rotlös sköld där lavatunneln har fått sin transportkapacitet drastiskt reducerad, på grund av till exempel stopp i tunneln på grund av en kollaps eller en förkastning. Lavan strömmar då upp och kan skapa en lavasjö. Dess kanter byggs upp av "små" lavaströmmar som rinner över kanten.

2.2. Kuddlava vid Kvíhólar

Avstånd: <0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Från lokal 2:1 kör tillbaka mot Húsavík 4 km. Vid vägkorsningen sväng söder (65°57'35.91"N 17°03'58.33"V) och följ vägen i 17 km. Vägen tar oss över extensionssprickor och förkastningar, tillika Þeistareykir termalområde där ett geotermalt kraftverk planeras. Mot nordöst ligger stenbrottet (65°50'26.77"N 16°59'13.98"V).

Lokalen Kvíhólar (bilderna 9 och 28) ligger vid vägen där man har grävt ut kuddlava och använt den till fyllningsmaterial i vägen. Eftersom lokalen är ett aktivt stenbrott varierar dess utseende mellan åren från ett snitt genom kuddlavan till en grushög, dock kan man alltid finna kuddfragment med en glasig yta. Kuddlavan kom från kratrar som ligger SSV om den stora kratern på Þeistarfjallstopp, som hade utbrott någon gång under den senaste inlandsisen.



Bild 35a. Rotlös sköld på Mauna Ula (Kilauea, Hawai'i) sluttning. Foto Erik Sturkell 2013

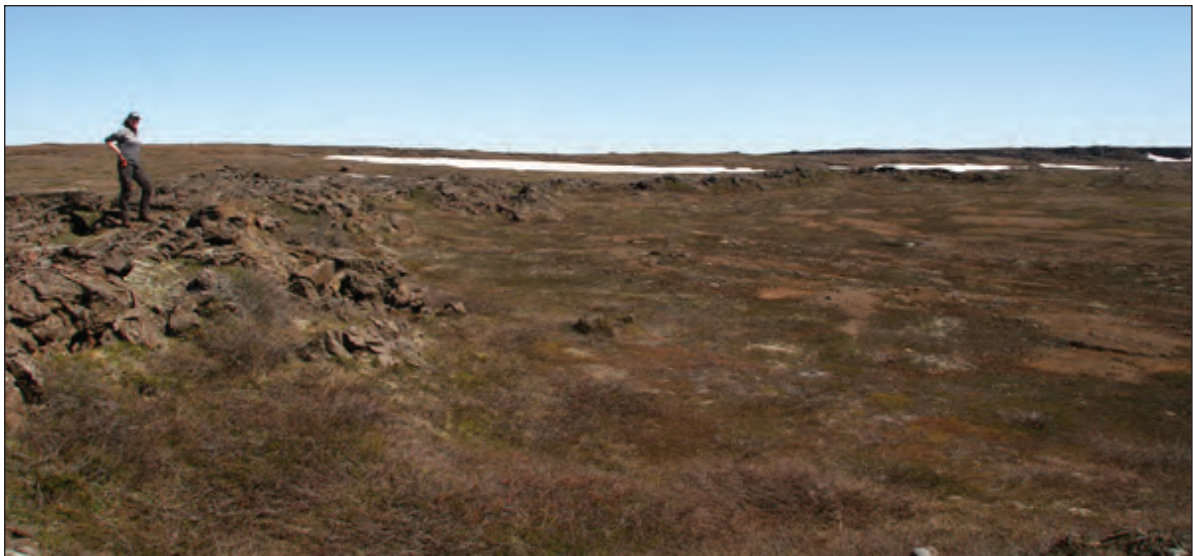


Bild 35b. Lokal 2:1b visar en till stor del tömd rotlös sköld i Þeistareykjahraun ($65^{\circ}56.879'N$, $17^{\circ}00.812'V$). Foto: Erik Sturkell 2015

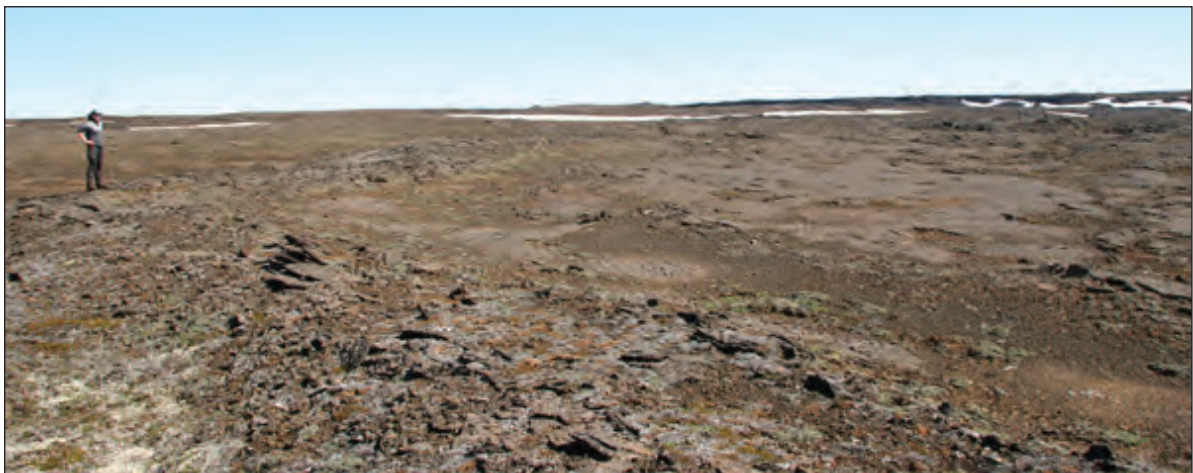


Bild 35c. lokal 2:1c visar en till stor del fylld rotlös sköld också i Þeistareykjahraun ($65^{\circ}56.848'N$, $17^{\circ}01.273'V$). Foto: Erik Sturkell 2015

2:3. Borgarhraun-lava

Avstånd: <0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Fortsätt vägen från lokal 2:2 i 2,5 km, parkera i korsningen som ligger några meter från lokalen, lokalen ligger öst om vägen. Den lilla lavakullen (65°49'19.03"N 16°58'28.07"V) ca 50 meter från korsningen rekommenderas. Man kommer till huvudvägen mellan Mývattnet och Húsavík (väg 87) efter 12,5 km (65°44'22.11"N 17°06'42.94"V).

Höfudreidarmúli- och Borgarhraunlavorna är belägna i utkanterna av Þeistareykir fissur-svärm. De här lavorna är pikritiska vilket betyder att de innehåller mycket höga halter Mg. Borgarhraunlavan är 10 500–7 000 år gammal (Sæmundsson, 1991). Den innehåller synliga kristaller av olivin (bleka gröna), pyroxen (svarta) och plagioklas (vita). De här lavorna är exempel på de mest primitiva magmorna som påträffas på mittoceaniska ryggar. För en något djupare genomgång av pikriter hänvisas till artikeln "Det primitiva Island" i appendixet.

2:4. Jarðbaðshólar

Avstånd: <0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Kör till Mývattnet fortsätt sedan 3,8 km österut från Reykjahlíð till en avfart mot söder skyltat Jarðbað (65°37'52.16"N 16°50'52.86"V). Parkera på parkeringsplatsen. Lokalen är 20 meter öster om badet.

Vid Jarðbaðshólar (se 2:4 bild 11) finns nord Islands svar på den blåa lagunen – Jarðböðin vid Mývatn. Just öster om entrén finns det exponerat grå-gult material som kan beskrivas på följande sätt: En sekvens av pyroklastiskt material är draperad över en tidigare topografi (bild 36), där varje skikt har en tämligen jämn tjocklek, dock kilar vissa lager ut och en korsskiktning och en vis sortering kan skönjas. Det finns håligheter efter stammar (15–20 cm), där de flesta står upp. I denna håll finns det två större håligheter (15–10 cm) vilka ligger ner inne i sekvensen. På insidan av dessa håligheter finns en rödfärgning och på en sida av dessa finns en 1–2 cm upphöjning av skikten på den sydliga sidan av håligheterna (bild 37). Hur skall detta tolkas? Först kan några geologiska termer klarläggas:

Pyroklastiskt flöde (eng. flow) är ett tjockt moln av varma (upp till 800°C) tefra fragment och gaser som färdas med en hög hastighet mer än 200 km i timmen.

Pyroklastiska strömmar (eng. surges) är moln av tefra fragment och gaser som färdas längs och just över marken. De kan både styras av topografin eller också vara oberoende av den



Bild 36. Den pyroklastiska markströmmen har draperats över en tidigare topografi, här just utanför entrén till det nya Jarðböðin. Foto: Erik Sturkell 2001

samma. De pyroklastiska strömmarna indelas i två typer varma och kalla, där de varma har en temperatur över 100°C och de kalla pyroklastiska strömmarna är följaktligen under 100°C. De kalla pyroklastiska strömmarna kallas även marknära strömmar (base surge) och består av tefra (fragment), ånga eller vatten; 100°C varmt eller där under. Både varma och kalla pyroklastiska strömmar är destruktiva då de rör sig med en hög hastighet och efterlämnar ett skikt av tefra (aska <2 mm och lapilli 2–64 mm), några upp till tiotals centimeter tjocka. Dessa strömmar kan färdas upp till 10 km från kratern.

Hverfallsepisoden

Hverfjall (eller Hverfell) (se 4:4 bild 11) och Jarðbaðshólar bildades i samma spridnings och utbrottsepisod. Tefran från dessa ligger över Hekla 3 (H3) askan och är separerad av ett 1–3 cm tjockt jordlager (Mattsson och Höskuldsson, 2011). Hekla 3 askan är daterad till 2879±34 BP (Dugmore et al., 1995). Hverfjall episoden är daterad till cirka 2500 år BP. De aktiva kratrarna under denna episod ligger i en cirka 2 km bred graben struktur, där Grjótagjá utgör den västra kanten och den östra begränsas av Beinihryggur och Krummaskarð förkastningarna.

Urbrottsepisoden har av Mattsson och Höskuldsson (2011) delats in i tre faser; fas 1: tefrafall från Hverfjall; fas 2: skoriakratrar vid och lavaflöden från Jarðbaðshólar; fas 3: pyroklastiska markströmmar från Hverfjall. På kartan (bild 11) är tufringen Hverfjall (4:4), skoriakratrarna vid Jarðbaðshólar (2:4) och lavaflödet från Jarðbaðshólar är tecknad med grå färg. Detta lavaflöde når ned till sjön Mývatn. Hverfjall pyroklastiska markströmmar följer direkt på skorian från Jarðbaðshólar (där den finns). Den uppvisar ett flertal strukturer som indikerar transport och dessa strukturer kan hjälpa att ta reda på strömriktningen. Denna pyroklastiska markström har observerats flera kilometer från Hverfjall, och på platser som ligger upp till 100 m högre än kratern i Hverfjall (Mattsson och Höskuldsson, 2011). Den nord-sydliga graben strukturen har till stor del styrt markströmmarnas väg, dock har en del av materialet tagit sig upp över kanterna och deponerats utanför (Mattsson och Höskuldsson, 2011). 🍷



Bild 37. Pyroklastisk markström utanför nya Jarðböðin, där håligheter efter trädstammar i olika storlekar finns. Det flesta står upp endast det största ligger ner då mitt i sekvensen av den pyroklastiska markströmmen. Det finns en rödfärgning (oxidation) kring alla håligheter, och på den ena sidan av de uppstående "träden" finns en liten upphöjning vilket kan säga något om temperaturen och vilken riktning strömmen hade. Det finns korskiktning till vänster om den horisontella håligheten. Foto: Erik Sturkell 2011



Bild 38. Húsavíkurfjall. Foto: Alasdair Skelton 2009



Bild 39. Botnsvatn med Húsavíkurfjall. Foto: Erik Sturkell 2011

Dag 3: Húsavík-Flatey förkastningen (vid Húsavík)

3:1 under Húsavíkurfjall

Avstånd: alternativ 1: 1 km tur-och-retur, alternativ 2: 2 km enkel väg/Terräng: Svår

3:2. Húsavíkurfjall toppen

Avstånd: 0,1 km tur-och-retur

Kör till Húsavík. I södra delen av staden svänger man upp Pverholt gatan ($66^{\circ}02'16.27''N$ $17^{\circ}20'44.71''V$) och fortsätter den tills den övergår i en grusväg. Fortsätt 4,6 km, där finns en parkeringsplats ($66^{\circ}00'47.22''N$ $17^{\circ}15'41.10''V$) på norra sidan av vägen. Gå ner mot Botnsvatn stanna halvvägs ($66^{\circ}1'27.50''N$ $17^{\circ}16'9.67''V$). Alternativ 1 gå upp till parkeringsplatsen. Alternativ 2 busschauffören kör ner till vägens slut vid sjön. Kör in i Húsavík. Sväng av upp på Garðarsbraut ($66^{\circ}02'42.37''N$ $17^{\circ}20'34.19''V$). Fortsätt 150 meter till Ásgarðsvegur. Kör denna gata tills asfalten tar slut och fortsätt 3,4 km på grusvägen som tar vid. Kör till slutet av vägen ($66^{\circ}01'46.54''N$ $17^{\circ}16'52.12''V$). Man får en bra överblick från toppen av Húsavíkurfjall, lokal 3:2. Kör igenom Husavik och sväng till höger ($66^{\circ}03'43.44''N$ $17^{\circ}20'35.71''V$) upp mot toppen.

Nära Húsavíkurfjall (bilderna 38 och 39) får vi en utmärkt överblick över komplexiteten i Húsavík-Flatey förkastningen (HFF). Förkastningen har en sned orientering (inte ortogonal) relativt den norra vulkanzonen och Kolbeinseyryggen. Därmed bildas ett geometriskt ”problem” eftersom divergens längs plattgränsen skapar både transform- och divergenta rörelser längs HFF. Resultatet är bassänger (bild 32) avgränsade av förkastningar. Botnsvatnsjön (bild 39) ligger i en sådan bassäng. HFF:s geometri vid Húsavíkurfjall kompliceras ytterligare av att den största horisontalförkastningen har en betydande komponent av normalförkastningsrörelse. Det här har lett till att lavar som metamorfoserades vid zeolit-grönskiffer-facies (vilket motsvarar ett ungefärligt djup av 2–3 km) i liggväggen, har lyfts upp och bildar Húsavíkurfjall.

3:3. Héðinshöfði

Avstånd: 2,6 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Kör 5,4 km norrut (från Húsavík kyrka) sväng av till nordväst på en grusväg ($66^{\circ}05'33.73''N$ $17^{\circ}18'44.60''V$). Kör till parkeringsplats vid kusten. Lokalen ligger vid slutet av en sandstrand, gå västerut längs stranden ca 1,3 km till en udde med en 20 m hög klippvägg.

WARNING RASRISK!

Lokalen Héðinshöfði är del av Húsavík-Flatey förkastningen (HFF), här har både normalförkastningsrörelser och transformförkastningsrörelser skett. Vid den här lokalen kan vi se omvandlad basalt. Den ursprungliga bergarten basalt har metamorfoserats till zeolitfacies. Zeolitfacies är den lägsta metamorfa zonen, dvs. den omvandling som sker vid låga temperaturer och på grunda djup.

På Island ser vi inte så många metamorfa bergarter. En av orsakerna är att berggrunden är så ung. De tertiära lavalagren som finns i Héðinshöfði har tidigare legat på ett mycket större djup. Det är normalförkastningsrörelser i HFF som har höjt berggrunden ett par kilometer, och därefter eroderats ner till dagens nivå. När den ursprungliga basalten (protolithen) befann sig djupare ner utsattes den för högre temperatur och för hydrotermala lösningar. Detta satte igång kemiska reaktioner. Bergartens ursprungliga mineral omvandlades till lermineral och i de hålrum och sprickor som fanns i basalten började det växa nya typer av mineral från en mineralgrupp som heter zeoliter. I bild 40 kan man se namnen på olika zeoliter och under vilka temperaturer de bildas och är stabila. Prover har tagits från bergväggen i Héðinshöfði, dessa prover analyserades för att fastställa vilka zeolitmineral som har bildats.

Fyra sorter hittades; stellerit som tillhör gruppen stilbit, mesolit, skolecit (bild 41) och laumontit. I bild 36 kan man läsa att de nämnda zeoliterna är stabila under temperaturintervallet 90–130°C. För att veta på vilket djup omvandlingen skedde behövde vi den geotermala

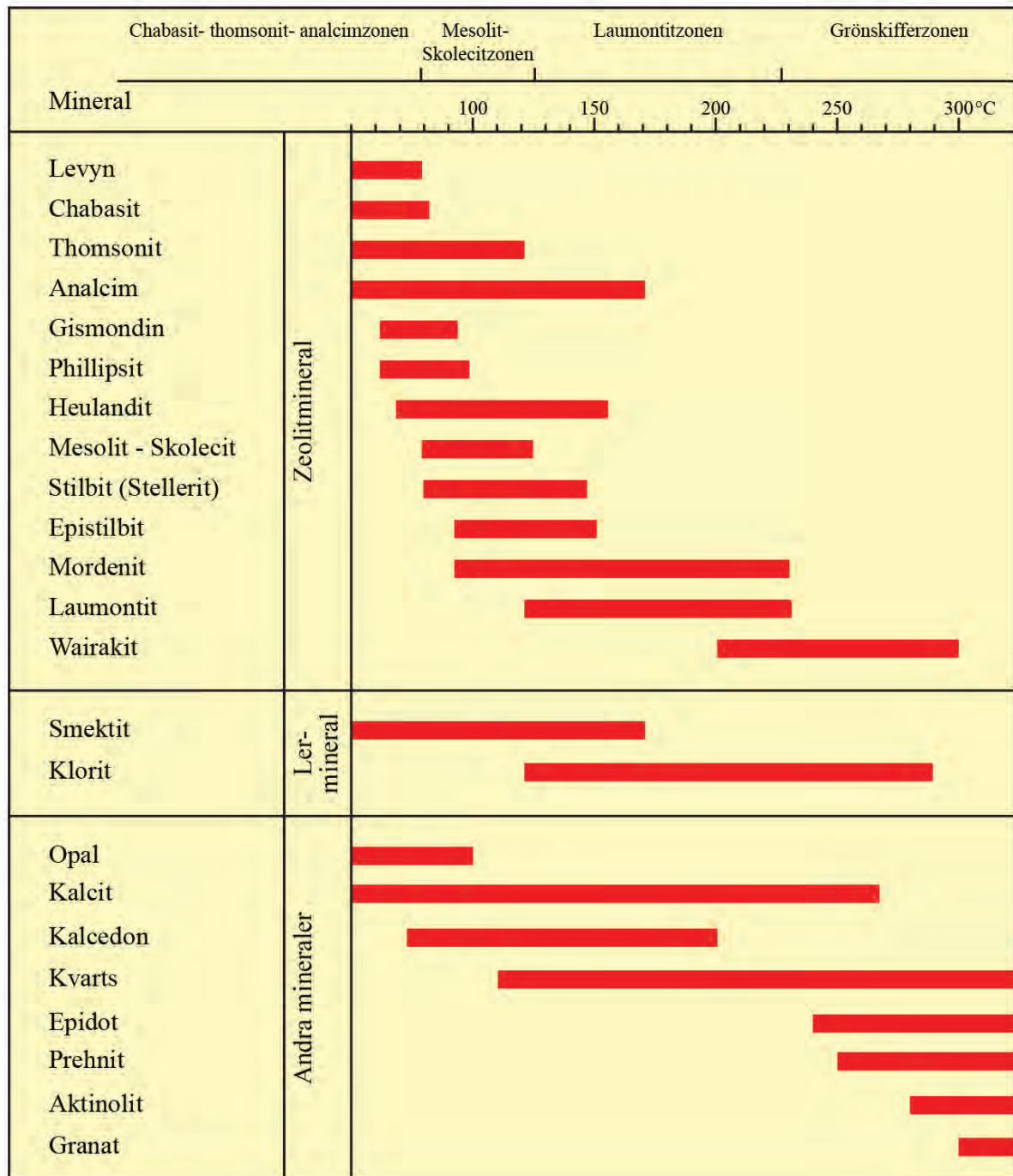


Bild 40. De vanligaste sekundära hålrumsmineralen i basalt upp till grönskifferzonen (facies) och inom vilka temperaturintervall dessa är stabila. Notera att den geotermala gradienten på Island är 90–150°C/km, även högre i den vulkaniska zonen. (Tecknad efter en förlaga av Sæmundsson och Gunnlaugsson, 2002).

gradienten för området, den är 90°C/km. Med den informationen kan vi anta att den bergvägg vi ser i Héðinshöfði tidigare har befunnit sig på ett djup av 1 till 1,5 km, vilket motsvarar djupet på akvifären i borrhål HU-01 i Húsavík. I centrum av bergväggen (bild 42) kan vi se ett exempel på förkastnings-breccia. Det är transformera förkastningsrörelser som har krossat berget i en 4–5 m bred zon. Bergfragment av olika storlekar (klaster) har cementerats ihop och bildat den sedimentärarten bergarten, breccia.

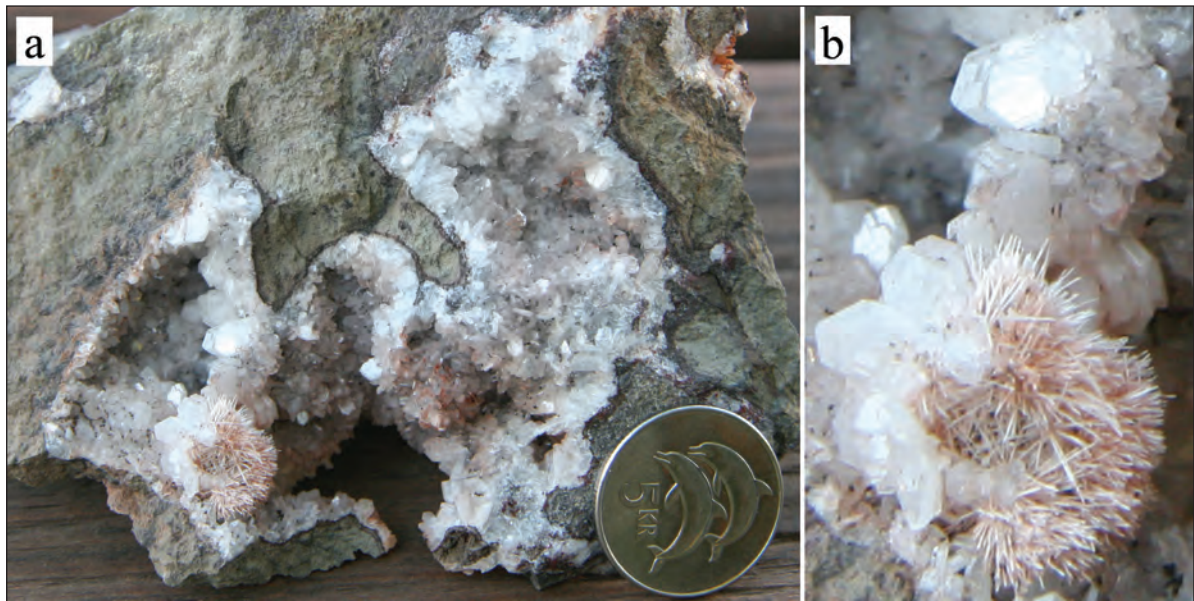


Bild 41a. Omvandlad basalt med minst två olika zeolitmineral som har vuxit i bergartens hålrum. **b.** Närbild på zeolitmineral, de stora kristallerna är troligen stellerit och de tunna spikiga är skolecit eller mesolit.
Foto: Erik Sturkell 2012



Bild 42. Héðinshöfði där väggen är 15–20 meter hög, och instabil RASRISK! Förkastningen har en N–S strykning.
Foto: Alasdair Skelton

3:4. Tjörnes

Avstånd: 0,4 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Kör 9,3 km norrut från Húsavíks kyrka (väg 85), lokalen ligger 3,9 km norr om 3:3. Sväng till väster in på en liten grusväg (66°07'57.66"N 17°14'10.21"V). Det står en skylt med texten "Tungulending". Det rekommenderas att parkera högst upp efter en 90° sväng. Gå sedan ner vägen mot stranden (66° 8'25.16"N 17°15'19.69"V).

Informationen om Tjörnes är hämtad från exkursionsguiden för den nordiska geologiska exkursionen till Island 1994 (kvartärgeologi och glaciologi).

Tjörneshalvön ligger mitt i den transformazonen som sammanbinder den norra vulkanzonen och Kolbeinseyruggen. Denna transformförkastning är inte endast en stor förkastning utan ett system av flera, som har en bredd på ~60 km (bilderna 8 och 43) – den kallas Tjörnes-deformationszon. Det är fördelningen av jordskalv som ger en indikation om de olika förkastningarnas strykning både normal (N-S) och sidoförskjutande (NNV-SSO). Tjörneshalvön (eller Tjörnesblocket) ligger omgiven av mycket aktiva förkastningar och genomskärs själv av flera system med förkastningar. Ett av de dominerande är normalförkastningar som stryker parallellt med den norra vulkanzonen, dessa är speciellt tydliga på den östra halvan av Tjörnes (bilderna 43, 44 och 45). Mot söder avgränsas Tjörneshalvön av Húsavík-Flatey förkastningen som är en av de viktigaste komponenterna i Tjörnes-deformationszonen. Den södra delen av halvön har utsatts för stora sidorörelser och har också blivit upplyft med upp till 500–600 m. Den äldsta geologiska enheten som är exponerad på halvön är Tertiära lavaflöden (Kaldákvíslbasalten) som har daterats till >10 Ma.

På dess eroderade överyta följer en sekvens av ~500 m tjocka sediment (bild 46), de så kallade Tjörneslagren som återfinns på halvöns västra del (bild 45). Ju mera mot öster man går ju djupare ner har erosionen skurit i Kaldákvíslbasalten. Över Tjörneslagren följer en basaltsekvens som är indelad i Höskulsvíksbasalten, Hvalvíksbasalten och Furuvíksbasalten. I denna sekvens har Hvalvíksbasalten en omvänd magnetisering och placerar den i början av den magnetiska epoken Matuyama (bild 46). Furuvíksbasalten följs av en sekvens med växellagrade sediment och basalter: Furuvíkslagren och Breidavíkslagren (bild 46). I de centrala och östra delarna av Tjörneshalvön ligger Breidavíkslagren direkt på Kaldákvíslbasalten (bild 45).

Tjörneslagren

Dessa består av en ~500 m tjock sekvens vilken domineras helt av marina sediment. Dessa ligger på den eroderade överytan av Kaldákvíslbasalten med en idag lutande kontakt (den stupar med 5°–10° mot NV). De bästa blottningarna finns längs kusten och i de nederoderade floddalarna. Tjörneslagren har delats in i tre zoner. Den understa (äldsta) är Tapes zonen (uppkallad efter en fossilgrupp), därefter kommer Mactra zonen och överst kommer Serripes zonen (bilderna 45 och 46). Tapes och Mactra zonerna domineras av grundhavs- och kustsediment i vilka det finns inlagrade horisonter av lignit (brunkol) och sjösediment. Molluskfaunan i dessa två zoner är Atlantisk och liknar faunan som finns idag utanför den syd Engelska Nordsjökusten. Pollenanalys av materialet i ligniten i Tapes zonen har visat att landet var täckt med barrskog och hade ett tempererat klimat.

Den översta enheten Serripes zonen (kallas även Cardium zonen) består främst av sediment avsatt på de grundare delarna av shelfen. Mot sekvensens övre delar blir avsättningsmiljön grundare och sedimenten är avsatta i en tidvattenmiljö (d.v.s. kustnära). I den allra översta delen av enheten återfinns en tunn lignit horisont. I och med början av Serripes zonens sediment, gör en fauna från Stilla Havet sin första entré i sekvensen. Att dessa arter gör sitt inträde, har tolkats med att havet har blivit något kyligare. Men varför kommer en Stilla Havs fauna in i Nord Atlanten? Detta beror på att en passage hade öppnat sig och bildat Beringssund och att det arktiska havet inte var för kallt (vilket skulle ha stoppat migrationen av dessa arter). I och med att Höskulsvíksbasalten rinner ut så avslutas Tjörneslagren.

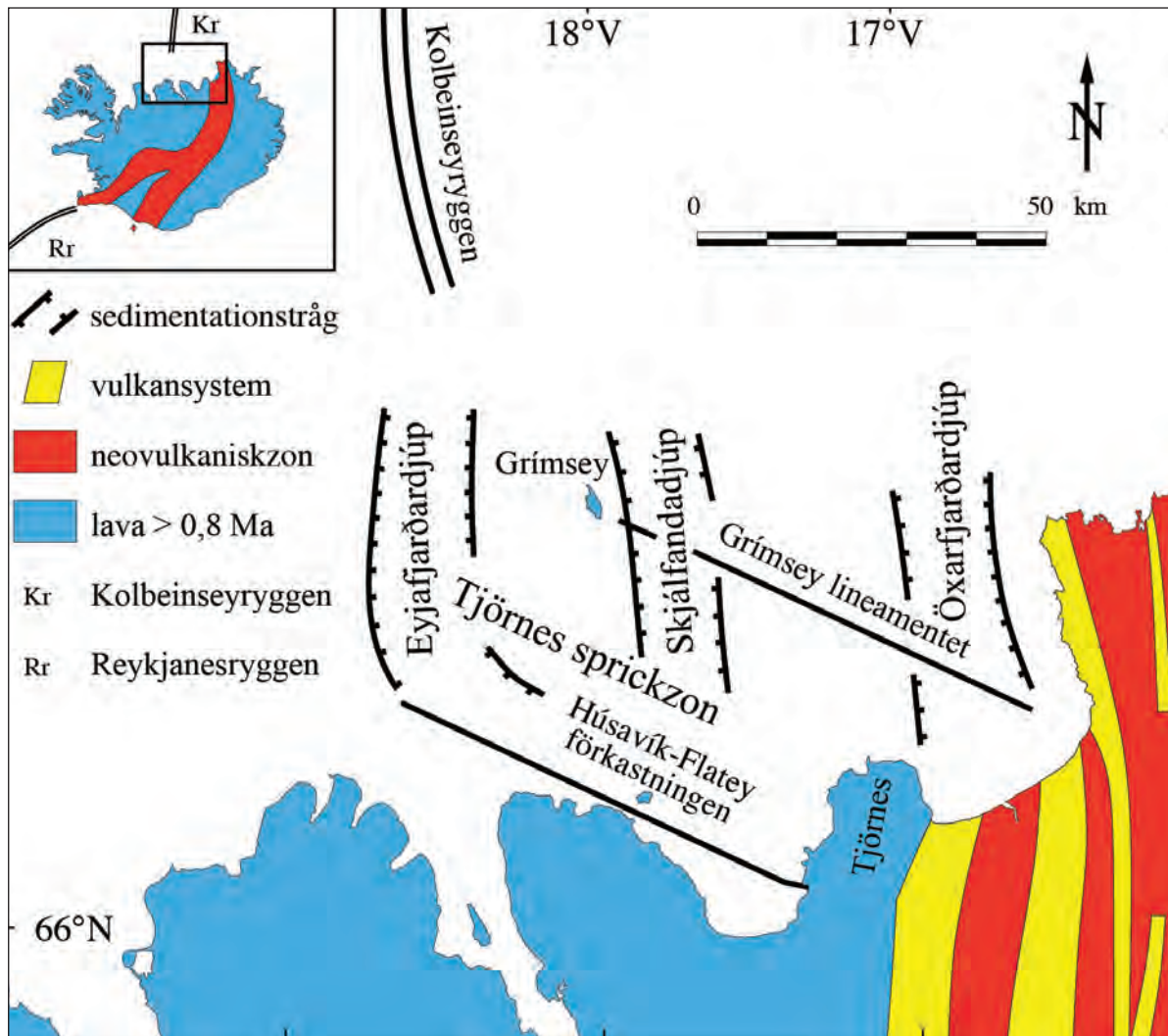


Bild 43. Karta över Tjörnes deformationszonen med Grímsey lineament som ansluter Krafla spricksvärmen med Kolbeinseyryggen och Húsavík-Flatey förkastningen som utgår från Þeistareykir vulkansystemet och ansluter till spridningsryggen vid Eyjafjörðurs mynning. Dessa två stora tektoniska lineament omger Tjörneshalvön.

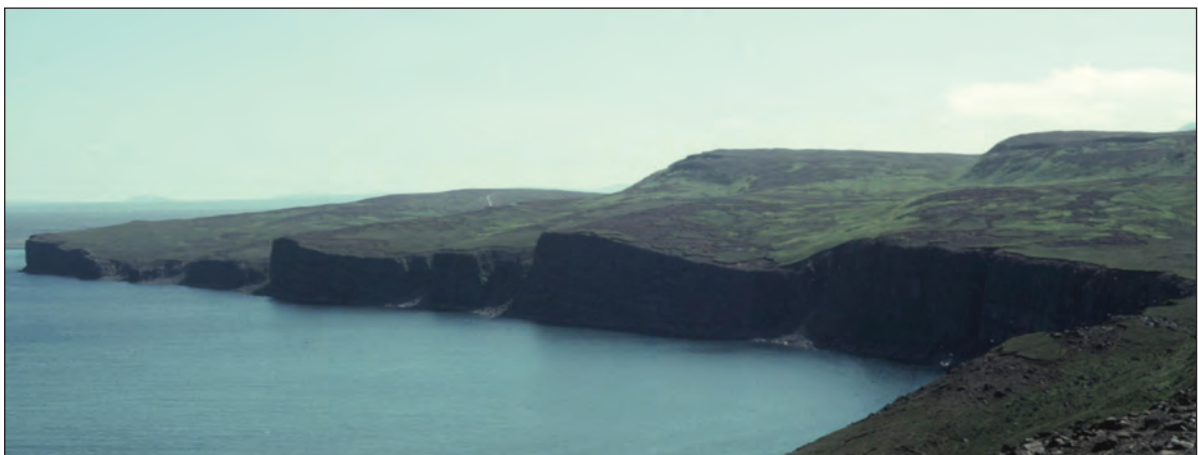


Bild 44. Normalförkastningar på Tjörneshalvöns östra del. Dessa har en parallell strykning med den norra vulkanzonen och är nedförkastade in i mot spridningszonen (extensions tektonik). Foto: Erik Strukell 1991

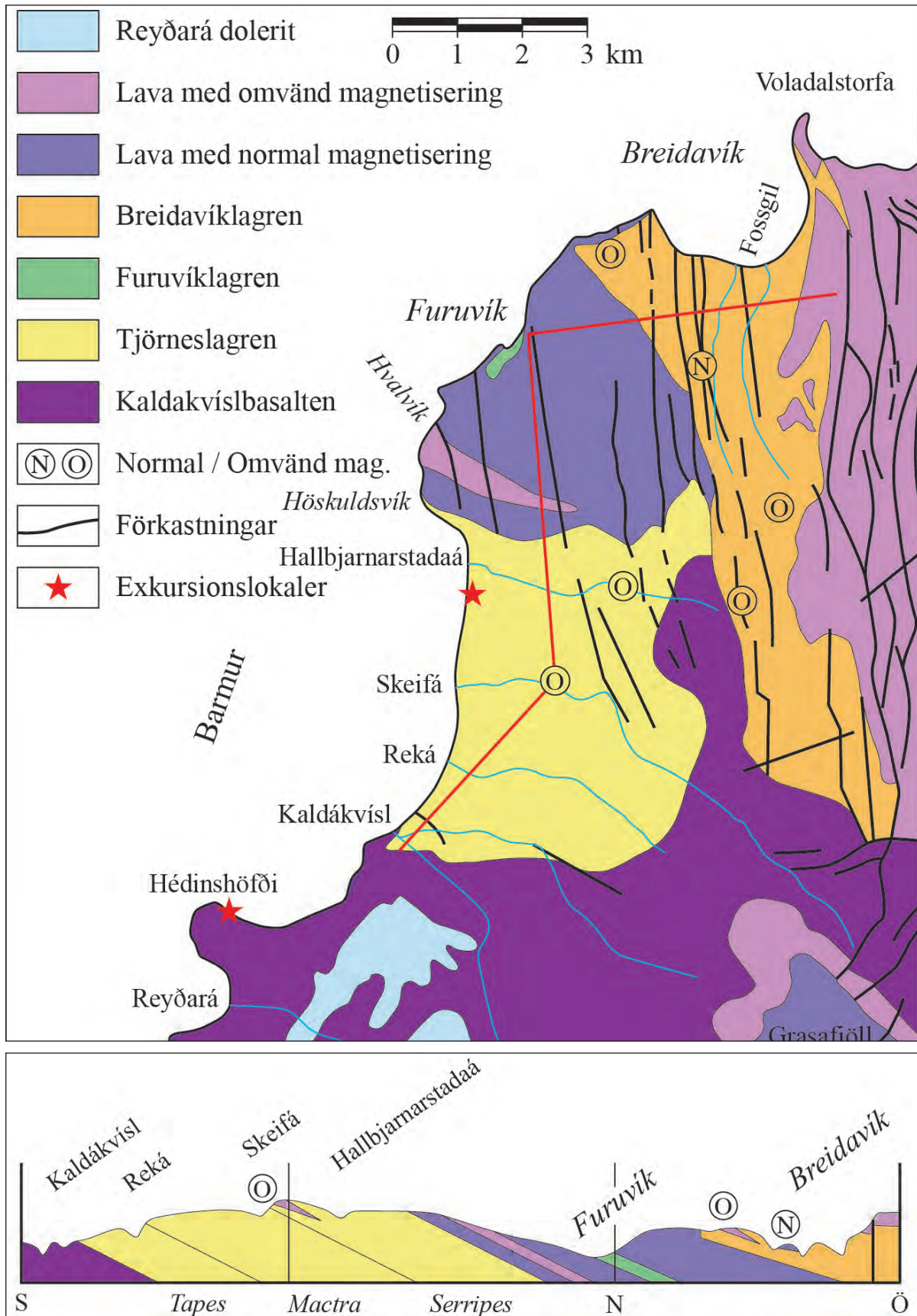


Bild 45. Geologisk karta över den västra och den centrala delen av Tjörnes-halvön (omritad efter förlaga från exkursionsguiden för den nordiska geologiska exkursionen till Island 1994).

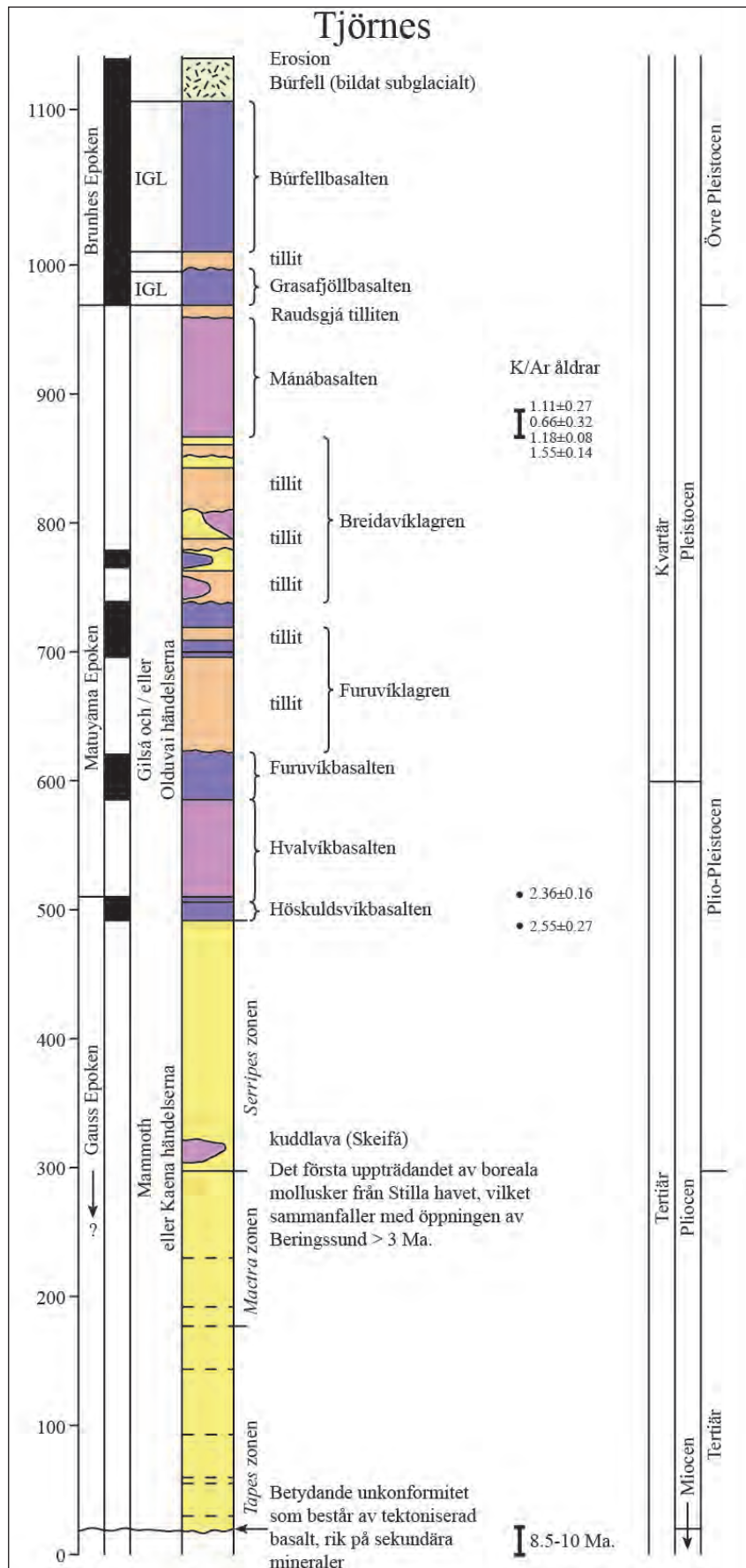


Bild 46. Stratigrafisk kolumn av den mer än 1100 m mäktiga sekvensen som överlagrar den minst 10 Ma gamla Kaldákvíslbasalten. IGL är Interglaciala Lavor. (omritad efter förlaga av Saemundsson, 1979).

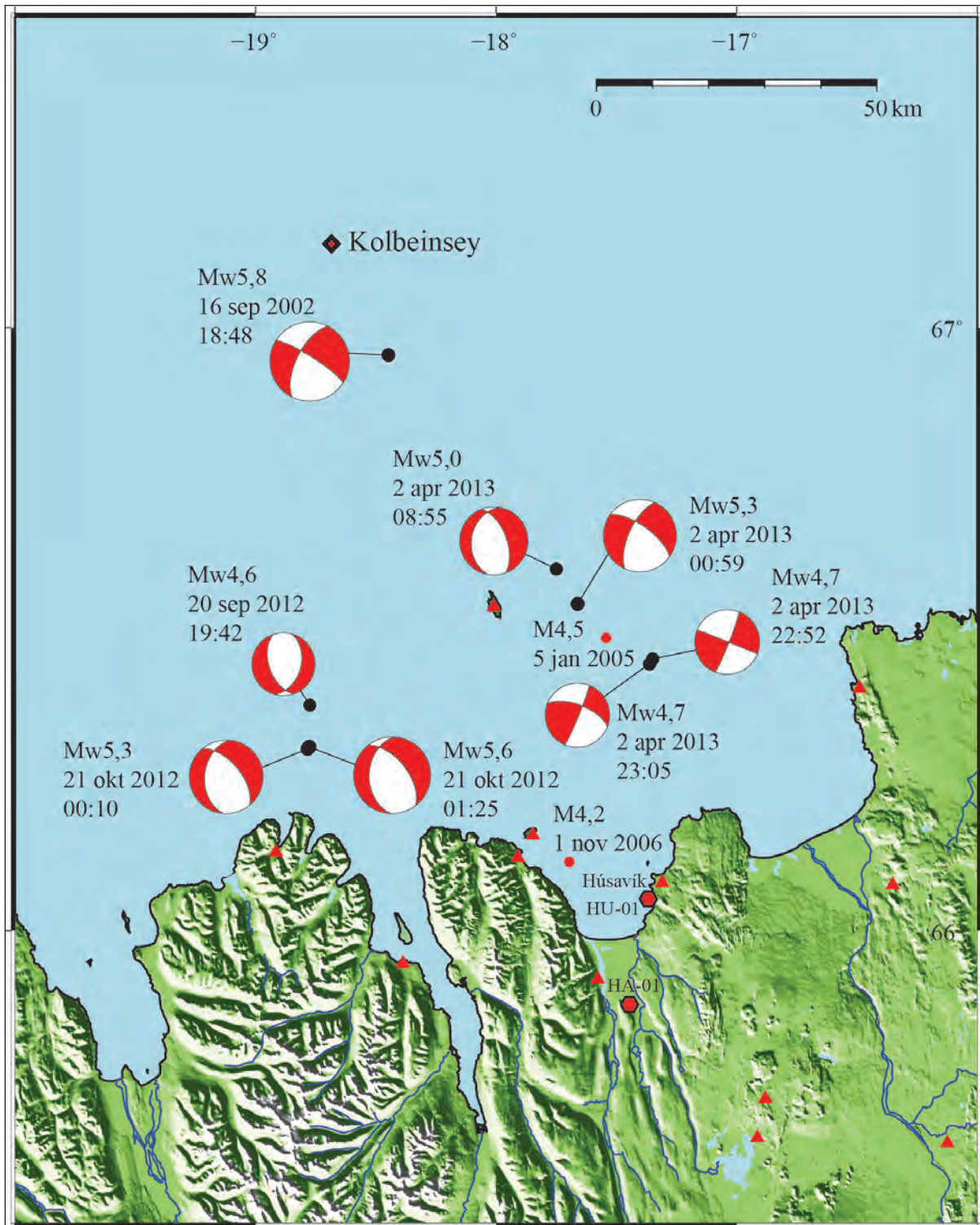


Bild 47. Jordskalv som har gett utslag i de geokemiska tidsserierna som kommer från analyser av vatten från två borrhål. Hålet HU-01 i Húsavík, provtaget varje vecka från sommaren 2002, och hålet HA-01 i Hafralækur som har provtagits veckovis sedan hösten 2008. Seismiska badbollar anger focal mekanism för alla utom två jordskalv, dessa är markerade med röda punkter. De röda triangelarna är stationer i det isländska seismiska nätet. De två röda hexagonerna är de två borrhålen.

Diamiktit

Diamiktit är en sedimentär bergart som är dåligt sorterad eller helt osorterat och består av rundade och/eller kantiga fragment. Kornstorlekarna spänner över hela skalan dock skall minst 25 % vara större än 2 mm. Namnet berättar hur bergarten ser ut, men det säger inget om dess bildningsprocess. Det finns ett stort register hur bergarten kan ha bildats, det kan vara från en glaciär (morän etc), genom vulkanism (t.ex. Lahar), skred (både på land och submarint), genom tektoniska händelser, och så vidare. Man bör använda termen diamiktit för att beskriva bergarten då man inte vet hur den har bildats. Bergarten tillit är förstelnad morän. För att kunna påvisa att det är en tillit måste man konstatera närvaron av glacialt repade stenar, om inte dessa finns skall man kalla bergarten diamiktit. Om man lyckas klassificera bergarten som en tillit är nästa fråga: hur stor var glaciationen som lämnade efter sig moränen som senare förstelnades. Var det mindre bergssidesglaciärer eller en inlandsis? Om man endast hittar små områden med tillit kan det peka mot små glaciärer (dock kan erosion ha tagit bort mycket material), hittar man ett kontinuerligt lager av tillit över ett stort område kan man se spåren efter en mera omfattande glaciär kanske t.o.m. en inlandsis. Dock säger närvaron av tilliter något om det tidigare klimatet.

Furuvík- och Breðavíklagren

Dessa enheter består av ett spektrum av bergarter, basaltiska lavaflöden, vulkaniska tuffer, submarina /akvatiska utbrottsprodukter, lerstenar, sandstenar, konglomerat och diamiktit (tillit).

Furuvík- och Breðavíklagren karaktäriseras av närvaron av tillit (diamiktit), som för första gången förekommer i sekvensen. I denna sekvens med inlagrade lavaflöden har man beskrivit ett flertal sedimentära cykler där klimatet varierar från glacialt till interglacialt. I botten av flera av sedimentcyklerna finns det fossil som representerar en högarktisk fauna följt av tilliter. Sedan följer sediment som innehåller först en arktisk fauna och därefter avslutas cykeln med fossiler vilka visar att klimatet då var som dagens klimat är på norra Island. Detta visar att havstemperaturen har varierat, mellan isfria och glaciala perioder.

Analys av pollen innehållet i lignit horisonter har visat att floran har bestått av al, tall, björk, vide och en. I Furuvík- och Breðavík-sedimenten ligger inlagrat ett flertal lavaenheter (bild 46). Radiometrisk datering av Höskuldsvík- och Hvalvíklavorna vilka följer på Tjörneslagren (bild 46) pekar på att de äldsta glaciala cyklerna i Furuvík- och Breðavíklagren ägde rum för ungefär 2 miljoner år sedan.

Lagren innehåller sju glaciära cykler som bildades fram till och med 1,25 miljoner år sedan, vilket är åldern på den omvänt magnetiserade lavan som överlagrar Breðavíklagren (Mánálavan). Den senaste övergången från omvänd till normal magnetisering (Matuyama/Brunhes) kan återfinnas både på Tjörnes östkust och i dess centrala delar (Göesafjöll och Búrfell). De yngsta kvartära avlagringarna består både av sediment och lavar. I Husavík finns en tjock tillit (Saale?) som täcks av en interglacial lava (Eem?) från Grjótháls (2,5 km S från Botsvatn). En glacial, repad lava, Reyðarálavan (vid ån Reyðará längst i söder i bild 45) som täcks av en Weichselmorän (den senaste istiden) ligger på den nederoderade Tertiära Kaldákvísslavan.

3:5. HU-01

Avstånd: <0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt / Badplats

Kör 200 meter norr om Húsavík Kyrka. Sväng av mot väster Laugarbrekka gatan. Kör till nästa korsning, vik av norrut längs Höfðvegur gatan tills asfalten tar slut. Inom 50 meter kommer en T-korsning, sväng mot nord öst. Följ vägen till nästa T-korsning (66°03'8.94"N 17°21'26.36"V) och sväng mot norr. Fortsätt sen till vägens slut (66°03'19.45"N 17°21'5.25"V).



Bild 48. Provtagning vid HA-01 som genomförs av Hreinn Hjartarson (till höger) som är platschef vid Orkuveitu Húsavíkur (Húsavíks energibolag). På plats fylls två flaskor med filtrerat vatten från borrhålet, en för ICP analys (katjoner och anjoner), och en för isotopanalys. Till vänster Pete Burnard som tar ett vattenprov i ett kopparrör som skall analyseras för heliuminnehåll. Foto: Erik Sturkell 2015

3:6. Borrhålen HA-01 och -04 Hafralækjarskóli

Avstånd: 2,2 km tur-och-retur/Terräng: lätt

Kör till Hafralækjarskóli (65°52'35,10"N, 17°25'36,64"V) som ligger 1,2 km söder om vägkorsningen där väg 845 möter (och slutar) väg 85. Parkera vid skolbyggnaden och vid dess sydvästra hörn går en överväxt "väg" mot sydväst. Denna "väg" övergår till en körbar väg som leder över en bro och fram till ett litet hus i betong. Borrhålet HA-01 (Bild 48) finns vid husknuten där ett rör leder in i huset. Cirka 50 m mot söder finns borrhålet HA-04, där vatten strömmar ut. Detta hål är bättre att besöka då man inte stör flödet av HA-01 hålet där mätningarna görs.

Húsavík ligger på Húsavík-Flatey förkastningen (bild 43). Den här förkastningen har en NV-SO riktning och är parallell med Grímsey-lineamentet (bild 43). Den seismiska aktiviteten i Tjörnes-sprickzonen utgörs av rörelser i Húsavík-Flatey förkastningen och Grímsey-lineamentet. Förkastningsrörelsen i Húsavík-Flatey förkastningen har både horisontal- och normalförkastningskomponenter. Staden Húsavík är byggd där eftersom man har en bra hamn. Den utmärkta hamnen är skapad då en dra-i-sär bassäng bildades längs förkastningen med den södra sidan som sjönk ner. Att hamnen är bildad genom förkastningsrörelser betyder att Húsavík ligger direkt på förkastningen. Året 1872 inträffade två stora ~M6.3 (Stefansson et al., 2008) jordskalv längs Húsavík-Flatey förkastningen, då hela förkastningen blev aktiverad. Ett av dessa skedde nära Flatey och det andra under Húsavík. Detta jordskalv under Húsavík ödelade orten totalt. De få hus som stod kvar efter skalvet var så illa skadade så dessa revs. Det finns därför inget hus i Húsavík, som är äldre än 1872.

Grundvattenkemin har övervakats vid borrhål HU-01 (bild 47) på Húsavík-Flatey förkastningen (bild 43) sedan juli 2002. Från och med september 2008 har grundvatten undersökningen utökats med veckovis prover från borrhål HA-01 (bild 48) nära gården Hafralækur, som ligger 20 km söder om Húsavík (bild 47). I tidsserien i Húsavík finns det avbrott, då pumpen, som sitter på 30 m djup i borrhålet (HU-01), har havererat två gånger och vid båda tillfällena i samband med större jordskalv. Detta är ytters irriterande då det tar veckor att få fram en ny pump, så efter det senaste haveriet var det tänkt att köpa två pumpar så att man är redo! Vattnet i Hafralækur borrhålet är artesiskt och flödar hela tiden (bild 48), så risken för avbrott är minimerad. Bild 49 visar hur borrhålet HU-01 skär igenom förkastningen vid 1220 m

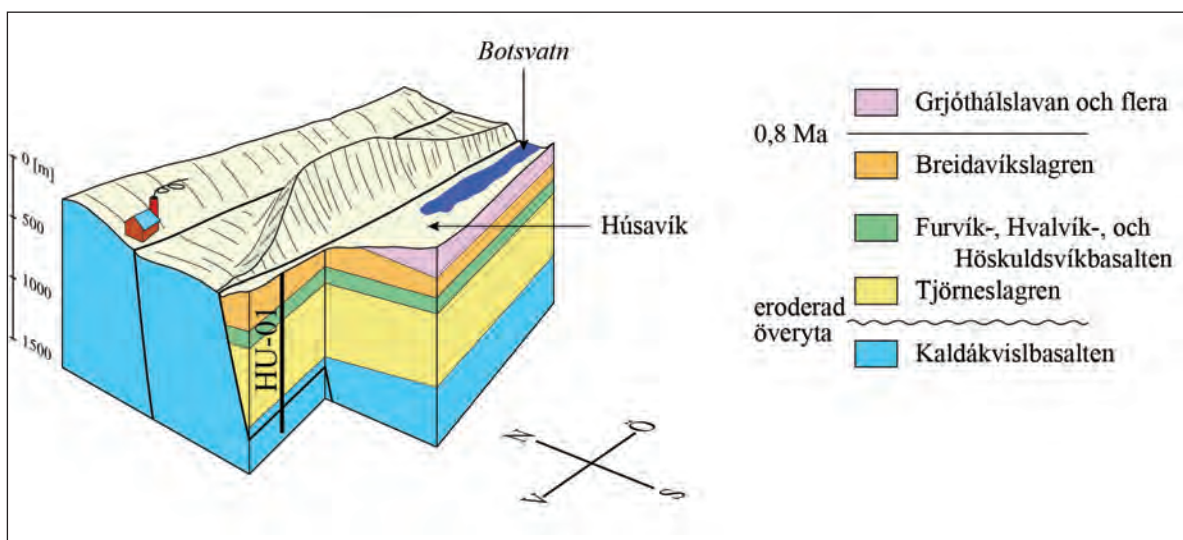


Bild 49. Blockdiagram av Húsavík-Flatey förkastningen då den passerar igenom Húsavík (modifierad efter en förlaga från Orkustofnun). Längst till vänster bygger man nu en fabrik där man skall producera metalliskt kisel, vilken har en smältpunkt över 1800°C.

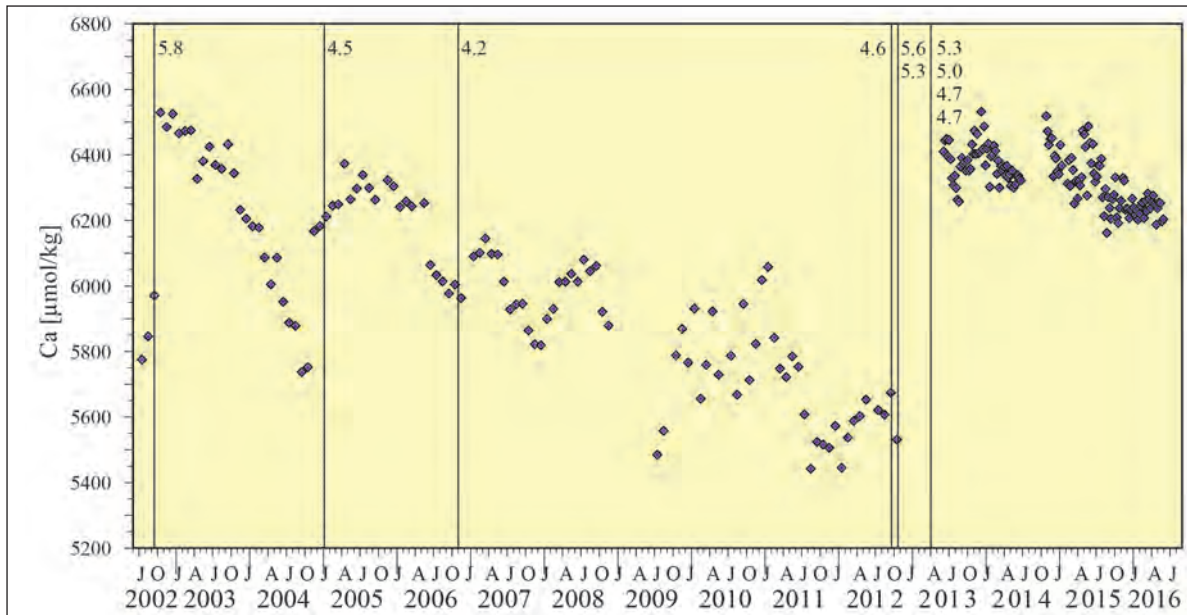


Bild 50. Tidsserie för Ca-halten i vattnet från borrhål HU-01 i Húsavík. De vertikala strecken visar tidpunkt och magnitud av jordskalven, som och så visas på kartan i bild 47.

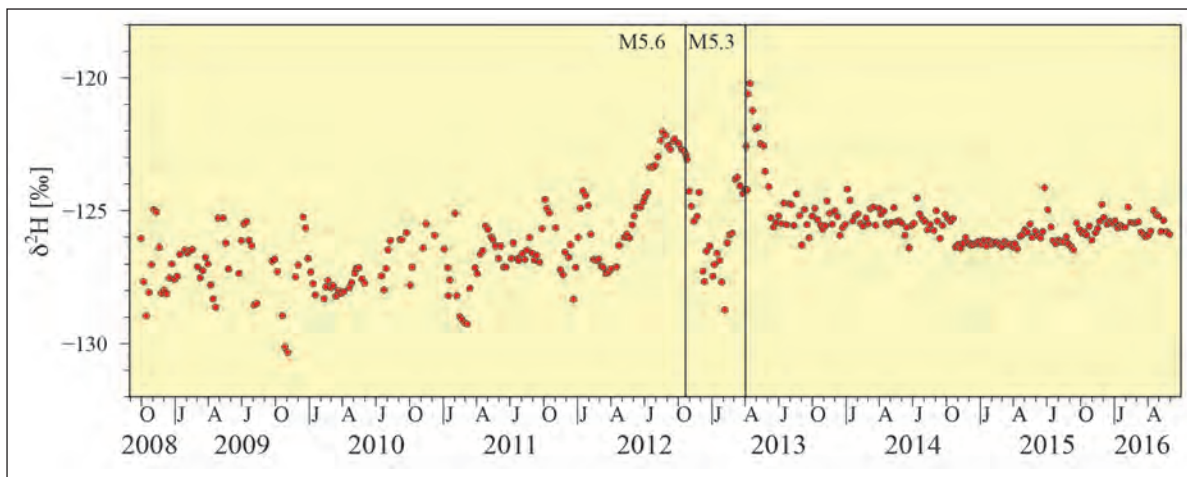


Bild 51. Tidsserie för väteisotophalten i vattnet från borrhål HA-01 i Hafralækur. De vertikala strecken visar tidpunkt och magnitud av jordskalven, som och så visas på kartan i bild 47.

djup, här är permeabiliteten (genomsläppligheten av vatten) störst. Förkastningszoner är således goda akviferer. Nere på 1220 meters djup är temperaturen relativt hög, cirka 90–100°C, även ett högre tryck. Detta i kombination med förekomsten av vatten leder till omvandling (en metamorfos) som beskrivits i kapitel 3:3 (lokalen Héðinshöfði). Här nere sker en omvandling av basalten och utfällning av sekundära mineral, främst zeoliter, järnoxider och lermineral. Utifrån vattenkemiska analyser har man lyckats bestämma vilka mineral som borde finnas vid provakviferen HU-01, och dessa har visats sig stämma väl överens med de mineral som man hittar vid Héðinshöfði i Kaldákvislbasalten (Wästeby et al., 2014). Detta gör att Héðinshöfði är en perfekt referenslokal till HU-01, tack vare att berget har varit nere på 1–1,5 km djup, blivit omvandlade och sedan lyfts upp igen.

Anledningen till att man studerar vattenkemin vid seismiskt aktiva områden är att denna fungerar som en god proxy (substitut) för de förändringar i berggrunden som sker vid seismisk aktivitet. Det har dock visat sig att borrhålen HU-01 och HA-01 ger olikartad respons på seismisk aktivitet. För HU-01 är vattenkemiförändringarna fram för allt kopplade till sprickbildning och läkning av sprickorna. Sprickbildningen genererar en förändring i vattenkemin enligt två teorier: 1) Nya sprickor gör att färsk brottyta exponeras för grundvattnet som i sin tur resulterar i en förändring av den kemiska jämvikten mellan berggrund och grundvatten (på grund av vittring och jonbytning). En konsekvens av detta är att vattenkemin ändras. 2) Nya sprickor öppnar upp flöden från lägre akviferar med högre tryck (vatten rör sig alltid i en tryckgradient från högre till ett lägre tryck). Om de båda akviferernas kemi är olika kommer ett inflöde av nytt vatten att ändra den kemiska signalen i prov-akviferen. Man får vad man brukar kalla en "chemical switch". Vilken teori som är rådande kan man undersöka genom att analysera förhållandet mellan väte och syreisotoperna i vattnet. Efter det att nya sprickor bildats kommer utfällning av sekundära mineral att "läka" sprickorna, som sakta men säkert växer igen. Då dessa sprickor läker kommer tillflödet av vatten till provakviferen att minska varvid vattenkemin återgår till sitt normala tillstånd. Vid nästa jordbävning återöppnas sprickorna och vattenkemin ändras igen. Bild 50 visar en mätserie över vattenkemin vid HU-01 från 2002 fram till 2015 och ger inte bara en bild över hur kemin har förändrats, den visar också hur berget spricker och läker. Notera vilken effekt jordbävningarna i 2012–13 hade på mängden Ca-joner i vattnet! Akviferen i Hafralækur, HA-01 är artesiskt (vattnet kommer av sig själv till ytan) och därför finns väldigt vackra tidsserier för 2012–13, där flera av M5–6 jordbävningar som drabbade norra Island (bild 47 och 51) korrelerar med förändringar (Andrén et al., 2016). Sex månader innan första stora jordbävning på M5,6 i oktober 2012 började väteisotoperna stiga mot mindre negativa värden (bild 51). Detta mönster upprepades innan nästa jordbävning på M5,3 i april 2013. Teorin är att ändringarna beror på blandning av akviferer med olika isotopsignal. Dessutom har ändringar i Na, Si och Ca-haltar observerats två månader innan jordbävningarna, och dessa ändringar beror sannolikt på upplösning av det sekundära mineralet, analcim (ett zeolit mineral). Det vill säga två ganska olika processer, men den viktigaste frågan är varför vi ser dessa ändringar innan jordbävningarna? Ingen vet med säkerhet än, men det har spekulerats att stora mängder fluider kommer från manteln och har satt igång jordbävningarna. Detta kan möjligen förorsakat den stress som ger de vattenkemiska och de mineralförändringarna vi ser i vatten vid Hafralækur. 🍷



Bild 52. Lavatunnel genom en pelare i Dimmuborgir, som vi har kallat "Saurons öga". Foto: Erik Sturkell 2020

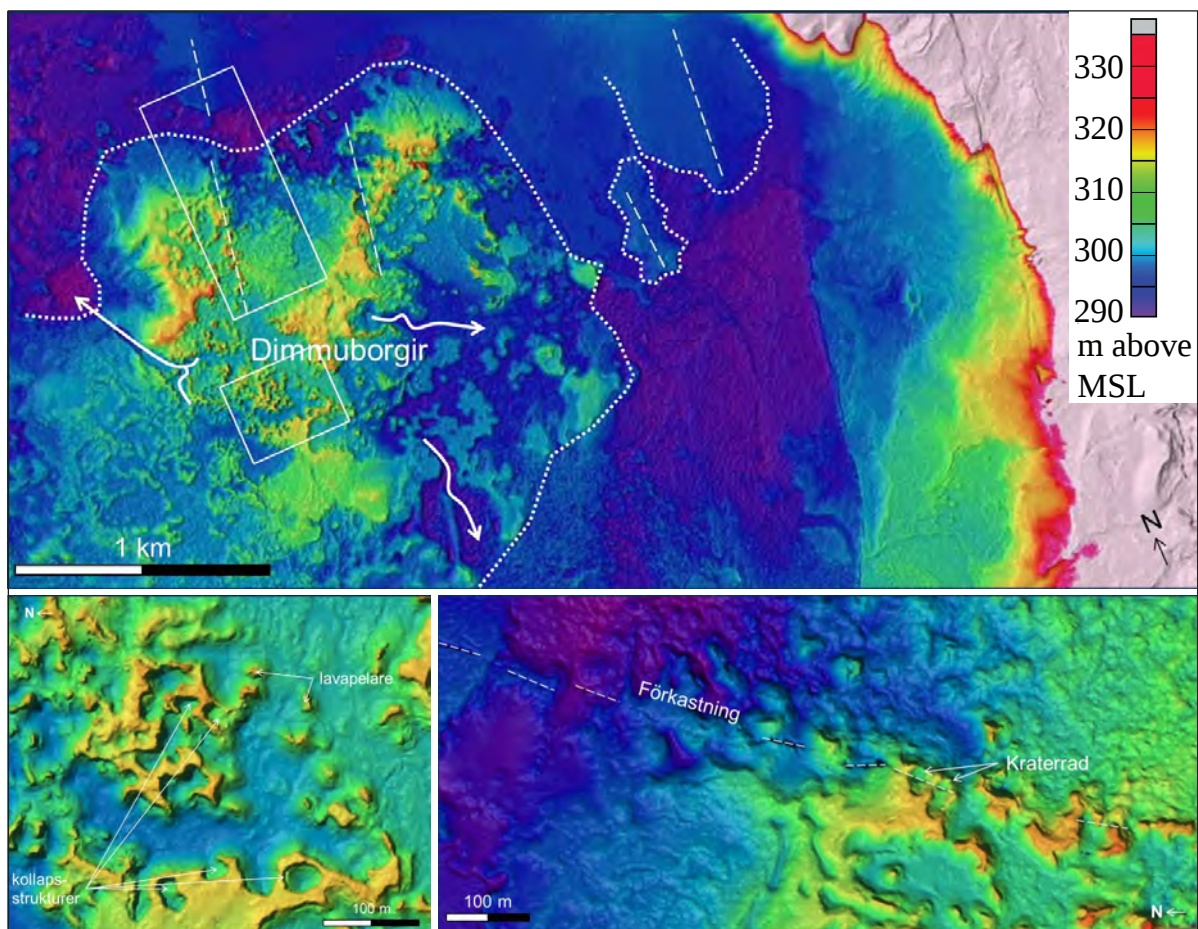


Bild 53. Höjdmodellen av Dimmuborgir (Skelton et al., 2016).

Dag 4: Randarhólar och Dimmuborgir

4:1 Dettifoss

Avstånd: 2 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

4:2. en av Randarhólars matargångar

Avstånd: 0,6 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

4:1 Kör vägen, väst om floden Jökulsá (väg 862). Den utgår från väg 1 (26 km öst om Reykjalíð). Lämna väg 1 ($65^{\circ}38'55.97''N$ $17^{\circ}22'40.60''V$) och kör norrut i 21 km. Sväng sedan åt öster ($65^{\circ}49'02.13''N$ $16^{\circ}26'30.04''W$) och kör till asfaltsvägens slut (3 km). Parkera och följ sedan stigen. 4:2 För att komma till Randarhólar följer man vägen från Dettifoss, 1,1 km efter parkeringsplatsen vid Dettifoss svänger man norrut på en grusväg ($65^{\circ}49'04.15''N$ $16^{\circ}24'42.08''W$). Det står två träskyltar vid avfarten, en indikerar Dettifoss och den andra Hafragilsfoss. Kör till vägens slut, parkera ($65^{\circ}49'53.97''N$ $16^{\circ}24'29.87''W$). Följ sedan stigen till ravinens brant.

Vattenfallet Dettifoss, i floden Jökulsá á Fjöllum, är ett av Europas mäktigaste vattenfall. Norr om Dettifoss, där kanjonen som floden strömmar i är ungefär 100 m djup, finns Sveinar-Randahólar-kraterraden, daterad till 10 000 år (med närvaron Saksunarvatn askan från Katla i kratrarna). I den östra kanjonväggen finns en 6–10 m bred matargång exponerad, där den är direkt kopplad till en av Randarhólarkratrarna. Denna matargång är det bästa exemplet på en sådan i Island.

4:3. Dimmuborgir

Avstånd: ”kyrkan” 2,2 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Vägen till Dimmuborgir från Reykjahlíð. Från Reykjahlíð kör 4 km (väg 848). Sväng mot öster ($65^{\circ}35'58.22''N$ $16^{\circ}55'38.24''W$), skyltat ”Dimmuborgir”. Kör till vägens slut, parker och fortsätt att gå.

Det rekommenderas att ta lokalen ”4:4 Tuffringen – Hverfjall” först och sedan går ned längs den södra sluttningen (en brant stig) och in i Dimmuborgir. Då man står på Hverfjalls högsta delar har man en fantastisk utsikt över Dimmuborgir och kan se flera runda strukturer. Har man en buss med chaufför så släpper han av gruppen vid Hverfjalls norra uppgång och kör sedan till Dimmuborgirs parkering.

Dimmuborgir (ung. de mörka borgarna eller klipporna) är uppbyggd av den 2 100 år gammal Laxárlava (bild 52). Den här lavan återfinns även i kraterraderna Þrengslaborgir och Lúdentborgir öster om Mývatnsjön (bild 11). Laxárlavan kom från en 10 km lång vulkanisk fissur och täcker en yta av 170 km² och har volymen 2 km³. En LiDAR undersökning av Dimmuborgirformationen genomfördes i september 2012. Resultatet av undersökningen är en höjdmmodell med mycket hög upplösning. Baserade på höjdmmodellen (bild 53) kan man konstatera att Dimmuborgirformationen är en sköldliknande struktur (bild 54). I höjdmmodellen syns ett antal kraterrader som följer förkastningar in i Dimmuborgirformationen som t ex Grjótagjá (1:3).



Bild 54. Dimmuborgir i profil från öster (dalen mellan Lúdentborgir och Dimmuborgir) där man kan se sköldformen med de centrala delarna kollapsade, med endast några pelare kvar. Foto: Erik Sturkell 2014

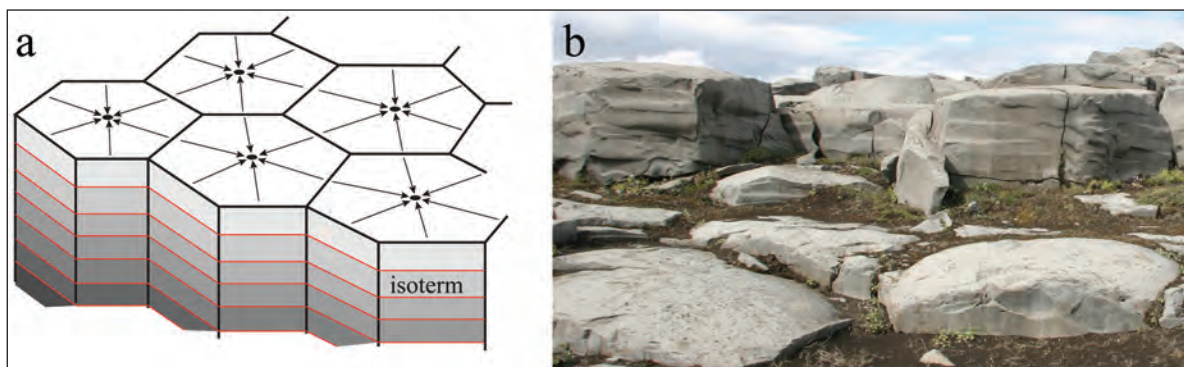


Bild 55a. Sammandragningen som skapar pelarna sker mot punkter som är tämligen jämnt fördelade. Då smältan stelnar minskar volymen, och i och med sammandragningen så byggs spänningar upp. Bredden av de horisontella banden indikerar hur snabbt avkylningen sker. Längs dessa band har avsvlningsfronten (isotermen) varit vid en given tidpunkt. **b.** Basaltpelare från Dettifoss med horisontella band på kanterna av pelarna. Foto: Erik Sturkell 2010

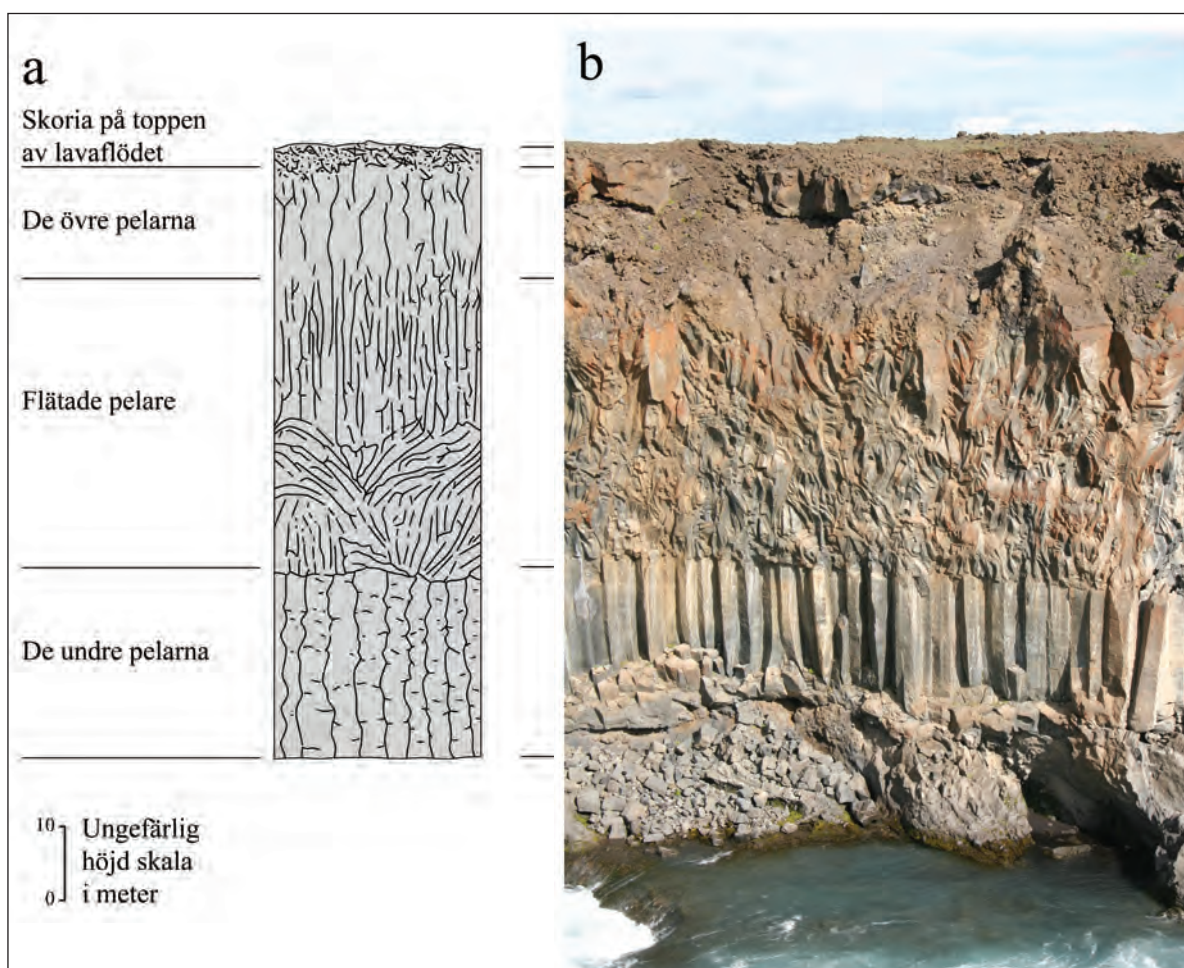


Bild 56a. Schematisk genomskärning av ett basaltiskt lavaflöde beskrivet från Columbia River basalt gruppen från den sammanställning som Long och Wood (1986) har gjort. Överst finns ett tunt lager med skorior, det följs nedåt av; den översta vertikala pelarförklyftningen (vilken ibland ej är så tydligt utbildad), den centrala delen med flätade pelare (också kallat entablature enheten), och underst oftast välutbildade vertikala pelare. **b.** Ett 20–25 meters högt snitt genom Bårdardalshraun lavan vid Aldeyarfoss, där fyra enheter kan urskiljas i lava flödet. Högst upp finns ett relativt tunt lager av skorior, sedan kommer den övre pelarförklyftade nivån (ej tydligt utbildad här) under den ett lager med flätade pelare och underst en nivå av perfekt pelarförklyftad basalt. Foto: Erik Sturkell 2015

Cirkulära och semicirkulära kollapsstrukturer samt lavapelare syns tydligt i höjdmodellen. En hypotes som kan baseras på höjdmodellen är att Dimmuborgir-formationen är en rotlös sköldvulkan som matats av lava från närliggande kraterraden Lúdentborgir (Skelton et al., 2016). Lavan flöt i tunnlar från Lúdentborgir mot Dimmuborgir, trängdes upp längs förkastningarna och fyllde Dimmuborgirskölden. Den dränerades genom ett flertal stora tunnlar. Så småningom kollapsade de centrala delarna av formationen och en markant sänka med vertikala väggar bildades. Sänkan omringas av kollapsstrukturerna och 10–20 m höga lavapelare. Pelarnas sidor bär skrapmärken efter den sjunkande, stelnde överytan av skölden.

Pelarförklyftning

Lavaflöden på land och intrusioner kan vara pelarförklyftade. Dessa bildas då lavan eller intrusionen stelnar, då minskar volymen och en sammandragning sker. Den sker i materialet mot punkter som ligger på jämna avstånd (bild 55a), då får pelarna det perfekta utseendet de får en hexagonal form. Ligger dessa punkter ojämnt blir det fem eller sju kantiga pelare. Det finns pelare med fyra och åtta sidor men dessa är underordnade. Det är de fem- och sexkantiga pelarna som dominerar totalt. Om lavan/smältan har en homogen sammansättning så blir sammandragningspunkterna tämligen jämnt fördelade (bild 55a). Pelarna bildas vinkelrätt mot avkylningskontakten. Då det gäller lavaflöden och lagergångar blir pelarna vertikala och när det är en vertikal intrusion (gång) blir dessa horisontella. Pelarförklyftning är vanligast i basalt men förekommer i alla magmatiska bergarter.

Long och Wood (1986) har sammanställt flera olika arbeten som beskriver de olika enheterna i ett typiskt basaltflöde. Dessa studier har beskrivit de tjocka lavaflödena som rann ut för 16 miljoner år sedan då Columbia River basalt gruppen i nordvästra USA bildades. Nu delar man in ett flöde i fyra delar (bild 56a och b). Överst finns lavans topp som ofta kan bestå av ett lager med skoria. Sedan följer tre tjockare enheter: den översta vertikala pelarförklyftningen, i mitten den flätade pelarenheten (eng. Entablature), och den undre vertikala pelarförklyftningen. De tre huvudenheternas tjocklekar kan variera och ibland kan någon saknas eller vara dubblerad inom samma flöde. Mittensektionen de flätade pelarna kallas i litteraturen ”entablature enheten”, detta är en term från arkitekturen som beskriver delen som finns ovanpå kolonnerna på ett antikt tempel.

Den gängse förklaringen är att det sker en avsvälning underifrån och från ytan och att de centrala delarna svalnar sist. Då avsvälningssfronter (isotermer) är horisontella bildas pelare som växer mot de centrala delarna. Den övre pelarsektionen är oftast sämre utvecklade än den undre. Det är ej helt klarlagt hur de flätade pelarna i den centrala delen bildas, en förklaring går ut på att dessa delar som svalnar sist är mjuka och att rörelser sker där.

På pelare kan det ibland finnas horisontella band (bild 55b), vilka i litteraturen kallas ”chisel marks” eller ”stria” detta är successiva avsvälningssnivåer. När lavan stelnar och drar ihop sig kan den del av pelaren som kan drabbas av spröd deformation spricka sönder. De horisontella banden representerar avsvälningssfronten vid givna tidpunkter eller där en isoterm fanns (bild 55a & b).

När kuddlava bildas sker en avkylning från ytan in emot centrum vilken kalnar sist, då bildas radiella ”pelare” eller tårtbitar (bild 19).

4:4. Tuffringen – Hverfjall

Avstånd: 3 km tur och retur/Teräng: alternativ fram och tillbaka samma väg, Medel; alternativ att fortsätta till Dimmuborgir, Svår.

Vägen till Hverfjall från Reykjahlið. Från Reykjahlið kör 3,7 km (väg 848). Sväng mot öster (65°36'38,43"N, 16°55'02,84"V), skyltat "Hverfjall". Kör vägen 1,3 km och sväng mot väster till vägens slut. Då har man kommit till den norra uppgången upp på tuffringen.

Först vad är tuff?

Tuff är av vulkaniskt ursprung och består av lava samt mineralfragment och xenoliter; allt ligger i en mellanmassa av aska. Observera att definitionen av tuff varierar mellan olika

publikationer och detta är en. Fragmenten kan vara i alla storlekar (aska – lapilli – bomber) och bildas i ett utbrotts explosiva faser då lava sprängs sönder. Den fragmenterade tuffen kan vara så het att den sammanfogas genom sintring (sammanfogas vid höga temperaturer dock under smältpunkten), och bildar sintrad tuff (eng. welded tuff). Tuff bildas genom fragmentering av lava, och kan bestå av allt från basalt till ryolit. Explosionerna i lavan kan vara orsakade av expansion av volatiler eller genom kontakt med vatten (phretomagmatiskt). Dessa två processer kan också kombineras för en ökad effekt! Tuff kan finnas både som lösa avlagringar eller som en bergart. En process som litifierar tuffen är palagonitisering vilken är som effektivast i basaltisk tuff.

Lapilli

Tefra indelas efter storlek; a) är fragmenten mindre än 2 mm är det aska, b) i storleksintervallet 2–64 mm kallas det lapilli, och c) är det större än 64 mm blir det bomber. Ordet lapilli kommer från latin och betyder ”liten sten”. Varför intressera sig så mycket för lapilli? Anledningen är det finns typer av lapilli som kan visa om att det fanns vatten tillgängligt vid utbrottet. Det är de så kallade mantlade (eng. armed) lapilli, och om dessa kan observeras, så har det varit ett phretomagmatiskt utbrott. I utbrottsmolnet, som innehåller vattenånga och finfördelad aska, kommer denna blandning att fästa sig på lapilli fragmentet och bilda en hinna (bild 57). Tuffkonerna som bildades under Surtseys första utbrottsfas var ett phretomagmatiskt utbrott, och dessa har en lagring med askamantlade lapilli och enstaka bomber.

Det finns även en typ som kallas sammansatta (eng. accretion) lapilli. Denna lapillityp bildas genom en ihopklumpning av flera små fragment i ett fuktigt eruptionsmoln eller genom statisk elektricitet. Sedan under luftfärden kommer dessa sammansatta (ihopklumpade) lapillin få en sfärisk form.



Bild 57. Lagrad mantlad lapilli som har avsatts i den phretomagmatiska fasen under utbrottet i Surtsey. Finkornig aska som finns i eruptionsmolnet fäster sig på lapillin och bildar en hinna. Sedan deponeras den i tuffkonen, här på insidan av östliga konen (Surtur I) som bildades mellan 1963–64. Från linslocket mot bildens övre högre hörn syns ett lager med mantlad lapilli. Foto: Erik Sturkell 2013

Hverfjall

För att Hverfjall-tuffringen skulle byggas upp krävs det ett kontinuerligt tillflöde av lava och vatten som möts på samma ställe under en tid. Den senast bildade större tuffringen (kon) Island är Surtsey (1963–64), där kom lavan upp ur en spricka och mötte havsvattnet med resultatet att en tuffkon växte upp. Beroende på vindriktning och bränningar hölls en öppning mot havet fri genom vågorna och det mesta av det utkastade materialet kom ner på läsidan av tuffkonen. Så länge det fanns nytt vatten i kratern så fragmenterades lavan. Där Hverfjall (bild 58) bildades kom lavan upp genom en spricka – ett sprickutbrott är typiskt vid en spridningsrygg och där aktiviteten koncentrerade sig till en krater efter en kort tid.

I samband med utbrotten under Hverfjallsepisoden (ca 2 500 år sedan) var det aktivitet från Mývatn och till omkring 25 km norr ut längs plattgränsen. Lava från denna episod är beräknad att täcka 70 km² (Sæmundsson, 1991:68). Matargångens material som flödade mot ytan till platsen för det blivande Hverfjall mötte vatten nära markytan. På något lägre topografisk nivå fanns föregångaren till dagens Mývatn, vars vattenyta låg nära grundvattnets. Det bör noteras att vid tiden då Hverfjall bildades fanns ej den yngre Laxálavan (Dimmuborgir) och inte heller lava från Daleldar vilka till stor del omger tuffringen i dag. Vid jämförelse med dagens situation så var vattennivån i Grjótagjá endast några meter över Mývatn och situationen vid bildandet av Hverfjall var troligen att likna med en vattenfylld spricka med snabbt och stabilt tillflöde. När lavan möter den vattenfyllda sprickan (bild 59) sker explosioner och fragmentering av

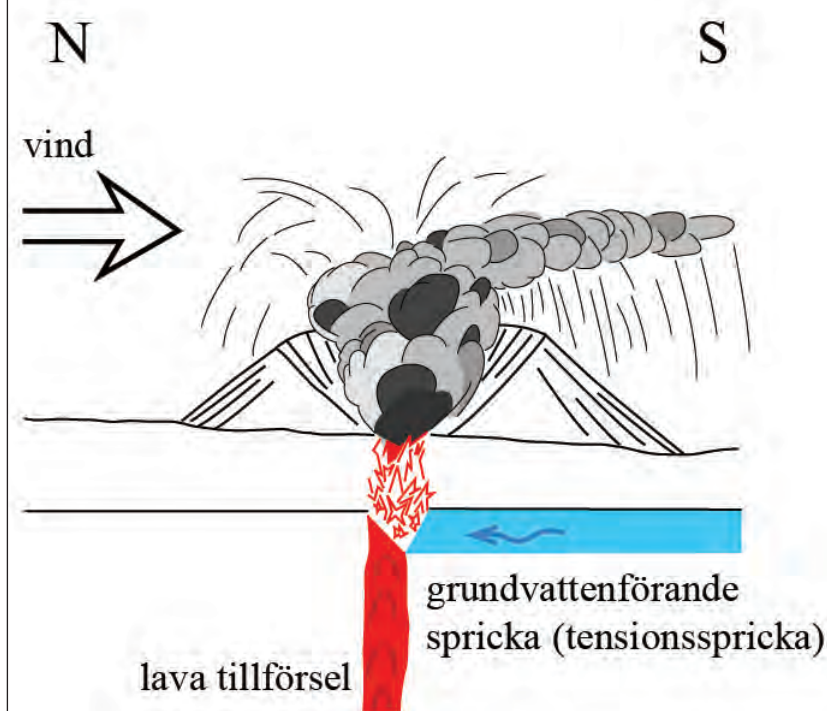


Bild 58. Tuffringen Hverfjall sedd från väster, den reser sig mellan 90 och 150 m över omgivningen och den har en kilometers diameter (toppen). Foto: Erik Sturkell 2008

Bild 59. Principskiss av en nord-sydlig profil av ett troligt utbrottsförlopp vid bildandet av tuffringen Hverfjall där lava och vatten strömmar till en och samma punkt. Vid denna punkt sker explosioner och fragmentering av lavan; dessa fragment sprids runt kratern. Vinden kommer att göra att tuffringen byggs upp mera på läsidan och att den sprids utifrån kratern..

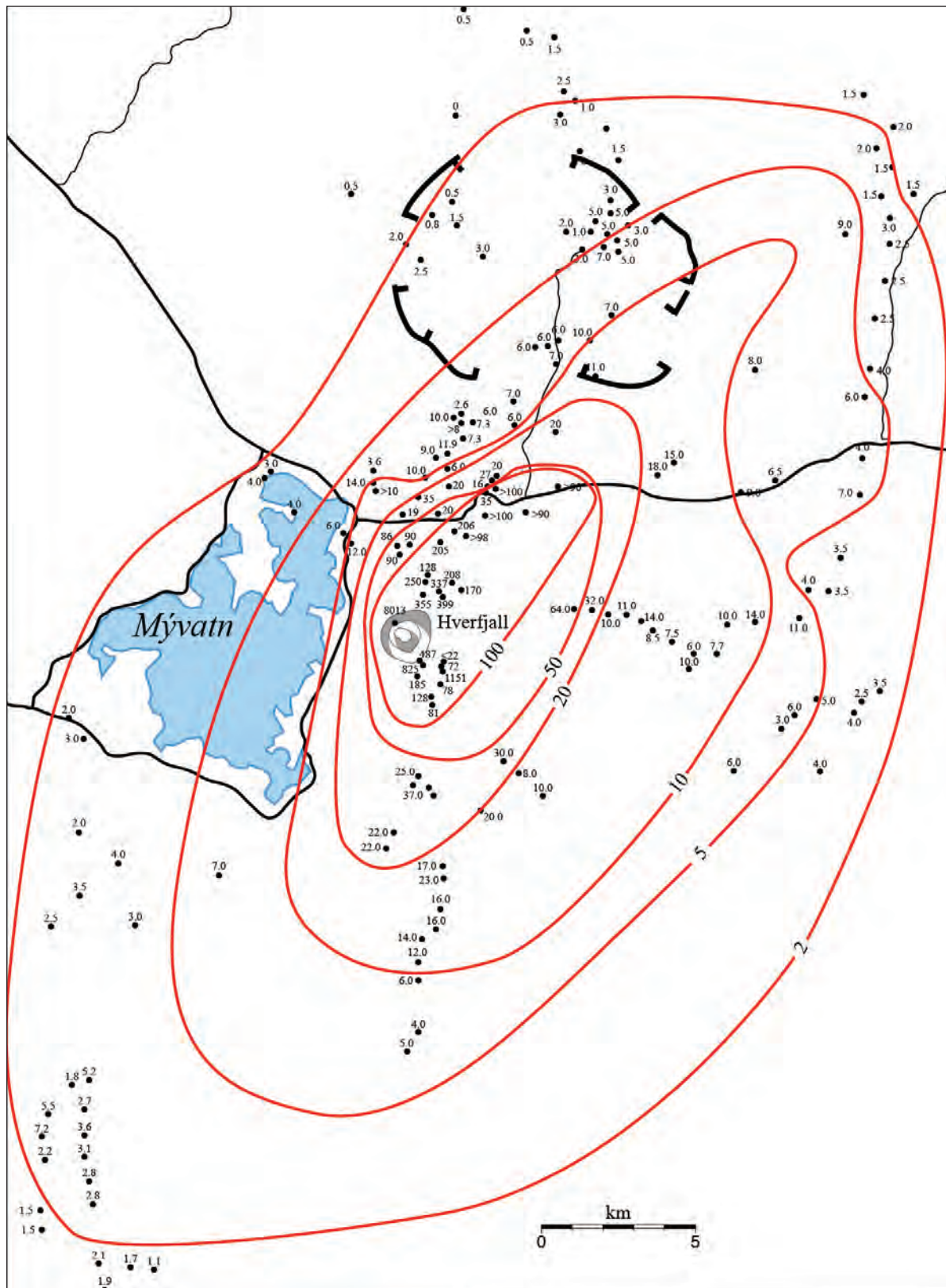


Bild 60. Isopach karta med tefra tjocklek [cm] som har kommit från Hverfjallkratern, omritad efter en förlaga av Mattsson och Höskuldsson (2011).

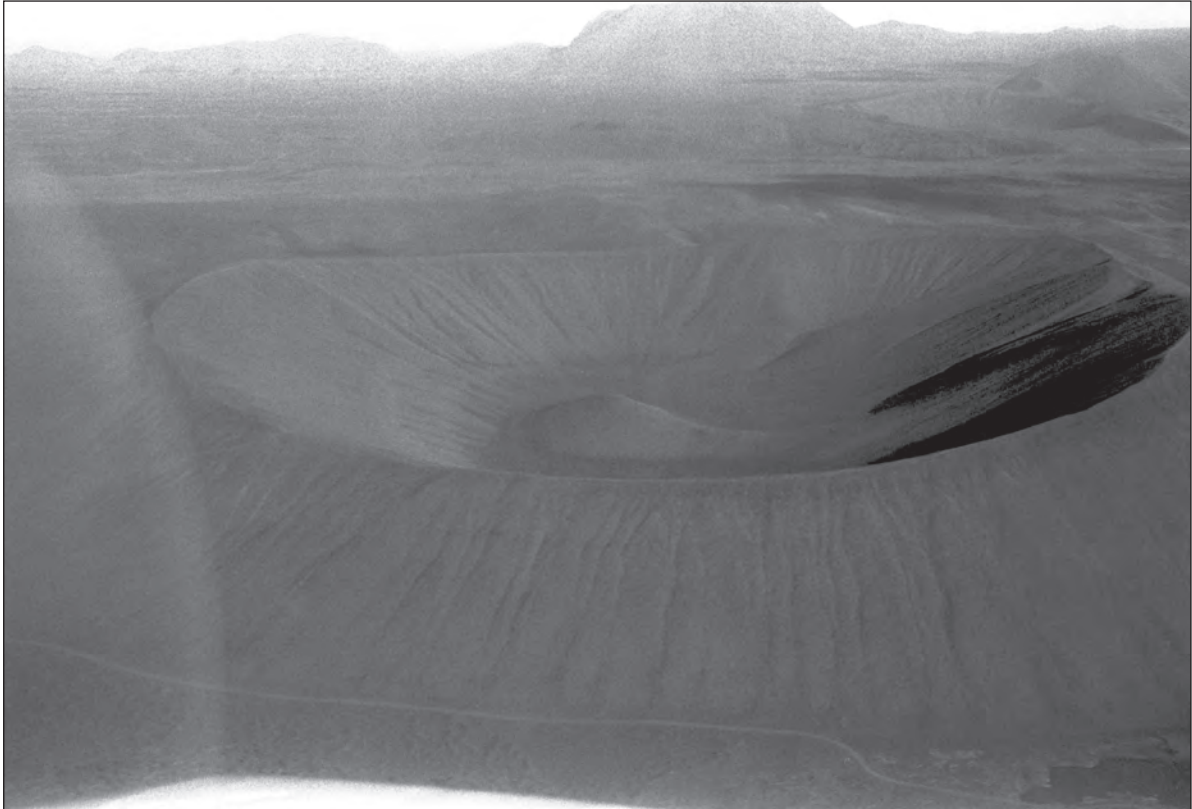


Bild 61. Hverfjall från luften, där tuffkonen har en kilometer diameter högst upp. I mitten finns en skoriakrater, som bildades under slutskedet då vattenflödet sinade. Foto: Erik Sturkell 1995

lavan och tuff bildas. Nytt vatten och ny lava strömmar till och möts på samma plats och en ny explosion sker. Detta upprepas ett otal gånger och en tuffring bildas. Hverfjall är en obruten ring som reser sig till mellan 90 och 150 meters höjd över omgivningen. Denna obrutna ring bildades då lava och vatten möttes under jorden (dock grunt) och det fanns inte något ytvatten under merparten av den tid då tuffringen bildades. Om det fanns ytvatten under utbrottets början är alla spår av detta förlorade.

Materialet är dominerat av aska men hela skalan finns (aska – lappilli – bomber). Det ligger också bergartsfragment (block av lava) spridda på tuffen. Dessa är fragment från sidoberget som sprängdes loss i explosionerna då lava och vatten möttes.

Tuffen har en lutning som varierar upp till 35° vilket är rasvinkeln för en grushög. Vid tuffringens bas är lutningen oftast mindre; lagervariationen är mellan 15–35° och de lutar både inåt och utåt. På Hverfjalls södra kant finns det spår av skred och detta material som ligger vid tuffringens bas är täckt av den yngre Laxálavan (ca. 2 100 år gammal) och sedan av lava från det omkring 1 100 år gamla Daleldarnautbrotten.

Tuffringen Hverfjall är högst i sin nordnordöstra och sydsydvästra del, vilket indikerar två dominerande vindriktningar. Med tjockleken av askan i olika jordprofiler kan man teckna en bild av dess utbredningsmönster. Utbredningen av askan (bild 60) har ett elliptiskt mönster med den längsta axeln NNÖ–SSV, vilket ger de dominerande vindriktningarna.

Det sista som sker i Hverfjall utbrottet är det att vattentillförseln stoppas, men lavan flödar fortfarande, och då bildas en skoriakrater i mitten av tuffringen (bild 61). 🍌

Extra lokaler

E:1. Namaskarð

Avstånd: 0,5 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Namaskarð är det allmänna namnet på det geotermala området vid Mývatn. Området löper längs båda sidor av en hyaloklastitrygg, Namafjall. På västra sidan av ryggen utvinns den geotermala energin för uppvärmning och i industriella syften. Den östra sidan är orörd och karakteriseras av aktiva lerpölar och fumaroler. Det här fältet kallas Hveranrönd. Avlagringarna är bland annat gult svavel, vitt gips och kisel, plus flera olikfärgade lermineralavsättningar, som bildats genom förändringar av moder-bergarten. Svavlet i Namafjall (Gruvberget) utvanns redan på 1200-talet och därefter tidvis fram till 1940. Värmekällan i områden med hög temperatur, som i Namaskarð, är antingen nyss injicerade gångar eller en ytlig magmakammare. Geotermal energi används ofta till att värma hus och ca 97 % av Islands befolkning åtnjuter denna facilitet.

E:2. Skútustaðir

Avstånd: 0,5 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Den yngre Laxárlavan (ca 2100 år gammal) har bidragit starkt till det nuvarande landskapet kring Mývatnsjön. Mest iögonenfallande är kratrarna som finns längs sjöstränderna eller som öar i sjön. Kratrarna kallas pseudokratrar (bild 21) på grund av att de inte är äkta vulkaniska kratrar. De bildas genom ångexplosioner när lava flyter ut på ett fuktigt underlag eller över grunt vatten.

E:3 Hljóðaklettur

Jökulsá-kanjonen korsar en av krater raderna i Rauðuborgir-Randhólar-fissuren. Genom erosion är den yta vi ser idag ungefär 100 m under den ursprungliga ytan. Här kan grunda intrusioner och matargångar i tre dimensioner studeras.

E:4. Ásbyrgi

Ásbyrgi bildades i två stora katastrofflöden i floden Jökulsá á Fjöllum, delvis längs sprickor som redan fanns i lavaflödet från sköldvulkanen Peistareykjabunga. Den första översvämningen skedde för 8–10 tusen år sedan och den andra för ungefär tre tusen år sen. Strukturen är ca 3,5 km lång (N–S) och 1,1 km bred (Ö–V) och har upp till 90–100 m höga vertikala klippor. ”Ön” i den centrala delen av strukturen är 250 m bred. I den östra klippan kan man se tvärsnitt av tumuli och lavahöjningar. Ásbyrgiklipporna ger en god överblick över en sköldvulkans inre, särskilt i fråga om flöden, tumuli och lavahöjningar.

E:5. Kelduhverfi-graben

Det inledande utbrottet (20 december 1975) av Kraflaeldarna var kort – men jordskalven fortsatte. De frekventa jordskalvssvärmarna var till en början begränsade till Krafla-området, men efter en tid spred sig dessa både söder- och norrut längs plattgränsen. Efter ett antal timmar hade de nordgående svärmarna nått Kelduhverfi 30 km norr Krafla-kalderan. Nu koncentrerades jordskalvsaktiviteten till två huvudområden; Leirhnjúkur och Kelduhverfi, och i det senare spred sig aktiviteten norrut i Öxarfjörður. Jordskalvsaktiviteten i de två områdena fortgick till mitten av mars 1976. Med tiden blev antalet skalv färre men större, med två skalv med magnituden fem i Krafla-området. I Öxarfjörður var aktiviteten som intensivast i mitten av januari och i denna svärm kom det största skalvet under hela Kraflareldarepisoden, vilket hade magnitud 6,5. Med denna jordskalvsaktivitet följde förkastningar och öppning av sprickor. Marken sjönk med mera än 2 m i Krafla med sitt centrum vid Leirhnjúkur. I Kelduhverfi skedde en extension (spridning) med 1,5 m under denna inledande episod.



Bild 62. Graben vid Hlíðargerði i Kelduhverfi som fick sitt nuvarande utseende under jordskalvssvärmen i januari 1978. Foto: Erik Sturkell 2008

I januari 1978 tilltog aktiviteten i Kelduhverfi med flera intensiva jordskalvssvärmar, där den största skedde 10–11 januari med skalv upp till magnituden 4,6. Dessa jordskalv orsakade betydande deformation där bildningen av grabenstrukturen vid Hlíðargerði (bild 62) var den största. Sprickor vidgades och förkastningar rörde sig i hela Kelduhverfi området i storleksordningen upp till 2,5 m. Den största jordskalvsaktiviteten skedde i kalderan och under de första åren norrut till Öxarfjörður. Under 1977 rörde sig två större jordskalvssvärmar söder ut till Bjarnarflag.

E:6. Godafoss

Avstånd: 0,1 km tur-och-retur/Terräng: Lätt

Det finns parkeringar på båda sidorna av bron över floden Skjálfandafljót. Om man har en buss med chaufför kan bussen släppa av på en sida och ta upp på den andra.

Den på västrasidan: 65°41'03.54"N, 17°32'55.44"V och på östrasidan: 65°41'09.99"N, 17°32'18.45"V.

Bárðardalur är utskulpterad från inlandet mot kusten av upprepande inlandsisar i Plio-Pleistocena lava sekvensen. Längs dalen har Holocena lavaflöden flödat från områden just norr om Vatnajökull. Här har två (på topp tio listan) av Islands största Holocena lavaflöden runnit, Kinnarhraun och Bárðardalshraun lavan. Hjartarson (2011) har gjort en sammanställning av de största Holocena lavaflödena på Island och vår text bygger på denna information. I botten av Bárðardalur finns den 10 500 år gamla Kinnarhraun lavan. Det tros att ursprungskratrarna för detta flöde ligger begravda under senare lavar vid Gígöldur (bild 2). Någon kilometer norr om väg no. 85 (Nordausturvegur, Húsavíksvägen) där den passerar floden Skjálfandafljót finns den nordligaste exponering av Kinnarhraun lavan. Sedan tar alluviala sediment vid, så lavautsträckningen norrut är ej känt. Troligt är att Kinnarhraun lavan når ut till kusten och då har den runnit 110 km från kratrarna vid Gígöldur. Detta gör lavaflödet till ett av de längre under Holocen tid, och dess volym är beräknad till cirka 5 km³. Kinnarhraun lavan är överlagrad av den 500 år yngre Bárðardalshraun lavan som också troligen har sitt ursprung från kratrar i Gígöldur (bild 2). Den når cirka 12 km norr om Godafoss där den ligger ovanpå Kinnarhraun lavan. Bárðardalshraun lavans volym är uppskattad till cirka 8 km³. Lavans tjocklek varierar och det är oftast vid vattenfall den går att mäta. Lavan är 18 m vid Godafoss och 25 m vid Aldeyarfoss (bild 56b) som ligger 37 km söder om Godafoss. Vid volymberäkningen har man använt en medeltjocklek på 20 m. 🍌

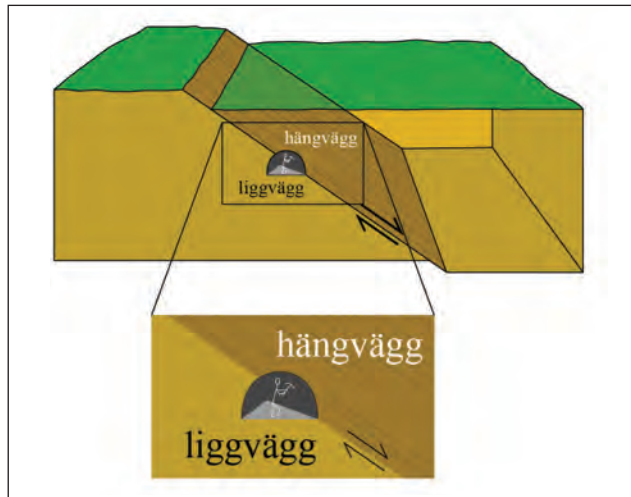
Referenser

- Andrén, M., Stockmann, G., Skelton, A., Sturkell, E., Mörtz, C.-M., Guðrúnardóttir, H.R., Keller, N.S., Odling, N., Dahrén, B., Broman, C., Balic-Zunic, T., Hjartarson, H., Siegmund, H., Freund, F. & Kockum, I., 2016. Coupling between mineral reactions, chemical changes in groundwater and earthquakes in Iceland, *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 121(4), 2315–2337, 10.1002/2015JB012614
- Dugmore, A.J., Cook, G.T., Shore, J.S., Newton, A.J., Edwards, K.J., & Larsen, G., 1995. Radiocarbon dating tephra layers in Britain and Iceland, *Radiocarbon*, 37, 379–388.
- Einarsson, P., & Sæmundsson, K., (1987). Earthquake epicenters 1982–1985 and volcanic systems in Iceland (map), in *Í Hlutarsins Eðli: Festschrift for Thorbjorn Sigurgeirsson*, edited by Th. Sigfússon, Menningarsjóður, Reykjavík.
- Eiríksson, J., 2008. Glaciation events in the Pliocene – Pleistocene volcanic succession of Iceland, *Jökull*, 58, 315–329.
- Hjartarson, Á., 2011. Viðáttumestu hraun Íslands. *Náttúrufræðingurinn*, 81, 37–49.
- Ingólfsson, Ó., Norðdahl, H., & Schomacker, A., 2010. Deglaciation and Holocene Glacial History of Iceland, In: Schomacker, A., Krüger, J., & Kjær, K.H. (eds.), *The Mýrdalsjökull Ice Cap, Iceland. Glacial Processes, Sediments and Landforms on an Active Volcano*, 51–68.
- Jakobsdóttir, S.S., Gudmundsson, G.B., & Stefánsson, R., 2002. Seismicity in Iceland 1991–2000 monitored by the SIL Seismic system, *Jökull*, 51, 87–94.
- Johannesson, H., & Sæmundsson, K., 2009: *Geological Map of Iceland. 1:600 000 Bedrock Geology*, Icelandic Institute of Natural History, Reykjavik (1st edition).

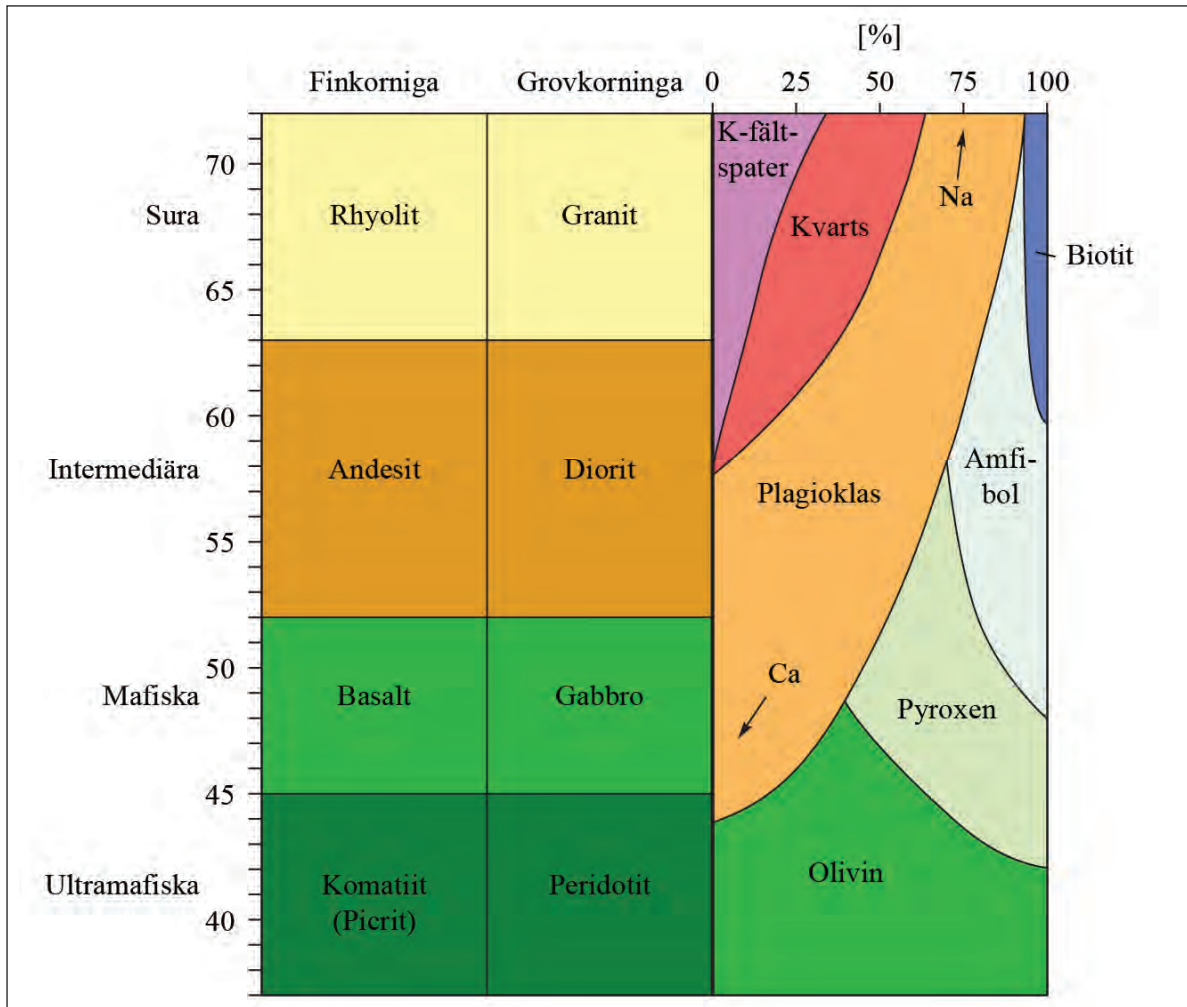
- Jones, G.J., 1969. Interglacial volcanoes of the Laugarvatn region, south-west Iceland – I, *Quaternary Journal of the Geological Society in London* 124, 197–211.
- Kokelaar, P., 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism, *Bulletin of Volcanology* 48, 275–289.
- Long, P.E., & Wood, B.J., 1986. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows, *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1144–1155.
- Marshak, S., 2008. *Earth: Portrait of a planet*, third edition, W.W. Norton & Company, New York London, p. 832. ISBN 978-0-393-93036-8
- Mattsson, H.B., & Höskuldsson, Á., 2011. Contemporaneous phreatomagmatic and effusive activity along the Hverfjall eruptive fissure, north Iceland: Eruption chronology and resulting deposits, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 241–252.
- Metzger, S., Jonsson, S., & Geirsson, H., 2011. Locking depth and slip-rate of the Husavik Flatey fault, North Iceland, derived from continuous GPS data 2006–2010, *Geophysical Journal International*, 187, 564–576,
- Norðdahl, H., 1983. Late Quaternary stratigraphy of Fnjóskadalur central North Iceland, a study of sediments, ice-lake strandlines, glacial isostasy and ice-free areas, *Lundqua Thesis* 12, 78 pp. Lund University.
- Norðdahl, H., & Haflidason, H., 1992: The Skógar Tephra, a Younger Dryas marker in North Iceland, *Boreas*, 21, pp. 23–41.
- Patrick, M.R., & Orr, T.R., 2012. Rootless shield and perched lava pond collapses at Kilauea Volcano, Hawai'i, *Bulletin of Volcanology*, 74, 67–78.
- Sæmundsson, K., 1979. Outline of the geology of Iceland, *Jökull*, 29, 7–28.
- Sæmundsson, K., 1991. Jarðfræði Kröflukerfisins, In: Garðarsson A., Einarsson Á., (Eds.), *Náttúra Mývatns, Hið íslenska náttúrufræðifélag*, Reykjavík, pp. 24–95.
- Sæmundsson K., 2007. Jarðfræðin á Peistareykjum, Greinargerð ÍSOR-07270 Verknr. 522-007 12.12.2007
- Sæmundsson, K., & Gunnlaugsson, E., 2002. Íslenska steinabókin, Mál og Menning, Reykjavík, pp.233, ISBN 9979-3-1856-2
- Skelton, A., Sturkell, E., Jakobsson, M. Einarsson, D., Tollefsen, E., & Orr, T., 2016. Dimmuborgir: a rootless shield complex in northern Iceland, *Bulletin of Volcanology* 78: 40. doi:10.1007/s00445-016-1032-5
- Stefansson, R., Gudmundsson, G. B., & Halldorsson, P., 2008. Tjörnes Fracture Zone. New and old seismic evidences for the link between the North Iceland rift zone and the Mid-Atlantic ridge, *Tectonophysics*, 447, 117–126.
- Sturkell, E., 2005: Kraflaeldarna 1975–1984, *Geologiskt forum* 48, 8–15.
- USGS, 2016. http://hvo.wr.usgs.gov/volcanowatch/archive/2008/08_01_24.html
- Walker, G.P.L., 1960: Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. *Journal of Geology* 68, 515–528.
- Wästeby, N., A. Skelton, A., Tollefsen, E., Andrén, M., Stockmann, G., Claesson Liljedahl, L., Sturkell, E., & Mörtz, M., 2014. Hydrochemical monitoring, petrological observation, and geochemical modeling of fault healing after an earthquake, *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 119, 5727–5740.

Appendix

I: Ligg- och hängvägg



II: Magmatiska bergarter



Magmatiska bergarter brukar indelas beroende på kiselhalt och om de är grov- eller finkorniga. De grovkorniga har stelnat (långsamt) nere i skorpan medan de finkorniga har stelnat (snabbt) på ytan. När kiselhalten är extremt låg ($\approx 40\%$) är temperaturen hög (omkring 1250°C) för den utströmmande lavan. Basalt ($< 52\%$) har en utbrottstemperatur på omkring 1150°C , medan en ryolitisk lava med en hög kiselhalt (omkring 70%) har en temperatur närmare 600°C . Den högra delen av bilden visar vilka huvudmineral som bergarten innehåller. Bilden är omritad från en förlaga an Marshak (2008).

III: Uppsvällda lavaflöden

En replava (pahoehoe lava) rinner lätt och bildar tunna lavaflöden. Snabbt bildas en skorpa som fungerar som isolering och ser till att lavan under ytan inte stelnar direkt. Det är effektivt att transportera lava under ytan och där kan lavaflöden rinna under en längre tid och avsevärda sträckor. Lavan som flödar in under skorpan kommer från en källa (krater, spricka etc.) som ligger på en topografisk högre nivå; denna höjdskillnad ger lavan ett tryck – ett lavastatiskt tryck (jämför hydrostatiskt då det handlar om vatten).

När lavan flödar in under den stelnade skorpan så pressas skorpan uppåt och en uppsvälld lava bildas (lava rise, i Walker 1991:553). I en artikel av Holcomb (1987) beskrivs uppsvällda lavaflöden, där ett pahoehoe flöde som kan vara så tunt som 20–30 cm får en stelnad skorpa och sedan ”pumpas” ny lava in och ökar lavaflödets tjocklek. En sluttande kant bildas längst fram där lavaskorpan är förankrad. Holcomb (1987) ger exempel på att ett lavaflöde har lyfts upp omkring 18 meter. En stor yta kan lyftas upp av lavaflödet eller, om det endast är en punkt som trycks upp bildas det en lavaböld eller tumulus: lavabölden kan också bli långsträckt så att en uppsvälld (uppptryckt) rygg bildas. Dessa ryggar kan vara svåra att identifiera då de också kan skapas genom tektonik – så ett varningensord bör utfärdas.

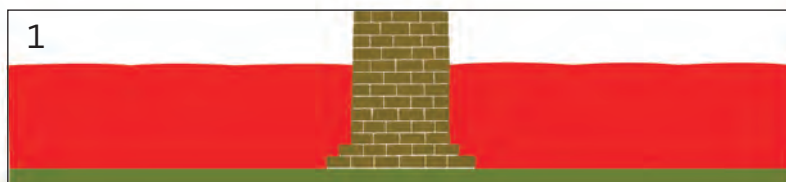


En 3 meter hög lavaböld (tumulus) i 1980-tals lava från Pu'u O'o (Hawai'i). Foto: Erik Sturkell 2013

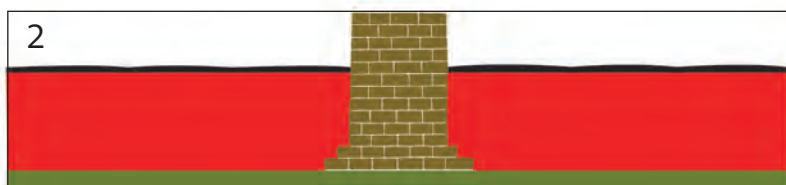


Den övervuxna ”cinder” askkonen Pu'u Huluhulu (Mauna Kea vulkanen) som är omfluten av 1800 och 1900-tals lavar. Foto: Erik Sturkell 2013

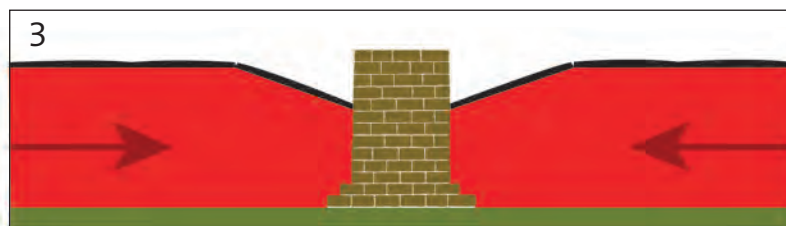
Ett klassiskt exempel är det breda pass som separerar vulkanerna Mauna Kea och Mauna Loa på Hawai'i, den kallas Humu'ul Saddle. Mauna Kea har de senaste 65 000 åren endast producerat alkalisk vulkanism och längs dess sidor finns fullt av "cinder" askkoner, där den senaste är 4 000 år gammal. Mauna Loa är en ytterst aktiv sköldvulkan som producerar stora mängder av olivin tholeiitisk lava. Dessa lavaflöden rinner ner mot passet (Humu'ul Saddle), vilket fylls ut mer och mer och "cinder" askkoner från Mauna Kea blir omflutna av lava från Mauna Loa. Ett exempel på detta är askkonen Pu'u Huluhulu som sticker upp ur Mauna Loa lavor där den senaste lavan är från 1935–36.



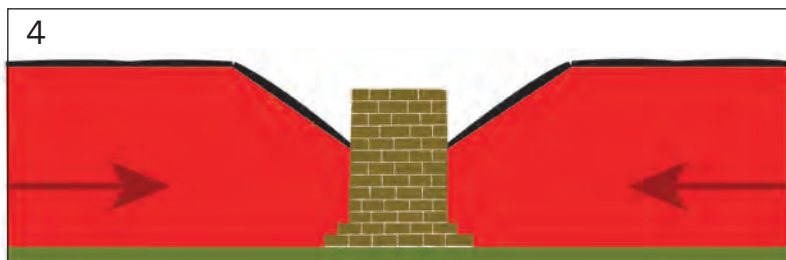
Ett tunt replava (pahoehoe lava) flöde rinner ut och omger en stenmur.



Lavaflödets yta stelnar och bildar en skorpa medan den övriga lavan fortfarande är flytande.



Mera lava flödar till och rinner under en stelrad skorpa, från kratrar som ligger på en högre topografisk nivå. Den flytande lavan trycker upp skorpan genom lavastatiskt tryck. Kanten av skorpan är fast förankrad mot muren medan skorpan längre bort från muren kan röra sig uppåt (eller i andra fall nedåt).



Den del av skorpan som är förankrad mot muren lyfts inte upp så det bildas ett "dike" längs muren.



Dock kan skorpan brista och lava kan läcka ut och fylla ut "dyket".

På ett tidigare lavaflöde har man byggt en mur som under utbrottet 1935–36 till stor del har blivit kring flutet av ett pahoehoe flöde. Vad som sker kring denna stenmur är ett bra exempel hur en upplyft lava bildas:



Ett uppsvällt lavaflöde (1935–36 från Mauna Loa) där lavans skorpa har förankrats mot muren. Lavaytan har pressats upp på grund av lavastatiskt tryck och där muren går bildades ett "dike". Foto: Erik Sturkell 2013

IV: Att förstå badbollar

Kontinuerligt byggs spänning upp i skorpan och när marken till slut brister så sker ett jordskalv. Ju högre friktion mellan ytorna desto mer kraft krävs det för att röra dem. Jordskalvet storlek bestäms både av hur stor yta som rört sig och hur mycket den flyttat sig (Skalära moment = skjuvmodul "yta" rörelse). Ju större ytor som kan haka i varandra ju mera kraft krävs att komma över friktionen och därigenom ökar jordskalvets styrka. Det går både att lokalisera hypocentret (och därigenom epicentret) för jordskalvet och dess storlek. Det går även att extrahera än mera information, nämligen vilken typ av rörelse som skett på förkastningen typ av förkastning det är och hur förkastningsplanet är orienterat.

Man tar fram en orientering av förkastningsplanet med en så kallad fokalmekanism beräkning. Vid en seismisk station mäts vibrationerna orsakade av jordskalvet, så man får fram ett seismogram (bild 1).

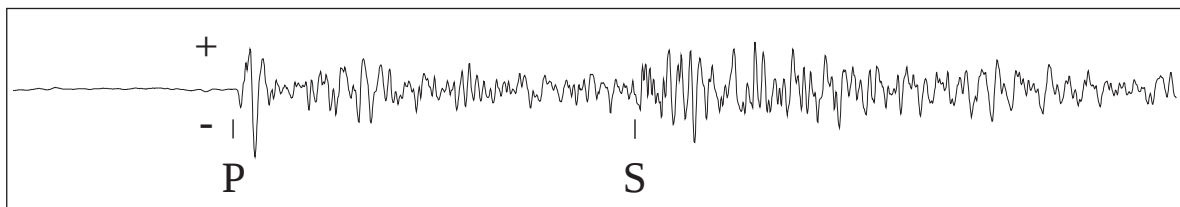


Bild 1. Ett seismogram från den vertikala komponenten på instrumentet, där den första vågen P-vågen, går nedåt (i detta fall) vilket representerar en utdragning (-). Både P-vågen och S-vågen är markerade. Notera att S-vågens ankomst ej är helt tydlig, ty de framträder bäst i den horisontella komponenten.

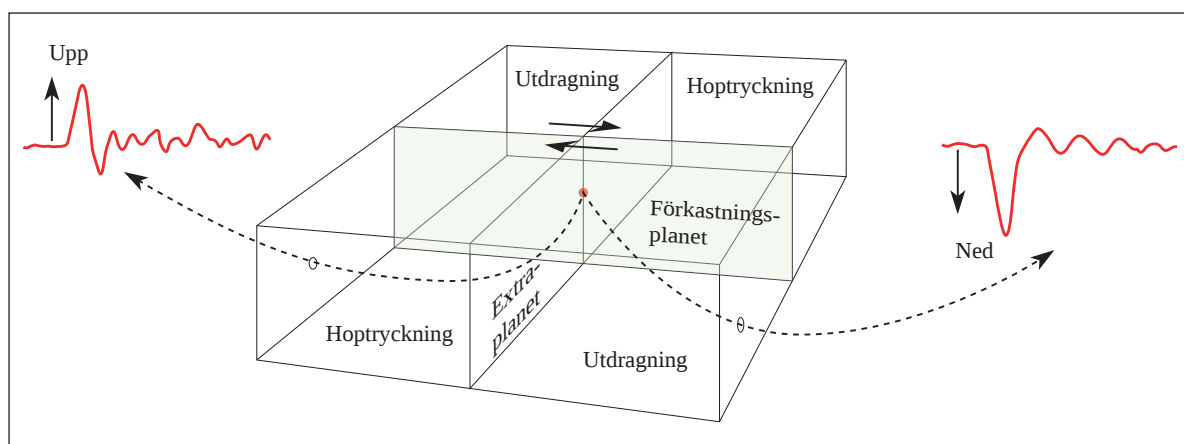


Bild 2. En perspektivbild med ett förkastningsplan och ett vinkelrätt extraplan. Från jordskalvets hypocenter så propagerar energi ut, här illustrerat med två strålar. Den uppmätta seismiska vågen till vänster har P-vågens första ankomst uppåt, vilket betyder hoptryckning. Till höger så mottar stationen den först ankommande vågen nedåt, vilket betyder utdragning. Bilden är omritad efter en förlaga av Stein och Wusession (2003).

Med hjälp av rörelsen i den början av vågen från jordskalvet, den så kallade första rörelsen orsakat av jordskalvet (bild 1 och 2), Den kan röra sig upp eller ner, på den vertikala komponenten från mätstationen (bild 2). Då kan man bestämma vilken typ av rörelse som skett på förkastningen, och dess orientering. Men det krävs att det finns tillräckligt många stationer med en stor geografisk spridning omkring epicentret. Man räknar ut två möjligheter för en orientering. Dessa två ligger med 90° vinkel där ett är förkastningsplanet och det andra är extraplanet. För att förklara hur denna metod fungerar är det bra att börja med en enkel geometri. Ta en sido-förskjutande förkastning med ett lodrätt förkastningsplan (Bild 3). Detta kan vara San Andreas förkastningen vilken knyter ihop två spridningssegment. Sett uppifrån (bild 3) stryker dessa i syd-öst till nord-väst. Rörelsen längs förkastningen kan bestämmas genom, att när man står på en sida och tittar över förkastningen så rör sig den (andra sidan) åt höger. Då är förkastningen högerförskjutande eller dextral. Om den andra sidan rör sig åt väster är förkastningen vänsterförskjutande eller sinestral.

För att genomföra en beräkning för förkastningsmekanism (fokal-mekanism) måste först jordskalvet lokaliseras med hög precision. Ty både riktningen (azimuten) och avstånd mellan jordskalvet och de seismiska stationerna används. När berget brister så rör sig var sin sida om förkastningen åt var sitt håll, och då trycks vissa delar ihop och andra dras ut. Rörelsen på förkastningen trycker berget framför sig och skapar ett tryck i framåtriktningen och ett sug på baksidan (bild 2).

Rörelsemönstret från deformation i marken är alternerande ihop-tryckningar och utdragningar. Dessa är symmetriskt fördelade i fyra lobar likt en fyrklöver (bild 4). De lobor som ligger diametralt emot varandra har samma rörelse. Amplituder av jordbävningssvågor minskar med avståndet från källan. Detta beror på dämpning av partikelrörelserna och den geometriska spridningen. Där det senare sker då samma energi skall fördelas över ett större och större område. Även vågens riktning i förhållande till förkastningsplanet är betydande. I detta fall är man intresserad av amplituden för den första vågen, P-vågen, som varierar med utgångsvinkeln (i bild 4) i förhållande till förkastningsplanet. Med de olika vinklarna (θ) blir vektorn skalad genom formen $\sin^2(\theta)$, vilken ger den längsta vektorn vid 45° , och sedan 135° och så vidare. Med faktorn $\sin^2$ får vektorerna en spridning som ser ut som ett löv och bildar ett kvadrupel- (fyrklöver-) mönster (bild 4). Så storleken av amplituden är beroende på vinkeln (θ), och den är störst längs T- och P-axlarna. Där T-axeln är utdragning (tension) och P-axeln är kompression. Strålmönstret av de olika vektorerna där de längsta representerar den största amplituden av

vågen. Längs förkastningsplanet och vinkelrätt emot detta såstrålar det inte ut någon P-vågse-
nergi alls (bild 5).

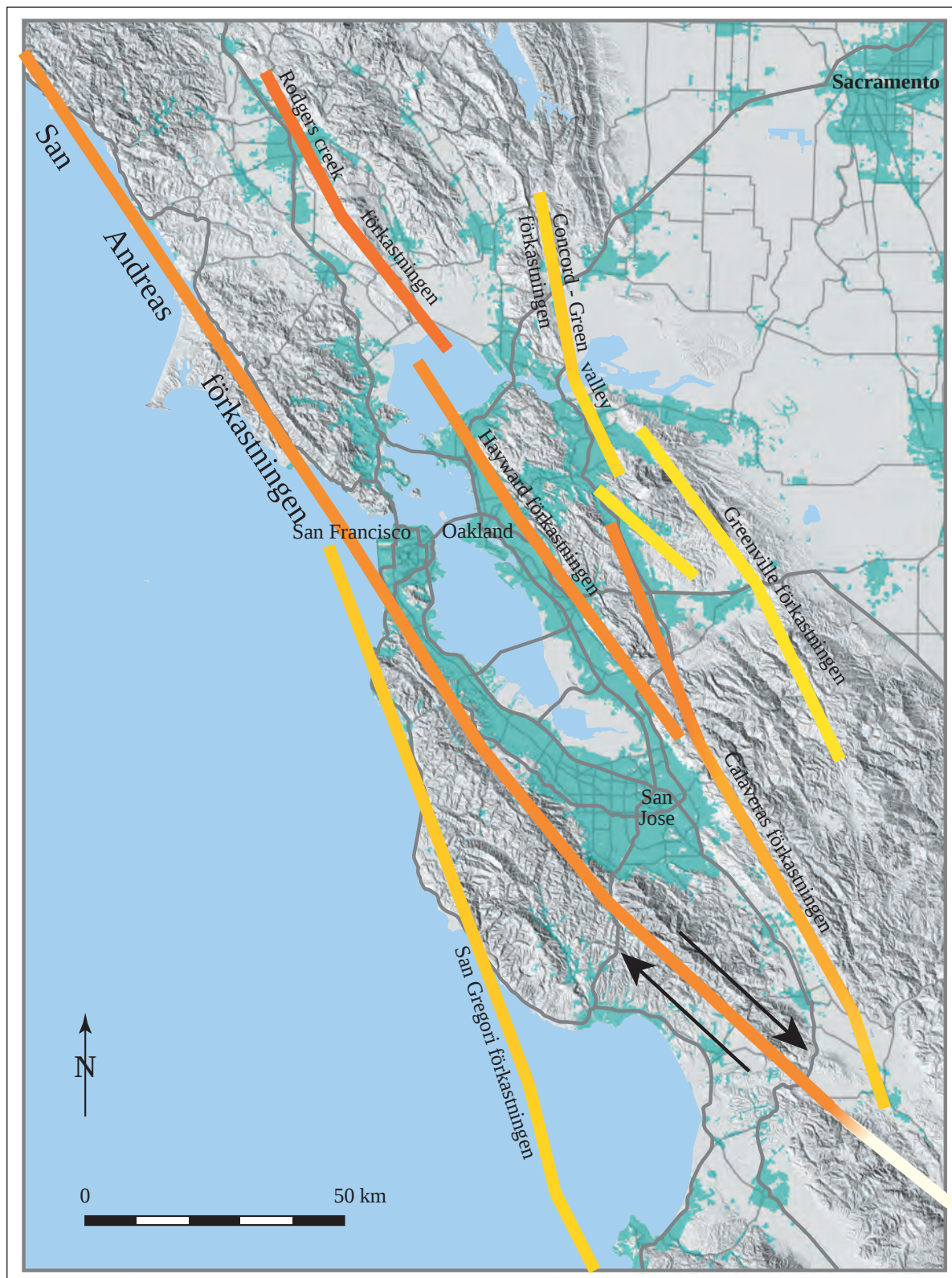


Bild 3. Ett system av sidoförskjutande förkastningar som passerar San Francisco området. De olika förkastningarna har olika namn där San Andreas och Hayward förkastningarna är de mest kända. Bilden har sitt ursprung i USGS fact sheet 039-03.

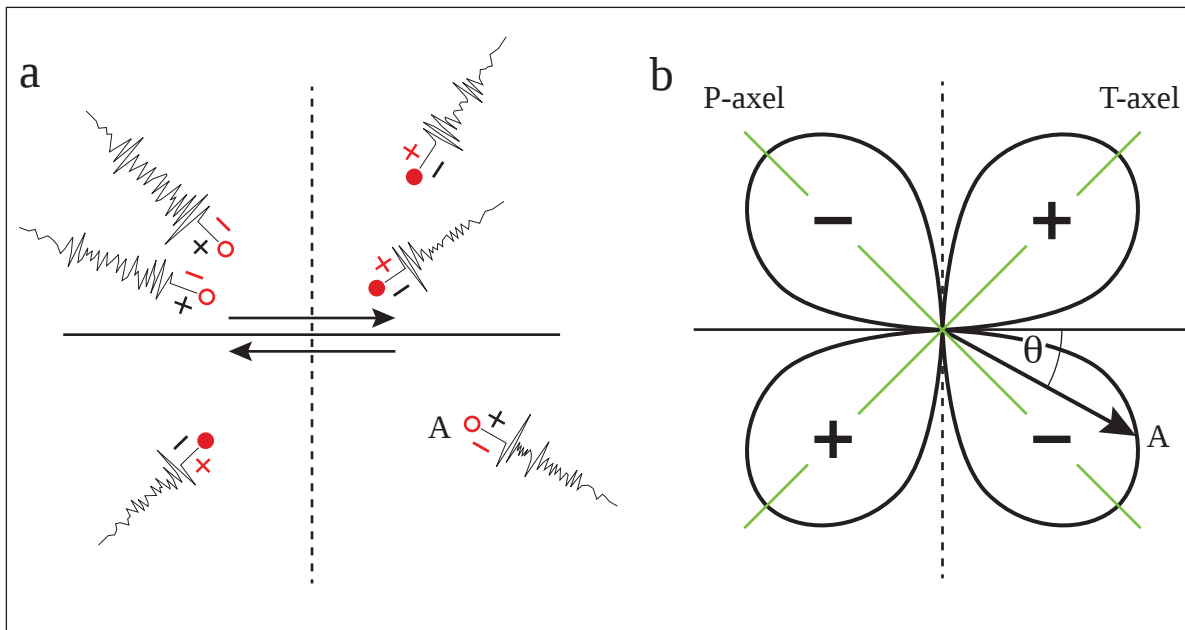


Bild 4. a) Kring den sidoförskjutande San Andreas förkastningen finns det många seismiska mätstationer. I detta exempel skedde jordskalvet i ett område med sex mätstationer, och polariteten varierar med riktningen från jordskalvet. Polariteten är markerad med fylld respektive ofyllda cirklar. De fyllda är hoptryckning och de ofyllda representerar utdragning. b) Fördelningen av första vågens polaritet, vilka faller in i fyra olika lober. Vinkeln (θ) mellan förkastningsplanet och riktningen till den seismiska stationen bestämmer vektorns längd. Denna längd motsvarar den relativa storleken (amplituden) av den första rörelsen. I bilden visas storleken för station A med en vektor. Genom fyrklövern så finns två gröna axlar, där T-axeln står för utdragning och P-axeln för hoptryckning. Bilden är omarbetad efter en förlaga av Fowler, (2005:132).

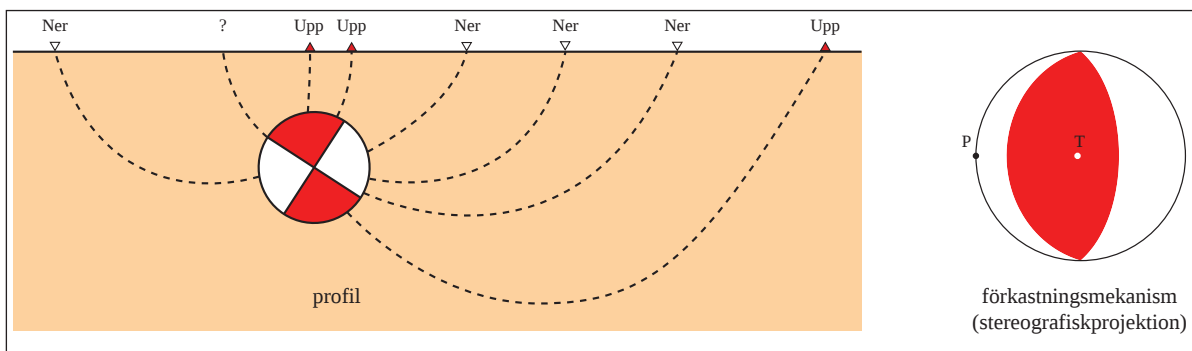


Bild 5. Profil vinkelrätt mot förkastningsplaner med ett antal seismiska-stationer. Notera att i profilen så ser man förkastningen från sidan och då ser den ut som en sidoförskjutande förkastning. Det är indikerat om den första vågen går ner eller upp. Till stationen med ett frågetecken så har blir det inget utslag. Till höger visas förkastningsmekanismen som den tecknas på en karta och den visar att det är en överskjutande förkastning. I förkastningsmekanismen finns axlarna T och P angivna. Bilden har sitt ursprung från en presentation av Tkalcic 2007.

Att göra en badboll

Dessa förkastningsplandiagram ser ut som badbollar så därför kallas de vanligen seismiska badbollar. Det är tre komponenter som behövs för att tillverka en seismisk badboll, vilken framställs med hjälp av ett stereografiskt nät (bild 6). Dessa är: 1. riktningen från jordskalvet till den seismiska stationen (azimuten), 2. den utåtgående vinkeln från lodlinan genom hypocentret för den våg som kommer fram till den seismiska stationen (bild 6 och 4). polariteten av den första vågen (+ eller -). Då jordskalvet är lokaliserat så kan riktningen (azimuten) från jordskalvet till stationen tas ut. Den utåtgående vinkeln för den seismiska vågen är svårare (bild 7). Dock är den beroende på avståndet mellan jordskalvet och stationen och på hur den seismiska hastigheten varierar i jordskorpan. De goda nyheterna är att det finns tabeller och datorprogram för detta som omvandlar avstånd till en siffra på den utåtgående vinkeln. Den tredje parametern är om den första vågen går upp (+) eller om den går ner (-) se bilderna 1 och 4.

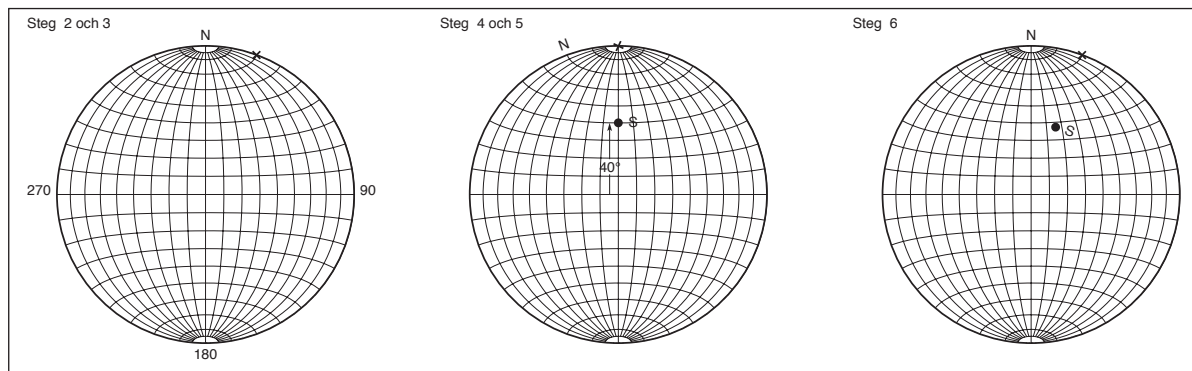


Bild 6. Hur man lägger in en station i ett stereografiskt-nät. Ta till exempel riktningen från jordskalvet till stationen som är 20° och avståndet är bestämt med en tabell som ger utgångsvinkel på 40° . När stationen markerats i stereonätet skall man använda en symbol för om första vågen går upp eller ned. Bäst är att man markerar upp med en fylld cirkel och ner med en ofylld cirkel. Polariteten av vågen från station S är uppåt (+).

1. Sätt en nål i mitten av det stereografiska nätet
2. Markera N i på axeln mot norr
3. Markera $N20^\circ E$ med ett x i kanten på det stereografiska nätet
4. Roterat nätet så att x finns på toppen
5. Räkna 40° mot norr från mitten och markera med en cirkel (fylld om polariteten är upp och en ring polariteten är nedåt), man kan sätta ut station namnet här S vid cirkeln.
6. Roterat nätet så att N finns i norr

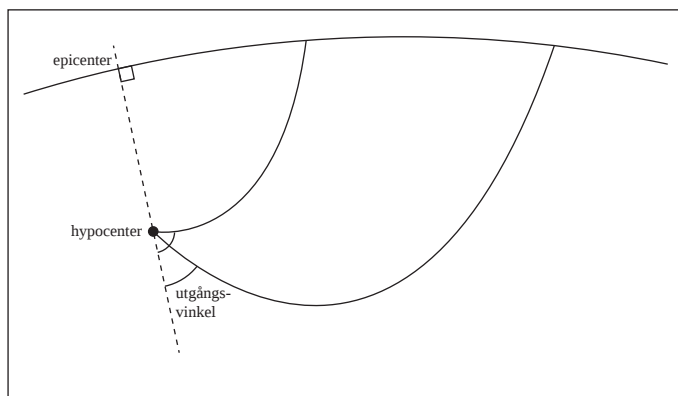


Bild 7. Ett jordskalv sker i hypocentret och rakt upp på markytan finns epicentret. Den linje som går från hypocentret till jordens medelpunkt är vinkelrät från markytan (epicentret). En stråle (våg) propagerar ut från hypocentret och vinkeln från lodlinjen (från jordskalvet till jordens mitt) till strålen är utgångsvinkeln.

Ett jordskalv som är nära har en stor utgångsvinkel (bild 7) och då kommer den markeringen i det stereografiska nätet att lägga sig nära kanten. Om stationen ligger långt bort har den registrerade vågen en liten utgångsvinkel och denna markering lägger sig nära mitten. När man har satt ut alla jordskalv skall man passa in två plan: förkastningsplanet och extraplanet. Ju flera stationer ju bättre, men de skall helst också vara jämnt fördelade i både riktning och avstånd. Finns endast stationer liggande på en sida så kan det bli svårt att få fram förkastningsplanets orientering med säkerhet då det finns för många möjligheter. Har man jämnt fördelade stationer både i riktning och avstånd kring jordskalvet så får man fram ett förkastningsplan och ett extra-plan med god visshet. Ett exempel på det omvända är de jordskalv som sker i Tjörnes zonen, där de seismiska stationerna endast ligger mot söder och sydost. De jordskalv som har en uträknad fokal-mekanisk är endast de större vilka registreras på ett internationellt seismiskt nät och har då en mera balanserad geometri.

För att avgöra vilket av de två planen som är förkastningsytan måste man förlita sig på andra metoder. Bildar jordskalvet en förkastning på markytan är det enkelt (bild 8). Har ingen yt-manifestation bildas, så ger orienteringen på tidigare förkastningar från geologiska kartor, flygbilder mm. en tydlig indikation om en trolig förkastningsriktning. Många små jordskalv är bättre om man skall kunna förstå förkastningsgeometrin, ty ett större ger bara en punkt och två möjliga plan. Dock följer efterskalvens orientering förkastningsplanet och ger en bra indikation om dess orientering. Fördelningen av de små jordskalv "karterar" förkastningsplanet. Det är betydligt fler små jordskalv än större, så mikro-seismiska mätningar ger många enskilda skalv. Med ett tillräckligt tätt seismisk nät kan man till och med lokalisera jordskalv till och med en negativ magnitud. Mikro-seismiska skalv som ligger på förkastningsplanet kan ge dess geometri. Resultatet blir ännu bättre om man gör relativa lokaliseringar av skalven och detta kan generera en bättre geometri av förkastningsplanet.



Bild 8. En normalförkastning mellan Langjökull och sköldvulkanen Ok. Förkastningen styr flödet av floden med smältvatten från Langjökullen.

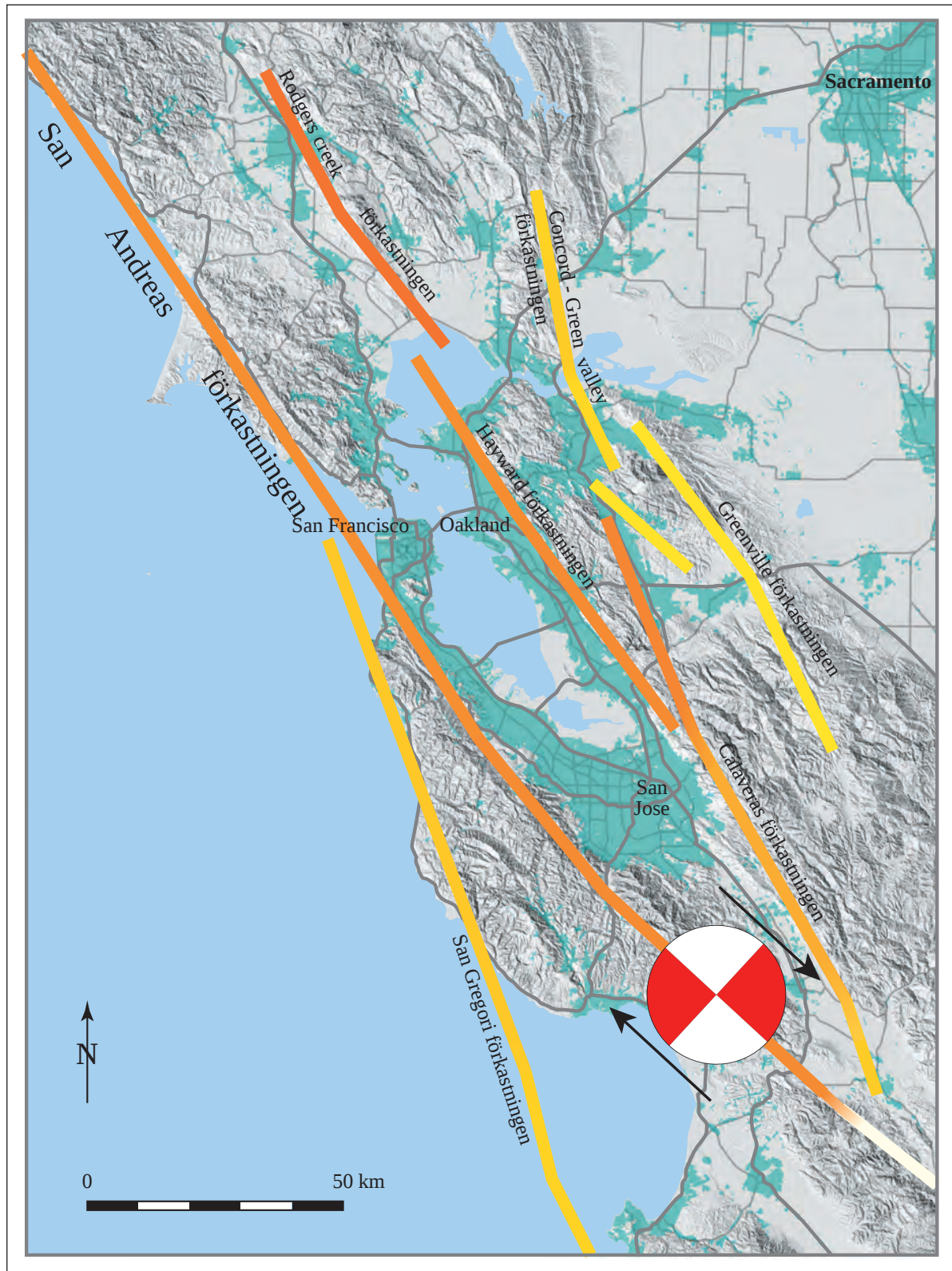


Bild 9. San Andreas förkastningen med en förkastningsmekanism (fokal-mekanism) placerad på ett jordskalv. Detta är en sido-förflyttande förkastning med lodrätta förkastningsplan. Den uträknade mekanismen visar att det är en sido-förflyttande rörelse, men det är inte en unik lösning, ty det finns två möjliga plan. Dock är det möjligt att avgöra vilket plan det är i detta fall. Bilden har sitt ursprung i USGS fact sheet 039-03.

3D modell

För att kanske lättare förstå geometrin mellan förkastningen, profilen och kartan (uppfifrån) så finns möjligheten att göra en 3D-model. Längs bak finns en sida som skall klippas ut och vikas. Då kan man se en normalförkastning sett uppfifrån (den övre panelen) där badbollens mitt upplever en utdragning (-). Den undre panelen visar en profil genom förkastningen. Om man ser på badbollen från sidan visar den en sido- förflyttande förkastning. Rörelsen vid jordskalvsögonblicket går från utdragning visat i vitt (-) till hoptryckning visat i rött (+). Om man viker längs den streckade linjen får man en uppfattning om den 3D-bilden.

Strålar

Vågen som rör sig utifrån källan har en sfärisk utbredning. För att kunna illustrera utbredningen på ett enkelt sätt brukar man teckna strålar som är vinkelräta mot vågfronten (bild 10). Dessa har inte någon fysisk förankring då vågfronten sprider sig som en "yta". Strålar gör det lättare att se hur utbredningen av vågen sker och att kunna följa vågpasager av speciellt intresse.



a. En seismisk signal kan illustreras med en sten i ett lugnt vatten. Från nedslagspunkten sprids en serie vågor med samma hastighet i alla riktningar. b. Vågfronten sprider sig sfäriskt utifrån källan som en 'yta', dock är det en fördel att representera utbredningen som strålar.

Litteratur

Fowler, C.M.R., 2005. The solid Earth, an introduction to global geophysics, second edition. Cambridge University press, pp. 685. ISBN 978-0-521-89307-7.

Stein och Wysession (2003)

V: Exkursionslokaler mellan Selfoss och Akureyri

Väg 35 Kerið i Grimsnesi. Denna (explosions) krater är en del av kraterkaden Tjarnarholar, där den ligger i dess norra del. Denna bildades för omkring 6500 år sedan.

Ett alternativ är att ta väg 36 mot Thingvellir och stanna vid Midfell och se pikritisk kuddlava. (kan vara ett problem att komma med en busslast till privat mark)

Kör sedan den nya vägen (365) mot Laugar; Stanna vid Laugarvatnshellar. I basen av bergsryggen finns i hyaloklastiten två grottor vilken var bebodd fram till tjugo-talet. Fortsätter man förbi grottan och viken in i den första bäckravinen till höger kan man se tuber av kuddlava.

Geysir
Gullfoss
Isdämd sjö kring Hvítarvatn
Grabenstruktur som krossar Kjalvegurinn
Hveravellir

Referenser i Appendixet

Marshak, S., 2008. *Earth: Portrait of a planet, third edition*, W.W. Norton & Company, New York London, p. 832. ISBN 978-0-393-93036-8

Walker, G.P.L., 1991. *Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava-rise", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawai'i*, *Bulletin of Volcanology*, 53, 546–558.

Holcomb, R.T., 1987. *Eruptive history and long-term behavior of Kilauea Volcano, U.S.* *Geological Survey Professional Paper*. 1350: pp. 261–350. 🍌

Kraflaeldarna 1975–1984

När vulkanen Krafla började röra på sig för 30 år sedan inleddes en 10 år lång jordbävnings- och utbrottsepisod som kom att bli en av de mest studerade spridningsepisoderna genom tiderna. Här berättas om utbrottet och vulkanens tidigare historia.

Lavafontäner längs en 7 km lång spricka vid utbrottet 18–23 oktober 1980. Foto Halldór Ólafsson.

AV ERIK STURKELL

Den 20 december 1975 inleddes en utbrottsepisod och en accelererad plattspridning på ytan av Kraflavulkanen på norra Island (se karta till höger). Episoden skulle fortgå fram till 1984. Före utbrottet hade vulkanen varit inaktiv sedan början av 1700-talet.

Året 1966 byggde man en fabrik i Bjarnarflag (kartan nedan till höger), som utnyttjade de tjocka (runt 4 meter i medeltal) lagren av döda kiselalger (diatoméer) i sjön Mývatn och den geotermala energi som finns i överflöd. Ett mindre elkraftverk (3 MW) byggdes för att försörja fabriken och bygden med elström. Detta lilla kraftverk var det första på Island som utnyttjade geotermisk energi. Sjön Mývatn har en hög tillströmning av kisel, vilket lakas ut tillsammans med andra viktiga näringsämnen av den geotermiska cirkulationen. Det är tillgången på kisel som ger kiselalgerna dess snabba tillväxt. Kiselfabriken var verksam fram till slutet av år 2004 då man hade pumpat upp det mesta av kiselslammet från den norra delen av Mývatn. De goda erfarenheterna av det lilla kraftverket ledde till att man år 1968 började diskutera möjligheterna att anlägga ett större geotermiskt kraftverk i området. Man började planera för ett kraftverk på 60 MW med två

ångturbiner i närheten av Námafjall. Naturvårdsmyndigheterna rekommenderade däremot att kraftverket skulle utnyttja de närbelägna geotermala områdena i Kraflavulkanen (Leirbotnar) och man började med prospekteringen där 1969.

Krafla

Vulkanen Krafla ligger på den mittatlantiska spridningsryggen, som glider isär med ca 1 cm/år i vardera riktningen, och är centralt placerad i en spricksvärm som är upp till 10 km bred och 80 km lång. Krafla består av en kaldera och en sprickzon. Detta brukar refereras till som ett vulkansystem. Kalderan (se kartan nedan till höger), som är ungefär 70 000 år gammal, bildades under den senaste interglaciala perioden. Kalderan är fylld av basalt och dess yttre former kan endast konstateras genom geologisk kartering. I mitten av kalderan, där sprickzonen genomskär kalderastrukturen, ligger en hyoklastitrygg som heter Leirhnjúkur. Denna bildades under ett subglacialt utbrott under den senaste istiden. Leirhnjúkur är viktig som landmärke





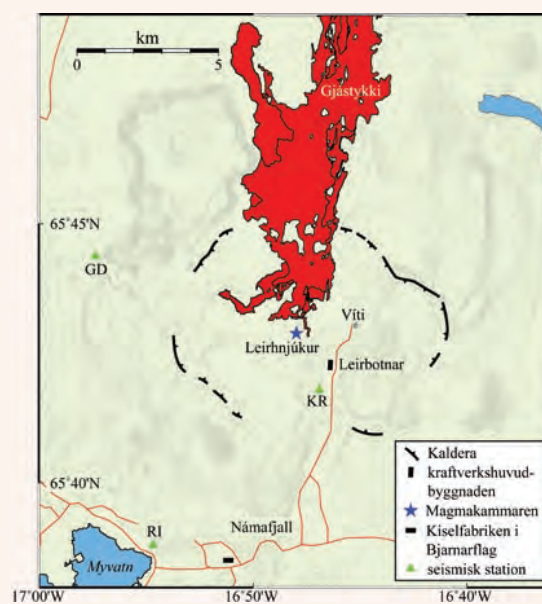
Översiktskarta över den norra spridningszonen på Island. Hela området från Myvatn till Öxarfjörður var aktivt under perioden 1975 till 1984. Stjärnan markerar epicentret för det största jordskalvet som hade en magnitud på 6,5. Det gulfärgade området markerar Kraflas sprickzon.

i den fortsatta redogörelsen för Kraflautbrottet. Bergartssammansättningen i Krafla är bimodal; basalt, från utvecklade olivinholeiiter till kvartstholeiiter, och subbalkalina rhyoliter. De senare förekommer längs kalderakanten. Basaltfyllningen av kalderan består av kvartstholeiiter medan lavorna norr om kalderan (Gjástykki) är olivinholeiiter. Sprickeruptioner dominerar helt i Krafla.

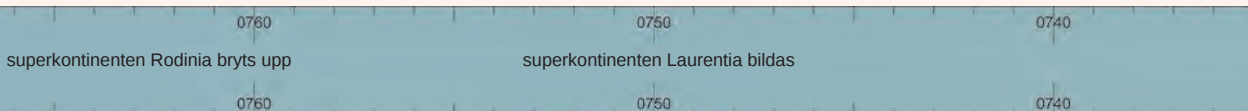
Mývatnseldarna

Från tiden före 1724 har man inga uppgifter om någon historisk vulkanisk aktivitet i Krafla, men detta år inleddes en utbrotts- och spridningsepisod

(Mývatnseldarna) som skulle pågå till 1729. Den 17 maj 1724 bildades en rad av explosionskratrar där kratern Viti, med en diameter på omkring 200 meter, var den största. Aktiviteten i Viti varade inte mer än två dagar, men den var en kokande lergryta under de kommande hundra åren. Nästa spridningshändelse inträffade i april och september 1725. Inga lavaflöden var förknäpade med dessa spridningsepisoder utan magman "fastnade" i skorpan som intrusioner (gångar). Sedan noterades ingen större aktivitet förrän i augusti 1727, då en sprickeruption som producerade lava började vid Leirhnjúkur. Fyra episoder med utbrott skedde fram till september 1729 då utbrotten tog slut. I april 1728 skedde två små utbrott när sprickor öppnades där kiselfabriken idag ligger. När utbrottsepisoden var över hade lavaströmmen nått den norra stranden av Mývatn. På sin väg hade lavan begravt tre gårdar. Området som täcktes av ny lava var 33 km² och volymen har beräknats till cirka 0,25 km³. År 1746 rapporterades jordskalv och jordskorperörelser och man fann nytt material på några plaster längs 1727–29-sprickan, men det var endast mycket små volymer. Sedan gick Krafla i dvala de kommande 229 åren.



Karta över Kraflavulkanen med de namn som förekommer i texten. Tre stationer i det seismiska nätet (trianglar) ligger i vulkanens direkta närhet, dessa är Reynihlið (RI), Kraflakraftverk (KR) och Gæsadal (GD). Centrum för de upplyftningar och insjunkningar som ligger vid Leirhnjúkur, markerad med en stjärna. Kalderans ytterkontur är tecknad efter förlaga från Kristján Sæmundsson (1991). Röda fälten visar utbredningen av lavaflödena. Höjdukurvorna har 20 meters ekvidistans.





En av de aktiva kratrarna vid utbrottet i oktober 1980. Foto Halldór Ólafsson, 19 oktober 1980.

Något börjar ske

De första indikationerna om en begynnande aktivitet i Krafla kom efter installationen av ett seismiskt nätverk på norra Island under hösten 1974 och sommaren 1975. När man började analysera (lokalisera) jordskalven kom det fram att ett förvånande stort antal av dessa skedde under Leirhnjúkur i Krafla (se karta föregående sida). Denna aktivitet sporrade till att det seismiska nätverket byggdes ut ytterligare med en station i Reynihlið (RI) cirka 10 km från Leirhnjúkur i juli 1975. De följande månaderna registrerades föregående aktivitet. Detta tolkade man inte bara som den "normala" bakgrundsaktiviteten utan man misstänkte att något var på gång. Jordskalvssvärmarna passerade inte obemärkt i området eftersom de största skalven nästan nådde magnitud 4. Det seismiska nätet byggdes ut ytterligare med två stationer, Kraflakraftverk (KR) och Gæsadal (GD). Man spekulerade om orsaken till dessa jordskalv och kom med olika hypoteser, men man kunde inte föreställa sig vad Kraflavulkanen skulle åstadkomma under de närmaste tio åren.

Kraflaeldarnas början

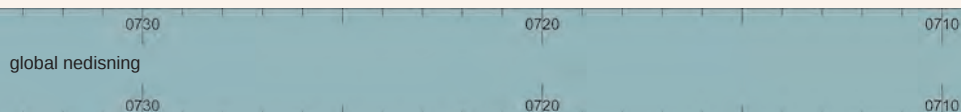
Utbrottssekvensen och spridningsepisoden 1975 till 1984 har fått namnet Kraflaeldarna. Den har många likheter med de tidigare Mývatnseldarna. Kraflaeldarna är den bäst dokumenterade spridningsepisoden på en mittoceanisk spridningsrygg genom tiderna.

Det började som en jordskalvssvärm på förmiddagen den 20 december 1975. Femton minuter efter att jordskalven börjat öppnades en kort spricka vid Leirhnjúkur. Utbrottet varade bara ca 2 timmar, men nu hade Krafla vaknat. Jordskalven fortsatte och de var så kraftiga att de kändes ända nere i bebyggda trakter (Mývatnsområdet).

Under hösten 1975 hade man börjat en omfattande borring av geotermala hål och samtidigt började man att uppföra huvudbyggnaden för Kraflakraftverket. När man gjorde en avvägning den 18 januari 1976 av den 70 meter långa gjutna grundplattan uppdagades att den norra änden hade sjunkit 48 mm relativt den södra i förhållande till den tidigare avvägningen från den 26 november 1975. Denna relativa höjdförändring motsvarar en insjunkning med cirka 600 μ rad. I augusti 1976 installerades en lutningsmätare som består av en 69,5 m lång slang med glasrör i ändarna orienterad i N13°E. Vätskenivåerna i glasrören avlästes dagligen de kommande elva åren (se grafen på sidan 14). Tidigare avvägningsdata kompletterade lutningskurvan fram till installationen i augusti 1976. I augusti 1977 installerades en elektronisk lutningsmätare i kraftverket. Denna visade lutningsförändringar i två riktningar. Den ena komponenten hade samma orientering som långväggen i kraftverksbyggnaden och de två mätarna gav nästan identiska mätvärden. Det var det seismiska nätet och dessa två lutningsmätare som gav den bästa informationen om upplyftningen och insjunkningen av den grunda magmakammaren (cirka 3 km djup) vid Leirhnjúkur under hela utbrottssekvensen.

Jordskalven den 20 december 1975 var koncentrerade till två områden längs spricksvärmen, med en grupp i närheten av Leirhnjúkur och en grupp som migrerade norr ut från Gjastykki. Efter några få timmar hade jordskalven migrerat norrut till Kelduhverfi (översiktskarta på sidan 11). Jordskalvsaktiviteten i dessa två områden pågick till mars 1976. De största jordskalven i Kraflaområdet nådde en styrka av magnitud 5, men det var i Öxafjörður som det största skalvet inträffade. Det skedde den 13 januari 1976 och hade magnituden 6,5.

Vid Leirhnjúkur sjönk marken med mer än 2 meter och de gamla sprickorna vidgades och nya bildades i spricksvärmen. Detta skedde från Mývatnsområdet i söder till Öxafjörður i norr. I Kelduhverfi öppnades sprickor bl.a. i huvudvägen. Öppningsbeloppen på





Guðmundur E. Sigvaldason fotograferar lavafontäner under utbrottet mellan den 18 och 23 oktober 1980. Foto Halldór Ólafsson den 19 oktober.

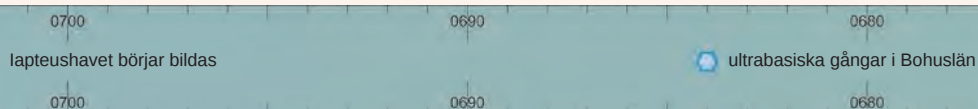
sprickorna var 1–1,5 meter och den centrala delen av spricksvärmen sjönk med cirka 1 meter.

Redan i januari 1976 var Leirbotnarsområdet mätat med avgasad magmatiskt CO₂. Detta medförde att det geotermiska systemets egenskaper hade förändrats avsevärt från vad prospekteringen hade visat. Fumarolernas avgasning mångfaldigades och flödet i borrhålen blev gasrikare.

Mot slutet av september 1976 tilltog jordskalvsaktiviteten på nytt och marken sjönk igen. Detta indikerade att magma lämnade kammaren, men det blev inte något utbrott! I samband med att marken sjönk tillbaka noterades att jordskalven migrerade cirka 15–20 km längs spricksvärmen norr om kalderan. Detta tolkades som att en gång bildades och att magma fastnade på några kilometers djup.

Spridningsepisoden 1975–84

Detta mönster med insjunkning vid Leirhnjúkur och migration av jordskalv och bildning av gångar skulle upprepa sig vid ett flertal tillfällen. Man började också se ett mönster av hur mycket marken hade stigit när jordskalvsaktiviteten tilltog. När marken hade lyfts upp mer än vid det senaste tillfället då magma hade lämnade magmakammaren, kunde man vänta sig jordskalvssvärmar. Detta inträffade i slutet av oktober 1976 och under senare delen av januari 1977 (se grafen på nästa sida). Nästa tillfälle detta mönster upprepade sig var i februari–mars 1977. Återigen sjönk marken och jordskalven tilltog. Vid detta tillfälle, i april 1977, migrerade jordskalven söderut till Bjarnarflag. Denna dag härjade en snöstorm i området och tillsammans med snön kom mörka partiklar. Detta togs som en möjlig indikation på ett utbrott. Nästa dag, då vädret





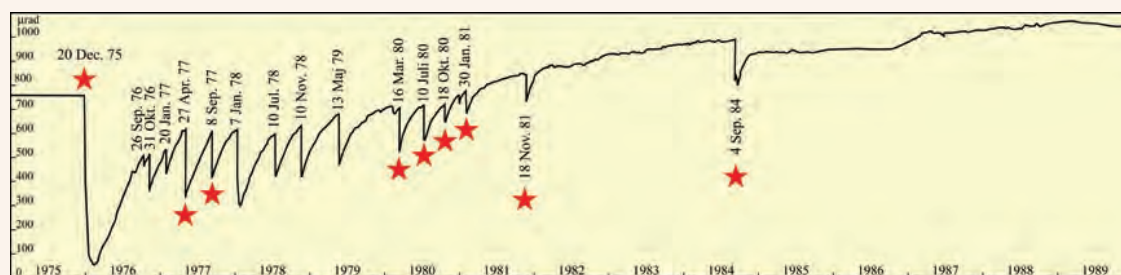
“Kiselfabriken” med Mývatn i bakgrunden. Bilden är tagen från Námafjall. Kring fabriken byggde man upp skyddsvallar som skulle styra bort hotande lavaströmmar. Utbrottet utvecklade sig så att dessa skyddsvallar inte behövdes, men det kunde man inte veta då.

hade blivit bättre, uppdagades att ett litet utbrott hade skett vid Leirhnjúkur.

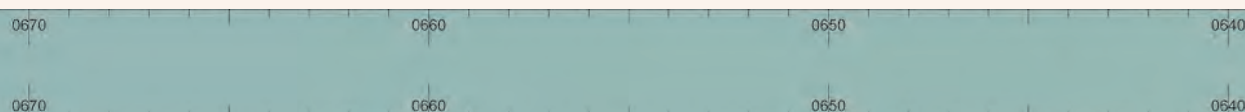
Den 8 september började en ny insjunkning och jordskalvssvärm. Nu öppnades en 900 meter lång spricka där lava strömmade ut. Sprickan låg i den norra delen av kalderan och på kvällen började jordskalven migrera söder ut mot Bjarnaflag. Nästa dag konstaterade man att det hade varit ett litet utbrott (2 ton material) upp igenom ett borrhål i Bjarnaflag. Vid detta tillfälle vidgades sprickor med cirka en meter. Man blev också orolig för “Kiselfabriken” då en lavaström skulle kunna ödelägga den. Man uppförde skyddsvallar kring fabriken för att styra bort ett eventuellt lavaflöde (se fotot ovan). Nu återupprepades cykeln fyra gånger (se nedan) med att marken höjde sig och sedan snabbt sjönk i samband med att jordskalven tilltog för att sedan oftast migrera norrut.

Den 16 mars 1980 kom nästa insjunkningsperiod men nu öppnades en eruptionsspricka norr om Leirhnjúkur. Detta utbrott höll endast på i 6–7 timmar. Jordskalven höll dock i sig och migrerade söderut. Vid detta tillfälle var sprickan aktiv både norr om Leirhnjúkur och söderut till Bjarnaflag.

Under utbrottet i mars var Eysteinn Tryggvason och Halldór Ólafsson ute för att genomföra geodetiska mätningar. Det var vinter och de färdades på snöskotrar. De ser hur en eruptionsspricka öppnar sig och ur denna reser sig lavafontäner och lavan strömmar ner för den lilla sluttningen mot dem. Halldór fotograferar utbrottet (se fotot till höger), och nu inser de att lavan kommer mot dem i hög hastighet! Snöskotrarna sviker dem inte och de lämnar platsen i full fart mot en högre nivå. De kom båda undan den kvickt strömmande lavan, som rann som vatten! Vad som hände vid detta



Tidserie med lutningsmätningar gjorda i Kraftkraftverkets huvudbyggnad. Ökande mikroradianer visar upplyftning av marken ovanför magnakammaren vid Leirhnjúkur. De nio utbrotten är markerade med stjärnor. 1 augusti 1976 installerades en vätskelutningsmätare längs huvudbyggnadens vägg. Lutningsförändringarna dessförinnan har beräknats utifrån avvägningar av kraftverkets bottenplatta. Bilden är omritad efter Tryggvason (1995).





Den 16 mars 1980 öppnades en ny eruptionsspricka i Krafla och direkt reste sig en vägg av lavafontäner. Notera att väggen saknar explosionspelare och aska. Detta indikerar ett lågt gasinnehåll. Det ringa vatteninnehållet är upplöst i lavan och gör denna mycket lättflytande, vilket Eysteinn och Halldór noterade. Foto Halldór Ólafsson.

tillfälle var att lavan hade ett lågt vatteninnehåll, men vattnet var helt upplöst i lavan, vilket gjorde den ytterst lättflytande och mellan snön och lavan bildades ett skikt med ånga. Detta skikt fungerade som en luftkudde som lavan flöt på, och även en liten nedförsbacke gav lavan en hög hastighet.

Nu började utbrottets karaktär att ändras från att domineras av migrerande jordskalv och intrusioner av gångar till att magman nådde markytan och att utbrott skedde.

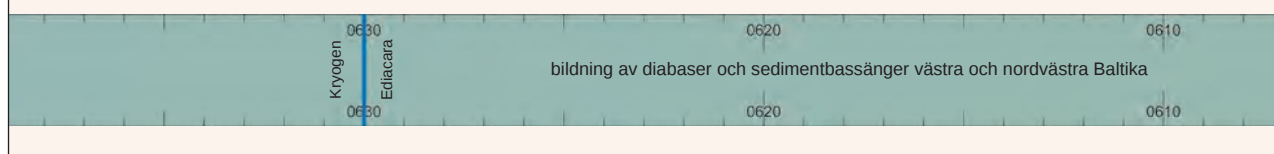
I maj 1980 hade marken höjt sig mer än den föregående nivån och marken fortsatte att lyftas fram till juli, då det förbyttes i insjunkning. På detta följde jordskalv vilka migrerade mot norr. Lava strömmade ut från flera sprickor just söder om Gjástykki. Utbrottet koncentrerades efter en dag till ett enda område och det höll på en vecka. Nästa utbrott inträffade i mitten av oktober 1980 och det följde det vanliga programmet. En 2,3 km lång eruptionsspricka öppnades norr om Leirhnjúkur i den inledande fasen och bara efter några

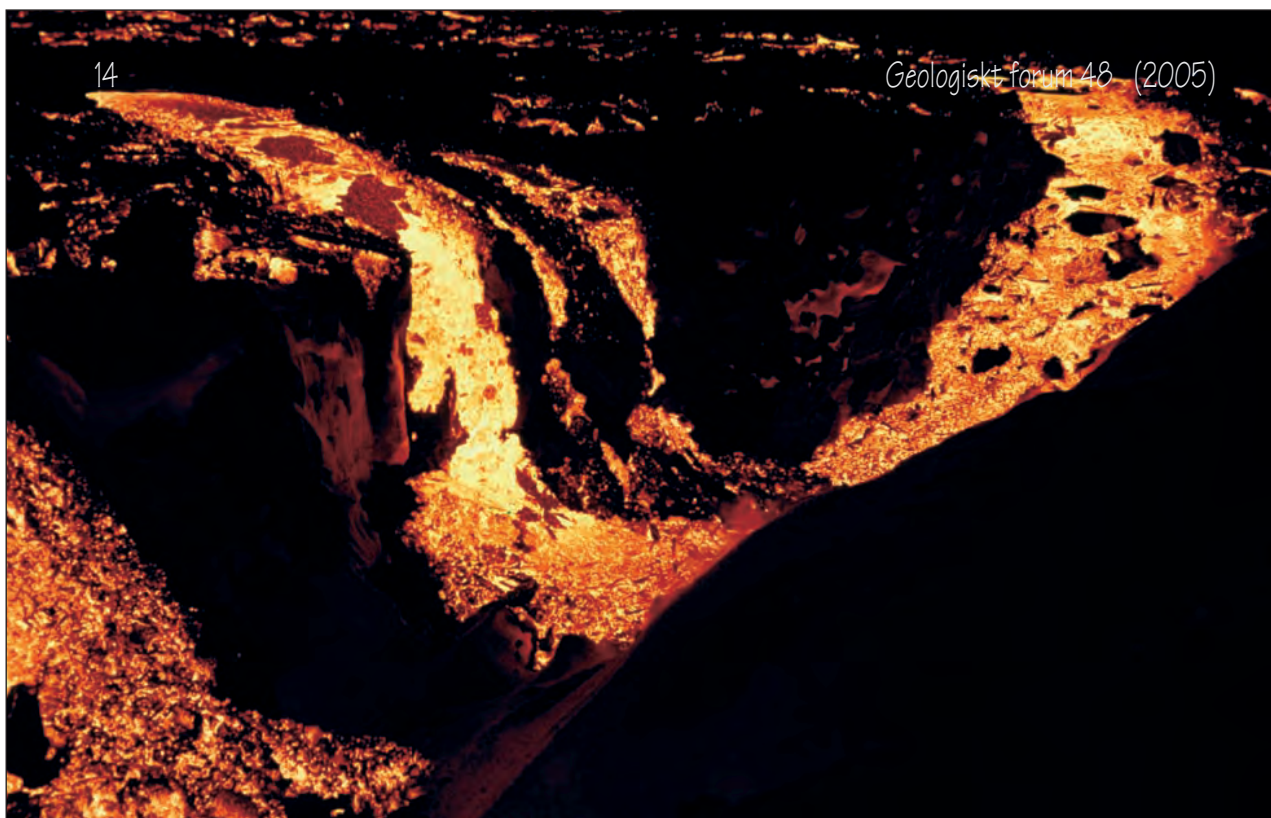
timmar hade sprickan blivit 7 km lång (vinjettfotot och fotot på nästa sida) och var uppdelad i flera segment. Efter några dagar koncentrerades aktiviteten till ett mindre område där kratrar byggdes upp. Detta utbrott varade från den 18 till den 23 oktober.

I slutet av januari upprepade sig den nu karaktäristiska sekvensen. Utbrottet följde en 2 km lång spricka första natten, och den aktiva delen av sprickan blev kortare med tiden. Detta utbrottet varade i fem dagar.

Det dröjde till den 18 november 1981 innan en eruptionsspricka öppnade sig 1 km norr om Leirhnjúkur. Efter tre timmar hade utbrottet nått sitt klimax och nu var en 8 km lång spricka aktiv. Utbrottet pågick till den 23 november.

Fram till augusti 1982 hade vulkanen perioder under vilka marken höjde sig snabbare och jordskalvsintensiteten ökade, för att sedan lungna ner sig. Ju längre tid som förflöt desto mer sporadisk blev aktiviteten och en relativt måttfull höjning av marken ovan





14

Geologiskt forum 48 (2005)

Lavaströmmar som kommer från den eruptionsspricka som öppnade sig på kvällen den 18 oktober 1980. Foto Halldór Ólafsson den 19 oktober.

magmakammaren gav upphov till diskussioner om huruvida utbrottsepisoden var över.

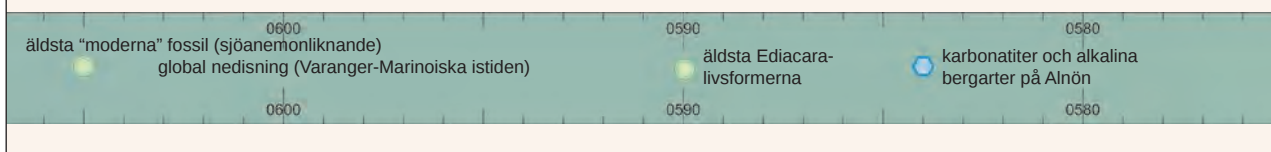
Den 4 september 1984 tog diskussionen slut i och med att ett utbrott inleddes. Marken rämnade på två platser sent på kvällen den 4 september, sprickan växte till och bildade en eldvägg. Efter en timme var en 8,5 km lång spricka verksam (den bestod av ett flertal segment). Den 7 september hade utbrottet koncentrerats till två platser längs sprickan och utbrottet tog slut den 18 september. Detta sista utbrott var det största under hela Kraflaeldarna.

Efter utbrottet i september 1984 observerades inflöde av magma in i den grunda magmakammaren (upplyftning av marken) fram till 1989. Då hade marken vid Leirhnjúkur höjt sig 1,5 m över nivån före det första utbrottet 1975. Lavan från Kraflaeldarna täcker en yta av 36 km² och har en volym på 0,25 km³, det är nästan identiskt med mängden lava som genererades vid Mývatsseldarna. Dock var det större volymer än de som nådde upp till ytan som var i cirkulation under Kraflaeldarna. Det har beräknats att upp till 1 km³ av material kom in i den övre skorpan under denna episod. Under plattspridningsepisoden var ca 80 km

av plattgränsen verksam och den spred sig upp till 9 meter.

Vad hände sen?

År 1989 förbyttes upplyftningen till insjunkning av marken ovanför den grunda magmakammaren vid Leirhnjúkur. Eysteinn Tryggvason (1994) konstaterade att under de första åren var insjunkningshastigheten ca 5 cm per år. Detta tolkas som en indikation på att magman börjar att stelna. När en magma kristalliserar och avgasas minskar dess volym med 10–12%. I Krafla var det inte bara den stelmande magmakammaren som orsakade insjunkning av marken utan också utvinningen av geotermisk energi. De flesta aktiva borrhålen ligger i anslutning till kraftverket i Leirbotnar, och även här skedde en insjunkning av marken som orsakas av utvinning av hett vatten. Under de första åren under nittitalet var det insjunkningen vid Leirhnjúkur (magmakammaren) som dominerade. Men mot slutet av nittitalet hade insjunkningshastigheten, som orsakades av den stelmande magmakammaren avtagit till ca 0,5





Eysteinn Tryggvason, Hjörtur Tryggvason, Guðmundur E. Sigvaldason, Magnus Ólafsson, Karl Grönvold och Páll Einarsson studerar brinnande vulkaniska gaser under oktoberutbrottets tredje dag. Huvuddelen av de vulkaniska gaserna består av vattenånga och CO_2 . De brännbara gaserna som utgör bortåt en tredjedel av den totala mängden, är huvudsakligen H_2 , CH_4 , CO och SO_2 . SO_2 gasen förbränns till SO_3 -gas, som är svavelsyrans viktigaste anjon när den förbinds med H_2O (svavelsyradroppar är en del av eruptionsprodukterna). Foto Halldór Ólafsson den 20 oktober, 1980.

cm per år. Nu hade insjunkningen i Leirbotnar blivit den mest dominerande.

Kraflaeldarna gav mycket information om hur mekanismerna under en spridningsepisod fungerar. Troligen får vi vänta ett bra tag innan plattgränsen vid Krafla blir lika aktiv igen, men detta gör inte Krafla och Mývatns-området mindre intressant. Och vem vet när magman börjar samlas på andra spridningssegment. När detta inträffar kommer observationerna från Krafla att vara en ytterst betydelsefull erfarenhet.

Slutord

Material till denna artikel har framför allt hämtats ur artiklar av Kristján Sæmundsson (1991) och Páll Einarsson (1991), presenterade i en bok om Mývatnets natur. Dessutom har jag fått information från Nordiska vulkanologiska institutet.

Litteratur

- Einarsson, P., 1991: Umbrotin við Kröflu 1975–89. I A. Garðarsson & Á. Einarsson (red.): *Náttúra Mývatns*, 96–139, Hið íslenska náttúrufræðifélag, Reykjavík.
- Sæmundsson, K., 1991: Jarðfræði Kröflukerfisins, I A. Garðarsson & Á. Einarsson (red.): *Náttúra Mývatns*, 24–95, Hið íslenska náttúrufræðifélag, Reykjavík.
- Tryggvasson, E., 1994: Surface deformation at the Krafla volcano, north Iceland, 1982–1992. *Bulletin of Volcanology* 56, 98–107.
- Tryggvason, E., 1995: Optical levelling tilt stations in the vicinity of Krafla and the Krafla fissure swarm. Observations 1976 to 1994. *Nordic Volcanol. Inst., Report 9505*, Reykjavík. 218 sidor.

Erik Sturkell är forskare vid Nordiskt vulkanologiskt center, Reykjavíks universitet; sturkell@hi.is

0570

äldsta metazoa-embryonen

0560

0560

0550

Panafriskanska orogenesisen,
superkontinenten Gondwana bildas

0550

Konsten att förutsäga jordbävningar

Om hydrogeokemisk bevakning i jordbävningsdrabbade regioner. Idag pågår forskning bland annat vid Stockholms universitet.

TEXT / BILD Alasdair Skelton

Det finns samband mellan förändringar i grundvattnets kemiska sammansättning – och jordbävningar:

- 1971 rapporterades om förändringar i grundvattnets radonhalt innan en jordbävning av magnitud 5,3 drabbade Tashkent i Uzbekistan den 26 april 1966 (Ulomov och Mavashev, 1971). Radonhalten började öka ungefär ett år innan jordbävningen.
- En ökande elektrisk konduktivitet rapporterades ungefär sex månader innan en jordbävning av magnitud 6 drabbade Ryssland 1969 (Sadovsky et al., 1972).
- Förändringar i hastigheten hos seismiska vågor rapporterades några dagar eller veckor innan jordbävningar i Ryssland (Nerserov et al., 1972) och Nordamerika (Aggarwal et al., 1973).
- 1973 noterades samband mellan hur långt innan jordbävningen en förändring skedde och jordbävningens magnitud, samt storleken på regionen som påverkades av efterskalv av Scholz et al. (1973). Dessa författare presenterade även en hypotes som försökte förklara alla dessa förändringar som en konsekvens av sprickbildningsprocesser innan jordbävningen.

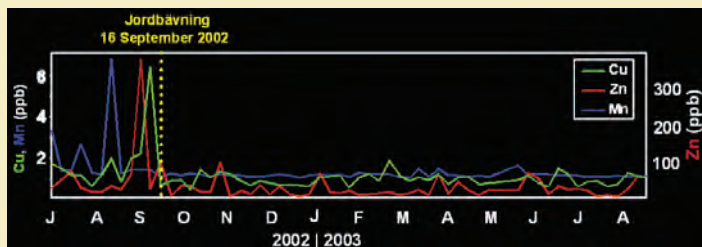
1995 väcktes frågan igen av bland annat två artiklar som publicerades i tidskriften *Science*. Dessa artiklar rapporterade om kemiska förändringar i grundvattnet innan en jordbävning drabbade japanska Kobe den 17 januari 1995 med magnitud 7,2.

Igarashi et al. (1995) upptäckte en ökning i radonhal-

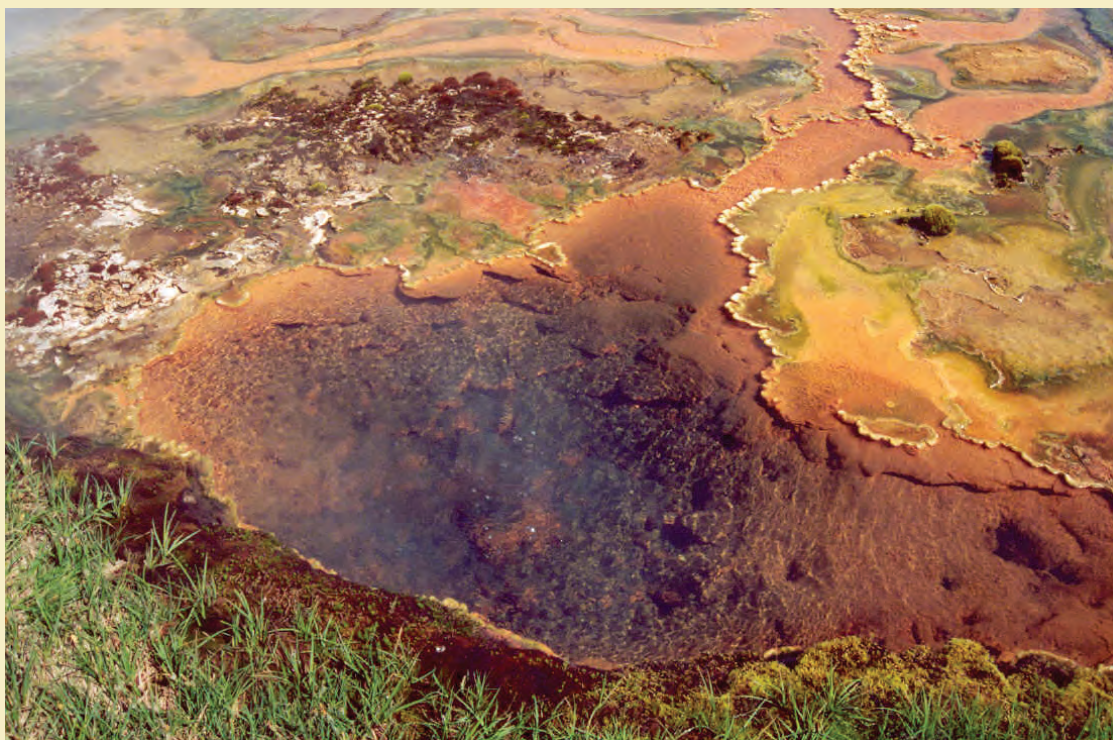
ten i grundvatten några månader innan jordbävningen. Tsunogai och Wakita (1995) mätte också en ökning i sulfat- och kloridhalter några månader innan jordbävningen. Studierna gjordes efter jordbävningen och baserades på analyser av flaskvatten med tappningsdatum innan jordbävningen.

Den 5 mars 1996 träffades en grupp forskare på en konferens i Tokyo för att presentera dessa och andra studier som visar kemiska förändringar i grundvatten innan jordbävningar. Resultatet blev en artikel som publicerades i tidskriften *Science* av Silver och Wakita (1996). Författarna noterade att kemiska förändringar oftast förekommer längs förkastningar och några hundra kilometer från jordbävningens fokus. Denna slutsats väckte viktiga frågor angående mekanismer och orsaker till kemiska förändringar i grundvatten i samband med jordbävningar.

Ett antal studier (av till exempel Okada, 1992) visar att spänningen som bildas före en jordbävning – några hundra kilometer från jordbävningens fokus – är alldeles för liten för att kunna orsaka en sprickbildning som i sin tur skulle leda till ökad interaktion mellan grundvatten och berg och därigenom ändra grundvattnets kemi. Några andra forskare framförde att en jordbävning är slutresultatet av sprickbildning i en mycket stor volym av jordens skorpa som fokuseras stegvis utifrån jordbävningens fokus (Johansen et al., 2000). Modellen gav en mycket bra anpassning till ökningen i kloridhalten innan jordbävningen som drabbade Kobe, Japan



Hydrogeokemiska förändringar i grundvatten från innan och efter jordbävningen den 15 september 2002.



Grundvatten på Island.

i 1995 och kan även förklara kemiska förändringar i grundvatten innan jordbävningar, även långt ifrån jordbävningens fokus.

En grupp forskare vid Stockholms universitet påbörjade under 2002 en bevakning av grundvattens kemi på norra Island. Bevakningen har nu pågått i fyra år och den samordnas av doktorand Lillemor Claesson. Projektet har utvecklats till ett samarbete mellan Stockholms universitet, Orkustofnun Húsavíkur och Norges teknisk-naturvetenskapelige universitet. En gång i veckan tas tre vattenprov från ett 1,5 km djupt borrhål i basalt vid byn Húsavík på norra Island. Dessa prov skickas till Stockholm för analys av katjoner, anjoner och stabila isotoper. Det första vattenprovet togs den 3 juli 2002, ungefär tio veckor innan en jordbävning av magnitud 5,8 inträffade 100 kilometer från Húsavík (den 15 september 2002).

Resultaten visade att järn och kromhalter i grundvatten redan var onormalt höga när provtagning börjades i juli. Mangan-, zink- och kopparhalter visade kortvariga och dramatiska anomalier fem veckor, två veckor och en vecka innan jordbävningen. Tidigare experimentella studier (Seewald och Seyfried, 1990) har visat att dessa metaller löses upp från basalt i kontakt med grundvatten vid höga temperaturer. Dessa studier tyder på upplösningsssekvensen: järn → mangan → zink → koppar. Denna sekvens stämmer överens med ordningen av spårelementanomalier innan jordbävningen. Studien har publicerats i tidskriften *Geology*

(Claesson et al., 2004). Det som gör projektet framgångsrikt är mängden av data samlade både innan och efter jordbävningen. Provtagning med avsikt att göra kemiska analyser gjorde det möjligt att analysera även låga jonhalter, syra och väteisotoper. Men ett sammanträffande mellan kemiska förändringar i grundvatten och en jordbävning räcker inte alls för att kunna bevisa att sprickbildningen innan jordbävningen orsakade kemiska förändringarna i grundvatten.

2004 började forskargruppen med ett liknande projekt i Assam, norra Indien. I samarbetet med kollegor i Indien samlades grundvattenprover från ett 100 meter djupt borrhål i granit i närheten av epicentrumet till den kraftiga jordbävningen som drabbade Assam 1893. Provtagningen har pågått i två och ett halvt år och kemiska förändringar har upptäckts i grundvatten innan två jordbävningar. Den första jordbävningen inträffade den 9 december 2004 och nådde magnitud 5,5 på Richterskalen. Den andra jordbävningen inträffade den 15 februari 2005 och nådde magnitud 5,1 på Richterskalen. Båda jordbävningarna föregicks av tydliga kemiska förändringar i grundvatten som kan bero på olika sorts vittring hos fältspat. Dessa förändringar mättes drygt 200 kilometer från jordbävningarnas fokus. Två sammanträffande mellan kemiska förändringar i grundvatten och två jordbävningar är naturligtvis ett mer övertygande samband men måste ändå tolkas oerhört försiktigt.

I dag är det mycket svårt att avgöra om hydrogeo-

kemi någonsin kommer att ge information som kan användas för att kunna förutsäga jordbävningar. Först krävs kunskap om mekanismen bakom en eventuell koppling till jordbävningsaktivitet. För att komma vidare behövs insamling av stora mängder data särskilt innan jordbävningar. Eftersom vi inte kan förutsäga jordbävningar innebär det kontinuerlig bevakning i jordbävningsdrabbade regioner. Om hydrogeokemisk bevakning skulle leda oss ett steg närmare ett sätt att minska risken att människor drabbas av jordbävningar är det en mycket värdefull investering.

REFERENSER

Aggarwal, YP, Sykes, LR, Simpson, DW, Richards, PG (1973) Spatial and temporal variations of t_p/t_s and in P wave residuals at Blue Mountain Lake, New York: application to earthquake prediction. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 718-732.

Claesson, L, Skelton, A, Graham, G, Dietl, C, Mörrh, M, Torssander, P, Kockum, I (2004) Hydrogeochemical changes before and after a major earthquake. *Geology* **32**, 641-644.

Igarashi, G, Saeki, S, Takahata, N, Sumikaway, K, Tasaka, S, Sasaki, Y, Takahashi, M, Sano, Y (1995) Ground-water radon anomaly before the Kobe earthquake in Japan, *Science*, **269**, 60-61.

Johansen, A, Saleur, H, Sornette, D (2000) New evidence of earthquake precursory phenomena in the 17 January 1995 Kobe earthquake, Japan. *European Physical Journal B*, **15**, 551-555.

Nerserov, IL, Semonov, AN, Simbireva, IG (1972) Spatial-temporal distribution of ratios of compressional with shear waves for the Garm region. *Geosciences Bulletin, Series A*, **3**, 7-8.

Sadovsky, MA, Nersesov, IL, Nigmatullaev, SK, Latynina, LA, Lukk, AA, Semenov, AN, Simbireva, IG, Ulomov, VI (1972) The processes preceding strong earthquakes in some regions of middle Asia. *Tectonophysics*, **14**, 295-307.

Scholz, CH, Sykes, LR, Aggarwal, YP (1973) Earthquake prediction: a physical basis. *Science*, **181**, 803-810.

Seewald, JS, Seyfried, WE (1990) The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**, 388-403.

Silver, PG, Wakita, H (1996) A search for earthquake precursors. *Science*, **273**, 77-78.

Tsunogai, U, Wakita, H (1995) Precursory chemical changes in groundwater: Kobe earthquake, Japan. *Science* **269**, 61-63.

Ulomov, VI, Mavashev, BZ (1971) The Tashkent Earthquake of 26 April. *Tashkent: Acad. Nauk. Uzbeck. SSR, FAN*.

..... GEOLOGINS ROLL I SAMHÄLLET

Provtagningsbassäng för vatten för forskar-teamets borrhål på Island.



Foto: Lillemor Claesson



ALASDAIR SKELTON är professor i geokemi och petrologi samt prefekt vid Institutionen för geologi och geokemi, Stockholms universitet.

We offer information, collection, purchase:

mineralien 2006 hamburg

29th International Show for Minerals, Fossils, Precious Stones and Jewellery

Brazil's Crystal El Dorado
The Black Jura of Holzmaden
Jewel of the year: aquamarine

Picture Source: Scovill, Myer, Bode

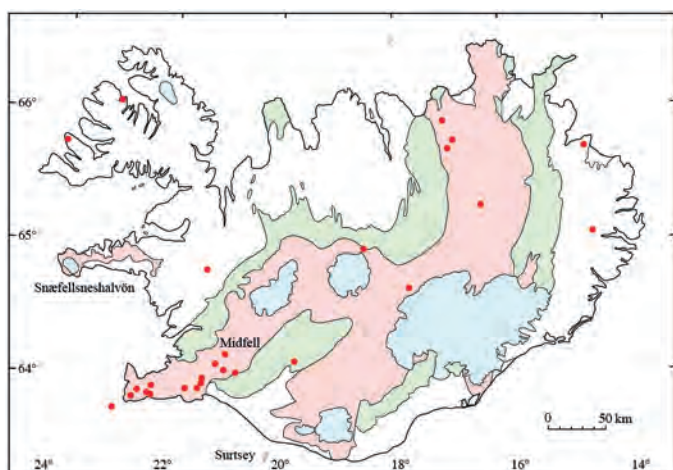
8.-10. December

Fri. 12-18h, Sat. + Sun. 10-18h

 **Hamburg Messe**

Hamburg Messe und Congress GmbH · St. Petersburger Str. 1
20355 Hamburg, Germany · Phone +49 40 3569-0
Fax +49 40 3569-2175 · www.mineralien-hamburg.de

 DMF
ampfohlen



Platser (röda punkter) där pikritiska basalter har karterats, det ljusröda området är den aktiva vulkaniska zonen, det ljusgröna området är vulkaniska bergarter < 3,3 Ma och ofärgat är bergarter > 3,3 Ma. Kartan bygger på data från Jakobsson (1983).

Det primitiva Island



Kuddlava, som innehåller rikligt med olivinkristaller, ligger i basen av hyaloklastitryggen Midfell. Denna rygg bildades under den senaste istidens slutskede.

Primitiva magmatiska basaltsmältor har sitt ursprung från manteln och brukar också kallas för juvenila smältor. Pikrit – en olivinrik basalt med 12-18 procents innehåll av magnesiumoxid, MgO – är en bergart med sådan härkomst.

På Island finns det omkring 25 platser där lava med pikritisk sammansättning har hittats. Detta är alla magmors moder – inom teorin för bildande av magmor genom kristallfraktionering. De smältor som kommer upp består av delvis smält mantel, men kan ha en "nära-mantelsammansättning". Inom teorin för dynamisk uppsmältning representerar dessa smältor den sista uppsmältningsfasen, och den kan bestå av upp till 25 procent av det ursprungliga mantelmaterialet. För att klara en så stor uppsmältning måste det vara varmt, över 1 200°C, och om dessa smältor ska upp på ytan måste det gå snabbt!

Basalt är den vanligaste bergarten i skorpan och den bygger upp all oceanbotten, vilken i sin tur är täckt av ett mer eller mindre tjockt sedimentlager. Oceanbotten-basalter har en tämligen odramatisk sammansättningsvariation. (Den varierar mindre än vad Coca Cola gör i världen, där dryckens smakvariationer beror på det lokala vattnet.) Basalter som bildas i en öbåge eller kontinental miljö kan urskiljas utifrån sina kemiska signaturer, exempelvis med hjälp av olika så kallade diskrimineringsdiagram. Dessa diagram kan hjälpa till att ge en uppfattning om basaltens geokemiska signatur. Utifrån denna kan man föreslå en bildningsmiljö för äldre basalter, där man av naturliga skäl har förlorat kontakten med den tektoniska miljön där dessa bildades. I denna artikel lämnar vi nu dock alla basalter som inte har bildas vid en mittoceanisk rygg åt sitt öde och koncentrerar oss på de mittoceaniska basalter som efter deras engelska namn kallas MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt).

Hur kan basalter med olika sammansättning komma från manteln? Det bygger på antagandet att den basaltiska smältan representerar varianter av den magmatiska serien som kommer från den mest ursprungliga (eller primitiva) magman.

När en smälta kallnar så kristalliserar mineral i en ordning som beror på dess smältpunkt och detta förändrar sammansättningen av den kvarvarande smältan – den differentieras. Basalt som når jordytan har upplevt någon grad av differentiering under sin färd mot ytan. För att vi ska kunna använda basaltsammansättningen som en spegel av mantelns sammansättning, måste mer utvecklade basalter unvikas (där delar av smältan redan har kristalliserats och därför inte är i jämvikt med mantels mineralogi). För att få information om manteln måste man alltså hitta de primitiva smältor som inte har förändrats sedan de lämnade manteln – är det möjligt?

En möjlighet är mantelxenoliter (brottstycken från djupet), och med hjälp av bergartens magnesium (Mg)-nummer kan vi avgöra hur primär (primitiv) den är. Mg-numret beräknas från halter av Mg och Fe (jäm)

enligt formeln: $Mg/(Mg + Fe_{tot})$. Ju högre Mg-nummer (mera Mg) desto ursprungligare. Mineralen olivin ($(Fe, Mg)SiO_4$) har en kontinuerlig serie av fasta lösningar från 100 procent järn (Fe) som heter fayalite till 100 procent magnesium (Mg) som heter fosterit. Man anger mängden Mg med en procent Fo (fosterit) för de mineral som ligger mellan slutpunkterna (till exempel Fe_{92} = 92 procent Mg). Den olivin som finns i mantelxenoliter (peridotit) har en hög magnesium halt, Fe_{88-92} .

Lacroix (1923) använde termen "oceanite" för basalt som innehåller mer olivinfenokryster (strökorn) än augit (en pyroxen) dito. Detta för att skilja mellan oceanit och ankaramit vilken är en annan bergart. Bergartsnamnet "pikrit" (se Johannsen, 1938) blev mera använt och har förpassat termen oceanit till glömskan. Enligt en tidig definition av pikrit ska olivininnehållet överstiga 25 procent.

OLIVIN-THOLEIIT OCH KVARTS-THOLEIIT

När man tillämpar så kallade CIPW-normativa mineralberäkningar är det alkali- och kiselhalten som styr kristallisationsordningen. Är det en kiselundermättad smälta så bildas nefelin och/eller olivin. Basalt med nefelin och olivin kallas för alkali-olivinbasalt men basalt med endast olivin kallas för olivintholeiit, som också beräknas ha normativ hypersten. Med något ökande kiselhalt reagerar kisel med nefelin och bildar albit, och olivinen reagerar med kisel och bildar pyroxen. Om smältan har en kiselhalt som har konsumerat all nefelin och/eller olivin, bildas enligt den normativa modellen kvartsitholeiit.

Man försöker att frånga denna terminologi och baserar basaltindelningen på Mg-halt, så det finns pikrit, olivinbasalt och basalt (se Jacobsson et al., 2008 Jökull sidan 126).



Olivinkristall (forsterit) som kommer från Sapat Nala, Mansehra, nordvästra Pakistan. Kristallen är 15 millimeter hög.

Komatiiter och pikriter utgör de basaltiska bergarter som har de högsta MgO-halterna (magnesiumoxidhalterna). Definitionen av komatiiter varierar mellan olika texter men kan sammanfattas med att det är en vulkanisk bergart bildad på ytan eller som grunda intrusiv. De har ofta olivin med spinifextextur (spinifex är en australisk gräsväxt med smala spetsiga blad) medan plagioklas är sällsynt. Bergarten har en ultramafisk/peridotitisk sammansättning med MgO-halter mellan 18-32 procent.

Pikrit är också en bergart med höga MgO-halter (12-18 procent) och rikligt med polyhedrala olivin fenokryster. Plagioklas är vanligt förekommande vilket är ett tecken på kristallisering under transport till jordytan eftersom plagioklas inte existerar i själva manteln förutom i dess allra översta delar (< 30

kilometer). Det är också vanligt att man hittar rester av kromdiopsid (pyroxen), vilket är ett klart tecken på mantelursprung. Den petrologiska skillnaden mellan komatiit och pikrit är alltså förekomsten av olivin med spinifextextur i den första bergarten och polyhedral olivin i den senare, som också ofta har plagioklas.

Klassifikationen enligt IUGS, the International Union of Geological Sciences, är däremot helt baserad på kemiska kriterier, där mängden av MgO i pikrit ligger inom 12-18 procent MgO och komatiit ska innehålla >18 procent MgO. Vidare är det en observation att olivin i pikriter innehåller ett antal inklusioner av spinel och även i grundmassan finns ofta spinel mikrofeno-kryster. Det finns fällor och det är tholeiitisk basalt som är anrikad med ett kumulat (där tunga mineral sjunker ner i botten av en smälta) av olivin i sin undre del och kan ibland bli felaktigt klassificerade som pikriter. Arkeiska komatiiter (> 2,5 Ga) har en sammansättning som är mycket nära manteln. De bör ha haft temperatur på omkring 1 600°C vid utbrott, och Mg-halten är så hög att det tyder på att de har bildats genom en nära total uppsmältning av manteln.

Pikritisk smälta på Island har haft en temperatur av omkring 1 300°C och tros ha haft sitt ursprung på mellan 120 och 60 kilometers djup (omkring 20 kilobar), där smältan började segregera och bilda magmor som senare kan gå i smälta där olivin var i jämvikt.

Primitiva bergarter i Island är av två typer; den vanligast förekommande är olivin-tholeiiter som karaktäriserar den centrala plattgränsen (sköldvulkaner, Table Mountains (se faktaruta)), men också (mer sällsynta) alkaliolivin-basalter som finns i och utanför spridningszonerna. Olivinbasalter finns till exempel på Surtsey (spetsen av en propagerande rift) och på Snæfellsneshalvön. Man kan säga att olivin-tholeiiter visar på en hög grad av uppsmältning (15-20 procent) medan alkaliolivinbasalterna inte har smält mer än fem procent.

Island ligger på den mittatlantiska spridningsryggen och borde inte finnas om det bara berodde på vulkanismen från den mittatlantiska ryggen. Då skulle ön och landet endast varit en submarin bergskedja med toppar på omkring 1500 meters vattendjup. Tack vare att man har en förhöjd manteltemperatur till följd av en mantelplym i Nordatlanten finns förutsättningar för en ökad vulkanism som samverkar med vulkanismen från spridningsryggen. Denna samverkan har resulterat i att en landmassa byggts upp. Den vulkaniska produktionen håller nu jämna steg med erosionen. Smältning som sker i mantelplymen borde ge en högre grad av uppsmältning än vad som är vanligt vid en oceanisk spridningsrygg. Det är därför man kan vänta sig att finna pikriter på Island.

Det finns omkring tjugofem platser där lava med pikritisk sammansättning har hittats (se sammanställningen i Jakobsson 1983). De flesta som exponeras finns i de holocent (efter den senaste istiden) bildade bergarterna. Den tunna och svaga litosfären i spridningszonen gör att jordskorpan sjunker mot djupare nivåer i takt med pålagringen av nytt material. Små lavaflöden i den aktiva vulkanzonen blir överlagrade och sjunker ned. Endast stora lavaflöden som täcker områden utanför den centrala delen och flöden från dess flanker eller flankzoner kan bli bevarade. Pikritlavaflöden och grunda intrusioner återfinns i den centrala vulkanzonen, där den största graden av uppsmältningen sker. Äldre pikriter har små chanser att bli exponerade medan de yngre ligger grunt eller på toppen av lava-sekvensen. Av de holocena pikriterna har mer än hälften bildats i intervallet 10 000–7 000 år. Volymerna varierar mellan 0,1 och 0,4 km³ (Jakobsson 1983:81). Det är en korrelation mellan pikritproduktionen med den tryckavlastning som skedde då inlandsisen smälte under tidig postglacial tid. Detta har gett möjligheten för en ökad uppsmältning av den översta delen av manteln. Flera pikritlavor bildades under inlandsistidens slutskede då avsmältningen var snabb vilket



TABLE MOUNTAIN

På Island finns det stora vulkaniska strukturer (flera kvadratkilometer stora) som har bildats i vatten (under glaciärer) vilka har kuddlava i sin bas, som övergår – via breccia av kuddlava till i vatten totalt fragmenterade vulkanprodukter (hyaloklastit). Dessa produkter bildades i vatten och nära den aktiva kratern

medförde en hastig landhöjning till exempel vid Midfell, med kuddlava i den 200 meter höga ryggen bas. Endast få pikriter har hittats inom de tertiära formationer som är äldre än 3,3 Ma trots den nästan perfekta blottningen av lavasekvenserna.

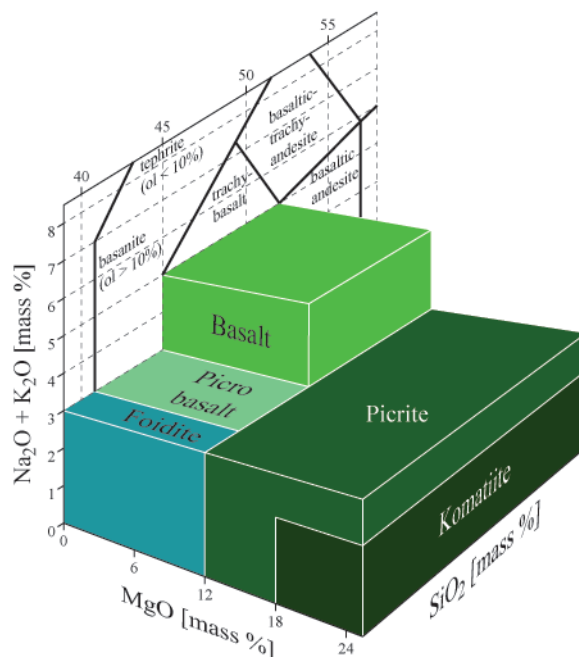
Modellen för dynamisk uppsmältning innebär att när magma har bildats i sådan grad att en eruption sker, så återstår större volym primitiva magmor i manteln. Därför har den sista smälta som produceras de högsta MgO-halterna och är den som bäst återspeglar mantelns sammansättning – dessa magmor är alltså pikriterna.

Slutsatsen att pikriterna oftast förekommer just efter den "snabba" tryckavlösningen som uppträder efter istidens slutskede talar för att dessa primitiva magmor bildades i den absoluta slutfasen av dynamisk uppsmältning. I och med att isen försvann så var Island fortfarande mera primitivt de första tusen åren, men sedan dess har Island blivit mera utvecklat, det vill säga i geologiska sammanhang.

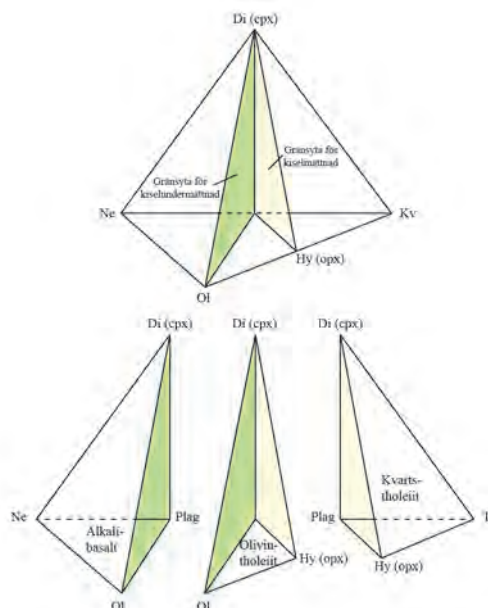
Erik Sturkell, professor vid Geovetarcentrum, Göteborgs universitet. erik.sturkell@gvc.gu.se

LITTERATUR

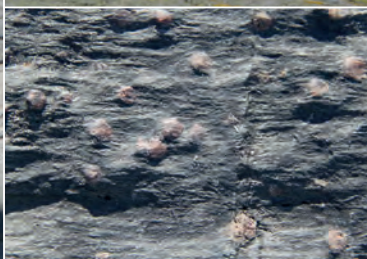
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and processes, a practical guide*. Wiley-Blackwell, pp. 440.
- Jakobsson, S.P., 1983. *Íslenskar bergtegundir I Pikrit (óseanít)*. Náttúrufræðingurinn, 52, 80-85.
- Jakobsson, S.P., Jónasson, K., & Sigurdsson, I.A., 2008. *The three igneous rock series of Iceland*. Jökull 58, 117-138.
- Johannsen, A., 1938. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Vol. IV., *The feldspathoid rocks and the peridotites and perinites*. Univ. of Chicago Press, pp 523.
- Lacroix, A., 1923. *Mineralogie de Madagascar*. Tom. III. Paris Soc. D'Edit. Geogr., Mar. Et Coloniales, pp 431.
- McBirney, A. R., 2007. *Igneous petrology*, Third edition. Jones & Bartlett Learning, pp. 550.



Diskrimineringsdiagram som ger fälten (volymerna) mellan axlarna MgO, Na₂O + K₂O och SiO₂ för komatiit och pikrit (omritad efter förlaga i Gill, 2010, sidan 149). Magnesiumgränsen mellan pikrit och komatiit visas i bilden vilken också visar en del av basaltnomenklaturen.



Basaltpyramiden indelad i tre volymer, alkali-basalt med normativ nefelin, olivin-tholeiit med normativ hypersten (opx) och olivin, och kvarts-tholeiit med normativ hypersten och tridymit (högtemperaturvariant av kvarts). De två första är åtskilda av en yta som utgör gränsen för kiselundermättning mellan nefelinnormativa och tholeiit som är hyperstennormativ. Ytan som skiljer olivin och kvarts-tholeiit representerar gränsen för kiselmättning. Basaltpyramiden för 1 atm vilket motsvarar ett djup av 0-3 kilometer, det vill säga lavar och grunda intrusioner. Bilden är omritad efter en förlaga från McBitney (2007) sidan 267.



Med passion för geologi!

Bli medlem i Geologiska Föreningen

För 300 kr blir du medlem och får 4 nummer av Geologiskt forum per år.

- Lägg till 250 kr så får du tillgång till GFF-online (med back issues).
- Lägg till 400 kr så får du GFF-online (med back issues) och tryckt GFF.

Gör så här: Sätt in rätt belopp på plusgirokonto 2108-9. Du får en bekräftelse per mejl om ditt medlemskap och ditt abonnemang, som kommer att löpa ett år från betalningen. Kom ihåg att alltid uppge ditt namn, adress och din e-postadress vid inbetalning.

Läs mer om föreningen, tidskrifterna och medlemskap på föreningens webbsida **www.geologiskaforeningen.se**

Vi finns också på **facebook.com/geologiskaforeningenisverige**

Du kan kontakta oss på **info@geologiskaforeningen.se**

Geologiska Föreningen i Sverige har sedan starten år 1871 verkat för att på olika sätt nå ut med geovetenskaplig kunskap i samhället. Föreningen arrangerar föredrag och exkursioner och samverkar med andra föreningar och aktörer i olika projekt som främjar geovetenskapen.

Geologiskt forum är föreningens populärvetenskapliga tidskrift som kommer ut fyra gånger om året. Ofta är det forskare som skriver om aktuella projekt och frågeställningar. Geologiskt forum vänder sig till alla som är intresserade av geovetenskap – från fossil till landskapsutveckling, från jordens inre och ut i rymden, inklusive klimat-, miljö- och resursfrågor.

GFF – A Scandinavian Journal of Earth Sciences är Geologiska Föreningens vetenskapliga tidskrift för skandinavisk geologi, med iFirst-publicering.

Geologiska Föreningen



**MEDDELANDEN från STOCKHOLMS UNIVERSITETS INSTITUTION
för GEOLOGISKA VETENSKAPER No 366**

- No. 356 KLEINE, B. I., How do metamorphic fluids move through rocks?
An investigation of timescales, infiltration mechanisms and mineralogical controls. Stockholm, 2015.
- No. 357 BONAGLIA, S., Control factors of the marine nitrogen cycle. Stockholm, 2015.
- No. 358 AHMED, E., Microbe-mineral interactions in soil. Stockholm, 2015.
- No. 359 ZHANG, X., Tectonic evolution of Taimyr in the Late Paleozoic to Mesozoic from provenance and thermochronological evidence. Stockholm, 2015.
- No. 360 FREIRE, F., High Arctic submarine glaciogenic landscapes: their formation and significance. Stockholm, 2016.
- No. 361 WIK, M., Emission of methane from northern lakes and ponds. Stockholm, 2016.
- No. 362 MUSCHITIELLO, F., Deglacial impact of the Scandinavian Ice Sheet on the North Atlantic climate. Stockholm, 2016.
- No. 363 YAMOA, K., A combined carbon and hydrogen isotope approach to reconstruct the SE Asian paleomonsoon. Stockholm, 2016.
- No. 364 PATTEN, C., Mobility of gold and other metals during alteration of the oceanic crust, Stockholm, 2016.
- No. 365 KRALL, L. Deformation behaviour and chemical signatures of anorthosites: Examples from southern West Greenland and south-central Sweden. Stockholm, 2016.

Fälthandbok

ISBN tryckt: 978-91-87355-28-8

ISBN PDF: 978-91-87355-29-5