

# Træk af et glaciallandskabs udvikling ved nordranden af Mýrdalsjökull, Island

JOHANNES KRÜGER



Krüger, J.: Træk af et glaciallandskabs udvikling ved nordranden af Mýrdalsjökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1986*, side 49–65, København, 1. juni 1987.

The glacier forefield between Mælifell and Eldgjá at the northern margin of Mýrdalsjökull, Iceland, makes up a glacial series consisting of three land systems (Fig. 2): 1) The marginal system situated 1.2–1.5 km in front of the glacier consists of 3–4 parallel moraine ridges. 2) The proglacial system beyond the marginal moraine consists of outwash fans and meltwater valleys. 3) The subglacial system behind the marginal moraine consists of fluted and drumlinized ground moraine, as well as an ice-overridden push moraine situated 600–800 m behind the marginal land system.

Three lodgement till units are distinguished within the area between the glacier and the overridden push moraine; only two till units, the upper and lower till units, are found beyond the overridden moraine ridge (Fig. 11). These lithostratigraphic divisions of the glacier forefield are interpreted as a response to a glacier advance about the middle of the 18th century, a following retreat, a subsequent limited re-advance, a following retreat, and a more extensive re-advance about 1890 succeeded by the present retreat of the glacier. Most recently, however, the glacier is re-advancing (observations from the 1984 and 1986 seasons). About 1890 the glacier was probably as large as about the middle of the 18th century. In 1906 the glacier front was about 75–150 m behind the outermost moraine ridge which marks its maximum extension in historical times. Along with the ice front recessions laterally migrating meltwater streams disintegrated parts of the ice-marginal moraine and the exposed ground moraine and formed channels and outwash fans diversified by islands of resistant moraine (Figs. 2, 3, 9, 10, 12 and 13).

It is concluded that the geomorphology of the present glacial landscape is not a single pattern developed at one glacial event, but it is a superimposed pattern of landforms from different development phases.

Johannes Krüger, *Laboratorium for Geomorfologi, Geografisk Centralinstitut v. Københavns Universitet, Øster Voldgade 10, 1350 København K. 27. Januar 1987.*

## Indledning

De forestillinger, man gør sig om de danske istidslandskabers tilblivelse, deduceres traditionelt ud fra isens og smeltevandets slutprodukter – sedimenterne og terrænformerne – uden særlig skelen til de virksomme processer ved moderne gletschere, og interessen samler sig derfor i højere grad om stratigrafiske korrelationer end om en rekonstruktion af istidernes glaciale og glaciofluviale aflejringsmiljøer.

Hvis man vil finde moderne paralleller til de aflejringsmiljøer, som har eksisteret ved sydrenden af Kvartær-tidens nordeuropæiske isskjolde, skal man nok først og fremmest søge blandt lavlandsgletschere – tempererede eller subpolare – som ender i relieffattige områder bestående af permeable og deformerbare sediment. Som eksempler kan nævnes mange af piedmontgletscherne på Spitsbergen og i Alaska, Island og Grønland

samt store afsnit af randen af de islandske og canadiske iskapper.

Det er karakteristisk for de fleste lavlandsgletschere, at aflejringsmiljøet ofte ændrer sig indenfor ganske korte afstande; materialer flyttes, og terrænformer nedbrydes og opbygges – og nedbrydes atter, eller de begravnes helt eller delvis af yngre aflejringer. I disse arbejdende istidslaboratorier får man instruktive billeder af det nære samspil mellem processer, materialer og terrænformer, og i de mange geologiske snit langs smeltevandsløbene kan man aflæse de skiftende miljøer ved at undersøge de forskellige lagserier af proglacial, marginal, subglacial eller supraglacial oprindelse.

Det er tankevækkende, at nogle af de iagttagelser, man kan gøre ved moderne lavlandsgletschere, kolliderer med traditionelle forestillinger om aflejringsforhold og terrænuvikling. F. eks. kan et smeltevandsløb strømme ud fra randen af en avancerende gletscher og skabe en aflejrings-

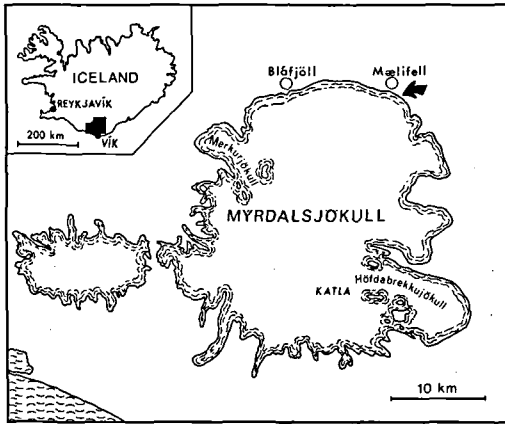


Fig. 1. Oversigtskort viser placeringen af undersøgelsesområdet (pilen) ved nordranden af Myrdalsjökull.

Location map showing the study area (the arrow) at the northern margin of Myrdalsjökull.

kegle, der overvejende består af sand selv klos op ad isfronten. Ifølge den klassiske model består en smeltevandskegles proksimale del som bekendt overvejende af grus og sten, og sandede facies træffes først længere ude på keglen (Boothroyd og Ashley, 1975). Men når man betragter den pågældende gletscher, er forklaringen på den »atypiske« aflejningskegle indlysende. Gletscherens randnære del dækkes simpelthen af flyde-til, og den frembrusende vandstrøm, der skaber keglen, får fortrinsvis vand fra de mange småløb ovenpå gletscheren (Krüger, 1985a). Sten og grovgrus efterlades allerede i løbsafsnittene heroppe, mens det kun er sand og fingrus, som smeltevandet formår at fragte ud foran gletscheren. De klassiske aflejningskegler træffes derimod ud for munden af subglaciale tunneler. Man kan også finde eksempler på, at de øvre terrasser i en ekstramarginal smeltevandsdal ikke altid er fossile. Under ganske særlige forhold kan disse terrasser stadig udformes af smeltevandsfloden; det kan ske i perioder, hvor de lavere liggende dele af dalen blokeres af sne, så erosionsbasis hæves.

Man bør derfor betragte sceneriet ved moderne lavlandsgletschere som en inspirationskilde, der er værdifuld ikke mindst, når man skal forsøge at tolke istidernes sedimenter og terrænformer i Danmark på en mere realistisk måde.

I det følgende gives et eksempel på landskabsudviklingen i et moderne glaciallandskab; det er et afsnit af forlandet mellem Mælifell og Eldgjá ved nordranden af den tempererede iskappe

Myrdalsjökull i Sydisland, hvor Laboratorium for Geomorfologi i 1977, 1979, 1982, 1984 og 1986 har undersøgt glacielle terrænformer og aflejningsmiljøer. Nogle af resultaterne fra Myrdalsjökull-projektet er tidligere meddelt (Humlum, 1981a; 1981b; 1983; 1985a; 1985b; Krüger, 1979; 1982; 1983; 1984; 1985a; 1985b; 1987; Krüger og Humlum, 1980; 1981; Krüger og Thomsen, 1981; 1984).

## Det glacielle forland

Myrdalsjökull ligger ca. 150 km ØSØ for Reykjavík (fig. 1). Mod nord ender denne iskappe på en udstrakt højslette, 550–600 m o.h., med en-

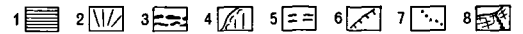
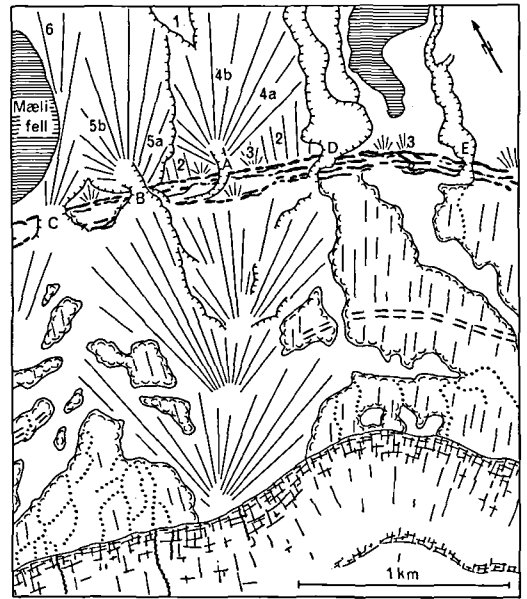


Fig. 2. Geomorfologisk kort over gletscherforlandet mellem Mælifell og Eldgjá ved nordranden af Myrdalsjökull. (1) Basalt-topografi og denudationspræget terræn. (2) Aflejningskegle. (3) Randmorænerygge. (4) Bundmoræne med fluted moraine. (5) Isoverskredet randmoræne. (6) Terrassekant. (7) Smeltevandskanal nedskåret i bundmorænen. (8) Gletscher. Kortlagt på grundlag af feltobservationer samt flyfotos fra 1979.

Geomorphological map showing the glacier forefield between Mælifell and Eldgjá at the northern margin of Myrdalsjökull. (1) Basalt topography and denudation terrain. (2) Outwash fan. (3) Marginal moraine ridges. (4) Fluted ground moraine. (5) Overridden ice-marginal moraine ridge. (6) Erosion scarp. (7) Meltwater channel cut in ground moraine. (8) Ice. Mapped on the basis of field observations and air photographs taken in 1979.

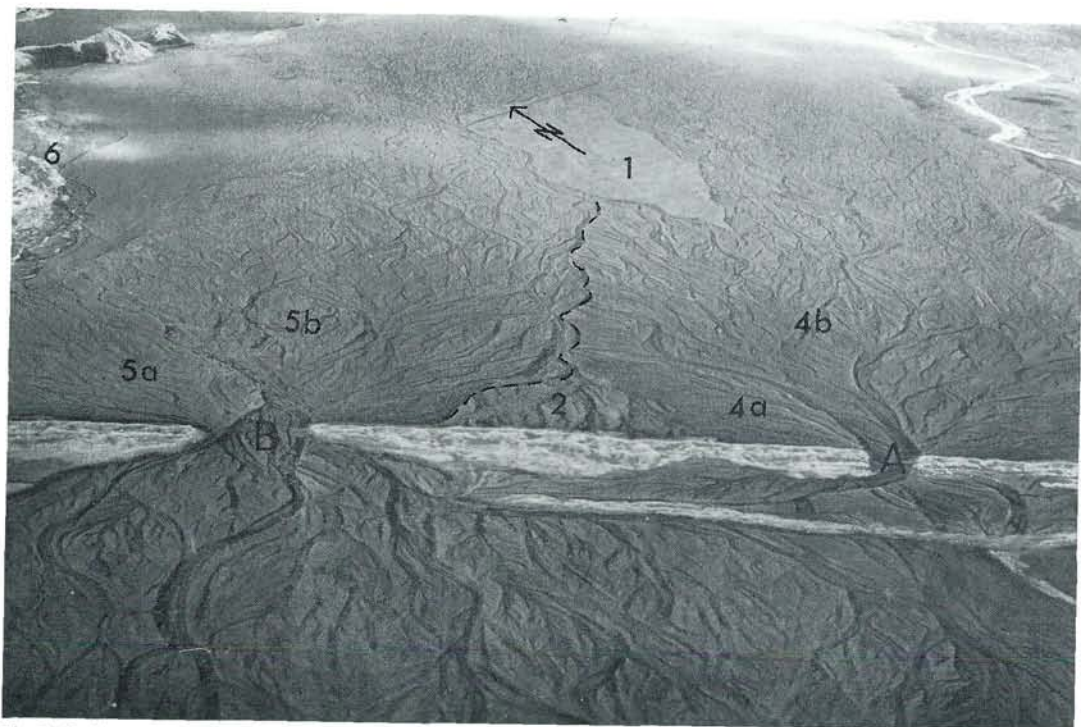


Fig. 3. Skråfoto af en del af det proglaciale og det marginale landskabssystem foran nordranden af Mýrdalsjökull med angivelse af de mest fremtrædende aflejningskegler og to af smeltevandsgabene i randmorænen. I øverste højre hjørne ses den største af de nedskårne smeltevandsdale. Det viste afsnit af randmorænen er 600 m langt, og afstanden fra randmorænen til kraterrækken i øverste venstre hjørne er ca. 1,5 km. August 1984.

Oblique photograph showing a part of the proglacial and marginal landsystem in front of the northern margin of Mýrdalsjökull. The most prominent outwash fans and two of the meltwater gaps are indicated. In the top right-hand corner the largest of the extramarginal meltwater valleys is seen. The segment of the ice marginal moraine is 600 m long, and the distance between the moraine and the basalt hills seen in the top left-hand corner is about 1.5 km. August 1984.

kelte opragende kraterrækker og vulkanrester tilhørende Palagonit-formationen, bl.a. Mælifell. Store dele af området er karakteriseret ved at være et denudationslandskab. I disse højder, hvor den mekaniske forvitring er stor, præges de opragende undergrundspartier stærkt af vejrsmuldring og frostsprængning, og skråningerne fures af erosionskløfter, der dannes i forbindelse med snesmeltningen. Erosionsmaterialet fragtes videre ud på sletten, hvor kraftige regnskyl og storme i forening jævner det ud. Nær iskappen opbygges slettelandet dog fortrinsvis af glaciale og glaciofluviale sedimentter.

Det glaciale forland består af tre landskabssystemer, der primært er opstået henholdsvis langs gletscherfronten, foran gletscheren og inde under isen (Fig. 2). Det marginale system ses som et svagt buet bælte af randmoræner; det proglaciale udgøres af en foranliggende smeltevandslette – og det subglaciale fremtræder som

et næsten fladt til bølget bundmorænelandskab bag randmorænen. I dag, hvor isfronten befinder sig ca. 1,5 km bag randmorænen, er det marginale og det subglaciale landskabssystem mere eller mindre påvirket af proglaciale processer.

Denne regelbundne kombination af glaciale og glaciofluviale landskabssystemer udgør en glacial serie (Penck, 1909; Schou, 1949). Ved første blik synes denne opstået ved et isfremstød efterfulgt af en frontal tilbagesmeltning (Krüger og Humlum, 1981), men de seneste års stratigrafiske og geomorfologiske undersøgelser viser imidlertid, at landskabsudviklingen er langt mere kompliceret.

### Det proglaciale system

Foran randmorænen består smeltevandsletten af forskellige morfologiske enheder; det er aflej-

ringkegler og nedskårne smeltevandsdale, hvis dannelse er knyttet til israndens skiftende beliggenhed (Fig. 2 og 3).

Den ældste smeltevandsdannelse er sandsynligvis en rhombeformet rest (1) af en aflejringskegle, der rager 1–2 m op over de tilstødende dele af smeltevandssletten 600–700 m udenfor randmorænen. Overfladematerialet består fortrinsvis af fingrus og sand, og de hyppige regnstorme, der optræder i sommerhalvåret i denne del af Island, har derfor i tidens løb formået at udslette de fleste spor efter braiderende strømløb. De få render, der er bevaret, vidner om en vandstrøm i nordøstlig retning.

Dernæst følger aldersmæssigt nogle kileformede rester (2) af en tidligere aflejringskegle bestående af clast- eller matrixunderstøttet smeltevandsgrus. Disse erosionsrester finder man umiddelbart foran randmorænen, og aflejringskeglens formelementer – de mange ar efter braiderende strømløb – ender blindt ved randmorænen. Mønstreret af strøm-ar viser, at aflejringskeglens toppunkt har ligget nogle hundrede meter bag randmorænen, og at keglen utvivlsomt opstod forud for dannelsen af randmorænen.

Umiddelbart foran randmorænen findes også talrige ganske små aflejringskegler (3), der udgår fra små smeltevandsgab i den yderste randmoræneryg og hviler på de ældre keglerester (2). Disse småkegler dannedes, da isfronten stod ved den yderste moræneryg.

Noget yngre er en aflejringskegle (4) med toppunkt ved den inderste randmoræneryg ca. 150 m bag den yderste ryg. Toppunktet ligger dér, hvor en subglacial smeltevandstunnel har haft sin udmunding. I dag ses afstøbningen af den tidligere tunnel som en række små åsbakker. De øverste dele af aflejringskeglen ligger klemt inde i lavningen mellem de ydre og indre rygge i randmorænen. Herfra har smeltevandet fundet vej gennem et gab (A) i de yderste rygge og har formet en bred aflejringskegle (4a), hvis flanker overlejrer resterne af den ovennævnte ældre kegle 2 (se fig. 3). Noget senere har vandstrømmen fulgt lavningen mellem morænerygge; den er dog fortsat løbet ud gennem gab A. På det tidspunkt dannedes en kanal, ca. 1 m dyb og 20–50 m bred, der fører ud gennem gab A og 100 m ud på den foranliggende slette, hvor de braiderende vandstrømme har udbygget den eksisterende aflejringskegle (4b). Nær randmorænen

består aflejringskeglen af clast- eller matrix-understøttet smeltevandsgrus, mens den 2–4 km længere mod nordøst fortrinsvis består af sand. Denne kegle er samtidig med israndens beliggenhed ved den inderste moræneryg.

Dernæst følger aldersmæssigt en aflejringskegle (5), der først og fremmest er karakteriseret ved, at keglen udgår fra smeltevandsdannelser, som ligger inde bag randmorænen og er udbygget i takt med israndens tilbagemeltning. Herfra er de braiderende vandstrømme søgt ud gennem et 80–300 m bredt, tragtformet gab (B) i randmorænen 300–400 m vest for gab A (se fig. 3). Udenfor randmorænen dannedes successivt en aflejringskegle (fase 5a og 5b), der ligger 1–2 m lavere end de ældre aflejringskegler (2 og 4) og grænser op til disse med en erosionskant med bugtet forløb (den stiplede linie på figur 3).

De yngste smeltevandsdannelser, der opbygger sletten, er en aflejringskegle (6), som er under dannelse mellem Mælifell og de ældre gruskegler øst derfor. Vandstrømmen passerer randmorænen gennem et 100–200 m bredt, tragtformet gab (C), der ligger 200–300 m vest for gab B (se fig. 2).

Den østlige del af smeltevandssletten gennemskæres af to dale. Dalene anlagdes givetvis, da isranden stod ved den inderste randmoræneryg – ligesom den lille kanal gennem gab A – men siden er smeltevandsgabene D og E samt de to dale vokset i takt med gletscherfrontens tilbagemeltning. Der løber stadig smeltevand i de to dale; i den vestligste, den største, svulmer vandstrømmen undertiden op til en rivende flod.

Den største af dalene, der er 100–400 m bred og 2–4 m dyb, strækker sig fra randmorænen og ca. 1,5 km ud på smeltevandssletten (se fig. 3). Ved udgravningen af dalen skylles de vældige mængder af sand og grus ud i terrænet foran, hvor der opbygges en stor aflejringskegle i fortsættelse af den nedskårne dal.

I dalen findes erosionsterrasser i mindst fire niveauer, men flere steder har den bugtede smeltevandsflod eroderet så kraftigt i dalsiden, så ethvert spor af terrasser er fjernet. Nær randmorænen, hvor smeltevandsstrømmen i dag skærer dybt ind i resterne af aflejringskegle 2 (se fig. 2), består erosionssnittet nederst af horisontalt lejret grovsand og mellemkornet grus med småsten. Stedvis findes trugformede krydslejringer. Materialet er kompakt på grund af sammenkitning.



Fig. 4. Sandkegler aflejret på sne ved erosionskløfters udmunding på øverste terrasse i en ekstramarginal smeltevandsdal. Den tilgrænsede flade er aflejningskegle 4. Bemærk det vind-aflejrede sand i forgrunden. I øverste højre hjørne skimtes Mýrdalsjökull. I baggrunden ses Eldgjá-spaltens delvis snedækkede vestflanke og i øverste venstre hjørne Óldufell, der ligger ca. 4 km borte. August 1986.

The upper terrace of an extramarginal meltwater valley with sand accumulated on snow at the mouth of small gullies which are under development on the surface of the adjoining outwash plain. Note the wind-blown sand in the foreground. In the top right-hand corner Mýrdalsjökull is visible. In the background the partly snow covered slope of the Eldgjá eruption fissure is seen, and in the top left-hand corner the outline of Óldufell is seen in a distance of about 4 km. August 1986.

Lagserien, der er mere end 2 m mægtig og afskæres ved en erosionsdiskordans, kan følges ind under randmorænen og bundmorænelandskabet bagved. Over denne diskordans følger en 30–40 cm mægtig serie af horisontalt lejret smeltevands-sand med enkelte grushorisonter. Øverst findes 0,7–1 m clast-understøttet smeltevandsgrus, der kan henføres til aflejningskegle 2.

I de ældre terrassekanter ses mange steder V-formede erosionskløfter, der ofte udgår fra strøm-ar på den tilgrænsende slette. Da disse småkløfter er udformet i stærkt permeabelt smeltevandsgrus, er de tørre selv efter perioder med kraftig nedbør. Man må derfor antage, at kløfterne dannes i forbindelse med forårets snesmeltning, hvor jordoverfladen endnu er frosset. Sne-

smeltevandet kan ikke trænge ned i jorden, men ledes gennem de mange render på sletten frem til kanten af dalen, hvor der anlægges små erosionskløfter. I takt med vandets erosion rykker kløfterenderne tilbage i bunden af de gamle strøm-ar (Krüger, 1985b). Men hvorfor finder man næsten aldrig aflejningskegler ved kløfternes udmunding på terrasserne? I sensommeren 1986 lå der endnu sne tilbage i dalen, og ud for mange erosionskløfter blev der faktisk iagttaget sand- og gruskegler, men materialet var altid aflejret ovenpå sne, så kegleformen ødelagdes i takt med smeltningen af den begravede sne (Fig. 4). Ude centralt i dalen lå snemasserne tilbage som plateauer, 1–2 m høje, med et 30–40 cm tykt dække af lagdelt sand, og i nogle tilfælde lå disse pla-

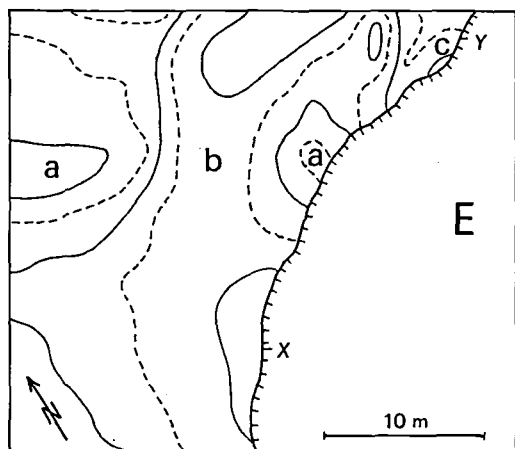


Fig. 5. Kortet viser et lille udsnit af randmorænen ved smeltevandsgab E med angivelse (X-Y) af profilet i figur 6. Højdekurveåkvivalens er 0,25 m. (a) Inderste randmoræneryg. (b) Lille smeltevandsgab. (c) Erosionsrest af flyde-till lobe.

Map showing a part of the marginal land system at meltwater gap E. Location of the cliff section shown in figure 6 is indicated (X-Y). Contour interval 0.25 m. (a) The innermost ice-marginal ridge. (b) Small meltwater gap. (c) Remnant of a flow-till lobe.

teauer i samme niveau som en af de nærliggende grusterrasser. Dette viser, at i visse perioder kan sne blokere hoveddalen i en sådan grad, at erosionsbasis midlertidigt hæves, hvorved strømme af sne-smeltevand og vand fra gletscheren i forening kan reaktivere dalens øvre terrasser og fjerne og omlejre meget af det materiale, der har samlet sig ved munden af erosionskløfterne.

## Det marginale system

Randmorænen er 75–150 m bred og består af mindst tre veldefinerede parallelle rygge, der

hver opfattes som en morfologisk enhed, fordi de utvivlsomt er opstået i forbindelse med selvstændige isfremstød. Det fremgår bl.a. af morfologien i de stedvis 80–100 m brede lavninger mellem ryggen. Der træffes bundmorænetopografi i form af fluted moraine, hvis karakteristiske volde strækker sig vinkelret på randmoræneryggen, men er begrænset til lavningerne – eller lavningerne opfyldes af aflejringskegler med forbindelse til keglendannelser udenfor randmorænen, således som det f.eks. er tilfældet med kegle 4 (se fig. 3). De enkelte rygge er 10–20 m brede, og den yderste rager 3–4 m op over den foranliggende slette, mens den inderste ryg blot når 1–2 m op over terrænet bagved; kammene er dog ujævne, idet høje afsnit er forbundet ved lavere partier. Gennemgående tegner den yderste ryg sig skarpest; her er terrænhældninger på 15–25° almindelige, mens de indre rygge er mere jævne med hældninger på 5–15°. Randmorænen overflademateriale præges af kornstørrelsen 10–30 cm, dog træffes spredtliggende blokke på 1–2 m. I tilknytning til moræneryggen finder man fordelelementer som små smeltevandsgab og flyde-till lobe. Smeltevandsgabene udmunder i lavningerne mellem ryggen eller på sletten foran. Fra den yderste moræneryg strækker talrige flyde-till lobe sig 10–20 m ud på sletten.

Randmorænen morfologi er stærkt præget af proglaciale processer. Flere steder har smeltevandet gennembrudt moræneryggen og bortskyllet store partier af randmorænen, og ved foden af moræneryggen ophobes om sommeren flyvesand, der i stor udstrækning atter fjernes under snesmeltningen og fragtes ud og aflejres i de mange småsøer, som på den årstid opstår i lavningerne mellem ryggen.

WSW

ENE

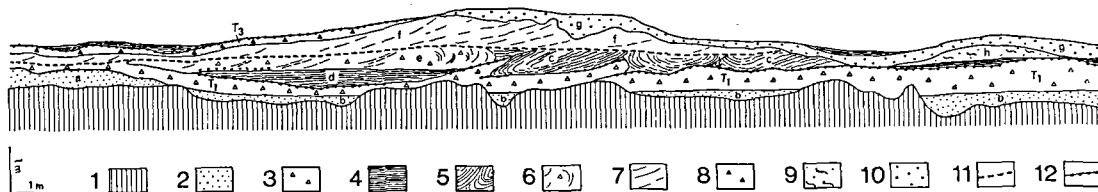


Fig. 6. Erosionssnit i den inderste del af randmorænen ved smeltevandsgab E (se fig. 5). (1) Skred. (2) Smeltevandsformation. (3) Nedre bund-till formation T<sub>1</sub>. (4) Uforstyrrede bassinaflejringer. (5) Deformerede bassinaflejringer. (6) Deformeret nedre bund-till og foldede bassinaflejringer. (7) Deformeret till med båndethed og overskydninger. (8) Øvre bund-till formation T<sub>3</sub>. (9) Sandet flyde-till. (10) Gruset flyde-till. (11) Fremtrædende overskydningsplan. (12) Stenbrolægning.

Cliff section in the innermost part of the marginal land system at meltwater gap E (see fig. 5). (1) Scree. (2) Meltwater deposits. (3) Lower lodgement till formation T<sub>1</sub>. (4) Undisturbed downwash deposits. (5) Dislocated downwash deposits. (6) Dislocated lower lodgement till and folded downwash deposits. (7) Dislocated till with banding and thrust planes. (8) Upper lodgement till formation T<sub>3</sub>. (9) Sandy flow till. (10) Gravelly flow till. (11) Prominent shear-plane. (12) Clast pavement.

Den yderste moræneryg består af clast-understøttet grus med svagt udviklet lagdeling. Største kornstørrelse er 10–20 cm, og stenene er fortrinsvis afrundede til butkantede. Imellem det grove materiale ses stedvis deformerede slirer, 1–3 cm tykke, bestående af tynde lag af gullig silt og sort sand. Den type materiale, slirerne består af, træffer man almindeligvis som nedskylsmateriale, og vindaflejringer i terrænets lavninger, både i morænelandskabet og på smeltevandsfladerne. Den yderste randmoræneryg er utvivlsomt dannet ved sammenskubning og foldning af proglaciale smeltevandsdannelser, der bl.a. må stamme fra aflejningskegle 2.

Den stratigrafiske opbygning af den inderste moræneryg fremgår af et ca. 20 m langt og 1,5–2,5 m højt ØNØ-VSV-gående erosionssnit i randmorænen ved smeltevandgab E (Fig. 5). På dette sted er den inderste moræneryg (a) ganske lav og jævn og gennemskæres af et lille smeltevandsgab (b). Ved nordøstenden af profilet ses resterne af en flyde-till lobe (c).

Profilet i figur 6 består nederst af to sedimentære facies. Sydvestligst ses kompakt, sammenkittet grovsand og mellemkornet grus i plade- og trugformede lag (a). Denne serie er deformeret i de øverste 20 cm og afskæres foroven af en erosionsdiskordans. I den centrale og nordøstlige del af profilet ses en heterolithisk facies bestående af tynde lag af smeltevandsgrus, -sand og -silt (b). Denne smeltevandsformation genkendes fra det ovennævnte profil i smeltevandsdalen udenfor randmorænen.

Herover følger en 20–50 cm mægtig bund-till formation (nedre till) bestående af meget kompakt matrix-understøttet mellemgrå sandet till med mange sten i størrelsen 2–8 cm. Denne formation ( $T_1$ ) afsluttes med en stenbrolægning med 5–20 cm store sten. Tilsvarende brolægninger finder man overalt på overfladen af bundmorænelandskabet bag randmorænen, hvor de er smeltet fri af isen i takt med den frontale tilbagesmeltning og derfor menes at udgøre et residual fra den glacielle bundtransport (Humlum, 1981a; Krüger og Humlum, 1981). Centralt i profilet er toppen af nedre till deformeret og fremtræder som to flager, 1–1,5 m lange og 20–30 cm tykke. Flagerne har en SØ-NV-gående strygning og hælder mod sydvest.

Den nedre till overlejres af en heterolithisk facies bestående af tynde lag af fingrus, sand og silt,

som er aflejret i lavninger i et bundmorænelandskab. I den centrale del af profilet er denne lagserie stærkt deformeret (c) og indgår bl.a. i overskydninger og folder sammen med de ovennævnte flager af nedre till. I den sydvestlige del af profilet er bassinaflejringen derimod uforstyrret (d) og hviler på den sydvestligste till-flage. Denne del af lagserien overlejres af stærkt deformeret till med slirer af grus og sand (e), der er foldet op mod den sydvestlige till flage. I forbindelse med deformationen er dele af stenbrolægningen fra overfladen af den nedre till blevet trukket med ud over de uforstyrrede bassinaflejringer.

Den stærkt deformerede lagserie afskæres ved en markant erosionsdiskordans langs hvilken ses et 1–10 cm mægtigt lag bestående af meget kompakt matrix-understøttet gullig til mellemgrå sandet till, der er kraftigt sheared.

Over den markante erosionsdiskordans følger i den sydvestlige og centrale del af profilet en 15–60 cm mægtig enhed bestående af matrix-understøttet mørk gråbrun sandet till med slirer og linser af lagdelt silt og sand (f). Denne enhed er gennemsat af overskydninger af et istryk fra sydvest. Den overlejres af en 10–20 cm mægtig bund-till formation (øvre till) bestående af kompakt matrix-understøttet mørk gråbrun sandet till med en del sten i størrelsen 2–10 cm ( $T_2$ ). Denne till enhed afsluttes med en stenbrolægning. I den centrale del af profilet overlejres den deformerede enhed derimod af en 10–35 cm mægtig flyde-till enhed, der består af en clast- eller matrix-understøttet gruset till (g).

I den nordøstlige del af profilet træffes ingen deformerede lag. Her overlejres den nedre till af en bassinaflejring bestående af tynde lag af sand og fingrus med horisonter af gullig silt. Herover følger matrix-understøttet sandet flyde till (h) og øverst clast-understøttet gruset flyde-till (g).

Profilet i figur 6 tolkes på følgende måde: Et isfremstød fra sydvest har overskredet en smeltevandsformation (a og b) og har stedvis deformeret de øverste lag. Under denne nedisning af området aflejredes den nedre till ( $T_1$ ). Under den følgende frontale tilbagesmeltning frilagdes et bundmoræneterræn, hvor der i lavninger aflejredes sand og silt (c). Ved et kort genfremstød dannedes en lille randmoræne bestående af sammenskubbede flager af nedre till og deformerede bassinaflejringer. Tilsvarende materialer og tektoni-

SW

NE

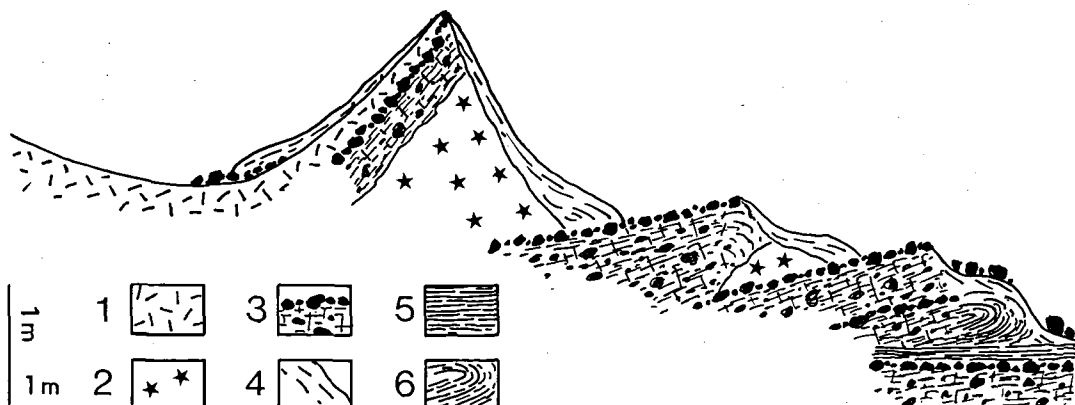


Fig. 7. Randmoræne under dannelse foran den langsomt avancerende isfront ved nordranden af Mýrdalsjökull i 1986. Gletscheren rykker frem over et bundmorænelandskab bestående af øvre bund-till, der afsluttes med en stenbrolægning. Desuden er der lavninger med bassinaflejringer. På denne lokalitet påbegyndtes sedimentationen af den foranliggende bassinaflejring i 1982, men i 1986 rykkede randmorænen ind over den pågældende aflejring, der da havde en mægtighed på 12–15 cm. (1) Gletscheris. (2) Sne og firn. (3) Flage af øvre bund-till med stenbrolægning. (4) Flyde-till. (5) Uforstyrrede bassinaflejringer. (6) Deformede bassinaflejringer.

Push moraine under formation along the slowly advancing ice front at the northern margin of Mýrdalsjökull in 1986. The glacier advances over ground moraine consisting of upper lodgement till, and the surface is characterized by a clast pavement. Furthermore, there are small depressions with downwash deposits. (1) Glacier ice. (2) Snow and firn. (3) Slab of upper lodgement till mantled by a clast pavement. (4) Flow-till. (5) Undisturbed downwash deposits. (6) Dislocated downwash deposits.

ske strukturer indgår i de små randmoræner, der dannes ved fronten af den nu langsomt avancerede gletscher 1,5 km sydvestligere (Fig. 7). Under den efterfølgende tilbagesmeltning aflejreres bassinsedimenter (d) i en lavning i bundmoræneterrænet bag den lille randmoræneryg. Under et nyt isfremstød deformedes dele af nedre till (e), der foldedes op mod indersiden af randmoræneryggen. Derefter overskred isen ryggen og eroderede i de tidligere dannede dislokationer. Den efterfølgende tilbagesmeltning afløstes af endnu et isfremstød ligeledes fra sydvest, hvorunder den eksisterende moræneryg dannedes. Till materiale flød ned over randmorænets forside og videre ud i den vandspulede lavning foran ryggen. Under denne nedisning af området aflejreredes den øvre bund-till (T<sub>3</sub>).

### Det subglaciale system

Bundmorænelandskabet strækker sig fra randmorænen og 1,2–1,5 km ind til gletscheren (se fig.

2). På denne strækning stiger terrænet 10–15 m, men stigningen er ikke jævn, idet bundmorænen optræder i to niveauer med et spring på 2–4 m. Bundmorænen består af tre morfologiske enheder, der i vid udstrækning er knyttet til de landskabssystemer eller morfologiske enheder, som eksisterede forud for dannelsen af den aktuelle bundmoræne.

Mest udbredt er en meget jævn moræneflade (se figur 1 i Humlum, 1979; figur 3 i Krüger og Thomsen, 1981). Den udgør de lavere liggende dele af bundmorænen og overlejrer et præeksisterende subglaciale landskabssystem eller proglaciale formerheder (glaciofluviale aflejringskegler). På morænefladen er fluted moraine det mest iøjnefaldende formelement af subglacial oprindelse. Det er tætliggende, lave rygge, 0,1–0,3 m høje, der altid er orienteret strengt parallelt med isbevægelsen.

På de steder, hvor bundmorænen overlejrer en præeksisterende marginal formerhed (randmoræneryg), fremtræder den som en jævn, transversal ryg (se fig. 4 i Krüger og Thomsen, 1981). Foruden fluted moraine findes her små drumlinbakker, der givetvis er knyttet til den isover-





Fig. 8. Nordranden af Myrdalsjökull med den veldefinerede grænse mellem den aktive gletscher og den fremsmeltende bundmoræne. Juli 1977.

The northern margin of Myrdalsjökull makes up a well-defined boundary between the active glacier and the ground moraine exposed during the glacier retreat, July 1977.

skredne randmorænes højeste afsnit, samt sadler beliggende dér, hvor der har været smeltevandsgab i randmoræneryggen.

Bundmorænelandskabets tredie formenhed består af bølgede til drumliniserede felter, der er knyttet til højere liggende områder og overlejrer stærkt smeltevandsdissekerede bundmoræner og aflejringskegler (se Krüger, 1982; Krüger og Thomsen, 1984).

Studier af flyfotos fra 1945 og 1960, samt observationer i felten siden 1977 viser, at det subglaciale landskabssystem er blevet frilagt ved frontal afsmeltning (se Krüger og Humlum, 1981). Ved denne afsmeltning viger gletscheren uden at efterlade dødis, men er sammenhængende og dynamisk aktiv helt ud til randen (Klimaszewski, 1960; Price, 1973). En af forudsætningerne for at få et regelmæssigt afsmeltningforløb er, at gletscheroverfladen er ren og smudsfri (Fig. 8).

I takt med frilæggelsen påvirkes bundmorænelandskabet af marginale og proglaciale processer. Hver vinter, når ablationen ved isranden ophører, rykker den generelt vigende isfront nogle få meter frem. Herved dannes der en lang sammenhængende hovedryg, 0,2–0,5 m høj, der ofte ledsages af nogle korte birygge. Disse vintermoræner består af flager af bund-till og foldede bassin-aflejringer (Sharp, 1984; Krüger in prep.). I bundmorænelandskabet finder man disse vinter-

moræner eller recessionslinier som serier af transversale volde. Afstanden mellem de enkelte volde kan være meget forskellig og afhænger af afsmeltningen fra år til år (Fig. 9).

I de talrige smålavninger, der findes i det eksponerede bundmorænelandskab, aflejres smeltevands- og nedskyssedimenter med mægtigheder på 0,1–1,5 m (se fig. 9). Men de mest gennemgribende forandringer skyldes dog den trinvis sænkning af smeltevandets erosionsbasis. Herved sker der en gradvis forvandling af det subglaciale landskabssystem, som maskeres af proglaciale terrænelementer og formenheder; de højereliggende dele af morænen gennemskæres af talrige smeltevandskanaler, mens aflejringskegler og smeltevandsflader breder sig ud over terrænets lavere dele og erstatter de subglaciale dannelser (Fig. 10).

I 1984 og 1986 undersøgte stratigrafien på 74 lokaliteter fordelt langs fire terrænprofiler, der strækker sig fra randmorænen og ind til gletscheren i et 5 km bredt afsnit af bundmoræne (Fig. 11).

I bundmorænelandskabet mellem gletscheren og den isoverskredne randmoræne kan der udskilles tre bund-till formationer (A-lagsøjler):

Nedre till ( $T_1$ ) er meget kompakt matrix-understøttet mellemgrå sandet till med en mægtighed på 40–225 cm. Den hviler på en smeltevandsformation, hvis øverste dele kan være deforme-

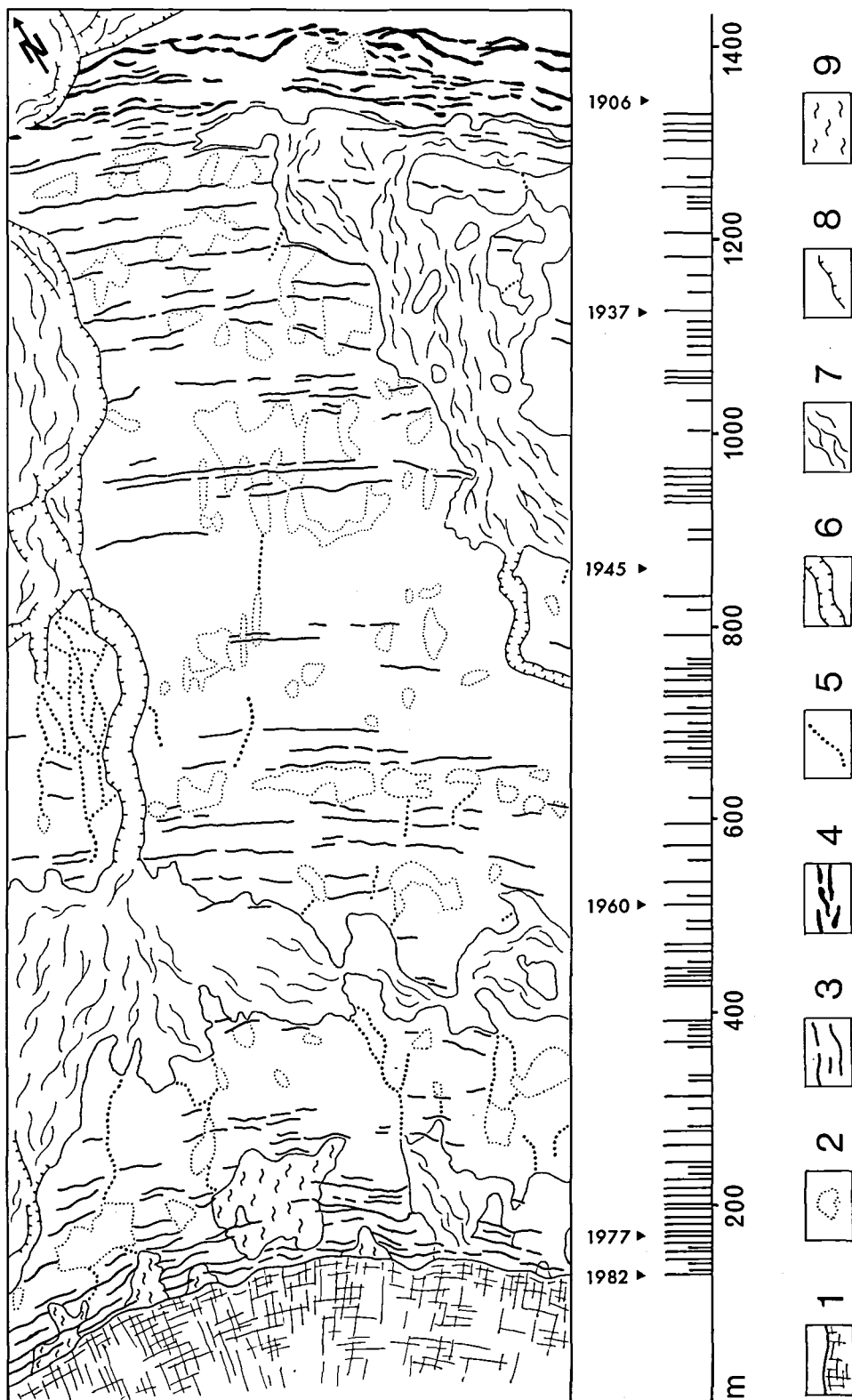


Fig. 9. Detailmorfologisk kort over bundmorænelandskabet mellem gletscheren og 1890-randmorænen ved nordranden af Mýrdalsjökull med angivelse af nogle af de mest fremtrædende vintermoræner. Nederst vises samtlige tydelige (lange streger) og mindre tydelige (korte streger) vintermoræner, der er kortlagt i felten. (1) Isfronten. (2) Bundmoræne med nedskylsbassin. (3) Bundmoræne med vintermoræner. (4) Randmorænerygge. (5) Lille smeltevandskanal i bundmorænen. (6) Stor smeltevandskanal. (7) Ar efter braiderende strømlob på smeltevandsslette. (8) Terrassekant. (9) Sø. Kortlagt på grundlag af feltobservationer samt flyfotos fra 1979.

Geomorphological map of the ground moraine between the glacier and the 1890-marginal moraine at the northern margin of Mýrdalsjökull showing some of the most prominent annual moraine ridges. Below all prominent (long rules) and less prominent (short rules) mapped in the field are shown. (1) Ice margin. (2) Ground moraine with downwash basin. (3) Ground moraine with annual moraines. (4) Ice-marginal moraine ridges. (5) Small meltwater channel cut in ground moraine. (6) Large meltwater channel. (7) Braided meltwater channels on outwash plain. (8) Erosion scarp. (9) Lake. Mapped on the basis of field observations and air photographs taken in 1979.

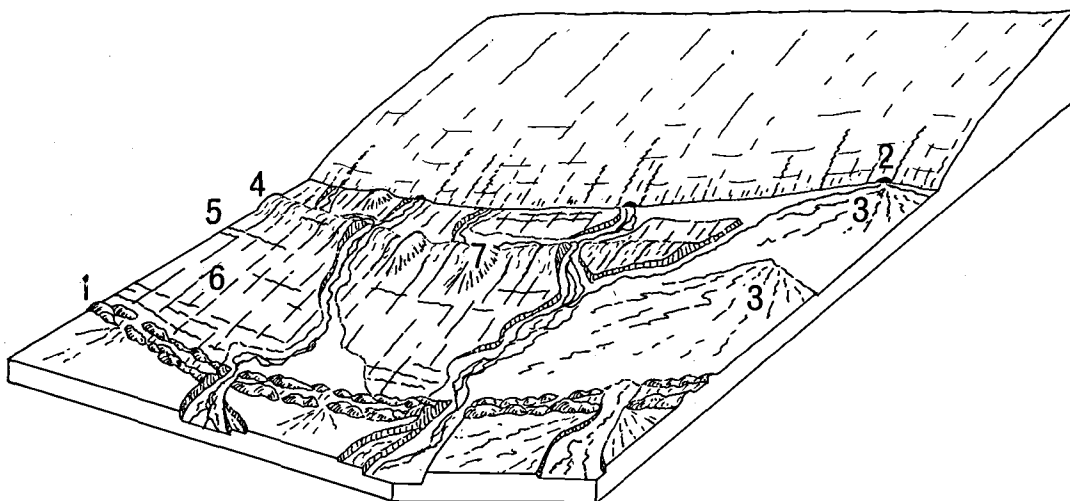


Fig. 10. Frontal deglaciation med frismeltning af bundmoræne, der i det proglaciale miljø påvirkes af det smeltvand, som strømmer ud fra gletscherporte og supraglaciale løb. (1) Randmorænerygge. (2) Gletscherport og supraglacialt løb. (3) Aflejningskegle. (4) Ældre randmoræne, som har været overskredet af gletscheren. (5) Vintermoræner. (6) Fluted moraine. (7) Drumlin.

Exposing of ground moraine by frontal retreat. In the proglacial environment the ground moraine is modified by meltwater issuing from ice caves and supraglacial streams. (1) Ice-marginal push moraine. (2) Ice cave and supraglacial stream. (3) Outwash fan. (4) Old ice-marginal moraine which has been overridden by the glacier. (5) Annual moraines. (6) Fluted ground moraine. (7) Drumlin.

rede. Slirer og linser af sorteret materiale, der stammer fra smeltvansformationen, optræder flere steder i de nedre dele af tillformationen. I de fleste profiler afsluttes nedre till af en stenbrolægning eller et få centimeter tykt sandlag.

Herover følger mellemste till ( $T_2$ ), der er kompakt til meget kompakt matrix-understøttet mellemgrå til gråbrun sandet till med en mægtighed på 20–70 cm. Denne till er karakteriseret ved at indeholde mange slirer af silt og sand. På en del

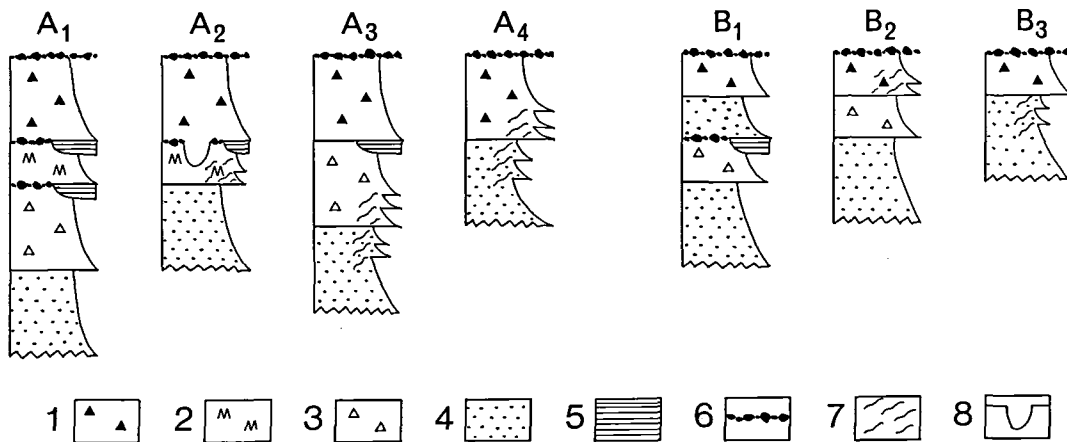


Fig. 11. Glacialstratigrafiske lagsøjler repræsenterende 71 undersøgte lokaliteter i bundmorænelandskabet. (A) Fra området mellem gletscheren og den overskredne randmoræne. (B) Fra strækningen mellem den overskredne og den yderste randmoræne. (1) Øvre bund-till formation  $T_3$ . (2) Mellemste bund-till formation  $T_2$ . (3) Nedre bund-till formation  $T_1$ . (4) Smeltvandsformation. (5) Bassinaflejringer. (6) Stenbrolægning. (7) Deformerede aflejringer. (8) Proglacial smeltvandskanal i bund-till.

Glacio-stratigraphic columns representing 71 investigated localities in the ground moraine. (A) From the area between the glacier and the overridden ice-marginal moraine. (B) From the area between this moraine and the outermost marginal land system. (1) Upper lodgement till  $T_3$ . (2) Middle lodgement till  $T_2$ . (3) Lower lodgement till  $T_1$ . (4) Meltwater deposits. (5) Downwash deposits. (6) Clast pavement. (7) Dislocated deposits. (8) Proglacial meltwater channel cut in lodgement till. The lithological units are not drawn to scale.

lokaliteter, hvor nedre till mangler, hviler mellemste till direkte på smeltevandsformationen. Mellemste till afsluttes med en stenbrolægning eller et få centimeter tykt sandlag. På en enkelt lokalitet overlejres mellemste till af bassin- og smeltevandsaflejringer med en mægtighed på 40 cm. På tre af lokaliteterne var der skåret en smeltevandskanal ned i mellemste till (se f.eks. fig. 5 i Krüger, 1982).

Dernæst følger øvre till ( $T_3$ ), der er kompakt matrix-understøttet mørk gråbrun sandet till med en mægtighed på 10–200 cm; mægtigheden er gennemgående størst på stødsiden af drumlinbakker. Øvre till afsluttes med en stenbrolægning, der udgør den nuværende terrænoverflade. På en del lokaliteter mangler mellemste till, og her hviler øvre till på nedre till. I mange profiler, hvor både mellemste og nedre till mangler, overlejrer øvre till direkte smeltevandsformationen, hvis øverste dele kan være deformerede, og slirer og linser af sand og grus svarende til materialet i den underliggende smeltevandsformation optræder hyppigt i de nedre dele af øvre till.

I tre undersøgte erosionssnit i den isoverskredne randmoræne kan der udskilles 3–4 stokværker (se f.eks. fig. 4 i Krüger og Humlum, 1980). Nederst findes den uforstyrrede smeltevandsformation. Herover følger stærkt deformerede aflejringer bestående af op til 1 m tykke flager af sammenkittet smeltevandssand og grus. Partier af bassinaflejringer og meget kompakt mellemgrå till, sandsynligvis nedre till, indgår i komplicerede foldestrukturer, der er forårsaget af ispres fra syd og sydvest. På en af lokaliteterne overlejres den deformerede serie af flyde-till. Øverst følger en bæk af øvre till med en mægtighed på 0,5–1 m.

I bundmorænelandskabet mellem den aktuelle randmoræne og den isoverskredne træffes kun to bund-till formationer (B-lagsøjler) (Fig. 11): Nedre till ( $T_1$ ), der her kun opnår en mægtighed på 10–40 cm, og øvre till ( $T_3$ ), hvis mægtighed er 10–80 cm.

## Den glacielle historie og landskabsudvikling

Indenfor historisk tid har den koldeste periode i Island været knyttet til den Lille Istid, 1600–1900 (Berghorsson, 1969), hvor de største isfremstød

grupperer sig omkring 1750 og 1850–1894 (Thorarinsson, 1943). Sólheimajökull, en sydlig udløbsgletscher fra Mýrdalsjökull, har i historisk tid haft sin største udbredelse omkring 1890, hvor isen overskred randmoræner fra tidligere fremstød under den Lille Istid (Jaksch, 1975).

I Mælifell-området ved nordranden af Mýrdalsjökull må randmorænen stamme fra et isfremstød, der kulminerede omkring 1890–1900 (Sapper, 1909). Morænen yderste ryg har et ungt præg, den er stejl, og vegetationen er yderst sparsom – det gælder selv for de afsnit, hvor randmorænen forlader den egentlige slette og svinger op over en af de isolerede basalt-toppe. Ganske vist må man tage i betragtning, at vegetationen generelt har ringe vækstvilkår i den edafisk betingede ørken her på den denudationsprægede højslette. Man finder heller ingen isskuring på de opragende undergrundspartier udenfor den yderste randmoræne. Dette kan dog skyldes, at Palagonit-formationens bjergarter i særlig grad påvirkes af vejrsmuldring; selv bag randmorænen er de højtliggende isskurede grundfjeldsflader, der blot har været eksponeret i 70–80 år, stærkt smuldrende.

I forbindelse med en geomorfologisk kortlægning i 1979 af Mýrdalsjökulls nordvestlige randområde blev der i en lavning i Bláfjöll, der ligger ca. 10 km vest for Mælifell (se fig. 1), fundet to vegetationsdækkede, parallelle randmorænerygge med et smeltevandsgab og med spor af fluted moraine i den ca. 50 m brede lavning mellem ryggene. Den yderste ryg i den langt yngre randmoræne fra 1890'erne støder på dette sted op mod bagsiden af den inderste af de mosklædte rygge, og »friske« sten og blokke er tydeligvis styrtet ud over vegetationen. Det antages, at disse to morænerygge stammer fra 1700-tallets isfremstød. Morænerygge fra dette isfremstød er ikke påvist i det aktuelle landskab mellem Mælifell og Eldgjá, men da israndens to yderste positioner i historisk tid – i 1700-tallet og i 1890'erne – tilsyneladende har været stort set sammenfaldende, kan det tænkes, at særligt fremskudte afsnit af den ældre randmoræne er skyllet bort af yngre smeltevandsstrømme, eller at partier af randmorænen skjuler sig under den yngre randmoræne. Det sidste synes at være tilfældet på en strækning 3–6 km vest for Mælifell, hvor den aktuelle randmoræne består af 6 parallelle rygge. Her har de 3 inderste morænerygge med sikker-

hed været overskredet af isen; dels er disse rygge meget jævne, dels krydses de af talrige volde af fluted moraine, der fortsætter frem til de yderste 3 rygge i randmorænen.

I det glaciale forland mellem Mælifell og Eldgjá synes 1700-tallets isfremstød derimod kun at kunne påvises stratigrafisk, idet den meget kompakte nedre till formation ( $T_1$ ) menes at være aflejret i forbindelse med denne nedisning af området. Nedre till er påvist på 9 lokaliteter i bundmorænelandskabet bag 1890-randmorænen, bl.a. helt inde ved gletscherfronten, og den mest komplette stratigrafiske lagsøjle, svarende til  $A_1$  i figur 11, stammer fra en lokalitet, der kun ligger 300 m foran gletscheren. Desuden afsluttes nedre till med en stenbrolægning, der viser, at nedre till har været eksponeret som et bundmorænelandskab med en udstrækning mindst ind til den nuværende isrand. Det er næppe sandsynligt, at en så gennemgribende tilbagesmeltning – ca. 1,5 km – har afbrudt den generelle fremstødsfase i perioden 1850–1894. Det er derfor mest naturligt, at knytte nedre till formationen til områdets nedisning i 1700-tallet. Det er tankevækkende, at nedre till, der akkurat kan følges ud til den eksisterende randmoræne, men ikke er påvist i de mange dybe snit langs dalene på smeltevandsletten udenfor, intet har at gøre med den aktuelle randmoræne. I fremtidige erosionssnit i randmorænen vil det måske være muligt at påvise rester af 1700-tallets yderste moræneryg. Sandsynligvis er de opskudte flager af nedre till og foldede bassinaflejringer, der er beskrevet fra erosionssnittet ved smeltevandsgab E (se fig. 6), og som tolkes som begravede ruiner af en tidligere randmoræneryg, identisk med den inderste ryg i randmorænen fra 1700-tallet og stammer fra et kortvarigt genfremstød under den begyndende tilbagesmeltning af gletscheren (Fig. 12A).

I materialer og strukturel opbygning svarer denne inderste ryg til den randmoræne, der er under dannelse foran den avancerede gletscher i dag (se fig. 7). Men den afviger fra randmorænen, der skubbes op ved fronten af Höfdabrekku-jökull, en sydøstlig udløbsgletscher fra Mýrdalsjökull, hvor der styrter store mængder af flydetill ned over den stejle isfront og indgår i opbygningen af randmorænen (Krüger, 1985a). Det må derfor antages, at ligesom i dag, var isoverfladen ved nordranden af Mýrdalsjökull også smudsfri i 1700-tallet. Bl.a. som følge heraf for-

løb afsmeltningen fra gletscherens ydergrænse som en regelmæssig frontal tilbagesmeltning, hvor der frilagdes et bundmorænelandskab, således som det antydes af den jævne stenbrolægning, der afslutter nedre till.

Imidlertid mangler nedre till på mange af de undersøgte lokaliteter. Den mest nærliggende forklaring er, at det subglaciale landskabssystem påvirkedes af proglaciale processer gennem forholdsvis lang tid, hvor smeltevandsløb gennemskar bundmorænen og efterhånden bortskyllede store partier af nedre till formationen, der gradvist erstattedes af proglaciale formerheder (Fig. 12B); et scenari svarende til det, man oplever foran gletscheren i dag (se fig. 2 og 10).

Afsmeltningen efterfulgtes af et nyt isfremstød, der stedvis deformerede de tidligere afsatte aflejringer af nedre till og smeltevandsdannelser og skubbede en randmoræne op ved sin ydergrænse 600–800 m bag den aktuelle randmoræne (Fig. 12C). Dette fremstød er heller ikke dateret, men sandsynligvis fandt det sted i begyndelsen af 1800-tallet, idet der ved nordranden af Vatnajökull findes en tilsvarende, senere isoverskredt randmoræne fra 1820 ca. 1–1,5 km bag en randmoræne fra 1890'erne (Tödtmann, 1960).

I Mælifell-området opbygges randmorænen fra begyndelsen af 1800-tallet af dislocerede lag bestående af partier fra smeltevandsformationen, nedre till og bassinaflejringer. Under denne nedisning af området aflejreredes den mellemste till formation ( $T_2$ ), enten direkte på nedre till formationens bundmoræne, eller på de aflejrede smeltevandsdannelser (se fig. 11 og 12C). Det må antages, at i terrænet foran gletscheren har vandstrømme fortsat gnavet i resterne af 1700-tallets marginale og subglaciale landskabssystemer. Smeltevandsformer fra denne fase findes som erosionsrester af aflejringskegle 2 foran 1890-randmorænen.

Derefter smeltede gletscheren regelmæssigt tilbage og frilagde et nyt subglacialt landskabssystem, hvis bundmoræne dækkedes af en jævn stenbrolægning. Fra den vigende gletscher løb små supraglaciale vandstrømme ud i forlandet, hvor de skar dybe, smalle kanaler i bundmorænen (Fig. 12 D). Tilsvarende småformer dannedes langs isranden, da den var vigende i observationsperioden 1977–1982. Proglaciale vandstrømme må givetvis have nedbrudt store partier af det foranliggende bundmorænelandskab, idet

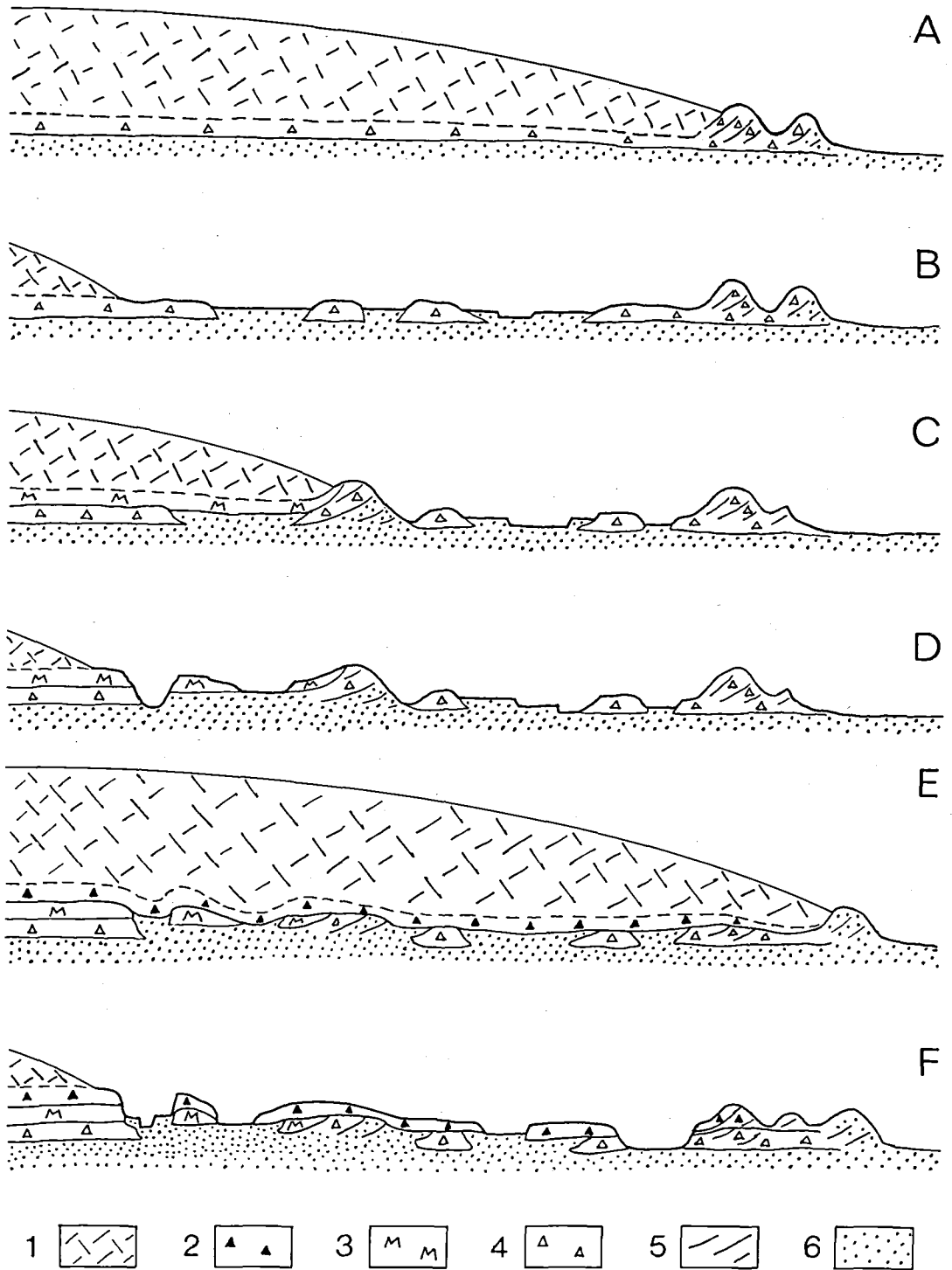


Fig. 12. Simplificeret model for glacial landskabsudvikling ved nordranden af Mýrdalsjökull. (A) Omkring midten af 1700-tallet. (B) I slutningen af 1700-tallet. (C) I begyndelsen af 1800-tallet. (D) I midten af 1800-tallet. (E) Omkring 1890. (F) Situationen i dag. (1) Gletscher. (2) Øvre bund-till formation. (3) Mellemste bund-till formation. (4) Nedre bund-till formation. (5) Dislokationer. (6) Smeltevandsaflejringer.

Simplified sequential model for glacial landscape formation at the northern margin of Mýrdalsjökull. (A) Around 1750. (B) At the end of the eighteenth century. (C) At the beginning of the nineteenth century. (D) In the middle of the Nineteenth century. (E) About 1890. (F) Present situation. (1) Glacier. (2) Upper lodgement till. (3) Middle lodgement till. (4) Lower lodgement till. (5) Dislocations. (6) Meltwater deposits.

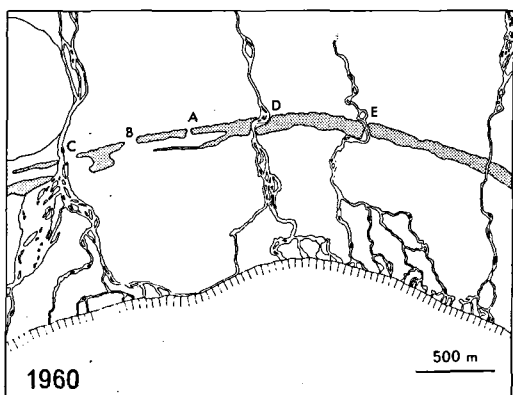
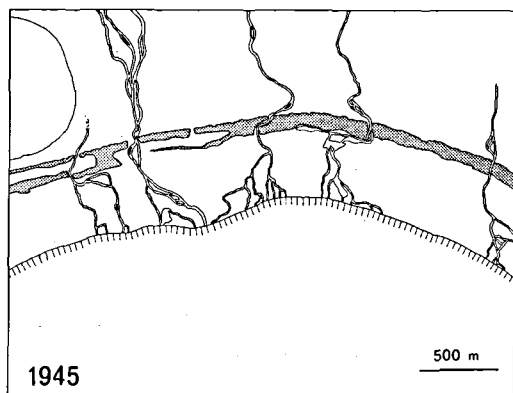


Fig. 13. To stadier, 1945 og 1960, i den frontale afsmeltning i Mælifellområdet med angivelse af større smeltevandsløb og smeltevandsgabene A-E i randmorænen, der er angivet med krydsskravering.

Two stages, 1945 and 1960, of frontal glacier retreat in the Mælifell area. The most prominent meltwater channels as well as the meltwater gaps A-E in the marginal moraine are shown. The cross-hatched areas indicate the marginal land system.

mellemste till formationen mangler på mange af de undersøgte lokaliteter (se lagsøjlerne A<sub>3</sub> og A<sub>4</sub> i fig. 11).

Det yngste isfremstød satte ind i sidste halvdel af 1800-tallet og stod sandsynligvis ved den yderste randmoræne omkring 1890. Dette sidste fremstød overskred og eroderede i de tidligere dannede randmoræner fra 1700- og 1800-tallet og deformerede også mange steder de tidligere afsatte aflejringer (Fig. 12E). Dette svarer til de iagttagelser, der er gjort ved Höfdabrekkujökull, hvor den avancerende gletscher successivt deformerer forlandets sedimenter, der derefter overskrides i takt med isens fremrykning (Krüger, 1985a). Langs isens ydergrænse skubbedes smeltevand-dannelser, bl.a. fra aflejringskegle 2, sammen i den yderste moræneryg. De små aflejringskegler

(3) og flyde-till lober, der findes umiddelbart foran randmorænen, stammer fra denne fase. Ifølge et foto fra 1906 (Sapper, 1909) dannedes randmorænen inderste ryg i forbindelse med et genfremstød kort efter århundredeskiftet (se fig. 6). Også foran denne moræneryg findes talrige flyde-till lober (se fig. 5 og 6), og fra samme fase stammer den store aflejringskegle 4 på sletten foran det marginale landskabssystem. Under denne nedisning aflejreredes øvre till formationen (T<sub>3</sub>), og den overskredne randmoræne fra begyndelsen af 1800-tallet samt opragende erosionsrester i det præeksisterende bundmorænelandskab drumliniseredes (Krüger og Thomsen, 1984).

Flyfotos fra 1937, 1945, 1960 og 1979, samt observationer i felten siden 1977 belyser i detaljer den efterfølgende afsmeltning, hvor det nuværende subglaciale landskabssystem er blevet frilagt ved gradvis tilbagerykning af isfronten (se fig. 9). Mellem 1906 og 1937 smeltede gletscheren ca. 200 m tilbage svarende til 6,8 m pr. år, men derefter steg den gennemsnitlige tilbagesmeltning til 33,8 m frem til 1945, idet isfronten på disse 8 år rykkede yderligere 270 m tilbage. Afsmeltningen var dog meget ujævn og kunne enkelte år beløbe sig til 50–60 m. Under denne fase i afsmeltningen fjernede vandstrømme store dele af bundmorænen bag smeltevandsgabene B, A og E i randmorænen (Fig. 13), og på sletten foran dannedes den store aflejringskegle 5 (se fig. 2 og 3).

I den følgende periode 1945–1960 rykkede isfronten 350 m tilbage, og den årlige tilbagesmeltning faldt til 23,3 m. I 1960 benyttede smeltevandet ikke længere gab B i randmorænen, men havde da bortskyllet store dele af bundmorænen og randmorænen længere vestpå, hvor smeltevandet nu strømmede ud gennem gab C og opbyggede aflejringskegle 6 (se fig. 2) ind mod Mælifell (Fig. 13). I takt med afsmeltningen udvikledes de ekstramarginale smeltevanddale på sletten udfor de to smeltevandsgab D og E i randmorænen.

Mellem 1960 og 1977 smeltede gletscheren ca. 320 m tilbage svarende til 18,8 m pr. år, og fra 1977–1982 aftog tilbagesmeltningen til 7,5 m pr. år for helt at ophøre i 1982–1984. Siden er isfronten rykket nogle få meter frem, og en randmoræne er nu under dannelse flere steder langs gletscheren (se fig. 7). Den gradvise aftagen i den

årlige frontale tilbagesmeltning siden 1940'erne og de seneste års gletscherfremrykning er tydeligvis klimatisk betinget. I 1986 observeredes 25 cm dybe frostspalter og sorterede polygoner med en maskevidde på op til 1 m overalt på de højest liggende partier af bundmorænen, selv helt inde ved gletscheren. I 1984 blev der derimod udelukkende iagttaget frostspalter og i 1982 ingen frostjordsfænomener overhovedet på disse lokaliteter.

### Konklusion og afsluttende bemærkninger

Det glacielle forland mellem Mælifell og Eldgjá ved nordranden af Mýrdalsjökull består primært af et proglacialt, et marginalt og et subglacialt landskabssystem, der afspejler de overordnede aflejningsmiljøer, som har betinget det glacielle forland (se fig. 2). Disse landskabssystemer lader sig hver især opdele i et antal formenheder, der er knyttet til forskellige isfremstød eller faser i afsmeltningen – eller til formenheder i et præeksisterende landskab. I hver morfologisk enhed indgår atter et antal formelementer, der afspejler de enkelte aflejnings- eller erosionsprocesser (se f.eks. fig. 3).

Dette landskab er dannet i forbindelse med tre isfremstød i historisk tid: To hovedfremstød, der stort set har haft samme ydergrænse ca. 1,2–1,5 km foran gletscheren i dag – det ene sandsynligvis omkring midten af 1700-tallet og det andet omkring 1890 – mens et tredje mellemliggende isfremstød antageligvis skal henføres til begyndelsen af 1800-tallet; dets ydergrænse lå 600–800 m bag 1890-randmorænen (se fig. 12). Ved hvert fremstød dannedes en push-randmoræne, og under den pågældende nedisning aflejredes en bundtill, hvis mægtighed generelt aftager ud mod isens ydergrænse. Hvert isfremstød er blevet efterfulgt af en frontal afsmeltning, hvor isen har været dynamisk aktiv helt ud til randen, og i takt med afsmeltningen frilagdes den aflejrede bundtill formation som et bundmorænelandskab. Et sådant afsmeltningsforløb illustreres bl.a. ved at følge den seneste afsmeltningsfase fra århundredskiftet og frem til 1982.

I denne afsmeltningsfase har de talrige rene løb, der dræner den smudsfri isoverflade, gravet sig ned i gletscherunderlaget nær isfronten og

skåret dybe kanaler i de højere liggende dele af bundmorænen. Disse erosionskanaler forløber derfor uafhængigt af bundmorænen topografi, således at såvel bakker som lavninger gennemskæres. Ved udgravningen af kanalerne er store mængder af sand og grus skyllet ud i terrænet foran, hvor det dels er aflejret i det lavere liggende bundmoræneterræn umiddelbart bag randmorænen (se fig. 2 og 9), dels er fragtet videre ud på sletten foran. På steder, hvor den frismeltende bundmoræne er mere jævn og forholdsvis lavtliggende, er der kun udgravet få smeltevandskanaler; her er der derimod opstået mange småsøer i terrænets lavninger (se fig. 9). I modsætning til de supraglacielle løb medfører det smeltevand, der strømmer ud fra gletscherporten store mængder af sand, grus og sten, og dette materiale er aflejret i terrænet foran som store smeltevandfaner (se fig. 2 og 10).

Ved fortsat udstømning af smeltevand fra gletscheren vil det subglacielle landskabssystem med tiden nedbrydes og forvandles til et proglacialt system. Det er det indtryk, man får ved at betragte landskabet i Mælifell-området i dag, hvor bundmorænen med stigende afstand fra gletscheren erstattes af glacioluviale formenheder og mange steder blot ligger tilbage som isolerede erosionsrester (se fig. 2). Tilsvarende processer må have virket under og mellem de mange større og mindre isfremstød i sidste istid i Danmark, og i den forbindelse er det tankevækkende, at i Mælifell-området har det været nødvendigt at inddrage 10–15 lokaliteter pr. km<sup>2</sup> i de stratigrafiske undersøgelser for at kunne påvise og korrelere alle tre bundtill formationer; inden disse systematiske undersøgelser fandt sted i 1984 og 1986, kendtes kun mellemste og øvre till formation (se fig. 3 i Krüger og Thomsen, 1984).

Under hvert isfremstød genopbygges et marginalt og subglacialt landskabssystem ovenpå resterne af præeksisterende landskabssystemer, men eftersom mægtigheden af de enkelte bundtill formationer stort set kun er 0,2–1 m, vil præeksisterende formenheder som moræneflader, aflejningskegler, randmoræner og smeltevandsdissekerede bundmoræner virke afsmittende på det overlejrende landskabssystems mønster af formenheder (se fig. 12). Hvor der tidligere var moræneflade eller smeltevandsfane, vil et nyt isfremstød ofte efterlade en moræneflade, isoverskredne randmoræner vil fremtræde som jævne



rygge i det fremsmeltende bundmorænelandskab, mens stærkt smeltevanddissekerede områder, der overskrides af isen, ofte drumliniseres (se Krüger, 1987).

Det må derfor konkluderes, at litho-stratigrafiske undersøgelser ikke blot bør benyttes i for søget på at korrelere sedimentære enheder, men også til at bestemme de skiftende aflejningsbetingelser og herigennem belyse landskabets udvikling, idet et kendskab til et områdes morfostratigrafi er en af forudsætningerne for at kunne tolke det aktuelle glacielle landskab – også i Danmark.

## Tak

Undersøgelserne i island er udført i 1977, 1979, 1982, 1984 og 1986. Forfatteren ønsker at takke Statens Naturvidenskabelige Forskningsråd og Carlsbergfondet, der har støttet undersøgelserne. Desuden takkes lic. scient. Ole Humlum, der tog del i feltarbejdet i 1977, 1979 og 1982. Endvidere takkes cand. scient.'erne Gerald Hyde, Eskild Lund, Niels G. Mortensen, Lisbeth Pedersen og Henrik H. Thomsen, og stud. scient.'erne Lars Berthelsen, Anette Engraf og Michael S. Rasmussen, samt min datter Pia Krüger for deres medvirken i en eller to feltperioder. Endelig takkes Reynir Ragnarsson, Politiet i Vík Mýrdal for sikkerhedsinspektion og flyveassistance i undersøgelsesområdet, og Islands Forskningsråd for tilladelse til at arbejde i island.

## Litteratur:

- Boothroyd, J. C. and Ashley, G. M. 1975: Processes, Bar Morphology, and Sedimentary Structures on Braided Outwash Fans, Northeastern Gulf of Alaska. I "Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation". *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.* nr. 23. 193–222.
- Bergthorsson, P. 1969: An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years. *Jökull* 19, 94–101.
- Humlum, O. 1979: "Fluted Moraine" på Omø – isbevægelsesretning og aflejningsmåde. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1978*, 15–22.
- Humlum, O. 1981a: Observations on debris in the basal transport zone of Mýrdalsjökull, Iceland. *Ann. Glaciol.*, 2, 71–77.
- Humlum, O. 1981b: Brolægninger i tills: Iagttagelser fra Mýrdalsjökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1980*, 7–17.
- Humlum, O. 1983: Dannelsen af en disloceret randmoræne ved en avancerende isrand, Höfdabrekkujökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1982*, 11–26.
- Humlum, O. 1985a: Changes in texture and fabric of particles in glacial traction with distance from source, Mýrdalsjökull, Iceland. *Journ. Glaciol.*, 31, 150–156.
- Humlum, O. 1985b: Genesis of an imbricate push moraine, Höfdabrekkujökull, Iceland. *Journ. Geol.*, 93, 185–195.
- Jaksch, K. 1975: Das Gletschervorfeld des Sólheimajökull. *Jökull*, 25, 34–38.
- Klimaszewski, M. 1960: Studia geomorfologizne w zachodniej części Spitsbergenmiedzy Kongs-Fjorden a Eidenn-Bukta. *Zerz. Nauk. Ud.*, 32, *Prace Geogr. Ser. Nowa*, 1.
- Krüger, J. 1979: Structures and textures in till indicating subglacial deposition. *Boreas*, 8, 323–340.
- Krüger, J. 1982: Processer og till fabric i et recent dødislandskab ved Höfdabrekkujökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981*, 45–56.
- Krüger, J. 1983: En drumlin-bakke ved Mýrdalsjökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1982*, 1–10.
- Krüger, J. 1984: Clasts with stoss-lee form in lodgement tills: a discussion. *Journ. Glaciol.*, 30, 241–243.
- Krüger, J. 1985a: Formation of a push moraine at the margin of Höfdabrekkujökull, South Iceland. *Geogr. Ann.*, 67A, 199–212.
- Krüger, J. 1985b: Bemærkninger om dal-dannelser i smeltevandsterrasser med eksempler fra Island og Danmark. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1984*, 7–13.
- Krüger, J. 1987: Relationship of drumlin shape and distribution to drumlin stratigraphy and glacial history, Mýrdalsjökull, Iceland. I "Drumlins". Ed. J. Rose. Balkema, Holland (in press).
- Krüger, J. (in prep.): Glacial process distribution, sediment dispersal, and land element patterns at Mýrdalsjökull, South Iceland.
- Krüger, J. og Humlum, O. 1980: Deformations- og erosionsstrukturer i bundmorænelandskabet ved Mýrdalsjökull, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1979*, 31–39.
- Krüger, J. og Humlum, O. 1981: The proglacial area of Mýrdalsjökull with particular reference to Sléttjökull and Höfdabrekkujökull. General report on the Danish Geomorphological Expedition to Iceland, 1977. *Folia Geographica Danica*, Tom. XV, 1, 58 pp.
- Krüger, J. og Thomsen, H. H. 1981: Till fabric i et recent bundmorænelandskab, Island. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1980*, 19–28.
- Krüger, J. og Thomsen, H. H. 1984: Morphology, stratigraphy, and genesis of small drumlins in front of the glacier Mýrdalsjökull, South Iceland. *Journ. Glaciol.*, 30, 94–105.
- Penck, A. 1909: *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- Price, R. F. 1973: *Glacial and Fluvio-glacial Landforms*. Oliver and Boyd, London, 242 pp.
- Sapper, K. 1909: Bemerkungen über einige südschweizerische Gletscher. *Ztschr. Gletscherkunde*, 3, 297–305.
- Schou, A. 1949: *Atlas over Danmark. 1. Landskabsformerne*. 160 pp.
- Sharp, M. 1984: Annual moraine ridges at Skálafellsjökull, south-east Iceland. *Journ. Glaciol.*, 30, 82–93.
- Thorarinsson, S. 1943: Oscillations of the Icelandic glaciers in the last 250 years. I. Ahlmann, H. W:son and Thorarinsson, S., Vatnajökull, *Geogr. Ann.*, 25, 1–54.
- Todtman, E. 1960: Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). *Univ. Hamburg, Abh. Auslandsk.*, Reihe C., 65, 95 pp.