



Foto: Robert Lagerbäck

NGU Rapport 2007.024

Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over
Midt-Norden

Rapport nr.: 2007.024		ISSN 0800-3416	Gradering: Åpen
Tittel: Beskrivelse til kvartærgeologiske kart over Midt-Norden			
Forfattere: Terje H. Bargel (hovedredaktør) Robert Lagerbäck (svensk redaktør) og Keijo Nenonen (finsk redaktør). Bjørn Bergstrøm, Timo Huttunen, Peter Johansson, Aimo Kejonen, Marri Korpijaakko, Kalevi Mäkinen, Lars Olsen, Heikki Rainio, Arne J. Reite, Jouko Saarelainen, Jan-Olov Svedlund, Harald Sveian og Tapio Väänänen		Oppdragsgiver: NGU, SGU, GTK	
Fylke: Norge, Sverige og Finland		Kommune: -	
Kartblad (M=1:250.000) -		Kartbladnr. og -navn (M=1:50.000) -	
Forekomstens navn og koordinater:		Sidetall: 137	Pris: NOK 1135,-
		Kartbilag: 1	
Feltarbeid utført:	Rapportdato: 20.03.2007	Prosjektnr.: 291100	Ansvarlig: <i>Petter Nordgulen</i>
<p>Sammendrag: Denne teksten er en beskrivelse til tre kvartærgeologiske kart i målestokk 1:1 mill. og ett kart i målestokk 1:2 mill. over Midt-Norden. Kartene ble utgitt i 1999 og har hovedsaklig engelsk tekst. Det kartlagte området dekker Norge, Sverige og Finland fra kontinentalsokkelen i vest til den russiske grensen i øst. Norges fastland mellom Ålesund-Røros i sør og Mosjøen i nord dekkes av kartene. Kartene viser jordartsfordelingen (løsmassene) innen området, løsmassenes overflateformer, dreneringsspor etter innlandsisens smeltevann, områder under marin grense/høyeste kystlinjen og sen- og postglasiale forkastninger. Videre vises isbevegelsene og eksempler på lagfølger (stratigrafi) av løsmassene i dypet. Beskrivelsen omhandler de ni jordartsregioner som er definert på kartene med omtale av særtrekk og til sammen 87 ekskursjonslokaliteter fordelt over hele det beskrevne området. De ni definerte jordartsregionene som beskrives er (nevnt fra vest mot øst): 1. Kontinentalsokkelen utenfor Norge, 2. Norges kystområder, 3. Fjorder og daler i Norge, 4. Fjellkjeden, 5. Sveriges innland, 6. Bottenvikens kystområde, 7. Bottenviken, 8. Vannskillet Suomenselkä og Innsjø-Finlands nordlige del, 9. Karelen og Kajanaland.</p> <p>De geologiske undersøkelsene i Finland, Norge og Sverige har i mange år samarbeidet over landegrensene og gjennomførte i årene 1989-1996 et større felles prosjekt i Midt-Norden. Tidligere er det gjennomført et lignende samarbeidsprosjekt på Nordkalotten. Disse prosjektene omfattet de fleste geologiske fagområder, og hensikten var å sammenstille tilgjengelig geologisk informasjon på tvers av landegrensene.</p> <p>Kvartærgeologi er den delen av geologien som handler om den geologiske utviklingen under og etter istidene, nærmere bestemt om løsmasser og unge landskapsformer. Kvartærtiden omfatter de siste ca. 2,5 millioner år av Jordens historie, en periode preget av store klimaendringer med mange nedisninger.</p> <p>Denne beskrivelsen er beregnet på et bredt publikum i alle tre land. Det utgis derfor parallelle utgaver på norsk, svensk og finsk. Den her foreliggende norske versjonen er noe utvidet og oppdatert i forhold til den svenske, som kom ut i 2006. Beskrivelsen gir en oversikt over Midt-Nordens kvartærgeologi, og med mange fotografier og andre illustrasjoner håper vi at boken kan bidra til økt interesse for regionens geologi. Det anbefales at leseren skaffer seg de trykte kartene, noe som vil øke utbyttet av lesingen betydelig.</p>			
Emneord: Midt-Norden	Kvartærgeologi	Kvartærgeologiske kart	
Stratigrafi	Isbevegelser	Landskapsutvikling	
Ekskursjonslokaliteter	Deglasiasjon	Fagrapport	

Innhold

MIDT-NORDENPROSJEKTET - GEOLOGI PÅ TVERS AV LANDEGRENSENE...7

STORE VARIASJONER I GEOGRAFI OG GEOLOGI INNEN MIDTNORDEN...7
Berggrunn og landskap – store variasjoner...8
Det blir kaldere - Istidene begynner...12
Isen graver i berggrunnen og avsetter morenemateriale...12
Isen smelter...18
Landet stiger...18
Klima og løsmassedannelse etter istiden...19

MIDT-NORDENS NI JORDARTSREGIONER...29

KONTINENTALSOKKELEN UTENFOR NORGE...31
Kontinentalsokkelen har en nesten horisontal overflate...31
Storeggaskredet - verdens største undersjøiske skred?...31
Store løsmassetykkelser på sokkelen...32
Leirig morene er vanligst under overflatelaget...32
NORGES KYSTOMRÅDER...35
Strandflaten...35
Kysthuler...35
Løsmasser i kystområdene...35
Ekskursjonslokaliteter (☆ 1 - ☆ 14)...37
FJORDER OG DALER I NORGE...43
Morfologi...43
Løsmasser...43
Ekskursjonslokaliteter (☆ 15 - ☆ 34)...45
FJELLKJEDEN...53
Fjellenes topografi...53
Løsmassene og deres overflateformer...55
Ekskursjonslokaliteter (☆ 35 - ☆ 41)...62
SVRIGES INNLAND ...67
Berggrunn og landformer...67
Løsmassene og deres overflateformer...68
Ekskursjonslokaliteter (☆ 42 - ☆ 55)...71
BOTTENVIKENS KYSTOMRÅDE...83
Generelt...83
Berggrunn og landformer...83
Løsmassene og deres overflateformer...85
Ekskursjonslokaliteter (☆ 56 - ☆ 72)...87
BOTTENVIKEN...93
Berggrunn og landheving...93
Innlandsisens avsmelting og Østersjøens utvikling...93
Bottenviken før siste istid - og i fremtiden...94
VANNSKILLET SUOMENSELKÄ OG INNSJØ-FINLANDS NORDLIGE DEL...97
Vannskillet Suomenselkä...97
Nordlige del av det finske innsjøområdet...98
Ekskursjonslokaliteter (☆ 73 - ☆ 81)...100
KARELEN OG KAJANALAND...105
Generelt...105
Heinola-deglasiasjonen og Salpausselkä breframstøtene...105
Innlandsisens bevegelser...105
Israndavsetningene...106
Breevavsetninger...106
Vindavsetninger...106
Ekskursjonslokaliteter (☆ 82 - ☆ 88)...106

DEN KVARTÆRGEOLOGISKE UTVIKLINGEN INNEN MIDT-NORDENOMRÅDET...113

HVORDAN REKONSTRUERE UTVIKLINGEN GJENNOM ISTIDENE?...114

Dateringer...114

Isbevegelser...114

Stratigrafi...114

Klimavariasjoner...115

Istider før Weichsel...116

Isbreenes vekst og nedsmelting i Weichsel...116

Tidlig Weichsel (Isotoptrinn 5e-5a)...117

Midt-Weichsel (Isotoptrinn 4-3)...118

SISTE ISTID OG ISAVSMELTINGEN I MIDTNORGE...121

Etter istiden...125

SISTE ISTID OG DEGLASIASJONEN AV DET SENTRALE FINLAND...127

Endemorener...127

Isavsmeltingen i sen Weichsel...128

“ISTIDEN” I ET SVENSK PERSPEKTIV...129

Isavsmeltingen, en hendelse full av dramatik...129

Etterord...132

LITTERATUR...133

KARTBILAG: EKSKURSJONSLOKALITETER

Radiokarbondateringer og sann alder

For å bestemme alderen på de ulike geologiske hendelsene benytter vi i denne boken antatte virkelige aldre (absolutt alder, altså kalenderår), eller radiokarbonalder, C-14 år eller ^{14}C -år som det egentlig skrives. Radiokarbondatering er en dateringsmetode som normalt kan benyttes for aldersbestemmelse av organisk materiale som er yngre enn ca. 40.000 år. I naturen har det alltid vært en meget liten mengde radioaktivt karbon (^{14}C) som dannes i atmosfæren ved kosmisk stråling. Det radioaktive karbon finnes i CO_2 som opptas av plantene ved fotosyntesen. Dette spres så til dyr som eter plantene. Derfor vil alle levende planter og dyr inneholde radioaktivt karbon (og normalt karbon ^{12}C og ^{13}C) i samme mengdeforhold som disse stoffene finnes i naturen. Når organismene dør stopper også opptaket, og den naturlige nedbrytingen av det radioaktive ^{14}C (spaltingen) reduserer langsomt mengden av denne mens det normale karbon forblir konstant. Etter ca. 5700 år er mengden av ^{14}C halvert. Ved å måle hvor mye ^{14}C en død organisme har igjen kan man finne alderen. Aldersbestemmelsene gjøres oftest på skjell, bein, tre, torv og gytje, og skjer i Norge ved Laboratoriet for radiologisk datering på NTNU i Trondheim.

Alderen en får med denne metoden samsvarer ikke helt med alderen i kalenderår. Dette skyldes dels metodiske årsaker, dels at ^{14}C -mengden i atmosfæren har variert noe. Det er mulig å korrigere for dette for prøvemateriale som er inntil ca. 15.000 år gammelt. Mye geologisk materiale er imidlertid eldre enn dette, så geologene benytter oftest ^{14}C -år ved aldersangivelser, også for materiale som er yngre enn ca. 15.000 år.

Absolutt alder benyttes ikke i særlig grad av norske geologer, men i Sverige og Finland der man har utstrakt forekomst av lagdelte, finkornige innsjøsedimenter - *varv* – er det meste av hendelsene i isavsmeltingstiden oppgitt i absolutt alder. Se side 92 for omtale av *varv*.

MIDT-NORDENPROSJEKTET

GEOLOGI PÅ TVERS AV LANDEGRENSENE

Terje H. Bargel

Geologiske kart fra grenseområdet i et land mangler ofte informasjon om nabolandet. Årsaken til dette er åpenbar. Kartene er laget av institusjoner som har fått tildelt ansvar og ressurser for å arbeide innen sitt eget land. De fleste mennesker, enten det er geologer eller andre naturinteresserte, vil en eller annen gang ønske å vite hva som finnes på den andre siden. Vi ønsker å se helheten, og ofte er det nødvendig med større oversikt for å kunne forstå geologien i et mindre område. De geologiske undersøkelsene i Finland, Norge og Sverige har derfor i mange år samarbeidet over landegrensene og gjennomførte i årene 1989-1996 et større felles prosjekt i Midt-Norden (Fig. 1). Tidligere er det gjennomført et lignende samarbeidsprosjekt på Nordkalotten. Disse prosjektene omfattet de fleste geologiske fagområder, og hensikten var å sammenstille tilgjengelig geologisk informasjon på tvers av landegrensene.

I denne teksten vil vi konsentrere oss om det kvartærgeologiske delprosjektet. Oversiktskartlegging basert på flyfototolkning ble gjennomført innen områder der det ikke eksisterte kvartærgeologiske kart fra før. Supplerende feltarbeide ble bare utført i liten grad, bortsett fra i begrensede områder der det ble gjort undersøkelser for tre doktorgrader blant prosjekt-deltakerne.

Kvartærgeologi er den delen av geologien som handler om den geologiske utviklingen under og etter istidene, nærmere bestemt om løsmasser og unge landskapsformer. Kvartærtiden omfatter de siste ca. 2,5 millioner år av Jordens historie, en periode preget av store klimaendringer med mange nedisninger. Innen det kvartærgeologiske delprosjektet har vi sammenstilt kart over løsmassene, deres oppbygging (lagdeling) og overflateformer samt innlandsisens bevegelsesretninger. Kartene ble utgitt i 1999 og har hovedsaklig engelsk tekst.

Denne beskrivelsen er beregnet på et bredt publikum i alle tre land. Det utgis derfor parallelle utgaver på norsk, svensk og finsk. Beskrivelsen gir en oversikt over Midt-Nordens kvartærgeologi, og med mange fotografier og andre illustrasjoner håper vi at boken kan bidra til økt interesse for regionens geologi. Det anbefales at leseren skaffer seg de trykte kartene, noe som vil øke utbyttet av lesingen betydelig.

Kvartærgeologiske kart utgitt i forbindelse med Midt-Nordenprosjektet

MAPS OF QUATERNARY GEOLOGY IN CENTRAL FENNOSCANDIA:

Sheet 1: Quaternary deposits (Scale 1:1 000 000)
Kartet viser jordartsfordelingen innen området.

Sheet 2: Glacial geomorphology and paleo-hydrography (Scale 1:1 000 000)
Kartet gir et oversiktlig bilde av løsmassenes overflateformer, dreneringsspor etter innlandsisens smeltevann, områder under marin grense og sen- og postglasiale forkastninger.

Sheet 3: Ice flow indicators (Scale 1:1 000 000)
Quaternary stratigraphy (Scale 1:2 000 000)
Kartet består av to delkart der det ene viser isbevegelser og det andre viser eksempler på lagfølger av løsmassene i dypet.

Kartene kan kjøpes hos NGU, GTK eller SGU.

STORE VARIASJONER I GEOGRAFI OG GEOLOGI INNEN MIDTNORDEN

Når du reiser i Midt-Norden, vil du snart legge merke til at det er store variasjoner innen både topografi, geologi og klima. I Norge er det høye og spisse fjell, dype daler og lange fjorder. Nedbørsmengdene er store hele året og vannet ledes hurtig bort fordi det meste av berggrunnen er blottet. Der det likevel er løsmasser er erosjonen betydelig. I Sverige, på vei mot øst, reduseres fjellene temmelig raskt til avrundete, slake åser, og dalene blir grunne og brede. Løsmassedekket er merkbart tykkere og mer sammenhengende enn i Norge, men berggrunnen er også her ofte synlig. Nedbøren er også betydelig mindre øst for fjellene. I Finland er høydeforskjellene små, og utallige sjøer ligger i forsenkningene i terrenget. Nesten hele landskapet er dekket av tykke løsmasser, og berggrunnen kan bare unntaksvis sees. Disse forskjellene i landskapet har eksistert i millioner av år og skyldes ulik geologisk utvikling. Forskjellene har i sin tur hatt en avgjørende betydning for det ulike forløpet av istidene fra region til region. Vi kan gjerne bruke begrepet *selvforsterkende effekt* om det Fennoskandiske landskapet. Med dette mener vi f.eks. at når vi først har fått lange fjorder og dype daler vil en ny istid gjøre disse enda lengre og dypere.



Fig. 1. Kart over Nordvest-Europa med Midt-Norden avmerket med tykk ramme (Russland inngår ikke). Yngre Dryas endemorener er også vist med tynne svarte linjer.

Berggrunn og landskap – store variasjoner

Hovedtrekkene av den geologiske utviklingen av Midt-Norden er skissert på Fig. 2. Berggrunnen domineres av grunnfjellsbergarter, mest granitt og gneis, dannet i Jordens urtid (Fig. 3).

Skandinavia blir en lavlandsflate – så dannes en fjellkjede! Grunnfjellsoverflaten var ved slutten av pre-kambrium nedtært til et vidstrakt sletteland, *det sub-kambriske penepalan*. Rester etter denne 600 millioner år gamle flaten finnes flere steder innen Midt-Norden. I

de etterfølgende tidsperiodene, kambrium, ordovicium og silur, ble hele Fennoscandia oversvømt av havet og sedimentene ble avsatt oppå grunnfjellet. Sedimentene ble gradvis omdannet til sedimentære bergarter, kalksteiner, sandsteiner og leirskifre. For ca. 400 millioner år siden inntraff store jordskorpe-bevegelser (platebevegelser) som førte til at store flak av de sedimentære bergartene ble skjøvet sammen. Bergartene ble sterkt omdannet (metamorfosert), foldet og løftet opp slik at en høy fjellkjede ble dannet, *den kaledonske fjellkjede* (Fig. 3).

ÆRA	MILL. ÅR	PERIODE	HENDELSER	
Nytid	2,5	Kvartær	Istider	
		Tertiær	Paleiske flate Skandinavia heves Atlanterhavet åpner seg	
Middeltid	65	Kritt	Kontinentalsokkelen dannes Erosjon av fastlandet i vest	
	144	Jura		
	208	Trias		
	248	Perm		
Oldtid	286	Karbon	Vulkanisme i Oslofeltet Kullavsetninger på Svalbard Meteorittnedslag ved Siljan De første landplantene	
	360	Devon		
	408	Silur		
	438	Ordovicium		
	505	Kambrium		
	545			Kaledonske fjellkjede dannes
Urtid	1200	Prekambrium	Subkambriske peneplan Livet i havet blomstrer opp Erosjon av grunnfjellet	
	1800		Grunnfjellsbergartene dannes	De eldste bergartene i Fennoscandia
	3000			
	4600		Jorda dannes	

Fig. 2. Tidsskala (i millioner år) som viser de viktigste geologiske hendelser under utviklingen av Midt-Norden.



Fig. 3. Kart som viser de viktigste berggrunnsenhetene i Midt-Norden. Modifisert etter Lundqvist mfl. (1996).

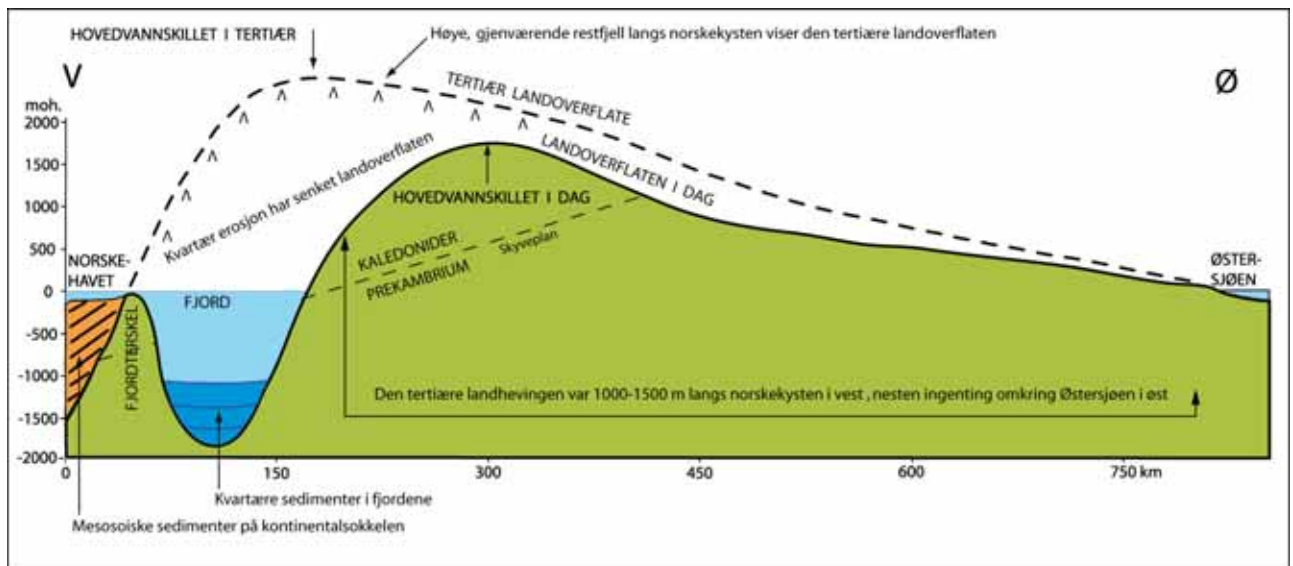


Fig. 4. Generalisert profil over den Skandinaviske halvøy fra Norskehavet i vest til Østersjøen i øst. Den stiplede kurven antyder berggrunnsoverflaten etter den tertiære landhevingen (oppbulingen) for ca. 65-2,5 millioner år siden, mens den heltrukne linjen viser dagens fjelloverflate under løsmassene. Det fremgår av den sistnevnte kurven at enkelte av våre fjorder er svært overfordypede og har en grunn terskel ytterst. De sedimentære bergartene på kontinentalsokkelen er vist med oransje farge. Den tertiære oppbulingen av landmassene var størst i vest. Dette medførte at også erosjonen i siste del av tertiær og i kvartær tid (under istidene) har vært størst i vest.

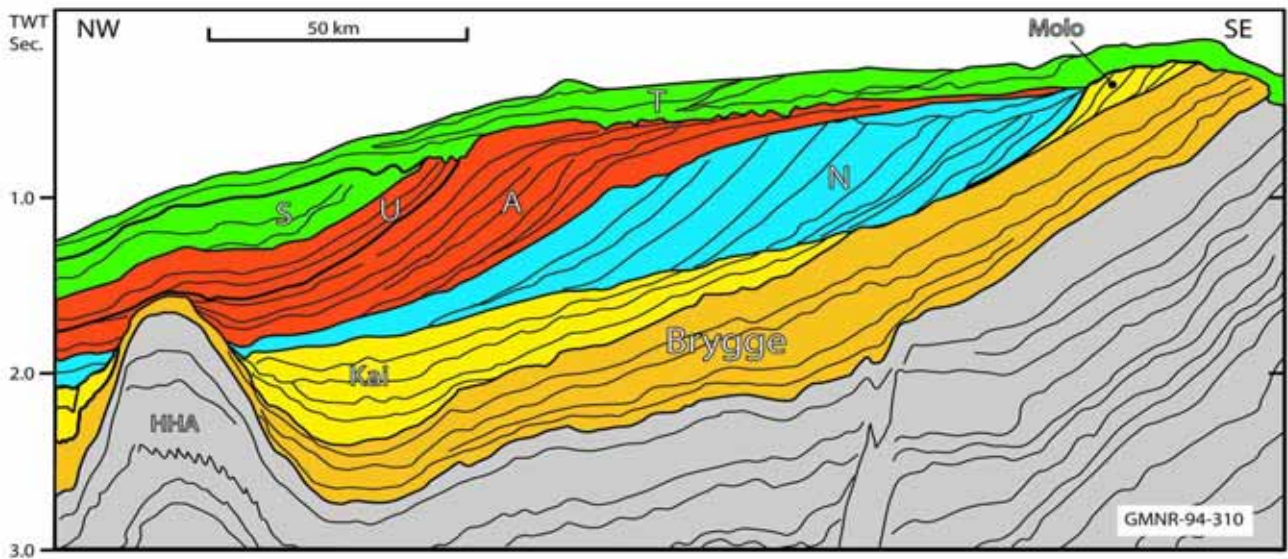
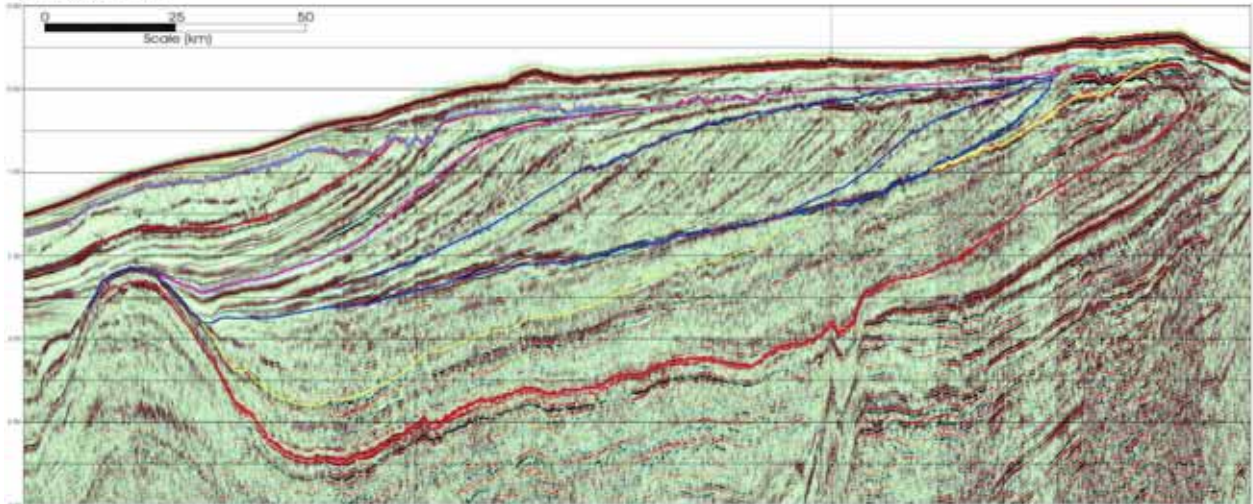
Ny lavlandsflate: Den Paleiske flate. Fjellkjededannelsen påvirket de sedimentære bergartene i Norge og langt inn i Sverige. Vitring og erosjon økte, og med et varmt og fuktig klima dominerte de nedbrytende kreftene i nesten 400 millioner år fram mot tertiær tid. Det meste av fjellkjeden, og de sedimentære bergartene øst for denne, ble fjernet ved erosjonen. På nytt ble det dannet et vidstrakt sletteland, *den paleiske flate*, som i dag finnes igjen i områder med svakt bølgende topografi i deler av fjellkjeden. Deler av det eldre subkambriske peneplanet stikker noen steder opp som restfjell. Erosjonen førte vitringsmaterialet bort fra fjellene, både mot vest og mot sørøst, der de i dag danner løsmassedekket oppå berggrunnen i Østersjøen, Baltikum og Russland. Devonske bergarter forekommer i en smal sone langs kysten av Sør-Trøndelag, og i Beitstadfjorden innerst i Trondheimsfjorden er det bevart bergarter fra juratiden. Kontinentalsokkelen utenfor Norge ble i periodene trias-kvartær bygget opp av sedimenter som senere i stor grad har blitt omdannet til bergarter. De eldste bergartene ligger naturlig nok dypest, men også nærmest land, alderen avtar gradvis ut fra kysten, og de kvartære, løse sedimenter ligger på toppen av det hele og dekker det meste av de sedimentære bergartene (Fig. 5). Det er i de sedimentære bergartene fra trias, jura og kritt vi finner olje og gass i dag.

Den Paleiske flaten heves. I tertiær førte nye jordskorpebevegelser til at Skandinavia ble hevet, mest i vest. Samtidig foregikk vulkansk aktivitet på den indre delen av kontinentalsokkelen, og nordvest for Kristiansund er vulkanske bergarter identifisert. Det har sammenheng med at Atlanterhavet åpnet seg mellom Grønland og Norge da to jordskorpeplater

beveget seg fra hverandre. På grunn av fjellene som ble dannet, fikk elvene større helning og nedbøren økte kraftig langs vestkysten. Dermed økte også erosjonen. Elvene gravde ut daler i den nye hevede paleiske flate. Dette ble grunnlaget for dagens daler og fjorder som er meget karakteristiske landskapstrekk for den vestlige del av Midt-Norden.

Landskapsutviklingen øst for fjellene. Øst for fjellkjeden var landskapsutviklingen mindre voldsom. Etter at det subkambriske peneplanet ble hevet under den kaledonske fjellkjedefoldningen og de sedimentære bergartene var fjernet, ble grunnfjellet utsatt for en intens vitring, og denne var spesielt virksom i Jordens oldtid og middeltid. Vitringen påvirket bergartene ned til stort dyp og landskapet ble totalt endret. Det var først og fremst berggrunnens sprekkesoner som ble angrepet, og jo lengre tid vitringen virket, desto mindre ble de uberørte bergpartiene mellom vitringssonene. I områder der denne dypvitringen fikk virke i kort tid ble det dannet sprekkeallandskap når vitringsmaterialet ble erodert bort. Der dypvitringen fikk virke over lengre tid, ble resultatet et kulete terreng. Nye erosjonsflater ble dannet, delvis som trappetrinn på suksessivt lavere nivåer ned mot Bottenviken. I løpet av tertiær fikk landskapet sin nåværende utforming. Hovedtrekkene av landskapet ble altså dannet i tertiærtiden, før de kvartære nedisingene.

GMNR-94-310



Chronostratigraphy		Formation / Sequence	Time (Ma)
Pleistocene	U	T	0.2
		S	0.4
	M	U	0.6
		A	1.5
	L	N	2.8
Pliocene	U		
	L		

Fig. 5. Den norske kontinentalsokkelen er bygget opp av sedimenter (bergarter og løsmasser) dannet ved erosjon av landområdene i øst, vesentlig Norges fastland. Den øverste figuren viser et seismisk profil over Haltenbanken fra kysten (høyre) og mot nordvest (venstre). Enkelte reflektorer er inntegnet med rødt og blått. Tegningen under viser en tolkning av de ulike lagene: Brygge ((Eosen/Miosen), Kai/Molo (Pliosen/Miosen) og NAUST (Pliosen-Kvartær). Se også aldersforholdene for NAUST på illustrasjonen til venstre (Pleistocen = Kvartær). HHA = Helland-Hansen ryggen. Modifisert etter Rise mfl. 2002 og 2006.

Det blir kaldere - Istidene begynner

På slutten av tertiær sank temperaturen på Jorden, og de første små isbreer ble dannet i fjellene. Bre-dannelsen startet for alvor for omkring 2,5 millioner år siden og dette markerer overgangen fra tertiær til kvartærtiden. Isbreene økte i størrelse og vokste etter hvert sammen til innlandsis som i kvartærtiden skulle komme til å dekke store deler av Nordvest-Europa mange ganger. Istidene hadde begynt!

Istider og mellomistider. I kvartærtiden varierte temperaturen på Jorden, spesielt nær polene. Størrelsen på isbreene endret seg derfor også mye. Kalde perioder, istider, ble avløst av mellomistider eller *interglasialer*, uten innlandsis og med et klima tilsvarende det vi har i dag. Selv under istidene forekom imidlertid kortere perioder med mindre kaldt klima, *interstadialer*, da isbreene ble mindre eller kanskje til og med smeltet helt bort. Fennoskandia kan ha vært mer eller mindre isdekket 40 ganger eller mer! Vi regner med at siste istid, som vi kaller Weichsel, startet for 115.000 år siden. I løpet av denne istiden var det flere perioder hvor isen var helt eller delvis smeltet bort (Fig. 6. Se også Fig. 118-119, 121-122). Den siste store nedisningen begynte for omkring 30.000 år siden, og isen hadde størst utbredelse for ca. 24.000-21.000 år siden (Fig. 7). Isen var tykkest nær Sveriges østkyst, hvor den kan ha vært omkring 3000 m. I Finland kan isen ha vært 1000-2000 m tykk, og ved Norskekysten 1000-1500 m, kanskje så mye som 4000 m lokalt i de dypeste fjordene (se Fig. 21).

Isen graver i berggrunnen og avsetter morenemateriale

Isen var i stadig bevegelse og spesielt vest for fjellkjeden gravde den i de dalene som elvene tidligere

hadde anlagt. Dalene ble etter hvert både dypere og bredere og endret tverrprofilen fra V-form, som er typisk for en elvedal (Fig. 8), til U-form som er karakteristisk for en iserodert dal (Fig. 9). Mange steder eroderte isen ut dype traue i berggrunnen, også under havnivå. Derfor er de fleste norske fjordene traueformet, de er dypere midt på enn ved munningen. Slike fjorder kalles *terskelfjorder* (Fig. 4). Også de fleste norske sjøer og vatn ligger i iseroderte forsenkninger - traue - i berggrunnen. Fjellkjeden og de øvrige deler av det norske fastlandet har derfor i stor utstrekning blitt preget av isbreenes erosjon. Rundsva (*roche moutonnée*) med skuringsstriper på toppen er svært vanlig (Fig. 10). Til tross for at breene eroderte berggrunnen kraftig og forutsetningen for dannelse av nye løsmasser dermed har vært gode, er løsmassedeckene likevel tynt. Det meste av løsmassene ligger på kontinentalsokkelen (Fig. 5).

Øst for fjellkjeden har isbreene erodert mindre. Materialet som breene rev løs fra berggrunnen ble ikke transportert bort i samme utstrekning som i fjellområdene, og derfor er løsmassene betydelig tykkere her. *Morene*, som avsettes direkte fra isbreer, er den dominerende jordartstypen. I Sverige og Finland er berggrunnen nesten helt dekket av morenemateriale.

Morene dominerer også i Bottenviken, men er her i stor utstrekning dekket av unge finkornige marine avsetninger. Da innlandsisen gled fram over underlaget ble det mange steder dannet morenerygger, *drumliner*, parallellt med isbevegelsesretningen (Fig. 11, 12 og 59, 60). Morenerygger som ble avsatt på tvers av isbevegelsesretningen kalles *transverselle* (Fig. 13). Spesielle varianter av transverselle morenerygger er De Geer-morener (Fig. 14), Rogenmorener (Fig. 15 og 58) og randmorener (se side 18). Morenemateriale som ble avsatt etter at isen sluttet å bevege seg danner ofte uregelmessig orienterte rygger, *dødismorene* (Fig. 88).

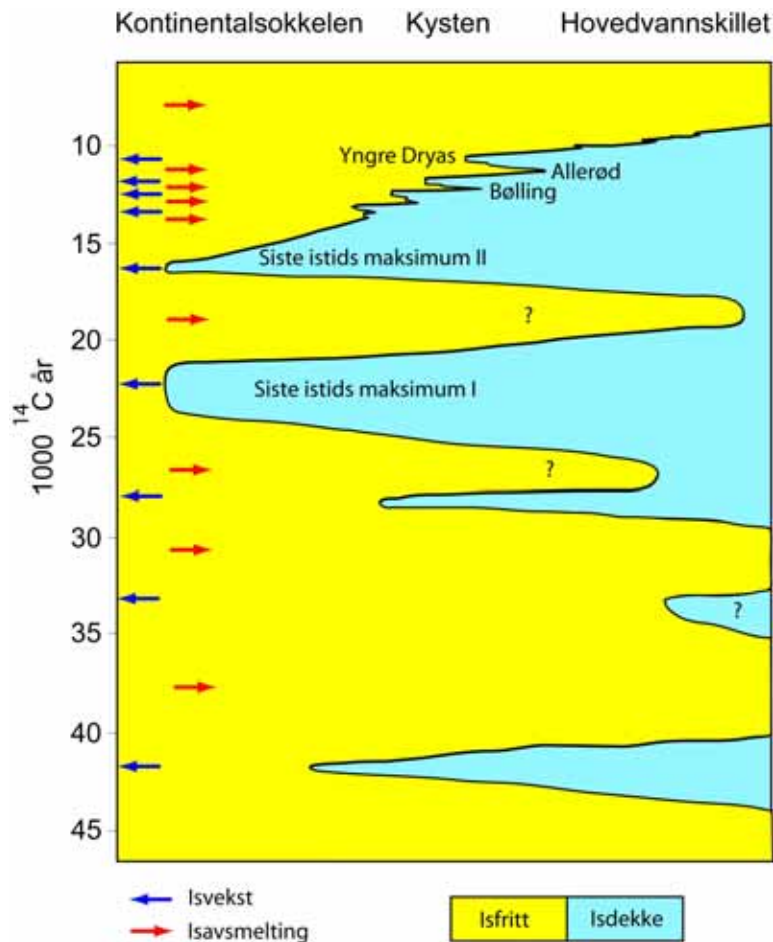


Fig. 6. Tid/distanse-diagram som viser perioder med innlandsisens ekspansjon (blått) og isfrie områder (gult) i den vestlige del av Midt-Nordenområdet i de siste ca. 45.000 år. Pilene viser isfrontens bevegelser ved fremrykk og tilbaketrekninger. Se også Fig. 121. Forenklet etter Olsen (1997)

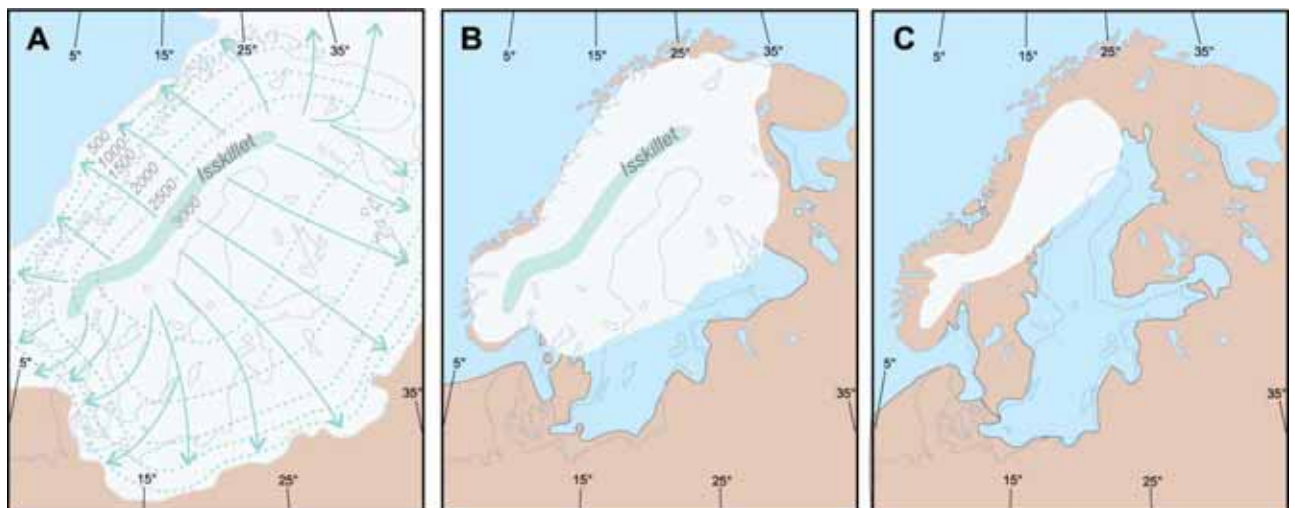


Fig. 7. Innlandsisens utbredelse, havområder og tørt land under ulike faser av siste istid. **A.** Siste istids maksimum inntraff for ca. 24.000-21.000 ^{14}C år siden. På kartskissen er isskilletets beliggenhet og istykkelsene vist. Pilene viser hvordan isen beveget seg bort fra isskillet der isen var tykkest, og ut mot iskanten der isen var tinnest. **B.** Isens utbredelse i den mest markerte kaldfasen under isavsmeltingen (*Yngre Dryas-tiden*), da vi fikk en relativt sterk, men kortvarig brevekst før avsmeltingen fortsatte igjen. Legg merke til at Østersjøområdet ikke har kontakt med havet. Her var den Baltiske issjø demmet opp av isen. Denne issjøen eksisterte for ca. 13.000 til ca. 10.000 ^{14}C år siden. **C.** For ca. 9000 ^{14}C år siden var det meste av Norden praktisk talt isfrie, men bredemte sjøer eksisterte mange steder langs isranden i vest (se Fig. 68). Ferskvannssjøen i Østersjøområdet kalles nå Ancylussjøen. Etter Dahl mfl. 1997.



Fig. 8. Elva Orklas dalføre ved Berkåk, ca. 80 km sør for Trondheim, er markert V-formet over en strekning på ca. 10 km (øverste foto). Her går dalføret i NNØ retning, som er på tvers av den dominerende isbevegelsesretningen. Dette har beskyttet dalen mot den normale utviklingen fra fluvial V-dal til glasiar U-dal, men dalføret har stedvis fått en assymmetrisk form: Den vestlige dalsiden er mindre bratt enn den østlige pga. iserosjonen og berggrunnens strøkretning. Noen km nedstrøms svinger dalen slik at den ligger parallellt med den dominerende isbevegelsesretningen (nedre foto). Her er dalen bredere og har en mer U-lignende tverrprofil. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 9. Eikesdalen i Romsdal, ca. 50 km sørøst for Molde, er et eksempel på den kraftige iserosjonen som har foregått i de høye, kystnære fjellene sørvest i Midt-Nordenområdet. Dalen er en typisk U-dal der den lavtliggende dalbunnen ble dekket med elveavsetninger etter at isen forsvant. Foto: Tore Wuttudal / NN / Samfoto.



Fig. 10. De eldste observerte isbevegelsene innen den vestlige del av Midt-Nordenområdet (i Norge) var rettet mot vest og nordvest. Vi finner spor etter denne bevegelsesretningen ikke bare i form av daler og fjorden med disse retningene, men også i fjellene. På bildet ser vi rundsua med skuringsstriper på 670 moh. på Mellingsfjellet ved Majavatn, nær grensen mellom Nord-Trøndelag og Nordland fylker. Den nordvestlige isbevegelsen er vist med pilen. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 11. Momyr i Åfjord på Fosenhalvøya. Høydedraget ved gårdene er en 2-3 km lang drumlin. Isbevegelsen var her mot nordvest (mot venstre). Slike tykke moreneavsetninger gir meget god dyrkingsjord og er sjeldent i høyereliggende strøk i kyst-Norge. Momyr ligger ca. 300 moh. som er like under tregrensen i denne delen av Midt-Norge. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 12. Drumliner på vestkysten av Bottenviken, nær Byske, nord for Skellefteå, Sverige. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 13. Transverselle morenerygger (morenerygger som ligger på tvers av isbevegelsesretningen) ved Myrberget, ca. 25 km nordøst for Arvidsjaur i Sverige er det vanligste formelementet innen dette bildet. Den dominerende isbevegelsesretningen var mot sørøst, mot venstre på bildet, vist ved den strømlinjeformede, lange moreneryggen på lesiden av forhøyningen i bakgrunnen til høyre. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 14. De Geer morener ved Storgrundet i Luleås skjærgård, Sverige. Foto: Robert Lagerbäck.

Isen smelter

Innlandsisen begynte å smelte bort fra Midt-Nordenområdet for ca. 14.000 ^{14}C -år siden. Først ble de ytre delene av Norskekysten isfrie, og deretter begynte de sørøstlige delene av Finland å smelte fram samtidig med større kystområder i Norge. Iskanten kunne midlertidig stoppe opp, eller til og med rykke noe fram igjen. Da ble ofte *randmorener* avsatt langs iskanten (Fig. 16, 17 og 18). I Finland finnes rand-morener i Karelen i øst. I Norge forekommer rand-morener både i kystområdet, i dalene og i fjellene. I de svenske fjellområdene finnes bare korte, lokale ende-morener som ikke er avmerket på kartene.

I starten av *Yngre Dryas*, for ca. 11.000 ^{14}C -år siden, intraff en dramatisk klimaforverring. Isavsmeltingen stoppet opp i flere hundre år, og innlandsisen rykket fram over områder som tidligere var blitt isfrie. Spesielt i Joensutrakten i Finland og i de norske kyst- og fjordområdene ble det avsatt meget store randavsetninger (Fig. 1 og 19). Etter *Yngre Dryas* ble klimaet gunstigere, og avsmeltingen gikk relativt raskt. Iskanten trakk seg tilbake flere hundre meter i året mange steder. De siste isrestene, som befant seg like øst for fjellkjeden, forsvant for ca. 9000 ^{14}C -år siden.

Smeltevannet fra isen fraktet med seg store mengder løsmateriale. Under og inni isen rant vannet i kanaler, og sand og grus som ble avsatt i disse danner i dag lange rygger, *eskere* (Fig. 20, 89). Lange og høye eskere er vanlige i elvedalene i Finland og Sverige, mens eskere i Norge ofte er små og korte og fore-

kommer for det meste i fjelldalene. Materiale som ble avsatt utenfor iskanten dannet *isranddeltaer* og *randåser* når iskanten sto i havet, eller *sandurfelt* når iskanten sto på land. Materiale som ble fraktet med smeltevannet langs dalene ble avsatt som *dalfyllinger* og bygget etter hvert opp *deltaer* ved elvemunningene. Slike deltaer består oftest av sand. Det fineste slammet sank til bunnen på større vanddyp og dannet mange steder mektige leir- og siltavsetninger. Tykke leiravsetninger forekommer i mange av de norske fjordene, i Trondheimsfjorden er det målt opp til 700 m leirtykkelse.

Landet stiger

På grunn av innlandsisens tyngde ble jordskorpen presset ned, kanskje så mye som en kilometer der isen var tykkest, mindre i andre områder (Fig. 21). Da isen smeltet og ble tynnere, begynte jordskorpen å gjenopprette den opprinnelige situasjonen, dvs. å heve seg igjen. Denne *landhevingen* skjedde ikke like fort som isen smeltet bort, og store områder ble oversvømmet av havet da iskanten trakk seg tilbake. Siden landhevingen har fortsatt helt fram til våre dager (Fig. 22), finnes det mange steder spor etter havet, f.eks. *strandlinjer*, høyt over dagens havnivå (Fig. 23 og 24). Det høyeste nivå i terrenget som havet nådde under isavsmeltingen kalles *den marine grensen*, *MG* (Fig. 25). *MG* varierer fra område til område, men er som regel høyest der isen over en lengre tid var tykkest.



Fig. 15. Rogenmorener øst for Hartkjøltoppen i Lierne, sett mot vest fra riksgrensa. Foto: Harald Sveian.

I Østersjøen var forholdene kompliserte fordi det ble dannet flere issjøer under isavsmeltingen, de *Baltiske issjøer*. På grunn av ulik hastighet på landhevingen i Sør-Sverige og lengre nord, ble forbindelsen med havet via Kattegat/Skagerak brutt og gjenopprettet flere ganger. En regner med at Østersjøen gjennomgikk fire ulike fersk/salt-stadier under isavsmeltingen. Østersjøens utviklingshistorie er nærmere omtalt i avsnittet "Bottenviken".

Sør for Örnsköldsvik i Sverige ligger MG ca. 285 moh. og synker til ca. 220 moh. øverst i elvedalene og i Bottenvikens nordligste kystområder. I Finland ligger MG 205-210 moh. i nordvest ved grensen mellom Suomenselkä og Bottenviken, og 105-110 moh. ved Joensuu i sørøst. I Norge er MG 200 moh. ved Selbusjøen nær Trondheim, men bare 120-140 moh. ved Trøndelagskysten og 30-40 moh. på Møre. Landhevingen var raskest like etter at isen smeltet bort, og har senere avtatt jevnt. Selv i dag foregår en svak landheving.

Klima og løsmassedannelse etter istiden

En regner med at de siste restene av innlandsisen smeltet bort for ca. 9000 ^{14}C år siden. For ca. 8000-4000 år siden var gjennomsnittstemperaturen 1,5-2°C høyere enn i dag. Denne perioden blir ofte kalt *varmetiden*, og trolig var alle breer borte i noen tusen år. Senere sank temperaturen igjen og nye isbreer ble dannet i fjellene. På 1500-1800-tallet var klimaet ekstra kjølig med sommertemperaturer som var 1-1,5°C lavere enn i dag, og isbreene vokste kraftig. Noen steder ble det dannet små endemorener i fjellene. Enkelte steder på vest-kysten av Norge ble noen gårder ødelagt av den voksende isen. Perioden kalles den *lille istid*. Senere bedret klimaet seg igjen, isbreene trakk seg tilbake, og det ble mer moderate temperatur- og isbrevariasjoner. Innen Midt-Norden finnes i dag isbreer bare i Sunndalen-Åndalsnesområdet, ved Helagsfjellet, Sylane, Børgefjell og Nordre Storfjellet. De fleste er små botnbreer.



Fig. 16. Endemorene fra tidlig Yngre Dryas (Tautratrinnet – 10.800-10.600 ^{14}C -år siden) foran Salsvatnet, Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.



Fig. 17. Distalsiden (den siden som vendte bort fra isen) av en israndavsetning av tidlig Yngre Dryas alder fra Melhus i Gauldalen, 15 km sør for Trondheim. Avsetningen består for det meste av breenlvmateriale og er delvis dekket av marin leire, noe som viser at den er avsatt under havnivå (randdås). Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 18. Preboreal randmorene i de norske kystfjell som ellers er preget av lite løsmasser. Fra Terråk på Helgelandskysten.
Foto: Harald Sveian.

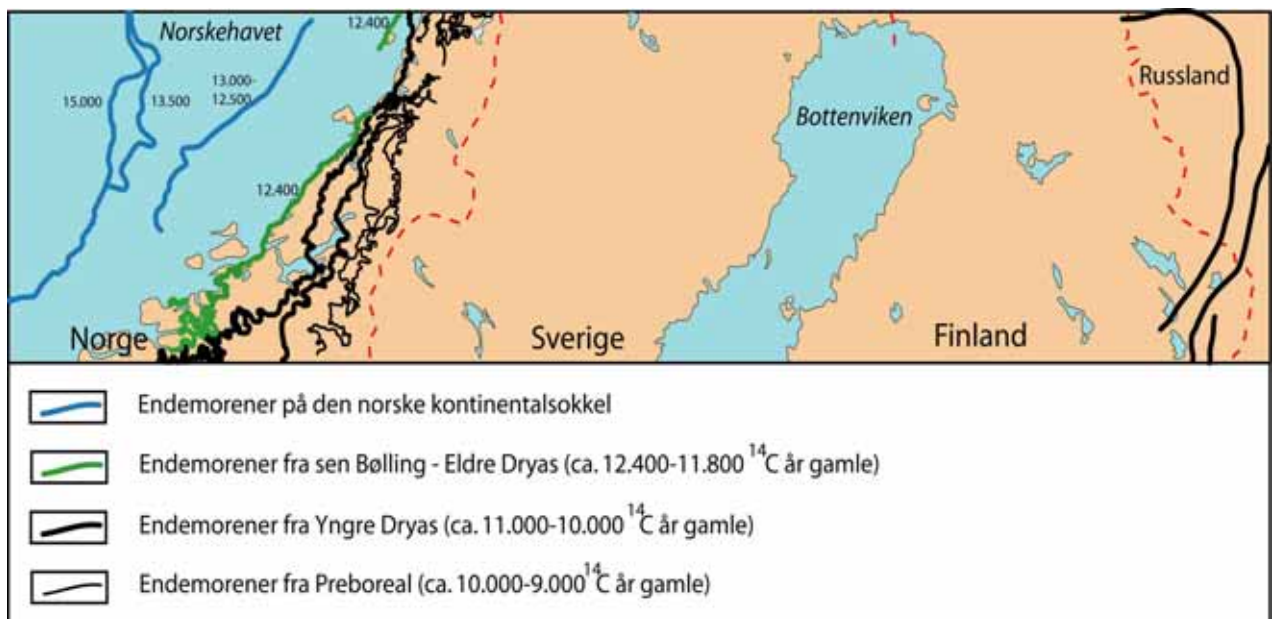


Fig. 19. Endemorener fra isavsmeltingen innen Midt-Norden. Ingen endemorener fra isavsmeltingstiden finnes i den svenske delen fordi hele området fortsatt var dekket av is. (Etter Bargel 2003a).



Fig. 20. Esker i Revhittjønna ved Blåhatten i Lierne, Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.

Både nedbrytende og jordartsdannende prosesser har fortsatt å virke også etter istiden. Vitring og ulike erosjonsprosesser arbeider kontinuerlig med å bryte ned og jevne ut landskapet. I fjellene fører ulike typer skred til at løsmassene transporteres til lavere nivåer. Under bratte fjellsider ligger ofte *talus* eller *ur* dannet av stein og blokk som har løsnet fra fjellsidene etter at isen forsvant (Fig. 26). Slike *steinsprang* skyldes oftest frostsprengning av fjellet, og dette foregår også i dag, men mange talusdannelser er fossile og vitner om perioder med kaldere klima både før og etter den siste nedisningen. Noen steder har det gått store *fjellskred*, f.eks. i Romsdalen og ved sjøen Storvindeln nordvest for Sorsele. Omkring Trondheimsfjorden, i Namdalen og i Mosjøenområdet har det helt opp til våre dager gått mange *kvikkleireskred* (Fig. 27 og 28). Flere av dem har hatt katastrofale konsekvenser for mennesker og bebyggelse.

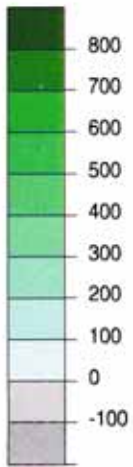
Elver og bekker eroderer i løsmassene, f.eks. i morene, og under transporten sorteres materialet etter kornstørrelse. Senere avsettes materialet som sortert sand eller grus. I bratt terreng, der hvor vannhastigheten er høy, kan også blokk og stein rives løs og transporteres av elvene. Når strømhastigheten senere avtar, avsettes snart det groveste materialet, mens det fineste synker til bunns først når vannets bevegelse nesten har stoppet opp. Sand og silt bygger opp deltaer

der elvene munner ut i sjøer eller i havet. På grunn av landhevingen har elver og bekker skåret seg ned i eldre deltaavsetninger og det har blitt dannet en serie terrasser på stadig lavere nivå langs vassdragene. Slike eroderte deltaer er vanlige i dalførene i hele Midt-Nordenområdet. Ved høy vannføring i forbindelse med vårflokker eller ekstreme nedbørsperioder kan elvene både erodere og avsette materiale utenfor de normale elveløpene. I de senere årene er imidlertid risikoen for dette redusert på grunn av vassdragsreguleringer og ved elveforbygging på utsatte steder.

Bølgevasking av løsmassene foregår langs havstrendene, langs fjordene og ved innlandssjøene. På utsatte steder der havet står hardt på kan alt løsmateriale vaskes vekk, eller det kan dannes *blokk- eller steinstrender* (Fig. 29). På roligere områder dannes *grus- eller sandstrender* (Fig. 30). Finere materiale blir ofte vasket ut på dypere vann og danner her siltige eller leirige avsetninger. Ofte finner vi langs norskekysten *leir-strender* med spredte blokk i overflaten. Dette skyldes bølgevasking av glasimarine leirer, og bare noe av det finere materialet er fraktet bort. Disse leirene ble opprinnelig avsatt i havet foran isfronten, og blokkene er *droppstein* som er smeltet ut fra isfjell. Noen steder finnes *skjellsand* dannet av skall fra døde snegler og muslinger.

LANDHÖJNINGEN I NORRA EUROPA

Meter



— Weichselisens
maximala utbredning

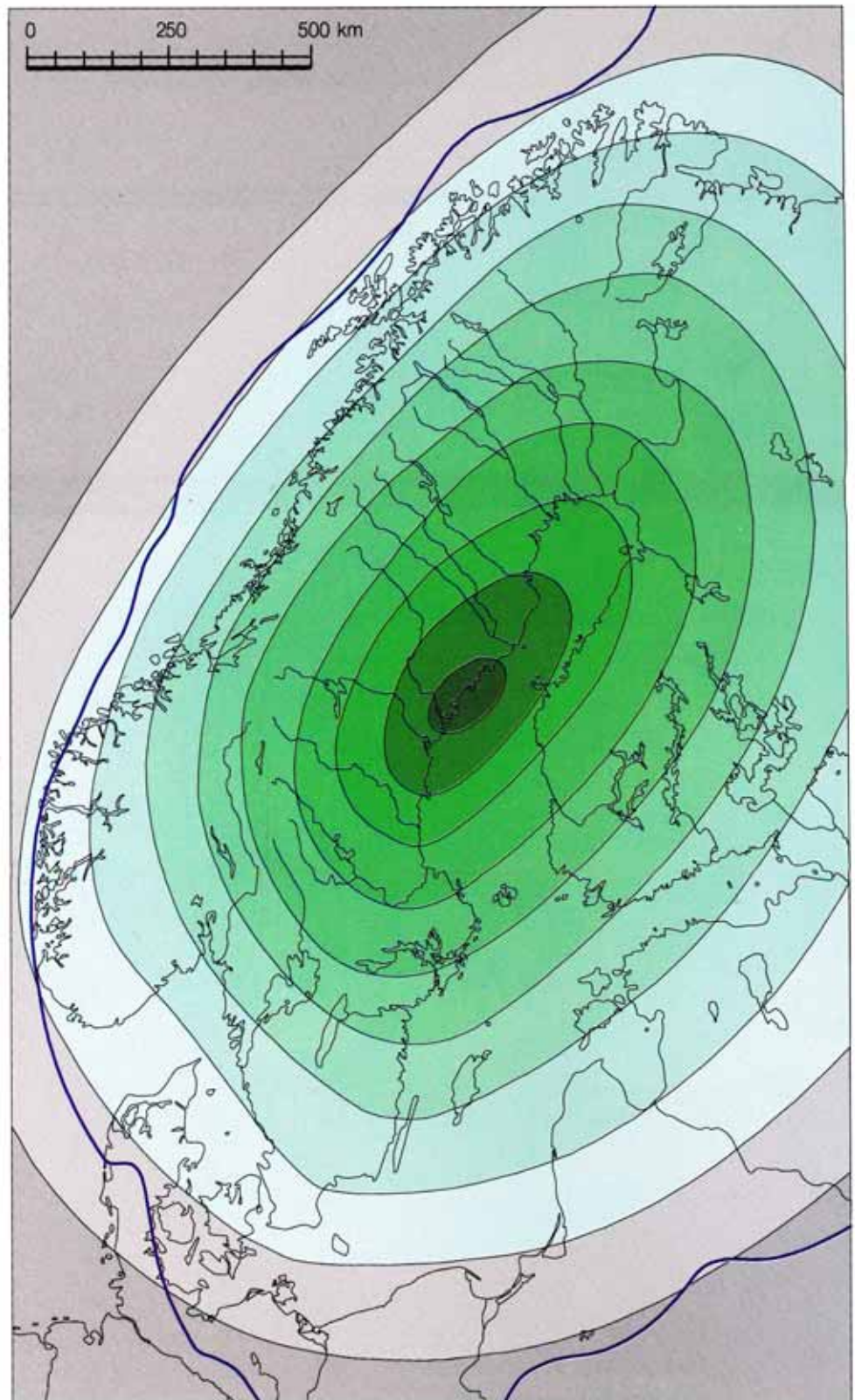


Fig. 21. Den totale landhevingen i Fennoscandia. Landhevingen har vært størst der hvor istykkelsen var størst under siste nedising. Langs Bottenvikens vestsida, i området mellom Umeå og Härnösand har den totale landhevingen etter istiden vært mer enn 800 m (mørkest grønt område). Dette tilsvarer en istykkelse på 2500-3000 m. NB: Linjen for Weichselisens maksimale utbredelse er ikke i samsvar med dagens oppfatning, se Fig. 7A. Fra Sveriges Nasjonalatlas (Fredén 1998).

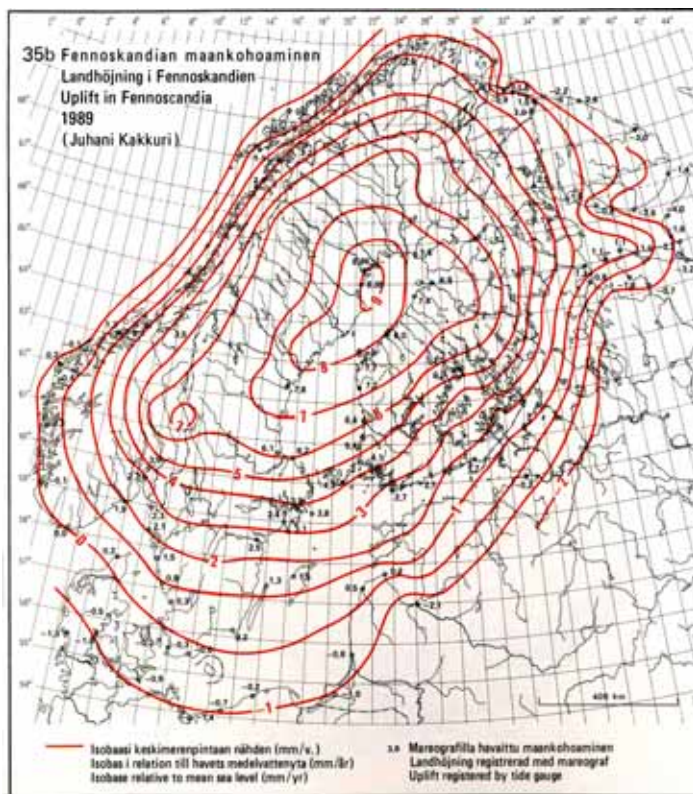


Fig. 22. Landhevingen i Fennoskandia er fortsatt størst der hvor istykkelsen var størst (se Fig. 21). Langs Bottenvikens vestsida, mellom Luleå og Sellaftå, er landhevingen mer enn 8 mm i året. Dette medfører bl.a. at stadig større landområder rundt Bottenviken vil bli tørrlagt i de kommende årene. Fra Atlas of Finland (1990).



Fig. 23. Sveriges høyeste kystlinje finnes på Asplövberget, ca. 10 km sørøst for Älvsbyn. I terrenget synes strandlinjen som en tydelig gate renvasket fjellgrunn gjennom et skogdekket parti med tynn morene som ikke er bølgevasket. Foto: Robert Lagerbäck.

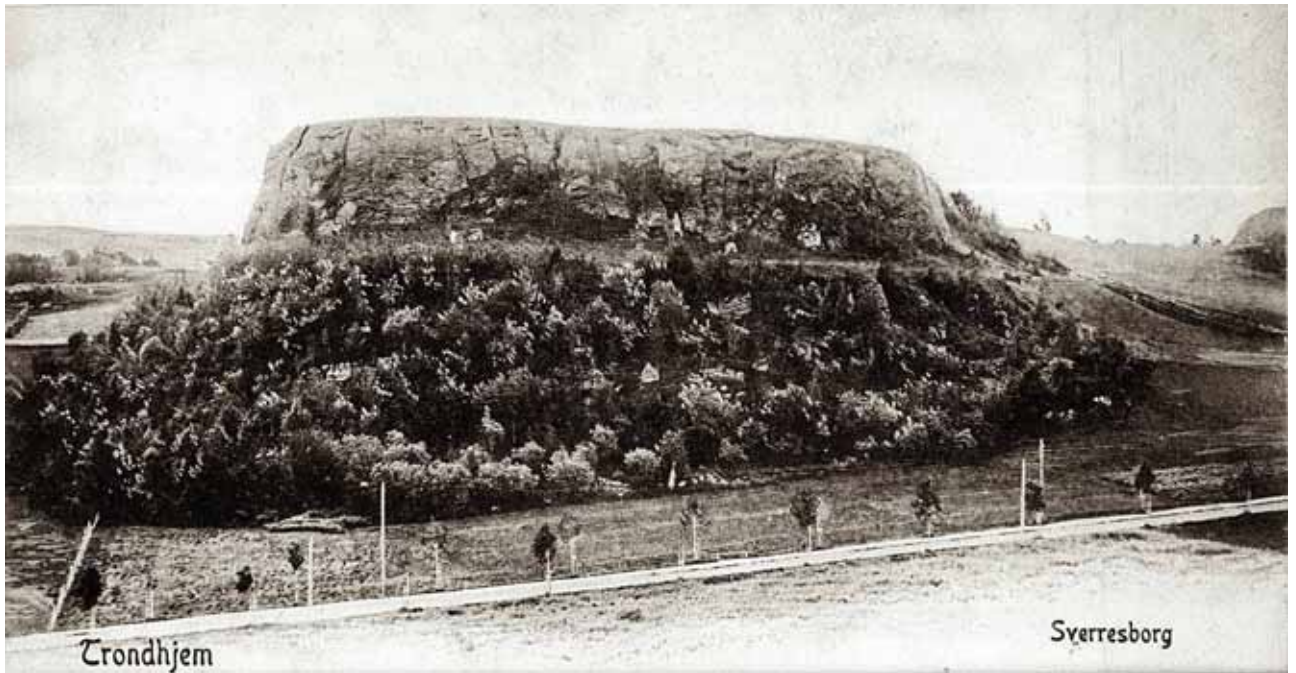


Fig. 24. Strandlinjer ble dannet i fjell noen steder i Midt-Norge under Tautratrinnet (tidlig Yngre Dryas). Fotografiet viser en markert strandlinje som ligger 160 moh. ved Sverresborg, en av 4-5 lokaliteter nær Trondheim sentrum. I dag er strandlinjen vanskelig å se pga. tett vegetasjon (Ukjent fotograf, NGU arkiv).



Fig. 25. Havets største utbredelse innen Midt-Norden under isavsmeltingen. Tallene viser høyden for den marine grense i meter over dagens havnivå. Kartet viser at store, lavtliggende områder i Finland og langs østkysten av Sverige har vært havbunn. I Norge var relativt små områder oversvømmet, noe som skyldes den fjelldominerte topografien og at nedpressingen av landet var mindre her enn i Bottenviken.

Langs norskekysten kan disse avsetningene være mange meter tykke (Fig. 31). Her finner vi også *korallsand*.

Nydannelse av jordarter skjer også ved ulike former for vitring. *Blokkhav* som dannes ved frostsprengning av berggrunnen i fjellområdene er eksempel på en grovkornet *vittringsjord*. Den kjemiske vitringen virker langsomt i dagens klima, spesielt på sure, krystallinske bergarter. I grunnfjellsområdene finnes noen steder tykke lag med vittringsgrus. Innen skiferbergartene (kaledonidene) er det lokalt dannet dyp, finkornig

vittringsjord. Dette er sannsynligvis mest rester etter den tertiære vittringsjorden.

Fossile *flygesanddyner* er vanlige i områder med sandige breelvavsetninger og ved elvedelta. Aktive flygesandfelt finnes i enkelte kystområder. Organiske jordarter, først og fremst *torv* og *gyttje*, dannes ved ufullstendig nedbryting av døde planterester i myrer og vatn. Torvdannelse er mange steder svært omfattende, og arealmessig er torv den mest utbredte jordarten etter morene innen Midt-Nordenområdet.



Fig. 26. Skredvifte under den 1000 m høye Trollveggen i Romsdalen. Det meste av viftematerialet er dannet etter siste istid ved steinsprang fra den vertikale fjellveggen. Ferske skredspor sentralt i bildet viser at skredprosessene er aktive også i dag. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 27. Finkornige marine avsetninger, silt og leire, med tallrike skredgroper, bekkedaler og raviner er vanlige under marin grense omkring Trondheimsfjorden. Dette bildet er fra Kvål i Gauldalen, 20-30 km sør for Trondheim. Foto: Harald Sveian.



Fig. 28. De store leirområdene omkring Trondheimsfjorden er utsatt for kvikkleireskred. Dette skredet ødela en nylig anlagt parkeringsplass ved E6 i 2002. Store utfyllingsarbeider var blitt utført på den ene siden av en ravine i nærheten. Menneskelig aktivitet er den største enkeltfaktor for utløsning av kvikkleireskred i Norge i dag. Tidligere var elve- og bekkeerosjon den viktigste faktor for utløsning av store skred. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 29. Norskekysten er sterkt værutsatt. Vinder fra sørvest er dominerende, og strender som er eksponert mot sørvest er derfor sterkt påvirket av bølger. Rullesteinsstrender som på dette bildet er vanlige på utsatte steder der stein og blokk på størrelse har blitt godt rundet. Disse blokkene er ca. 1 m i diameter. Foto: Martha Stalsberg.



Fig. 30. Trondheimsfjorden med sitt vinklede forløp framviser strandtyper av svært ulik karakter fra relativt sterkt bølgeutsatte strender med stein- og grus til rolige bukter med leire og fin sand som på dette bildet. Enkelte stein og blokk som er vasket ut fra det opprinnelige glasimarine sedimentet finnes også. Foto fra Rotvollfjæra like utenfor Trondheim. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 31. Denne skjellsandforekomsten på Lysøya i Bjugn ligger 0-15 moh. Den rene skjellsanden er ca 11 m tykk. De nederste lagene ble avsatt for ca. 10.000 år siden på ca. 100 m vanddyb. Siden da har det vært kontinuerlig avsetning av skjellrester fram til ca. 4000 år siden da toppen av avsetningen var kommet over havnivå. Den gjennomsnittlige akkumulasjonshastigheten har vært 3 mm pr. år. Foto: Dag Ottesen.

MIDT-NORDENS NI JORDARTSREGIONER

På grunn av Midt-Nordenområdetets store variasjon i landskapstyper og løsmassefordeling er området delt inn i ni geografiske regioner i denne boken (Fig. 32). Den samme inndelingen er gjort på løsmassekartet (Map sheet 1: Quaternary deposits), og der er regionene kort omtalt på engelsk. I de følgende kapitler vil regionene bli nærmere beskrevet med generelle trekk,

berggrunn og løsmassefordeling. Innen hver av regionene er det oppgitt flere forslag til ekskursjonslokaliteter der en kan se spesielt interessant geologi eller eksempler på karakteristiske trekk for regionen. Dette gjelder selvsagt ikke for den norske kontinentalsokkelen eller Bottenviken!

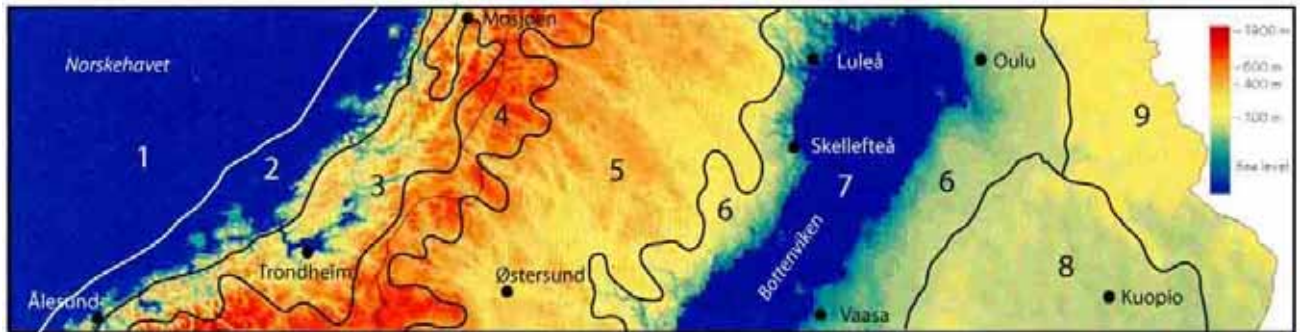


Fig. 32. Digital høydemodell for Midt-Norden og de ni jordartsregionene som er definert for området. Etter Bargel mfl. (1999a).

MIDT-NORDENS NI JORDARTSREGIONER

1. Kontinentalsokkelen utenfor Norge side 31
2. Norges kystområder side 35
3. Fjorder og daler i Norge side 43
4. Fjellkjeden side 53
5. Sveriges innland side 67
6. Bottenvikens kystområde side 83
7. Bottenviken side 93
8. Vannskillet Suomenselkä og Innsjø-Finlands nordlige del side 97
9. Karelen og Kajanaland side 105

KONTINENTALSOKKELEN UTENFOR NORGE



Terje H. Barga

Da det i 1969 ble funnet olje og gass på den norske kontinentalsokkelen, økte undersøkelsene av geologien betydelig. Størst interesse har naturlig nok vært knyttet til de olje- og gassførende sedimentære bergartene, men mye informasjon om de overliggende løsmassene finnes også. På sokkelen er seismiske målinger, prøvetaking av bunnsedimentene og boringer de viktigste undersøkelsesmetodene. Av den grunn er vår forståelse av geologien på sokkelen basert på tolkninger i mye større grad enn på land der vi kan observere direkte

Kontinentalsokkelen har en nesten horisontal overflate

Store deler av kontinentalsokkelen utenfor Norskekysten er en nesten horisontal flate omtrent uten ujevnheter, som strekker seg fra brenningssonen til Eggakanten (Fig. 33). I en smal sone nærmest kysten har sokkelen en svært ujevn overflate pga. de gamle krystallinske bergartenes uregelmessige topografi og lite løsmassedekke. En del av dette området utgjør *Strandflaten* som omtales i neste avsnitt. Utenfor denne sonen dominerer de sedimentære bergartene undergrunnen, og løsmassedekket er betydelig, kanskje så mye som 1500 m (Fig. 5). Sokkelen er her meget flat med en generell helning på ca. 1:1000. Utenfor Eggakanten ligger kontinentalskråningen som med en helning på ca. 1:40 fører ned til dyphavet.

Utenfor kysten av Møre helt i sørvest, er kontinentalsokkelen bare 60-80 km bred. Vanddyppet er stort sett mindre enn 200 m. På Buagrunnen er vanddyppet bare 45 m. Mellom bankene finnes traue og renner dannet ved iserosjon. Rennene er U-formete, og er erodert opptil 220 m ned i den ellers horisontale sokkel-

overflaten. Flere av rennene er direkte fortsettelsen av fjord- og dalsystemene på land. Breisunddjupet er et eksempel på et iserodert traue.

Lengre nord er sokkelen opptil 260 km bred. Vanddyppet er generelt 300-400 m, men langs Helgelandskysten er dyppet mindre enn 100 m i de indre deler. Suladjupet og Haltendjupet har vanddybder opptil 540 m. På Suladjupet utenfor Frøya finnes verdens største kjente dypvanns korallrev. Her finnes korallarten *Lophelia pertusa* som trives på vanddyp ned til 350 meter. Korallene bygger kjegleformete undersjøiske rev med opptil 20 m høyde (Fig. 34). Omfattende bruk av bunntraue har medført så store ødeleggelser at Fiskeridepartementet ønsker å frede området.

Storeggaskredet - verdens største undersjøiske skred?

På kontinentalskråningen er det flere områder som har en meget bemerkelsesverdig topografi forårsaket av enorme undersjøiske skred. Et av verdens største, *Storeggaskredet*, finnes utenfor Møre (Fig. 33). Skredet har fjernet opp til 450 m tykke sedimenter, og det totale volumet er omtrent 5600 km³. Skredkanten er 290 km lang (Storegga) og massene har beveget seg opp til 800 km, til tross for at helningen på bunnen av skredgropa er svært liten, mindre enn 1°. Skredet gikk for ca. 8200 ¹⁴C-år siden og kan ha blitt utløst av jordskjelv. Undersjøiske skred av denne typen kan utvikle seg raskt. Skredmassene kan oppnå store hastigheter og dette kan føre til flodbølger (tsunamibølger). Spor av tsunamibølgen som ble dannet av Storeggaskredet er funnet langs store deler av kysten av Midt-Norge, i Skottland og på Færøyene.

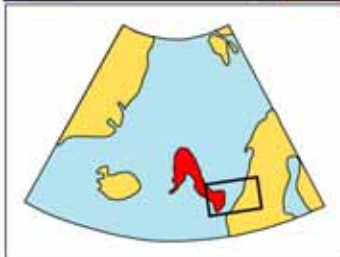
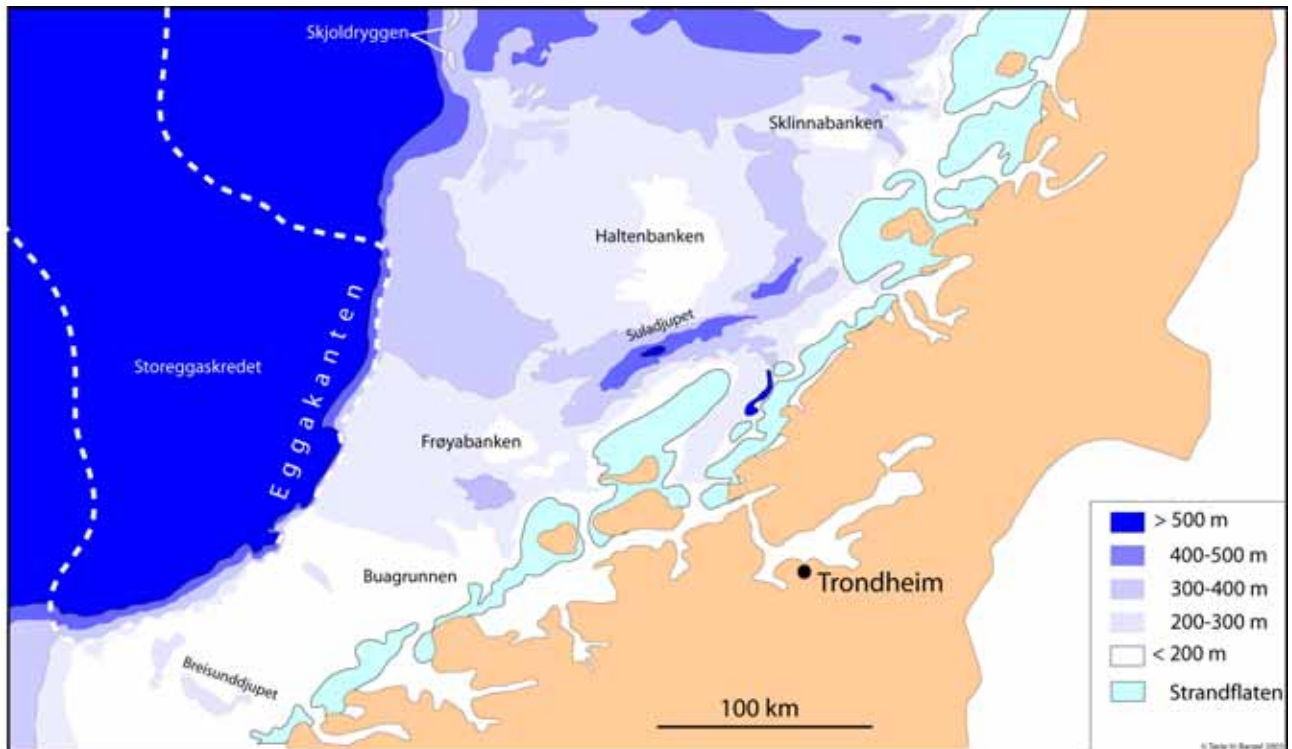


Fig. 33. Bathymetriske kart over den norske kontinentalsokkelen utenfor Midt-Norden med grunnområder (banker), dyprenner, strandflaten og Storeggaskredet. I fjordene (innenfor strandflaten) er det også partier som er dypere enn 200 m, men dette er ikke vist på kartet. Nøkkelkartet under viser området i Norskehavet som ble påvirket av Storeggaskredet (modifisert etter Bondevik og Kullerud, webside).

Store løsmassetykkelser på sokkelen

Generelt for hele sokkelen gjelder at det er en sone nært kysten som har relativt lite løsmasser, og at tykkelsene øker utover. Den største tykkelsen av kvartære sedimenter på sokkelen utenfor Midt-Norge kan være 1000-1500 m (Fig. 5).

Det er prinsipielt to typer løsmasser på sokkelen: *Morenelignende materiale* ble avsatt av isbreer og er den dominerende kvartære avsetningstypen. Materialet består hovedsakelig av fast leire med silt, sand, grus og stein innblandet. *Bløt leire* ble bunnfelt i havet foran isbreen eller under en flytende bre. Den består av leir og silt som svevde i vannmassene.

Løsmassene på overflaten av sokkelen, topplaget, er grovere enn det underliggende. Det typiske trekk er at de grunne bankene har et grovt topplag, delvis med blokk og stein. I skråningene er topplaget dominert av sand, men med økende leir- og siltinnhold mot dypet. I

de dypeste områdene er også topplaget dominert av leire. I de grunne områdene helt i sør dominerer sand og grus, men det finnes også grovere materiale som stein og blokk. Grus finnes også på kontinentalskråningen nord for Storegga og på Haltenbanken. Leir, silt og sand finnes spesielt i den nordlige halvdel av midt-norsk sokkel. På vanddyb større enn 1000 m på kontinentalskråningen dominerer leir med høyt kalkinnhold, ofte mer enn 30 %. Dette er skallrester fra døde organismer (plankton).

Leirig morene er vanligst under overflatelaget

Kunnskapen om løsmassene under topplaget er begrenset fordi seismikken gir lite detaljdata om dette, og det er få lange borkjerner som er tilgjengelige. Fra Draugenfeltet på Haltenbanken er imidlertid borkjerner med inntil 130 m lengde studert. Ofte finnes flere tykke morenelag med tynne lag sammenpresset leire mellom.

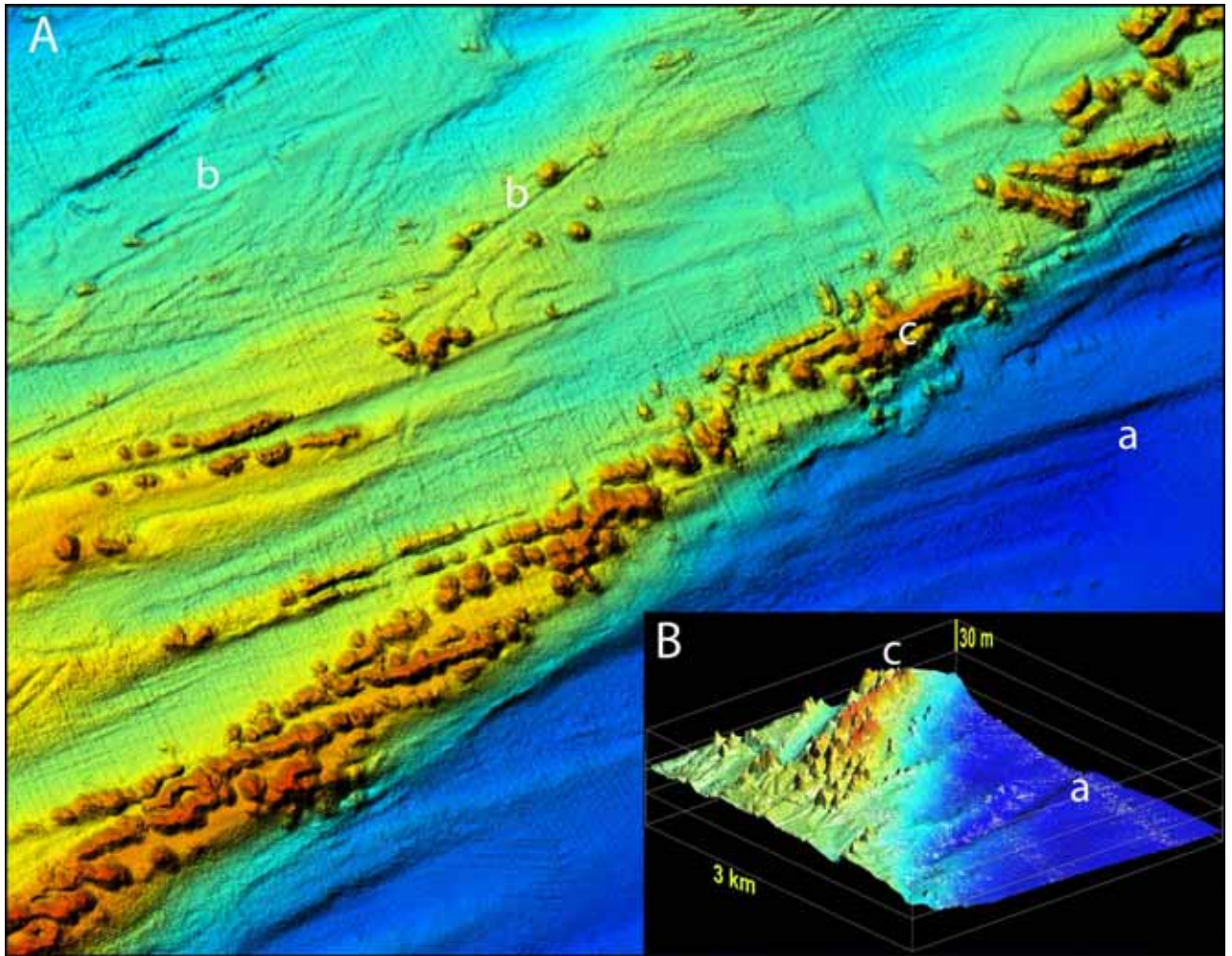


Fig. 34. **A.** Detaljbåtymetrisk registrering fra den nordlige delen av korallrevet utenfor Sula. En markert fjellrygg går diagonalt fra nedre venstre til øvre høyre bildekant. Bevegelsesmerker (flutes) etter isbreen som dekket området sees i det blå området til høyre for fjellryggen (a). Pløyespor etter grunnstøtte isfjell sees i det grønne og gule området til venstre for fjellryggen (b). Korallpyramider (c) finnes hovedsakelig på fjellryggen. **B.** 3D modell fra omtrent det samme området. Ca. 10 x vertikal overdrivelse. Illustrasjonene er basert på målinger med multistråle ekkolodd. Vanddyptet er fra 275 til 325 m. Etter Thorsnes mfl. (2004).

Dette viser at sokkelen flere ganger har vært dekket av is og det er grunn til å tro at de ukonsoliderte sedimentene i de dypeste lagene er betydelig eldre enn nest siste istid (Saale), kanskje fra yngste del av Tertiær.

På kontinentalsokkelen utenfor kysten av Trøndelag og Møre er det identifisert og kartlagt tre morener (Fig. 19, 124 og 125). Under maksimum av siste istid, for 24.000-21.000 ^{14}C år siden, lå iskanten helt ute på Eggakanten og avsatte tildels store morenerygger, bl.a. *Skjoldryggen* som er 150 km lang, opptil 150 m høy og 10 km bred (Fig. 33). Iskanten nådde sannsynligvis ut

til *Skjoldryggen* også ved det andre hovedframstøtet i sen-Weichsel som kulminerte for ca. 15.000 ^{14}C år siden. Et noe mindre isframstøt som er datert til ca. 13.500 ^{14}C år siden nådde nesten ut til Eggakanten utenfor midt-Norge, og for ca. 13.000-12.500 ^{14}C år siden ble et tredje sett med morenerygger avsatt på den indre halvdel av sokkelen. *Viknaryggen* er en del av dette morenekomplekset. De eldste morenene på land, de ytre kystmorenene, som er datert til å være ca. 12.400-12.000 ^{14}C år gamle, viser at den endelige avsmeltingen av sokkelen må ha skjedd svært raskt (Fig. 19).

NORGES KYSTOMRÅDER



Terje H. Bargel, Harald Sveian, Bjørn Bergstrøm, Lars Olsen og Arne J. Reite

Strandflaten

Den indre del av kontinentalsokkelen består av samme typer bergarter som finnes på land, krystallinske bergarter. Topografien er også mer lik den på land, men framfor alt er dette området omtrent fritt for løsmasser. I overgangssonen mellom sjø og land, i området fra 50–100 m under dagens havnivå til 50–100 m over, er det dannet en bred plattform i berggrunnen, *strandflaten* (Fig. 33). Strandflaten er et meget karakteristisk landskapselement for kyster som har vært nediset. Vi ser den som en vid brem av flatt land i de ytterste deler av fastlandet, rundt mange av de store øyene, og som en uendelig rekke små, flate øyer, holmer og skjær (Fig. 35). Sjøkartene viser at flaten mange steder er enda større under havnivået. Polarforskeren Fridtjof Nansen var en av de første som framsatte teorier for dannelsen av strandflaten. De viktigste faktorene som inngår er frostsprengning i strandsonen, iserosjon og bølgevasking kombinert med et varierende havnivå. Disse betingelsene har vært til stede fra slutten av tertiærtiden og gjennom hele kvartærtiden. Strandflaten er utviklet langs det meste av Norges vestkyst. Innen Midt-Norden varierer bredden på strandflaten fra noen få km helt i sør til 50–60 km i nord. Markerte brattkanter avgrensede ofte strandflaten mot kystfjellene (Fig. 36 og 37). I brattkanten har marin erosjon i perioder med høyere havnivåer dannet huler flere steder, *kysthuler*.

Kysthuler

Kysthulene, eller brenningshuler, er dannet ved bølgeabrasjon i svakhetssoner i berggrunnen. Slike huler finnes det mange av langs norskekysten innen Midt-Nordenområdet. De fleste hulene ligger høyere enn den sen- og postglasiale marine grense og de må derfor være eldre enn siste nedisning. Hullet i Torg-hatten ved Brønnøysund er en sjelden form for kysthule med hull tvers gjennom fjellet (Fig. 38).

Fordi hulene ligger høyere enn den senglasielle marine grense har sedimentene ligget beskyttet mot erosjon. Til nå er det gjort utgravninger i tre huler på Møre. I alle disse hulene er det funnet sedimenter som viser at isfrie perioder flere ganger har vekslet med perioder da øyene var helt dekket av is. I de isfrie periodene dannes det blokklag med bein fra dyr som levde på den tida. Blokk-lagene dannes ved at frosten sprenger løs materiale i huletaket. I perioder med isdekke blir hulene fylt med vann. Smeltevann fra breene frakter inn slam som blir bevart som fint lagdelte leiravsetninger. På denne måten blir det bevart to hovedtyper av sedimenter i hulene som forteller om området var dekket av is eller om det var isfritt. I lag som er 40.000–30.000 ¹⁴C-år gamle er det i Skjonghelleren funnet svært mange bein av fugl, fisk og pattedyr. 22 dyrearter har blitt bestemt, noe som gjør dette til det hittil rikeste funn av så høy alder fra Skandina-
via.

Løsmasser i kystområdene

Kystområdene er generelt preget av lite løsmasser. På den skogløse strandflaten dominerer bart fjell eller et tynt organisk lag med en vegetasjon som har gitt denne naturtypen navnet *lynghei* (Fig. 39). Spredte løsmasseforekomster finnes i bukter og forsenkninger, mest strandgrus og myr. Lokalt på strandflaten finnes tykk morene og glasimarin leire. Flere steder er det funnet løsmasser som er betydelig eldre enn siste nedisning (Ålesund interstadial). Fordi strandprosessen har vært svært aktive langs kysten, kan glisialavsetningene være betydelig erodert. Strandavsetninger med flere meters tykkelse (Fig. 31) og et restmateriale av bare store blokker finnes i utvaskingssonen (Fig. 29). Marine leirer finnes svært sjelden i overflata, men kan ligge på dypet under strandavsetninger. Postglasiale prosesser som torv- og myrdannelse, vitring av berggrunnen, steinsprang og skred har dannet en del løsmateriale.



Fig. 35. Typisk strandflatelandskap som dette finner vi mest utpreget i den nordvestlige delen av Midt-Nordenområdet, som her i Vikna i Nord-Trøndelag. Buemønsteret i skjærgården skyldes foldninger og strukturer i gneisene. Foto: Harald Sveian.

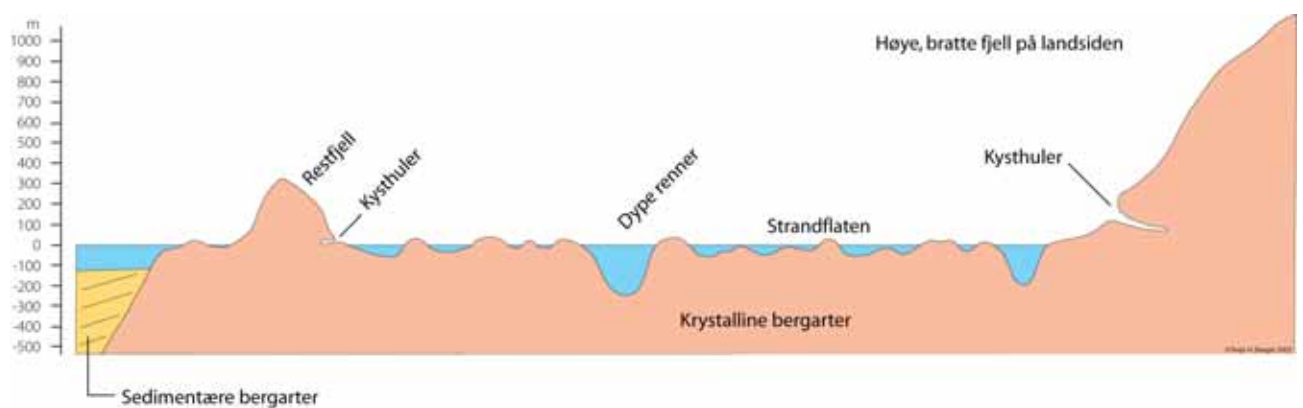


Fig. 36. Generalisert profil av strandflaten med restfjell, dype renner, kysthuler og indre, begrensende bratte fjell.



Fig. 37. Kystfjellene ved Roan i Nord-Trøndelag er omtrent jevnhøye og danner et nivå på ca. 300-400 moh. som dalene og fjordene er skåret ned i. Ofte er avslutningen mot vest stupbratt. Toppflaten er kanskje rester av det pre-tertiære peneplanet – den paleiske flaten. Foto: Harald Sveian.

Ekskursjonslokalteter

Se kartvedlegget bakerst i boka for lokalisering av ekskursjonslokalitetene.

☆ 1 *Godøya - Midt-Weichsel sandur på strandflata?*

Til Godøya kommer en via undersjøiske tunneller fra Ålesund (E136). På sørsiden av øya ligger sedimenter under morene og disse sedimentene er antatt å være ca. 50.000 år gamle. Under disse igjen ligger minst 130 m med eldre sedimenter som ikke er datert. Store sedimenttykkelser finnes også på naboøyene Giske og Vigra, noe som står i sterk kontrast til de ellers sedimentfattige ytre kyststrøkene på f.eks. Smøla. Disse store sedimentmengdene er antatt å være avsatt som en sandur.

☆ 2 *Skjonghelleren - Midt- og Sen-Weichsel stratigrafi*

Til Valderøya kommer en via undersjøiske tunneller fra Ålesund (E136). Skjonghelleren er en ca. 100 m lang brenningshule som ligger på vestsiden av øya og som er erodert ut i en bergvegg som danner den østlige begrensningen på strandflaten i området. Ved utgravinger i hula er det funnet vekslinger mellom blokklag og laminerte leirlag. Dateringer av skjell og beinrester

fra blokklagene viser at det forekom isfrie perioder for mer enn 55.000 år siden, mellom 33.000 og 28.000 år og etter 10.000 år siden (!). De mellomliggende leirlagene er antatt å være avsatt mens hula var vannfylt. Siden havnivået ikke har vært så høyt i Midt- eller Sen-Weichsel at hula kunne ha befunnet seg under havnivå, er det antatt at området var isdekket og vannfylt da leirlagene ble avsatt.

☆ 3 *Smøla - en del av strandflaten*

Skal en til Smøla kan en ta hurtigbåt fra Trondheim eller Kristiansund eller ferge fra Aukan (E39/RV680). En kunne også tidligere ta ferge fra Hitra. Ferga ankommer Edøya som, i likhet med naboøya Kuløy består av devonsk konglomerat. Foruten geologi kan man på Edøy se en gammel steinkirke fra år 1190 og på Kuløy mange gravplasser og en kjent runestein fra kristningen av Norge. Smøla ligger jevnt over lavere enn 30 moh., og er omkranset av 3000 mindre holmer og skjær. Hele området er preget av bart fjell og sparsom vegetasjon (lynghei) og myr (Fig. 39). Av løsmasser finnes lokalt i forsenkninger bølgevasket materiale og noen steder tykke skjellsandforekomster. I sørøst (Nerdvika) er skjellfragmenter funnet i bunnmorene, datert til ca. 39.000 ¹⁴C-år. Dette viser at øya var isfri i siste del av Midt-Weichsel (Ålesund Interstadial).

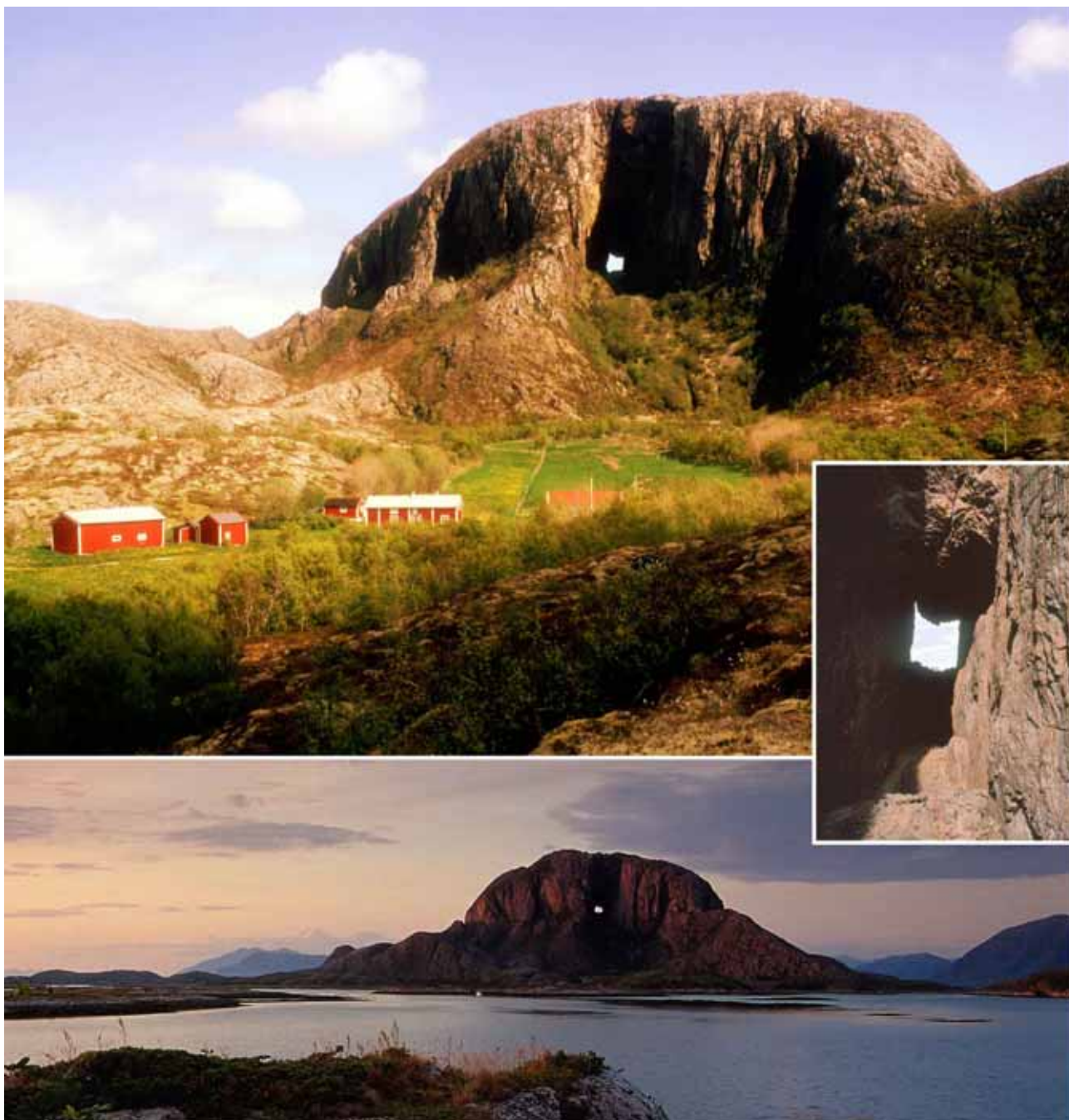


Fig. 38. Torghatten er kanskje det mest kjente naturfenomen på Helgeland. Selve hullet er 160 m langt, 25-30 m høyt og 12-15 m bredt, og er gravd ut ved frostsprengning og bølgevasking langs en svakhetssone i fjellgrunnen, se lite bilde (Foto: Terje H. Bargel). Gulvet i hullet ligger 112 m over dagens havnivå. Dette er bare noen få meter lavere enn det høyeste havnivået etter siste nedisning (marin grense). Dannelsen må derfor ha funnet sted ved et meget høyt relativt havnivå og må ha startet minimum 20.000-30.000 år siden, kanskje mye tidligere. Øverst: Toppen av Torghatten sett fra sør. Anlegg til flere huler kan sees i fjellsiden. Foto: Terje H. Bargel. Nederst: Torghatten sett fra sør fra større avstand. En strandlinje på høyre side (sørøstsiden) av Torghatten ligger i samme høyde som hullet. Foto: Per Eide, Edelpix.

☆ 4 Skarsvågen, Frøya – Eem sedimenter

Til Frøya kommer en ved å følge RV714 fra Orkanger (E39), undersjøisk tunell til Hitra (5610 m lang, 264 m under havoverflata) og derfra ny undersjøisk tunell til Frøya (5300 m lang) der en tar RV 716 mot sør til Skarsvågen. I vegskjæringen ligger sand og silt under

morene fra Weichsel maksimum (Fig. 40). Sedimentene er ved ulike dateringsmetoder antatt å være fra siste mellomistid (Eem). Under dette ligger ishavsléire med skjell som kan være deglasiasjons-sedimenter fra Saale-istiden, og dette ligger oppå antatt Saale-morene.



Fig. 39. På den skogløse strandflaten langs norskekysten, som her på øya Smøla, dominerer bart fjell eller et tynt organisk lag med en vegetasjon som har gitt denne naturtypen navnet lynghei. Kystfjellene på Møre sees i bakgrunnen. Foto: Terje H. Bargel.

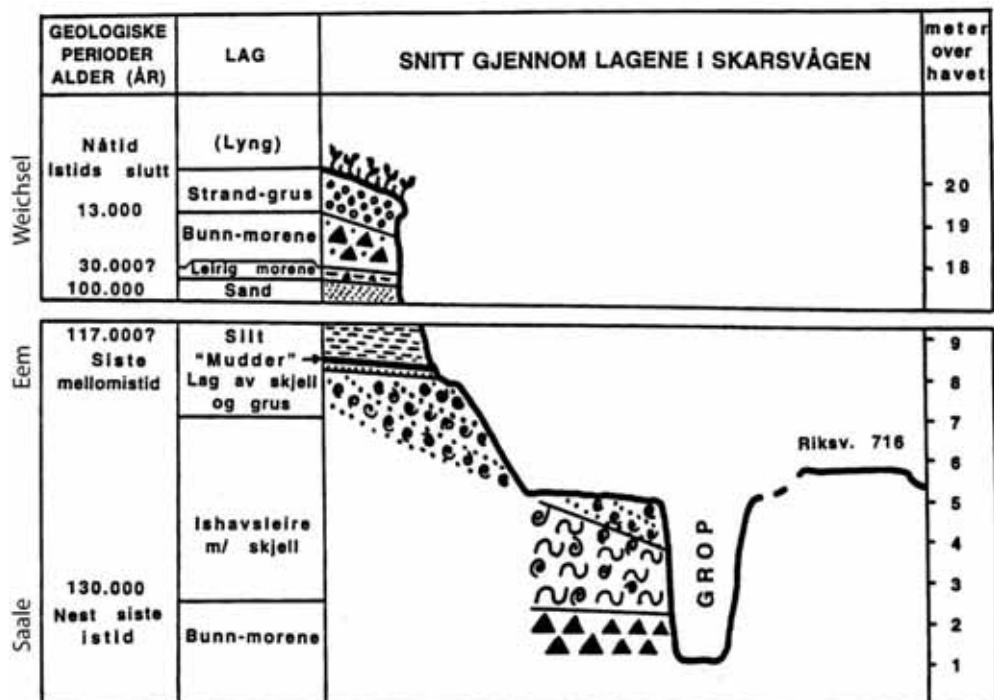


Fig. 40. Snitt gjennom Saale-, Eem- og Weichselsedimenter i Skarsvågen, Frøya. Bunnmorenen og den glasimarine leira fra Saale kan ikke sees i dag. Etter Aarseth (1995).



Fig. 41. Ørlandet er en lavtliggende halvøy som ligger ved munningen av Trondheimsfjorden. Halvøya består for det meste av løsmasser, og av den grunn mente en lenge at den representerte en israndavsetning avsatt under isavsmeltingen. Boringer har imidlertid vist at her ligger glasimarine avsetninger med over 100 m tykkelse. Foto: Terje H. Bargel.

☆ 5 Ørlandet - Glasimarin leire på strandflaten

Fra Trondheim kan en ta ferge over Trondheimsfjorden (Flakk-Rørvik) og følge RV715 til Ørlandet, eller ta RV710 fra Orkanger (E39) og ferge over den ytre del av Trondheimsfjorden (Valset-Brekstad). Ørlandet er en svært flat og lavtliggende halvøy som for det meste består av sedimenter (Fig. 41). Området ble derfor lenge betraktet som en sterkt bølgevasket randmorene, men boringer har påvist store mektigheter steinholdig leire med strandvasket materiale i toppen. En riktigere tolkning er derfor glasimarin leire avsatt på strandflaten. Flere isolerte restfjell finnes også på Ørlandet.

☆ 6 Harbakhula - kysthule

Tar en RV723 vestover fra Årnes, senteret i Åfjord kommune, mot Stokksund, og tar videre til Harbak, ligger Harbakhula 2-300 m gange fra veien. Denne hula har en svært stor åpning, 30-40 m høy, og den smalner raskt av, men det er ingen problemer med å gå helt inn uten spesielt utstyr (lykt må en ha). Hula er erodert ut langs en skråstilt sprekkeseone i berget.

☆ 7 Osen – Sen Bølling (?) randmorene

Nær Osen sentrum går RV715 over en randmorenerigg som nesten demmer opp fjordarmen innenfor. Ryggen er ikke direkte datert, men er klart eldre enn Yngre Dryas. Sen Bølling (Eldre Dryas) alder er mest sannsynlig basert på alderen til andre avsetninger i denne delen av kyst-Norge.

☆ 8 Salsnes – Yngre Dryas israndsoner

Salsnes ligger 40 km nord for Namsos langs RV769 og vegen går her oppå avsetningen som demmer Salsvatnet (Fig. 16). Salsvatnet er 25 km langt og 464 meter dyp og er dermed Nord-Europas nest dypeste innsjø. Den mektige randavsetningen er 4 km lang og 200 m tykk. Stratigrafien er bare kjent i de øvre deler der Yngre Dryas morene ligger over glasimarine sedimenter med ukjent tykkelse.

☆ 9 Kolvereid – Yngre Dryas breelvvavsetning

Til Kolvereid kommer en ved å følge RV770 fra Foldereid (RV17). Her ligger en av de mange store randavsetningene fra hovedframstøtet i Yngre Dryas. Avsetningen er en bred rygg av breelvmateriale som er bygget opp til 80 moh. (MG = 125 moh.). Overflaten er ujevn og mot øst er det en markert iskontaktskråning. I et massetak vises skrålag som består av godt sortert sand og grus med fall mot vest.

☆ 10 Djupvika - kompleks randavsetning

Djupvika ligger ved sørsiden av Eiterfjorden, vel 10 km fra RV771 mot Tømmervika. I et massetak er et ca. 30 m høyt snitt undersøkt. I bunnen ligger Bølling leire, derover grus fra en randavsetning som tilhører ytre kysttrinn i slutten av Bølling (Eldre Dryas), så en Allerød leirpakke med mye skjell, og øverst grus fra en randavsetning avsatt i tidlig Yngre Dryas.

☆ 11 Lysfjorden/Heilhornet – Yngre Dryas randmorener

Lysfjorden ligger ved RV17 omtrent midtveis mellom fylkesgrensen Nord-Trøndelag/Nordland og Holm fergekai. Veien skjærer gjennom en stor morenerygg (Lysfjordmana) som ble dannet ved hovedframstøtet i Yngre Dryas (Fig. 42). Ryggen er sterkt buet, noe som klart indikerer isbevegelse fra nord. I fjellsidene 300-500 moh. ligger flere lateralmorener som ble avsatt ved det samme brefremstøtet. En av disse morenene kan følges nesten sammenhengende over 5 km (Fig. 43) og kan sees fra høyeste punkt på veien til Bindalseidet.

☆ 12 Torghatten – hull rett gjennom fjellet

”Nord i Hålogaland 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 røve ved høgstnatt. 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. Sømnakongen 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.”

For å komme til Torghatten må en kjøre gjennom Brønnøysund sentrum (ca. 7500 innbyggere), over brua til øya Torget og videre ca. 10 km sørøver. Adkomstveien er tilrettelagt slik at det er relativt enkelt å ta seg fram. Torghatthullet er 160 m langt og går i sørvest-nordøstlig retning. Tverrprofilet er rektangulært, noe som viser at hullet er uterodert mellom vertikale sprekker i berggrunnen (Fig. 38, lite bilde). Takhøyden er opptil 35 m. Nedrast blokk og stein ligger foran den nordlige åpningen slik at en må klatre ned noen trapper for å komme til bunnen. Inngangspartiet i sørvest ligger på ca. 120 moh., i nordøst 138 moh., mens bunnen ligger 112 moh. Den postglasiale marine grense ved Torghatten er ca. 115 m og var for kortvarig til å danne en slik grotte. Grotten må ha blitt dannet ved et havnivå som var vesentlig høyere, og må derfor være mer enn 30.000 år gammel. Kanskje har starten på grottedannelsen ha skjedd allerede mot slutten av forrige istid for minst 130.000 år siden. Dateringene fra Skjonghelleren (se lok. 2) indikerer en så høy alder.

☆ 13 Vega – Eldre Dryas eller sen Bølling randmorene

Øya Vega ligger nord for Brønnøysund og nås med ferge fra RV17 (fra Horn). I sørvest består øya av 800 m høye fjell, nord- og østdelen er en del av strandflaten. Her ligger en randmorene med betydelig størrelse, den er sterkt bølgevasket og på overflaten er blokkinnholdet stort. Skjell funnet utenfor randmorenen er datert til 13.420 ¹⁴C-år, men brefremstøtet er antatt å ha skjedd for ca. 12.200 ¹⁴C-år siden. Sør og øst på Vega finnes strandlinjer som er uterodert i fjell. Linjene finnes i to nivåer mellom ca. 90 og 100 moh. Strandlinjene er dannet i Yngre Dryas, like etter at øya var blitt isfri.

Vega står på UNESCOs World Heritage list, Verdens Naturarv, bl.a. på grunn av den praktfulle naturen, men også som representant for den norske kystkulturen.

☆ 14 Tjøtta – Bølgevasket Yngre Dryas randmorene

Tjøtta ligger helt sør på øya Alsten, 30 km sør for Sandnessjøen, der ca. 5 km av RV17 ligger på randavsetningen nord for Tjøtta fergekai. Randavsetningen fremstår som en stor bue som ligger mellom noen fjellknauser mindre enn 10 m over havnivå. Avsetningen er dannet under havnivå og er sterkt bølgevasket, men ryggformen kan følges over ca. 3 km.



Fig. 42. Yngre Dryas endemorene ved Lysfjord i Bindal avsatt ved brebevegelse fra nord – mot betrakteren. Moreneryggen demmer opp Lysfjordvatnet som vi ser i forgrunnen. Foto: Harald Sveian.



Fig. 43. Horndalsmorenen ligger ca. 400-500 moh., omtrent parallellt med dalsiden like vest for Bindalseidet på Helgeland. Morenen kan følges nesten sammenhengende over mer enn 5 km, og ble avsatt som en push-morene tidlig i Yngre Dryas. Foto: Terje H. Barger.

FJORDER OG DALER I NORGE



Terje H. Bargel, Harald Sveian, Arne Reite og Lars Olsen

Morfologi

Området omfatter det meste av Midt-Norges fastlandsområde. Med unntak av Møre, der høyfjellene når helt ut til kysten, består fjord- og dalområdet av et sterkt oppskåret landskap der bare et fåtall fjellpartier er høyere enn 600 m.

Fjorder og daler er ett og samme landskapselement som er uterodert i fjellgrunnen av elver og senere modifisert av breer. Et fjord- og dalsystem i sin best utviklede form kan følges fra Eggakanten ytterst på kontinentalsokkelen til høyfjellet. På kontinentalsokkelen arter det seg som en grunn og bred dallignende form som ligger helt under havnivå (Fig. 33). Fra kysten skjærer fjorder seg inn i landmassen, som senere går over i daler når bunnen kommer over havnivå, og ender ofte i høyfjellet nær grensen til Sverige. På Møre ender mange av dalene brått i markerte *dalender* et fåtalls km fra kysten, ofte opp til 500 m høye.

Fjorder og daler er dannet ved elve- og iserosjon langs sprekker, forkastninger og andre strukturer, f.eks. strøkretningen i berggrunnen. Den dominerende strøkretningen innen den kaledonske fjellkjede er nordøst-sørvest, og på Møre og i Trøndelag er dette også den vanligste forkastningsretningen (Møre-Trøndelag forkastningssone). Sprekkeretningene derimot går oftest nordvest-sørøst. Disse retningene har følgelig i stor grad bestemt orienteringen av fjordene og dalene. På Møre følger de fleste fjordene sprekkeretningene. Trondheimsfjordens vinklede forløp er et meget godt eksempel på en fjord der retningene er bestemt av både forkastningene og sprekkeene (Fig. 46, nøkkelkartet). På Helgeland er fjord- og dalmønsteret mindre ensartet fordi strøkretningen varierer mer her enn lengre sør. Et sterkt innslag av lett eroderbare kalkbergarter med strøkretning omtrent nord-sør og til dels nordvest-sørøst har imidlertid vært avgjørende i mange områder. (Fig. 44 og 45). Fjordene og dalene som følger sprekkeene mot nordvest-sørøst har ofte klarere lengde- og

tverrprofiler enn strøk- og foldefjordene mot nordøst-sørvest som de skjærer gjennom. Dette skyldes at isbevegelsene var mot nordvest og erosjonen var mest intens i denne retningen. Typisk for sprekkefjordene er at de er trange og har et trauformet lengdeprofil. Vanddyptet øker fra 100-200 m ved tersklene i fjordmunningen til dyp over 500-600 m i de midtre og indre deler av fjordene (Fig. 46). Det er ofte flere traue og terskler i en fjord. Noen steder har isstrømmene fra sidedaler samlet seg til en større isstrøm i hoveddalføret. I slike *konfluensbassenger* er fjellgrunnen i hoveddalen eller fjorden ofte overfordypet. Trondheimsfjorden og Romsdalsfjorden (ved Molde) er eksempler på dette. Noen overfordypninger, som f.eks. i Beitstadfjorden utenfor Steinkjer, kan skyldes *blokkforkastninger*.

Landhevingen som fant sted i sen tertiær tid var sterkest i vest. Dette førte til at elver som drenerte i denne retningen fikk økt erosjonskraft og gravde seg innover - bakover - i fjellmassivet, *tilbakeskridende erosjon*. De øvre deler av eldre elvesystemer, som tidligere drenerte mot øst eller sydøst, ble ved dette fanget inn og renner nå mot vest og nordvest. Elvene og dalene får dermed et forløp der retningen brått endres nesten 180°, *agnordal*. Spesielt i Sunndalen er dette svært tydelig. Dette fenomenet kalles *elveinnfangning* og det bidro til å flytte vannskillet mot øst og sørøst i kvartærtiden.

Løsmasser

Sammenlignet med Sverige og Finland er svært lite av Norges fastland dekket med tykke løsmasser. De relativt små arealer med tykke løsmasser ligger i fjordene og dalene, og ble hovedsakelig avsatt i slutten av siste istid og tiden etter. Enkelte steder finnes likevel løsmasser som er eldre. Disse vil bli omtalt senere i avsnittet "Siste istid og isavsmeltingen i Midt-Norge", side 121.



Fig. 44. Årvågen i Aure på Møre er en breerodert dal med middels relieff der vitring og steinsprang har medført omfattende talusdannelse. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 45. Tosenfjorden på Helgeland er en av de få rettlinjete, iseroderte fjorder innen Midt-Norden. Fjorden er erodert ut langs en SV-NØ-gående forkastning. Foto: Terje H. Bargel.

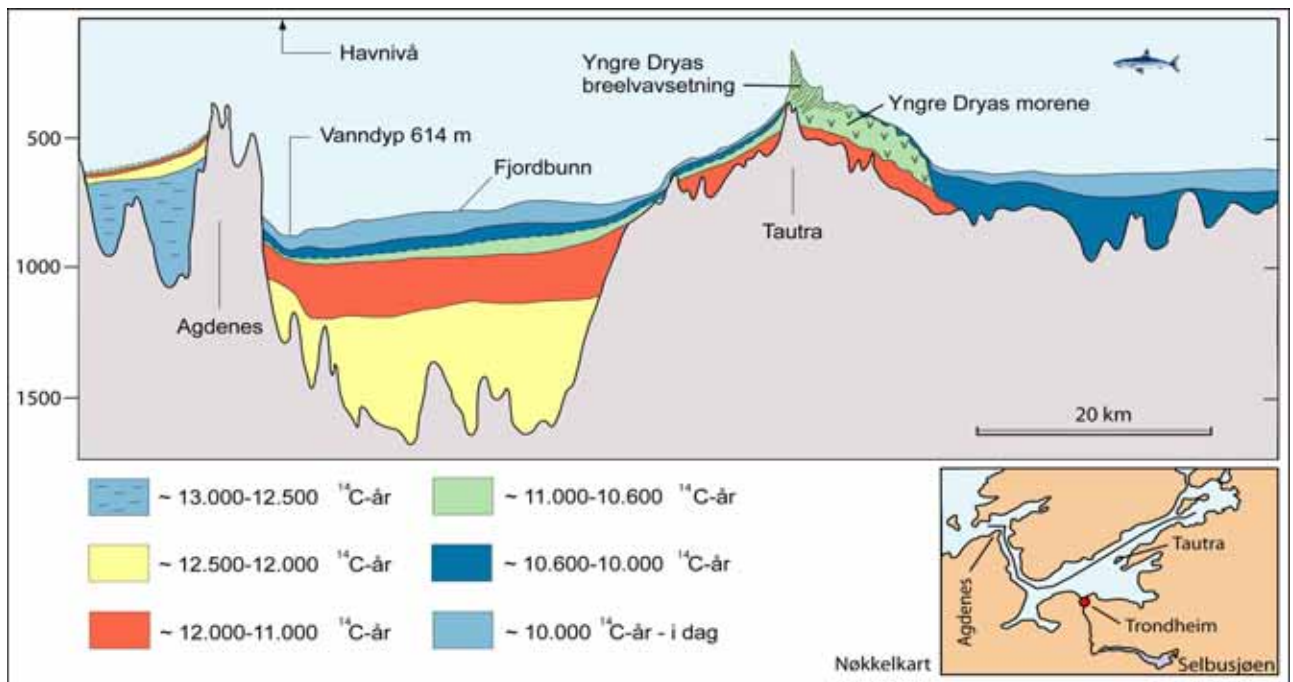


Fig. 46. Generalisert lengdeprofil langs Trondheimsfjorden fra terskelen ved Agdenes i vest til det andre dybbassenget i nordøst (se nøkkelkart) basert på seismiske målinger. Skalaen til venstre viser to-veis gangtid i ms for de seismiske bølgene. Fjorden er 614 m dyp på det meste, og i tillegg finnes mer enn 700 m sedimenter. De angitte aldre er basert på antagelsen at innlandsisen under Weichsel maksimum fjernet eldre sedimenter, slik at de som ligger i fjorden i dag ble dannet under siste isavsmelting og tiden etter. Modifisert etter Rise mfl. (2007).

Løsmasser i fjordene. I mange fjorder og på store landområder under den marine grense finner vi tykke silt- og leiravsetninger avsatt under isavsmeltingen. (Fig. 46). Store mengder slam ble ført ut i fjordene på grunn av strandforskyvningen og erosjonen i de tidligere avsatte løsmassene dette medførte. I Trondheimsfjorden er det påvist leirtykkelsener på mer enn 700 m, og i Sunndalsfjorden mer enn 400 m. I de ytre deler av enkelte dalfører er leirtykkelsene mer enn 200 m, f.eks. nesten 400 m i Gauldalen. Under isavsmeltingen ble det mange steder avsatt ryggformete brerand-avsetninger på tvers av fjordene. I Trondheimsfjorden øst og nordøst for Trondheim ligger flere rygger som tilhører Tautratrinnet som er 100-150 m høye og 3-4 km lange.

Løsmasser i dalene. Randavsetninger fra isavsmeltingen forekommer i stort antall over hele den norske del av Midt-Norden, mest i dalførene og lavlandet omkring Trondheimsfjorden (Fig. 47, se også kapitlet "Siste istid og isavsmeltingen i Midt-Norge", side 119). Randavsetningene her består hovedsakelig av breelv-materiale og de er ofte flere titalls meter tykke. Felles for randavsetningene er at de er mer eller mindre ryggformet og er orientert på tvers av dalførene og fjordene (Fig. 16, 17 og 47). I åsene mellom dalførene ligger mange steder randmorener i form av smale og noen få meter høye rygger (Fig. 18).

Den dominerende løsmassetypen i dalførene under den marine grense er likevel marin leire, spesielt omkring Trondheimsfjorden og i Namdalen. Ofte ligger et tynt

lag sand og grus oppå leira i dalførene. Dette materialet stammer fra avsetninger som elvene eroderte i under landhevingen. Over marin grense finnes oftest sand, grus og stein i bunnen av dalførene. I dalsidene finner vi mange steder tykke moreneavsetninger. På Møre er det etter norske forhold mye morenemateriale både i kyst- og fjordområdene.

Ekskursjonslokalteter

Se kartvedlegget bakerst i boka for lokalisering av ekskursjonslokalitetene.

☆ 15 Trolltindane og Trollveggen – Fjellskred og steinsprang

Trollveggen kan betraktes fra en stor rasteplass ved E136, ca. 10 km sør for Åndalsnes (Fig. 26). Fra dalbunnen stiger fjellveggen til over 1700 m høyde og ender i et alpint fjellandskap med tallrike spisse pigger og tinder. Selve Trollveggen er Europas høyeste loddrette stup på 1000 m, og dette ender i en taluskjegle som er 830 m høy og med en såleradius på omkring 1,5 km.

☆ 16 De Geer-morener på Møre

Mellom Molde og Ålesund ligger flere daler og grunne fjorder der det finnes tallrike De Geer-morener, både på land og under vann. På land framstår morenene som

små utstikkende nes langs fjordsidene, som i Tomrefjorden, Tresfjorden og Ellingsøyfjorden, mens under havnivå er de kartlagt en rekke steder med seismiske målinger.

☆ 17 Rissa - Største kvikkleireskred i nyere tid i Norge

Rissa ligger på nordsiden av Trondheimsfjorden ved RV717, NV for Trondheim. Skredet gikk 29. april 1978, og fra et areal på ca. 200 da gled 5-6 mill. m³ leire ut i vatnet Botnen (Fig. 48). Ett menneske omkom og flere gårder ble ødelagt. Området er nå planert og oppdyrket slik at sporene etter skredet er nesten borte.

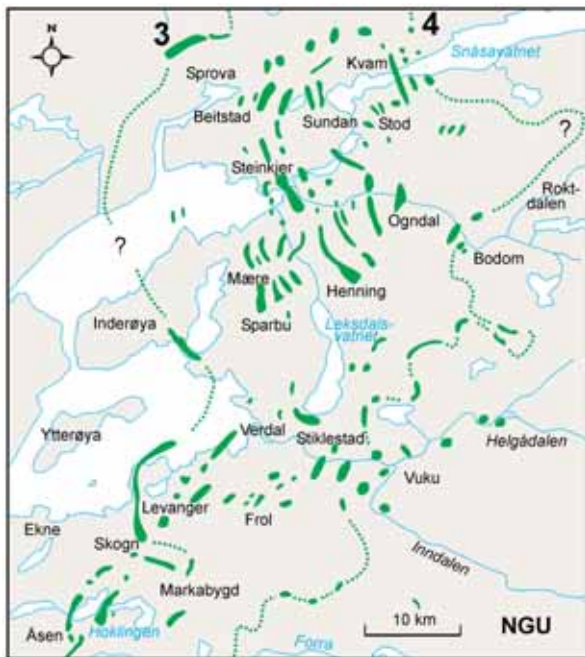


Fig. 47. Tallrike ryggformete israndavsetninger ble dannet i lavlandet under MG ved indre del av Trondheimsfjorden under deglasiasjonen. Randavsetningene tilhørende linje 3 (Hoklingentrinnet 10.400-10.300 ¹⁴C år) og linje 4 (Vukutrinnet 10.000-9900 ¹⁴C år) er morenerygger dannet ved fremrykk av isen. De fleste av de mellomliggende ryggene er breelvavsetninger som ble dannet ved topografisk betingete stopp i tilbaketrekingen (høydedrag, terskler, øyer, innsnevring). Foto av moreneryggen som krysser fjorden mot Inderøya er vist på Fig. 49. Se også Fig. 124. Etter Sveian og Solli (1997).

☆ 18 Momyr - Lange drumliner i et løsmassefattig område

Momyr ligger drøyt 20 km langs RV715 nord for Årnes. Nær vegens høyeste punkt (290 moh.) ligger en rekke SØ-NV orienterte drumliner (Fig. 11). Drumlinene er svært løynefallenede da de er opptil 2 km lange rygger som er hevet over omgivelsene, de er oppdyrket, og ligger i et område med lite løsmasser forøvrig.

☆ 19 Sverresborg, Trondheim - Strandlinje i fjell

Ved Sverresborg, like vest for Trondheim sentrum, finnes strandlinjer som ble utviklet i fjell ved frostsprengning i strandsonen i Yngre Dryas (Fig. 24). Strandlinjen er svært tydelig ved Trøndelag Folkemuseum, på Blyberget og i Elsterparken der den kan følges på 160 moh. over flere hundre meter.

☆ 20 Sjetnemarka - Skredgrop

Bydelen Sjetnemarka sør for Trondheim sentrum ligger i ei skredgrop på vel 1 km² der leirmassene har sklidd ut i Nidelva (Fig. 50). Leirtykkelsene er store i dette området, og flere andre skredgrop og raviner finnes her.

☆ 21 Kregnes og Søberg - Yngre Dryas isranddelta

Kregnes ligger på vestsiden av Gauldalen, ca. 5 km sør for Melhus. Her ligger et stort breelvdelta (MG 170 moh.) med en markert iskontaktskråning. Deltaet er avsatt mot nord av en dalbre i Gauldalen. På deltaflaten ligger flere store sanddyner. På nordsiden av avsetningen ligger et stort massetak med mer enn 40 m tykke skrålager (foreset). Søberg ligger på østsiden av Gauldalen vis-a-vis Kregnes. Et stort massetak ved Søberg sees godt fra E6, og en kan se skrålager (foreset) med fall mot nord. Kregnes- og Søbergavsetningene ble avsatt samtidig, og har nok vært sammenhengende over dalen ved dannelsen. Elveerosjon under landhevingen har fjernet de sentrale deler av avsetningen.

☆ 22 Hovin - Israndavsetning med yngre elveterrasser

Ved Hovin i Gauldalen, ca. 40 km langs E6 sør for Trondheim, kan en fra veien se en israndavsetning som ble avsatt i Yngre Dryas. Den ca. 10.500-10.400 ¹⁴C-år gamle avsetningen ligger i den vestre dalsiden og der finnes 7 elveterrasser i ulike nivåer (Fig. 50). Den høyeste terrassen ligger på 170 moh. som tilsvarer MG i området. Gaula ligger på ca. 30 moh., og terrassene ble dannet under suksessive faser av landhevingen.

☆ 23 Kaldvelladalen/Hyttfossen - Morenerygg, sandur, delta og ungt elveløp

Kaldvelladalen er en østlig sidedal til Gauldalen som munner ut ved Ler, ca. 30 km sør for Trondheim (E6). Et stort sandurdelta fyller den midtre del av dalen. Den 30 km lange Selbusjøen kan ha hatt et tidligere utløp ned dalen til Gaula. På grunn av sandurdeltaet har Selbusjøen nå avløp gjennom en kanjon mot nord. Her renner Nidelva, som renner ut ved Trondheim sentrum.



Fig. 48. Kvikkleireskredet i Rissa som gikk 29 april 1978 er det største kvikkleireskredet i Norge i nyere tid. Ett menneske omkom da 5-6 mill. km³ leire gled ut i vatnet Botnen, som vi ser i bakgrunnen. Foto: Aftenposten.



Fig. 49. Morenerygg ved Straumen, Inderøya i Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.



Fig. 50. Sør for Trondheim sentrum ligger en stor kompleks israndavsetning, Heimdal-Tiller-Ekle. Isen som avsatte denne under Yngre Dryas beveget seg fra sørøst, fra øvre høyre side på bildet. Grustaket i bakgrunnen (Ekle) ligger i den nordøstre delen av avsetningen. Utenfor denne ble det avsatt tykke leiravsetninger, og i disse har det gått mange kvikkleireskred. Skredkantene er avmerket på med hvite linjebildet. I den nærmeste skredgropen ligger bydelen Sjetnemarka. Foto: Harald Sveian.

☆ 24 *Hegra - Israndavsetning*

Hegraavsetningen ligger på sørsiden av Stjørdalselva, 8 km øst for Stjørdal langs E14. I dalsiden ligger rester etter en breelvavsetning som ikke ble bygget opp til havnivå (randås). Massene ble avsatt fra øst av en dalbre i Stjørdalen. I et stort massetak i proksimalsiden finnes dårlig sortert sand og grus med noe stein og blokk, lagene faller mot sørvest, og det er tallrike

foldninger. I partier finnes tykke morenelag som viser at isfronten ikke lå helt i ro.

I dalsiden like øst for israndavsetningen ligger Hegra festning som ble bygget i 1908-1910 til forsvar mot angrep fra Sverige, men ble først angrepet i 1940 av tyskerne. Smal, bratt og krokert, men kjørbar vei helt fram.



Fig. 51. Isranddelta med sen Yngre Dryas alder ved Hovin i Gauldalen, ca. 50 km sør for Trondheim. Terrassene vitner om elveerosjon under landhevingen. Den høyeste terrassen angir marin grense (MG) som her er 170 moh. Foto: Terje H. Bargel.

☆ 25 *Egga, Meråker – Breelvdelta*

Egga ligger like SV for Meråker sentrum, på motsatt side av Stjørdalselva i forhold til hovedveien E14. I massetaket som ligger ca. 1 km sør for Meråker sentrum, får en demonstrert de ulike lagene et delta er bygget opp av. I overflata er det 1-3 m tykke horisontale lag (topset) som ligger over skrålag (foreset) med 15-20 m tykkelse. På større dyp ligger subhorisontale lag med silt og leire (bottomset), men dette kan ikke sees i massetaket. Breelvdeltaet ble dannet da havnivået var ca. 170 moh., mens MG er 188 moh. Sen tilførsel av smeltevann over vannskillet ved Storlien kan ha bidratt til å danne et delta av denne størrelsen fra bredemte sjøer på svensk side.

☆ 26 *Indre del av Trondheimsfjorden - randmorener fra Yngre Dryas*

I lavlandet mellom Hoklingen og Snåsavatnet (Innherrred) ble det dannet en hel serie med israndavsetninger i siste del av Yngre Dryas, som vesentlig ble avsatt ved korte stopp under tilbaketrekkingen av isfronten (Fig. 47 og 49). Flere av avsetningene danner markerte forlemener i landskapet ved sin markerte, skarpe rygg (f.eks. Egge i Steinkjer) eller ved at de demmer opp sjøer (f.eks. Hoklingen og Leksdalsvatnet).

☆ 27 *Verdalsskredet 1893 – Norges største kjente leirskred*

Natten til de 19. mai 1893 gled 55 mill. m³ leirmasser ut og fordelte seg over 8,6 km². 112 mennesker omkom som følge av skredet, og en skredgrop på 2,9 km³ ble dannet. Et utsiktssted er tilrettelagt ved veien som går langs åsene mellom Stiklestad og Fåra, der en kan få detaljert informasjon om skredet.

☆ 28 *Trolldalen, Sefrivatn - Kanjon*

11-12 km nord for Majavatn langs E6, like øst for en jernbaneundergang, ligger en 1,5 km lang, opptil 100 m bred og opptil 30 m dyp kanjon tett inntil dalsiden. Kanjonen har noen steder V-formet tverrprofil på grunn av utrasing av blokk med tilhørende talusdannelse, og dens øvre ende ligger ved en tidligere terskel mellom Sefrivatnet og det lavere Kjerringvatnet. Kanjonen er uterodert av subglasialt smeltevann, og den ble forlatt da smeltevannet eroderte gjennom en ca. 5 m lavere terskel 500 m lengre mot vest, der elva går i dag.

☆ 29 *Jordbruelv, Svenningdal - Grotter*

Ca. 15 km fra E6, langs RV76 mot Brønnøysund ligger et stort grotteområde rundt Jordbruelv der det finnes over 250 større og mindre grotter. Her ligger også Skandinavias største underjordiske innsjø. For å besøke dette grotteområdet er det nødvendig med guide. Kontakt turistinformasjonen eller kulturkontoret i Grane kommune.

☆ 30 *Tosbotn – Breelvdelta og jettegryter*

Tosbotn i bunnen av Tosenfjorden kan en nå fra E6 mot vest langs RV76 gjennom den 5820 m lange Tosentunellen, eller følge RV76 mot øst fra RV17. Kjøreturen langs indre delen av Tosenfjorden kan være en skremmende opplevelse. Fjordens fortsettelse på land – Tosendalen – er svært kort og ender mot vannskiller som ligger over 600 moh. En serie terrasser ligger i Tosendalen, den høyeste, som representerer MG med 134 moh., ligger like ved veien 1 km nedenfor tunell-åpningen. På toppflaten av denne terrassen ligger noen dødisgroper som viser den brenære opprinnelsen. Like i nærheten finnes en 15 m høy, halv jettegryte tett inntil veien.

☆ 31 *Svenningdalen - Laksforsen*

Laksforsen ligger nær E6, og er derfor lett tilgjengelig med gode parkeringsforhold. Dette er den største fossen i Vefsna med et fall på ca. 17 meter og 70-80 m bredde. Laksforsen er en av de mest besøkte turistattraksjonene i Nordland.

☆ 32 *Hattfjelldal - Hatten*

Fjellet Hatten (1128 moh.) med sin karakteristiske hattefasong hever seg 3-400 m. over den omkringliggende fjellvidda. Det er fin utsikt mot fjellet fra RV73, 4-5 km fra Hattfjelldal sentrum. Fjelltoppen er lett tilgjengelig, 2-2,5 timers gange langs merket sti, og utsikten er uforglemmelig!

☆ 33 *Susendalen - Stort antall jettegryter*

Ved utløpet av Fiplingdalselva i Susna, drøyt 50 km sør for Hattfjelldal langs RV804, renner elva mot nord gjennom en kort kanjon. Kanjonen er uterodert i glimmerskifer som faller i elvas dreneringsretning. En fjellflate på ca. 50x30 m er eksponert tett ved kanjonen, og på denne flaten er det dannet nesten 40 jettegryter med diameter opp til 2 m og dybde på 1,5-2 m (Fig. 52). Jettegrytene er dannet subglasialt under deglasiasjonen av smeltevann som rant over vannskillet fra øst og smeltevann fra Børgefjell.

☆ 34 *Mosjøen - Øyfjellgrotta*

Øyfjellgrotta ligger i Øyfjellet, like sør for Mosjøen. Dette er en 500 m lang kalksteinsgrotte med trange passasjer og større, åpne hulrom. Adgang kun med lokalkjent guide. En må gå ca. 30 min. i bratt terreng for å komme til inngangen av grotta. Guiden som kanskje spiller på fløyte inne i grotta gir deg en uforglemmelig opplevelse. Turen varer 3-4 timer. Henvendelse ved turistinformasjonen i Mosjøen.



Fig. 52. På en barspylt fjelloverflate der Tiplingelva renner ut i Susna, rett nord for Børgefjell Nasjonalpark, er det erodert ut nesten 40 jettegryter i ulike størrelser i den lokale glimmerskiferen. Innfelt bilde viser jettegryter i ulike størrelser (se lue som målestokk). De to største jettegrytene er vannfylte og står i forbindelse med hverandre under vannivået. Foto: Terje H. Bargel.

FJELLKJEDEN



Robert Lagerbäck, Terje H. Bargel og Jan-Olov Svedlund

Fjellenes topografi

Fjellene er i denne sammenheng de deler av fjellkjeden som ligger høyere enn ca. 600-700 moh., og de dalfører som på et noe lavere nivå skjærer seg gjennom fjellmassivene. Denne avgrensningen er rent topografisk og er ikke berggrunnsbettinget. Den sammenfaller bare unntaksvis med tregrensen, som vanligvis ligger høyere enn 700 moh. på den svenske siden.

De høyeste partiene av fjellkjeden, høyfjellene over ca. 1200 moh., har gjerne skarpere former enn de lavere-

liggende fjellområdene. De aller høyeste fjellene, spesielt på den norske siden, karakteriseres av store relative høydeforskjeller (høyt relieff), skarpe kammer og spisse topper som har blitt skåret ut av botnbreer i dalsidene. De fleste botnene er i dag uten bre, men de få breer som finnes innen Midt-Nordenområdet finnes i høyfjellet (Fig. 53). Isbreer har gjentatte ganger fylt dalførene mellom høyfjellsmassivene og mange dalfører har derfor en tydelig U-profil på grunn av langvarig breerosjon (Fig. 54).



Fig. 53. Norra Storfjället er en del av Vindelfjellenes naturreservat. Karakteristisk er botnene og små breer. N. Sytertoppen på 1767 moh. sees til høyre på bildet er den høyeste toppen i reservatet. Terrengtet i forgrunnen ligger 1000 m lavere og domineres helt av rygger og hauger av morenemateriale. Mellom disse ligger myrterreng. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 54. Storådøren sør i Jämtland, liksom den nærliggende Lunndøren, står på vid vegg etter lang tids breerosjon. I forgrunnen ligger haugete moreneformer. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 55. Ulike typer karstfenomen er vanlige i områder med kalkstein i berggrunnen og fjellbekkene søker seg på sine steder ned under markoverflaten. Fotoet viser inngangen til Sotbäcksgrotten i Artfjället nordvest for Tärnaby. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 56. Forfjellsområdet kjennetegnes av store, flate fjellmassiv adskilt av brede dalganger, som for en stor del er okkupert av store sjøer. Løsmasseforekomstene øker mot øst både i utbredelse og tykkelse, og er i mange områder rikt på formelementer. I fjellene stikker enkelte topper (restfjell) over tregrensen. Fotoet viser Umeälvens dalføre med Umnässjön i forgrunnen og Gardviken i bakgrunnen. Foto: Robert Lagerbäck.

Høyfjellsområdene finnes hovedsakelig innen et belte fra Møre i sørvest og østover mot riksgrensen, og videre nordover langs denne. Trollheimen, Sylene, Børgefjell og Norra Storfjället er eksempel på kjente høyfjellsområder. De høyeste fjellene innen Midt-Nordenområdet ligger ved Mørkekysten der flere topper er nesten 1900 m høye. Her finnes også de dypeste og bratteste dalene med vertikale dalsider på 1000-1500 m høyde, f.eks. Trollveggen (s. 45, ekskursjonslokalitet 15, Fig. 26). Også velutviklede alpine fjellformer finnes her.

Fjellpartier under ca. 1200 moh. dominerer arealmessig i fjellkjeden. Relieffet er mindre enn i høyfjellet og formene er mer avrundet. Bergartene her forvitrer lettere enn i høyfjellet, og der bergarten er kalkstein finnes grotter og andre karstfenomener som er dannet ved at surt vann har løst opp kalksteinen.

Mot øst er fjellenes avgrensning vanligvis ikke skarp, fjellenes høyder og terrengets relieff avtar gradvis innenfor den såkalte *forfjellsregionen*. Denne utgjør en overgangssone mot Sveriges innland. Forfjellsområdet kjennetegnes av store, avflatede massiv adskilt av

brede dalganger (Fig. 56). I forfjellsområdet kan enkelte restfjell stikke opp over tregrensen, men relieffet er mindre enn innen det egentlige fjellområdet.

Løsmassene og deres overflateformer

I høyfjellsområdene er løsmassedekket vanligvis tynt eller ubetydelig (Fig. 57). På lavere nivåer, og spesielt øst for fjellkjeden, øker løsmassedekkets utbredelse og tykkelse. Tykk morene, dels som haugete moreneterreng, finnes for eksempel omkring Helagsfjellet og Sylene, i Lunndörrens- og Anarisfjellene, i Lierne-Hotagsfjellene, Børgefjell/Borgafjällen og øst for Norra Storfjället (Fig. 53). Velutviklede *Rogenmorener* finnes bl.a. ved Hartkjølen i Lierne (Fig. 15) og flere steder på fjellviddene i Jämtland og i deler av Västerbotten. (Fig. 58). Drumliner og drumlinfelt finnes bl.a. på den nordøstlige delen av Gauldalsvidda (Fig. 59), sør for Blåhammarfjället, ved Dörrshögarna og på fjellvidden mellom Södra Storfjället og Artfjället i Vindelfjellene (Fig. 60).



Fig. 57. I fjellene er løsmassedekket ofte tynt, og bart fjell finnes over store arealer. Noen mil øst for Tossåsen i Jämtland finnes nesten bare litt tynt torv mellom de oppstikkende fjellknattene. I bakgrunnen ser vi Anarisfjellene. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 58. Rogenmorene ved Saxvatnet i nordre Jämtland med Borgafjellene i bakgrunnen. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 59. Drumlinfelt ved Killingdal på Galdalsvidda. Isbevegelsen var mot nordvest (mot høyre). Foto: Harald Sveian.

Breelavsetninger er vanlige i deler av fjellområdet og formrikdommen er ofte stor (Fig. 61). Eskere er mindre vanlige, men forekommer i områder der smeltevannet drenerte i eller under ismassene, vanligvis i dalførene. Det finnes også eskere på fjellviddene og ved flere av passene. Eksempel på det sistnevnte finnes ved Finnkoisjøen (Fig. 62), over hovedvannskillet ved Vigelsjøen i Tydal og i Børgefjell. Omfattende erosjonsspor etter smeltevannet finnes også mange steder. Smeltevann som rant langs iskanten skar ut *spylerenner*

i løsmassene. Et omfattende spylerennesystem finnes ved Blåfjellhatten i Lierne (Fig. 63) og ved Oviksfjällen i Jämtland der hele fjellsider er furet av smeltevannsstrømmene. Et system med meget store renner som ble dannet i forbindelse med tappinger av issjøer finnes like øst for Oviksfjällen. Der rennene slutter dekkes store arealer av til dels meget tykke breelavsetninger (Fig. 64). Stedvis tok smeltevannet seg vei under isen og skar ut dype gjel i berggrunnen (Fig. 65 og 66).



Fig. 60. Drumlinisert terreng på Jofjellet nordvest for Tärnaby. Isen beveget seg fra betrakteren, mot vestnordvest og inn i Norge. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 61. Smeltevannsavsetningene i fjellkjeden kan ha mange ulike former. En av de mer spektakulære er Gröndalens mektige delta med smeltevannsspor og tallrike dødisgrøper som ligger ved Anarisfjellenes nordlige del i Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.

Øst for vannskillet vitner lange *strandlinjer* (Fig. 67) om omfattende *bredemte sjøer* (Fig. 68). Strandlinjene forekommer ofte på flere nivåer og viser hvordan sjøene gradvis ble tappet etter hvert som isrestene som demmet opp sjøene smeltet ned (Fig. 69). Sedimentene i strandterrassene er noen steder dekket av et tynt morenelignende materiale, noe som kan tyde på at strandlinjene ikke ble dannet under den siste isavsmeltingen, men kanskje en tidligere. Luminescensdateringer av bølgevasket sand fra flere av terrassene innen deler av det såkalte Centraljämtländska issjøkomplekset, dvs. områdene vest og nordvest for Storsjön, har gitt resultater opp mot 100.000 år, i ett tilfelle også enda eldre, men disse resultatene må tolkes med forsiktighet. Dateringer av andre strandlinjer som ikke er morenedekket har gitt betydelig lavere aldre, noe som antyder at disse strandlinjene kan ha blitt dannet svært tidlig under den siste isavsmeltingen (Fig. 70).

Etter at den siste innlandsisen smeltet bort har frostprosesser medført nydannelse og omlagring av løsmassene i fjellområdene. I flere av de høyeste fjellområdene har frostsprengning dannet omfattende

blokkhav, f.eks. i Sunndalsfjellene og i flere av de høyeste fjellmassivene i Sverige. Noen steder kan man se hvordan den siste innlandsisen har erodert i blokkhavene og spredd blokkene utover i isens bevegelsesretning. Mye taler derfor for at blokkhavene ble dannet før den siste nedisningen, og at store deler av de høyeste fjellområdene ikke ble utsatt for omfattende iserosjon. Betydelige talus- og skredavsetninger finnes spesielt i de bratte dalsidene på Møre (Fig. 26 og 44), men forekommer ellers spredt langs hele fjellkjeden. Løsmassene er i stor utstrekning påvirket av frostprosesser og dette har medført at ulike former for *strukturmark* (Fig. 71) og jordsig (solifluksjon) er vanlig (Fig. 72).

Myrene i fjellområdene er oftest grunne. Spesielt stor utbredelse har myr og torvmark i de vestlige Jämtlandsfjellene fra Storlienområdet og noen titalls mil mot nord. Her finnes myrene også i hellende terreng, *bakkemyrer*, og disse er i enkelte områder terrengdekkende. I andre fjellområder har myrerealene mindre størrelse, men øker markert innen forfjellsområdene på grunn av flattere terreng som gir mindre avrenning.



Fig. 62. Esker ved Finnkoisjøen i fjellene mellom Meråker og Tydal, Nord-Trøndelag. Foto: Harald Sveian.



Fig. 63. På Kjølhaugens østside i Meråker ligger et merkelig spor etter siste istid. Denne trekantete moreneavsetningen ligger i et område med blankskurte fjellsider og er sannsynligvis en rest av støtsidemorene som ble liggende igjen da smeltevannet vasket mot fjellsiden i den siste fasen av avsmeltingen. Foto: Harald Sveian.



Fig. 64. Grönhögen er en vel 60 m høy platåformet grusavsetning med en ca. 1 km² stor flate som ligger i utløpet av en meget stor smeltevannskanal øst for Oviksfjellene. Den plane overflaten representerer kanskje et bresjønivå, men avsetningen har helt klart blitt støttet opp mot en omkringliggende innlandsis. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 65. "Djupholet" eller "Helvete" er en subglasialt dannet kanjon forårsaket av smeltevannsdreneringen som gikk over hovedvannskillet mot nordvest fra Vigelsjøen mot Tydal. Sjøen Langen sees i bakgrunnen. Foto: Gisle Rø.



Fig. 66. Nærbilde av Djupholet. Kanjonen er gravd ut i grunnfjellsbergarten rhyolitt som her har en lagdelt oppbygning. Bergartens egenskaper er årsaken til at veggene i kanjonen er vertikale. Foto: Gisle Rø.



Fig. 67. På vannskillet mellom Lierne og Snåsa i Nord-Trøndelag, i 630 m høyde sør for Ingelstjønna, ligger dette erosjonssporet gravd dypt ned i morenematerialet. Dette er en breelvnedskjæring der vannet har rent fra høyre mot venstre. Breen lå til høyre, og en bredemt sjø var demt opp mellom breen og åskammen som vi ser sentralt i bildet. Strandlinjen etter bresjøen sees som en lys stripe fra midt på høyre bildekant og videre bakover i landskapet. Merk at erosjonssporet starter dypt nede i dalen i forhold til strandlinjen, noe som kan tyde på subglasial drenering. Foto: Harald Sveian.

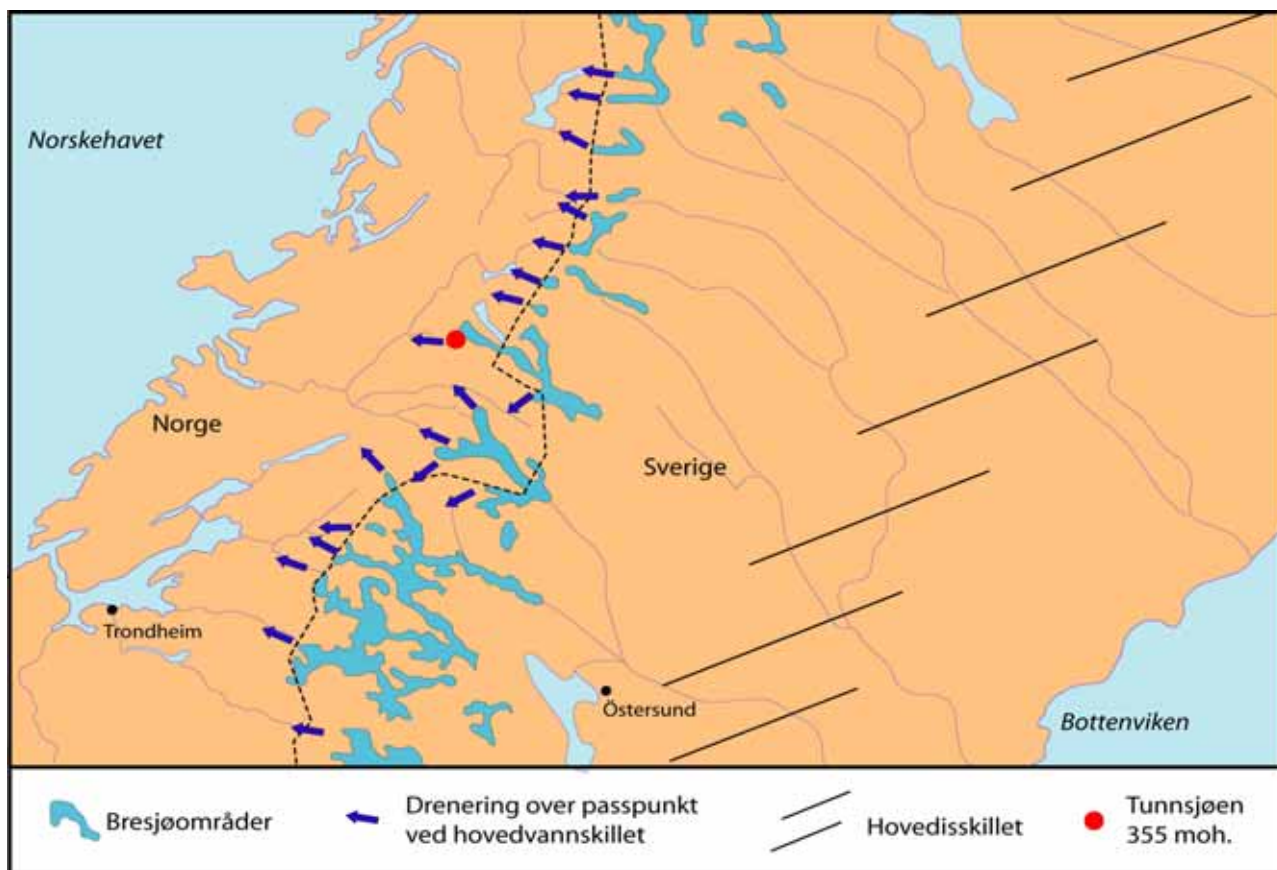


Fig. 68. Under siste istid var isen innen Midt-Norden tykkest over Sverige, langt øst for fjellkjeden som angitt på kartskissen. Vi sier at hovediskillet lå her, mens hovedvannskillet lå omtrent slik det ligger i dag langs med dagens riksgrense. Da isen var blitt tilstrekkelig tynn lå derfor de siste isrestene i Sverige (se Fig. 7C). Mange steder ble smeltevann demmet opp mellom isen i øst og vannskillet i vest som bresjøer. Siden veien mot øst var stengt, drenerte bresjøene mot vest over passpunkt i fjellkjeden, altså til fjordene i Trøndelag og Nordland. Det absolutt laveste passpunktet i fjellkjeden er på 355 moh. (ved Tunnsjøen) og er markert med rødt punkt. Kartskissen er basert bl.a. på Sveriges Nasjonalatlas (Fredén 1998) Sveian & Solli (1997).

Ekskursjonslokalteter

Se kartvedlegget bakerst i boka for lokalisering av ekskursjonslokalitetene.

Det er vanskelig å utpeke lett tilgjengelige lokaliteter i fjellene til tross for at formrikdommen er stor og objektene er lette å identifisere over skoggrensen. Om man vil gi seg i kast med fjellenes formverden må man nok koste på seg tid og visse anstrengelser på grunn av mangelen på bilveger.

☆ 35 Trollheimen – Blokkhav

I de kystnære høyfjellene har vitringen vært omfattende og vidstrakte blokkhav er vanlige over 1400-1500 moh. som f.eks. i Trollheimen. Mange av fjelltoppene som viser dette kan bestiges uten klatreutstyr.

☆ 36 Sylene – Spor etter smeltevann fra innlandsisen

I de vestlige delene av fjellkjeden er sporene etter smeltevannsdreneringen vanlige. Spylerenner, slukrenner og eskerrygger kan sees fra de fleste merkede turistløyper, spesielt innen den norske delen av Sylene. I boka "Selbu og Tydal – geologi, gruvedrift og kulturminner" (Rø 2001) vil du finne beskrivelser og turforslag for mange lokaliteter av både geologisk og kulturhistorisk interesse.

☆ 37 Storsjön – Betydelig større før

I øvre del av Ljungans dreneringssystem, omkring Storsjön i Härjedalen og videre mot vest, finnes det mange steder hele serier med strandlinjer langs et omfattende system av gamle bredemte sjøer. Det oppdemte vannet har blitt suksessivt nedtappet over stadig lavereliggende passpunkter etter hvert som isdemningen smeltet bort. Strandlinjene kan sees i dalsidene fra veiene i området (Fig. 69). Lett tilgjengelige strandterrasser finnes f.eks. i slalombakken ved Ljungdalen, noen kilometer nord for tettstedet. (Fig. 70).



Fig. 69. Disse strandlinjene fra bresjøer ligger på stadig lavere nivåer i Storåkläppens skråning, noen mil nord for Storsjö i Härjedalen. Dette viser at tappingen av Ljunganissjön skjedde i etapper. Med litt godvilje kan en identifisere minst ti ulike nivåer på bildet. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 70. Bresjøterrassene (strandlinjene) i Ljungdalens slalombakke har store dimensjoner (se stolpene til heisanlegget). En luminescensdatering av sand fra en av terrassene antyder at det aktuelle bresjøstadiet kan ha en overraskende høy alder, 16.000 ± 3000 år. Dateringer fra andre strandlinjer i området ga lignende, eller til og med enda høyere aldre ($15,5 \pm 0,9$, $17,7 \pm 1,8$, $18,2 \pm 1,4$, $18,3 \pm 1,8$ tusen år). Man bør imidlertid være klar over at det finnes usikkerheter i dateringsmetoden. Foto: Jan-Olov Svedlund.



Fig. 71. I fjellene er løsmassene ofte sterkt påvirket av frostprosesser, spesielt dersom løsmassene er vannmettet. Resultatet er dannelse av strukturmark. Stein samles i ringer med finere masser inni. Dette bildet er fra fjellene i Indre Troms. Foto: Terje H. Bargel.

☆ 38 *Oviksfjällen – Stor formrikdom*

Lengst i sør på den svenske siden ligger Oviksfjällen med et omfattende system av bl.a. spylerenner, strandlinjer fra bresjøer, et større sadelskår, eskere og veikimorener. På østsiden av fjellmassivet ligger flere meget store erosjonsspor som har blitt dannet i forbindelse med gjentatte tappinger av omfattende bredete sjøer sør for Oviksfjällen og fjellmassivene vestenfor (se foregående lokalitet). Den mest imponerende rennen er mer enn to mil lang, flere hundre meter bred og titalls meter dyp. Rennet er lett tilgjengelig der den passerer like øst for Gräftåvallen. Ved munningen av rennene finnes vidstrakte og tildels tykke utspylte avsetninger. Mest imponerende av disse er Grönhögen, en større grusavsetning med plan overflate (Fig. 64).

☆ 39 *Børgefjell – Urørt fjellnatur*

Helt i nord i den norske delen av Midt-Nordenområdet ligger Børgefjell Nasjonalpark. Området ligger ved vannskillet mellom Vefsnvassdraget i Nordland, Namsenvassdraget i Nord-Trøndelag og de vassdrag som drenerer mot øst. Nasjonalparken omfatter et fjellområde på ca. 1000 km² og kan nås fra både den norske og den svenske siden. Børgefjell er en av de største og mest kjente nasjonalparkene i Norge. Spesielt er den urørte fjellnaturen uten merkede stier eller andre tilrettelegginger for turisme. Innlandsisen i dette området ble tidlig under avsmeltingen dynamisk død, og dødsterreng er derfor vanlig.



Fig. 72. Solifluksjonstrinn i morenemateriale. Fra Vukufjellene i Verdal, i Nord-Trøndelag. Foto: Terje H. Bargel.



Fig. 73. Vindelälven og Tjulån danner et felles delta i Gautstråk ved Ammarnäs. Den såkalte potethøyden (potatiskullen på svensk) ligger like bak elvemøtet midt i forgrunnen på bildet. Ammarfjället sees i bakgrunnen til høyre. Foto: Robert Lagerbäck.

☆ 40 *Vindelfjällen – Med bil eller till fots*

Helt oppe i nord i den svenske delen av Midt-Norden utgjør Vindelfjällen et naturlig valg. Her ligger Sveriges største naturreservat med alt fra Norra Storfjällets isbreer, Syterskalets storslagne traudal, Sveriges sørligste palser, Artfjällets karstgrotter og blomsterprakt til rogenmorener og andre moreneformer i de lavereliggende områdene (Fig. 53). Europavei E12, ”Blåveien”, gjør deler av reservatet lett tilgjengelig. Den som velger å nærme seg Vindelfjällen til fots via Kungsleden fra Ammarnäs kan passe på og bestige Potethaugen - Potatiskullen, en kultur- og naturseverdighet i all enkelhet, samt å se ut over Vindelälvens delta i Gautsträsk (Fig. 73).

☆ 41 *Karstgrotter – Underjordiske vannledninger*

I fjellene og i grenseområdet mot Norrlands innland finnes et betydelig antall karstgrotter. I Vindelfjällen kan en støte på f.eks. Sotsbäckgrotten (Fig. 55), mens den som vil bli guidet inn i Sveriges lengste grottesystem kan dra til Korallgrotten i nordspissen av Jämtland. Denne grotten ligger ikke langt fra Bjurälvens naturreservat som inneholder flere andre grotter, flotte doliner og andre karstfenomen.

SVERIGES INNLAND



Robert Lagerbäck

Berggrunn og landformer

Grensen mellom fjellene og innlandsområdet er topografisk og ikke berggrunnsgeologisk betinget. Det kaledonske skyvedekket når mange steder langt inn i det lavereliggende innlandsområdet (Fig. 74). Dette er tydeligst innen kambrosiluroområdet i Jämtland som er et sletteområde med lite relieff mellom fjellene i vest og det mer kupert grunnfjellsterrenget i øst. Berg-

grunnen består av grunnfjell som for det meste er ca. 1700-1900 mill år gamle svecofenniske bergarter. Ulike granitter og sterkt omdannede (metamorfoserte) sedimentære bergarter dominerer, men i nord finnes betydelige områder med vulkanske bergarter. I *Skellefteåfeltet* finnes flere av Sveriges viktigste malmer som i hovedsak er komplekse sulfidmineraliseringer.



Fig. 74. Spesielt i Jämtland når de kaledonske dekkebergartene langt øst for det egentlige fjellområdet. Mange steder markeres dekkegrensene med brattkanter i terrenget. Dette bildet er fra Offerdalskollan (Offerdalsdekket) ved Skärvången i det nordlige Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 75. Innen de største delene av Norrlands innland veksler skogkledde morenelier eller høyere oppstikkende fjell med myrer og grunne sjøer i de lavereliggende deler av terrenget. Løsmassene i de lavereliggende delene av terrenget har ofte egenformer som de transversale moreneriggene vi ser på dette bildet. Fra Västra Kikkejaure nordvest for Arvidsjaur. Foto: Robert Lagerbäck.

Som landskapstype betraktet er det svenske innlandsområdet temmelig ensartet. Skogkledde morenelier og oppstikkende åser, enkeltvis eller i grupper, veksler med myrer og grunne sjøer i terrengets lavereliggende deler (Fig. 75). Spesielt i de nordlige delene av området karakteriseres av store, jevne erosjonsflater med oppstikkende restfjell (Fig. 76). De mest markerte og utbredte av disse bergkullslätter er de to såkalte Muddusflatene. Den høyestliggende av disse ligger 400-500 moh. og den nederste noen hundre meter lavere. Mot vest smalner slettene til brede dalfører som skiller forfjellsmassivene fra hverandre og danner naturlige innfallsveger til fjellene (Fig. 77). I de iseroderte dalførene finnes i stor utstrekning lange sjøer eller kjeder av sjøer. Flere av sjøene er over 100 m dype og er dermed blant Sveriges dypeste.

Fra disse vestlige sjøsystem renner de større elvene mot sørøst til Bottenviken. Elvene renner i åpne dalfører og ansees i hovedsak å følge sine prekvartære løp, men disse er mange steder blokkert av kvartære avsetninger. Slike relativt moderne omlegginger av elveløpene er sannsynligvis årsaken til de mange fosser og stryk som er så typiske for vassdragene i Norrland. Mange av fossene er for øvrig borte i dag pga. elvereguleringer til vannkraftformål (Fig. 78). Løsmassedemninger er sannsynligvis også årsaken til det store antall sjøer som finnes i innlandet.

Den sørøstligste delen av innlandsområdet har på samme måte som den sørlige delen av kystområdet, et avvikende relieff. Den intense dypvitringen virket ikke over så lang tid som lengre vest og ble konsentrert til sprekkesoner i berggrunnen. Etter at landoverflaten ble hevet langs forkastninger ved østkysten, skar elvene seg dypt ned i de vitrete sonene og dannet et omfattende sprekkedallandskap. Indalselvens og Ångermanelvens dalganger er derfor også dypere nedskåret enn elvene lengre nord (Fig. 79).

Løsmassene og deres overflateformer

Løsmassetykkelsen varierer sterkt i innlandet, selv over kortere avstander. Generelt tynnes løsmassene ut mot høydedragene, men det er vesentlig på toppene at det finnes bart fjell (Fig. 76). Opplysninger fra brønnboringer gir en viss oversikt over løsmassetykkelsene (Fig. 80). Tykkelsen er vanligvis mindre enn 10 m, men dyp på 20 m eller mer forekommer i mange dalganger og i noen områder med haugete moreneterreng. Innenfor Jämtlands kambrosilurområde er løsmassetykkelsene små, ofte betydelig mindre enn 5 m. Områder med bart fjell er likevel uvanlige her, noe som kan skyldes sterk vitring og frodig skog (Fig. 81). Løsmassedekket er også lite innen det mer kuperte grunnfjellsområdet mot øst. Her er imidlertid områdene med bart fjell store.



Fig. 76. Den nordlige delen av Norrlands innland karakteriseres av store sletter, erosjonsflater med gjenstående restfjell (bergkullslätter på svensk). Generelt blir løsmassedekket tynnere mot høydene, og på toppene dominerer bart fjell. Bildet er fra området nordvest for Arvidsjaur. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 77. I grenselandet mellom fjellene og innlandet i Sverige skjærer brede dalførere seg inn i fjellmassivene og danner naturlige innfartsveier til fjellområdet. Dalførene har blitt brede og dype på grunn av iserosjonen og opptas i stor grad av innsjøer som ofte er flere mil lange. Dette bildet viser Storvindeln's øvre del. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 78. Mennesket har gjort sitt for å etterligne bresjøtapningene som fant sted under isavsmeltingen. Ragundasjön i Indalsälvens løp ble demmet opp av morenemasser under istiden. Sjøen hadde utløp over Storforsen, en 30 m høy foss der det ble dannet flere jettegryter. For å lette tømmerfløtningen ble det laget en renne gjennom de demmende morenemassene i 1796. Dette var i så måte et vellykket prosjekt. I løpet av fire timer ble Ragundasjön tømt gjennom den trasé elven hadde før istiden. En fikk dermed tilgang på nye dyrkningsarealer på den gamle sjøbunnen, som vi ser i bakgrunnen. Nedtappingen forårsaket en stor flodbølge nedover elven som forårsaket store ødeleggelser, men som ved et under omkom ingen mennesker. Det gamle, nå tørrlagte fosseløpet, kalles i dag Döda falltet og kan sees til høyre på hovedbildet som et barspylt område. Det innfelte bildet viser en av de mange jettegrytene i det gamle fosseløpet. Foto: Robert Lagerbäck.

Morene er den helt dominerende løsmassetypen, ikke bare på overflaten, men også under de fleste andre løsmassetypene. Kornstørrelsene i morenematerialet gjenspeiler vanligvis berggrunnen på den måten at morene er sandige eller grusige i områder med granitter, gneiser og vulkanitter, mens skifre og kalksteiner har gitt finkornige morener. Morenene i området er derfor vanligvis sandige mens finkornige varianter, til og med leirige, forekommer innen kambrosiluroområdet i Jämtland og videre mot nord langs fjellkjeden (Fig. 82). De finkornige morenene er næringsrike, spesielt dersom de er kalkholdige. Derfor er de bevokst med tett granskog eller til og med oppdyrket, som i Storsjöområdet (Fig. 83).

Morenedekket er ofte bygget opp av flere ulike lag med forskjellig utseende og sammensetning (Fig. 84). Under eller mellom de ulike morenelagene finnes ofte sorterte avsetninger av ulike typer (Fig. 85). Tykke lag med slike *submorene sedimenter* synes å være spesielt vanlige i den sentrale delen av området, i et belte fra Storsjöområdet i sør til Arvidsjaur i nord.

Morenedekket jevner vanligvis ut ujevnheter i berggrunnen, og danner et dekke med avrundete overflateformer. Karakteristiske overflateformer finnes også. Drumliner og drumlinisert terreng forekommer innen det meste av området (Fig. 86). Den dominerende lengdeaksen til drumlinene viser isbevegelser fra nordvest mot sørøst, men i Jämtland forekommer også drumliner som viser isbevegelser fra både sørøst og nordøst. Transverselle rygger, bl.a. *Rogenmorene*, forekommer også i store deler av området (Fig. 87). De fleste og de best utviklede Rogenmorenene finnes imidlertid i et belte i Jämtland fra Storsjøen mot grensen til Västerbotten (Fig. 58). Forskjellige typer haugete moreneterreng med mer uregelmessig orienterte rygger eller hauger finnes spredt over det meste av området. Den mest spektakulære varianten er *Veikimorenen* (Fig. 88). Det største og best utviklede veikimoreneområdet ligger sør for Arvidsjaur, men mindre forekomster finnes flere andre steder, bl.a. i de sentrale deler av Västerbotten.



Fig. 79. Indalsälven og Ångermanälven renner i velutviklete og dypt nedskårne dalganger i motsetning til de fleste elver lengre mot nord. Under den høyeste kystlinjen forsterkes dette inntrykket ved at elvene har gravd seg ned i tykke, finkornige avsetninger med bratte elveskrenter som resultat. Fotoet viser Indalsälven sør for Bispgården. Foto: Robert Lagerbäck.

Breelavsetningene ligger vanligvis i dalførene. Oftest danner de haugete terreng eller lange eskerrygger (Fig. 89), men også som jevne dalfyllinger. Drag med breelvmateriale kan i flere tilfeller følges fra fjellene og ned til kystområdet der de ved den marine grense danner store HK-deltaer. På overflaten av disse finnes det ofte fossile flygesanddyner.

Etter at innlandsisen smeltet bort har det vært en omfattende torvproduksjon, og myrmarker dekker store arealer innen praktisk talt hele området (Fig. 90). Kambrosilurområdet er også spesielt fordi her finnes løsmasstyper som omtrent ikke forekommer andre steder. *Bleke* er kalkslam som felles ut i grunne sjøer på grunn av alger og andre planters livsprosesser. *Kalktuff* er en dryppsteinlignende type som felles ut ved bl.a. kildeutspring.

Frostprosesser er ikke like omfattende i innlandet som i fjellene, men telehiv har medført en omfattende oppfrysing av moreneblokk i områder med høyt grunnvannsnivå. Mange steder har blokkene samlet seg i større mengder i form av *blokkforsenkninger* og sammenhengende *blokkfelt* (Fig. 91). Disse ser ut til å være stabile, og det er tvilsomt om nydannelse skjer under de nåværende klimatiske forhold. Det samme

gjelder for *talus* som forekommer i skogsområdene. En og annen stein faller sikkert også i dag, men sannsynligvis er talusdannelsene for det meste av betydelig eldre dato, fra kuldeperioden like før den siste nedisningen og kanskje enda eldre.

Ekskursjonslokaliteter

Se kartvedlegget bakerst i boka for lokalisering av ekskursjonslokalitetene.

Det er ikke noen lett oppgave å vurdere og rangere ekskursjonslokaliteter innen et stort område fordi alle steder har noe å fortelle og er vel verdt å besøke. De lokalitetene som er foreslått her utgjør bare en liten smakebit av de mange kvartærgeologisk interessante steder i Norrlands innland. Mangelfull kunnskap om deler av områder kan ha ført til at selv svært severdige lokaliteter har blitt oversett. Grustak f.eks., har med sin usikre levetid ikke blitt tatt med til tross for at mange av dem hadde en enestående historie å fortelle da de sist ble besøkt. Men endringer skjer fort enten ved at

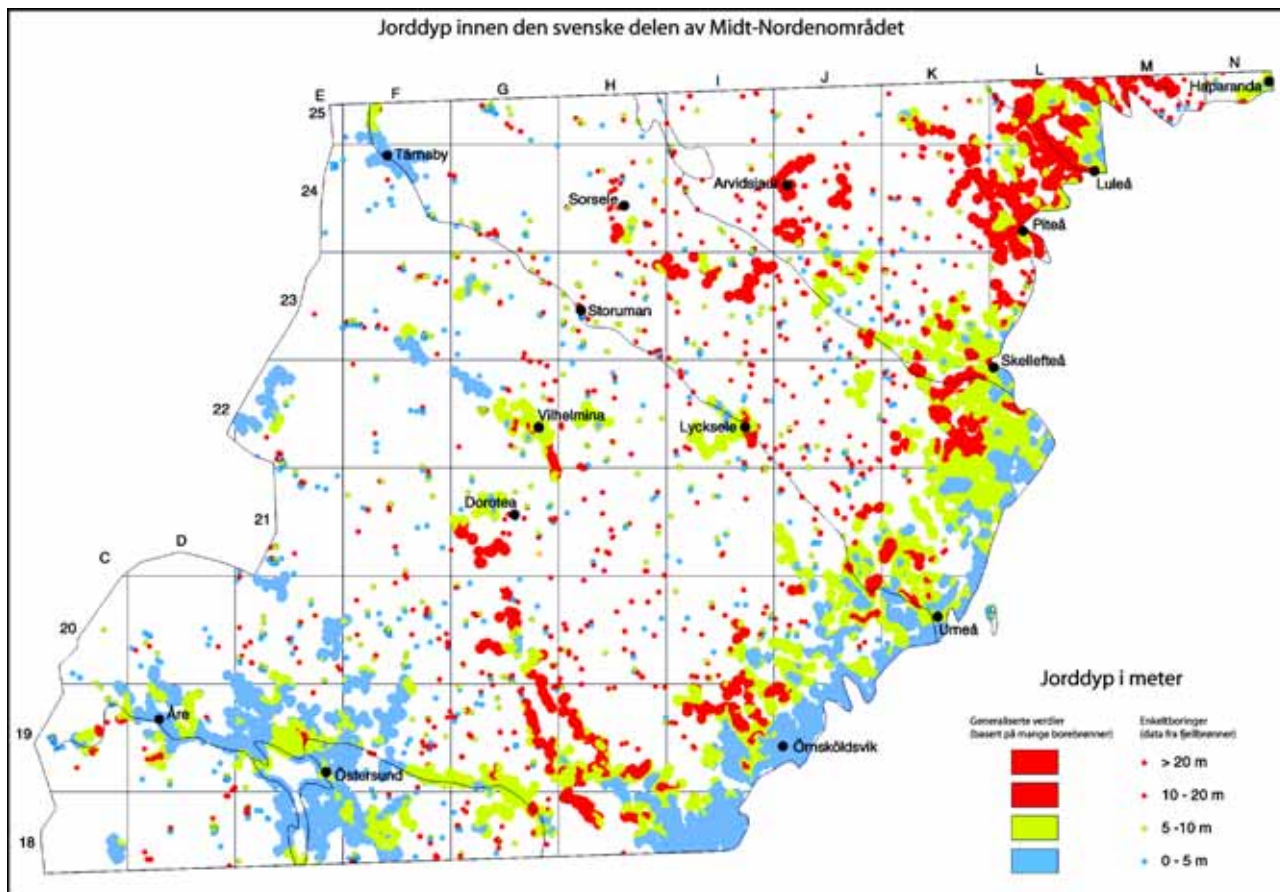


Fig. 80. Data om løsmassetykkelser innen den svenske delen av Midt-Norden. Brønnene er knyttet til bebyggelse som gjerne ligger i de lavreliggende deler av terrenget. Informasjonen er derfor ikke statistisk representativ, men gir likevel en god del informasjon om regionale forskjeller i løsmassetykkelsene. I tillegg til i fjellområdene ser det ut til at tynt jorddekk forekommer innen Jämtlands kambrosilurområde og innen den sørlige delen av kystområdet. Større jorddyp forekommer bl.a. i dalgangene og i visse deler av områdene med haugete morene. Kartet er basert på data fra SGUs borebrønnregister.

grustakene som er i drift skifter karakter hele tiden, og nedlagte grustak blir snart preget av nedrasing og vegetasjon. Av plasshensyn gis det ingen detaljerte veibeskrivelser så den som vil oppsøke lokalitetene bør skaffe seg moderne topografiske og kvartærgeologiske kart (primært SGUs ser. Ak) for lokaliseringen. Dette gjelder også for lokalitetene i det svenske kystområdet.

☆ 42 *Hoverberget – Toppen av Åreskutan?*

I følge folketroen utgjør Hoverberget ved Storsjøns sørlige ende den tidligere toppen av Åreskutan som ble flyttet til sin nåværende posisjon av innlandsisen (Fig. 83). Et snev av sannhet finnes det i dette. Berget er en *uteligger*, dvs. en isolert rest av et skyvedekke (et større berggrunnsflak) som er flyttet til området lenge før istidene. Ved foten av berget ligger åpningen til en stor grotte og litt høyere opp finnes en større revne i berget. Hvem vet om det finnes litt sannhet i sagnet om Hoverbergsgubben og hans rikdommer. Kanskje kan det være verdt å undersøke om grotten, i likhet med Ulvegrotten i Finland, skjuler andre etterlatenskaper enn sølvskatter etter mennesker som fartet omkring her

for meget lenge siden. Fra utsiktstårnet på toppen av berget er det en vakker utsikt over Storsjöbygden.

☆ 43 *Döda Fallet – Vild-Hussens verk*

Magnus Huss var en driftig kar som hadde fått i oppdrag å forenkle tømmerfötningen i Indalsälven. Den 30 m høye Storforsen i Ragundadalen var et stort hinder og Magnus skulle derfor lede elven forbi fossen. Det gjorde han ettertrykkelig en vårnatt i 1796. Under arbeidet brøt vannet gjennom en liten løsmasserygg og den store Ragundasjön rant tom på fire timer. Storforsen stilnet riktignok, men Magnus ble kjent for ettertiden under sitt nye navn og området ble velsignet med to nye severdigheter, dels Döda Fallet (Fig. 78), men også Hammarforsen en mil lengre oppover elven som dukket fram da Ragundasjön ble tømt. På grunn av menneskelige inngrep i de senere tider har også Hammarforsens brus stilnet, men i Hammarstrand kan man kjøre opp på Vättaberget og nye en vakker utsikt over området. I det tørrlagte elveløpet ved Döda Fallet finnes bl.a. mange vakre jettegryter.



Fig. 81. Løsmassene er svært tynne mange steder i Jämtland, men til tross for dette vokser granskogen seg høy og tett. Det tynne dekket ville vanskelig ha blitt observert om ikke graving langs veien hadde avdekket fjelloverflaten. Enda vanskeligere er det å skille ut områder med tynt løsmassedecke på flyfoto, som er den vanligste kartleggingsmetoden ved oversiktskartlegging. Foto: Jan-Olov Svedlund.

☆ 44 *Kallrör – Strandlinje fra bresjø*

Landeveien på østsiden av Kallsjön går over lange strekninger på en velutviklet strandterrasse, f.eks. sør for Kallrör. Strandlinjen er også meget tydelig rundt Sulviken og Sulsjön halvannen mil nordøst for Kallrör. Til tross for at strandlinjen er så vel bevart finnes det indikasjon på at den kan ha blitt dannet under en eldre isavsmelting. Strandavsetningene dekkes noen steder av et tynt morenelignende materiale og en luminescensdatering av sand i terrassen antyder en alder på ca. 100.000 år, men man må være klar over at denne dateringsmetoden innebærer store usikkerheter.

☆ 45 *Edeberget – Viser overgangen fra kambrosilur till grunnfjell*

Edeberget ved Hammerdal er en høydedrag ved kambrosilurumrådets østre grense. Berget er bygget opp av dolomittisert kalkstein som ligger over leirskifer. På veien opp til toppen av berget har en til venstre en mektig utsikt over kambrosilurumrådets store landskapsformer som domineres av slake former. Bebyggelse og dyrket mark er vanligvis lokalisert til

høydene. Mot nordvest ser en tettstedene Ollebacken, Raftsjöhöyden og Sikåskälen som eksempler på dette. Fra bergets høyeste punkt, ved campinganlegget, har en mot øst og sørøst en vakker utsikt over grunnfjellets landformer. Berget ender brått ned mot et flatt område, muligens en rest av det subkambriske peneplanet, der bl.a. Hammerdalssjön og Fyrssjön ligger. Lengre øst blir landformene mer ujevne og et mer typisk Norrlands-terreng overtar. Ammerelvans dalgang i sørøst viser hvordan vitring og erosjon har dannet dalganger omgitt av kupert høydeterreng.

☆ 46 *Långvatnets naturreservat – Breelvdelta bygd opp til høyeste kystlinjen*

Deltaet er lett tilgjengelig fordi landeveien mellom Junsele og Backe går rett gjennom reservatet på en sentralt beliggende esker. Dessuten finnes en lettgått natursti. Innen området finnes bl.a. vannfylte dødisgroper og et flygesandfelt med opp mot 15 m høye dyner.



Fig. 82. Kambrosilurmorenen i Storsjöområdet i Jämtland er ofte svært leirholdig, kompakt og mørkfarget av skifer. Bildet er fra Östersunds skistadion. Foto: Jan-Olov Svedlund.



Fig. 83. Hoverberget ved Storsjöns sørlige ende har blitt transportert til sin nåværende posisjon. Kanskje er berget ikke Åreskutans topp som har blitt ført hit av innlandsisen som folketroen vil ha det til, men en isolert rest av en langt tidligere overskjøvet plate. Den leirige og kalkholdige morenen innen Storsjöområdet er næringsrik og for det meste oppdyrket. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 84. Maskingravinger i Norrlands innland har vist at morenedekket vanligvis er bygd opp av to eller flere forskjellige lag med ulikt utseende og sammensetning. I mange tilfeller, kanskje de aller fleste, representerer de ulike lagene forskjellige nedisninger. Fotoet viser to morenelag i Åseleområdet. Foto: Jan-Olov Svedlund.

☆ 47 *Stockholmsgata – Uten hovedstadens bråk og luftforurensning*

Stockholmsgata er etter svenske forhold et storslagent gjel. Navnet henspeler på likheten med de trange brosteinssmugene i Gamla stan i Stockholm. Gjelet er opptil 40 m dypt og halvannen km langt. Det ligger i et pass langs Åseleåsen og er skåret ut av en smeltevannselv langs en sprekkeseone i berggrunnen. I nordvest starter det brått som en bratt vegg med jettegryter, og nedstrøms munner det ut i store grusfelt. I de nedraste blokkmassene under de bratte bergveggene finnes flere grotter. Området er bevokst med gammel skog, har vakker natur og er vernet som naturreservat. Stockholmsgata kan nås enten nordfra via Lakasjø eller sørfra via veg 348 ved Solberg.

☆ 48 *Hällingsåfallet – Foss og kanjon*

På samme måte som Stockholmsgata har nok kanjonen ved Hällingsåfallet blitt skåret av en breelv, men her finnes også vannføring i dag (Fig. 92). Hällingsån kaster seg drøyt 40 m ned i den 800 m lange kanjonen. Fossen ligger tett opp til veien som går på sørsiden av Ströms Vattudal og kan nås enklest via Gäddede.

☆ 49 *Norakammen – Vakkert eskerparti*

Norakammen og også Ljusträskkammen et stykke lengre mot nordvest, er to meget vakkert utformede partier av Burträskeskeren so ligger ca. 20 km øst for Norsjö. Stedvis hever eskeren seg 20 m over omgivelsene og er omgitt av 15-20 m dype dødisgroper. Gammel skog langs deler av Norakammen hever naturopplevelsen og spesielt vakkert er det der eskeren er omgitt av vann.

☆ 50 *Stensberget – Kikkhull i Röjnoretforkastningen*

Ved Stensberget 2 km nord for Röjnoret, er det gravd ut en stor grøft rett over den sen- eller postglasialt dannede Röjnoretforkastningen (Fig. 93). Forkastningsskrenten er her ca. 7 m høy og dannet i morene. I veggene i grøften kan vi se at både morenelagene og den underliggende berggrunnen er forskjøvet (Fig. 94). Berggrunnen er sterkt forvitret i forkastningssonen, noe som viser at det er en gammel svakhetssone som har blitt reaktivert. Grøften er inngjerdet og holdes åpen som ekskursjonsmål. Dessverre raser veggene ned i forbindelse med snøsmelting og teleløsning. Forhåpentligvis vil grøften kunne bli restaurert.

☆ 51 *Luspnäset – Furet av innlandsisens smeltevann*

Ved slutten av den siste nedisningen var datidens Storuman sjø oppdemt i sørøst, sannsynligvis av innlandsisen, men kanskje også av jordmasser. Når demningen smeltet bort eller brast, ble store vann-

masser frigjort i flere omganger, noe som resulterte i en vidstrakt og kraftig breelverosjon med erosjonsspor og grovkornige sedimenter. Storslagne dreneringsspor finnes både vest og øst for Luspnäset. Nedstrøms for renspylte fjellpartier ligger sletter med løsmasseakkumulasjoner, moreneblokker, stein, grus og etter hvert sand. Deler av de store barspylte fjellpartiene inngår i et naturreservat som kan gi fine turopplevelser. I tillegg kan nevnes den fine utsikten fra toppen av Stenselberget like sørøst for Storuman tettsted, bl.a. over den vakre eskeren som ligger i sjøen.

☆ 52 *Fårbäcken – Glasialtektonisk vaskebrett*

I det flate terrenget rundt Malåträsket ligger mektige siltige sedimenter. Sedimentenes karakter og polleninnhold antyder at de ble avsatt i en isdemt sjø, sannsynligvis under en interstadial. Over sedimentene ligger morene og på sjøens bredder ligger en serie smale og skarpe rygger. Ryggene er parallelle med hverandre og transverselle i forhold til en antatt isbevegelse mot sørøst. De er størst og mest markert i områdene nærmest sjøen og minker senere i størrelse ut mot sidene, samtidig med at den overliggende morene øker i tykkelse. Slike rygger er ikke kjent fra andre steder i Norrlands innland. Dette antyder at det her har vært spesielle dannelsesforhold. Gravninger i ryggene viser at de i hovedsak er dannet av tektoniserte sedimenter av samme type som innsjøsedimentene under og forekomsten av disse var sannsynligvis en forutsetning for at ryggene kunne dannes. Den mest velutviklede ryggen ligger like sør for Fårbäcken på vestsiden av Malåträsket.

☆ 53 *Sorsele – Vakker utsikt, sandur og kanjon*

Fra Nalovardo, 15 km nord for Sorsele, finnes, som det samiske navnet antyder, en fremragende utsikt. Mot vest sees den langstrakte Storvindeln og i sør ligger en nesten 10 km bred sandur med et omfattende fangstgropssystem og steinalderboplasser. Laisälvens dalgang kanaliserte store mengder vann i istidens slutfase og helt fram til i dag har elven fortsatt å bygge ut deltaet i sandurens ytterkant. Oppstrøms finnes vakre stryk, reinspylte fjellpartier og eroderte moreneområder. Et eskersystem og kamefelt vitner om at de første breelvavsetningene ble avsatt i kontakt med isen mens den videre sedimentasjonen suksessivt bygde ut den vidstrakte sanduren med sitt nettverk av elver. Høyt vannnivå og sedimentasjon i postglasial tid gjør det vanskelig å avgrense breelvavsetningene fra postglasiale elveavsetninger. Ca. 5 km øst for sanduren ligger Gimegulets, en drøyt kilometer lang og nesten 25 m dyp kanjon. Omgivelsene er bevokst med gammel furuskog, og området har svært vakker natur, noe som har medført at det er opprettet et naturreservat her.

☆ 54 *Abborrträsk – haugete morenelandskap fra en eldre nedisning*

I Abborrträskområdet et par mil sør for Arvidsjaur finnes Sveriges sørligste store område med veikimorrene (Fig. 88). Tar en runden Abborrträsk-Grundträsk-Nyvall-Abborrträsk får en et godt innblikk i landskapets velutviklede dødisformer. Utsikten fra tårnet på Guttnesberget er fortsatt (i 2001) milevid, men en må regne med at oppvoksende ungsog vil dekke synsfeltet i de kommende årene. Tallrike sjøer og tjern bidrar til det naturskjønne inntrykket.

☆ 55 *Rokån - breelverosjon og sedimentasjon 30 km vest for Piteå*

I Svartlidens sørvestskråning finnes et 3 km langt og nesten 40 m dypt smeltevannsspor som fører ned til Rokåns dalføre. Der rennen munner ut i dalføret har det blitt avsatt grovt breelvmateriale i et område med haugete moreneterreng. Øst for Rokån finnes mindre avsetninger med breelvmateriale (sand og grus) omgitt av haugete morene. Ved HK finnes et breelvdelta, Fagerheden.



Fig. 85. Mektige lag med morenedekte, sorterte avsetninger forekommer mange steder i Norrlands innland, men ser ut til å være spesielt vanlige i den sentrale delen av området, fra Storsjöområdet i sør opp mot Arvidsjaur i nord. I de fleste tilfeller er nok sedimentene avsatt i forbindelse med avsmeltingen av en innlandsis som er eldre enn den som avsatte den overliggende morenen. Fotoet viser morenedekket breelvmateriale fra Åseleområdet. Foto: Jan-Olov Svedlund.



Fig. 86. Drumlinisering kan gi mange ulike landskapsformer, alt fra en generell stripning av terrenget til enkeltstående skarpt avgrensede rygger. Det venstre bildet (A) er fra området øst for Arvidsjaur i Norrbotten og bildet til høyre (B) er fra Nordhallen i Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 87. Transverselle morenerygger ved den sørlige enden av sjøen Gysen i det sentrale Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 88. Haugete moreneterreng av Veikitype vest for Abborrträsk i Norrbotten. Veikimorenen ble dannet under smeltingen av en eldre innlandsis og formene har overlevd to yngre nedisninger. Isen smeltet bort som død is og på morenematerialet som smeltet fram på isens overflate etablerte først en kortvokst vegetasjon seg, lik den som finnes på dagens fjellvidder. Foto: Robert Lagerbäck



Fig. 89. Esker i Kilversjön, ca. 8 km sørøst for Arvidsjaur, Sverige. Eskerne framstår ofte svært tydelig i landskapet, og spesielt der de er omgitt av vann som her. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 90. Øst for fjellene øker tykkelsen på morenedekket og her finnes mange steder formelementer som hauger og rygger. Også myrområdene og torvtykkelsene øker drastisk, ikke minst her i Jämtland, øst for Oviksfjällen. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 91. Frostprosesser har resultert i en omfattende oppfrysing av moreneblokker i områder med høyt grunnvannsnivå. Høyt innhold av finstoff i morenen er fordelaktig for dannelsen av blokkansamlinger og blokkfelt. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 92. Dette gjelet ved Hällingsåfallet ble sannsynligvis dannet ved smeltevannserosjon og ikke av dagens elv. Hällingsån, som nå er en liten elv, kaster seg ca. 40 m ned i gjelet som er 800 m langt. Se personene på fjellhyllen rett over fossen for skala. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 93. Ved Røjnoret, ca. 40 km vest for Skellefteå ligger denne forkastningen som ble dannet like etter istiden. Forkastningskanten går diagonalt over fotoet (se pilene). Gropen på Fig. 94 er markert med sirkelen. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 94. Fotoet viser et 12 m dypt skjæring som er gravd tvers over forkastningen på Fig. 93. Fjellpartiet til høyre (orange farge og sterkt vitret) har blitt skjøvet opp og ut over fjelloverflaten på den andre siden (reversforkastning). Den vertikale bevegelsen er ca. 7 m, som tilsvarer høyden på forkastningsskrenten som er dannet i morene. Det faktum at morenelagene også har blitt forskjøvet viser at forkastningen er av yngre dato, geologisk sett. Foto: Robert Lagerbäck.

BOTTENVIKENS KYSTOMRÅDE



Robert Lagerbäck, Kalevi Mäkinen, Keijo Nenonen

Generelt

I tiden like etter isavsmeltingen lå store deler av det finske Midt-Nordenområdet under vann. I Sverige dekket den daværende Bottenviken dagens kystområde og nådde dypt inn i landet langs elvedalene. På den svenske siden er Bottenvikens kystområde definert som de deler av landskapet som ligger under den høyeste kystlinjen, mens på den finske siden er området avgrenset til den ca. 100 km brede, meget flate og lavtliggende delen av Österbotten.

Under isavsmeltingen og tiden etter hevet jordskorpen seg raskt, flere dm i året, men hastigheten avtok gradvis. Dagens landheving innen området er ca. 7-9 mm i året, størst i de nordlige kystområdene i Västerbotten. Den postglasiale landhevingen og strandforskyvningen er derfor fortsatt et fenomen som kan merkes ved at nytt land dannes langs kystene, men også at havet blir grunnere. Les mer om dette i kapitlet "Bottenviken" på side 92.

Berggrunn og landformer

Grunnfjellet på den finske siden av Bottenviken består hovedsaklig av arkeiske og tidlig proterozoiske bergarter. Gneisområdet i Pudasjärvi med alder på over 2500 mill. år representerer de eldste. Det meste av området tilhører Peräpohjola, nordlige Österbottens og Österbottens skiferoner med alder på 1800-1900 mill. år. Den yngste bergarten er leir- og sandsteinen i Muhos, som er 1400 mill. år. På den svenske siden dominerer metamorfoserte sedimenter og granitoider med samme alder og type som i innlandet, men lengst

mot nord finnes dessuten noen mindre forekomster av arkeisk berggrunn som er eldre enn 2500 mill. år. I Kalix skjærgård forekommer dolomitt med fossiler av stromatolitter, en type alger som vitner om liv på Jorden for mer enn 2 milliarder år siden.

På den finske siden av Bottenviken er det subkambriske peneplanet i stor utstrekning bevart. Kystområdet i Österbotten karakteriseres av et stort antall elvedaler som går i nordvestlig retning mot Bottenviken. Disse følger sprekkesoner i berggrunnen, og de mellomliggende høydepartier som sjelden er over 100 moh. I områdets østlige deler går høydepartiene derimot opp til 150 moh. Relieffet er vanligvis mindre enn 30 m, men øst for Vaasa finnes små områder der relieffet er opp til 75 m. Enkeltstående høyere topper finnes, Simpsiö (132 moh.) ligger i Lappo og Rokua (194,2 moh.) ligger vest for Ule träsk. Løsmassedekket er generelt tynt og berggrunnens overflateformer trer ofte tydelig fram.

Det subkambriske peneplanet er delvis bevart også på den svenske siden, og en stor del av kystområdet er avflatet med lave åser og grunne dalfører (Fig. 95). I kystområdet i nord er peneplanet skråstilt og erodert ned til en yngre kystslette der opptil 100 m høye restfjell står igjen. Sør for Örnsköldsvik er peneplanet hevet langs forkastninger ved kysten, og det tidligere nevnte sprekkeallandskapet fremviser her ett av Sveriges mest storslagne naturscenarier. De opptil 300 m høye åsene stuper bratt ned i havet som er nesten like dypt som åsene er høye. Området kalles Höga Kusten og utgjør på en måte et fjordlandskap i miniatyr (Fig. 96).



Fig. 95. Det svenske kystområdet er for det meste et sletteland der grunne, sedimentfylte dalfører skjærer seg inn i de omkringliggende, noe høyere moreneterrengnet. Kågedalen ved Kusmark. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 96. Etter at innlandsisen smeltet bort stakk toppen av Skuleberget (i forgrunnen) så vidt opp over havoverflaten. De høyeste åsene innen Høga Kustenområdet utgjorde da en liten øygruppe som snart økte i størrelse og ble en del av fastlandet. Etter at isen forsvant han landhevingen vært ca. 285 m. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 97. Innen Höga Kusten finnes mange flotte rullesteinsområder. Dette bildet viser Håkaskrapet som ligger på sørøstskråningen av Högklinten. Foto: Jan-Olov Svedlund.

Løsmassene og deres overflateformer

Løsmassene i området er for det meste et resultat av de samme erosjons- og sedimentasjonsprosesser som er aktive i havet i dag. Som et resultat av strandforskyvningen etter istiden har eldre avsetninger, på suksessivt lavere nivåer, blitt utsatt for bølgevasking og fått endret sin karakter. Det opprinnelige, ofte tynne morenedekket på åsene har i utsatte strøk blitt vasket bort og omdannet til grus- og sandrike strandavsetninger. Renvaskede fjelloverflater har derfor større utbredelse i disse områdene enn i høyereliggende strøk over den høyeste kystlinjen. Anrikning av stein og blokk forekommer også i disse områdene og de danner mange steder store rullesteinsfelt. (Fig. 97 og 101).

I mindre eksponerte områder er bare moreneoverflaten bølgevasket, og i beskyttede posisjoner er morenen omtrent uberørt. Åser som var så høye at de stakk opp over havflaten når isen smeltet bort, og dermed aldri ble utsatt for bølgenes påvirkning, har mange steder et tynt, skogdekt løsmasselag høyere enn de rensplulte bergflatene (Fig. 23). Slike *kalottberg* forekommer mange steder i det svenske kystområdet (Fig. 98).

Der hvor morenen er upåvirket av bølgene har den stort sett samme sammensetning og oppbygging som i innlandet. Den såkalte *Kalix pinno* i de nordlige delene av det svenske kystområdet er et unntak. Jordarten har morenens overflateformer, bl.a. store rygger som er orientert på tvers av isbevegelsesretningen, og overflaten er oversådd med blokk.

Den indre sammensetningen er derimot ikke av morenekarakter, men domineres av forstyrrete lag med sand og silt. Grusige varianter finnes også. *Kalix pinno* kan være dannet under innlandsisen i avsmeltningssfasen. En tenker seg at isen stedvis var så tynn at den fløt i Ancylussjøen, og at den dermed ble løftet opp fra bunnen. Finsanden kunne da bli tilført av smeltetvannet og avsatt i sjøen under isen.

Den indre oppbyggingen og de ofte forekommende ryggformene viser imidlertid at sedimentene har blitt utsatt for omfattende forstyrrelser, men det er uklart om dette har skjedd under sedimentasjonen eller senere. Lignende, store transverselle rygger finnes også lengre mot sør, spesielt innen et område nord for Umeå, men disse har en mer normal morenesammensetning.



Fig. 98. Høyeste kystlinjen, HK, vises tydelig på Stor-Snöberget, ca. 25 km vestnordvest for Piteå. I en sone like under HK (markert med en hvit streket linje) er fjellet vasket rent for løsmasser, og nesten ingen vegetasjon har fått fotfeste (jfr. Fig. 23). På den morenedekte åsen over HK vokser skog, noe som kan gi inntrykk av at åsen har ei lue på toppen. Foto: Lars Rohde.

Også De Geer-morenene er spesielle i dette området. Moreneryggene er oftest bare noe få meter høye, noen titalls meter brede og opptil en kilometer lange. De opptrer ofte i svermer og avstanden mellom de enkelte ryggene varierer i svermene mellom ca. femti og flere hundre meter. Av og til opptrer ryggene sammen med større transverselle rygger eller drumliner og er da klart yngre enn disse. Sannsynligvis er de dannet ved kanten av innlandsisen da den trakk seg tilbake. I Sverige finnes flest De Geer-morenene i den nordligste delen av kystområdet (Fig. 14), i Finland hovedsakelig i Kvarkenområdet, bl.a på øyene Replot og Björkö (Fig. 99).

Drumliner er vanlige langs hele den svenske kyststripen mellom Nordmaling og Luleå (Fig. 12). Drumlinene ble dannet ved en sørøstlig isbevegelse, men i Umeåtrakten er drumlinene noe mer sørlig orientert. På den finske siden finnes store og vakkert utformede drumlinfelt i Uleåborg-, Brahestad- og Jakobstad-Gamla Karleby-områdene.

Breelavsetningene på den svenske siden er konsentrert omkring de større eskerdragene, som er en fort-

settelse av innlandets breelavsetninger. Større avsetninger finnes ved Luleå og Piteå der breelvmaterialet har form av vidstrakte sandsletter - heder - i kystområdene. Mest imponerende er Kallaxheden like sør for Luleå og Pitholmsheden sørøst for Piteå.

Akkurat som morene har også eskere og breelavsetninger i stor utstrekning blitt vasket i strandsonen til strandavsetninger. Bølgene har hatt lett for å erodere i de opprinnelig sandige breelavsetningene for deretter å spre sanden over store områder. Før vegetasjonen rakk å binde sanden ble den mange steder blåst sammen til dyner. Større flygesandfelter finnes på f.eks. Pitholmsheden, Kallaxheden og i Haparandas skjærgård på den svenske siden og ved Siikajoki, Kalajoki og Hailuoto på den finske siden. Aktiv flygesandaktivitet skjer flere steder langs kysten og på flere av øyene. Det grovere materialet i breelavsetningene er ofte vasket sammen til strandvoller. Vakre strandvoller dannet av vasket breelvmateriale finnes f.eks. ved Rokua, Oulunsalo, Hailuoto, Siikajoki og Kalajoki på den finske siden og på Pitholmsheden på den svenske siden.

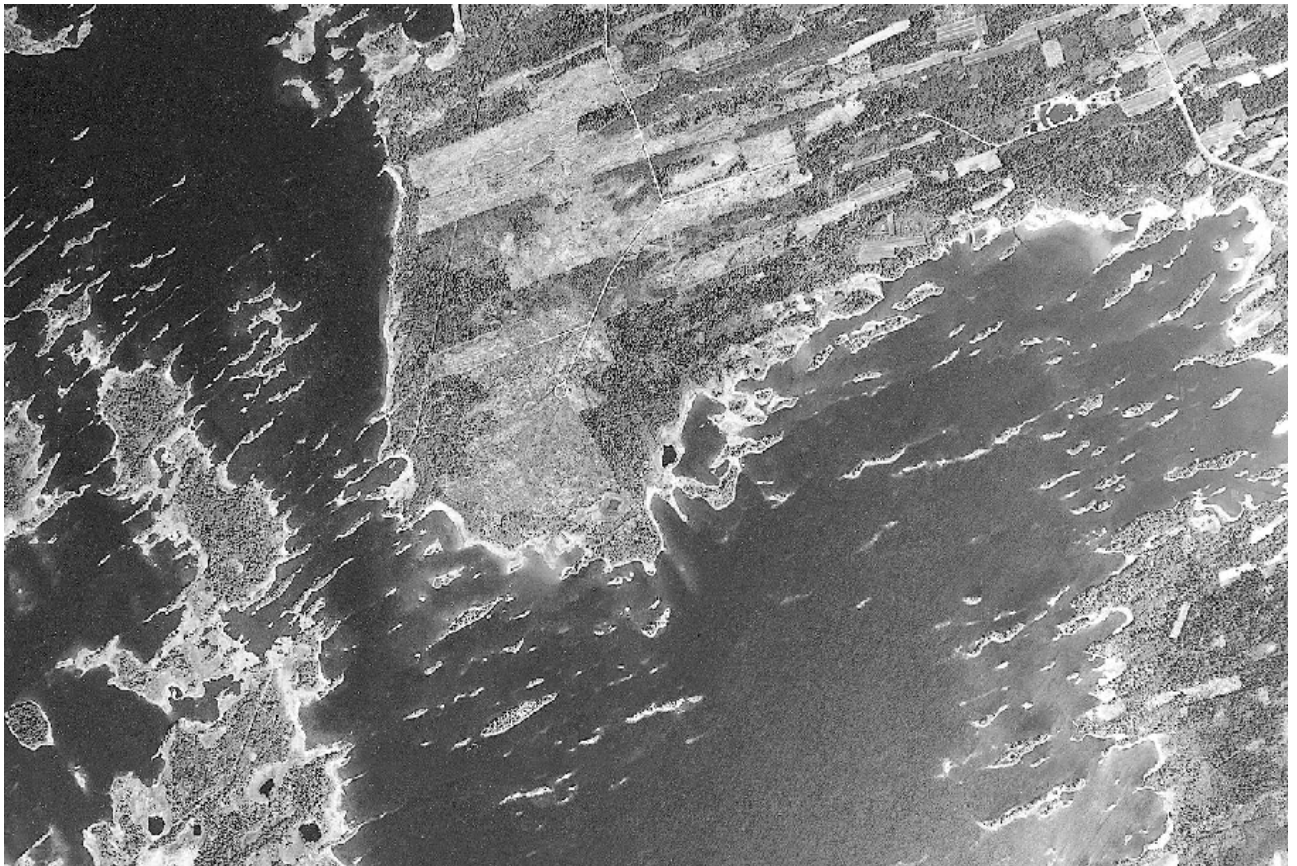


Fig. 99. Flyfoto over De Geer-morenerygger fra området ved Björköby i Vasas skjærgård. Foto: Lantmåteriverket, pubiseringstillstånd nr. 421/MYY/99.

Under isavsmeltingen ble store mengder finkornig slam ført ut i havet av smeltevannselvene. I postglacial tid har slamtransporten fortsatt langs elvene og ved strandprosesser. Silt og leire forekommer derfor vanlig i de lavereliggende delene av terrenget (Fig. 95). Sterkt sulfidholdige leirer, som på svensk kalles *svartmocka*, finnes spesielt innen de nordlige delen av det svenske kystområdet. Svartmockan danner sur *alunjord* når jernsulfiden oksideres, f.eks. som en følge av drenering og oppdyrking. I de større elvedalgangene kan siltige sedimenter ha betydelige mektigheter og dessuten kan elvesand ofte ligge oppå dette igjen, etter hvert som elvene graver seg ned i disse sedimentlagene dannes noen steder høye og bratte erosjonssår som Sverige kalles *nipor*. Torvmarker har stor utbredelse, spesielt på den finske siden, men på de lavestliggende områdene er torvtykkelsene små, vanligvis bare opp til et par meter.

Ekskursjonslokalteter

Se kartvedlegget bakerst i boka for lokalisering av ekskursjonslokalitetene.

☆ 56 Höga Kusten – Verdensarvlokaltet med verdens høyeste kystlinje

Helt sør i det svenske kystområdet ligger Höga Kusten med Skuleskogens nasjonalpark. Höga Kusten ble i år 2000 utpekt av UNESCO som en verdensarvlokaltet, bl.a. for sin unike landhevingshistorie. Her finnes Midt-Nordenområdets, og til og med verdens høyest liggende kystlinje, HK, på ca. 285 moh., rullesteinsfelt på ca. 260 moh., men også restfjell (svensk: *kalottberg*), strandgrotter, Slåttdalsskrevan, urer og forvittringsjord. En spesiell berggrunn bidrar til å gjøre området ekstra intressant. En presentasjon av alle geologiske severdigheter som forekommer innen området ville ta stor plass, selv om det ble gjort kortfattet. Den besøkende henvises derfor til de to geologiske turistkartene som er utarbeidet av SGU. (K1 og K2).

☆ 57 Öreälven – Vakkert slyngende skogselv

Mellom Angnäs og Bjurholm har Öreälven et kraftig meanderende forløp. Ved siden av elven finnes avsnørte pølsesjøer i ulike stadier av gjenvoksing. Meanderformene tilhører de vakreste i hele Sverige. Fra landeveisbroen ved Bjurholm har man en imponerende utsikt over elven som er dypt nedskåret i finkornige glasiale sedimenter og breelvavsetninger. Raviner og skredgroper forekommer langs elven like sør for tett-

stedet. Et par mil lengre mot nord langs veg 353, ca. to km sørøst for Örträsksjøens sørlige ende ligger mektige glasiale finkornige avsetninger som danner et kupert landskap mellom veien og elven. Overflateformene sammen med tallrike blokk og stein i overflaten vitner om at avsetningen ble dannet i et bresjømiljø tett inntil den smeltende innlandsisen. Store isblokker, kanskje isfjell, ble begravd i sedimentene. Da isen senere smeltet fikk avsetningen sin nåværende kuperte overflateform – et dødislandskap

☆ 58 *Vindelns – Raviner og skrenter langs den meanderende Krycklan*

I en kort tid etter at innlandsisen smeltet bort fra området drenerte Vindelälvens vann øst for Vindelns tettsted, via dalgangen øst for Abbortjärn forbi Hägglund og Hägnäs. Dalføret utgjorde først en fjordlignende vik av Ancylussjøen som snart ble oppgrunnet på grunn av landhevingen og avsetning av tykke, finkornige løsmasser. Med mindre vanddyb økte strømhastigheten og sandbanker ble avsatt oppå de finkornige avsetningene. Kort etter fant Vindelälven et nytt løp – der den renner i dag – forbi Vindelns tettsted. I løpet av den fortsatte landhevingen har den nåværende elven i dalføret, Krycklan, kunne grave seg ned i lett gravbare sedimentene som også har blitt utsatt for omfattende ravinedannelse langs mindre bekker og ved kildeutslag. Ravinesystemet ved Hägglund, ca. 7 km øst for Vindelns, er et av de største og mest velutviklede i hele Sverige. Vel utformede meanderbuer finnes mange steder og sedimentenes lagfølge kan studeres i en erosjonsskråning 1 km sør for Hägnäs.

☆ 59 *Vindelälvseskeren – Storlagen mellom Åmsele og Hällnäs*

Vindelälvseskeren følger i hovedsak Vindelälvens dalgang og er derfor i stor grad dekket av yngre avsetninger eller omformet av elveerosjon. Langs strekningen Åmsele-Gladaberg går eskeren høyere i terrenget og har her blitt bevart med sine opprinnelige overflateformer. Eskeren har en vakker strekning gjennom det sjørike landskapet der en meget utpreget ryggform er bevart. Nært inntil eskeren finnes tallrike dødisgroper. 4 km nordvest for Gladaberg utvider breelvavsetningen seg i form av et delta, Skataheden, som er oppbygd til HK-nivå. Mellom Gladaberg og Hjuken lengre mot sørøst, omgis og delvis dekkes eskeren av sand- og siltavsetninger. Disse ble avsatt i en havbukta som ble dannet da innlandsisen smeltet bort fra området. Ved Hjuken finnes også et svært velutviklet parti av eskeren der det finnes tre kraftig markerte rygger og flere dype groper i eskeren. Spesielt

ved Hjuken og Åmsele, men også like øst for Skataheden, finnes vakre dyneområder. Av disse kan nevnes Juvikskammen ca. 3 km sør for Åmsele. Denne dynen, som er ca. to km lang og drøyt 10 m høy, avgrenser Abborträsket mot nordvest.

☆ 60 *Bjuröklubb – Ung sandflukt og gamle skuringsstriper*

Ved Storsanden, ca. 5 km sør for fyret ved Bjuröklubb, finnes et dynefelt som har blitt dannet i den senere tid. Her ligger bl.a. en mektig, kilometerlang stranddyne som også er noe aktiv i dag. På fjellblotninger i strandkanten inne i Gärdviken og ut mot havet mellom Storsanden og Bjuröklubb finnes skuringsstriper med ulike retninger, både mot sør-sørøst, som er de vanligste i området, og eldre mot sør-sørvest og mot øst og øst-sørøst.

☆ 61 *Burträskforkastningen – Fikk jorden til å riste ved slutten av istiden*

Burträskforkastningen er ca. 4 mil lang og kan følges sammenhengende fra Botsmark i sørvest til Burträsk i nordøst, bare med kortere avbrudd. Den er tilgjengelig mange steder langs veiene i området (se SGUs kvartærgeologiske kart. Ak.1 og 3). Forkastningen framstår i terrenget som en 5-15 m høy skrent med fall mot nordvest. Forkastningsskråningen er nesten overalt dannet i morene, men på noen steder ligger fjellet i dagen, f.eks. ved Vitsidan 7 km sør for Burträsk. Forkastningsbevegelsen inntraff sannsynligvis kort tid etter at innlandsisen smeltet bort fra området. Forstyrrede lagfølger i sedimentene er vanlige i området, og spor etter jordskred finnes mange steder. Ett av skredarene ligger ca. 2 km vest for Vindel-Ånaset. (Fig. 100).

☆ 62 *Burträskeskeren - Sprer seg ut ved den høyeste kystlinjen*

12 km nordvest om Ljusvattnet brer Burträskeskeren seg ut og danner et klassisk HK-delta, dvs. et breelvdelta som er bygget opp til det høyeste vannivå som var i området etter istiden. Deltaoverflaten er i hovedsak jevn, men enkelte dødisgroper og flygesand i form av små hauger forekommer. Djupgrovbäckens imponerende ravine viser at sedimentmektighetene er store. De mer distalt avsatte sedimentene øst for deltaplanet har blitt omlagret i overflaten ved bølgevasking.

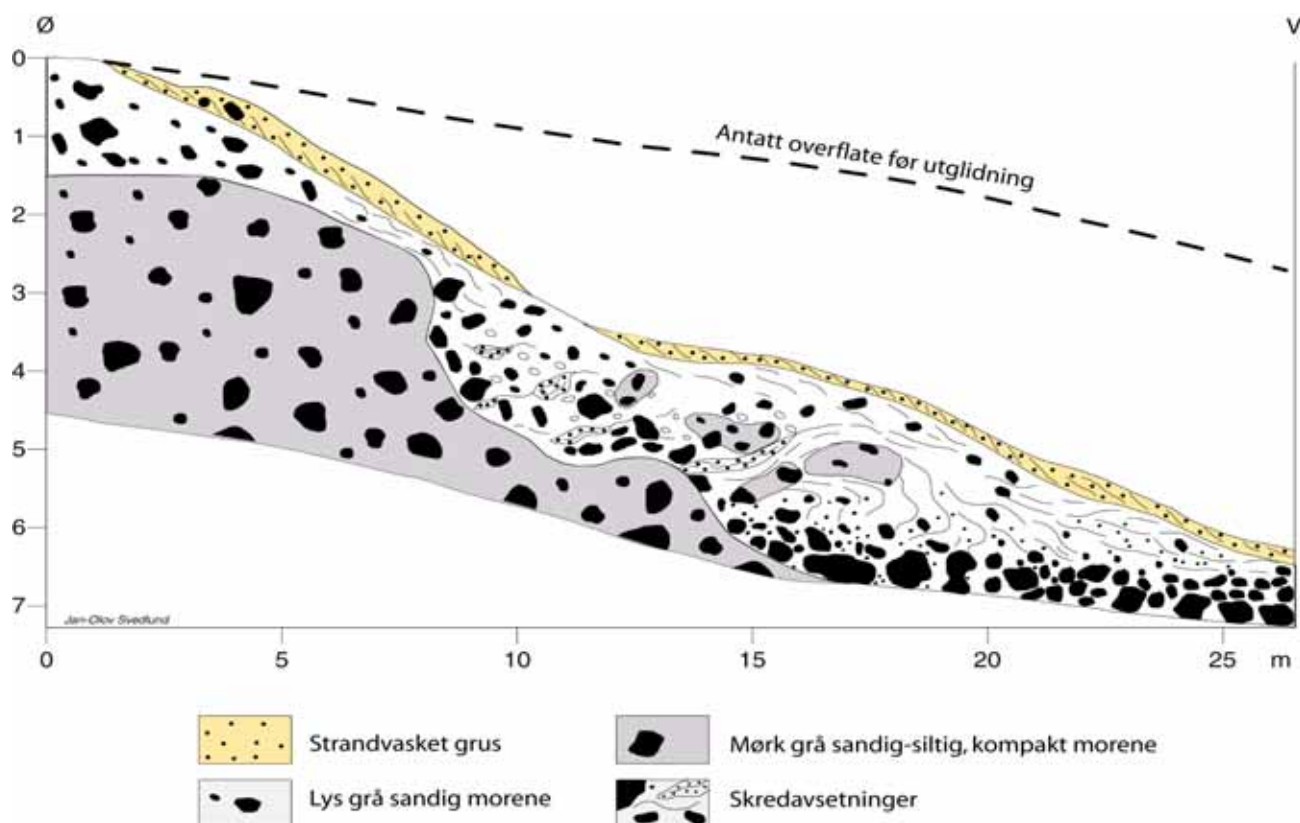


Fig. 100. Profil gjennom den øvre delen av en skredgrop i morenemateriale. Denne ligger 2 km vest for Vindel-Ånåset. Skredgropen har form av en 200x200 m bred og 5 m dyp skål i morenedekket. To morenelag med forskjellig sammensetning er berørt av skredet. Bruddstykker av den underste morenen, som er mer kompakt og hardere enn den øvre, ligger sammen med sandlinser i skredmassene. Det meste av skredmassene ligger 300-400 m fra dette profilet der det danner opp til 4 m høye hauger. Strandgrusen som ligger oppå skredmassene viser at skredet må ha gått etter at området ble isfritt, men før det ble hevet over havnivå; dvs. i løpet av en ganske kort periode for ca. 10.000 år siden. Sandig morene er normalt ikke skredfarlig og mest sannsynlig har skredet blitt utløst av et kraftig jordskjelv. Modifisert etter SGU Ak 1.

☆ 63 Fällfors – Meanderløp, aktiv ravinedannelse og dyner

I Fällforsområdet har Byskeälven et vel utviklet meanderløp med forlatte elveløp og erosjonsskrenter. Vil en gjøre det enkelt kan en se ut over elven fra landeveisbroen, men det finnes også flere mindre veier innen dette naturskjønne området. Et par kilometer sør for Fällfors ligger Marranäsvältan, eller Djupgroven som ravinen også kalles. Den er et storslaget eksempel på aktiv ravinedannelse ved tilbakeskridende erosjon i sandige elvesedimenter. 3-4 km nordvest for Fällfors finnes et flygesandfelt. Spesielt fremtredende er dyneområdet på Pitmanlidens sørvestside med en dynefront som ligger ca. 50 m over elvesedimentets nivå.

☆ 64 Älvsbytrakten – Her sees HK tydelig

Den høyeste kystlinjen - HK - vises tydelig som en vaskingsgrense på mange av åsene i Älvsbytrakten. Lill- og Stor Snöbergen, ca 7 km vest for Lillpite, sees bra på avstand fra landeveien nord for åsene (Fig. 98).

Pålsberget ca. 10 km øst for Älvsbyn er ikke et tydelig restfjell (kalottberg), men fra vest (fylkesvei 94) ser man HK som en tydelig grenselinje i åsens vestre skråning. I det tynne uvaskede jordlaget over denne grenselinjen vokser skogen tettere enn i tyntområdene nedenfor. Utsiktstårnet på Kalahatten, et lite restfjell 2 km nordøst for Kalamark, byr på en milevid utsikt og man kan i tankene lett forflytte seg 10.000 år tilbake i tid da restfjellene i området dannet øyer i et vidstrakt skjærgårdslandskap.

☆ 65 Slädaskatan – Utsiktspunkt vid Piteälven

Fra Slädaskatan, en odde i Piteelven ca. 7 km sørøst for Älvsbyn, har man en imponerende utsikt over Piteelven som her er dypt nedskåret i glasiiale og postglasiiale sedimenter. De glasiiale sedimentene er breelvsand som dekkes av mer finkornige fjordavsetninger. Breelvsanden ligger her og der i dagen, dels i elveskråningen, dels i de kuperte åspartiene ved siden av elveded-skjæringen. På toppen av det hele ligger sandige elveavsetninger.



Fig. 101. Bälingebergets naturreservat utenfor Luleå er et lett tilgjengelig og pedagogisk gunstig turmål med vakker utsikt. Store reinvaskede fjelloverflater, erosjonshakk, vakre rullesteinsområder og strandvoller gjør at man lett kan forestille seg havets strandprosesser gjennom flere tusen års landhevingshistorie. Foto: Curt Fredén.

☆ **66 Bälingeberget – Pedagogisk lokalitet og utsiktspunkt nær Luleå**

Bälingebergets naturreservat en mil vest for Luleå er en lett tilgjengelig og hyppig besøkt lokalitet for skoleklasser og befolkningen ellers. Store renspylte fjelloverflater, erosjonshakk, vakre rullesteinsfelt og strandvoller gjør at man lett kan forestille seg havets strandprosesser i løpet av en landheving som har pågått i mange tusen år (Fig. 101).

☆ **67 Kusmyran – De Geermorener og skuringsstriper**

De Geer-morenerygger forekommer vanlig i Bodenområdet og kan sees langs mange av veiene i området. De er lettest å se på åpne, dyrkede områder eller i myrer, som i Kusmyren en mil nordvest for tettstedet. På en bergflate i grustaket rett sør for myren finnes tre ulike system med skuringsstriper, den yngste ligger vinkelrett på ryggene.

☆ **68 Lule- og Haparandas skjærgårder – Jomfruelige øyer helt nord i Bottenviken**

På samme måte som verdensarvlokalteten Höga Kusten utgjør en selsvagt besøkslokalitet lengst i sør, så er det samme tilfellet med det lavtliggende kystområdet med nasjonalparken i Haparandas skjærgård helt i nord. Med sitt lave relieff og rask landheving, nesten en meter på 100 år, ble det dannet mye nytt land på kort tid i Bottenvikens kystområde. Ved kysten har havner og bygder i tidens løp måtte flyttes til det nyvunnete landet i munningene av elvedalene. Dagens Luleå viser dette med sin Gammelstad beliggende betydelig lengre inn i landet. I det geologiske tidsperspektivet er de hundretalls øyene i skjærgården nettopp steget opp av havet – for mindre enn 2000 år siden var det bare hav her. Strandprosessene som har dannet jordarter og landskapets former lengre inn i kystområdet er her i høyeste grad aktive, og strandvoller, rullesteinsfelt, grus- og sandstrender dannes og omdannes fortløpende. Det samme gjelder flygesanden. For kvartærgeologen er det mye å se. Foruten dynene på Haparanda Sandskär, Sesar-Furö og mange av de andre øyene, finnes drumliner, De Geer-morener og vakkert breslipte fjelloverflater med flere generasjoner skuringsstriper.

☆ 69 *Replot og Björkö – De Geermorener*

Finlands største område med De Geer-morener (ca. 200 km²) finnes på øyene Replot og Björkö. De enkelte ryggene er normalt bare 10-20 m brede, 0,5-2,5 m høye og 300-400 m lange, noen av dem er til og med opp mot 2 km. Avstanden mellom de enkelte ryggene er i snitt ca 100 m. Karakteristisk for De Geer-morener-ryggene er at de forekommer i store svermer. Selv om de enkelte ryggene er korte så dekker de tilsammen et stort område. På Replot kan man følge et slikt ryggområde over 15 km. På øyene finnes samlet omkring 200 parallelle morenerygger som viser iskantens gradvise tilbaketrekning. Ryggene dannet er vaskebrett-lignende mønster som er meget fremtredende i terrenget, og mange av ryggene fremstår som odder og øyer (Fig. 99).

☆ 70 *Kalajoki - Strandvoller og sanddyner*

Ved stranden i Kalajoki finnes et stort område med sand (ca. 10 x 5 km), hovedsakelig i form av strandvoller og dyner. Området er en del av et langt esker-system som kan følges hele veien fra kysten via Pieksämäki til Salpausselkä. I Kalajoki mister eskeren sin ryggform. Under påvirkning av bølger, press fra sjøis og vind har den blitt helt utjevnet til store sandfelt. Morevlar i Kalajoki ligger helt inntil stranden og består helt av aktive stranddyner. Dynene er omtrent meterhøye og ligger i rekker parallellt med stranden. De er dannet ved vindens arbeid med strandvollene og sandbanker som har blitt hevet over havet. På de fleste dynene bindes sanden nå av vegetasjon (strandrug), men det finnes også aktive dyner som har vandret inn og dekket levende skog. Viitapakat er en imponerende, parabelformet dyne et par kilometer sørvest for Hietasärkä. De er dannet ved at et titalls mindre dyner har vokst sammen, de minste på sjøsiden og de største

på landsiden. Dynen er 15 m høy, ca. 700 m lang og mer enn 100 m bred. Lovartsiden mot havet er jevn og flat, mens lesiden er svært bratt.

☆ 71 *Rokuanvaara, Utajärvi – Sanddyner og strandvoller*

Kort tid etter at Rokuanvaara ble hevet over havnivå for ca. 10.000 år siden startet dannelsen av sanddyner. Den mektigste dyneryggen, Pikku Rokua, er ca. 25 m høy, 660 m lang og 150 m bred. Etter at Ancylussjøen hadde sunket til 130-140 m for ca. 9400 år siden, ble dynematerialet bundet av vegetasjonsdekket. Dynene består av meget finkornig sand. Det høyeste punktet, Pookivaara, ligger 194,2 meter over havet. De sentrale delene av Rokuanvaara ligger ca. 60-90 meter høyere enn omgivelsene. Rokuanvaaras laveste skråninger omkranses av serier med strandvoller. Sanden i strandvollene er grovere enn i dynene. Strandvollene fortsetter helt til de flate områdene vest og nordvest for Rokuanvaara der de hever seg som smale og rette, eller svakt buformete rygger som ligger over torvmarkens overflate.

☆ 72 *Hailuoto – Sanddyner og strandvoller*

Øyen Hailuotos høyeste punkt, Hyypänmäki (31,6 m), ligger på en breelavsetning. Den er en del av en ryggformet dyne som hever seg ca. 16 m over omgivelsene. Hyypänmäki og de omkringliggende dynene er 5-12 m høye parabeldyner med åpningen mot sørvest. Ryggene er 0,5-1,5 km lange og 100-200 m brede. Da de ble dannet for ca. 1 000-1 700 år siden var den dominerende vindretningen mot nordøst som i dag. Øyens nordlige del, fra stranden opp til ca. 5 m høyde, er helt preget av strandvoller og det er mulig å telle ca. 75 voller liggende parallellt ved siden av hverandre.

BOTTENVIKEN



Keijo Nenonen

Berggrunn og landheving

Berggrunnen i Bottenaviken tilhører det prekambriske Svekofenniske skiferbeltet (grunnfjell) og består av harde og krystallinske bergarter som er 1300-2000 mill. år gamle. Oppå denne grunnfjelloverflaten ble det for ca. 520 mill. år siden avsatt sedimenter som senere ble nesten helt fjernet ved etterfølgende erosjon. Bare i Söderfjärdens meteorittkrater finnes over 200 m tykke lag med disse kambriske sedimentene som har unngått erosjon.

På grunn av isvekten ble jordoverflaten presset ned under istiden, mest der isen var tykkest. Man tror at den maksimale nedpressingen kan ha vært i størrelsesorden 800-1000 m (Fig. 21) og isdekket maksimalt var 3400-3700 m tykt. Da isen ble tynnere under avsmeltingen, hevet jordskorpen seg igjen, og hadde da isen til slutt forsvant for omkring 10.000 år siden igjenvunnet mye av sitt opprinnelige nivå. Landhevingen var imidlertid fortsatt stor, og man regner med at landhevingen i de første tusen isfrie årene var så stor som 10 m på 100 år, dvs. 10 cm/år.

Denne landhevingen tørlegger ikke bare nytt land (Fig. 102), men skaper også mange praktiske problemer i Kvarkeområdet. Eldre havner befinner seg i dag på tørt land. Havnen i Vaasa-Korsholm fra 1200-tallet ligger 10 km fra den nåværende havnen i Vasklot, som ble bygget i 1890. Nytt land stiger opp fra det grunne havet i et tempo som tilsvarende 3 km² i året i den finske delen av Kvarkeområdet (Fig. 22). Lokalt kan arealene øke med flere hektar nytt land i året. Det er en stadig kamp for å fordype havnebassenger og kanaler. Et typisk fenomen er at sommerstuenes båthus langs den flate finskekysten ligger langt opp på land.

Innlandsisens avsmelting og Østersjøens utvikling

Den ca. 3 km tykke innlandsisen presset ned jordskorpen minst 800 m i forhold til i dag. Under isavsmeltingen var jordskorpen fortsatt dypt nedpresset, og da isen forsvant oversvømte havet store områder (Fig. 103). Det høyeste spor en har etter havnivået (HK = Högsta Kustlinjen) i Bottenaviken ligger 285 m høyere enn i dag - i Högsta Kustenområdet sør for Örnsköldsvik. Herfra synker HK i alle retninger.

Yoldiahavet. Kvarkeområdet ble isfritt for 10.800-10.500 år siden, først i øst, og områdene under HK ble oversvømmet av havet. Dette er det første stadiet i Østersjøens utvikling som berører Midt-Norden og kalles Yoldiahavet – et brakkvannshav. En tidligere fase av Østersjøen kalles den Baltiske issjø, men fordi iskanten lå sør og øst for Midt-Nordenområdet nådde issjøen ikke dette området (Fig. 103). I dette havet ble det avsatt tykke leirer fordi smeltevannet førte med seg store mengder slam. Leirene er lagdelte med lyse, siltige sommerlag og mørke, tynnere vinterlag med leire som viser en årlig rytmikk tilsvarende stor slamtilførsel om sommeren og svært liten slamtilførsel om vinteren. Ved å telle og sammeligne lagene fra mange lokaliteter, en dateringsmetode som kalles *varv-kronologi*, har en funnet at iskanten trakk seg tilbake med 200-500 m pr. år i Kvarkeområdet. De Geermorene, som en tidligere anså å være årsmorener, ligger i dette området med en innbyrdes avstand på mindre enn 100 m. Dette betyr at flere av dem dannes i løpet av et år.



Fig. 102. Det lavtliggende slettelandet omkring Limingoviken er en typisk landhevningkyst der store områder stiger opp over vannet hvert år. Foto: Peter Johansson.

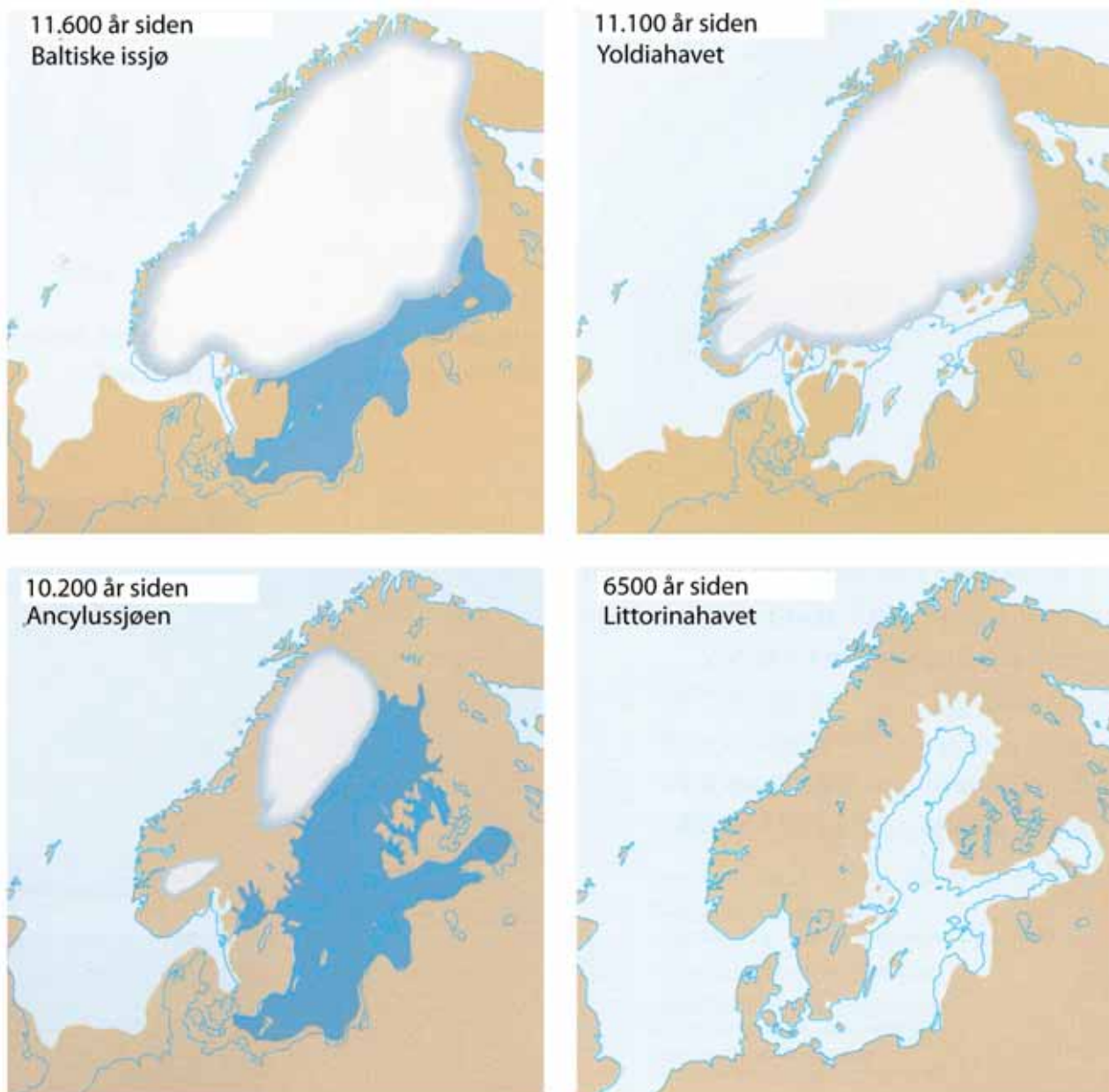
Ancylussjøen. Det neste stadiet i Østersjøens utvikling var Ancylussjøen, en ferskvannssjø som dekket store deler av det sørlige Finland og Sverige, og som eksisterte for 10.800-8000 år siden. De siste deler av innlandsisen lå fortsatt i Kvarkenområdet ved begynnelsen av Ancylusstadiet. Nå ble homogen grå leirer og svarte sulfidholdige leirer avsatt. HK i Österbotten på 210-190 moh. ble utformet i begynnelsen av dette stadiet.

Littorinahavet. På grunn av stigningen av verdenshavens nivå da innlandsisene smeltet, kunne salt vann trenge inn gjennom de danske sundene og inn i Østersjøbekkenet og dannet Littorinahavet, som var et brakkevannshav. Denne tilstrømmingen av brakkevann kan sees i leirene ved svært tydelig endring til en grønlig leire som er rik på organisk materiale, metan-gass og saltvannsdiateomeer ble dannet over store områder på bunnen av Littorinahavet. I dag utgjør disse sedimentene de mest produktive jordbruksarealene langs Bottenviken. Alle hevete strender på den finske siden av Kvarken stammer fra Littorinastadiet for mindre enn 7000 år siden.

Bottenviken før siste istid - og i fremtiden

For ca. 75.000-50.000 år siden var det interstadiale forhold i Fennoscandia, dvs. en nesten isfri periode mellom to nedisninger. Landet fikk anledning til å heve seg forholdsvis mer etter den foregående nedisningen enn tilfellet er i dag etter den siste nedisningen. Landhevingen var opp til 100 m høyere enn den vi ser i dag, og av den grunn var Østerjøen mye mindre enn nå. I fortsettelsen av dagens elver er det funnet gamle elvedaler som er flere titalls meter dype på bunnen av Bottenviken og i Bottenhavet. Elvedalene fortsetter ut til midten av havet ca. 80 m under dagen havnivå, og viser hvor den interstadiale strandlinjen befant seg.

Ut fra dette kan en til en viss grad forutse hva som vil skje i Østersjøen. I dag er landhevingen i området ca. 7-9 mm i året, størst i Västerbottens nordlige kystområder. En antar at landet fortsatt vil stige i 10.000-12.500 år i Kvarkenområdet. Det er trolig at ennå 100-125 m stigning vil finne sted før balansen er helt gjenopprettet (Fig. 104). Stigningen vil fortsette til nedpressingen er helt utvisket eller til den neste nedisningen vil trykke ned jordskorpen på nytt om kanskje 60.000 år. Kvarken er en grunn del av Bottenviken med en terskeldybde på 30 m på det meste.



Figur 103. Kart som viser den klassiske oppfatningen av hovedstadiene i Østersjøens utvikling etter istiden. Fra Sveriges Nasjonalatlas (Fredén 1998).

Om ca. 3500 år vil bare en grunn renne forbinde Bottenviken med Bottenhavet lengre sør og på nytt gjøre Bottenviken til en innsjø. Lengre sør vil hav-

nivået fortsette å synke og denne delen av Østersjøen vil reduseres betydelig i størrelse.

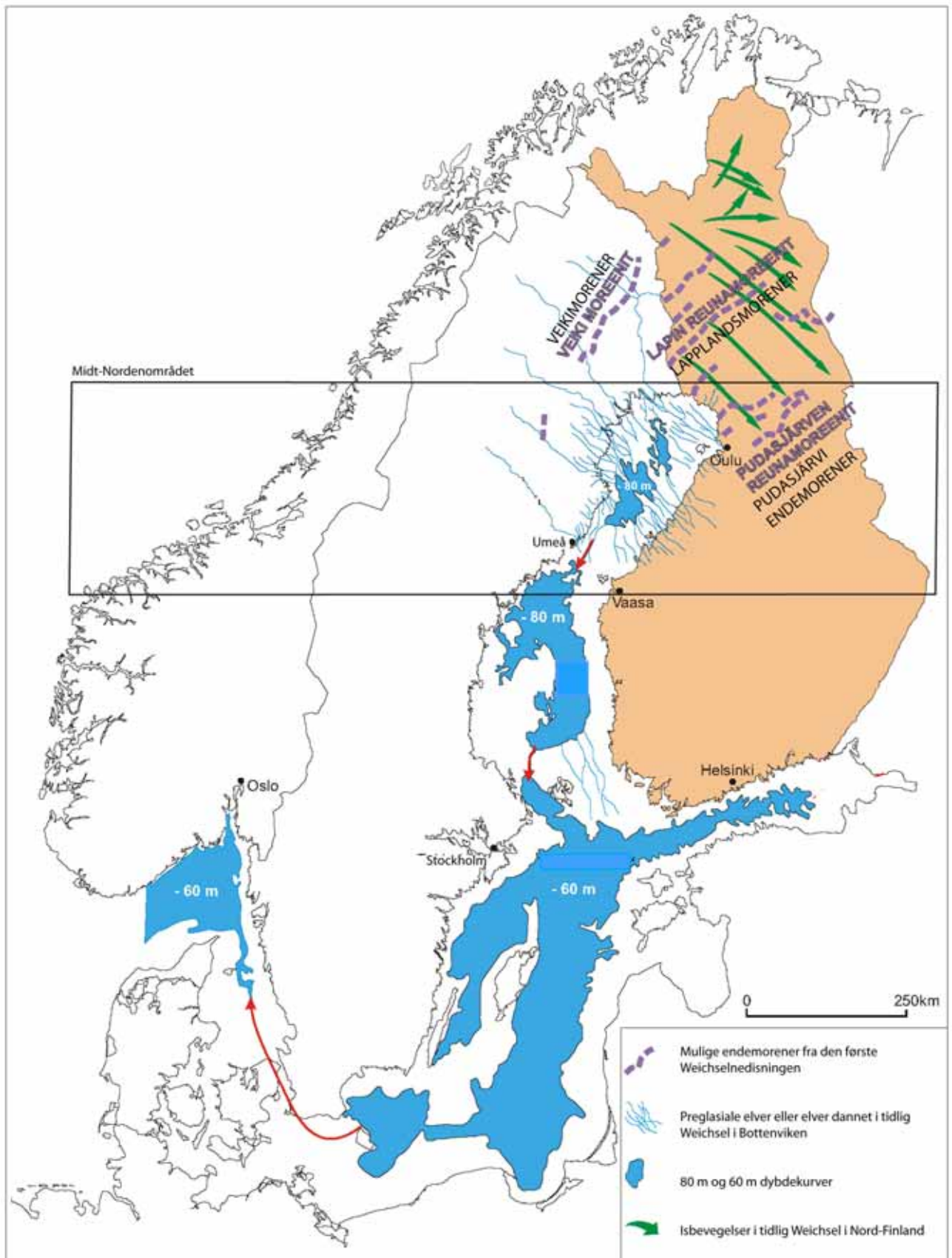


Fig. 104. Bottenviken og Østersjøen under den isfrie perioden som etterfulgte den første Weichselistiden (Weichsel I). Kartet viser mulige brerandavsetninger i Nord-Sverige og Nord-Finland fra denne nedisningen og det lavere havnivået som eksisterte da fordi store vannmengder var bundet i ismassene på land. På figuren er det også antydnet ferskvannssjøer i Østersjøbassenget og de tilhørende elvesystemer knyttet til det lavere vannivået. Røde piler viser hoveddreneringen av sjøene mot datidens Atlanterhav. (Modifisert etter Nenonen 1995).

VANNSKILLET SUOMENSELKÄ OG INNSJØFINLANDS NORDLIGE DEL



Timo Huttunen, Aimo Kejonen, Jouko Saarelainen, Tapio Väänänen, Martti Korpjaakko

Vannskillet Suomenselkä

Generelt. Suomenselkä utgjør området omkring vannskillet mellom de elvene som renner mot Bottenaviken og de som renner mot innsjøområdene i Finland (Innsjøfinland). Grensen mot vest ligger omtrent 100 km inn i landet fra Bottenavikens kyst. Suomenselkä er et 50-60 km bredt, relativt enhetlig område med slake, avrundete åser som ligger 100-200 moh. Stedvis finnes 50-100 m høye restfjell. Innen Midt-Nordenområdet ligger Suomenselkäs høyeste punkt på Lehtokangas i Karstula kommune på ca. 242 m. Suomenselkä-området berggrunn består av ulike granitter og skifre. Berggrunnen gjennomskjæres av flere nordvest-sørøst-orienterte svakhetssoner der det er utviklet gjel under nedisningene.

Suomenselkä deles opp av daler. Tydeligst er dette mellom Kivijärvi og Lestijärvi og mellom Haapajärvi og Pihtipudas. Den sistnevnte dalen fungerte en tid som felles utløp for de tidligere sjøene Storsaimen og Päijänne. På grunn av de flate overflateformene er Suomenselkä et område med få sjøer, men rikelig med torvmarker (myrer). Omkring Lestijärvi, Pyhäjärvi og Kivijärvi er antallet sjøer større.

Jordarter. De vanligste løsmassetyperne i vannskilleområdet Suomenselkä er morene og torv. Fjellblotningene er få, og morenen dekker den omtrent horisontale berggrunnen med et nesten sammenhengende dekke med tykkelse på minst ti meter. Morenen består av en kompakt bunnmorene som ble avsatt under innlandsisen, og en avsmeltingsmorene som ble avsatt ved innlandsisens ytterkant under avsmeltingen. Denne morenen er noe vasket i overflaten.

Bunnmorenen består av lag med ulik alder som er dannet i ulike faser av istiden. Det er også funnet lag i morenen som er eldre enn den siste istiden. Mellom de ulike lagene finnes interstadiale og interglasiale lag

som for det meste består av leire, sand gyttje og torv. Den morenen som finnes på overflaten er i områdets nordlige del finkornig med over 10 % leire noen steder. Sør for Pitkäkangas i Pyhäjärvi er morenen sanddominert med under 5 % leire. Drumliner finnes i den sørligste delen av området, spesielt i Lestijärvi.

Det haugete moreneterranget som består av avsmeltingsmorene finnes her i forbindelse med store eskerformasjoner. De viktigste områdene med haugete morene er Halsua-Kivijärvi, Lestijärvi-Kinnula og Reisjärvi-Pihtipudas sentralt i Suomenselkä og trakten mellom Piippola og Ule träsk i nord. I det haugete morenelandskapet i sør finnes rikelig med morenerygger som er orientert på tvers av isens bevegelsesretning. Overflaten er svært blokkrik i områdets sørlige del, omkring Kivijärvi.

Seks store eskerstrøk går gjennom området i retning nordvest-sørøst (Fig. 105). Det finnes også en rekke mindre eskere. Karleby-Laukaa-eskeren går gjennom den kunstige sjøen Patana, gjennom sjøen Kyyjärvi og Pääjärvi i Karstula. De flotteste ryggene ligger på grensen mellom Karstula och Saarijärvi. Halsua-Kivijärvieskeren er en sammenhengende ryggrekke som har høyeste punkt i Perho med eskeren Salmelanharju som ligger ca. 219 moh. Lestijärvi-Kinnula-eskeren strekker seg som en sammenhengende rygg fra vestlige siden av Lestijärvi til nordlige del av Kivijärvi. Høyeste punkt ligger på Syrinharju på ca. 180 moh.

Kalajoki-Reisjärvi-Pihtipudas-eskeren er en sammenhengende esker som sin sørøstlige del går gjennom flere sjøer. I Muurasjärvi f.eks. stikker eskerryggen flere steder opp over sjøoverflaten i form av vakre øyer. Haapajärvi-Pielavesiäeskeren går sammen med Finlands lengste eskersystem i Siilinjärvi. Dette strekker seg fra Brahestad til Outokumpu. Eskeren Pitkäkangas, som går mellom Haapajärvi og Pyhäsalmi, er en av Finlands mest praktfulle eskerrygger (Fig. 105).



Fig. 105. Kartskisse over Midt-Nordenområdet som viser de viktigste eskersystemene innen området. Etter Bargel mfl. 1999a.

De to nordligste forgreinene av Brahestad-Outokumpu-eskersystemet forener seg på Suomenselkä vest for Rotimojärvi i Vieremä. Her endras eskerens retning til sørsørøstlig og den fortsetter nesten rettlinjert i ca. 110 km til Siilinjärvi. Haapavesi-Pihtipudas randformasjon er opptil 20 m høy og 300 m bred. Den totale lengden er ca. 25 km. Formasjonen består av både morenerygger avsatt parallelt med iskanten, og grus- og sandrygger avsatt av smeltevannselver.

Da området var blitt isfritt, trengte havet inn over de lavestliggende områdene. Det høyeste nivået som havet nådde, høyeste kystlinjen eller HK, ligger ved grensen mellom Suomenselkä og Østerbotten på 205-210 moh. Mellom Suomenselkä og den nordlige delen av Innsjøfinland ligger HK på 180-185 moh. (Fig. 25) Landhevingen var svært rask og landområdene ble snart hevet opp over vannflaten. Av den grunn finnes det lite strandavsetninger i området, men noen steder finnes soner med renvaskete bergoverflater, steinstrenger eller avsetninger med grus-, sand- og silt. De største strand-avsetningene ble dannet ved vasking av eskerne og finnes derfor i tilknytning til disse. Sanddyner dannet av vinden finnes spredt over hele området. De viktigste dyneområdene finnes øst og sør for Iso-Lamujärvi i nord, og omkring Perho og Karstula i sør.

Finkornige løsmasser som ble avsatt i stillestående vann finnes i liten utstrekning i dette området. På grunn av den raske landhevingen hadde vannet tilstrekkelig dybde for kort tid for sedimentasjon av finkornige jordarter. Da så vannet sank ytterligere ble disse sedimentene kraftig erodert av bølgene og finnes i dag bare i fordypningene i terrenget. Senere har de for det meste blitt dekket av torv. Forsumpningen i området favoriseres av både klimatiske som hydrologiske faktorer. Forholdene er ideelle for dannelse gjen-groingsmyrer, og slike dekker i dag omtrent halvparten av området. Flere store myrområder er fredet i dette området, f.eks. Pilvineva i Kaustby og Vetil samt Kotkanneva i Kelviå.

Bosetting. Suomenselkäområdet har vært bebodd siden steinalderen. Opprinnelig var det ingen fast bosetning, men omstreifende jegere og fiskere. Fast jordbruksbosetning kom til området en gang mellom 1500- og

1700-tallet. Den spredde seg fra kysten langs elvene til innlandet, men folk kom også over vannskillet fra Innsjøfinland. Den tidligste faste bosetningen ble etablert på frostbeskyttede områder ved sjøer og elver, og på de høyeste åspartiene.

Nordlige del av det finske innsjøområdet

Generelt. Den del av Innsjøfinland som ligger innen Midt-Nordenområdet er et kupert landskap som karakteriseres av lange rekker av sjøer ("de tusen sjøers land"). Området ligger mellom 76 moh. (Pyhäselkä) og nesten 315 moh. (Tahkovouri). De relative høydeforskjellene er vanligvis mellom 20-60 m, maksimalt over 200 m. Området er nærmest en labyrinthlignende mosaikk som domineres fullstendig av sjøer og mellomliggende landområder. Nesten en femtedel av arealet utgjøres av sjøer, og her hører de mellomste og øvre delene av Päijännes og Saimens dreneringssystem med unntak av Pieltisjärvi.

Berggrunnen består i vest av granitter og i øst av skifre og gneiser. Området er tett gjennomskåret av kløfter og gjel i mange retninger, de som ligger i nordvest-sørøstlig retning er kraftigst markert i terrenget fordi isen fulgte disse og forsterket dem. Åsene mellom gjelene, f.eks. Väisälänmäki i Lapinlax og Iimäki i Idensalmi, og kvartsittformasjonene Pisa og Tahkovouri i Nilsiä og Puijo i Kuopio står opp som restfjell.

Løsmassene. Berggrunnen er nesten helt dekket av morenemateriale. Morenen i Innsjøfinland er nesten utelukkende svært kompakt bunnmorene. Tykkelsene er imidlertid jevnt over bare noen få meter.

Bunnmorenens sammensetning varierer innen området. Sentralt i området finnes et ca. 50 km bredt belte med finkornig morene som strekker seg fra Pyhäjärvi og Pyhäntä til Vehmersalmi og Tuusniemi. Leirinnholdet i denne finkornige morenen er mer enn 5 %. Omkring Kiuruvesi, Idensalmi og Lapinlax er den stedvis opp til 20 %. I dette området er bunnmorenens tykkelse mange steder over 10 m. Mellom Idensalmi og Kiuruvesi innen området med tykke bunnmorener har morenen under isavsmeltingen blitt presset inn i utsmeltede hulrom i bunnen av isen. I terrenget kan en i dag se den oppressede morenen i form av runde hauger. I den

nordøstlige delen av Innsjøfinland består bunnmorenen mest av sandig morene, mens i den sørvestlige delen varierer morenen mellom leir-/siltholdig og sandig. Stedvis har bunnmorenen blitt avsatt under innlandsisen i form av langstrakte rygger som ligger parallelt med isbevegelsesretningen, drumliner. Disse inneholder ofte over 10 m tykke morenelag. Drumliner finnes f.eks. mellom Suonenjoki og Pihtipudas.

I Innsjøfinland finnes også avsmeltingsmorene som ligger oppå bunnmorenen. Denne er dannet av materiale som ble transportert inne i isen i innlandsisens randsone. Avsmeltingsmorenen er normalt vasket og inneholder mindre finmateriale enn bunnmorenen. Slike haugete dannelser finnes f.eks. mellom Kannon-koski og Saarijärvi samt nord og nordvest for Outokumpu.

I den nordlige delen an Innsjøfinland finnes store grus- og sandforekomster. Nordøstlige delen av Salpausselkä II øst for Joensuu og Jaamankangas nordvest for Joensuu er israndavsetninger, som viser innlandsisens ujevne avsmelting (Fig. 122). Under isavsmeltingen varierte klimaet slik at tilbaketrekingen av iskanten stoppet opp eller til og med rykket noe fram igjen. Tykke morene-, grus- og sandavsetninger ble da hopet opp foran isen som en israndavsetning (Fig. 128).

Eskere ble avsatt i avsmeltingsfasen i sprekker og tunneller inne i isen som ble dannet av smeltevannet. Det største eskersystemet går i nordvestlig retning fra Jaamankangas og deler seg i to greiner ved Siilinjärvi (Fig. 105). Den ene greinen går mot nordvest forbi Idensalmi, den andre går via Pielavesi i retning mot Pyhäjärvi. Andre betydelige eskersystemer i området er de som går mot nord fra Outokumpu, mot nordvest fra Suonenjoki og Rautalampi, og de som ligger i området ved Saarijärvi og Suolahti.

Etter deglasiasjonen lå nesten hele området under vann (se Fig. 25). Den høyeste kystlinjen eksisterte i Yoldiahavets tid. Denne finner vi i sørøst, i nærheten av Joensuu ca. 105-110 m over det nåværende havnivå, og i nordvest, nær Pihtipudas ligger den ca. 180-185 moh. Mellom og under disse nivåene ligger strandlinjer som tilhører de senere stadier av Østersjøen (Ancyclus-sjøen) og storsjøene (Storsaimen og Fornpääjänne). I terrenget ser man spor etter disse enten som renvaskede fjell-overflater, som steinstrender eller grus-, sand- og siltavsetninger. De tydeligste strandavsetningene finnes i forbindelse med eskere og israndavsetninger, som

f.eks. på Jaamankangas og på eskerne som går mot nordvest derfra.

Vinddyner forekommer vanligst omkring Salpausselkä II og Jaamankangas og omkring de nærliggende eskere. Det finnes også et betydelig dyneterreng i utkantene av Lintharjueskeren i Suonenjoki.

Finmateriale, silt og leir, ble avsatt i stillestående vann mot slutten av istiden og i tiden etter. På bunnen av Yoldiahavet ble det oppå morenen avsatt et lagdelt materiale som ble transportert med smeltevannet. Disse lagene består av lyse, vanligvis cm-tykke finsand-silt-partier adskilt av mm-tynne, mørkere partier. De lyse partiene ble avsatt om sommeren med stor produksjon av smeltevann som førte finmateriale ut i sjøen. De mørke partiene ble avsatt om vinteren når sjøene kanskje var isdekket. Det var da lite eller ingen tilførsel av materiale, bare det aller fineste materialet som ikke hadde rukket å falle til bunns i løpet av sommeren kunne nå avsettes. En slik lys-mørk sekvens, eller *varv*, ble altså avsatt i løpet av ett år. Etterhvert som isen trakk seg mer og mer vekk mot nordvest, ble lagene tynnere og mer leirholdig fordi tilførselen av smeltevann avtok. I Ancyclus-sjøen, som etterfulgte Yoldiahavet, ble vanddypet mindre på grunn av rask landhevning. De største områdene med finkornige avsetninger ligger langs sjørekkene, spesielt omkring Idensalmi og Joensuu.

Forsumpningen av Innsjøfinland startet så snart områdene ble isfrie. Områdene over den høyeste kystlinjen var først ute, på lavere nivåer startet forsumpningen etter hvert som landet hevet seg over vannivå. De største myrene finnes i området mellom Sonkajärvi og Otanmäki samt mellom Kiuruvesi og Pyhäntä.

Bosetning. I Innsjøfinland har det vært bosetning siden steinalderen. I begynnelsen var de viktigste næringsveiene jakt og fiske. Mot slutten av bronsealderen og i jernalderen begynte man så smått med svedjebruk. Dette bredde seg betydelig mellom årene 1450 og 1550. Da dyrking av jorda ble vanlig, ble bosetningen konsentrert til leirige sandområder som lå beskyttet mot frost, og til steinfattige områder på høydene over den høyeste kystlinjen. I årene 1740-1920 økte dyrkingsarealene ved senkning eller uttørring av flere hundre sjøer i den nordlige delen av Innsjøfinland. Den mest imponerende landevinningen skjedde i 1859 da sjøen Höytiäinen ble senket med ca. 9 m og ca. 170 km² nytt land kunne dyrkes opp (Fig. 106).



Fig. 106. Höytiäinensjøen med gamle strandlinjer ved Kontioniemi, Kontiolahti. Y = sandurdelta avsatt i Yoldiahavet, Y IV = Yoldia IV strandlinjen og H 1859 = Höytiäinensjøens nivå før senkningen i 1859 (9 m over dagens nivå). Foto: Jari Väättäin.

Ekskursionslokaliteter

Se kartvedlegget bakerst i boka for lokalisering av ekskursionslokalitetene.

☆ 73 *Kinnula og Kivijärvi - Blokkmark*

Omkring Kinnula og Kivijärvi er morenen svært blokkholdig. Sterk bølgevasking av morenen har fjernet finmaterialet slik at blokkene er anrikt på overflaten (Fig. 107). Frostaktivitet har i tillegg konsentrert blokkene i forsenkninger i terrenget, og her finnes store blokkmarker med nesten jevn overflate som kalles *djevelens åkrer*. Blokkmarkene er spesielt omfattende sør for Kinnula kirkested, i området mellom Kinnula og sjøen Iso Koirajärvi. Også langs sjøen Kivijärvi er strendene stedvis blokkrike.

☆ 74 *Runni – Storhaugete morenelandskap*

Nordvest for Idensalmi ligger et vidstrakt område med store morenehauger (Fig. 108). De største haugene har

en diameter på omkring en halv kilometer, og høyden noen titalls meter. Den høyeste av dem er Mäkiaho som er ca. 50 m. Materialet i morenehaugene er ikke bølgevasket, og etter finske forhold er det uvanlig lite stein og mye leir tilstede, > 10 %. Haugene må være dannet av bunnmorene ved at leirholdig og vannmettet bunnmorene har blitt presset inn i sprekker og hulrom som ofte dannes i bresålen under avsmeltingen.

☆ 75 *Pumpulikirkko i Rautavaara - Jettegryte*

I Rautavaara i Nordre Savolax ligger en jettegryte som er ca. 10 m dyp og 6-8 m i diameter. Jettegryten ligger nært eskeren som finnes her, og er nok derfor dannet i forbindelse med den subglasiale smelte vannstrømmen som avsatte eskeren. Under jordlaget i bunnen av jettegryten ligger rundete stein som har bidratt til å erodere ut jettegryten. Den østlige veggen av jettegryten er nedrast



Fig. 107. Blokkfelt ved Kinnula. Blokkene er anriket fra morene ved bølgevasking og frostheving. Foto: Seppo Putkinen.



Fig. 108. Haugete morenelandskap ved Kurenpolvi, Iisalmi (lokalitet 74). Foto: Jouko Saarelainen.

☆76 Rautavaara – Drumliner med smeltevannsspor

I Rautavaaraområdet har innlandsisen transportert og avsatt bunnmorenen i drumliner som er orientert i nordvestlig-sydøstlig retning (Fig. 109). Ved slutten av isavsmeltingen dannet de stadig større smeltevannsstrømmene tunneller under isen. I disse subglasiale tunellene strømmet vannet under trykk, noe som

medførte at vannet kunne forsere hindringer på veien. Vannet eroderte dype smeltevannsspor i de drumlinene som lå på tvers av strømrretningen, bla. ved Pääkönmäki, der et 10 m dypt erosjonsspor er lett identifiserbart pga. sine bratte sider. Det utgravde materialet ble avsatt som sand- og siltavsetninger i forsenkningene mellom ryggene. Disse avsetningene er nå nesten helt dekket av torv.

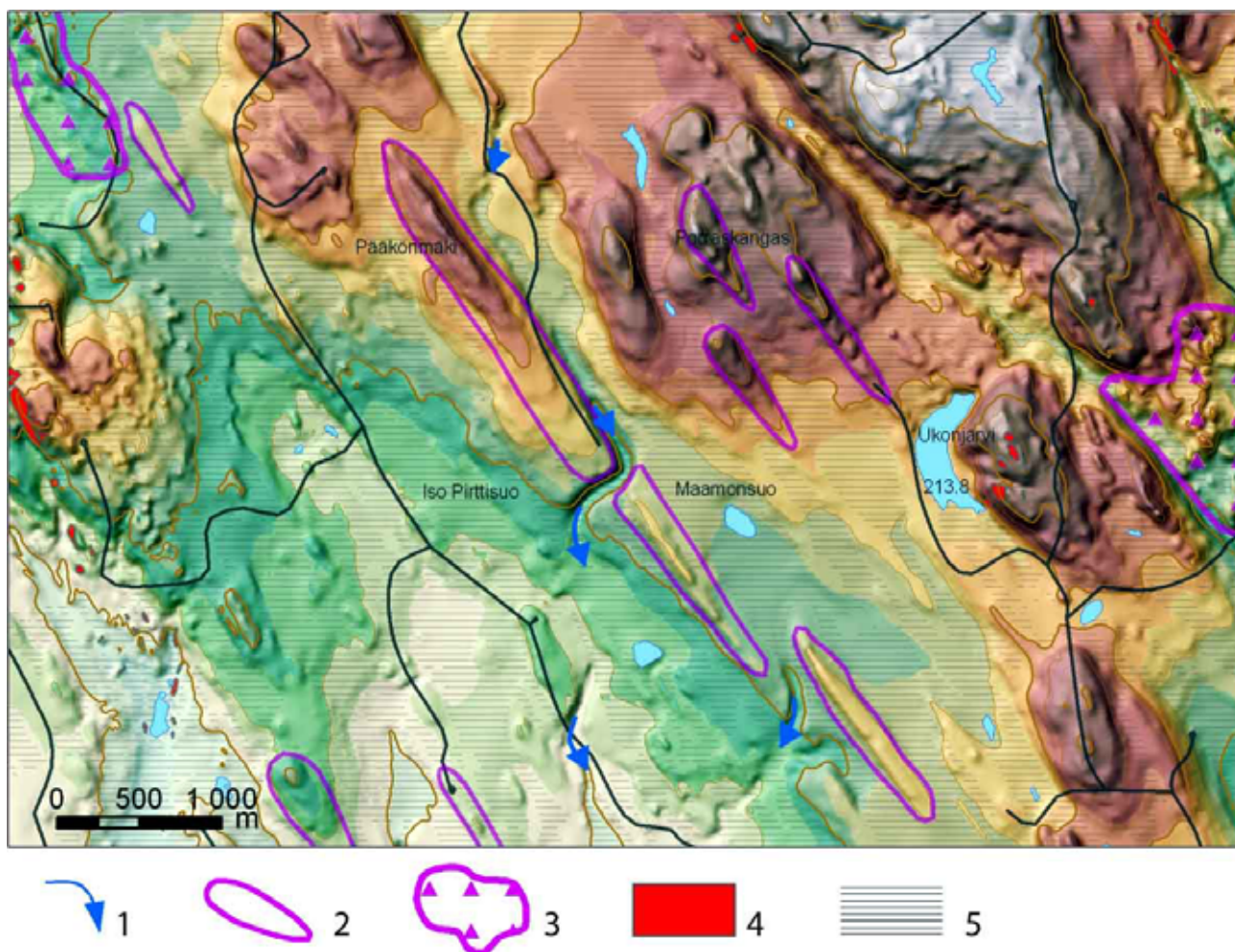


Fig. 109. Drumliner og smeltevannspor ved Pääkönmäki, Rautavaara (lokalitet 76). 1. Smeltevannskanal, 2. Drumlin, 3. Haugete morene, 4. Fjellblotning og 5. Myr. Kart: Tapio Väänänen og Jouko Saarelainen. Grunnlagskartet © Maanmittauslaitos, 13/MYY/05.

☆ 77 Tiilikjärvi nasjonalpark i Rautavaara - Storformriksområde

I Rautavaara ligger Tiilikjärvi nasjonalpark som domineres av morenerygger, eskere, myrer og sjøer. Sjøene og myrene dekker omkring to tredeler av nasjonalparken. Myrene, eskerne og moreneryggene har alle en markert orientering i nordvest-sydøstlig retning og myrene danner et nettverk mellom de oppstikkende løsmasseavsetningene.

☆ 78 Korkeakoski, Maaninka - Forkastning

Fossen Korkeakoski har en fallhøyde på 46 m (Fig. 110). Den ligger i en lang forkastning som strekker seg fra Heinävesi til Pielavesi. Den nordlige delen har beveget seg 20-30 km mot sydøst i forhold til den sørlige delen. Forkastningen ble dannet for ca. 1900 mill. år siden, og danner en 50 m dyp kløft ved

Korkeakoski. Ved slutten av istiden, for vel 11.100 år siden, fyltes kløften med siltdominert eskermateriale. Etter istiden har elven som renner i kanjonen gravd ut en 20-55 m dyp ravine i eskermaterialet. På grunn av erosjonen nedenfor Korkeakoski forekommer årlige jordskred.

☆ 79 Patakukkula, Siilinjärvi - Eskere og dødisgroper

Den høye åsen Patakukkula ligger vest for Siilinjärvi sentrum i det området der de to hovedgrenene av Finlands lengste sammenhengende eskersystem forenes. Patakukkula hever seg ca. 80 m over omgivelsene og løsmassetykkelsene her er over 100 m. I området finnes også dødisgroper som ble dannet i slutten av siste istid da isblokker som var blitt begravd i sanden smeltet. Fra åsens topp er det utsikt over et innholdsrikt kulturlandskap.

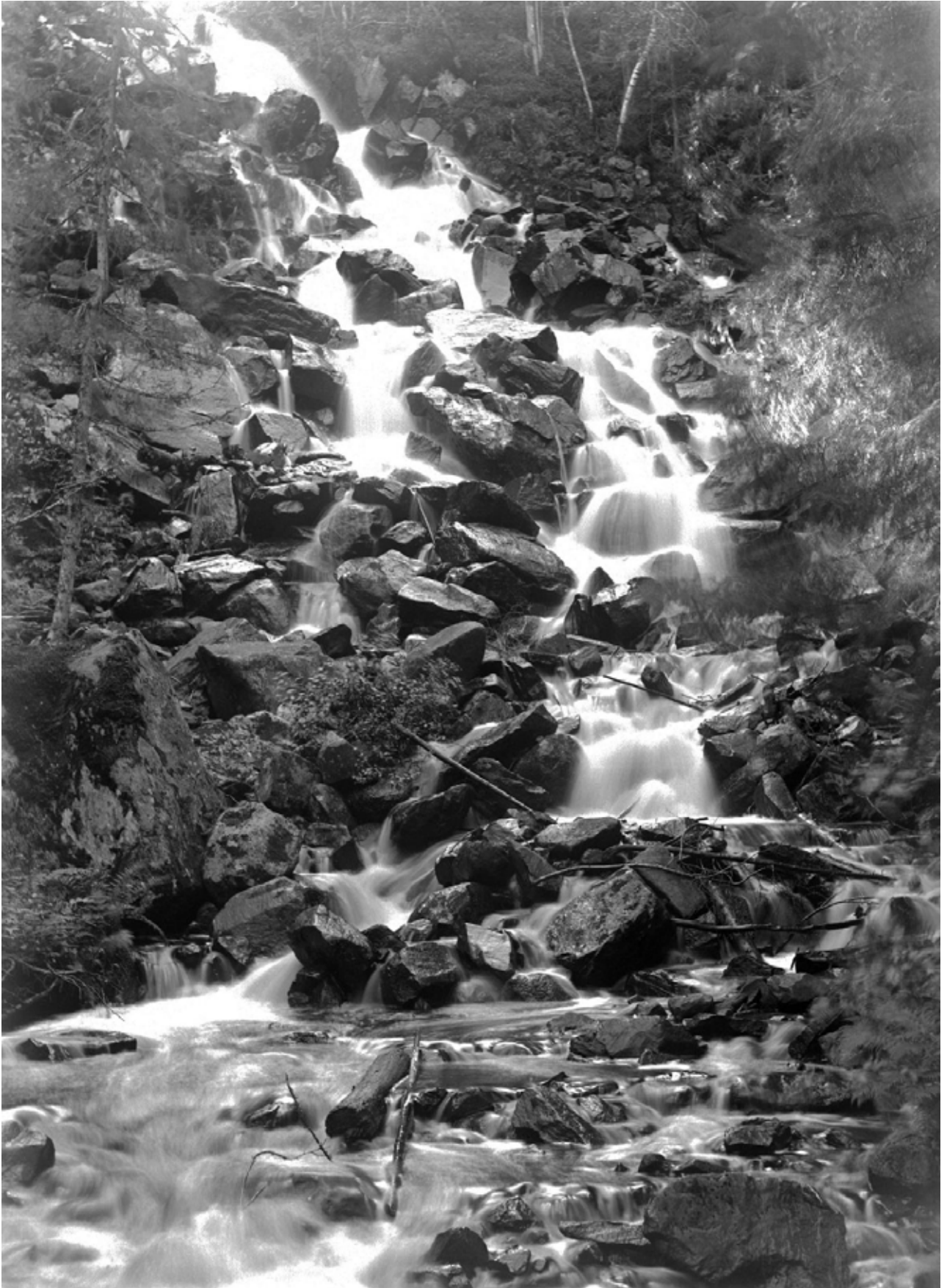


Fig. 110. Fossen Korkeakoski med fallhøyde på 46 m ligger i en forkastningssone (Ekskursjonslokalitet 78). Foto: Benjamin Frosterus (1902).

☆ **80 Lintharju, Suonenjoki – Esker, strandnivå og grunnvann**

Lintharju er en esker som ligger ca. 5 km vest for Suonenjoki sentrum. Området har også et stort antall dødisgroper. I forbindelse med eskeren finnes platåer som ble utviklet i Yoldiahavets nivå da området smeltet fram fra innlandsisen for ca. 9500 år siden. Platåene ligger nå ca. 145 moh. Innenfor området finnes et stort antall dødisgroper.

Lintharju er et viktig grunnvannsområde. For eksempel avrenner ca. 1500 m³ grunnvann i døgnet via de små sjøene Onkilammet nord for eskeren. På eskerens sider finnes vakre strandlinjer på ca. 120 moh. fra Ancylus-sjøen. Ved sørenden av eskerområdet finnes strandvoller fra Fornpäijänne på 103 moh. Sør for Lintharju omkring Jauhomaäki finnes flere flygesand-dyner som ble dannet like etter at isen forsvant.

Sør for eskeren finnes flere drumliner. De tilhører det vidstrakte drumlinfeltet som ligger nordvest for Salpausselkä II og som ble dannet da Innsjøfinlands istunge fortsatt var aktiv. Drumlinene er opptil flere kilometer lange og flere titalls meter høye.

☆ **81 Tahkovuori, Nilsä – Restfjell med prekvartær vitring og strandvoll**

Tahkovuori er et restfjell som tilhører den østfinske kvartsittenheten (Fig. 111). Fjellet ligger ca. 200 m over omgivelsene med toppunkt over 300 moh. En strandvoll på 150 moh. representerer HK i området (Yoldiahavet). I fjellsidene og på det nærliggende Kinahmi finnes prekvartær vitring, og dette materialet benyttes i glass- og keramikkindustrien.



Fig. 111. Tahkovuori sett fra Syvärisjøen, Nilsä. Foto: Jouko Saarelainen.

KARELEN OG KAJANALAND



Peter Johansson, Heikki Rainio

Generelt

Nordkarelen, Kajanaland og Kuusamo domineres av *vaaror*, dvs. større hauger og skogkledde åser som etter finske forhold har et betydelig relieff. I Nordkarelen ligger grensen mellom to store berggrunnsområder, i øst finnes arkeisk grunnfjell og i vest finnes svekokarelske skifre. Overflateformene fremviser en striping som skyldes dels forskjeller i motstandskraft mot erosjon hos de ulike bergartene, dels skyldes det bruddlinjer som er parallelle med skifriheten. Samme parallelle struktur avspeiles også i formene på elver og sjøer, f.eks. Pielinen, Koitere og Höytiäinen. En del av de høyeste åsene, som f.eks. Koli (347 m), Iso-Syöte (431 m) og Vuokatti (326 m) er restfjell som består av kvartsitt og stikker opp over et ujevnt peneplan.

Vestre Nordkarelen er et lavland som har ligget under Østersjøens vannivå (Fig. 25). Den østlige delen, sammen med det meste av Kajanaland og Kuusamo samt Østkarelen i Russland, utgjør et stort område som ikke har ligget under havnivå, men der var et stort antall bredemte sjøer, eller issjøer, fantes under isavsmeltingen. De største issjøene på den finske siden var Ilomants, Koitere, Ruunaa, Pielinen, Iso-Syöte, Naamanka og Suolijärvi. Om et område har ligget over eller under en issjø ser en på løsmassefordelingen og på størrelsen og forekomst av breranddannelser og breelvavsetninger. Forholdene under isavsmeltingen er vanskelig å utrede i detalj. Dette gjelder spesielt iskantens tilbaketrekning.

Den høyeste kystlinjen fra den Baltiske issjøens tid ligger i Tohmajärvi på omkring 110 moh. Overflaten til Yoldiahavet eller Saimengruppen av issjøer som har ligget på samme nivå, er i Pielisjokis elvedal 105 moh. I Puolanka og Taivalkoski varierer nivået på Østersjøens høyeste kystlinje mellom 185 moh. og 210 moh. Ilomants-issjøens nivå er i Selkäkangas 170-175 moh. som er 40-50 m høyere enn den Baltiske issjøen.

Heinola-deglasiasjonen og Salpausselkä brefremstøtene

Salpausselkä er navnet på det brerandkomplekset i Finland som tilsvarer de norske Yngre Dryas randavsetninger. På tilsvarende måte som i Norge trakk isen seg tilbake i Allerød interstadial så langt som 50-80 km innenfor Salpausselkä I før isen igjen avanserte til posisjonen for Salpausselkä I. Hendelsene i disse store breoscillasjonene kalles Heinola-deglasiasjonen og Salpausselkä-brefremstøtene.

Innlandsisen klarte ikke ved Salpausselkä-fremstøtene å erodere bort alle løsmasser som var avsatt under Heinola-deglasiasjonen. Derfor er lagfølgen innenfor Salpausselkä I uvanlig komplisert. Innen Nordkarelen har observasjoner som støtter Heinola-deglasiasjonen blitt gjort minst 100 km fra Salpausselkä I. Den yngste morenen ligger oppå deformerte avsetninger av lagdelt leire (varvig leire) breelvavsetninger og de eldre morenene. På den proksimale siden av Salpausselkä-ryggene er eldre skuringsstriper fra nordvest vanlige. En tilsvarende breoscillasjon ser ut til å ha skjedd innenfor den Mellomfinske rand-formasjonen.

Innlandsisens bevegelser

Under Salpausselkä brefremstøtet og i tiden etter hadde innlandsisens randsone delt seg opp i flere istunger, eller løber. De største kalles Innsjøfinslands istunge og Nordkarelen istunge. Disse istungenes forhold til innlandsisens bevegelsesretninger har ført til ulike tolkninger av isavsmeltingen. Disse store lobene var inndelt i flere mindre løber. Forskjellene i aktivitet av de ulike lobene forårsaket variasjon i struktur og størrelse hos endemorenene.

Tidspunkt for innlandsisens endelige avsmelting får man fra Sveriges nye leirvarv-kronologi, der man teller antall årslag som beskrevet tidligere. Salpausselkä I ble dannet for 12.300-12.100, Salpausselkä II for 11.800-11.600 og Salpausselkä III for 11.500-11.400 år siden.

Sotkamo issjø ble tappet for ca. 9800 år siden, noe som betyr at isdekket forsvant i løpet av 1500 år fra området mellom Kajana og Nordkarelenes sørøstlige grense.

Israndavsetningene

I Nordkarelen finnes i tillegg til Salpausselkä I og II, tre 50-120 km lange randavsetninger. De har samme alder som Salpausselkä-ryggene, altså Yngre Dryas. De kalles fra den eldste til den yngste: Tuupovaara, Koitere og Pielisjärvi randavsetninger (Fig. 129). Noe yngre enn disse er en sverm av randavsetninger i Libelits (Liperi på finsk). Mens Salpausselkä I og II hovedsakelig består av breelvmateriale, har disse bare breelvkarakter i de deler som er avsatt i issjøene. De delene som er avsatt på land består av morene-materiale.

Til tross for at disse randavsetningene stort sett er fortsettelser av Salpausselkäryggene, er deres rolle innen deglasiasjonen annerledes. Ved dannelsen av Salpausselkä I gikk isranden i begynnelsen fra Värtsilä nær den russiske grensen til Möhkö og derfra til den russiske siden. Tuupovaaraavsetningen ble dannet ved slutten av Salpausselkä I-perioden. Salpausselkä II og Koitereavsetningen har omtrent samme alder. Den del av avsetningen som ligger øst for sjøen Koitere ble sannsynligvis dannet ved slutten av den første Salpausselkähendelsen, altså ved samme tid som Tuupovaara randavsetningen.

Pielisjärviavsetningen ble dannet etter at nivået i den Baltiske issjøen sank og er klart av samme alder som Salpausselkä III i sørvestlige Finland. Kalevala avsetningen i Russland er en direkte fortsettelse av denne. Russiske forskere mener imidlertid at Kalevala avsetningen har samme alder som Salpausselkä II.

Breelvvavsetninger

Breelvvavsetningenes størrelse viser klart avsetningsmiljøet de er avsatt i. De minste er avsatt på land, men de som ble dannet under Østersjøens vannspeil, og siden hevet over dette ved landhevingen, er meget store. Kontrasten med de avsetningene som ble dannet på land er meget tydelig. Breelvvavsetningene som ble dannet i issjøer, til og med i meget små sjøer, er like store som de som ble avsatt i Østersjen, f.eks. Selkäkangas og Petkeljärvi-Putkelaeskeren, begge fra Ilomants issjø, og de store eskerne fra Ruunaa issjøene.

Vindavsetninger

I ytterkanten av store sandige avsetninger ble det lokalt dannet store flygesandfelt eller dyner. Slike finnes i nærheten av Salpausselkä II og eskeren Saario-Vatala i Tohmajärvi kommune, på distalsiden av Jaamankangas i Joensuu, Kontiolax (Fi Kontiolahti) og Libelits (Fi Liperi), i utkanten av elveavsetningene i Lieksa, i eskerstrøket mellom Uleåborg og Sotkamo og i områdene som har vært dekket av issjøer, som f.eks. i Puolanka, Sotkamo og Hyrynsalmi.

En spesialitet for Nordkarelen er vindtransportert silt. Denne minner om løss og danner et sammenhengende dekke over områder på høyst noen kvadratkilometer. Den finnes i hovedsak på distalsiden av Salpausselkä II og Koitereavsetningen. Hovedkildene til den vindblåste siltene har vært de vidstrakte sandurfeltene foran endemorenen. De største siltfeltene finnes i Ilomants, Kides (Fi Kitee) og Tohmajärvi. Der sees avsetningen på toppen og i skråningene av oppdyrkede åser der den dekker bunnmorenen. Også fra sørøst og øst for Pankakoski i Lieksa finnes flygesilt. Lagene er 0,5-1,5 m tykke, men tykkelser på over en meter er generelt sjeldne. Lagene tynnes ut distalt.

Landskapet i Nordkarelen preges av mange vidstrakte myrer. Flere av disse er fredet som f.eks. Kesonsuo, Patvinsuo og deler av Koivusuo i Ilomants kommune.

Ekskursjonslokalteter

☆ 82 Hossa, Suomussalmi - Interlobat esker, kanjon og vinddyner

Under nedsmeltingen av innlandsisen ble smeltevann fra et stort område mellom Kuusamoistungen som kom fra nordvest, og Uleåborgistungen som kom fra sydsydvest. Breelvmaterialet som ble fraktet med smeltevannet ble avsatt mellom istungene som Pudasjärvi-Taivalkoski-Hossa-formasjonen. I Hossa finnes det over 20 m høye eskere, grussletter og haugete dødsterreng. Ved siden av eskerne finnes stedvis ti meter høye transversal- og parabeldyner, som ble dannet for ca. 11.100 år siden under periglasielle forhold. De ble avsatt av kraftige vinder som blåste fra innlandsisen (katablastiske vinder). Omkring 20 km fra Hossa ligger en subglasiell kanjon, som kallas Julma-Ölkky (Fig. 112) og som er utrodert i en knusningsone i berggrunnen. Kanjonens loddrette vegger hever seg nesten 40 m over vannflaten på den sjøen som ligger i bunnen av kanjonen. Hossaområdet er også et av de mest seismisk aktive strøk av Finland. I 1989 inntraff et jordskjelv med styrke 3,4 på Richterskalaen, et svært kraftig skjelv etter finske forhold.



Fig. 112. Kanjonen ved Julma-Ölkky er dannet av smeltevann som rant fram under innlandsisen.
Foto: Peter Johansson.

☆ 83 *Värrikallio, Suomussalmi - Bergmalerier*

En av de største samlinger med bergmalerier i Finland og samtidig den nordligste ble funnet i 1977 ved sjøen Somerjärvi nær Hossa (Fig. 113). På en loddrett bergvegg som stuper ned i vannet er 61 ulike figurer identifisert, bl.a. et titalls menneskefigurer, elger, en bjørn og en salamander. Formspråket er uvanlig etter som menneskene har trekantede hoder og båter mangler helt, noe som er svært vanlige på andre funnsteder. Bergmaleriene hadde nok tilknytning til viktige trekk i naturfolkets liv på samme måte som helleristninger, så som religion og næringsøk. Maleriene stammer sannsynligvis fra ca. 2500-1500 f. Kr.



Fig. 113. Maleriene på bergveggen ved Värrikallio i Hossa er fra steinalderen og viser flere menneskefigurer med triangelformet hode. Disse maleriene er blant Finlands mest verdifulle fornminner og er fredet i henhold til fornminneloven. Foto: Peter Johansson.

☆ 84 *Sotkamo - Flygesandsfelt*

Vindavsetningene er meget typiske for Kajanaland. I Vuokattiområdet i Sotkamo finnes hundrevis transversal- og parabeldyner på de store eskerne. De mest representative av dynene finnes i Isomäkiområdet. De ble dannet for ca. 11.100 år siden da Sotkamo issjøen, som da dekket området, sank ca. 25 m og vidstrakte sandsletter ble tørrlagt. De sterke vestlige fallvindene fra isdekket blåste sammen sand til parabeldyner som er over en km lange og 3-8 m (maks. 12 m) høye. På dynene vokser karrig furuskog, og sandnellik (*Dianthus arenarius*) er også påtruffet i området.

Denne planten er sjelden i Finland, og den er derfor fredet.

☆ 85 *Hiidenportti, Sotkamo – Breelverodert kanjon*

Hiidenportti i Sotkamo er en 20-30 m dyp og 22 m bred kanjon (Fig. 114) som er dannet langs en svakhetszone i berggrunnen av den samme subglasiale breelven som avsatte eskersystemet mellom Sotkamo og Ilomants. Senere fortsatte erosjonen ved dreneringen av Sotkamo issjøen. Denne ble demmet opp i det østlige Kajanaland (Kainuu) under deglasiasjonen for ca. 11.100 år siden. Terskelen i kanjonens bunn bestemte issjøens vannivå på 197 m. Dette issjøstadiet opphørte da vannivået i Sotkamo issjøen sank til samme nivå som i Pielinen-issjøen.

☆ 86 *Koli – Geologiske prosesser som virker i evig tid*

Koli ligger i grenseområdet mellom to berggrunnsformasjoner med ulik alder. Bergartene vitner om både lange, rolige perioder og voldsomme perioder med vulkansk aktivitet og dannelse av fjellkjeder. I Koli finnes kvartsittbergarter som ble dannet for omkring 2,3 milliarder år siden. Disse var opprinnelig sandavsetninger som ble avsatt oppå den 2,7 milliarder år gamle jordskorpen. Den kvartsrike sanden ble kittet sammen til sandstein og ble deretter begravd og havnet dypt ned i jordskorpa der den ble omkrystallisert til bergarten kvartsitt. Senere ble bergarten ført opp til jordoverflaten igjen ved at yngre, overliggende bergarter ble erodert gjennom de påfølgende hundrevis av millioner år. Det foreløpig siste stadium i kvartsittens historie inntraff for omkring ti tusen år siden da den ble polert og formet av innlandsisen. Samtidig ble eskersystemet i Laitosaari – Purjesaari i Pielinensjøen dannet av smeltevannselvene. Eskerryggene blir i dag sterkt påvirket av bølger og av sjøis. De ustoppelige naturkreftene tilbakefører sakte men sikkert kvartsittbergarten til sand igjen.

☆ 87 *Suomuområdet – Komplekse israndavsetninger*

Suomuområdet ligger i Patvinsuo Nasjonalpark like ved myrkomplekset i Patvinsuo. Området er en del av Pielisjärvi israndformasjonen som ble dannet for omkring 11.400 år siden, samtidig med Salpausselkä 3. Suomuområdet består av en stor morenerygg, israndterrasser dannet av breelvmaterialer og store grytehullssjøer ved Suomujärvi (Fig. 115). Randomplekset kan følges fra Jaamankangas til den russiske grensen. Iskanten lå ved Suomo under dannelsen. Landoverflaten hadde en svak helning mot nordvest og vannmasser som ble demmet opp mellom iskanten og det hellende underlaget kalles Koitere bresjø.



Fig. 114. Kanjoni ved Hiidenportti er skåret mer enn 20 m ned i fjellet. Foto: Peter Johansson.

Langs vestsiden av sjøen Hietajärvi ligger en stor esker. Denne ble dannet samtidig med Viisikkoeskeren i Hattuvaara. Ved den østlige delen av Hietavaara rant elva i en foss over en fjellterskel mot Suomunjärvi til Koiteredalen. Iskanten var brutt opp i store isblokker i Suomunjärvi-forsenkningen. Elven førte med seg sand som bl.a. ble avsatt mellom isblokkene, ble bygget opp til vannflaten av den daværende sjøen Koitere. Tykkelsen av sandlagene kan være opptil 20-30 m. Etter at isen forsvant ble det dannet en sjø parallellt med iskanten. Denne er 5 km lang og 2 km bred og er sammensatt av en rekke grytehullsjøer.

☆ 88 *Parppeinvaara, Ilomantsi – Høydedrag med vindblåst sand*

Innlandsisen la igjen 1-2 m tykt morenemateriale på høydedragene i Parppeinvaara. Toppene ble isfrie for

omkring 12.500 år siden og iskanten stanset opp 20 km lengre nord hvor den ble liggende i ro i hundre år (11.790-11.590) og bygget opp Koitere israndformasjon. Foran deler av iskanten vokste den store Ilomantsi bresjø fram opp til ca. 165 m høyde over dagens havnivå. Til tross for at landskapet har lite relieff, stakk likevel noen høydepartier opp over vannflaten som øyer (Fig. 116 og 117). Parppeinvaarahøyden hevet seg f.eks. 20 m over vannflaten. Sterke vinder fra innlandsisen tok med seg fin sand og silt fra breelvavsetningene i området og avsatte dette som et 70-130 cm tykt lag foran iskanten. Denne typen vindblåst materiale kalles løss. Materialet er finkornig og er godt egnet til jordbruk.

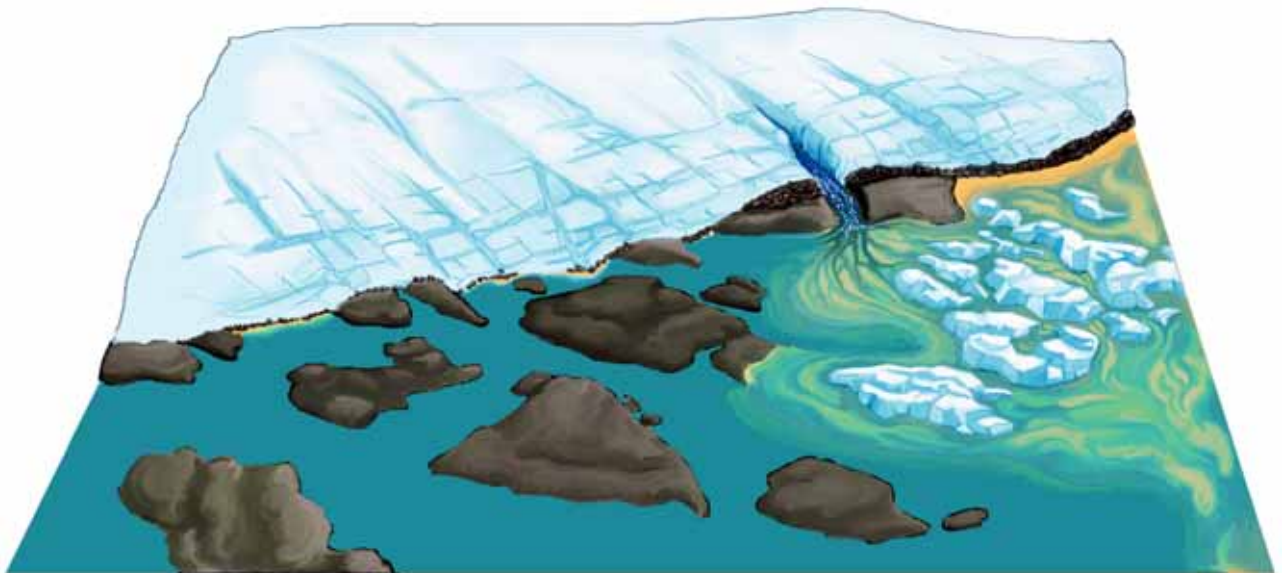


Fig. 115. Tegning som viser Suomuområdet for 11.400 år siden under dannelsen av Pielisjärvis israndavsetninger. Til høyre er vist at Hietajärvi breelven fraktet sand som ble avsatt mellom isfjellene, og der finner vi grytehullsjøer i dag. Koitere bresjø strakte seg til Suomu og dekket det nåværende Patvinsuområdet. Suomusjøen ble dannet da isfjellene smeltet. Etter Harri Kutvonen.



Fig. 116. Vindblåst silt (løss) dekker morenematerialet på Parpeinvaara-høydene i Ilomantsi. Dyrkningsjorda er fri for stein, så steinhaugene som er så vanlige i dyrket moreneterreng andre steder mangler her. Foto: Heikki Rainio.

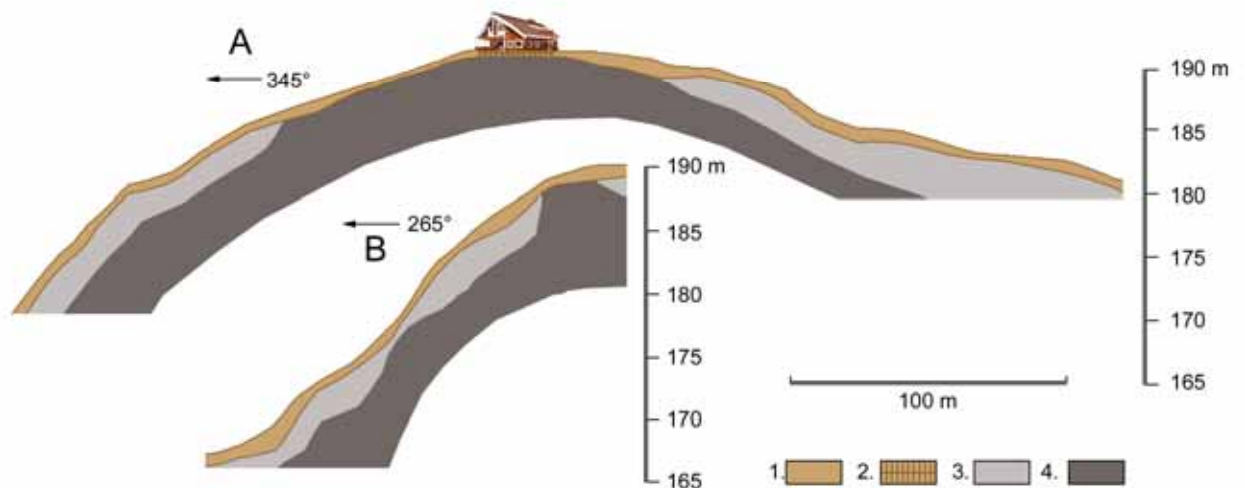
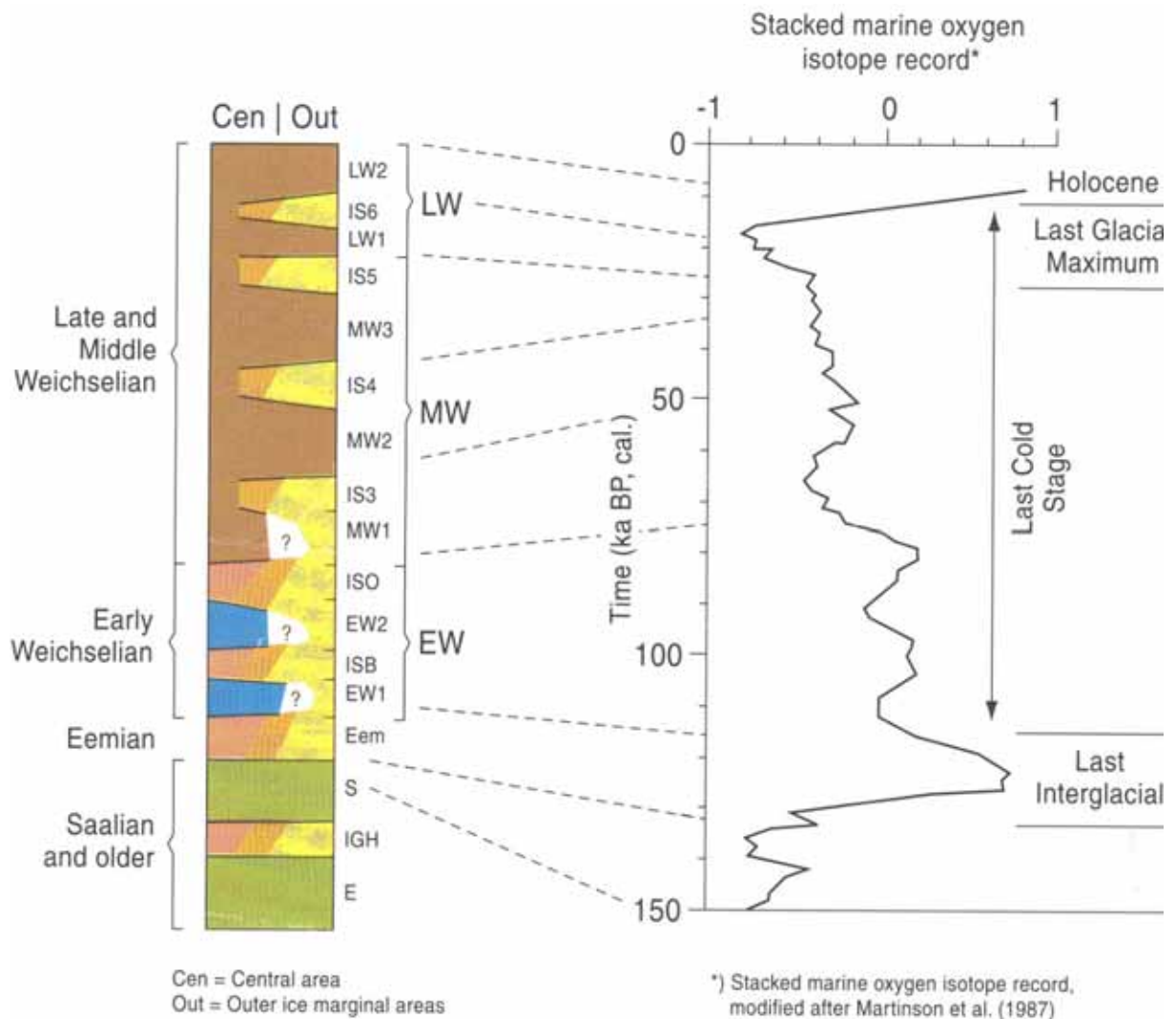


Fig. 117. På Parpeinvaara høydene i Ilomantsi dekker morene delvis berggrunnen. I løpet av den sen-glasielle perioden for omkring 11.600 cal. år siden var disse høydene blitt isfrie, men Koitere isrand lå ikke langt unna. Kraftige vinder fra isen førte med seg silt som ble avsatt på høydene i et 0,5-1,5 m tykt lag. 1. Vindtransportert silt, eller løss. 2. Bebygd område. 3. Morene. 4. Fjellgrunn. Etter Satu Moberg.

DEN KVARTÆRGEOLOGISKE UTVIKLINGEN INNEN MIDT-NORDENOMRÅDET

Stratigrafisk modell for Midt-Nordenområdet

Som en del av arbeidet med Midt-Nordenkartene ble det laget en stratigrafisk modell for Fennoskandia basert på samlet tilgjengelig kunnskap i 1998, som vises her (Bargel mfl. 1999c). Modellen demonstrerer at iskanten i vest var svært følsom overfor endringer i klimaet mens det motsatte var tilfellet i øst (se også Fig. 19). Dette medførte at den norske delen av Midt-Norden gjennomgikk langt flere vekslinger mellom isdekke og isfritt under siste istid enn den finske delen, og i særdeleshet flere vekslinger enn hva det svenske innlandet opplevde (sammenlign Fig. 121 og den øvre (yngste) delen på Fig. 122). I følge Midt-Nordenmodellen er det i de ytre områdene i vest og i øst definert to nedisninger i tidlig Weichsel, tre i midtre Weichsel og to i sen Weichsel. I de sentrale deler av Fennoskandia er de samme to i tidlig Weichsel påvist, men bare en lang sammenhengende nedisning i midtre og sen Weichsel for de sentrale deler.



Grønn: Morene eldre enn Weichsel. **Brun:** Morene fra Sen- eller Midt-Weichsel. **Blått:** Morene fra Tidlig-Weichsel. **Orange og Gult:** Sedimenter avsatt utenfor iskanten. **Rødt:** Interstadiale eller interglasiale organiske avsetninger. **LW:** Sen-Weichsel nedisning (LW1 og LW2 eller LGM 1 og LGM 2). **IS3-IS6:** Weichsel interstadialer nr. 3-6. **MW:** Midt-Weichsel nedisning (MW1-MW3). **ISO** Weichsel interstadial nr. 2 (Odderade). **ISB:** Weichsel interstadial nr. 1 (Brørup). **EW:** Tidlig-Weichsel nedisning (EW1 og EW2). **S:** Saaleistiden. **IGH:** Holstein mellomistid (interglasial). **E:** Elsteristiden.

Fig. 118. Stratigrafisk modell for Midt-Norden. Etter Bargel mfl. (1999c).

HVORDAN REKONSTRUERE UTVIKLINGEN GJENNOM ISTIDENE?

Terje H. Bargel, Lars Olsen, Harald Sveian og Robert Lagerbäck

Lenge trodde man at praktisk talt alle spor etter istider i landskapet var resultatet av en og samme nedisning. Så lenge det ikke fantes bevis for det motsatte, antok man at skuringsstriper, overflateformer, løsmasser osv. stammet fra den siste nedisningen og kunne benyttes til å rekonstruere dens forløp. I dag vet vi at dette ikke nødvendigvis er tilfelle. Tvert imot blir det stadig mer klart at løsmassene og den glasiale morfologien i dagens landskap er det samlede resultatet av mange nedisninger. Noen av innlandsisene har satt større spor etter seg enn andre. For å kunne rekonstruere istidsutviklingen må vi først finne ut hvilke spor som stammer fra hvilken is. Et prinsipielt problem er også at vi bygger opp vår forståelse på det vi kan se uten samtidig å vite hva som mangler. Paradoksalt nok gjør dette at til tross for større kunnskaper er det vanskeligere i dag enn tidligere å forsøke å rekonstruere utviklingen i den siste istiden.

Dateringer

Vi mangler ikke bare bra dateringer, men også fullgode dateringsmetoder. I den grad organiske avsetninger påtreffes kan de aldersbestemmes med ¹⁴C-metoden dersom de er yngre enn 40-50.000 år. Avsetninger som er eldre, dvs. fra det meste av *Weichsel-istiden* og alle eldre nedisninger, ligger utenfor denne metodens rekkevidde. Andre dateringsmetoder som i teorien når lengre tilbake i tiden, f.eks. *luminiscensdateringer*, er beheftet med store usikkerheter eller er vanskelig å benytte på de avsetningstyper som finnes i området. De forsøk som er gjort har gitt meget usikre og delvis motstridende resultater. *Biostratigrafiske* undersøkelser av lag med organisk materiale fra tidligere isfrie perioder finnes fra noen få steder, men å korrelere disse lagene over større områder, eller å knytte dem til regionale isbevegelsesmønstre er meget vanskelig.

Isbevegelser

På vestsiden av fjellkjeden er isbevegelsesindikatorne vesentlig skuringsstriper og rundsva. Disse viser at isbevegelsen nesten uten unntak var mot vest og nordvest fra fjellkjeden mot Norskehavet. Skuringsstriper som går i flere ulike retninger finnes over nesten hele området øst for fjellkjeden. Til tross for dette tyder de glasiale storformene som bl.a. rundsvautvikling, på at isbevegelsene over en lengre periode har vært mot sørøst innen det meste av innlandet og Bottenvikens kystområde. Jo nærmere en kommer fjellkjeden, desto vanligere blir altså mer vestlig orienterte skuringsstriper. Sannsynligvis har mange nedisninger startet i

fjellene for herifra å bre seg ut over innlandet og kystområdet. Samtidig med at isdekket ble tykkere flyttet isskillet seg mot øst og isen strømmet ut herfra mot sørøst og mot vest over

grensefjellene mot Norge. I Jämtland er dette mønsteret spesielt godt utviklet ved at skuringsstriper med vestlig retning her finnes temmelig langt mot øst. Store mengder is har sannsynligvis over lang tid blitt kanalisert via Storsjøbekket mot vest til Trondheimsfjorden over den forholdsvis lave fjellkjeden som finnes i dette grenseområdet. For Finlands vedkommende, som lå lengre bort fra isskillet, var isbevegelsene mer konsistent mot sørøst retning gjennom hele istiden. En regner ikke med at alle nedisninger fulgte samme mønster fordi mange av dem sannsynligvis ikke utviklet seg til store innlandsiser. Fjellområdenes sterkere glasialt påvirkete landskapsformer antyder at isen over lengre tidsrom var begrenset til fjellene og de nærliggende områder.

Stratigrafi

De aller fleste løsmasseobservasjoner er gjort i de øverste meterne og vi vet derfor ikke så mye om hva som skjuler seg på større dyp, men boredata viser en kompleks stratigrafi, spesielt øst for fjellkjeden. Noen steder finnes rester av tertiære vitringsprodukter, og dette kan åpne muligheten for at også avsetninger fra nedisninger eldre enn den siste kan finnes oppbevart på beskyttede steder, f.eks. der hvor løsmassetykkelsen er stor. Under de normale moreneavsetningene er det påtruffet morener som ser ut til å være gamle, men som ikke er daterte. Disse morenene er sterkt vitret eller sammenkittet av jernutfelling.

På grunn av det kartleggingsarbeide som har blitt gjennomført i løpet av de siste snart femti år begynner vi nå å få en rimelig bra oppfatning av de ulike løsmassetypenes utbredelse og overflateformer samt i mindre grad også løsmassenes oppbygging i dypet. Det har lenge vært kjent at det i Jämtland, først og fremst i Storsjöområdet, finnes en kompleks stratigrafi med bl.a. vanlig forekommende sedimenter under morene, men det mangler grunnlag for å opprette en regional morenestratigrafi. I Ångermanland er situasjonen den samme. De vestlige delene av Västerbottens län er ikke kartlagt i det hele tatt, men i de sentrale og østlige delene av länet er det i de siste tjue årene utført stratigrafiske undersøkelser i hundrevis av maskin-gravde gropene. Til tross for at gropene normalt ikke graves dypere enn 4-5 m har man i de fleste av dem konstatert en kompleks stratigrafi med to eller flere morenelag (se

f.eks. Fig. 82 og 84). På mange steder finnes dessuten sorterte avsetninger mellom morene-lagene, noe som kan antyde isfrie forhold. Med støtte av de ulike morenelagenes utseende og egenskaper (farge, sammensetning, tekstur osv.) kan de korreleres fra sted til sted. Morenelagene kan også i en viss utstrekning korreleres med overflateformer og ulike skurings-generasjoner, men en kan ikke sikkert avgjøre hvilke av disse lag, overflateformer eller skurings-striper som stammer fra den siste nedisingen. Grunnen til dette er plagsom mangel på daterte lagfølger som kan korreleres regionalt. Tilsvarende forhold er avdekket i Finland

Klimavariasjoner

Om ikke de eldste avsetningene på land er enkle å datere finnes et annet hjelpemiddel fra dyphavet som indirekte kan gjøre oss i stand til å komme nærmere et svar – om enn mange usikkerheter er knyttet til også dette.

Et globalt klimatisk rammeverk som når mange hundre tusen år tilbake i tid har vi fått ved å måle variasjonene i

oksygenisotoper i isen fra de gamle isbreene på Grønland og i Antarktis, og fra sedimenter med rester av organismer fra dyphavene. Sammenhengen er slik at vanlig oksygen forekommer naturlig i tre stabile isotoper, ^{16}O , ^{17}O og ^{18}O i mengdeforholdene 99,756 %, 0,039 % og 0,205 %. Det er også slik at ^{16}O er det letteste og ^{18}O det tyngste av oksygenisotopene. Oksygen inngår som vi vet i vann (H_2O), og når havvannet fordampes vil vannmolekyler med de lette isotopene ha litt lettere for å gå over i gassform enn de tyngre. Resultatet er at vanddampen i atmosfæren – skyene – inneholder litt mindre prosentvis andel av ^{18}O enn havvannet, men samtidig øker den prosentvis andelen av ^{18}O i forhold til ^{16}O i havet. Under istidene, da mye vann var bundet i ismassene som lå på land, var ^{18}O -innholdet i havet vesentlig lavere enn i dag.

Organismer som lever i havet vil også gjenspeile disse variasjonene. Når vi analyserer ^{18}O -innholdet nedover i en borkjerne fra dyphavet, vil vi finne disse variasjonene og vi vil samtidig kunne beregne en omtrentlig alder på disse. Kurven til høyre på Fig. 118 viser dette.

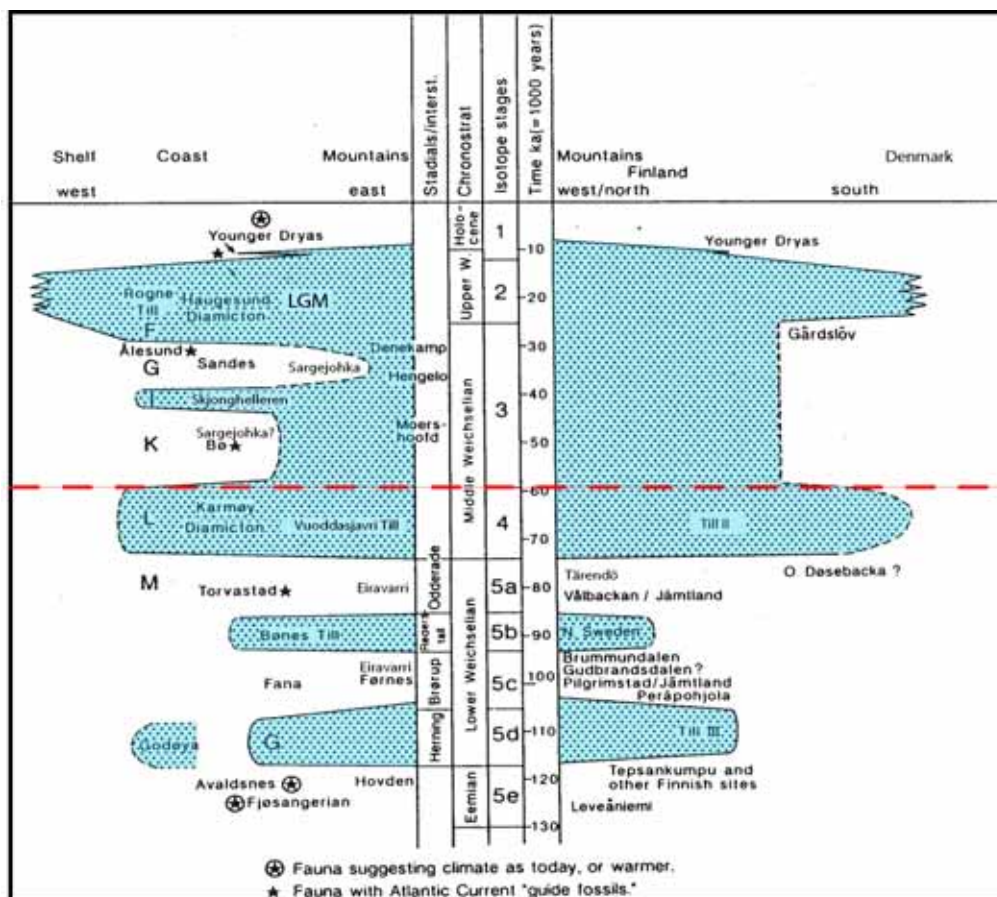


Fig. 119. Tid-distansediagram for Fennoskandia med en del sentrale lokaliteter påført (også lokaliteter utenfor Midt-Nordenområdet). Over den stiplete røde streken er kurveforløpet sterkt modifisert i løpet av de siste ca. 15 år pga. nyere data, se Fig. 121. Modifisert etter Mangerud 1991 (Bargel 2003).

Når vi så finner et høyt innhold av ^{18}O i et lag i borkjernen vet vi at da dette ble avsatt var det mye is på land. Det var altså istid og kaldt klima. Vi har altså her et verktøy for å studere klimavariasjonene på jorda – i store trekk. Ulempen er bare at det er svært kostbart å samle inn tilstrekkelig antall borkjerner, og variasjonene fra område til område er store, slik at et stort antall er nødvendig for å få et statistisk holdbart materiale. Arbeidet er imidlertid kommet svært langt, vi har i dag analysert mange borkjerner fra alle verdenshav og begynner å få gode klimatiske resultater. En har videre gruppert perioder med markert ulike $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -forhold i en rekke *isotoptrinn*. Som eksempel betegnes siste mellomistid (Eem) for isotoptrinn 5e mens den etterfølgende kalde fasen som er starten på siste istid (tidlig Weichsel) for isotoptrinn 5d (Fig. 119).

Borkjernene gir flere andre typer data i tillegg til oksygenisotopvariasjonene. I dyphavene sedimenteres normalt svært finkornig materiale, mest leirer. I noen kjerner finnes i spesielle lag et lite innhold av noe grovere, sandig materiale. Dette forekommer gjerne i de samme lag i kjernen hvor ^{18}O -innholdet er høyt, altså i kalde perioder, og er antatt å være de samme perioder med forekomst av flytende isfjell. Isfjellene kommer fra ismasser på land som har vært så omfattende at isbreene har munnet ut i havet og kalvet her. Isfjellene har fraktet med seg sand og grus etc. fra land, og dette faller til bunns i havet og inngår i bunnsedimentene når isfjellene smelter.

De eldste spor etter klimavariasjoner vi har fra fastlands-Norge har vi fått fra **speleotemstratigrafi** – uran/thorium-dateringer av dryppsteiner m.v. i karsthuler – spesielt i Nordland der de fleste karsthulene i Norge ligger. Karsthulene og dryppsteinene dannes ved at grunnvannet som forekommer i kalkfjellet løser opp kalken. Dette felles ut som drypp-steiner og andre former (speleotemer) i hulrommene i fjellet. Teorien bak er at i varme perioder med isfrihet forekommer grunnvannet i flytende form, men under istidene er dette vannet tilstede i svært liten grad, eller det er frosset. Metoden rekker langt ut over Weichsel, og indikerer speleotemdannelse, og dermed isfrihet, i flere perioder i sen-Kvartær, ca. 500, 400, 340-300, 240-200, 200-190, 140-90, 70, 50, 30 og mindre enn 10.000 år før nåtid. Dette stemmer rimelig godt overens med oksygenisotopdata fra dyphavet og data om klimatiske variasjoner en ellers har fra Fennoskandia.

Istider før Weichsel

Som nevnt i innledningen regner vi med at istidene startet for ca. 2,5 millioner år siden. Dette er basert på data fra områder som ikke har vært dekket av is. Om det har vært utbredte isdekker gjennom hele denne perioden har vi svært lite kunnskap om fordi vi har lite data fra den første delen av Kvartærtiden.

Innen Midt-Nordenområdet har vi sannsynligvis kvartære sedimenter med 1000-1500 m tykkelse på den ytre delen av kontinentalsokkelen. Fra Draugenfeltet, sørvest på Haltenbanken, er en 130 m lang borkjerne undersøkt. Den viser at Draugenfeltet har vært helt dekket av is minst fem ganger, den eldste for 1,1 mill år siden. Dersom denne borkjernen virkelig bare utgjør ca. 10 % av de kvartære sedimentene i dette området, kan vi bare fantasere om hvilke data som kan skjule seg der ute i havet.

Norskekysten ble sterkt iserodert under nedisningene slik at de fleste løsmasser på land ble fjernet. Likevel finner vi noen steder eldre avsetninger bevart. På Frøya finnes morene som kan stamme fra forrige istid, Saale, og organisk materiale fra siste mellomistid, Eem. På Godøya utenfor Ålesund ligger tykke sand- og silt-avsetninger under morene. Dette kan være en sandur som ble bygget opp foran en bretunge. Sedimentene kan skrive seg fra avslutningen av forrige istid (Saale) for ca. 130.000-140.000 år siden.

Vi vet praktisk talt intet om hvordan den kvartære utviklingen var i Sverige før Weichselistiden. Sikre Eemavsetninger er ikke påtruffet til tross for at de forekommer vanlig på den finske siden av Bottenviken. Morener eller andre avsetninger som kan være eldre enn Weichsel er funnet mange steder, men bevisene for alderen er dårlige. En karakteristisk, meget finkornet, mørk grå morene er funnet mange steder både innenfor og utenfor det svenske Midt-Nordenområdet. Morenen ligger under en eller flere andre morenelag og mye taler for at det skulle kunne være samme stratigrafiske enhet på flere av stedene. Aldersbestemmelsen er derimot meget usikker og forslagene spriker. Alt fra *Saaleistiden* til begynnelsen av den siste Weichselnedisningen og alle alternativer mellom disse ytterlighetene har vært foreslått.

Isbreenes vekst og nedsmelting i Weichsel

Benytter vi kunnskapen fra dyphavet på å lære mer om istidene på land, kan vi komme mye nærmere en full forståelse enn hva tilfellet ellers ville ha vært. Det er fortsatt mye vi ikke vet, spesielt mangler vi mange detaljer.

Geologene regner med at isveksten startet i de norsk-svenske høyfjellene og spredte seg ut herfra. På grunn av den ulike topografien innen Midt-Norden var forløpet under glasiasjonen noe forskjellig på vestsiden og på østsiden av fjellkjeden. Mot vest var veien til havet relativt kort og isen nådde havet på et tidlig tidspunkt i breveksten. Både det store relieffet og at breene delvis lå i vann, som virket smørende på brebevegelsene, medvirket sterkt til dette. Videre breekspansjon stoppet opp når iskanten nådde ytre del av sokkelen – Eggakanten – der vandypet brått ble større og breen begynte å flyte som en shelf-is. Intens kalving produserte enorme mengder isfjell som under de kaldeste periodene dekket det meste av Nord-

Atlanten. Under varmere perioder med smelting av isen virket havet motsatt ved kraftig kalving slik at tilbaketrekkingen av iskanten var svært rask.

Mot øst bredte isen seg etter hvert til det nordvest-russiske slettelandet. Med unntak av i Østersjøområdet lå det meste av den østlige isen på tørt land. Brebevegelse over land foregår normalt mye langsommere enn dersom isen ligger helt eller delvis i vann. Både brefremvekst og tilbaketrekking skjedde derfor betydelig langsommere enn på vestsiden. Dessuten ville breen i dette kontinentalt pregede klimaet i øst være betydelig kaldere enn på vestsiden, noe som medførte at isen i mye større grad ville være fastfrosset

til underlaget, såkalt *cold-based ice*, i motsetning til på vestsiden der den i mye større grad var *warm-based*, utenom høyfjellene, altså flytende vann var tilstede under isen som ”smøremiddel” i dalene og fjordene. Dette forholdet er nok også hovedårsaken til den ulike løsmassefordelingen, spesielt for morenematerialet, som vi finner innen Midt-Nordenområdet, noe som er beskrevet tidligere (Fig. 119). Forenklet sagt finnes lite eller ikke noe morene i Norge, i vestlige deler av Sverige finnes til dels tykke morener i fjelldalene. Tykkelsene øker mot øst, og i Finland er fjellblotninger relativt sjeldne.

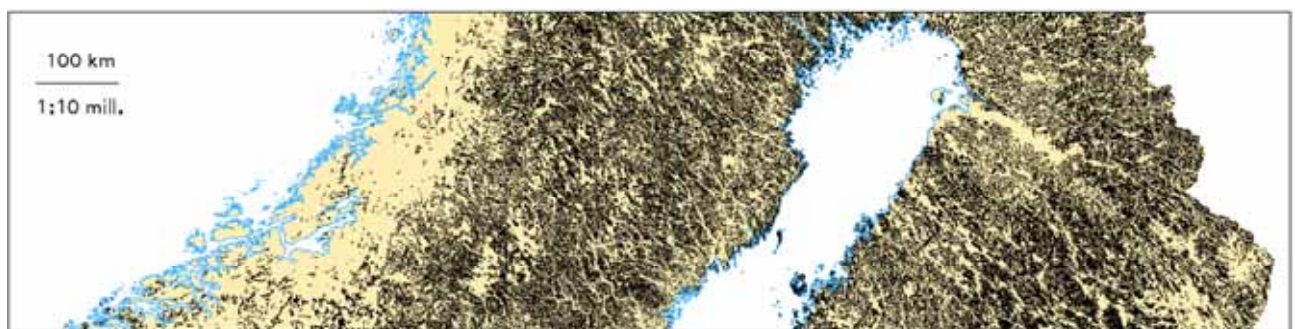


Fig. 120. Utbredelsen av tykt morenedekke innen Midt-Nordenområdet. Morenen finnes vesentlig øst for fjellkjeden; i Sverige og Finland, mens Norge er mest bart fjell. Etter Bargel mfl. (1999a).

Tidlig Weichsel (Isotoptrinn 5e-5a)

Norge

Det er konstruert kurver som viser brevariasjonene gjennom hele siste istid i Fennoskandia (Fig. 119). Disse kurvene viser at det rett etter siste mellomistid, i isotoptrinn 5d, var begrensede breframstøt ut til kysten i vest. Deretter fulgte to milde perioder, interstadiale Brørup (isotoptrinn 5c) og Odderade (isotoptrinn 5a) avbrutt av et breframstøt helt ut på kontinentalsokkelen (isotoptrinn 5b). I disse varmeperiodene var trolig det meste av isbreene i Skandinavia smeltet bort, men klimaet var ikke riktig så varmt som i siste mellomistid eller i etteristiden som vi lever i nå.

Finland

Den finske del av Midt-Nordenområdet har spilt en noe spesiell rolle der det ligger mellom Sør- og Nord-Finland fordi områdene har ulik glasiasjonshistorie i Weichsel. Nord-Finland sør til Oulu og den nordligste del av Bottenviken var dekket av innlandsisen allerede i tidlig Weichsel (isotoptrinn 5d) mens det sannsynligvis var isfritt over Sør-Finland. Isutbredelsen under isotoptrinn 5b synes å ha vært mindre enn under isotoptrinn 5d. Randavsetninger som finnes i Pudasjärviområdet i det nordlige Ostrobothnia kan repre-

sentere yttergrensen for isdekket i tidlig Weichsel (Fig. 104, se også Fig. 128).

Sverige

Nord for det svenske Midt-Nordenområdet, i den nordøstlige delen av Norrbottens län, er det funnet sikre bevis for tre nedisninger i Weichsel, med mellomliggende nedsmeltinger. At tilsvarende utvikling sannsynligvis også har funnet sted innen Midt-Nordenområdet støttes av en rekke funn av interstadiale avsetninger, først og fremst innen Jämtlands län. Den første kjente nedisningen i Weichsel startet sannsynligvis i fjellkjeden. Isbevegelser mot nordvest formet allerede da landskapet til en viss grad, og drumliner, eskere etc. er bevart i store deler av Norrbotten. Isens utbredelse er usikker, men siden drumliniseringen mot sørøst fortsetter ned i Midt-Nordenområdet, kan det være nærliggende å regne med at drumlinene ble utviklet omtrent samtidig. Morenestratigrafien i drumlinene innen begge områdene er svært komplisert, noe som til en viss grad kan støtte mistanken om samtidig dannelse.

Mot slutten av denne første nedisningen ble det i de sentrale delene av Norrbotten dannet vidstrakte, hauge moreneområder av veikitype. Veikimorene-landskapet fortsetter ned i Midt-Nordenområdets nordlige del, og spredte forekomster finnes også lengre mot sør

(Fig. 88). Den etterfølgende interstadialen kalles *Peräpohjola*interstadialen etter typeområdet i Nord-Finland. Mange av de avsetninger som er antatt å stamme fra *Jämtlandsinterstadialen* i den sørlige delen av området tilhører sikkert den førstnevnte. Man har også antatt at den er samtidig med *Brørupinterstadialen* i Danmark (Fig. 118, ISB). Klimaet var vesentlig kjøligere enn nåtidens og vegetasjonen innen området minner om det som finnes på dagens fjellvidder. Lagrekker med interstadiale avsetninger som pga. fossilinnholdet kan korrigeres med Brørup, finnes flere steder innen det svenske Midt-Nordenområdet. Det komplekse bildet med forskjellige isbevegelsesretninger lengre sør, i Jämtland, er ikke lettere å utrede og å aldersbestemme.

Den neste nedisningen etterlot seg få morfologiske spor i Norrbotten, men skuringsstriper og steinorientering i morener fra denne nedisningen tyder på en isbevegelse mot østsørøst. Også utbredelsen av denne nedisningen er usikker. Det er mulig at denne isen bidro til dannelsen av den sørøstlige drumliniseringen i den nordlige delen av Midt-Nordenområdet, der den lokalt har omdannet veikimorenen. Fordi drumlinene i Norrbotten er eldre enn veikimorenen, kan man konstatere at den massive sørøstlige drumliniseringen natur er uklar også i den nordlige delen av Midt-Nordenområdet. Dessverre gjelder dette også lengre mot sør og ved kysten, der mye taler for at drumlinene ble dannet under den siste nedisningen.

Under den neste isfrie perioden i Norrbotten var klimaet ennå kjøligere og vegetasjonen enda mer glissen enn under Peräpohjola. Denne interstadialen kalles *Tärendöinterstadialen* og var muligens samtidig med *Odderadeinterstadialen* i Tyskland. Klimaet var innimellom svært kjølig, og dette medførte bl.a. frostspredning av fjellet (Fig. 130) og at vindtransporterte iskrystaller og ekstremer kulde glattslipte oppstikkende steiner og fjelloverflater. Spor etter slike *periglasielle prosesser* er vanlige i deler av området. Løsmasselag som har antatt Odderade alder er funnet på flere steder.

Midt-Weichsel (Isotoptrinn 4-3)

Breene vokste så fram igjen i Midt-Weichsel og dekket Midt-Nordenområdet under isotoptrinn 4 for omtrent 70.000 til 60.000 år siden. Deretter fulgte en periode med flere kortvarige variasjoner i bredekket, men det var nok en tilbaketrekking for ca. 40.000-30.000 år siden (isotoptrinn 3, Fig. 118).

Norge

Kysthulen Skjonghelleren ved Ålesund har vært dekket av is minst tre ganger i løpet av de siste 100.000 år med mellomliggende isfrie perioder eller interstadialer. Den yngste isfrie perioden startet for ca. 40.000 år siden og

sluttet for ca. 30.000 år siden og kalles *Ålesund Interstadial* (Fig. 121). På mange av øyene utenfor Ålesund, på Smøla, i Flatanger nord for Namsos og på Vikna er det funnet skjell som er 40.000-30.000 år gamle. Dette viser at kysten og mye av fjordene var isfrie i Midt-Weichsel. Også i innlandet i Midt-Norge er det funnet spor etter isfrihet, *Hattfjelldal I interstadial*.

Finland

Glasiashistorien i Midt-Weichsel for de sentrale delene av Finland er relativt dårlig kjent. I det sørlige Ostrobothnia er det funnet to morenelag som ligger oppå organiske sedimenter fra Eem eller tidlig Weichsel. Tidligere mente man at hele Finland var isdekket i Midt-Weichsel, dette er imidlertid ikke tidfestet med særlig stor nøyaktighet. Dateringer fra det sørlige Ostrobothnia indikerer at det sørlige Finland og deler av det sentrale Finland var isfritt i en lang periode i Midt-Weichsel (Fig. 122).

Sverige

Mot slutten av Tärendöinterstadialen var det i Sverige muligens dyp permafrost innen store deler av området. Stadig mer av snøen ble liggende året rundt og etter hvert ble det dannet en ny innlandsis. Den siste store Weichselnedisningen hadde startet. Siden isen bredte seg ut over et dypfrossent landskap, frøs den fast til bakken, en situasjon som sannsynligvis varte en lang tid. Dersom en is skal kunne gli over underlaget kreves det at varmestrømmen fra Jorden indre makter å smelte noe av isens underste del. I lang tid kunne derfor ikke isen slipe fjellgrunnen eller erodere i de tidligere avsatte løsmassene. I områder der telen varte helt til isen hadde smeltet bort, var landskapet mer eller mindre identisk med det som en gang ble dekket av isen. Ingen nye skuringsstriper eller nye morenelag ble dannet av dette kilometertykke isdekket.

Innen områder der det interstadiale landskapet er bevart finnes i dag ofte vindslippte stein og blokk - *ventifakter* - på markoverflaten. Ventifaktene er gode markører for å vise hvilke avsetninger som ble dannet under den siste eller eldre nedisninger. Det er funnet ventifakter flere steder i Jämtland, de ser ut til å være temmelig vanlige i de indre deler av området. Noen ganger finnes blokkene på markoverflaten helt uforstyrret, oftere finnes de innblandet i de øvre morenelag. (Fig. 130). Det er ikke foretatt regional kartlegging av ventifaktene innen de øvrige områdene, men rekognosering tyder ikke på omfattende utbredelse. Dersom de vindslippte steinene forekommer i hele området på samme måte som i Jämtland, kan man sannsynligvis konkludere med at den siste isen har hatt en større innvirkning på landskapet i Midt-Norden enn lengre nord.

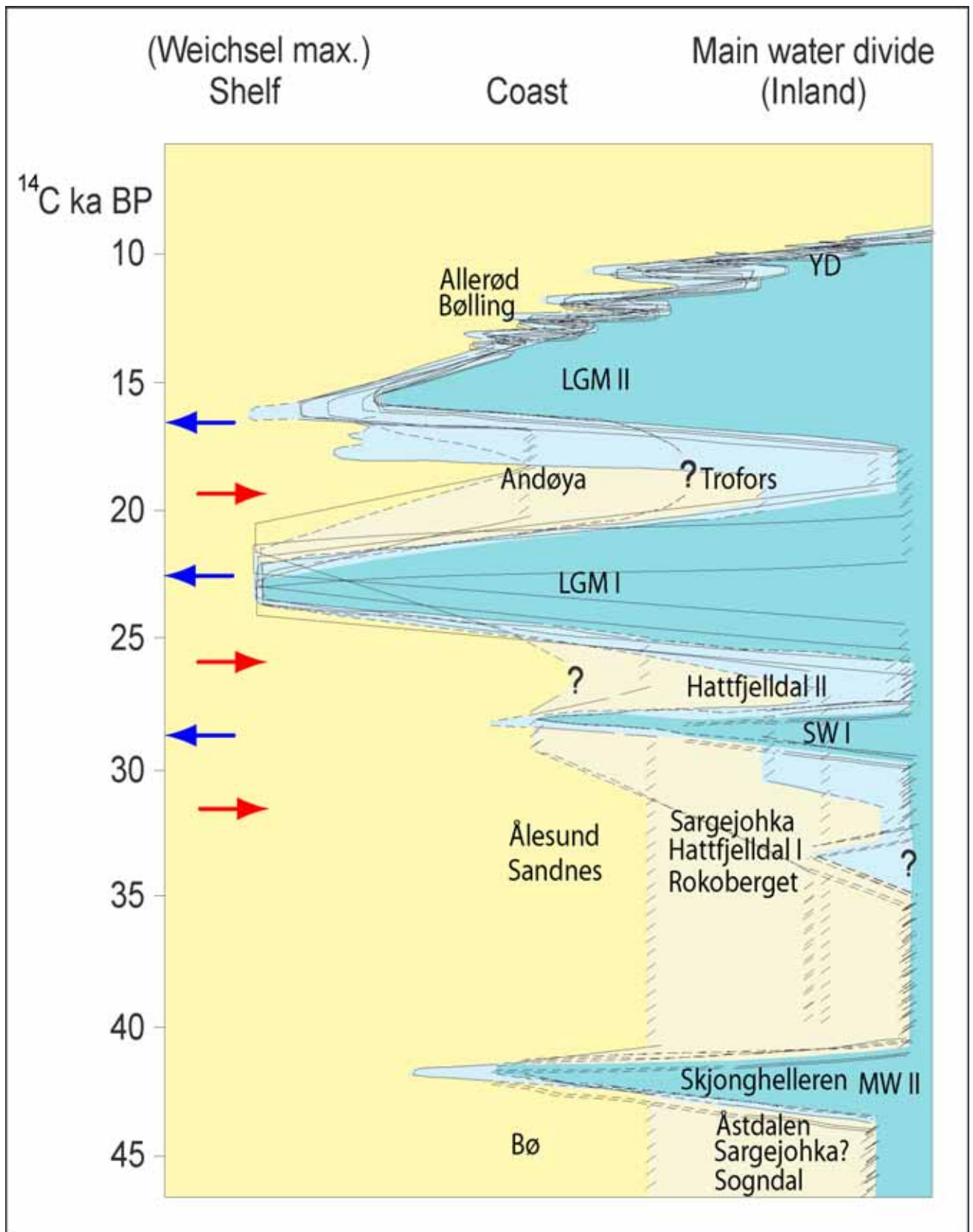


Fig. 121. Sammensatte tid-distans (TD) diagram for øvre del av Midt-Weichsel og Sen-Weichsel basert på TD-diagrammer langs ni profiler fordelt over hele Norge. Pilene til venstre viser stadialer (blå spiss mot venstre) og interstadialer (rød spiss mot høyre). Trofors, Hattfjelldal, Ålesund og Skjonghelleren ligger innen den norske del av Midt-Norden. YD= Yngre Dryas. LGM= Last Glacial Maximum, SW= Sen Weichsel, MW= Midt Weichsel. Modifisert etter Olsen 1997 (Bargel 2003).

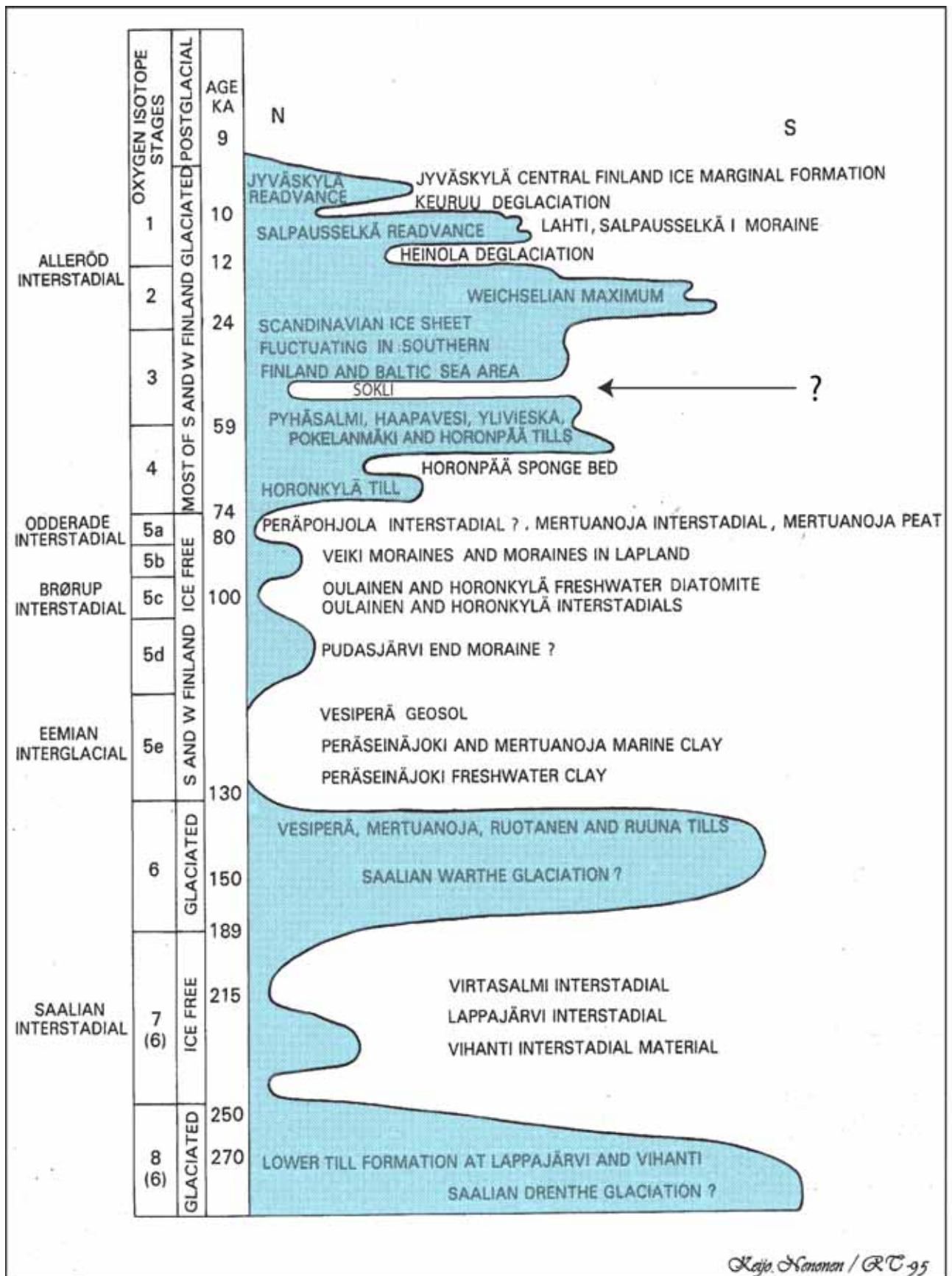


Fig. 122. TD-diagram for Saale og Weichselistidene og korrelasjoner av avsetninger og hendelser i Sør- og Vest-Finland. Ved Sokli i Nord-Finland (markert med pil) er det nylig beskrevet en interstadial som faller inn i isotopstadium 3 (Helmens mfl. 2000). Modifisert etter Nenonen 1995 (Bargel 2003).

SISTE ISTID OG ISAVSMELTINGEN I MIDTNORGE

Terje H. Bargel, Lars Olsen og Harald Sveian

Oppbyggingen av det store isdekket etter ca. 30.000 ¹⁴C-år siden fram mot siste istids maksimum skjedde rykkvis, men likevel relativt raskt (Fig. 121 og 123). For ca. 24.000-21.000 ¹⁴C-år siden hadde isen nådd sin maksimale størrelse. På denne tiden nådde breranden helt ut til Eggakanten i vest, men det er uklart om de høyeste fjelltoppene på Møre var dekket av is på denne tiden eller om noen stakk opp gjennom isen som *nunataker*. I perioden 21.000-18.000 ¹⁴C-år siden var mye av norskekysten igjen blitt isfri, men ny isvekst i perioden fram mot ca. 15.000 ¹⁴C-år siden medførte at iskanten igjen nådde Eggakanten (Fig. 124).

Da isen beveget seg under nedisningene satte den spor etter seg i form av skuringsstriper og strømlinjeformer i fjell (rundsva), og drumliner i løsmassene. Da nedisningen var på det største og innlandsisen nådde ut på kontinentalsokkelen, beveget isen seg mot nordvest i den sørlige del av Midt-Norden, men krysset kystlinjen i mer vestlig retning lengre nord. Mange steder med høyt relieff, særlig på Møre, har underlagets morfologi

påvirket isbevegelsen og styrt isstrømmene. Erosjonen ble dermed sterkere langs fjordene og dalene enn på de høye fjellpartiene der isen i lange perioder var frosset fast (cold based) og følgelig ikke eroderte. I områder med mindre relieff, som i Trøndelag, beveget isen seg til dels uavhengig av dalene. I siste fase av avsmeltingen da isen ble tynnere, fulgte isen utelukkende dalførene.

Breene begynte for alvor å smelte for 15.000-14.000 ¹⁴C-år siden, og for omkring 14.000 ¹⁴C-år siden var de ytre deler av sokkelen isfrie. Brefluktuasjoner dannet også morenerygger på sokkelen for ca. 13.500 og for ca. 13.000-12.500 ¹⁴C-år siden (Fig. 123 og 124). Den eldste radiokarbondateringen fra land som viser når isavsmeltingen skjedde, er gjort på skjellmateriale fra øya Vega utenfor Helgelandskysten. Denne viser at isen hadde smeltet vekk fra de ytre deler av øya for ca. 13.400 ¹⁴C-år siden. En tilsvarende datering fra Møre viser at kysten her var isfri for ca. 12.800 ¹⁴C-år siden. Ut fra dette kan en anta at isavsmeltingen på sokkelen gikk svært raskt, og at de ytre kyststrøk av Midt-Norge ble isfrie for ca. 13.000 ¹⁴C-år siden.

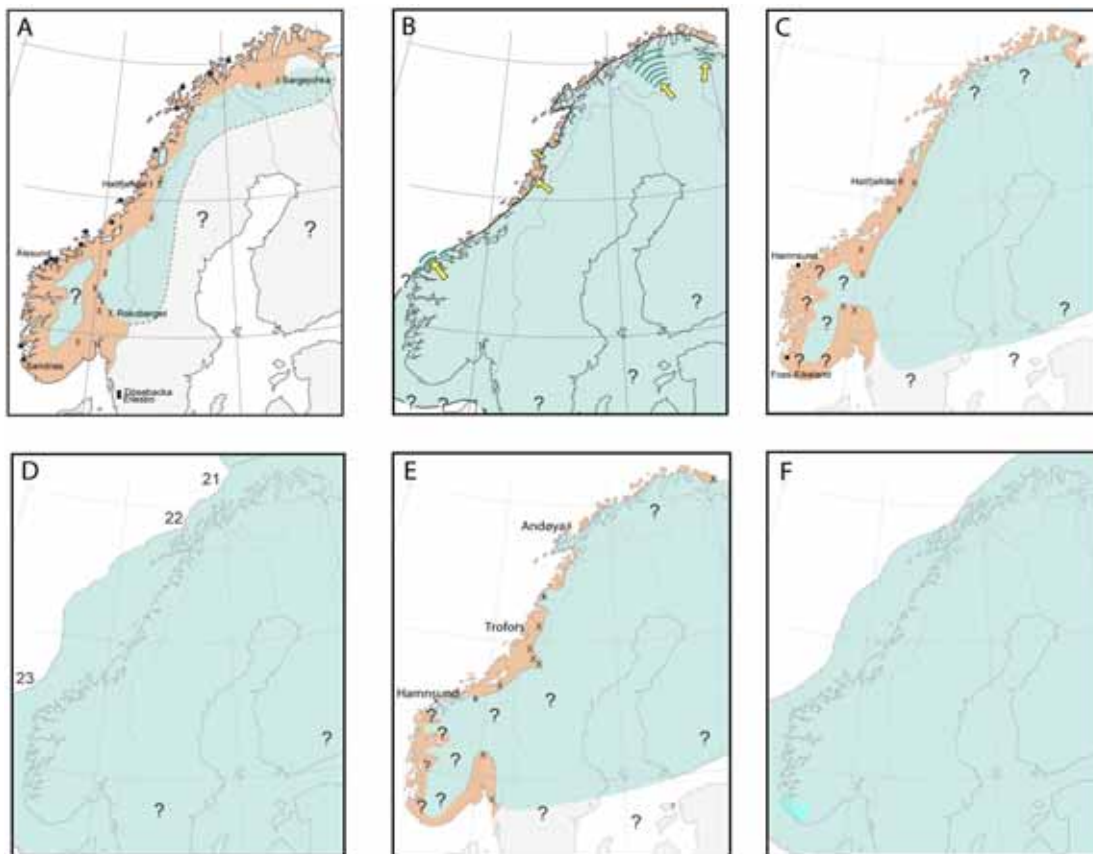


Fig. 123. Kart som viser mulig utbredelse av innlandsisen i Fennoskandia under noen viktige epoker av Sen-Weichsel. Punktene på kartet viser lokaliteter med dateringer langs kysten, mens kryssene viser AMS-dateringer fra innlandet. Utvalgte lokaliteter der funn av interstadiale sedimenter er beskrevet er også påført. **A:** Ålesund interstadial (ca. 30.000 år siden). **B:** Stadial (ca. 28.000 år siden). **C:** Hattfjelldal II interstadial (ca. 26.000 år siden). **D:** LGM I stadial (ca. 22.000 år siden). **E:** Trofors interstadial (ca. 19.000 år siden). **F:** LGM II stadial (ca. 16.000 år siden). Alle aldre er oppgitt i ¹⁴C-år. Modifisert etter Olsen 1997 (Bargel 2003).

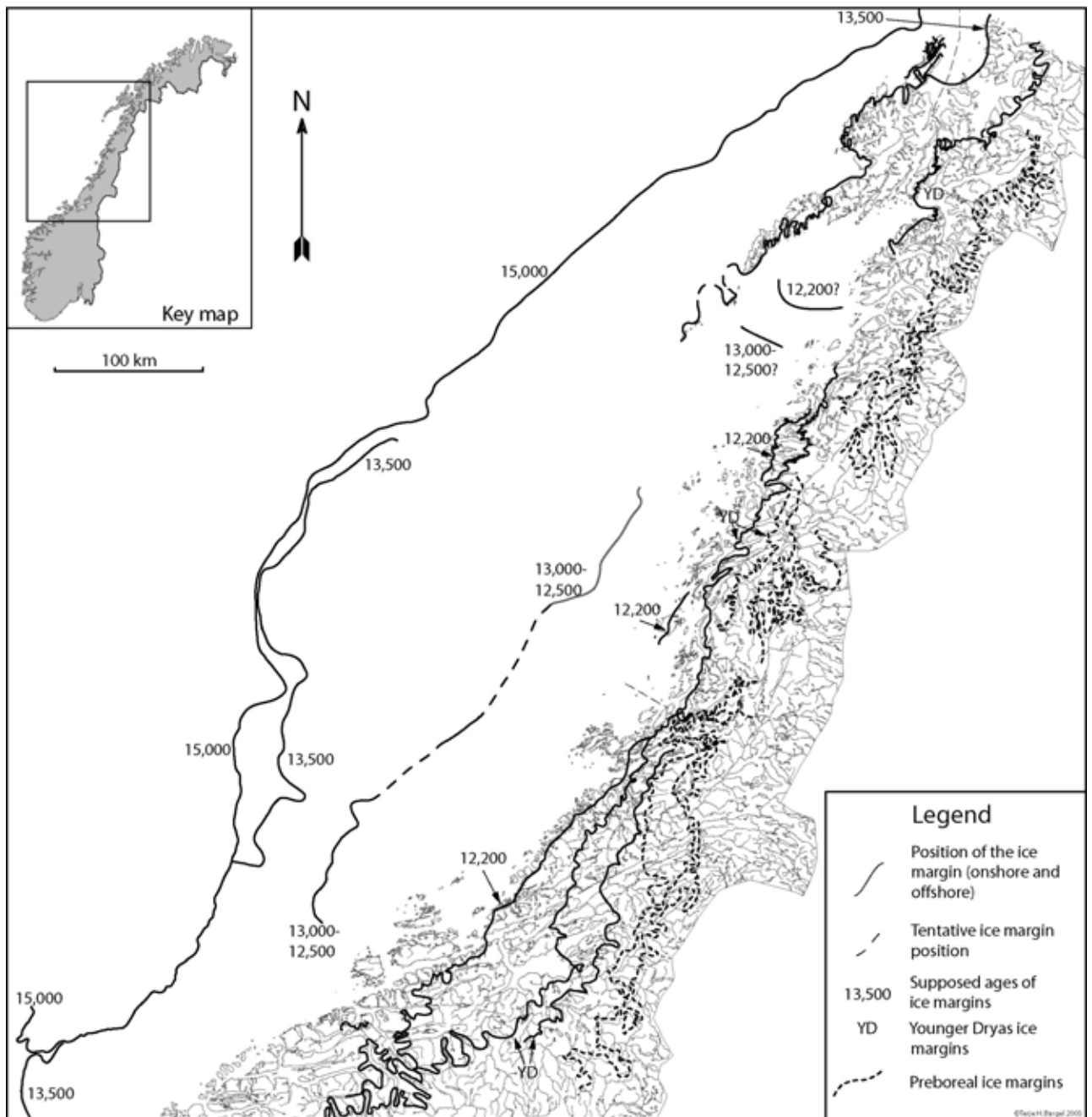


Fig. 124. Israndlinjer i den midtre del av Norge og på kontinentalsokkelen utenfor. Antatte aldre i ^{14}C -år er vist på sokkelmorenene. Det er antatt at iskanten lå langs Eggkakanten for 15.000 ^{14}C -år siden. Etter Bargel 2003a.

Forløpet av isavsmeltingen ble i stor grad påvirket av topografien. I områder med grunne terskler i fjordene ble gjerne brefronten stående stille en periode mens den kalvet raskt tilbake i de dypere deler av fjordene. Etter at isen hadde smeltet et godt stykke innover i fjordene, var det trolig et breframstøt for 12.400-12.000 ^{14}C -år siden (Fig. 124). Dette stadiet har blitt kalt *Tingvolltrinnet* på Møre og *Ytre kysttrinn* nord for Trondheimsfjorden. Et framrykk på 4 km er påvist i Flatanger ved Namsos. Etter dette framstøtet inntraff en ny varm periode, *Allerød*, som medførte at breene kalvet raskt tilbake til de indre fjordstrøk. På Møre lå brefronten et stykke opp

i dalene. I Trondheimsfjorden lå brefronten minst 20 km øst for Tautra og deler av Orkdalen, Gauldalen og Stjørdalen var isfrie. I Namdalen og videre nordover er det også spor etter at innlandsisen har trukket seg langt tilbake.

For 11.000-10.000 ^{14}C -år siden, i *Yngre Dryas* perioden, var det en kraftig klimaforverring som førte til at breene igjen vokste og rykket fram. I motsetning til det eldre trinnet ble det nå dannet tydelige randmorener også i mange av høyområdene og ikke bare i fjordene, slik at trinnet kan kartlegges mer sammenhengende (Fig. 124).

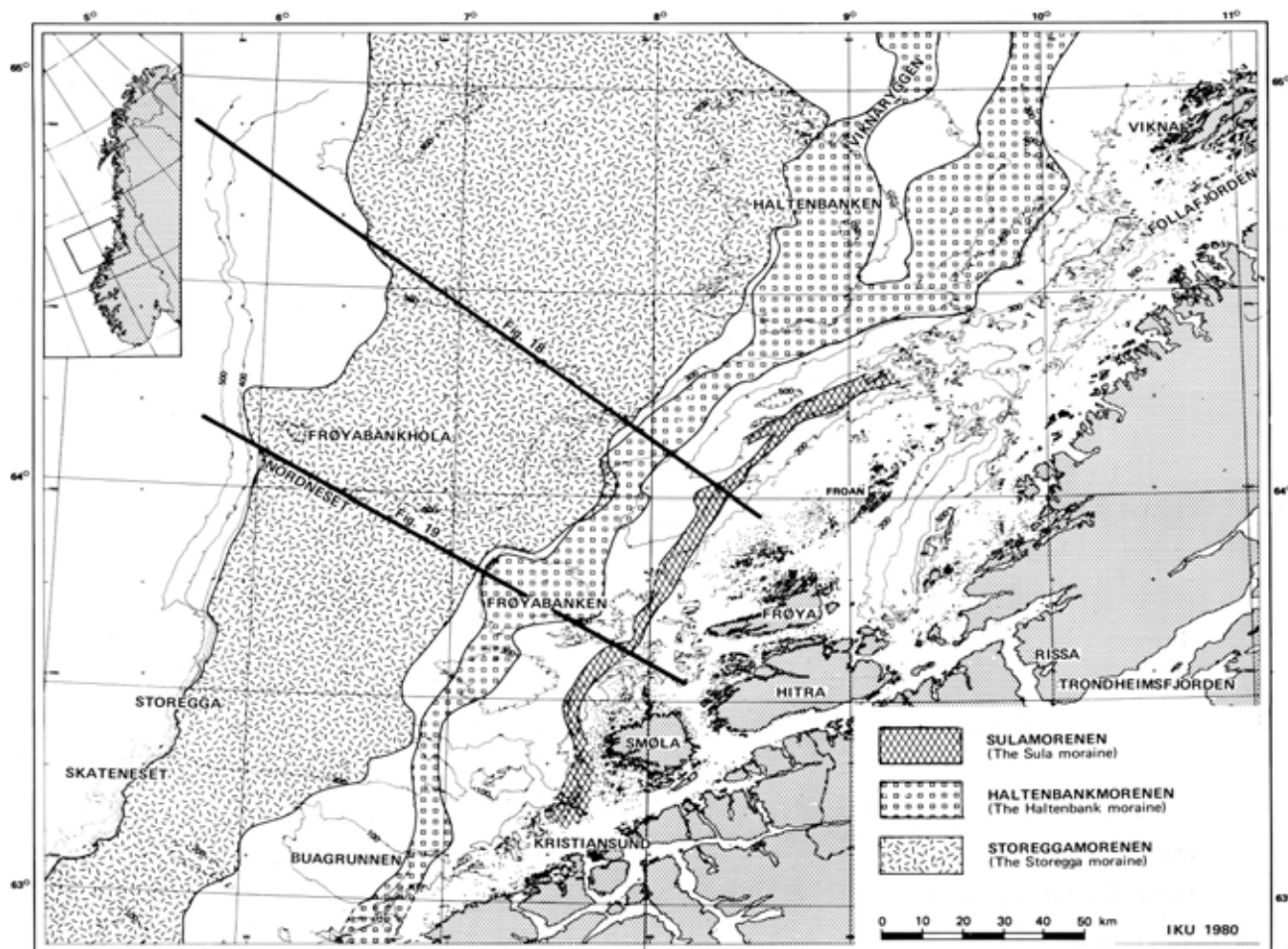


Fig. 125. På kontinentalsokkelen utenfor Møre og Trøndelag er det identifisert tre morenelag som antas å være avsatt ved mindre isframstøt under isavsmeltingstiden. Profilinjene (betegnet Fig. 18 og Fig. 19) er ikke gjengitt her. Etter Bugge (1980).

På Møre er denne breeranden markert i de indre fjordområdene. I noen tilfeller kan en omtrentlig samtidig beliggenhet angis fra dal til dal. Typisk for disse avsetningene er at de ofte er utformet som ett til to randdelta i hoveddalen. Mellom de indre fjordstrøk på Møre og Trondheimsfjorden finnes nesten ikke randavsetninger fra dette breframstøtet i de nedre deler av de større dalene. Nord for Trondheim kan breeranden følges nesten sammenhengende som store rygger i Trondheimsområdet, *Tautratrinnet* (Fig. 126). Yngre Dryaslinjen krysser så Fosenhalvøya, videre langs de ytre kyststrøk til innenfor Vikna der linjen går sammen med ytre kysttrinn. Store morenerygger er påvist på bunnen av Namsosfjorden og Lauvøyfjorden i ytre Namdal. På land er randmorenene spesielt store ved Salsvatnet, mellom Leka og Terråk og på Tjøtta.

Store breelvavsetninger fra dette stadiet ble dannet ved Kolvereid i Nord-Trøndelag (en randås) og ved Sandnessjøen i Nordland (en deltaavsetning). Djupvika øst for Vikna er en middels stor randås med spesiell stratigrafi som inneholder avsetninger fra to avsmeltingsfaser og to breframrykk for 12.500-10.500 ^{14}C -år

siden. Brekanten nådde her nøyaktig samme posisjon under framstøtene til ytre kysttrinn og Tautratrinnet. Kartbildet antyder at randlinjene krysser hverandre her, noe som indikerer en så sterk brestrøm ut Folda i Yngre Dryas at fronten her gikk ut forbi kysttrinnene. Lengre nord ligger Tautratrinnet igjen innerst av de to trinnene.

I Trollheimen og i høyfjellene på Møre, altså utenfor Yngre Dryas-randtrinnene, vokste lokale botnbreer og dekket store deler av det alpine fjellområdet, flere steder med breutløpere helt ned til fjordene.

Tilbaketrekningen fra Tautratrinnet ble etterfulgt av et breframstøt, kalt *Hoklingentrinnet* etter en sjø i Nord-Trøndelag (Fig. 127). Dette framstøtet skjedde for ca. 10.300 ^{14}C -år siden. Randmorener og andre israndavsetninger fra dette morenetrinnet forekommer dels som en sone som består av flere morenerygger. De er så sammenhengende at de kan korreleres på strekningen fra Budalområdet i Sør-Trøndelag til den sørlige delen av Nordland. Korrelasjonen til israndavsetninger i Møre og Romsdal er usikker.



Fig. 126. Senglasiale israndlinjer i Sør-Trøndelag. Israndlinjen knyttet til isframstøtet i Sen Allerød er svært usikker. Prikkede linjer viser antatte korrelasjoner. Etter Olsen mfl. (2007).

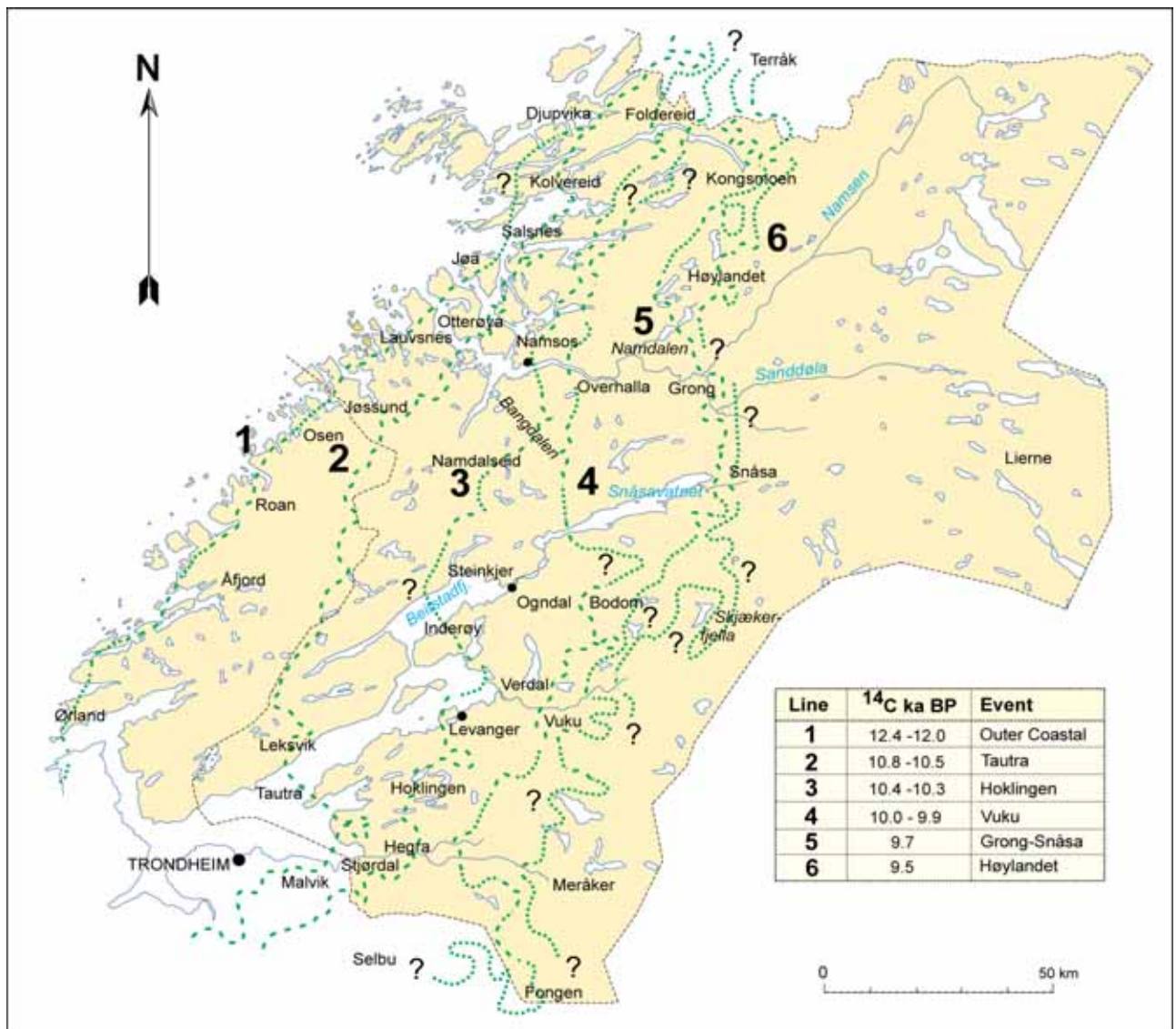


Fig. 127. I Trøndelag nord for Trondheim er det ved kvartærgeologisk kartlegging gjennom en årrekke identifisert et stort antall morenerygger, se Fig. 47, og rekonstruert 6 israndlinjer. Rekonstruksjonene på denne figuren er basert på denne kartleggingen og et stort antall radiokarbondateringer. Etter Sveian (1997).

For ca. 10.000 ¹⁴C-år siden forbedret klimaet seg raskt og innlandsisen smeltet hurtig tilbake. Imidlertid inntraff flere begrensede breframstøt med dannelse av randmorener i en del dalfører.

I slutfasen av isavsmeltingen på norsk side av grensa oppstod tallrike bredemte sjøer mellom innlandsisen i øst og vannskillet i vest (Fig. 68). Disse sjøene hadde avløp gjennom passområder i ulike høyder, og er ikke synkrone. Helningen på innlandsisen medførte at den isdirigerte smeltevannsdreneringen til Midt-Norge omfattet store arealer øst og syd for vannskillet. Med unntak av drenering over passområder fulgte smeltevannsdreneringen i hovedsak hoveddalførene.

Den endelige avsmeltingen av de indre, sentrale deler av Midt-Norden skjedde hurtig. En regner med at hele isdekket var forsvunnet senest for 8500 ¹⁴C-år siden.

Under den etterfølgende "Varmetiden" var klimaet mildere enn i dag, og de norske høyfjellene var trolig isfrie i en lengre periode. På Møre er det funnet spor etter nydannelse av mindre botnbreer for ca. 3400 ¹⁴C-år siden.

Etter istiden

Landhevning og strandforskyvning. Under isavsmeltingen var Midtnorden sterkt nedpresset på grunn av istyngden og fjordene nådde langt oppover dalførene, i Stjørdalen og Verdalen var det da bare ca. 20 km igjen til riksgrensen. I kyststrøkene ligger den marine grense mellom 50 og 100 m over dagens havnivå. I indre fjordstrøk er den marine grense 90-140 m på Møre, nesten 200 m øst for Trondheimsfjorden, og ca. 140 m på Helgeland. Under isavsmeltingen fram til for ca.

10.000 ^{14}C -år siden var det en langsom strandforskyvning. De neste 2000 år var den meget rask, opp til 60 mm pr. år. Fra ca. 8000 ^{14}C -år siden avtok strandforskyvningen sterkt, og ytre deler av kysten ble i en periode oversvømmet, *transgresjon*. Her finner vi ofte torv som er dekket av strandvoller eller andre strandavsetninger. I indre strøk finner vi en utflating i

strandforskyvningskurven for det samme tidsrommet. Deretter har det vært en jevnt avtakende strandforskyvning for hele området. En landhevning på 1-5 mm pr. år finner fortsatt sted de fleste steder, dette antyder at likevekten fra før nedisningen ennå ikke er gjenopprettet.

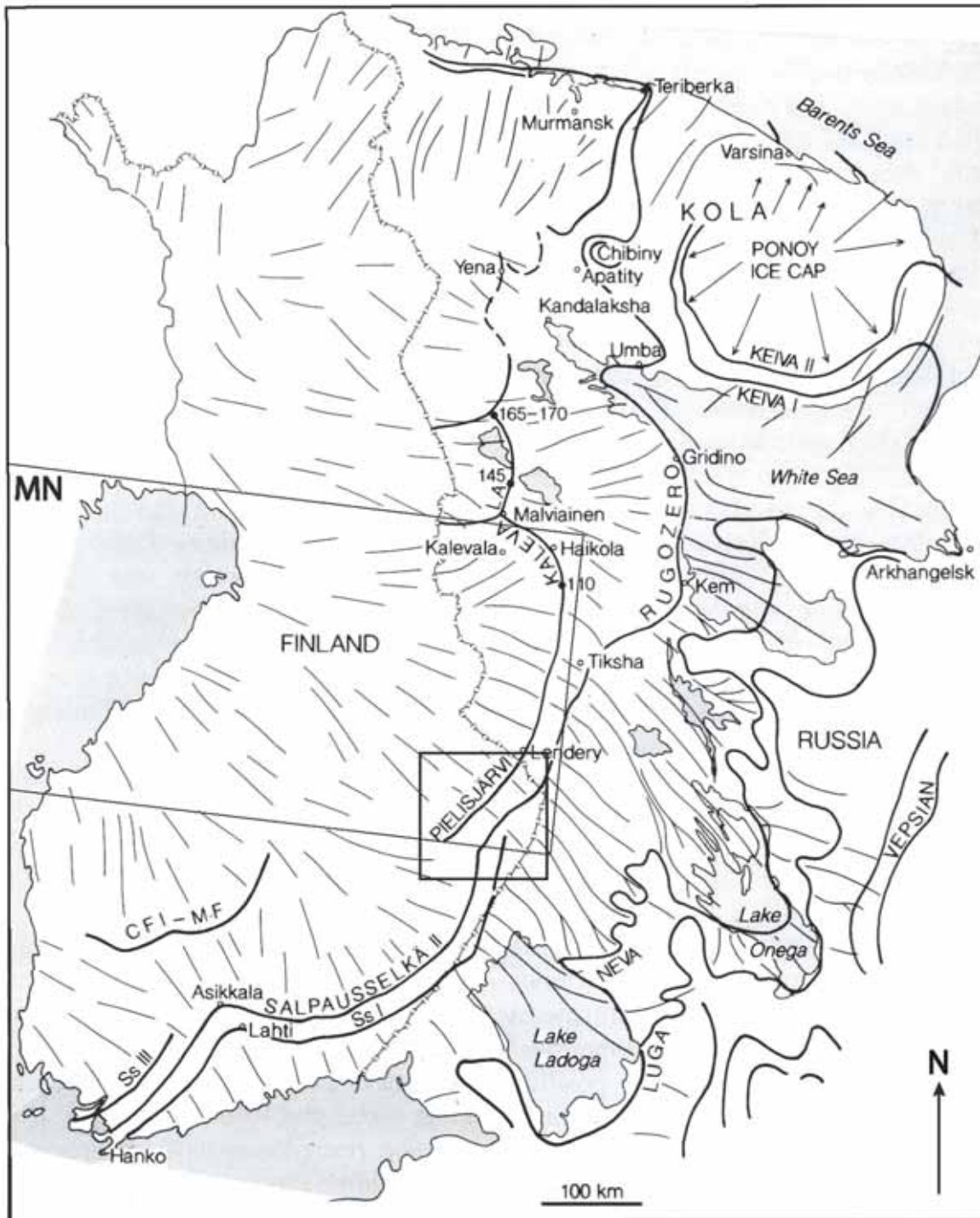


Fig. 128. Kart som viser de største randavsetningene i Finland, Russiske Karelen og på Kolahalvøya. Salpausselkä I, II og III samt Rugozero og Kalevala randavsetningene ble dannet i Yngre Dryas. Området som dekkes av Midt-Norden kartene er vist (MN). Kvadratet angir området vist på Fig. 129. Modifisert etter Raino mfl. (1995).

SISTE ISTID OG DEGLASIASJONEN AV DET SENTRALE FINLAND

Peter Johansson og Terje H. Bargel

Innlandsisen nådde den maksimale utbredelse på det nordvest-russiske slettelandet for ca. 18.500 år siden. Da den deretter trakk seg tilbake over det sørlige og sentrale Finland ble karakteristiske landskapsformer som omfattende drumlinfelt, langstrakte eskere og mektige endemorener dannet.

Endemorener

I den østlige del av Midt-Nordenområdet ligger de velkjente Salpausselkä endemorenene. Disse krysser over det sørlige og østlige Finland og danner en sammenhengende rygg som demmer opp tallrike sjøer i det sentral-finske innsjøområdet (Fig. 128). Salpausselkä er en del av rekken av endemorener som vi finner omkring hele Fennoscandia og i den russiske del av Karelen. I Nord-Karelen i Finland utgjør Salpausselkä endemorenene to lobeformede buer. Den eldste og ytterste kalles Salpausselkä I. Deler av denne ryggen kalles Tuupovaara endemorenen og finnes øst for Ilomantsi. Den yngste buen er Salpausselkä II. I Nord-Karelen ligger den i nord-sør retning og opphører like

øst for Joensuu. Den kan sannsynligvis korreleres med Koitere endemorenekomplekset og Selkäkangas, som fortsetter i nordøstlig retning der den krysser den finsk/russiske grensen (Fig. 129). I Russland kalles den Rugozero endemorenen.

Pielisjärvi endemorenen og den fortsettelse Jaamankangas strekker seg mot nord-nordøst fra Joensuu. Denne er yngre enn Salpausselkä II og har samme alder som Salpausselkä III i Sør-Finland. I Russland er Kalevala endemorenen sannsynligvis en direkte fortsettelse av Pielisjärvi endemorenen. Den sentralfinske endemorenen, som også kalles Näsijärvi-Jyväskylä endemorenen, danner en lobeformet bue nær byen Jyväskylä. Herfra fortsetter den ca. 250 kilometer mot nordøst til Midt-Norden området.

Både Salpausselkämorenene, deres fortsettelse mot nordøst og de sentralfinske endemorenene består hovedsakelig av breelvmateriale som ble avsatt i vann utenfor brekanten der det ble dannet undersjøiske vifter, deltaer og sandurdeltaer. Morenerygger med morenemateriale ble også avsatt, spesielt på tørt land.

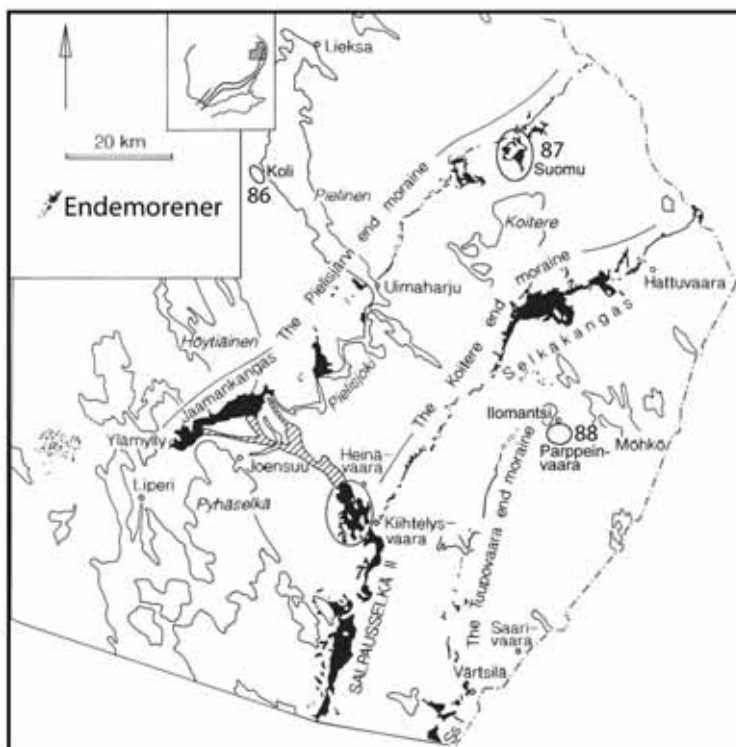


Fig. 129. Israndavsetninger i den Finske delen av Nord-Karelen. Tuupovaara, Koitere og Pielisjärvi formasjonene korreleres med henholdsvis Salpausselkä I, II og III. Eskersystemet mellom Kiihtelysvaara og Jaamankangas (skravert) er avsatt mellom de to store islobene som er beskrevet i teksten. Lokalisering av tre ekskursjonslokalteter i Nord-Karelen: 86 - Koli, 87 - Suomu, 88 - Parpeinvaara. Modifisert etter Rainio mfl. (1995).

Isavsmeltingen i sen Weichsel

Deglasiasjonskronologien over Sør-Finland mellom Finskebukten og Bottenviken samt datering av endemorene er basert på varvkronologi, ¹⁴C-AMS (akselerator)-dateringer og paleomagnetiske metoder samt morenestratigrafi. Det er antatt at iskanten under den første avsmeltingsfasen trakk seg ca. 80 km nordvest for den nåværende Salpausselkäsonen i det sørlige og østlige Finland, en hendelse som kalles Heinola deglasiasjonen. Kortvarige klimaendringer førte til at iskanten beveget seg noe fram og tilbake og dannet Salpausselkä I for ca. 12.100-12.300 år siden, Salpausselkä II for ca. 11.600-11.800 år siden og den Sentralfinske endemorenen for ca. 11.200-11.100 år siden. I følge dette trakk isen seg tilbake fra den finske sørkysten for ca. 13.100 år siden. Den gjennomsnittlige tilbaketrekkingshastigheten var 60 m pr. år sørøst for Salpausselkämørenene mens hastigheten nordvest for Salpausselkäsonen var 260 m pr. år. Nye data tilsier at den sørligste delen av Finland og Salpausselkä II ble isfrie for ca. 13.000-11.600 år siden.

De bueformede endemorene med tilhørende eskersystemer og avsetninger mellom buene indikerer at den Skandinaviske innlandsisen var oppdelt i flere islober eller istunger under avsmeltingen, selv på det finske slettelandet. I Norge er vi jo mer vant med dalbreer med vår spesielle topografi der istungene kan strekke seg milevis nedover dalførene, men i Finland vil lobene ha mye større utstrekning i bredden, nettopp på grunn av det flate landskapet. Innsjø-Finlands islobe og den Nord-Karelske islobe er en del av Salpaus-

selkämørenene og Näsijärvi-Jyväskylä islobe er en del av den Sentralfinske endemorene. Isbevegelsene i Yngre Dryas kan påvises i bl.a. Kuusamo og Kuhmo. I disse områdene finnes utstrakte drumlinfelter som kan følges mot øst til Yngre Dryas endemorene i Russiske Karelen. Da isen smeltet bort fra disse posisjonene for ca. 11.600 år siden, ble omfattende bre-
elavsetninger avsatt i Pudasjärvi-Taivalkoski-Hossa områdene mellom den Nord-Karelske isloben og Kuusamo isloben (det interlobate system).

Da isen trakk seg tilbake over det nåværende Sør-Finland og Salpausselkä I lå iskanten i den Baltiske issjøen i det meste av Sør-Finland. I tillegg oppsto det mange mindre bredemte sjøer på land, f.eks. Ilomantsi bresjø og Sotkamo bresjø. Dessuten fantes over et kortere tidsrom et bresjøkompleks nord for Salpausselkä II i Sørøst Finland.

Den Baltiske issjøen ble drenert omtrent samtidig med at iskanten trakk seg tilbake fra Salpausselkä II for 11.570 år siden. Vannspeilet sank raskt omkring 25 m. Det nye vannspeilet var i direkte kontakt med havet og kalles Yoldiahavet. Dette eksisterte i perioden 11.590-10.800 år siden. Yoldiahavet oversvømte de lavestliggende områder etterhvert som de ble isfrie, og det høyeste havnivå, 285 moh. som er påvist på østkysten av Sverige, ble nådd mot slutten av Yoldiahavets eksistens. På grunn av landhevingen ble Yoldiahavet skilt fra havet og Ancylussjøen oppsto for ca. 10.800 år siden. Innlandsisen forsvant fra Bottenviken og fra Kemi-Tornio området for omkring 10.100-10.200 år siden.

“ISTIDEN” I ET SVENSK PERSPEKTIV

Robert Lagerbäck

Vi kan ikke med sikkerhet si hvilke spor den siste isen etterlot seg og hvilke spor som stammer fra tidligere nedisninger. Prosjektets formål har ikke vært å forsøke å klarlegge istidshistorien, men å fremstille en oversikt over områdets kvartærgeologi. Når man med denne hensikt sammenstiller ulik informasjon og tolkninger, oppstår imidlertid et antall spørsmål. Med bakgrunn i hva man tror man vet om avsmeltingsforløpet, kan det virke utvilsomt at kystområdets De Geermorener, større transversale rygger, drumliner etc. ble dannet i slutten av den siste nedisningen. De danner tilsammen et logisk mønster. Men hvor i innlandet eller mot nord gikk i så fall moreneformene over til å bli "gamle", dvs. at de ble dannet under tidligere nedisninger? I mangel på kronostratigrafisk kontroll med de kvartære avsetningene må vi nok dessverre finne oss i at våre forsøk på å skrive istidshistorien enda en tid fremover kommer til å bygge mer på tro enn på viten. Vi må desverre innrømme at vi bare kjenner hovedtrekkene av den siste isavsmeltingen i denne delen av landet.

Isavsmeltingen, en hendelse full av dramatik

Om innledningen til den siste nedisningen var en rolig prosess, så var avslutningen en desto mer voldsom avsmelting. Sammenligninger med dagens innlandsiser strekker ikke til fordi disse er omtrent i balanse med dagens klima. Vår egen innlandsis var ikke lengre klimatisk motivert og skulle bort så fort som mulig. I havet skjedde dette ved kalving, og en strøm av isfjell seilte avsted mot varmere strøk for å smelte (Fig. 132). På land skjedde isavsmeltingen sannsynligvis for det meste ved uttynning av hele isdekket og ikke lengre ved tilbaketrekkende isfronter. På lignende måte som isen en gang sakte vokste omtrent samtidig over større områder, smeltet den nå også bort på bred front, men bare så mye raskere.

Avsmeltingen av innlandsisen førte til en vannføring i elvene som var mange ganger større enn dagens. Tidvis kom også ekstra vannmengder fra tapping av issjøer. Slamførende breelver fosset fram langs dalførene og avsatte store delta da de møtte havet. Ved landhevingen ble det dannet enorme arealer nytt land. Etter en mannsalder var kystlandskapet helt forandret og de første immigrantene manglet ikke, som dagens geologer, grunnlag for å formulere sin skapelsesberetning.

Om gudene ble lovprist for å ha skapt nytt land, ble nok sannsynligvis en og annen besvergelse også fremført da de viste sitt sinne. Istidens slutt ble saluttet av forkastninger og jordskjelv som var like voldsomme som de vi ser i dag som raserer byer i de mest seismisk aktive strøk på Jorden (Fig. 93 og 94). Strømningene i Jordens indre fikk marken til å koke i vannsyke områder og jordmasser til å rase utfor skrånninger (Fig. 100 og 133). I havet ble store vannmasser satt i bevegelse og veldige bølger skyllet inn over boplassene langs kysten.

Når så elementene hadde lagt seg, fulgte for Midt-Norden mennesket kanskje noen tusen år som kanskje var de beste. Klimaet var behagelig og ingen sur nedbør hadde ennå vasket ut næringsstoffene fra jorda. Vegetasjonen var rikere og mer variert enn de siste årenes monokulturer, og naturlige branner sørget for foryngelse og biologisk mangfold. I fjellene var tre-grensen mer enn et par hundre meter høyere enn i dag og i de mer kystnære områdene vokste hassel og edel-løvtre. Vassdragene rant fritt fra fjell til hav og utgjorde på samme måte som de sammenhengende esker-ryggene de naturlige transportveiene gjennom landskapet. Naturen regulerte klimaet og mennesket tilpasset seg dette og levde i samspill med naturen i stedet for å forsøke å tvinge den, og ingen hadde ennå formulert miljømål som "begrenset klimapåvirkning" og "bærekraftig utvikling". Til tross for det moderne mennesket, kommer de naturlige klimasvingningene til å fortsette. Nye innlandsiser vil sannsynligvis vokse fram, utslette menneskenes spor og så smelte bort igjen. Og landskapet vil på nytt være jomfruelig vakkert.



Fig. 130. Områder med frostsprengt fjell sammen med vindslipte blokker er spor etter en isfri periode med svært kaldt klima før den siste nedisningen. Bildet er fra Makkene, nordvestlige Jämtland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 131. Vindslipte stein og blokk, såkalte ventifakter, forekommer vanlig i deler av Midt-Nordenområdet. I noen områder ligger ventifaktene synlige på overflaten, mens andre steder er de innblandet i det øverste morenelaget. Selv om noe vindpolering ved sandflukt har funnet sted etter at den siste innlandsisen smeltet bort, har de fleste ventifakter blitt dannet i forbindelse med vinddrift av is- og snøkrystaller i en tidligere isfri periode der det var ekstremt kaldt klima, den såkalte Tarendöinterstadialen. Fotoet viser et mindre parti av en vindslipt blokk som har blitt gravd fram av morenen i Arvidsjaurtrakten. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 132. Da innlandsisen smeltet bort fra Bottenviken trakk iskanten seg tilbake ved kalving, og en strøm av isfjell ble ført sørover der de smeltet. Spor etter isfjell som har skrapet langs bunnen er fortsatt synlige på havbunnen. Side scan sonar-bildet (under) fra Bottenhavets bunn like sør for Midt-Nordenområdet viser to slike spor som er spesielt godt synlige, det ene sees fra øvre høyre hjørne diagonalt ned mot venstre, og det andre, sterkt vinklet, sees lengst til venstre. Sonar-bildet er tatt opp av SGU, avdeling for geofysikk og maringeologi. Det øvre bildet viser moderne isfjell i Discobukten på Grønland. Foto: Robert Lagerbäck.



Fig. 133. Mot slutten av isavsmeltingen inntreff meget store forkastninger i de østlige deler av Västerbotten, og de etterfølgende jordskjelvene var tusen ganger kraftigere enn det som skjer i området i dag. Rystelsene førte til omfattende forstyrrelser i bl.a. vannmettede sandige-siltige sedimenter. Den øvre delen på bildet som viser uforstyrrede lag er avsatt like etter at jordskjelvet inntreff, kort tid etter den lokale isavsmeltingen. Foto: Robert Lagerbäck.

Etterord

Denne beskrivelsen til de kvartærgeologiske kartene over Midt-Norden er tidligere utgitt på svensk av SGU. (Bargel mfl. 2006). I denne norske versjonen har vi tatt med en mer detaljert beskrivelse av de Midt-Norske forhold under deglasiasjonen. Teksten er derfor supplert med fire nye illustrasjoner, mens Fig. 5 er byttet ut med mer moderne materiale. Av den grunn er det også gjort enkelte endringer i disposisjonen av stoffet.

LITTERATUR

Norge

- Aarseth, I. 1990: *Senkvartær stratigrafi i ytre Trøndelag - sett fra Frøya*. University of Bergen, upublisert rapport, 6 s.
- Aarseth, I. 1995: Hvordan var det på Frøya like før siste istid? *Årbok for Fosen 1995*, s. 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*, s. 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*, s. 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*, s. 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, 324 s.
- Bargel, T.H. 2003b: Isfrie områder i Fennoscandia under siste istid. Prøveforelesning for Dr.ing. graden 19. juni 2003. Rapport 34. Institutt for geologi og bergteknikk, NTNU, Trondheim. 31 s.
- 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 Central Fennoscandia, sheet 2: Glacial Geomorphology and Palaeohydrography, scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala)*.
- Bargel, T., Huhta, 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., Sjørdal, T., Torstensen, O. & Wolden, K. 2000: Samordnet geologisk undersøkellesprogram for Nordland. Sluttrapport. *Norges geologiske undersøkelse*, NGU Rapport 2000.030, 69 s.
- Bargel, T.H., Lagerbäck, R., Nenonen, K., Bergström, B., Huttunen, T., Johansson, P., Kejonen, A., Korpijaakko, M., Mäkinen, K., Olsen, L., Rainio, H., Reite, A.J., Saarelainen, J., Svedlund, J.-O., Sveian, H. Og Väänänen, T. 2006: Beskrivning till de kvartärgeologiska kartorna inom Mittnordenområdet. *Sveriges geologiska undersökning. Rapporter och meddelanden 125.*, 123 s.
- Bargel, T.H. 2007: Nordland Naturlandskap – Utvikling av geoturisme i Nordland. NGU Rapport 2005-089.
- Bjørnås, O., Kvermo, T., Dalåmo, I., Reite, A., Hugdahl, H. & Marken, A. 1994: Meråker. Geologi, landskap, historie. MB-forlaget, 120 s.
- Bondevik og Kullerud: <http://www.ig.uit.no-/Geostudie-samling/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. 1998 (red.): Berg och jord. *Sveriges Nationalatlas*, 2. utgave, 208 s.
- Holtedahl, H. 1993: Marine geology of the Norwegian continental margin. *Norges geologiske undersøkelse, Special Publication 6*, 150 pp.
- Holtedahl, H. 1998: The Norwegian strandflat – a geomorphological puzzle. *Norsk Geologisk Tidsskrift 78*, s. 47-66.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., mfl. 1984: The Orbital Theory of Pleistocene Climate; Support from a Revised Chronology of the Marine $\delta^{18}\text{O}$ Record. I: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. & Saltzman, B. (eds.): *Milankovitch and Climate*, Part 1, Dordrecht, Reidel, s. 269-305.
- Lauritzen, S.-E. 1984: Speleothem dating in Norway: an interglacial chronology. *Norsk geografisk Tidsskrift 38*, s. 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. *In: Andersen, B.G., Königsson, L.-K., (Eds.): Late Quaternary Stratigraphy in the Nordic countries 150,000-15,000 B.P. Striae 34*, s. 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*, s. 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*, s. 306-316.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Koussa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P. 1996: Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala). *Maanmittaushallitus 1990, 1992: Atlas of Finland. Geology, Folio 123-12*.
- Mangerud, J. 1991: The Last Ice Age in Scandinavia, . 15-30 *I: Andersen, B.G. and Königsson, L.-K. 1991*.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. & Shackleton, N.J. 1987: Age dating and orbital theory of the ice ages: Development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research 27*, s. 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*, s. 54-55.
- Olsen, L., Sveian, H., van der Borg, K., Bergstrøm, B. & Broekmans, M., 2002: Rapid and rhythmic ice sheet fluctuations in western Scandinavia 15-40 Kya – a review. *Polar Research 21*, s. 235-242.
- Olsen, L., Sveian, H., Rokoengen, K. Og Solberg, I.-L. 2007: The Allerød-Younger Dryas ice front oscillations in the Trondheim region, Sør-Trøndelag, Norway. Poster ved NGFs Vinterkonferanse 2007.
- Rainio, H., Saarnisto, M. & Ekman, I. 1995: Younger Dryas end moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International 28*, s. 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. 1993: Åfjord 1622 IV. Kvartærgeologisk kart med beskrivelse - M 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse*.
- Reite, A.J. 1994: Weichselian and Holocene geology of Sør-Trøndelag and adjacent parts of Nord-Trøndelag county, Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin 426*, 30 s.
- Reite, A.J., Sveian, H. og Erichsen, E. 1999: Trondheim fra istid til nåtid. *Norges geologiske undersøkelse Gråsteinen 5*, 40 s.
- Rise, L., Ottesen, D., Larsen, E., Lundin, E., Olsen, L. og Thorsnes, T. 2002: Large scale development of the mid-Norwegian shelf and margin with emphasis on the last 3 million years. *Norges geologiske undersøkelse Report 2002.015*, 185 s.
- Rise, L., Ottesen, D., Longva, O., Solheim, A., Andersen, E.S. og Ayers, S. 2006: The Sklinnadjet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin. *Marine and Petroleum Geology 23*, s. 569-583.
- Rise, L., Bøe, R., Sveian, H., Lyså, A. & Olsen, H.A. 2007: 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*, s. 88-104.
- Rø, G.E. (ed.). 2001: Selbu og Tydal. Geologi, gruve drift og kulturminner. Selbu og Tydal historielag, 294 s.
- Sollid, J.L. & Reite, A.J. 1983: Last glaciation and deglaciation of Central Norway. *I: Ehlers, J. (red.) Glacial deposits in North-West Europa*. A.A. Balkema, s. 41-59.
- Sveian, H. 1997: Ice-marginal deposits and deglaciation chronology in Nord-Trøndelag and Fosen, Central Norway. *Norges geologiske undersøkelse Bulletin 433*, s. 52-53.
- Sveian, H. & Olsen, L. 1984: En strandforskyvningskurve fra Verdalsøra, Nord-Trøndelag. *Norsk Geologisk Tidsskrift 64*, s. 27-38.
- Sveian, H. & Solli, A. 1997: *I: Dahl, R., Sveian, H. & Thoresen, M. 1997: Nord-Trøndelag og Fosen. Geologi og landskap. Norges geologiske undersøkelse*, 136 s.
- Sveian, H. & Rø, G.E. 2001: Kvartærgeologi i Selbu og Tydal, *I: Rø, G.E. (red.) Selbu og Tydal. Geologi, gruve drift og kulturminner. Turbok*. Selbu og Tydal historielag, 294 s.
- Sveian, H., Bergstrøm, B., Reite, A.J., Olsen, L. & Riiber, K. (under forberedelse.): 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 settings. *Hydro International*, 8(3): s. 26-29.

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, 10p (Stencil). *Institutionen för naturvetenskap och miljö. Mitthögskolan, Härnösand*. 22 s.
- Bergström, R. 1968: Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten. *Sveriges geologiske undersökning C 753*, 62 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*, s. 99-102.
- Fredén, C. (red.) 1998: Berg och jord. *Sveriges Nationalatlas*. Andre opplag, 208 s.
- Fredén, C., Grånäs, K. & Svedlund, J.-O. 2005: Geoturistkartan Höga Kusten med Ulvöarna. *Sveriges Geologiska Undersökning. K1*.
- Fredén, C. & Grånäs, K. 2005: Geoturistkartan Skuleberget och Skuleskogen. *Sveriges Geologiska Undersökning. K2*.
- 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 I*. Almqvist & Wiksells boktryckeri AB. 412 s.
- Kleman, J., Hättestrand, C., Borgström, I. & Stroeven, A.P. 1997. Fennoscandian paleoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. *Journal of Glaciology 43*, s. 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*, s. 153-161.
- Kullman, L. & Kjällgren, L. 2000: A coherent Postglacial 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*, s. 419-424.
- Lagerbäck, R. 1988a: The Veiki moraines in northern Sweden – widespread evidence of an Early Weichselian deglaciation. *Boreas 17*, s. 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*, s. 439-468
- Lidmar-Bergström, K. 1998: Berggrundens ytformer. I (Fredén, red.) *Sveriges Nationalatlas, Berg och jord (andra utgåvan)*, s. 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)*, s. 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*, s. 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 (Fredén, red.) *Sveriges Nationalatlas, Berg och jord (andra utgåvan)*, s. 124-135.
- Lundqvist, J. & Robertsson, A.-M. 1998: Istider och mellanistider. I (Fredén, red.) *Sveriges Nationalatlas, Berg och jord (andra utgåvan)*, s. 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 1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Mannerfelt, C. 1945: Några glacialmorfologiska formler och deras vittnesbörd om inlandsisens

- avsmålningsmekanik 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. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 127, s. 169-178.
- Statens naturvårdsverk, 1975-82. Geomorfologiska kartblad över fjällområdena utgivna i SNVs PM-serie, nr. 539, 731, 32, 859, 1088, 1144, 1233, 1332-4, 1580.
- Sveriges geologiska undersökning 1985-2004: Jordarts-kartor utgivna i SGUs serie Ak, nr. 1-23, 25, 41, s. 43-47.
- Ulfstedt, A.-C. 1980: Isrecessionen i Västerbottens och södra Norrbottens fjälltrakter. *Stockholms universitet, Naturgeografiska institutjonen. Forskningsrapport* 43, 106 s.
- Finland**
- 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 deglasiatiostratigrafia. Summary: Deglaciation stratigraphy of Koillismaa and North Kainuu. *Geologi* 30 (6), s. 45-53.
- Andersen, B. G. & Mangerud, J. 1990: The last interglacial – glacial cycle in Fennoscandia. *Quaternary International* 3-4, s. 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: Interglasiaalikerrostuma Evijärvellä, Pohjanmaalla. *Geologi* 6, s. 65-71.
- Eronen, M. & Haila, H. 1981: The highest shore-line in the Baltic in Finland. *Striae* 14, s. 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, s. 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), s. 1605-1623.
- Hirvas, H. 1991: Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland Bulletin* 354.
- Hirvas & Niemelä 1986: Ryytimaa, Vimpeli. In M. Haavisto-Hyvärinen (ed.); 17th Nordiska geologmötet 1986. Excursion Guide, excursion C2. *Geological Survey of Finland Guide* 15, s. 47-50.
- Hyvärinen, H. 1971: Ilomantsi Ice Lake: a contribution to the Late Weichselian history of Eastern Finland. *Commentationes Physico-Mathematicae* 41, s. 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. and Saarnisto, M. 1995: Summary of Project IGPC-253. *Quaternary International* 28, s. 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: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Vol 1: Europe*. Amsterdam: Elsevier, s. 93-100.
- Nenonen, K. 1995: Pleistocene stratigraphy and reference 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, s. 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. and Ekman, I. 1995: Younger Dryas End moraines in Finland and NW Russia. *Quaternary International* 28, s. 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. In: Sandgren, P. (ed.) Environmental changes in Fennoscandia during the Late Quaternary. *LUNDQUA Report* 37, s. 26-31.
- Saarnisto, M. & Salonen, V.-P. 1995: *Glacial history of Finland. I: Ehlers, J., Kozarski, S. Gibbard, P.* (Eds), Glacial deposits in North-East Europe. A. A. Balkema, Rotterdam, s. 3-10.

- Saarnisto, M. and Saarinen 2001: Deglaciation Chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change* 31, s. 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, s. 711-714.

N

100 km

©Terje H. Borge 2003

NGU-Rapport 2007.024
Vedlegg 1

TEGNFORKLARING

5 Jordartsregioner med grenselinjer

★ 31 Ekskursjonslokalteter

Iseroderte trau på kontinentalsokkelen

