

Rapporter och meddelanden 125

Beskrivning till de kvartärgeologiska kartorna inom Mittnordenområdet

Terje H. Bargel (huvudred.)
Robert Lagerbäck & Keijo Nenonen (red.)



SGU

Sveriges geologiska undersökning
Geological Survey of Sweden

Beskrivning till de kvartärgeologiska kartorna inom Mittnordenområdet

Terje H. Bargel (huvudred.)
Robert Lagerbäck & Keijo Nenonen (red.)

Bjørn Bergstrøm, Timo Huttunen, Peter Johansson,
Aimo Kejonen, Martti Korpijaakko, Kalevi Mäkinen,
Lars Olsen, Heikki Rainio, Arne Reite, Jouko Saarelainen,
Jan-Olov Svedlund, Harald Sveian & Tapio Väänänen

ISSN 0349-2176
ISBN 91-7158-768-3

Omslagsbild: Delar av det svenska Mittnordenområdet sett från dess södra kant: Hoverberget, Storsjöbygden och Oviksfjällen. Foto: Robert Lagerbäck.

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: Elanders Tofters AB, Östervåla 2006

Innehållsförteckning

MITTNORDENPROJEKTET – GEOLOGI ÖVER NATIONSGRÄNSERNA	5
STORA VARIATIONER I GEOGRAFI OCH GEOLOGI INOM MITTNORDEN.....	5
Berggrund och landskap – stora variationer.....	6
Det blir kallare – istiderna börjar	9
Isarna nöter på berggrunden och avsätter morän	9
Isen smälter.....	15
Landet stiger	16
Klimat och jordartsbildning efter istiden.....	18
MITTNORDENS NIO JORDARTSREGIONER	25
KONTINENTALSOCKELN UTANFÖR NORGE.....	25
Kontinentalsockeln har en nästan horisontell överyta	25
Storeggaskredet – världens största undervattensskred?	26
Stora jordmäktigheter på sockeln	27
Lerig morän är vanligast på djupet	28
NORGES KUSTOMRÅDEN.....	28
Strandflaten	28
Strandgrottor	29
Jordarter i kustområdena.....	30
Exkursionslokaler.....	32
FJORDAR OCH DALAR I NORGE	37
Morfologi	37
Jordtäcket	39
Exkursionslokaler.....	40
FJÄLLKEDJAN.....	45
Fjällens topografi	45
Jordtäcket	47
Exkursionslokaler.....	56
NORRLANDS INLAND	59
Berggrund och landformer	59
Jordtäcket	60
Exkursionslokaler	64
BOTTNISKA VIKENS KUSTOMRÅDEN	74
Allmänt om området.....	74
Berggrund och landformer	74
Jordtäcket	74
Exkursionslokaler.....	79
BOTTNISKA VIKEN.....	83
Berggrund och landhöjning	83
Inlandsisens avsmältning och Östersjöns utveckling.....	83
Bottniska viken före den senaste nedisningen – och i framtiden	84
VATTENDELAROMRÅDET SUOMENSELKÄ OCH INSJÖFINLANDS NORRA DEL.....	86
Vattendelarområdet Suomenselkä.....	86
Norra delen av Insjöfinland.....	88
Exkursionslokaler	89

KARELEN OCH KAJANALAND.....	93
Landskapets allmänna drag	93
Heinola-deglaciationen och Salpausselkä-framstöten	93
Isrörelser under isavsmältningen.....	93
Israndbildningarna.....	94
Isälvsavlagringar	94
Vindavlagringar	95
Exkursionslokaler	95
DEN KVARTÄRGEOLOGISKA UTVECKLINGEN INOM MITTNORDENOMRÅDET	99
DEN SENASTE ISTIDEN I NORGE	99
Tiden före den senaste nedisningens huvudfas.....	99
Den senaste nedisningens huvudfas och isavsmältningen	101
Isrörelser	104
Efter istiden	105
DEN SENASTE ISTIDEN I FINLAND	106
Äldre istider	106
Tidig och mellan-Weichsel	106
Nedisningen under sen-Weichsel och den senaste inlandsisens avsmältning.....	106
”ISTIDEN” UR ETT SVENSKT PERSPEKTIV.....	110
Att rekonstruera den istida utvecklingen	110
Äldre istider	110
Weichsel-istiden.....	111
Isavsmältningen, ett skede fyllt av dramatik	114
LITTERATUR	115
KARTBILAGA	120

Kol-14-dateringar och verklig ålder

För att ange åldern på olika geologiska skeden eller händelser används i boken antagna verkliga åldrar, dvs. kalenderår, såväl som ^{14}C -år. Kol-14-metoden är en dateringsmetod som normalt kan användas för åldersbestämning av organiskt material som är yngre än ca 40 000 år. I naturen finns en liten mängd radioaktivt kol (^{14}C) som bildas i atmosfären genom påverkan av kosmisk strålning. Det radioaktiva kolet reagerar med syret i atmosfären och bildar koldioxid (CO_2) som tas upp av växterna i samband med fotosyntesen. Det radioaktiva kolet kommer att ingå i växterna, och i djur som äter dessa växter, tillsammans med de stabila kolisotoperna ^{12}C och ^{13}C . När organismerna dör leder det radioaktiva sönderfallet av ^{14}C till att halten av detta minskar. Efter ca 5700 år har halten minskat till hälften och efter ytterligare ca 5700 år till en fjärdedel osv. Genom att mäta halten av ^{14}C i ett organiskt prov kan man således uppskatta ungefär hur lång tid som förflutit sedan det organiska materialet bildades. Ett problem är dock att den kosmiska strålningen inte har varit konstant och att variationerna har lett till att halten ^{14}C har varierat i atmosfären under årtusendena. Det går därför inte att automatiskt översätta en kol-14-ålder till en verklig ålder. Genom att mäta halten ^{14}C i t.ex. de enskilda årsringarna i mycket gamla träd kan man dock kalibrera kol-14-bestämningarna och räkna om ^{14}C -år till ungefärliga verkliga åldrar. Eftersom ^{14}C -åldrar har angetts i föreliggande text kan det påpekas att den verkliga åldern i de flesta fall är högre än ^{14}C -åldern. Till exempel motsvaras en ^{14}C -ålder på 10 000 år av en kalibrerad ålder på ca 11 500 år (cal).

MITTNORDENPROJEKTET – GEOLOGI ÖVER NATIONSGRÄNSERNA

Terje H. Bargel

Geologiska kartor över gränsområdena i ett land saknar oftast information om grannländerna. Detsamma gäller för de flesta andra typer av temakartor. Anledningen till detta är uppenbar. Kartorna har gjorts av institutioner som har ansvar och ekonomiska resurser för att arbeta i sitt eget land. De flesta människor, oavsett om de är geologer eller andra naturintresserade, frågar sig emellertid ibland hur det ser ut på den andra sidan gränsen. Vi vill se helheten, och ofta är det också nödvändigt att ha en större översikt för att kunna förstå geologin inom ett mindre område. De geologiska undersökningarna i Finland, Norge och Sverige har därför under många år samarbetat över nationsgränserna. Under åren 1989–1996 genomfördes ett större samarbetsprojekt inom Mittnordenområdet (fig.1). Ett liknande samarbetsprojekt har tidigare genomförts inom Nordkalotten, omedelbart norr om Mittnordenområdet. Båda projekten innefattade flertalet geologiska fackområden och syftet var att sammanställa befintlig information om geologin inom de två områdena.

Föreliggande text behandlar kvartärgeologin inom Mittnordenområdet. Översiktskartläggning grundad på flygbildstolkning genomfördes inom områden som saknade kvartärgeologiska kartor sedan tidigare, men kompletterande fältarbete har endast utförts i begränsad omfattning, förutom inom mindre områden där det gjordes undersökningar för tre doktorsavhandlingar bland projektmedarbetarna.

Inom kvartärgeologin arbetar vi med jordarter och unga landskapsformer samt den geologiska utvecklingen under och efter nedisningarna. Kvartärtiden omfattar de senaste ca 2,5 miljoner åren av Jordens historia, en period präglad av stora klimatvariationer med många nedisningar. Inom det kvartärgeologiska delprojektet har vi sammanställt kartor över jordarterna, deras lagerföljder och ytformer samt inlandsisarnas rörelseriktningar. Kartorna gavs ut 1999 och har huvudsakligen engelsk text.

Föreliggande beskrivning vänder sig till en bred publik i alla de tre länderna. Den ger en översikt över Mittnordens kvartärgeologi eller istidshistoria, och med många fotografier och andra illustrationer hoppas vi att boken tillsammans med kartorna ska bidra till att öka intresset för regionens geologi. Läsaren rekommenderas att införskaffa de tryckta kartorna eftersom detta ökar utbytet av läsningen.

Kvartärgeologiska kartor som tryckts i samband med Mittnordenprojektet

MAPS OF QUATERNARY GEOLOGY
IN CENTRAL FENNOSCANDIA:

Sheet 1: Quaternary deposits (scale 1:1 000 000)

Kartan visar jordartsfördelningen inom området.

Sheet 2: Glacial geomorphology and paleohydrography (scale 1:1 000 000)

Kartan ger en översiktlig bild av jordlagrens ytformer, dräneringsspåår efter inlandsisarnas smältvatten, områden under högsta kustlinjen samt sen- eller postglacialt utbildade förkastningar.

Sheet 3: Ice flow indicators (scale 1:1 000 000)

Quaternary stratigraphy (scale 1:2 000 000)

Kartan har två delkartor, där den ena visar isrörelser och den andra ett urval av jordlagerföljder.

Kartorna kan köpas från SGU, NGU eller GTK.

STORA VARIATIONER I GEOGRAFI OCH GEOLOGI INOM MITTNORDEN

När man reser inom Mittnordenområdet upptäcker man snart att topografi, geologi och klimat växlar starkt inom området. I Norge finns höga, spetsiga fjäll, djupa dalar och långa fjordar. Nederbörds mängderna är stora året runt och vattnet förs snabbt bort eftersom berggrunden mestadels är blottad. I Sverige övergår fjällen österut snart till mjukt rundade bergkullar och dalgångarna blir grundare och bredare. Jordtacket är mäktigare och mer sammanhängande och större hållområden förekommer främst i höjdlägena. Nederbörden är också betydligt mindre öster om fjällkedjan. I Finland är höjdskillnaderna små, otaliga sjöar intar sänkorna i terrängen och berggrunden är nästan överallt täckt av ett mäktigt jordlager. Skillnaderna i landskapets utformning har existerat under miljontals år och beror på en olikartad geologisk utveckling. Olika delar har i sin tur haft en avgörande betydelse för nedisningarnas förlopp från region till region. Man kan tillämpa begreppet *självförstärkande effekt* på det Fennoskandiska landskapet. Exempel på denna effekt är att befintliga långa fjordar och djupa dalar kommer att ha förlängts och fördjupats efter en ny istid.



Fig. 1. Nordvästeuropa med Mittnordenområdet markerat (Ryssland ingår inte). Randmoräner från Yngre Dryas är markerade med tunna svarta linjer.

Berggrund och landskap – stora variationer

Huvuddragen av Mittnordenområdets geologiska utveckling visas i figur 2. Berggrunden inom Mittnorden domineras av urberg, huvudsakligen graniter och gnejser bildade under prekambrium, Jordens urtid (fig. 3). Urberget var vid slutet av prekambrium nederoderat till ett vidsträckt slättland, *det subkambriska peneplanet*. Rester av denna 600 miljoner år gamla landyta finns på flera håll i Mittnorden. Under de följande perioderna, kambrium, ordovicium och silur, kom hela Fennoskan-

dia att täckas av hav och olika typer av sediment avsattes ovanpå urberget. Sedimenten omvandlades gradvis till sedimentära bergarter som kalkstenar, sandstenar och lerskiffrar. För ca 400 miljoner år sedan ledde omfattande platttektoniska rörelser till att stora flak, *skolor*, av de sedimentära bergarterna sköts österut. Dessa omvandlades (metamorfoserades), veckades och höjdes upp så att en hög bergskedja bildades, *den kaledoniska bergskedjan* (fig. 4).

Bergskedjebildningen påverkade de sedimentära

ERA	MILJ. ÅR	PERIOD	HÄNDELSE
Kenozoikum	2,5	Kvartär	Istider
		Tertiär	Paleiska ytan bildas Skandinavien lyfts upp Atlanten öppnar sig
Mesozoikum	65	Krita	Kontinentalsockeln bildas Erosion av fastlandet i väst
	144	Jura	
	208	Trias	
Paleozoikum	248	Perm	Vulkanism i Oslofältet Kolavlagringar bildas på Svalbard Meteoritnedslag vid Siljan De första landlevande växterna uppstår
	286	Karbon	
	360	Devon	
	408	Silur	Kaledonska fjällkedjan bildas
	438	Ordovicium	
	505	Kambrium	
Urtid	545	Prekambrium	Subkambriska peneplanet bildas Livet i havet uppstår Erosion av urberget
	1200		Urbergets bergarter bildas
	1800		
	3000		Jorden bildas
	4600		

Fig. 2. Tidsskala (i miljoner år) som visar de viktigaste geologiska händelserna inom Mittnordenområdet.



- Sedimentära bergarter på den norska kontinentalsockeln, 250–2,5 miljoner år gamla
- Metamorfa bergarter i den kaledonska fjällkedjan i Norge och Sverige, 1850–400 miljoner år gamla
- Urbergsbergarter i Bottniska viken, 1000–1600 miljoner år gamla
- Urbergsbergarter i Sverige och Finland (svekofenniska), 2500–540 miljoner år gamla
- Urbergsbergarter i östra Finland (karelska), 2500–540 miljoner år gamla
- Urbergsbergarter i östra Finland och Ryssland, 4000–2500 miljoner år gamla

Fig. 3. De viktigaste berggrundsenerheterna inom Mittnordenområdet. Modifierad efter Lundqvist m.fl. (1996).

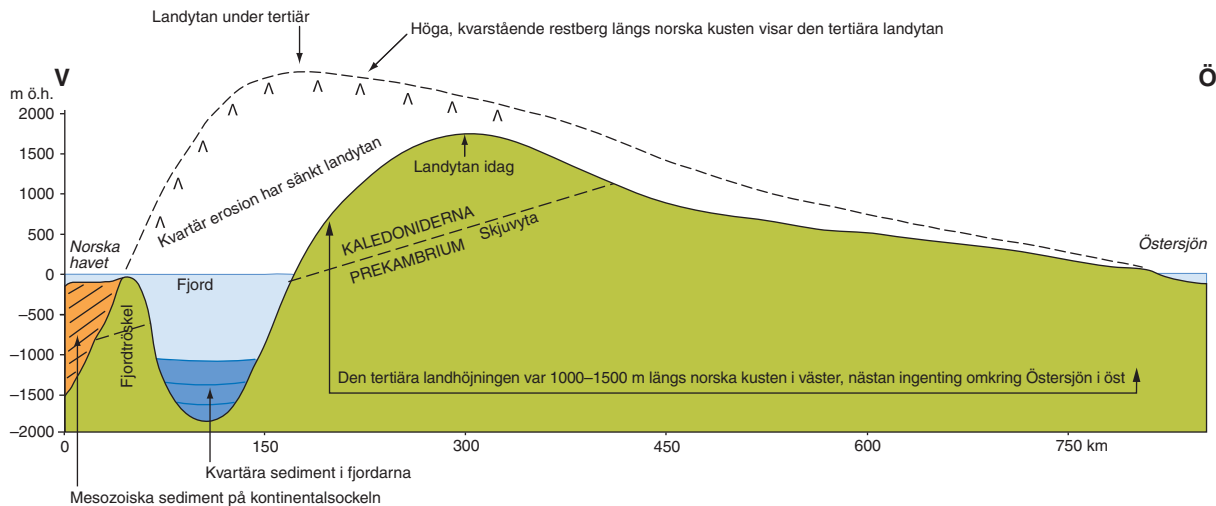


Fig. 4. Generaliserad profil över den skandinaviska halvön från Norska havet till Östersjön. Den streckade linjen anger berggrunden efter den tertiära landhöjningen för ca 65–2,5 miljoner år sedan och den heldragna linjen visar dagens berggrundsytan. En jämförelse mellan de två kurvorna visar att fjordarna är starkt överfördjupade och har en grund tröskel längst ut. De sedimentära bergarterna på kontinentalsockeln är återgivna med orange färg. Den tertiära höjningen av jordskorpan var störst i väster. Detta ledde till att även erosionen under den senare delen av tertiär och under kvartär tid, inte minst under nedisningarna, har varit störst i väster.

bergarterna i Norge och långt in i Sverige. Vittring och erosion intensifierades och under ett varmt och fuktigt klimat dominerade sedan de nedbrytande krafterna i nästan 400 miljoner år, fram till tertiärperioden. Det mesta av bergskedjan, liksom de sedimentära bergarterna öster därom, eroderades bort. Återigen bildades ett vidsträckt slättland, *den paleiska ytan*, som idag återspeglas av den svagt böljande topografin inom delar av fjällkedjan. Mindre partier av det subkambriska peneplanet återfinns på enstaka restberg. Erosionen förde bort vittringsmaterialet från fjällen, dels västerut, dels mot sydost, där det i dag återfinns som sedimentära bergarter i Östersjön, Baltikum och Ryssland. Devoniska bergarter förekommer i en smal zon längs kusten i Sør-Trøndelag och i Beitstadfjorden längst in i Trondheimsfjorden finns jurassiska bergarter bevarade. Under perioderna trias–kvartär byggdes kontinentalsockeln utanför Norge upp av sediment som senare i stor utsträckning omvandlats till bergarter. De äldsta bergarterna ligger, naturligt nog, djupast, men återfinns också närmast land. Åldern på kontinentalsockelns olika bergarter avtar sedan successivt ut från kusten (fig. 5). Det är i de sedimentära bergarterna från trias, jura och krita som vi idag finner olja och gas. De kvartära, lösa avlagringarna ligger överst och täcker det mesta av den äldre lagerserien.

Under tertiär ledde nya jordskorperörelser till att Skandinavien höjdes, mest i väster. Samtidigt pågick vulkanisk aktivitet på den inre delen av kontinentalsockeln och vulkaniska bergarter finns nu t.ex. nord-

väst om Kristiansund. Som en följd av fjällkedjans höjning blev älvarnas lopp brantare och nederbörden ökade kraftigt längs västkusten. Därmed ökade också erosionen och älvarna skar ut dalgångar i den nu upphöjda paleiska ytan. Dessa kom att utgöra grunden för de djupt inskurna fjäldalar och fjordar som idag är så karakteristiska landskapsdrag inom den västra delen av Mittnordenområdet.

Öster om fjällkedjan var landskapsutvecklingen lugnare. Efter att det subkambriska peneplanet höjts i samband med den kaledoniska bergskedjebildningen, och därefter frilagts från sitt paleozoiska täcke, utsattes urberget under främst mesozoikum för en omfattande djupvittring och reliefen omformades totalt. Vittringen följde i första hand berggrundens sprickzoner och ju längre tid vittringen fick verka, desto mindre blev de ovittrade bergspartierna mellan vittringszonerna. Inom områden där berggrunden utsattes för djupvittring endast under kortare tid, bildades *sprickdalslandskap* när vittringsmaterialet eroderades bort. Om djupvittringen fick verka under längre tid blev resultatet *bergkullterräng*. Nya erosionsytor utbildades, delvis som trappsteg på successivt allt lägre nivåer ned mot Bottniska viken, men de fick sin slutliga utformning först under tertiär. Landskapets huvuddrag utbildades således under tertiärtiden, innan de kvartära nedisningarna började.

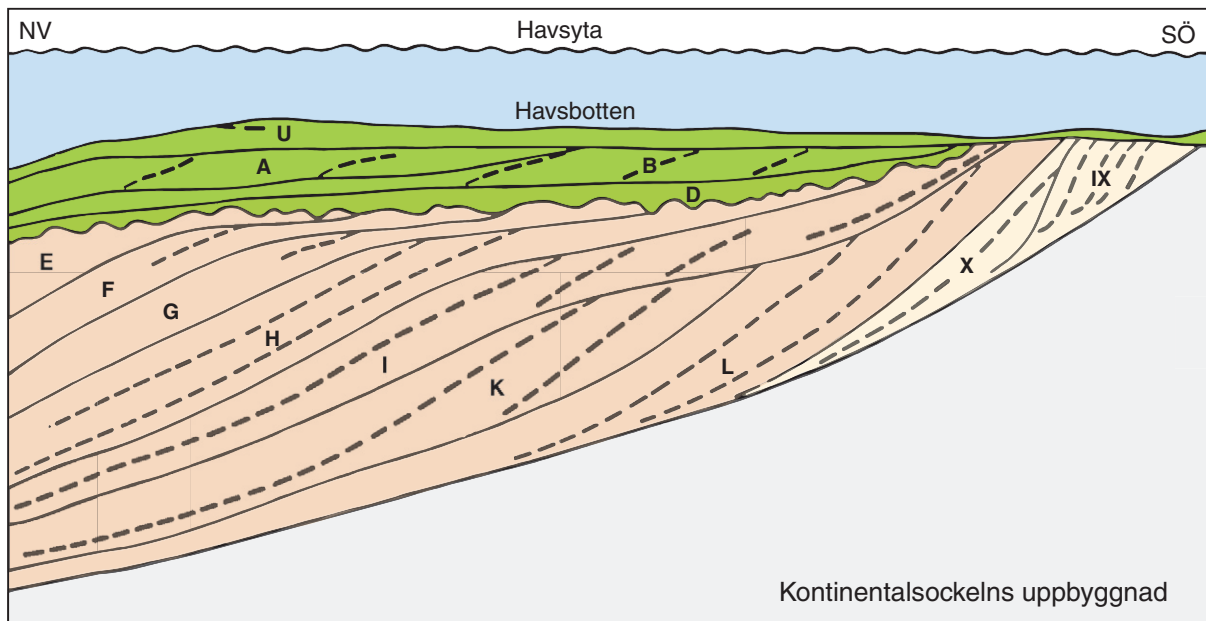


Fig. 5. Principprofil som visar kontinentalsockelns uppbyggnad utanför Mitt-Norge. Enheterna IX–E antas vara sen-tertiära och enheterna D, B, A och U kvartära sediment. Den vågiga gränsen under enhet D antas ha uppkommit genom glacialerosion, eventuellt under den näst senaste istiden (Saale-istiden). Modifierad efter Rokoengen m.fl. (1995).

Det blir kallare – istiderna börjar

Under slutet av tertiärperioden sjönk temperaturen på Jorden och de första små glaciärerna bildades i fjällkedjan. Glaciärbildningen började på allvar för ungefär 2,5 miljoner år sedan och detta markerar övergången från tertiär till kvartärtiden. Glaciärerna ökade i storlek och växte så småningom ihop till inlandsis som vid upprepade tillfällen kom att täcka stora delar av Nordväst-europa. Istidernas tidevarv hade inletts!

Under kvartärtiden har Jordens temperatur varierat, speciellt i de polnära områdena, och glaciärernas eller inlandsisarnas storlek har därför växlat starkt. Kallperioder, *istider*, har avlösts av mellanistider, *interglacialer*, utan inlandsisar och med ett klimat liknande det som råder i dag. Även under istiderna förekom emellertid perioder med något mindre strängt klimat, *interstadialer*, då isarna tillfälligt minskade i storlek eller kanske t.o.m. smälte bort helt och hållet. Fennoskandia kan, helt eller delvis, ha varit istäckt ett fyrtiotal gånger, eller ännu fler! Man räknar med att den senaste istiden, som vi i vår del av världen kallar Weichsel, började för ca 115 000 år sedan. Under loppet av Weichsel-istiden inföll emellertid flera perioder då isen helt eller delvis smälte bort (fig. 6). Den senaste stora nedisningen började för omkring 30 000 år sedan och isen hade sin största utbredning för ca 24 000–21 000 år sedan (fig. 7). Isens mäktighet var sannolikt som störst, kanske uppe-

mot 3 000 m, över det nordvästra Bottenhavsområdet. I Finland kan isen ha varit 1 000–2 000 m mäktig, vid norska kusten högst 1 000–1 500 m, men lokalt i de djupaste fjordarna kanske uppemot 4 000 m.

Isarna nöter på berggrunden och avsätter morän

Inlandsisarna rörde sig hela tiden och särskilt mycket eroderade de i de dalgångar som älvarna tidigare hade anlagt. Dalgångarna blev successivt både djupare och bredare och deras tvärprofil förändrades från V-form, som är utmärkande för en floddal (fig. 8), till U-form, som är typiskt för en glaciäreroderad dalgång (fig. 9). På många platser gröpte isen ut djupa tråg i berggrunden, också under havsnivån. Flertalet norska fjordar är därför trågformade, dvs. djupare på mitten än vid mynningen. Sådana fjordar kallas för *tröskelfjordar* (fig. 4). Även flertalet norska sjöar ligger i iseroderade fördjupningar – tråg – i berggrunden. Fjällkedjan och övriga delar av det norska fastlandet har således i stor utsträckning omformats av glaciärernas och inlandsisarnas erosion. Rundhällar (*roche moutonnées*) med isräfflor på toppen förekommer allmänt (fig. 10). Trots att glaciärerna skrapat loss och krossat ned mycket av berggrunden, och att förutsättningarna för jordartsbildning såtillvida varit goda, är jordtäcket ändå tunt

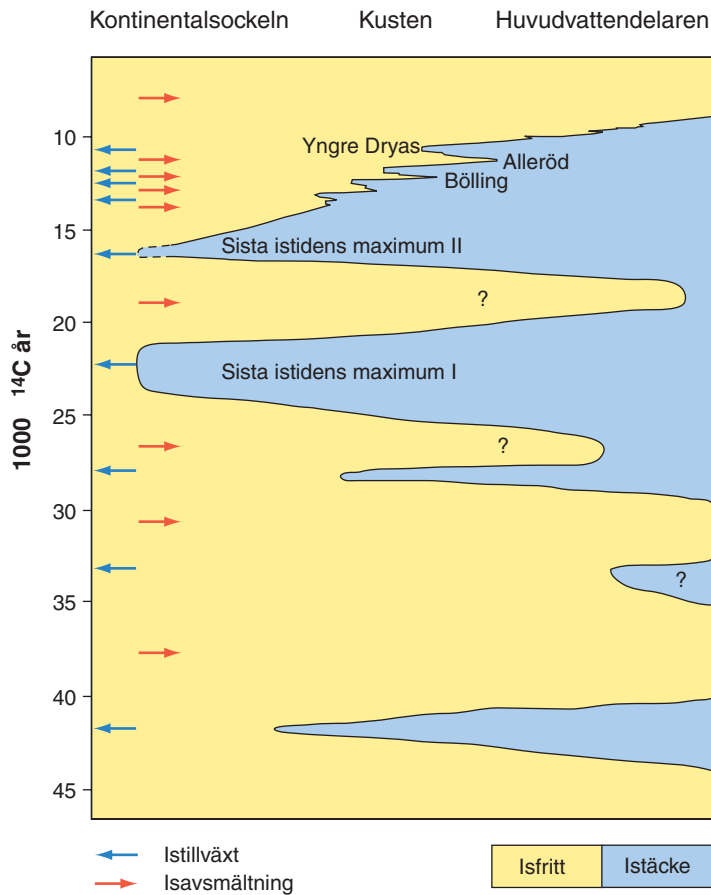


Fig. 6. Tid/distans-diagram som visar perioder med istäcke (blått) respektive isfria förhållanden (gult) i den västra delen av Mittnordområdet under de senaste ca 45 000 åren. Se även fig. 117. Förenklad efter Olsen (1997).

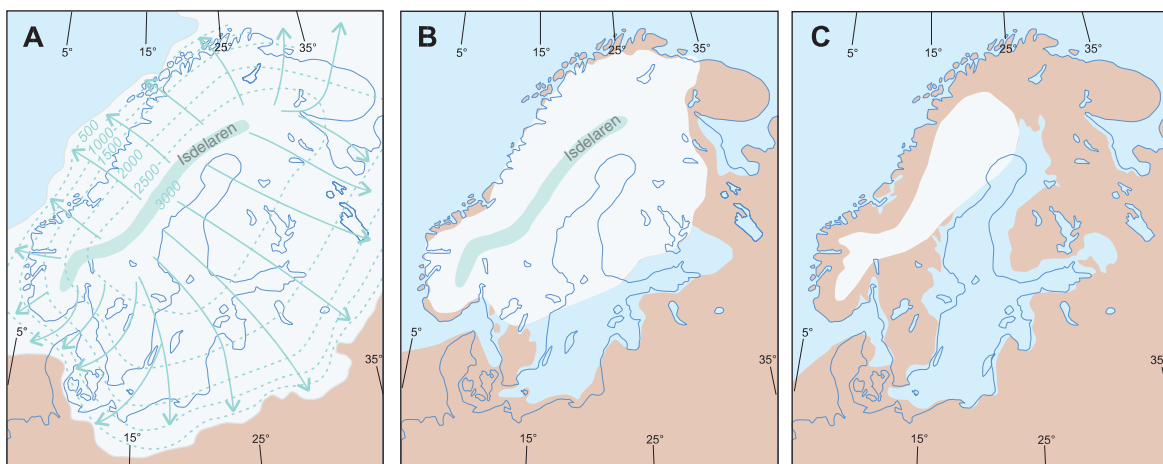


Fig. 7. Inlandsisens utbredning och områden som legat under vatten under olika faser av den senaste nedisningen. **A.** Störst utbredning hade inlandsisen för ca 24 000–21 000 ^{14}C -år sedan. På kartskissen visas den antagna isdelarens läge samt ismaktigheten. Pilarna visar hur isen rörde sig bort från isdelaren där istäcket var mäktigast, och ut mot iskanten där isen var tunnast. **B.** Inlandsisens utbredning under den mest utpräglade kallfasen (Yngre Dryas) under isavsmältningsskedet. Efter en betydande, men relativt kortvarig, tillväxt av isen fortsatte sedan isavsmältningen. Östersjöområdet hade inte kontakt med världshaven utan utgjordes av ett isdämt innahav, den Baltiska issjön, som existerade för ca 13 000 till ca 10 000 ^{14}C -år sedan. **C.** För ca 9 000 ^{14}C -år sedan var kustområdena praktiskt taget taget isfria, men isdämda sjöar förekom på många ställen norr och väster om isen (visas inte i bilden). Sötvattenstadiet i Östersjöområdet kallas vid denna tid för Ancylussjön. Efter Sveian & Solli (1997).



Fig. 8. Älven Orklas dalföre vid Berkåk, ca 80 km söder om Trondheim, är markant V-formad utmed en sträcka på ca 10 km (övre fotot). Dalföret går här i NNO-lig riktning, vilket är tvärs den dominerande isrörelseriktningen. Detta förklarar att dalen inte genomgått den normala utvecklingen i nedisade områden, dvs. från fluvial V-dal till glacial U-dal. Glacialerosionen har dock lett till att dalgången på vissa håll fått en asymmetrisk form, på så vis att den västra dalsidan är mindre brant än den östra. Några km nedströms böjer dalen av så att den löper parallellt med den dominerande isrörelseriktningen (nedre fotot) och där vidgas den och har en mer U-liknande tvärprofil. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 9. Eikesdalen i Romsdal, ca 50 km sydost om Molde, är en utpräglat iseroderad dalgång – en U-dal. Under isavsmältningen blev dalbotten täckt av sediment. Foto: Tore Wuttudal / NN / Samfoto.

och det borteroderade materialet återfinns huvudsakligen ute på kontinentalsockeln (fig. 5).

Öster om fjällkedjan har isarna eroderat mindre, men eftersom det lösbrutna materialet inte transporterats bort i samma utsträckning som inom fjällområ-

dena, är å andra sidan de glaciala avlagringarna betydligt mäktigare. *Morän*, som avsätts direkt från glaciärer eller inlandsisar, är den dominerande jordartstypen. I Sverige och Finland är berggrunden till största delen täckt av relativt mäktiga moräntäcken. Morän är den



Fig. 10. De äldsta observerade isrörelserna inom den västra delen av Mittnorden-området (Norge) var riktade mot väster och nordväst. Spår efter denna isrörelse finns inte bara i form av dalar och fjordar i dessa riktningar utan också i berggrunden. Den av is skulpterade och räfflade rundhällen på bilden ligger 670 m ö.h. på Mellingfjellet vid sjön Majavatn, nära gränsen mellan Nord-Trøndelag och Nordland. Pilen indikerar den mot nordväst riktade isrörelseriktningen. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 11. Drumlin vid Momyr i Åfjord på Fosenhalvön. Isrörelsen var här mot nordväst (åt vänster). Sådana mäktiga moränformationer utgör mycket god odlingsjord men är ovanliga i högre liggande områden i Norges kustområde. Momyr ligger ca 300 m ö.h. vilket är strax under trädgränsen i denna del av Mitt-Norge. Foto: Terje H. Bargel.

dominerande jordarten även i Bottniska viken men täcks där i stor utsträckning av finkorniga marina sediment. Då inlandsisarna gled fram över underlaget bildades på många håll avlånga moränryggar, *drumliner*, parallellt med isrörelseriktningen (fig. 11 och 12). Moränryggar som avsattes tvärs isrörelseriktningen kallas

transversella (fig. 13). De Geer-moräner (fig. 14), Rogenmorän (fig. 15 och 57), rand- och ändmoräner (se nästa kapitel) är exempel på transversella moränryggar. Moränmaterial som avsattes först efter att isen slutat röra sig utbildar ofta kullar och oregelmässigt orienterade ryggar, s.k. *dödismorän* (fig. 87).



Fig. 12. Drumliners vid den svenska kusten av Bottniska viken, nära Byske norr om Skellefteå. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 13. Moränformerna på bilden anger tydligt den dominerande isrörelseriktningen. Ryggarna i förgrunden är orienterade tvärs isrörelsen (transversellt) medan den långa, strömlinjeformade moränryggen i bakgrunden är avsatt längs isrörelseriktningen, på "läsidan" av bergknallen. Myrberget, ca 25 km nordost om Arvidsjaur. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 14. De Geer-moränryggarna på bilden har avsatts på den forna havsbotten, längs randen av den bortsmältande inlandsisen. Storgrundet, Luleå skärgård. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 15. Rogenmorän öster om Hartkjøltoppen i Lierne, Nord-Trøndelag, Norge. Bilden är tagen mot väster från gränsen mot Sverige. Foto: Harald Sveian.

Isen smälter

Inlandsisen började smälta bort från Mittnordenområdet för ca 14 000 år sedan. Först befriades de yttre delarna av det norska kustområdet från isens grepp och därefter började de sydöstra delarna av Finland smälta fram. När iskanten temporärt stannade upp, eller ryckte fram något, avsattes ryggformade *randmoräner* utmed iskanten (fig. 16, 17 och 18). I Finland finns randmoräner i Karelen-området längst i öster. I Norge förekommer randmoräner i såväl kustområdet som i dalarna och fjällena. De relativt korta moränryggar som påträffas i de svenska fjällområdena är närmast att betrakta som lokala ändmoräner och har inte markerats på kartorna. Under *Yngre Dryas*, för ca 13 000–12 000 år sedan, inträffade en drastisk klimatförsämring. Isavsmältningen avstannade under flera hundra år och in-

landsisen bredde på vissa håll också ut sig över tidigare frismälta områden. Framför allt i Joensuuuttrakten i Finland, men även lokalt i de norska kust- och fjordområdena, avsattes mycket stora randformationer (fig. 1, fig. 19). Under ett allt gynnsammare klimat efter Yngre Dryas gick avsmältningen relativt snabbt och iskanten retirerade på de flesta håll med flera hundra meter per år. De sista resterna av inlandsisen, strax öster om fjällkedjan, smälte bort för ca 9 000 år sedan.

Vattnet från den bortsmältande isen förde med sig mycket lösmaterial. Under och inuti isen rann vattnet i kanaler och sand och grus som avsattes i dessa bildar i dag långa ("rullstens"-) åsar (fig. 20). Uthålliga och ofta mäktiga åsar är vanliga i Finland och Sverige, medan åsarna i Norge, huvudsakligen i fjälldalarna, oftast är korta och låga. Material som avsattes utanför isen bildade *isranddeltan* och *randåsar* när iskanten



Fig. 16. Ändmorän från tidig Yngre Dryas (Tautatrinnet – 10 800–10 600 ¹⁴C-år sedan) framför Salsvattnet, Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.



Fig. 17. Distalsidan av en israndbildning av tidig Yngre Dryas ålder från Melhus i Gauldalen, 15 km söder om Trondheim. Avlagringen består huvudsakligen av isälvmaterial och är delvis täckt av marin lera, vilket visar att den är avsatt under havsytan (randås). Foto: Terje H. Bargel.

stod i havet, eller *sandurfält* när iskanten stod på land. Material som fördes med isälvarna längs dalgångarna avsattes som *dalfyllnader* eller byggde så småningom upp *deltan* vid älvmynningarna. De senare är huvudsakligen uppbyggda av sand. Det finare slammet sjönk till botten först på större vattendjup och bildade på många håll mäktiga avsättningar. Mäktiga leravsättningar förekommer i många av de norska fjordarna, i Trondheimsfjorden har man konstaterat uppemot 700 m mäktig lera.

Landet stiger

Till följd av inlandsisens tyngd pressades jordskorpan ned, kanske så mycket som en kilometer där isen var som mäktigast, mindre i andra områden (fig. 21). Då isen smälte bort strävade jordskorpan efter att återta sitt ursprungliga läge, dvs. höja sig. Landhöjningen höll emellertid inte jämna steg med avlastningen och områden som ännu inte hade höjt sig över den dåtida havsnivån översvämmades då iskanten drog sig tillba-



Fig. 18. Preboreal randmorän i de norska kustfjällen, som annars domineras av kallt berg. Från Terråk på Helgelandskusten. Foto: Harald Sveian.

ka. Eftersom landhöjningen fortsatte även efter att isen försvunnit, och pågår än i dag (fig. 22), finns på många platser spår efter havet, t.ex. *strandlinjer*, högt ovanför dagens havsnivå (fig. 23 och 24). Den högsta nivå i terrängen som havet nått till efter isavsmältningen kallas *marina gränsen*, *MG*, eller *högsta kustlinjen*, *HK* (fig. 25). HK- respektive MG-nivåerna varierar från område till område, men ligger sannolikt i stort sett högst där isen under en längre tid var som mäktigast. I Östersjöbäckenet var förhållandena komplicerade. Som en följd av bl.a. den olikformiga landhöjningen i norr respektive söder bröts förbindelsen med Västerhavet vid flera tillfällen och issjöstadier med sött vatten utbildades. Man anser att Östersjön har genomgått fyra olika söt- och saltvattenstadier under isavsmältningsskedet.

Östersjöns utvecklingshistoria berörs närmare i avsnitt ”Bottniska viken” s. 83.

Söder om Örnsköldsvik i Sverige ligger HK-nivån ca 285 m ö.h. för att sedan sjunka till ca 220 m längst in i äldvalarna och i Bottenvikens nordligaste kustområden. I Finland ligger HK 205–210 m ö.h. i gränsområdet mellan Suomenselkä och Bottenviken i nordväst, för att sedan sjunka till 105–110 m ö.h. i Joensuuområdet i sydost. I Norge ligger MG-nivån 200 m ö.h. vid Selbusjøen nära Trondheim, 120–140 m ö.h. nära Trøndelagskusten och endast 30–40 m ö.h. på Møre. Landhöjningen var snabbast under tiden närmast efter att isen försvann och har sedan successivt blivit allt långsammare. En viss landhöjning pågår emellertid än i dag.



- Ändmoräner på den norska kontinentalsockeln
- Ändmoräner från sen Bölling till äldre Dryas (ca 12400–11800 ¹⁴C-år gamla)
- Ändmoräner från yngre Dryas (ca 11000–10000 ¹⁴C-år gamla)
- Ändmoräner från preboreal (ca 10000–9000 ¹⁴C-år gamla)

Fig. 19. Ändmoräner från isavsmältningsskedet inom Mittnordenområdet. Inga motsvarande ändmoräner finns inom den svenska delen av området. (Efter Bargel 2003a.)



Fig. 20. Ås i sjön Revhitjønna vid Blåhatten i Lierne, Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.

Klimat och jordartsbildning efter istiden

Man tror att de sista resterna av inlandsisen smälte bort för ca 9 000 år sedan. För ca 8 000–4 000 år sedan låg genomsnittstemperaturen 1,5–2 °C högre än i dag och perioden brukar kallas för *värmetiden*. Därefter sjönk temperaturen på nytt och glaciärer nybildades i fjällen. Under 1500–1800-talen var klimatet speciellt bistert med sommartemperaturer som låg 1–1,5 °C lägre än i dag och glaciärerna ökade kraftigt i storlek. Som ett minne från den tiden finns ändmoräner långt utanför dagens glaciärtungor och på norska västkusten ödelades enstaka gårdar av den framryckande isen. Perioden kallas *lilla istiden*. Klimatet blev sedan återigen mildare, glaciärerna minskade i storlek, och det blev måttligare temperatur- och glaciärvariationer. Inom Mittnordenområdet finns i dag glaciärer endast i Sunndalen–Åndalsnesområdet, vid Helagsfjället, Sylarna, Børgesfjell och Norra Storfjället. Flertalet är små nischglaciärer.

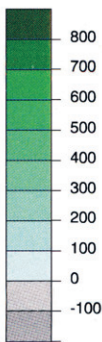
Såväl nedbrytande som jordartsbildande processer har fortsatt att verka även efter istiden. Vittring och olika erosiva processer bryter ned och utjämnar landskapet. I fjällområdet bidrar jordflytning, slamström-

mar och andra sluttningssprocesser till att jorden förflyttas till lägre nivåer. Under många branta bergväggar finns *talus*, eller *ur*, som bildats genom att stenar och block lossnat från berget efter att isen försvann (fig. 26). Frostsprängning torde vara den främsta orsaken till talusbildningen. Processen pågår i nutiden, men många talusbildningar är fossila och vittnar om hårdare klimatperioder, såväl efter som före den senaste nedisningen. På några platser har även större ras utlöst i bergbranterna. Exempel på stora berggras finns i Romsdalen och utmed sjön Storvindeln nordväst om Sorsele. Runt Trondheimsfjorden, i Namdalen och i Mosjøenområdet har det ända in i våra dagar utlöst många *kvicklereskred* (fig. 27 och 28). Flera av dessa har fått katastrofala konsekvenser för människor och bebyggelse.

Älvar och bäckar eroderar i jordlagren, t.ex. i morän, och under transporten sorteras materialet efter kornstorlek. Sedan avsätts materialet som sorterad sand eller grus. I brant terräng, där strömhastigheten är hög, kan även block och stenar ryckas loss och transporteras iväg av vattnet. När strömhastigheten sedan avtar, avsätts snart det grövre materialet, medan de finaste

LANDHÖJNINGEN I NORRA EUROPA

Meter



— Weichseliens
maximala utbredning

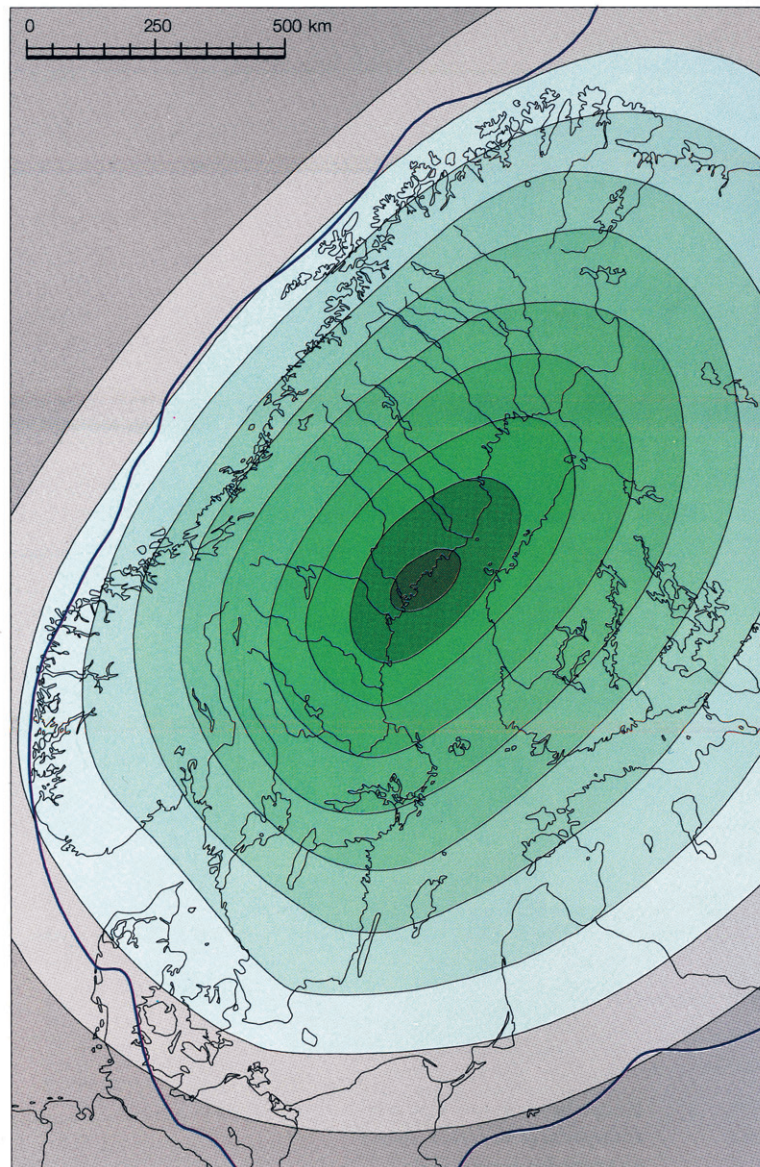


Fig. 21. Den totala landhöjningen i Fennoskandien. Landhöjningen har varit störst där ismängdigheten var störst under den senaste nedisningen. Längs Bottniska vikens västkust, i området mellan Umeå och Härnösand har den totala landhöjningen varit mer än 800 m. Detta motsvarar en ismängdighet på 2 500–3 000 m. Linjen för "Weichseliens maximala utbredning" längs Norges västkust är delvis felaktig, se fig. 7. Från Sveriges Nationalatlas/Berg och jord (Fredén 1998).

sjunker till botten först när vattnets rörelse mer eller mindre upphört. Sand och silt bygger upp deltan där vattendragen mynnar i sjöar eller hav. Landhöjningen har lett till att älvar och andra vattendrag skurit sig ned i äldre deltabildningar och att det därigenom har utbildats en serie terrasser på allt lägre nivåer utmed vattendragen. Sådana sönderskurna deltan är vanliga utmed äldvalgångarna inom hela Mittnordenområdet. Vid högvatten i samband med vårflooder eller extrema regnperioder kan älvarna både erodera och avsätta material på sidan om de normala älvloppen. Under senare tider har dock riskerna för detta minskat genom vat-

tenkraftsregleringar och genom att älvstränderna förstärkts utmed kritiska partier.

Utmed havs-, fjord- och sjöstränder bearbetas jordlagren av vågorna. På utsatta platser där havet ligger hårt på utbildas block- eller stenstränder (fig. 29), på mindre utsatta platser grus- eller sandstränder (fig. 30). De finare fraktionerna förs ut på djupare vatten och bildar siltiga sediment eller lera. På många håll längs norska kusten finns lerstränder med spridda block i ytan. Dessa har bildats genom erosion av glaciallera, där endast de finare fraktionerna eroderats och transporterats bort. Denna typ av lera avsattes i havet fram-

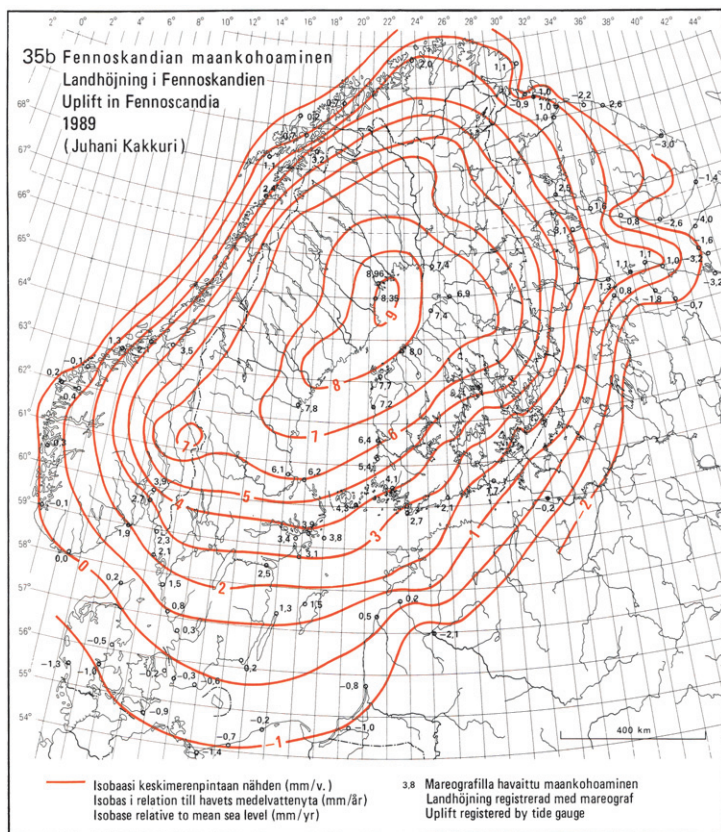


Fig. 22. Landhöjningen pågår ännu i dag och är störst där inlandsisen var som mäktigast (jfr fig. 21). Längs Bottniska vikens västkust, mellan Luleå och Skellefteå, är den nutida landhöjningen större än 8 mm/år. Detta kommer att medföra att stora områden runt Bottniska viken även fortsättningsvis kommer att torrläggas under åren framöver. Från Atlas över Finland (Maanmittaushallitus 1990).



Fig. 23. På Asplöbberget, ca 10 km sydost om Älvsbyn, framträder högsta kustlinjen som en skarp gräns mellan frispolat berg och osvallad morän. Moränen är tillräckligt mäktig för att bära växtlig skog medan endast enstaka senvuxna tallar kunnat rota sig i hållmarkens sprickor. Blocken i övergångszonen utgör moränens grovfraktion som frisköljts men inte transportrats bort av vågorna. Foto: Lars Rodhe.

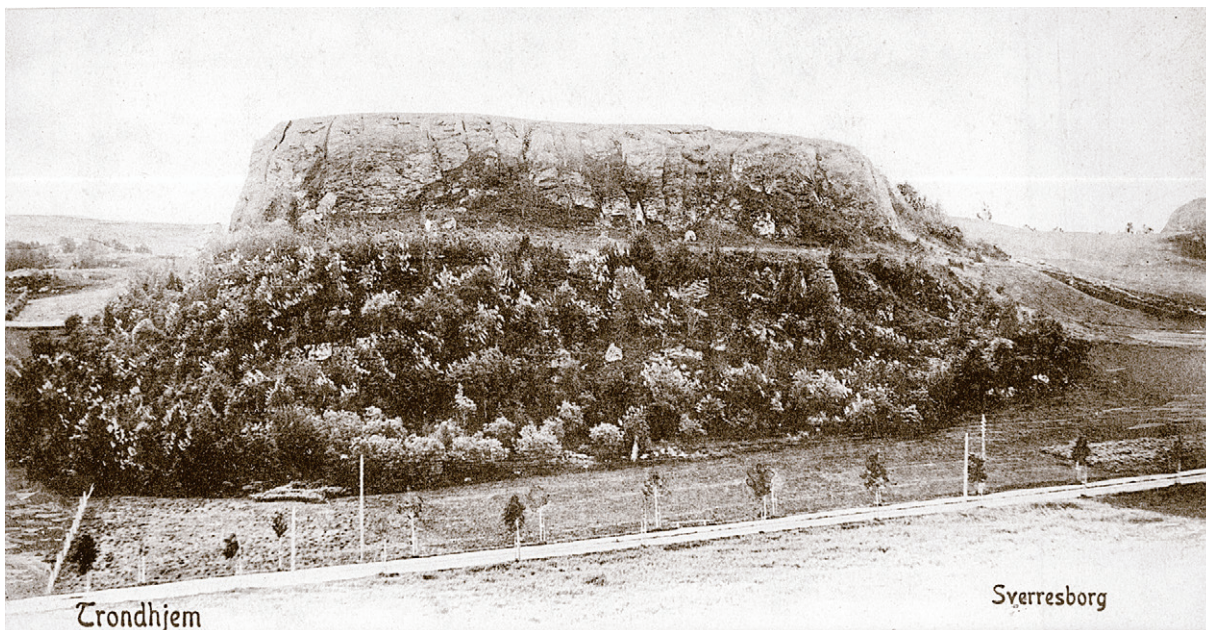


Fig. 24. Strandlinjer utpreparerades i berggrunden på många platser längs kusten av Mitt- och Nord-Norge under Tautatrinnet (tidig Yngre Dryas). Fotografiet visar en markant strandlinje som ligger 160 m ö.h. vid Sverresborg nära Trondheims centrum. I dag är strandlinjen svår att se pga. tät vegetation (från NGUs arkiv, okänd fotograf).



- Områden under marina gränsen eller högsta kustlinjen
- Dagens havsnivå
- Landområden och sjöar ovanför marina gränsen

Fig. 25. Figuren visar områden som legat under vatten under isavsmältningsskedet. Siffrorna anger höjden för marina gränsen eller högsta kustlinjen över dagens havsnivå. Av kartan framgår att stora, lågt liggande områden i Finland och i Sveriges kustområden har varit havsbotten. I Norge var relativt små områden satta under vatten, något som förklaras av den skarpa reliefen och att nedpressningen av landet var mindre här än i området runt Bottniska viken.

för iskanten och blocken (eng. *dropstones*) härrör från smältande isberg. På vissa håll finns *skalsand* eller *skalgrus* som utgör ansamlingar av skal från döda snäckor och musslor. Längs den norska kusten kan dessa avsättningar ha många meters mäktighet (fig. 31). På vissa håll längs den norska kusten finns även *korallsand*.

Nybildning av jordarter sker också genom olika former av vittring. *Blockhav*, som bildas genom frostsprängning av berggrunden i fjällområdena, är ett exempel på en grov sådan *vittringsjord*. Den kemiska

vittringen verkar långsamt i dagens klimat, speciellt på sura, kristallina bergarter. De relativt mäktiga förekomster av vittringsgrus som på sina ställen påträffas inom urbergsområdena är därför sannolikt i stor utsträckning rester av den tertiära vittringsjorden.

Fossila förekomster av *flygsand* i form av *dyner* är vanliga i anslutning till sandiga isälvsavlagringar och älvdeltan, men viss nybildning pågår också i vissa kustområden. Organiska jordarter, främst *torv* och *gyttja*, bildas genom att ofullständigt nedbrutna växtrester



Fig. 26. Raskägla under den 1000 m höga Trollveggen i Romsdalen. Käglan består huvudsakligen av material som lösgjorts från den vertikala bergväggen genom frostsprängning efter den senaste istiden. Färska spår efter skred visar att processerna är aktiva ännu i dag. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 27. Finkorniga marina avlagringar, silt och lera, med talrika skredärr och raviner är vanligt förekommande under marina gränsen runt Trondheimsfjorden. Bilden är tagen vid Kvål i Gaudalen, 20–30 km söder om Trondheim. Foto: Harald Sveian.



Fig. 28. De stora lerområdena runt Trondheimsfjorden är utsatta för kvicklereskred. Skredet på bilden ödelade år 2002 en nyligen anlagd parkeringsplats. Stora utfyllningsarbeten har utförts på den ena sidan av en ravin i närheten. Mänsklig aktivitet är den främsta orsaken till kvicklereskred i Norge. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 29. Norska Atlantkusten är starkt utsatt för vädrets makter. Sydvästliga vindar dominerar och stränder som är exponerade från detta håll är därför särskilt utsatta för vågor. Rullstensstränder, där även stora block har blivit ordentligt avrundade, är vanligt förekommande på utsatta platser. Blocken på bilden är ca 1 m i diameter. Foto: Knut Stalsberg.

och humusämnen ackumuleras i myrar och sjöar. Torvbildningen är på många håll omfattande och näst efter morän är torv den vanligaste jordarten inom Mittnordenområdet.



Fig. 30. Trondheimsfjorden med sitt vinklade lopp uppvisar många olika typer av stränder, allt från starkt vågutsatta stränder av sten och grus till skyddade bukter som den på bilden med lera och fin sand. Enstaka stenar och block som vaskats fram ur de ursprungliga glaciomarina sedimenten ligger strödda i ytan. Bilden är tagen vid Rotvollfjæra ett stycke utanför Trondheim. Foto: Terje H. Bargael.



Fig. 31. Skalsandförekomsten på bilden är 11 m mäktig och ligger strax ovanför havets nivå på Lysøya i Bjugn. De understa delarna avsattes för ca 10 000 år sedan på ca 100 m vattendjup. Sedan har det varit en kontinuerlig avsättning av skalrester tills för ca 4 000 år sedan då toppen av avlagringen höjdes över vattenytan. Avlagringen har byggts på med i genomsnitt 3 mm/år. Foto: Dag Ottesen.

MITTNORDENS NIO JORDARTSREGIONER

Mot bakgrund av Mittnordenområdets stora variationer i landskapsutformning och jordartsfördelning, har det delats in i 9 geografiska regioner (fig. 32). Samma indelning har gjorts på jordartskartan (Map sheet 1: Quaternary Deposits) där de olika regionerna beskrivs kortfattat på engelska. I de följande kapitlen beskrivs områdenas allmänna drag, berggrund och jordarts-

fördelning något mer utförligt. För varje region finns också förslag på exkursionslokaler med särskilt intressant eller för regionen typisk geologi. Av lättförståeliga skäl föreslås dock inga exkursionsobjekt på den norska kontinentalsockeln eller i Bottniska viken!

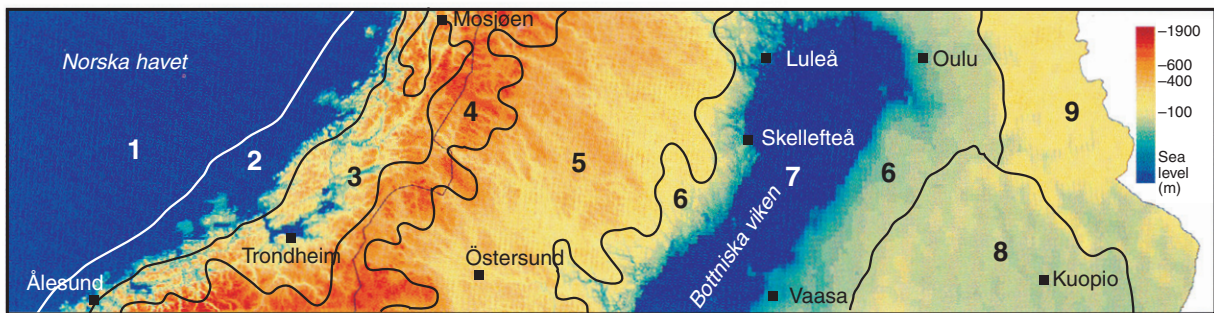


Fig. 32. Digital höjdmapp för Mittnorden med de nio jordartsregioner som definierats för området. Efter Bargel m.fl. (1999a).

KONTINENTALSOCKELN UTANFÖR NORGE



Terje H. Bargel

Då det 1969 påträffades olja på den norska kontinentalsockeln, ökade de geologiska undersökningarna av denna betydligt. Störst intresse har naturligt nog de olje- och gasförande sedimentära bergarterna tilldragit sig, men det har också samlats in mycket information om de överlagrande jordarterna. Seismiska mätningar, provtagning av bottensedimenten och borrhinar är de viktigaste undersökningsmetoderna. Av den anledningen grundas uppfattningen om geologin på sockeln i mycket högre grad på tolkningar än inom landområdena där vi kan göra direkta observationer.

Kontinentalsockeln har en nästan horisontell överyta

Stora delar av kontinentalsockeln utanför norska kusten utgörs av en jämn, nästan horisontell yta som sträcker sig från bränningszonen till sockelkanten (fig. 33). Inom en smal zon närmast kusten har sockeln en mycket ojämn yta till följd av de kristallina bergarternas oregelbundna topografi och ett tunt jordtäck. Detta område tillhör *strandflaten* som behandlas i nästa kapitel. Utanför denna zon dominerar de sedimentära bergarterna och jordtäckets har en ansenlig mäktighet, kanske uppemot 1 500 m (fig. 4). Sockeln är här mycket flack

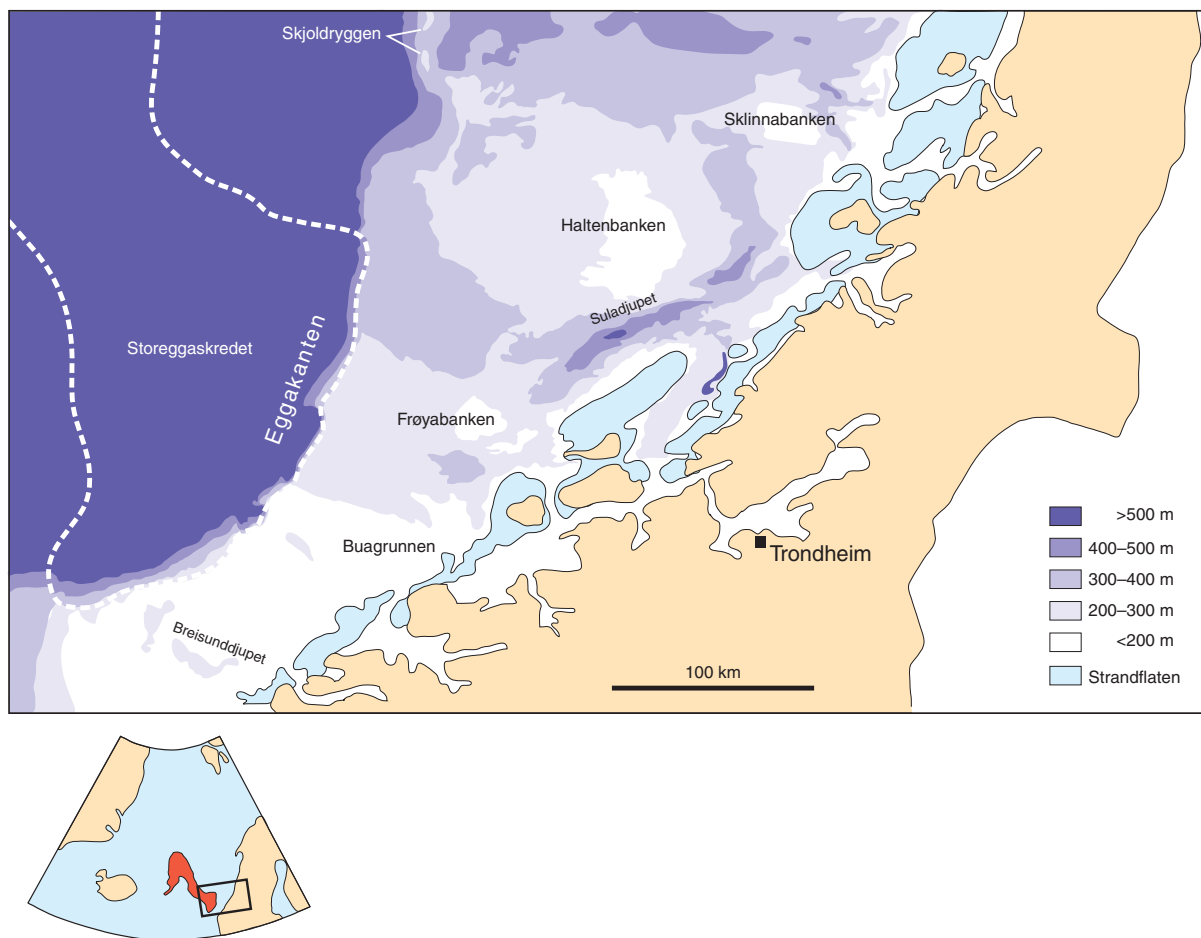


Fig. 33. Batymetrisk karta över den norska kontinentalsockeln inom Mittnordenområdet med grundområden (bankar), djuprännor, strandflaten och Storeggaskredet markerade. Översiktskartan under (modifierad efter Bondevik & Kullerud, webbsida) visar det område i Norska havet som påverkades av Storeggaskredet.

med en genomsnittlig lutning på ca 1:1000. Utanför sockelkanten vidtar kontinentalbranten, som med en lutning på ca 1:40 leder ned till djuphavet.

Utanför Møre-kusten längst ned i sydväst är kontinentalsockeln 60–80 km bred och vattendjupet är mestadels mindre än 200 m. På Buagrunnen är vattendjupet endast 45 m. Mellan bankarna finns tråg och rännor som uppkommit genom inlandsisarnas erosion. Rännorna är U-formade och har som mest skurits ned till 220 m under sockelns annars horisontella yta. Flera av rännorna utgör direkta förlängningar av fjord- och dalsystemen på land. Breisunddjupet är ett exempel på ett sådant iseroderat tråg.

Längre norrut är sockeln uppemot 260 km bred. Vattendjupet är i allmänhet 300–400 m, men längs Helgelandskusten är djupet mindre än 100 m i de inre områdena. Suladjupet och Haltendjupet har vattendjup på uppemot 540 m. I Suladjupet utanför Frøya ligger världens största kända djupvattenskorallrev. Här påträffas korallarten *Lophelia pertusa* som förekommer

på djup ned till 350 m. Korallerna bygger kägelformade undervattensrev som kan bli uppemot 20 m höga (fig. 34). Omfattande bruk av bottenentrål har lett till så omfattande skador att Fiskeridepartementet vill freda området.

Storeggaskredet – världens största undervattensskred?

På kontinentalbranten finns flera områden med en mycket anmärkningsvärd bottenpografi, orsakad av väldiga undervattensskred. Ett av världens största skred-
är, *Storeggaskredet*, ligger utanför Møre (fig. 33). Vid skredet avlägsnades uppemot 450 m mäktiga sediment med en total volym på ungefär 5 600 km³. Skredkanten är 290 km lång (Storegga) och skredmassorna har förflyttats uppemot 800 km trots att skredärrets botten lutar mycket svagt, mindre än 1°. Skredet gick för 7 200 ¹⁴C-år sedan och kan ha utlösts av jordskalv. Undervattensskred av den här typen kan utvecklas snabbt.

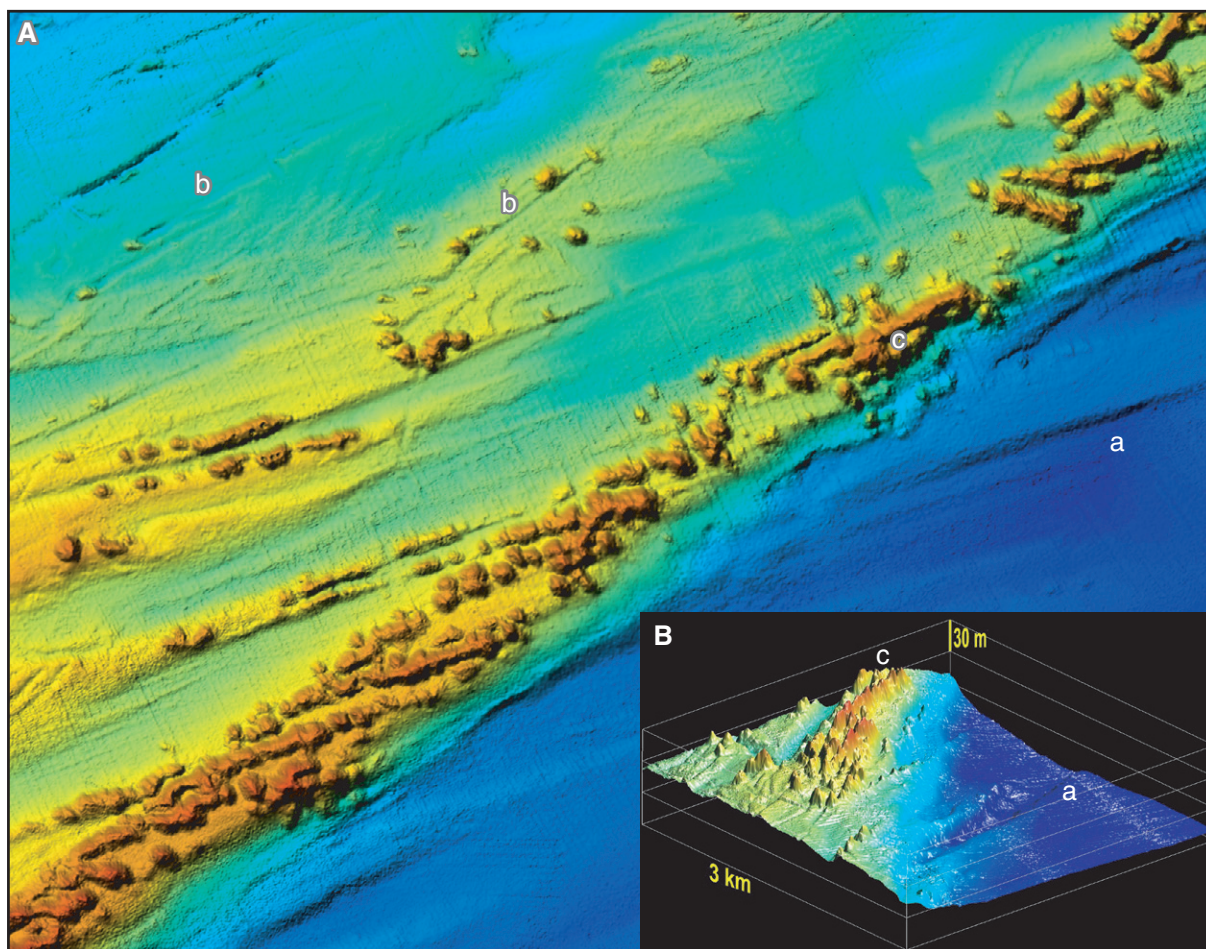


Fig. 34. **A.** Detaljerad batymetrisk registrering från den norra delen av korallrevet utanför Sula. En markerad bergsrygg löper diagonalt från nedre vänstra till övre högra bildkant. Spår efter inlandsisen i form av s.k. flutes (en typ av långsträckta ryggar) syns i det blå området till höger om bergsryggen (a). Skrapspår efter grundstötta isberg syns i det gröna området till vänster om bergsryggen (b). Korallpyramider (c) förekommer huvudsakligen på bergsryggen. **B.** 3D-modell med ca 10 x vertikal överförhöjning från ungefär samma område som i A. Illustrationerna baseras på mätningar med multistråle-ekolod. Vattendjupet varierar mellan 275 och 325 m. Efter Thorsnes m.fl. (2004).

Skredmassorna kan uppnå höga hastigheter och leda till tsunamivågor. Spår efter den tsunami som utvecklades av Storeggaskredet har påträffats längs stora delar av Mitt-Norges kust, i Skottland och på Färöarna.

Stora jordmaktigheter på sockeln

Generellt för hela sockeln gäller att de lösa jordlagren är tunna utmed en zon nära kusten och att mäktigheterna ökar utåt. De kvartära sedimentens största mäktighet på sockeln utanför Mittnordenområdet kan vara 1 000–1 500 m (fig. 4).

Det förekommer i princip två olika typer av kvartära avlagringar på sockeln. *Moränliknande material*, som avsattes direkt av glaciäris, har störst omfattning. Materialet består huvudsakligen av fast lera men med ett inslag av grövre fraktioner, allt ifrån silt till sten och enstaka block. *Lös lera* bildades genom att suspendera-

de ler- och siltpartiklar sedimenterade på havsbotten framför iskanten eller under flytande glaciäris.

Det översta jordlagret på sockeln är grövre än det underliggande. De grunda bankarna har i typiska fall ett grovt ytlager som bl.a. innehåller block och sten. I sluttningarna dominerar ytlaget av sand, men med ett ökande silt- och lerinnehåll mot djupet. I de djupaste områdena dominerar lera även i ytan. I de grunda områdena längst i söder dominerar sand och grus, men det finns även stenar och block. Grus finns på kontinentalbranten norr om Storegga och på Haltenbanken. Lera, silt och sand förekommer framför allt inom den norra delen av det mittnorska sockelområdet. Vid vattendjup större än 1 000 m på kontinentalbranten dominerar lera med hög kalkhalt, ofta mer än 30 %. Förklaringen till detta är att leran innehåller skalrester från döda planktonorganismer.

Lerig morän är vanligast på djupet

Kännedomen om jordlagren under ytlagret är begränsad eftersom de seismiska undersökningarna ger begränsad information mot djupet och endast ett fåtal borrhävar finns tillgängliga. Från Draugenfeltet på Haltenbanken har man dock undersökt borrhävar med uppemot 130 meters längd. Lagerföljder med flera mäktiga moränlager och mellanlagrande tunna lager av kompakterad lera är vanliga. Detta visar att sockeln har varit istäckt flera gånger och det finns anledning att misstänka att de okonsoliderade sedimenten i de djupast liggande lagren är betydligt äldre än från den sista istiden (Saale), möjligen kan de vara sentertiära.

På kontinentalsockeln utanför Trøndelag och Møre har man identifierat och kartlagt tre olika ändmoräner (fig. 19 och fig. 119). När den senaste inlandsisen

nådde som längst, för 24 000–21 000 ¹⁴C år sedan, låg iskanten ända ute på sockelkanten och avsatte stora randmoräner, bl.a. *Skjoldryggen* som är 150 km lång, uppemot 150 m hög och 10 km bred. Iskanten nådde sannolikt ut till *Skjoldryggen* även vid den andra huvudframstötten under sen-Weichsel som kulminerade för ca 15 000 ¹⁴C-år sedan. En något mindre isframstöt för ca 13 500 ¹⁴C-år sedan nådde nästan ända ut till sockelkanten utanför mitt-Norge, och för ca 13 000–12 500 ¹⁴C-år sedan avsattes en tredje grupp randmoräner på den inre delen av sockeln. *Viknaryggen* ingår i detta moränkomplex. De äldsta moränryggarna på land, de yttre kustmoränerna, som är daterade till att vara 12 000–12 400 ¹⁴C-år gamla, visar att den slutliga avsmältningen från sockeln skedde tämligen snabbt (fig. 19).

NORGES KUSTOMRÅDEN



Terje H. Bargel, Harald Sveian, Bjørn Bergström, Lars Olsen och Arne Reite

Strandflaten

Den inre delen av kontinentalsockeln består av samma bergarter som återfinns på land, kristallina bergarter. Topografin är också mer lik den på land, men framför allt har området praktiskt taget inga lösa jordlager. I övergångszonen mellan hav och land, i området från 50–100 m under dagens havsnivå till 50–100 m över, har det utbildats en bred plattform i berggrunden, *strandflaten* (fig. 33). Strandflaten är ett mycket karakteristiskt landskapselement för kuster som varit nedisade. Vi ser den som en bred bård av flackt land i de yttersta delarna av fastlandet, runt många av de stora öarna, och som en oändlig räckta små, flacka öar, holmar och skär (fig. 35). Av sjökorten framgår att strandflaten på många håll har ännu större utbredning under havsytan. Polarforsaren Fridtjof Nansen var en av de för-

sta som lanserade en teori om hur strandflaten bildats. De viktigaste ingående faktorerna är frostsprängning i strandzonen, iserosion och svallning i kombination med en fluktuerande havsnivå. Dessa betingelser har rått från slutet av tertiärtiden och genom hela kvartertiden. Strandflaten finns utbildad längs större delen av Norges västkust. Inom Mittnordenområdet varierar strandflatens bredd från några få kilometer i söder till 50–60 km i norr. Kustklinter, dvs. skarpt framträdande hak i terrängen, avgränsar på många platser strandflaten mot kustbergen (fig. 36 och 37). Under perioder med högre vattenstånd har havet på flera platser gröpt ur en speciell typ av grottor, *strandgrottor*, i kustklinten.



Fig. 35. Typiska strandflatelandskap som det på bilden finns främst i den nordvästra delen av Mittnordenområdet, som här i Vikna i Nord-Trøndelag. Skärgårdslandskapets bågformer beror på veckningar och andra strukturer i gnejserna. Foto: Harald Sveian.

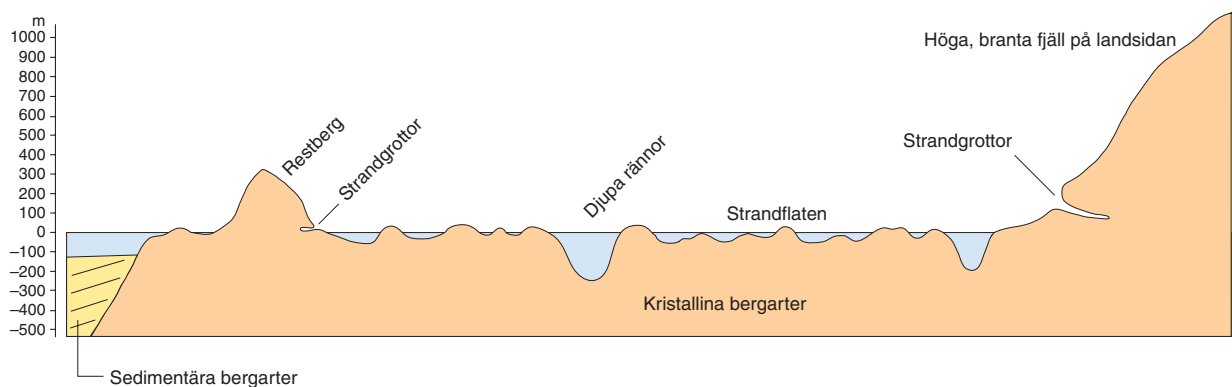


Fig. 36. Generaliserad profil av strandflaten med restberg, djupa rännor, strandgrottor och inre, avgränsande branta fjäll.

Strandgrottor

Strandgrottorna, eller bränningsgrottorna, har bildats genom vågabrasion av svaghetszoner i berggrunden. Det finns många sådana grottor längs hela den norska kusten inom Mittnordenområdet. Flertalet grottor lig-

ger högre än den sen- och postglaciala marina gränsen och är således äldre än den senaste nedisningen. Grottan i Torghatten vid Brønnøysund är en ovanlig form av strandgrotta eftersom den går rakt igenom berget (fig. 38).



Fig. 37. De kustnära bergen vid Roan i Nord-Trøndelag har en toppkonstans på ca 300–400 m och utbildar ett av dalar och fjordar sönderskuret plan. På många platser avgränsas bergen västerut med en tvärbrant. Bergens plana topppytor är möjligen rester av det pre-tertiära peneplanet – den paleiska ytan. Foto: Harald Sveian.

Strandgrottorna har visat sig vara en naturens skattkammare. Eftersom grottorna ligger ovanför den senglaciala marina gränsen har sedimenten varit skyddade mot erosion. Hittills har man gjort utgrävningar i tre grottor på Møre. I samtliga har man påträffat sediment som visar att isfria perioder vid flera tillfällen växlat med perioder då öarna var helt täckta av is. Under de isfria perioderna bildas blockhorisonter som innehåller ben från djur som levde under den tiden. Blockhorisonterna bildas genom att frosten spränger loss material från grottaket. Samtidigt söker djur skydd och tar med sig byten in i grottorna. Under nedisningsperioder fylls grottorna med vatten. Smältvatten från glaciärerna transporterar in slam som avsätts i form av vackert skiktade leravsättningar. På så vis blir det bevarat två huvudtyper av sediment i grottorna som vittnar om området varit täckt av is eller om det varit isfria förhållanden. I 30 000–40 000 år gamla avlagringar från Skjongerhelleren har man påträffat mycket stora mängder ben från fåglar, fiskar och däggdjur. 22 olika djurarter har artbestämts, vilket gör fyndet, med hänsyn till sin ålder, till det hittills rikaste i Skandinavien.

Jordarter i kustområdena

Kustområdena utmärks generellt av ett sparsamt jordtäckte. På den skogfria strandflaten dominerar hållmarker eller ett tunt organiskt jordtäckte med en vegetation som gett naturtypen namnet *ljungbed* (fig. 39). Spridda förekomster av mäktigare jord, främst svallgrus och torv, finns i terrängens fickor och sänkor. Lokalt finns mäktiga avsättningar av morän och glaciömarin lera. Jordlager som är betydligt äldre än den senaste nedisningen har påträffats på flera platser (Ålesund-interstadialen). Eftersom strandprocesserna har varit mycket aktiva, är de glaciala avlagringarna längs kusten ofta kraftigt eroderade. Svallningen har på sina håll givit upphov till flera meter mäktiga svallsediment och i urskölningszonen ett restmaterial som enbart består av stora block (fig. 29). Marina leror förekommer endast sällan i markytan men kan finnas på djupet under svallsediment. Torvbildning, vittring av berggrunden, frostsprängning och skredrörelser har lett till viss nybildning av jordarter under postglacial tid.

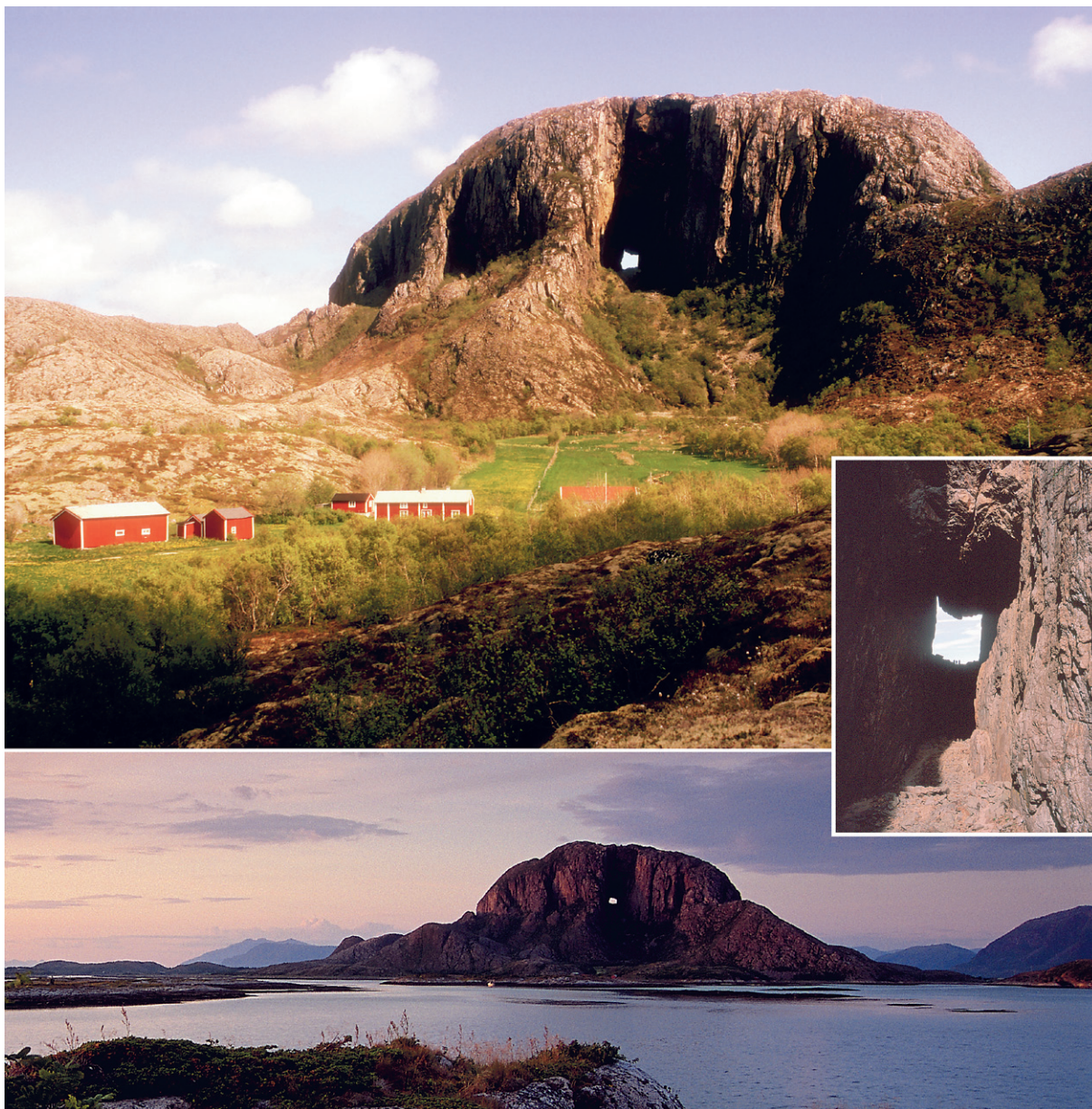


Fig. 38. Torghatten med sin grotta är kanske det mest välkända naturfenomenet på Helgeland. Grottan är 160 m lång, 25–30 m hög, 12–15 m bred och har utpreparerats genom frostsprängning och vågverkan längs en vertikalt stående svaghetszon i berggrunden (lilla bilden. Foto: Terje H. Bargel). Eftersom grottan ligger högt måste den ha bildats för mer än 30 000 år sedan, kanske under slutet av förra istiden för minst 130 000 år sedan. Övre bilden: Toppen av Torghatten sedd från söder. Påbörjade grottbildningar finns på flera platser i bergväggen. Foto: Terje H. Bargel. Nedre bilden: Torghatten sedd från söder på lite avstånd. Strandlinjen på östra (högra) sidan av berget ligger på samma nivå som grottan. Foto: Per Eide, Edelpix.



Fig. 39. På den skoglösa strandflaten längs norska kusten, som här på Smøla, dominerar kalt berg eller ett tunt organiskt täcke med en vegetation som gett naturtypen dess namn, ljunghed. Kustbergen på Møre syns i bakgrunden. Foto: Terje H. Bargel.

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

1 Godøya – mellan-Weichselsandur på strandflaten?

Godøya nås via underjordiska tunnlar från Ålesund (E136). På öns sydsida finns submoräna sediment som antas vara ca 50 000 år gamla. Under dessa sediment ligger ett minst 130 m mäktigt lager med äldre sediment, som inte är daterade. Det finns också tjocka sedimentlager på grannöarna Giske och Vigra, något som står i kontrast till de annars sedimentfattiga yttre kustområdena på Smøla. De stora mängderna sediment antas vara avsatta som en sandur.

2 Skjonghelleren – mellan- och sen-Weichselstratigrafi

Till Valderøya kommer man via en underjordisk tunnel från Ålesund (E136). Skjonghelleren är en ca 100 m djup grotta, som karvats ut av bränningar. Den ligger på öns västsida i en bergvägg som utgör den väs-

tra begränsningen av strandflaten i området. Utgrävningar av grottan visar att lagerföljden växlar mellan blocklager och tunt skiktade lerlager. Dateringar av musselskal och benrester från blocklagren visar att det förekom isfria perioder som är äldre än 55 000 år, mellan 33 000 och 28 000 år gamla och yngre än 10 000 år. De mellanliggande lerlagren antas ha blivit avsatta när grottan varit vattenfylld. Eftersom havsnivån inte var så hög under mellan- och sen-Weichsel att grottan kunde ha legat under havsytan, kan man anta att området var istäckt, och grottan vattenfylld, då lerlagren avsattes.

3 Smøla – en del av strandflaten

För att komma till Smøla kan man ta "hurtigbåt" från Trondheim eller Kristiansund eller färja från Aukan (E39/RV680). Det går också färjor från Hitra. Både Edøya och grannön Kuløy består av konglomerat som avsatts under devon. Förutom geologi kan man på Edøya bl.a. se en stenkyrka från 1190 f.Kr. och på Kuløy flera gravplatser och runstenar från den tid då kristendomen infördes i Norge. Smøla är en flack och

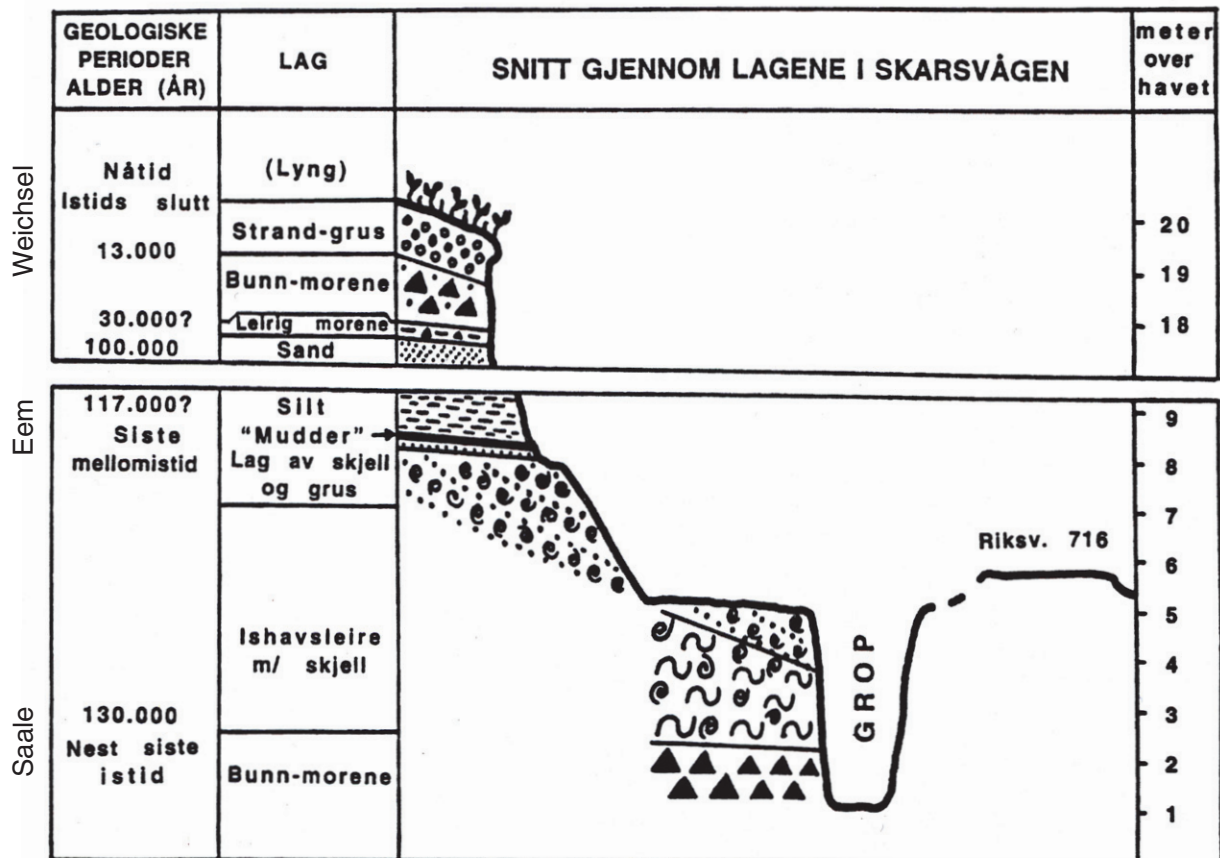


Fig. 40. Snitt genom Saale, Eem- och Weichselsediment i Skarsvågen, Frøya. Bottenmoränen och den glaciomarina leran från Saale kan inte ses i dag (Aarseth 1995).

214 km² stor ö som inte ligger högre än 30 m ö.h. Den omges av 3 000 mindre holmar och skär. Hela området präglas av hållmarker, sparsam vegetation (ljunghed) och myr (fig. 39). Det sparsamt förekommande jordtäcknet utgörs av svallsediment i bergskrevorna och på några ställen mäktiga förekomster av skalsand. I sydöst (Nerdvika) har skal som hittats i bottenmorän daterats till ca 39 000 ¹⁴C-år, vilket visar att ön var isfri under den senare delen av mellan-Weichsel (Ålesund-interstadialen).

4 Skarsvågen, Frøya – Eemiska sediment

Till Frøya kommer man via RV714 från Orkanger (E39). Från Orkanger till Hitra och från Hitra till Frøya löper vägen i tunnlar under havet. Den första tunneln är 5 610 m lång och går som mest 264 m under havsytan. Den andra tunneln är 5 300 m lång. Väl på Frøya tar man RV716 söderut mot Skarsvågen. I vägskarningen finns silt och sand under morän från Weichsel-istidens huvudfas (fig. 40). Genom olika dateringsmetoder har man kommit fram till att sedimenten sannolikt härrör från den senaste mellanistiden (Eem). Under silten och

sanden finns skalförande ishavslera som kan ha avsatts i samband med Saale-isens avsmältning. Därunder finns morän som också antas ha Saale-ålder.

5 Ørlandet – marin glaciallera på strandflaten

Från Trondheim kan man ta färja (Flakk–Rørvik) över Trondheimsfjorden och sedan följa RV715 till Ørlandet, eller ta RV170 från Orkanger (E39) och färja över den yttre delen av Trondheimsfjorden (Valset–Brekstad). Ørlandet är en mycket flack och lågt liggande halvö, som till största delen består av kvartära sediment (fig. 41). Under lång tid ansågs halvön vara en kraftigt svallad randmorän, men under senare tid har man genom borrhningar påvisat stora mäktigheter av stenhaltig lera som överlagras av svallsediment. En mer korrekt tolkning är därför att ön består av marin glaciallera som avsatts på strandflaten. Det finns också flera isolerade restberg på Ørlandet.

6 Harbakhula – strandgrotta

Ta RV723 västerut från Årnes, centrum i Åfjords kommun, genom Stokksund och vidare mot Harbak.



Fig. 41. Ørlandet är en lågt liggande halvö vid mynningen av Trondheimsfjorden. Halvön är uppbyggd av jord och borrhningar har påvisat mer än 100 m mäktiga glaciomarina avsättningar. Foto: Terje H. Bargel.

Strandgrottan Harbakhula ligger 200–300 m från vägens slut. Grottan har en mycket stor öppning, 30–40 m hög, men smalnar sedan snabbt av. Det är ingen svårighet att gå ända in i grottan utan särskild utrustning men ficklampa rekommenderas. Grottan har utroderats längs en snedställd sprickzon i berget.

7 Osen – randmorän, sannolikt från sen Bölling

I närheten av Osen centrum går RV715 över en randmoränrygg, som nästan dämmer upp fjordarmen innanför. Ryggen är inte daterad, men den är klart äldre än Yngre Dryas. Sen Bölling (Äldre Dryas) är en rimlig ålder med tanke på förhållandet till andra avsättningar inom denna del av kustområdet.

8 Salsnes – israndzon från Yngre Dryas

Salsnes ligger 40 km norr om Namsos längs med RV769. Här går vägen över den avlagring som dämmer upp sjön Salsvatnet (fig. 16). Sjön är 25 km lång och har ett djup på 464 m, vilket gör den till Nord-Europas näst djupaste sjö. Den mäktiga randbildningen är 4 km lång och 200 m hög. Endast den övre delen

av lagerföljden är känd, med morän från Yngre Dryas som överlagrar glaciomarina sediment av okänd mäktighet.

9 Kolvereid – isälvsavlagring från Yngre Dryas

Utefter RV770 från Foldereid (RV17) ligger en av de talrika, stora israndbildningarna från inlandsisens huvudframstöt under Yngre Dryas. Avlagringen formar en bred rygg av isälvsmaterial som når upp till 80 m ö.h. (MG = 125 m). Överytan är ojämn och mot öster finns en markerad iskontaktbrant. I ett grustag kan man se välsorterade, sandig-grusiga sediment med deltaskiktning mot väster.

10 Djupvika – komplex israndbildning

Djupvika ligger på sydsidan av Eiterfjorden, något mer än 10 km från RV771 mot Tømmervika. En ca 30 m hög skärning i ett grustag visade nedifrån och uppåt: lera avsatt under Bölling, grus från en israndbildning från slutet av Bölling (Äldre Dryas), skalförande lera avsatt under Alleröd och överst grus från en randbildning från tidig Yngre Dryas.



Fig. 42. Ändmorän (markerad med vit linje) vid Lysfjord i Bindal. Formationen bildades under Yngre Dryas i samband med en isrörelse från nordligt håll – mot betraktaren. Moränryggen dämmer upp sjön Lysfjordvatnet som syns i förgrunden. Foto: Harald Sveian.

11 Lysfjorden/Heilhornet – randmoräner från Yngre Dryas

Exkursionslokalen ligger intill RV17 ungefär halvvägs mellan länsgränsen Nord-Trøndelag/Nordland och Holms färjeläge. Vägen skär genom en stor moränrygg (Lysfjordmana) som bildades vid isens huvudframstöt under Yngre Dryas (fig. 42). Ryggen är starkt böjd, vilket tydligt indikerar en isrörelse från norr. Utefter dalsidorna, på 300–500 meters höjd, ligger flera lateralmoräner från samma isframstöt. En av dessa ryggar kan följas nästan sammanhängande i 5 km (fig. 43) och syns från den högsta punkten på vägen till Bindalseidet.

12 Torghatten – ett hål rakt genom berget

”Nord i Hålogaland (här avses Nordland) satt to mektige konger: Vågakallen og Sulitjelmakongen, med Vestfjorden mellom seg. Begge hadde sine sorger. Vågakallen sin ulydige sønn Hestmannen og Sulitjelmakongen sine syv viltre døtre, som han hadde sendt til Landego, hvor også Lekamøya var. En kveld får Hestmannen se Lekamøya og de syv søstre bade i sjøen ved Landego. Et eneste blick tenner hans heftige attrå til Lekamøya, som han beslutter å rove ved hogstnatt. Til hest i full rustning, med bølgende

hjelmbusk og kappen slengt om de sterke skuldre jager han sørover på sitt midnattsritt. Jomfruene oppdager ham og flykter i all hast til de ikke orker mer. De syv søstre oppgir flukten og kaster seg ned ved Alstahaug. Bare Lekamøya fortsetter flukten mot sør, mens kongen i Sømnafellene ved Brønnøysund står og iakttar den ville jakt. Da nærmer dagen seg på gylne skyer. Sømna kongen ser den skuffede beiler legge pil til buen, men da slenger han sin hatt i veien og redder Lekamøya. Ti pilen suste fra strengen i samme stund og gikk så vidt gjennom hatten som falt ned ved Torgar, idet solen rant. Alt ble til stein. Slik lyder sagnet.”

För att komma till Torghatten kör man genom Brønnøysund centrum, över bron till Torget och vidare söderut ca 10 km. Tillfartsvägen gör det relativt enkelt att ta sig fram. Torghattshålet är 160 m långt och löper i sydvästlig–nordostlig riktning. Tvärprofilen är rektangulär, vilket visar att hålet har eroderats ut mellan vertikala sprickor i berggrunden (fig. 38). Takhöjden är uppemot 35 m. Nedrasade block och stenar ligger framför den nordliga öppningen och för att komma till botten måste man ta sig ned för några trappor. Ingångspartiet i sydväst ligger på 120 m ö.h. och i nord-



Fig. 43. Horndalsmoränen ligger ca 400–500 m ö.h. och löper i stort sett parallellt med dalsidan strax väster om Bindalseidet på Helgeland. Moränryggen kan följas nästan sammanhängande i mer än 5 km och avsattes som en "push-moraine" i samband med en isframstöt under Yngre Dryas. Foto: Terje H. Bargel.

ost på 138 m ö.h. Bottnen ligger på 112 m ö.h. Den postglaciala marina gränsen vid Torghatten ligger på 115 m ö.h., men havet låg för kort tid på denna nivå för att en så stor grotta ska ha hunnit utbildas. Grottan måste därför ha bildats vid ett väsentligt högre vattenstånd, kanske under slutet av förra istiden för minst 130 000 år sedan. Dateringarna från Skjonghelleren kan indikera en så hög ålder.

13 Vega – randmoräner från Äldre Dryas

Ön Vega ligger norr om Brønnøysund och nås med färja från RV17 (från Horn). Den sydvästra delen består av 800 m höga berg, medan de norra och östra delarna ingår i strandflaten. Här ligger en randmorän av betydande storlek. Ryggen är kraftigt svallad och på ovansidan är blockhalten hög. Musselskal som har hittats utanför ryggen är daterade till 13 420 år före nutid, men inlandsisens framryckning antas ha inträffat för ca 12 200 år sedan. På de södra och östra delarna av Vega finns också strandlinjer som eroderats in i berggrunden. Strandlinjerna finns på två nivåer mellan ca 90 och 100 m ö.h. och bildades under Yngre Dryas, strax efter att ön blev isfri. Vega finns med på UNESCOs förteckning över världens naturarv, dels på grund av

den storslagna naturen, men även såsom varande representativ för den norska kustkulturen.

14 Tjøtta – en svallad randmorän från Yngre Dryas

Tjøtta ligger längst söderut på ön Alsten, 30 km söder om Sandnessjøen. Norr om Tjøtta färjeläge löper RV17 under ca 5 km på en randmorän. Randmoränen har formen av en stor båge som ligger mellan några bergknallar på mindre än 10 m över havsnivån. Avlagringen har bildats under havsytan och är kraftigt svallad, men ryggsformen kan ändå följas ca 3 km.

FJORDAR OCH DALAR I NORGE



*Terje H. Bargel, Harald Sveian, Arne Reite
och Lars Olsen*

Morfologi

Området omfattar större delen av Mitt-Norges fastlandsområde. Med undantag av Møre och Romsdal, där högfjällen når ända ut till kusten, består fjord- och dalområdet av ett starkt sönderskuret landskap där endast ett fåtal fjällpartier når högre höjd än 600 m.

Fjordar och dalar är i princip ett och samma landskapselement, primärt anlagt genom floderosion och i

ett senare skede modifierat av glaciärer. Ett fjord- och dalsystem i sin bäst utvecklade form kan följas från "Eggakanten" längst ut på kontinentalsockeln och sedan ända upp till högfjällsområdet. På kontinentalsockeln börjar systemet som en grund och bred dal-liknande formation som i sin helhet är täckt av havet (fig. 33). Från kusten skär *fjordar* in i landområdet, övergår i *dalar* när bottnen höjer sig över havsnivån, och slutar ofta i högfjällen nära gränsen mot Sverige. På Møre slutar många av dalarna tvärt i markerade, uppemot 500 m höga *daländrar* några få km från kusten.



Fig. 44. Årvågen i Aure på Møre är en glacialeroderad dalgång med medelhög relief där frostsprängning och vittring lett till en omfattande talusbildning. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 45. Tosenfjorden i Helgeland är en av de få rätlinjigt sträckta, glacialeroderade fjordarna i Mitt-Norge. Fjorden har eroderats ut längs en nordväst–sydostgående förkastning. Foto: Terje H. Bargel.

Fjordar och dalar har bildats genom älv- och glacialerosion längs sprickor, förkastningar och andra strukturer, t.ex. berggrundens strykningsriktning. Den dominerande strykningsriktningen inom fjällkedjan är nordost–sydvästlig, och på Møre och i Trøndelag är detta också den vanligaste förkastningsriktningen (Møre-Trøndelag förkastningszon). Sprickriktningarna däremot är oftast nordväst–sydostliga. Dessa riktningar har i hög grad bestämt orienteringen hos fjordarna och dalarna. På Møre följer flertalet fjordar någon av dem. Trondheimsfjordens vinklade lopp utgör ett mycket gott exempel på en fjord som utmejslats längs såväl förkastningar som sprickor. På Helgeland är fjord- och dalmönstret inte lika ensartat, eftersom strykningsriktningen varierar mer här än längre söderut. Ett starkt inslag av lättvittrade kalkstenar, med en strykningsriktning i ungefär nord–syd och i viss utsträckning även nordväst–sydost, har emellertid varit avgörande för många fjordar och dalar (fig. 44 och 45).

De fjordar och dalar som följer de nordväst–sydostliga spricksystemen har ofta mer renodlade längd- och tvärprofiler än de korsande, nordost–sydvästligt orienterade fjordarna som följer berggrundens stryknings-

riktning och veckstrukturer. Detta beror på att isarna rörde sig mot nordväst och att erosionen därmed var mest intensiv i denna riktning. Karakteristiskt för de fjordar som följer spricksystemen är att de är trånga och har en trågformad längdprofil. Vattendjupen ökar från 100–200 m vid fjordmynningarnas trösklar till mer än 500–600 m i fjordarnas mellersta och inre delar. Flera tråg med mellanliggande trösklar är vanligt förekommande (fig. 46). På några håll har isströmmar från sidodalar förenat sig till en större isström i huvuddalföret. I sådana *konfluensbassänger* är berggrunden i huvuddalen eller fjorden ofta överfördjupad. Trondheimsfjorden och Romsdalsfjorden (vid Molde) utgör exempel på detta. I vissa fall är överfördjupningen, t.ex. i Beitstadfjorden utanför Steinkjer, orsakad av *blockförkastningar*.

Landhöjningen under sentertiär var störst i väster. Detta medförde att älvar som rann västerut fick ökad erosionskraft och åt sig inåt-bakåt i fjällmassivet, *bakåtskridande erosion*. De övre delarna av äldre dräneringssystem, som tidigare runnit mot öster eller sydost, blev därigenom infångade och rinner numera mot väster och nordväst. Dalarnas lutning har således

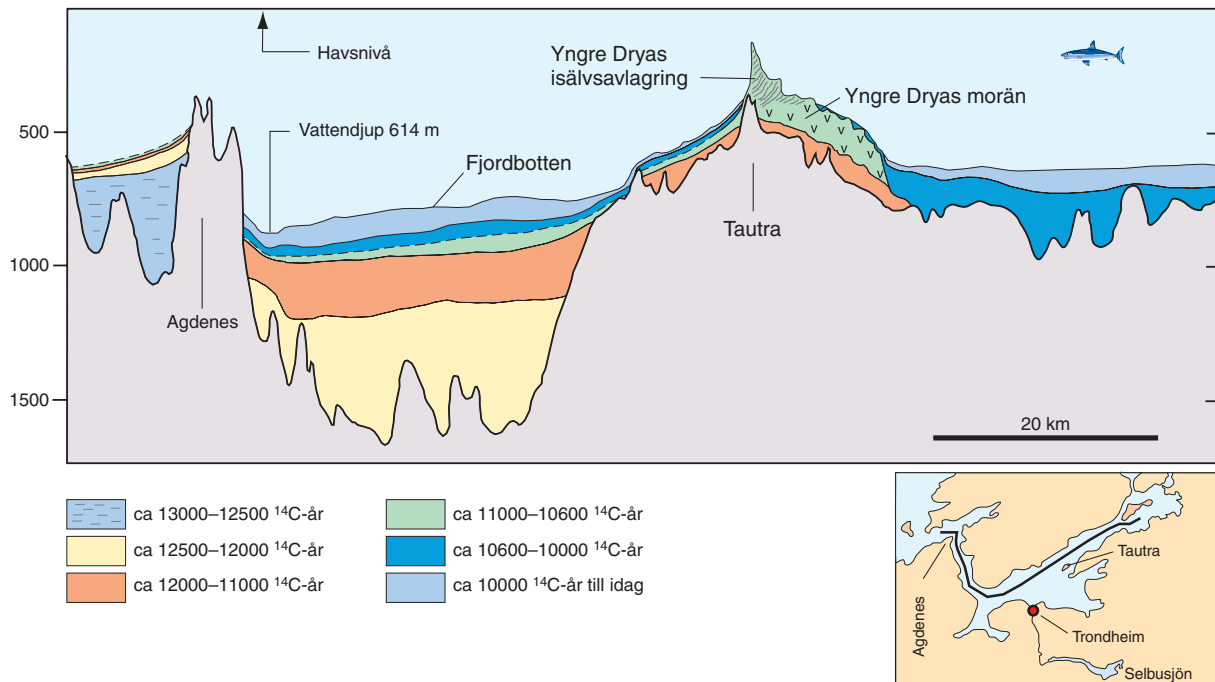


Fig. 46. Generaliserad profil längs Trondheimsfjorden från tröskeln vid Agdenes i väster till den andra djupbassängen i nordost (se översiktskarta). Profilen är upprättad med stöd av seismiska mätningar och skalan till vänster anger tvåvägs-gångtiden i ms (millisekunder) för de seismiska vågorna. Fjorden är som mest 614 m djup och därutöver finns mer än 700 m sediment. De angivna åldrarna grundas på antagandet att inlandsisen under sen-Weichsel avlägsnade äldre sediment, så att de som finns i fjorden i dag avsattes under den senaste isavsmältningen och tiden därefter. Modifierad efter Rise m.fl. (under tryckning).

ändrat riktning 180° och älvarnas lopp har kastats om och blivit *retroversa*. Speciellt tydligt är detta i Sunndalen. Detta fenomen kallas *flodavlänkning* och bidrog till att vattendelaren försköts mot öster och sydost under kvartärtiden.

Jordtäcket

Jämfört med Sverige och Finland är Norges fastland i mycket liten utsträckning jordtäckt. Det jordtäckte som trots allt finns, och som delvis är mycket mäktigt, förekommer främst i fjordarna och dalarna och avsattes huvudsakligen mot slutet av den senaste nedisningen eller under tiden därefter. På några platser finns likafullt även äldre avsättningar. Dessa avhandlas i avsnittet "Sista istiden i Norge" (s. 99).

Jordarter i fjordarna. I många fjordar och på sina håll även på land under marina gränsen finns mäktiga silt- och leravsättningar från isavsmältningsskedet (fig. 46). Stora mängder slam fördes också ut i fjordarna på grund av strandförskjutningen och den därav orsakade erosionen i tidigare avsatta jordlager. I Trondheimsfjorden har man påvisat lermäktigheter på mer än 600 m, och i Sunndalsfjorden mer än 400 m. I de yttre delarna av många dalförena är lermäktigheterna

större än 200 m, exempelvis nära 400 m i Gauldalen. Under isavsmältningsskedet avsattes på många håll ryggformade israndbildningar tvärs över fjordarna. I Trondheimsfjorden öster och nordost om Trondheim finns flera moränryggar som är 100–150 m höga och 3–4 km långa. De ingår i Tautatrinnnet.

Jordarter i dalgångarna. Randbildningar från isavsmältningsskedet är mycket vanliga inom hela det norska Mittnordenområdet. Rikligast förekommer de i dalgångarna och inom låglandet runt Trondheimsfjorden (fig. 47), där de oftast består av tiotals meter mäktiga isälsavlagringar. Gemensamt för israndbildningarna är att de är mer eller mindre ryggformade och orienterade tvärs dalgångarna (fig. 16, 17 och 48). Inom höjdområdena mellan dalförena löper på många ställen randmoräner i form av smala och endast några få meter höga ryggar (fig. 18).

Den dominerande jordarten i dalgångarna under marina gränsen är likväl marin lera, speciellt runt Trondheimsfjorden och i Namdalen. Det är vanligt att leran i dalgångarna täcks av ett tunt lager av sandiga och grusiga älsediment. Sanden och gruset kommer från randbildningar som eroderats av älvarna under landhöjningens gång. Ovanför marina gränsen är det mest sand, grus och sten på dalbottarna medan mäk-

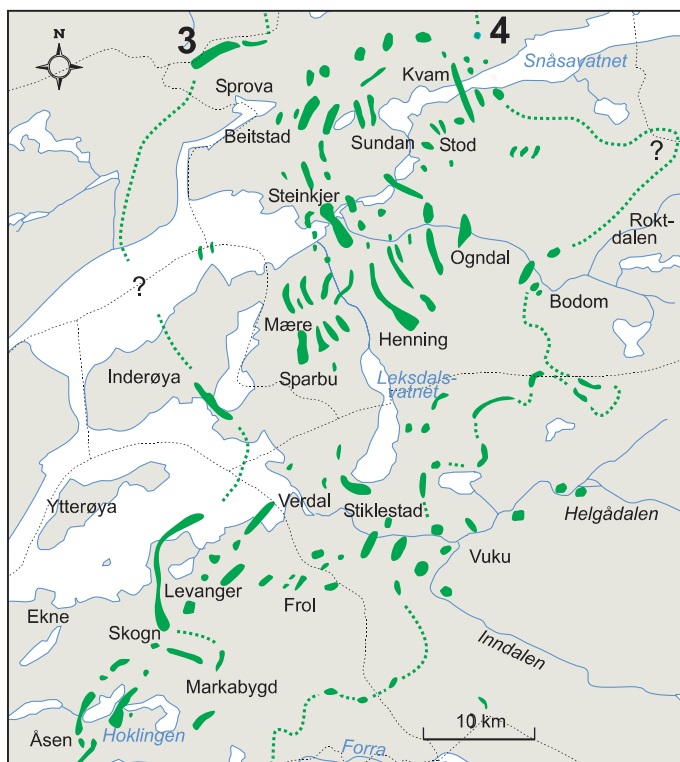


Fig. 47. Under isavsmältningsskedet avsattes talrika, ryggformade israndbildningar under marina gränsen i låglandet runt den inre delen av Trondheimsfjorden. Israndbildningar som tillhör linje 3 (Hoklingstrinnet 10 400–10 300 ¹⁴C-år) och linje 4 (Vukutrinnet 10 000–9 900 ¹⁴C-år) är moränrygg som avsattes vid isframryckningar. Av de mellanliggande ryggarna är flertalet isälvavlagringar som avsattes under topografiskt betingade uppehåll i tillbakaryckningen (höjdområden, trösklar, öar, hopträngningar). Moränryggen som korsar fjorden vid Inderøya syns i fig. 48. Se även fig. 121. Efter Sveian & Solli (1997).

tiga moränavlagringar är vanliga i dalsidorna. På Møre är det efter norska förhållanden mycket morän både i kust- och fjordområdena.

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

15 Trolltindane och Trollveggen – alpina former och jättelik talus

Trollveggen kan betraktas från en stor rastplats vid E136, ca 10 km söder om Åndalsnes (fig. 26). Från dalbotten stiger fjällväggen upp till över 1 700 m höjd och avslutas i ett alpint landskap med många spetsiga toppar och tinnar. Själva Trollväggen är Europas högsta lodräta stup, 1 000 m, och avslutas i en taluskägla som är 830 m hög och har en bottenradie på 1,5 km.

16 De Geer-moräner på Møre

Mellan Molde och Ålesund finns flera dalar och grunda fjordar med talrika De Geer-moränrygg, såväl på land som under vatten. På land framträder ryggarna som små utstickande uddar längs fjordsidorna, som i Tomrefjorden, Tresfjorden och Ellingsøyfjorden, medan de på många platser under havsytan har kartlagts med hjälp av seismiska undersökningar.



Fig. 48. Moränrygg vid Straumen, Inderøya i Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.



Fig. 49. Söder om Trondheims centrum ligger en stor, komplex israndbildning, Heimdal–Teller–Ekle. Isen som avsatte denna under Yngre Dryas rörde sig från sydost, från övre högra sidan av fotot. Grustaget i bildens bakgrund (Ekle) ligger i den nordöstra delen av formationen. Utanför denna avsattes mäktiga leriga sediment, i vilka det gått många kvicklereskred. Skredkanterna är markerade med en vit linje och i det närmaste skredärrät ligger stadsdelen Sjetnemarka. Foto: Harald Sveian.

17 Rissa – Norges största lerskred i modern tid

Rissa ligger på nordsidan av Trondheimsfjorden vid RV717, nordväst om Trondheim. Den 29 april 1978 utlöstes skredet från ett 0,3 km² stort område. 5–6 miljoner kubikmeter lera fördes ut i sjön Botnen. En person omkom och flera gårdar ödelades. Idag är området avplanat och uppodlat så att spåren från raset nästan helt är borta.

18 Momyr – långa drumliner i ett jordfattigt område

Momyr ligger drygt 20 km norr om Årnes utefter RV175. Nära vägens högsta punkt (290 m ö.h.) ligger en räkka av drumliner i sydostlig–nordvästlig riktning (fig. 11). Drumlinerna är mycket iögonfallande, eftersom de är uppemot 2 km långa och sticker upp över omgivningen. De är uppodlade och ligger i ett område som, förutom drumlinerna, är jordfattigt.

19 Sverresborg, Trondheim – strandlinje utbildad i berggrunden

Vid Sverresborg, strax väster om Trondheim centrum, finns strandlinjer som under Yngre Dryas mejslades in i berggrunden genom frostsprängning i strandzonen

(fig. 24). Särskilt tydlig är strandlinjen vid Trøndelag Folkemuseum, på Blyberget och i Elsterparken, där den på 160 m höjd kan följas flera hundra meter.

20 Sjetnemarka – skredärr

Stadsdelen Sjetnemarka söder om Trondheim centrum ligger i ett gott och väl 1 km² stort skredärr. Här har lermassorna glidit ut i vattendraget Nidelva (fig. 49). Lermäktigheterna är stora i området och där finns fler skredärr och raviner.

21 Kregnes och Søberg – israndsdelta från Yngre Dryas

Kregnes ligger på västsidan av Gauldalen, ca 5 km söder om Melhus. Här finns ett stort isälvsdelta (med överytan på marina gränsens (MG) nivå, 170 m ö.h.) med en markerad iskontaktbrant mot sydost. Deltat är avsatt mot norr av smältvatten från en glaciär i Gauldalen. På deltatets yta ligger flera stora sanddyner. På den norra sidan av deltat ligger ett stort grustag med mer än 40 m mäktiga deltasement med snedställda lager (foresets). Søberg ligger på östra sidan av Gauldalen, 2–3 km nordost om Kregnes. Ett stort grustag, med snedställda lager som lutar mot norr, syns bra från E6. Kregnes- och



Fig. 50. Isranddelta från Yngre Dryas vid Hovin i Gauldalen, ca 40 km söder om Trondheim. Terrasserna är resultatet av älverosion under landhöjningen. Den översta terrassen motsvarar marina gränsen (MG) som här ligger 170 m ö.h. Foto: Terje H. Bargel.

Søbergformationerna bildades samtidigt och torde ursprungligen ha hängt ihop, men de centrala delarna har skurits bort genom älverosion när landet höjde sig.

22 Hovin – israndbildning med yngre älvterrasser från Yngre Dryas

Vid Hovin i Gauldalen, ca 40 km längs E6 söder om Trondheim, kan man från vägen se en israndbildning från Yngre Dryas. Den ca 10 400–10 500 år gamla formationen ligger på den västra dalsidan och där finns även sju älvterrasser som successivt utbildats på allt lägre nivåer allteftersom landet höjt sig (fig. 50). Den högsta terrassen ligger 170 m ö.h., vilket motsvarar MG i området. Älven Gaula ligger ca 30 m ö.h. Terrasserna har utbildats successivt under landhöjningen.

23 Kaldvelladalen/Hyttfossen – moränrygg, sandur, delta och ung älvfåra

Kaldvelladalen är en östlig sidodal till Gauldalen. Den mynnar vid Ler, ca 30 km söder om Trondheim (E6). En stor sandur intar den mellersta delen av dalen. Den 30 km långa Selbussjön kan ha haft ett tidigare utlopp genom dalen till Gaula. På grund av sandurn har Selbussjön nu ett utlopp genom en kanjon och mynnar i Trondheim centrum (Nidelva).

24 Hegra – israndbildning

Hegraavlagringen ligger på sydsidan av Stjørdalselva, 8 km öster om Stjørdal längs med E14. På dalsidan ligger rester av en isälvavlagring (randås), som aldrig byggdes upp till havsnivån. Jordmassorna avsattes österifrån av en dalglaciär i Stjørdalen. I ett stort grustag i proximalsidan finns dåligt sorterat, sandigt-grusigt material med inslag av stenar och block. Lagren stupar mot sydväst och är i stor utsträckning veckade. I vissa partier finns mäktiga moränlager som visar att isfronten oscillerade fram och tillbaka. På dalsidan rakt öster om israndavlagringen ligger Hegra fästning. Fästningen byggdes 1908–1910 till försvar mot eventuellt angrepp från Sverige, men den angreps först 1940 av tyskarna. Det finns en smal, brant och krokig, men fullt körbar, väg ända fram.

25 Egga, Meråker – isälvsdelta

Egga ligger strax sydväst om Meråker centrum och, i förhållande till huvudvägen E14, på den motsatta sidan av Stjørdalsälven. Deltats uppbyggnad syns mycket tydligt i det grustag som finns ca 1 km söder om Meråker centrum. Överst finns en 1–3 m mäktig och horisontellt skiktad ytbädd (topset) som överlagrar en 15–20 m mäktig mittbädd (foreset) med lutande skikt-

ning. Djupare ned ligger subhorisontella lager (bottomset) av silt och lera, men dessa syns inte i grustaget. Isälvsdeltat bildades då havsytan låg ca 170 meter högre än i dag medan MG ligger 188 m ö.h. Tillförsel av smältvatten över vattendelaren vid Storlien kan ha bidragit till att bilda ett delta av denna storlek.

26 Inre delen av Trondheimsfjorden – randmoräner från Yngre Dryas

I låglandet mellan Hoklingen och Snåsavatnet (Innherred) finns en hel serie med israndbildningar från Yngre Dryas. Dessa bildades vid korta stopp hos isfronten när inlandsisen drog sig tillbaka (fig. 47 och 48). Flera av avsättningarna utbildar höga formationer i landskapet, t.ex. skarpa ryggar (som vid Steinkjer), eller dämmer upp sjöar (t.ex. Hoklingen och Lekdalsvatnet).

27 Verdalskredet 1893 – Norges största kända lerskred

Natten till den 19 maj 1893 gled 55 miljoner kubikmeter lermassor ut över en yta på 8,6 km² (fig. 122). I samband med skredet omkom 112 människor och ett 2,9 km² stort skredärr uppstod. På en utsiktsplats utmed vägen mellan Stiklestad och Fåra finns det detaljerad information om skredet.

28 Trolldalen, Sefrivatn – kanjon

Längs med E6, ca 11–12 km norr om Majavatn och rakt öster om en järnvägsundergång, finns en 1,5 km lång, upp till 100 m bred och 30 m djup kanjon tätt intill dalsidan. Kanjonen har på några ställen en V-formad tvärprofil till följd av att block har rasat ned och bildat talusbranter. Kanjonen börjar vid en tidigare tröskel mellan Sefrivatnet och det lägre Kjerringvatnet och mejslades ut av subglacialt smältvatten. Kanjonen lämnades torr när smältvattnet skar igenom en 5 m lägre tröskel 500 m längre västerut, där den nutida älven rinner fram.

29 Jordbruelv, Svenningdal – grottor

Omkring 15 km från E6, längs med RV76 mot Brønøysund, ligger ett stort grottområde intill Jordbruelv. Inom området finns 250 större eller mindre grottor och tillika Skandinaviens största underjordiska sjö. Guide krävs för att besöka grottområdet. Kontakta turistinformationen eller kulturkontoret i Grane kommun för detta.

30 Tosbotn – isälvsdelta och jättegrytor

Tosbotn, som ligger längst in i Tosenfjorden, nås från E6 via RV76 västerut och genom den 5 820 m långa Tosentunneln, eller genom att följa RV76 österut från

RV17. Resan genom den inre delen av Tosenfjorden kan vara en hisnande upplevelse. Fjordens fortsättning på land – Tosendalen – är mycket kort och slutar vid vattendelaren på 600 meters höjd. Här finns en serie terrasser varav den högsta, som representerar MG på 134 m ö.h., ligger alldeles vid vägen 1 km nedanför tunnelöppningen. Dödisgröpar på ytan av terrassen visar att den bildats i nära anslutning till en glaciär. I närheten, alldeles intill vägen, finns en 15 m hög, halv jättegryta.

31 Svenningdalen – Laksforsen

Laksforsen, som ligger nära E6, är lättillgänglig och där finns goda parkeringsmöjligheter. Med sitt fall på ca 17 m och bredd på 70–80 m är Laksforsen det största vattenfallet i Vefsna och en av de mest besökta turistattraktionerna i Nordland.

32 Hattfjelldal – Hatten

Berget Hatten (1 128 m ö.h.), med sin karaktäristiska hattform, höjer sig 300–400 m över den omkringliggande fjällplatån. Man kan se berget från RV73, 4–5 km från Hattfjelldal centrum. Bergstoppen är lättillgänglig och det tar 2–2,5 timmar att gå längs den markerade leden. Utsikten är oförglömlig.

33 Susendalen – många jättegrytor

Vid Fiplingdalselvas utlopp i Susna, drygt 50 km söder om Hattfjelldal längs RV804, rinner älven norrut genom en kort kanjon. Kanjonen har skurits ut i glimmerskiffer som stupar i älvens strömriktning. På ett ca 50×30 m stort hållparti intill kanjonen finns mer än 30 jättegrytor. Grytorna är uppemot 2 m breda, 1,5–2 m djupa och svarvades under isavsmältningsskedet ut av smältvatten som kom rinnande under inlandsisen österifrån över vattendelaren samt från Børgefjell (fig. 51).

34 Mosjøen – Øyfellgrotta

Øyfellgrotta är en 500 m lång karstgrotta som ligger i Øyfjellet, rakt söder om Mosjøen. Grottan är en 500 m lång kalkstensgrotta med trånga passager och stora öppna hålrum. Det är endast tillåtet att besöka grottan med lokal guide. För att komma till ingången av grottan måste man gå en halvtimme i brant terräng. Guidens flöjtspel inne grottan ger besökaren en oförglömlig upplevelse. Turen tar 3–4 timmar. Kontakta turistinformationen i Mosjøen (Destination Helgeland AS).

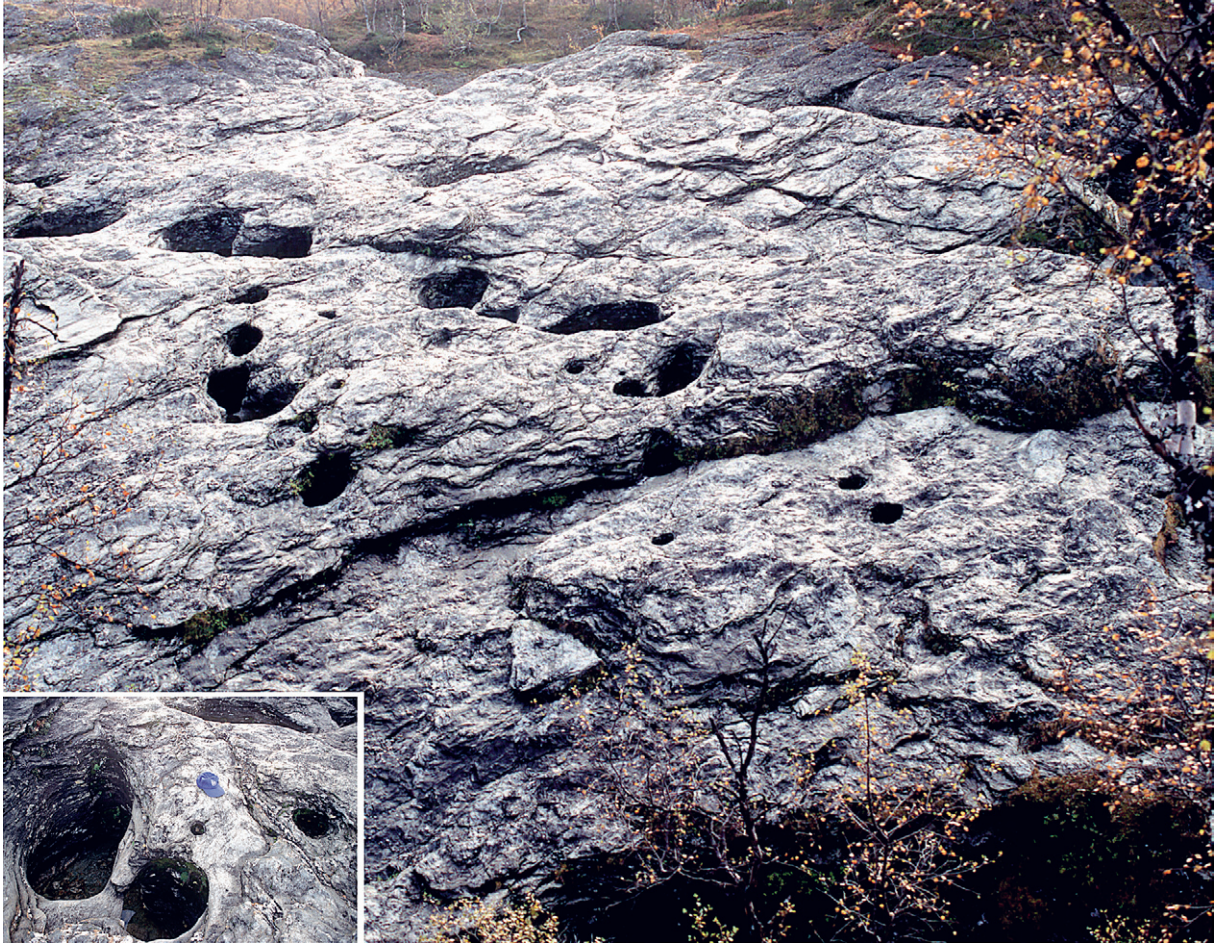
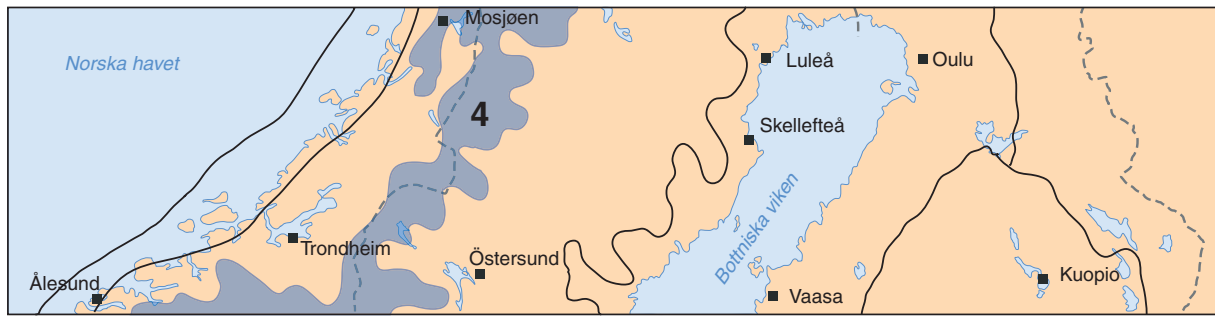


Fig. 51. I ett kalspolat hållparti där Tiplingelva rinner ut i sjön Susna, strax norr om Børgefjells nationalpark, finns närmare 40 jättegrytor av olika storlek utsvarvade i den lokala glimmerskiffern. Den infällda bilden visar jättegrytor i olika storlekar (se kepsen för skala). De två större grytorna är vattenfyllda och står i förbindelse med varandra under vattenytan. Foto: Terje H. Bargel.

FJÄLLKEDJAN



*Robert Lagerbäck, Terje H. Bargel och
Jan-Olov Svedlund*

Fjällens topografi

Med fjällkedjan avses här de delar av fjällområdet som ligger högre än ca 600–700 m ö.h. samt de dalgångar som på något lägre nivåer skär igenom fjällmassiven. Den tillämpade gränsdragningen är rent topografisk och grundas inte på berggrundsgeologiska förhållanden. Den sammanfaller inte heller annat än undantagsvis med trädgränsen, som i allmänhet ligger högre än 700 m ö.h. på den svenska sidan.

De högsta partierna av fjällkedjan, *högfjällen* ovanför ca 1 200 m ö.h., uppvisar i allmänhet hårdare brutna former än de lägre liggande fjällområdena. De allra högsta fjällen, framför allt på den norska sidan, karakteriseras av en skarp relief med vassa kammar och spetsiga toppar som skurits ut av nischglaciärer i dalsidorna. Flertalet nischer är idag tomma men Mittnordenområdets fåtaliga glaciärer återfinns inom högfjällsmassiven (fig. 52). Glaciärer har också vid upprepade tillfällen fyllt dalförena mellan högfjällsmassiven och dalgångarna har därför på många håll en utpräglad U-profil till följd av långvarig glacialerosion (fig. 53). Högfjällsområden återfinns huvudsakligen inom ett bälte från



Fig. 52. Norra Storfjället med sina glaciärnischer och tynande glaciärer ingår i Vindelfjällens naturreservat. N. Sytertoppen, till höger i bild, når 1 767 m ö.h. och är reservatets högsta topp. Den 1 000 m lägre terrängen i förgrunden präglas helt av moränryggar och -kullar med mellanliggande myrmarker. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 53. Storådörren i södra Jämtland, liksom den närliggande Lunndörren, står båda på vid gavel efter långa tiders glacialerosion. Terrängen i förgrunden karakteriseras av kulliga moränformer. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 54. Olika typer av karstfenomen är vanliga inom områden med kalkstensberggrund och fjällbäckarna söker sig på sina ställen ned i underjorden. Entrén till Sotsbäckgrottan i Artfjället nordväst om Tärnaby. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 55. Förfjällsområdet kännetecknas av stora, flacka massiv åtskilda av breda dalgångar som till stor del intas av omfattande sjösystem. Jordtäckets ökar österut i omfattning och mäktighet och bildar på många håll egenformer. Uppe på förfjällsmassiven reser sig enstaka restberg över trädgränsen. Umeälvens dalföre med Umnässjön i förgrunden och Gardviken i bakgrunden. Foto: Robert Lagerbäck.

Møre i sydväst mot riksgränsen och vidare norrut längs denna. Trollheimen, Helagsfjället, Sylarna, Børgesfjell och Norra Storfjället är exempel på kända högfjällsmassiv. De högsta fjällen inom Mittnordenområdet ligger vid Møre-kusten i sydväst, där flera av topparna når nästan 1900 m. Här finns också de djupaste och brantaste dalarna med vertikala dalsidor som är 1000–1500 m höga, t.ex. Trollveggen som är beskriven tidigare (s. 40, exkursionslokal 15, fig. 26). Även rent alpina former förekommer här.

Lågfjällen, under ca 1200 m ö.h., upptar större delen av fjällområdet. Höjdskillnaderna är mindre än i högfjällen och formerna betydligt mjukare. Bergarterna är generellt mer lättvittrade och i kalkstensberggrund förekommer grottor och andra karstfenomen som uppkommit genom att surt vatten löst ut kalkstenen (fig. 54).

Fjällens avgränsning österut är i allmänhet inte skarp, utan bergens höjd och terrängens relief trappas av successivt inom *förfjällsregionen*, som utgör en övergångszon till Sveriges inland. Förfjällsområdet kännetecknas av stora, flacka massiv åtskilda av breda dalgångar (fig. 55). Uppe på förfjällsmassiven reser sig

enstaka restberg över trädgränsen, men höjdskillnaderna är mindre än inom det egentliga fjällområdet.

Jordtäckets

Inom främst högfjällen, men även inom delar av lågfjällen, är jordtäckets tunt eller obefintligt (fig. 56). På lägre nivåer, och framför allt österut i fjällområdet och inom förfjällsområdet, tilltar jordtäckets omfattning och mäktighet. Mäktig morän, delvis i form av moränbacklandskap, finns t.ex. runt Helagsfjället och Sylarna, i Lunndörrens- och Anarisfjällen, i Lierne/Hotagsfjällen, Børgesfjell/Borgafjällen och öster om Norra Storfjället (fig. 52). Välutbildade *Rogenmoräner* finns bl.a. vid Hartkjølen i Lierne (fig. 15) och på flera håll inom Jämtlands och Västerbottens låg- och förfjällsområden (fig. 57). Drumliner och drumlinfält finns bl.a. inom den nordostliga delen av Gauldalsvidda (fig. 58), söder om Blåhammarfjället, vid Dörrshögarna och i lågfjällsområdet mellan Södra Storfjället och Artfjället i Vindelfjällen (fig. 59).

Isälvsavlagringar är vanliga inom delar av fjällområdet och formrikedomen är stor (fig. 60). Åsar är



Fig. 56. Inom fjällområdet är jordtäckningen oftast tunn och hällmarker upptar stora arealer. Här, någon mil öster om Tossåsen i Jämtland, finns i stort sett endast lite tunn torv mellan de uppstickande hällarna. I bakgrunden Anarisfjällen. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 57. Rogenmorän vid Saxvattnet i norra Jämtland med Borgafjällen i bakgrunden. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 58. Drumlinfält vid Killingdal på Gaudalsvidda. Isen som formade ryggarna rörde sig mot nordväst, från vänster till höger i bild. Foto: Harald Sveian.

mindre vanliga men förekommer i terrängpartier där smältvattnet dränerades i eller under ismassorna, vanligtvis i dalförena. Åsryggar förekommer dock även uppe på fjällvidderna och i passen, t.ex. väster om Essandsjøen och i Børgesfjell (fig. 61). Erosionsspår efter

inlandsisens smältvatten förekommer på många håll. Smältvatten som rann längs iskanten skar ut *skvalrännor* i jordtäcket. Omfattande skvalrännesystem finns t.ex. vid Blåfjellhatten i Lierne (fig. 62) och vid Oviksfjällen i Jämtland där hela fjällsidor är färade av smält-



Fig. 59 Drumliniserad terräng på Jofjellet nordväst om Tärnaby. Isen rörde sig från betraktaren, mot västnordväst och in över Norge. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 60. Isälvsavlagringarna inom fjällområdet kan ta sig allehanda former. En av de mer spektakulärt utformade är Gröndalens mäktiga och av dödisgröpar kopparriga delta vid Anarisfjällens norra kant i Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.

vattenströmmarna. Ett system av mycket stora rännor som bildats i samband med issjötappningar finns strax öster om Oviksfjällen. Där rännorna slutar vidtar vidsträckt och delvis mycket mäktiga isälvsavlagringar (fig. 63). Smältvattnet sökte sig också ned under isen och skar på sina ställen ut kanjoner i berggrunden (fig. 64 och 65).

På många håll öster om vattendelaren vittnar uttålliga *issjöstrandlinjer* (fig. 66) om vidsträckt *isdämda sjöar* (fig. 67). Strandlinjerna förekommer ofta på flera olika nivåer och visar hur issjöarna successivt tappades av i takt med att de dämmande isresterna smälte ner (fig. 68). Sedimenten i strandterrasserna överlagras på sina håll av ett tunt lager av en moränliknande jordart, något som skulle kunna antyda att strandlinjerna utbildats under en äldre isavsmältning. Att vissa av strandlinjerna kan vara av äldre datum antyds också av luminiscensdateringar av svallsand från några av terrasserna inom delar av det s.k. Centraljämtländska is-sjökomplexet, dvs. områdena väster och nordväst om Storsjön. Dateringsresultat på uppemot 100 000 år, i ett fall ännu högre, har erhållits, men de bör tolkas

med försiktighet. Dateringar av andra strandlinjer som inte är moräntäckta har gett betydligt lägre åldrar, men antyder att strandlinjerna kan ha utbildats under ett anmärkningsvärt tidigt skede av den senaste isavsmältningen (fig. 69).

Efter att den senaste inlandsisen smält bort, men även under tidigare isfria perioder, har olika frostprocesser haft stor betydelse för nybildning och omlagring av olika jordarter inom fjällområdena. I t.ex. Sunndalsfjellene i Norge och inom flera av de högre fjällmassiven på den svenska sidan har frostvittring gett upphov till vidsträckt *blockhav*. På många håll kan man se hur den senaste inlandsisen eroderat i blockhaven och spritt ut blocken i isrörelseriktningen. Mycket talar således för att blockhaven var utbildade redan innan den senaste nedisningen och att stora delar av de högre fjällområdena undgått att eroderas nämnvärt av den senaste inlandsisen. Större talusbildningar och raskäglor är speciellt vanliga i de branta dalsidorna på Møre (fig. 26) men förekommer även på andra håll längs hela fjällkedjan. Även jordtäcket är påverkat av frostprocesser, vilket resulterat i att olika former av *strukturmark*



Fig. 61. Ås vid Finnkoisjøen i Tyldal, Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.



Fig. 62. På fjället Kjølhøgen i Meråker finns ett märkligt minne från den senaste istiden. Den triangelformade morän-avsättningen ligger i ett område med blankskurade fjällsidor och är sannolikt en erosionsrest som blev liggande kvar efter att smältvatten från den senaste inlandsisen spolade ren övriga delar av fjällsidan. Foto: Harald Sveian.



Fig. 63. Grönhögen är en ca 1 km² stor och drygt 60 m hög plåtåformad grusavlagring i förlängningen av en mycket stor isälvsränna öster om Oviksfjällen. Den plana överytan representerar möjligen en issjönivå, men avlagringen har uppenbarligen avsatts med stöd av omgivande inlandsis. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 64. "Djupholet" eller "Helvete" är en subglacialt utbildad kanjon. Kanjonen skars ut av smältvatten som rann västerut från Vigelsjøen mot sjön Langen (i bakgrunden). Foto: Gisle Rø.



Fig. 65. Närbild av Djupholet, en kanjon som utmejslats i ryolitisk urberggrund. Berggrundens egenskaper (sprickighet) förklarar kanjonens vertikalt stående väggar. Foto: Gisle Rø.



Fig. 66. Vid vattendelaren mellan Lierne och Snåsa i Nord-Trøndelag, på 630 m höjd söder om Ingelstjønna, finns en isälvsränn djupt nedskuren i moränterrängen. Rännan har skurits ut av dräneringsvatten från en isdämd sjö mellan höjdryggen, centralt i bild, och isen, som låg till höger. En strandlinje efter issjön löper som en ljus bård från höger bildkant och vidare snett uppåt vänster. Foto: Harald Sveian.

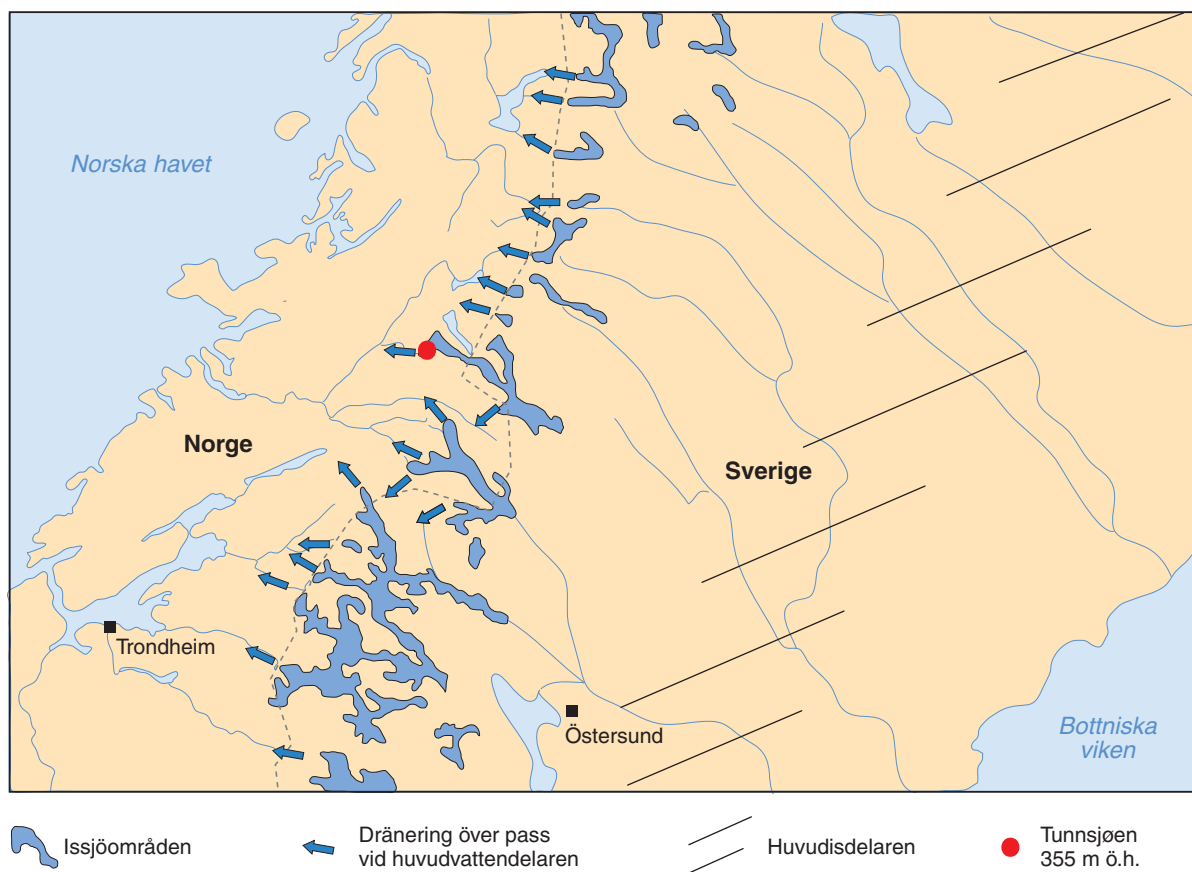


Fig. 67. Under den senaste nedisningen, och sannolikt även under flera tidigare nedisningar, var inlandsisen inom Mitt-nordenområdet mäktigast över Sverige. Medan huvudvattendelaren i dag i stort sett sammanfaller med riksgårnsen mellan Norge och Sverige, anser man att den s.k. isdelaren, som snarast var en bred zon, låg långt öster om fjällkedjan. Väster om denna isdelarzon strömmade isen västerut, över fjällkedjan och ned mot Norska havet, medan den öster därom strömmade mot Bottniska viken och in över Finland. När isen till slut smälte bort låg de sista isresterna i Sveriges inland (jfr fig. 7 C) och smältvattnet dämades på många håll upp som issjöar mellan isen och vattendelaren. Många av dessa issjöar dränerades västerut över passpunkter i fjällkedjan och vidare ned i fjordarna i Trøndelag och Nordland. Den lägsta passpunkten i fjällkedjan ligger i dag 355 m ö.h. vid Tunnsjøen och är markerad med en röd punkt. Kartan bygger på bl.a. Sveriges Nationalatlas/Berg och jord (Fredén 1998) och Sveian & Solli (1997).

(fig. 70) och jordflytning (solifluktion) är vanligt förekommande (fig. 71).

Myrarna inom fjällområdena är oftast grunda. Torvbildningen gynnas av den rikliga nederbörden men missgynnas av terrängens lutning. Särskilt stor utbredning har torvmarkerna i västra Jämtlandsfjällen, från Storlienområdet och ett tiotal mil norrut. Myrarna

förekommer här allmänt även i sluttningar, *backmyrar*, och är inom vissa områden mer eller mindre terrängtäckande. Inom övriga områden är myrrealerna mer måttliga, men ökar markant inom förfjällsområdena till följd av att den flackare landytan ger sämre avrinning.

Fig. 69. Issjöterrasserna i Ljungdalens slalombacke har ansenliga dimensioner (jfr stolparna i lifanläggningen). En luminescensdatering av sand från en av terrasserna antyder att det aktuella issjöstadiet kan ha en anmärkningsvärt hög ålder, $16\,000 \pm 3\,000$ år. Dateringar från andra strandlinjer i området gav liknande eller t.o.m. ännu något högre åldrar ($15,5 \pm 0,9$, $17,7 \pm 1,8$, $18,2 \pm 1,4$, $18,3 \pm 1,8$ ka). Man bör dock vara medveten om att det finns osäkerheter i dateringsmetoden. Foto: Jan-Olov Svedlund.



Fig. 68. En serie av issjöstrandlinjer på allt lägre nivåer i sluttningen av Storåkläppen, någon mil norr om Storsjö i Härjedalen, visar att Ljunganissjön tappades av i etapper. Med lite god vilja kan ett tiotal olika nivåer urskiljas i bilden. Foto: Robert Lagerbäck.





Fig. 70. Jordtacket inom fjällområdena, speciellt där grundvattenståndet är högt, är ofta starkt påverkat av frostprocesser. Detta kan resultera i olika typer av strukturmark, som t.ex. bildens stenringar från ett fjällområde i Inre Troms. Foto: Terje H. Bargel.

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

Trots att formrikedomerna är stora och synfältet fritt ovanför trädgränsen, är det svårt att peka ut lättillgängliga exkursionsobjekt inom fjällområdet. Bristen på vägar gör att man får kosta på sig tid och viss ansträngning för att ge sig i kast med fjällens formvärld.

35 Trollheimen – blockhav

I de kustnära högfjällsområdena har vittringen varit omfattande och vidsträckt blockhav förekommer allmänt över 1 400–1 500 m ö.h., t.ex. i Trollheimen. Många av dessa fjälltoppar kan bestigas utan klätterutrustning.

36 Sylarna/Sylane – spår efter isens smältvatten

Inom de östra delarna av fjällkedjan är spår efter smältvattensdränering vanliga. Skvalrännor, slukrännor och åsar kan ses från flertalet vandringsleder inom framför allt den norska delen av Sylarna-området. I boken ”Selbu og Tydal – geologi, gruvedrift og kulturminner” (Rø 2001) beskrivs både geologi och kulturhistoria för många turförslog och lokaler.

37 Storjön – betydligt större förr

I Ljungans övre vattensystem, runt Storsjön i Härjedalen och västerut, finns på många platser serier av strandlinjer efter ett vidsträckt issjösystem. Det uppdammade vattnet har successivt tappats av via allt lägre belägna passpunkter när den dämmande isen smälte



Fig. 71. Flytjordsvulkaner utbildade i morän vid Vukufjällen i Nord-Trøndelag. Foto: Terje H. Bargel.

bort. Den som är uppmärksam när han kör utmed vägarna i området kan se strandlinjerna på håll i fjällsluttningarna (fig. 68). Lättillgängliga strandterrasser finns t.ex. i Ljungdalens slalombacke några kilometer nordväst om byn (fig. 69).

38 Oviksfjällen – stor formrikedom

Längst i söder på den svenska sidan ligger Oviksfjällen med omfattande system av skvalrännor, issjöstrandlinjer, en större sadelskära, åsnät, Veikimoränformer och mycket annat. På den östra sidan av fjällmassivet finns flera mycket stora erosionsrännor som bildats i samband med successiva avtappningar av vidsträckt issjöar söder om Oviksfjällen och fjällmassiven väster därom (se föregående exkursionslokal). Den mest imponerande av rännorna är mer än två mil lång, flera hundra meter bred och tiotals meter djup. Rännan är lättillgänglig där den passerar omedelbart öster om Gräftåvallen. Mot slutet av rännorna vidtar vidsträckt och delvis mäktiga avsättningar av ”tappnings sediment”. Mest imponerande av dessa är Grönhögen, en större grusackumulation med plan överyta (fig. 63).

39 Børgfjell – orörd fjällnatur

I norr ligger Børgfjells nationalpark. Området utgör

vattendelare mellan Vefsnvassdraget i Nordland, Namsenvassdraget i Nord-Trøndelag och de vattendrag som dränerar mot öster. Nationalparken omfattar ett ca 1 000 km² stort fjällområde som kan nås från såväl den norska som svenska sidan. Børgfjell är en av de största och mest kända nationalparkerna i Norge. Särskilt känd är den för sin orörda fjällnatur utan markerade vandringsleder eller andra anpassningar för turism. Inlandsisen blev tidigt under deglaciationen dynamiskt död i detta område och dödisformer är vanliga.

40 Vindelfjällen – med bil eller till fots

Längst uppe i norr utgör Vindelfjällen ett naturligt val. Här ligger Sveriges största naturreservat med allt från Norra Storfjällets glaciärer, Syterskalets storslagna trågdal, Sveriges sydligast belägna palsar (som dock snabbt håller på att smälta bort), Artfjällets karstgrottor och blomsterprakt till Rogenmorän och andra moränformer i de lägre liggande områdena (fig. 52). Väg E12, ”Blå vägen”, gör delar av reservatet lättillgängliga. Den som väljer att närma sig Vindelfjällen till fots via Kungleden från Ammarnäs kan passa på att bestiga Potatiskullen, en kultur- och natursevärdhet i all enkelhet, samt titta ut över Vindelälvens delta i Gautsträsk (fig. 72).



Fig. 72. Vindelälvens och Tjulåns gemensamma delta i Gautstråk vid Ammarnäs. Den s.k. potatiskullen ligger strax bakom sammanflödet och Ammarfjället syns till höger i bakgrunden. Foto: Robert Lagerbäck.

41 Karstgrottor – underjordiska vattenledningar

Inom fjällområdet och i gränsområdet mot Norrlands inland finns ett betydande antal karstgrottor. Den som ändå tagit sig till Vindelfjällen kan irra bort sig i t.ex. Sotsbäckgrottan i Artfjället (fig. 54), medan den som

vill bli guidad in i Sveriges längsta grottsystem, får ta sig till Korallgrottan i nordspetsen av Jämtland. Dessa relativt sent upptäckta grotta ligger inte långt från Bjurälvens naturreservat med ytterligare grottor, spektakulära doliner och andra karstfenomen.

NORRLANDS INLAND



Robert Lagerbäck

Berggrund och landformer

Gränsen mellan fjällen och inlandsområdet är topografisk, inte berggrundsgeologisk, och den kaledoniska skollberggrunden når på flera håll långt in i det lägre liggande inlandsområdet (fig. 73). Mest uttalat är detta inom kambrosilurområdet i Jämtland, som är ett flackt och mjukt utformat slättområde mellan fjällen i väster och den mer oroligt kuperade urbergsterrängen österut.

Berggrunden utgörs annars av urberg, huvudsakligen ca 1700–1900 milj. år gamla svekofenniska bergarter. Olika granitiska bergarter och starkt omvandlade, ofta förgnejsade, sediment dominerar, men i norr finns också betydande områden med vulkaniska bergarter. Inom det s.k. *Skelleftefältet* finns flera av Sveriges viktigaste malmer, främst komplexa sulfidmineraliseringar.

Som landskapstyp betraktat är det svenska inlandsområdet tämligen enhetligt. Skogklädda moränlider eller högre uppstickande berg växlar med myrar och



Fig. 73. Framför allt i Jämtland når den kaledoniska skollberggrunden långt öster om det egentliga fjällområdet och på många håll markeras skollgränserna av branta hak i terrängen. Offerdalsskollan vid Skärvången i norra Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 74. Inom större delen av Norrlands inland växlar skogklädda moränlider eller högre uppstickande berg med myrar och grunda sjöar i terrängens lägre delar. I terrängens lägre delar antas jordtäckets på många håll egenformer, som bildens transversella moränryggar. Västra Kikkejaure nordväst om Arvidsjaur. Foto: Robert Lagerbäck.

grunda sjöar i terrängens lägre delar (fig. 74). Framför allt de norra delarna av området karaktäriseras av stora och jämna erosionsytor med kvarlämnade restberg (fig. 75). De mest utmärkande och utbredda av dessa *bergkullslätter* är de två Muddusytorna. Den övre av dessa ligger 400–500 m ö.h. och den undre något hundratal meter lägre. Mot väster trängs slättområdena ihop till breda dalfören som skiljer förfjällsmassiven åt och bildar naturliga infartsvägar till fjällen (fig. 76). Dalförena, som är breddade och fördjupade av glacialerosion, intas i stor utsträckning av långa sjöar eller *sjökedjor*. Flera av sjöarna har djup runt 100 m eller mer och tillhör därmed Sveriges djupaste.

Från dessa västliga sjösystem söker sig de större älvarna mot sydost till Bottniska viken. Älvarna rinner i öppna dalfören och anses i huvudsak följa sina prekvarterära lopp, men de är också på många håll avlänkade av kvartära avlagringar. Sådana kvartära omläggningar förklarar sannolikt många av de forsar och fall som är, eller var innan de tämjdes av vattenkraftsregleringarna, så typiska för de norrländska vattendragen (fig. 77). Dämmande jordlager har också en avgörande betydelse för förekomsten och utformningen av inlandets otaliga sjöar.

Den sydostligaste delen av inlandsområdet, liksom den södra delen av kustområdet, har en avvikande relief. Djupvittringen har inte pågått under lika lång tid som inom bergkullterrängen och är koncentrerad till berggrundens sprickzoner. Efter att landytan höjts längs förkastningar utmed kusten, skar vattendragen djupt ned i de förvittrade zonerna och ett storskaligt sprickdalslandskap utbildades. Indals- och Ångermanälvarnas dalgångar är därför mer pregnant utbildade än de nordligare älvarnas (fig. 78).

Jordtäckets

Jordtäckets mäktighet varierar på många håll starkt från plats till plats, även inom korta avstånd. Generellt tunnast jordtäckets ut mot höjderna och det är oftast på bergstopparna man finner hållmarker (fig. 75). Uppgifter från brunnborrningar ger viss vägledning om jorddjupen (fig. 79). Brunnsuppgifterna representerar visserligen inte ett statistiskt representativt urval, men en viss regional variation kan ändå skönjas. Jorddjup under 10 m tycks dominera, men större jordmäktigheter, uppemot 20 m eller ibland betydligt mer, har uppmätts i många dalgångar och inom vissa av morän-



Fig. 75. Framför allt de norra delarna av Norrlands inland karaktäriseras av stora, flacka erosionsytor med kvarlämnade restberg, s.k. bergkullslätter. Generellt tunnar jordtäcket ut mot höjderna och det är oftast på bergstopparna man finner hållmarker. Sör-Döttern, ca 25 km nordväst om Arvidsjaur. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 76. I gränlandet mellan fjäll och inland skär breda dalfören in mellan förfjällsmassiven och bildar naturliga infartsvägar till fjällområdet. Dalförena är breddade och fördjupade av glacialerosion och intas i stor utsträckning av sjöar som ofta är flera mil långa. Storvindelnns övre del. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 77. Människan har gjort sitt för att efterlikna issjötappningarna under isavsmältningsskedet. Genom Vild-Hussens försorg återfann år 1796 Indalsälven sin föristida fåra. Syftet med ingreppet var att underlätta timmerflottningen och projektet var framgångsrikt. Under loppet av fyra timmar tömdes Ragundasjön och man fick därigenom även ny odlingsmark (i bakgrunden). Tappningen orsakade en stor flodvåg som drog fram utefter älvdalen, men som genom ett under omkom ingen människa. Infälld i bilden är en av de många jättegrytorna i det f.d. fallet (det kalspolade hållpartiet till höger i bild). Foto: Robert Lagerbäck.

backlandskapen. Inom Jämtlands kambrosilurområde är jorddjupen ofta betydligt mindre än 5 m. De ringa jorddjupen till trots är hållmarker ovanliga. Detta förklaras åtminstone delvis av att bergarterna är lättvittrade och att vittringsjorden är bevuxen med frodig skog (fig. 80). I den mer kuperade urbergsterrängen österut är jorddjupen också små, men hållarealen där-
emot stor.

Morän är den helt dominerande jordarten i markytan och underlagrar dessutom oftast övriga jordarter. Moränens kornstorlekssammansättning återspeglar i allmänhet berggrunden på så vis att moränerna är mer grovkorniga inom områden med graniter, gnejser och vulkaniter än inom områden med skifferar och kalkstenar. Moränen inom området är därför vanligtvis sandig medan finkornigare varianter, även leriga, förekommer inom kambrosilurområdet i Jämtland och norrut längs fjällranden (fig. 81). De finkorniga moränerna är näringsrika, speciellt om de är kalkhållande, och bevuxna

med tät granskog eller uppodlade, som i Storsjöområdet (fig. 82).

Moräntäcket är oftast uppbyggt av flera olika lager med olika utseende och sammansättning (fig. 83). Under eller mellan moränlagren förekommer ofta olika typer av vattenavsatta sediment (fig. 84). Mäktiga lager av moräntäckta sediment tycks vara speciellt vanliga i den centrala delen av området, från Storsjöområdet i söder upp mot Arvidsjaur i norr.

Moräntäcket utjämnar vanligtvis berggrundsytans ojämnheter och bildar ett täcke med mjuka ytformer. På många håll uppvisar moränen dock mer karakteristiska ytformer. Drumliner och drumliniserad terräng förekommer på många håll inom större delen av området (fig. 85). Den dominerande drumliniseringsriktningen återspeglar isrörelser från nordväst mot sydost, men i Jämtland förekommer även drumliner som bildats i samband med isrörelser från sydost och nordost. Transversella ryggar, bl.a. *Rogenmorän*, förekommer



Fig. 78. Till skillnad mot flertalet älvar längre norrut rinner Indalsälven och Ångermanälven i välutbildade och djupt nedskurna dalgångar. Under högsta kustlinjen accentueras detta av att älvarna ätit sig ned i mäktiga finkorniga sediment med branta älvbrinkar som följd. Indalsälven söder om Bispgården. Foto: Robert Lagerbäck.

också inom större delen av området (fig. 86). Rikligast förekommande och kanske vackrast utbildad är Rogemoränen inom ett bälte i Jämtland, från Storsjön och vidare mot nordost till Västerbottengränsen (fig. 57). Olika typer av moränbacklandskap med mer regellöst orienterade ryggar eller kullar finns också på många håll. *Veikimoränen* med sina rundade platåer och kullar är den mest spektakulära varianten (fig. 87). Det största och vackrast utbildade veikimoränområdet ligger söder om Arvidsjaur, men mindre förekomster finns på flera håll, bl.a. i de centrala delarna av Västerbotten.

Isälvsavlagringarna följer i allmänhet dalgångarna, oftast i form av uthålliga åsar (fig. 88) eller kulliga fält, men också som flackare dalfyllnader. Flera av isälvsstråken kan följas från fjällranden ned till kustområdet, där de vid högsta kustlinjen ofta sväller ut och bildar ansenliga HK-deltan. Den ytliga sanden på dessa är ofta vindomlagrad och utbildar fossila dyner.

Efter att inlandsisen smälte bort har en omfattande torvbildning ägt rum och myrmarker täcker stora arealer inom praktiskt taget hela området (fig. 89). Inom

kambrosilurområdet förekommer rikkärr med en örtrik flora och där finns också speciella typer av avlagringar, *bleke* och *kalktuff*. Bleket är ett kalkslam som genom algers och andra växters försorg fällts ut i grunda sjöar, medan kalktuffen är en form av travertin och blekets motsvarighet vid källutsprång och liknande.

Frostprocesser har inte samma omfattning i inlandet som i fjällen, men tjälningprocesser har resulterat i en omfattande uppfrysning av moränblock i terränglägen med högt grundvattenstånd. Där blocken ansamlats till heltäckande ytor utbildar de *blocksänkor* eller större *blockfält* (fig. 90). Dessa ser i dag ut att vara stabila företeelser och det är tveksamt om någon mer omfattande nybildning sker under nuvarande klimatförhållanden. Detsamma gäller för den *talus* som förekommer i skogslandet. En och annan sten faller också i dag, men förmodligen är talusbilningarna till stor del anlagda redan under tidigare isfria perioder, inte minst den som föregick den senaste nedisningen.

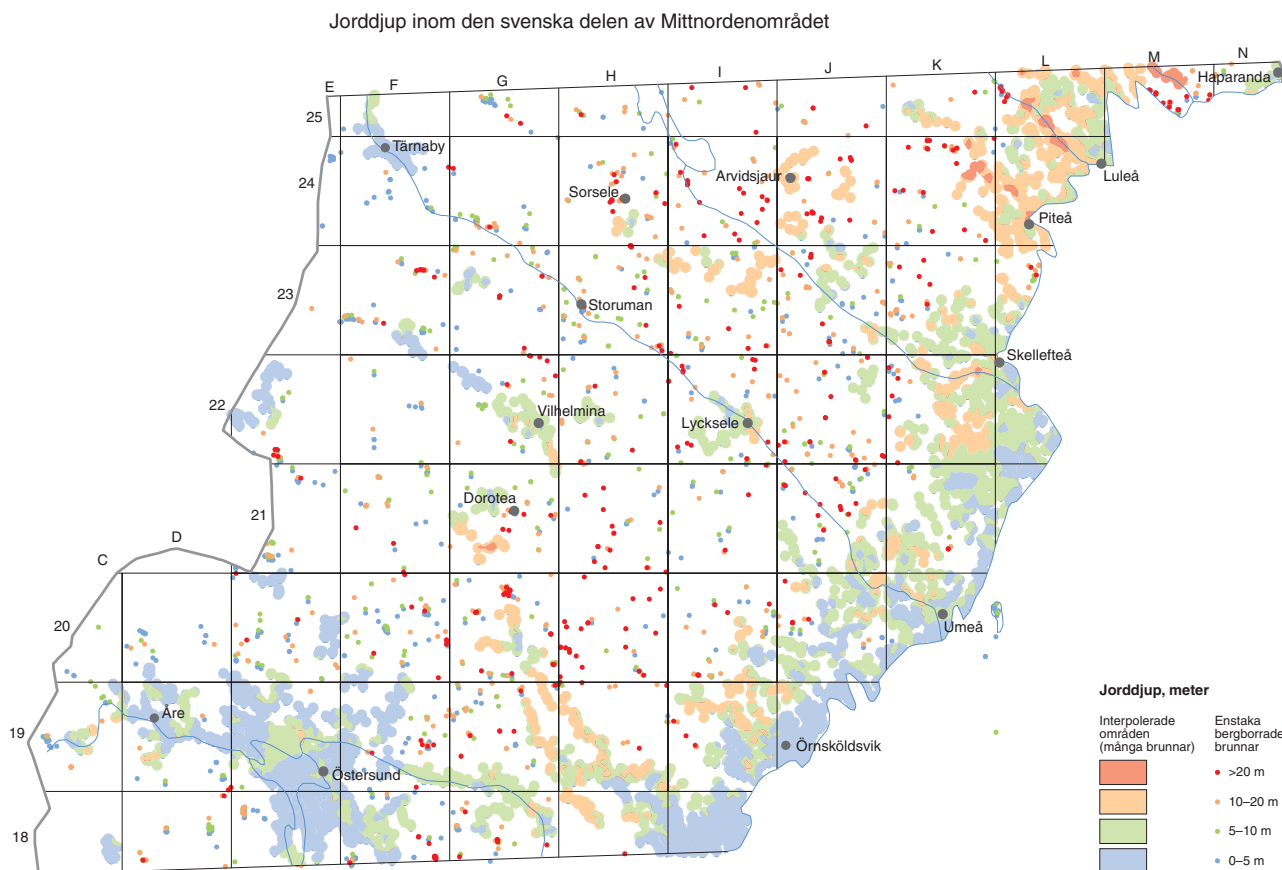


Fig. 79. Jorddjupsuppgifter från borrade brunnar inom den svenska delen av Mittnordenområdet. Eftersom brunnarna är knutna till bebyggelsen, som ligger i speciella terränglägen, är uppgifterna inte statistiskt representativa, men kan ändå ge en vink om regionala skillnader i jordtäcket mäktighet. Förutom i fjällområdena tycks särskilt små jorddjup förekomma inom Jämtlands kambrosilurumråde och inom den södra delen av kustområdet. Större jorddjup förekommer bl.a. i dalgångar och inom vissa av moränbacklandskapen. Uppgifterna är hämtade från SGUs brunnarsarkiv.

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

Att värdera och rangordna exkursionslokaler inom ett stort område är inte lätt eftersom snart sagt varje plats har något att berätta och därför kan vara värd att besöka. De nedan föreslagna exkursionslokalerna utgör således endast ett axplock av många kvartärgeologiskt intressanta platser i Norrlands inland. Trots benägen hjälp från kollegor kan bristande kännedom om delar av området ha lett till att även mycket sevärda lokaler förbisetts. På grund av deras osäkra livslängd har morän- eller grustakter inte tagits med, hur intressanta lagerföljderna än må ha varit när de senast besöktes. Av utrymmesskäl ges inga utförliga vägbeskrivningar, varför den presumtive besökaren rekommenderas att införskaffa topografiska och kvartärgeologiska kartor (främst SGUs ser. Ak) för lokaliseringen. Detsamma

gäller för de föreslagna exkursionsobjekten i det svenska kustområdet.

42 Hoverberget – toppen av Åreskutan?

Enligt folktron utgör Hoverberget vid Storsjöns södra ände den f.d. toppen av Åreskutan som förflyttats till sin nuvarande plats av inlandsisen (fig. 82). Ett korn av sanning finns i detta. Berget är en *utliggare*, dvs. en isolerad rest av en *skolla* (ett större berggrundsflak) som förflyttats till området – men långt före ”istiden”. Vid foten av berget ligger öppningen till en stor grotta och lite högre upp finns en större ”rämma” i berget. Vem vet om det finns det ett korn av sanning även i sägnen om Hoverbergsgubben och hans rikedomar? Kanske kan det vara värt att undersöka om grottan, i likhet med Varggrottan i Finland, hyser andra lämningar än silverskatter efter människor som vistats här för mycket länge sedan. Från utsiktstornet på bergets topp har man en vacker vy över Storsjöbygden.



Fig. 80. Trots att jordtäckets är mycket tunt på många håll i Jämtland växer granskogen hög och tät. Om det tunna jordtäckets inte hade schaktats bort längs vägen hade det varit svårt att ha någon uppfattning om dess mäktighet. Än svårare kan det vara att i flygbilder skilja ut områden med tunt jordtäckes. Foto: Jan-Olov Svedlund.

43 Döda Fallet – Vildhussens verk

Magnus Huss var en driftig karl som fått i uppdrag att underlätta timmerflottningen i Indalsälven. Det 30 m höga fallet vid Storforsen i Ragundadalen utgjorde ett stort hinder och Magnus skulle därför leda älvens vatten förbi forsen. Det gjorde han med besked en försommarnatt 1796. Under arbetenas gång bröt vattnet igenom en liten ås och den stora Ragundasjön tömdes på fyra timmar. Storforsen tystnade visserligen, men Magnus förevigades under sitt nya namn och trakten begåvades med två nya sevärdheter, dels Döda Fallet (fig. 77) men även Hammarforsen, som tillkom en mil uppströms då Ragundasjön tömdes. Genom senare tiders mänskliga ingrepp har även "Hammarforsens brus" tystnat, men väl i Hammarstrand kan man köra upp på Vättaberget för att få en vacker vy över trakten. Utmed de spångade lederna i den torrlagda älvfåran vid Döda Fallet finns bl.a. flera vackra jättegrytor.

44 Kallrör – issjöstrandlinje

Landsvägen på östra sidan av Kallsjön löper under långa sträckor, t.ex. söder om Kallrör, på en välutbildad strandterrass. Strandlinjen är mycket tydlig även runt Sulviken och Sulsjön halvannan mil nordost om Kallrör. Trots att strandlinjen är så välbevarad finns det indikationer på att den kan ha utbildats under en äldre isavsmältning. Strandavlagringarna täcks åtminstone på vissa håll av en tunn kappa av moränliknande material och en luminiscensdatering av sand i terrassen antyder en ålder på ca 100 000 år, men man bör vara medveten om att dateringsmetoden inrymmer stora osäkerheter.

45 Edeberget – visar övergången från kambrosilur till urberg

Edeberget vid Hammerdal är en höjdrygg vid kambrosilurumrådets östra gräns. Berget byggs upp av dolo-

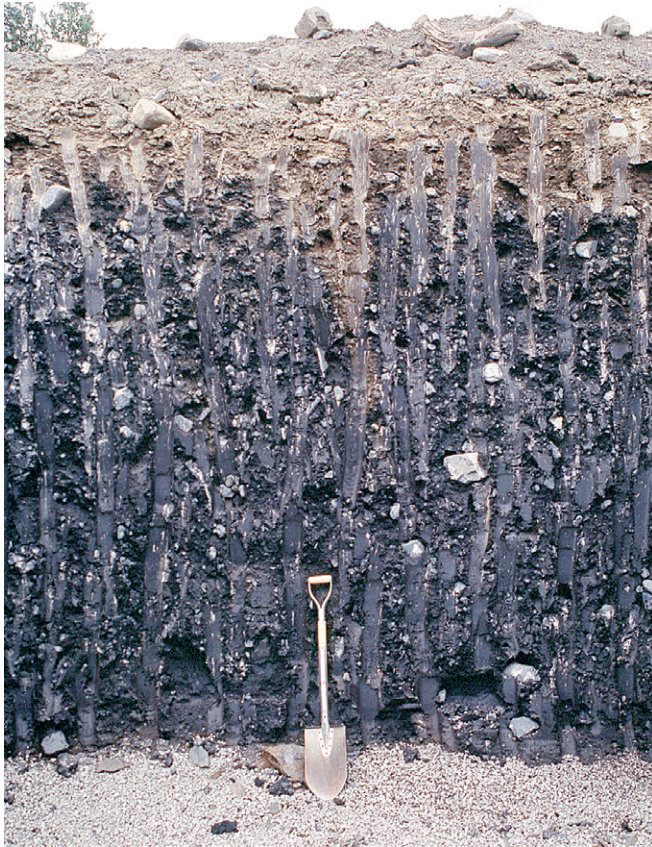


Fig. 81. Kambrosilurmoränen i Storsjöområdet i Jämtland är ofta starkt lerig, kompakt och mörkfärgad av skiffer. Fotot är taget vid Östersunds skidstadion. Foto: Jan-Olov Svedlund.



Fig. 82. Hoverberget vid Storsjöns södra ände har transporterats till sin nuvarande plats. Kanske är berget inte, som enligt folktron, Åreskutans topp som släpats hit av inlandsisen, men väl en utliggare, dvs. en isolerad rest av en långt tidigare överskjuten skolla. Den leriga och kalkhållande moränen inom Storsjöområdet är bördig och till stor del uppodlad. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 83. Maskingrävningar i Norrlands inland har visat att moräntäcket i allmänhet är uppbyggt av två eller flera olika lager med olika utseende och sammansättning. I många fall, kanske de allra flesta, representerar de olika lagren olika nedisningar. Dubbla moränlager i Åseletrakten. Foto: Jan-Olov Svedlund.

mitiserad kalksten som överlagrar lerskiffrar. På vägen upp mot bergets topp har man åt väster en mäktig vy över kambrosilumrådets storskaliga landskapsformer som domineras av flackt böljande höjder och sänkor. Bebyggelse och odlingsmarker är i allmänhet lokaliserade till höjderna, s.k. lidbebyggelse. I nordväst utgör byarna Ollebacken, Raftsjöhöjden och Sikåskälen typiska exempel på lidbebyggelse och är väl värda ett besök. Från bergets högsta partier kan man åt öster och sydost få en vacker vy över urbergets landformer. Berget sluttar brant ned mot ett flackt område, möjligen en rest av det subkambriska peneplanet, som intas av bl.a. Hammerdalsjön och Fyrsjön. Längre österut blir landformerna mer brutna och en mer typisk Norrlandsterräng vidtar. Ammeråns dalgång i sydost åskådliggör hur vittring och erosion har utmejslat dalgångar omgivna av kuperade höjdområden.

46 Långvattnets naturreservat – isälvsdelta uppbyggt till högsta kustlinjen

Deltat är lättillgängligt genom att landsvägen mellan Junsele och Backe går rakt igenom reservatet på en centralt belägen rullstensås. Dessutom finns en lättgången naturstig. Inom området finns bl.a. vattenfyllda dödisgropar och ett flygsandsfält med uppemot 15 m höga dyner.

47 Stockholmsgata – utan huvudstadens buller och avgaser

Stockholmsgata är en efter svenska förhållanden tämligen storslagen kanjon. Namnet lär syfta på bildningens likhet med de trånga kullerstensgränderna i Gamla stan i Stockholm. Kanjonen, som är uppemot 40 m djup och halvannan km lång, ligger i ett pass utefter Åseleåsen och har skurits ut av en isälv längs en sprickzon i berggrunden. I nordväst börjar den som en brant vägg med utsvarvade jättegrytor och ”nedströms” mynnar den i stora grusfält. I de nedrasade blockmassorna under de branta bergväggarna finns ett flertal grottor. Området är bevuxet med gammal skog, allmänt naturskönt och avsatt som naturreservat. Reservatet kan nå antingen norrifrån via Lakasjö eller söderifrån genom att ta av från väg 348 vid Solberg.

48 Hällingsåfallet – vattenfall och kanjon

Liksom Stockholmsgata torde kanjonen vid Hällingsåfallet vara utskuren av isälsvatten, men här finns även ett nutida vattendrag. Hällingsån, som snarast är en liten älv, kastar sig dryga 40 m ned i kanjonen som är 800 m lång (fig. 91). Fallet ligger nära väg på södra sidan av Ströms Vattudal och nås enklast via Gäddede.

49 Norakammen – vackert åsparti

Norakammen och även Ljusträskkammen ett stycke längre mot nordväst är två mycket vackert utbildade partier av Burträskåsen ca 2 mil öster om Norsjö. Bitvis höjer sig åsen 20 m över omgivningen och flankeras av 15–20 m djupa dödisgropar. Gammal skog utmed delar av Norakammen förhöjer naturupplevelsen och speciellt vackert är det där åsen löper omgiven av vatten.

50 Stensberget – titthål i Röjnoretförkastningen

Vid Stensberget, 2 km norr om Röjnoret, har ett större schakt grävts rakt över den sen- eller postglacialt utbildade Röjnoretförkastningen (fig. 92). Förkastningsbranten är här ca 7 m hög och utbildad i morän. I schaktväggarna konstaterades en motsvarande förskjutning av moränbäddarna och den underliggande berggrundsytan (fig. 93). Berggrunden är mycket starkt vittrad i för-



Fig. 84. Måktiga lager av moräntäckta sorterade sediment förekommer på många håll i Norrlands inland men tycks vara speciellt vanliga i den centrala delen av området, från Storsjöområdet i söder upp mot Arvidsjaur i norr. I de flesta fall torde sedimenten vara avsatta i samband med avsmältningen av en inlandsis som är äldre än den som avsatt den täckande moränen. Moräntäckt isälvsgrus i Åseletrakten. Foto: Jan-Olov Svedlund.

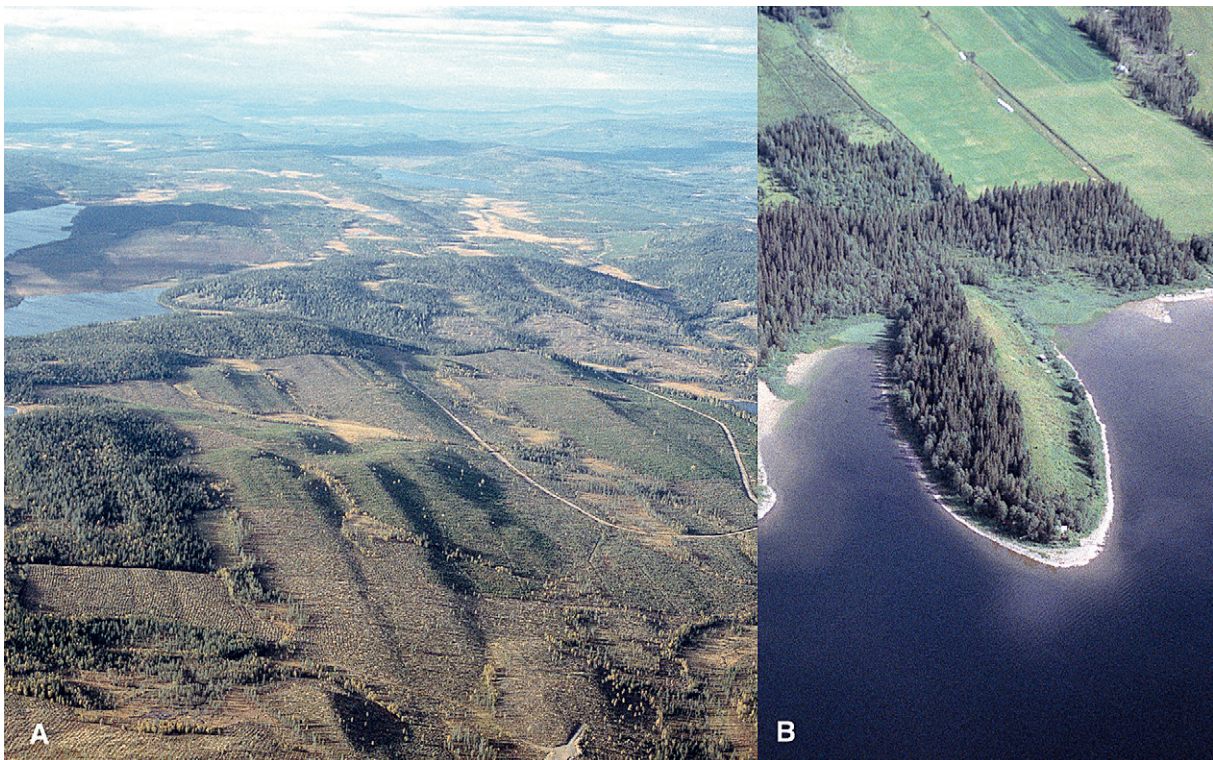


Fig. 85. Drumlinisering kan ta sig många olika uttryck, allt ifrån en allmän överprägling på terrängen till enskilda, väl avgränsade ryggar. Den vänstra bilden (A) är tagen öster om Arvidsjaur i Norrbotten och den högra (B) vid Nordhallen i Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 86. Transversella moränryggar vid södra änden av sjön Gysen i centrala Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.

kastningszonen, vilket visar att det är en gammal svaghetszon som reaktiverats. Schaktet har inhägnats och lämnats öppet för att kunna tjäna som exkursionslokal. Tyvärr brukar schaktväggarna rasa i samband med snösmältning och tjällossning, men förhoppningsvis kommer schaktet att kunna restaureras vid återkommande tillfällen.

51 Luspnäset – fårat av inlandsisens smältvatten

Under den senaste nedisningens slutskede var forn-Storumans vatten uppdämt i sydost, sannolikt av inlandsisen men möjligen även av jordmassor. När fördämningen smälte bort, eller brast, släpptes stora vattenmassor loss i omgångar, vilket resulterade i en ut-



Fig. 87. Moränbacklandskap av Veikityp väster om Abborrträsk i Norrbotten. Veikimoränen bildades i samband med avsmältningen av en äldre inlandsis och formerna har "överlevt" två senare nedisningar. Isen smälte bort som "dödis" och i moränmaterialet som smälte fram på isens yta fann en lågvuxen vegetationen fäste, liknande den som finns på dagens fjällhedar. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 88. Rullstensåsarna framträder ofta tydligt i landskapet, speciellt om de som här är omgivna av vatten. Sjön Kilver ca 8 km sydost om Arvidsjaur. Foto: Robert Lagerbäck.

bredd erosion och avsättning av grovkorniga sediment. Storslagna dräneringspår finns såväl väster som öster om Luspnäset. Nedströms helt renspolade hållpartier vidtar flacka ackumulationer av anrikade moränblock, sten, grus och så småningom sand. Delar av de stora hållmarkerna ingår i ett naturreservat med möjligheter till fina promenader. I övrigt kan nämnas den fina

utsikten från toppen av Stenselberget strax sydost om Storumans samhälle, bl.a. över den vackra åsen i sjön Storuman.

52 Färbäcken – glacialtekoniskt tvättbräde

I den flacka terrängen runt Malåträsket finns mäktiga siltiga sediment. Sedimentens karaktär och pollen-



Fig. 89. Öster om fjällen ökar moräntäckets generellt i mäktighet och antar på många håll egenformer som kullar och ryggar. Även myrmarksarealen och torvmäktigheterna ökar ofta drastiskt, inte minst som här i Jämtland. Fotot är taget strax öster om Oviksfjällen. Foto: Robert Lagerbäck.

innehåll antyder att de avsatts i en isdämd sjö, sannolikt under en interstadial. Sedimenten överlagras av morän och på ömse sidor om sjön finns en serie smala och skarpa ryggar. Ryggarna är parallella med varandra och transversella mot en antagen nordvästlig isrörelse. De är som störst och mest markanta i områdena närmast sjön och minskar sedan i storlek ut mot sidorna, samtidigt som den överlagrande moränens mäktighet ökar. Så vitt känt förekommer inte denna typ av ryggar någon annanstans inom Norrlands inland. Detta antyder speciella bildningsförhållanden. Schaktningar i ryggarna visar att de huvudsakligen byggs upp av glacialtektoniserade sediment av samma typ som de underlagrande issjösedimenten och förekomsten av dessa utgjorde sannolikt en förutsättning för att ryggarna skulle bildas. Den mest välutbildade ryggen ligger strax söder om Färbäcken på Malåträskets västra sida.

53 Sorsele – vacker utsikt, sandur och kanjon

Från Nalovardo, 15 km norr om Sorsele, har man, som det samiska namnet antyder, en förnämlig ut-

sikt. Mot väster syns den långsträckt Storvindeln och i söder ligger en nästan milsvid sandur med ett omfattande fångstgropssystem och stenåldersboplatser. Laisälvens dalgång kanaliserade stora mängder vatten under istidens slutskede och ända fram till i dag har älven fortsatt att bygga ut deltat i sandurns distala delar. Uppströms finns vackra forsar, renspolade hållar och eroderade moränområden. Åsnät och kamefält vittnar sedan om att de första isälvsavlagringarna avsattes i kontakt med isen, medan den fortsatta sedimentationen successivt byggde ut den vidsträckt sandurn med sitt flätverk av älvfåror. Höga vattenflöden och sedimentation under postglacial tid gör det svårt att avgränsa isälvsedimenten mot postglaciala älvsediment. En halvmil öster om sandurn ligger Gimegulets, en dryga kilometern lång och uppemot 25 m djup kanjon (gårsså på samiska) Kanjonen ligger utefter ett isälvsstråk, som via ett åslandskap i nordväst anknäver till sandurns övre del. Omgivningarna hyser gammal tallskog och området som är mycket naturskönt är avsatt som naturreservat.



Fig. 90. Tjälningprocesser har resulterat i en omfattande uppfrysning av moränblock i terränglägen med högt grundvattenstånd. En hög halt av finjord i moränen eller ett tunt täcke av finkorniga sediment, liksom naturligtvis en primärt hög blockhalt, gynnar uppkomsten av blocksänkor eller större blockfält. Att blocken genomgående är beväxna med mossor och lavar antyder att det är fråga om tämligen stabila företeelser under nuvarande klimatförhållanden och det är tveksamt om någon nybildning sker i nere i skogslandet. Foto: Robert Lagerbäck.

54 Abborrträsk – moränbacklandskap från en äldre nedisning

I Abborrträskområdet ett par mil söder om Arvidsjaur finns Sveriges sydligaste större veikimoränområde (fig. 87). Slingan Abborrträsk–Grundträsk–Nyvall–Abborrträsk ger en god inblick i landskapets välutbildade dödisformer. Utsikten från tornet på Guttnesberget är än så länge (år 2001) milsvid, men riskerar att skymmas av uppväxande ungskog under de närmaste åren. Talrika sjöar och tjärnar bidrar till att göra området naturskönt.

55 Rokån – isälvserosion och sedimentation 3 mil väster om Piteå

I Svartlidens sydvästsluttning finns en 3 km lång och uppemot 40 m djup isälvränna som leder ned till Rokåns dalföre. Där rännan mynnar i dalföret har grovt isälvsgrus avlagrats. Österut längs Rokån finns mindre avsättningar av isälvsgrus och isälvsand, omgivna av kullig morän. Vid högsta kustlinjen sväller isälvsavlagringarna ut till ett isälvsdelta, Fagerheden.



Fig. 91. Kanjonen vid Hällingsåfallet torde med största sannolikhet vara utskuren av isälvsvattnen och inte av det nutida vattendraget, så som åtminstone tidigare stått angivet i turistinformationen på platsen. Hällingsån, som snarast är en liten älv, kastar sig dryga 40 m ned i kanjonen som är 800 m lång. Se personerna på klippavsatsen uppe till höger för skala. Foto: Robert Lagerbäck.

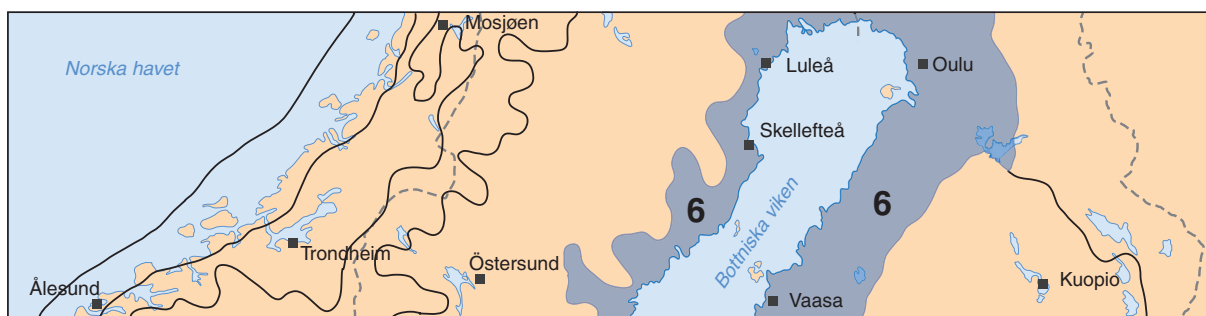


Fig. 92. Sen- eller postglacialt utbildad förkastningsbrant strax norr om Röjnoret, ca 40 km väster om Skellefteå. Förkastningsbranten löper diagonalt över bilden, från övre vänstra hörnet till det nedre högra. Schaktet i fig. 93 är markerat med en vit ring. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 93. Fotografiet visar ett 12 m djupt schakt som grävts vinkelrätt över en förkastningsbrant strax norr om Röjnoret (jfr fig. 92). Förkastningsrörelsen är revers, dvs. berggrunden (orange till färgen och starkt förvittrad) på den ena sidan av förkastningen har skjutits upp och ut över berggrundsytan på den andra sidan. Den vertikala rörelsekomponenten är ca 7 m vilket motsvarar höjden på förkastningsbranten, som här är utbildad i morän. Att också moränbäddarna är förskjutna visar att förkastningsrörelsen inträffat i, geologiskt sett, sen tid. Den naturliga markytan är täckt av schaktmassor men markeras av den starkt rostfärgade jordmånen. Foto: Robert Lagerbäck.

BOTTNISKA VIKENS KUSTOMRÅDEN



Robert Lagerbäck, Kalevi Mäkinen, Keijo Nenonen

Allmänt om området

Under tiden närmast efter isavsmältningen låg större delen av det finska Mittnordenområdet under vatten. I Sverige täckte den forntida Bottniska viken det nutida kustområdet och flikade dessutom djupt in i landet utmed älvdalarna. På den svenska sidan har Bottniska vikens kustområden definierats som de delar av landskapet som ligger under högsta kustlinjen, medan det på den finska sidan har begränsats till den ca 100 km breda, mycket flacka och låglänta delen av Österbotten.

Under isavsmältningsskedet och tiden närmast därefter höjde sig jordskorpan mycket snabbt, några eller någon dm om året, men därefter i allt långsammare takt. Den nutida landhöjningen inom området är ca 7–9 mm/år, störst i Västerbottens norra kustområden. Den postglaciala landhöjningen och strandförskjutningen är således ännu i dag ett mycket påtagligt fenomen och medför att mycket ny mark skapas i kustområdena, men också att havet grundas upp. Läs mer om detta i avsnittet ”Bottniska viken”, s. 83.

Berggrund och landformer

Berggrunden på den finska sidan består huvudsakligen av arkeiska och tidigproterozoiska bergarter. Gnejsområdet i Pudasjärvi, med en ålder på mer än 2 500 milj. år, representerar de äldsta. Större delen av området ligger inom Peräpohjolas, norra Österbottens och Österbottens skifferzoner med en ålder på 1 800–1 900 miljoner år. Den yngsta bergarten är ler- och sandstenen i Muhos, vars ålder är 1 400 miljoner år. På den svenska sidan dominerar metamorfoserade sediment och granitoider av samma ålder och typ som i inlandet, men längst upp i norr finns dessutom några mindre förekomster av arkeisk berggrund. I Kalix skärgård förekommer dolomit med fossil av stromatoliter, ett slags

urtida alger som vittnar om liv på Jorden för mer än 2 miljarder år sedan.

På den finska sidan av Bottniska viken är det subkambriska peneplanet i stor utsträckning bevarat. Älvarna rinner i dalgångar som följer sprickzoner mot nordväst till Bottniska viken. Huvuddelen av området ligger lägre än 100 m ö.h. men i områdets östligaste del når höjdområdena upp till 150 m ö.h. De relativa höjdskillnaderna är i allmänhet mindre än 30 m, men öster om Vasa finns små områden där de uppgår till 30–75 meter. Markant uppstickande höjder är Simpsjö (132 m ö.h.) som ligger i Lappo och Rokua (194,2 m ö.h.) väster om Ule träsk. Jordträcket är i allmänhet tunt och berggrundens ytformer syns tydligt utom i sänkor eller områden med mer betydande moränformationer.

Det subkambriska peneplanet är delvis bevarat också på den svenska sidan och en stor del av kustområdet är flackt med endast låga bergkullar och grunda dalfören (fig. 94). I norr har peneplanet tippats och därefter eroderats ned till en yngre kustslätt med kvarlämnade, uppemot 100 m höga restberg. Söder om Örnsköldsvik har peneplanet höjts upp längs förkastningar utmed kusten, och det tidigare omnämnda sprickdalslandskapet uppvisar här ett av Sveriges mer storslagna naturscenerier. De uppemot 300 m höga bergen stupar tvärt ned i havet, som är nästan lika djupt som bergen är höga, och Höga Kusten utgör på sitt sätt ett fjordlandskap i miniatyr (fig. 95).

Jordtäcket

Områdets jordarter är i stor utsträckning ett resultat av samma erosions- och sedimentationsprocesser som verkar i det nutida havet. Som en följd av den postglaciala landhöjningen har tidigare avsatta avlagringar, succes-



Fig. 94. Det svenska kustområdet är till stor del flackt utformat och grunda, sedimentfyllda dalfören flikar in i omgivande, något högre liggande moränterräng. Kågedalen vid Kusmark. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 95. Efter att inlandsisen smält bort stack Skulebergets topp (i förgrunden) nätt och jämnt upp ovanför havets yta. Höga Kustenområdets högsta bergstoppar utgjorde då en liten ögrupp som dock snabbt växte i storlek och snart införlivades i fastlandet. Sedan isen försvann har landet höjts med ca 285 m. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 96. I Høga Kustenområdet finns många vackert utbildade klapperfält. Bilden visar Håkaskrapet som ligger i berget Högklintens sydostsluttning. Foto: Jan-Olov Svedlund.

sivt på allt lägre nivåer, utsatts för havsvågornas påverkan och omlagrats till nya jordarter. Det ursprungligen ofta tunna moräntäcket på bergen har i utsatta lägen sköljts bort och omlagrats till grusiga och sandiga svallsediment. Hällmarker har därför större utbredning än inom intilliggande områden ovanför högsta kustlinjen. Närmast de kalspolade hällarna har moränens block och stenar på många håll anrikats till klapperfält (fig. 96 och 100).

I mindre exponerade lägen är endast moränens yt-skikt svallat, och i skyddade lägen märker man knappt någon påverkan alls. Bergstoppar som stack upp ur havet när isen smälte bort, och därmed aldrig utsattes för vågornas påverkan, har på många platser ett tunt, skogklätt jordtäckte ovanför de kalspolade hällmarkerna (fig. 23). Sådana *kalottberg* förekommer på många håll inom det svenska kustområdet (fig. 97).

Där moränen är opåverkad av vågorna har den i stort sett samma sammansättning och uppbyggnad som i inlandsområdet. Den s.k. *kalixpinnmon* inom den norra delen av det svenska kustområdet utgör ett undantag. Jordarten har moränens ytformer, bl.a. stora

transversella ryggar, och markytan är blockbestrodd. Den inre sammansättningen däremot har snarast karaktär av vattensorterade sediment och domineras av starkt slirig och veckad sand och mo. Grövre, grusiga varianter finns också. Möjligen har kalixpinnmon avsatts under en bortsmältande inlandsis som åtminstone tidvis lyft från botten och därmed gjort det möjligt för smältvattnet att dräneras på bred front. Den inre uppbyggnaden och den vanligt förekommande ryggsformen visar emellertid tämligen klart att sedimenten utsatts för en omfattande tektonisering, men det är oklart om denna ägt rum i samband med avsättningen eller under ett senare skede. Liknande stora transversella ryggar finns även längre söderut, framför allt inom ett område norr om Umeå, men dessa tycks ha en mer normal moränsammansättning.

Även De Geer-moränerna är speciella för området. Moränryggarna är oftast endast några få meter höga, något eller några tiotal meter breda och uppemot kilometern långa. De uppträder ofta svärmvis och avståndet mellan de enskilda ryggarna varierar då mellan ca femtio och flera hundra meter. Ibland uppträder ryg-



Fig. 97. Högsta kustlinjen, HK, framträder tydligt på Stor-Snöberget, ca 25 km västnordväst om Piteå. Längs en bård under HK (förtydligad genom den vita streckade linjen) är berget frisköljt av vågorna och knappt någon vegetation har fått fäste (jfr fig. 23). Ovanför HK är berggrunden moräntäckt och hyser skog, vilket ger intrycket att berget har en "mössa". Sådana berg brukar därför kallas kalottberg. Foto: Lars Rodhe.

garna tillsammans med större transversella ryggar eller drumliner och är då klart yngre än dessa. Sannolikt har de bildats vid randen av den retirerande inlandsisen. I Sverige förekommer De Geer-moräner framförallt i den allra nordligaste delen av kustområdet (fig. 14) och i Finland främst i Kvarkenområdet, bl.a. på öarna Replot och Björkö (fig. 98).

Drumliner förekommer allmänt¹ utmed hela den svenska kustremsan mellan Nordmaling och Luleå (fig. 12). Drumliniseringen återspeglar isrörelser från nordväst, utom i Umeåtrakten där den är mer nordligt orienterad. På den finska sidan finns stora och vackert utbildade drumlinfält i Uleåborgs-, Brahestads- och Jakobstads-Gamla Karlebyområdena.



Isälvsvlagringarna på den svenska sidan är koncentrerade till de större åsstråken, som utgör en fortsättning på inlandets isälvstråk. Större avsättningar finns vid Luleå och Piteå, där isälvstråken breder ut sig till vidsträckta sandhedar vid eller strax innanför kusten. Mest imponerande

Fig. 98. Flygfotografi över De Geer-moränryggar från trakten av Björköby i Vasa skärgård. Foto: Lantmätarverket, publiceringstillstånd nr 421/MYY/99.

¹ Olyckligtvis har det insmugit sig fel på den glacialgeomorfologiska kartan. Bland annat har ett antal drumlinsymboler bortfallit eller fått fel riktning inom det svenska kustområdet.

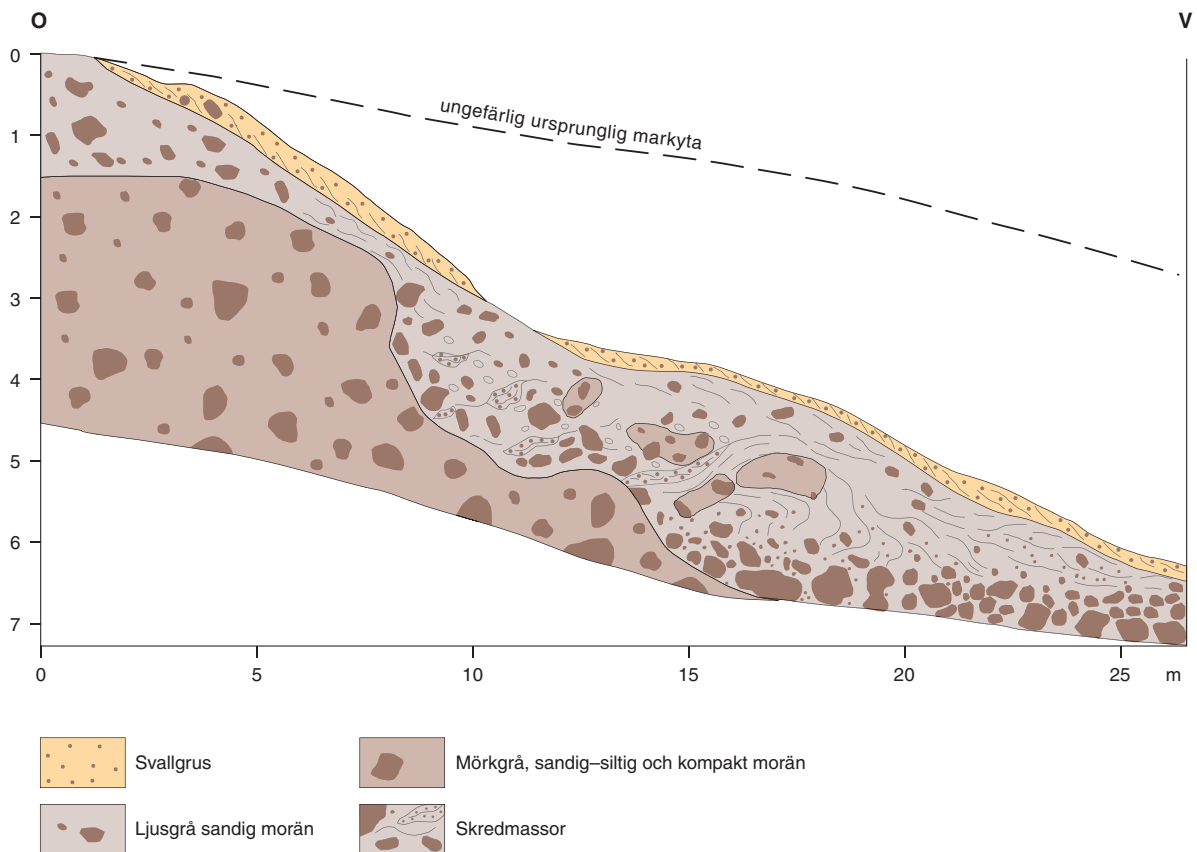


Fig. 99. Profil genom den övre delen av ett jordskredsärr 2 km väster om Vindel-Ånaset. Skredärrret har formen av en 200×200 m vid och 5 m djup skål i moräntäcket. Två moränbäddar med olika sammansättning har påverkats av skredet. Brottstycken av den undre moränen, som är hårdare än den övre, förekommer tillsammans med sandsliror i skredmassorna. Huvuddelen av skredmassorna ligger 300–400 m längre ned i sluttningen där de bildar upp till 4 m höga kullar. Svallgruset överst i lagerföljden visar att skredet måste ha gått efter att området blev isfritt, men innan det steg ur havet, dvs. under en ganska kort period för ca 10 000 år sedan. Sandig morän är normalt inte skredbenägen och med största sannolikhet har skredet utlösts av ett kraftigt jordskalv. Modifierad efter SGU Ak 1 (endast digital), fig. 8.

av dessa är Kallaxheden strax söder om Luleå och Pitholmsheden sydost om Piteå.

Liksom moränen har även åsar och andra isälvsavlagringar i stor utsträckning omlagrats till svallsediment. Vågorna har lätt kunnat erodera i isälvsavlagringarnas ursprungligen sandiga ytlager och sprida sanden över stora områden. Innan vegetationen hann binda sanden omlagrades den på många platser till dyner. Större flygsandsfält på den svenska sidan finns på t.ex. Pitholmsheden, Kallaxheden och Haparanda sandskär och på den finska sidan vid Siikajoki, Kalajoki och Hailuoto. Pågående flygsandsaktivitet förekommer på flera håll utmed kusterna eller på öar. Isälvsavlagringarnas grövre material är ofta omlagrat och uppkastat i strandvallar. Vackra strandvallar av omlagrat isälvsmaterial finns t.ex. vid Rokua, Oulunsalo, Hailuoto, Siikajoki och Kalajoki på den finska sidan och på Pitholmsheden på den svenska.

Under isavsmältningsskedet transporterades stora mängder finkornigt slam ut i havet med isälvarna. Under postglacial tid har slamtransporten fortsatt via vattendrag och genom strandprocesser, om än i mindre omfattning. Silt och lera förekommer därför allmänt i de lägre delarna av terrängen (fig. 94). Starkt sulfidhaltiga leror, *svartmocka*, förekommer framför allt inom den norra delen av det svenska kustområdet. Svartmockan bildar sura *alunjordar* om järnsulfiden oxideras, t.ex. i samband med dränering och uppodling. I de större älvdalgångarna kan siltiga sediment uppnå betydande mäktigheter och överlagras dessutom ofta av älvsand. Allteftersom älvarna åter sig ned i dessa sedimentlagerföljder bildas ibland höga och branta erosionsår – *nipor*. Torvmarker har framför allt på den finska sidan stor utbredning men inom lågt liggande områden är torvmäktigheterna ringa, i allmänhet endast någon meter eller mindre än så.

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

56 Höga Kusten – världsarvet med världens högsta högsta kustlinje

I den allra sydligaste delen av det svenska kustområdet ligger Höga Kusten med Skuleskogens nationalpark. Höga Kusten utsågs år 2000, bl.a. för sin unika landhöjningshistoria, till världsarv. Här finns Mittnorden-området, och även världens, högst belägna HK (ca 285 m ö.h.) och klapperfält (ca 260 m ö.h.). Även kallottberg, strandgrottor, Slåttdalsskrevan, talusbranter och vittringsjord samt en speciell berggrund bidrar till att göra området geologiskt omväxlande och högintrassant. En presentation av alla geologiska sevärdheter som förekommer inom området skulle, även om den gjordes kort, ta stor plats. Den presumtive besökaren hänvisas därför till de två geoturistkartor som utarbetats vid SGU (K1 & K2).

57 Öreälven – vackert slingrande skogsälv

Mellan Angnäs och Bjurholm har Öreälven ett kraftigt meandrande lopp. Vid sidan av älven finns avsnörda korvsjöar i olika stadier av igenväxning. Meanderformerna hör till de vackrast utbildade i landet. Från landsvägsbron vid Bjurholm har man en imponerande vy över älven som är djupt nedskuren i finkorniga glaciala sediment och isälvsavlagringar. Raviner och spår av ras och skred förekommer längs älven alldeles söder om samhället. Ett par mil längre norrut efter väg 353, ca två kilometer sydost om Örträsksjöns södra ände, finns mäktiga glaciala finkorniga sediment, som bildar ett kuperat landskap mellan landsvägen och älven. Ytformerna tillsammans med talrika block och stenar i tytan vittnar om att avlagringen bildats i en issjömiljö intill den bortsmältande inlandsisen. Stora isblock, kanske isberg, har bäddats in i sedimenten. När isen senare smälte, fick avlagringen sin kuperade ytform, ett dödislandskap.

58 Vindeln – raviner och nipor längs den meandrande Krycklan

Under en kort tid efter att inlandsisen smält bort från området dränerades Vindelälvens vatten öster om Vindelns samhälle, via dalgången öster om Abborrtjärn förbi Hägglund och Häggnäs. Dalföret utgjorde först en fjordliknande vik av Ancylussjön som dock snabbt grundades upp genom landhöjning och avsättning av mäktiga finkorniga sediment. Med minskande vattendjup ökade vattnets strömhastighet och sandbankar avsattes på de finkorniga sedimenten. Kort därefter sökte

sig Vindelälven ett annat lopp och fann den sträckning den har än i dag, förbi Vindelns samhälle. Genom den fortsatta landhöjningen har det nutida vattendraget i dalföret, ån Krycklan, kunnat äta sig ned i de lättroderade sedimenten som också har utsatts för omfattande ravinbildning längs mindre bäckar och vid källutflöden. Ravinsystemet vid Hägglund, ca 7 km öster om Vindeln, är ett av de största och mest välutvecklade i landet. Välutbildade meanderbågar finns på många håll och sedimentens lagerföljd kan studeras i en nipa en kilometer söder om Häggnäs.

59 Vindelälvsåsen – storslagen mellan Åmsele och Hällnäs

Vindelälvsåsen följer i huvudsak Vindelälvens dalgång och är därför till stor del täckt av yngre sediment eller omformad genom älvens erosion. Utmed sträckan Åmsele–Gladaberg löper dock åsen i ett högre terrängläge öster om dalgången och har därigenom bevarats med sina ursprungliga ytformer. Åsen, med mycket utpräglad ryggsform, har en vacker sträckning genom det sjörika landskapet. Intill åsen finns talrika dödisgropar och åsgravar. 4 km nordväst om Gladaberg breder isälvsavlagringen ut sig i form av ett delta, Skataheden, uppbyggt till nivån för högsta kustlinjen. Längre mot sydost, mellan Gladaberg och Hjuken, omges och delvis täcks åsen av sand- och siltavlagringar, avsatta i den havsvik som bildades då inlandsisen lämnade området. Vid Hjuken finns också ett mycket välutbildat åsavsnitt med tre kraftigt markerade ryggar och flera djupa åsgropar och åsgravar. Framför allt vid Hjuken och Åmsele, men även strax öster om Skataheden, finns vackra dynamråden. Särskilt kan nämnas Juvikskammen ca 3 km söder om Åmsele. Denna dyn, ca två kilometer lång och drygt 10 m hög, avgränsar Abborrtjäsket mot nordväst.

60 Bjuröklubb – ung sandflykt och gamla isräfflor

Vid Storsanden, ca 5 km söder om Bjuröklubbs fyr, finns ett i sen tid utbildat dynfält, bl.a. en mäktig, kilometerlång stranddyn med viss recent aktivitet. På hållar i strandkanten inne i Gärdviken och ut mot havet mellan Storsanden och Bjuröklubb finns isräfflor med olika riktningar, såväl de i trakten vanliga nordnordvästliga som äldre med nordnordostlig respektive väst–västnordvästlig riktning.

61 Burträskförkastningen – fick marken att skaka under istidens slutskede

Burträskförkastningen är ca 4 mil lång och kan, bortsett från några kortare avbrott, följas från Botsmark i



Fig. 100. Bälingebergets naturreservat utanför Luleå är ett lättillgängligt och pedagogiskt utflyktsmål med vacker utsikt. Stora rensvallade hällområden, erosionshak, vackra klapperfält och strandvallar gör att man lätt kan föreställa sig havsstrandens processer under en mångtusenårig landhöjningshistoria. Foto: Curt Fredén.

sydväst till Burträsk i nordost. Den är på många platser tillgänglig längs vägnätet (se SGUs kvartärgeologiska kartor Ak 1 och 3). Förkastningen framträder i terrängen som en 5–15 m hög brant, som stupar mot nordväst. Förkastningsbranten är nästan överallt utbildad i morän men på några platser går berget i dagen, t.ex. vid Vitsidan 7 km söder om Burträsk. Förkastningsrörelsen inträffade sannolikt kort efter att inlandsisen smält bort från området. Seismiskt störda jordlagerföljder, som vittnar om en kraftig jordbävning kort efter isavsmältningen, förekommer allmänt i regionen och spår efter jordskred finns på flera håll. Ett av dessa jordskredsår finns ca 2 km väster om Vindel-Ånåset (fig. 99).

62 Burträskåsen – breder ut sig vid högsta kustlinjen

12 km nordväst om Ljusvattnet vidgas Burträskåsen och utbildar ett klassiskt HK-delta, dvs. ett isälvsdelta uppbyggt till högsta kustlinjen. Deltaytan är i huvudsak plan, men enstaka dödisgropar och flygsand i form av kullar förekommer. Djupgrovbäckens imponerande ravin visar att sedimentmaktigheterna är stora. De mer

distalt avsatta sedimenten öster om deltaplanet har omlagrats i ytan genom svallning.

63 Fällfors – meanderlopp, aktiv ravinbildning och dyner

I Fällforsområdet har Byskeälven ett välutvecklat meanderlopp med övergivna flodfårar och nipor. Vill man göra det enkelt för sig tittar man ut över älven från landsvägsbron, men det finns också ett flertal mindre vägar inom det natursköna området. Ett par kilometer söder om Fällfors ligger Marranäsvältan, eller Djupgroven som ravinen också kallas. Den är ett storslaget exempel på aktiv ravinbildning genom bakåtgripande erosion, här i sandiga älvsediment. 3–4 km nordväst om Fällfors finns ett flygsandsfält. Speciellt framträdande är dynområdet på Pitmanlidens sydvästsida med en dynfront belägen ca 50 m över älvsedimentplanets nivå.

64 Högsta kustlinjen syns tydligt i Älvsbytrakten

Högsta kustlinjen framträder tydligt som en svallningsgräns på många berg i Älvsbytrakten. Lill- och Stor-



Fig. 101. Det flacka området runt Limingoviken är en typisk landhöjningskust, där årligen stora områden stiger upp ur vatten. Foto: Peter Johansson.

Snöbergen, ca 7 km väster om Lillpite, syns bra på håll från landsvägen norr om bergen (fig. 97). Pålsberget ca 10 km öster om Älvsbyn är inget tydligt kalottberg, men från väster (länsväg 94) ser man HK som en tydlig gränslinje i bergets västra sluttning. I det tunna osvallade jordlagret ovanför denna gränslinje växer skogen tätare än på hållmarkerna nedanför. Utsiktstornet på Kalahatten, en liten kalott 2 km nordost om Kalamark, bjuder på en milsvid utsikt och man kan i tanken lätt förflytta sig 10 000 år tillbaka tiden, då kalottbergen i trakten utgjorde öar i ett vidsträckt skärgårdslandskap.

65 Slädaskatan – utsiktspunkt vid Piteälven

Från Slädaskatan, en udde i Piteälven ca 7 km sydost om Älvsbyn, har man en imponerande vy över Piteälven som här är djupt nedskuren i glaciala och postglaciala sediment. De glaciala sedimenten utgörs av isälvsand, som täcks av mer finkorniga fjordsediment. Isälvsanden går i dagen här och var, dels i älvbrinken, dels i de flackt välvda åspartierna uppe på de i övrigt flacka sedimenttyterna vid sidan av älvfåran. Överst i lagerföljden finns sandiga älvsediment.

66 Bälungeberget – pedagogiskt utflyktsmål och utsiktspunkt nära Luleå

Lättillgängligt en mil väster om Luleå ligger Bälungebergets naturreservat som är ett livligt frekventerat utflyktsmål för skolklasser och människor i allmänhet. Stora rensvallade hållområden, erosionshak, vackra klapperfält och strandvallar gör att man lätt kan föreställa sig havsstrandens processer under en mångtusentårig landhöjning (fig. 100).

67 Kusmyran – De Geer-moräner och isräfflor

De Geer-moränryggar förekommer allmänt i Bodenområdet och kan ses utmed många av traktens vägar. Bäst framträder de i öppen, brukad mark eller i myrar, som i Kusmyran en mil nordväst om tätorten. På en håll i grustakten strax söder om myren finns tre olika system av isräfflor, det yngsta vinkelrätt mot ryggarna.

68 Lule- och Haparanda skärgårdar – jungfrulig arkipelag längst upp i Bottenviken

På samma sätt som världsarvet Höga Kusten utgör ett självklart utflyktsmål längst i söder, så gäller detsamma för "Låga Kusten" med Haparanda skärgårds national-

park längst i norr. Genom sin flacka relief och snabba landhöjning, närmare en meter på 100 år, skapas i Botenvikens kustområden mycket nytt land under kort tid. Vid kusten har hamnar och städer under tidernas lopp fått flyttas till nyvunnet land i älvdalarnas mynningar. Dagens Luleå, med sin Gammelstad betydligt längre in i landet, belyser detta. I det geologiska tidsperspektivet är de hundratals öarna i skärgården nyss uppstigna ur havet – för mindre än 2000 år sedan var här obrutet hav. De strandprocesser som skapat jordarter och former längre in i kustområdet är här i högsta grad aktiva och strandvallar, klapperfält, grus- och sandstränder bildas och ombildas fortlöpande. Detsamma gäller flygsanden. För kvartärgeologen finns mycket att se. Förutom dynerna på Haparanda Sandskär, Seskar-Furö och många av de andra öarna, finns drumliner, De Geer-moräner och vackert glacialslipade hällar med flera generationer isräfflor.

69 Replot och Björkö – De Geer-moräner

Finlands största område med De Geer-moräner (ca 200 km²) finns på öarna Replot och Björkö. De enskilda ryggarna är i allmänhet bara 10–20 m breda, 0,5–2,5 m höga och 300–400 m långa, några av dem dock uppemot 2 km. Avståndet mellan de enskilda ryggarna är i snitt ca 100 meter. Karakteristiskt för De Geer-moränryggarna är att de förekommer i stora svärmar. Även om de enskilda ryggarna är korta så utbildar de tillsammans långa stråk. På Replot kan man följa ett sådant stråk i över 15 kilometer. På öarna finns sammanlagt uppemot 200 parallella moränryggar som visar israndens successiva tillbakaryckning. Ryggarna bildar ett tvättbrädesliknande mönster som är mycket påtagligt i terrängen och många av dem framträder i form av uddar eller öar (fig. 98).

70 Kalajoki – strandvallar och sanddyner

Vid stranden i Kalajoki finns ett stort område med sand (ca 10 × 5 km), huvudsakligen i form av strandvallar och dyner. Området utgör en del av ett långt åsstråk som kan följas hela vägen från kusten via Pieksämäki till Salpausselkä. I Kalajoki vidgas åsen och förlorar sin ryggform. Under påverkan av vågor, isskjutning och vind har den helt utjämnats till stora sandfält. Morellar i Kalajoki ligger alldeles intill havsstranden och består helt av aktiva sanddyner. Dynerna är ungefär meterhöga och ligger i rader parallellt med stranden. De har bildats genom vindomlagring av strandvallar och sandrevlar som höjts ur havet. På flertalet dyner binds sanden av strandråg men det finns även aktiva dyner som vandrat in och täckt levande skog. Viitapakat är en imponerande, parabelformad dyn ett par kilometer

sydväst om Hietasärkat. Den har bildats genom sammanväxning av tiotals mindre kullar, de minsta på sjösidan och de största på landsidan. Dynen är 15 m hög, ca 700 m lång och mer än 100 m bred. Lovartsidan mot havet är flack, medan läsidan är mycket brant.

71 Rokuanvaara, Utajärvi – sanddyner och strandvallar

Kort efter att Rokuanvaara reste sig ur havet för ca 10 000 år sedan började dyner bildas. Den mäktigaste dynryggen, Pikku Rokua, är ca 25 m hög, 660 m lång och 150 m bred. Efter att Ancylussjöns nivå sjunkit till 130–140 m för ca 9400 år sedan, bands dynmaterialet av växttäcknet. Dynerna består av mycket finkornig sand. Den högsta punkten, Pookivaara, ligger 194,2 meter över havet. De centrala delarna av Rokuanvaara ligger ca 60–90 meter högre än omgivande terräng. Rokuanvaaras lägre sluttningar kranas av serier av strandvallar. Sanden i strandvallarna är grövre än i dynerna. Strandvallarna fortsätter ända till de flacka områdena sydväst och nordväst om Rokuanvaara där de höjer sig som smala och raka, eller svagt bågformiga, ryggar ovanför torvmarkens yta.

BOTTNISKA VIKEN



Keijo Nenonen

Berggrund och landhöjning

Berggrunden under Bottniska viken tillhör det svekofenniska skifferbältet och består av hårda, kristallina bergarter som är 1 300–2 000 miljoner år gamla. Efter att dessa eroderats ned till ett peneplan började för omkring 520 miljoner år sedan paleozoiska sediment avsättas, men dessa har senare eroderats bort. Rester av paleozoiska sedimentbergarter finns bevarade i Söderfjärdens meteoritkrater söder om Vasa, där mer än 200 meter mäktiga lager av kambriska sedimentbergarter undgått erosionen.

Belastningen från inlandsisen ledde till att jordskorpan pressades ned under istiden, mest där isen var mäktigast. Man tror att den maximala nedpressningen kan ha varit i storleksordningen 800–1 000 m (fig. 21) och att inlandsisen som mest var 3 400–3 700 m mäktig. När isen började smälta bort och tunnades ut höjde sig jordskorpan igen och hade när isen till slut försvann för ca 10 000 år sedan till stor del återhämtat sig. Landhöjningen var emellertid fortfarande intensiv och man räknar med att den under de första tusen isfria åren var så stor som 10 m på 100 år, dvs. 10 cm/år.

Landhöjningen skapar inte bara nytt land (fig. 101), utan också många praktiska problem i Kvarkenområdet. Äldre hamnar befinner sig i dag på torra land. Hamnen i Vasa – Korsholm från 1200-talet ligger 10 km från den nuvarande hamnen i Vasklot, som byggdes 1890. Nytt land stiger upp ur det grunda havet i en omfattning som motsvarar 3 km² per år i den finska delen av Kvarkenområdet (fig. 22). I enskilda byar kan landvinningen motsvara flera hektar. Det är en oavbruten kamp att fördjupa hamnbassänger och kanaler. Ett typiskt fenomen är att sommarstugornas båthus på många av de flacka öarna och uddarna utmed den finska kusten ligger långt uppe på land.

Inlandsisens avsmältning och Östersjöns utveckling

Den ca 3 km mäktiga inlandsisen tryckte ned jordskorpan minst 800 m i förhållande till nuläget. Under isavsmältningsskedet var jordskorpan fortfarande djupt nedpressad och när isen försvann översvämmades stora områden av havet (fig. 102). De högst belägna spårerna efter havet, utefter högsta kustlinjen (HK), ligger olika högt beroende på hur mycket jordskorpan varit nedtryckt, vid vilken tidpunkt området frilades från inlandsisen och hur mycket havsytan hade hunnit höjas. Allra högst, 285 m ö.h., ligger HK i Höga Kustenområdet söder om Örnsköldsvik. Härifrån sjunker sedan HK åt alla håll.

Yoldiahavet. Kvarkenområdet frilades från inlandsisen för 10 800–10 500 år sedan, med början i de östra delarna. Detta är det första stadiet i Östersjöns utveckling som berör Mittnordenområdet och kallas Yoldiahavet. Yoldiahavet hade bräckt vatten. En tidigare fas av Östersjön kallas Baltiska issjön, men eftersom iskanten låg söder och öster om Mittnordenområdet nådde inte issjön detta område (se avsnitt "Äldre istider", s. 106). Smältvatten från isen förde med sig stora mängder slam, som avsattes som tjocka lager lera. Den understa delen av lerorna har en tydlig varvighet som återspeglar smältvattnets årliga rytmik. Genom att mäta upp och jämföra lersekvenser från många olika platser, en dateringsmetod som kallas *varvkronologi*, har man kommit fram till att iskanten drog sig tillbaka med 200–500 m per år i Kvarkenområdet. De Geermoränerna ansågs tidigare återspegla den årliga tillbakaryckningen av inlandsisens front, men eftersom deras inbördes avstånd är mindre än 100 m måste flera rygggar ha bildats varje år.

Ancylussjön. Nästa stadium i Östersjöns utveckling var Ancylussjön – en sötvattensjö som täckte stora de-

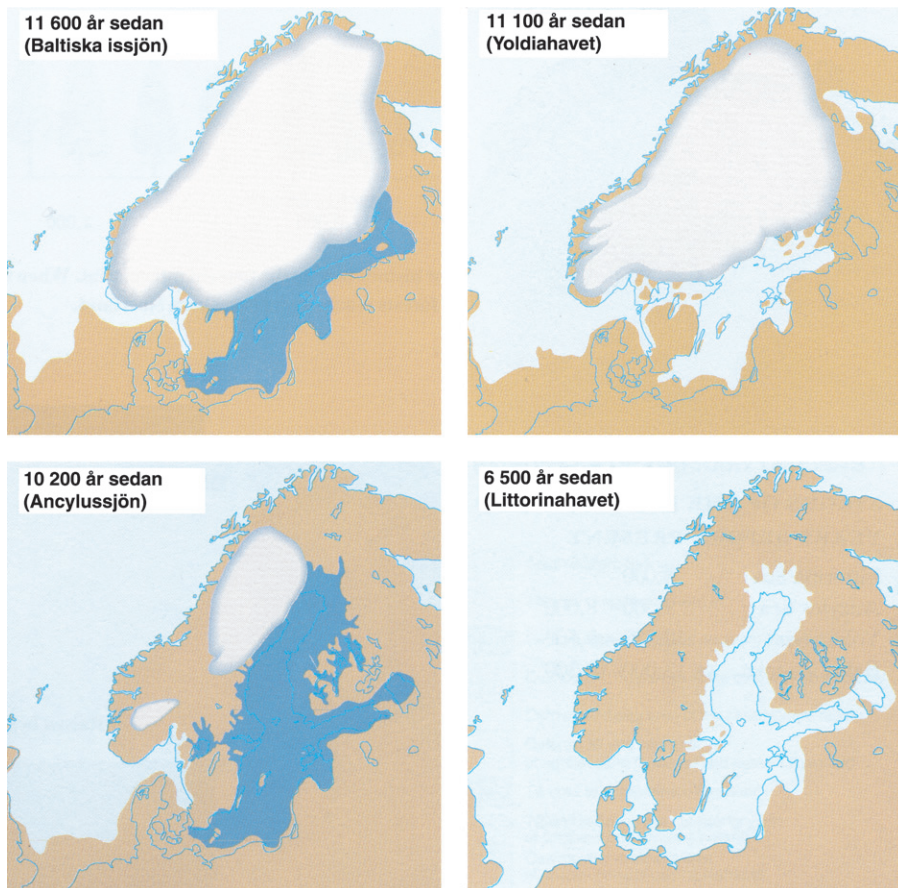


Fig. 102. Karta över huvudstadierna av Österjóns utveckling efter istiden. Efter Fredén, Berg och Jord, Sveriges Nationalatlas/Berg och Jord, 2:a uppl..

lar av södra Finland och Sverige. Ancylussjön existerade för 10 800–8 000 år sedan. I början av Ancylusstadiet låg fortfarande rester av inlandsisen kvar i Kvarkenområdet. Homogena grå leror och svarta sulfidhaltiga leror avsattes. Högsta kustlinjen i Österbotten, 210–190 m ö.h., utformades i början av detta stadium.

Littorinahavet. På grund av att världshavens nivå steg när inlandsisarna smälte bort, öppnades de danska sunden och salt vatten kunde återigen tränga in i Östersjöbäckenet, som därigenom fick bräckt vatten. Övergången till brackvattenstadium, Littorinahavet, markeras genom en mycket tydlig gräns i lerornas karaktär, som vittnar om dynamiska förändringar i de hydrografiska förhållandena. Grönskiftande lera, rik på organiskt material, metangas och saltvattensdiatomeer, avsattes inom stora områden på Littorinahavets botten. I dag utgör dessa sediment de bördigaste jordbruksmarkerna i Bottniska vikens kusttrakter. Alla fornstrandlinjer och svallsediment på den finska sidan av Kvarken har sitt ursprung i Littorinastadiet för mindre än 7 000 år sedan.

Bottniska viken före den senaste nedisningen – och i framtiden

Under tidigare geologiska skeden har områdena runt Bottniska viken legat uppemot 100 m högre än i dag, samtidigt som världshavens nivå var lägre. För ca 75 000–50 000 år sedan rådde interstadiala förhållanden i Fennoskandien, dvs. det var en nästan isfri period mellan två nedisningar. Bottniska viken och sannolikt hela Östersjön var isolerade från världshaven. Världshavens nivå låg lägre än i dag, samtidigt som området höll på att stiga. I förlängningen av dagens älvar har tiotals meter djupa floddalar upptäckts på botten av Bottenviken och Bottenhavet. Floddalarna fortsätter till ett djup på 80 m och visar var den interstadiala strandlinjen låg.

Utifrån detta kan man till en viss grad förutse vad som kommer att hända inom området. Idag är landhöjningen ca 7–9 mm per år, störst i Västerbottens norra kustområden. Man tror att landhöjningen i Kvarkenområdet kommer att fortsätta ännu under 10 000–

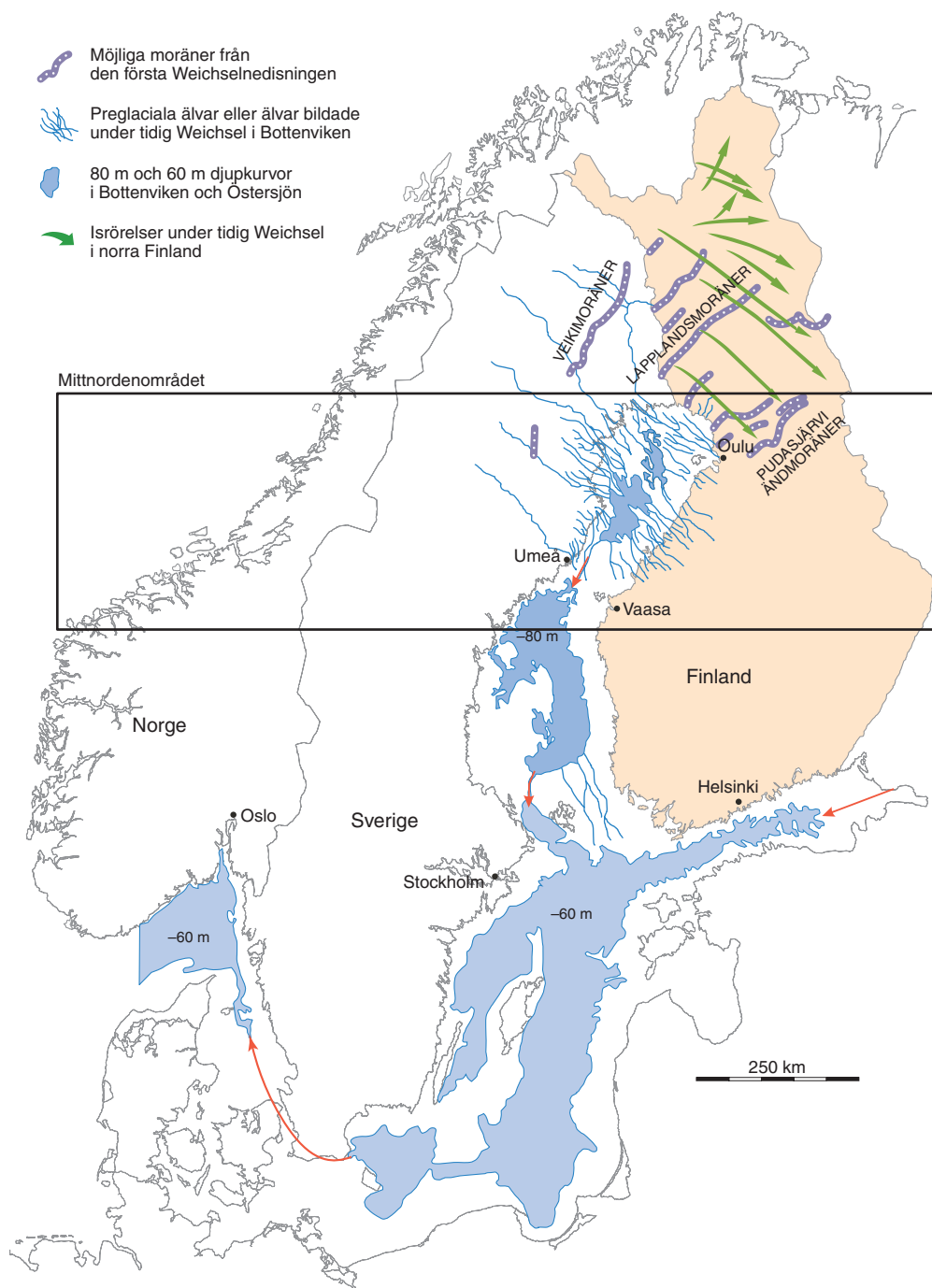


Fig. 103. Hydrografiska förhållanden under den isfria perioden närmast efter första Weichselnedisningen. Eftersom mycket vatten var bundet i inlandsisar, låg världshavens nivå betydligt lägre än i dag. Den nutida Bottniska viken och Östersjön motsvarades av insjöar och i Bottenviksområdet visas dräneringssystem som var knutna till det lägre vattenståndet. Figuren visar även israndformationer som antas ha avsatts av den första Weichselisen i de norra delarna av Finland och Sverige. (Modifierad efter Nenonen, 1995).

12500 år innan balansen är återupprättad och att den återstående höjningen är 100–125 m (fig. 103). Landhöjningen kommer att fortsätta tills jordskorpan återtagit sitt föristida läge eller tills att den återigen börjar pressas ned i samband med en ny nedisning. Eftersom Kvarkenområdet utgör en grund tröskel i Bottniska

viken, med ett största vattendjup på 30 m, kommer Bottenviken om ca 3 500 år att ha förvandlats till en insjö med utlopp över Kvarkenområdet. I Bottenhavet kommer havsnivån fortsätta att sjunka och denna del av Bottniska viken kommer att minska betydligt i storlek.

VATTENDELAROMRÅDET SUOMENSELKÄ OCH INSJÖFINLANDS NORRA DEL



*Timo Huttunen, Aimo Kejonen, Jouko Saarelainen,
Tapio Väänänen och Martti Korpijaakko*

Vattendelarområdet Suomenselkä

Landskapets allmänna drag. Området runt vattendelaren mellan de vattendrag som rinner ut mot Bottniska viken och de som rinner mot insjöområdena i Finland (Insojofinland) kallas Suomenselkä. I väster gränsar området till Bottniska vikens kustområde, enligt den tillämpade områdesindelningen, dvs. ungefär 100 km in från kusten. Det är ett 50–60 km brett, relativt enhetligt område med flacka och mjukt utformade höjder som når upp till 100–200 m ö.h. Ställvis finns här 50–100 m höga restberg. Suomenselkäs högsta punkt inom Mittnordenområdet finns på Lehtokangas i Karstula kommun (ca 242 m). Suomenselkäområdet berggrund består främst av olika granitiska bergarter och skifferar. Berggrunden genomkorsas av ett antal nordväst–sydostligt orienterade svaghetszoner som rensats ur under nedisningarna.

Suomenselkä delas upp av dalgångar. Tydligast är detta mellan Kivijärvi och Lestijärvi och mellan Haapajärvi och Pihtipudas. Den sistnämnda dalen fungerade en tid som gemensamt utlopp för fornsjöarna Storsaimen och forn-Päijänne. På grund av de flacka ytformerna är Suomenselkä fattigt på sjöar, men rikt på torvmarker (myrar). Av den totala arealen utgörs mindre än 2,5 % av sjöar men nästan hälften av torvmarker. I trakten av Lestijärvi, Pyhäjärvi och Kivijärvi är dock sjöarnas andel större.

Jordlagren. De vanligaste jordarterna i Suomenselkä är morän och torv. Bergblottningarna är få och moränen täcker den flacka berggrundsytan med ett nära nog sammanhängande täcke som kan vara tiotals meter mäktigt. Moränen består av en kompakt bottenmorän som avsattes under inlandsisen, och en ytmorän som avsattes vid inlandsisens rand i samband med avsmältningen. Moränens ytskikt är ofta något svallat.

Bottenmoränen består av lager av olika åldrar och bildade under olika skeden av istiden. Man har också påträffat moränlager som är äldre än den senaste istiden. Mellan de olika moränlagren finns interstadiala och interglaciala lager, vanligtvis av lera, sand, gyttja eller torv. Den översta moränen är i områdets norra del finkornig, ställvis med en lerhalt på över 10 procent. Söder om Pitkäkangas i Pyhäjärvi är moränen sanddominerad med en lerhalt under 5 procent. Drumliner finns i den södra delen av området, speciellt i Lestijärvi.

Den kulliga moränterrängen, som byggs upp av ytmorän, är knuten till större åsstråk. De viktigaste områdena med kullig morän är Halsua–Kivijärvi, Lestijärvi–Kinnula och Reisjärvi–Pihtipudas i mellersta Suomenselkä och trakten mellan Piippola och Uleträsk i den norra delen. I det södra området med kullig morän finns rikligt med moränryggar som är orienterade tvärs isens rörelseriktning. Moränens yta är mycket blockrik i Kivijärvi-trakten, som ligger i områdets södra del.

Sex stora åsstråk går genom området i nordväst–sydostlig riktning. Det finns också ett antal mindre åsar. Karleby–Laukaa-åsen går genom den konstgjorda sjön Patana, vidare genom sjöarna Kyyjärvi och Pääjärvi i Karstula. Åsstråkets ståtligaste ryggar ligger på gränsen mellan Karstula och Saarijärvi. Halsua–Kivijärviåsen utgörs av en osammanhängande åsräcka, vars högsta punkt (ca 219 m ö.h.) ligger i Perho på åsavsnittet Salmelanharju. Lestijärvi–Kinnulaåsen sträcker sig i form av en i stort sett sammanhängande rygg från den västra stranden av Lestijärvi till den norra änden av Kivijärvi. Högsta punkten (ca 180 m ö.h.) ligger på åsavsnittet Syrinharju.

Kalajoki–Reisjärvi–Pihtipudasåsen är en osammanhängande åsräcka, som i sin sydöstra del följer flera sjöbäcken. I till exempel Muurasjärvi höjer sig åsryggen över sjöns yta i form av vackra öar. Haapajärvi–Pielavesåsen ansluter sig i Siilinjärvi till Finlands längsta åssys-



Fig. 104. Sjön Höytiäinen och dess äldre strandlinjer vid Kontioniemi, Kontiolahti. Y = sandur avsatt i Yoldiahavet. Y IV = Yoldia IV-strandlinjen och H 1859 = sjöns vattennivå före sänkningen 1859 (9 m högre än den nutida). Foto: Jari Väätäinen.

tem, som sträcker sig från Brahestad till Outokumpu. Åsen Pitkäkangas, som löper mellan Haapajärvi och Pyhäsalmi, är en av Finlands mest praktfulla åsryggar. De två nordligaste förgreningarna av Brahestad–Outokumpu-åsstråket förenar sig i Suomenselkä, väster om Rotimojärvi i Vieremä. Här ändras åsens riktning till sydostlig och den fortsätter nästan rätlinjigt i ca 110 km till Siilinjärvi. Haapavesi–Pihtipudas randformation är upp till 20 m hög och 300 m bred. Den totala längden är ca 25 km. Formationen består av ryggar som avsattes parallellt med iskanten, moränryggar såväl som grus- och sandryggar avsatta av smältvattensälvar.

När inlandsisen smälte bort kom större delen av området att täckas av vatten. Högsta kustlinjen (HK) ligger vid gränsen mellan Suomenselkä och Österbottnen på 205–210 m ö.h. I området mellan Suomenselkä och den norra delen av Insjöfinland ligger HK på 180–185 m ö.h. Landhöjningen var mycket snabb och området höjdes snart över havsytan. Detta resulterade i att svallsedimenten i allmänhet är svagt utbildade. Fornstrandlinjerna syns i terrängen som zoner av framsvallade hällar, frispolade block eller avlagringar med grus, sand och silt. De största förekomsterna av svallsediment finns på sidan om rullstensåsarna. Vindavsatta sediment i form av dyner finns spridda över hela områ-

det. De viktigaste dynområdena finns öster och söder om Iso-Lamujärvi i områdets norra del och i närheten av Perho och Karstula i dess södra del.

På grund av den snabba landhöjningen var vattnet endast under en kort tid tillräckligt djupt för avsättning av finkorniga sediment och dessa har därför begränsad utbredning och mäktighet. När vattnet sjönk ytterligare eroderades sedimenten av vågor och strömmar och finns idag kvar bara i terrängens sänkor, där de dessutom till större delen kommit att täckas av torv. Försumpningen i området gynnas av både klimatet och hydrologin i området. Förhållandena är ideala för bildning av olika typer av kärr, främst flarkmyrar, och norra Finlands kärrzon flikar här in i den mossedominerade zonen i de södra delarna av landet. Den flacka terrängen i kombination med ett relativt svalt klimat har lett till en omfattande försumpning och torvmarker upptar nu på sina håll nära halva landarealen. Flera stora myrkomplex i området är fredade. Det vidsträckt naturskyddsområdet Pilvineva i Kaustby och Vetil intas huvudsakligen av kärr, men den sydligaste delen har utvecklats till en vacker mosse med mäktig torv. Även Kotkanneva i Kelviä är ett vidsträckt kärrområde.

Bosättning. Suomenselkäområdet har varit bebott sedan stenåldern. Ursprungligen fanns ingen fast bo-



Fig. 105. Blockfält vid Kin-nula (exkursionslokal 73). Blocken har anrikats från moränen genom svallning och tjällyftning. Foto: Seppo Putkinen.

sättning, utan bara kringvandrande jägare och fiskare. En fast jordbrukarbosättning fick området först någon gång mellan 1500- och 1700-talen. Jordbrukarkulturen spred sig dels från kusten längs älvarna till inlandet, men också över vattendelaren från Insjöfinland. De tidigaste fasta bosättningarna etablerades på frostskyddade platser längs sjö- och älvstränder eller på de högsta kullarna.

Norra delen av Insjöfinland

Landskapets allmänna drag. Den del av Insjöfinland som omfattas av Mittnordenområdet är ett kuperat landskap som karakteriseras av långa räckor av sjöar ("de tusen sjöarnas land"). Områdets höjd över havet varierar mellan 76 m (Pyhäselkä) och nästan 315 m (Tahkovuori). De relativa höjdskillnaderna är vanligtvis 20–60 m men uppgår lokalt till mer än 200 m. Området är en närmast labyrintliknande mosaik av sjöar och mellanliggande landområden. Nästan en femtedel av arealen utgörs av sjöar och hit hör de mellersta och övre delarna av Päijännes och Saimens vattensystem, undantaget sjön Pielisjärvi.

Berggrunden består i väster av graniter och i öster av skifferar och gnejser. Området är tätt genomskuret av dalfören som utbildats längs svaghetszoner i berggrunden. De nordväst–sydostligt orienterade dalförena är mest framträdande i terrängen. Det beror på att deras riktning sammanfaller med inlandsisarnas rörelseriktning och att iserosionen därför varit kraftigare. De bättre bevarade berggrundsblocken mellan dessa svaghetszoner (t.ex. Väisälänmäki i Lapinlax och Iimäki i Idensalmi), men även kvartsitformationerna (Pisa och

Tahkovuori i Nilsjä och Puijo i Kuopio), har bevarats som restberg.

Jordlagren. Berggrunden är nästan helt täckt av morän, huvudsakligen bottenmorän som vanligtvis är endast några meter mäktig. Bottenmoränens sammansättning varierar inom området. I områdets centrala del finns ett ca 50 km brett bälte med finkorniga moräner som sträcker sig från Pyhäjärvi och Pyhäntä till Vehmersalmi och Tuusniemi. Lerhalten i denna morän är högre än 5 procent, i området runt Kiuruvesi, Idensalmi och Lapinlax lokalt uppemot 20 procent. I detta område är bottenmoränens mäktighet på många platser mer än 10 m. I några områden, t.ex. mellan Idensalmi och Kiuruvesi, har moränen under avsmältningsskedet pressats in i utsmälta håligheter i istäckets botten. I terrängen framstår den uppressade moränen som runda kullar. I den nordöstra delen av Insjöfinland är bottenmoränen huvudsakligen sandig, medan den i den sydvästra delen växlar mellan sandiga och mer finkorniga varianter. På sina håll har bottenmoränen avsatts i form av drumliner som kan vara uppbyggda av mer än 10 m mäktig morän. Välutbildade drumliner finns till exempel mellan Suonenjoki och Pihtipudas.

I Insjöfinland finns också ytmorän som täcker bottenmoränen. Ytmoränen har bildats av material som transporterades inne i isen och avsattes i den smältande randzonen. Den är i allmänhet svallad och innehåller mindre finmaterial än bottenmoränen. Ytmoränen bildar kullar av varierande form, vanligen rundade och påminnande om myrstackar. Höjden på kullarna varierar mellan ett fåtal meter till över 20 m. Sådana kulliga formationer finns t.ex. mellan Kannonkoski och Saarijärvi samt norr och nordväst om Outokumpu.

I den norra delen av Insjöfinland finns stora grus- och sandformationer. Den nordöstra delen av Salpausselkä II öster om Joensuu och Jaamankangas nordväst om Joensuu är israndbildningar som avspeglar inlandsisens ojämna avsmältning. Under isavsmältningen varierade klimatet och tidvis svalnade det så mycket att israndens recession stannade upp, eller tillfälligt t.o.m. ersattes av en isframstöt. Då hopades mäktiga morän-, grus- och sandavlagringar framför isen i form av en randformation.

Under isavsmältningsskedet avsattes åsar av smältvatten som rann fram i sprickor och i tunnlar inne i isen. Det största åsstråket löper i västnordvästlig riktning från Jaamankangas och delar sig i två grenar vid Siilinjärvi. Den ena grenen går mot nordväst förbi Idensalmi, den andra via Pielavesi i riktning mot Pyhäjärvi. Andra betydande åsstråk i området är de som går norrut från Outokumpu, mot nordväst från Suonenjoki och Rautalampi och de som ligger i trakten av Saarijärvi och Suolahti.

Efter deglaciationen låg nästan hela området under vatten. Högsta kustlinjen, som utbildades under Östersjöns Yoldiastadium, ligger i sydost, i närheten av Joensuu, 105–110 m över den nuvarande havsytan och i nordväst, nära Pihtipudas, 180–185 m ö.h. Mellan och under dessa nivåer finns strandlinjer från Östersjöns Ancylusstadium och fornsjöarna Storsaimen och Fornpääjänne. I terrängen ser man spår efter strandnivåerna i form av framsvallade hållar, frispolade block eller avlagringar med grus, sand och mo. De tydligaste strandavlagringarna finns intill åsar och randformationer, som t.ex. på Jaamankangas och på sluttningarna av de åsar som löper därifrån mot nordväst.

Dyner, avsatta av vinden, förekommer rikligast i trakten av Salpausselkä II, Jaamankangas och närliggande åsar. Också i Lintharjuåsens omgivningar i Suonenjoki finns ett betydande dynamråde.

Silt och lera avsattes i stillastående vatten under slutet av istiden och tiden efter. På botten av Yoldiahavet avsattes på moränen varviga sediment som transporterats av inlandsisens smältvatten. När iskanten drog sig tillbaka mot nordväst, och avståndet till smältvattenälvarna därmed ökade, blev årsvarven successivt allt tunnare och lerigare. I sedimentpackarnas övre delar, där lerhalten är högst, ser man knappt några årsvarv alls. I Ancylussjön, som följde efter Yoldiahavet, minskade vattendjupet till följd av landhöjningen. Vägsvall och strömmar nötte på finsedimenten och materialet transporterades iväg för att sedan avsättas på nytt i djupare vatten, ovanpå de tidigare avsatta, varviga sedimenten. De mest vidsträckta områdena med finkorniga sediment ligger längs sjöstråken, i synnerhet kring

Idensalmi och Joensuu.

Så snart området blev isfritt började försumpningen av de marker som låg ovanför högsta kustlinjen. Lägre liggande områden började försumpas allt eftersom landet steg upp ur havet eller ur Storsaimen och Fornpääjänne. Torvmarkerna bildades dels genom försumpning av skogklädda, fuktiga sänkor i terrängen och dels genom igenväxning av små sjöar och tjärnar. I den norra delen av området dominerar kärren, medan mossarna blir allt vanligare söderut. I söder finns även högmossar. Störst utbredning har emellertid torvmarkerna i norr, speciellt i området mellan Sonkajärvi och Otanmäki samt mellan Kiuruvesi och Pyhäntä.

Bosättning. I Insjöfinland har det bott människor oavbrutet sedan stenåldern. Till en början var de huvudsakliga näringarna fiske och jakt, som det fanns utmärkta förutsättningar för att idka. Mot slutet av bronsåldern och under järnåldern började man småningom övergå till svedjebruk. Svedjebruket ökade starkt i omfattning mellan åren 1450 och 1550, inte minst genom att folkgruppen savolaxare koloniserade området. När åkerbruk senare blev allmänt, koncentrerades bosättningarna till de minst frostlanta områdena, som lermarkerna utmed stränderna och stenfattiga moränmarker på toppen av höjder ovanför högsta kustlinjen. Senare, under åren 1740–1920, utökades odlingsjorden genom dränering eller sänkning av hundratals sjöar i den norra delen av Insjöfinland. Den mest omfattande sjösänkningen ägde rum år 1859, då sjön Höytiäinen fick sin vattennivå sänkt med ca 9 m och ca 170 km² ny odlingsjord erhöles (fig. 104).

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

73 Kinnula och Kivijärvi – blockmark

I Kinnula–Kivijärvitrakten är moränen mycket blockrik. Blocken har dels anrikats i markytan genom svallning, dels genom en omfattande tjällyftning (fig. 105). Genom tjällyftning har det i sänkorna bildats stora, flacka blockfält som kallas *djävulsåkrar*. Speciellt rikligt förekommer sådana blockmarker söder om Kinnula kyrkby, i området mellan Kinnula och sjön Iso Koirajärvi och utmed stränderna av sjön Kivijärvi.

74 Runni – stora moränkullar

I Runnitrakten, nordväst om Idensalmi, finns ett vidsträckt område med stora moränkullar (fig. 106). De största kullarna har en diameter på ungefär en halv ki-



Fig. 106. Kulligt moränlandskap vid Kurenpolvi, lialmi (exkursionslokal 74). Foto: Jouko Saarelainen.

lometer och höjden är några tiotal meter. Den högsta av dem är Mäkiäho, ca 50 m. Moränen i kullarna är inte svallad och efter finländska förhållanden innehåller den ovanligt lite sten och mycket ler, mer än 10 procent. Det är uppenbart att kullarna har bildats genom att lerig och vattendränkt bottenmorän pressats in i

de sprickor och håligheter som bildades i inlandsisens botten under avsmältningen.

75 *Pumpulikirkko i Rautavaara – jättegryta*

I Rautavaara i Norra Savolax finns en jättegryta som är ca 10 m djup och 6–8 m i diameter. Jättegrytan ligger

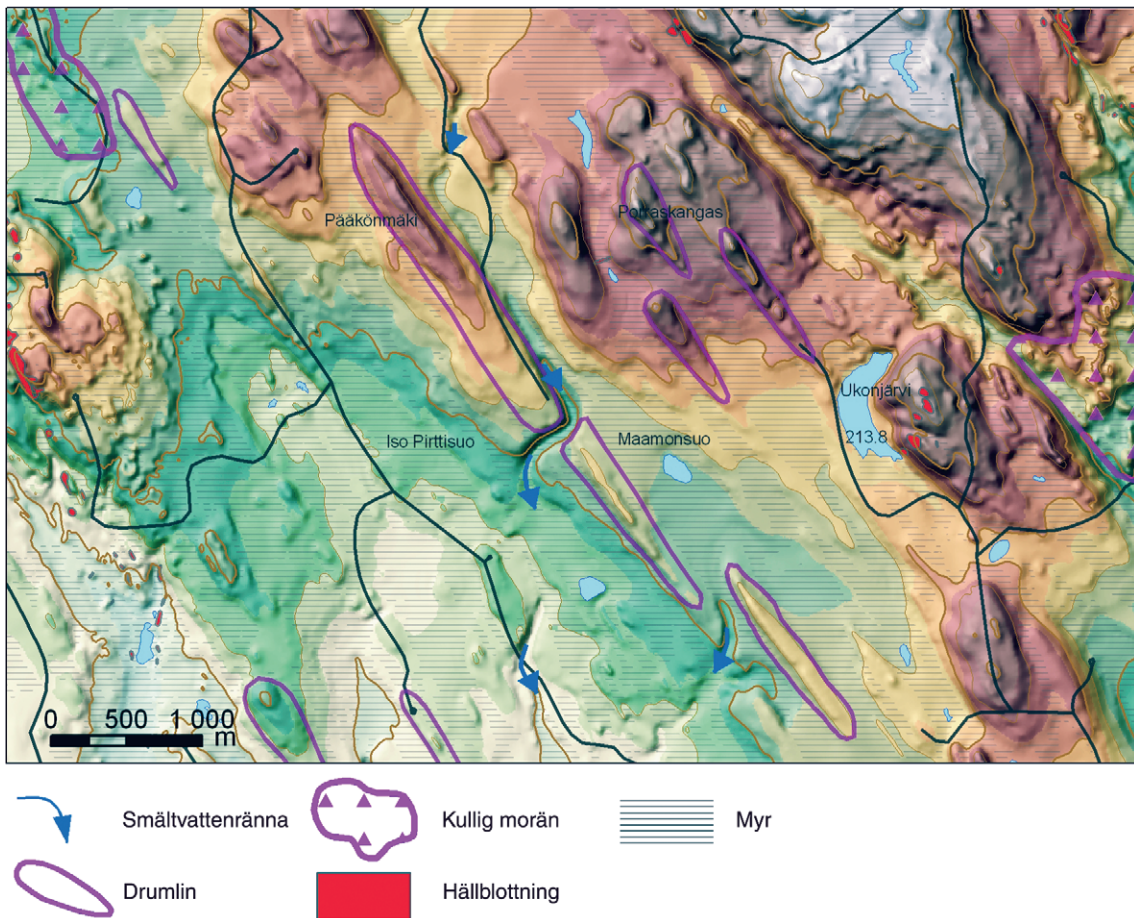


Fig. 107. Drumliner och smältvattenspår vid Pääkönmäki, Rautavaara (exkursionslokal 76). Karta: Tapio Väänänen och Jouko Saarelainen. Topografiskt underlag © Lantmäteriverket, 13/MYY/05.

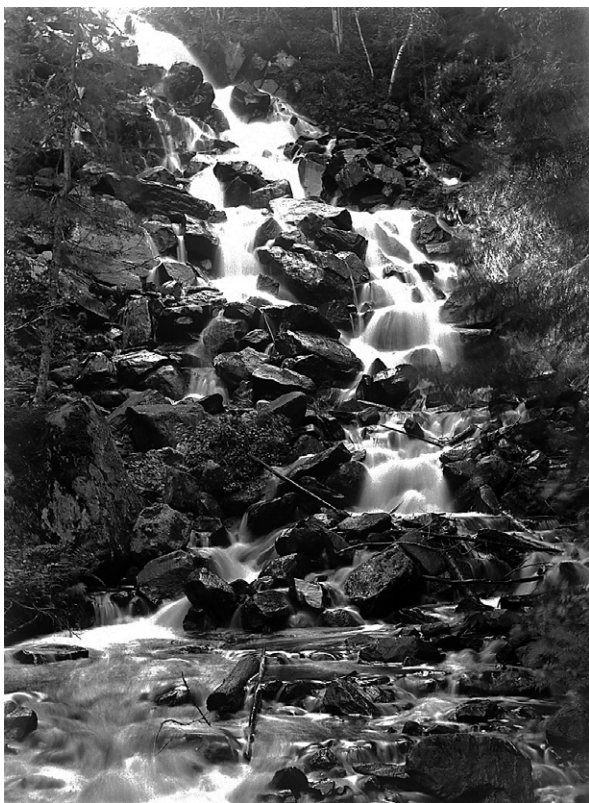


Fig. 108. Korkeakoski har 46 meters fallhöjd och ligger i en förkastningszon (exkursionslokal 78). Foto: Benjamin Frosterus (1902).

helt nära en ås och har därför sannolikt svarvats ut i berget av den smältvattenström som avsatte åsen. Efter att jättegrytan bildats har jord avlagrats på dess botten så att löparstenarna inte syns. Den östra väggen har vittrat och störtat in.

76 Rautavaara – drumliner och isälvsrännor

I Rautavaaraområdet har inlandsisen transporterat och avsatt moränen i form av drumliner som är orienterade i nordvästlig–sydostlig riktning (fig. 107). Mot slutet av isavsmältningen bildade de allt större smältvattenströmmarna tunnlar under isen. I dessa subglaciala tunnlar strömmade vattnet fram under tryck och kunde därför forcera hinder på vägen. Vattnet skar ut djupa fåror i de drumliner som låg tvärs strömriktningen, bl.a. vid Pääkönmäki, där en 10 m djup fåra syns tydligt på grund av sina branta sidor. Det bortspolade materialet avsattes som sand- och moavlagringar i svackorna mellan drumlinerna. Dessa avlagringar är i dag nästan helt täckta av torv.

77 Tiilikajärvi nationalpark i Rautavaaraa – stor formrikedom

I Rautavaara ligger Tiilikajärvi nationalpark som domineras av moränrygg, åsar, myrar och sjöar. Sjöarna

och myrarna täcker ungefär två tredjedelar av nationalparken. Moränryggarna och åsarna har en markant nordväst–sydostlig orientering och de mellanliggande myrarna bildar ett nätverk däremellan. Försumpningen började genast efter att området befriades från istäcket. Myrarna i området är öppna kärr av aapa-typ.

78 Korkeakoski, Maaninka – förkastning och ravin

Forsen Korkeakoski har en fallhöjd på 46 m (fig. 108). Den rinner utför en lång förkastning som sträcker sig från Heinävesi till Pielavesi. Den norra sidan av förkastningen har rört sig 20–30 km mot sydost i förhållande till den södra sidan. Förkastningen bildades för ca 1 900 miljoner år sedan och bildar en 50 m djup klyfta vid Korkeakoski. Vid slutet av istiden, för drygt 11 100 år sedan, fylldes klyftan av modominerat åsmaterial. Efter istiden har älven som rinner längs kanjonen skurit ut en 20–55 m djup ravin i åsmaterialet. Erosionen nedströms Korkeakoski orsakar årligen jordskred.

79 Patakukkula, Siilinjärvi – ås och dödisgropar

Patakukkula är en hög kulle i västra utkanten av Siilinjärvi centrum. Den ligger i knutpunkten mellan de två huvudgrenarna i Finlands längsta sammanhängande åssystem. Patakukkula höjer sig ca 80 m över omgivningen och jordlagrens mäktighet är mer än 100 m. Inom området finns också dödisgropar som bildades under slutet av senaste istiden genom att isblock blev begravnade i sanden. Från kullens topp öppnar sig utsikten över ett mångsidigt kulturlandskap.

80 Lintharju, Suonenjoki – ås, strandnivå, grundvatten och drumliner

Lintharju är en åsformation ca 5 km väster om Suonenjoki centrum. I anslutning till åsen finns plattåer som byggdes upp till Yoldiahavets ytnivå då området smälte fram ur inlandsisen för ca 11 100 år sedan. Plattåerna ligger i dag ca 145 m ö.h. Inom området finns även ett stort antal dödisgropar. Lintharju är ett viktigt grundvattenområde. Exempelvis avrinner ungefär 1 500 m³ grundvatten om dygnet via de små sjöarna Onkilammet norr om åsen. På åsens sluttningar finns vackra strandterrasser som utbildades under Östersjöns Ancylusstadium och inom den södra delen av åsområdet finns strandvallar från Fornpääjanne. Söder om Lintharju i Jauhämäkitrakten finns flera sanddynor från tiden omedelbart efter isavsmältningen. Söder om åsen finns flera drumliner. De hör till ett vidsträckt drumlinfält nordväst om Salpausselkä II och bildades då In-



Fig. 109. Restberget Tahkovouri höjer sig ca 200 m över den omgivande terrängen. I förgrunden sjön Syväri, Nilsjä (ekskursionslokal 81). Foto: Jouko Saarelainen.

sjöfinlands islob fortfarande var aktiv. Drumlinerna är upp till flera kilometer långa och tiotals meter höga.

81 Tahkovouri, Nilsjä – restberg med prekvartär vittring och strandvall

Tahkovouri är ett restberg som hör till den östfinska kvartsitenheten (fig. 109) Berget höjer sig ca 200 m

över den omgivande terrängen och toppen når lite mer än 300 m ö.h. En strandvall på 150 meters höjd representerar högsta kustlinjen i området (Yoldiahavet). I Tahkovouris sluttningar och på det närliggande Kinahmi finns prekvartärt förvittrat berg som används inom glas- och keramikindustrin.



Fig. 110. Kanjonen Julma-Ölkky är utskuren av smältvatten som rann fram under inlandsisen. Foto: Peter Johansson.

KARELEN OCH KAJANALAND



Peter Johansson och Heikki Rainio

Landskapets allmänna drag

Nordkarelen, Kajanaland och Kuusamo karakteriseras av *vaaror*, dvs. större skogklädda kullar och berg, och uppvisar efter finländska förhållanden betydande höjdskillnader. Genom Nordkarelen går en gräns mellan två stora berggrundsener, i öster utgörs berggrunden av arkeiskt urberg och i väster av svekokarelska skiffrar. Landskapets närmast strimmiga utformning förklaras dels av skillnader i motståndskraft mot erosion hos de olika bergarterna och dels av svaghetszoner som är parallella med skiffrigheten. Samma parallellstruktur avspeglas också i vattensystemens riktning och form, t.ex. sjöarna Pielinen, Koitere och Höytiäinen. Några av de högsta bergen, såsom Koli (347 m), Iso-Syöte (431 m) och Vuokatti (326 m), är restberg som består av kvartsit och höjer sig över ett ojämnt peneplan.

Västra Nordkarelen låg under Östersjöns yta efter isavsmältningen. Den östra delen, liksom större delen av Kajanaland och Kuusamo samt ryska Ostkarelen, utgör ett stort område som inte legat under havet, men hyste ett stort antal isdämda sjöar under deglaciationen. De största issjöarna på den finska sidan var Ilomants, Koitere, Ruunaa, Pielinen, Iso-Syöte, Naamanka och Suolijärvi. Om ett område har intagits av en issjö eller inte, ser man på jordartsfördelningen och på storleken och förekomsten av randformationer och isälvsavlagringar. Förhållandena under isavsmältningsskedet är svårutredda i Nordkarelen. Inte minst gäller detta inlandsisens randlägen.

Högsta kustlinjen från Baltiska issjöns tid ligger i Tohmajärvi på omkring 110 m ö.h. Spåren efter Yoldiahavets högsta nivå, liksom efter Saimengruppens issjöar, ligger i Pielisjoki älvdal 105 m ö.h. I Puolanka och Taivalkoski varierar nivån på högsta kustlinjen mellan 185 och 210 m. Ilomants-issjöns nivå ligger på Selkäkangas 170–175 m ö.h., vilket är 40–50 m högre än Baltiska issjöns högsta nivå.

Heinola-deglaciationen och Salpausselkä-framstöten

Salpausselkä är namnet på det komplex av israndbildningar som motsvarar de norska och svenska randbildningarna från Yngre Dryas. På motsvarande sätt som i Norge drog sig isen långt tillbaka under Alleröd-interstadialen för att sedan på nytt rycka fram så mycket som 50–80 km till läget för Salpausselkä I. De två skedena under denna stora oscillation kallas Heinola-deglaciationen respektive Salpausselkä-framstöten.

Inlandsisens förmåde inte under Salpausselkä-framstöten att helt nöta bort de jordarter som avlagrats under Heinola-deglaciationen och därför är jordlagerföljderna ovanligt komplicerade i en zon innanför Salpausselkä I. I Nordkarelen har observationer som stöder Heinola-deglaciationen gjorts på ett avstånd av minst 100 km från Salpausselkä I. Den yngsta moränen täcker deformationer av varviga lera, isälvsediment och äldre moräner. På den proximala sidan av Salpausselkäryggarna är äldre räfflor från nordväst allmänna. En likadan oscillation tycks ha ägt rum innanför den Mellanfinska randformationen.

Isrörelser under isavsmältningen

Under Salpausselkä-framstöten och under tiden därefter hade inlandsisens randzon delats upp i flera istungor, som även kallas lobor. De största kallas Insjöfinlands istunga och Nordkarels istunga. Istungornas förhållande till inlandsisens rörelseriktningar har lett till olika tolkningar av isavsmältningen. De stora istungorna (loberna) bestod i sin tur av flera mindre lobor. Skillnader i aktivitet hos de olika loborna ledde till skillnader i uppbyggnad och storlek hos ändmoränerna.

Tidtabellen för inlandsisens avsmältning får man från Sveriges nya lervarvskronologi. Salpausselkä I bildades för 12 300–12 100, Salpausselkä II för 11 800–11 600 och Salpausselkä III för 11 500–11 400 år sedan. Sotkamo issjö avtappades för ca 9 800 år sedan,



Fig. 111. Hällmålningarna vid Värrikallio i Hossa är från stenåldern och uppvisar flera människofigurer med triangelformade huvuden. Hällmålningarna hör till norra Finlands mest värdefulla fornlämningar och är fredade enligt fornminneslagen. Foto: Peter Johansson.

vilket betyder att istäcket försvann under loppet av 1 500 år från området mellan Kajana och Nordkarelen sydöstra gräns.

Israndbildningarna

I Nordkarelen finns, förutom Salpausselkä I och II, tre sammanhängande, 50–120 km långa randformationer. De är av samma ålder som Salpausselkä-ryggarna, dvs. från Yngre Dryas. De kallas, från den äldsta till den yngsta: Tuupovaara, Koitere och Pielisjärvi israndbildningar. Något yngre än dessa är en svärm av israndbildningar i Libelits (Liperi på finska). Medan Salpausselkä

I och II huvudsakligen består av isälvsavlagringar, består dessa randformationer av isälvsavlagringar endast där de bildats i issjöar. De delar som är avsatta på land utgörs av moränryggar.

Trots att dessa randformationer i stort sett utgör fortsättningar av Salpausselkä-ryggarna, är deras roll i deglaciationen något annorlunda. I början av Salpausselkä I-skedet gick isranden från Värtsilä nära ryska gränsen till Möhkö och därifrån till ryska sidan. Tuupovaara-randformationen bildades under slutet av Salpausselkä I-stadiet. Salpausselkä II och Koitere-randformationen är ungefär likåldriga. Den del av randformationen som ligger öster om sjön Koitere började sannolikt bildas redan under slutet av det första Salpausselkäskedet, dvs. samtidigt med Tuupovaara-randformationen.

Pielisjärvi-formationen bildades efter att nivån i Baltiska issjön sjönk och är uppenbarligen av samma ålder som Salpausselkä III i sydvästra Finland. Kalevala-formationen i Ryssland är dess direkta fortsättning. Ryska forskare anser dock att Kalevala-formationen har samma ålder som Salpausselkä II.

Isälvsavlagringar

Isälvsavlagringarnas storlek avspeglar bildningsmiljön. På land avsatta glaci-fluviala avlagringar är små. Supraakvatiska randformationer består av morän och framför dem finns inga sandurfält. Däremot har åsar och randformationer som bildats under Östersjöns vatten ansevärd storlek. Kontrasten till de supraakvatiska områdenas avlagringar är mycket tydlig. De isälvsavlagringar som bildats i issjöar, även i mycket små sådana, är lika stora som de som avsattes i havet. Selkäkangas och Petkeljärvi-Putkelaåsen, båda från Ilomants issjö, och de stora åsarna från Ruunaa-issjöarna utgör exempel på detta.

Vindavlagringar

I ytterkanten av stora sandiga randformationer, åsar och älvavlagringar, längs högsta kustlinjen eller någon annan kustlinje har sanden lokalt omlagrats av vinden och avsatts som dyner, på många platser som större dynfält. Sådana finns i närheten av Salpausselkä II och interlobalåsen (interlobal=mellan två islober, se avsnittet ”Isavsmältningen under sen-Weichsel”, s. 108) Saario-Vatala i Tohmajärvi kommun, på distalsidan av Jaamankangas i Joensuu, Kontiolax (Fi Kontiolahti) och Libelits (Fi Liperi), i utkanten av älvavlagringarna i Lieksa, utmed åsstråket mellan Uleåborg och Sotkamo och inom områden som varit täckta av issjöar, som t.ex. i Puolanka, Sotkamo och Hyrynsalmi.

En specialitet för Nordkarelen är vindtransporterad silt, som påminner om löss och bildar ett obrutet täcke över områden på högst några kvadratkilometer. Den finns i huvudsak på distalsidan av Salpausselkä II och Koitere-randformationen. De vidsträckta sandurfälten i anslutning till dessa stora randbildningar har utgjort huvudkällorna för den vindtransporterade silten. De största sammanhängande täckena finns i Ilomants, Kides (Fi Kitee) och Tohmajärvi. Där överlagras silten bottenmoränen på höjdernas toppar och sluttningar, som är uppodlade. Också i områdena sydost och öster om Pankakoski i Lieksa finns observationer av vindavsatt silt. Avlagringarna är 0,5–1,5 meter mäktiga, men mäktigheter över en meter är ovanliga och de tunnar ut i den forna vindriktningen.

Norra Karelen präglas av många vidsträckta torvmarker och flera av dessa är fredade, t.ex. Kesonsuo, Patvinsuo och delar av Koivusuo i Ilomants kommun.



Fig. 112. På det smalaste stället i kanjonen Hiidenportti är de brantstående klippväggarna mer än 20 m höga. Foto: Peter Johansson.

Exkursionslokaler

Se kartbilagan längst bak i boken för lokalisering av exkursionslokalerna.

82 Hossa, Suomussalmi – interlobat åsformation, kanjon och dyner

Vid inlandsisens avsmältning samlades smältvatten från ett stort område mellan Kuusamo-istungan som kom från nordväst och Uleåborgs-istungan från sydsydväst. Isälvs materialet som transporterades med smältvattnet avsattes mellan istungorna som Pudasjärvi-Taival-

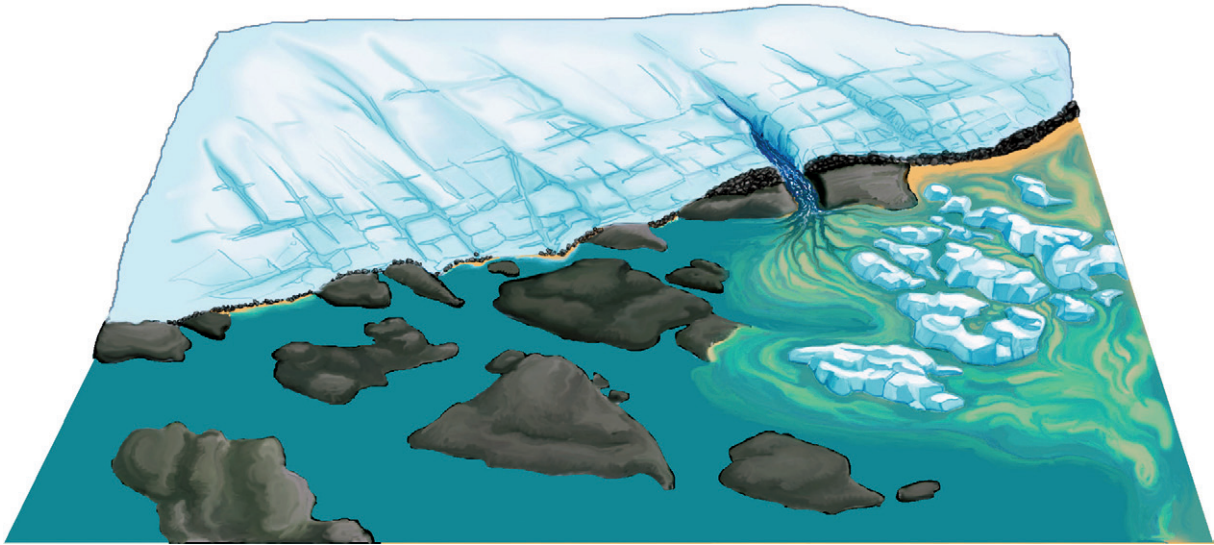


Fig. 113. Teckningen visar Suomuområdet för 11 400 år sedan under bildandet av Pielisjärvis israndbildningar. Till höger ser man hur Hietajärvi-isälven förde med sig sand som bäddade in lösbrutna isblock. Koitere-issjön sträckte sig till Suomu och täckte det nutida Patvinsuoområdet. När isblocken så småningom smälte bort bildades dödisgröparna vi ser i dagens landskap och även sjön Soumu. Efter Harri Kutvonen.

koski–Hossa-formationen. I Hossa finns det mer än 20 meter höga åsar, grusfält med plant krön och dödisgröpar. På sidan om åsarna finns ställvis 10 meter höga transversal- och parabeldyner, som bildades under periglaciala förhållanden för ca 11 100 år sedan. Dynerna skapades av kraftiga fallvindar från inlandsisen (katabatiska vindar). Ungefär 20 km från Hossa finns en subglacialt utbildad kanjon, Julma Ölkky (fig. 110), som är uteroderad i en urgammal krosszon i berggrunden. Kanjonens lodräta väggar höjer sig nära 40 m över vattenytan på den sjö som ligger i kanjonens botten. Hossa-området är också ett av Finlands seismiskt mest aktiva områden. 1989 inträffade en jordbävning med styrkan 3,4 på Richterskalan, ett efter finska förhållanden tämligen kraftigt skalv.

83 Väräkallio, Suomussalmi – hällmålningar

En av de största hällmålningarna i Finland och samtidigt den nordligaste hittades 1977 vid stranden av sjön Somerjärvi nära Hossa (fig. 111). På en lodrät bergvägg som stupar ned i vattnet har 61 olika figurer kunnat identifieras, bl.a. tiotals människogestalter, älgar, en björn och en odla. Formspråket är ovanligt eftersom människorna har trekantiga huvuden och båtar, som på andra ställen är så vanliga, saknas helt. Hällmålningarna torde ha samband med viktiga drag i naturfolkens liv, såsom religion och anskaffning av föda. Det har uppskattats att målningarna utförts under perioden 2500–1500 f. Kr.

84 Sotkamo – flygsandsfält

Vindavlagringar är mycket typiska för Kajanaland. I Vuokattiområdet i Sotkamo finns hundratals transversal- och parabeldyner i anslutning till större åsar. De mest representativa av dynerna finns i Isomäkiområdet. De bildades för ca 11 100 år sedan, då Sotkamoissjön, som täckt området, sjönk ca 25 m och vidsträckt sandstränder torrlades. De starka västanvindarna från inlandsisen anhopade sanden till parabeldyner som är över en kilometer långa och 3–8 (max 12) m höga. Vegetationen på dynerna utgörs av karg tallskog av lav- eller lingontyp. I området påträffas sandnejlikan (*Dianthus arenarius*), som är sällsynt i Finland och därför fredad.

85 Hiidenportti, Sotkamo – subglacialt bildad kanjon

Hiidenportti i Sotkamo är en 20–30 m djup och, som smalast, endast 22 m bred kanjon (fig. 112), som skurits ut längs en svaghetszon i berggrunden av samma subglaciala isälv som avsatte åsstråket mellan Sotkamo och Ilomants. Isälvens erosion fortsatte i samband med dräneringen av Sotkamo issjö som dämtes upp i östra delen av Kajanaland (Kainuu) under deglaciationen för ca 11 100 år sedan. Issjön fick sitt utlopp via Hiidenportti mot sydost över vattendelaren Suomenselkä. Tröskeln i kanjonens botten bestämde issjöns vattennivå på 197 m ö.h. Detta issjöstadium upphörde i och med att vattennivån i Sotkamo-issjön sjönk till samma nivå som i Pielinen-issjön.



Fig. 114. Vindtransporterad silt täcker moränen på Parpeinvaara-höjderna i Ilomantsi. Odlingsjorden är stenfri, så stenrösen som annars är så vanliga i odlad moränterräng saknas här. Området i fotografiet representeras av Linje B i Fig. 115. Foto: Heikki Rainio.

86 Koli – geologiska processer som pågår i evig tid

Koli ligger i gränsområdet mellan två berggrundsformationer av olika ålder. Bergarterna vittnar om såväl långa, lugna perioder som våldsamma perioder med vulkanism och bergskedjeveckning. I Koli finns kvartsitbergarter som bildades för ungefär 2,3 miljarder år sedan. Dessa utgjordes ursprungligen av kvartsrik sand som avlagrats på den då 2,7 miljarder år gamla jordkorpan. Sanden kittades samman till sandsten som på stort djup i jordkorpan omkristalliserades till bergarten kvartsit. Kvartsiten kom så småningom upp igen till jordytan genom att yngre, ovanpåliggande bergarter eroderades under de följande hundratal miljoner åren. Det hittills sista stadiet i kvartsitmassivens historia inträffade för omkring tiotusen år sedan då de slipades och formades av den senaste inlandsisen. Under samma skede avsatte smältvattenälvarna åssystemet i Laitosaari–Purjesaari i sjön Pielinen. Åsryggarna eroderas i dag av vågor och sjöis. De ohejdbara naturkrafterna återbildar sakta men säkert kvartsiten till sand igen.

87 Suomuområdet – komplexa israndbildningar

Somuområdet ligger i Patvinsuo nationalpark intill myrkomplexet i Patvinsuo. Området utgör en del av

Pielisjärvi-israndformation som bildades för ungefär 11 400 år sedan, samtidigt med Salpausselkä III. I Suomuområdet finns en stor moränrygg, israndterrasser uppbyggda av isälvsediment och en lång räckta av stora vattenfyllda dödisgropar (fig. 113). Israndkomplexet vid Suomu kan följas från Jaamaskangas till ryska gränsen. Landytan hade en svag lutning mot nordväst och de vattenmassor som dämades upp mot iskanten kallas Koitere-issjön. Längs västsidan av sjön Hietajärvi löper en stor ås. Den bildades samtidigt med Viisikkoåsen i Hattuvaara. På den östra sidan av Hietavaara forsade isälven över en bergtröskel och vidare via Suomunjärvi till Koiteredalen. Iskanten var uppbruten i stora block i Suomunjärvisänkan och sanden som isälven förde med sig avsattes mellan dessa. Sandavlagringarna byggdes upp ända till issjöns yta och är uppemot 20–30 m mäktiga. När de inbäddade isblocken smälte bort bildades en sjö parallellt med den forna iskanten. Sjön är 5 km lång, 2 km bred och ligger i en räckta sammanhängande åsgropar.

88 Parpeinvaara, Ilomantsi – höjdområde med vindbläst sand och silt

Inlandsisen avsatte 1–2 m mäktig morän på höjdområdena vid Parpeinvaara. Topparna smälte fram ur isen

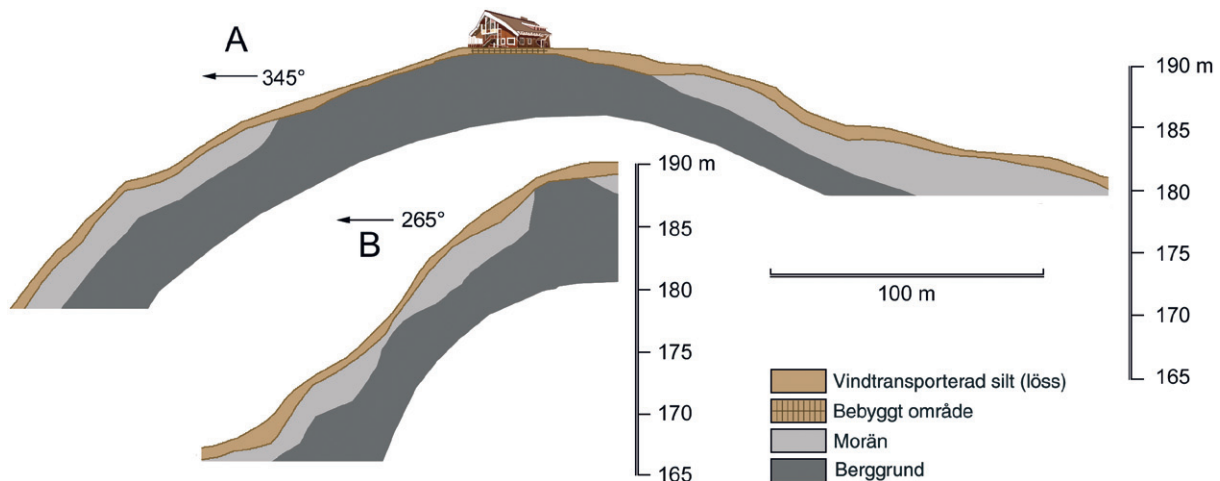


Fig. 115. På Parppeinvaara-kullarna i Ilimantsi täcks berggrunden delvis av morän. Under den seneglaciala perioden för ungefär 11 600 år sedan smälte höjderna fram ur isen men Koitere-iskanten låg inte långt borta. Starka vindar från isen förde med sig silt som avsattes som ett 0,5–1,5 m mäktigt täcke. Figur: Heikki Rainio & Satu Moberg.

för ungefär 12 500 år sedan och iskanten stannade upp 20 km längre norrut där den blev liggande i tvåhundra år (11 790–11 590) och avsatte Koitere-israndbildningen. Framför delar av iskanten dämde Ilimantsi-issjön upp till en nivå som i dag ligger ca 165 m ö.h. Trots att landskapet är flackt, stack ändå några höjdparter upp

som öar ur issjön (fig. 114). Parppeinvaara höjde sig 20 m ovanför vattenytan. Starka vindar från inlandsisen förde med sig finsand och silt från isälvsavlagringarna i området och avsatte detta som ett 70–130 cm mäktigt täcke framför iskanten. Denna typ av vindavsatt material brukar kallas löss, och är en utmärkt odlingsjord.

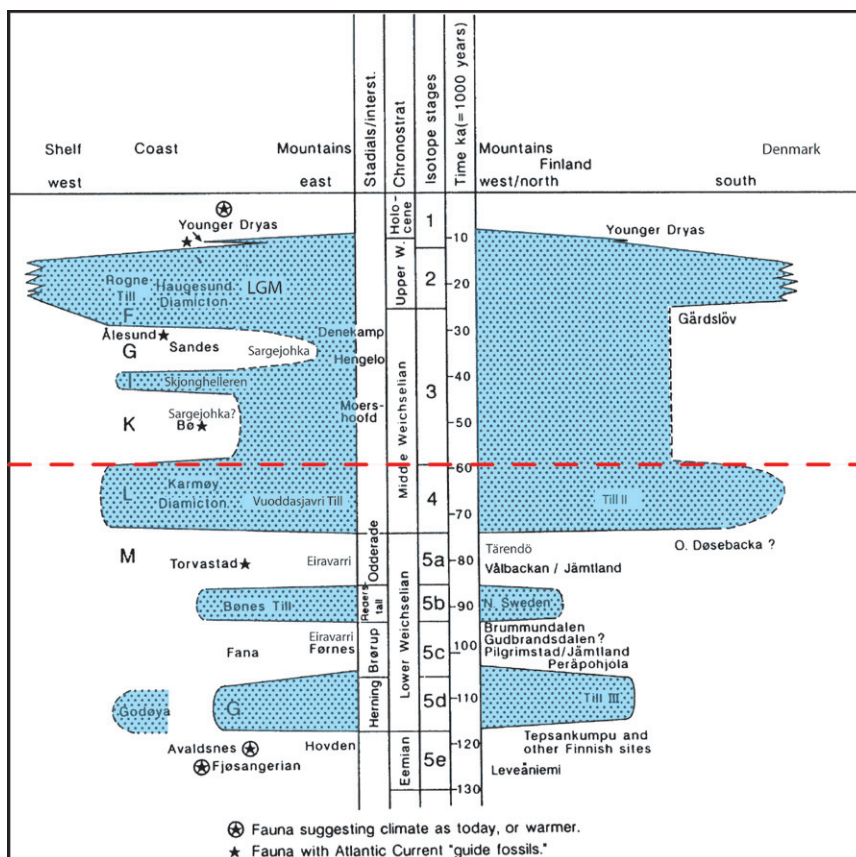
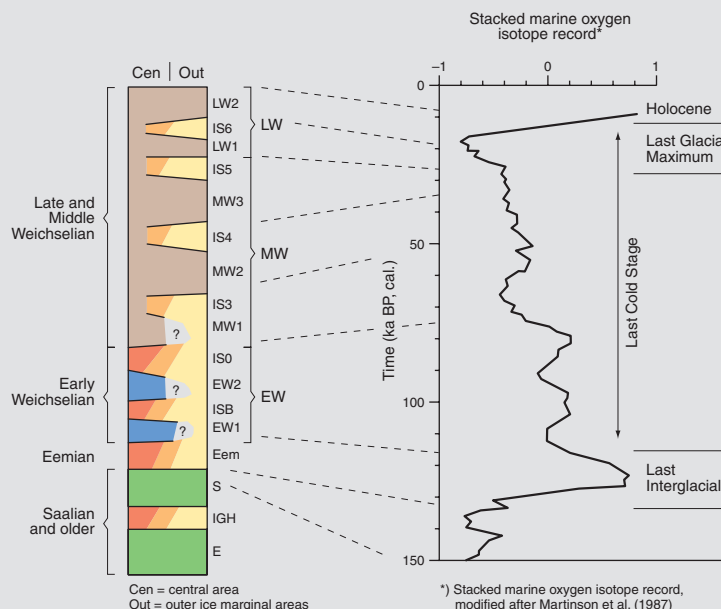


Fig. 116. Tid-distansdiagram för Fennoskandien med viktigare isfria perioder och stratigrafiska lokaler angivna (några av dem utanför Mittnordenområdet). Övanför den röda streckade linjen har uppfattningen om utvecklingen modifierats avsevärt under de senaste 15 åren p.g.a. nyare data, se fig. 117. Modifierad efter Mangerud 1991 (Bargel 2003b).

DEN KVARTÄRGEOLOGISKA UTVECKLINGEN INOM MITTNORDENOMRÅDET

Stratigrafisk modell för Mittnordenområdet

Som en del av arbetena med Mittnordenkartorna upprättades en stratigrafisk modell för området (figur till höger; Bargel m.fl. 1999c). Modellen grundades på den samlade tillgängliga kunskapen 1998. Modellen visar att iskanten i väster reagerade snabbt på förändringar i klimatet medan det motsatta var fallet i öster. Detta medförde att den norska delen av Mittnorden genomgick långt flera växlingar mellan nedisat och isfritt än de finska och, i synnerhet, svenska delarna. I de västra och östra ytterområdena har man definierat två nedisningsskeden under tidig-Weichsel, tre i mellan-Weichsel och två i sen-Weichsel. Inom de centrala delarna av Fennoskandien har man likaledes påvisat två nedisningsskeden under tidig-Weichsel men bara en lång sammanhängande nedisning under mellan- och sen-Weichsel.



Brunt: Morän från sen- eller mitt-Weichsel. **Blått:** Morän från Tidlig-Weichsel. **Grönt:** Morän äldre än Weichsel. **Orange och gult:** Sediment avsatta utanför iskanten. **Rött:** Interstadiala eller interglaciala organiska avlagringar. **LW:** Sen-Weichsel nedisning (LW1 och LW2 eller LGM 1 och LGM 2). **IS3-IS6:** Weichsel interstadialer nr 3–6. **MW:** Mitt-Weichsel nedisning (MW1-MW3). **ISO:** Weichsel interstadial nr 2 (Odderade). **ISB:** Weichsel interstadial nr 1 (Brørup). **EW:** Tidig-Weichsel nedisning (EW1 og EW2). **S:** Saaleistiden. **IGH:** Holstein mellanistid (interglacial). **E:** Elsteristiden. Från Bargel m.fl. (1999c).

DEN SENASTE ISTIDEN I NORGE

Terje H. Bargel, Lars Olsen och Harald Sveian

Tiden före den senaste nedisningens huvudfas

Kontinentalsockeln. På kontinentalsockeln utanför Mitt-Norge ökar moränmäktigheterna ut från land. De kvartära avlagringarna är kanske 1 000–1 500 m mäktiga och representerar sannolikt stora delar av kvartärtiden. Från Draugenfeltet, på den sydvästra delen av Haltenbanken, har man undersökt en 130 m lång borrkärna. Denna visar att Draugenfeltet har varit helt täckt av is minst fem gånger, första gången för 1,1 miljoner år sedan.

Kustområdet. Datering tyder på att det under den sista istiden inträffade flera skeden då mycket av inlandsisen smälte bort, avlösta av skeden med snabb tillväxt av glaciärerna. Glacialerosionen under nedisningarna var så kraftig att det mesta av de tidigare avsatta jordlagren avlägsnades. Likafullt finner man på några platser äldre avlagringar. På Frøya finns morän som kan härröra från förra istiden, Saale, och organiskt material från senaste mellanistiden, Eem. På Godøya utanför Ålesund finns mäktiga sand- och siltavsättningar under morän. Det kan vara en sandur som utbildades framför en glaciärtunga. Sedimenten kan ha avsatts under avslutningen av förra istiden (Saale) för ca 140 000–130 000 år sedan. Strandgrottan Skjonghelleren vid Ålesund har under loppet av de senaste 100 000 åren varit täckt av is vid minst tre tillfällen,

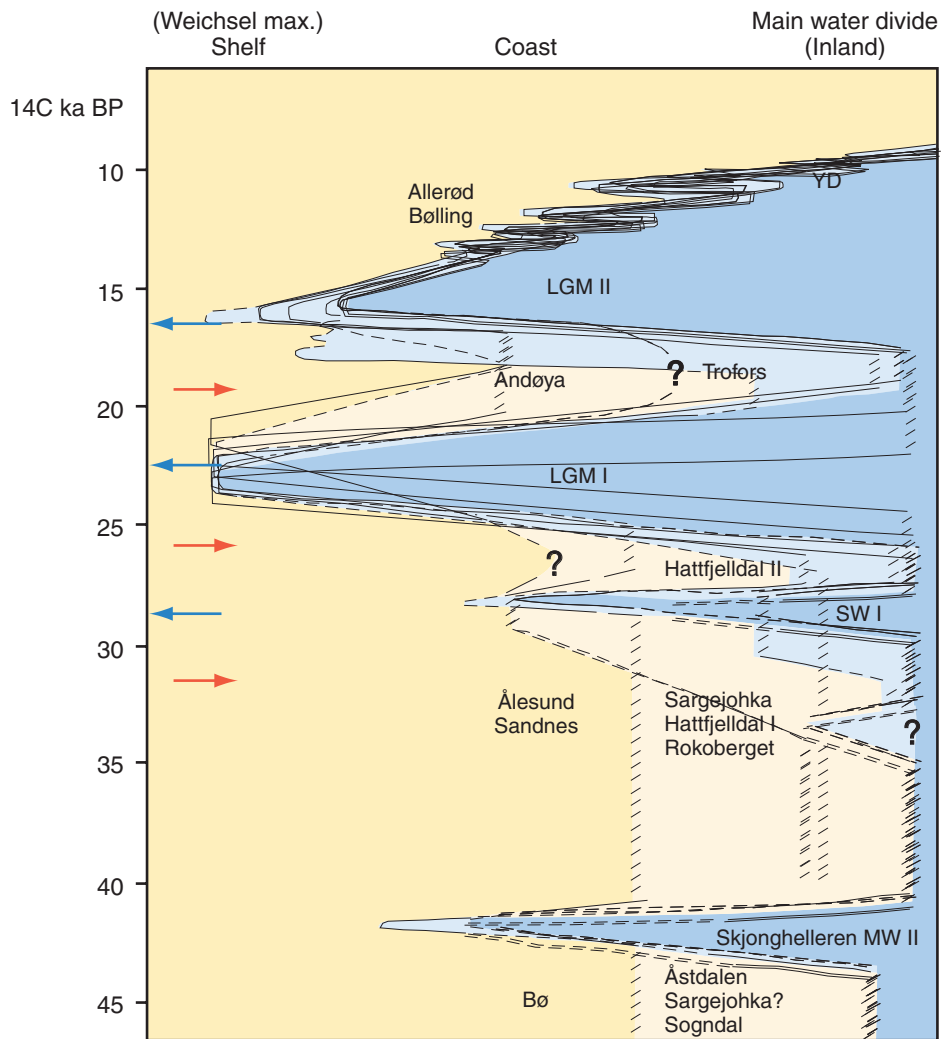


Fig. 117. Sammansatta tid-distans-(TD)-diagram för senare delen av mellan-Weichsel och sen-Weichsel baserade på TD-diagram längs nio profiler fördelade över hela Norge. Pilarna till vänster visar stadialer (blå pilar) och interstadialer (röda pilar). Trofors, Hattfjelldal, Ålesund och Sjonghelleren ligger inom den norska delen av Mittnorden. YD = Yngre Dryas, LGM = Late Glacial Maximum, SW = Sen-Weichsel, MW = Mellan-Weichsel. Modifierad efter Olsen (1997).

åtskilda av isfria perioder, interstadialer. Den yngsta isfria perioden, som inleddes för ungefär 40 000 år sedan och upphörde för ca 30 000 år sedan, kallas *Ålesund-interstadialen*. På många av öarna utanför Ålesund, på Smøla, i Flatanger norr om Namsos och på Vikna har man påträffat musselskal som är 30 000–40 000 år gamla. Detta visar att kusten och stora delar av fjordarna var isfria vid den tiden.

Strandgrottorna har visat sig vara en naturens skattkammare. Eftersom grottorna ligger högre än den sen-glaciala marina gränsen har sedimenten varit skyddade mot erosion. Hittills har man gjort utgrävningar i tre grottor på Møre. I alla tre grottorna har man påträffat sediment som visar att isfria perioder upprepade gånger har växlat med perioder då öarna var helt istäckta. Under de isfria perioderna avsattes blocklager med ben-

rester från djur som levde vid den tiden. Avlagringarna har bildats genom att frosten sprängt lös material från grottaket, samtidigt som djur sökt skydd och dragit in byten i grottorna. Under nedsningsperioder har grottorna varit vattenfyllda. Smältvatten från glaciärerna har fört in slam som bevarats i form av fint skiktade leravsättningar. På så vis har två huvudtyper av sediment bevarats och de avslöjar om området varit istäckt eller isfritt. I lager som är 30 000–40 000 år gamla har man hittat mängder av ben från fåglar, fiskar och däggdjur. Tjugotvå olika djurarter har identifierats, vilket gör detta till det hittills rikaste fyndet av så hög ålder i Skandinavien.

Man har upprättat kurvor som visar antagna variationer i inlandsisens utbredning under hela sista istiden i Fennoskandien (fig. 116). Kurvorna visar att det

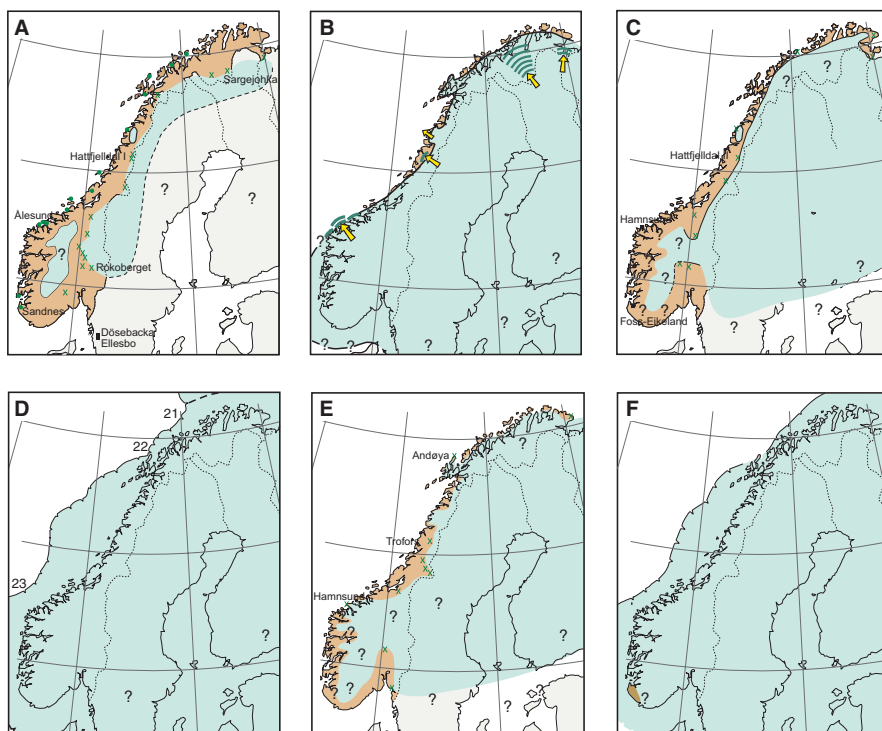


Fig. 118. Kartorna visar förslag till hur inlandsisens utbredning i Fennoskandien kan ha varit under några viktiga skeden i sen-Weichsel. Punkterna på kartorna visar lokaler med dateringar längs kusten och kryssen visar AMS-dateringar från inlandet. Utvalda lokaler med beskrivna interstadiala sediment är också markerade. **A.** Ålesund-interstadialen (ca 30 000 ^{14}C -år sedan). **B.** Stadial (ca 28 000 ^{14}C -år sedan). **C.** Hattfjelldal II-interstadialen (ca 26 000 ^{14}C -år sedan). **D.** LGM I-stadial (ca 22 000 ^{14}C -år sedan). **E.** Trofors-interstadialen (ca 19 000 ^{14}C -år sedan). **F.** LGM II-stadial (ca 16 000 ^{14}C -år sedan). Modifierad efter Olsen (1997).

omedelbart efter sista mellanistiden, under isotopstadium 5d, inträffade begränsade glaciärframstötningar till norska kusten. Därefter följde två mildare perioder, interstadialerna Brørup (isotopstadium 5c) och Odderade (isotopstadium 5a), avbrutna av en glaciärframstötning ända ut på kontinentalsockeln (isotopstadium 5b). Under de mildare perioderna smälte troligtvis det mesta av glaciärerna i Skandinavien bort, men klimatet var inte fullt så varmt som under förra mellanistiden eller efter den senaste nedisningen. Därefter växte glaciärerna på nytt under mellan-Weichsel och täckte Mitt-Nordenområdet under isotopstadium 4 för ungefär 70 000 till 60 000 år sedan. Därefter följde en period med flera kortvariga variationer i istäcket, men det inträffade återigen en större tillbakaryckning för ca 40 000–30 000 år sedan (isotopstadium 3) (fig. 117).

Den senaste nedisningens huvudfas och isavsmältningen

Tillväxten av inlandsisen för ca 30 000 ^{14}C -år sedan och fram till sista istidens maximum gick i etapper, men likafullt snabbt (fig. 118). För ca 24 000–21 000 ^{14}C -år sedan nådde isen sin maximala utbredning. Vid den

tiden nådde isranden ända ut till Eggakanten i väster, men det är osäkert om de högsta fjälltopparna på Møre var istäckta eller om några av dem stack upp ur isen som *nunataker*. För 21 000–18 000 ^{14}C -år sedan blev stora delar av kustområdet på nytt isfritt, men förnyad istillväxt fram tills för ca 15 000 ^{14}C -år sedan ledde till att iskanten på nytt nådde Eggakanten.

Inlandsisen började smälta bort för 15 000–14 000 ^{14}C -år sedan och för ungefär 14 000 ^{14}C -år sedan var de yttre delarna av sockeln isfria. Oscillationer hos iskanten ledde till avsättning av moränrygggar på sockeln för ca 13 500 respektive 13 000 ^{14}C -år sedan (fig. 119 och 120). Den äldsta ^{14}C -dateringen som visar när isavsmältningen ägde rum på land, är gjord på skalmaterial från ön Vega utanför Helgelandskusten. Dateringen visar att isen hade smält bort för åtminstone ca 13 400 ^{14}C -år sedan. En motsvarande datering från Møre visar att kusten där var isfri för ca 12 800 ^{14}C -år sedan. Utifrån detta kan man anta att isavsmältningen på sockeln gick mycket fort och att de yttre kustområdena i Mitt-Norge blev isfria för ca 13 000 ^{14}C -år sedan.

Isavsmältningsförloppet styrdes i hög grad av topografin. Inom områden med grunda trösklar i fjor-

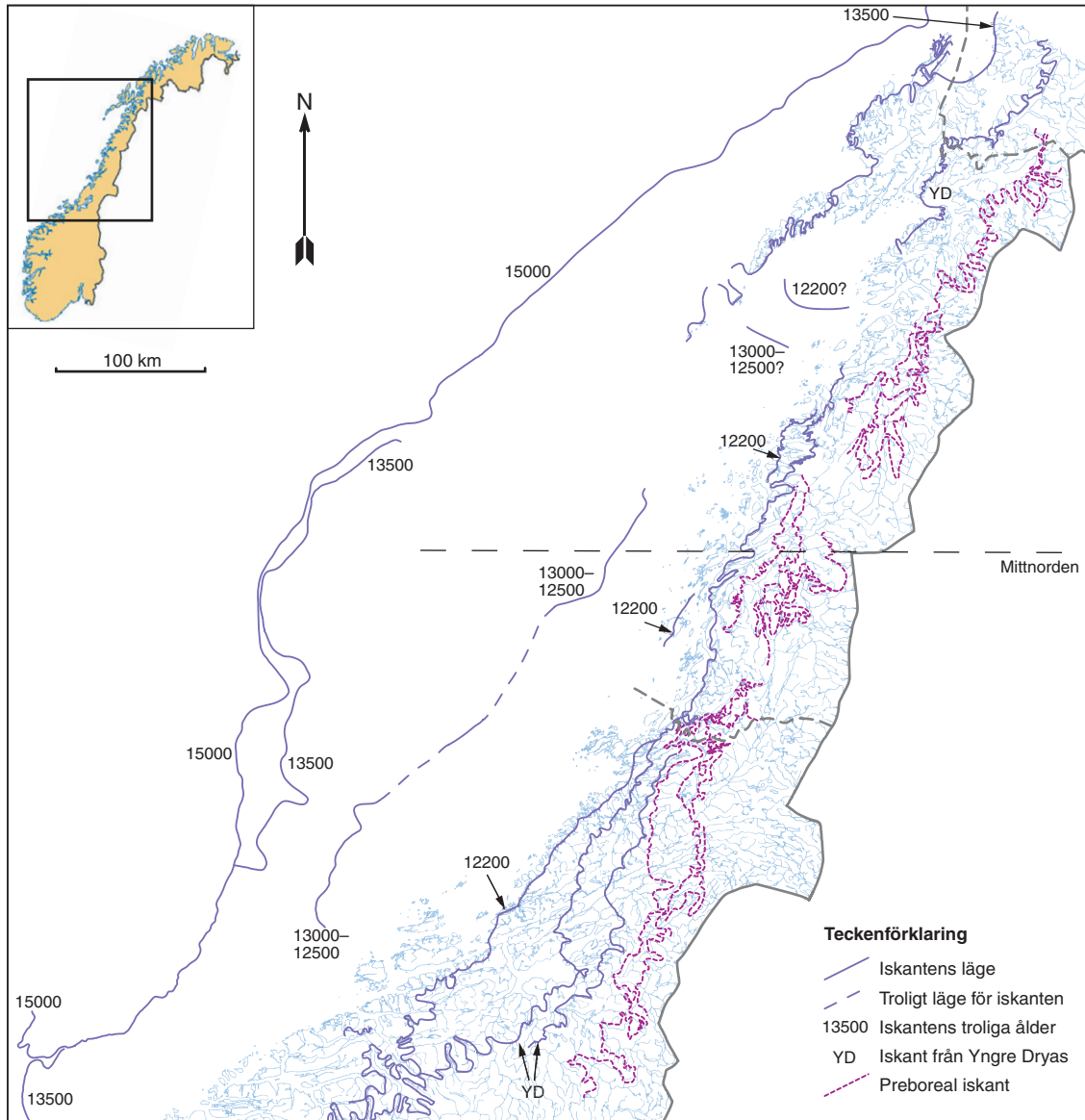


Fig. 119. Israndlinjer i den mellersta delen av Norge och på kontinentalsockeln utanför. Antagna ^{14}C -åldrar för sockelns moränryggar är markerade. Man tror att iskanten låg längs Eggakanten för 15 000 ^{14}C -år sedan. Efter Bargel (2003a).

darna stannade isfronten gärna upp ett tag, medan den retirerade snabbt genom kalvning i de djupare delarna av fjordarna. Efter att isen hade smält undan ett gott stycke inåt fjordarna, inträffade en isframstöt för 12 400–12 000 ^{14}C -år sedan (fig. 121). Stadiet har kallats *Tingvolltrinnet* på Møre och *Ytre kysttrinn* (Yttre kuststrandläget) norr om Trondheimsfjorden. En framryckning med 4 km är belagd i Flatanger utanför Namsos. Efter framstöten inträffade en ny varmare period, *Allerød*, som medförde att glaciärerna snabbt kalvade tillbaka till de inre fjordområdena. På Møre låg isfronten ett stycke upp i dalarna. I Trondheimsfjorden låg isfronten minst 20 km öster om Tautra och delar av Orkdalen, Gauldalen och Stjørdalen var isfria. I Nam-

dalen och vidare norrut finns det också tydliga indikationer på att inlandsisen hade dragit sig långt tillbaka.

För 11 000–10 000 ^{14}C -år sedan, under *Yngre Dryas*, inträffade en kraftig klimatförsämring som ledde till att glaciärerna på nytt växte till och ryckte fram. Till skillnad mot vid det äldre randläget avsattes nu tydliga randmoräner i många av höjdområdena mellan fjordmynningarna och randläget kan därför kartläggas mer sammanhängande.

På Møre är detta israndläge tydligt i de inre fjordområdena. I vissa fall kan i stort sett likåldriga lägen anges från dal till dal. Karakteristiskt för dessa bildningar är att de är mycket tydliga och ofta utformade som ett eller två randdeltan i huvuddalen. Mellan de

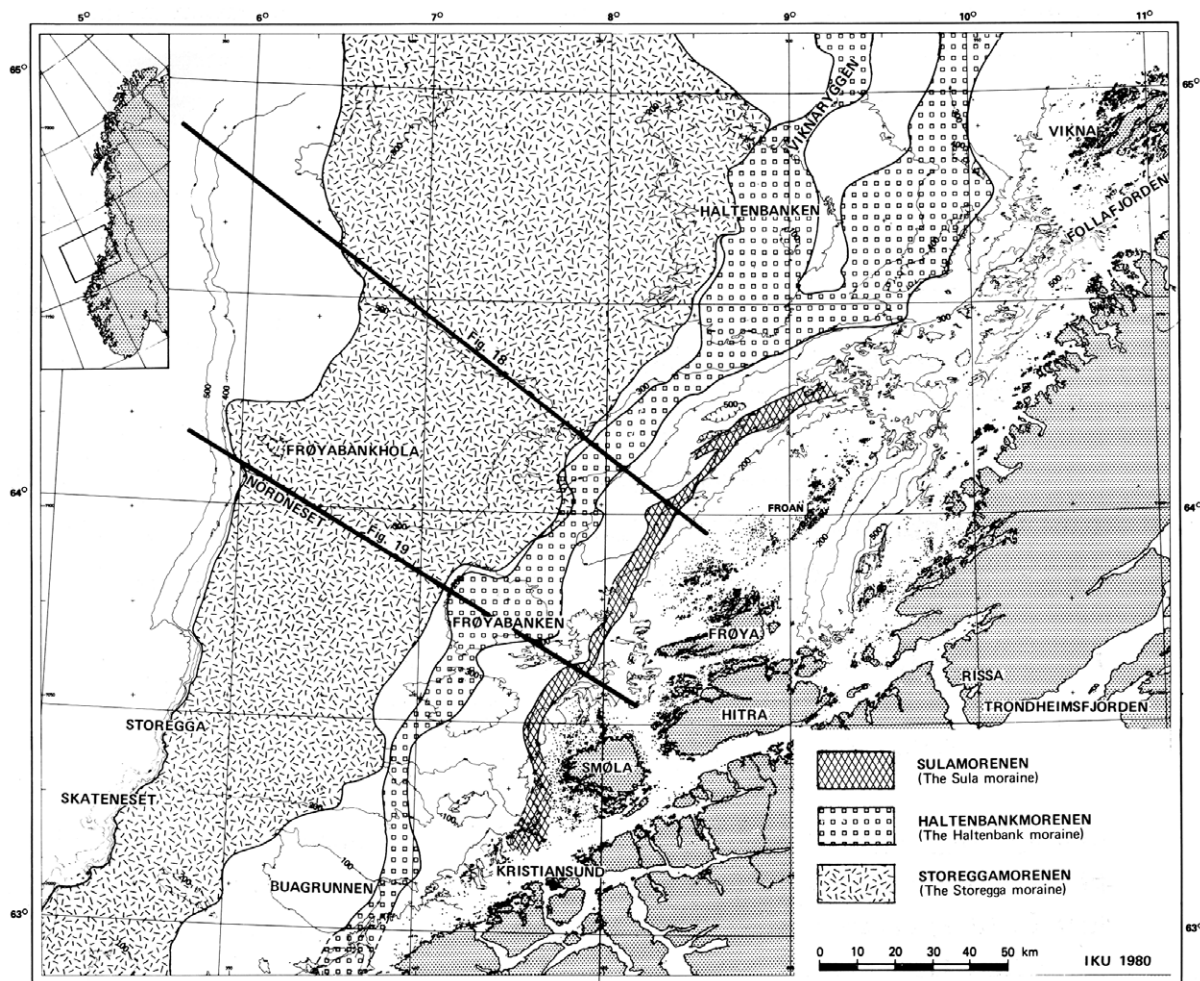


Fig. 120. På kontinentalsockeln utanför Møre och Trøndelag har man identifierat tre moränlager som antas vara avsatta i samband med mindre isframstötter under isavsmältningsskedet. Profillinjerna (betecknade fig. 18 och fig. 19) är inte återgivna här. Efter Bugge (1980).

inre fjordområdena på Møre och i Trondheimsfjorden finns i de större dalgångarnas nedre delar stora randbildningar från denna isframstöt. Nära Trondheim finns formationer av denna typ och ålder vid Melhus, Heimdal-Tiller och Malvik. Norr om Trondheim kan isranden följas nästan utan avbrott över Trondheimsfjorden vid ön Tautra, *Tautatrinnet*. Yngre Dryas-linjen korsar därefter Fosenhalvön och fortsätter utefter de yttre kustområdena till strax innanför Vikna, där linjen förenas med det yttre kustrandläget. Stora moränryggar har påvisats på bottenarna av Namsosfjorden och Lauvøyfjorden i yttre Namdal. På landbacken är randmoränerna speciellt stora vid Salsvatnet, mellan Leka och Terråk och på Tjøtta.

Bland de största isälvsvlagringarna från detta stadium är en stor randås på Kolvareid och en deltaformation vid Sandnessjøen. Vid Djupvika öster om Vikna finns en medelstor randås vars lagerföljd omfattar av-

sättningar från två avsmältningsskeden och två isframstötter. Dessa inträffade för 12 500–10 500 ^{14}C -år sedan. Isranden nådde här ungefär lika långt under framstötarna till yttre kustrandläget och Tautatrinnet. Kartbilden antyder att randlinjerna korsar varandra, vilket indikerar att isströmmen från Bindalen var så intensiv att isfronten nådde utanför kustrandläget under Yngre Dryas. Längre norrut ligger Tautatrinnet på nytt innerst.

I Trollheimen och i höghjällen på Møre, dvs. utanför Yngre Dryas-randläget, ökade lokala nischglaciärer i storlek och kom så småningom att täcka stora delar av det alpina fjällområdet, på flera håll med glaciärtungor ända ned till fjordarna.

Tillbakadragningen från Tautatrinnet följdes av en isframstöt till *Hoklingentrinnet*, uppkallat efter en sjö i Nord-Trøndelag (fig. 121). Framstötten inträffade för ca 10 300 ^{14}C -år sedan. Randmoräner och andra israndbildningar från detta skede uppträder som en

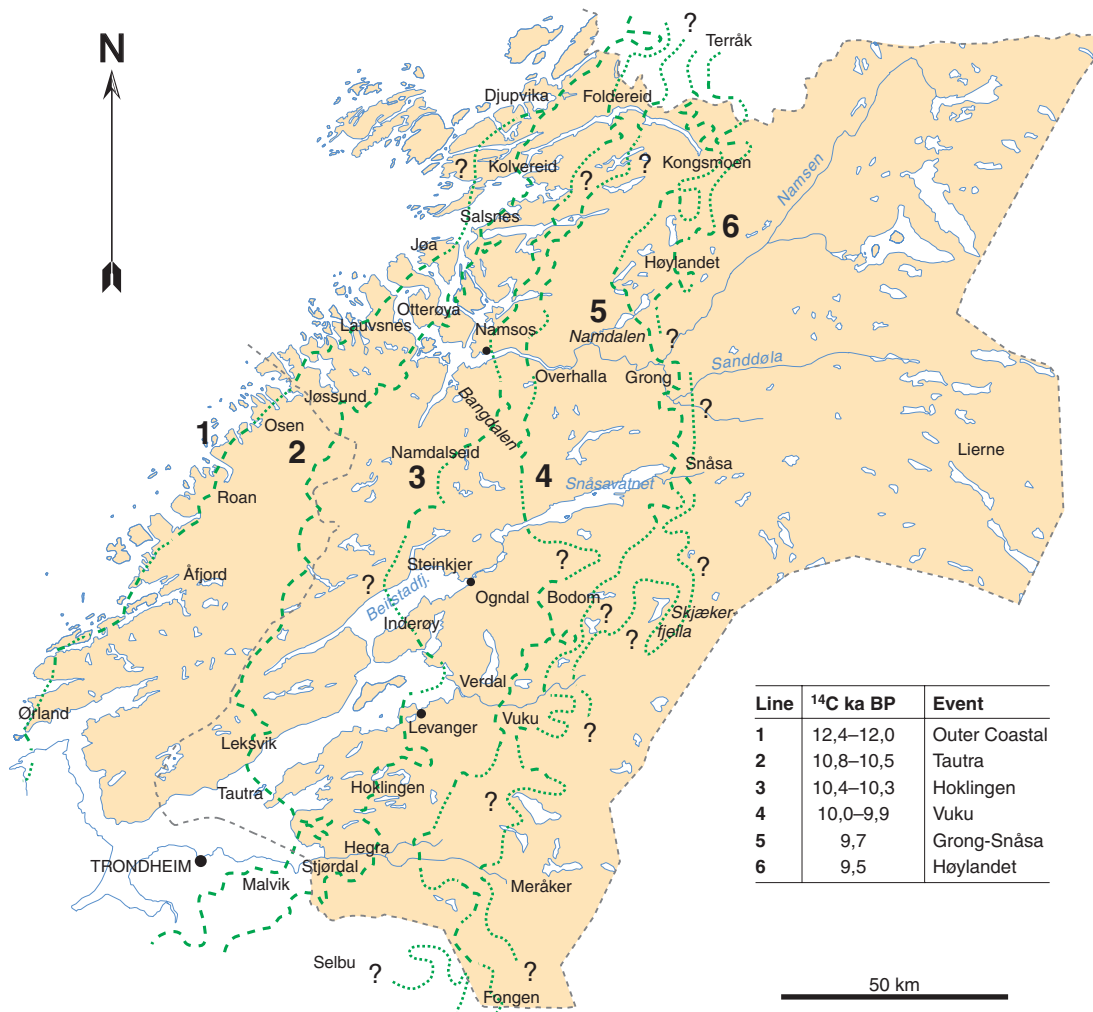


Fig. 121. I Trøndelag norr om Trondheim har man i samband med geologisk kartläggning under en följd av år identifierat ett stort antal moränryggar, se fig. 47. Rekonstruktionerna i figuren grundas på denna kartläggning och ett stort antal ¹⁴C-dateringar. Efter Sveian (1997).

zon bestående av flera moränryggar. Ryggarna är så sammanhängande att de kan korreleras hela vägen från Budalområdet i söder till den södra delen av Nordland, men korrelationen med israndbildningarna i Møre och Romsdal är osäker.

För ca 10 000 ¹⁴C-år sedan blev klimatet snabbt bättre och inlandsisen smälte fort undan. Dock inträffade flera begränsade isframstötningar med avsättning av randmoräner i några dalgångar.

Under isavsmältningens slutfas uppstod talrika isdämda sjöar mellan inlandsisen i öster och vattendelaren i väster (fig. 67). Sjöarna dränerades genom olika högt belägna pass och är inte synkrona. Inlandsisens lutning medförde att den isstyrda smältvattendränningen till Mitt-Norge omfattade stora områden såväl öster som söder om vattendelaren. Med undantag av dräneringen över passområdena följde smältvattnet främst huvuddalgångarna.

Den definitiva avsmältningen från de inre, centrala delarna av Mittnorden gick fort. Man räknar med att hela istäcket var borta senast för 8 500 ¹⁴C-år sedan. Under den efterföljande "värmepåveckningen" var klimatet mildare än idag och de norska högfjällen var troligtvis isfria under en längre period. På Møre har man spårat en nybildning av mindre nischglaciärer för ca 3 400 ¹⁴C-år sedan.

Isrörelser

När isen gled fram under nedisningarna lämnade den spår efter sig i form av isräfflor och strömlinjeformer i berggrunden samt drumlinier i jordlagren. När nedisningen var som mest omfattande och inlandsisen nådde ut på kontinentalsockeln, rörde sig isen mot nordväst i den södra delen av Mitt-Norge och korsade kustlinjen i en mer västlig riktning längre mot norr. I många områden med stark relief, speciellt på Møre, har

underlagets morfologi påverkat isrörelsen och styrt isströmmarna. Erosionen blev därför starkare längs fjordarna och dalgångarna än inom de högre fjällpartierna. Inom områden med svagare relief, som i Trøndelag, rörde sig isen delvis oberoende av dalgångarna. När is-täcket tunnades ut under avsmältningens slutfas följde isen uteslutande dalgångarna och fjordarna.

Efter istiden

Landhöjning och strandförskjutning. Under isavsmältningen var Mittnorden fortfarande starkt nedpressat av inlandsisen och fjordarna sträckte sig långt in i dalförena, i Stjørdalen och Verdalen var det bara ungefär 20 km kvar till dagens riksgrens. I kustområdena ligger den marina gränsen mellan 50 och 100 meter högre än den nutida havsnivån. I de inre fjordområdena ligger den marina gränsen 90–140 m ö.h. på Møre, 170–200 m på östra sidan av Trondheimsfjorden och ca 140 m på Helgeland. Under isavsmältningen fram till för ca 10 000 ¹⁴C-årsedan var strandförskjutningen långsam. Under de därpå följande 2000 åren mycket snabb, uppemot 60 mm om året. För ca 8 000 ¹⁴C-år sedan avtog strandförskjutningen snabbt och delar av kustområdena blev under en period dränkta av havet, *transgression*. Inom sådana områden finns på många platser torv som täckts av strandvallar eller andra svallsediment. I de inre områdena planar strandförskjutningskurvan ut under samma tidsperiod. Därefter har landhöjningen varit jämnt avtagande inom hela området. En landhöjning på

1–5 mm om året pågår fortfarande på de flesta håll, vilket antyder att jämvikten från tiden före nedisningen ännu inte är uppnådd.

Lerskred. Strandförskjutningen medförde att stora områden med marin lera höjdes upp ovanför havet. När älvar och bäckar åter sig ner i lermassorna kan lerskred utlösas. En typisk lerskredsterräng är starkt sönderskuren av branta slänter, raviner, rester av terrasser och smala kammar. Den ursprungliga fjordbotten har på många platser försvunnit helt. Kviklereskred är den typ av skred som får störst konsekvenser och är därför mest fruktad. Kvikklara bildas när salthaltigt porvatten tvättas ut ur leran och ersätts av färskvatten. Detta försvagar bindningarna mellan lerpartiklarna och lerorna kan bli flytande, kvicka. Skred i sådana avlagringar kan bli mycket stora och skredmassorna kan flyta iväg över ett nära nog horisontellt underlag. Räknat i människoliv är Gauldalsskredet vid Støren år 1345 Norges största naturkatastrof. Lermassorna dämde upp en 14 km lång sjö söder om Støren. Stora områden översvämmades av lera och vatten då fördämningen brast. Omkring 500 människoliv gick till spillo i lermassorna. Norges volymmässigt största kända lerskred gick i Verdalen år 1893. Lermassor inom ett 3 km² (300 ha) stort område gled iväg och 116 människor miste livet (fig. 122). Det senaste stora lerskredet i Norge gick 1978 i Rissa. 13 gårdar och boningshus ödelades och en människa omkom när ett 0,5 km² (50 ha) stort område gled iväg. Sannolikt har det utlösts flera tusen lerskred i Mitt-Norge efter den senaste istiden.



Fig. 122. Verdalskredet 19 maj 1893, då 55 miljoner kubikmeter jordmassor gled iväg, är ett av de största skreden som drabbat Norge under historisk tid. 116 människor miste livet. Som man kan se på fotografiet dämades Verdalsälven upp och bildade en kortlivad, ca 30 ha stor sjö. Foto: E. Olsen (arkivfoto).

DEN SENASTE ISTIDEN I FINLAND

Peter Johansson

Äldre istider

Man vet inte hur många gånger Finland varit täckt av inlandsisar under kvartärtiden. Anledningen till detta är att de olika inlandsisarna eroderat bort det mesta av avlagringarna från tidigare nedisningar och isfria perioder. Den senaste nedisningens avlagringar vilar därför normalt direkt på urberget, men det finns undantag. T.ex. har moränbäddar och åsryggar från Saale-istiden samt organiska avlagringar från Eem-interglacialen påträffats i bl.a. Österbotten. Lagerföljderna på de Österbottniska lokalerna utgör tillsammans med liknande lagerföljder i centrala Lappland grunden för uppfattningen om Finlands kvartärstratigrafi (fig. 123).

Tidig- och mellan-Weichsel

Den finska delen av Mittnordenområdet har ett lite speciellt läge eftersom nedisningsförloppet var olika i norra respektive södra Finland. Norra Finland täcktes av inlandsis redan under tidig-Weichsel medan det inte finns några belägg för att de södra delarna av landet var istäckta under motsvarande period. Man tror att norra Finland nedisades två gånger under tidig-Weichsels kallaste perioder, de marina isotopstadierna (MIS) 5d och 5b. Istäckena började växa till i den Skandinaviska fjällkedjan för att sedan breda ut sig över omgivande områden. Mellan och efter dessa nedisningar smälte isen återigen bort under interstadialerna Brörup (MIS 5c) och Odderade (MIS 5a). Stratigrafiska belägg och OSL-dateringar visar att den första nedisningen (under MIS 5d) hade störst utbredning. Isen täckte då områdena norr om Uleåborg inklusive de norra delarna av Bottniska vikens kustområden. Istäcket under MIS 5b var mer begränsat och nådde inte längre än till den nuvarande kusten. I Pudasjärviområdet i norra Österbotten finns israndbildningar som sannolikt markerar gränsen för den första inlandsisens utbredning under tidig-Weichsel (fig. 103). Formationerna består huvudsakligen av isälvsediment, men dessa överlagras av morän från sen-Weichsel. Söder om randformationerna saknas glaciala avlagringar från tidig-Weichsel och Eemiska avsättningar vilar mellan moränlager från Saale respektive sen-Weichsel.

Nedisningshistorien för Finlands centrala delar under mellan-Weichsel är fortfarande relativt dåligt känd. I södra Österbotten har man påträffat två moränlager ovanpå organiska avlagringar från Eem eller

tidig-Weichsel. Man trodde tidigare att hela Finland var istäckt under mellan-Weichsel, men det tycks numera vara osäkert när nedisningen började och hur länge den pågick. Det är klarlagt att den finska delen av Mittnordenområdet var istäckt under MIS 4 för ungefär 70 000–60 000 år sedan. OSL-dateringar från södra Österbotten antyder emellertid att södra Finland och delar av mellersta Finland var isfria under en betydande del av mellan-Weichsel. Moränstratigrafiska och sedimentologiska undersökningar i norra Finland ger också stöd för detta. Moräntäckta åsar och interstadiala sediment från Sokli visar att isen smälte bort från de östra delarna av Lappland under åtminstone en period under mellan-Weichsel. Inlandsisens snabba framryckning över södra Finland och vidare ut över det nordvästryska slättområdet ägde rum först för mindre än 25 000 år sedan.

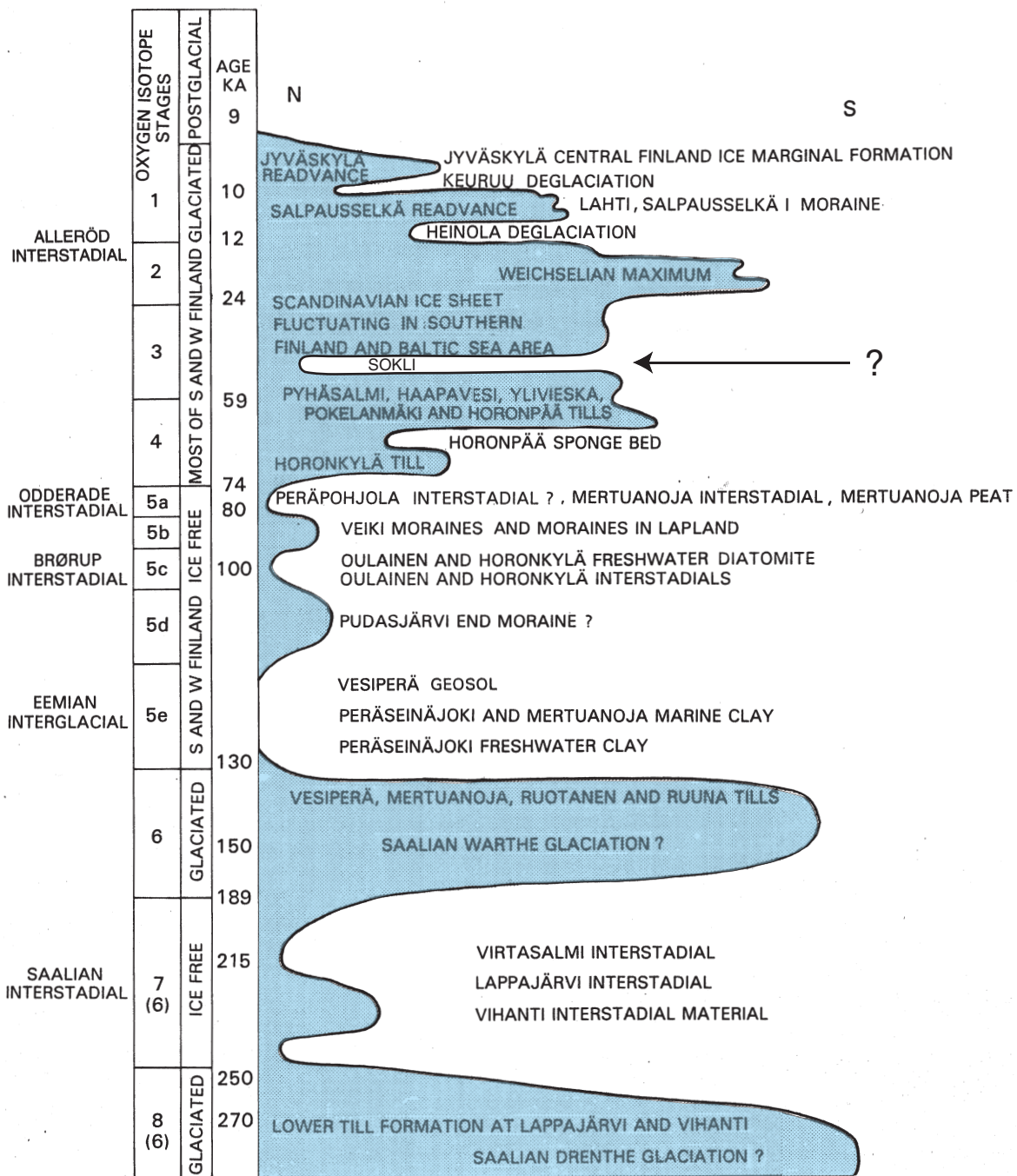
Nedisningen under sen-Weichsel och den senaste inlandsisens avsmältning

Inlandsisen nådde sin största utbredning på det nordvästryska slättområdet för ca 18 500 år sedan. Då isen därefter drog sig tillbaka över de södra och mellersta delarna av Finland bildades landskapsformer som drumlinfält, åsräcker och mäktiga israndbildningar.

Israndbildningar

I den östra delen av Mittnordenområdet finns de välkända israndbildningarna *Salpausselkä*. Salpausselkä sträcker sig över de södra och östra delarna av Finland och utbildar dämmande ryggar vid randen av det centralfinska insjöområdet (fig. 124). Salpausselkä utgör en del av den kedja av israndbildningar (ändmoräner) som sträcker sig runt Fennoskandien och ryska Karelen. I Nordkarelen består Salpausselkä av två bågformade ryggar. Den yttersta, som är äldst, kallas *Första Salpaussälke* (Salpausselkä I) och dess fortsättning öster om Ilomantsi kallas *Tuupovaaramoränen*. Den yngsta ändmoränbågen, *Andra Salpausselkä* (Salpausselkä II), har i Nordkarelen en nord-sydlig sträckning och slutar i norr strax öster om Joensuu. Salpausselkä II kan sannolikt korreleras med *Koiteremoränen* och *Selkäkangas* som fortsätter i nordostlig riktning över finsk-ryska gränsen (fig. 125). Motsvarande ändmorän i Ryssland kallas *Rugozemoränen*.

Pielisjärvimoränen, och *Jaamankangas* som utgör en del av den, fortsätter åt nord-nordost från Joensuu (fig. 125). Den är yngre än Salpausselkä II och likåldrig med *Tredje Salpausselkä* (Salpausselkä III) i södra Finland. I Ryssland utgör *Kalevalamoränen* sannolikt en direkt fortsättning på *Pielisjärvimoränen*. Den Cen-



Leija Nenonen / RT 95

Fig. 123. Tid-distansdiagram för Saale- och Weichselistiderna samt korrelationer av avsättningar och händelser i södra och västra Finland. Från Sokli i norra Finland (markerat med pil) har man nyligen beskrivit en interstadial från isotopstadium 3 (Helmens m.fl. 2000). Modifierad efter Nenonen (1995).

tralfinska ändmoränen, som även kallas *Näsijärvi-Jyväskylämoränen*, utbildar en bågformad rygg i Jyväskylä-trakten. Därifrån fortsätter den ca 250 km mot nordost till Mittnordenområdet.

Såväl Salpausselkäryggarna och deras utlöpare mot nordost som den Centralfinska ändmoränen består

huvudsakligen av isälvsediment som avsattes utanför iskanten i form av isranddeltan eller sandurfält. Även ryggar huvudsakligen bestående av morän ingår dock i israndbildningarna, speciellt inom områden där iskanten stod på land.

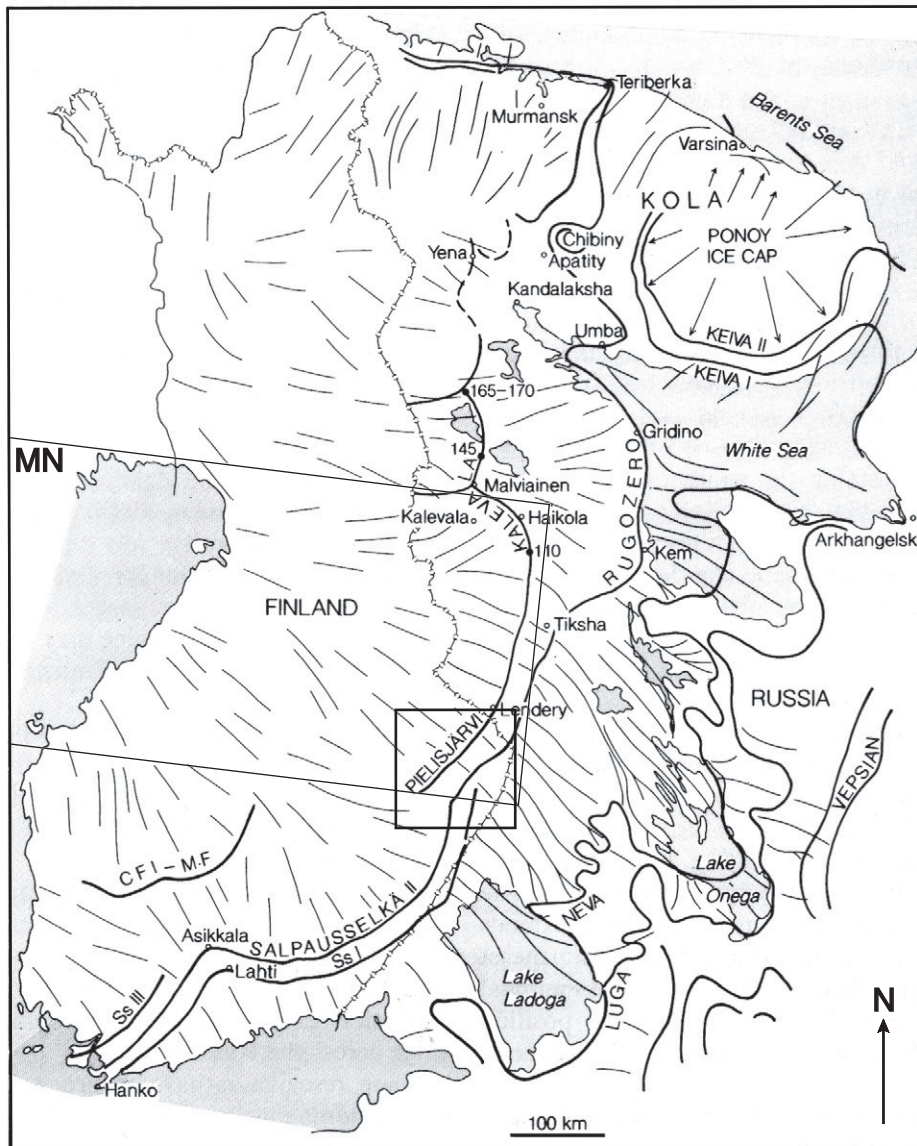


Fig. 124. Karta som visar de största israndbildningarna i Finland, Ryska Karelen och på Kolahalvön. Salpausselkä I, II och III samt Rugozero- och Kalevala-randbildningarna bildades i slutet av Yngre Dryas. Området som täcks av Mittnordenkartorna är också markerat (MN). Kvadraten anger området som visas i fig. 125. Modifierad efter Rainio m.fl. (1995).

Isavsmältningen under sen-Weichsel

Deglaciationskronologin i södra Finland från Finska viken till Bottniska viken och dateringen av ändmoränerna grundas på varvkronologi, ^{14}C -dateringar (AMS) och paleomagnetiska mätningar. Man har genom dessa metoder kommit fram till att Salpausselkä I bildades för ca 12 300–12 100 år sedan, Salpausselkä II för ca 11 800–11 600 år sedan och den Centralfinska ändmoränen för ca 11 200–11 100 år sedan. Med stöd av den svensk-finska varvkronologin har man sedan beräknat att södra Finlands kustområden blev isfria för ca 13 100 år sedan. Enligt denna kronologi befriades således området mellan Finska viken och Salpausselkä II från is

för ca 13 000–11 600 år sedan. Sydost om Salpausselkä drog sig iskanten tillbaka med i genomsnitt ca 60 m per år medan den genomsnittliga recessionshastigheten nordväst därom var ca 260 m per år. Grundat på stratigrafiska undersökningar har man kommit fram till att iskanten kan ha dragit sig tillbaka uppemot 80 km innanför Salpausselkä-zonen innan den på nytt ryckte fram och avsatte Salpausselkä I. Trots geologiska belegg för denna avsmältning, *Heinola-deglaciationen*, och den därpå följande framryckningen av iskanten, så ger inte varvkronologin fullt stöd för storleken och åldern på händelsen.

Inlandsisen var uppdelad i olika lober under isav-

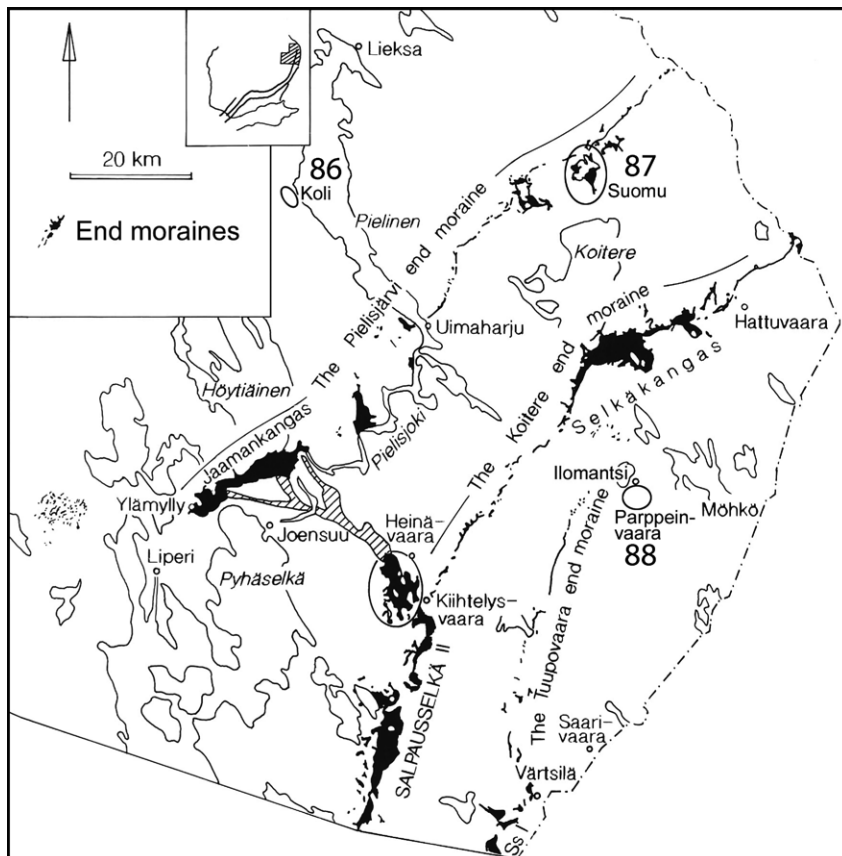


Fig. 125. Israndbildningar i den finska delen av Nord-Karelen, Tuupovaara-, Koitere- och Pielisjärvi-formationerna korreleras med Salpausselkä I, II och III. Åssystemet mellan Kiihtelysvaara och Jaamankangas (rastrerat) är avsatt mellan de två stora isloberna som är beskrivna i texten. Tre exkursionslokaler är markerade: 86 – Koli, 87 – Suomu och 88 – Parpeinvaara. Modifierad efter Rainio m.fl. (1995).

smältningen. Detta framgår av ändmoränernas bågform, anslutande åsars riktningar och de formationer som avsattes mellan de olika loberna. *Insjö-Finlands islob* och den *Nordkarelska isloben* avsatte Salpausselkäryggarna, medan *Näsjärvi-Jyväskyläisloben* avsatte de mellanfinska ändmoränerna. Spår efter isrörelserna under Yngre Dryas syns tydligt i Kuusamo och Kuhmo. I dessa områden finns vidsträckt drumlinfält som kan följas österut ända till israndbildningarna från Yngre Dryas i ryska Karelen. När isen för ca 11 600 år sedan började dra sig tillbaka från randlägena under Yngre Dryas, avsattes det "interlobata" komplexet Pudasjärvi – Taivalkoski – Hossa mellan den Nordkarelska isloben och *Kuusamoisloben*.

Då isen smälte bort från det nuvarande Syd-Finland och Salpausselkä I stod iskanten på de flesta håll i Baltiska issjön. Dessutom bildades på många håll isdämda sjöar i de områden som låg ovanför Baltiska issjöns nivå. Exempel på detta är Ilomantsi- och Sotkamoisjöarna samt ett kortlivat issjökomplex norr om Salpausselkä II i sydöstra Finland.

Ungefär samtidigt med att iskanten retirerade från Salpausselkä II för 11 600 år sedan så tappades Baltiska issjön. Vattenytan sänktes under kort tid med ca 25 m. Det nya Östersjöstadiet, Yoldiahavet, stod i förbindelse med världshaven och varade under ca 800 år tills landhöjningen gjorde att förbindelsen med världshaven bröts för ca 10 800 år sedan och Ancylussjön bildades. Inlandsisen smälte bort från Bottniska viken och Kemi-Tornio området för ungefär 10 200–10 100 år sedan.

”ISTIDEN” UR ETT SVENSKT PERSPEKTIV

Robert Lagerbäck

Att rekonstruera den istida utvecklingen

Länge utgick man ifrån att praktiskt taget alla ”istids-spår” i landskapet var resultatet av en och samma nedisning. Så länge det inte fanns belägg för motsatsen, antog man att isräfflor, ytformer och jordlager härrörde från den senaste nedisningen och kunde användas för att rekonstruera dess förlopp. I dag vet vi att så inte är fallet. Tvärtom står det klart att jordlagren och den glaciala morfologin i dagens landskap är det samlade resultatet av flera olika nedisningar. Vissa inlandsisar har lämnat större spår efter sig, andra mindre eller knappt några alls. För att kunna rekonstruera den istida utvecklingen måste vi därför först reda ut vilka spår som hör till vilken is. Ett principiellt problem är också att vi bygger upp vår historia på det vi kan se, utan att samtidigt veta vad som saknas. Detta gör, paradoxalt nog, att det trots större kunskaper är svårare idag att försöka rekonstruera utvecklingen under den senaste istiden.

Genom de kartläggningsarbeten som genomförts under senare år börjar vi få en hygglig uppfattning om de olika jordarternas utbredning och ytformer, samt i någon mån även jordlagrens uppbyggnad. Jämtland, och då främst Storsjöområdet, är sedan länge känt för att hysa en komplex stratigrafi med bl.a. allmänt förekommande submoräna sediment, men det saknas underlag för att upprätta en regional moränstratigrafi. I delar av Ångermanland är situationen likartad. De västra delarna av Västerbottens län är överhuvudtaget inte kartlagda, men inom de centrala och östra delarna av länet har det gjorts stratigrafiska undersökningar i hundratals maskingrävda schakt. Trots att schakten normalt inte grävs djupare än 4–5 m, har man i flertalet av dem konstaterat en komplex stratigrafi med två eller flera olika moränlager (fig. 83). På många platser är moränlagren dessutom mellanlagrade av vattenavsatta sediment som antyder isfria förhållanden (fig. 84). Med stöd av de olika moränlagrens utseenden och egenskaper (färg, sammansättning, textur osv.) kan de nödtorftigt korreleras från plats till plats. Moränlagren kan också i viss utsträckning korreleras med ytformer och olika isräffelgenerationer, men det är ofta svårt att avgöra vilka av dessa lager, ytformer eller isräfflor som härrör från den senaste respektive äldre nedisningar. Anledningen till detta är en besvärande brist på åldersbestämda lagerföljder som kan knytas till regional jordartsstratigrafi och olika isrörelsesystem.

Vi saknar inte bara bra dateringar utan tyvärr också

dateringsmetoder. I den mån organiska avlagringar påträffas kan de, om de är yngre än 40 000–50 000 år, åldersbestämmas med ^{14}C -metoden, men avsättningar från äldre skeden, dvs. större delen av *Weichsel-istiden* och alla äldre nedisningar, ligger utanför metodens räckvidd. Andra dateringsmetoder som i princip når längre tillbaka i tiden, t.ex. luminiscensdateringar, är behäftade med stora osäkerheter eller är svåra att tillämpa på de avlagringstyper som förekommer inom området. De försök som gjorts har givit mycket osäkra och delvis motsägelsefulla resultat. Biostratigrafiskt undersökta lagerföljder med organiskt förande lager från tidigare isfria perioder finns på enstaka platser inom området, men att korrelera dessa lagerföljder eller lager över större områden eller att knyta dem till regionala isrörelsesystem är mycket svårt.

Äldre istider

Hur den kvartära utvecklingen före Weichsel-istiden gestaltat sig inom området vet vi praktiskt taget ingenting om. Säkert belagda Eemavlagringar har inte påträffats trots att de förekommer på den finska sidan av Bottniska viken. Moräner eller andra avlagringar som antagits vara äldre än Weichsel har påträffats på många platser, men beläggen för åldern är svaga. En karakteristisk, finkornig och mörkt grå eller blågrå morän har påträffats på många håll såväl inom som utanför det svenska Mittnordenområdet. Moränen är överlagrad av ett eller flera moränlager och mycket talar för att det kan vara samma stratigrafiska enhet på åtminstone många av fyndplatserna. Åldersställningen är däremot osäker och tolkningarna går vitt isär. Allt ifrån *Saale-istiden* till början av den sista Weichselnedisningen, eller alla alternativ däremellan, har föreslagits. De senaste rönen antyder att moränen avsatts av framryckande inlandsis under Weichsel-istiden men att den kan ha olika ålder i de norra respektive södra delarna av landet.

Eftersom de allra flesta observationer av jordlagren är gjorda i de översta metrarna vet vi knappt något om vad som döljer sig på större djup, men loggar från djupa borrhningar skvallrar om komplexa lagerföljder. Att det finns rester av den tertiära vittringsjorden lite här och där öppnar naturligtvis för möjligheten att även avlagringar från många av de äldre kvartära nedisningarna finns bevarade. Starkt vittrade eller av järnutfällningar hårt sintrade moräner, som ser ut att kunna vara mycket gamla, påträffas också sporadiskt under de mer allmänt förekommande moränlagren.

Isräfflor i vitt skilda riktningar finns inom större delen av området. Alla olika räffelriktningar till trots, vittnar de storskaliga glaciala landformerna om uthål-



Fig. 126. Strömmar av frostsprängt berg tillsammans med vindslipade block i omgivningarna minner om en isfri period med bistert klimat före den senaste nedisningen. Makkene, nordvästra Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.

liga isrörelser från nordväst inom större delen av inlandet och kustområdet. Ju närmare fjällkedjan man kommer, desto vanligare blir räfflor som återspeglar isrörelser från öster. Sannolikt har många nedisningar börjat i fjällen, för att därifrån breda ut sig över inland och kustområden. I takt med att istäckena växte till, förflyttades isdelarzonerna österut och isarna kom att strömma från inlandsområdet och västerut över fjällområdet. I Jämtland är detta mönster speciellt uttalat genom att räfflor från den ostliga sektorn förekommer långt österut. Storsjöbäckenet och områdena västerut över den jämförelsevis låga fjällkedjan har sannolikt under långa tider kanaliserat mycket is från omgivande områden. Säkerligen följde inte alla nedisningar samma mönster, många kvävdes sannolikt i sin linda och utvecklades aldrig till verkliga inlandisar. Fjäll- och förfjällsområdets starkare glacialt präglade landskapsformer antyder att isarna under långa tider var begränsade till fjällen och områdena närmast utanför.

Weichsel-istiden

I de nordöstra delarna av Norrbottens län, dvs. norr om det svenska Mittnordenområdet, finns belägg för tre nedisningar med mellanliggande avsmältningss-

perioder under Weichsel. Att en principiellt likartad utveckling ägt rum även inom Mittnordenområdet kan tyckas rimligt och stöds av ett antal lagerföljder med interstadiala avlagringar i främst Jämtlands län. Den första kända Weichselnedisningen utgick sannolikt från fjällkedjan. Nordvästliga isrörelser formade i stor utsträckning jordtäcket och drumlinier, åsar m.m. finns bevarade inom stora områden i Norrbotten. Isens utbredning är osäker, men eftersom den nordvästligt orienterade drumliniseringen fortsätter som ett karakteristiskt landskapsdrag ned i Mittnordenområdet, kan det ligga nära till hands att misstänka att drumlinerna i stor utsträckning utbildats under ett och samma skede. Att många av drumlinerna, i likhet med de i Norrbotten, uppvisar en komplex moränstratigrafi kan utgöra ett visst stöd för misstanken, men det finns komplikationer.

Mot slutet av nedisningen, dvs. i början av den efterföljande interstadialen, bildades vidsträckt moränbacklandskap av veikityp inom de centrala delarna av Norrbotten. Veikimoränlandskapet fortsätter ned i Mittnordenområdets norra del (fig. 87) och spridda förekomster finns även längre söderut. Interstadialen kallas *Peräpohjola-interstadialen* efter typområdet i norra Finland och många av de avsättningar som hänförs

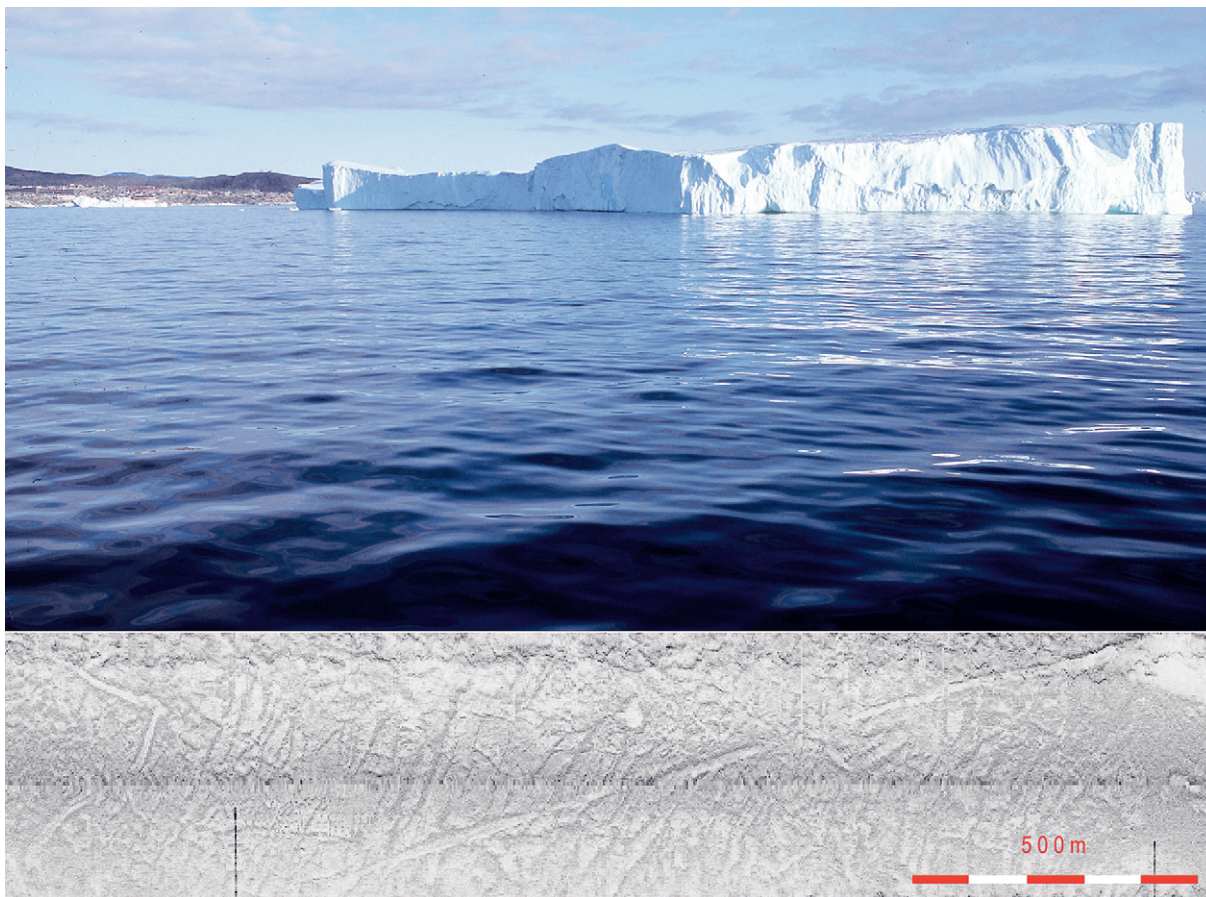


Fig. 128. När inlandsisen smälte bort från Bottniska viken retirerade iskanten genom kalvning och en ström av isberg seglade iväg för att smälta bort i sydligare farvatten. Spår efter isberg som haft bottenkänning syns ännu i dag på havsbotten (undre bilden). Två sådana spår är speciellt tydliga, det ena löper från övre högra hörnet och diagonalt ned mot vänster i bild och det andra, starkt vinklat, syns längst till vänster. Side scan sonar-bild (undre) från Bottenhavets botten strax söder om Mittnordenområdet: Sveriges geologiska undersökning, enheten för geofysik och maringeologi. Nutida isberg i Discobukten, Grönland (övre bild). Foto: Robert Lagerbäck.

över underlaget, krävs att värmeflödet från Jordens inre får isen att smälta något i sin understa del. Under lång tid förmådde därför inte inlandsisen slipa berghällarna eller erodera i tidigare avsatta jordlager. Inom områden där tjälen inte gick ur marken förrän isen smält bort, var landskapet mer eller mindre identiskt med det som en gång bäddades in i istäcket och inga nya isräfflor eller moränlager vittnade om en mångtusenårig och kilometermätig inlandsis.

Inom områden där det interstadiala landskapet är bevarat hittar man idag vindslipade block och stenar, *ventifakter*, i markytan. Ventifakterna är goda markörer som visar vilka avlagringar som avsatts under den senaste respektive äldre nedisningar. Ventifakter har hittats på många håll i Härjedalen och Jämtland och tycks förekomma relativt allmänt inom de inre norra delarna av det svenska Mittnordenområdet. Ibland påträffas ventifakterna opåverkade i markytan men oftare omlagrade och inbakade i det översta moränlagret (fig.

127). Någon kartläggning av ventifakternas uppträdande inom övriga delar av det svenska Mittnordenområdet har inte gjorts, men översiktlig rekognosering antyder inte någon omfattande förekomst i markytan. Förutsatt att vinslipningen berört större delen av området, kan man dra slutsatsen att den senaste isen generellt sett haft en större påverkan på landskapet här än inom stora områden längre norrut.

Betydligt svårare är det att avgöra hur stor denna påverkan varit och det går ofta inte att säkert avgöra vilka av landskapets "istidsspår" som den senaste isen lämnat efter sig. Mittnordenprojektets syfte har inte varit att försöka klarlägga istidshistorien, utan att översiktligt redovisa områdets kvartära geologi. När man ställer samman olika informationer uppstår emellertid spontant ett antal frågetecken. Mot bakgrund av vad man tror sig veta om isavsmältningsförloppet, kan det tyckas vara ställt utom allt tvivel att kustområdets De Geermoräner, större transversella ryggar, drumlinier

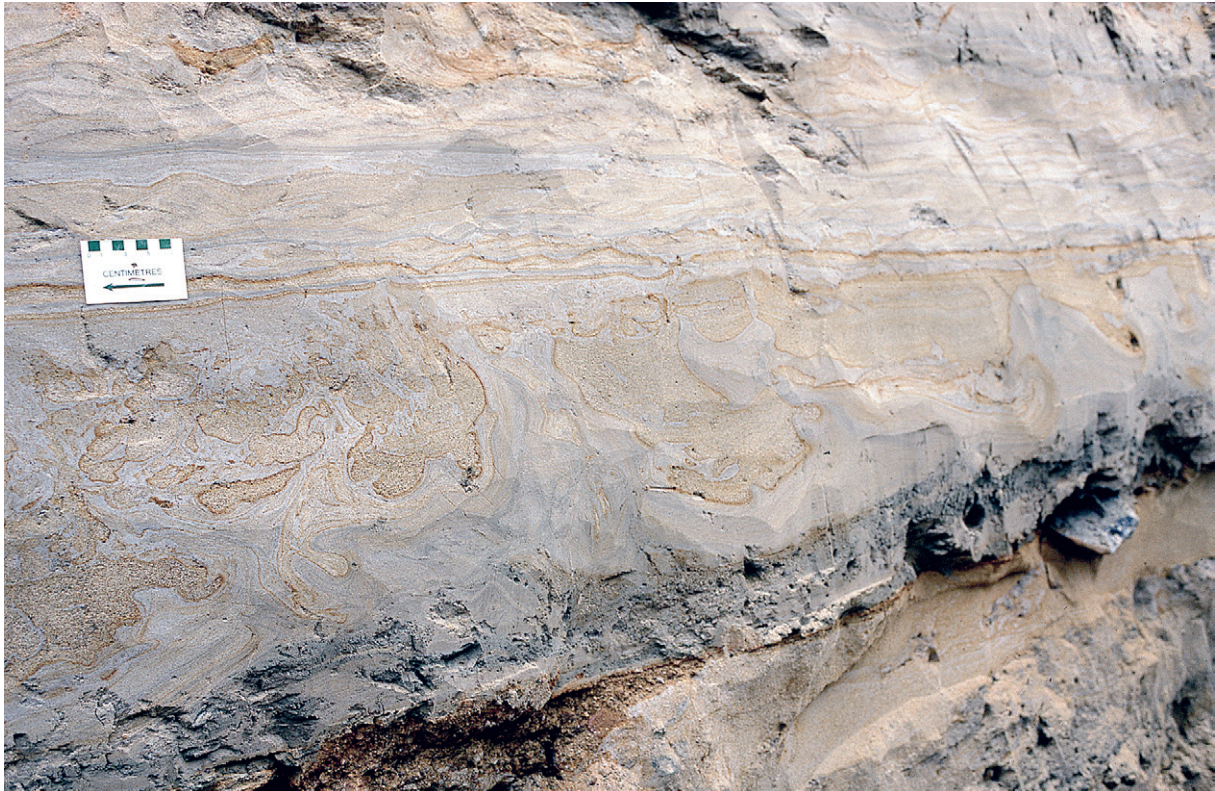


Fig. 129. Mot slutet av isavsmältningen inträffade mycket stora förkastningsrörelser i de östra delarna av Västerbotten och de åtföljande jordskalven var tusenfalt större än de nutida inom området. Markskakningarna orsakade omfattande störningar i bl.a. vattenmättade sandig-siltiga isälvs sediment. Att den övre delen av sedimentlagerföljden på fotot är ostörd visar att störningen (skalvet) inträffade under sedimentens uppbyggnad, kort efter den lokala isavsmältningen. Flarken, ca 50 km söder om Skellefteå. Foto: Robert Lagerbäck.

etc. bildades under den senaste nedisningens slutfas. De bildar tillsammans ett logiskt mönster. Men var i inlandet eller norrut övergår i så fall moränformerna till att bli "gamla", dvs. bildade under äldre nedisnings-skeden? I avsaknad av kronostratigrafisk kontroll över de kvartära avlagringarna får vi nog tyvärr finna oss i att våra försök att skriva istidshistorien även under lång tid framöver kommer att bygga mer på tro än på vetande. Vi kan inte ens hävda att vi säkert känner till huvuddragen hos den senaste isavsmältningens förlopp i denna del av landet.

Isavsmältningen, ett skede fyllt av dramatik

Om inledningen till den senaste nedisningen var en stillsam nedfrysning, så var avslutningen en desto våldsammare upptining. Liknelser med dagens inlandsisar haltar, eftersom dessa står någotsånär i balans med det nutida klimatet. Vår egen inlandsis var inte längre klimatiskt motiverad och skulle nu bort så fort som möjligt. I havet var islossningen bokstavig. Iskanten retirerade genom kalvande isbräckor och en ström av isberg seglade iväg för att smälta bort i sydligare farvatten

(fig. 128). På land skedde avsmältningen sannolikt till stor del genom en allmän uttunning av hela istäcket och inte längre genom retirerande isfronter. På liknande sätt som isen en gång sakta växt till ungefär samtidigt över stora områden, smälte den nu också bort på bred front, fast så mycket fortare.

Avsmältningen av inlandsisen ledde till en vattenföring i älvarna som var flerfaldigt större än nutidens, tidvis dessutom påspädd av mångdubbelt mer vatten från issjötappningar. Slambemängda isälvar med högvatten under hela sommarhalvåret forsnade fram utefter dalförena och avsatte stora deltan då de mötte havet. Genom landhöjningen skapades jungfrulig mark i en takt som skulle ha fått senare tiders "vattuminskning" att te sig futtig. Efter en mansålder var kustlandskapet helt förändrat och de första immigranterna saknade inte, som sentida geologer, underlag för att formulera sin skapelseberättelse.

Om gudarna lovprisades för att de skapade nytt land, lästes sannolikt också besvärjelser för att blidka dem då de var vredgade. Istidens slut saluterades av förkastningsrörelser och jordbävningar lika våldsamma som de som i dag raserar städer i de seismiskt mest

aktiva områdena på Jorden (fig. 92 och 93). Konvulsionerna i jordens inre fick marken att ”koka” i vattnsjuka områden och jordmassor att ge sig iväg nedför sluttningarna (fig. 129 och fig. 99). I havet sattes stora vattenmassor i rörelse och väldiga vågor sköljde in över kustens boplatser.

När oron väl lagt sig, följde under några tusen år Mittnordenmänniskans kanske bästa tid. Klimatet var gynnsamt och inga sura regn hade lakat ur jordarna. Växtligheten var rikare och mer mångskiftande än senare tiders monokulturer och naturliga bränder svarade för förnyring och biologisk mångfald. I fjällen låg trädgränsen flera hundra meter högre än i dag och när det var som allra varmast växte där t.o.m. ädla lövträd. Man har numera också goda belegg för att fjällområdena började smälta fram ur isen betydligt tidigare än man tidigare trott. Vattendragen rann fritt från fjäll till hav och utgjorde liksom de ännu orörda rullstensåsarna de naturliga transportlederna genom landskapet. Naturen reglerade klimatet och människan anpassade sig därefter. Hon levde i samklang med naturen i stället för att försöka betvinga den och ingen hade ännu formulerat miljömål som ”begränsad klimatpåverkan”. Den moderna människans aktiviteter till trots kommer de naturliga klimatsvängningarna att fortsätta. Nya inlandsisar kommer sannolikt att växa till, släta över människans spår och sedan smälta bort. Och landskapet kommer återigen att vara jungfruligt vackert.

LITTERATUR

Norska delen

- Aarseth, I., 1990: *Senkvartær stratigrafi i ytre Trøndelag – see fra Frøya*. University of Bergen, unpublished report, 6 s.
- Aarseth, I., 1995: Hvordan var det på Frøya like før siste istid? *Årbok for Fosen 1995*, 17–28.
- Andersen, B.G., Bøen, F., Nydal, R., Rasmussen, A. & Vallevik, P.N., 1981: Radiocarbon dates of marginal moraines in Nordland, North Norway. *Geografiska Annaler 63A*, 155–160.
- Andersen, B.G., Bøen, F., Rasmussen, A., Rokoengen, K. & Vallevik, P.N., 1982: The Tjøtta glacial event in southern Nordland, North Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift 62*, 39–49.
- Andersen, B.G. & Königsson, L.-K. (eds.), 1991: Late Quaternary Stratigraphy in the Nordic Countries 150,000–15,000 B.P. *Striae 34*, 5–6.
- Bargel, T.H., 2000: Steinringene på Frøya: Er de laget av menneskehender eller av naturen? *Rapport fra feltundervisning i Fag DIG1908 kvartærgeologi, 2000*. Institutt for geologi og bergteknikk, Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet, 21 s.
- Bargel, T.H. 2001: *Løsmassekart over Nordland fylke, plottmålestokk M 1:400.000*. Norges geologiske undersøkelse.
- Bargel, T.H. 2003a: Quaternary geological mapping of Central Fennoscandia and Nordland: Deglaciation, deposition, stratigraphy and applications. Dr.-ing. thesis 2003:40. *Department of Geology and Mineral Resources Engineering, Faculty of Engineering Science and Technology, NTNU, Trondheim*.
- Bargel, T.H. 2003b: Isfrie områder i Fennoskandia under siste istid. Prøveforelesning for Dr.ing. graden 19. juni 2003. *Rapport 34. Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU, Trondheim*. 31 s.
- Bargel, T.H. 2006: Nordland Naturlandskap – Utvikling av geoturisme i Nordland. *NGU Rapport 2005-089*.
- Bargel, T., Huhta, P., Johansson, P., Lagerbäck, R., Mäkinen, K., Nenonen, K., Olsen, L., Rokoengen, K., Svedlund, J.-O., Väänänen, T. & Wahlroos, J.-E., 1999a: Maps of Quaternary geology in Central Fennoscandia, sheet 1: Quaternary Deposits, scale 1:1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Bargel, T., Huttunen, T., Johansson, P., Jokinen, S., Lagerbäck, R., Mäkinen, K., Nenonen, K., Olsen, L., Svedlund, J.-O., Väänänen, T. & Wahlroos, J.-E., 1999b: Maps of Quaternary geology in Cen-

- tral Fennoscandia, sheet 2: Glacial Geomorphology and Palaeohydrography, scale 1:1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Bargel, T., Huhtra, P., Johansson, P., Lagerbäck, R., Mäkinen, K., Nenonen, K., Olsen, L., Rokoengen, K., Svedlund, J.-O., Väänänen, T. & Wahlroos, J.-E., 1999c: Maps of Quaternary geology in Central Fennoscandia, sheet 3: Ice-flow Indicators, scale 1:1 000 000, and Quaternary stratigraphy, scale 1:2 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Bargel, T.H., Gellein, J., Heldal, T., Ihlen, P., Klemetsrud, T., Lindahl, I., Longva, O., Olesen, O., Olsen, L., Ottesen, R.T., Ryghaug, P., Rønning, J.S., Sandstad, J.S., Solli, A., Sørđal, T., Torstensen, O. & Wolden, K. 2000: Samordnet geologisk undersøkelsesprogram for Nordland. Sluttrapport. *Norges geologiske undersøkelse, NGU Rapport 2000.030*, 69 s.
- Bjørnås, O., Kvermo, T., Dalåmo, I., Reite, A., Hugdahl, H. & Marken, A., 1994: *Meråker. Geologi, landskap, historie*. MB-forlaget, 120 s.
- Bondevik, S. & Kullerud, K.: <http://www.ig.uit.no/geostudiesamling/flodbolge.htm>
- Bugge, T., 1980: Øvre lags geologi på kontinentalsokkelen utenfor Møre og Trøndelag. *Continental Shelf Institute (IKU), Publ. 104*, 44 s.
- Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M.K., 1997: Nord-Trøndelag og Fosen. Geologi og landskap. *Norges geologiske undersøkelse*, 136 s.
- Follestad, B.A., 1995: Løsmassekart over Møre og Romsdal fylke (kvartærgeologisk kart M 1:250.000). *Norges geologiske undersøkelse Skrifter 112*, 52 s.
- Fredén, C. (red.), 1998: Berg och jord. Sveriges Nationalatlas, 208 s.
- Holtedahl, H., 1993: Marine geology of the Norwegian continental margin. *Norges geologiske undersøkelse, Special Publication 6*, 150 s.
- Holtedahl, H., 1998: The Norwegian strandflat – a geomorphological puzzle. *Norsk Geologisk Tidsskrift 78*, 47–66.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G. et al., 1984: The Orbital Theory of Pleistocene Climate; Support from a Revised Chronology of the Marine $\delta^{18}\text{O}$ Record. I.A. Berger, J. Imbrie, G. Kukla & B. Saltzman (eds.): *Milankovitch and Climate*, Part 1, Dordrecht, Reidel, 269–305.
- Lauritzen, S.-E. 1984: Speleothem dating in Norway: an interglacial chronology. *Norsk geografisk Tidsskrift 38*, 198.
- Lauritzen, S.-E., 1986: *Karstformer i Nordland. Del 1: Kartblad Mosjøen 1:250 000*. Report to Direktoratet for Naturforvaltning, 152 s.
- Lauritzen, S.-E., 1991: Uranium series dating of speleothemes: A glacial chronology for Nordland, Norway, for the last 600 ka. I Andersen, B.G., Königsson, L.-K., (red.): Late Quaternary Stratigraphy in the Nordic countries 150,000–15,000 B.P. *Striae 34*, 127–133.
- Lauritzen, S.-E. & Gascoyne, M., 1980: The first radiometric dating of Norwegian stalagmites; evidence of pre-Weichselian karst caves. *Norsk geografisk Tidsskrift 34*, 77–82.
- Lauritzen, S.-E., Løvlie, R., Moe, D. & Østbye, Ø., 1990: Chronologic, magnetic, isotopic and palynologic stratigraphy of a half million years old stalagmite sequence from Rana, Northern Norway. *Quaternary Research 34*, 306–316.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P., 1996: Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala)*.
- Maanmittaushallitus, 1990, 1992: Atlas over Finland. *Geology, Folio 123-126*.
- Mangerud, J., 1991: The Last Ice Age in Scandinavia, I B.G. Andersen & L.-K. Königsson, 1991, 15–30.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J., 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research 27*, 1–29.
- Nenonen, K., 1995: Pleistocene stratigraphy and reference sections in southern and western Finland. Geological Survey of Finland, Regional Office for Mid-Finland, 94 s.
- Olsen, L., 1997: Rapid shifts in glacial extension characterize a new conceptual model for glacial variations during the Mid and Late Weichselian in Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin 433*, 54–55.
- Olsen, L., Sveian, H., van der Borg, K., Bergström, B. & Broekmans, M., 2002: Rapid and rhythmic ice sheet fluctuations in western Scandinavia 15–40 Kya – a review. *Polar Research 21*, 235–242.
- Rainio, H., Saarnisto, M. & Ekman, I., 1995: Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International 28*, 179–192.
- Reite, A.J., 1990: Sør-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250.000. Veiledning til kartet. *Norges geologiske undersøkelse Skrifter 96*, 39 s.
- Reite, A.J., 1994: Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag county, Central Norway. *Norges geo-*

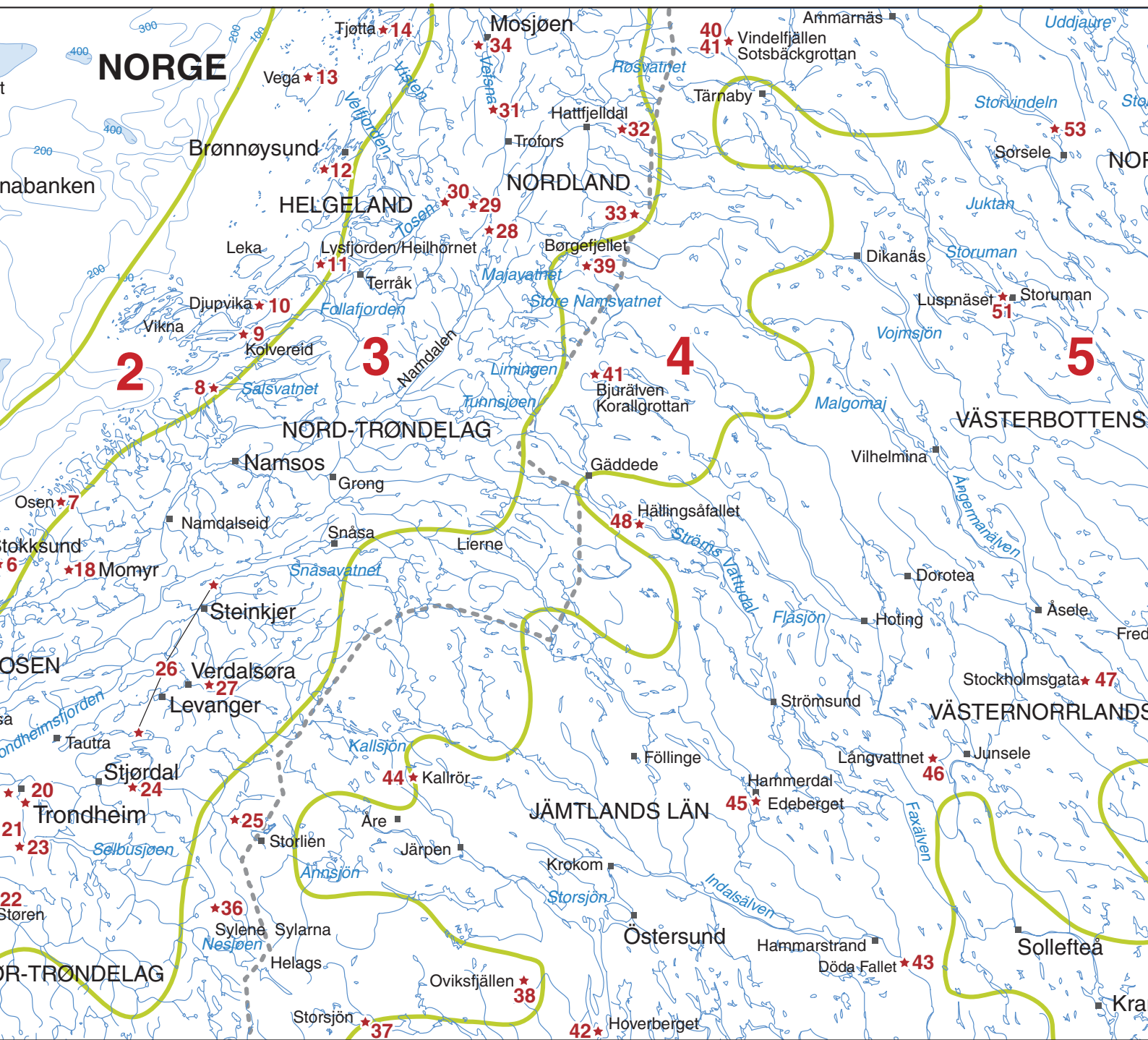
- giska undersökelse, Bulletin 426*, 1–30.
- Reite, A.J., Sveian, H. & Erichsen, E., 1999: Trondheim fra istid til nåtid – landskapshistorie og løsmasser. *Norges geologiske undersøkelse, Gråsteinen 5*, 40 s.
- Rise, L., Bøe, R., Sveian, H., Lyså, A. & Olse, H.A. (under tryckning): Deglaciation history of Trondheimsfjorden and Trondheimsleia, Central Norway. *Norwegian Journal of Geology*.
- Rokoengen, K., Rise, L., Bryn, P., Frengstad, B., Gustavsen, B., Nygaard, E. & Sættem, J., 1995: Upper Cenozoic stratigraphy on the Mid-Norwegian continental shelf. *Norsk Geologisk Tidsskrift 75*, 88–104.
- Rø, G.E. (red.), 2001: Selbu og Tydal. Geologi, gruve-drift og kulturminner. Selbu og Tydal historielag, 294 s.
- Sollid, J.L. & Reite, A.J., 1983: The last glaciation and deglaciation of Central Norway, 41–59. I J. Ehlers (red.): Glacial deposits in northwest Europe. *A.A. Balkamaal/Rotterdam*.
- Sveian, H., 1997: Ice-marginal deposits and deglaciation chronology in Nord-Trøndelag and Fosen, Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin 433*, 52–53.
- Sveian, H. & Olsen, L., 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Norsk Geologisk Tidsskrift 64*, 27–38.
- Sveian, H. & Solli, A., 1997: Tid og form – geologisk historie, 110–130. I R. Dahl, H. Sveian & M. Thoresen (red.): Nord-Trøndelag og Fosen – geologi og landskap. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Sveian, H. & Rø, G., 2001: Kvartærgeologi i Selbu og Tydal, 11–52. I G. Rø (red.): Selbu og Tydal – geologi, gruve-drift og kulturminner. Turbok. *Selbu og Tydal Historielag*.
- Sveian, H., Bergström, B., Reite, A.J., Olsen, L. & Riiber, K. (under tryckning): Nord-Trøndelag fylke. Kvartærgeologisk kart M 1:250 000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Thorsnes T., Fosså, J.H. & Christensen O., 2004. Deep-water Coral Reefs. Acoustic recognition and geological setting, *Hydro International 8 (3)*, 26–29.
- Kainuu. *Geologi 30 (6)*, 45–53.
- Andersen, B.G. & Mangerud, J., 1990: The last interglacial – glacial cycle in Fennoscandia. *Quaternary International 3/4*, 21–29.
- Donner, J., 1995: *The Quaternary History of Finland. World and regional Geology 7*. Cambridge University Press. 200 s.
- Eriksson, B., Grönlund, T. & Kujansuu, R., 1980: Interglasialaakerrostuma Evijärvellä, Pohjanmaalla. *Geologi 6*, 65–71.
- Eronen, M. & Haila, H., 1981: The highest shore-line in the Baltic in Finland. *Striae 14*, 157–158.
- Forström, L., Aalto, M., Eronen, M. & Grönlund, T., 1988: Stratigraphic evidence for Eemian crustal movements and relative sea-level changes in eastern Fennoscandia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 68*, 317–335.
- Gibbard, P., Forman, S., Salomaa, R., Alhonen, P., Jungner, H., Peglar, S., Suksi, J. & Vuorinen, A., 1989: Late Pleistocene stratigraphy at Harrinkangas, Kauhajoki, Western Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III 150*.
- Helmens, K.F., Räsänen, M.E., Johansson, P. W., Jungner, H. & Korjonen, K., 2000: The last interglacial-glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland). *Quaternary Science Reviews 19 (16)*, 1605–1623.
- Hirvas, H., 1991: Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland Bulletin 354*.
- Hirvas, H. & Niemelä, J., 1986: Ryytimaa, Vimpeli. I M. Haavisto-Hyvärinen (red.): 17th Nordiska geologmötet 1986. Excursion Guide, excursion C2. *Geological Survey of Finland Guide 15*, 47–50.
- Hyvärinen, H., 1971: Ilomantsi Ice Lake: a contribution to the Late Weichselian history of Eastern Finland. *Commentationes Physico-Mathematicae 41*, 171–178.
- Johansson, P., 1995: The deglaciation in the eastern part of the Weichselian ice divide in Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland Bulletin 383*, 72 s.
- Lundqvist, J. & Saarnisto, M., 1995: Summary of Project IGPC-253. *Quaternary International 28*, 9–18.
- Lunkka, J.P., Saarnisto, M., Gey, V., Demidov, I. & Kiselova, V., 2001: *The extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet*. Global and Planetary Change. 34 s.
- Lunkka, J.P., Johansson, P., Saarnisto, M. & Sallasmaa, O., 2004: Glaciation of Finland. I J. Ehlers, & P.L. Gibbard: *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Vol 1: Europe*. Amsterdam: Elsevier, 93–100.
- Nenonen, K., 1995: Pleistocene stratigraphy and re-

Finska delen

- Aalto M., Donner, J., Hirvas, H. & Niemelä, J., 1989: An interglacial beaver dam deposit at Vimpeli, Ostrobothnia, Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin 348*.
- Aario, R. & Forsström, L., 1978: Koillismaan ja Pohjois-Kainuun deglasiaatiostratigrafia. Summary Deglaciation stratigraphy of Koillismaa and North

- ference sections in southern and western Finland. *Geological Survey of Finland, Regional Office for Mid-Finland*. 94 s. Kuopio.
- Rainio, H., 1985: Första Salpausselkä utgör randzonen för en landis som avancerat på nytt. *Geologi 4–5*, 70–77. Suomen Geologinen Seura – the Geological Society of Finland.
- Rainio, H., 1996: *Late Weichselian end moraines and deglaciation in eastern and central Finland*. Espoo: Geological Survey of Finland. 178 s. (Academical dissertation).
- Rainio, H., Saarnisto, M. & Ekman, I., 1995: Younger Dryas End moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International* 28, 179–192.
- Saarnisto, M., 1970: The Late Weichselian and Flandrian history of the Saimaa lake complex. *Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-Mathematicae* 37.
- Saarnisto, M., 2000: The last glacial maximum and the deglaciation of the Scandinavian Ice Sheet. I.P. Sandgren (red.): Environmental changes in Fennoscandia during the Late Quaternary. *LUNDQUA Report* 37, 26–31.
- Saarnisto, M. & Salonen, V.-P., 1995: *Glacial history of Finland*. I.J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (red): Glacial deposits in North-East Europe. A.A. Balkema, Rotterdam, 3–10.
- Saarnisto, M. & Saarinen, T., 2001: Deglaciation Chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change* 31, 387–405.
- Sauramo, M., 1924: Lehti B2 – Tampere, Maalajikartan selitys. Suomen Geologinen yleiskartta. *Suomen Geologinen Komissioni – Geologiska Kommissionen i Finland*.
- Sauramo, M., 1940: *Suomen luonnon kehitys jääkaudesta nykyaikaan*. Werner Söderström Oy, Porvoo.
- Strömberg, B., 1990: A connection between the clay varve chronologies in Sweden and Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae A III* 154.
- Sutinen, R., 1992: Glacial deposits, their electrical properties and surveying by image interpretation and ground penetrating radar. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 359, 123 s.
- Ukkonen, P., Lunkka, J.P., Jungner, H., Donner, J., 1999: New radiocarbon dates from Finnish mammoths indicating large ice-free areas in Fennoscandia during the Middle Weichselian. *Journal of Quaternary Science* 14, 711–714.
- ## Svenska delen
- Av ”referenserna” nedan har några tjänat som informations- eller inspirationskällor medan andra endast utgör ett axplock av litteratur som berör de kvartärgeologiska förhållandena inom den svenska delen av Mittnordenområdet. Se även den ”norska” litteraturlistan angående arbeten som berör Sverige!
- Abrahamsson, T., 1989: *Detta är Vindelfjällen*. Bokförlaget Bonniers. 192 s.
- Ahlstedt, S., 2001: Isavsmältningen efter Weichselglacialen i Västernorrlands och Jämtlands län samt Tröndelagen. Självständigt arbete i geografi, 10 p (Stencil). *Institutionen för naturvetenskap och miljö. Mitthögskolan, Härnösand*. 22 s.
- Bergström, R., 1968: Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten. *Sveriges geologiska undersökning C 634*. 76 s.
- Björnbom, S., 1979: Clayey basal till in central and northern Sweden. A deposit from an old phase of the Würm glaciation. *Sveriges geologiska undersökning C 753*, 62 s.
- Borgström, I., 1989: Terrängformerna och den glaciala utvecklingen i de södra fjällen (summary in english). *Naturgeografiska institutionen, Stockholms Universitet, Meddelande A 234*. 133 s.
- Eklund, A., Hellström, G., Rodhe, L., Sundh, M., Svedlund, J.-O. & Wiberg, B., 1991: Till stratigraphic studies in Västerbotten, Northern Sweden. Some preliminary results. *Striae* 34, 99–102.
- Fredén, C. (red.), 1998: Berg och jord. Sveriges Nationalatlas. Andra upplagan.
- Fredén, C., Grånäs, K & Svedlund, J.-O., 2005: Geoturistkartan Höga Kusten med Ulvöarna. *Sveriges geologiska undersökning K 1*.
- Fredén, C. & Grånäs, K., 2005: Geoturistkartan Skuleberget och Skuleskogen. *Sveriges geologiska undersökning K 2*.
- Fromm, E., 1965: Beskrivning till jordartskarta över Norrbottens län nedanför lappmarksgränsen. *Sveriges geologiska undersökning Ca 39*, 236 s.
- Hoppe, G., 1948: Isrecessionen från Norrbottens kustland. *Geographica* 20, 112 s.
- Hättestrand, C., 1998: The glacial geomorphology of central and northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 85*, 47 s.
- Högbom, A.G., 1906: *Norrland. Naturbeskrifning. Norrländskt Handbibliotek 1*. Almqvist & Wiksells boktryckeri AB. 412 s.
- Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I. & Stroeven, A.P., 1997: Fennoscandian paleogeology recon-

- structed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology* 43, 283–299.
- Kullman, L., 1998: Non-analogous tree flora in the Scandes Mountains, Sweden, during the early Holocene – Macrofossil evidence of rapid geographic spread and response to palaeoclimate. *Boreas* 27, 153–161.
- Kullman, L. & Kjällgren, L., 2000: A coherent Post-glacial Tree-limit Chronology (*Pinus sylvestris* L.) for the Swedish Scandes: Aspects of Paleoclimate and “Recent Warming,” Based on Megafossil Evidence. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 32:4, 419–424.
- Lagerbäck, R., 1988a: The Veiki moraines in northern Sweden – widespread evidence of an Early Weichselian deglaciation. *Boreas* 17, 469–486.
- Lagerbäck, R., 1988b: Periglacial phenomena in the wooded areas of Northern Sweden – relicts from the Tarendö Interstadial. *Boreas* 17, 487–499.
- Lagerbäck, R. & Robertsson, A.-M., 1988: Kettle holes – stratigraphical archives for Weichselian geology and palaeoenvironment in northernmost Sweden. *Boreas* 17, 439–468.
- Lidmar-Bergström, K., 1998: Berggrundens ytformer. I C. Fredén (red.): *Sveriges Nationalatlas, Berg och jord* (andra utgåvan), 44–54.
- Lindén, M. & Möller, P., 2005: Marginal formation of De Geer moraines and their implication on the dynamics of grounding-line recession. *Journal of Quaternary Science* 20 (2), 113–133.
- Lundqvist, G., 1943: Norrlands jordarter. *Sveriges geologiska undersökning C 457*, 165 s.
- Lundqvist, J., 1967: Submoräna sediment i Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 618*, 267 s.
- Lundqvist, J., 1969: Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 45*, 418 s.
- Lundqvist, J., 1972: Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. *Boreas* 1, 27–54.
- Lundqvist, J., 1973: Isavsmältningens förlopp i Jämtlands län. *Sveriges geologiska undersökning C 681*, 187 s.
- Lundqvist, J., 1987: Beskrivning till jordartskarta över Västernorrlands län och förutvarande Fjällsjö k:n. *Sveriges geologiska undersökning Ca 55*, 270 s.
- Lundqvist, J., 1998: Weichsel-istidens huvudfas. I C. Fredén (red.): *Sveriges Nationalatlas, Berg och jord* (andra utgåvan), 124–135.
- Lundqvist, J. & Robertsson, A.-M., 1998: Istider och mellanistider. I C. Fredén (red.): *Sveriges Nationalatlas, Berg och jord* (andra utgåvan), 120–124.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P., 1996: Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1 : 1 000 000. *Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala)*.
- Mannerfelt, C., 1945: Några glacialmorfologiska förhållanden och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmältningmekanik i svensk och norsk fjällterräng. *Geografiska Annaler* 17, 239 s.
- Robertsson, A.-M., 1988: Biostratigraphical studies of interglacial and interstadial deposits in Sweden. *University of Stockholm, Department of Quaternary research, Report 10*, 129 s.
- Robertsson, A.-M., Lundqvist, J. & Brunnberg, L., 2005: Dark clayey till in central and northern Sweden – microfossil content and stratigraphical importance. *GFF* 127, 169–178.
- Statens naturvårdsverk, 1975–82. Geomorfologiska kartblad över fjällområdena utgivna i SNVs PM-serie, nr 539, 731, 732, 859, 1088, 1144, 1233, 1332–4, 1580.
- Sveriges geologiska undersökning 1985–2004: Jordartskartor utgivna i SGUs serie Ak, nr 1–23, 25, 41, 43–47.
- Ulfstedt, A.-C., 1980: Isrecessionen i Västerbottens och södra Norrbottens fjälltrakter. *Stockholms universitet, Naturgeografiska institutionen. Forskningsrapport 43*, 106 s.







Geological Survey of Sweden
Box 670
SE-751 28 Uppsala
Phone: +46 18 17 90 00
Fax: +46 18 17 92 10
www.sgu.se

Uppsala 2006
ISSN 0349-2176
ISBN 91-7158-768-3

Tryck: Elanders Tofters, Östervåla