

struiken zijn in snel tempo verdwenen, bomen werden gekapt voor de bouw van huizen, voor houtskoolbereiding, enz.; struiken en planten verdwenen door overbegrazing. Aan het einde van de 13de eeuw was alle bos van IJsland verdwenen. Nadien was drijfhout de enige bron van hout voor bouw materiaal en brandstof. Een belangrijke hinderpaal voor het herstel van de vegetatie was de 'Kleine IJstijd', de koudeperiode tussen 1600 en 1900, waarin gletsjers zich uitbreidden en het groeiseizoen belangrijk verkort werd. Het aanplanten van nieuw bos is een moeizame zaak. Voor veel jonge bomen zijn de frequent voorkomende, vrij strenge vorstperiodes in het voorjaar fataal. Daarnaast zijn veel schimmels, die bomen voor hun groei nodig hebben, uit de IJslandse bodem verdwenen. Voor jonge aanplant worden op het ogenblik vooral dennen en sparren uit noordelijke streken van Europa gebruikt.

De meest voorkomende boomsoort op IJsland is de berk, die vooral in velerlei dwergvormen voorkomt. Het overgrote deel van de binnenlandse plateaus is kaal, mede omdat de boomgrens op rond de 300 meter hoogte ligt en de hoogte tot waarop veel hogere planten nog voorkomen ongeveer 700 meter bedraagt.

Op het ogenblik is rond een vijfde deel van IJsland nog met vegetatie bedekt (waaronder dus ook graslanden) en slechts 1% is bebost, voornamelijk in het noordoosten.

Het sterk wisselende en extreme klimaat maakt dat de kale bodem zeer gevoelig is voor erosie.

Fauna

Het enige landzoogdier dat van nature op IJsland voorkomt is de poolvos. Verder zijn alle voorkomende zoogdieren bewust of onbewust ingevoerd. Tot de eerste groep behoren de hermelijn en het rendier en allerlei huisdieren als schapen, koeien, paarden en honden. Tot de tweede groep behoren muizen en ratten.

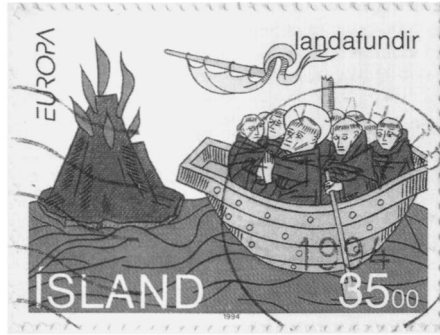
Een enkele keer landt er per ijschots een ijsbeer. Deze is echter vogelvrij en wordt afgeschoten. Maar ook in de tijd dat IJsland nog niet door de mens bewoond was, is de ijsbeer nooit inheems geworden. Amfibieën en reptielen komen op IJsland niet voor. Wél insecten, sommige in hinderlijk grote hoeveelheden.

Vogels zijn zeer rijk vertegenwoordigd; sneeuwhoen en sneeuwvink leefden hier reeds tijdens de Pleistocene 'IJstijd'. Aan de kusten huizen grote aantallen zeevogels, zoals zeekoeten, noordse stormvogels, drieteenmeeuwen, alken, papegaaiduikers en eendensorten. Er komen enkele soorten zoetwatervissen voor.

Het schaap is tijdens de kolonisatieperiode op IJsland geïntroduceerd. Opmerkelijk is dat er sinds de kolonisatieperiode vrijwel geen schapen meer vanaf het continent zijn ingevoerd en dat het IJslandse schaap door de eeuwen heen niet is veranderd.

Het is nog maar een vijftiental jaren geleden dat men ging inzien welke verwoesting het schaap in het IJslandse landschap aanricht; in de laatste 15 jaar is het aantal schapen van rond de 900.000 al teruggebracht tot rond de 750.000.

Een deel van het schapen-verhaal geldt ook voor de IJslandse paardjes. Ook dit ras is vanaf de 10de eeuw niet meer vermengd met andere paardenrassen. De IJslanders hebben er daarbij streng op toegezien dat er alleen paarden werden geëxporteerd van het eiland en nooit meer werden geïmporteerd.



Afb. 5. Postzegel "Landafundur" van IJsland, anno 575.

Het rendier werd in 1771 geïntroduceerd, een kudde nakomelingen van ontsnapte exemplaren leeft in het noordoosten van IJsland; er zijn er mogelijk rond de 3000.

In de jaren '30 waren er enkele hermelijnkeverijen op IJsland. Ontsnapte dieren hebben zich uitstekend weten te handhaven, hun vele nakomelingen vormen nu een plaag.

De IJslanders

De IJslanders stammen af van de Ieren en de Vikingen. Volgens het verhaal over de Ierse abt Sint Brendan moest deze als straf voor zijn ongelovigheid zeven jaar op zee rondzwerven. In het jaar 575 kwam hij op IJsland terecht, waar

juist een uitbarsting van de Hekla aan de gang was (afb. 5).

Officieel werd IJsland in 874 gekoloniseerd door Ingólfur Arnarson. Hij voer langs de onherbergzame zuidkust en landde in een brede, beschutte baai, waar op de achtergrond op het land witte stoompijpen opstegen. Hij noemde de plaats Reykjavík, *Rook Baai*. Het jaar 874 wordt beschouwd als het begin van IJsland als natie.

In 930 werd de *Althing* opgericht, een openbare wetgevende vergadering, de eerste in zijn soort op de wereld. Met de opening van dit nationale parlement ontstond de republiek IJsland. De *Althing* kwam bijeen in Thingvellir in de openlucht.

In 1262 raakte IJsland onder de heerschappij van Noorwegen. De *Althing* werd alle macht ontnomen en gedurende het eerstvolgende honderdtal jaren was het de kerk met zijn Noorse bisschoppen die over IJsland heerste. In 1354 besloot de Noorse koning IJsland aan de meestbiedende te verhuren. Deze "gouverneurs", Noren of, na 1397, Denen, waren er alleen op uit om zichzelf te verrijken.

De IJslandse geschiedenis is een aaneenrijging van natuurrampen en onderdrukking, waaronder het land zwaar geleden heeft. In de 19e eeuw, na diverse opstanden, verkregen de IJslanders meer zelfstandigheid. In 1843 werd de *Althing* opnieuw opgericht; in 1918 werd IJsland een soevereine staat onder de Deense koning. Tijdens Wereldoorlog II (17 juni 1944) werd in Thingvellir de IJslandse republiek uitgeroepen.

In het begin van de 20ste eeuw waren de levensomstandigheden van de IJslanders nauwelijks verschillend van die rond het jaar 1100. In enkele decennia heeft zich de grootste verandering in het levenspatroon van de IJslanders voltrokken. Reykjavík en Akureyri begonnen pas in deze eeuw aan hun groei. Toen kon IJsland beginnen aan de verandering van een vrijwel volledige agrarische gemeenschap naar een meer stedelijk gedomineerde economie.

De bevolking van IJsland telt rond de 250.000 zielen.

De IJslandse taal is nauw verwant aan het Oud-Noors, de taal die de Vikingen spraken. Het IJslands heeft slechts geringe invloeden ondergaan vanuit andere talen. Dit komt door de geïsoleerde ligging van het land en de wil van de IJslanders om hun taal zuiver te houden.

Een houvast voor topografische namen

Reykjavík: reykur = stoom, rook; vík = baai.

Kirkjabaejarklaustur: kirkja = kerk; baer = boerderij; klaustur = klooster.

Skógafoss: skogur = bos; foss = waterval.

Eldgjá: eld = vuur; gja = scheur.

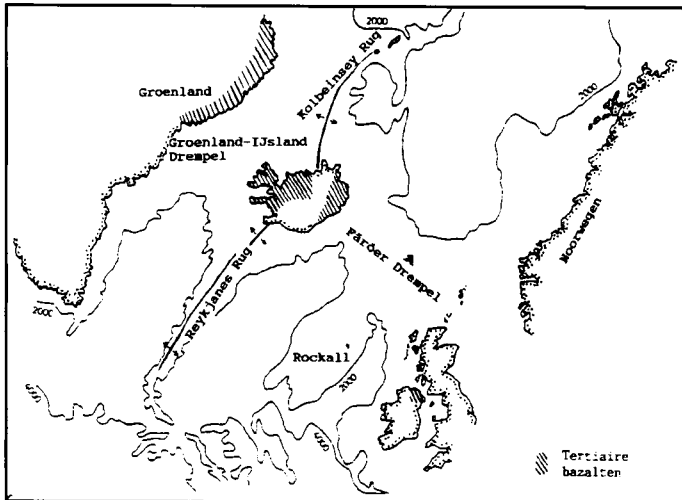
Andere veel voorkomende woorden in topografische plaatsnamen zijn: dalur = dal; ey = eiland; fjall = berg; a = rivier; fljot = grote rivier; hraun = lava; hver = hete bron; jökull = gletsjer; myri = moeras; vatn = meer.

De geologie van IJsland

Inleiding

IJsland is een groot eiland: driemaal zo groot als Nederland, 25% groter dan Ierland, of: de helft van het oppervlak van Groot-Brittannië. Toch is

IJsland, in tegenstelling tot de genoemde eilanden en alle andere grote eilanden ter wereld, geologisch gezien geen continentaal land, het is een stuk oceaانبodem dat 'toevallig' boven water uitsteekt.



Afb. 6. Ligging van IJsland op de Mid-Atlantische Rug met de Tertiaire bazalten van IJsland en de wijde omgeving.

Deze toevalligheid heeft een nadere verklaring nodig: IJsland ligt midden op de mid-oceanische rug in de Atlantische Oceaan. Het deel van de rug ten zuiden van IJsland heet de Reykjanes Rug, ten noorden van IJsland zet deze zich voort als de Kolbeinsey- of Jan Mayen Rug. Zie afb. 6. Hoewel het vulkanisme op IJsland vergelijkbaar is met dat van alle andere oceanische eilanden die midden op de Mid-Atlantische Rug liggen - met voornamelijk productie van bazaltische lava - neemt IJsland toch op de rug een bijzondere positie in, onder meer door zijn uitzonderlijk grote afmeting en uitzonderlijk grote dikte van het lavagesteentepakket. De reden is, dat IJsland op het midden van een enorme rug van bazaltische lava ligt, die zich dwars over de noordelijke Atlantische Oceaan uitstrekt van Schotland tot Groenland. De oceaانبodem van deze Groenland-Faerøer Rug is rond de 5 km dikker dan de normale dikte van de oceanische korst.

Dit wil zeggen dat de vulkanische activiteit onder IJsland dus véél en véél groter is dan elders op de Rug. Deze grote activiteit is daarbij niet alleen van jong-Tertiaire en Kwartaire ouderdom, maar is al sinds het einde van het Eoceen aan de gang, gedurende meer dan 35 miljoen jaar.

Voor een dergelijke intensieve vulkanische activiteit is een veel hogere lavaproductie en dus een veel hogere warmteaanvoer dan normaal noodzakelijk. Deze hoge warmteaanvoer is afkomstig van een zogenoemde *hot spot*, diep in de mantel, op meer dan 700 km onder het aardoppervlak. Deze zorgt onder IJsland al enkele tientallen miljoenen jaren voor een bijzonder grote magmaproductie. Door de enorme massa's lava die door de *hot spot* worden geproduceerd is het huidige IJsland ontstaan, met zijn landoppervlak van rond de 103.000 km².

De enorme hoeveelheden lava die zich over de Mid-Atlantische Rug hebben uitgespreid beperken zich daarbij niet tot het landgebied van IJsland, doch zetten zich zowel naar het westen als het oosten voort. Oostelijk Groenland en de bazalteilanden van Schotland met het bazaltplateau van Noord-Ierland (met de *Giant's Causeway*) zijn via IJsland rechtstreeks met elkaar te verbinden door de grote drempel door de Atlantische Oceaan. Deze enorme massa bazalt is het resultaat van 35 miljoen jaar activiteit van de *hot spot*.

De *hot spot* die de lava's van de Groenland-Faerøer Drempel heeft geproduceerd was ook vóór het

Afb. 7. Enkele hoofdpunten van het IJslandse vulkanisme.

De letters hebben betrekking op de ijskappen: V = Vatnajökull; L = Langjökull; H = Hofsjökull; M = Myrdalsjökull, E = Eyjafjallsjökull.

Eoceen al werkzaam. Grote hoeveelheden bazalt van Krijt-ouderdom zijn te vinden in centraal en westelijk Groenland. Nog oudere lava's komen voor op Baffin Island en Devon Island. Schijnbaar is de *hot spot* in de loop van de tijd naar het oost-zuidoosten verhuisd ten opzichte van het Amerikaanse continent. In werkelijkheid blijft de *hot spot* op éénzelfde plaats in de mantel liggen en is het Noord-Amerikaanse continent naar het west-noordwesten bewogen over de plaats van de *hot spot* heen. Zie afb. 21 "Vulkanisme".

IJsland ligt midden op de Mid-Atlantische Rug en doet dus mee met de uiteengaande spreidingsbeweging: het eiland scheurt letterlijk door-midden. Zie afb. 17! Veel van deze scheuren zijn in IJsland heel fraai in het landschap te zien in de vorm van kloofdalen van enkele decimeters, of enkele meters tot zelfs vele honderden meters breed (bv. Thingvellir). Het rivierpatroon zoals dat op de topografische kaart te zien is, onder meer in het gebied ten zuidwesten van de grote ijskap Vatnajökull, toont duidelijk de relatie met dit breukensysteem.

Het vulkanisme van IJsland is vrijwel beperkt tot de zone boven de Rug. De Rug loopt ruwweg van het zuidwesten naar het noordoosten onder IJsland door en vertoont daarbij een vertakking van het zuidelijke gedeelte. Afb. 7.

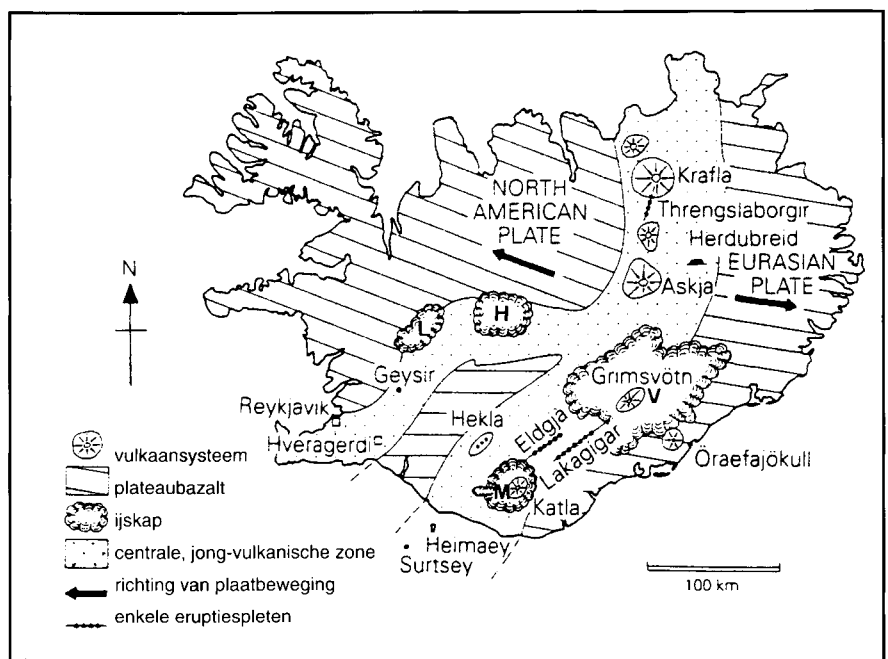
Het oostelijke en westelijke gedeelte van het eiland bewegen zich van elkaar af. In het midden, boven het centrum van de rug, zal telkens een scheur ontstaan die wordt gevuld met lava en deze lava zal zich in de loop van de tijd ook weer naar het westen of oosten bewegen. Zo zijn de jongste lava's te vinden in het centrum boven de rug; hoe verder men zich van de rug verwijdt hoe ouder de gesteenten zijn. Het oostelijke en westelijke gedeelte van IJsland bestaan uit Tertiaire lava's; boven de rug vinden wij de Kwartaire vulkanieten en de huidige actieve vulkanen.

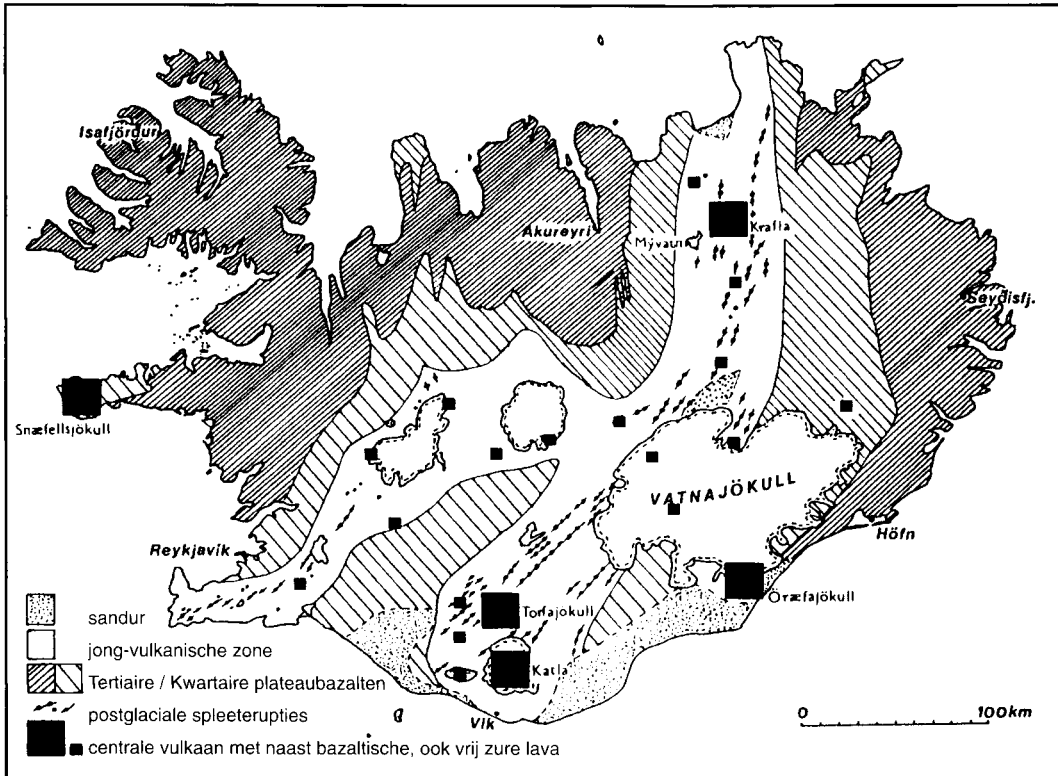
De geologische geschiedenis

1. Tertiair

De Kolbeinsey Rug ten noorden van IJsland en de Reykjanes Rug naar het zuiden zijn duidelijke voorbeelden van delen van een mid-oceanische rug. De structuur van de plaatgrens op IJsland zelf is echter complex, dit is te wijten aan de invloed van de *hot spot*, die zich op het ogenblik onder de Vatnajökull bevindt.

De vorming van de oceaانبodem van de noordelijke Atlantische Oceaan ter hoogte van IJsland begon rond de 25 miljoen jaar geleden, toen de Kolbeinsey Rug actief werd.





Afb. 8. Geologische schetskaart van IJsland, met de belangrijkste Holocene spleetensystemen.

vele plaatsen is te zien dat de lavalagen, die oorspronkelijk vrijwel horizontaal hebben gelegen, door de kanteling enigszins hellen.

In de wanden van de kliffen zijn op vele plaatsen, zoals langs de zuidkust rond Vík en langs de rondweg, bij de zuidoostelijke hoek van IJsland, de vertikaal lopende 'gangen' van lavaplaten te zien. Dit zijn de toevoergangen van de bazaltlagen.

Door het breken van dit onderzeese lavaplateau konden via de scheuren opnieuw bazaltlava's opstijgen, het pakket van plateau-bazalten werd nu zo dik dat het boven water kwam uitsteken. Dit was, rond 14 miljoen jaar geleden, de geboorte van IJsland. De oudste lava's van IJsland worden nu alleen langs de uiterste west- en oostkust gevonden. De rest van het eiland is nadien ontstaan door de uit elkaar gaande bewe-

ging van de Atlantische Rug, die midden door het eiland loopt. Als we deze oudste delen weer bij elkaar terug zouden brengen zou er slechts een langgerekt eiland overblijven, dat enkele kilometers breed is. Door dit steeds weer doormidden breken van IJsland zijn de spleeterupties het meest voorkomende eruptietype. Alle spleetstructuren lopen evenwijdig aan de as van de Mid-Atlantische Rug: van zuidwest-noord-oost in het zuiden van IJsland tot noord-zuid in het noordoosten van het eiland.

Ten noorden en zuiden van IJsland vinden we het vervolg van de Mid-Atlantische Rug. Hier zijn rijen van onderzeese vulkanen aanwezig; enkele toppen steken boven water uit, onder meer die welke de Vestmanna-eyjar (eilanden van de Westmannen = Ieren) vormen. Rond deze eilanden zijn meer dan 60 onderzeese vulkanen bekend, waarvan vele regelmatig actief zijn. De vulkanische activiteit op de Vestmanna-eyjar-eilanden is niet verschillend van de rest van IJsland. De vorming van Surtsey in 1963 en de eruptie op Heimaey van 1973 waren een uiting van de activiteit van de oceanische rug.

Meer dan de helft van IJsland bestaat uit Tertiaire lava's, deze hebben een ouderdom van meer dan 3 miljoen jaar. Afb. 8. De gesteenteserie bestaat uit honderden lavalagen, die in dikte variëren van minder dan één meter tot enkele meters. Afb. 9. Er zijn aan het landoppervlak rond 700 lavalagen geteld, die over een tijdspanne van 10 miljoen jaar zijn uitgevloeid. De totale dikte van het lavapakket bedraagt ongeveer 1500 meter. Daaronder ligt dan nog eens een serie van rond de 2 km dikte aan lava's. Onder dit lavapakket tenslotte, bereiken we de lavageestenten die, zonder hulp van de IJslandse *hot spot*, de oceanabodem zouden hebben gevormd.

Veel lavalagen tonen een fraaie zuilvormige afzondering ('bazaltzuil-tjes'). Het lava-oppervlak is vaak gerimpeld en lijkt op bossen opgerold touw, vandaar de naam: **touwlava**.

De Tertiaire vulkanische systemen bestonden ook uit spletenzwermen met een bijbehorende centrale vulkaan. De centrale vulkanen produceerden naast bazalt, andesitische en ook rhyolitische gesteenten. Rond 17 miljoen jaar geleden, in het Mioceen, bestond er in het gebied dat nu de noordelijke Atlantische Oceaan is een uitgebreid, grotendeels onderzees bazaltplateau dat zich uitstrekte van Oost-Groenland tot en met Noord-Ierland en de Schotse eilanden. Dit enorme lavapakket was gevormd gedurende een tijdspanne van minder dan 20 miljoen jaar. Rond de 30 miljoen jaar geleden begon de vulkanische activiteit in het gebied van het huidige IJsland, omdat toen de noordelijke Atlantische Oceaan begon te ontstaan. Rond die tijd begon ook de samenwerking van het 'rug-vulkanisme' met dat van de *hot spot* en werd de grote drempel in de oceaan gevormd door de uiteengaande beweging van de beide oevers van de Atlantische Oceaan.

Bekijken we de topografie van een oceanische rug dan zien we dat het vulkanisch actieve middendeel van de rug het hoogste gedeelte is. De oceanabodem daalt vanaf het centrum van de rug naar de zijanten. Deze daling bedraagt rond de 3 km. Op dezelfde wijze als een mid-oceanische rug wegzakt, is ook het grote lavaplateau van de Groenland-Faeröer Drempel wegzakt. Deze dalende beweging voltrekt zich langs breuken. Er is op 1300 meter diepte in de Atlantische Oceaan ten oosten van IJsland lateriet gevonden. (Lateriet ontstaat door sterke ververing en uitloging van de bodem van het landoppervlak in een subtro-pisch klimaat). De kustlijnen van vele delen van IJsland zijn door deze bewegingen tijdens het breken van het grote bazaltplateau bepaald: de steile klifkusten geven de breuklijnen aan. Op



Afb. 9. Wand met horizontale plateaubazalten. Berufjördur aan de oostkust.

Het tijdstip van ontstaan van het eerste landgebied van IJsland is bekend, omdat tussen de lavalagen enkele niveaus met veel plantenresten voorkomen, die op sommige plaatsen wel om de bruinkool zijn ontgonnen. In veel gruislagen komen stuifmeelkorrels van landplanten voor. Deze lava's zijn dus op een landoppervlak uitgevloeid. De 'pollenanalyse' heeft een fraai resultaat opgeleverd: de volledige en gedetailleerde klimaatsontwikkeling van het Noord-Atlantische gebied gedurende 14 miljoen jaar.

Sedimenten die in zee zijn gevormd komen op IJsland slechts op een enkele plaats voor. Een bekend voorkomen is dat op het Tjörnes Schiereiland in het noorden van IJsland. Hier komt Pliocene zand voor met fossiele schelpen van Lamellibranchiaten.

2. Plio-Pleistoceen

De grens tussen de Tertiaire en Kwartaire gesteenten wordt gelegd waar de eerste duidelijke sporen van een glaciële periode verschijnen, waarin gletsjers en ijskappen zich sterk uitbreiden en miljoenen km² van de noordelijke continenten gaan bedekken. Dit tijdstip is internationaal vastgelegd op 1.8 miljoen jaar geleden.

Reeds in het Tertiair ging het klimaat achteruit en op IJsland zijn duidelijk sporen gevonden dat er tijdens het Pliocene een koud klimaat heerste. Het begin van de 'Ijstijd' wordt op IJsland gelegd in het Pliocene, 3.1 miljoen jaar (=3.1 Ma) geleden.

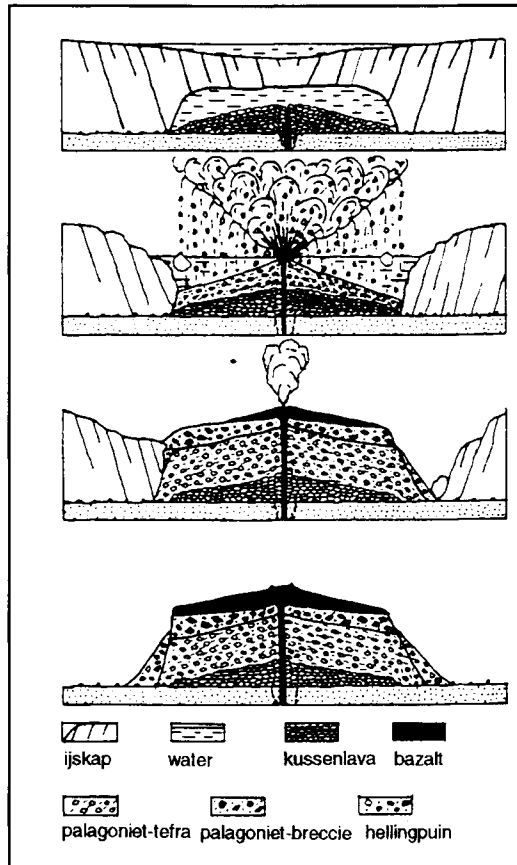
De eerste tekenen van ijsvorming zijn glaciële sedimenten van 3.8 en 3.4 Ma oud. Het is niet mogelijk gebleken om de regionale uitbreiding van het ijs van deze perioden vast te stellen. Tot 2.8 miljoen jaar geleden bleef de ijsvorming op IJsland beperkt tot lokale vergletsjering van de toppen van de hoogste vulkanen; de gletsjers breidden zich in de loop van de tijd langzaam uit.

Vanaf 2.7 Ma wordt een cycliciteit in de afwisseling van gletsjeruitbreiding en vrijwel ijsvrije perioden zichtbaar. Tot circa 1 Ma geleden worden in totaal 7 van deze cycli van glaciële en interglaciële perioden gevonden. Ook toen breidde het ijs van de Vatnajökull zich uit en bedekte grote delen van het eiland.

Tijdens de Ijstijd werd IJsland meermalen door een enorme landschap bedekt. Tot nu toe heeft men 13 glaciële perioden kunnen onderscheiden, gemiddeld dus één per 100.000 tot 120.000 jaar. Een glaciële periode wordt afgewisseld met een interglaciële periode, waarin de temperatuur gelijk was aan die van vandaag of soms wel hoger. De 'Ijstijd' was dus bepaald geen aaneengesloten koude periode. Aangenomen wordt dat IJsland nooit volledig door ijs bedekt is geweest, mogelijk hebben bergtoppen boven het ijs uitgestoken als *nunataks*. Tijdens de laatste koudeperiode is het noordwestelijke schiereiland grotendeels van ijs vrij gebleven.

Het oppervlak van IJsland wordt voor meer dan een kwart ingenomen door lava's uit het Plio-Pleistoceen. De vulkanische activiteit is doorgaan, ook toen het gebied volledig door ijs was bedekt. Deze situatie heeft geleid tot het voorkomen van karakteristieke gesteenten en vulkaanvormen.

In IJsland wordt het Pleistoceen in tweeën verdeeld; de gesteenten ouder dan 700.000 jaar behoren tot de zogenoemde Grijs Bazalt Formatie van Boven-Pliocene en Onder-Pleistocene ouderdom; de jongere gesteenten van Boven-Pleistocene ouderdom worden aangeduid met Palagoniet Formatie. Van de Pleistocene sedimenten bestaat de helft uit keileem en fluvio-glaciële sedimenten.



Afb. 10. Het ontstaan van een tafelberg (naar A. Schnütgen, 1988).

Móberg

Wanneer een lava onder het ijs uitvloeit, koelt deze zeer snel af, veel sneller dan lava die op het aardoppervlak uitstroomt. Bij zeer snelle afkoeling stolt een gesmolten gesteente tot glas en vele lava's uit de Ijstijd bevatten dan ook zwart tot bruin vulkanisch glas: **obsidiaan**. Daarnaast kan lava die uitstroomt onder een dunne laag water door de stoomvorming explosief versplinteren en ontstaat er soms uiterst fijn gruis, dat grotendeels uit glassplinterjes bestaat. Deze glasachtige en fijn-vergruisde vulkanische gesteenten uit de Plio-Pleistocene periode worden *móberg* genoemd (letterlijk vertaald: 'bruin gesteente'). De afkoeling door het ijs verhindert de lava daarbij ook om over grote afstanden over het landoppervlak uit te stromen. Dunne lavaplakken van vele tientallen kilometers lengte, die in de oudere Tertiaire series veel voorkomen, zijn in de Plio-Pleistocene gesteenten veel minder algemeen.

De tafelbergvulkaan

Een karakteristieke vulkaanvorm uit de glaciële periode is een zeer steile tafelberg van beperkte omvang. Afb. 10. Voorbeelden zijn: Bláfjall, Sellandafjall, Burfell en Herdubreid in het noorden van IJsland; en Hlódufell (afb. 11), Skridan en Hrafnbjorg in het zuidwesten.

Een uitvloeiende bazalt is in staat om ongeveer tien maal het eigen volume aan ijs te smelten. Tijdens een vulkanische eruptie ontstaat er onder het ijs een meer, of wordt er een met water gevuld gat in de ijslaag gevormd. De bazalt die in dit smeltwatermeer uitvloeit krijgt dezelfde structuur als de

lava die op de oceaanbodem te voorschijn komt en toont de bekende bloemkool-achtige structuren van de kussenlava. Schoolvoorbeelden van deze kussenlava's zijn te vinden op de hellingen van de Herdubreid; de tot een halve meter grote bloemkolen van lava bevatten een dunne bovenlaag van zwart vulkanisch glas (obsidiaan).

Is het smeltwatermeer vrij gering van diepte (de grens wordt wel gesteld bij 200 meter), dan is de waterdruk te gering om de lava tot kussenlava-structuren te laten stollen en ontstaan er enorme stoomexplosies, waarbij lava met stoom hoog de lucht in wordt geschoten. Er ontstaat op deze wijze lavagruis, dat voornamelijk bestaat uit fragmentjes vulkanisch glas, die deels microscopisch klein zijn. Dit is de *móberg*-formatie. Loopt het smeltwater weg, of wordt de lavahoop zo groot dat deze boven water uitsteekt, dan zal de te voorschijn komende lava op de normale wijze over het droge landoppervlak kunnen uitvloeien en zal een massieve lavaplaat ontstaan met een oppervlaktevorm als een schildvulkaan. Deze lavaplaat is bij vele van deze tafelbergen als top-laag aanwezig. Zie afb. 10. Het oppervlak van de lavalaaag toont de touwlava-structuur.

Terwijl het landoppervlak door ijs bedekt was kwamen ook erupties uit spleten voor; er ontstonden dan onder het ijs langgerekte, zeer steile ruggen, die nu worden omzoomd door puinhellingen. *Móberg*-ruggen zijn, onder meer: Sveifluhals op het Reykjanes schiereiland, Tindaskagi en Kalfstindar (ten oosten van Thingvellir), Jarlhettur bij Langjökull en Thrihyrningur ten noorden van Fljótshlíð.

Uit de Ijstijd worden ook vulkanische afzettingen gevonden, die tijdens een warme interglaciële periode op het landoppervlak zijn gevormd door erupties uit spleten en centrale vulkanen. Schildvulkanen van Plio-Pleistocene ouderdom zijn de Ok en Lyngdalsheidi bij Thingvellir en Mosfellsheidi ten oosten van Reykjavík. Deze vulkanen waren werkzaam in een interglaciële periode, getuige de gletsjerklassen die op deze gesteenten te zien zijn en die bewijzen, dat na hun uitvloeiing de landskappen op IJsland terugkeerden.

3. Kwartaire 'post-glaciale' vulkanische activiteit: het Holoceen

De vulkanische activiteit is zonder onderbreking doorgegaan en vertoont in het Holoceen geen ander patroon dan tijdens eerdere tijdvakken. Post-glaciale lavastromen bedekken op het ogenblik rond 10% van geheel IJsland; het volume bedraagt rond de 400 km³, genoeg om geheel IJsland te bedekken met een laag van een kleine 4 meter dik. Tijdens het gehele Kwartair werd 10.000 km² landoppervlak met lava's bedekt, geproduceerd door rond de 200 vulkanen.

90% van de Holocene vulkanische gesteenten zijn van bazaltische samenstelling, de rest is zuurder: andesiet tot rhyoliet.

De meeste activiteit vond plaats in zuidelijk-centraal IJsland, met als centrum de grote schildvulkaan Trölladyngja, die in de loop der eeuwen rond de 15 km³ lava produceerde. Een vergelijkbare hoeveelheid lava vloeide uit de spleet van Veidivötn, ten oosten van de Hekla. Deze hoeveelheid kwam echter in enkele dagen te voorschijn; de lava vormde een 150 km lange stroom, die ten zuiden van Selfoss over een breedte van meer dan 20 km in zee stroomde.

De jonge vulkanische gebieden van het Reykjanes Schiereiland in het zuidwesten, het Kafla-gebied in het noordoosten en het Snaefellsnes-district in het westen zijn eveneens gebieden met grote activiteit.

In historische tijd, sinds het begin van de menselijke bewoning op IJsland rond 1100 jaar geleden, waren een veertigtal vulkanen actief; een eruptie komt gemiddeld eens per 5 tot 6 jaar voor. De grootste activiteit komt van de centrale vulkanen als de Hekla, Katla en Grímsvötn. In het algemeen zijn er van elke twintig erupties op IJsland slechts drie tot vier spleeterupties.

Na het terugtrekken van het ijs werd de ontwikkeling van IJsland vooral gekenmerkt door: 1. denudatie, 2. het vervoer van enorme hoeveelheden afbraakmateriaal door de rivieren en 3. door de vorming van de kustvlakten door afzetting van dit materiaal. In de afgelopen 10.000 jaar is IJsland door afzettingen van het materiaal in de kustvlakten rond de 5000 km² groter geworden.

Isostasie

Een belangrijke factor voor de Holocene geschiedenis van IJsland is de isostatische compensatiebeweging van het land. Het gebied werd opgeheven door het verdwijnen van de last van de dikke ijslaag.

Tijdens het afsmelten van het ijs na afloop van de laatste glaciale periode werden de laaggelegen gebieden van IJsland op uitgebreide schaal overstromd. In het zuiden van IJsland vinden we de hoogste kustlijnen op rond de 100 meter boven het huidige zeeniveau, langs de andere kusten liggen deze veelal op 40 tot 50 meter hoogte. De ouderdom van deze opgeheven stranden is 12.000 tot 11.000 jaar B.P. De isostatische beweging van IJsland is zeer snel geweest en rond 9.000 jaar geleden lag de kustlijn op eenzelfde niveau als heden en op 8.000 B.P. zelfs op -20 meter.

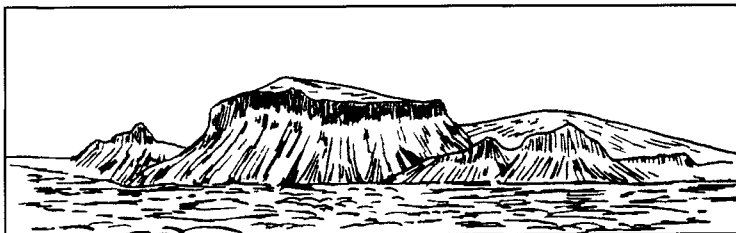
Gedurende de laatste 3000 jaar is het zeeniveau ten opzichte van het landoppervlak van IJsland ongeveer 5 meter gestegen, dit is meer dan 15 cm per eeuw. De isostatische beweging was rond de 3000 jaar geleden vrijwel tot stilstand gekomen en deze zeespiegelstijging was het gevolg van het mondiaal verder afsmelten van het ijs.

Sandur

Karakteristiek voor IJsland zijn de kale, zwarte zandvlakten aan de zuidkust, die *sandur* genoemd worden. De *sandur*-vlakten hebben hun vorming voor een deel te danken aan een specifiek IJslands proces: enorme massa's water komen met regelmaat onder de ijskappen te voorschijn. De watermassa's voeren grote hoeveelheden gruis mee en kunnen daardoor met recht modderstromen worden genoemd.

Daarnaast worden grote aantallen brokken ijs meegevoerd, die van de ijskap afgebroken zijn. Deze gletsjer-overstromingen kunnen rotsblokken van vele tientallen m³ groot vervoeren.

De overstromingen worden veroorzaakt door smeltwater dat onder de grote ijskappen te voorschijn komt. Het smeltwater ontstaat door de werking van vulkanen onder de ijskap. Een dergelijke vulkano-glaciale zondvloed wordt op IJsland *jökulhlaup* genoemd. De beschrijving hiervan vindt u in een volgend hoofdstuk.



Afb. 11. De tafelberg Hlodufell in een móberg-landschap. Rechts op de achtergrond de schildvulkaan Skjaldbreidur.

Hete bronnen; geothermische energie

Het grote aantal hete bronnen en andere verschijnselen die samenhangen met de grote warmteaanvoer, de grote 'geothermale activiteit' onder IJsland, zijn in het oog springende kenmerken van het eiland. Er worden twee typen van thermale activiteit onderscheiden: de **hoge-temperatuur**-activiteit, die zich voornamelijk kenmerkt door stoombronnen, en de **lage-temperatuur**-gebieden, waar heet water aan de dag treedt.

De hoge-temperatuurgebieden komen overeen met de Kwartaire vulkanische gebieden en het zal duidelijk zijn dat de warmtebron het vulkanisme is. Ook in de Tertiaire gebieden, waar het actieve vulkanisme reeds vele miljoenen jaren is opgehouden, wordt uit de aardkorst nog een meer dan normale hoeveelheid hitte aangevoerd.

De geothermische gradiënt (dit is het toenemen van de temperatuur als men de aarde in gaat naar de diepte) bedraagt voor de gehele aarde gemiddeld 3°C per 100 meter; dit betekent dat op rond 3 km diepte onder het aardoppervlak de gemiddelde temperatuur 100°C is. Onder IJsland is deze temperatuurtoename belangrijk hoger. Onder de meest noordwestelijke punt van IJsland bedraagt de gradiënt weliswaar slechts 3,7°C/100 m, doch deze neemt naar het centrum gaande snel toe. In Tertiaire gebieden van IJsland wordt op 2000 m diepte reeds een temperatuur bereikt van meer dan 150°C.

In de hoge-temperatuurgebieden wordt deze temperatuur soms reeds op een diepte van enkele honderden meters bereikt, de gradiënt bereikt hier waarden van tegen de 30°C/100 m!

Het lage-temperatuur thermisch gebied van Haukadalur met zijn spuitende warmwaterbron (de '**Geyser**') was eeuwenlang de voornaamste toeristische attractie van IJsland. Zie afb. 15 van artikel "Vulkanisme".

Het warme water is in eerste instantie afkomstig van neerslag. Het water kan tot op 5 km diepte in het gesteentepakket doordringen. Na tientallen tot honderden kilometers ondergronds gestroomd te hebben en onderweg verwarmd te zijn, kan het water aan de oppervlakte komen, bijvoorbeeld langs een breuk of een verticale lavaplaat. Het water doet er soms tienduizenden jaren over alvorens het weer aan het oppervlak verschijnt.

De aardwarmte wordt op uitgebreide schaal benut: voor productie van elektrische energie, voor warmwatervoorziening en verwarming van woonhuizen en kassen. Het warme water wordt uit boorgaten opgepompt. De meeste boorgaten zijn gezet in lage-temperatuurgebieden. In Reykjavík is een afzonderlijk leidingnet aangelegd voor het warme water, dat gevoed wordt uit boorgaten bij Reykir en in de stad zelf. Ten oosten van de stad staat een 15 MW elektriciteitscentrale, die werkt op stoom uit boorgaten in het hoge-temperatuurgebied van Hengill.

Aanvoer van lava onder IJsland

Hot spot

De grote lavarug, die tussen Groenland en Schotland over de bodem van de Atlantische Oceaan loopt, de Groenland-Faeröer Drempel, is een ongewone structuur voor de oceanabodem. De oceanische aardkorst

van deze drempel, waar IJsland middenin ligt, is meer dan twee keer zo dik als 'normaal' is voor oceanische aardkorst. Dit wordt veroorzaakt door de 5 tot 6 km dikke laag lava's die in de loop der tijd méér werd geproduceerd dan voor de Atlantische Rug normaal is. Deze abnormaal grote lavaproductie wordt veroorzaakt door een warmtebron op grote diepte in de aardmantel.

Een plaats waar deze grote warmtehoeveelheid zich concentreert en waardoor veel magma ontstaat is een *hot spot*. Van deze plaats, die op vele honderden kilometers onder het aardoppervlak ligt, rijst gesmolten mantelmateriaal omhoog tot op enkele tientallen kilometers van de bovengrens van de mantel. Daar verzamelt het magma zich in een magmakamer; hieruit vindt de eruptie naar het aardoppervlak plaats.

De magmaproductie van de *hot spot* in het noorden van de Atlantische Oceaan vindt reeds gedurende vele tientallen miljoenen jaren plaats. Niet alleen zijn de basaltplateaus van de Hebriden, het noorden van Ierland, oostelijk Groenland en IJsland een direct resultaat van de activiteit van deze *hot spot*, ook in centraal en westelijk Groenland vinden we bazalten die hier uitvloeiden in een tijd dat er nog geen sprake was van het bestaan van de noordelijke Atlantische Oceaan.

De *hot spot* van IJsland ligt op het ogenblik niet precies onder de as van de Atlantische Rug, maar iets ten oosten daarvan. Het feit dat de Atlantische Rug zich onder IJsland splitst houdt verband met deze positie van de *hot spot*.

De plaats en de activiteit van een *hot spot* staan volledig los van de verschijnselen in een mid-oceanische rug. In het geval van IJsland is het volkomen toeval dat de plaats van de *hot spot* ongeveer samenvalt met die van de oceanische rug. Omdat een *hot spot* in de mantel niet van plaats verandert, moet de plaats waar het magma wordt gevormd dieper liggen dan die delen van de mantel die te maken hebben met de bewegingen van de plaattektoniek. Ook uit ander onderzoek wordt afgeleid dat deze diepte zeer groot is, waarschijnlijk meer dan 700 km. De lava van een '*hot spot*-vulkaan' heeft een iets andere samenstelling dan veel van de 'rug-vulkanen'. Het gehele bovendeel van de mantel, mogelijk tot rond de 700 km diepte, is beïnvloed (en dus van samenstelling veranderd) ofwel 'gecontamineerd' met sediment, verweerde basalt, enz., dat in de subductiezone de mantel ingevoerd is. Het magma van

de *hot spot* komt uit een dieper, niet-gecontamineerd deel van de mantel. Dat is uit een niveau dat dus ligt op meer dan 700 km diepte, volgens sommigen tot op de grens met de aardkern. Dit blijkt uit de isotopensamenstelling van de lava uit de *hot spot*, die altijd iets verschilt met die van de rug-bazalten.

Er komen meer *hot spots* op aarde voor: een andere bekende *hot spot* is die waardoor de keten van de Hawaï-vulkanen is ontstaan.

Spreiding

De spreidingsbeweging van de rug heeft als resultaat dat er in de loop van de tijd door de rekrachten een enorme rekspanning wordt opgebouwd, die zich ontlaaft door het regelmatig openscheuren van de aardkorst. Bij de huidige snelheid van de spreiding is gemiddeld een kleine eeuw nodig om de rekspanning zo hoog te laten oplopen dat een scheur op een bepaalde plaats opengaat en een vulkanische spleeteruptie kan optreden.

De aanvoer van magma uit de mantel is op vele plaatsen echter groter dan de afvoer via een spleeteruptie, die zoals gezegd gemiddeld eens per eeuw plaats vindt. Het 'overschot' aan lava wordt afgevoerd via de bij een serie spleten behorende schildvulkaan, die dus vaker uitbarst dan één van de naburige spleten.

Voor de Krafla-vulkaan ten noorden van het Mjvatn Meer is berekend dat de lava-aanvoer, die continu doorgaat, 5 m³ per seconde bedraagt. Hiermee wordt een magmakamer gevuld die op slechts 3 km (!) onder de calderavloer van de vulkaan ligt. De schildvulkaan heeft meermalen een uitbarsting tussen twee erupties uit de spleten.

Als de rekspanning in de aardkorst zo hoog is opgelopen dat scheuring van de aardkorst kan gaan optreden, wordt het magma uit de magmakamer zijdelings in de spleten geïnjecteerd en de centrale vulkaan zakt in. Weliswaar slechts enkele millimeters tot een enkele centimeter, maar dit bedrag kan door metingen met laserinstrumenten worden gezien. Zo kan worden voorspeld wanneer in de nabije toekomst een spleeteruptie zal voorkomen.

Dit proces van magma-injectie kan enkele jaren duren. De druk van het magma in de spleet helpt om deze verder te laten opengaan.

Excursiepunten op IJsland

Reykjanes

Het **Reykjanes schiereiland** is het gedeelte tussen de Amerikaanse basis met het vliegveld van Keflavík en de hoofdstad Reykjavík. Het gebied vormt één van de twee takken van de actieve vulkanische zone van de Mid-Atlantische Rug. Er komen veel warme bronnen en zwavelbronnen voor. De aardwarmte wordt hier intensief gebruikt voor stadsverwarming en opwekking van elektriciteit, onder meer door de centrales bij Krisuvík en Grindavík.

De meeste lava's van het Reykjanes-gebied dateren uit de periode na de IJstijd. Het oppervlak van de lava's is op veel plaatsen bedekt met een dik, bultig tapijt van mossen. De lava vertoont grote opwelvingen, doorsneden met scheuren; de structuren ontstonden door afkoeling van de lava. Soms zijn grote hoeveelheden platen en brokken opgestapeld als waren zij door een bulldozer op elkaar geschoven. Tijdens het stromen van de lava brak de gestolde korst in stukken, die vervolgens op en tegen elkaar aan werden gedrukt.

Vooraf langs de zuidkust van Reykjanes zien we afgeronde heuvels, die bestaan uit bruinige tot okerkleurige tefra. Dit vulkanisch gruis is glasachtig en is gedeeltelijk uiterst fijnkorrelig. Dit hyaloklastisch materiaal, ontstaan bij een eruptie in ondiep water, wordt op IJsland *móberg* genoemd.

Reykjanes heeft in IJslands historische tijd weinig vulkanische activiteit gekend. Een grote uitbarsting vond plaats in de 14de eeuw. Er vormde

zich rond Kaap Reykjanes een lavaveld van rond de 80 km² grootte, dat een aantal woonplaatsen bedekte. Daarnaast zijn er van de 385 meter hoge Trölladyngja spleeterupties bekend uit 1510, 1360 en twee maal tijdens de 12de eeuw.

Submariene activiteit wordt veelvuldig waargenomen. Ten zuidwesten van Kaap Reykjanes liggen in zee enkele toppen van vulkanen. Reeds uit de 12de eeuw zijn overleveringen bekend over verschijnselen die samenhangen met vulkanische activiteit in zee. Enkele malen kwamen nieuwe eilanden boven water, zoals in 1422, 1583 en 1783. Al deze eilanden verdwenen na enige tijd weer onder water doordat zij voornamelijk bestonden uit ongeconsolideerde tefra. Het eilandje dat in 1783 ontstond is nu de ondiepte Eldeyjarbodi.

Reykjavík

De gehele stad wordt verwarmd door water van 87°C, dat afkomstig is van een thermaal gebied dat 16 km ten oosten van de stad ligt. Daar wordt kokend water bijgevoegd van enkele boorgaten in het stadsgebied. Deze boorgaten zijn tussen de 600 en 2200 m diep.

Thingvellir

Thingvellir is een 6 km breed en 40 km lang dal. Het gebied ligt op het lavaveld Thingvallahraun bij de mond van de rivier Öxará, waar deze uitstroomt in het meer Thingvallavatn. Dit meer is het grootste van