



ORKUSTOFNUN
Jarðhitadeild

HAFSBOTNINN UMHVERFIS ÍSLAND

Þróunarsaga og setlagamyndanir
Yfirlitsskýrsla um stöðu rannsókna

Karl Gunnarsson

OS80025/JHD14

Reykjavík, ágúst 1980

HAFSBOTNINN UMHVERFIS ÍSLAND

**Þróunarsaga og setlagamyndanir
Yfirlitsskýrsla um stöðu rannsókna**

Karl Gunnarsson

OS80025/JHD14

Reykjavík, ágúst 1980

ÁGRIP

Þessi skýrsla fjallar um jarðlagagerðhafsbotsins umhverfis Ísland, frá eyggi Jan Mayen í norðri suður á Reykjaneshrygg og Rockallbanka. Reynt er að draga saman helstu niðurstöður nýrri rannsókna á setlögum undir hafsbotni, og hvort ætla megi að þau geymi jarðolíu í nokkrum mæli.

Setlagarannsóknir á þessu víðfeðma svæði eru enn tiltölulega ófullkomnar og gefa aðeins grófa heildarmynd að gerð og þykkt sethulunnar. Þá eru athuganir sem beinast sérstaklega að oliuleit af afar skornum skammti. Því er einnig lögð áhersla á að rekja myndunarsögu þessa svæðis, sem einkennist af landreki og myndun nýrrar jarðskorpu um gliðnandi plötumót í hafinu.

Jarðskorpu hafsbotsins umhverfis Ísland má skipta í tvær megingerðir, úthafs- eða meginlandsskorpu. Segja má að úthafsskorpa myndist til að fylla upp í gapið milli tveggja meginlandsblokka sem rekur í sundur, í þessu tilviki milli Grænlands og Norður-Evrópu. Megnið af jarðskorpunni umhverfis Ísland er af úthafsgerð, og raunar má flokka landið sjálft þar með. Hafið byrjaði að myndast fyrir um 50-60 millj. ára, og hefur síðan breikkað og aukist jafnt og þétt. Setlög sem hlaðist hafa ofan á basaltberg úthafsskorpunnar eru víðast hvar tiltölulega ung og þunn, en þó oftast þykkust næst meginlöndum. Líkur á vinnanlegri olíu í setlögum úthafanna eru almennt taldar afar litlar, bæði vegna lítillar þykkunar og skorts á lífrænum leifum. Áhugaverðust eru þó setlögin í og undir landgrunnshlíðum meginlandanna, en lítt rannsökuð enn sem komið er.

Hins vegar finnast sums staðar svonefnd meginlandsbrot í jarðskorpu úthafanna. Þau eru hlunkar af fornri meginlandsskorpu sem duttlungar landreksins hafa skilið eftir úti í hafi, umlukta úthafsskorpu og signa í sjó. Jan Mayenhryggurinn og Rockallhásléttan eru talin vera af þessari gerð, og þar kynnu eldri setlög að leynast, e.t.v. hlaðin upp við heppilegri skilyrði fyrir olíumyndun. Ýmsar ábendingar eru um slíkar setmyndanir á Jan Mayenhryggnum, en óbyggjandi sannanir fyrir tilvist þeirra hafa ekki fengist enn.

EFNISYFIRLIT

	Bls.
ÁGRIP	3
EFNISYFIRLIT, MYNDASKRÁ	5
1 FORMÁLI	7
2 HÖFIN OG HAFSBOTNINN	8
3 REYKJANESHRYGGUR	11
4 ROCKALLHÁSLÉTTAN	16
5 ÍSLENSKI ÞVERHRYGGURINN	21
6 LANDGRUNN ÍSLANDS	26
7 NORÐURHAF	34
8 JAN MAYENHRYGGUR	40
VIÐAUKI 1: Myndun oliu	45
VIÐAUKI 2: Málmútfellingar á hafsbotni	51
RITASKRÁ	57

MYNDASKRÁ

1 Hafið umhverfis Ísland	10
2 Þyngdarkort (Bauguer) af landgrunninu úti fyrir Mið-Norðurlandi	31
3 Mælilínur Western Geophysical Co. norðan við land, nóvember- desember 1978	32
4 Afstaða meginlanda við norðanvert Atlantshaf á fyrri tímum ...	39

1 FORMÁLI

Rannsóknir á hafsbotninum umhverfis Ísland og jarðfræðilegri gerð hans eru enn tiltölulega skammt á veg komnar, og þær niðurstöður sem fyrir liggja dreifðar í ýmsum vísindaritum. Oft hefur á undanförunum árum komið upp þörf á að taka saman yfirlit um stöðu mála á þessu sviði, m.a. vegna starfs sendinefndar Íslands á Hafréttarráðstefnu Sameinuðu Þjóðanna, og vegna umræðu um olíuleit innan íslenskrar efnahagslögsögu.

Það er tilgangur þessarar skýrslu að bæta að nokkru úr þessari þörf. Sérstök fjárveiting fékkst fyrir tilstuðlan iðnaðarráðuneytisins og með stuðningi utanríkisráðuneytisins. Karl Gunnarsson jarðeðlisfræðingur var ráðinn til að vinna verkið. Karl hefur verið við framhaldsnám í Durham í Englandi, og rannsóknarverkefni hans þar að hluta til fjallað um hafsbotninn milli Íslands og Færeyja.

Þess er vænst, að sú samantekt sem hér liggur fyrir, verði gagnlegur grundvöllur að byggja á áætlanir um frekari rannsóknir á jarðlögum hafsbotnsins, þ.á.m. könnun á þykkt og dreifingu setlaga innan íslenskrar efnahagslögsögu.

Guðmundur Pálmason
forst. jarðhitadeildar

2 HÖFIN OG HAFSBOTNINN

Hér verður fyrst veitt nokkuð yfirlit um höfin umhverfis Ísland og helstu landslagseiningar hafsbotsins. Í síðari köflum verður svo jarðfræði einstakra svæða gerð nánari skil. Mynd 1 sýnir kort af svæðinu.

Hér eru höfin kringum Ísland nefnd samkvæmt Unnsteini Stefánssyni (1969). Sunnan Íslands er Atlantshaf, en hafsvæðið Grænlandsmegin í djúpinu nefnist Grænlandshaf. Norður af landinu er hafið tiltölulega grunnt norður á mótis við Jan Mayen eyju og heitir Íslandshaf. Þar fyrir norðan er Norður-Grænlandshaf, en eystri hluti hafsins nefnist Noregshaf. Allt þetta hafsvæði norðan og norðaustan landsins má kalla Norðurhaf, en heitir gjarnan Norwegian-Greenland Sea í ritum á ensku.

Ísland er á löngum neðansjávarhrygg, sem teygist suður eftir Atlantshafi endilöngu, og liggur miðsvæðis í hafinu milli meginlanda. Samkvæmt landrekskenningunni markar þessi hryggur, Mið-Atlantshafshryggurinn, gliðnandi plötumót. Undir ási hryggjarins (há hryggnum) gliðnar jarðskorpan sífellt í sundur, og við hana eykst með innskoti bráðinnar kviku neðan úr möttlinum, en á yfirborði hlaðast upp eldgosamyndanir. Plöturnar beggja vegna mótanna, þ.e. hafsbotninn og meginlöndin handan við, rekur því stöðugt í sundur og hafið brekkar. Úthafshryggi á plötumótum getum við kallað rekhyggi, og sagt að eftir hámarki þeirra liggi ás gliðnunar eða landreks.

Sá hluti Mið-Atlantshafshryggjarins sem gengur til suðvesturs frá Íslandi nefnist Reykjanes hryggur. Hann tengist landgrunni Íslands undan Reykjanesi, en að sunnan takmarkast hann af þverbrotabelti kenndu við Charlie Gibbs (nærri 53. breiddarbaug). Þverbrotabelti eða þvergengi tengja enda tveggja rekhyggjabúta, sem hliðrast til eða standast ekki á. Þau marka plötumót þar sem plöturnar ganga á misvíxl en gliðna ekki í sundur, og einkennast af mikilli jarðskjálftavirkni samfara brotum í stefnu reksins.

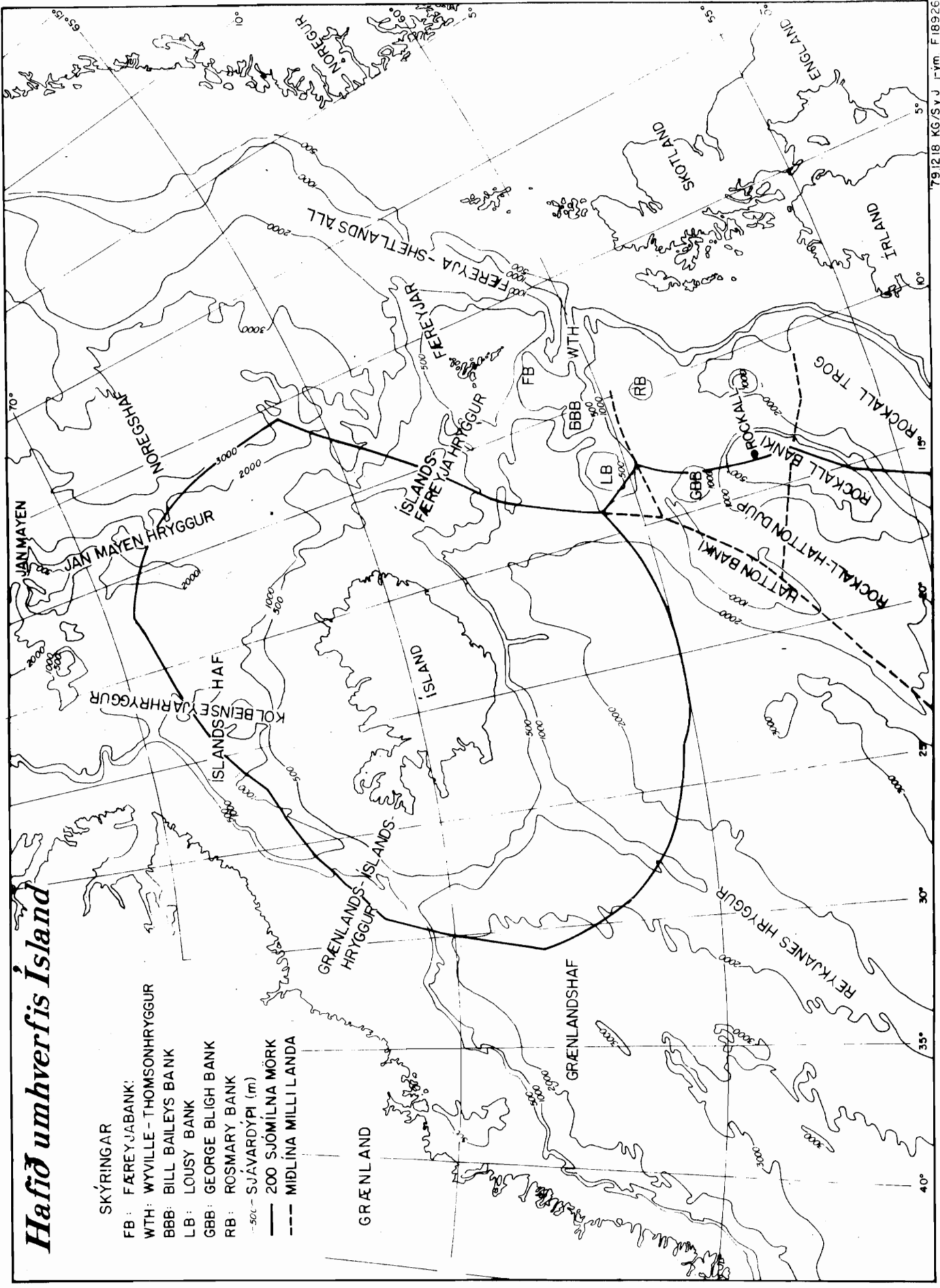
Ef á heildina er litið má segja að hliðum Reykjanes hryggjar halli jafnt og þétt frá hákambi niður í hliðardjúpin á báðar hliðar. Sjávardýpt yfir hryggnum eykst er sunnar dregur frá Íslandi, og sama gildir um hliðardjúpin. Úthafsdjúpin sitt hvoru megin við Reykjanes hrygg afmarkast að vestan við landgrunn Grænlands, að austan af grunnsvæði Rockallhásléttunnar (Hatton- og Rockallbankar) og að norðan af "Íslenska þverhryggnum".

Ísland myndar hápunkt á mjög grunnu hafsvæði, eða nokkurs konar þröskuldi, sem teygist þvert yfir hafið milli Færeyja og Grænlands. Milli Færeyja og Íslands er Íslands-Færeyjahryggur, sem kalla má einfaldlega Færeyjahrygg. Sjávardýpi er að meðaltali um 400 m á hryggnum, og hann myndar í þversniði breiða slétta bungu. Í Grænlandssundi tengir stuttur hryggjarstubbur landgrunn Grænlands og Íslands, og nefnist Grænlands-Íslandshryggur. Dýpi á honum miðjum er um 600 m. Hvorugur þessara hryggja er rekhryggur, og því ekki sambærilegur við t.d. Reykjanes hrygg. Hugtakið "Íslenski þverhryggurinn" verður hér á eftir notað um þennan þröskuld þvert yfir hafið, og þar er Ísland sjálft innifalið.

Kolbeinseyjarhryggur gengur norður frá landgrunni Íslands út af mynni Eyjafjarðar og markar gliðnunarás hafsbotsins norðan Íslands. Landslag er mishæðótt á Kolbeinseyjarhryggnum, og hann rís fremur lágt yfir umhverfi sitt, sérstaklega syðst. Hann tengist eystra gosbelti Íslands með þverbrotabelti, kenndu við Tjörnes. Að norðan endar hann við Jan Mayenbrotabeltið, sem hliðrar rekásnum til austurs. Þar fyrir norðan heitir rekhryggurinn Mohnshryggur. Hann liggur miðsvæðis milli meginlanda og hefur hliðardjúp á bæði borð.

Íslandshafið er tiltölulega grunnt; þar er víðast 1000-2000 m dýpi. Þetta háreiða botnsvæði er kallað Íslandshásléttan eða Íslandspallurinn (Iceland Plateau) af jarðvísindamönnum. Í þessu riti er heitið notað lauslega um svæðið sem afmarkast af Jan Mayen brotabeltinu að norðan, en Jan Mayen-hryggnum að austan. Stundum er þetta heiti eingöngu notað um spilduna milli Kolbeinseyjar- og Jan Mayenhryggjar (Talwani & Eldholm 1977).

Eyjan Jan Mayen rís úr sjó á norðausturhorni Íslandspallsins. Til suðurs frá henni gengur neðansjávarhryggur, nefndur Jan Mayenhryggur. Á korti Sjósmælinga Íslands (1976) er hann kallaður Íslands-Jan Mayen hryggur, en það heiti er stundum haft um Kolbeinseyjarhrygg en á ekki við hinn eiginlega Jan Mayenhrygg. Norðurhluti Jan Mayenhryggjar er flatur að ofan með bröttum hliðum, en lækkar til suðurs og verður ógreinilegur er nálgast Ísland. Austurhliðum hryggjarins hallar niður í djúp Noregshafsins. Jan Mayenhryggur er ekki rekhryggur og ólíkur slíkum hvað varðar landslag og gerð, enda talinn vera brot af meginlandi.



791218 KG/Sy J rym F1892C

MYND 1

3 REYKJANESHRYGGUR

Á botni Atlantshafs rís eftir endilöngu, miðsvæðis milli meginlanda, neðan-sjávarhryggur sem kallast Mið-Atlantshafshryggurinn. Hann er hluti af hryggjakerfi sem teygist víða um úthöfin. Hryggir þessir ein-kennast af eldgosum og jarðskjálftavirkni, enda er álitíð að undir há-hryggnum séu mót jarðskorpuplatna sem rekur stöðugt í sundur. Gliðn-unarsprungur þær sem landrekið myndar fyllast jafnóðum af bergkviku sem skýst inn neðan úr möttli, og eldgos hlaða upp hraunum og bólstrabergi á yfirborði. Þannig myndast stöðugt ný jarðskorpa í miðjum hryggjunum, og talið er að öll jarðskorpa undir úthöfunum sé mynduð á þennan hátt. Úthafsskorpa er tiltölulega þunn, gerð úr basaltstorkubergi og frá-brugðin jarðskorpu meginlanda.

Sá hluti Mið-Atlantshafshryggjarins sem liggur suður frá Íslandi nefnist Reykjaneshryggur. Gliðunarbelti hryggjarássins liggur út frá gosbelti Reykjanesskagans til suðvesturs (S35°V). Við 56. breiddar-gráðu snýst ás hryggjarins til suðlægrar stefnu, og er talinn enda nokkru sunnar, við Charlie Gibbsþverbrotabeltið, þar sem hryggjarásinn hliðrast allnokkuð til austurs. Reykjaneshryggurinn er breiður með aflíðandi hliðum, sem gróft á litið hækka jafnt og þétt upp að egginni. Hafdýpi yfir hryggglengjunni er um 500 m norður við Ísland, en eykst er sunnar dregur og er um 1500-2000 m syðst. Hryggur-inn rís um 2000 m yfir botn djúpsævisins beggja vegna, og hliðardjúpin dýpka er sunnar dregur, samsvarandi aukningu sjávardýpisins yfir hrygg-lengjunni. Landslag á suðurhluta Reykjaneshryggjar er fjöllótt og úfið og á þessum kafla líkist hann Mið-Atlantshafshryggnum sunnar í hafinu. Sprungudalur skerst þar niður í endilangan hryggjarásinn og sýnir áhrif gliðunar jarðskorpunnar. Nær Íslandi eru hliðarnar sléttari og sprungu-dalurinn hverfur. Norðan 60°N myndar háhryggurinn fjallgarð, um 50 km breiðan og með bröttum hliðum báðum megin, 500-1000 m háum (sjá Talwani, Windisch & Langseth 1971, Fleischer 1974).

Segulmælingar á höfunum hafa leitt í ljós að úthafsskorpa einkennist af sérkennilegu og reglulegu mynstri segulfrávika, svonefndum segulræmum. Þeim má lýsa sem aflöngum samsíða hæðum og lægðum í styrkleika segulsviðs jarðar (líkast bárujárni), og stefna þeirra er samsíða gliðunarási hafs-ins og rekhyggnum. Segulræmur koma fram vegna þess að efsti hluti út-

hafsskorpunnar er segulmagnaður ýmist rétt eða öfugt miðað við núverandi stefnu segulsviðs jarðar. Bergið sem myndar jarðskorpuna fær segulmagn sitt þegar það storknar sem ný skorpuræma í gliðunarási rekhryggjanna, og segulmögnunin tekur sömu stefnu og jarðsviðið á þeim tíma. Segulsvið jarðkúlunnar er hins vegar ekki stöðugt, og öðru hverju snýst stefna þess algjörlega við. Tíðni þessara umskipta er óregluleg, en síðan Reykjaneshryggur varð virkur hefur segulstefnan ekki haldist stöðug lengur en um 2 millj. ára í einu. Því má segja að hver ræma úthafsskorpu sé brennimerkt þeirri segulstefnu sem ríkti á myndunartíma hennar. Segulræmur má þekkja í sundur á breidd þeirra og innbyrðis afstöðu, og þær gera okkur kleift að segja til um aldur hafsbotsins, og hvernig gliðnun hafsins hefur þróast í gegnum tíðina. Á reglulegum rekhryggjum finnst hver segulræma beggja vegna hryggjarins, og segulræmumynstrið er því sammiðja um gliðunarásinn. Greining segulræma hafsbotsins hefur reynst vera ein öflugasta aðferðin til að rekja gliðunarsögu úthafanna og rek jarðskorpuplatnanna.

Gliðunarsaga Reykjaneshryggjar, þ.e. hvernig Grænland og Evrópa hafa skilist að og hafsbotninn myndast á milli, er allvel þekkt og einkum byggð á mynstri segulræma hafsbotsins. Ljóst er að jarðskorpan undir djúpsævinu milli landgrunns Grænlands og Rockallhásléttu er mynduð um gliðunarási Reykjaneshryggjar og hefur hann verið virkur frá upphafi landreks á þessum slóðum. Elsta segulræman sem finnst í hafinu og þá næst meginlöndum, er ræma 24 (Vogt & Avery 1974, Featherstone o.fl. 1977). Aldur hennar, talinn um 60 millj. ára (Heirtzler o.fl., 1968), segir til um hvenær landrekið hófst. Nýlegar rannsóknir benda til heldur minni aldurs, 56 millj. ára samkvæmt Labreque o.fl. (1977) eða 52 millj. ára samkvæmt Hailwood o.fl. (1979). Fyrir þennan tíma lá Grænland upp að Rockallhásléttu syðst, en að Noregi norðar.

Áður en landrekið tók að færa Grænland frá Evrópu, hafði gliðnun staðið yfir í Norður Atlantshafi síðan fyrir um 115 millj. ára (Williams 1975). Þá klofnaði Evrópa sunnan Bretlandseyja frá landgrunni Nýfundnaland, og gliðunarásinn teygði sig til norðvesturs milli Kanada og Grænlands og myndaði Labradorhaf og Davíðssund. Eftir að landrek hófst milli Grænlands og Evrópu (fyrir rúmum 52 millj. ára) var Grænland sjálfstæð plata og rak bæði frá Evrópu og Ameríku (sjá Vogt & Avery 1974, Kristoffersen & Talwani 1977, Srivastava 1978). Þá var rekstefna Grænlands til norðvesturs frá Evrópu, nær hornrétt á stefnu Reykjaneshryggjar. Rekhraðinn

var um 3,4 sm/ár í upphafi, en minnkaði með tímanum og var um 1,4 sm/ár fyrir 30 millj. ára (Vogt & Avery 1974). Þá hafði hafið náð hálfri núverandi breidd sinni.

Fyrir 35-40 millj. ára hætti gliðnun loks í Labradorhafi, og Grænlandsplatan "fraus" saman við Ameríku. Þessi viðburður hafði áhrif á gliðnunarás Reykjaneshryggjar, því rekstefna Grænlands frá Evrópu færðist nær vestlægari stefnu. Gliðnunarásinn sem áður var beinn og samfelldur í stefnu NA-SV breyttist í keðju stuttra hryggjarbúta, samtengdra með þverbrotabeltum. Hryggjarbútarnir sneru N-S, og ætla má að þetta hafi verið tilraun gliðnunarásins til að snúa hornrétt við gliðnunarstefnu, enda virðist sú regla vera ríkjandi á rekhryggjum úthafanna (Vogt & Avery 1974, Voppel & Rudloff 1980). Fyrir um 12 millj. ára, en þó líklega nokkru fyrr nyrst á hryggnum, jafnaði gliðnunarásinn sig aftur og varð beinn og samfelldur líkt og áður. Síðan hefur gliðnunarstefnan verið skálæg við stefnu ássins, en það er frekar óvenjulegt ástand á rekhryggjum.

Reykjaneshryggurinn er sérkennilegur að mörgu leyti, og hin skálæga gliðnunarstefna telst þar með. Dæmigerðri lögum rekhryggja má lýsa þannig að hliðarnar eru brattastar næst egginni, en halli þeirra minnkar er utar dregur. Þessi lögum er afleiðing af því, að skorpuplatan kólnar og sígur þegar hún færir frá gliðnunarásnum og eldist, hraðast fyrst en með minnkandi hraða með tímanum. Sama lögmál gildir fyrir Reykjaneshrygg, en hins vegar stendur hryggurinn og botn hliðardjúpanna mjög hátt miðað við venjulega úthafshryggi. Hæðarfrávikid er um 2 km yfir hæð dæmigerðrar úthafsskorpu nyrst, en fer minnkandi til suðurs er frá Íslandi dregur. Segja má að Ísland sjálft myndi hápunktinn á bungunni. Þessi óvenjulega hæð úthafsbotnsins er tengd því sem kalla má íslenska "heita reitinn", sem er heitur og léttur efri möttull af afbrigðilegri gerð (Vogt 1974, Talwani & Eldholm 1977). Hann veldur því að land stendur hátt, og að eldgos eru þar ákafari en annars staðar. Eins og áður sagði vantar sprungudal í ás Reykjaneshryggjar norðanverðan, og er talið líklegt að mikil gosvirkni valdi þar um. Annað sérkenni í landslagi norðurhluta Reykjaneshryggjar eru tveir stallar í hvorri hlið. Innri stallarnir mynda fjallgarð á háhryggnum, sem áður sagði frá. Þeir eru í skorpu sem er um 4 millj. ára gömul. Ytri stallarnir eru í um 15 millj. ára gamalli skorpu nyrst, en nálgast hryggjarásinn og virðast vera aðeins yngri sunnar (Talwani o.fl. 1971, Luyendyke o.fl. 1979). Stallar þessir eru gjarnan taldir vera myndaðir við aukna eldvirkni á sínum tíma, sem afleiðing af spýju heits

möttulefnis frá Íslandi inn undir hryggjarásinn. Virðist hafa farið saman myndun ytri stallanna, eyðing þverbrotabeltanna og aukning gliðunarhraða í rúma 2 sm/ár. Elsta berg á Íslandi er einnig frá svipuðum tíma, þó ætla mætti af breidd landsins og gliðunarsögu svæðisins að landið væri nokkru eldra. Þetta gæti bent til að sérlega áköf og útbreidd eldvirkni hafi einnig hafist á Íslandi á þessum tíma (sjá Luyendyke o.fl. 1979, Vogt o.fl. 1980).

Þykkt setlaga á Reykjaneshrygg og í aðlægum hafdjúpum er að verulegu leyti háð aldri jarðskorpunnar undir hafsbotninum, þ.e. hversu lengi setupphleðslan hefur staðið yfir. Þannig er lítið eða ekkert set á glænýrri jarðskorpu háhryggjarins, en setið fer þykkandi er frá honum dregur og aldur jarðskorpunnar eykst. Setþykkt í neðri hliðum Reykjaneshryggjar og hliðardjúpum hans er víðast tæplega einn kílómetri, en nær mest tæpum tveim kílómetrum í dölum sem eru leifar gamalla þvergengja (Talwani o.fl. 1971, Ruddiman 1972).

Botnstraumar hafa einnig mikil áhrif á setmyndun svæðisins, og ýmist hindra setupphleðslu eða hlaða setinu í skafla. Hafstraumur berst með botninum norðan úr Noregshafi og leitar suður með austurhliðum Reykjaneshryggjar. Þessi straumur hefur hlaðið upp miklum setlagaskafli, svokölluðum Garðars-hrygg, sem liggur meðfram Reykjaneshryggnum endilöngum neðarlega í austurhliðunum. Eiríkhryggur undan suðausturströnd Grænlands og Fenrihryggur í Rockalltrogi eru sams konar myndanir (Johnson & Schneider 1969, Jones o.fl. 1970). Þá má einnig geta um Snorraskafli og Bjarnarskafli undan vestur- og suðurströnd Íslands (Egloff & Johnson 1978).

Austast í djúpinu, meðfram hliðum Hattonbanka, er renna í hafsbotninum sem kallast Mauryrás. Álitíð er að eftir þessari rás berist framburður frá suðurströnd Íslands, og flytjast með eðjustraumum allt suður í Biskayflóa (Ruddiman 1972, Johnson & Pálmason 1980). Setþykkt er tiltölulega lítil undir rásinni, og boranir hafa sýnt að setið þar er allgrófur basalt-sandur (Laughton o.fl. 1970).

Setlög á hryggjum og í djúpum úthafanna eru almennt talin ólíkleg til að gefa af sér olíu í vinnanlegu magni, og það gildir einnig um Reykjaneshrygg og hliðardjúp hans. Tiltölulega þunn setlög, óheppileg gerð þeirra og tiltölulega lítill aldur, hljóta að styrkja þá niðurstöðu. Jaðrar meginlandanna (þ.e. ysti hluti landgrunns og landgrunnshlíðar) eru mun líklegra

umhverfi til olíumyndunar. Þeir eru enn lítt rannsakaðir frá því sjónarmiði, en áhugi olíuleitarmanna beinist nú í auknum mæli að könnun þeirra. Meginlandsjöðrunum beggja vegna Norðaustur-Atlantshafs eru gerð nokkur skil í kaflanum um Rockall-hásléttu. Aðrar hugsanlegar auðlindir á hafsbotni, t.d. málmútfellingar á formi manganhnyðlinga, virðast einnig vera af skornum skammti í kringum Reykjaneshrygg (sjá nánar í viðauka 2).

4 ROCKALLHÁSLÉTTAN

Vestan Írlands og Skotlands er grunnsævi, sem nefnist Rockallháslétta (Rockall Plateau), og er aðskilið frá landgrunni Írlands og Skotlands af mjóum en djúpum ál, svonefndu Rockalltroggi (Rockall Trough). Á Rockallhásléttu eru tvö grunn, Hattonbanki vestan megin og Rockallbanki austan megin, en milli þeirra er lægð, kölluð Hatton-Rockalldjúp. Einnig má telja George Blighbanka með Rockallhásléttunni, en hann liggur norðan við Hatton-Rockalldjúpið. Rockallbanki rís á einum stað úr sæ, þar sem kletturinn Rockall gnæfir. Milli Rockallhásléttu og landgrunns Færeyja er hafið einnig tiltölulega grunnt, og standa þar hæst þrjár bankar, Lousy Bank, Bill Bailey's Bank og Færeyjabanki (sjá mynd 1).

Sú skoðun er nú ríkjandi meðal vísindamanna sem fjallað hafa um Rockallhásléttu, að undir henni sé meginlandsskorpa af öðrum toga og mun eldri en jarðskorpa úthafsins fyrir vestan. Einnig er jarðskorpa Rockalltrogs talin vera af úthafsgerð, og mynduð við landrek. Fyrsta ábending um meginlandsgerð Rockallhásléttu kom þegar Bullard, Everett & Smith (1965) felldu saman meginlöndin beggja vegna Atlantshafs, í tilraun til að finna afstöðu landanna, áður en landrek færði þau í sundur. Þá kemur í ljós að telja verður Rockallhásléttu með meginlöndum ella kemur gap á samskeytum. Þróun Rockallsvæðisins er nátengt opnun og reksögu Norður-Atlantshafs, og skulum við rekja þá sögu í stuttu máli, og þátt Rockallhásléttu þar í.

Áður en landrek hófst í Norður-Atlantshafi, lá Grænland að landgrunni Noregs norðantil, en að Færeyjum og Rockallhásléttu sunnar. Einnig er líklegt að Rockalltrog hafi þá ekki verið myndað, og Rockallháslétta hafi legið að landgrunni Írlands og Skotlands. Labradorhaf milli Grænlands og Kanada var þá einnig lokað. Sunnar féllu Grand Banks grunnin út af Nýfundnalandi að suðurbrún Rockallhásléttu og að Íberíuskaganum (Spánn og Portúgal).

Myndun Norður-Atlantshafs hófst fyrir um 115 millj. ára, þegar Grand Banks og Íberíu tók að reka sundur (Williams 1975). Nokkur óvissa er þó á þeim aldri, og mögulegt er að það hafi gerst fyrir 137 millj. ára (Keen o.fl. 1977). Á sama tíma myndaðist Biscayaflói um stuttan gliðnunarás sem lá út flóann, og Íberíuskaginn snerist andsælis í núverandi stöðu sína. Gliðnun í Biscayaflóa hætti fyrir 73 millj. ára, en Atlantshafið hélt

áfram að víkka og rekásinn teygði sig lengra til norðurs. Þá klofnaði suðurkantur Rockallhásléttunnar frá Grand Banks og Grænland frá Labrador, og Labradorhafið byrjaði að opnast.

Fyrir 52-60 millj. ára upphófst svo einn nýr rekás til viðbótar, sem klauf Rockallhásléttuna frá Grænlandi og teygðist áfram til norðurs milli Grænlands og Noregs (sjá mynd 4). Eftir það voru þrír rekásar virkir, og þeir mættust í þrípunkti sunnan Grænlands. Gliðnun í Labradorhafi dó loks út fyrir um 35-40 millj. ára, en rekásinn í Atlantshafi og framhald hans norður eftir Reykjaneshrygg (Mið-Atlantshafshryggurinn) hefur haldist virkur fram til þessa (sjá Kristoffersen & Talwani 1977. Srivastava 1978).

Þó Rockalltrog sé nú nokkuð fastlega talið vera myndað við landrek Rockallhásléttu frá Bretlandseyjum er tími þessa viðburðar ekki nógu vel þekktur af beinum mælingum. Segulræmur sem liggja þvert fyrir Rockalltrog hafa verið túlkaðar sem 73-80 millj. ára gamlar, og ljóst er að trogið var myndað fyrir þann tíma (Williams & Mackenzie 1971, Kristoffersen 1977). Þeim kenningum hefur verið varpað fram, t.d. af Bott & Watts (1971) og Russel (1976), að trogið sé mjög forn myndun, eða frá perm- eða trías-tíma (200-280 millj. ára). Meira fylgi hefur þó sú kenning, að Rockalltrog hafi byrjað að myndast á svipuðum tíma og Grand Banks klofnuðu frá Íberíu. Samkvæmt þessu lá framhald rekáss Atlantshafs til norðurs í gegnum Rockalltrog á tímabilinu fyrir ca. 80-130 millj. ára (Laughton 1972, Roberts 1975). Einnig er hugsanlegt að rekásinn hafi teygst norður úr Rockalltrog eftir Færeyja-Shetlandsál, og að undir þeirri rennu sé úthafsskorpa (Bott & Watts 1971, Bott 1978).

Jarðsveiflumælingar hafa verið gerðar á Rockallhásléttu til þess að kanna gerð og þykkt jarðskorpunnar. Undir Rockallbanka er þykkt skorpunnar um 31 km, og hljóðhraði bendir til meginlandsgerðar. Undir Hatton-Rockalldjúpi er skorpan svipuð að gerð, en heldur þynnri. (Scrutton 1970, Bunch 1979).

Kletturinn Rockall er úr "aegirin"-graníti 53 ± 9 millj. ára gamalt, og rannsóknir á ísótópum bergsins benda til skyldleika við meginlandsberg (Moorbath & Welke 1969). Rockall er hluti af megineldstöð, og á norðanverðum Rockallbankanum hafa víða runnið basalhraun. Eldvirkni þessi hefur að líkindum verið samfara klofnun Grænlands frá Rockallhásléttunni fyrir ca. 60 millj. ára. Annars virðist berggrunnurinn vera úr fornu

meginlandsbergi, og 1000 til 1800 millj. ára gamalt berg hefur krakast upp af botninum (sjá Roberts 1975). Hattonbanki virðist vera af svipaðri gerð og Rockallbankinn, en sterk segulfrávik gefa til kynna að eldvirkni hafi einnig átt sér stað þar (Roberts 1969, 1971).

Á grundvelli jarðeðlisfræðilegra mælinga, þ.e. þyngdar- og jarðsveiflu-mælinga, má telja það nokkuð líklegt, að undir basaltmyndun Færeyja og landgrunni þeirra sé jarðskorpa af meginlandsgerð (Bott o.fl. 1974, 1976 ; sjá nánar í kaflanum um íslenska þverhrygginn). Grunnin milli Færeyjablokkarinnar og Rockallhásléttu eru einnig talin vera af meginlandsgerð. Þannig er hægt að líta á allt þetta svæði sem eina heild eða meginlandsbrot, afmarkað af úthafsskorpu Atlantshafsins að vestan, en að austan skilur Rockalltrog og Færeyja-Shetlandsáall það frá Bretlandseyjum.

Á Rockall- og Hattonbanka er afar þunn sethula, og sums staðar engin. Undir Hatton-Rockalldjúpinu milli grunnanna er þó setdæld, með um 2 km þykku seti (Roberts o.fl. 1970). Rannsóknarborholur (DSDP, Leg. 12) sýna að dældin tók að síga fyrir um 50-60 millj. ára, og að setið hefur safnast fyrir eftir þann tíma (Laughton o.fl. 1972). Berggrunnurinn undir þessum setlögum hefur hljóðhraða 4.54 km/s, og út frá því er ekki hægt að skera úr um, hvort það tákni gömul hörðnuð setlög eða fast berg, e.t.v. basalt (Scrutton 1972).

Undir Rockalltroggi eru allmikil setlög, sem eru allt að 5 km þykk syðst, en þynnast norður á bóginn (Roberts 1975). Á Wyville-Thomsonhrygg, sem afmarkar Rockalltrog til norðurs, eru nær engin setlög. Talið er að hafstraumar norðan úr Noregshafi hindri þar setmyndun. Þeir leggja einnig niður setskafla í vesturhluta Rockalltrogs, svonefndan Fenrihrygg, sem hefur myndast síðustu 20 millj. ára (Jones o.fl. 1970, Johnson & Schneider 1969).

Meginlandsjaðrarnir beggja vegna Rockalltrogs eru huldir þunnu seti, víðast þynnra en hálfur kílómetri, og engin vísbending er um að djúp sigdæld hafi myndast um sprunguna áður en þá rak í sundur. Aðeins mjó ræma meginlands-skorpu undir hliðunum hefur þynnst og sigið samtímis gliðnun Rockalltrogs (Bailey o.fl. 1974, Roberts 1975, Riddihough & Max 1976). Þetta bendir til að Rockalltrog hafi myndast yfir óvenju köldum möttli og meginlandsjaðrarnir ekki náð að hitna verulega. Fyrir um 60 millj. ára, eftir að gliðnun Rockalltrogs var hætt, varð nokkuð hik á siginu eða upplyfting. Þennan viðburð, samtímis mikilli eldvirkni á Rockallhásléttu, má tengja aukningu hita í möttli og upphafi landreks milli Grænlands og Rockallhá-

sléttu (Bott 1978). Þessi ummerki eru líklega fyrsta vísbendingin um hinn óvenjulega heita möttul eða möttulstrók, sem skapað hefur íslenska þverhrygginn (sjá nánar í kaflanum um íslenska þverhrygginn).

Norðvesturjaðar Rockallhásléttu hefur mjög aflíðandi hliðar niður í hafdjúpið (þær ná yfir um 100 km belti). Fyrir norðan Hattonbanka er jaðarinn skorinn af lægðum á milli grunnra banka. Elsta segulræma hafsins (segulræma 24;52 millj. ára gömul samkvæmt Hailwood o.fl. (1974)) liggur samsíða hliðunum og skammt undan. Mót úthafs- og meginlandsskorpu eru talin vera aðeins landmegin við segulræmu 24 og hljóta því að liggja mjög nærri brekkufæti (sjá Bott 1978).

Setlög á norðvesturjaðrinum eru afar þunn, svo til engin efst á Hattonbanka, og víðast þynnri en 0,5 km í hliðunum (Roberts 1975). Rannsóknarborholur í setið neðst í hliðunum sýna að setmyndun hófst um það leyti sem Grænland klofnaði frá, og þá var jaðarinn nærri sjávarmáli. Síðan hefur hann sigið um 2,5 km og hliðarnar myndast. Setið er því ekki þunnt vegna þess að jaðarinn hafi ekki sigið nægilega til að taka við því, heldur vegna skorts á framburði, enda eru lönd fjarlæg (Montadert o.fl. 1976).

Meginlandsjaðarinn handan við Atlantshafið, þ.e. undan suðausturströnd Grænlands, myndaðist samtímis vesturjaðri Rockallhásléttu um sömu sprunguna. Landslag jaðarsins er all frábrugðið Grænlandsmegin, þar sem landgrunnshliðar eru brattar efst, en neðar er langur aflíðandi slakki út í djúp úthafsins. Mismunurinn er þó einkum fólgin í mun meiri setmyndun Grænlandsmegin. Um 2 km af seti hafa hlaðist þar upp undir hliðunum síðan jaðrarnir færðust í sundur. Segulræma 24 liggur alllangt utan við landgrunnshliðar, og því er talið að útþynnt meginlandsskorpa sé undir hafsbotninum næst hliðunum. Á því svæði má greina með setþykktarmælingum endurkastsfleti í berggrunninum undir setinu. Þetta bendir til að berggrunnurinn þar sé úr eldra seti (sjá Featherstone o.fl. 1977).

Bott (1978) staðhæfir að mjó ræma af samsvarandi setmyndun hafi fundist í vesturjaðri Rockallhásléttu, en forsendur eru ekki birtar. Hann ályktar að þetta set gæti hafa sest til í umfangsmikilli setdæld á meginlandsskorpu, og þá líklega einhverntíma á miðlífsöld (fyrir 65-230 millj. ára). Þegar gliðnun hófst á milli Rockallhásléttu og Grænlands, hefur sprungan myndast austarlega í sigdældinni, og megnið af setmynduninni fylgt Grænlandi.

Verulegt magn af þessu seti í sígdæld frá miðlífsöld undir hliðum Hattonbankans, gæti hugsanlega verið olíuríkt. Aðstæður við myndun þess gætu hafa líkst olíusvæðunum í Norðursjó. Hins vegar eru sönnunargögn fyrir tilvist þessara setlaga ekki birt. Sethulan sem lagðist niður eftir klofnum meginlandanna (yngri en 60 millj. ára) er um 0,5 km þykk og verður að teljast alltof þunn til að geta verið olíumyndandi.

Nyrsti hluti jaðarsins við Hattonbanka, og meðfram hinum minni grunnum til norðurs, eru lítt kannaðir með setþykktarmælingum. Ekki er því hægt að staðhæfa neitt um setlög á þeim slóðum, en ekki virðist ástæða til að ætla að setmyndun hafi verið örari þar en sunnar á jaðrinum, a.m.k. síðustu 60 millj. ára.

Samkvæmt skilgreiningu landrekskenningarinnar telst jarðskorpa Íslands vera af úthafsgerð, þ.e. mynduð á gliðnandi plötumótum. Einnig má telja Ísland sem búi af Mið-Atlantshafshryggnum, þó af sérstakri gerð sé, þar sem gosbeltin sem skerast gegnum landið marka ás gliðnunar og myndunar nýrrar jarðskorpu.

Rannsóknir víða um höf hafa leitt í ljós ákveðið samband milli aldurs venjulegrar úthafsskorpu og sjávardýpis yfir henni. Höfin eru grynnt yfir úthafshryggjum en dýpka er frá þeim dregur og hafsbótinn verður eldri. Í samanburði við "venjulegan" hafsbót af sambærilegum aldri stendur Ísland og umhverfi þess óvenjulega hátt. Ísland er eina verulega spildan í heiminum sem rís úr sjó en liggur jafnframt umhverfis gliðnunarás.

Íslandsblokkinn, þ.e. landið og landgrunnið umhverfis, ásamt Grænlands-Íslandshrygg og Íslands-Færeyjahrygg, er stundum kallað einu nafni "Íslenski þverhryggurinn". Þessi mikli þröskuldur sem nær þvert yfir hafið milli Grænlands og Færeyja stendur meir en 3000 m hærra en venjulegur úthafsbótinn. Hæðarfrávikið fer minnkandi er frá Íslandi dregur til norðurs og suðurs, en er yfir 1000 m um Reykjanes-hrygg og hliðardjúpi hans. Sömu sögu er að segja um Íslandspallinn norðan landsins, en þar fyrir vestan í djúpi Noregshafs og norður á Mohnshrygg er sjávardýpi nær því sem eðlilegt telst (sjá Talwani & Eldholm 1977).

Ástæðan fyrir hæð Íslands er talin sú, að það situr á því sem lauslega er kallað "heitur reitur". Hér er átt við óvenjulega heitan, hálfbráðinn og eðlisléttan efri möttul undir jarðskorpunni, og nær hann lauslega áætlað niður á 200-300 km dýpi. Þessi afbrigðilegi möttull einkennist af lágum hljóðhraða og eðlisviðnámi. Hann veldur miklu hitaflæði til yfirborðs, og ákafri eldvirkni (sjá t.d. Guðmundur Pálmason & Kristján Sæmundsson 1974). Flotjafnvægi veldur því að þetta eðlisléttu möttulefni stendur hærra en umhverfið og lyftir upp skorpunni. Jarðskorpa Íslands er einnig þykkari en venjuleg úthafsskorpa, 8-15 km þykk í stað 6 km, sem algengt er. Þykkt skorpunnar eykur því við hæð landsins.

Heiti möttullinn er af sumum talinn eiga sér upptök sem möttulstrókur, þ.e. hálfbráðin kvika sem stígur upp sem strókur djúpt úr möttlinum, dreifir úr sér undir Íslandi og sendir gusur til norðurs og suðurs undir úthafshryggina. Berg á Íslandi sýnir ákveðið frávik í efnasamsetningu, miðað við venjulegt úthafsbasalt, og er talið endurspegla djúpan uppruna möttulstróksins. Frávik í efnasamsetningu nær hinsvegar ekki út á Kolbeinseyjarhrygg, og dofnar skjótt suður eftir Reykjaneshrygg. Það er því mun umfangsminna en hæðarfrávik (sjá t.d. Vogt 1974).

Færeyjahryggur er af þeirri gerð úthafshryggja, sem eru lausir við verulega jarðskjálftavirkni, andstætt við rekhryggi. Hann er því ekki talinn marka plötumót. Landslag á Færeyjahrygg er einnig ólíkt rekhryggjun, þar sem hann myndar breiða bungu, er flatur að ofan og sléttur. Meðaldýpt sjávar yfir háhryggnum er um 400 m, og hann afmarkast til endanna af landgrunni Íslands og Færeyja.

Jarðskorpa Færeyjahryggjar er jafnvel enn þykkari en undir Íslandi, í kringum 35 km, en möttullinn virðist vera nær því að vera af eðlilegri gerð (Zverev o.fl. 1976: óbirtar niðurstöður). Gerð jarðskropunnar svipar einnig til hinnar íslensku, og sýnir all mikla óreglu í þykkt hinna ýmsu laga (Bott o.fl. 1971). Stafar þetta líklega af sérlega ákafri gosvirkni, enda eru líkindi fyrir að allmiklar megineldstöðvar hafi verið virkar á hryggnum (Fleischer o.fl. 1974), líkt og einkennir nú Ísland.

Sú ályktun er dregin af framansögðu, að íslenski þverhryggurinn sé myndaður af sama "heita reitnum" sem hefur verið virkur allt frá upphafi myndunar hafsins milli Grænlands og Evrópu.

Á fyrstu stigum opunar hafsins og nokkru fyrr (fyrir 50-65 millj. ára síðan) var víða mikil eldvirkni á jöðrum meginlandanna beggja vegna sprungunnar og er hún talin vera fyrstu ummerkin um sérlega heitan möttul. Frá þeim tíma eru miklir staflar basalhrauna á austurströnd Grænlands, og Færeyjar eru einnig hlaðnar upp úr basalti. Allmikil eldvirkni var og á norðvestur hluta Bretlandseyja og Rockall-Færeyjahásléttu.

Skiptar skoðanir hafa verið um hvort jarðskorpa Færeyja sé af úthafseða meginlandsgerð. Vegna þykkar hulu basalhrauna hefur berg af meginlandsgerð ekki fundist, en jarðeðlisfræðilegar athuganir hafa leitt

æ fleiri rök að því, að undir 3-5 km stafla af hraunum sé meginlands-
skorpa (Bott o.fl. 1974, Fleischer o.fl. 1974). Þó eru sumir sem telja
Færeyjar vera af úthafsgerð og myndaðar á fyrstu stigum landreksins
(sjá Talwani & Eldholm 1977).

Erfitt er að rekja gliðunar og myndunarsögu íslenska þverhryggjarins
í smáatriðum, og veldur þar mestu um að reglulegar segulræmur mælast
lítt eða ekki yfir þessu svæði. Því er ekki hægt að nota þessi "brenni-
mörk tímans" til þess að ákvarða aldur jarðskorpunnar, og staðsetningu
gliðunarássins á hverjum tíma. Sú staðreynd undirstrikar enn sérstöðu
íslenska þverhryggjarins, þar sem segulræmur finnast á svæðinu fyrir
norðan hann, og eru sérstaklega skýrar fyrir sunnan hann. Eins og
sjá má á Íslandi mást segulræmurnar út vegna tiltölulega dreifðrar
eldvirkni í gosbeltunum, og að hraun flæmast um víð svæði er þau renna
ofansjávar.

Hér verður sett fram einföld mynd af gliðunarsögu íslenska þverhryggjar-
ins, í grundvallaratriðum lík þeirri sem Bott (1974) setti fram. Einnig
er stuðst við gliðunarhraða og sögu aðlægra hafsvæða, byggða á rann-
sóknnum á segulræmum (Talwani & Eldholm 1979) og nýr og endurbættur
segultímakvarði Hailwood o.fl. (1979) er notaður til aldursákvarðana.

Stuttu fyrir myndun segulræmu 24 (52 millj. ára gömul) hófst gliðun
og myndun úthafsskorpu milli Grænlands og Evrópu. Við gerum ráð fyrir
að þá hafi Færeyjar skilist frá Grænlandi, en þær lágu áður að landgrunni
Grænlands á þeim slóðum þar sem Grænlands-Íslandshryggurinn tengist því nú.
Vegna legu núverandi gosbelta á Íslandi, hæðarmismunar og landfræðilegrar af-
stöðu er líklegt að Færeyjahryggurinn hafi myndast á undan Íslandsblokk-
inni. Þá túlkun styrkja og niðurstöður rannsóknarborholu á austan-
verðum Færeyjahryggnum, en basaltkjarni úr berggrunninum var greindur
40-43 millj. ára gamall (Talwani og Udintsev 1976). Sá aldur kemur
sæmilega heim og saman við ofangreindar hugmyndir. Borholan sýndi einnig
að hryggurinn stóð vel upp úr sjó á myndunartíma sínum. Síðan hefur hann
verið að síga í sjó eins og úthafsskorpu er eiginlegt, en þó tiltölulega
hægt. Hvenær fyrst flaut yfir hrygginn er ekki vitað með vissu, en ný-
legar athuganir benda til að það hafi verið fyrir 20-24 millj. ára síðan
(Nilsen 1978). Um svipað leyti fer að gæta áhrifa hafstrauma á setmyndun
í hafinu suðuraf, en þeir búa til setskafla eða hryggi eins og t.d.

Garðarshrygg. Straumar liggja úr Noregshafi suður yfir Færeyjahrygginn og hindra að veruleg setmyndun geti orðið á toppi hans. Því er setþykkt á háhryggnum óveruleg, og aðeins þunn hula í suðurhlíðunum, nema í krikanum við landgrunn Íslands þar sem set nær ca. 1 km þykkt.

Grænlands-Íslandshryggurinn er lítt rannsakaður, en er almennt talinn vera af úthafsgerð. Ekki hafa mörk hans og meginlandsskorpu Grænlands verið ákvörðuð, en ekki er óhugsandi að þau liggi nokkuð innundir landgrunni Grænlands. Myndunaráldur þessa hryggjarstubbs hefur ekki verið mældur beint, en líklegasta tilgátan er sú, að hann hafi tekið að myndast strax eftir að opnun hafsins hófst, og hafi upphaflega verið vesturendi Færeyjahryggjarins.

Íslandsblokkinn er frábrugðinn Færeyjahryggnum hvað landslag snertir, því hún stendur hærra og er breiðari en Færeyjahryggurinn, en jarðskorpan er jafnframt þynnri. Virk gosbelti og heitur möttull sýna að gliðunarás hafsins liggur nú í gegnum Ísland. Þessi einkenni benda til þess að Íslandsblokkinn marki seinna skeið í myndunarsögu þverhryggjarins.

Nokkrar líkur má leiða að aldri Íslandsblokkarinnar út frá rekhraða Grænlands frá Evrópu. Lengd blokkarinnar í stefnu reksins, þ.e. milli landgrunnsbrúna undan Vestfjörðum og Austfjörðum, samsvarar gliðnun síðustu 36 millj. ára, og gera má ráð fyrir að þá (fyrir 36 millj. ára) hafi Íslandsblokkinn ekki verið til. Fyrst eftir þennan tíma gætu jaðrarnir austast og vestast hafa byrjað að líta dagsins ljós.

Um svipað leyti urðu einmitt mikil tímamót í reksögu þessa heimshluta. Fyrir 35 millj. ára var gliðnun í Labradorhafi loks hætt, en hún hafði hægt mjög á sér síðan fyrir 42 millj. ára. Samtímis því breyttist rekstefna Grænlands frá Evrópu úr norðvestlægri stefnu nær vestlægri stefnu. Eðlilegt er að tengja fæðingu Íslandsblokkarinnar þessum atburðum. Þar sem Ísland er mun nær Grænlandi en Færeyjum má ætla að rekásinn á Færeyjahrygg hafi þá stokkið til vesturs og skorið Grænlands-endann frá.

Svipaðir atburðir, þ.e. nýmyndun og tilfærsla rekása, áttu sér stað um svipað leyti í hafinu norður og suður af Íslandi. Á Reykjaneshrygg kom fram fjöldi stuttra rekásbúta samtengdra með þverbrotabeltum, en síðar jafnaði rekásinn sig, og rann saman í eina lengju eins og áður

var. Fyrir norðan Ísland varð meiriháttar tilfærsla rekhryggja, þegar gliðnun í Noregshafi lauk og nýr rekhryggur varð til vestan Jan Mayenhryggjar (sjá nánar síðar).

Myndunarsaga jarðskorpu Íslands er ákaflega flókin, og er ekki ráðin enn að fullu þó aðstæður til rannsókna séu betri á landi en úti á sjó. Ljóst er að gosbeltin, sem marka gliðnunarásinn, hafa færst til í gegnum söguna. Yngst eru hlutar eystra gosbeltisins, sem varð virkt fyrir 5-6 millj. ára norðan jökla, en jafnvel enn síðar á Suðurlandi. Vestara gosbeltið frá Reykjanesi að Langjökli er 6-7 millj. ára en líklegt framhald þess til norðurs frá Langjökli er nú dáið út. Nokkrar líkur eru á því að þriðji gliðnunarásinn hafi áður verið virkur enn vestar um Snæfellsnes og Breiðafjörð, en er nú löngu útdauður (Kristján Sæmundsson 1979, ritgerð í Jökli 29. ár.)

Aldursgreiningar sýna að elsta berg á Íslandi er að finna á Vestfjörðum (16 millj. ára gamalt) og á Austfjörðum (13 millj. ára gamalt) (sjá t.d. Guðmundur Pálmason & Kristján Sæmundsson 1974). Einnig er ljóst að aldur jarðlaga eykst þar í átt til sjávar. Þess vegna má leiða líkur að því, að elsta berg Íslandsblokkarinnar sé að finna á landgrunnsbrúnum undan Vestfjörðum og Austfjörðum. Ef við gerum ráð fyrir að aldurinn aukist úteftir landgrunninu samkvæmt meðalrekhraða þessa tíma (um 0,8 cm/ári), þá ætti aldur bergs á landgrunnsbrúnum að vera í kringum 25 millj. ára. Þessi tala stingur mjög í stúf við aldurinn 36 millj. ára, sem fenginn var hér að framan, út frá lengd Íslandsblokkarinnar og rekhraða. Einfaldast er að útskýra þennan mun á þann hátt, að neðri hluti jarðskorpunnar sé mun eldri en berg á yfirborði gefur til kynna. Samfara þessu verður að álykta að upphleðsla hrauna hafi í byrjun náð mjög langt út frá gosbeltum og lengd Íslandsblokkarinnar gæti því gefið of háan aldur. Það er því ljóst, að upplýsingar skortir til að tímasetja fæðingu Íslandsblokkarinnar nákvæmlega, en líklegt má teljast að hún hafi byrjað að myndast á tímabilinu fyrir 36-25 millj. ára.

Í þessu riti er hugtakið landgrunn Íslands einungis notað um hina breiðu flötu hillu, sem sjávarbotninn myndar undan ströndum landsins. Dýpi er þar víðast minna en 300 m. Breidd landgrunnsins er afar mismunandi, minnst um 15 km undan Dyrhólaey, en rúmir 150 km undan annesjum vestanlands. Flatarmál grunnsins er nokkru meira en landsins sjálfs.

Hugtakið landgrunn (continental shelf á enskri tungu) er fyrst og fremst skilgreint út frá sjávardýpi og landslagi hafsbotsins (ef svo má að orði komast). Hefð er á að lýsa dæmigerðu sniði í gegnum landgrunn meginlanda á eftirfarandi hátt. Út frá ströndum landsins breiðist landgrunnið flatt og hallalítið fram á landgrunnsbrúnir. Þar verður skörp breyting á halla og tiltölulega brött landgrunnshlíð tekur við. Neðan hlíðanna er það sem kalla má landgrunnsslakka, aflíðandi halli niður í djúp úthafsins. Skilin milli hlíðar og slakka kallast brekkufótur, og eru skilgreind sem sá punktur, þar sem breyting á halla er örúst.

Þó þessi lýsing eigi í grófum dráttum víða við, þá eru fjölmargar undantekningar frá reglunni. Sums staðar hallar landgrunni nokkuð jafnt alla leið frá ströndum niður í hafdjúpið, eða djúpir álar skilja ytri hluta landgrunna frá þeim innri. Í miðjum landgrunnshlíðum eru sums staðar "jaðarpallar", sem eru flatir stallar, oft nokkuð víðáttumiklir. Þannig er erfitt að skilgreina mörk landgrunna svo ekki orki tvímælis.

Þó landgrunn meginlanda, og ytri mörk þeirra, séu landfræðilegt hugtak, þá eru einnig jarðfræðilegar merkingar tengdar þeim, þar sem þau marka jaðar meginlandanna. Landgrunn stendur hátt vegna þess að undir því er þykk meginlandsskorpa (um 30 km), en þunn úthafsskorpa undir djúpinu (um 6 km). Jarðskorpan flýtur á seigfljótandi möttlinum og flotjafnvægi veldur því að yfirborð meginlandsskorpunnar stendur hærra. Frá jarðfræðilegu sjónarhorni má því telja landgrunnið hluta meginlandsins og frábrugðið tiltölulega ungum hafsbotninum, bæði hvað varðar gerð og myndunaraldur. Skil úthafs og meginlandsskorpu eru oft talin vera neðst í landgrunnshlíðum nærri brekkufæti. Slík skilgreining er hins vegar ekki einhlít, þar sem útþynnt meginlandsskorpa virðist sums staðar teygjast lengra út. Einnig geta skilin legið innar þar sem framburður hefur hlaðið fram landgrunnið.

Eins og drepið var á í kaflanum um íslenska þverhrygginn, er jarðskorpa Íslands ekki af meginlandsgerð, heldur úthafsskorpa eins og hafsbotninn umhverfis og mynduð samtímis. Þó Íslandsskorpan sé af sérstæðri gerð og óvanalega þykk, er það ekki nóg til að valda hæð landsins yfir úthafsbotninum í kring. Leita verður ástæðunnar á meira dýpi, í hinum afbrigðilega möttli undir landinu. Það er því ljóst, að frá jarðfræðilegu sjónarmiði er landgrunn Íslands af öðrum toga og uppruna en landgrunn meginlanda, og er því gjarnan flokkað undir það sem kalla má eyjagrunn (insular shelf).

Landslagsleg mörk íslenska landgrunnsins eru einnig óglögg að hluta. Þar sem hinn virki rekás hafsins (háhyggur Reykjanes- og Kolbeinseyjahryggja) tengist landgrunninu er ekki um neina skarpa hæðarbreytingu eða stall að ræða. Landgrunnið er aðgreint frá Færeyjahrygg með lágum stalli (200 m hár), og svipaðar kringumstæður eru við Grænlands-Íslandshrygg. Undan Suðausturlandi eru landgrunnshlíðarnar einna skýrastar, háar og brattar. Vestan við landið eru hlíðarnar fremur aflíðandi, og á landgrunnsslakkanum eru jafnvel flatar sléttur, nokkurs konar "jaðarpallar" (Egloff & Johnson 1979). Út af Norðurlandi eru hlíðar landgrunnsins víðast afar aflíðandi og utan þeirra er tiltölulega lítið sjávardýpi (rúmir 1000 m) á hinum svokallaða Íslandspalli (eða Íslands-hásléttu). Undan Norðausturlandi eru hlíðarnar nokkuð brattar og greinilegar, niður á suðausturhorn Íslandspallsins.

Núverandi þekking á landgrunni Íslands bendir til þess, að það sé að mestu hlaðið upp af basalhraunum eins og landið sjálft. Setlög er helst að finna á jaðri landgrunnsins og undir hlíðum þess. Þau virðast fyrst og fremst vera mynduð af framburði efnis ofan af landi, sem sest til í landgrunnshlíðunum og hleður þannig brúnina fram. Hér á eftir verður reynt að telja upp það helsta sem vitað er um gerð landgrunnsins, sérstaklega hvað varðar umfang setmyndana.

Undan Suðausturlandi, á bilinu frá Íslands-Færeyjahrygg vestur undir Vestmannaeyjar, er landgrunnshlíðin mjög brött og nær 1 km há. Fram undan henni er slakki niður í djúp Atlantshafsins. Endurkastsmælingar (setþykktarmælingar) á þessu svæði eru takmarkaðar að magni og gæðum, en benda til þess að set sé mjög þunnt á landgrunninu, en nái allt að 1000 m þykkt neðan landgrunnshlíða (Johnson & Tanner 1971, Guðmundur Pálmason 1974). Þyngdarmælingar gefa líka til kynna, að meðfram land-

grunnshlíðum sé setbunki eða kragi, en hann þarf ekki að vera þykkari en 1 km (Guðmundur Pálmason, óbirt þyngdarkort). Þá benda segulsviðsmælingar til þess að brattur kantur, a.m.k. 1 km hár, sé í berggrunninum 5-15 km innan við landgrunnsbrúnir (Leó Kristjánsson 1976c). Utan þessa kants hefur landgrunnið hlaðist úr setlögum en innri hluti landgrunnnsins er úr basalti.

Undan suðurströndinni hafa myndast nokkur gil eða farvegir í hlíðar og slakka landgrunnnsins. Þau veita fram setframburði af landi í formi gruggstrauma. Tvö gil sunnan Mýrdalsjökuls eru mest, og eru kennd við Reynisdjúp og Mýrdalsjökul. Meðfram þeim hafa hlaðist upp setásar, svonefndir Kötluhryggir. Á þeim stöðum er setþykkt yfir 1 km á landgrunnsslakkanum. Talið er að Kötluhlaup leggi til megnið af framburðinum sem fer um þessa tvo farvegi. Set frá Íslandi berst síðan sem gruggstraumur allt suður í Biskajaflóa eftir breiðri rás í hafsbotninum, sem nefnist Mauryrás (sjá Johnson & Pálmason, 1980).

Fram af Vestmannaeyjum breikkar landgrunnið snögglega, og hlíðar þess verða meir aflíðandi. Djúpbörin í Vestmannaeyjum hefur leitt í ljós, að undir 180 m þykkri syrpu af ungu gosbergi, sem myndar Vestmannaeyjar, er 600 m þykkt lag úr sjávarseti, sem hvílir á eldra bergi frá Tertíer (Guðmundur Pálmason o.fl. 1965, Jens Tómasson 1967). Það má því álykta að landgrunnið hafi hlaðist upp og út á þessum slóðum, fyrst með upphleðslu setlaga, og síðar eldvirkni tengdri eystra gosbeltinu á Suðurlandi.

Egloff og Johnson (1979) hafa birt endurkastsmælingar, sem ná einkum yfir ysta hluta landgrunnnsins og hlíðarnar á svæðinu frá Vestmannaeyjum að Snæfellsnesi. Víða vantar á að þær sjái nógu djúpt til að sjá berggrunninn undir setinu, en gefa samt sámilega hugmynd um setmyndanir þessa svæðis. Suðvestur af Reykjanesi, þar sem framhald vestara gosbeltisins tengist Reykjanes hryggnum, er set ekkert eða af skornum skammti. Sjávarbotninn einkennist þar af skástígum ásum sem hafa hlaðist upp í ungum eldgosum á sprungum (Sveinn Jakobsson 1974).

Endurkastsmælingarnar sýna að landgrunnið hefur mótast mjög af rofi og framburði ísaldarjökulsins. Tiltölulega "gegnsett" lag úr seti, 100-350 m þykkt finnst víðast undir ytri hluta landgrunnsbotnsins og er talið vera framburður jökuls frá síðasta hluta ísaldar. Það hvílir á fornum landgrunn-

botni, líklega roffleti, og neðar má greina enn eldri fleti. Út af Faxaflóa er setdæld eða samhverfa undir landgrunninu, þar sem setið virðist ná a.m.k. 500 m þykkt.

Vestur af Snæfellsnesi rísa jarðlögin og mynda bungu, sem virðist vera að mestu úr rofnum leifum megineldstöðva. Megineldstöðvar þessar sjást einkum vegna sterkra frávíka í segulsviðinu, og mynda allþétta þyrpingu vestan Snæfellsness og Breiðafjarðar. Á þessum slóðum virðist set vera af skornum skammti (Kjartan Thors & Leó Kristjánsson 1974; Leó Kristjánsson 1976a, 1976b).

Mælingar Egloff & Johnson (1979) leiða í ljós syrpu hallandi setlaga undir jaðri landgrunnsins. Lögum þessum hallar til sjávar, líkt og landgrunns-hlíðunum, og þau sýna hvernig landgrunnið hefur hlaðist fram um 10-25 km vegna upphleðslu sets í hlíðum þess og slakka. Setið er einna þykkast undir landgrunnsbrúnum og hlíðum, en þynnist út landgrunsslakkann. Það er vel lagskipt, og gæti ýmist verið jökulframburður og gosaska, eða finna set myndað við "mildari" kringumstaður. Þykkt þessara setmyndana er ekki fullkomlega ákvörðuð. Dýpstu endurkastsfletirnir sem sjást undir hlíðum landgrunnsins eru á ca. 1 km dýpi. Þessir fletir eru sléttir, og svipar ekki til berggrunns úthafsskorpunnar. Þeir gætu verið rofflötur, þykk öskulög eða jafnvel hraunbreiður (Johnson & Pálmason 1980). Þó er varla ástæða til að halda að setlögin nái mun meiri þykkt en rúmum kílómetra á svæðinu frá Vestmannaeyjum vestur fyrir land.

Á ofanverðum landgrunsslakkanum vestur af Faxaflóa, eru sums staðar allmiklir stallar, bæði í landslagi, en þó fremur í dýpri lögum og berggrunni. Hér er líklega um allmikil misgengi að ræða. Eystri barmarnir hafa lyfst upp, en jafnframt hefur nokkur spilda snarast niður landmegin og myndað lögðir. Þessar lautir hafa síðan fyllst af seti og mynda nú stalla eða dálitla jaðarpalla.

Á landgrunninu út af Vestfjörðum benda takmarkaðar endurkastsmælingar til þess að set sé þar afar þunnt, en nái 500-600 m þykkt á Grænlands-Íslandshrygg (Guðmundur Pálmason 1974).

Landgrunns-hlíðar úti fyrir Norðurlandi eru víðast mjög aflíðandi og lágar, enda er hafið utan þeirra tiltölulega grunnt. Kolbeinseyjarhryggur tengist landgrunninu úti fyrir miðju Norðurlandi, og markar rekásinn norðan landsins.

Allnokkuð er til af mælilínum endurkastsmælinga á landgrunni Norðurlands, sem hafa lítt eða ekki verið birtar opinberlega. Þar má nefna gögn, úr leiðangri Akademik Kurchatov árið 1976 (Freyr Þórarinnsson 1977), og mælingar á vegum Western Geophysical Co. 1978 (Ólafur Flóvenz 1979, munnlegar upplýsingar). Í stórum dráttum má ráða af þessum mælingum að þunn sethula sé austast og vestast á landgrunninu, þ.e. norður af Vestfjarðakjálkanum og norður af Sléttu. Þá er Kolbeinseyjarhryggurinn einnig, snauður af seti, eins og vænta má af svo ungum rekhrygg. Beggja vegna Kolbeinseyjarhryggjar eru hins vegar allmiklar setmyndanir eða dældir, sem mynda ytri hluta landgrunnsins. Setið virðist nokkuð þykkara vestan hryggjarins, nær allt að 1,5 km þykkt, og hefur fært landgrunnsbrúnirnar lengra út. Undir landgrunnsbrúnunum norður af Skaga hafa Eldholm & Windisch (1974) tilkynnt um nærri 2 km þykkt set.

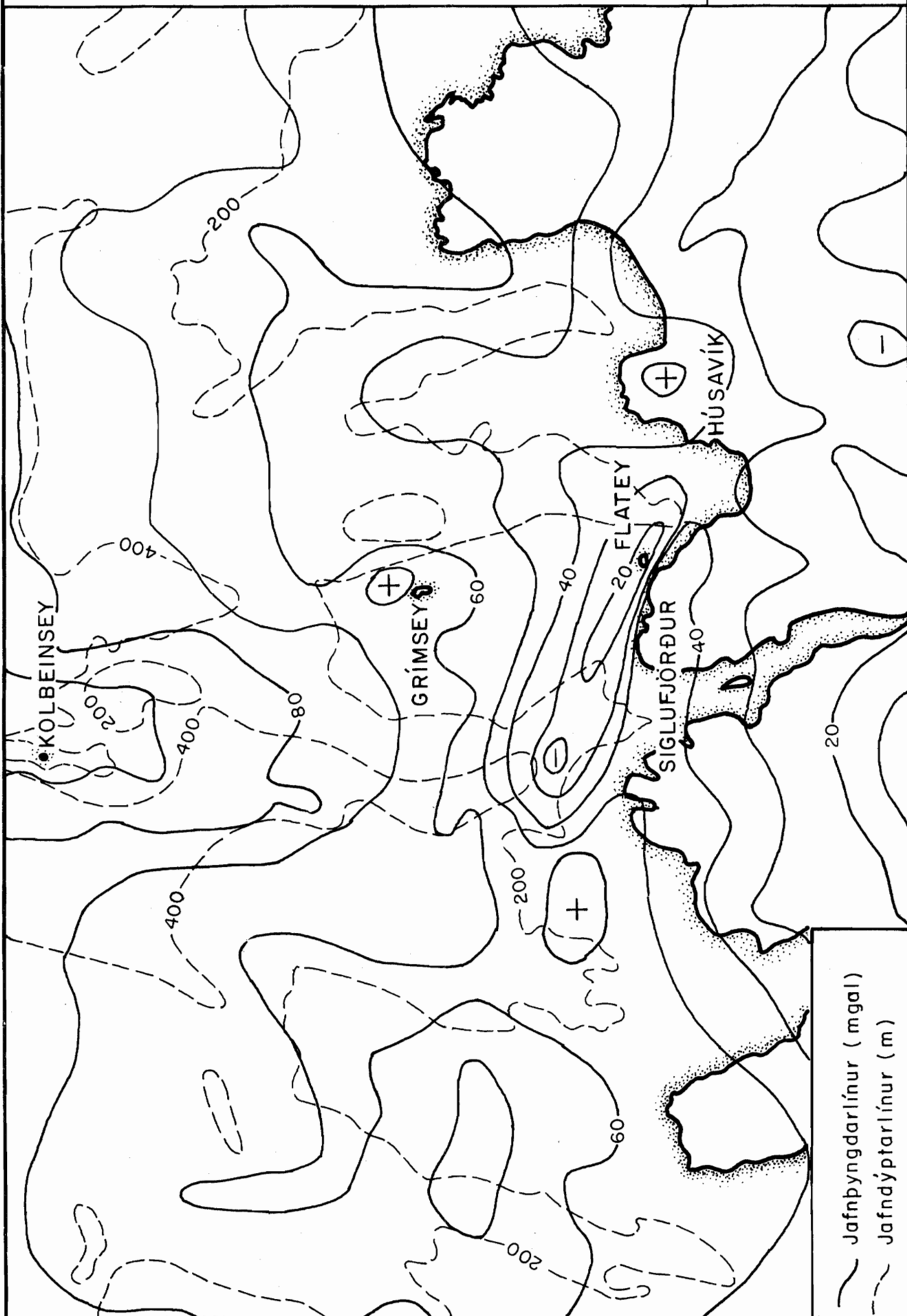
Rekás Kolbeinseyjarhryggjar tengist gosbeltinu á norðausturlandi með þverbrotabelti sem kennt er við Tjörnes. Þetta brotabelti einkennist af sigdölum sem liggja nær norður-suður, og heita Eyjafjarðaráll, Skjálfandadjúp og Axarfjarðardjúp. Eina verulega misgengið í stefnu gliðunar er Húsavíkurmisgengið og framhald þess til vest-norðvesturs (sjá Kristján Sæmundsson 1974, McMaster o.fl. 1977). Allmikil lægð er í þyngdarsviðinu yfir því svæði, þ.e. frá mynni Skjálfanda út fyrir mynni Eyjafjarðar (sjá mynd 2). Þessi þyngdarlægð bendir til að nokkuð þykkt set hafi safnast í sigdæld, sem myndast hefur yfir misgenginu (Guðmundur Pálmason 1974). Ein mælilína Western Geophysical Co. fer yfir setdældina út af mynni Eyjafjarðar (sjá mynd 3). Þær mælingar sýna lagskipan og endurkastsfleti á miklu dýpi, og gefa ástæðu til að ætla að setið sé allt að 4 km þykkt í dældinni. Flatey á Skjálfanda situr ofaná setdældinni. Eyjan er hlaðin upp af basalhraunum, og sýnir að basaltmyndanir hylja nokkurn hluta setsins.

Talið er að nyrsti hlutinn af eystra gosbelti Íslands sé tiltölulega ung myndun, eða um 6 millj. ára gamalt (Kristján Sæmundsson 1979, grein í Jökli, í prentun). Áður lá rekásinn vestar, líklega í nokkuð beinu framhaldi af Kolbeinseyjarhryggnum. Álykta má af þessu að Tjörnesbrotabeltið hafi orðið virkt fyrir um 6 millj. ára, og að setdældin mikla hafi vart byrjað að myndast fyrr en þá.



Þyngdarkort (Bouguer) af landgrunninu úti fyrir
Mið - Norðurlandi

MYND 2



— Jafnþyngdarlínur (mgal)
- - - Jafndýptarlínur (m)



ORKUSTOFNUN
Jarðhitadeild

Mæliínur Western Geophysical Co.
norðan við land, nóvember - desember 1978

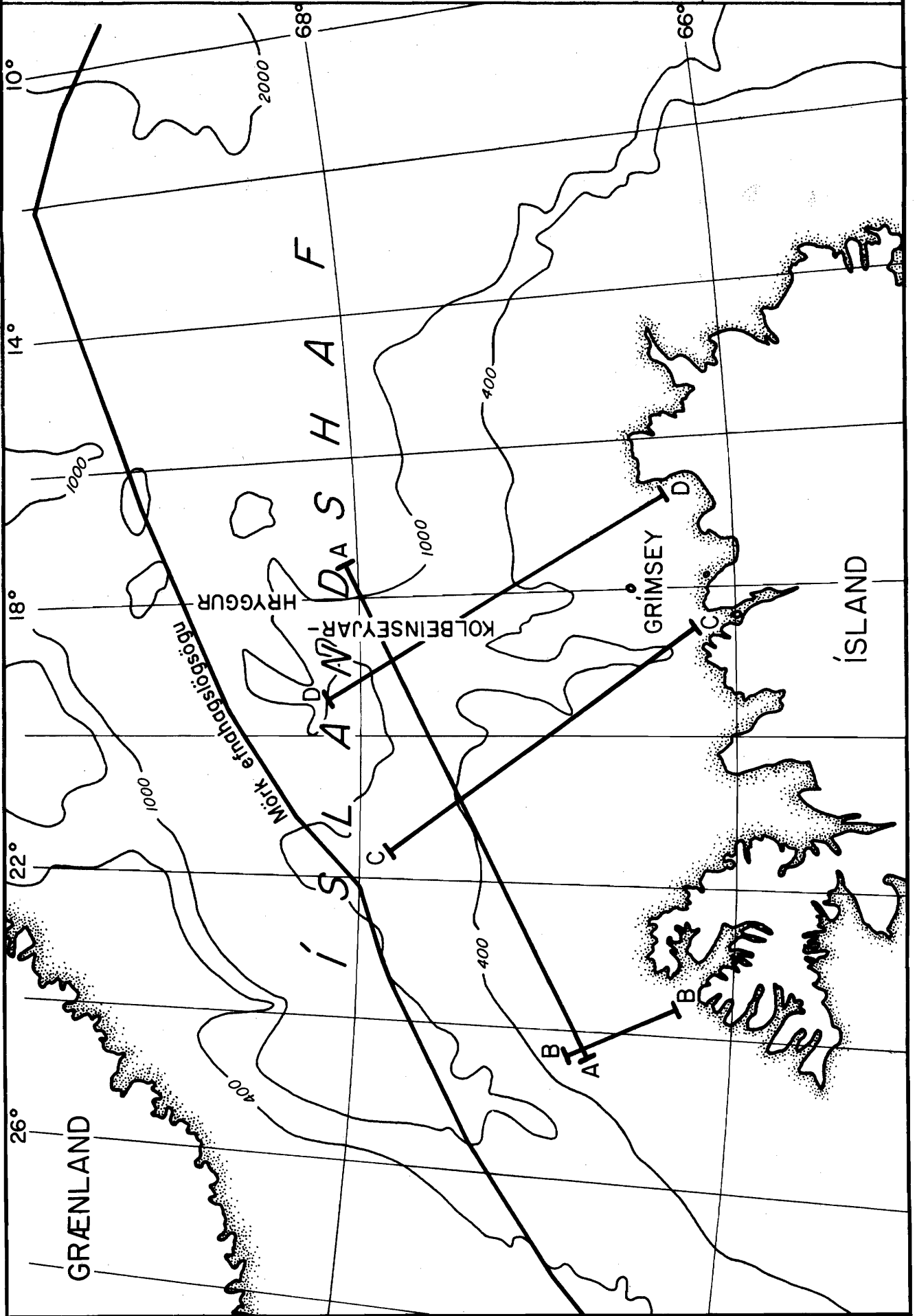
80.01.07.

KG / GSJ

J - ým.

F. 18945

MYND 3



Þó engar beinar upplýsingar liggi fyrir um gerð þessara setlaga, má athuga hvort þau geti hugsanlega uppfyllt þau skilyrði sem þarf til að olía finnist (sjá viðauka). Ágiskaður hámarksaldur setsins (6 millj. ára) er nokkuð lágur, en þó eru til álíka gamlar olíulindir í heiminum. Ef setið er 4 km þykkt, ætti hitastigull jarðarinnar að skapa nógu hátt hitastig til myndunar olíu í neðri hluta þess. Hins vegar hlýtur að leika vafi á hvort nægilega fínkornótt set og auðugt af lífrænum efnum, hafi sest til í dældinni. Þar sem sigdældin hefur alltaf verið nærri virkum gosbeltum, má búast við nokkru magni af eldfjallaösku í henni og jafnvel hraunum. Talið er að mikill hluti setmyndana á landgrunni Íslands sé jökulframburður frá ísöld, þ.e. myndaðar á síðustu 3-4 millj. ára (Egloff & Johnson 1979, Vogt o.fl. 1980). Samkvæmt þessu má búast við að setið undir Flatey sé að miklu leyti ungur grófur jökulframburður, lítt fallinn til olíumyndunar. Hinsvegar skal það tekið fram að hér er um hreinar ágiskanir að ræða, og beinar athuganir þarf til áður en nokkuð verður fullyrt í þessu efni.

Eins og komið hefur fram hér að framan, bendir núverandi þekking á landgrunni Íslands til þess að set sé einkum að finna í nokkru magni út undir landgrunnsbrúnum og hliðum. Það virðist vart ná meiri þykkt en 1-2 km, og það verður að teljast heldur ósennilegt að verulegt magn olíu hafi myndast í því.

Undan Austfjörðum og norðausturhorni landsins eru setlög lítt rannsökuð, en flest bendir til þess að set á landgrunninu sé þar afar þunnt (Fleischer o.fl. 1974, Grønlie & Talwani 1978).

Norðan landgrunns Íslands liggur Íslandspallurinn, skilgreindur hér sem botnsvæðið norður af Jan Mayen þverbrotabeltinu, og frá landgrunni Grænlands að vestan austur að Jan Mayenhrygg. Sjávardýpi á Íslandspallinum er víðast 1000-2000 m. Kolbeinseyjarhryggur gengur norður eftir Íslandspallinum frá Íslandi, og markar hinn virka gliðunarárs hafsbotsins. Landslag er all óreglulegt á Kolbeinseyjarhrygg, og hann stendur tiltölulega lágt yfir umhverfi sitt, sérstaklega suður undir Íslandi. Þar vantar einnig sprungudal eftir háhryggnum. Tvö stutt þverbrotabelti, kölluð Spar og 70,5°N, skera hrygginn og hliðra honum lítið eitt til austurs. Kolbeinseyjarhryggur er talinn enda við Jan Mayen þverbrotabeltið, sem liggur í VNV-læga stefnu og sneiðir rétt norðan við eyna Jan Mayen.

Norðan Jan Mayen hliðrast gliðunarársinn langt til austurs og heitir þar Mohnshryggur. Sá hryggur liggur miðsvæðis í hafinu og beggja vegna hans eru hliðardjúp. Sprungudalur gengur eftir endilöngum háhryggnum. Rekja má segulræmur út frá ásnum allt aftur að ræmu 24, og þær sýna að gliðnun hefur verið stöðug um Mohnshrygg, allt frá upphafi gliðunar í hafinu. Sjávardýpi er mun meira en á Íslandspallinum, eykst eftir því sem norðar dregur og nálgast að vera það sem eðlilegt telst fyrir sjávarbotn á þessum aldri (sjá Talwani & Eldholm 1977).

Eldfjallaeyjan Jan Mayen rís úr sjó á norðausturhorni Íslandspallsins. Suður frá eyinni liggur neðansjávarhryggur, kallaður Jan Mayenhryggur. Hryggur þessi er talinn vera meginlandsbrot, enda frábrugðinn öðrum hryggjum á svæðinu. Nánari grein verður gerð fyrir þessu athyglisverða fyrirbæri í næsta kafla.

Austan Jan Mayenhryggjar snardýpkar hafið og Noregsdjúpið tekur við. Þar er sjávardýpi yfir 3000 m. Noregsdýpið takmarkast af Føreyjahrygg að sunnan en af eystri grein Jan Mayen þverbrotabeltisins að norðan. Það belti er nú óvirkt og gengur suðaustur frá Jan Mayen.

Af ofansögðu má sjá, að hafsbotninn milli Jan Mayen brotabeltisins og íslenska þverhryggjarins sker sig úr vegna þess hversu ósammiðja hann er. Í stað þess að rekhryggurinn sé miðja vegu milli meginlanda með hafdjúp á báðar hliðar, eins og einkennir t.d. Reykjanes- og Mohns-

hrygg, er Kolbeinseyjarhryggurinn vestan megin í hafinu en djúpið austan megin. Þessu til skýringar lögðu Johnson og Heezen (1967) fram þá tilgátu, að áður en núverandi rekshryggur varð virkur hafi gliðnun átt sér stað í Noregsdjúpinu. Tilgáta þessi hefur síðan verið staðfest, og í Noregsdjúpinu finnst útdauður gliðnunarás, stundum nefndur Ægishryggur (Vogt o.fl. 1970, Talwani & Eldholm 1977, Grønlie o.fl. 1979).

Samkvæmt Talwani & Eldholm (1977) hefst gliðnunarsaga hafsins á þessum slóðum skömmu fyrir myndun segulræmu 24, þegar Grænland skildist frá Evrópu. Sprungan gekk á milli Noregs og Jan Mayenhryggjar, en talið er að á þeim tímum hafi hann verið áfastur Grænlandi. Þannig myndaðist Noregsdjúpið fyrst með gliðnun um Ægishrygg. Leifar Ægishryggjar koma nú fram sem setfylltur sprungudalur, sem liggur í norðaustlæga stefnu og nokkuð miðsvæðis í djúpinu. Segulræmur finnast beggja vegna hryggjarins, en nokkur óvissa ríkir um túlkun þeirra. Talwani & Eldholm álíta að Ægishryggur hafi ekki orðið virkur fyrr en á tíma segulræmu 23, en þar á undan hafi annar rekás verið uppi og myndað austasta hluta Noregsdjúpsins. Þessi túlkun er vafasöm, og það er fullt eins líklegt að elsta segulræman beggja vegna Ægishryggs sé ræma 24, og að Ægishryggur einn hafi myndað Noregsdjúpið (J. Robinson og A. Nunns 1980, munnlegar upplýsingar).

Noregsdjúpið byrjaði því að myndast fyrir um 52 millj. ára (samkvæmt tímakvarða Hailwood o.fl. 1979), og fyrstu 10 millj. árin gekk gliðnunin eðlilega og myndaði segulræmur samsíða gliðnunarásnum. Eftir það virðist ákaflega lítil gliðnun hafa átt sér stað syðst í djúpinu, en nyrst hélt hún áfram af fullum hraða. Segulræmur næst Ægishrygg nýtast ekki til aldursgreiningar, en breidd djúpsins norðantil bendir til þess að gliðnunin hafi dáið út fyrir um 27 millj. ára. Sunnar í djúpinu hefur gliðnunin hætt fyrr, eða verið óveruleg í lokin. Þessi mismikla gliðnun eftir Ægishrygg samrýmist ekki færslu Grænlandsplötunnar frá Evrópu, og bendir til að annar gliðnunarás hafi verið virkur á sama tíma. Sá ás hlýtur að hafa legið samsíða Ægishrygg og gliðnað mest syðst en minna norðar. Erfitt er að finna þennan skorpubút, en Talwani & Eldholm telja að suðausturhorn Jan Mayenhryggjar gæti hafa myndast á þann hátt.

Þegar Ægishryggur dó loks út í Noregshafinu, hófst gliðnun um nýjan ás vestur undir Grænlandsströndum. Líklega hefur ræma af þáverandi megin-

landsjaðri Grænlands klofnað frá, og heitir nú Jan Mayenhryggur. Gliðnun um þá sprungu hefur síðan haldið áfram og myndað Íslandspallinn (sjá mynd 4).

Kenningar hafa verið uppi um að á austurhluta Íslandspallsins sé útdauður gliðnunarás, sem klauf Jan Mayenhrygg frá Grænlandi og var virkur um skeið eftir það. Síðan dó hann út og nýr ás myndaðist vestar, þar sem Kolbeinseyjarhryggur er (Johnson o.fl. 1972, Talwani & Eldholm 1977). Vogt o.fl. draga tilvist þessa útdauða gliðnunaráss mjög í efa, á grundvelli fullkonnari segulmælinga á Íslandspallinum. Rekja má segulræmu-röðina austur frá Kolbeinseyjarhrygg, allt aftur að segulræmu 6C (25 millj. ára gömul).

Þessar niðurstöður sýna að Kolbeinseyjarhryggurinn hefur verið virkur síðustu 25 millj. ára, og myndað allan Íslandspallinn (a.m.k. norðan til. Þessi túlkun bendir einnig til þess, að undir landgrunni Grænlands á svæðinu kringum Scoresbysund sé úthafsskorpa, um 25 millj. ára gömul.

Þykkt setlaga á botni Noregs- og Íslandshafs hefur verið könnuð af ýmsum (t.d. Jonson o.fl. 1972), en víðtækustu rannsóknirnar hefur Lamont-Doherty stofnunin bandaríska framkvæmt. Á grundvelli þeirra rannsókna birta Eldholm & Windisch (1974) setþykktarkort af svæðinu norðan og austan Íslands. Endurbætt útgáfa af því korti er birt í jarðeðlisfræðilegri kortabók Grønlie & Talwani (1978).

Setþykkt á þessu hafsvæði virðist í grófum dráttum endurspeglar þá myndunarsögu hafsbotsins sem rakin var hér að framan. Því eldri sem hafsbotninn er, því lengur hefur setið náð að hlaðast upp og því þykkara er það. Aðrir þættir hafa einnig áhrif á setþykkt, svo sem nálægð lands og framburður sets, landslag hafsbotsins og botnstraumar sem bæði rjúfa niður og hlaða upp.

Miðbelti Kolbeinseyjarhryggjar er fjöllótt og setsnautt, enda er hafsbotninn nýmyndaður þar. Setþykktin eykst tiltölulega hægt til austurs frá hryggnum, og nær mest tæpum kílómetra nærri Jan Mayenhrygg. Vestan Kolbeinseyjarhryggjar eykst setþykktin hraðar og nær ca. 1,5 km þykkt vestur undir landgrunni Grænlands. Ljóst er að Kolbeinseyjarhryggur hefur virkað sem stífla fyrir setframburð frá Grænlandi.

Meginlandsjaðar Grænlands á móts við Kolbeinseyjarhrygg hefur verið rannsakaður með endurkastsmælingum af Hinz & Schlüter (1979). Þykkt setlaga undir landgrunninu og hliðrun þess mælist meir en 3 km. Lagskipan í setinu sýnir að það hafi borist ofan af landi og hlaðist upp fram af landgrunni Grænlands. Þetta þykka set er talið hafa myndast eftir að Jan Mayen hryggurinn klofnaði frá Grænlandi, og er því yngri en ca. 25 millj. ára. Mælingarnar gefa til kynna að eldri setlög séu í berggrunninum undir þessu unga seti, og það gæti þá verið mun eldra (eldra en ca. 60 millj. ára). Þessi mynd stangast nokkuð á við niðurstöður Vogt o.fl. (1980) sem álíta að á þessum slóðum sé úthafsskorpa undir landgrunni Grænlands. Skorpa sú er mynduð á Kolbeinseyjarhrygg og því yngri en ca. 25 millj. ára. Séu aðstæður líkar þessu, minnka líkur á að forn setlög finnist undir landgrunninu. Setbunkann sem myndar landgrunnið telja þeir að miklu leyti vera framburð ísaldarjökla, og því ekki vænlegan til olíumyndunar.

Setmyndanir Jan Mayenhryggjarins eru frábrugðnar hafsbotninum í kring og margt bendir til að þar hvíli gamlar setmyndanir á fornri meginlandsskorpu (Talwani & Eldholm 1977, Gairaud o.fl. 1978). Nánari grein er gerð fyrir Jan Mayenhrygg í næsta kafla.

Þykkt setlaga í Noregsdjúpi má lýsa í grófum dráttum á þann veg, að hún eykst út frá útdauða rekásnum (Ægishrygg) í miðju djúpinu, og nær mest 1,5-2,0 km þykkt austast og vestast. Einnig er setið um 1,5 km þykkt í suðurjaðri djúpsins, undir hliðum Færeyjahryggsins. Rekásinn útdauði kemur fram sem sprungudalur, víða fylltur af meir en kílómetra þykku seti. Umhverfis dalinn rísa tindar og rindar upp úr berggrunninum og ná sums staðar upp úr sethulunni.

Sýni sem náðust upp úr borholum DSDP (Leg 38) hafa veitt möguleika á að meta magn lífrænna efna og myndunarstig olíu í setlögum á botni Íslands- og Noregshafs (sjá Talwani & Udintsev 1976). Þau sýni sem athuguð voru, komu einkum úr borholum á Vøringhásléttu við landgrunn Noregs og á Jan Mayenhrygg, en einnig í Noregsdjúpi á Færeyjahrygg og Íslandspallinum. Samkvæmt greiningu steingervinga spannar aldur sýnanna allt tímabilið aftur á ár-eósen (ca. síðustu 50 millj. ára), og nær því yfir mestalla gliðunarsögu hafsins.

Erdman & Schorno (1976) mældu magn kolefnis í lífrænum efnasamböndum, sem finnst í þessum setsýnum. Það reynist vera minna en 2% og víðast minna en 1% af setinu (miðað við þyngd). Þeir telja þetta magn vera nógu mikið til að gefa af sér olíu, en hins vegar er þróun lífrænu efnanna í olíu á frumstigi, og má þar kenna um lágu hitastigi í þunnu setinu. Undantekning finnst í einni holu á Vøringhásléttunni, þar sem olíumyndun í seti frá ólígósentíma (ca. 25-35 millj. ára gamalt) er heldur lengra á veg komin. Það set virðist hafa færst upp af meira dýpi með risi eðjustólpa, og hafa þar huga að allmikill setstafli er þar undir og hvílir á meginlandsskorpu. Almennt telja þeir það set, sem rannsakað var, efnilegt móðurberg til myndunar olíu í fjarlægri framtíð, ef skilyrði leyfa. Sem stendur er þó ummyndun lífrænu efnanna í olíu komin afar skammt á veg, svo vart má ætla að olíulindir hafi orðið til í þessu seti.

Hood o.fl. (1976) rannsökuðu sömu sýni. Þeir telja að magn lífræns kolefnis verði að vera a.m.k. 1,0-1,5% af þyngd sets, til þess að verulegt magn olíu geti myndast. Sýnishornin úr Íslands- og Noregshafi eru því á mörkum þess að geta talist nothæft móðurberg. Þeir mældu einnig magn svokallaðs virks kolefnis (það kolefni sem gæti breyst í olíu), og reynist það vera aðeins 0,26% af þyngd setsins, eða minna. Þeirra niðurstaða er, að þessi setlög séu ekki, og muni aldrei verða olíuframleiðandi. Að sömu niðurstöðu komst Hunt (1976), eftir að hafa mælt magn C_4 - C_7 kolhydrata í setinu (hráefni fyrir olíumyndun).

Þessar mæliniðurstöður styrkja þá almennu skoðun að setlög á hafsbotninum kringum Ísland séu afar óefnileg sem olíusvæði. Hér er átt við setlög sem hlaðist hafa upp síðan meginlöndin tók að reka í sundur (yngri en ca. 50-60 millj. ára). Hins vegar eru borholurnar fáar og grunnar (100-500 m), og því er vafasamt hvort alhæfa megi niðurstöðurnar fyrir allt set í hafinu.



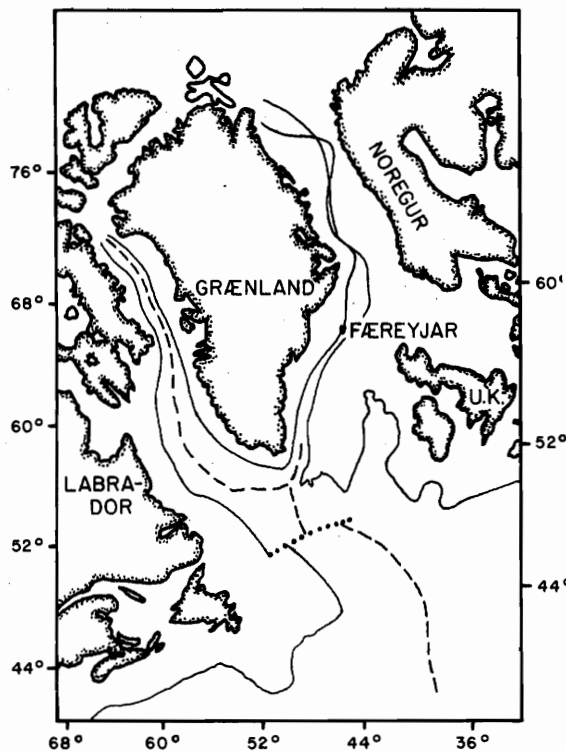
Afstaða meginlanda við N-Atlantshaf á fyrri tímum

KG / GSJ

J-ým.

F. 19809

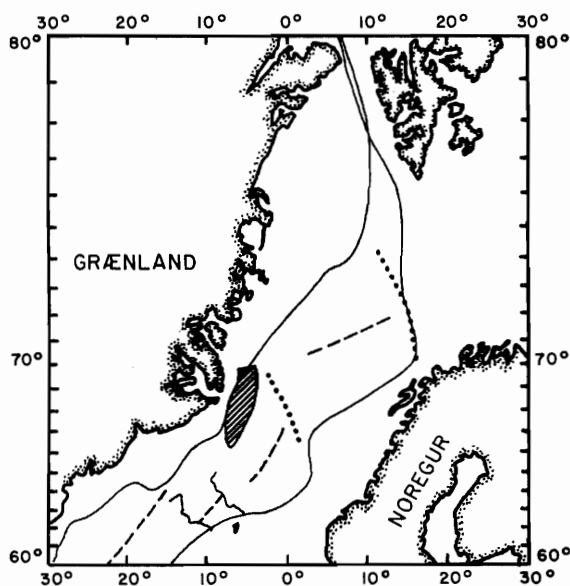
MYND 4



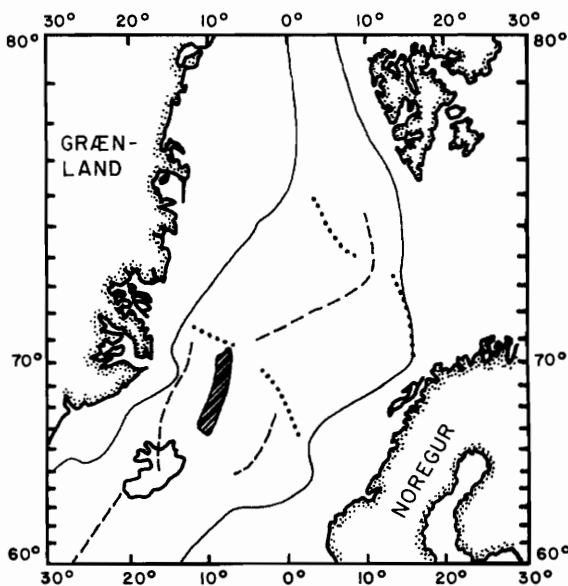
Afstaða meginlanda við norðanvert Atlantshaf fyrir um 60 millj. ára. Labradorhaf er myndað að hálfu, en Grænland er í þann mund að klofna frá Evrópu (eftir Srivastava, 1978).

Skýringar:

- mót meginlands og úthafsskorpu
- gliðnunarás á úthafshrygg
- þvergengi



Afstaða Grænlands og Noregs fyrir um 38 millj. ára. Ísland-Færeyjarhryggur er að mestu myndaður, en Ísland er enn ekki orðið til. Jan Mayenhryggur er áfastur Grænlandi, og gliðnun á sér stað í Noregshafi austan hans.



Fyrir um 10 millj. ára. Ísland er myndað að hluta. Gliðnun á Kolbeins-eyjarhrygg hefur skilið Jan Mayenhrygginn frá Grænlandi, en Ægishryggur í Noregsdjúpi er útdauður. (Eftir Talwani & Eldholm, 1977).

Jan Mayenhryggur gengur til suðurs frá eyggi Jan Mayen. Hann er flatur að ofan og hlíðar hans eru nokkuð brattar, einkum að vestanverðu. Sjávardýpi yfir honum eykst er sunnar dregur og er mest um 1000 m. Nærri 68,5°N (um 250 km suður af Jan Mayen) skerst 2000 m djúpur áll í gegnum hrygginn og stefnir norðaustur-suðvestur. Sunnan þessarar lögðar kemur hryggurinn fram sem sundurslitnir hnúkar, sem verða lágir og ógreinilegir suður undir landgrunni Íslands. Jan Mayenhryggur skiptist þannig samkvæmt landslagi í tvo mismunandi hluta norðan og sunnan álsins.

Rannsóknir gerðar á Jan Mayenhrygg eru tiltölulega umfangsmiklar í samanburði við önnur hafsvæði norðan Íslands. Þar má helst telja framlag Lamont-Doherty stofnunarinnar (Talwani & Eldholm 1977, Grønlie o.fl. 1979) og fullkomnar endurkastsmælingar Gairaud o.fl. (1978). Einnig er mikilvægt að fjórar borholur DSDP Leg 38 voru staðsettar á hryggnum (Talwani & Udintsev 1976).

Fyrstu ábendingar um gerð Jan Mayenhryggjarins komu frá Johnson & Heezen (1967) og síðar Vogt o.fl. (1970) og Johnson o.fl. (1971, 1972), sem álitu að hryggurinn væri meginlandsbrot sem skorist hefði af Grænlandi þegar landrek tók að mynda Íslandspallinn. Síðari rannsóknir hafa rennt nokkrum stoðum undir þessa tilgátu.

Endurkastsmælingar Gairaud o.fl. (1978) sýna glögg lagskiptingu setlaga á norðurhryggnum, og lögum berggrunnins undir þeim. Á vesturhluta hryggjarins er setþykkt lítil, en berggrunninum hallar jafnt og afhlíðandi niður til austurs og undir austurhlíðunum er setþykkt allt að 3 km. Undir vesturhlíðum fellur berggrunnurinn bratt niður og virðist hafa brotnað upp og misgengið í stöllum. Hann er einnig brotinn af misgengjum undir háhryggnum.

Borholur á norðurhluta Jan Mayenhryggjar ná ekki niður á berggrunninn, og elstu setsýni sem úr þeim náðust eru í mesta lagi um 45 millj. ára gömul. Gerð berggrunnins hefur því ekki verið sannprófuð. Í endurkastsmælingum Gairaud og féлага kemur hann fram sem nokkuð sléttur flötur, og er frábrugðinn útliti basaltberggrunnis. Þeir telja hann vera fornan rofflöt á meginlandsskorpu, og að setið ofaná hafi hlaðist upp síðustu 50-60 millj. ára, þ.e. síðan Grænland klofnaði frá Evrópu. Þeir giska á að berggrunnurinn vestan megin sé úr gömlu kaledónísku

graníti og myndbreyttu bergi, líkt og einkennir austurströnd Grænlands. Austan megin í hryggnum má sums staðar sjá óljósa lagskiptingu í berggrunninum, sem gæti verið vísbending um að þar væru setlög undir. Talwani & Eldholm (1977), álykta einnig á grundvelli hljóðhraðamælinga (jarðsveiflumælinga) að berggrunnurinn gæti verið úr fornu seti. Ef gamlar setmyndanir eru undir Jan Mayenhryggnum, þá gætu þær hugsanlega verið olíumyndandi. Hér er svo til eina mögulega olíusvæðið í hafinu kringum Ísland, því eins og greint var frá í síðasta kafla eru ungu setlögin á hafsbotninum ekki efnileg í því sambandi.

Undir toppi norðurhluta Jan Mayenhryggjar eru lárétt lagamót í setinu sem sýna greinilegt mislægi. Undir því hallar setlögum til austurs og þau reynast vera 35 til 40 millj. ára gömul, gróflega áttlað. Ofan mislægisins liggur setið lárétt og er um 25-30 millj. ára gamalt. Eldri setlögin eru að mestu sandborinn leirsteinn, og eru þau talin hafa sest til nærri landi (sjá Talwani & Udintsev 1976). Þessar athuganir má skýra á þann hátt, að á meðan Noregsdjúpið var að gliðna í sundur var Jan Mayenhryggurinn áfastur Grænlandi og myndaði meginlandsjaðar þess. Neðri setlagasyrpan myndaðist þegar framburður af landi settist til á landgrunninu og í hliðum þess.

Eins og greint var frá í síðasta kafla hætti gliðnun í Noregsdjúpi og nýr gliðnunarás vestan Jan Mayenhryggjar tók við fyrir um 25-27 millj. ára. Samfara þessum atburðum hefur Jan Mayenhryggurinn (þá landgrunn Grænlands) risið upp, líklega vegna hækkandi hitastigs í möttli og tilkomu nýs rekáss. Hryggurinn hefur e.t.v. risið úr sjó, og þá myndaðist rofsléttan, sem kemur nú fram sem mislægi í setunum. Eftir að Jan Mayenhrygginn tók að reka frá Grænlandi, seig hann aftur í sjó og set hlóðst ofan á rofsléttuna. Gerð þess bendir til aukinnar fjarlægðar frá landi (Talwani & Udintsev 1976).

Meðfram Jan Mayenhrygg að vestanverðu er um 50 km breið spilda þar sem berggrunnurinn er greinilega úr basalti, en þar mælast ekki segulræmur eins og gjarnan einkenna úthafsskorpu. Þar gægist einnig hrygglangja upp úr basaltinu og gefur til kynna að öðruvísi jarðmyndanir séu undir. Þessa spildu telja Talwani & Eldholm (1977) og Gairaud o.fl. (1978) vera meginlandsskorpu, sem hafi þynnst og fallið niður. Líta má á þetta fyrirbæri, ásamt misgengjunum á vesturhluta hryggjarins, sem ummerkin eftir sprunguna sem klauf Jan Mayenhrygg frá Grænlandi.

Sjálf eyjan Jan Mayen og grunníð umhverfis hana eru frábrugðin hryggnum til suðurs. Eyjan einkennist af eldvirkni og er hlaðin upp af ungum hraunum. Grønlie o.fl. (1979) telja að undir henni sé úthafsskorpa, og að meginlansskorpa Jan Mayenhryggjar endi skammt sunnan við eyna. Vestur af Jan Mayen meðfram samnefndu brotabelti, er landslag hafsbotsins mjög úfið og stendur víða mjög hátt. Því má líta á Jan Mayen sem afleiðingu sérlega ákafrar gosvirkni meðfram Jan Mayenbrotabeltinu að sunnanverðu. Ef reynt er að endurskapa afstöðu meginlandanna áður en landrekið færði þau í sundur, þá kemur í ljós að þau falla betur saman ef Jan Mayen er tekin úr myndinni (Talwani & Eldholm 1977). Hins vegar skortir beinar athuganir á dýpri gerð Jan Mayen, og ekki er hægt að útiloka þann möguleika að undir hraununum sé úthafsskorpa.

Suðurhluti Jan Mayenhryggjar er sundurkubbaður og hefur afar flókna jarðlagaskipan, eins og sést best af endurkastsmælingum, Gairaud o.fl. (1978). Eins og áður segir skilur djúpur áll háhrygginn til norðurs frá hæðapyrpingu sunnar. Þessi áll er sigdæld eða sprungudalur, um 30 km breiður og stefnir NA-SV. Dalurinn er fylltur af basalti undir sethulunni. Nærri 68. breiddargráðu endar sprungudalurinn og annar tekur við sunnar og austar, en hefur sömu stefnu. Um 60 km vantar á að endar dalanna standist á, og Gairaud og félagar álíta að meiri háttar víxl-gengi hafi skorist þar í gegnum hrygginn og hliðrað suðurhlutanum 60 km til austurs.

Gerð setlaga á suðurhluta Jan Mayenhryggjar er svipuð og á norðurhryggnum, nema mislægið finnst þar ekki, og setbunkinn virðist hafa hlaðist upp á meira dýpi. Álykta má að suðurhlutinn hafi ávallt staðið lægra en norðurhlutinn, og hafi e.t.v. verið neðri hluti landgrunns-hlíða Grænlands. Berggrunnurinn meðfram sprungudölunum virðist vera af sömu gerð og undir norðurhryggnum, og sýnir sums staðar vott af lagskiptingu sem túlka má sem set. Utar tekur basaltberggrunnur við og hylur það sem undir kann að leynast.

Ræmurnar meðfram sprungudölunum eru víðast skornar af mörgum og miklum misgengjum, sem liggja samsíða dölunum. Spildurnar milli misgengjanna hafa snarast þannig að þeim hallar niður í áttina frá dalnum, og mynda því nokkurs konar sagtannamynstur. Þessar óreglur eru að nokkru útsléttaðar af ungum setmyndunum, og því ber ekki eins á þeim í landslagi botnsins. Suðurmörk hryggjarins eru óglögg, þar sem jarðmyndanir

hans stingast niður til suðurs og grafast meir og meir í basalt. Vís-bending um tilvist hans finnst í um 100 km fjarlægð frá norðausturhlíðum landgrunns Íslands, en nær landi vantar mælingar.

Í síðasta kafla var þess getið að gliðnun í sunnanverðu Noregsdjúpi hafi verið afar lítil á tímabilinu fyrir 40-27 millj. ára, en haldið áfram á "eðlilegum hraða" norðan til (Talwani & Eldholm 1977). Samkvæmt lögmálum landreksins hlýtur að vera til svæði þar sem gliðnun hefur átt sér stað samtímis myndun Noregsdjúpsins. Það svæði ætti að hafa gliðnað mest syðst en minna norðar. Jan Mayen hryggurinn, þ.e. spildan milli úthafsskorpunnar sem myndaðist um Kolbeinseyjarhrygg (Vogt o.fl. 1980) og þeirrar sem myndaðist um Ægishrygg, virðist einmitt breikka til suðurs. Myndun sprungudala og misgengja á suðurhluta Jan Mayen-hryggjar sýna að þar hafa ríkt togkraftar og gliðnun.

Á brúninni austan við syðri sprungudalinn hefur ein hola verið boruð í gegnum setið niður í berggrunninn, sem reyndist vera basalt (Talwani & Udintsev 1976). Aldur þess er nokkuð óljós, en virðist vera rúmlega 40 millj. ára. Mælingar Gairaud o.fl. (1978) benda til að aðeins þunnt lag af basalti sé á þessum stað, og undir því sé berggrunnur af meginlandsgerð.

Samkvæmt ofangreindum athugunum má setja fram þá tilgátu, að suðurhluti Jan Mayenhryggjar hafi byrjað að brotna upp fyrir um 40 millj. ára, þegar gliðnun minnkaði í Noregsdjúpinu sunnanverðu. Í stað reglulegs gliðnunaráss eða rekhryggjar, varð gliðnunin á þessu svæði a.m.k. að hluta í formi tognunar meginlandsskorpu með misgengjum og sprungudölum. Basaltgosvirkni fylgdi þessum umbrotum. Brotin átu sig svo til norðurs, og fyrir 25 millj. ára skilst hryggurinn endanlega frá Grænlandi, og gliðnunarás Kolbeinseyjarhryggjar tekur til við að mynda úthafs-skorpu Íslandspallsins.

VIÐAUKI 1

MYNDUN OLÍU

MYNDUN OLÍU

Efnahagslegt mikilvægi jarðolíu hefur leitt til ákæfra rannsókna á myndun og tilvist hennar í jarðlögum, og eru olíuvísindi orðin völdug grein á meiði jarðfræðinnar. Hér verður í stuttu máli greint frá því á hvaða hátt og í hvernig umhverfi olía myndast, og er hér einkum stuðst við ágæta bók eftir Tissot og Welke (1978).

Olía er talin myndast úr leifum lífvera, sem setjast fyrir í seti á sjávarbotni eða í vötnum. Þær lífverur, sem leggja mest af mörkum, eru plöntu- og dýrasvif, en sumstaðar er framburður plöntuleifa af landi einnig mikilvægur.

Setlög sem innihalda meira magn kolefnis í lífrænum samböndum en 0,5% (af þyngd), teljast auðug af lífrænu efni frá sjónarhóli olíumanna. Á landgrunni meginlanda eru góð skilyrði fyrir þess háttar setmyndanir, þar sem mikil framleiðni á lífrænum efnum og heppileg upphleðsla sets er þar fyrir hendi.

Jafnvægi verður að vera á milli setmyndunarhraða, setgerðar og framboðs lífræns efnis til að það varðveitist og safnist fyrir í setinu. Fíngerður framburður (leir) safnar best í sig lífrænum efnum. Leirinn sest helst til í kyrru vatni. Hlaðist hann nógu hratt upp, lokar hann fyrir aðstreymi súrefnisríks vatns að lífrænu leifunum og varnar þannig rotnun. Hins vegar má upphleðsla setlaga ekki vera of hröð, ella verður lífræna efnið of útþynnt. Heppilegt umhverfi getur t.d. myndast í lönum, árósum, djúpum álum með kyrrstæðu vatni og í hlíðum landgrunna.

Ummyndun lífrænna efna í olíu getur aðeins orðið ef áframhaldandi upphleðsla setlaga grefur þau djúpt í jarðlagastaflann, svo þau hitni vegna eðlilegs hitastiguls jarðskorpunnar. Þróun lífrænna efna í olíu og gas má skipta í þrjú meginstig, sem ráðast af dýpt og hita.

Efst í setlagastaflanum myndast lítil olía, en lífræn efni breytast í svokölluð kerógenefni (diagenesis), sem eru hráefni fyrir olíumyndun.

Dýpra í staflanum, þar sem ákveðnu hitastigi er náð, taka kerógenin að breytast í olíu og gas (catagenesis), og kallast það "svæði mestu olíumyndunar".

Enn neðar verður hitastigið það mikið að olían brotnar niður og breytist í gas (metagenesis), aðallega metangas. Það er því á takmörkuðu dýptarbili, "vökvaglugganum", sem olía getur myndast eða haldist óskemmd.

Þetta líkan olíumyndunar má skilja sem þróunarferil lífræns efnis, sem grefst stöðugt dýpra í setlagastaflann, en einnig lýsir það ástandinu á mismunandi dýpi í staflanum á hverjum tíma. Þessi þróunarferill er sameiginlegur öllum setgerðum. Hins vegar er dýptarbil mestu olíumyndunar, svo og magn og gerð kolvetna sem myndast, afar breytilegt. Því veldur helst fjölbreytileiki lífrænu efnanna, og samband hitastigs og aldurs setsins. Kerogen úr landplöntum mynda minni olíu en aðrar gerðir, en gætu myndað gas á miklu dýpi.

Þau efri og neðri mörk hitastigs í setstaflanum sem afmarka olíumyndandi bilið eru mjög háð tímalengd olíumyndunar, og verða því lægri sem olíumyndun varir lengur. Erfitt er að líkja eftir áhrifum óralangs tíma jarðsögunnar í rannsóknarstofum, svo mest er stuðst við athuganir á misgömlum oliúlindum í þessu efni (sjá t.d. Cornelius, 1975). Lægri mörkin fara allt niður í 50°C í setdældum frá fornlífsöld (fyrir um 400 millj. ára), en eru um 115°C í seti frá miósen-þíósentíma (fyrir um 5-10 millj. ára). Samsvarandi dýptargildi má setja frá rúmum kílómetra upp í tæpa þrjá kílómetra.

Efri hitastigsmörk olíumyndunar, þ.e. þegar öll olía breytist í gas, geta verið svo lág sem 100°C í gömlum setmyndunum, en eru oftast um 135°C. Í ungum olíusvæðum getur hitastig farið vel yfir 200°C án þess að olían hafi eyðst.

Hröð olíumyndun tekur um 5-10 millj. ára, en það telst hæg olíumyndun, sem tekur 100 millj. ára eða lengri tíma. Tími mestu olíumyndunar getur orðið langt á eftir myndun setlaganna, ef hlé verður á upphleðslu. Mikill fjöldi oliúlinda var t.d. myndaður á krítar- og tertíertíma, óháð aldri setmyndananna.

Bergið sem olía myndast í köllum við móðurberg, en hér að framan var eiginleikum þess og skilyrðum í því lýst. Til þess að olía finnist á vinnsluhæfu formi, verður hún að hafa síast út úr móðurberginu og safnast fyrir í olíugildrum. Olía er töluvert léttari en salt vatn og hneigist því til þess að stíga upp á við í berginu. Hvort hún nær að

síast út úr móðurberginu er háð flotmagni hennar og vídd groppanna (holanna) í berginu miðað við stærð olíudropanna. Einnig getur streymi vatns í berginu rekið á eftir og hjálpað til.

Olíugildrum má í grundvallaratriðum líkja við skál á hvolfi, gerða út þéttu ógegndræpu bergi, sem kallast þá hettuberg (eða þakberg). Ef olía flýtur upp undir skálina, nær hún að stöðvast og safnast saman í geymsluberginu. Til þess að verulegt magn olíu safnist í geymslubergið, verður það að vera vel gropið (gljúpt), og groppuhlutfall góðs geymslubergs er oftast á bilinu 5-30%.

Algengastar eru olíugildrur sem myndast hafa við höggun jarðlaga. Sem dæmi má nefna andhverfur fellingamyndana, misgengi og rask setlaga kringum saltstólpa. Önnur gerð setgildra verður til vegna breytilegrar gerðar setmyndana, t.d. eins og þegar sandrif grafast í þéttan leirstein.

Hér hefur hinn margbreytilegi myndunarferill olíu verið rakinn, og ljóst er að fjölda skilyrða verður að uppfylla til þess að olía í vinnsluhæfu ástandi myndist. Lífrænt efni verður að vera nægilegt í setinu og af réttri gerð. Það þarf að færast á hæfilegt dýpi með áframhaldandi upphleðslu. Olían þarf tíma til að myndast og verður að geta síast úr móðurberginu. Á flakki sínu verður olían að hitta fyrir þétt hettuberg ofan á gljúpu geymslubergi og þau lagamót verða að mynda gildru svo olíu-pollur myndist.

Umfangsmiklar rannsóknir þarf jafnan til þess að meta möguleika á tilvist nýtanlegrar olíu í setmyndunum. Af yfirborðsrannsóknum eru endurkastmælingar (seismic reflection) gagnlegastar. Þær felast í því að myndaðar eru hljóðbylgjur á yfirborði með skotum, og endurköst eða bergmál frá lagamótum í setinu eru skráð. Fartími hljóðsins er því lengri sem lagamótin liggja dýpra. Með endurkastmælingum má kortleggja lagamót og útbreiðslu einstakra setmyndana, og oft benda þær á líklegar olíugildrur. Nákvæm vitneskja um gerð bergs og hæfni þess til myndunar olíu fæst þó jafnan ekki nema með athugunum á bergsýnum og kostar það venjulega umfangsmiklar boranir.

VIÐAUKI 2

MÁLMÚTFELLINGAR

Á

HAFSBOTNI

MÁLÚTFELLINGAR Á HAFSBOTNI

Á botni úthafanna finnast víða útfellingar mangan- og járnoxíða. Þessar útfellingar koma fyrir í ýmsum myndum, t.d. sem hnyðlingar, hellur, skurnir á steinum og holufyllingar í gljúpu bergi. Af þessum fyrirbærum eru hnyðlingar, gjarnan kallaðir manganhnyðlingar, í mestu magni, og hafa dregið að sér mesta athygli. Tilvist þeirra hefur verið kunn síðan fyrir aldamót, en áhugi á þeim hefur mjög aukist síðustu tvo áratugi, þar sem í þeim er fólgin mikil auðlind ýmissa nytjamálma. Talið er að innan skamms megi nema hnyðlinga af hafsbotni á hagkvæman hátt, jafnvel innan 5 til 10 ára. Eftirfarandi lýsing styðst einkum við ítarleg yfirlitsrit eftir Mero (1965) og Cronan (1978).

Í útliti eru manganhnyðlingar oft óreglulega kúlulaga, venjulega 0,5 til 25 sm að þvermáli. Þeir liggja lausir á hafsbotninum, sums staðar svo þétt að botninn er nær alþakinn þeim. Þeir hafa fundist víða í heimshöfunum, bæði á djúp- og grunnsævi og jafnvel í sumum stöðuvötnum. Magnið er samt ákaflega breytilegt, bæði milli hafa og innan hvers svæðis.

Manganhnyðlingar myndast á þann hátt að ýmis frumefni í upplausn í sjónum, einkum málmar, falla út á botninum sem oxíð (efnin bindast súrefni). Þeir vaxa gjarnan utan um kjarna sem er einhver smáhlutur eða ögn t.d. sandkorn. Vaxtarhraði hnyðlinga er afar misjafn, hann er áætlaður nokkrir millimetrar á milljón árum að meðaltali, en getur orðið meira en þúsund sinnum hraðari. Talið er að hnyðlingar séu grafnir í botnleðjuna meiri hluta ævi sinnar og taki því vöxtinn út í stökkum meðan sjórinn leikur um þá. Mikill þéttleiki hnyðlinga á hafsbotni orsakaðist oft af staðbundnu straumrofi á botninum, sem dregur þá í ljós. Ekki er fullljóst hversu mikið magn hnyðlinga er grafið í setlög hafsbotnsins, en flest bendir til að þéttleikinn minnki ört þegar niður úr botninum er komið.

Einn mikilvægasti þátturinn sem stjórnar vaxtarhraða hnyðlinga er setmyndunarhraðinn á hafsbotni. Mikil upphleðsla setlaga stöðvar vöxt hnyðlinga og grefur þá skjótt í setið. Yfirleitt finnst mest magn hnyðlinga á leir- og leðjubotni úthafsdjúpanna, þar sem setmyndun er mjög hægfara. Einnig finnst mikið magn á svæðum þar sem botnstraumar hindra, að framburður setjist til. Aðflutningur "byggingarefnis", þ.e. styrkur uppleystra efni í sjónum, hefur áhrif á vaxtarhraða, og er oft mestur nærri ströndum og neðan-

sjávareldvirkni. Þá virðist og vera nauðsynlegt að heppilegir kjarnar séu tiltækir, sem hnyðlingar geta vaxið utanum.

Manganhnyðlingar eru mjög auðugir af ýmsum málum, einkum mangan, eins og heiti þeirra bendir til. Þeir innihalda líka mikið magn járns, og sums staðar meira af járn en mangan. Meðal annarra málma, sem finnast í tiltölulega miklum mæli, má nefna kobalt, nikkell, kopar og sink.

Magn og þéttleiki hnyðlinga er mest á botni Kyrrahafsins, einkum á breiðu svæði þvert yfir hafið milli 5° og 20°N. Á því svæði er meir en fimmtungur botnsins þakinn hnyðlingum, og á blettum er botninn nær alþakinn. Mun minna magn manganhnyðlinga er á botni Atlantshafsins, og þar eru þökin líka gisnari. Á Mið-Atlantshafshryggnum eru málmútfellingar víða sem skurn á steinum og berri klöpp, og oft í meira magni en hnyðlingar. Atlantshafshnyðlingar innihalda líka tiltölulega mikið magn af járn; en minna af mangan og ýmsum öðrum efnahagslega mikilvægum málum. Talið er að hröð setmyndun valdi þessum mismun milli hafa.

Ætlað er að hagkvæmast verði að vinna nikkell, kopar, kóbalt og e.t.v. mangan og mólybden úr hnyðlingum. Þar sem hnyðlingar í Atlantshafinu eru yfirleitt tiltölulega snauðir af þessum efnum, virðist Kyrrahafið hafa að geyma efnilegri hnyðlingamið, hvað varðar bæði magn og efnasamsetningu. Hafsbotninn umhverfis Ísland, og allt suður að fertugustu breiddargráðu, virðist nær gjörsteyddur hnyðlingum ef marka má þéttleika hnyðlingafunda þeirra sem kynntir eru í fræðiritum. Sú niðurstaða er ekki óvænt, þar sem setmyndun á þessu svæði er mjög ör.

Úthafshryggir sem marka plötumót jarðskorpunnar og gliðnun (rekhryggir), einkennast víða af miklum jarðhita í heitri nýmyndaðri jarðskorpu háhryggsins. Mið-Atlantshafshryggurinn er af þessari gerð, en hann tengist Íslandi með Reykjaneshrygg að sunnan, en heitir Kolbeinseyjarhryggur fyrir norðan land. Á úthafshryggjum hefur fundist nokkuð af málmútfellingum nærri útstreymis-
augum heits jarðsjávar. Talið er að efnin falli til úr jarðsjónum, sem skolar þau úr basaltberglögum hafsbotsins.

Þrjár megingerðir útfellinga á úthafshryggjum eru þekktar, þ.e. súlfíð, staðbundin siliköt og oxíð, og mjög dreifð oxíð. Súlfíðbunkar (efnasamband málma og brennisteins) hafa fundist á örfáum stöðum á úthafshryggjum við neðansjárhverfi, og í mestu magni í Rauðahafinu. Þessar útfellingar

eru gjarnan auðugar af kopar. Talið er að meginhluti súlfíða setjist til í berginu og nái óvíða að myndast ofan á hafsbotninum.

Málmoxíð og siliköt (efnasamband málma, súrefnis og kísils) finnast einnig við jarðhita á hafsbotni, og þau setjast til í hrúgöldum. Þau eru auðug af mangan og sums staðar járn, kopar og sinki. Þannig myndanir hafa hingað til fundist í tiltölulega litlu magni og á fáum stöðum. Á Mið-Atlantshafshryggnum eru t.d. þekkt tvö svæði við 26°N og 37°N, en slíkar útfellingar hafa ekki fundist nær Íslandi. Hryggurinn er þó fjarri því að vera fullkannaður í þessu tilliti.

Meginhluti útfellinga á úthafshryggjum er í formi mjög dreifðra járn- og manganoxíða, sem blandast setinu á botninum. Það er talið ólíklegt, að hagkvæmt verði að nema útfellingar á úthafshryggjum til málmvinnslu, og í því tilliti jafnast þær engan veginn á við manganhnyðlinga.

RITASKRÁ

Rit sem fjalla um jarðfræði hafsbotnsins kringum Ísland.

- Angenheister, G., Gebrande, H., Miller, H., Weigel, W. Goldflam, P., Jacoby, W., Pálmason, G., Björnsson, S., Einarsson, P., Zverev, S., Loncarevic, B. & Solomon, S. 1979: First results of the Reykjanes Ridge Iceland Seismic Project 1977. Nature, 279, 56-60.
- Aric, K. 1970: Über die Struktur des Reykjanes-Rückens nach den Ergebnissen reflexionseismischer Messungen. Zeit. f. Geophysik, 36, 229-232.
- Armour, A.R. & Bott, M.H.P. 1977: The Hebridean margin seismic project of 1975 (Abstract). Geophys. J.R. Astr. Soc., 49, 284.
- Avery, O.E., Burton, G.D. & Heirtzler, J.R. 1968: An aeromagnetic survey of the Norwegian Sea. J. Geophys. Res., 73, 4583-4600.
- Avery, O.E., Vogt, P.R. & Higgs, R.H. 1969: Morphology, magnetic anomalies and evolution of the north-east Atlantic and Labrador Sea - Part II. Magnetic anomalies. Trans. Am. Geophys. Un., 50, 184.
- Bailey, R.J., Grzywacz, J.M. & Buckley, J.S. 1974: Seismic reflection profiles of the continental margin bordering the Rockall Trough. J. Geol. Soc. Lond., 130, 55-69.
- Båth, M. & Vogel, A. 1958: Surface waves from earthquakes in northern Atlantic-Arctic Ocean. Geophys. pura e applic., 39, 35-54.
- Björnsson, S. (ritstj.) 1967: Iceland and Mid-Oceanic Ridges. Reykjavík, Vísindafélag Íslendinga, Rit 38, 209 s.
- Bobbitt, J.E., Dolan, P. & Midford, R.L. 1978: Hydrocarbon Potential of Offshore Iceland. U.K., JEBSCO & General Exploration Company, 100 s.
- Bonatti, E. 1975: Metallogenesis at oceanic spreading centres. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 3, 401-431.

- Bott, M.H.P. 1972: Subsidence of Rockall Plateau and of the continental shelf. Geophys. J.R. Astr. Soc., 27, 235-236.
- Bott, M.H.P. 1973: The evolution of the Atlantic north of the Faero Islands. Í: Tarling, D.H. & Runcorn, S.K. (ritstj.), Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 1, Academic Press, London, 175-189.
- Bott, M.H.P. 1976: The Icelandic transverse ridge, evidence of evolution of a mantle hot spot. Í: Drake, C.L. (ritstj.), Geodynamics ; Progress and Prospects. Am. Geophys. Un., Washington D.C. USA, 150-159.
- Bott, M.H.P. 1978: The origin and developement of the continental margin between the British Isles and southeastern Greenland. Í: Bowes, D.R. & Leake, B.E. (ritstj.), Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions. Seel House Press, Liverpool, 377-392.
- Bott, M.H.P. & Stacey, A.P. 1967: Geophysical evidence on the origin of the Fareo Bank Channel -II. A gravity and magnetic profile. Deep Sea Res., 14, 7-12.
- Bott, M.H.P. & Watts, A.B. 1971: Deep structure of the continental margin adjacent to the British Isles. Í: Delany, F.M. (ritstj.), ICSU/SCOR Working Party 31 Symposium, Cambridge 1970: The Geology of the East Atlantic Continental Margin -2. Europe ; Rep. No. 70/14, Inst. Geol. Sci., 89-109.
- Bott, M.H.P., Browitt, C.W.A. & Stacey, A.P. 1971: The deep structure of the Iceland - Fareo Ridge. Mar. Geophys. Res., 1, 328-351.
- Bott, M.H.P., Nielsen, P.H. & Sunderland, J. 1976: Converted P-waves originating at the continental margin between the Iceland-Fareo Ridge and the Faeroe Block. Geophys. J.R. Astr. Soc., 44, 229-238.

- Bott, M.H.P., Sunderland, J., Smith, P.J., Casten, U. & Saxov, S.
1974: Evidence for continental crust beneath the Faeroe Islands.
Nature, 248, 202-204.
- Bowes, D.R. & Loake, B.E. (ritstj.) 1978: Crustal Evolution in North-western Britain and Adjacent Regions. Seal House Press, Liverpool, 492 s.
- Brooks, C.K., Jakobsson, S.P. & Campisie, J. 1974: Dredged basaltic rocks from the seaward extension of the Reykjanes and Snæfellsnes volcanic zones, Iceland. Earth Planet. Sci. Lett., 22, 320-327.
- Brown, E.D. 1978: Rockall and the limit of national jurisdiction of the U.K. Part 1, Marine Policy, July 1978, 181-211.
- Bullard, E. Everett, J.E. & Smith, A.G. 1965: The fit of the continents around the Atlantic. Í: A Symposium on Continental Drift. Royal Soc. Lond. Philos. Trans., 258, 41-51.
- Bunch, A.W.H. 1979: A detailed seismic structure of Rockall Bank (55°N, 15°W) - a synthetic seismogram analysis. Earth Planet. Sci. Lett., 45, 453-463.
- Casten, U. 1973: The crust beneath the Faero Islands. Nature Phys. Sci., 241, 83-84.
- Casten, U. 1974: Eine Analyse seismischer Registrierungen von den Färöer Inseln. Hamburger Geophys. Einzelschriften, 21, 109 s.
- Casten, U. & Nielsen, P.H. 1975: Faeroe Islands - a microcontinental fragment? J. Geophys., 41, 357-366.
- Cornelius, C.D. 1975: Geothermal aspects of hydrocarbon exploration in the North Sea area. Í: Whiteman, A.J. Roberts, D. & Sellevoll, M.A. (ritstj.), Petroleum Geology and Geology of the North Sea and Northeast Atlantic Continental Margin. Bergen Conference Proceedings. Norges geol. Unders. 316, 29-67.

- Cronan, D.S. 1975: Zinc in marine manganese nodules. Transactions/Section B of the Institution of Mining and Metallurgy, 84, B30-B32.
- Cronan, D.S. 1976: Manganese nodules and other ferromanganese oxide deposits. Í: Riley, J.P. & Chester, R. (ritstj.), Chemical Oceanography, 2. útgáfa, 5, London, Academic Press, 217-263.
- Cronan, D.S. 1979: Metallogenesis at oceanic spreading centres. (Conference report). J. Geol. Soc. Lond., 136, 621-626.
- DeBoer, J., Schilling, J.G. & Krause, D.C. 1969: Magnetic polarity of pillow basalts from Reykjanes Ridge. Science, 166, 996-998.
- DeBoer, J., Schilling, J.G. & Krause, D.C. 1970: Reykjanes Ridge ; implications of magnetic properties of dredged rocks. Earth Planet. Sci. Lett., 9, 55-60.
- Dittmer, F., Campsie, J. & Fine, S. 1975: The structural evolution of Iceland Plateau (abstract). Eos, Am. Geoph. Un. Trans., 56, 450.
- Dittmer, F., Fine, S., Rasmussen, M., Bailey, J.C. & Campsie, J. 1975: Dredged basalts from the midoceanic ridge north of Iceland. Nature, 254, 298-301.
- Duffield, W.A. 1978: Vesicularity of basalts erupted at Reykjanes Ridge crest. Nature, 274, 217-220.
- Egloff, T. & Johnson, G.L. 1978: Erosional and depositional structures of the southwest Iceland insular margin: Thirteen geophysical profiles. Í: Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins. Amer. Assoc. Petrol. Geologists Memoir, 29, 43-63.
- Einarsson, P. 1976: Relative location of earthquakes in the Tjörnes Fracture Zone. Soc. Sci. Islandica, Greinar 5, 45-60.
- Einarsson, P. 1979: Seismicity and earthquake focal mechanisms along the Mid-Atlantic Plate boundary between Iceland and the Azores. Tectonophys., 55, 127-153.

- Einarsson, Tr. 1968: Submarine ridges as an effect of stress fields. J. Geophys. Res., 73, 7561-7576.
- Eldholm, O. & Talwani, M. 1973: Structure and development of the Jan Mayen Ridge. EOS (Am. Geophys. Un. Trans.), 54, 324.
- Eldholm, O. & Talwani M. 1977: Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1015-1029.
- Eldholm, O. & Windisch, c.c. 1974: Sediment distribution in the Norwegian-Greenland Sea. Bull. Geol. Soc. Am., 85, 1661-1676.
- Erdman, J.G. & Schorno, K.S. 1976: Geochemistry of carbon, DSDP Leg. 38. I: Talwani, M., Udintsev, G. o.fl. 1976, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 38, Washington (U.S. Government Printing Office), 791-799.
- Ewing, J. & Ewing, M. 1959: Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basins in the Mediterranean Sea, on the Mid-Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea. Bull. Geol. Soc. Am., 70, 291-318.
- Ewing, M., Le Pichon, X. & Ewing, E. 1966: Crustal structure of the mid-ocean ridges. 4. Sediment distribution in the Atlantic Ocean and the Cenozoic history of the Mid-Atlantic Ridge. J. Geophys. Res., 71, 1611-1636.
- Ewing, M., Carpenter, G., Windisch, C. & Ewing, E. 1973. Sediment distribution in the oceans: the Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 71-88.
- Eysteinn Tryggvason 1961; sjá Tryggvason, E. 1961.
- Featherstone, P.S., Bott, M.H.P. & Peacock, J.H. 1977: Structure of the continental margin of southeastern Greenland. Geophys. J.R. Astr. Soc., 48, 15-28.

- Fleischer, U. 1969: Investigations of rifts by shipboard magnetic and gravity surveys: Gulf of Agaba - Red Sea and Reykjanes Ridge. Dt. hydrogr. Z., 22, 205-208.
- Fleischer, U. 1971: Gravity surveys over the Reykjanes Ridge and between Iceland and the Faero Islands. Mar. Geophys. Res., 1, 314-327.
- Fleischer, U. 1974: The Reykjanes Ridge - a summary of geophysical data. 'I: Kristjánsson L. (ritstj.), Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Dordrecht, Reidel, 17-33.
- Fleischer, U., Holzkamm, F., Vollbrecht, K. & Voppel, D. 1974: Die Struktur des Island-Färöer-Rückens aus geophysikalischen Messungen. Dt. hydrogr. Z., 27, 97-113.
- Francis, T.J.G. 1969: Upper mantle structure along the axis of the Mid-Atlantic Ridge near Iceland. Geoph. J.R. Astr. Soc., 17, 507-520.
- Francis, T.J.G. 1973: The seismicity of the Reykjanes Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 18, 119-124.
- Freyr Þórarinnsson 1977: Skýrsla um rannsóknarleiðangur "Akademik Kurchatov" norðan Íslands dagana 6.-24. október 1976. OS JHD 7715, OS JKD 7706.
- Gairaud, H., Jacquart, G., Aubertin, F. & Bauzart, P. 1978: The Jan Mayen Ridge; synthesis of geological knowledge and new data. Oceanologica Acta, 1, 335-358.

- Gaskell, T.F., Hill, M.N. & Swallow, J.C. 1958: Seismic measurements made by H.M.S. Challenger in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans, and in the Mediterranean Sea, 1950-'53. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A, 251.
- Glasby, G.P. (ritstj.) 1977: Marine Manganese Deposits. Elsevier Oceanography Series, 15, xvi+536 s.
- Glasby, G.P. 1978: Deep-sea manganese nodules in the stratigraphic record: evidence from DSDP cores. Mar. Geol., 28, 51-64.
- Godby, E.A., Hood, P.J. & Bower, M.E. 1968: Aeromagnetic profiles across the Reykjanes Ridge southwest of Iceland. J. Geophys. Res., 73, 7637-7649.
- Guðmundur Pálmason 1973a; sjá Pálmason, G. 1973a.
- Guðmundur Pálmason 1973b; sjá Pálmason, G. 1973b.
- Guðmundur Pálmason 1974; sjá Pálmason, G. 1974.
- Guðmundur Pálmason, Jens Tómasson, Jón Jónsson & Ísleifur Jónsson 1965: Djúpbörðun í Vestmannaeyjum. Raforkumálástjóri (Jarðhitadeild og Jarðboranir ríkisins, febrúar 1965, 43 s. + myndir.
- Guðmundur Pálmason & Kristján Sæmundsson 1974; sjá Pálmason, G. & Sæmundsson, K. 1974.
- Grønlie, G. & Talwani, M. 1978: Geophysical Atlas of the Norwegian-Greenland Sea. VEMA Research Series IV. Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, N.Y.
- Grønlie, G. o.fl. 1979: Geophysical Studies in the Norwegian-Greenland Sea. Skrifter nr. 170, Norsk Polarinstitut, Oslo, 66 s.
- Hailwood, E.A., Bock, W., Costa, L., Dupeuble, P.A., Müller, C. & Schnitker, D. 1979: Chronology and biostratigraphy of northeast Atlantic sediments, DSDP Leg. 48. Í: Montadert, L., Roberts, D.G., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 48, Washington (U.S. Government Printing Office), 1119-1141.

- Haines, G.V., Hannaford, W. & Serson, P.H. 1970: Magnetic anomaly maps of the Nordic Countries and the Greenland and the Norwegian Sea. Publ. Dominion Obs., 39, 123-149.
- Hall, J.M. & Robinson, P.T. 1979: Deep crustal drilling in the North Atlantic Ocean. Science, 204, 573-586.
- Hannaford, W. & Haines, G.V. 1969: A three-component aeromagnetic survey of the Nordic countries and the Greenland Sea. Publ. Dominion Observatory, 37, No. 5.
- Hart, S.R. & Schilling, J.-G. 1973: The geochemistry of basalts from Iceland and the Reykjanes Ridge. Carnegie Inst. Year Book, 72, Dec. 1973, 259-262.
- Hart, S.R., Schilling, J.G. & Powell, J.L. 1973: Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry. Nature Phys. Sci., 246, 104-107.
- Hartsock, J.K. 1960: Submarine topography and bottom sediments off the southeastern coast of Iceland. Int. Geol. Congress, 21, (Copenhagen) Report, Part 10, Subm. Geology, 7-15, kort.
- Heirtzler, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M., Pitman, W.C. & Le Pichon, X. 1968: Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. J. Geophys. Res., 73, 2119-2136.
- Heirtzler, J.R., Le Pichon, X. & Baron, J.G. 1966: Magnetic anomalies over the Reykjanes Ridge. Deep Sea Res., 13, 427-443.
- Hermes, O.D. & Schilling, J.G. 1974: Iceland-Reykjanes Ridge: olivine data. Trans. Am. Geophys. Un. 55, 454.
- Hermes, O.D. & Schilling, J.G. 1976: Olivine from Reykjanes Ridge and Iceland tholeiites and its significance to the two-mantle source model. Earth. Plan. Sci. Lett., 28, 345-355.

- Herron, E. & Talwani, M. 1972: Magnetic anomalies on the Reykjanes Ridge. Nature, 238, 390-392.
- Hill, M.N. 1952: Seismic refraction shooting in an area of the eastern Atlantic Ocean. Phil. Trans. R. Soc. (A), 244, 561-596.
- Hinsworth, E.M. 1973: Marine Geophysical Studies Between Northwest Scotland and the Faero Plateau. Ph.D. thesis, University of Durham.
- Hinz, K. 1975: Results of geophysical surveys in the area of the Aegir-ridge, the Iceland Plateau and the Kolbeinsey Ridge. Norges geol. Unders., 316, 201-203.
- Hinz, K. & Moe, A. 1971: Crustal structure in the Norwegian Sea. Nature Phys. Sci., 232, 187-190.
- Hinz, K. & Schlüter, H.U. 1978: The geological structure of the western Barent Sea. Mar. Geol., 26, 199-230.
- Hinz, K. & Schlüter, H.U. 1979a: Continental Margin off East Greenland. Tenth World Petrol. Congr. Bucharest, Spec. Paper 7, 14 s.
- Hinz, K. & Schlüter, H.U. 1979b: The North Atlantic - Results of geophysical investigations by the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources on North Atlantic continental margins. OIL GAS, European Magazine, 3, 31-37.
- Hood, A., Castano, J.R. & Kendrick, J.W. 1976: Petroleum-generating potential and thermal history of DSDP Leg. 38, sediments. I: Talwani, M., Udintsev, G. o.fl., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 38, Washington (U.S. Government Printing Office), 801-803.
- Horai, K., Chessman, M. & Simmons, G. 1970: Heat flow measurements on the Reykjanes Ridge. Nature, 225, 264-265.
- Horn, D.R., Horn, B.M. & Delach, M.N. 1973: Ocean Manganese Nodules, Metal Values and Mining Sites. Lamont-Doherty Geol. Obs. Tech. Rep. No. 4, 57 s.

- Horowitz, A. 1974: Some Geochemical Investigations of Sediments Associated with the Mid-Atlantic Ridge. Ph.D. Dissertation, University of London, 247 s.
- Hunt, J.M., 1976: C₄-C₇ alkane yields. í: Talwani, M., Udintsev, G. o.fl., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 38. Washington (U.S. Government Printing Office), 807-808.
- Jacoby, W.R. 1980: Morphology of the Reykjanes Ridge crest near 62°N. J. Geophys., 47, 81-85.
- Jacoby, W. 1979: Iceland and the North Atlantic: A review. Geo-Journal, 33, 253-262.
- Jens Tómasson 1967: sjá Tómasson, J. 1967.
- Johnson, G.L. 1972: The mid-oceanic ridge in the Greenland Sea. Jökull, 22, 65-68.
- Johnson, G.L. 1975b: The Jan Mayen Ridge. í: Yorath, C.J., Parker, E.R. & Glass, D.J. (ritstj.), Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration. Canadian Soc. of Petroleum Geologists Mem. No. 4., 225-233.
- Johnson, G.L. & Eckhoff, O.B. 1966: Bathymetry of the north Greenland Sea. Deep Sea Res., 13, 1161-1173.
- Johnson, G.L. & Heezen, B.C. 1967: Morphology and evolution of the Norwegian Sea. Deep Sea Res., 14, 755-771.
- Johnson, G.L. & Pálmason, G. 1980: Observations of the morphology and structure of the sea floor south and west of Iceland. J. Geophys., 47, 23-30
- Johnson, G.L. & Schneider, E.D. 1969: Depositional ridges in the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 6, 416-422.
- Johnson, G.L., Tanner, B. 1971: Geophysical observations on the Iceland-Faero Ridge. Jökull, 21, 45-52.

Johnson, G.L., Freitag, J.S. & Pew, J.A. 1971: Structure of the Norwegian Basin. Norsk Polarinst. Arb. - 1969, 7-16.

Johnson, G.L., McMillan, N.J. & Egloff, J. 1975: East Greenland continental margin. Í: Yorath, C.J., Parker, E.R. & Glass, D.J. (ritstj.), Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration. Canadian Society of Petroleum Geologists Mem. No. 4, 205-224.

Johnson, G.L., Sommerhof, G. & Egloff, J. 1975: Structure and morphology of the west Reykjanes basin and the southeast Greenland continental margin. Mar. Geol., 18, 175-196.

Johnson, G.L., Vogt, P.R. & Schneider, E.D. 1971: Morphology of the northeastern Atlantic and Labrador Sea. Deut. Hydrogr. Z., 24, 49-73.

Johnson, G.L., Southall, J.R., Young, P.W. & Vogt, P.R. 1972: Origin and structure of the Iceland Plateau and Kolbeinsey Ridge. J. Geophys. Res., 77, 5688-5696.

Johnson, G.L., McMillan, N.J., Rasmussen, M., Campsier, J. & Dittmer, F. 1975: Sedimentary rocks dredged from the southwest Greenland continental margin. Í: Yorath, C.J., Parker, E.R. & Glass, D.J. (ritstj.), Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration. Canadian Society of Petroleum Geologists Mem. No. 4, 391-409.

Jones, E.J.W., Ewing, J.L., Ewing, M. & Eittreim, S.L. 1969: The influence of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the Northern Atlantic. Trans. Am. Geophys. Un., 50, 198.

Jones, E.J.W., Ewing, M., Ewing, J.I. & Eittreim, S.L. 1970: Influence of Norwegian Sea overflow water on sedimentation in the northern North Atlantic and Labrador Sea. J. Geophys. Res., 75, 1655-1680.

Krause, D.C. & Schilling, J.-G. 1969: Dredged basalt from the Reykjanes Ridge, North Atlantic. Nature, 224, 791-793.

Kjartan Thors & Leó Kristjánsson 1974: sjá Thors, K. & Kristjánsson, L. 1974.

Kristján Sæmundsson 1974: sjá Sæmundsson, K.

Kristjánsson, L. (ritstj.) 1974: Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Dordrecht, D. Reidel, 323 s.

Kristjánsson, L. 1976a: Marine magnetic surveys off the west coast of Iceland. Soc. Sci. Isl. Greinar 5, 23-44.

Kristjánsson, L. 1976b: Central volcanoes on the western Icelandic shelf. Mar. Geophys. Res., 2, 285-289.

Kristjánsson, L. 1976c: A marine magnetic survey of Southern Iceland. Mar. Geophys. Res., 2, 315-326.

Kristjánsson, L. 1978: Magnetic Trends Around the Reykjanes Peninsula, SW-Iceland. Report 78-14, Science Institute, University of Iceland, 11 s.

Kristjánsson, L., Thors, K. & Karlsson, H.R. 1977: Confirmation of central volcanoes off the Icelandic coast. Nature, 268, 325-326.

Kristoffersen, Y. 1977: Sea floor spreading and the early opening of the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 36.

Kristoffersen, Y. & Talwani, M. 1977: The extinct triple-junction south of Greenland and Tertiary motion of Greenland relative to North America. Bull. Geol. Soc. Am., 88, 1037-1049.

Labrecque, J., Kent, D.E. & Cande, S.C. 1977: Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time. Geology, 5, 330-335.

Langseth, M.G. & Zielinski, G.W. 1974: Marine heat flow measurements in the Norwegian-Greenland Sea and in the vicinity of Iceland.

Í: Kristjánsson, L. (ritstj.), Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area, Dordrecht, Reidel, 277-295.

- Laughton, A.S. 1971: South Labrador Sea and the evolution of the North Atlantic. Nature, 232, 612-617.
- Laughton, A.S. 1972: The southern Labrador Sea - a key to the Mesozoic and early Tertiary evolution of the North Atlantic. í: Laughton, A.S., Berggren, W.A. o.fl.. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 12, 1155-1179. U.S. Government Printing Office, Washington.
- Laughton, A.S. 1973: The Tertiary evolution of the North-Atlantic between the Charlie Gibbs Fracture Zone and Iceland. J. Geol. Soc., 129, 323.
- Laughton, A.S. 1975: Tectonic evolution of the Northeast Atlantic Ocean: a review. í: Whiteman, A.J. Roberts, D. & Sellvoll, M.A. (ritstj.). Petroleum Geology and Geology of the North Sea and Northeast Atlantic Continental Margin. Bergen Conference Proceedings. Norges Geol. Unders. 316, 169-193.
- Laughton, A.S., Searle, R.C. & Roberts, D.G. 1977: The Reykjanes Ridge Crest and the Transition Between its Rifted and Non-rifted Regions. (Abstract). Presented at the Durham IASPEI-IAVCEI Assembly, 2 s.
- Laughton, A.S. o.fl. 1970: Deep Sea Drilling Project Leg. 12. Geotimes, November 1970, 10-14.
- Laughton, A.S. o.fl. 1972: Sites 116 and 117. í: Laughton, A.S., Berggren, W.A. o.fl.. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 12, 395, U.S. Government Printing Office, Washington.
- Leó Kristjánsson (ritstj.) 1974; sjá Kristjánsson, L. (ritstj.) 1974.
- Leó Kristjánsson 1975; sjá Kristjánsson, L. 1975.
- Leó Kristjánsson 1976 (a,b,c); sjá Kristjánsson, L. 1976 (a,b,c)
- Leó Kristjánsson 1978; sjá Kristjánsson, L. 1978.
- Leó Kristjánsson, Kjartan Thors & Haraldur R. Karlsson 1976: í leit að megineldstöðvum á landgrunninu. Náttúrufræðingurinn, 46, 209-216.

Leó Kristjánsson, Kjartan Thors & Haraldur R. Karlsson 1977; sjá
Kristjánsson L., Thors, K. & Karlsson, H.R. 1977.

Le Pichon, X., Hyndman, R. & Pantot, G. 1971: A geophysical study of
the opening of the Labrador Sea. J. Geophys. Res., 76, 4724-4743.

Le Pichon, X., Houtz, R.E., Drake, c.c. & Nafe, J.E. 1965: Crustal
structure of the mid-oceanic ridges. 1. Seismic refraction measure-
ments. J. Geophys. Res., 70, 319-339.

Lonsdale, P. & Hollister, C.D. 1976: Cut-off of an abyssal meander on
the Icelandic insular rise (Abs.): Trans. Am. Geophys. Un., EOS, 57,
269.

Luyendyk, B.P., Shor, A. & Cann, J.R. 1979: General implications of the
Leg. 49 drilling program for North Atlantic ocean geology.

Í: Luyendyk, B.P. & Cann, J.R., Initial Reports of the Deep Sea
Drilling Project, 49, Washington (U.S. Government Printing Office),
825-839.

Luyendyk, B.P. o.fl. 1977: Young and hot drilling in the North Atlantic
Geotimes, 22, 25-58.

McMaster, R.L., Schilling, J.-G.E. & Pinet, P.R. 1977: Plate boundary
within Tjörnes Fracture Zone on northern Iceland's insular margin.
Nature, 269, 663-668.

Mero, J.L. 1965: The Mineral Resources of the Sea. Amsterdam,
Elsevier, 312 s.

Meyer, O., Voppel, D., Fleischer, U., Closs, H. & Gerke, K. 1972:
Results of bathymetric magnetic and gravity measurements between
Iceland and 70°N. Deut. Hydrogr.

Miller, J.A. & Mohr, P.A. 1965: Potassium-Argon age determination on
rocks from St. Kilda and Rockall. Scott. J. Geol., 1, 93-99.

Minster, J.B., Jordon, T.H., Molnar, P. & Heines, E. 1974. Numerical
modelling of instantaneous plate tectonics. Geophys. J. R. Astr.
Soc., 36, 541-576.

- Moorbath, S. & Welke, H. 1969: Isotopic evidence for the continental affinity of the Rockall Bank, North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 5, 211-216.
- Moore, J.G. & Schilling, J.-G. 1973. Vesicles water, and sulphur in Reykjanes Ridge basalts. Contr. Mineral. Petrol., 41, 105-118.
- Mouladert, L. o.fl. 1976: Glomar Challenger sails on Leg. 48. Geotimes, December 1976, 19-23.
- Nansen, F. 1904: The bathymetrical features of the North Polar Seas, with a discussion of the continental shelves and previous oscillations of the shore line. Norwegian North Polar Exped., 1893-96, Sci. Research 4, 1-232.
- Nielsen, P.H. 1976: Seismic refraction measurements around the Faeroe Islands. Fróðskaparrit (Annal. societ. scient. Færoensis), 24, 9-45.
- Nilsen, T.H. 1978a: Sedimentation in the northeast Atlantic Ocean and Norwegian Sea. í: Bowes, D.R. & Leake, B.E. (ritstj.), Crustal Evolution in Northwestern Britain and adjacent Regions. Geol. J. Spec. Iss. No. 10, 433-454.
- Nilsen, T.H. 1978b: Lower Tertiary laterite on the Iceland-Faeroe Ridge and the Thulean land bridge. Nature, 274, 786-788.
- Nilsen, T.H. & Kerr, D.R. 1978: Turbitites, redbeds, sedimentary structures and trace fossils observed in DSDP Leg. 38 cores and the sedimentary history of the Norwegian-Greenland Sea. í: Talwani, M. o.fl. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Supplement 38. U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Páll Einarsson 1976; sjá Einarsson, P. 1976.
- Páll Einarsson 1979; sjá Einarsson, P. 1979.
- Pálmason, G. 1973a: Kinematics and heat flow in a volcanic rift zone, with application to Iceland. Geophys. J. R. Astr. Soc., 33, 451-481.

- Pálmason, G. 1973b: Comments on 'Origin and structure of the Iceland Plateau and Kolbeinsey Ridge' by Johnson, G.L. Southall, J.R., Young, P.W. & Vogt, P.R. J. Geophys. Res., 78, 7019.
- Pálmason, G. 1974: Insular margins of Iceland. í: Burk, C.A. & Drake, C.L. (ritstj.), The Geology of Continental Margins. New York, Springer-Verlag, 343-360.
- Pálmason, G. & Sæmundsson, K. 1974: Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 2, 25-50.
- Pitman, W.C., III & Talwani, M. 1972: Sea-floor spreading in the North Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 619-646.
- Polyak, B.G., Smirnov Y.B., Merkutshov, V.N., Paduchikh, V.I. & Podgornikh, L.V. 1978: Novie dannie o teplovom potoke v raione khrebta Kolbeinsey. Dokl. Akad. Nauk USSR, 243, 175-178.
- Rasmussen, J. 1974: Botnkort sum ískoyti til greinina: "Fyribils frásøgn um botnkanningar á sjóðkinum uttan um Føroyar". Fróðskaparrit (Annal. societ. scient. Færoensis), 22, 141-143.
- Rasmussen, J. 1977: Framløga av botnkorti út á 200 m dýpi. Fróðskaparrit (Annal. societ. scient. Færoensis), 25, 194-195.
- Rasmussen, J. & Noe-Nygaard, A. 1970: Geology of the Faeroe Islands (pre-Quarternary). Danm. Geol. Unders. Række 25, 1-142.
- Riddihough, R.P. & Max, M.D. 1976: A geological framework for the continental margin to the west of Ireland. Geol. J., 11, 109-120.
- Roberts, D.G. 1969: A new Tertiary volcanic centre on the Rockall Bank. Nature, 223, 819-820.
- Roberts, D.G. 1970: Recent geophysical investigations on the Rockall Plateau and adjacent areas. Proc. Geol. Soc. Lond., 1662, 87-93.

Roberts, D.G. 1971: New geophysical evidence on the origins of the Rockall Plateau and Trough. Deep Sea Res., 18, 353-360.

Roberts, D.G. 1974: Structural development of the British Isles, the continental margin and the Rockall Plateau. In: Burk, C.A. & Drake, C.L. (editors), The Geology of Continental Margins. New York, Springer-Verlag, 343-360.

Roberts, D.G. 1975: Marine geology of the Rockall Plateau and Trough. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A, 279, 447-509.

Roberts, D.G., Bishop, D.G., Laughton, A.S., Ziolkowski, A.M., Scrutton R.A. & Mathews, D.H. 1970: New sedimentary basin on Rockall Plateau. Nature, 225, 170-172.

Robinson, N.M., Jr. 1975: Shallow Crustal Structure Offshore the Neovolcanic Zone in Northern Iceland. Master's thesis, Georgia, Athens.

Ruddiman, W.F. 1972: Sediment redistribution on the Reykjanes Ridge: Seismic evidence. Bull. Geol. Soc. Am., 83, 2039-2062.

Russel, M.J. 1976: A possible Lower Permian age for the onset of ocean floor spreading the northern North Atlantic. Scott J. Geol., 12, 315-323.

Rutten, K. 1975: Two-dimensionality of Magnetic Anomalies over Iceland and Reykjanes Ridge. Mar. Geophys. Res., 2, 243-264.

Saxov, S. 1969: Gravimetry in the Faero Islands. Geodætisk Institut, København, Medd. No. 43, 24 s.

Saxov, S. & Abrahamsen, N. 1966: Some geophysical investigations in the Faeroes Islands. Zeitschrift für Geophysik, 32, 455-471.

Saxov, S. & Spellaug, R. 1967. Gravity ties; Danmark - The Faeroe Islands. Bull. Geophys. Teor. Applicata, 9, 66-84.

Schilling, J.G. 1973: Iceland mantle plume existence and influence along the Reykjanes Ridge: I: geochemical evidence. Nature, 242, 565-569.

- Schilling, J.-G. 1975: Rare-earth variations across normal segments of the Reykjanes Ridge, 60°-53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2°-19°S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer. J. Geophys. Res., 80, 1459-1473.
- Schilling, J.G. & Noe-Nygaard, A. 1974: Faeroe-Iceland plume: Rare-earth evidence. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 1-14.
- Schneider E.D. & Vogt, P.R. 1968: Discontinuities in the history of sea-floor spreading. Nature, 217,
- Scrutton, R.A. 1970: Results of a seismic experiment on Rockall Bank. Nature, 227, 826-827.
- Scrutton, R.A. 1972: The crustal structure of Rockall Plateau micro-continent. Geophys. J. R. Astr. Soc., 27, 259-275.
- Shih, J.S.F., Atwater, T. & McNutt, M. 1978: A near-bottom geophysical traverse of the Reykjanes Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 39, 75-83.
- Srivastava, S.P. 1978: Evolution of the Labrador Sea and its bearing on the early evolution of the North-Atlantic. Geophys. J.R. Astr. Soc., 52, 313-357.
- Stefánsson, R. 1966: Methods of focal mechanism studies with application on two Atlantic earthquakes. Tectonophysics, 3, 210-243.
- Sun, S.-S., Fatsumoto, M. & Schilling, J.-G. 1975: Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis: Lead isotopic evidence. Science, 190, 143-147.
- Sveinbjörn Björnsson 1967; sjá Björnsson, S.
- Sveinn Jakobsson 1974: Eldgos við Eldeyjarboða. Náttúrufræðingurinn, 44, 44, 22-40.
- Sykes, L. 1965: The seismicity of the Arctic. Bull. Seismol. Soc. Am., 55, 501-518.

- Sykes, L. 1967: Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the mid-oceanic ridges. J. Geophys. Res., 72, 2131-2153.
- Sæmundsson, K. 1974: Evolution of the axial rifting zone in northern Iceland, and the Tjörnes Fracture Zone. Bull. Geol. Soc. Am., 85, 495-504.
- Talwani, M. 1978: Distribution of basement under the eastern North Atlantic Ocean and the Norwegian Sea. Í: Bowes, D.R. & Leake, B.E. (ritstj.); Crustal Evolution in Northwestern Britain and Adjacent Regions. Geol. J. Spec. Iss. No. 10, 347-376.
- Talwani, M. & Eldholm, O. 1972: The continental margin off Norway: A geophysical study. Bull. Geol. Soc. Am., 83, 3575-3606.
- Talwani, M. & Eldholm, O. 1974: The margins of the Norwegian-Greenland seas. Í: Burk, C.A. & Drake, C.L. (ritstj.), The Geology of Continental Margins. New York, Springer-Verlag, 361-374.
- Talwani, M. & Eldholm, O. 1977: Evolution of the Norwegian-Greenland Sea. Bull. Geol. Soc. Am., 88, 969-999.
- Talwani, M. & Grønlie, G. 1976: Free-Air Gravity Field of the Norwegian-Greenland Seas. Geol. Soc. Am. Map and Chart MC-15, 1 s.
- Talwani, M. & Le Pichon, X. 1969: Gravity field over the Atlantic Ocean. Í: Hart, P.J. (ritstj.), The Earth's Crust and Upper Mantle, Geophys. Monogr., 13, 341-351. Am. Geophys. Union.
- Talwani, M. & Udintsev, G. 1976: Tectonic synthesis. Í: Talwani, M., Udintsev, G. o.fl., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 38. Washington (U.S. Government Printing Office), 1213-1242.
- Talwani, M., Le Pichon, X. & Ewing, M. 1965: Crustal structure of the mid-oceanic ridges 2. Computed model from gravity and seismic data. J. Geophys. Res., 70, 341-352.
- Talwani, M., Windisch, C.C. & Langseth, M.G., Jr. 1971: Reykjanes Ridge crest: A detailed geophysical study. J. Geophys. Res., 76, 473-517.

- Talwani, M., Udintsev, G. o.fl. 1976: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 38. Washington (U.S. Government Printing Office), 1256 s.
- Tarling, D.H. & Gale, N.H. 1968: Isotopic dating and paleomagnetic polarity in the Faeroe Islands. Nature, 218, 1043-1044.
- Thors, K. & Kristjánsson, L. 1974: Westward extension of the Snæfellsnes Volcanic Zone of Iceland. J. Geophys. Res., 79, 413-415.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. 1978: Petroleum Formation and Occurrence. - A New Approach to Oil and Gas Exploration. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- Tómasson, J. 1967: On the origin of sedimentary water beneath Vestmannaeyjar. Jökull, 17, 300-311
- Trausti Einarsson 1963: Nokkur drög að jarðsögu sjávarbotnsins kringum Ísland. Náttúrufræðingurinn, 32, 155-175.
- Trausti Einarsson 1968; sjá Einarsson, T. 1968.
- Tryggvason, E. 1961: Wave velocity in the upper mantle below the Arctic-Atlantic Ocean and Northwest Europe. Am.Geofis., 14, 379-392.
- Ulrich, J. 1960: Zur topographie des Reykjanes-Rückens. Kieler Meeresforschungen, 16, pt. III, 155-163.
- Unnsteinn Stefánsson 1969: Hafstraumar og sjógerðir í Norður-Íshafi, Norður-Grænlandshafi og Íslandshafi. Í: Markús Á. Einarsson (ritstj.), Hafísinn. Almenna Bókafélagið, Reykjavík, 21-49.
- Vann, I.R. 1974: A modified predrift fit of Greenland and western Europe. Nature, 251, 209-211.
- Venkataraju, C. 1969: A Seismic Study of the Icelandic-Faeroes Ridge. Ph. D. ritgerð, Durham.
- Vogt, P.R. 1970: Magnetized basement outcrops on the southeast Greenland continental shelf. Nature, 226, 743-744.

- Vogt, P.R. 1971: Asthenosphere motion recorded by the ocean floor south of Iceland. Earth Planet. Sci. Lett., 13, 153-160.
- Vogt, P.R. 1972: The Faeroe-Iceland-Greenland aseismic ridge and the western boundary undercurrent. Nature, 239, 79-81.
- Vogt, P.R. 1974: The Iceland phenomenon: Imprints of a hot spot on the ocean crust, and implications, for a flow below the plates.
í: Kristjánsson, L. (ritstj.), Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Dordrecht, D. Reidel Publ. Co., 105-124.
- Vogt, P.R. & Avery, O.E. 1974: Detailed magnetic surveys in the north-east Atlantic and Labrador Sea. J. Geophys. Res., 79, 363-389.
- Vogt, P.R. & Johnson, G.L. 1972: Seismic reflection survey of an oblique aseismic basement trend on the Reykjanes Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 15, 248-254.
- Vogt, P.R. & Johnson, G.L. 1973: A longitudinal seismic reflection profile of the Reykjanes Ridge: Part II - Implications for the mantle hot spot hypothesis. Earth Planet. Sci. Lett., 18, 49-58.
- Vogt, P.R., Johnson, G.L. & Kristjánsson, L. 1980: Morphology and magnetic anomalies north of Iceland. J. Geophys., 47, 67-80.
- Vogt, P.R., Ostenso, N.A. & Johnson, G.L. 1970: Magnetic and bathymetric data bearing on sea-floor spreading north of Iceland. J. Geophys. Res., 75, 903-920.
- Voppel, D. & Rudloff, R. 1980: On the evolution of the Reykjanes Ridge south of 60° N between 40 and 12 million years before present. J. Geophys., 47, 61-66.
- Voppel, D., Srivastava, S.P. & Fleischer, U. 1979: Detailed magnetic measurements south of the Iceland-Faeroe Ridge. Deut. Hydrogr. Zeit. 32, 154-172.

- Watts, A.B., Schreiber, B.C. & Habib, D. 1975: Dredged rocks from Hatton Bank, Rockall Plateau. J. Geol. Soc. Lond., 131, 639-646.
- Whiteman, A.J., Roberts, D. & Sellevoll, M.A. (ritstj.) 1975: Petroleum Geology and Geology of the North Sea and Northeast Atlantic Continental Margin. Bergen Conference Proceedings. Norges geol. Unders. 316, 376 s.
- Williams, C.A. 1975: Sea floor spreading of the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett., 24, 440-456.
- Williams, C.A. & McKensie, D. 1971: The evolution of the Northeast Atlantic. Nature, 232, 168-173.
- Zverev, S.M., Boldyrev, S.A., Bourmin, V. Yu & Mironova, V.I. 1978: Weak earthquakes in the northern part of the rift zone of Iceland. J. Geophysics, 44, 283-296.
- Zerev, S.M., Kosminskaya, I.P., Krasilstahikov, G.A. & Mikhota, G.G. 1976: The crustal structure of Iceland and the Iceland-Faeroe-Shetland region. Reykjavík, Vísindafélag Íslendinga, Greinar 5, 72-95.
- Þórdís Ólafsdóttir 1975: Jökulgarðar á sjávarbotni úr af Breiðafirði. Náttúrufræðingurinn, 45, 31-36.