

JAN LUNDQVIST

ISAVSMÄLTNINGENS FÖRLOPP
I JÄMTLANDS LÄN

MED TRE PLANSCHER

Summary: Deglaciation of the the County of Jämtland, Central Sweden



STOCKHOLM 1973

JAN LUNDQVIST

ISAVSMÄLTNINGENS FÖRLOPP
I JÄMTLANDS LÄN

MED TRE PLANSCHER

Summary: Deglaciation of the the County of Jämtland, Central Sweden

STOCKHOLM 1973

ISBN 91-7158-021-2

Textkartorna är ur sekretessynpunkt för spridning godkända
i rikets allmänna kartverk 1973-03-29.

INNEHÅLL

Introduktion	5
Översikt av glacialgeologiska formelement etc.	6
Moränformer	6
Isälvsbildningar	8
Issjöar	11
Översikt över de yngsta isrörelserna	13
Deglaciationsförloppet i olika regioner	15
1. Södra – östra Härjedalen med Hogdals kommun	17
1.1. Issjöarna SO om Lillhärdal	17
1.2. Issjöområdet S om Härjåns övre lopp	24
1.3. Området S om Ljusnan nedströms Härjån	27
1.4. Hogdal O om Hoan – Ljusnan	28
1.5. Området mellan Härjån och Lofsen	30
1.6. Ljusnans och Råndens dalar samt angränsande trakter	35
1.7. Hoans dal med omgivning	42
1.8. Högländet mellan Ljusnan, Veman och Hoan	44
1.9. Klövsjöfjällen – Vemans övre vattenområde	48
2. Sydöstra Jämtland	51
2.1. Näktens dal och området SSV därom	52
2.2. Området kring Revsundssjön	54
2.3. Gimåns vattenområde nedströms Revsundssjön	58
3. Östra Jämtland	60
3.1. Området S om Indalsälven, O om Ismundsjön	60
3.2. Indalsälvens dalgång nedströms Lit	63
3.3. Östra Jämtland NO om Indalsälven	68
4. Centraljämtska issjöns område	70
Lervarvskronologi	70
4.1. Indalsälven – Medstuguåns vattenområde	75
4.2. Området kring Anjan – Juvuln – Kallsjön	82
4.3. Området mellan Oldfjällen och riksgränsen V därom	84
4.4. Området mellan Kallsjön och Landösjön	88
5. Norra delen av högländet från Oviksfjällen till riksgränsen V därom	93
5.1. Fjällranden mellan riksgränsen och Rekdalen	94
5.2. Häckrendalen och fjällen S därom	99
5.3. Högfjällsområdet kring Ljungans övre vattenområde	102
6. Västra och norra Härjedalen	104
6.1. Ljungan-issjöarnas område	104
6.2. Området kring Ljungan mellan Ljungan-issjöarna och Åsarna	111
6.3. Ljusnans dal och dess nordliga sidodalar	112
6.4. Västra Härjedalens dödisområde	121
7. Storsjöområdet	123
7.1. Dalgången från Storsjöns södra del till Rätanssjön	123
7.2. Storsjöbäcken	126
8. Norra Jämtland	133
8.1. Området Landösjön – Lit – Strömsund	134
8.2. Hotags-issjöarnas område	136
8.3. Området Hotagsfjällen – Flåsjön – Föllinge	139
8.4. Issjöområdet längs Faxälvens översta lopp	142
8.5. Området mellan Faxälven och Saxälven	145
8.6. Fjällområdet i Jämtlands nordspets	147

Principer för deglaciationsförloppet	151
Sammanfattning av länets regionala isavsmältning	151
Isrecession mot skilda centra	152
Recession från sista isdelaren	154
Samtidiga dödisar på skilda nivåer	156
Recessionens uppdelning i komponenter	157
Dödisavsnörning från islober	158
Samtidig lateral och subglacial dränering	159
Issjötyper	161
Sammanfattning av isavsmältningens kronologi	163
Synpunkter på glaciationsgränsens förskjutning	167
Summary: Deglaciation of the County of Jämtland, Central Sweden	170
Litteratur	185

ABSTRACT

The author gives an account of the outlines of the deglaciation of the County of Jämtland, based on observations made in connection with the mapping of the Quaternary deposits there (J. Lundqvist 1969). This paper should be considered complementary to the description of that map. It is recommended that the following text is read with the map available to get a view of the distribution of different deposits, and for identifying localities etc.

The deglaciation is outlined for the areas shown in Fig. 2 one by one. Finally some general features in the process are described. Also some aspects of the difficult dating problems and of the displacement of the glaciation limit are given.

Introduktion

1969 publicerades beskrivningen till jordartskartan över Jämtlands län (J. Lundqvist 1969). Kvartärgeologin inom detta län är utomordentligt komplicerad och en mängd iakttagelser hade gjorts, som bl. a. belyser isavsmältningens förloppet. Mängden av observationer var så stor, att av sådana som icke direkt rörde jordarterna och deras fördelning endast ett mindre urval kunde diskuteras i beskrivningen. För att inte densamma skulle bli alltför voluminös måste också de teoretiska resonemangen beträffande den kvartära utvecklingen inskränkas till ett minimum. Av dessa orsaker förutskickades i beskrivningen specialpublikationer, vari denna utveckling närmare skulle behandlas. En av dessa gällde de stora dragen av isavsmältningen.

Den föreliggande skildringen bygger således på iakttagelser från jordartskarteringen av länet. Endast smärre kompletteringar har utförts efter det att karteringen avslutades. Däremot har under karteringens gång en del tid ägnats åt företeelser, som icke hade omedelbar betydelse för jordartskartan, men som kunde tänkas ge bidrag till bilden av den kvartära utvecklingen.

I den äldre litteraturen har åtskilliga arbeten ägnats åt hithörande problem. Trots detta kan emellertid ämnet ingalunda anses uttömt. De äldre arbetena behandlar i regel endast begränsade regioner, och vad man framför allt saknar är sammanhangen mellan de olika områdena, dvs. förloppet i stort. Vid många av de äldre arbetena har bristen på tillförlitliga topografiska kartor varit ett betydande hinder och även medfört vissa feltolkningar. Denna brist är visserligen ännu ej avhjälpt men har i någon mån kompensrats av tillgången på goda flygbilder. Särskilt beträffande höjduppgifter kvarstår dock mycken osäkerhet. Att det trots detta ansetts motiverat att publicera den föreliggande översikten beror väsentligen på att det omfattande observationsmaterialet på så sätt kan komma till framtida nytta. Genom att det sätts in i sitt sammanhang och problemen därigenom får en översiktlig lösning, kan en uppfattning ges om var framtida undersökningar bäst bör sättas in. Sådana undersökningar bör utföras när moderna topografiska kartor föreligger och bör självfallet bedrivas efter andra, mer noggranna linjer än dem som följts för framställningen av en översiktlig jordartskarta.

Av anförda skäl blir den följande texten väsentligen resonerande. Beskrivningar av lokaler, jordarter etc. görs relativt obetydliga även av den orsaken att det ej är möjligt att här upprepa länsbeskrivningens omfattande skildring av dessa företeelser. Den som är intresserad av att närmare sätta sig in i resonemangens underlag måste därför hänvisas till länsbeskrivningen. Eftersom det gäller ett mycket stort område (50 000 km²), är det ej heller möjligt att på en karta redovisa alla de lokalamn som måste användas. I detta avseende hänvisas till länskartan eller Generalstabskartan. Det är att rekommendera att den följande texten läses med länskartan som stöd.

Någon sammanfattning av äldre arbeten skall här ej ges. Dessa refereras lämpligen i de regionala översikterna i det följande, där de kan sättas in i sitt rätta sammanhang.

Beträffande fältarbetena i övrigt samt material som erhållits från andra håll än genom karteringen hänvisas till förordet och metodikkapitlet i jordartskartans beskrivning. Härutöver vill jag till lektor Johannes Öster, Linköping, framföra mitt tack för tillstånd att publicera de uppgifter som här medtagits som fig. 26.

Översikt av glacialgeologiska formelement etc.

Den tolkning av deglaciationsförloppet, som framläggs i det följande, grundar sig på förekomsten av vissa karakteristiska glacialgeologiska formelement samt på jordarternas fördelning. Den sistnämnda framgår direkt av jordartskartan över länet och den därtill hörande beskrivningen (J. Lundqvist 1969) och skall därför ej rekapituleras här. Även för formelementen ifråga redogörs översiktligt i det nämnda arbetet, men där väsentligen ur jordartssynpunkt. Det innebär i viss mån ett annat betraktelsesätt än man måste anlägga, då det gäller betydelsen ur glacialgeologisk synpunkt. En kort översikt över de företeelser, som utnyttjats i här aktuellt sammanhang är därför nödvändig.

Inledningsvis må följande framhållas beträffande isens aktivitet, vilken ofta diskuteras i det följande. Inom en rörlig is kan tryckförhållandena uppdelas i två komponenter, nämligen en vertikal sådan orsakad av ismassans tyngd och en horisontell, som orsakas av nytillförseln av material i närområdet, av terrängens lutningsförhållanden eller helt enkelt av det plastiska utglidandet av en mäktig ismassa. Med dödis avses en is vari den horisontella komponenten förlorat sin betydelse. Smältvatten på och invid isen kommer därvid snart att söka sig ned mot isens botten enligt de principer som beskrivits av Glen (1954). Så länge en horisontell tryckkomponent föreligger kan denna i större utsträckning utgöra mottryck mot vattnet, varför issjöar och laterala vatten kan hållas uppdämda. En sådan is betecknas i det följande aktiv, oavsett orsaken till det horisontella trycket. Om detta orsakas av materialtillförsel från ett närområde betecknas isen klimatiskt aktiv. Om orsaken enbart ligger i isens eget tryck eller terrängförhållandena är isen klimatiskt död men dynamiskt aktiv.

MORÄNFORMER

Av väsentlig betydelse i detta sammanhang är alla former av moränbacklandskap. Det är alltså sådana moränlandskap som kännetecknas av starkt bruten yta med kullar, ryggar, dödisgropar etc. Det torde stå ganska klart, att en dylik morfologi kan uppkomma både subglacialt (Wahnschaffe 1909, Hoppe 1952, m. fl.) och i sprickor och hålrum i sönderfallande dödis (Tanner 1915, G. Lundqvist 1943, m. fl.). Medan tidigare främst den sistnämnda tolk-

ningen betonades i svensk litteratur, tenderar numera uppfattningen att svänga till förmån för en subglacial tolkning. Som framhölls i länsbeskrivningen betraktades ofta all småkuperad morän mer eller mindre urskillningslöst som dödismorän. Noggrannare studier har dock gett vid handen, att många av de dithörande detaljformerna måste ha bildats under isen, i vissa fall t. o. m. då denna ännu var rörlig. Ett gott exempel på denna ändring i betraktelsesättet utgör Rogenmoränen, vilken karakteriseras främst av rikliga, subparallella ryggar (se J. Lundqvist 1969 a).

De ovan i korthet anförda tolkningarna gäller moränen som sådan, dvs. uppkomsten av moräntäckets detaljformer. I här aktuellt sammanhang är en annan aspekt av frågan av större betydelse, nämligen morfologins indikationer på isavsmältningens typ, oavsett hur den eventuellt ursprungligen uppstått. Medan dödismoränbegreppet enligt det första betraktelsesättet sannolikt inte är särskilt omfattande, kan det ur isavsmältningssynpunkt bli betydligt mera vidsträckt. Som framhölls i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 66) är det nämligen sannolikt, att bevarandet av vissa subglacialt bildade former kräver dödismorän. Om nämligen den tunna, relativt styva randzonen av ett istäcke rör sig över terrängen ännu i det skede, då isen försvinner från platsen ifråga, är det sannolikt, att under isen bildade, bräckliga formelement utjämnas och förstörs.

Ett gott exempel även på detta är Rogenmoränen. Som tidigare framhållits (J. Lundqvist 1969 a, s. 30) kan man vänta sig, att dess höga, smala ryggar sträckta vinkelrätt mot isens rörelseriktning utjämnas då en iskant rör sig över dem. Enligt den i anförda arbete framlagda tolkningen av Rogenmoränen har denna bildats genom tension vid botten av den ännu rörliga isen i vissa lägen. Isens front i sig själv erbjuder emellertid ett visst motstånd mot isrörelsen, vilket medför, att tensionen närmare fronten ersätts av en viss kompression. Även bortsett från den rörliga isens avhyvlade effekt kommer därför de sprickanläggningar i isen, vilka är Rogenmoränens förutsättning, att tillslutas i närheten av isfronten.

Av sagda skäl kan de flesta typer av moränbacklandskap betraktas som dödismorän i så måtto att de visar, att isen på platsen vid avsmältningen bildade stagnerande massor. Det gäller alla typer av mer oregelbundna eller vinkelrätt mot isrörelsen orienterade moränbacklandskap. En viss osäkerhet råder dock på denna punkt (Soyez 1971, s. 80).

I den mån drumlinoida former överväger, blir backlandskapet mindre upplysande. De drumlinoida formerna kan nämligen förmodas bli bevarade även under en rörlig isfront. Enligt en allmän uppfattning (se t. ex. Ebers 1926, Hoppe 1951) är drumlins t. o. m. bildade under isens randzon. Denna fråga behandlas vidare under region 8 (se även J. Lundqvist 1970).

Vissa övergångsformer mellan oregelbundna moränbacklandskap och drumlins samt mellan Rogenmorän och drumlins (J. Lundqvist 1969, s. 59, typ 8

och 9) blir mot denna bakgrund föga upplysande ur isavsmältningssynpunkt. De sistnämnda formerna kan förmodas bli bevarade även under en rörlig isfront. De oregelbundna backlandskapen med drumlinoida inslag kan tänkas bildade på två olika sätt. En möjlighet är att de i sin helhet uppkommit subglacialt under rörlig is, ehuru drumlins blivit ofullständigt utbildade. Den andra möjligheten är, att endast de drumlinoida elementen bildats subglacialt, medan de mer oregelbundna formerna uppkommit först då isrörelsen stagnerat och istäcket börjat falla sönder. Dödisformer har då påpräglats det subglacialt bildade landskapet. Av dessa skäl bör stor försiktighet tillämpas vid tolkningen av dylika mellanformer. Andra kriterier på dödisavsmältning eller rörlig isfront måste finnas för att man skall kunna dra säkra slutsatser härvidlag.

Utöver dödismoränen finns vissa andra formelement som antyder dödisavsmältning. Det är de i länsbeskrivningen nämnda moränpyramiderna och isolerade dödisgrupparna. Emellertid har dessa typer liten betydelse. Båda kan sägas vara dödismoränlandskap i miniatyr. De visar endast, att isen helt lokalt avsmält som dödis. Strängt taget kan det vara fråga om endast smärre ispartier, t. o. m. enstaka isblock, som avsnörts från fronten.

Moränformer, som utgör direkt bevis för en väl definierad front av en aktiv is, är endast verkliga ändmoräner. Sådana är sällsynta i länet. Bortsett från bildningar av lokala småglaciärer finns ryggar av ändmoräntyp endast i två områden (Snasarna-Bunnerfjällen och Skäckerfjällen). I intetdera fallen är det dock bevisat, att det verkligen rör sig om ändmoräner. De aktuella ryggarna kan möjligen i stället utgöra sprickfyllnader, ehuru sannolikheten talar för, att de är bildade åtminstone i närheten av en sammanhängande, rörlig isfront.

ISÄLVSILDNINGAR

Isälvarnas avlagringar är av relativt begränsad betydelse för tolkningen av isavsmältningsförloppet. Sambandet mellan olika avlagringar kan ge bidrag till kännedomen därom, men avlagringarnas typ är mindre upplysande. Avlagringarna kan visserligen ganska klart uppdelas i sådana som bildats utanför, innanför resp. vid iskanten (se J. Lundqvist 1969, s. 70) men om förloppet vid avsmältningstillfället säger de mindre. Ett undantag utgör åsarnas utbildning, vilken kan ge viktiga bidrag till issjöfrågorna (se nedan). Vidare kan vissa marginala former (lateralterrasser, randåsar) ge upplysningar om istäckets aktivitet och israndens form i avsmältningsskedet. Beträffande dödisbildningar av isälvsediment gäller, att de visserligen antyder dödisavsmältning men att de i regel har så ringa utbredning, att de icke ger någon information om istäcket i stort. Det kan i de flesta fall röra sig om lokalt från isranden avsnörda dödispartier i en miljö, där isen luckrats upp av isälvarnas aktivitet.

En för tolkningen av isavsmältningsförloppet väsentlig betydelse har emellertid sandurfälten. Frödin (1925, 1954 a) ansåg att de väsentligen utgjorde

sediment från issjötappningar. Så kan emellertid inte vara fallet i den utsträckning, att förhållandet har principiell betydelse. De av Frödin anförda argumenten för ett dylikt samband visar sig, bl. a. vid studier av moderna flygbilder, icke hållbara. Ett fall, som Frödin (1954 a, s. 132) anförde som stöd för hypotesen, är Röjan-sandurn, som skulle ha bildats av dräneringen från Klövsjö-issjön. Som i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 362) framhållits saknas i detta område principiellt samband mellan issjön och sandurn. I andra fall, t. ex. Botvassel-issjön – Låddan-sandurn, utbreder sig sandurn icke, som Frödin (1954 a, s. 131) hävdade, där issjön tappats utan utanför dess normala avlopp. Sandurn härrör med säkerhet från ett skede innan issjön ännu utbildats, medan dennas sänka var isfylld. En med fältförhållandena bättre överensstämmande tolkning av sandurbildningen framlades i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 79). Enligt denna hypotes började sedimentackumuleringen redan lateralt och subglacialt i förhållande till istungor i resp. dalar. Därefter utgör huvuddelen av materialet en proximal, extramarginal ackumulation, som sedan byggts på och delvis omlagrats på längre avstånd från den vikande iskanten. Öppna issjöar har endast tillfälligtvis medverkat vid sandurbildningen. De har i regel tjänat som klarningsbäcken, vari materialet deponerats innan det kunnat föras ut över pasströsklarna och bilda sandurfält.

Isälvarnas *e r o s i o n s f o r m e r* är av större betydelse för tolkningen. Till sammans med vissa typer av avlagringar ger de information om dräneringsvägarna, varur bättre slutsatser kan dras om istäckets regionala utbredning än av enbart ackumulationsformerna. Vidare kan de direkt ge en uppfattning om israndens form och isytans lutning.

Skvalrännorna (se Mannerfelt 1945) är i sistnämnda hänseende viktiga. Dessa rännor, vilka anses vara i stort sett bildade invid iskanten, löper oftast svärmvis snett utför sluttningarna i kuperad terräng. En översikt över skvalrännornas olika utbildningsformer gavs i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 82). Därav framgår bl. a. följande fakta. Vanligast är dubbelsidiga rännor, vilka sannolikt icke utbildats strängt lateralt men dock i nära anslutning till iskanten. I stora drag kan åtminstone deras flackare delar utnyttjas för en rekonstruktion av iskantens förlopp. De strängt lateralt bildade, ensidiga rännorna ger säkrare upplysning därom, men de är å andra sidan tämligen ovanliga. I många områden finner man, att de översta rännorna i en sluttning är små och nästan strandlinjelika. På lägre nivå avlöses de av större, ofta brantare, dubbelsidiga rännor.

Skvalrännorna, vilka markerar en betydande ytlig dränering på och invid istäcket, anses tyda på en viss aktivitet hos isen (Mannerfelt 1945, s. 15; J. Lundqvist 1969, s. 83; Soyez 1971, s. 83). I varje fall torde ett visst mottryck mot vattnets benägenhet att söka sig ned under isen erfordras för att en längre tid vidmakthålla en sådan typ av dränering. Då rörelsen i ismassan helt stagnerar, kommer vattnet snart att via sprickor, glapprum mellan isen och dess

underlag etc. söka sig brant ned mot isens botten (jfr även Glen 1954). Den typ av dränering, som sålunda uppkommer, resulterar i brantare, ofta svagare utbildade erosionsformer, t. ex. av typ slukrännor (Mannerfelt 1945, s. 22). Skvalrännorna är vidare med all sannolikhet bildade nedanför firngränsen. Ovanför denna söker sig smältvattnet huvudsakligen fram på bred front genom snötäcket och särskilt i kontakten mellan detta och underliggande is (Ahlmann 1935, Mannerfelt 1938).

Skvalrännornas betydelse ur dateringssynpunkt har ofta diskuterats. I regel anses rännornas utbildning vara oberoende av eventuell årsrytm i istäckets hopsjunkning (se Schytt 1956, Wallén 1957). Penttilä (1963) har emellertid sammanfattat diskussionen om detta problem och kommit till den slutsatsen, att de minsta, ofta strandlinjelika rännorna sannolikt motsvarar en årsrytm, vilket dock ej gäller den vanliga typen av större rännor. Även beträffande de förstnämnda är dock indicierna för årsberoendet ej särskilt starka. Kontentan är därför, att några säkra slutsatser om isavsmältningens hastighet ej är möjliga på grundval av skvalrännorna.

Andra spår av den glacialfluviala dräneringen, som är upplysande i fråga om istäckets avsmältning, är främst sadelskåror (Mannerfelt 1945, s. 33) och överspolningsrännor (Hoppe 1950, s. 39; J. Lundqvist 1969, s. 84). Sadel-skåror är utbildade som ofta i berget nedskurna torrdalar över det högsta passet mellan två höjder. De börjar och slutar blint i en sluttning och visar därigenom, att is kvarlegat på båda sidor om passet, då detta frilades från is. För en sådan uppdelning av isen kring ett pass använde Mannerfelt (1945, s. 34) uttrycket "isen klövjar". Enligt Mannerfelt förutsätter sadelskårorens bildning en lutande isyta med stark ablation och belägen nedanför firngränsen. Enligt resonemanget beträffande skvalrännorna ovan kan man även förutsätta, att isen ännu var åtminstone svagt aktiv eller att i varje fall dess upplösning ej fortskridit alltför långt.

Överspolningsrännorna är torrdalar, som löper tvärs över en höjdrygg sträckt tvärs för riktningen av dräneringen ut ifrån isen. Rännornas utbildning vid sin början och slut ger viktiga upplysningar om issituationen på höjderna båda sidor vid tiden för rännornas bildning.

Tunneldalar (J. Lundqvist 1969, s. 81) eller subglaciala samlingsrännor (Mannerfelt 1945, s. 22) är stora erosionsdalar bildade under istäcket. De ger upplysning om dräneringsmekaniken i isen och därigenom i viss mån om istäckets utbredning i angränsande trakter.

Samtliga de nämnda erosionsformerna kan vara nedskurna i berget, varvid klippdalar med branta sidor uppkommit. I dessa fall används ibland helt allmänt begreppet kanjon. Motsvarande allmänna term för erosionsfåror, som är nedskurna endast i de lösa jordlagren, är torrdalar, vilket begrepp även används om ett mindre vattendrag i nutiden skulle råka följa samma bana.

ISSJÖAR

Förekomst av öppna, isdämda sjöar är av den största betydelse för utredningen av isavsmältningsförloppet. Redan en sådan förekomst i sig själv har stort såväl teoretiskt som praktiskt intresse och ur förstnämnda synpunkt kan därur viktiga slutsatser dras även beträffande istäckets utformning och aktivitet. Dessa problem har berörts i ett tidigare arbete (J. Lundqvist 1972), vari även här aktuella områden kortfattat diskuterats.

Isdämda sjöar kan teoretiskt ha uppkommit överallt där isens front retirerat från ett högre till ett lägre område samt kring i sänkor kvardröjande isrester. Det är emellertid inte alltid som verkliga öppna sjöar uppstått i dessa lägen. I vissa fall har motsvarande terrängavsnitt i sin helhet varit fyllda av stagnerande ismassor ända till det skede, då isen sönderfallit så mycket, att förutsättningar för dämning ej längre förelegat. Medan i den äldre litteraturen ofta antogs, att öppna issjöar haft mycket stor utbredning t. ex. mellan fjällkedjan och en österut vikande isfront (se t. ex. G. Andersson 1897, A. G. Högbom 1920), har man på senare tid kommit till den uppfattningen, att ifrågasvarande områden i stället intagits av död is (se t. ex. G. Lundqvist 1942, Holdar 1957, J. Lundqvist 1972). Ett tredje alternativ har framförts av Gjessing (1960), enligt vilket avsättningen av "issjösedimenten" skett subglacialt under ett sammanhängande istäcke. Denna hypotes har dock rönt stark kritik (se t. ex. Hoppe 1960) och då inga som helst belägg för en omfattande, över stora arealer utbredd subglacial sedimentation funnits vid jämtlandskararteringen, bortses i regel från denna möjlighet i det följande.

Det är alltså i huvudsak i denna fråga två alternativ som ställs mot varandra: Har i ett för isdämning gynnsamt läge öppet vatten eller död is existerat, då isen lämnade området? Kriterier för det ena eller andra alternativet är följande.

Mer eller mindre säkra indicier för att en öppen issjö skall ha existerat är främst djupbottensediment samt subakvatiskt bildade åsar. Mer osäkra belägg utgör strandlinjer. Om s e d i m e n t e n uppträder utbredda över större arealer och är av samma typ som sådana som avsatts nedanför HK betraktas de som helt säkra belägg. Uppträder de däremot fläckvis och då i betydande mäktighet ger de i stället snarare belägg för död is, i vars sprickor och hålrum även lugnvattensediment kan ha avsatts. Där man finner starkt störda lagringar samt inlagringar eller pålagring av sten och moränartat material, kan man anta subglacial bildning, men sediment av denna typ förekommer ytterligare sporadiskt.

Där å s a r n a är av normal subakvatisk typ (J. Lundqvist 1969, s. 74), dvs. visar den för dylika åsar typiska skiktningen, är uppdelade i skilda centra, samt såväl uppåt som i sidled övergår i finkorniga sediment, kan de också tas som säkra belägg för öppet vatten. Framför allt sistnämnda faktum är utslagsgivande. De supraakvatiska åsarna, subglacialt, englacialt eller subaëritt bil-

dade, visar aldrig denna övergång till finkorniga sediment. Deras lagring skiljer sig också ofta klart från den subakvatiska typens.

Strandlinjer kan ha uppkommit även i mycket smala marginal- och nunataksjöar och är därför i sig själva inga säkra belägg för öppet vatten. En erfarenhet från länskarteringen är f. ö., att de bäst utbildade strandlinjerna förekommer i lägen där det är rimligt att anta, att issjöarna i form av mycket smala vikar kilat ut kring en istunga eller eljest utgjort mycket obetydliga marginalvatten. Kanske har en viss strömning i vattnet eller den invid isen sterila miljön med kraftig jordflyktning förklara de väl utbildade strandlinjerna. Strandlinjerna måste därför utnyttjas med en viss försiktighet. De bör bedömas i kombination med förekomster på lägre nivå av djupbottensediment eller dödismorän.

Som framhölls i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 156) utgör erosionsdalar, vilka tolkas som issjöavlopp, icke något belägg för existens av öppna issjöar. Sådana dalar kan lika väl ha bildats subglacialt eller extramarginalt utan samband med issjöar. Ej heller tyder rikliga sediment utanför en sådan dal på att öppet vatten skulle ha funnits uppströms dalen vilket hävdats av G. Frödin (1925). Sådant vatten måste snarast ha tjänstgjort som klaringsbäcken och minskat sedimentmängden utanför avloppet. Om issjöns yta ej varit alltför obetydlig, motsvarar sedimentmängden utanför avloppet på sin höjd det i avloppet självt borteroderade materialet.

Indicier för att en öppen issjö icke existerat är lateralterrasser, dödismorän, subglaciala åsar samt platålera. Lateralterrasser är uppbyggda omedelbart invid en iskant och visar därför direkt, att i det skede då de bildades något öppet vatten ej fanns. I realiteten är dock skillnaden mellan lateralterrasser och strandbildningar ej så klar. Ätminstone utan tillgång på stora skärningar kan det vara svårt att avgöra en sådan bildnings rätta natur. Denna kontinuerliga övergång gäller såväl teoretiskt, med hänsyn till uppkomstsättet, som praktiskt, med avseende på material och skiktning.

Dödismorän i egentlig bemärkelse torde vara ett säkert belägg för dödisavsmältning och sålunda tala emot existensen av öppet vatten. Härvidlag gäller dock den ovan anförda osäkerheten i moränbacklandskapens tolkning. Ett "dödisbetonat" landskap kan ofta vara bildat subglacialt, på ett tidigare stadium. I den mån formerna är sådana, att de icke förstörs invid kanten av en rörlig is, kan även ett sådant landskap tänkas ha genomgått ett issjöstadium. Teoretiskt kan även en verklig dödiskropp ersättas av en issjö, men i regel innebär troligen dödisavsmältningen att istäcket upplöses så mycket, att någon väsentlig dämning ej längre kan ske, då dödismassan smält bort.

Subglacialt bildade åsar är, i den mån de utgör den enda åstypen i ett område, ett indicium mot issjöar. Emellertid är indiciet svagt. Subglaciala åsar kan bildas under istäcket även i ett område som senare, då isen smält bort, intas av en issjö.

Platålera (Westergård 1906), dvs. oftast rätt tunna lager av glacial lera som anträffas uppe på moränbacklandskapens kullar (fig. 34) och subglaciala åsar men icke i mellanliggande sänkor, är ett säkert indicium på död-isavsmältning. Dödismassor har förhindrat sedimentation i terrängens sänkor.

Översikt över de yngsta isrörelserna

En redogörelse för de isrörelser som berört de aktuella områdena är väsentlig för förståelsen av isavsmältningsförloppet. Den kan dock inskränkas till att omfatta de yngsta rörelserna (se fig. 1). Översikten är ett kort sammandrag av motsvarande skildring i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 151–156). Det måste beaktas, att de olika rörelsemomenten skildras helt utan anknytning till avsmältningens gång och eventuella isfronter.

De sista regionalt mer omfattande isrörelserna över Jämtlands norra hälft utgick från ett isdelarläge i nord-syd över Jämtlands nordligaste del till trakten av Munsfjället. Från denna zon rörde sig isen mot SO resp. SV och S. Motsvarande rörelser i isen kan i form av räfflor spåras till en ungefärlig linje från Sösjöfjällen i NV över Storsjöbäcken och Hammerdalstrakten till Flåsjön i NO. Då dessa rörelser avtog, kunde rörelser från lokala centra i vissa begränsade områden ta överhand. Ett svagt utbildat sådant centrum torde ha varit beläget över Faxälvens dal N om Munsfjället. Isrörelsen från detta centrum sammanföll delvis med den ovannämnda, från den ännu sammanhängande isdelaren utgående. I området mellan Storsjouten och Ströms Vattudal hade den dock en klart avvikande riktning mot ONO, varav spåren är tydliga. Någon isrörelse mot NV, dvs. motsatt mot den från den sammanhängande isdelaren utgående, har dock detta lokala centrum ej förmått ge upphov till. På nordvästsidan av centret motverkades möjligheterna till en sådan isrörelse av rörelsen från nästa lokala centrum, beläget över fjällområdet kring och V om riksgränsen i Jämtlands nordligaste del, N om Kvarnbergsvattnet. Eventuellt kan detta centrum istället uppfattas som det sista stadiet av den sammanhängande isdelaren. Rörelsen därifrån hade inom nordligaste Jämtland en riktning från NV. Inom länets allra nordligaste del, platån kring Gellvernokko–Sippmikkfjället, finns en antydning till ett mindre, helt lokalt centrum. Svaga spår av en isutströmning åt såväl N–NO som S–SV från detta område kan skönjas.

I östra Jämtland, O om den ovannämnda gränslinjen, har isrörelsen under hela nedisningen, således även i slutskedet, varit riktad mot SO. SO-trenden var tydligast längst i öster. Mot Centraljämtland var den alltmer nord-sydlig, för att S om Storsjöbäcken i stort sett sammanfalla med den förut beskrivna rörelseriktningen från isdelaren över norra Jämtland.

I västra Jämtland, V om den ovannämnda gränslinjen, var den sista isrörelsen, liksom även de äldre, i stort riktad mot V. Den var dock kraftigt



Fig. 1. De yngsta isrörelserna över Jämtlands län. Den äldsta av dessa markeras med ofyllda pilar, därefter följer de streckade, så de grova svarta. Yngst är de med tunna svarta pilar markerade. Skuggade ytor markerar isdelarområden, av vilka M 3 är äldst. Därefter följer N 1 och yngst är N 2. Från J. Lundqvist 1969, fig. 80.

Youngest ice movements over the area in question. Open arrows show the oldest movements, then follow the hatched, the coarse black and finally the thin black arrows. Shaded zones are ice divides, of which M 3 is oldest, N 2 youngest.

divergerande, i norr över Torröjentrakten riktad mot NV och kring Åredalen mot SV. Inom den sistnämnda sänkan vred den sista rörelsen allt mer in mot fjällområdet S därom.

Över sistnämnda fjällområde rörde sig isen under hela nedisningens huvuddel mot N à NV. Detta gällde även den yngsta rörelsen, vilken alltså var riktad snett mot isrörelsen nere i Åredalen. Den sista isrörelsen över sagda fjällområde utgick från en diffust utbildad isdelarzon över västra Härjedalen. Denna sträckte sig från länsgränsen kring Storfjäten mot Mittåns nedre lopp. I västligaste Härjedalen, V om zonen, rörde sig isen alltså mot VNV, vilket torde ha gällt nedisningens slutskede lika väl som hela dess huvuddel. O om isdelarzonen var isrörelsen riktad mot SO och starkt divergent, i N riktad mot öster, i SV mot söder.

Inom området för denna SO-gående isutströmning tycks ett lokalt centrum av samma typ som Nordjämtdlands ha varit utbildat i trakten av Sånfjället. Allra yngsta, svaga rörelser mot norr N om detta centrum och mot sydväst S därom finns belagda med räfflor. Dessa rörelser tog alltså lokalt överhand över den samtidiga rörelsen från isdelaren V om centret.

Som framgått av det föregående var i det sista skede, då ännu sammanhängande isdelare existerade, isdelaren uppdelad på en nordlig del över norra Jämtland och en sydlig över västra Härjedalen. Mellan dessa båda isdelarområden befinner sig Storsjöbäckenet. Inom detta synes ett mera utbrett, lokalt iscentrum ha varit aktivt. De yngsta rörelserna från isdelaren i Härjedalen tycks ej ha påverkat Storsjöområdet. Rörelserna från isdelaren i norr kan visserligen spåras ned över Storsjön, men har i ett senare skede avlösts av svagare rörelser, som strålat ut mer eller mindre radiellt från Storsjöbäckenet. Det måste ha inträffat i ett sent skede av nedisningen, ty dessa svaga rörelser kan spåras mot NV som submarginalt bildade räfflor, som böjer av in emot höjdområdena. En sådan avböjning vore knappast möjlig om inte en iskant legat an mot höjderna, mot vilken isens rörelse avlänkats (jfr J. Lundqvist 1964). Som framhölls i länsbeskrivningen är det dock troligt, att Storsjöbäckenets yngsta isrörelser var endast dynamiskt, ej klimatiskt betingade.

Slutligen må framhållas att allra yngsta, helt lokala isrörelser spåras i anslutning till lägen, där man finner de nutida glaciärerna eller där i sen- eller postglacial tid lokalglaciärer funnits.

Deglaciationsförloppet i olika regioner

Isavsmältningen och issjöutvecklingen skildras lämpligen regionvis, med områden med likartad avsmältningsmekanism tagna tillsammans. Grovindelingen i det följande ansluter sig till den mycket kortfattade översikten i länsbeskrivningen. För att framställningen skall bli begriplig skildras emellertid utvecklingen inom varje region uppdelad på vissa smärre avsnitt som berör särskilt



karaktäristiska områden. Denna indelning framgår av fig. 2. För att ge en erforderlig uppfattning om de topografiska förhållandena i länet bifogas som pl. 1 höjdkartan från länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969).

Vad beträffar jordarternas utbredning, till vilken ofta refereras, hänvisas generellt till länskartan och dess beskrivning (J. Lundqvist 1969).

1. SÖDRA-ÖSTRA HÄRJEDALEN MED HOGDALS KOMMUN

I denna region innefattas hela området mellan den yngsta isdelaren i V och länsgränsen S om dennas skärning med Ljungan, dvs. i stort sett området O om en linje Sörvattnet – Hede – Håsjön – Råtan – Handsjön i Ljungan. Allmänt kännetecknas denna region ur glacialgeologisk synpunkt av rikliga spår efter issjöar, rikligt med skvalrännor och andra spår av den glacialfluviala dräneringen, stora sandurfält och ringa utbredning av typisk dödismorän. För de yngsta isrörelserna över området hänvisas till fig. 1.

1.1. Issjöarna SO om Lillhärdal

Ett av de delområden i regionen, som vore tacksammast för en detaljstudie av isavsmältningens förlopp, torde vara issjöområdet mellan Lillhärdal och länsgränsen S-SO därom. Måktiga issjösediment täcker där dalbottnarna. Strandlinjer och avlopp är relativt väl utbildade. En översiktlig undersökning gjordes i samband med länskarteringen men den lider tyvärr av brister, vilket gör att endast de stora dragen i utvecklingen här kan skisseras. För avvägningen av nivåerna har genomgående enbart använts Paulineroid. Mycket noggranna kontroller och stödvägning gör dock, att de angivna värdena kan antas vara riktiga på ca 3 m när, vilket i föreliggande sammanhang kan anses tillfyllest. Allvarligare fel kan orsakas av att de höjdvärden på Generalstabskartan, vilka använts som utgångsvärden, sannolikt ej är helt korrekta. I vissa fall har dock nya värden erhållits från rikets allmänna kartverk, varigenom resultaten kunnat korrigeras. Dessa värden erhöles först då länskartan med tillhörande planscher låg under tryckning, varför de i texten nedan angivna värdena ibland skiljer sig från dem som uppgivits på issjökartan i länsbeskrivningen, här medtagen som plansch 2.

Allmänt gäller om issjösedimenten i området att de har en ganska kuperad yta men visar en lugn skiktning av grovmo och finmo, i de ytligare delarna mer sand. Förhållandet antyder sedimentation i lugnt vatten men samtidigt förekomst av kvardröjande, delvis i sedimenten inbäddade isblock. Strandlinjerna är ofta utbildade som tydliga svallzoner. Dessutom finner man på flackare ytor en annan karaktäristisk form, nämligen horisontella, bredare zoner med rikligt med blocksänkor och likartade blockanhopningar. Dessa är säkert

Fig. 2. Den regionala indelning som tillämpas i det följande.

Regional division.

inte utbildade enbart genom svallning, utan torde ha uppkommit genom frostskjutning inom en rensplad strandzon i likhet med vad fallet är vid många nutida vatten i Norrlands inland.

De högst belägna spåren av issjöar i området finner man i Gönans dal upp mot Gönkroken på en nivå av drygt 530 m ö. h. (fig. 4). Väl utbildade spolningsfenomen av strandtyp har avvägs till 530 à 531 m på flera ställen kring Gönkroken. Denna nivå ligger tydligt över vattendelaren i dalen mellan Gönan och Oreälven SO därom. Den lägsta passnivån ligger 524 à 525 m ö. h. Emellertid kännetecknas passområdet i dalen av småkuperade dödisformer och åsnät av subglacial typ. Ovanför dessa finns spolningszoner i form av väl utbildade, ensidiga rännor på dalens östra sida. De når upp till en nivå av 533 m, vilket väl stämmer med strandnivåerna längre norrut.

Det är att märka, att man ovanför strandlinjerna finner andra spolningsfenomen, nämligen mot söder lutande skvalrännor. Mot norr tycks rännorna få en allt brantare lutning. Rännorna torde markera dräneringen kring en istunga i dalen innan en öppen issjö utbildades. Dräneringens basnivå var bestämd av anhopningen av dödis, morän och glacifluviala sediment kring passområdet ännu efter det att istungan i dalen sjunkit ihop så mycket, att en öppen issjö började utbildas. Detta stadium, Gönan-issjöns första stadium, ägde bestånd medan den egentliga iskanten retirerade ett gott stycke mot norr. O om Näcktjärnstugan återfinns nämligen samma nivå, 534 m, som

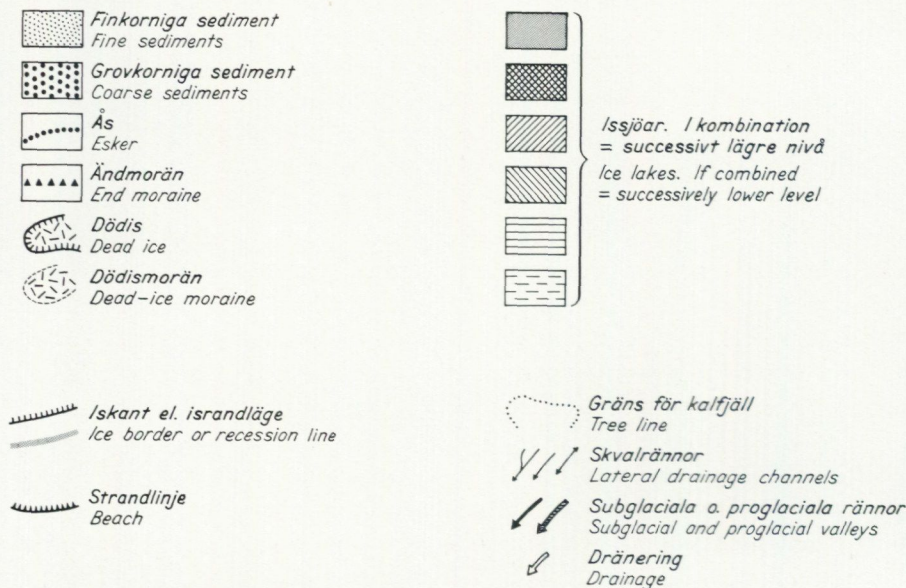


Fig. 3. Teckenförklaring till de följande områdeskartorna.

Legend to the maps in the following.

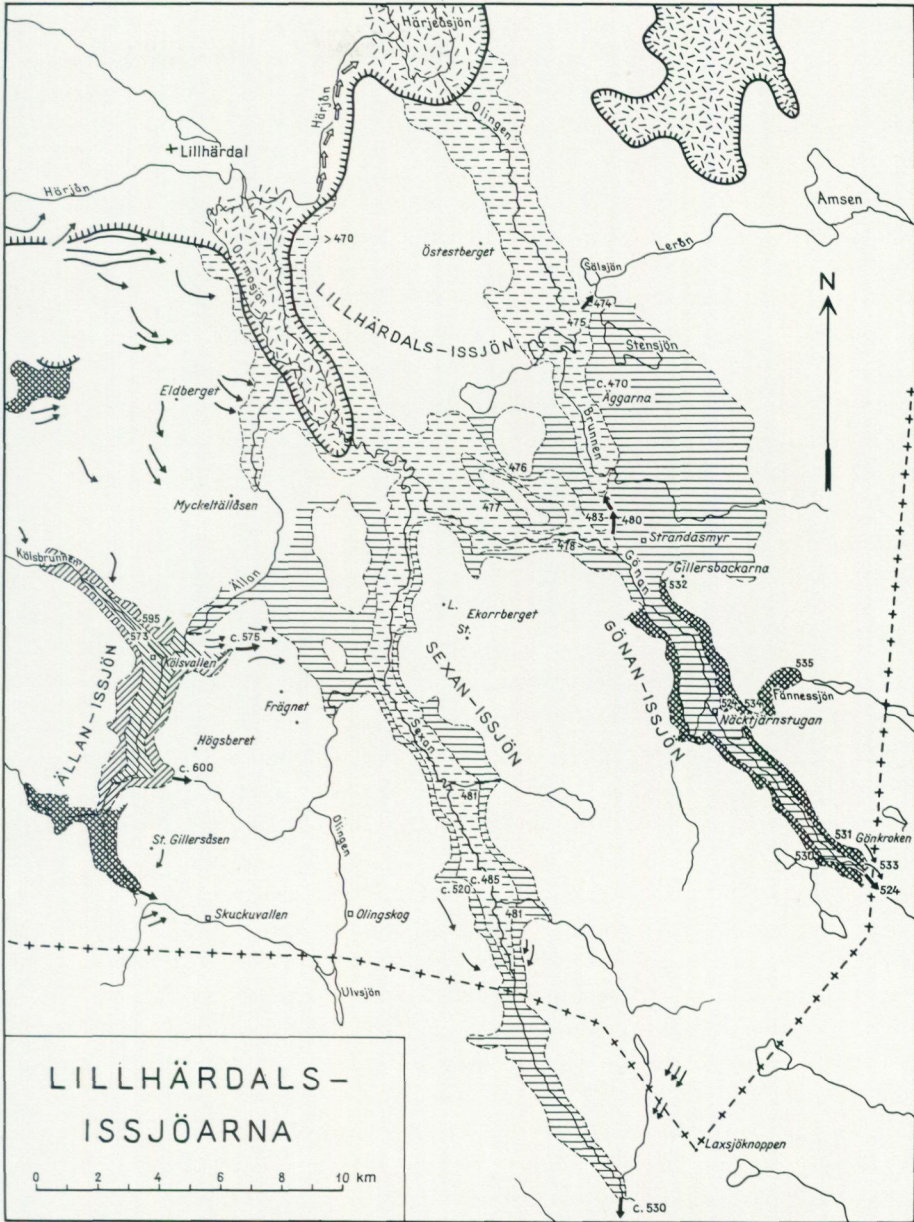


Fig. 4. Skiss över Lillhärdals-issjöarna med iskanten schematiskt inlagd för det sista issjöstadiet. Att märka är att beteckningarna på issjöarna avser den helt lokala åldersföljden och ej innebär en korrelation från område till område. Teckenförklaring se fig. 3.

Sketch map of the Lillhärdal Ice Lakes (area 1.1) with a hypothetical ice front corresponding to the last ice-lake stage. The signs of the ice lakes show the local chronology, only and do not imply a further correlation. Legend in Fig. 3.

gränsen mellan utkilande sediment och morän. Kring Fännessjön O därom syns nivån som en tämligen tydlig strandlinje av urspolad morän samt anhopning av blocksänkor. Nivån är där 535 m ö. h. Ännu på nordsidan av Gillersbackarna, dvs. ca 12 km N om passpunkten, ser man tydliga blockzoner och blockterrasser på en nivå mellan 527 och 535 m ö. h. Vid ca 532 m slutar där också torrdalar av en typ som måste bildats extramarginalt och ovanför en vattenyta.

När den retirerande randen av den sammanhängande isen nådde längre norr om Gillersbackarna, torde avsmältningen i passområdet mot SO och inom issjöområdet ha fortgått så långt, att avloppet kunde sänkas till den lägsta möjliga nivån, 524 à 525 m ö. h., i passet mot Oreälven. Över den lägsta passpunkten löper där två väl utbildade, tvärsidiga torrdalar med botten av urspolat, rundat blockmaterial. Sänkningen till denna nivå torde ha gått ganska snabbt, dock icke momentant. Mellan nivåerna 524 och 533 m finns nämligen flera spolningszoner och mer eller mindre väl utbildade rännor. Några motsvarande strandbildningar inom issjöns område har dock inte iakttagits.

524 m-nivån, Gönan-issjöns andra stadium, representeras av tydliga strandbildningar nedanför 533 m-nivån och av samma typ som dessa. Sådana strandbildningar har avvägs både V om Gönkroken, vid Näcktjärnstugan och N om Gillersbackarna. Längre norrut saknas strandlinjer motsvarande 524 m-nivån. Det är dock betecknande, att åsen Äggarna 4–7 km N om Gillersbackarna, vilken är av klart subakvatisk typ, når upp till 513 à 516 m, över vilken nivå endast en mindre toppkulle höjer sig.

Då isranden försköts ytterligare mot norr, öppnades ett lägre avlopp genom Leråns dal via Amsen till Voxnans dal i öster. Detta är det lägsta passet mellan Härjån–Olingen–Brunnen–Gönans dal och Voxnans vattenområde S om Härjåns nedre lopp mot Ljusnan. Vattendelaren mot Leråns dal har formen av en moränbarriär utmed Olingen mellan Sälsjön och Stensjön. Över moränen löper talrika svackor i O–V, vilka kan ha tjänat som tillfälliga issjöavlopp. Nivån växlar mellan 480 och 490 m ö. h. och högre. En tydlig strandlinje, som eventuellt motsvarar ett sådant temporärt avlopp, har observerats på 481 m invid Östestberget rakt V om Leråns dal. Snart nog torde genom iskantens recession eller isens allmänna upplösning avlopp över passområdets lägsta del ha öppnats. Flera svackor i O–V på ca 474 m utgör flacka rännor från Olingens dal mot Sälsjön. På deras botten ser man ofta frispolade block, klapper, små strömyrskar o. dyl. Det är tydligt, att en betydande dränering där gått fram.

Det så uppkomna issjöstadiet, vilket av skäl som nedan anförs kan benämnas den egentliga Lillhårdals-issjön, har i Olingen–Brunnens dal belagts med strandlinjeobservationer å 475 m kring Stensjöns norra del samt av en tydlig morfologisk gräns i Äggarna S om Stensjön. Ovanför en nivå av ca 470 m visar åsen kamemorfologi med långsgående ryggar och gravar. Nedanför denna nivå är formerna helt utjämnade.

Det är att märka, att endast i området N om Strandasmыр, dvs. Brunnens och Olingens vattenområde, issjön kunde sänkas till den nämnda 474 m-nivån. Vattendelaren mellan Gönan och Brunnen vid Strandasmыр ligger på 480 à 483 m ö. h. S om denna passpunkt blev därför en del av issjön kvar på en nivå, som motsvarar vattendelarens. Gönans dal S om Strandasmыр torrlades visserligen helt, men dalens nedre del, V om Strandasmыр, intogs ännu av 483 m-sjön. Denna avlopp via Brunnens dal mot Leråns markeras av en torrdal med frispolade hållar och block mot NO ca 1,5 km NV om Strandasmыр. Issjöns areal inom Gönans dal var obetydlig. Däremot hade den, som visas nedan, mot V förbindelse med en avsevärt större vattenmassa i Sexans dal.

I Sexans dal inom länet når issjösedimenten upp till en nivå, som ej kunnat bestämmas exakt men som ligger avsevärt över 500 m ö. h. Det är sannolikt, att nivån bestäms av vattendelaren mellan Sexan och Ämän SV om Laxsjöknoppen, vilken enligt Generalstabskartan ligger 530 à 540 m ö. h. Dessa sediment är avsatta i ett första stadium av Sexan-issjön. Även på nivåer som klart överstiger denna finns sediment i Sexans dal, men då i anslutning till skvalrännor eller andra torrdalar, vars läge bestäms av en istunga i dalen. På lägre nivå finns flerstädes i dalen O om Olingskog tydliga strandmärken, som måste tillhöra ett andra stadium av Sexan-issjön. På grund av osäkerhet i utgångsvärdena har nivån ej fastlagts exakt, men den förefaller ligga ganska konstant kring 485 m ö. h. Det första stadiet av issjön måste ha sträckt sig norrut till Sexans sammanflöde med Gönan. Invid detta höjer sig den i issjön avsatta, klart subakvatiska åsen ca 60 m över dalbotten, dvs. till ca 500 m ö. h. Till denna höjd kan åsen knappast ha byggts upp om issjön redan sänkts till 485 m-nivån vid tiden för dess bildning.

Belägg för att stadium 1 icke nått upp mot trakten av Orrmosjön utgör vidsträckt glaciälviala sediment, som sträcker sig längs östra sidan av Myckeltällåsen-Eldberget och vidare mot Härjåns dal i norr. Dessa sediment har klart samband med betydande torrdalar och kanjonbildningar, vilka måste ha utbildats invid, eller i varje fall varit betingade av närvaron av, en islob från NV över Lillhärddal ned i Orrmosjöns bäcken. Torrdalarna och sedimenten tycks genomgående upphöra vid en nivå, som ligger klart under 500 m ö. h. Följaktligen måste, då isloben till utsträckningen mot söder ungefär sammanföll med Orrmosjön, Sexan-issjön övergått i stadium 2. Den enda möjliga dräneringsvägen ut från dalen i området S om Lillhärddal är via Gönans nedre dal och det ovan beskrivna avloppet mot Brunnen-Lerån. Strandlinjernas och passets nivå stämmer väl med detta förhållande. Det är alltså tämligen klart, att isen i Sexans dal hade formen av en lob med väl definierad front. Då fronten passerade Ekorrborgets nordände i vinkeln mellan Gönans och Sexans dalar sänktes issjöns första stadium genom en tappning via Leråns dal.

Det förefaller som om stadium 2 varit bestående en relativt lång tid, ty strandbildningar, som möjligen härrör från detsamma, finns ända upp mot

Lillhärdal. Dessa bildningar tycks visserligen ligga något för lågt (475–480 m ö. h.), men detta kan bero på osäkerhet i mätvärdena. Vidsträckta sedimentplan på Orrmosjöns östra sida når upp över 470 m och visar klart, att motsvarande issjöyta måste stått något högre. En annan tänkbar förklaring till den bristande överensstämmelsen är följande. En nivå omkring 475 m sammanfaller väl med den pasströskel mellan Olingen och Lerån, över vilken issjön i Olingens dal dränerades. Det är därför ej orimligt att anta, att 475 m-nivån utbildats först då isranden retirerat ytterligare mot norr, förbi Lillhärdal, så att förbindelsen mellan Orrmosjöns sänka och Olingens dal via Härjeåsjön öppnades. Eventuellt kan ett subglacialt avlopp genom Härjåns nutida dal mellan Orrmosjön och Härjeåsjön ha medfört, att vattenytan i Orrmosjön–Sexans dal sänktes redan tidigare.

En mekanism, som i viss mån är en kombination av sistnämnda båda alternativ, kan mot bakgrund av utvecklingen N om Lillhärdal skisseras så. Den tendens till avsnörning av dödisar från den aktiva isfronten, som förekommer N om Härjeån (område 1.5), började göra sig gällande redan då isfronten låg i Orrmosjöns sänka. I sagda läge kan den förmodas ha accentuerats av subglacial dränering genom Härjåns dal V om Lillhärdal. Härigenom avsnördes i Orrmosjöns sänka en dödiskropp, vilken alltså låg kvar ännu då en mer eller mindre öppen förbindelse N därom mot Härjån existerade. En dylik ispropp kan förklara avsaknaden av mäktiga issjösediment där i kontrast mot Sexans dal, samt sedimentens terrassartade och delvis iskontaktbetonade (J. Lundqvist 1969, s. 377) uppbyggnad kring Orrmosjön. Kalixpinnmo, vilken kan uppfattas som ett mellanting mellan dödismorän och issjösediment (a.a., s. 57), tycks där vara vanlig.

Utmed såväl Sexans som övriga i det föregående skildrade dalar kan ibland små, lokala marginalsjöar ha varit uppdämda, vilka vid isfrontens recession tappades ned i huvudissjöarna. Att närmare reda ut dessa förlopp har ej varit möjligt. Utvecklingen av de större sidoissjöarna i Ällans m. fl. dalar – Ällan-issjöns olika stadier – kan dock i grova drag skisseras. Redan i översta delen av Ällans dal mot Skuckuvallen fanns med all sannolikhet en mindre issjö dämd, som dränerades över vattendelaren vid vallen mot Ulvsjön SO därom. Nivån har ej bestämts men måste ligga mellan 600 och 650 m ö. h. Då isfronten retirerade norrut nedför Ällans dal, öppnades nya avloppsvägar mot öster. Sannolikt gick dräneringen någon tid via passet mellan Högsberget och St. Gillersåsen S därom (passnivå ca 600 m ö. h.) över Olingskogstrakten mot Sexans dal. Torrdalar samt eljest svårförklarliga glacialfluviala sediment mellan Sexan och Olingskog ger ett visst belägg för påståendet. Då iskanten passerade nordsidan av Frägnat, gick avloppet en tid genom någon av de markerade torrdalarna där till Sexans dal. Vid en ytterligare, troligen stegvis, sänkning förenades issjön i Ällans nedre dal med Sexan-issjön vid dennas högsta nivå. Markerade strandbildningar tillhörande Ällan-issjön har ej anträffats, men

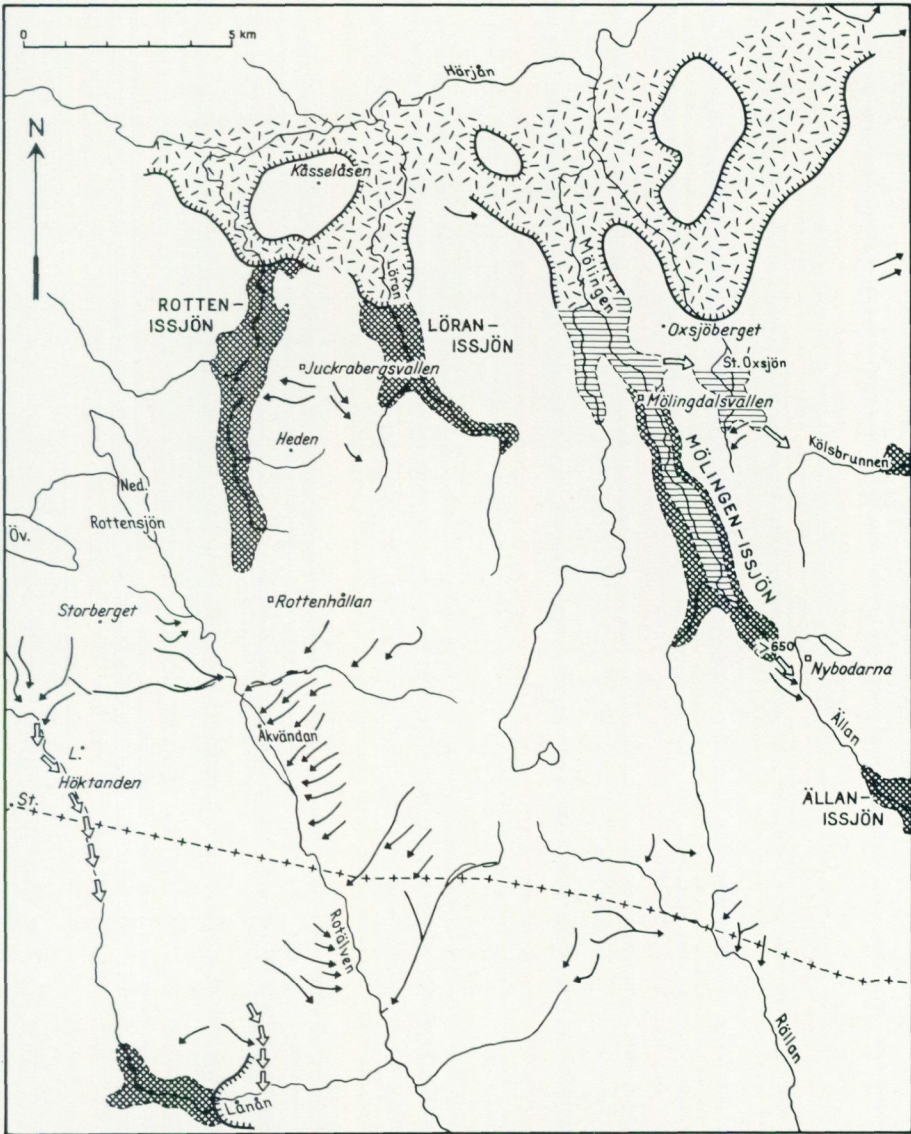


Fig. 5. De västra Lillhärdals-issjöarna visade i analogi med de östra, fig. 4.

The western Lillhärdal Ice Lakes (area 1.2) shown in the same way as the eastern ones in Fig. 4.

sedimentplan kring Kölsvallen motsvarar approximativt de nämnda nivåerna. Isälvsvlagringar utmed Kölsbrunnen förefaller att vara nivåbestämda av de ovannämnda pasströsklarna. De bäst utbildade planen i de mot SO sluttande, terrassformade isälvsvlagringarna har uppmätts till ca 595 resp. 573 m ö. h.

Dessa båda nivåer motsvarar i det närmaste exakt Generalstabskartans höjdvärden för det ovannämnda avloppet mot Sexan. Det är givetvis ett svagt indicium, då observationsmaterialet är litet, men värdena talar i alla händelser inte emot den anförda tolkningen.

1.2. Issjöområdet S om Härjåns övre lopp

I området V om det ovan beskrivna och S om Härjån mellan Lillhärdalet och åkröken vid Lövnäsudden är spåren efter mindre issjöar talrika. I ett par dalgångar har sediment en mer vidsträckt utbredning och där har schematiskt markerats ett par issjöar på pl. 2. Dessa har ej närmare utretts men förloppet kan skisseras sålunda (se fig. 5).

Mölingen-issjön började utbildas då vattendelaren mellan Mölingen och Ällan vid Nybodarna frilagts från is. Moiga issjösediment har stor utbredning kring Mölingens övre lopp och utgör bevis för en issjö på en nivå mellan 650 och 700 m ö. h. Dess avlopp gick över passet mot Ällan till Ällan-issjön, dvs. samma väg som den subglaciala dräneringen gått. Då isranden retirerat mot norr förbi Mölingdalsudden, öppnades ett nytt avlopp mot öster genom Kölsbrunnens dal. Issjön sänktes till en nivå, som kan uppskattas till i runt tal 620 m ö. h. En mindre dämning, markerad av utbredda issjösediment, måste ha existerat i St. Oxsjöns bäcken mellan Mölingen och Kölsbrunnen. Sambandet mellan denna och Mölingen-issjöns andra stadium är inte klarlagt, då tillförlitliga höjduppgifter från området saknas. Eventuellt har denna "Oxsjö-issjö" varit förenad med Mölingen-issjön, eventuellt har avloppet från den sistnämnda passerat den på lägre nivå belägna Oxsjö-issjön.

N om Oxsjöberget blir sedimenten i Mölingens dal mer sporadiska och får i viss mån glacifluvial karaktär. Det är sannolikt, att då isens front tunnades ut och började upplösas, dödis med mellanliggande mindre dämningar kom att inta Mölingens och andra mot norr dränerade dalar. Relativt snart kunde dessa vatten söka sig subglaciala utlopp under den i upplösning stadda isen i Härjåns dal (se vidare 1.6).

Rotten-issjön intog på motsvarande sätt den mot norr dränerade förlängningen av Rotälvens dal. Genom myrlandet på 580 à 590 m ö. h. vid Rottenhållan hade issjön sitt avlopp mot söder genom Rotälvens dal. Förhållandena kring och S om denna issjö antyder, att isfronten där var relativt sammanhängande och väl definierad. Ett system av dalar, som i princip är torrdalar ehuru ofta utnyttjade av dräneringen från kringliggande högländ, löper utför sluttningarna mot Rotälven-Åkvändan. Vid Åkvändan har dessa dalar ett helt konsekvent förlopp, medan såväl kring och S om länsgränsen som strax N om sjön de löper snett utför sluttningen mot SO resp. SV. De utgör där brant stupande skvalrännor, vilka, även om de ej är strängt lateralt utbildade, antyder en mäktig is med brant stupande front. De konsekventa dalarna kan tolkas på samma sätt men kan även, kanske troligare, vara utbildade i sprickor i isen

innanför fronten. På samma avsmältningstyp tyder ytterligare torrdalar kring Storberget och Höktanden V om Åkvändan. Dalarna är av sublateral eller subglacial typ och samlar sig till vad som torde vara en subglacial samlingsrännå (tunneldal), i vilken Lånåns övre lopp går fram. Längre nedströms i Lånåns dal, från den nya länsgränsen vid Höktanden ned mot Lånåns omböjning, utbreder sig sedimentfält av extramarginal typ och mot söder avtagade kornstorlek. De södra delarna kan möjligen vara avsatta i en mindre issjö, vilket skulle tyda på, att Lånåns nedre lopp var blockerat av kvardröjande is i Rotälvens dal, alltså en viss östlig trend i isavsmältningen.

Kring Rotten-issjöns norra del finns likaledes system av torrdalar, nämligen kring Juckrabergsvallen–Heden. Rännorna är dels av lateral eller marginal typ, antydande en mot norr vikande isfront, dels konsekvent mot Rotten-issjön gående. De sistnämnda kan vara subglacialt utbildade och/eller utbildade av avlopp från små marginalsjöar vid Juckrabergsvallen. Issjosediment antyder, att sådana sjöar förenats till en något större issjö även i Lörans dal.

Rotten-issjön torde ha bestått tämligen oförändrad tills isen i området kring Kåsselåsen började upplösas. Via passen mot öster vid Kåsselåsen eller, troligare, subglacialt via Härjåns dal tömdes Rotten-issjön.

I höglandet kring länsgränsen V om de beskrivna issjösystemen saknas spår av issjöar samt marginal och extramarginal dränering. Den glacifluviala dränering som spåras är av klart subglacial typ och markeras av svärmar av små åsar (J. Lundqvist 1969, s. 381). Genom sitt i detalj oregelbundna men i stort systematiska lopp visar dessa åsar, att den subglaciala dräneringen från höjderna kring Vedungsfjället gått mot SSO men V om Härjåkröken vid Lövnäs-vallen böjt av mot S och SSV. Längre söderut, på västsidan av St. Höktanden, återkommer samma åstyp med riktning mot SV. Åsarna löper där tämligen konsekvent mot Granåns dal utanför länsgränsen, och kan betecknas som slukåsar. Dräneringens omböjning mot SV framgår även väl av åsarnas utsträckning V om länsgränsen (Soyez 1971). Den överensstämmer väl med hörgverridningen av den yngsta isrörelsen (fig. 1) och med dennas fortsättning mot SV i Dalarna (G. Lundqvist 1941). Dess subglaciala karaktär tillsammans med bristen på marginala–extramarginala fenomen antyder, att isavsmältningen på höglandet ifråga närmat sig den typ av dödisavsmältning som kännetecknar områdena V om länsgränsen (Mannerfelt 1938).

Som antytts i det föregående skedde den slutliga dräneringen av issjöarna S om Härjån subglacialt genom dennas dal. Detta torde ha varit den första dränering som följde dalen, ty isälvsavlagringar antydande större, subglaciala isälvar längs dalen saknas. Alla dylika dräneringsstråk skär dalen och följer i stället de mot SO à SSO sträckta bidalarna. Isälvs sediment och glacialmorfologi i dalen ger i stället stöd åt hypotesen om en mer intermittent dränering genom sönderfallande dödis. Det är rimligt att anta, att denna dränering bidrog till att snabbt upplösa isfronten i dalen. De glaciala formelement som

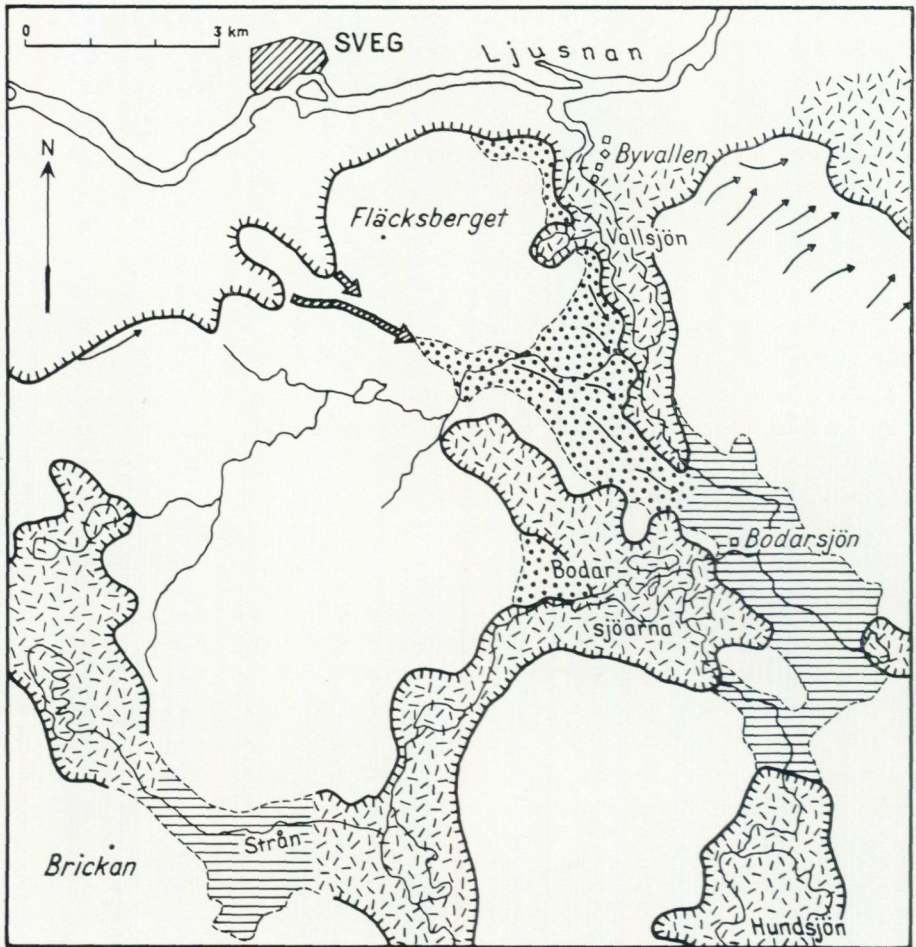


Fig. 6. Isens hypotetiska utbredning vid tiden för Byvallen-issjöns existens. Teckenförklaring se fig. 3.

Hypothetic ice border at the time of the Byvallen Ice Lake, area 1.3. Legend in Fig. 3.

stöder tankegången är sporadiska anhopningar av mäktiga, grova isälvsvagringer samt övergångstyper mellan dylika och morän. Vidare finner man torrdalar av typ tunneldalar samt dödisformer och spridda sediment av växlande natur. De sistnämnda uppträder ofta i sådana lägen, att de knappast kan vara avsatta av en postglacial älv utan fordrar närvaro av blockerande isrester.

Vid sidan av de subglaciala formelementen lägger man märke till en nästan total avsaknad av laterala bildningar längs dalens södra sida, som skulle kunna tyda på en marginal dränering mot öster längs en sammanhängande isfront. Detta kontrasterar mot förhållandena längre S om dalen samt den marginala

-laterala dräneringen mot SO i höjderna närmast SV om Lillhärddal (område 1.1). Den subglaciala dräneringen i Härjåns dal har alltså brutit upp isen där och bidragit till avsnörningen av isloben i Orrmosjöns sänka (s. 22). I Härjåns dal kunde därför Lillhärddals-issjön tränga in några km. I denna sjö och i tillfälliga, lokala dämningar ovanför dess nivå avsatte den subglaciala dräneringen stora sedimentmängder, t. o. m. varvig lera, kring och V om Lillhärddal.

1.3. Området S om Ljusnan nedströms Härjån

O om Lillhärddals-issjöarna upphör spåren efter öppna issjöar nästan helt S om Ljusnan. Däremot är spår efter mer eller mindre isfyllda sjöar och lokala dämningar vanliga. På pl. 2 har endast ett par av de större av dessa markerats.

Mest betydande bland de isdämda sjöarna var Byvall-issjön (fig. 6). Den glacialfluviala, extramarginala dräneringen från Ljusnans dal vid Sveg har, uppenbarligen av is i dalen kring Byvallen, tvingats ta ett sydligare lopp genom dalen på sydsidan av Fläcksberget (toppen 562) SO om Sveg. Spåren av dräneringen är kraftiga och utgörs av urspolad morän, forsbottnar och lokala sedimentanhopningar i form av sandbankar i lä om moränblock etc. Utanför erosionslandskapet utbreder sig en sandur mot Vallsjö-Bodarsjön. De proximala delarna av denna är normal sandur med strömfåror etc., men nedströms övergår denna i en kuperad terräng som utgör en kombination av delta och dödilandskap. Den ismassa som blockerade Ljusnans dal sträckte sig tydligen in i Vallsjö-Bodarsjödalen. I norr, kring Vallsjön, avsattes de distala sandersedimenten i sprickor och hålrum i dödisen och bildar nu ett kuperat kameområde kring sjön. Sjöns sänka torde markera ett kvardröjande död-isparti. Mot söder, kring Bodarsjöns hpl, blir sedimenten finkornigare och mer sammanhängande. Där har tydligen issjön varit öppnare. Den successiva sänkningen av Byvall-issjön, då isen i Ljusnans dal sjönk ihop, markeras av serier av torrdalar mot NV över nordslutningen av höjden på Vallsjöns östra sida.

I angränsande sänkor S och V om Byvall-issjöns område finner man flerstädes samma kombination av dödismorän med intilliggande sedimentkullar. Ibland är dessa utbildade som terrasser, vilkas form direkt avspeglar hur de byggts upp mot dödiskroppar. Särskilt tydliga sådana terrasser finns kring Bodarsjöarna och Hundsjön. I förstnämnda fallet har relativt kraftig materialtillförsel från Ljusnans dal i NV längs ett stråk parallellt med det ovan nämnda bidragit till uppbyggnaden av en större terrass.

I Stråns dal kring Brickan blir issjösedimenten mer sammanhängande men visar ändock typiska dödiformer. De arealmässigt obetydliga dämningarna där har till typen utgjort en mellanform mellan Byvall-issjöns dödismetnade och Lillhärddals-issjöarnas mer öppna.

Målingens bäcken O om Byvall-issjön utgör ett gott exempel på utpräglad övergångsform mellan issjö- och dödisteräng. Former som förutsätter död-

avsmältning, bl. a. Rogenmorän, förekommer tillsammans med issjösediment och Kalixpinnmo. Detta bäcken dräneras, liksom de förut nämnda issjöområdena, mot norr och antyder därigenom en isrecession väsentligen mot norr eller nordväst. Denna tendens blir allt mindre utpräglad mot öster. Spåren efter isdämda sjöar är talrika, men de förekommer även i områden som dräneras i andra riktningar, t. o. m. mot SO. Förhållandet visar, att dräneringen vid själva isavsmältningstillfället var oberoende av den allmänna recessionsriktningen. Även Målingen-issjöns område illustrerar detta förhållande. En typisk slukås, bildad av subglacial dränering mot NV ned i Målingens sänka, är där observerad. Även Siksjön i Voxnans dal V om Målingen visar tecken på isdämning, trots att den dräneras mot SO. Kalixpinnmo och rikligt med submoräna sediment (J. Lundqvist 1969, s. 386) visar, att sänkan visserligen intagits av dödis men att en viss blockering av dräneringen ägt rum. Kontentan av ovanstående är, att ju längre österut från Lillhärdal man kommer, desto mindre utpräglade är spåren av isrecession mot NV och desto mer renodlad blir dödisavsmältningen.

Ljusnans dal i sig själv, längs nordsidan av den här aktuella regionen, erbjuder dock visst belägg för den mot nordväst eller norr riktade isrecessionen, som nedan skall visas. Spåren av dämningar längs dalen är talrika, t. ex. kring ån från Regnsjön SV om Älvros, kring Hunnilån O därom och kring Ljus-krogen-Vänsjö. På norra sidan av dalen märks främst området kring Norr-älvens utflöde vid Älvros. Dämningarna har skett till en nivå endast några få meter över dalsedimentens yta. Det är därför tänkbart, att de i vissa fall kan vara orsakade av sandersedimentens utbyggnad, så som i princip riktigt, ehuru illustrerat med felaktiga exempel, skildrats av Frödin (1954 a, s. 124). Sannolikt har dock en viss mer allmän dämning i dalen skett, vilket kan te sig överraskande, emedan den subglaciala dräneringen genom dalen måste ha varit ansevärd. Det framgår av mycket stora stråk av isälvsavlagringar, som löper i eller mot denna från nordväst. Man frågar sig då, varför inte denna dränering luckrat upp isen i dalen och fortsatt längs denna ut i havet, utan i stället avlänkats över skilda passområden mot Voxnans m. fl. vattenområden i söder. Orsaken måste sökas i Ljusnadalens krök mot norr mellan Älvros och Ytterhogdal. Isens mottryck från nordväst inom det området, främst på sträckan Krokströmmen-Långströmmen, måste ha varit tillräckligt för att under någon tid förhindra att isen där bröts upp av glacifluvial dränering. Isen rörde sig där vinkelrätt mot eller snarast uppströms dalen. Den lokala glacifluviala dräneringen var obetydlig, då den längre norrut uppsamlats i Jämnaarnas dal och avlänkats mot Hoan eller mot Ljusnan vid Älvros, dvs. runt den blockerade dalsträckan.

1.4. Hogdal O om Hoan — Ljusnan

I Ljusnans dal nedströms Hoans utflöde, dvs. omedelbart nedanför det ovan beskrivna isblockerade dalavsnittet, torde den rikliga, samlade glacifluviala

dräneringen från Hoans vattenområde i motsats mot i nyssnämnda område ha bidragit till ett snabbt uppbrytande av isen. Området är beläget strax ovanför högsta kustlinjen (Storåströmmens dämningssgräns = 246 m ö. h.; HK vid Kårböle ca 240 m, se Öster 1932 och G. Lundqvist 1963, s. 68). Den kalvningsbukt, som man kan anta ha existerat i Ljusnans dal nedanför HK, har gjort sig gällande även något ovanför HK, sannolikt upp mot Storåströmmen. Det framgår direkt av talrika torrdalar på Ljusnadalens östra sida mellan Huskölen och Storåströmmen. Dessa dalar måste ha glacifluvialt, subglacialt eller extramarginalt ursprung. Sedimenten utanför dem fortsätter och förenar sig med klart extramarginala isälvsediment på botten av Ljusnans dal. Följaktligen måste is ha legat kvar i högländet O om, troligen också V om, detta parti av Ljusnans dal, då denna redan var isfri.

Något längre uppströms, där Storåmagasinet nu är dämt, torde dock isen ha legat kvar längre, t. o. m. dröjt kvar som avsnörda dödisar, då trakterna längre norrut började friläggas från is. De från NV tillförda sedimenten visar nämligen en sådan morfologi och fördelning i dalen, att det klart framgår, att de avsatts invid en iskropp i dalen eller i sprickor i dennas randpartier.

Samma recessionsmekanik med kvardröjande dödisrester kännetecknar även Hoans dal med omgivningar upp förbi Ytterhogdal. Sediment, som måste vara avsatta i dämnda vatten, har stor utbredning. Deras fördelning och morfologi visar, att de har avsatts i och invid dödis, som intagit delar av sjöbäckenen. Det gäller både Kyrksjöns bäcken (Ytterhogdal-issjön), Sångsjöns bäcken V därom och troligen även vissa avsnitt av dalen mellan Ytterhogdal och Överhogdal. Huruvida dämningarna orsakats av ispropparna eller av nu nederoderade barriärer av lösa avlagringar är ej klart. Utpräglad dödismorän utbreder sig dock kring Hoan nedströms Ytterhogdal och det är troligt, att den motsvarande dödisen orsakat Ytterhogdal-issjöns dämning. Ifrågakvarande höjdskillnad är dock liten (< ca 20 m) och möjligen kan även dödismorän ha bidragit till dämningen.

Området O om Hoan-Ljusnans dal kännetecknas av dödisavsmältning. Utpräglade dödislandskap förekommer i många sänkor, t. ex. kring Ölvattnet NO om Ytterhogdal. I de flesta fall saknas spår av marginala dämningar kring dödisresterna. I området O om Fåssjödalen förekommer dock sådana av samma typ som S om Ljusnan.

Ett undantag från det sagda utgör dalen Havern-Fåssjön etc., där den s. k. Havern-issjön (Öster 1932) varit dämnd. Som framhölls i länsbeskrivningen är det visserligen osäkert, om hela det av Öster angivna området intagits av en öppen sjö. Att i varje fall issjöns södra del varit tämligen öppen framgår dock av vidsträckt isjäsediment. En öppen sjö har troligen börjat bildas, så snart den norrut vikande isfronten passerade passpunkterna i Fåssjödalens södra del. Två passpunkter är där aktuella, nämligen (enligt Öster 1932, fig. 1) på 330 m ö. h. mot S och på 305 m mot SV, något NV om den förstnämnda.

Passen bär tydliga spår av erosion. Ovanför dem utbreder sig mäktiga sediment och strandbildningar. Utanför passen upptar däremot sediment mindre areal. Genom sitt läge där visar de, att de avsatts redan då is ännu låg kvar i och utanför det södra passet. Så snart issjön började utbildas, kom den dock att tjäna som klarningsbäcken, varför trots den allmänt rikliga sedimenttillförseln i dalen sedimentationen utanför issjöavloppen avtog.

Om sålunda issjön S om Fåssjö varit öppen, möjligen med undantag för kvardröjande mindre isrester, torde förhållandena ändras från Fåssjö och norrut. Den ås av normal subkvatisk typ som följer dalen utbreder sig V intill Fåssjö som ett kame- och kittelfält. Detta måste vara bildat i direkt anslutning till sönderfallande is. N om detta fält upphör djupbottensedimenten nästan helt. Issjöbildningarna där utgörs av smärre sedimentfält samt breda terrasser av grus och sand. Dessa motsvarar issjöns nivå men är ej några egentliga strandlinjer. Med all sannolikhet har dessa breda terrasser utbildats lateralt invid en istunga i dalen. På sidorna om denna har endast mindre rand-sjöar varit öppna. Sänkorna intas i regel av dödisbetonad morän. Det gäller även området kring Märresjön V om Havern, där enligt Öster (1932, s. 517) Havern-issjön haft ett avlopp på 290 m ö. h. Spår av både dämning och erosion förekommer, men de är obetydliga. Det är högst osäkert om den öppna issjön sträckt sig så långt och där haft ett avlopp. Dämningarna i dalens södra del torde i stället ha existerat relativt oförändrade, tills isen i Haverns sänka luckrats upp så mycket, att issjön kunde tappas genom densamma norrut mot Ljungan.

1.5. Området mellan Härjån och Lofsen

I det föregående skildrades hur den glacifluviala dräneringen i Härjåns dal inleddes med att subglaciala isälvar bröt upp isens marginala delar. Smärre, lokala dämningar i dalen kunde därvid lätt uppkomma. Någon större issjö torde däremot icke ha intagit dalen, ty strandlinjer och utbredda issjösediment saknas ovanför det område närmast V om Lillhärddal som berördes av Lillhärddals-issjön. De stora sedimentfälten längre uppströms i dalen är, vid sidan av subglacialt bildade former, isälvsavlagringar av extramarginal typ.

Ett påfallande drag i det glacifluviala dräneringsmönstret närmst N om Härjåns dal är den rikliga förekomsten av stora, mot SV eller SSV riktade torrdalar. De bästa exemplen finner man mellan Milstenshåga och Lillhärjån (fig. 7), medan mindre rännor är vanliga t. ex. på östsidan av Lillblekans dal. Man skulle i förstone vara benägen att tolka rännorna som subglacialt bildade, men ett närmare studium visar, att även om de anlagts subglacialt de varit i funktion som extramarginala överspolningsrännor och andra dräneringsvägar. Den tämligen konstanta riktningen, som är helt oberoende av terrängens lutning i övrigt, gör det mycket osannolikt, att rännorna skulle utbildats av ett normalt subglacialt dräneringsnät. De måste till riktningen bestämts antingen av ett riktat tryck i isen eller av förhållandet mellan en mot NO riktad is-

recession och terrängformerna. Förstnämnda faktor måste ha inverkat vid en eventuell subglacial anläggning av dräneringsnätet. Att rännorna även varit i funktion extramarginalt visas av att sedimenten utanför dem är av normal extramarginal typ, dvs. de allmänna dalsedimenten enligt ovan. En annan tänkbar tolkning är att rännorna bildats genom successiva tappningar av isdämda vatten invid en norrut vikande iskant. Det är alltså en uppkomst analog med den som skisserats av Fromm (1965) för det i vissa avseenden likartade området vid Messaure. Eftersom torrdalarna vid Härjån i stort sett uppträder på mot norr stigande nivå förefaller dock en dylik tolkning där vara utesluten.

Rimligaste förklaring till ifrågavarande dräneringsmönster är att – de möjligen subglacialt anlagda – rännorna utgjort avlopp från en mot NO vikande isfront i högländet N om Härjån. Huruvida kvardröjande dödisar i sänkor och dalar utanför fronten haft större eller mindre utbredning torde vara mindre väsentligt. Direkta belägg för existens av dylika dödisar under dräneringsmönstrets utbildning är dock sällsynta. De förekommer dock i form av laterala ackumulationer kring vissa av Härjåns biflöden från norr. Vid Häståsvallen har t. ex. dräneringen från NO över Häståsen byggt upp en terrassformad ackumulation längs östra sidan av Lillblekans dal. Terrassen torde vara svår att förklara utan antagande av en isrest i dalen.

Bilden av en mot NO vikande isfront N om Härjåns övre lopp stämmer även väl med G. Lundqvists (1941, fig. 1) yngsta räffelriktning i trakten. Särskilt gäller detta om hänsyn även tas till G. Lundqvists senare, opublicerade observationer av mot SV riktade räfflor O om det på hans bild utritade isdelarläget. Vidare stämmer hypotesen väl med Mannerfelts (1938) bild av isavsmältningens förlopp kring Stådjan etc. V om det här aktuella området. I det lägre området kring Österdalälvens övre lopp har betydande ismassor av höjdområdet kring länsgränsen avsnörts från sitt närområde NO om den här aktuella trakten och därigenom stagnerat (jfr Soyez 1971).

Följer vi så den presumtiva vikande iskanten mot NO, finner vi ytterligare fenomen som bäst förklaras med en dylik hypotes. Medan dräneringen på dalarnas nordöstra sidor gått konsekvent mot dalarnas botten, har den på sydvästsidorna gått mot SO. Den spåras i form av rikligt med torrdalar av skvalrännetypp, vilka löper i bågar längs med de mot SO dränerade dalarna. Exempel finns t. ex. utmed Lillhärjåns övre lopp. De ovannämnda stora torrdalarna SO om Milstenshågna slutar kring krönet av den höjdrygg som skiljer Storhärjåns och Lillhärjåns dalar. N om detta krön, dvs. i den flacka SV-slutningen av Lillhärjådalen, avlöses de stora torrdalarna av vinkelrätt mot dem gående, mot SO lutande, bågformiga små skvalrännor. Dessa torde vara utbildade frontalt framför den mot NO vikande isen. De skulle även kunna tolkas som laterala bildningar till en islob i Lillhärjåns dal. Den omständigheten att analoga rännor på dalens motsatta sida saknas gör dock en frontal

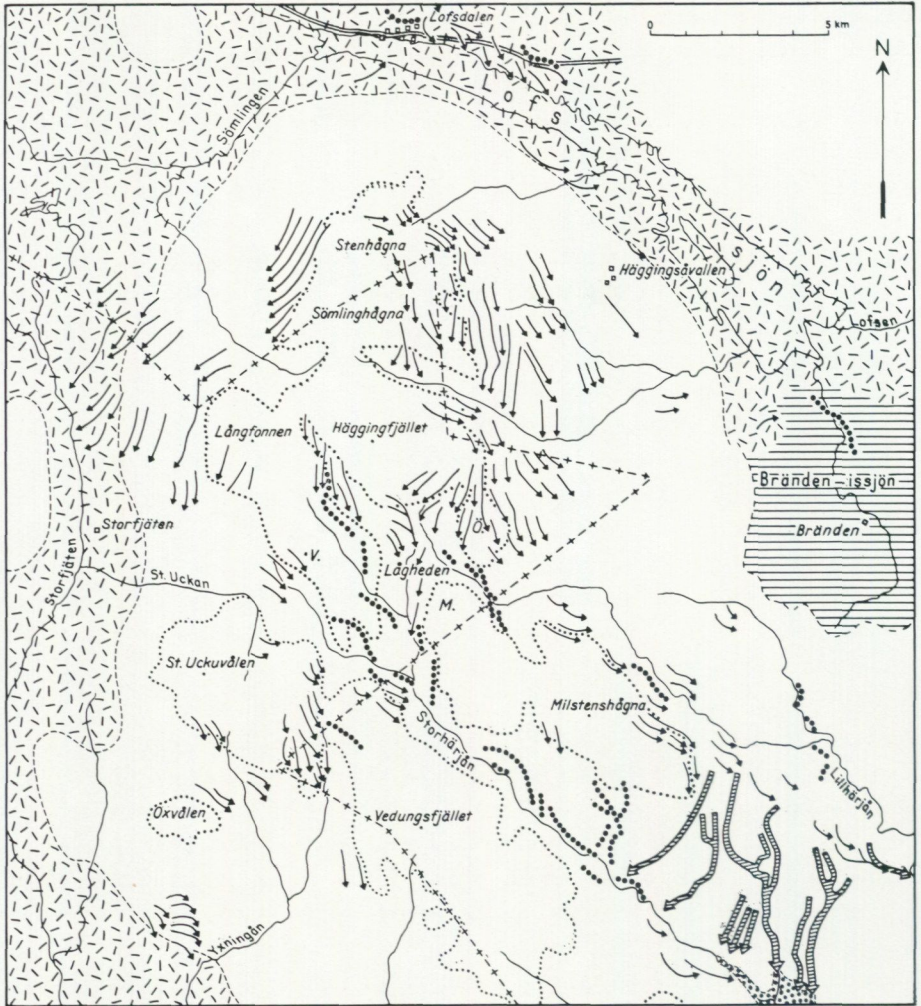


Fig. 7. Utbredningen av de glaciala formelementen kring länsgränsen S om Lofsålen samt den hypotetiska utsträckningen av Brändens-issjön. Teckenförklaring se fig. 3.

Some glacio-morphological features and the hypotetic extension of the Brändens Ice Lake south of Lofsålen, area 1.5. Legend in Fig. 3.

bildning mer sannolik. Ytterligare belägg för antagandet utgör de helt analoga förhållandena i höjdområdet mellan Storblekan och Lillblekan längre österut. Mängder av skvalrännor mot SO kring St. Bleckåsen markerar där den frontala dräneringen. Även kring Blådjan ännu längre i öster upprepas samma mönster, ehuru såväl de frontala som de extramarginala rännorna där är mindre.

N om de här skildrade dräneringslandskapen, dvs. där terrängen i stort sänker sig mot Lofsens dal, blir spår av issjöar vanliga. Flera grunda men öppna issjöar torde ha existerat där (fig. 7), men då området nu är till stor del myrtäckt bereder ett närmare utredande av dem stora svårigheter. På pl. 2 har dock ett par sjöar, Bränden- och Grabbköl-issjöarna, schematiskt markerats. Avloppen från dessa issjöar har följt subglacialt anlagda, delvis av åsar markerade banor mot söder via Lillhärjåns dal.

Förekomsten av dessa issjöar visar dels att, i enlighet med resonemangen i det föregående, en relativt enhetlig, sammanhängande isfront retirerat mot Lofsens dal, dels att recessionen varit riktad mot öster såväl som mot norr. Issjösedimenten utbreder sig nämligen inte endast inom det norrut mot Lofsen dränerade området utan framför allt inom Blädjans övre vattenområde, vilket dräneras mot SO. Om man inte vill spekulera i att detta vattenområde tidigare avrunnit mot norr och senare genom bakåtgripande erosion av Blädjan infångats av denna, fordras något dämmande medel i Blädjans dalgång nedströms Dravagsåsvallen. Detta kan ha utgjorts av isälvs sediment eller en dödismassa men dräneringsspår av frontal typ längs sydvästsidan av dalen antyder snarare en mot NO vikande isfront. Dock vidtar omedelbart O om Blädjans dal utpräglad dödisteräng, varför det är tänkbart att det var isolerade isrester snarare än huvudisen som orsakade dämningen. I vilket fall som helst är det klart, att isrecessionen ännu så långt österut som till Blädjans dal varit riktad väsentligen mot NO. Det är att märka, att på kartan de i NV-SO orienterade isälvsavlagringarna längs Storblekan, Blädjan m. fl. ger ett falskt intryck av isrecession mot NV. Dessa avlagringar är extramarginala bildningar, vilkas riktning är betingad av terrängformerna och ej av isens beteendemönster.

O om Blädjans dal upphör spåren efter en sammanhängande, mot NO vikande isfront. Där vidtar utpräglad dödismoränterräng med spår endast efter lokala, obetydliga dämningar i skiftande lägen. Ett av de bästa exemplen på renodlad dödismorän inom området och i länet överhuvudtaget finns i svackan mellan Hiberget och Rukarna. Den når upp till en nivå av ca 100 m ö. dalbotten och visar därigenom, att isen ännu var relativt mäktig då den stagnerade. Till avsnörningen av mäktig dödis i området ifråga, dvs. mellan Lofsen, Låddan, Härjån och Blädjan, bidrar dels det faktum, att isrecessionen icke var riktad rakt mot isens närområde (jfr område 1.6), dels betydande glacialfluvial dränering vinkelrätt mot recessionsriktningen. Som förut nämnts (område 1.1) följer ett stort dräneringsstråk dalen Låddan-Olingen-Gönån. Stora åsar, delvis begravda av extramarginala sediment, visar, att redan den subglaciala dräneringen var betydande. Genom den uppluckring av isen som därigenom skedde samt kontakten med den mot NNV riktade isrecessionen i Olingen-Gönåns dal avsnördes hela ismassan mellan Låddan och Blädjan som dödis.

På NO-sidan av nämnda ismassa bröts isen upp och ett stråk av betydande

isälvsavlagringar av extramarginal (sandur-) typ utbildades i Låddans dal. Denna dränering bestod, medan isen på sidorna sjönk ihop och delvis upplöstes. Den torde till en början ha varit riktad mot SSO och bidragit till den rikliga sedimentationen i issjön i Olingens dal. Då isen i Ljusnans dal kring och nedströms Härjåns utflöde löstes upp, kunde dräneringen avlänkas denna väg. En viss dämning av Härjåns dal nedströms Härjeåsjön måste dock ha bestått någon tid, ty mäktiga issjösediment fyller dalen. Sedimenten, som utgörs av mo och sand, t. o. m. varvig finmo, visar genom en utpräglad kullig morfologi, att de avsatts i direkt anslutning till sönderfallande is. Dräneringens avlänkning mot Ljusnan avspeglas direkt av strömfåror och -terrasser över Låddhedarna.

N om Låddan märker man fortfarande spår av dödisavsmältningen, men eljest kännetecknas området i vinkeln mellan Lofsen och Ljusnan av den rikliga förekomsten av stora sandurfält. Dessa extramarginala bildningar följer de i stort sett i NV-SO orienterade dalarna. De översta delarna av dessa dalar, från vilka avlagringarna breder ut sig mot SO, ligger på mot NO sjunkande nivåer. Förhållandet visar, att i området icke ren dödisavsmältning förhärskat utan att recessionen förlöpt i SV-NO-lig riktning. Att döma av de sedimentmängder som hopats utanför varje avlopp har recessionen gått relativt långsamt.

Det första avloppet från Lofsens dal mot SO gick över de ovannämnda issjöarna vid Bränden och Grabbkölen på en nivå som först låg åtminstone närmare 600 m ö. h. och senare sannolikt sänktes. Småningom öppnades nya avlopp vid Blädjan och därefter på SV-sidan av Botbergen via Knölbygget längs Låddan (fig. 8). Passpunkten något SO om Lofsen torde ligga i runt tal 515 m ö. h. Att döma av ytformerna i de hithörande sedimenten gick avloppet väsentligen extramarginalt ehuru genom uppsprickande dödisrester. Kames, åsgropar etc. är följaktligen vanliga. Då isranden retirerat förbi Botbergen, öppnades ett avlopp på ca 490 m genom Botvasslans dal via Knölbygget till Låddan. I norra delen av Botvasslans dal var en issjö dämd, vari rikliga sediment avsatts. Dessa visar alla tecken på att ha deponerats i anslutning till kvardröjande isblock, t. ex. genom kamemorfologi, åsgropar, rikligt med stora block i och på även de finkornigaste sedimenten. Längs sydslutningen av Hogsjöberget NO om Knölbygget övergår dessa issjö- och sandurbildningar direkt i utpräglade iskontaktbildningar i form av växlingar och mellantyper mellan morän och isälvs sediment. Delar av issjöns område var alltså troligen fyllda av dödis. Sannolikt sträckte sig denna Botvassel-issjö med tiden ett stycke upp efter Lofsens och Draggans dalar, vilket antyds av utbredda issjösediment. Även dessa sediment visar genom sin morfologi, att de avsatts i dödismiljö.

Sedan iskanten passerat ytterligare nedströms i Lofsens dal, öppnades successivt de avlopp, varur de stora sandurfälten i området Linsäll-Sveg avsatts. För detta förlopp redogörs närmare under 1.6.

Längre uppströms i Lofsens dal, dvs. från Bränden-issjön och upp mot vattendelaren mot Storfjäten, har isavsmältningen haft en avvikande karaktär. På högre nivåer i fjällmassivet Sömlinghågna–Häggingfjället etc. ser man mycket tydliga spår efter en mot norr eller NO vikande, sammanhängande isfront. Framför allt i massivets östra sida är system av flacka skvalrännor väl utbildade och vidsträckta (fig. 7). Dessa ansluter direkt till de ovan beskrivna rännorna nedför Lillhärjåns dal och fortsätter i övrigt som överspolningsrännor eller subglaciala samlingsrännor genom fjällmassivet ned mot Storchärjåns dal. På massivets västra sida löper de högsta rännorna flackt mot SSV. På lägre nivå mot Storfjätens dal får de ett allt brantare lopp vinkelrätt mot dalen. Troligen har den laterala dräneringen längs det framsmältande fjällmassivet sökt sig ned under stagnerande ismassor i Fjättdalen. Att isen där smält av som dödis visas klart av den mycket utbredda dödismoränen och har f. ö. närmare utretts av Mannerfelt (1938; jfr även under 6.4).

Spåren efter en sammanhängande isrand på nordsidan av Sömlinghågna-massivet kan följas ned till i mycket runt tal 700 m ö. h. Då istäcket sjunkit ihop, så att dess yta låg nedanför den nivån, stagnerade dess rörelse tydligen helt, ty där vidtar subglaciala dräneringsformer. Små slukåsar och slukrännor löper ned mot Lofsens sänka. Kring Lofsdalen är de riktade rakt utför slutningen men längre nedströms i Lofsens dal har de ofta en utpräglad inkonsekvent riktning nedför dalen, dvs. mot SO. Förhållandet får kanske tolkas så, att även den stagnerande isen i dalen hade en viss lobform. Åtminstone i ett tidigt skede av lobens existens hade den en viss aktivitet och dess front retireerade upp för dalen mot NV. Småningom avstannade dock dess rörelse helt och den avsmälte definitivt som en utlöpare från det stora dödisområdet i Storfjätens dal, Rogenområdet (6.4) etc.

1.6. Ljusnans och Råndens dalar samt angränsande trakter

Genom Mannerfelts (1945) arbete är det klarlagt, att isen i det berörda området retireerade mot NV med en mot SO tämligen brant lutande yta. I dalarna bildade isen lober, vilka enligt såväl Mannerfelts som Krigströms (1960) arbeten var aktiva (se även Soyez 1971). Framför isens front dröjde stagnerande ismassor kvar i vissa dalar och sänkor, vilkas ytor kunde luta i från huvudriktningen avvikande riktningar. Den föreliggande undersökningen bekräftar i stort den äldre bilden, varför skildringen kan inskränkas till kortare kompletteringar och modifikationer.

Som ovan skildrades avsmälte isen i nedersta delen av Lofsens dalgång i stort sett mot norr eller NO, varvid successivt lägre avlopp för dess smältvatten öppnades mot SO. Samma mekanik märks även ute i Ljusnans dal kring Lofsens mynning. Den stora sandur, som fyller Ljusnadalen uppströms Sveg, delas där upp i flera grenar på mot SV stigande nivå. I detta dalparti kan förhållandet tydas dels som en effekt av en fortsatt NO-trend hos recessionen,

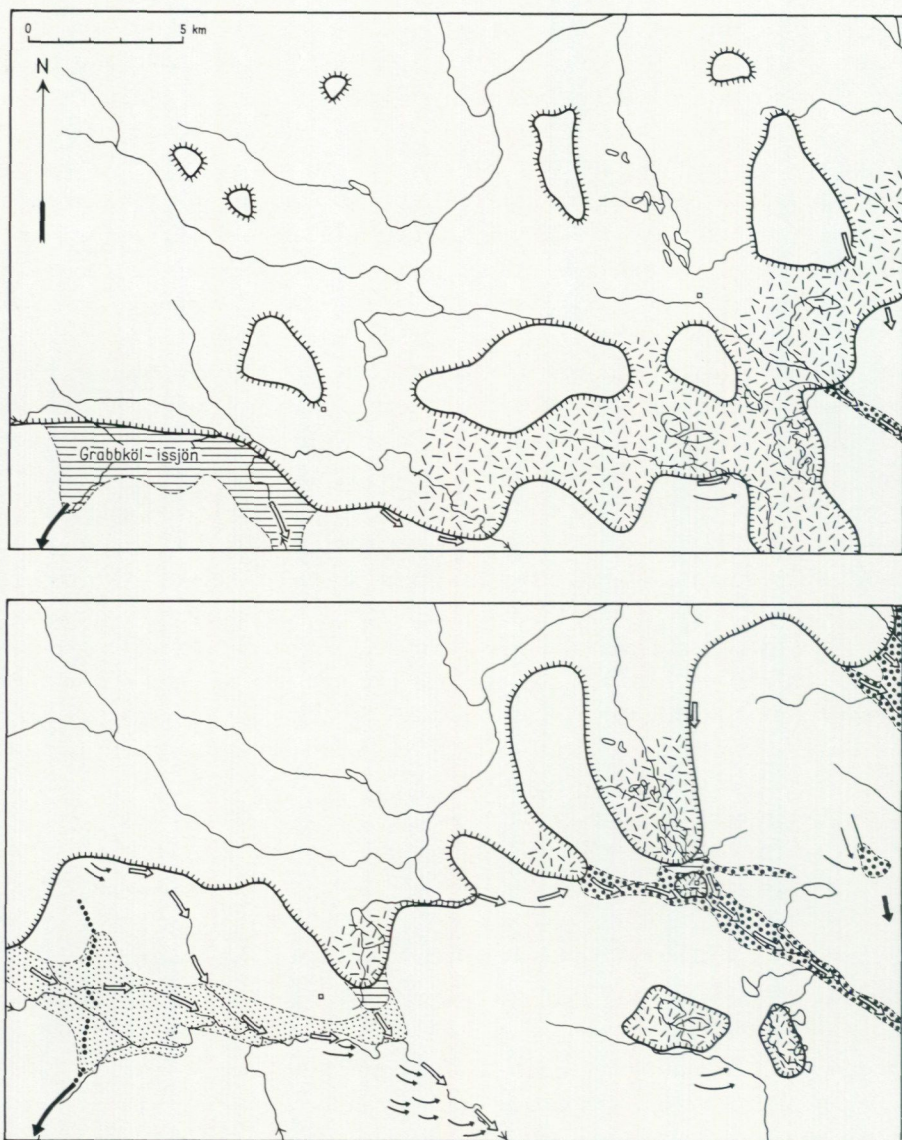
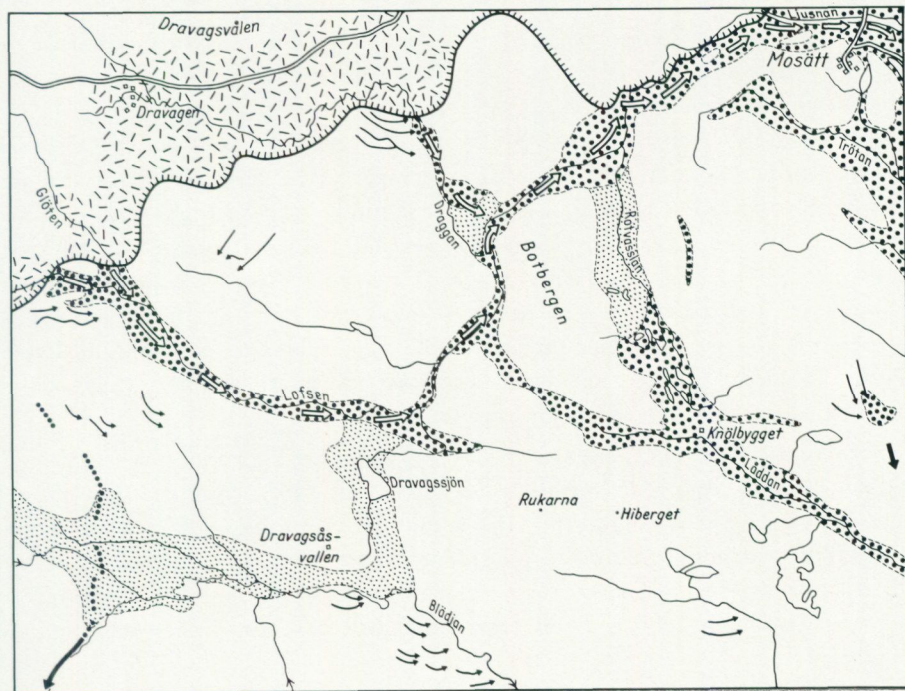
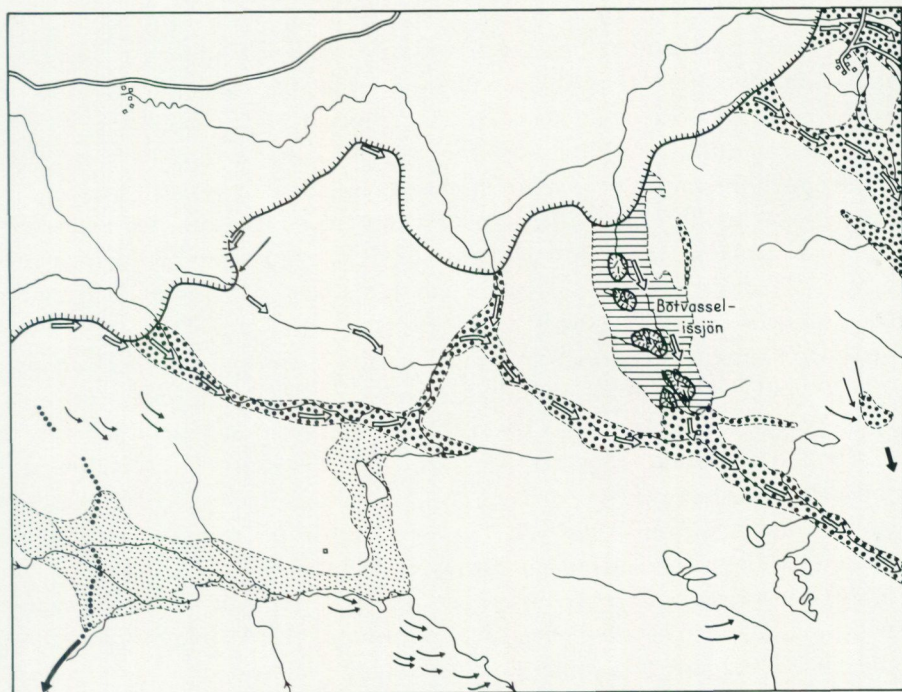


Fig. 8. Skiss av isens recession och dräneringens omläggning i höglandet S om Lofsen. Teckenförklaring se fig. 3.

Sketch maps of the ice recession and drainage changes south of the river Lofsen, area 1.5-1.6. Legend in Fig. 3.



dels som en följd av att en islob i dalen sjunkit ihop, varvid sandurgrenar avsatts lateralt på sjunkande nivåer. I berörda avsnitt förefaller den förstnämnda faktorn, att döma av sedimentens allmänna fördelning i dalen, vara troligast. Men även den andra möjligheten har säkerligen varit av betydelse. Tydligt märks detta i området mellan Linsäll och Sätervålen. Sandurpartier på olika nivåer upp mot nämnda höjd måste ha byggts upp då dalens intilliggande, djupare parti var isfyllt. Man märker f. ö. ofta en tendens att sandursedimenten på de högsta planen mot dalsidorna är grövst och av typ iskontaktbildningar. De måste ha avsatts mycket nära isen, medan de i planen på lägre nivå är mindre grova, bättre sorterade och säkert distalt bildade.

Där de nämnda isloberna var belägna i läläge i förhållande till den sista isrörelsen, som fallet var i t. ex. Råndens och Linans dalar, torde de småningom ha stagnerat och mer eller mindre helt avsnörts från huvudisen. I varje fall har de på vissa sträckor avsmält som dödis, i motsats till vad fallet var i främst deras nedre, sydöstra delar. I sistnämnda läge tyder den laterala sedimentationen och Krigströms (1960) observationer på en viss aktivitet hos isen, t. ex. längs Rånden mellan Linsäll och Valmens utflöde samt SV om Linsäll. Tecken på aktivitet hos isen eller åtminstone en helt sammanhängande isfront återkommer på höjdområdenas nordsidor. Om vi följer isrecessionen från Lofsens dal mot NV, finner vi alltså följande variationer.

Då isfronten försköts från Lofsen mot höjdområdet kring Glötesvålen-Skorvdalsvålen etc., låg ännu en islob kvar i Ljusnans dal V därom. Smältvattnet från isen i höjdområdet rann via t. ex. Draggans och Linans dalar ut mot Ljusnadalen, där det byggde upp de ovannämnda laterala bildningarna mot dalens islob. Då isen retirerade mot NV, kom småningom ismassor att avsnöras i lä om nämnda höjdområde och där avsmälta som dödis. Den från början frontala och laterala dräneringen ersattes av en subglacial. Dräneringen genom höjdområdets sänkor sökte sig ned under isen i Linans dal, där den markeras av mot dalen konvergerande torrdalar. Dessa förenas till en samlingsränna, där Linan nu rinner. Denna dränering avsatte bl. a. de submoräna sedimenten vid Turas (J. Lundqvist 1967, s. 181) och andra subglaciala-sublaterala övergångsformer mellan morän och isälvsgrus mellan Linsäll och Turas. Dessa bildningar och deras läge visar klart, att isloben i Ljusnadalen sträckte sig utanför isens front i höglandet.

Sistnämnda faktum framgår även av följande. De lägsta sandursedimenten i dalen mellan Sveg och Linsäll, vilka enligt det föregående måste vara avsatta efter de från höglandet härstammande, högre liggande sandurplanen, övergår uppströms i linsrik morän (J. Lundqvist 1969, s. 359). De illustrerar direkt hur sandurmaterialet förts ut från isälvsmyningar i islobens front och därigenom att denna front legat långt SO om isfronten i intilliggande högland.

Den isfront, som retirerade nedför höjdområdets nordsida mot Råndens

dal, var säkerligen distinkt och sammanhängande samt troligen relativt brant (jfr Mannerfelt 1945). Spår av den finner man som skarpt avgränsade iskontaktbildningar och issjösediment. Som exempel på de förstnämnda kan nämnas norra delen av passet mellan Dörrsvålen och Skorvdalsvålen, där en tvär moränbrant mot norr markerar iskontakten. Dräneringen från denna iskant, vars olika stadier kan följas som små åsar, överspolningsrännor och skvalrännor, gick genom passet och ned under den på höjdernas sydsida kvardröjande dödisen. Liknande torrdalar löper även genom och S om passet mellan Skorvdalsvålen och Sätervålen. Då isen alltmer sjönk ihop, avlänkades dräneringen längs höjdernas nord- och ostsidor, vilka den följde mot öster, söder och slutligen väster in i Linans dal. Där måste dräneringen ha sökt sig ned under isen och åter, subglacialt, mot öster ut i Ljusnans dal (jfr förhållandena i Handölsdalen, område 5.1).

V om det skildrade höjdområdet var en mindre issjö, Dyckå-issjön (pl. 2), uppdämd på ca 600 m ö. h. Dess avlopp gick mot Glötens dal i söder, vilken tidigare följts av ett betydande dräneringsstråk, markerat av sandurbildningar. Tillförselvägarna till sjön gick bl. a. längs Bölbergets östra sida och genom passet mellan detta och Glötdalsvålen. Torrdalar löper där ned mot issjöns område. Då isytan i Råndens dal sänktes, tappades issjön antingen längs den då uppkommande loben i dalen eller genom denna, då den började upplösas. Spår av lateral dränering mot öster finns på nivåer från ca 520 m ö. h. och ner mot dalens botten på 475 m.

Dessa dräneringsspår liksom det av Mannerfelt (1945) beskrivna systemet av torrdalar kring Råndalen visar, att dräneringen åtminstone någon tid gick lateralt längs isen i dalen. Vid Råndalen ersattes den laterala dräneringen av subglacial, då isytan låg mycket approximativt på 600 à 650 m ö. h. Det är att märka, att dräneringen vid Råndalen även gick mot SV, dvs. mot dalens lutning. Denna omständighet tillsammans med avsaknaden av spår efter is-sjöar i dalens övre, västra del visar en viktig princip, nämligen att den laterala dräneringen kunde gå mot den för ett område naturliga och därefter subglacialt med den naturliga dräneringen.

Längre nedströms i Råndens dal började den subglaciala dräneringen då isytan låg 650 à 700 m ö. h., dvs. något högre än längre västerut. Omslaget från lateral till subglacial dränering demonstreras av det ändrade loppet hos torrdalarna V om Korpflyet i övre delen av Sodans dal. På ungefär samma nivå får torrdalarna mellan Korpflyet och Sveduberget SO därom ett sådant konsekvent lopp, att de med all sannolikhet utgör spår av subglacial dränering. De mycket stora torrdalarna O om Sveduberget (Mannerfelt 1945, pl. VI; J. Lundqvist 1969, fig. 173) är mer svårtolkade. Genom sin allmänna riktning ger de intryck av att vara lateralt bildade. Den omständigheten, att de dels ligger på lägre nivå än de subglaciala rännorna V om Sveduberget, dels inte tycks ha avsatt de utanför liggande sandersedimenten, gör dock, att en subglacial

tolkning ter sig mer sannolik. Möjligen har de bildats under den uttunnande isen runt Sveduberget och i nedre delen av Råndens dal men influerats till sin riktning av mäktigare, mer aktiv is i Valmens dal. Belägg för en mäktig islob i Valmens dal utgör en serie torrdalar från NO mot SV över den låga höjdyggen mellan Valmen och Ryån V därom. Rännorna kan tolkas antingen som proglaciala överspolningsrännor från en lob i Valmens dal eller som laterala bildningar till en hopsjunkande ismassa i området kring Valmens och Råndens sammanflöde. I vilket fall som helst indicerar de dock mäktig is i området.

Den subglaciala dräneringen i Råndens dal markerar islobens tilltagande upplösning. Då denna fortskred, avsnördes loben sannolikt helt från huvudisen i norr, samtidigt som den sönderdelades i mindre dödisar i gynnsamma lägen. Huvuddräneringen längs dalen, nu markerad av den stora sandurn, bröt igenom de kvarliggande dödisarna i dalens centrala del, varför de sista isresterna kom att bli liggande på dalens sidor. Utpräglad dödismorän visar var sådana isrester legat. Mannerfelt (1945) har nämnt ett område N om Råndalens by. Andra dylika finner man invid Dyckå-issjön på NV-sidan av Glötesvålen, i Rosselns dal NV om Glötdalsvålen och på andra ställen. Mot väster tilltar ytorna med dödismorän och förenar sig med det stora dödisområdet kring och V om isdelaren (område 6.4).

Hur isen sjönk ihop med mot SO lutande yta inom Sånfjällsmassivet har utförligt skildrats av Mannerfelt (1945). På nordsidan av detta högland var förloppet i princip detsamma som S om Råndens dal. Isfronten var sålunda ännu enhetlig och sammanhängande då den retirerade utför södra sidan av Ljusnans dal på sträckan Långå-Hedeviken. Dräneringen utifrån fronten gick först över passen mot Råndens dal, väsentligen genom Lillråndens och Valmens dalar. I båda dessa dalar finner man överst kalspolningar och erosionsfenomen, bl. a. en betydande kanjon vari Lillrånden nu rinner. Utanför erosionssträckorna utbreder sig de vidsträckta sandurfälten. Möjligen har genom passet vid Lillrånden även Ljusnan-issjöarna haft ett avlopp (se fig. 29), vilken fråga behandlas närmare under område 6.3.

Passpunkten vid Lillrånden ligger ca 660 m ö. h. och vid Valmen ca 500 m. Genom det mellanliggande passet på ca 685 m mellan Vasslan och Kvarnån har dräneringen haft mer lokal karaktär. Skvalrännor löper längs dalens båda sidor mot söder, dels längs Skärsjövålen östra sida, dels kring Nysatern. De sistnämnda rännorna är en fortsättning på det praktfulla, av Mannerfelt (1945) beskrivna systemet i Gråsidan. Enligt Mannerfelt finns spår av en issjödämning på norra sidan av passet. Denna måste dock ha varit ytterligt obetydlig, ty redan strax N om vattendelaren vidtar ett system av mot öster riktade skvalrännor. Isytan har alltså lutat ej endast mot söder utan även mot öster. Dräneringen N om nämnda pass har löpt längs nordsidan av Sånfjällsmassivet och ut genom passet vid Valmen. Tämligen sammanhängande torrdalar kan



Fig. 9. Grusbankar på den flacka ytan av en åskulle O om Hede visar, att vatten strömmat över kullen. Detta förutsätter att kullen vid tillfället var omgiven av is. – Foto J. Lundqvist 1964.

Gravel banks on the flat surface of a hill of glaciofluvial origin indicate that water has been streaming over the surface, which demanded a surrounding of ice.

följas denna sträcka. Höjdskillnaden mellan passen vid Vasslan och Valmen (ca 185 m) anger isytans lutning i O–V på en sträcka av ca 8 km.

Med svagt mot öster lutande front längs södra dalsidan sjönk isen ihop i Ljusnans dal. Lateral dränering denna väg markeras av ett system av torrdalar kring Rörsjön S om Hedeviden. Dessa rännor löper ända ned till obetydligt över botten av Ljusnans dal. De mynnar mot ett dödisomoränområde SV intill Vikarsjön. Man får där en direkt bild av avsmältningmekaniken i Ljusnadal mellan Hede och Linsäll. Den aktiva, eller åtminstone sammanhängande, isfronten retirerade uppför dalen mot NV. Framför den kvarlämnades dödisrester i dalen. Dräneringen gick utmed och under dessa dödisar. Så var fallet framför allt från Vikarsjön till Ned. Ransjön, där hela sjösystemet torde utgöra dödisgropar av stort format. Lateral kring dödisarna har sediment, som kan uppfattas som analoga med sandurfälten, avsatts. I anslutning till de rent glaciofluviala sedimenten finner man, i god samklang med hypotesen, rikligt med Kalixpinmo och andra mellanformer mellan morän och isälvsavlagringar (J. Lundqvist 1969, s. 358, 363). Samtliga dessa avlagringar bildar en dödisbetonad zon utmed sjösystemet.

Slutstadiet av isavsmältningen i Ljusnadal mellan Långå och Hedeviden torde ha varit i princip detsamma. Nere på dalbotten låg krympande dödisrester kvar och blev mer eller mindre inbäddade i sediment. Iskontaktbildningar och moräntäckta sediment (J. Lundqvist 1967, s. 179) belyser dessa

förhållanden. Även bankbildningarna uppe på en åskulle mellan Hede och Hedeviken (fig. 9; J. Lundqvist 1969, s. 363) visar, att dalens djupare partier måste varit isfyllda, då vatten strömmade fram genom den. Sedimentationen i detta skede var av mindre omfattning än tidigare, säkerligen beroende på att det glacifluviala dräneringsområdet krympt till en obetydlig areal i själva Ljusnadalen. Till sedimentationen har säkert också bidragit tappningen av is-sjöarna i Mittåns, Servåns och Lunens dalar (se vidare 6.3).

1.7. Hoans dal med omgivning

I det aktuella området avsmälte isen i stort sett från SO mot NV. På grund av den relativt högt liggande, mycket storkuperade ytan O om dalen Vitalmen-Hoan kom den uttunnande isen där att brytas upp och stagnera i ett relativt tidigt skede, då aktiv is ännu täckte dalen. Även V om densamma torde isen på grund av sin större mäktighet in mot isdelaren ha varit aktiv i detta skede. O om sagda dal finner man följaktligen enbart dödisformer. Tecken som tyder på en sammanhängande, vikande isfront eller issjödämningar saknas nästan helt. Det är alltså i princip samma förhållanden som rådde längre söderut (område 1.4).

Nere i Hoan-Vitalmens dal är däremot tecknen på dödisavsmältning mer sparsamma. Sannolikt har isens front retirerat sammanhängande uppför dalen med endast viss avsnörning av dödisar. Det är samma avsmältningsmekanik som S om Överhogdal, ehuru de kvardröjande dödisarna i den flackare terrängen där spelade en större roll. I den trånga dalen N om Överhogdal bröts isen snabbt upp av den kraftiga glacifluviala dräneringen så snart den stagnerade. Av denna orsak retirerade isen i de trånga dalarna, dvs. Hoans och Vitalmens dalar från Överhogdal och norrut, relativt snabbt. Därigenom kom dels isen över höglandet mellan de båda dalarna S om Rätan att stagnera, dels ett visst stillestånd i isrecessionen att småningom inträda.

Stilleståndet torde i Vitalmens dal ha skett då isfronten stod kring vattendelaren mot Ljungan. En betydande mängd extramarginala sediment kunde därigenom hopas, vilka bildar en stor sandur i Tvärån-Vitalmens dalar. Större delen av dessa sediment måste ha avsatts då isen stod i närheten av passområdet. Spår av subglacial dränering är obetydliga och laterala dräneringsformer uppträder icke långt S om vattendelaren. Där finner man emellertid en mängd tillförselvägar för sandurmaterialet. De utgörs dels av skvalrännor ned mot sandurn längs främst östra dalsidan, dels av överspolningsrännor över vattendelaren (fig. 10). N om vattendelaren fortsätter dessa bildningar som obetydliga, lateralt avsatta terrasser i Rätan. Det är ganska överraskande, att den omfattande dräneringen icke snabbt sökt sig ut den naturliga avloppsvägen genom Ljungans dal. Förklaringen torde dock vara den ovan antydda, nämligen att isen i Vitalmens dal bröts upp tidigt, medan ännu Ljungans dal vid och nedströms Rätan var fylld av kompakt is.

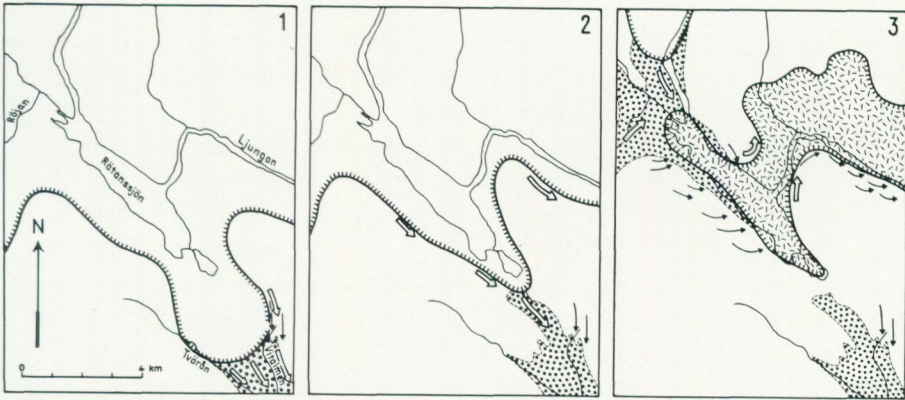


Fig. 10. Skiss över isens recession mot Rätanssjön och hopsjunkning i dennas bäcken. Teckenförklaring se fig. 3.

Sketch maps of the ice recession towards the basin of Lake Rätanssjön and its downwasting there. Area 1.7. Legend in Fig. 3.

Småningom bröts dock dämningen i Ljungans dal och dräneringen från Rätanssjöns bäcken tog den väg den nu har (fig. 10). Torrdalar kring det nuvarande avloppet från sjön ger en antydning om hur dräneringen lades om. I anslutning till den is, som då bröts igenom, avsattes iskontaktbildningar, till vilka de submoräna sedimenten vid Rätan (J. Lundqvist 1967, s. 172) sannolikt får räknas. Troligen hade, då genombrottet skedde, isen i Rätanssjöns bäcken redan börjat upplösas och uppdelas i dödisrester. Trots att riklig tillförsel av sediment till bäckenet ägde rum, då en dödis ännu låg kvar där, var nämligen detta tillräckligt öppet för att kunna tjäna som uppsamlingsområde för de från väster och norr tillförda sedimenten. Det framgår av den i förhållande till sandurn i Vitalmendalen obetydliga mängden sediment i Ljungans dal. Sedimenten vid Ljungan utgörs väsentligen av ett delta i Handsjön. Detta är ganska litet, trots att material till det erhållits även från norr (område 2.1). Av deltats form och läge framgår vidare, att vid dess bildning is ännu låg kvar i Handsjöns bäcken.

Förhållandena kring Rätan antyder att den söderut märkbara nordvästliga trenden i recessionsriktningen började försvagas och ersättas av en nordostlig. NO-trenden märks även i den andra, här aktuella dalen, nämligen Hoans. Isen retirerade troligen uppför Hoans dal mot NV på samma sätt som längs Vitalmens. Bildningarna i dem är analoga. Samtidigt märks dock en omfattande lateral dränering längs östra sidan av de NV om Hoan belägna Vemdalsfjällen och höglandet därifrån mot SO. Från Linaälvens vattenområde i söder (jfr område 1.8) kan dessa dräneringssår följas upp mot fjällen. Dräneringen har varit riktad mot SO och ger en bild av en hopsjunkande is, vilket alltså resulterat i en från höglandet mot NO vikande iskant. Dräneringen har på

högre nivå varit klart lateral. På lägre nivå har subglacial dränering blivit alltmer omfattande. Av denna dränering har de stora sandurkomplexen kring Röjan byggts ut. Man lägger i sandurn märke till subglaciala formelement (åsar), vilka delvis begravts av extramarginala egentliga sandursediment. De senare bildar plan på mot öster sjunkande nivåer. De översta planen i den stora sandurn ligger på 500 à 550 m ö. h. De måste vara lateralt avsatta invid den uttunnande isen och så är fallet även med vissa av de lägre planen. De nedersta planen i Hoans dal liksom vissa av de högre är dock helt fritt, extramarginalt bildade. I detalj är fältet komplicerat, genom att högre plan genomskurits och delvis omlagrats på lägre nivåer, och har inte utretts i detalj. I princip är dock förloppet ganska klart.

Att märka är att passnivån från sandurn mot Rätanssjön är lägre än mot Hoans dal. Den stora mängden sediment längs Hoan måste därför tolkas som anhopade då isranden stod i närheten av vattendelaren mellan Hoan och Röjan analogt med vad som skedde i Vitalmens dal. Så snart förbindelsen mot Rätanssjön blev fri tog dräneringen och därmed sedimentationen den väg som Röjan nu följer. I Rätanssjöns bäcken övergår sandurn i de ovannämnda laterala bildningarna vid sjön, vilket visar, att ännu då Röjantrakten blev isfri is låg kvar i Rätanssjöns sänka. Det ger åter en illustration av en viss NO-trend hos isavsmältningen.

Upe i Vemdalsfjällen var den allmänna recessionsriktningen fortfarande mot norr. Komplicerade och praktfullt utbildade system av laterala och subglaciala torrdalar visar där, att dräneringen över fjällmassivet gick mot söder och vidare först lateralt-sublateralt längs isen kring Hoans dal enligt ovan, sedan subglacialt mot öster längs Røjans dal. Lateralt och subglacialt ackumulerade sediment i anslutning till rännorna förekommer rikligt. Förhållandena uppe i fjällen behandlas vidare under områdena 1.8 och 1.9.

1.8. Höglandet mellan Ljusnan, Veman och Hoan

I det föregående har skildrats hur isen i Ljusnans dal uppströms Härjåns mynning retirerade mot norr med en i dalen hopsjunkande lob (1.6) och nedströms Härjån med en längs dalen gående front (1.3). Sistnämnda faktum medförde en blockering av dalen mellan Krokströmmen och Långströmmen, vilket hade till följd en viss dämning i området kring Sveg och Älvros. I det område, där blockeringen skedde, är det sannolikt, att isen stagnerade och någon tid blev liggande som en dödismassa till följd av avsmältningmekaniken N därom. Området utgör ett läläge i förhållande till huvudisen i skydd av det höga, storbrutna landet mellan Ytterhogdal och Älvros. Vidare har den glacialfluviala dräneringen N om detta höjdområde, vilken avlänkats mot öster och SV genom Jämnåns dal och sänkan över Andåssjön, bidragit till att där luckra upp isen och på så sätt isolera isen i höjdområdet.

N om sagda dal samt Ljusnans dal uppströms Älvros sluttar landskapet i stort sett jämnt från NV mot SO (se pl. 1). Inom hela detta område finns tydliga tecken på en isrecession mot N à NV med uppdelning av isen i lobber i de större dalarna. Mest utpräglad gäller detta i Vemans och Norrälvens dalar. Kring Vemans dal uppträder de glacifluviala bildningarna, bortsett från distala sandursediment på dalbotten, i form av lateralterrasser och mot SO riktade skvalrännor på dalens sidor, främst den östra. Som exempel på terrasser kan anföras avlagringarna kring Bodöjan och på Rundskallens västsida. På sidorna om dalens islob har även lokala dämningar skett, t. ex. i Tönningens dal. Belägg finns även för att isen i de stora dalarna retirerat senare än i omgivande högländ och mindre dalar, dvs. skjutit fram som tungor från huvudisen i norr. Där passpunkter finns mellan höjder på sidorna av Vemans dal, har smältvattnet avlänkats över dessa mot angränsande smärre dalar. Så har skett på flera ställen mot Sålans dal. Att döma av sedimenten utanför dessa avlopp var denna dal då fri från is eller endast intagen av kvardröjande dödisrester.

I Ljusnans dal måste dock en islob av samma storleksordning som i Vemans O därom belägna dal ha existerat vid samma tid som den sistnämnda. Mellan de båda lobbarna var alltså högländet mer eller mindre frilagt från is. Där avsattes kring vattendelaren mellan Storfäringen och Tandån isälvssediment, vilka för sin avsättning fordrar dämning mot både Ljusnans och Vemans dal.

Utvecklingen i de två nämnda dalarna har senare fortlöpt på olika sätt. I Vemans dal visar serierna av skvalrännor från Tönningens dal i söder och upp förbi Vemdalsfjällen i norr, att isloben retirerade mot norr. Framför den kan isolerade dödiskroppar ha dröjt kvar, men någon avsnörning av större ismassor tycks ej ha skett. Moränformerna är nämligen präglade av rörlig is. Dödisformer spelar en obetydlig roll.

I Ljusnans dal däremot dröjde de sista ismassorna kvar på dalbotten så som ovan (1.6) skildrats. Orsaken till avsmältningens olika typ torde vara att söka dels i dalarnas olika morfologi, dels i skillnader i läget i förhållande till iscentrum. I Ljusnans trånga dal har förutsättningarna för isolering av dödis rent allmänt varit större än i den öppna Vemadalen. Effekten torde ha förstärkts ytterligare av att isen i sistnämnda dal rört sig s. a. s. rakt ut från ett iscentrum, medan i fallet Ljusnan isen i slutskedet kommit från en region på sidan om det aktuella dalpartiets förlängning. Vidare kan tendensen till avsmältning mot nordväst V om Ljusnan och mera mot norr kring och O därom (1.6) ha fått till effekt, att den mellanliggande isen, dvs. i Ljusnans dal mellan Linsäll och Hede Viken, lämnats kvar i vinkeln mellan två snett från varandra retirerande isfronter.

Även i Sålans dal O om Veman har den vikande isranden haft en viss lobform, men tendensen till dödisavsnörning från fronten förefaller där att ha varit mer utpräglad. Skvalrännor och dödismorän mellan Sveg och Ytter-

berg visar, att dräneringen längs isen först gått lateralt mot SO, därefter subglacialt ned under kvardröjande dödis. Högre upp i dalen, kring Knätten, har en mindre issjö varit uppdämd invid isloben. Dess existens visas av mäktiga sediment. Det förefaller som om ett tillflöde till Knätten-issjön gått från norr över de ca 100 m högre liggande höjderna kring Bäckarna fåbodar. Det skulle tyda på, att samtidigt som issjöns yta frilagts från is även dessa höjder var frismälta, medan isen NO därom ännu var tillräckligt mäktig för att dräneras extramarginalt över höjderna. Denna fråga är dock icke slutgiltigt löst.

I Norrälvens dal finns tydliga spår av samma recessionsmekanik som i Sålans, men tendensen till dödisavsmältning är starkare. Ett system av skvalrännor och laterala sediment i Tällbergets östra sida visar en intensiv lateral dränering. Isen har dock ej sjunkit ihop mycket, förrän dräneringen sökt sig ned subglacialt. Hela ispartiet i Norrälvens nedre dal har stagnerat och markeras nu av dödismorän. Längre norrut i dalen, O om Smedskölens fåbod, antyder ytformerna, att såväl morän som glacifluviala sediment hopats på ytan av en dödisrest. De former som uppkommit, då denna is smält bort, är utpräglade ablationsformer i egentlig bemärkelse.

Den extramarginala dräneringen längs Vemans, Sålans och Norrälvens dalar har avsatt finkorniga sediment kring åarnas nedre lopp mot Ljusnans dal. Förhållandet kan tyda på, att blockeringen av dalen nedanför Krokströmmen ännu bestod, då sidodalarna blev isfria. Dock ligger sedimenten obetydligt högre än sandurfälten etc. ute i Ljusnans dal och det är ej otänkbart, att nu borteroderade sandursediment utgjort det enda dämmande medlet (jfr 1.3).

Längre österut, mellan Norrälven och Hoan, är spåren efter istäckets uppdelning i lober mindre framträdande. Lokalt finner man dock skvalrännor. Att isfronten varit enhetlig och därför sannolikt i viss mån skjutit fram i sänkorna som korta lober antyds dock av bristen på dödisformer och tecken på subglacial dränering i större omfattning. Dräneringen har gått extramarginalt (proglacialt) längs dalarna mot SO. Detta har resulterat i sedimentackumulation i områden som varit dämnda på olika sätt. Kring sjösystemet N om Älvros uppträder sålunda rikligt med sediment, vilka fordrar någon dämning mot SV. Sannolikt har det dämmande medlet varit isen i Norrälvens dal, vilken lobformat sträckt sig framför isranden i höglandet.

Allteftersom avlopp mot det lägre området på höglandets östra sida, dvs. Hoans dal, öppnades, kunde den extramarginala dräneringen följa dessa och avsätta stråk av isälvsediment i från recessionsriktningen avvikande riktningar. Så var fallet i Linaälvens dal mot NO. Isytan i dalen har följaktligen legat lägre än i höglandet, möjligen beroende på en snabb uppbrytning i dalen (jfr 1.7).

Framför den retirerande isen i höglandet kunde i gynnsamma lägen smärre dämningar uppkomma. Sådana lägen var dock sällsynta till följd av landytans allmänna lutning mot SO. Vid Klacksåsnybodarna, där dräneringen går mot

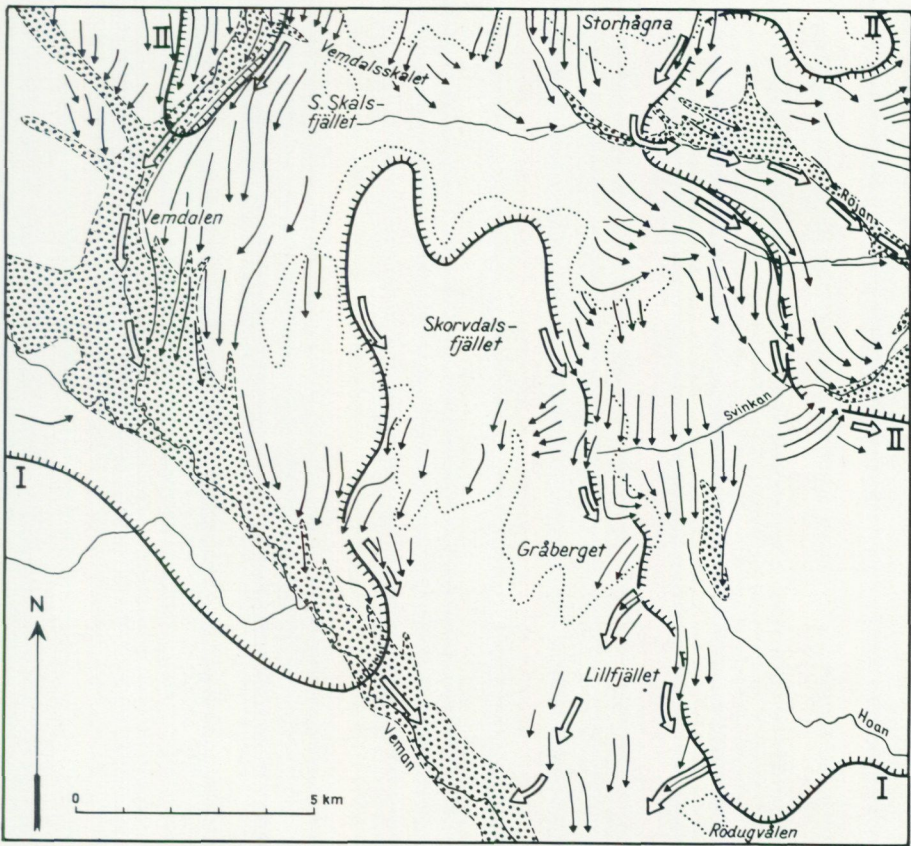


Fig. 11. Skvalrännornas utbredning kring Vemdalsfjällen. Två hypotetiska israndlägen och dräneringen därinvid är utritade. De visar hur isen delat sig kring fjällmassivet. Teckenförklaring se fig. 3.

Lateral drainage channels around the Vemdalsfjällen massif. Two hypothetical ice borders are shown. They illustrate the partition of the ice around the highland. Area 1.8. Legend in Fig. 3.

norr, samt vid Svinkans övre lopp, där ådalen gör en båge mot söder, finns dock sediment, som antyder att lokala issjöar varit dämnda.

Som nämnts märks ingen utpräglad uppdelning i islober i de flacka dalarna i högländet. Emellertid ser man spår av en uppdelning av isen i stort, nämligen en klyvning i två delar orsakad av högländet från Vemdalsfjällen mot SO (fig. 11). Redan kring Brändåsen vid Norrälvens övre lopp finns system av skvalrännor på båda sidor av höjdens krön. Tydligare märks tendensen upp mot Skorvdalsfjället. Detta omges av system av väldiga skvalrännor mot Vemans resp. Svinkan-Hoans dalar. Det är alltså en direkt fortsättning av de skvalrännor som längre nedströms i dalarna bildats kring isloberna. Kring fjällen visar de direkt, hur isen kluvits genom att fjällen smält fram som

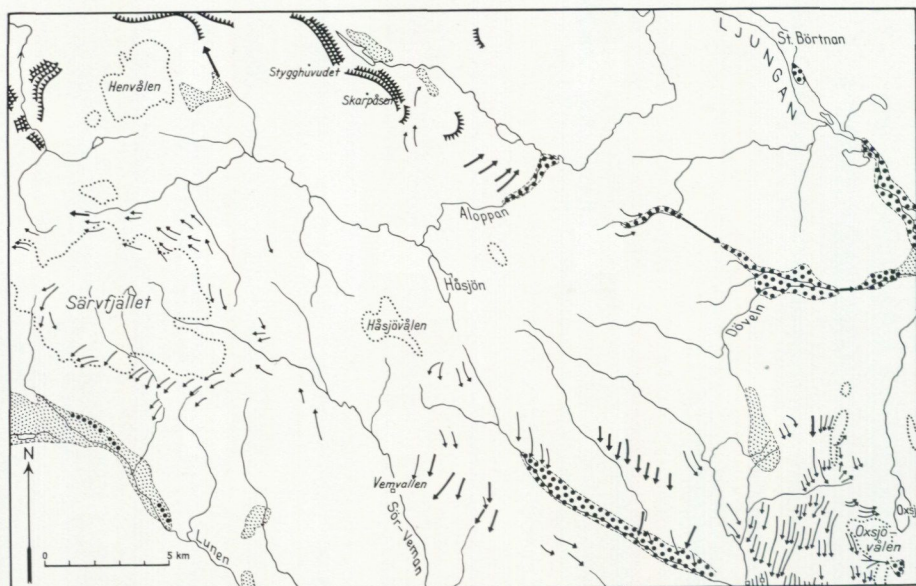


Fig. 12. De glaciala formelementen i Håsjöområdet visar hur isen från alla håll retirerat mot detta. Teckenförklaring se fig. 3.

The glacial morphology in the Håsjö area, area 1.9, indicates that the ice receded towards Lake Håsjön from all directions. Legend in Fig. 3.

en nunatakkartad vik i isranden. Påfallande är att där de båda dränerings-systemen tangerar varandra i svackor i högländet, avrinningen alltid tycks ha gått från höjdryggens östra sida mot den västra. Exempel må nämnas från sänkan N intill Rödugvålen, sänkan mellan Lillfjället och Gråberget samt passet mellan Gråberget och Skorvdalsfjällets huvuddal. Möjligen har samma varit fallet i Vemdalskalet och passet S om S. Skalsfjället, men spåren där är mindre tydliga. Detta område kan ha utgjort en övergång till området i norr, där isen på västsidan var mäktigare (1.9). Dräneringens riktning visar, att isen i Vemans dal varit mer uppluckrad eller haft en lägre liggande yta än O om fjällryggen. Förhållandet kan ur regional synpunkt också ses som ett tecken på den NO-trend i isrecessionen som ovan nämnts från Linsälltrakten (1.3 och 1.6) och Rätanområdet (1.7).

1.9. Klövsjöfjällen — Vemans övre vattenområde

Högländet kring Vemans källflöden är ett nyckelområde med avseende på isavsmältningen i södra delen av Jämtlands län. Det förtjänar en mycket grundligare studie än vad som här kunnat företas. I området sammanstrålar nämligen isrecessionen från olika riktningar och västra Härjedalens issjöar tycks ha nått fram till dessa trakter.

Den uppför Vemans dal retirera isen tycks, att döma av rikligt förekommande skvalrännor, ha bibehållit sin lobform förbi Vemdalens samhälle och upp i Norr-Vemans dal. Så långt som till trakten av Näsvalen är spåren av den dubbelsidiga laterala dräneringen tydliga (fig. 12). Längre norrut är visserligen de laterala formelementen tydliga på dalens östra sida, dvs. västsidan av Klövsjöfjällen, men på västra sidan, där landet flackar ut, ersätts de av subglaciala eller proglaciala dräneringssår. Sådana spår, vilka allmänt är riktade mot SV, förekommer spridda från Norr-Vemans övre lopp, kring Sör-Vemans dal och vidare ned mot Ljusnans dal kring Hede. Då dräneringens riktning är oberoende av landytans allmänna lutning och morfologi, kan förhållandet knappast tydas på annat sätt än att ett istäcke fanns som löstes upp eller retirerade från SV mot NO i denna trakt. Vi får alltså bilden av ett istäcke över höglandet kring Vemans övre lopp, vilket dels sjunker ihop till en nivå under fjällmassivets, dels löses upp från SV. Från denna ismassa har tidigare Vemdalens islob sträckt sig mot söder, men allteftersom huvudisen sjunker ihop blir loben mindre utpräglad. Till dess snabba försvinnande har säkerligen den kraftiga glacifluviala dräneringen längs dalen bidragit. Lobens spolades bokstavligen bort av smältvattnet. De stora sedimentmängder som därvid frigjordes återfinns i form av den sandur, som från Vemans båda huvudgrenar i norr sträcker sig över Vemdalens samhälle ned mot Vemhån. Sedimentmängden har dock icke räckt till att fylla dalen längre nedströms. Vid Vemhån kilar sandur ut i form av uttunnande, finkorniga distalsediment. Möjligen kan kvardröjande dödisblock i Håsjöarnas sänkor ha bidragit till en viss dämning i området.

Att märka är att den hopsjunkande isen V om Klövsjöfjällen dock tycks ha varit mäktigare än isen O därom. Det visas klart av spår av dränering över fjällryggen från väster mot öster, alltså omvänt mot vad fallet var längre söderut (fig. 13, 14). Som redan antytts representerar själva Vemdalskalet möjligen ett jämviktsläge mellan dessa motstridiga förlopp. De tydligaste tecknen på den östgående dräneringen i fjällen finner vi mellan Oxsjövålen och Skuvfjället. Utanför en torrdal genom detta pass utbreder sig en alluvialkon i Oxsjöns dal. Denna kon är klart extramarginalt och supraakvatiskt bildad. Därav kan man sluta, att Oxsjöns dal var isfri då isytan ännu stod minst 100 m högre V intill de nämnda fjällen. Här må även nämnas, att några spår av en s. k. Oxsjö-issjö (Frödin 1925, s. 166; 1954 a, s. 131) icke iakttagits i Oxsjöns dal, vare sig i form av sediment, strandlinjer eller avlopp.

Förhållandena kring Klövsjöfjällen visar alltså, att isen från sydväst, söder och öster retirerat in mot Vemans källområde. Förhållandena O om Klövsjöfjällen behandlas närmare under 6.2 och N om vattendelaren mot Ljungan under 6.1. Redan här må dock förutskickas, att isen även från Ljungansidan retirerade mot samma trakt, dvs. mot SO. Ett hopsjunkande från NV visas, utom av existensen av Ljungan-issjöarna, av mot NV lutande skvalrännor

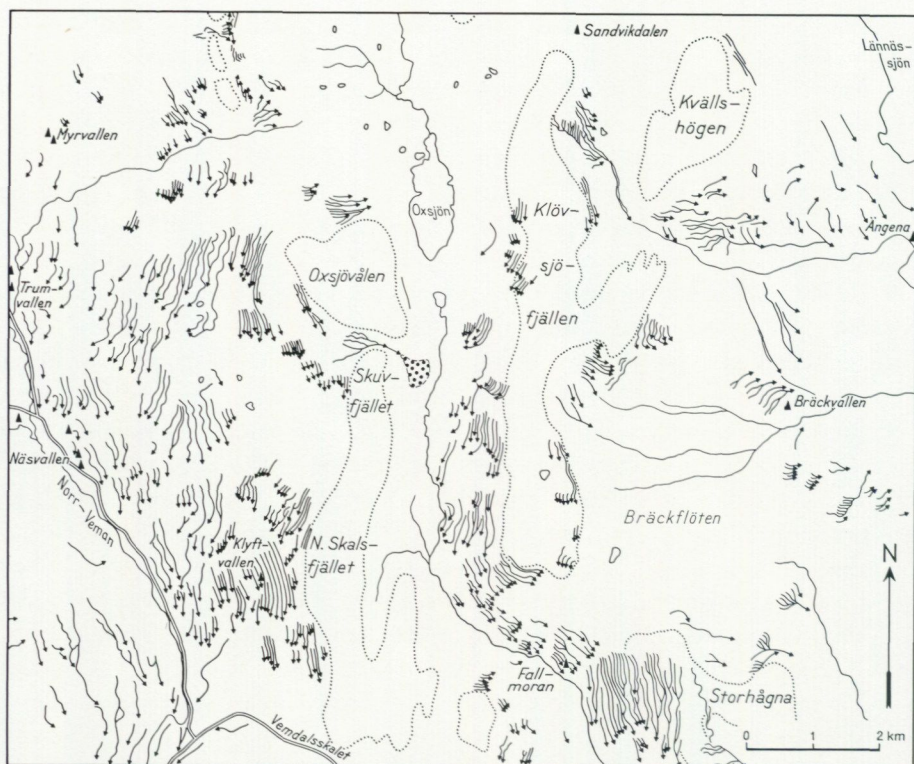


Fig. 13. Skvalrännornas utbredning kring Klövsjöfjällen indicerar isrecession mot norr med allmän hopsjunkning av isen kring fjällryggen. Teckenförklaring se fig. 3.

Lateral drainage channels around the mountains Klövsjöfjällen (area 1.9) indicate ice recession northwards and a general lowering of the ice surface around the mountain ridge. Legend in Fig. 3.

längs västra sidan av Sör-Vemans översta lopp och Särvfjällets östra sida. I trakten av Vemvallen möts de mot NV resp. SV riktade dräneringssystemen. Det är dock att märka, att den NV-gående avrinningen varit lateral eller sublateral, medan den SV-gående varit subglacial eller proglacial. Den representerar troligen ett senare skede i avsmältningen än den laterala dräneringen, då isen på höglandet tunnats ut kraftigt.

På nordsidan av Vemans källområde, dvs. N och NO om Håsjön, återkommer likartade sub- eller proglaciala dräneringsspar, men här riktade mot nordöst och öster. Glacifluviala sediment i Alopans och Dövelns dalar är av klart extramarginal typ och visar att, även om dräneringen redan subglacial tog dessa banor, is låg kvar kring Håsjön, då ifrågavarande dalpartier blev isfria. Vi har alltså här en isrecession mot söder och sydväst belagd. Kontentan av det föregående är alltså, att isen i berörda trakter från alla håll reti-



Fig. 14. De skvalrännor som övertvårar Klövsjöfjällen är riktade från väster mot öster. Från Oxsjövålen norra sida. – Foto J. Lundqvist 1963. Av försvarsstaben godkänd för spridning.
The lateral drainage channels that cross the mountain ridge of Klövsjöfjällen show a drainage from west to east.

rerat mot Håsjöns sänka. Området ligger så lågt (Håsjön 703 m ö. h., Håsjövålen 957 m), att isens rörelse redan måste ha stagnerat, då trakten började friläggas från is. Då trots detta spåren av en riktad recession är klara, måste man dra den slutsatsen, att isen över området bildat en flack dom, kanske ett tidigare isrörelsecentrum, vilken genom tämligen regelbunden hop-sjunkning minskat i omfång. Detta betyder givetvis icke, att vi här funnit spår av landisens sista rester. Samtidigt som Håsjöområdet frilades från is, låg isen ännu mäktig över nordligare trakter, även nere i Ljungans dal närmast i norr (6.1).

2. SYDÖSTRA JÄMTLAND

Med sydöstra Jämtland avses här det brutna landskapet S och SV om Indalsälvens dal nedströms Midskog, SO om en linje från Midskog genom de norra delarna av Locknesjön och Näkten samt O om dalen söderut från Storsjöns sydligaste del. Sistnämnda dal behandlas under Storsjöbäckenet och Indalsälvens dal under östra Jämtland.

Området kännetecknas främst av talrika spår av lokala issjöar, nunataksjöar o. dyl. Alla övergångar mellan strandsediment från dylika småsjöar och

laterala bildningar förekommer. Renodlade laterala fenomen, lateralterrasser och skvalrännor, saknas nästan helt. Dödismorän är allmänt förekommande men på grund av det i regel tunna jordtäcket ofta ej typiskt utbildad. För de sista isrörelserna hänvisas till fig. 1.

Allmänt gäller f. ö. inom området, att såväl ackumulations- som erosionsformer på grund av bristen på lösa jordarter är mindre väl framträdande. Dock tycks mera betydande sådana spår saknas. De som finns tyder icke på några mer omvälvande händelseförlopp i samband med isavsmältningen.

2.1. Näktens dal och området SSV därom

I det föregående (1.7) beskrevs hur dödisrester dröjde kvar i t. ex. Rätanssjöns och Handsjöns sänkor, då isen avsmälte från söder mot norr. N om Ljungans dal tycks istället i sin helhet ha lösts upp i dödisar, vilka orsakat dämningar av samma typ som i de nämnda sänkorna även på landskapets högsta nivåer. I det här aktuella området märks spår av betydande laterala dämningar främst vid Kläppen NO om Rätanssjön, i flacklandet NO om Nordkölens fåbodar, lokalt kring Losjöbodarna, kring L. Nällsjön, samt i Näktens dal. Vidare finns sådana spår utmed dalen Svenstavik-Rätan, men dessa behandlas under Storsjöbäckenet, område 7.1.

Dämningen vid Kläppen fordrar is på södra sidan, dvs. i Ljungans dal strax nedströms Rätanssjön. Även den större dämningen vid Nordkölen fordrar is på sydöstra sidan, ned mot Handsjön. Dessa båda dämningsområden ligger 450 à 500 m ö. h., dvs. i runt tal 150 m över sjöarna i Ljungans dal. De visar ganska klart, att de isrester, som intog de båda sjöarnas bäcken, började isoleras redan då högländet N därom frilades från is. Isens aktivitet i området måste m. a. o. ha upphört redan då de högsta topparna började friläggas från isen (nunatakstadiet; Mannerfelt 1945) eller tidigare.

Dämningarna V och S om Losjön förefaller att vara helt lokala och betingade av smärre isrester som dröjt kvar i Losjöns och angränsande sänkor. De representerar dämningar V, S och N intill dessa dödisar. I angränsande sänkor, t. ex. mellan Losjön och Gillhov samt NV intill Långvattnet, finns f. ö. utpräglad dödismorän som belägg för sådana kvardröjande isrester. Spår av dämningar har dock ej iakttagits där.

I Näktens dal S om Lillån - Lerån är spår av dämningar invid en ismassa i dalen vanliga. Enligt Frödin (1954) skall dessa utgöra strandmärken av Centraljämtska issjöns Näkten- och Brunflo-stadier. Dessa infaller på nivåerna ca 360 resp. 330 m ö. h. Frödins faktiska observationer av strandmärken på dessa nivåer är dock fåtaliga (se Frödin 1954, pl. 2). På grund av Generalstabskartans sällsynt dåliga kvalitet i dessa trakter är det svårt att få något exakt begrepp om de nu iakttagna dämningarnas nivåer. Så mycket kan dock sägas, som att de mera betydande spåren icke är belägna vid de av Frödin angivna nivåerna. De synes vara ganska regellöst spridda i såväl höjd-

som sidled. Så t. ex. ligger grusförekomsterna kring Bingsta på över 400 m och SV därom på närmare 450 m. Grusfälten SO om Tunvågen torde ligga kring 380 m. Vid Dödre förekommer även mjäligen djupbottensediment, vilka når upp till över 340 m. Grusavlagringarna N om Tunvågen skulle möjligen kunna ligga kring Frödins nivåer men de förefaller ej särskilt nivåbeständiga och tillgängliga höjdsiffror på Generalstabskartan medger icke ens en ungefärlig uppskattning av höjdläget. På lägre nivå än Frödins ligger åtminstone delvis sand- och grusförekomsterna vid och SO om Sandnäset. Om flera av nämnda förekomster gäller, att de knappast kan vara verkliga strandbildningar. De flesta torde vara bildade i lokala marginalsjöar av sediment, som tillförts med glacifluviala eller icke-glaciala strömmar från omgivande högre terräng. Tydligt framträder sistnämnda faktum N om Tunvågen, där gruset utbreder sig kring och utanför en liten erosionsdal från NNO.

De största förekomsterna av sediment, som tyder på dämningar i Näktens dal, finns i dalens smala del S om Gillhov. Anmärkningsvärda är dels förekomsternas storlek i den för vågerosion skyddade dalen, dels att de ej når upp till passnivån längre söderut i dalen. Den mest markerade terrassnivån har uppmätts till ca 354 m strax S om Strulstjärn 3 km S om Gillhov. Passpunkten ligger enligt Frödin (1954, s. 98) 366 eller 372 m ö. h. Som Frödin påpekat, saknas spår av erosion över detta pass. Detta förhållande måste tolkas som att inget mer betydande isälvsstråk följt dalen. Spår av glacifluvial dränering av mindre omfattning finns dock på något högre nivåer genom passet samt i form av små, extramarginala avlagringar utanför länsgränsen, längre ned mot Ljungans dal. Strandmärken på en nivå, som motsvarar passpunkten, har dock observerats av Frödin (1954, pl. 2).

Sedimenten i dalen S om Gillhov tolkas rimligen som spår efter en lokal dämning mot söder i Näktens sänka, en dämning vars nivå bestämts av lokala passnivåer i eller invid den dämmande isen i norr. Möjligen har passnivån i stort varit bestämd av landytans allmänna höjdläge på i runt tal 350 m ö. h. i områdena O och V om Monäset längre norrut i Näkten. I varje fall antyder sedimentens höjdläge S om Gillhov dels att samband med Frödins båda issjöstadier icke synes föreligga, dels att, om dämningen orsakats av is i Näktens sänka, denna is varit starkt uppluckrad. På pl. 2 har förhållandet markerats med en öppen issjö i Gillhovdalen samt ett dämt dödisområde i Näktens huvuddal. Den markerade dräneringen mot söder gäller dock endast ett inledningskede. Senare har dräneringen gått via isen i sänkan mot NV eller NO.

I sjöområdet O om Gillhov, vilket dräneras mot Näkten, finns utbredda spår av lokala dämningar, framför allt runt Råssjön, i passet mellan denna och Mellansjön samt kring Örnbergssjön, Kroksjön och Ocksjön. Spåren utgörs av vidsträckta grusförekomster av ibland glacifluvial, ibland strandgrustyp. De når upp till nivåer avsevärt över 400 m. Karakteristiskt är, att de når upp över lokala pasströsklar och även över vattendelaren mot Ljungan.

Om man inte vill laborera med mer eller mindre osannolika, vidsträckta dämningar över högländet, är den enda rimliga tolkningen av dessa förekomster, att de är bildade lateralt runt dödiskroppar i sänkorna eller runt framsmältande nunatakker. Sedimentens typ med övergångsformer mellan isälvsgrus och svallgrus stöder klart en sådan hypotes.

Den totala bilden av isavsmältningen i området visar enbart dödisavsmältning. Någon specifik riktning i recessionen märks icke. Detta intryck bekräftas även av områdets isälvsavlagringar. Subglaciala sådana, vilkas riktning kan ha influerats av isrecessionen, saknas praktiskt taget helt. De enda isälvsavlagringarna är extramarginala sådana, vilka avsatts i bäckdalar i växlande riktningar utanför de nedsmältande dödisresterna.

2.2. Området kring Revsundssjön

Kring och SO om Revsundssjöns SO-ände vid Bräcke märker man samma tendens till utbildning av en islob i dalen som beskrivits från flera håll i det föregående. Liksom i de fallen har loben efter hand delats upp i isolerade partier, vilka dröjt kvar som dödisar framför den sammanhängande isen. Sådana dödisrester har med säkerhet intagit Bensjöns, Flottringens och troligen även Dysjöns bäcken. Kring dödisarna har byggts upp laterala avlagringar, senare när isresterna smält av och lämnat plats för marginalsjöar också strandavlagringar. Exempel på sådana sedimentterrasser av växlande glacifluvial och litoral karaktär finns främst runt Bensjön, särskilt på dess östra sida. Ett annat exempel utgör den mäktiga terrass, varpå Bräcke kyrka ligger. Från denna terrass har en vik av marginalsjön sträckt sig mot SO. Där finner man finkornigare sediment med en morfologi, som visar att sedimentationen skett i anslutning till sönderfallande dödis. I vissa delar av de nämnda sänkorna uppträder utpräglad dödismorän, ibland med angränsande smärre terrasser av glacifluvial natur. Det bästa exemplet erbjuder den västra dalen mellan Bensjön och Flottringen. De hithörande terrasserna ligger på en nivå av ca 316 m ö. h. Enligt Frödin (1954) och Lindkvist o. Svensson (1957 a) är nivån betingad av ett nu nederoderat pass i Dysjöåns dal nedströms Flottringen.

Frödin (1954) har antagit, att de nämnda terrasserna bildats i Revsundsissjön, vilken i ett par skeden (epiglacial och seneglacial tid) skall ha intagit hela Revsundssjöns bäcken. Några skäl för antagandet av en sådan sammanhängande issjö synes dock ej finnas. Terrasserna är ibland, såsom vid Bräcke, av klart glacifluvial karaktär. Vidare uppträder de endast i nämnda trakt på nivåer, som är bestämda av passpunkten mot SO. Enligt Frödins (1954, pl. 2) egna iakttagelser ligger den s. k. Revsunds-issjöns strandmärken längre i norr på lägre nivå. Rimligast är att anta, att terrasserna kring Bräcke etc. är bildade lateralt-marginalt, så som ovan skisserats, SO om Revsundssjöns isfyllda sänka.

Förhållandena V om Bensjön stöder denna hypotes. Där har ett delta ut-

bildats av en isälv från Märtingarnas dal i väster. Deltat har ej avvägts men ligger i varje fall i närheten av 316 m-nivån. Det måste ha byggts upp då Revsundssjöns sydöstra vik ännu var isdämd. Emellertid har samma isälv i ett senare skede skurit igenom deltat, så att sträckvis endast erosionsrester i form av terrasser återstår. Därav följer att, då ett lägre avlopp från Bensjön öppnades, vilket måste ha skett via Revsundssjöns nuvarande avloppsområde, is ännu låg kvar i den brutna terrängen SV om Revsundssjön. När så var fallet är det avgjort rimligast att anta, att delar av Revsundssjöns bäcken också var isfyllda.

I området mellan Revsundssjön och Hungesjöarna i SV märks tydliga tecken på en mot NV riktad isrecession. Den subglaciala dräneringen, markerad av en stor ås, har denna riktning. Vidare visar spåren av lokala dämningar, att den dämmande isen i regel legat i NV. Sådana dämningar har förekommit på flera ställen O om Stugusjöarna samt SO om Sidsjön. Även O om Hungesjöarna finner man sådana spår. Däremot är spåren efter nunatakk- och lokala marginalsjöar i skilda riktningar i detta område nästan obefintliga.

Den mot NV riktade isrecessionen har, fastän kanske med mera nordlig trend, även gjort sig gällande mellan Hungesjöarna-Bådsjön och det ovan skildrade Näktenområdet. Under 2.1 beskrivs hur helt oregelbundet orienterade, lokala issjöspår förekommer SO om Gillhov. Däremellan och Hungesjöarna finns flerstädes likartade spår, ehuru de tycks uppträda enbart i mot NV dränerade dalar. Från dessa dalar går i vissa fall tydliga avlopp mot Hungesjöarnas dal i öster.

Det största och bästa exemplet på isdämning av denna typ utgör dalen Vackersjön-Kälaby-Tjutboda. Stora delar av denna dal täcks av issjösediment, vilka för sin avsättning fordrar dämmande is i norr. Sedimentens utsträckning upp till L. Noren nära Tjutboda i väster visar, att dalen mot NV måste varit isfri åtminstone dit. Därav följer att den dämmande isen låg i norr snarare än i NV. På ett sådant förhållande tyder även deltaterrassen S om Kälen (J. Lundqvist 1969, s. 340). Denna har byggts upp mot söder och sydost framför en iskant i norr.

Framför den sålunda mot norr à nordväst retirerande isen dröjde dock betydande dödisar kvar i Hungesjöarnas dal. Det framgår klart av att utanför avloppet från dämningen S om Vackersjön och andra dalar från NV utbredda isälvssediment avlagrats utmed Hungesjöarna. Deras ytformer och fördelning i terrängen visar, att de måste byggts upp lateralt utmed isrester i dalen. Isoleringen av dessa isrester utgör en kombination av läläget i förhållande till de framsmältande höjderna V om dalen och samma typ av avsnörning från en lob i dalen som beskrevs t. ex. ovan från Bräcke. Dödisen i Hungedalen bevisas ytterligare av utpräglad dödismorän mellan Strången och länsgränsen samt övergångsformer mellan laterala isälvssediment och morän i samma trakt.

Kring Pån och Bådsjön N om dämningen vid Kälabyen märker man samma tendens till dämning framför en norrut vikande iskant. Issjösediment är vanliga längs sjöarnas sydsida. Samtidigt märks en tendens till hopsjunkande is i sjöarnas sänkor. Kring Pån och dalen norrut därifrån finner man dels spår av dämningar även på sidorna om dalisen, dels dräneringssår i terrängen vid dalens sidor. Dessa dräneringssår, t. ex. NV om Smalpån, kan icke ha uppstått på annat sätt än att huvuddalen var isblockerad, så att smältvattnet måste söka sig fram genom närliggande, högre sänkor. Dessa dräneringsbanor kan följas mot norr förbi Klåxåsen (se vidare 7.2).

Mellan Pån och Bådsjön utbreder sig ett av den nutida ån sönderskuret plan av isälvsediment, vilka för sin avsättning fordrat dels intilliggande is i Påns sänka, dels någon form av dämning i Bådsjöns bäcken. Utbredda sediment även mellan Bådsjön och Sandnäs fjärden bidrar till att ge en bild av dödisrester i de större sänkorna, mellan vilka terrängen successivt blev isfri. Det är alltså här fråga om ren dödisavsmältning utan tendens till riktad recession. Dock kan man spåra den S därom tydliga NV-trenden hos recessionen i form av issjösediment på södra sidan av Sandnäs fjärden.

I området Bådsjön–Sandnäs fjärden–Locknesjön är spåren efter glacialfluvial dränering genom terrängens högre sänkor rikliga. De visar alltså, att isen i de djupaste dalarna legat kvar längst. Vissa av dessa spår kan möjligen vara subglacialt anlagda, men sedimenten i anslutning till dem är i regel av klart extra-marginal typ. Loppen måste därför ha tjänstgjort även efter det att de frigjorts från is. Ett gott exempel bildar dalen från Locknesjöns sydände mot SV över Höviken till Bådsjöns nordvästra vik. Ett delta eller lateralterrass uppbyggt mot is i Locknesjöns sänka intar den nordöstra delen av dalen från Höviken. Deltat är delvis sönderskuret av erosion och spåren av denna fortsätter genom dalen. På lägre nivå har vid Bådsjön ett annat delta byggts ut av denna dränering. Där måste ett avlopp från Locknesjöns sänka gått, medan Forsåns dal var blockerad av is men efter det att Bådsjöns avlopp mot Revsundssjön öppnats.

Sedan isen i Forsåns dal luckrats upp, tog dräneringen från Locknesjöns sänka denna väg. Sannolikt var Locknesjön då helt isfylld, ty spår av andra issjöar än marginala dämningar saknas kring den. Spår av den sistnämnda typen finns dock på skilda nivåer, särskilt kring 340 och (enl. Frödin 1954) 333 m ö. h. Det är inte helt uteslutet, att vissa submoräna sediment kring Locknesjön kan utgöra analoga iskontaktbildningar (jfr J. Lundqvist 1967, s. 184). Dräneringen från den hopsjunkande ismassan i Locknesjöns bäcken följde Forsåns dal och orsakade den kraftiga kalspolning man nu finner där. Man bör dock betänka, att jordtäcket i trakten även primärt är obetydligt, varför Forsåns hållmarker ger en något överdriven bild av spolningens omfattning. Mot spolningen kontrasterar dock, trots det sagda, bristen på spolning mellan Brunflo viken och Locknesjön. Det är helt otroligt, att en issjö-

tappning och åtföljande dränering enligt Frödins (1954) bild skulle tagit denna väg och orsakat en så kraftig spolning nedströms det orörda passområdet vid Haxäng. Frågan behandlas vidare under 7.2.

Inom de nordligare delarna av Revsundssjöns bäcken, N om vad som berördes av den lokala dämningen vid Bräcke, och i sjöområdet närmast N därom saknas spår av speciell riktning hos isrecessionen. Alla tecken tyder på, att isen i området sjunkit ihop som dödis. Därvid har lokala dämningar uppstått såväl utmed som mellan de skilda dödisresterna. Strandsediment, laterala isälvs-sediment och mellanformer mellan dem har avsatts i dessa vatten. Någon anledning att dra samman dessa spridda förekomster till en Revsunds-issjö, såsom Frödin (1954) gjort, finns icke, i synnerhet som dylika strandbildningar etc. är sällsynta kring Revsundssjöns huvuddel. De uppträder väsentligen N om sjön och i Bräcketrakten. Frödin (1954, s. 89) uppger att "strandbildningarna" är vanligast på några få nivåer. Emellertid synes minst lika utbredda och mäktiga sediment förekomma på andra nivåer, t. ex. uppskattningsvis kring 350 m ö. h. vid Pilgrimstad. Andra sediment, t. ex. vid Skåknoret O om Revsund, ligger i ett sådant läge, att de icke kan ha avsatts där utan dämmande is på båda sidor, i detta fall i Grimnäs-fjärden och vikarna kring Revsund. Erosions-spår visar, att lokala pasströsklar mellan de sålunda dämnda vattnen spelat en stor roll vid utbildandet av vissa sedimentnivåer. Vid Fanbyn mellan Andtjärnarna och Sundsjön har lokal, extramarginal erosion skurit ut fåror och t. o. m. en liten kanjon samt delvis omlagrat det submoräna vittringsgruset där (jfr J. Lundqvist 1967, s. 158). Uppmätta pass- och sedimentnivåer motsvarar approximativt de av Frödin uppgivna 316- och 311 m-nivåerna. Som nämnts finns ingen orsak att sammankoppla dessa nivåer med passet SO om Bräcke (s. 54) eller löst konstruerade laterala dämningar i Gimåns dal (G. Frödin 1954, s. 88). De varierande nivåerna hos bildningarna kring Revsundssjöns norra del tyder snarast på helt lokala dämningar, men dessutom torde ett flertal passpunkter på nivåer omkring de nämnda teoretiskt ha kunnat inverka. Så t. ex. ligger passet mellan Landsomfjärden och Binnsjön på samma nivå, vidare passet O om Mälgåsen, passet mellan Värsjöarna m. fl. Vidare kan det av Frödin uppgivna passet intill Sundsjöns sydände (316 m) ha inverkat. Det av honom (Frödin 1954, s. 89) angivna randdeltat vid detta pass existerar visserligen ej men väl ett mer lokalt delta på något lägre nivå. Som ett sammanfattande begrepp för de smärre vatten som varit uppdämda i området har på pl. 2 använts namnet Revsunds-issjöarna.

På sådana lokala dämningar mot smärre isrester tyder även lokala, glacial-fluviala erosionsspår mellan området höjder. Ett exempel nämndes från Fanbyn. Ett annat finns över Ammeröns västra ände. Ett flertal rännor genomdrar vidare terrängen V om Anvikssjön och N om Pilgrimstad.

De av Frödin (1954) beskrivna moräntäckta sedimenten kring Revsundssjön kan möjligen utgöra iskontaktbildningar avsatta invid kvardröjande is i sjöns

sänka (se även J. Lundqvist 1967, s. 159 ff.). I förstone syns en sådan tolkning av sedimenten rimligast. Den stora likheten med de interstadiala sedimenten vid Pilgrimstad (Kulling 1945; J. Lundqvist 1967, s. 143 ff.), om man undantar avsaknaden på alla lokaler utom Pilgrimstad av den volymsmässigt obetydliga fossilförande serien, gör dock att man inte kan avfärda tolkningen av hithörande bildningar som interstadiala. Frågan om dessa sediment får tills vidare lämnas öppen, vilket dock icke inverkar på tolkningen i stort av Revsunds-traktens senglaciala historia.

2.3. Gimåns vattenområde nedströms Revsundssjön

I området S om Gimån, O om det ovan beskrivna, är tendensen till isrecession mot norr eller nordväst tydlig. I den riktningen är de subglaciala isälvsstråken orienterade och i områden som dräneras mot norr finner man spår efter dämningar. Bästa exemplet på dämningar utgör Sännåns vattenområde, där en serie issjöar varit dämnda. De har ej närmare utforskats, men tydligt är att sjöar på flera nivåer förekommit.

Man kan tänka sig ungefär följande utveckling av Sännå-issjöarna. Ett högsta stadium, efter vilka spåren är tydliga upp till Räggen, har haft sitt avlopp antingen mot SO till Getteråns dal eller över den dämmande isen. Sedimenten når upp till 350 à 360 m ö. h., vilket är väsentligt under passpunkten mot SO (ca 400 m). Då området kring Gråsjö blev isfritt, sänktes issjön till en nivå, som bestämdes av passpunkten mot Sörbygden i öster, dvs. ca 317 m ö. h. Spår efter tappning och issjödränering i form av tämligen ofullständigt sorterade, grova sediment finns O om detta pass i dalen ned mot Alanäset. Ett lägsta stadium av issjön, i vilket rikliga sediment O och SO om Skåsjön avsatts, har säkerligen haft sitt avlopp via den dämmande isen i Gimåns dal. Då isen i denna dal löstes upp eller smälte bort helt, tappades issjön slutgiltigt genom Gimå-dalen.

Jämsides med issjödämningarna har i det storbrutna landskapet förutsättningar för avsnörning av dödisar varit stora. Spår därav i form av dödismorän finns flerstädes. Bl. a. tycks delar av Sännå-issjöarnas övre område mellan Hemsjön, Räggsjön och Torringen ha intagits av dödis och ej av öppet vatten.

I Gimåns dal och N därom, N om Sännå-issjöarna, blir tendensen till uppdelning av isranden i lobber och avsnörda dödisar ännu mer utpräglad. Förloppet kan följas i stort genom torrdalar, dödismorän och spår efter smärre dämningar. Kring Idsjön-Grötingen har en lob retirerat norrut, en annan mot väster. Spår efter den förstnämnda är subglacialt eller extramarginalt samt lateralt utbildade torrdalar från norr mot söder i höjdområdet kring Äxingmyrkullen samt i dalen mot Nyhem. Torrdalar på södra sidan av Grötingens långa, östra vik visar formen av en mot väster vikande islob eller den mot öster lutande fronten av en norrut vikande is. Att en viss västlig trend hos recessionen varit för handen visas av de i berget nedskurna kanjons (Öretjärndalen

etc.) genom Högberget–Lokberget S om Grötingen och de av Frödin (1954, s. 64) beskrivna spolningsföreteelserna på massivets norra och västra sidor. Frödin sammankopplade dessa fenomen med det s. k. epiglaciala israndläget. Som framhölls i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969, s. 337) torde dock den väsentliga orsaken till erosionens omfattning ligga i bergartens vittrade och bankade natur snarare än i ett uppehåll i isrecessionen. Utanför de nämnda erosionsdalarna utbreder sig omlagrat vittringsgrus i dalen mot SO från Öretjärn, vilket visar, att området O om bergen var isfritt, då isen ännu var minst något 100-tal m mäktig V därom. Andra spår av en mot NV vikande is finner vi i Bådsjöns dal N om Bräcke och vid Håvdsjön vid Nyhem. Mellan Bådsjön och Grötingen har Gimåns bukt mot norr blockerats av is, varvid Bådsjön haft sitt avlopp över näset på Grötingens västra sida. En viss dämning av Bådsjön har blivit följd, varav spår i form av issjösediment finns i dalen S om sjön. I Håvdsjön har den glacifluviala dräneringen av isen pressats mot sjöns SV-sida. Isälvsavlagringar där ligger, jämsides med ett subglacialt bildat kame-landskap i Bodnäset, såsom en terrass an mot höjderna SV om sjön. Kamelandskapet antyder, att en stagnerande isrest dröjt kvar i sjöns sänka, vilket också visas av att dämningar runt sänkan, även i norr, ägt rum.

I Gimåns dal nedanför HK vid Abborrselet (J. Lundqvist 1969, s. 176) har den normala, från kusten riktade isrecessionen (3.2) med avsättning av varviga sediment gjort sig gällande upp till Holmsjöns nordvästra ände. Därövan är tecknen på en dylik avsmältning mindre tydliga. Vissa skäl talar för att i stället dödisavsmältning dominerat i dalen kring Ljungå–Sörbygden–Alanäset. De varviga sedimenten upphör där nästan helt. De ersätts av sand och grus i vidsträckta fält och diffusa terrasser längs sluttningarna. Det förefaller egendomligt om normal svallning, utan medverkan av is, skulle varit så intensiv just i denna mycket skyddade del av Gimåns dal. Ett delta vid Ljungå (J. Lundqvist 1969, s. 348) visar genom en kraftig kamemorfologi, att det avsatts i anslutning till sönderfallande dödis. Vidare finner man spår av dämningar ovanför HK (= ca 245 m ö. h.) även på dalens norra sida, t. ex. i Täcklans dal. Den synnerligen kraftiga kalspolningen kring Sörbygdasjöns östra del och utlopp tyder också på, att en dränering på bred front från en ismassa i dalen kan ha skett. Sistnämnda resonemang är givetvis inte invändningsfritt, då även den kraftiga, glacifluvialt betingade vattenföringen i Gimåns dal kan ha medverkat. Men samma resonemang borde kunna tillämpas på de flesta sjöbäcken, utan att man därför finner särskilt kraftig kalspolning. Speciella förhållanden torde alltså ha rått i Sörbygdasjöns sänka.

N om sistnämnda del av Gimån synes isrecessionen ha gått normalt mot N eller NV. Dödismorän är sällsynt. Den glacifluviala dräneringen har följt de mot SSO lutande dalarna. Rotåns och Gräsmyrbäckens dalar N om Abborrselet är fyllda av extramarginala isälvs sediment, vilka har avsatts direkt utanför den vikande isranden (J. Lundqvist 1969, s. 340). Vid Abborrselet har

denna dränering bidragit till uppbyggnaden av ett stort HK-delta. Då isranden närmade sig den ost-västliga dalen mellan Dockmyr och Kälarne, tycks dock isoleringen i lä om höjderna N om dalen ha medfört, att isen i dalen stagnerade och löstes upp. Spår av dämningar, vilka är vanliga längre västerut, saknas nästan helt. Att döma av de dåligt sorterade, kuperade, oregelbundet fördelade isälvsavlagringarna i dalen har den glacifluviala dräneringen avlänkats subglacialt mot öster genom den stagnerande isen på ett, relativt sett, tidigt stadium.

I Hällesjödalen, dvs. dalen från Ljungå via Hällesjö till Håsjösänkan, och området O därom syns isrecessionen ha förlöpt normalt mot NNV med riklig avsnörning av dödskroppar i sänkorna. Den glacifluviala dräneringen har avlänkats av Hällesjödalen och Indalsälvens dal. I området däremellan har den haft formen av lokal dränering, ofta från de kvardröjande dödisarna. De flesta isälvsavlagringarna, även nere i Hällesjödalen, är av extramarginal typ men visar genom sin morfologi och fördelning i terrängen, att de avsatts invid sådana dödisrester. Även finare sediment av issjötyp förekommer, men de öppna, isdämda vattnen tycks ha varit mycket obetydliga. Som exempel må nämnas de mot norr dränerade områdena kring Kålsjön, Långsjönäset och Myckelhällsjön.

3. ÖSTRA JÄMTLAND

Med östra Jämtland avses området N om det ovan beskrivna, O om Storsjöbäcken och upp till i höjd med Hammerdal i norr. Området kännetecknas av moränformer präglade av aktiv is, talrika spår av issjödämningar samt dödis-morän endast i lokala sänkor. Delar av området ligger under högsta kustlinjen (HK). Denna faller kring länsgränsen i öster på ca 260 m ö. h. och sänker sig därifrån regelbundet till ca 215 m mellan Midskog och Näverede, där den når dalens botten (J. Lundqvist 1969, fig. 83). Den yngre isrörelsen har överallt kommit från NV, medan en äldre isdelare haft sitt östligaste läge inom regionen (a.a., fig. 77).

3.1. Området S om Indalsälven, O om Ismundsjön

Området i fråga har ur isrecessionssynpunkt redan behandlats i en specialpublikation (J. Lundqvist 1959). Det kan därför här skildras kortfattat.

Kontentan av det nämnda arbetet är, att isen var aktiv ännu då den smälte bort från trakten. Dess front retirerade norrut mot Indalsälvens dalgång. Framför den vikande fronten dämades ett flertal issjöar upp. I det tidigare arbetet beskrevs Ismund-, Gransjö-, Sittsjö-, Håsjö- och Kovik-issjöarna. Beträffande alla dessa utom Håsjö-issjön gäller, att de var dämda i mot norr dränerade bidalar till Indalsälvens dal. Spår efter tappningen av dem har ej observerats med undantag för den, vid vilken Sittsjö-issjön sänktes genom en tappning mot Håsjö-issjön (fig. 15). Man kan därför förmoda, att den

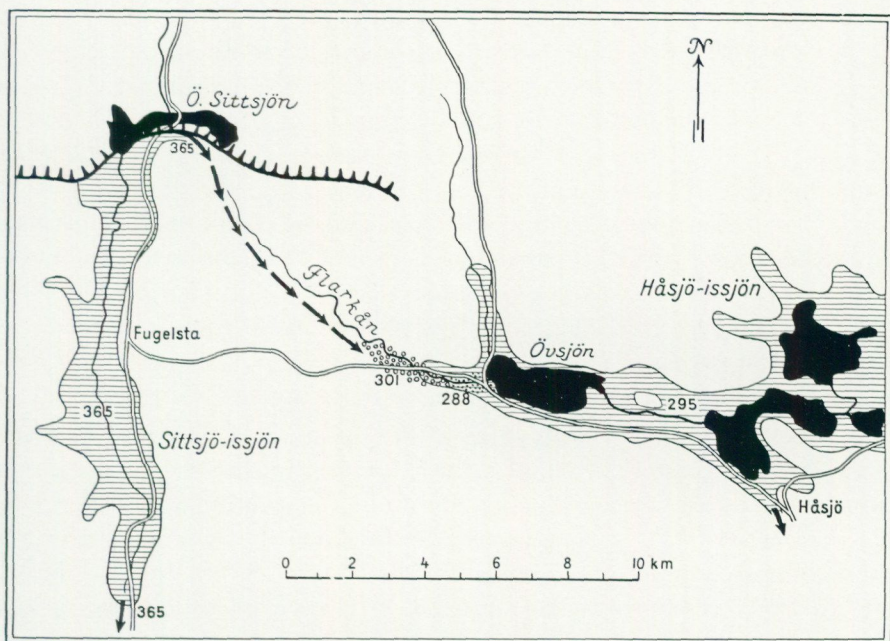


Fig. 15. Sittsjö-issjön och dennas avlopp mot Håsjö-issjön vid tiden för deras maximala utbredning. Från J. Lundqvist 1959, fig. 7.

The Sittsjö Ice Lake and its drainage to the Håsjö Ice Lake at the time of their maximum extension (area 3.1).

slutliga tappningen skett genom isen i Indalsälvens dal, vilken fråga behandlas närmare nedan.

Utöver de i citerade arbete definierade issjöarna må nämnas, att dämningar tycks ha förekommit inom Noråns övre vattenområde. Issjösediment uppträder där kring både Boggsjön, Norn, Skellbrejen och Gårdsjön samt allmänt i dalen upp mot Holmsjön, dvs. på nivåer från ca 335 m ö. h. i norr till ca 400 m i SO.

Det är möjligt, att sistnämnda dämningar skett i anslutning till kvardröjande dödisar. Beträffande områdets övriga issjöar gäller allmänt, att de östra av dem att döma av sedimentens morfologi och utbredning varit öppna. Mot väster blir tendensen till kombination av dödis- och issjöområde allt tydligare. Kring Gransjö-issjön har sålunda vissa ytor sannolikt utgjort öppet vatten, medan i andra delar sedimentationen skett i dödismiljö. Detta visas bl. a. av ett väl utbildat kamefält SV om Gransjön. Ismund-issjöns område präglas än mer av dödismiljön. Sedimenten är obetydliga, medan dödismorän intar betydande areal. Denna dödismiljö, vari en viss avsättning av issjösediment ägt rum, torde ha varit ännu mer utpräglad i dalen N och S om Ismundsjön. I söder, kring Börjesjön och Röringen, syns inga spår av öppen issjö. Däremot

förekommer moräntäckta sediment (J. Lundqvist 1967, s. 167), som på detta sätt får en naturlig förklaring. Nedströms Ismundsjön torde med all sannolikhet de submoräna sedimenten vid Sännsjölandet och Lillsjöhögen (Frödin 1954, s. 227; J. Lundqvist 1967, s. 165) vara betingade av samma dödis-sjömiljö. De torde markera antingen ett isdämt, dödisfyllt område eller Ismund-issjöns subglaciala dränering mot Indalsälven. De moräntäckta sedimenten S om Näversjön (J. Lundqvist l.c.) på sidan om en eventuell dräneringsväg antyder dock, att den förstnämnda faktorn haft någon inverkan. Ytterligare belegg för samma tolkning kan kanske den av Caldenius (Carlzon 1909, s. 217) moräntäckta åsbildningen vid Boggsjö ge. Övergången från öppna issjöar i öster till isfyllda, dämnda bäcken i väster har speciell betydelse mot bakgrund av förhållandena inom Storsjöbäckenet (se vidare 7.2).

Håsjö-issjön (A. G. Högbom 1906, s. 149; J. Lundqvist 1959, s. 16) har, genom att den måste varit dämnd i öster, ett principiellt intresse. Utbredda issjösediment i större delen av sjöområdet kring Håsjö visar, att en eller möjligen flera betydande dämningar måste ha förekommit. Dämningen har NV om Håsjö kyrka nått upp till 295 m ö. h. (J. Lundqvist 1959, s. 16), NO därom kring Fisksjön etc. möjligen något lägre (285 m). I varje fall är dock dämningen av en sådan storlek (ca 20 m över sjöarnas nutida ytor), att den knappast kunnat komma till stånd utan medverkan av is. Att märka är att isdämning måste ha förelegat såväl mot Hällesjödalen i söder som mot Singsån i öster. En rimlig förklaring är, att dödisen i Hällesjödalen (s. 60) legat kvar relativt länge. Förutsättningar finns, då dalen är djupt (ca 200 m) nedskuren mellan omgivande högländ, särskilt om man antar, att isrecessionen över dalen haft en nordvästlig trend. Dämningen mot Singsån kan på motsvarande sätt ha skett genom att dödis dröjt kvar i lä om det höga berglandet SV om Hammarstrand. Den sistnämnda dödisen kan möjligen ha sträckt sig in i Singsjöns bassäng, där issjösediment nästan helt saknas. Moränartat material på issjösediment vid den f. d. fäboden mellan Singsjön och Hungsjön V därom är ett indicium på sådan dödismiljö liksom en viss dödismorfologi hos området morän. Dämningen måste ha bestått en längre tid. Det visas utom av Sittsjö-issjöns tappning, varvid ett delta byggts ut i Håsjö-issjön, av den omständigheten att den extramarginala dräneringen från en iskant ca 6 km N om Fisksjön också byggt ut ett delta i issjön. Även de finkorniga sedimenten kring Fisksjön sträcker sig upp till detta delta. Följaktligen måste isrester, som var så sammanhängande att de kunnat dämna detta stora issjöområde, legat kvar minst 10 à 15 km framför den aktiva isfronten.

Någon säker uppskattning av hur länge dessa isrester dröjt kvar går f. n. knappast att göra. Vi kan emellertid på försök anta, att det av Borell o. Offerberg (1955) identifierade tappningsvarvet -48, vilket uppträder från Singsåområdet och söderut, härrör från tappningen av Håsjö-issjön. Om samtidigt Lidéns (1913) israndläge 297 (-130 i De Geers tidsskala) över Helgum på ett

rimligt sätt kopplas ihop med Borell o. Offerbergs israndlägen, finner vi, att sagda linje enligt resonemangen ovan bör falla någonstans på sydsidan av Indalsälvens dal S om Krångede. Det ger en tidsskillnad på ca 80 år för kvardröjandet av en så sammanhängande isrest, att den förmått orsaka större dämningar. Även om detta resonemang vilar på alltför lösa grunder, ger det en uppfattning om en rimlig tidsåtgång för förloppet (se vidare nedan).

Beträffande isrecessionens riktning över området ger sporadiskt förekommande marginalt eller frontalt bildade torrdalar vissa upplysningar. Sådana finns t. ex. på de norrut vettande sluttningarna NV om Fisksjölandet och S om Sittsjöarna. Dessa rännor löper alltid mot öster och ger därigenom en antydning om, att isytan stupat i denna riktning. Isrecessionen har därför med all sannolikhet haft en västlig såväl som nordlig trend, vilket haft till följd en avsmältning mot NV eller NNV.

3.2. Indalsälvens dalgång nedströms Lit

Isrecessionen i Indalsälvens dal är ur kronologisk synpunkt känd genom Caldenius (Carlzon 1913) och Borell o. Offerbergs (1955) undersökningar. Den aspekten av problemet skall därför ej beröras här. Här må endast anföras, att enligt dessa arbeten isrecessionen från länsgränsen längs älvdalen till Stugun omfattade en tid av 200 à 250 år.

Beträffande mekaniken i förloppet är kunskapen trots allt mer ofullständig. Enligt Borell o. Offerberg har isen i dalens trängre partier bildat en lob, i de öppna ett estuarium. Caldenius (Carlzon 1913, pl. 8) har skisserat en lob i området kring Halåns och Singsåns utflöden samt ett estuarium i Gesundens bäcken och därovanför. Recessionen i sin helhet har enligt honom gått från öster mot väster, dvs. följt dalen uppåt.

Beläggen för de nämnda förhållandena är dock i det närmaste obefintliga. Borell o. Offerberg (1955, s. 22) uppger direkt, att lob- resp. estuarieform är helt hypotetiskt utritad och att deras material ej tillåter bestämning av iskantens form. Vad beträffar området kring Gesunden har, som tidigare framhållits (J. Lundqvist 1969, s. 172), estuarieformen inga belägg i varvmätningarna. Man kan på den grunden lika väl upprita ett rakt israndläge i riktningen ONO-VSV. Även israndlägenas nord-sydliga sträckning vid Hammarstrand och Halån (Carlzon 1913, pl. 8) kan lika väl ges en annan tolkning, som bättre stämmer med jordartsfördelningen. I båda områdena har mycket kraftiga glaci-fluviala dräneringsstråk mynnat, nämligen från Gerilåns resp. Halåns dalar. Dessa stråk markeras av åsar och mäktiga extramarginala avlagringar. Dalarnas sträckning i N-S eller NNV-SSO i kombination med isens rörelse från NV gör det sannolikt, att isälvarna varit förskjutna mot östra dalsidorna. Att så var fallet åtminstone på vissa sträckor framgår såväl av jordartskartan som av Caldenius bild av åsarnas sträckning. Samtliga de av hans varvlokaler, som belyser israndens nord-sydliga sträckning, är belägna invid eller på

västra sidan av åsarna. Det är därför lika rimligt att tolka hans israndlägen som västra sidan av kalvningsbukter kring åsarna, vilka legat något O om dalens mitt.

Även om en kalvningsbukt varit utbildad i dalen nedströms Gerilåns mynning, är det mycket troligt att isranden bildat en lob i dalen. Antagandet är hypotetiskt men ter sig regionalt sett rimligt. Det skulle kunna förklara de enstaka, alltför höga observationer av "HK" som gjorts på flera håll i dalen (jfr J. Lundqvist 1969, s. 176). Dessa utgör troligen spolningar av lateralt smältvatten eller lokala marginalsjöar. Lobformen kan också förklara dämningen i Håsjötrakten (3.1). Även en ganska svagt markerad lobform av isen i Ragundadalen kan reducera den ovan skisserade tidsskillnaden 80 år till i det närmaste 0. Dämningen har i detta fall orsakats först av isloben själv, sedan möjligen under en kortare tid av från denna avsnörda restpartier.

I dalen uppströms Gerilån stämmer antagandet av en i O-V eller ONO-VSV orienterad isfront som redan nämnts (se även J. Lundqvist 1959; 1969, s. 172) bäst med fältförhållandena. Den av Caldenius (Carlzon 1913, s. 316) och G. De Geer (1940, pl. 70) antagna isavsmältningen mot söder från Indalsälven har, som ovan (3.1) visats, icke ägt rum. Issjödämningarna visar, att isranden över dalen retirerat mot norr. Det stämmer även väl med Hörnstens (1964, fig 6) regionala bild av isrecessionens förlopp O om det här aktuella området. Ytterligare ett indicium är isälvsavlagringarna vid Krångede. Dessa är lokaliserade till det södra av de två passen från Gesundens bäcken, där alltså troligen isens tryck först lättade. Det norra passet, där Indalsälven nu rinner, är nästan helt fritt från isälvs sediment.

Emellertid har i ett senare skede dödisrester isolerats i dalgången. Det gäller främst ovanför fornfjordens innersta ände vid Näverede. Läget i den djupa dalen, sträckt parallellt med den vikande isfronten, måste varit gynnsamt för dödisavsnörning. Spår därav i form av mycket utpräglad dödismorän är vitt utbredda i dalen mellan Näverede och Handog. Ovanför dödislandskapet vid Handog, där dalen flackar ut, har emellertid avsnörningen av dödis varit mindre accentuerad. Öppet vatten har där brett ut sig framför isfronten och dämats av dödisen. Det var den s. k. Lit-issjön (E. Hult De Geer 1953, fig. 3; J. Lundqvist 1959, s. 12).

Nedanför Stugun, eller i varje fall nedanför Gesundens bäcken, finns ingen anledning förmoda, att isen inte varit aktiv. Däremot är det en ännu olöst fråga om även oscillationer av isranden förekommit. De moräntäckta sedimenten på dalens botten har tidigare [Fegræus 1890; A. G. Högbom 1899; Caldenius (Carlzon) 1913] tolkats som oscillationslagerföljder. Problemet diskuterades senare av J. Lundqvist (1967, s. 64), som sammanställde skälen för och emot oscillations- resp. interstadial lagerföljd. Båda tolkningarna får hittills anses möjliga. De moräntäckta sedimenten låter sig väl inordna i den interstadiala utvecklingen, såsom den beskrevs i nämnda arbete. Man kan

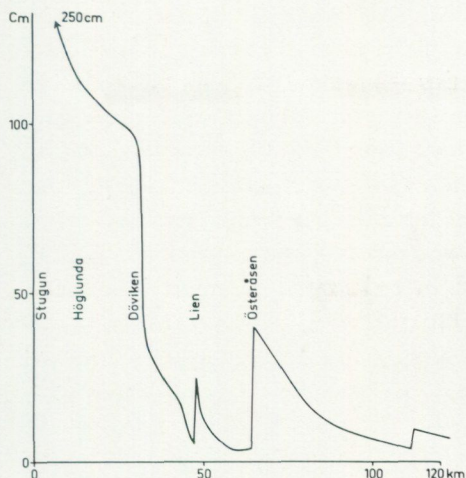


Fig. 16. Mäktigheten av De Geers 0-varve längs Indalsälven enligt Borell o. Offerbergs (1955) uppgifter. Varvet blir tunnare mot öster, men nedströms trånga dalpartier med isälvsavlagringar ökar mäktigheten åter.

The thickness of De Geer's zero varve along the river Indalsälven. The layer becomes thinner eastwards (to the right) but the thickness increases downstream narrow valley parts with glaciofluvial deposits.

dock inte bortse från att senglaciala oscillationer av isranden är en lika rimlig tolkning – rent allmänt sett kanske den mest närliggande. Visserligen har vid de geokronologiska arbetena i dalen inga säkra belägg för sådana oscillationer funnits [Caldenius (Carlzon) 1913; Borell o. Offerberg 1955], men å andra sidan är de erforderliga oscillationerna så kortvariga (enligt Caldenius, a.a., s. 346 "minst c:a 20 år") att de ingalunda behöver komma till synes i den upprättade varvkronologin. De av Caldenius (a.a.; 1924, s. 55) anförda morfologiska beläggen för oscillationer (s. k. ändmoräner etc.) är dock till sin natur helt oklara. Egentliga ändmoräner är det icke fråga om och som bevis för de antagna oscillationerna är dessa företeelser icke relevanta. I detta sammanhang bör även observeras, att de störningar i de varviga sedimenten, som förmodats (Carlzon 1913) vara en följd av iskantens framryckning, att döma av publicerade bilder i regel tycks vara sådana som orsakas av porvattenavgång från sedimentet.

På sidorna om dalen saknas tecken på isoscillationer. Detta förhållande behöver dock icke vara utslagsgivande, ty oscillationerna kan mycket väl ha berört endast isloben i dalen. Ahlmann (1924, s. 7) har poängterat hur känslig isen i dalen måste ha varit för de lokala topografiska betingelserna. Längre än så kan diskussionen f. n. icke föras, men för utredningen av den regionala isavsmältningen torde detta faktum sakna större betydelse.

Frågan om tappningen av isdämda sjöar till den fjord, som vid isavsmältningen intog dalgången, har tilldragit sig stort intresse, inte minst därför att Gerard De Geer (1940) lät ett av dessa varv utgöra 0-året i hans tidsskala. Detta varv ansågs redan av Caldenius (Carlzon 1913) härröra från tappningen av Centraljämtska issjöns Kall-stadium (se s. 133). Ytterligare ett antal tapp-

ningsvarv förekommer. Som Borell o. Offerberg (1955) visat, har ett par av dessa (varven -48 och -67) sin största mäktighet i området kring Indals-Liden utanför länet. 0-varvet har, enligt Caldenius (Carlzon 1913), sin största mäktighet och kornstorlek vid Stugun, varifrån varvet blir tunnare och finkornigare nedströms (fig. 16), dock med vissa växlingar (Borell o. Offerberg 1955, s. 20). Varven -48 och -67 kan mot norr spåras endast till Ragundatrakten, där de kilar ut. Det är därför tänkbart, att dessa varv härrör från tappningar nedströms länsgränsen men denna fråga måste t. v. lämnas öppen. Sundborg (1964) har dock visat, att en materialtransport inåt dalen förekommit i samband med tappningar, varför tankegången är fullt rimlig.

Att 0-varvet härrör från en tappning i Indalsälvens dal, då isranden stod vid Stugun, torde stå klart. Däremot är det mer oklart vilken tappning som givit upphov till varvet.

Mot bakgrund av den tolkning av issjöarnas och isavsmältningens utveckling i Centraljämtland som nedan framläggs (4.1) är det tämligen klart, att tappningen av Centraljämtska issjön icke kan ha försiggått enligt De Geers (1940) klassiska bipartitionsteori. Därmed är givetvis icke uteslutet, att 0-varvet kan härröra från någon tappning inom Storsjöbäckenet. Det är dock i så fall förvånande, att inga spår av en sådan tappning har observerats vid den i dessa trakter ganska noggranna jordartskarteringen. Extrapoleras s. a. s. det 2,5 m mäktiga, grovsteniga 0-varvet vid Stugun västerut, väntar man sig att finna mycket grova sediment av normal tappningstyp och/eller storslagna erosionsformer. Särskilt gäller detta vid jämförelse med de företeelser som orsakats av väsentligt mindre tappningar i andra delar av länet. En sänkning av Centraljämtska issjön från Kall- till Näld-stadiets nivå innebär dock en plötslig avtappning med en volym av storleksordningen minst 10^{10} m³ (s. 68).

Spår efter en dylik tappning kan tänkas utgöra kalspolningar eller andra erosionsföreteelser, torrdalar el. dyl., längs dalgångens sidor eller på dess botten. Caldenius (Carlzon 1913) har framfört den mycket rimliga, men ganska obeaktade synpunkten, att issjötappningen försiggått subglacialt under en längre tid. Man måste dock ställa sig tveksam dels till möjligheten av en så långvarig tappning utan att den dämmande, tunna isen helt genombrutits, dels till benämningen tappning för en dylik process. Denna skiljer sig ej nämnvärt från normal subglacial dränering.

Oavsett hur en tappning från Centraljämtska issjön må tänkas ha gått till, saknas spår av anförd typ efter densamma. De spolningsföreteelser, som onekligen förekommer på dalsidan SV om Stugun, är lokala och ganska obetydliga företeelser, vilka med all sannolikhet uppkommit lateralt invid den norrut vikande iskanten. Varken där eller i moränterrängen längre uppströms i dalen har den ofta kuperade och dödismoränartade ytan morfologiskt påverkats av erosion. De erosionsspår som förekommer kring Storsjöns utlopp (7.2) är riktade vinkelrätt mot dalen, ej längs denna.

Moräntäckta sediment, som skulle kunna härröra från en subglacial tappning, saknas. De sporadiskt förekommande submoräna sedimenten mellan Lit och Midskog är icke av tappningstyp och med stor sannolikhet interstadiala (J. Lundqvist 1967, s. 57). De övriga, spridda förekomsterna av moräntäckta sediment i och kring dalen är klart lokala företeelser, vilka icke kan kombineras till subglaciala dräneringsbanor.

Icke moräntäckta, glacifluviala bildningar förekommer också sporadiskt längs dalen. Dessa har på norra dalsidan klart samband med stråk av isälvsavlagringar från norr. På södra dalsidan uppträder de isolerat i sådana lägen och med sådant material och morfologi att ett samband med tappningar längs dalen är uteslutet.

De tydliga spåren efter Lit-issjön ger vid handen, att en tappning västerifrån måste skett antingen på en högre nivå än Lit-issjöns (280 m ö. h.) eller efter det att issjön tömts. Som ovan framhållits saknas spår av ett förlopp enligt det förstnämnda alternativet. Enligt alternativ 2 måste man vänta sig, att vid en tappning dels någon form av delta av tappningssediment bildats i selet vid Lit, dels erosionsföreteelser uppkommit bl. a. vid selets utlopp vid f. d. Skärhällsforsen. Båda företeelserna lyser med sin frånvaro. I stället påträffar man ostörda finkorniga sediment (mjåla, finmo) även i utsatta lägen samt väl bevarad dödismorän med för erosion känsliga former.

Slutsatsen av det anförda kan bara bli, att någon katastrofartad tappning av Centraljämtska issjön längs Indalsälvens dal icke ägt rum och alltså icke givit upphov till 0-varvet. Beträffande issjöns dränering hänvisas till avsnitten 4.1 och 7.2. 0-varvets liksom övriga tappningsvarvs upphov får sannolikt sökas i mera lokala förhållanden. Att direkt sammankoppla dem med bestämda issjötappningar låter sig f. n. ej göra, men en rimlig tolkning av 0-varvet är, att det orsakats av Lit-issjöns tömning.

Spåren efter Lit-issjön är mycket tydliga, både i form av strandbildningar, deltan och djupbottensediment (J. Lundqvist 1959, s. 13 ff.). Mot öster, dvs. kring Handog, bryts sediment och deltan av dödismorän och visar själva dödismorfologi. Nedströms Handog avlöses de av utpräglad dödismorän, vilken intar dalen ned mot Näverede. Tydligt är att i dalen kvarliggande dödismorän, möjligen isolerad från den norrut retirerande isfronten, orsakat issjöns dämning. Då denna dödismorän luckrats upp och issjöns vatten börjat tränga igenom den, har den sannolikt snabbt brutits upp helt. En katastroftappning har blivit följden. Utanför isproppen har grovt grus avsatts i form av 0-varvet vid Stugun. Eventuellt kan även de moräntäckta, ofullständigt sorterade sedimenten vid Dusnäsbacken V om Stugun och den ganska dunkla åsbildningen Sundholmen vid Torvalla vara bildade vid tappningen under de yttre delarna av den dämmande dödismoränen, men säkra belägg för en sådan hypotes saknas. Det bör här observeras, att det icke behöver vara en från huvudisen isolerad dödismorän, som dämt issjön. Rimligare är kanske att anta, att dämningen ägde rum då isen i

dalen ännu hängde samman med den aktiva huvudisen och att avsnörningen av dödis ägde rum först efter tappningen.

Nedströms Stugun visar 0-varvet stora variationer, vilket framgår av de äldre varvmätningarna (fig. 16; Carlzon 1913, s. 350; Borell o. Offerberg 1955, s. 20). Lagrets mäktighet varierar inte endast med vattenföringen utan även med andra faktorer såsom sedimentationsyta och tillgång på material, vilket gör en bedömning av rimligheten i hypotesen svår. Borell o. Offerberg (l.c.) har visat, att något generellt samband mellan mäktigheten och dalens bredd ej tycks finnas. Däremot är det sannolikt, att den rikligare tillgången på material nedströms trängre dalpartier med lätteroderade, glaciälviala sediment kan orsaka tillfälliga ökningar i lagrets mäktighet. Så kan t. ex. vara fallet nedströms Krångede (Döviken: lagret=98 cm), nedströms Halåns mynning (Lien: lagret=25 cm) och vid Fors (Österåsen: lagret=40 cm).

0-varvets mäktighet är väl förenlig med antagandet av att det härrör från Lit-issjöns tappning. Sundborg (1964) har beräknat, att tappningsvarven i dalen motsvarar en vattenföring av storleksordningen 6 000–10 000 m³/sek. Lit-issjöns volym kan uppskattas till storleksordningen 10⁹ m³. Det innebär, att en tappning av issjön under ca ett dygn (10⁵ sek.) ger en vattenföring, som är förenlig med lagrets mäktighet. Därtill kommer, att man mycket väl kan tänka sig, att en tappning till Lit-issjön från t. ex. Centraljämtska issjöns område kan ha varit den utlösande faktorn vid issjöns tappning, vilken omständighet skulle ytterligare öka vattenföringen. Vidare bör beaktas att en snabbare förlöpande tappning ger en ännu större vattenföring. Man kan följaktligen konstatera, att tappningen av Lit-issjön bättre överensstämmer med fältförhållandena än en hypotetisk plötslig sänkning av Centraljämtska issjön. En grov uppskattning av vattenminskningen i denna issjö vid en sänkning från Kall- till Näldnivån ger till resultat 10¹⁰ à 10¹¹ m³, dvs. mellan 10 och 100 gånger så stor volym som i fråga om Lit-issjön. Förloppet måste i ett sådant fall tänkas utsträckt över i motsvarande grad längre tid.

3.3. Östra Jämtland NO om Indalsälven

Inom hela det aktuella området upp till Hammerdalstrakten är tendensen till normal recession av en aktiv isfront tydlig. Framför isfronten har issjöar varit dämnda och i sänkorna har dödisar dröjt kvar.

Kring länets ostspets, som först blev isfri, ser man denna avsmältningssmekanik avspeglad i Malmsjö-issjön (J. Lundqvist 1959, s. 19) och i dödisterängen i Ödingens bäcken. Där landytan sänker sig mot Järåns dal, vilken ligger under HK, har dämningar utmed iskanten skett mot höjderna O om Bispfors och i Ödingsåns dal nedanför Ödingen. I sistnämnda fall förekommer spridda issjösediment i dödismiljö, visande en övergång från dödisavsmältningen i sjöns bäcken till slutningens dämningssmekanik.

Den kuperade terrängen mellan Halån och Järån är präglad av den aktiva isen, men smärre dödisrester måste ha dröjt kvar i vissa sänkor. Talrika extramarginala isälvsediment visar utpräglad kamemorfologi (J. Lundqvist 1969, s. 312), och måste ha avsatts i anslutning till smärre dödisrester och isblock.

Uppför sluttningen mot höglandet N om Indalsälven och i biflödenas dalar från NV märks överallt samma tendens till normal isrecession i dalarnas riktning. Såväl de subglaciala som – naturligt nog – de extramarginala isälvsavlagringarna har denna riktning och följer i regel dalarna. Sannolikt har isen skjutit fram som lober i dalarna. Man finner nämligen på flera håll spår av isdämda sjöar på sidorna av dalarna. Så t. ex. har Borgå-issjön (J. Lundqvist 1959, s. 12) dämts i Borgåns och Gulåns dalar av isen i Ammerådalen. Som framgår av utpräglad dödismorän i Borgåns dal har emellertid till dämningen medverkat en på lobens sida kvardröjande isrest.

På Ammeråns västra sida har Mårdsjö-issjön (Frödin 1925, s. 182; J. Lundqvist 1959, s. 11) varit dämd. Enligt Frödin (1925, s. 178) tyder lateralt (eller proglacialt) bildade torrdalar i Mårdsjö på att isen även uppe i höglandet bildat korta lober mellan höjderna.

I Mårdsjöområdet och framför allt VNV därom blir tendensen till kvardröjandet av dödisar allt mer utpräglad. Dödismoränens areal tilltar och blir icke lika strängt bunden till terrängens sänkor som i SO. Dock märks även i döditerrängen en nordlig eller nordvästlig trend i isavsmältningen. Sålunda har i Halasjöns sänka öppet vatten, vari issjösediment kunnat avsättas, existerat mellan dödismassorna. Det är möjligt, att detta vatten hängt samman med den ganska dubiösa Hammerdals-issjön (pl. 2 och 8.1). Även nere i Ammeråns dal blir moränen alltmer dödisbetonad upp mot sjöområdet kring Hammerdal. Det är att märka att, om Hammerdals-issjön överhuvudtaget existerat, den fordrat en dämning i själva Ammerådalen. Detta torde i så fall ha skett i dalens trånga del mellan Skyttmon och Solbergsvattnet, där mycket väl utbildad dödismorän från Halasjöområdet sträcker sig ned mot Ammerån.

Tendensen till dödisavsnörning blir tydligare ej endast mot norr utan även mot väster. Ett regionalt samband finns mellan dödisområdena i Halasjötrakten etc. och det ovan beskrivna dödisområdet nedströms Lit (3.2). Även de skildrade förhållandena nere i Indalsälvens dal med en viss, mot Lit tilltagande dödisavsnörning i dalen är sålunda ett uttryck för samma tendens.

Ännu O om Hammerdal är dock avsmältningen mot NV med uppdämning i mot norr dränerade områden tydlig. En hel serie issjöar har där identifierats (J. Lundqvist 1959, s. 10). Även där gäller den ovannämnda tendensen att issjöarna varit öppna i öster men mot väster allt mer fyllda av dödis. Sörviks- och Recksjö-issjöarna var troligen relativt öppna, medan den lilla Tannsjö-issjön säkert delvis var isfylld. Kameområdet Dammtjärnremmen (se J. Lundqvist 1969, s. 256) är ett uttryck för denna tendens. Stora mängder glaciflu-

vialt material har där deponerats i dödismiljö. Möjligen skedde avlagringen i anslutning till Hammerdals-issjöns yta (se vidare 8.1).

Några tappningsvägar för de sistnämnda issjöarna har ej identifierats. Tro- ligen tappades de genom den dämmande isen, då denna stagnerade och föll sönder. Tendensen till dödisavsmältning förhärskar helt N om dessa issjöar och vi är därmed inne i den avsmältningsmekanik som dominerat i norra Jämtland (se vidare region 8).

4. CENTRALJÄMTSKA ISSJÖNS OMRÅDE

I denna region innefattas området V om Långans övre lopp och en linje Landön –Mörsil samt N om Indalsälvens dal–Ännsjön–Storlien. Regionen känneteck- as av talrika spår av issjöar, bl. a. varvig lera och strandbildningar. Jordtacket är i övrigt obetydligt, varför välutbildade moränformer saknas. De som finns är präglade av den aktiva isen. Beträffande isrörelserna är att märka, att i da- larna i områdets östra del en viss lobform hos isen medfört, att den sista rörelsen avlänkats snett i n o t höjdområdena. Isen var därför med säker- het rörlig ännu då landskapets storformer började att märkbart påverka rö- relsen. Man kan därav dra den slutsatsen, att isen över Storsjöbäckenet, varifrån isen i stort rörde sig, ännu var mäktig, då den tunnats ut väsentligt över regio- nens västra del.

Regionen är ett av våra klassiska områden för issjöstudier. Redan i slutet av förra seklet gjorde Gunnar Andersson (1897) och A. G. Högbom (1892, 1894, 1897, 1910) undersökningar över Centraljämtska issjön och dess sido- sjöar. Senare har framför allt G. Frödin (1913) ägnat issjöarna och isavsmält- ningen där ett grundligt studium. Trots att en viss revision är nödvändig – även efter det här föreliggande arbetet – kan området därför anses relativt väl känt.

Lervarvskronologi

Lervarvskronologiska undersökningar i området utfördes redan av Gerard De Geer (1940), vilken uppmätte och konnekterade ett tiotal varvserier främst från Åredalen. Då konnektionerna ej alltid kan anses övertygande och då det dessutom visat sig, att störningar av olika slag i lagerföljderna i området är mycket vanliga, ansågs det emellertid motiverat att vid länskarteringen företa en viss revision av kronologin. Särskilt gäller detta som De Geers anknytning av varvserierna från området med den svenska tidsskalan knappast är hållbar. De enda närliggande varvserier, med vilka området knutits till tidsskalan, är nämligen från Vålbacken och Frösön (G. De Geer 1940, pl. 85), vilka leror visats vara interstadiala, ej senglaciala (härom se J. Lundqvist 1967). Då under- sökningar av issjölerornas stratigrafi skulle göras för länskartan, erhöles ett stort material av varvserier på korta avstånd från varandra, vilket borde vara idealiskt för lervarvsmätningar. De preliminära resultaten av dessa undersök- ningar har redan publicerats (J. Lundqvist 1964 a). Där förutskickades dock

att resultaten sannolikt skulle komma att revideras, vilket också visade sig vara fallet.

För upptagningen av varvserierna har i regel använts foliekärnborr. Härutöver är ett mindre antal varvserier uppmätta i öppna skärningar. Ett problem vid all provtagning med folieborren är att få med bottenvarven (se t. ex. R. Bergström 1968). I det aktuella området har detta problem varit mindre besvärande. Sedimenten är tunna och endast ett fåtal moiga bottenvarv är utbildade. Det har alltid varit möjligt att invid borrhålets neddriva en sond till fast botten och därigenom erhålla uppgift om det exakta sedimentdjupet. I de få fall, där ett kortare stycke saknats i borrhålet, har det varit lätt att med kännedom om varvseriernas normala utseende skatta antalet saknade varv. I regel är det endast en del av det understa varvet som gått förlorat. Man kan därför vara övertygad om, att varvmätningarna, vad bottenvarven beträffar, är korrekta på ett eller ett par år när.

Vanligt är att moiga bottenvarv ej är utbildade. I dessa fall har det icke vållat någon svårighet att driva ned borren. För säkerhets skull har borren pressats så att även ett stycke av moränunderlaget, i något fall t. o. m. underlag av fast anstående mjuk fjällskiffer, erhållits i kärnan.

Kärnornas lera har nästan alltid varit praktiskt taget svart till färgen, utan synliga varv. Därför har kärnorna packats i plastfolie och med bevarad naturlig fuktighet transporterats till laboratoriet. Vid senare tillfälle har de packats upp och fått lufttorka. Varven i olika delar av en kärna framträder vid olika fuktighetsgrad, varför kärnorna studerats under flera dagar. Vid lämplig fuktighet har varvgränserna framträtt med utomordentlig skärpa och tydlighet, med svarta vinterskikt och ljusgrå sommarskikt. I många fall har detta inträffat först efter flera dagars torkning. På detta sätt har det emellertid icke vållat någon svårighet att noggrannt mäta upp varvserierna. Enstaka varvgränser har dock under hela torkningen varit mycket diffusa. I sådana fall har vid konnektionen med andra serier varven slagits samman eller gränserna bibehållits beroende på utseendet av de varvserier, med vilka konnektion erhållits.

Större problem än uppmätningen och erhållandet av bottenvarvet har det förhållandet vållat, att lerorna i området ofta är kraftigt störda av skred, kvicklereforeteelser o. dyl. Man kan se i skärningar, hur serier av varv kan kila ut och försvinna utan att ersättas av diskordanser. Veckningar, tjälskottsartade strukturer etc. syns ofta såväl i kärnor som i skärningar. Förhållandet torde sammanhånga med sedimentens karaktär av issjöbildningar. Då issjöarna tappats eller sänkts, har den plötsliga tryckförändringen givit upphov till porvattenavgång, skred och sättningar, framför allt i de mjäliga lerorna.

Ett annat problem är de lager, ”tappningsvarv”, som uppkommit vid issjö-tappningar såväl inom det vatten som sänkts (sekundära tappningsvarv; E. Nilsson 1968) som i det område, till vilket en issjö tappats. Vid dessa tillfällen kan, utom de nämnda foreteelserna, en viss erosion av de ytliga lagren ha

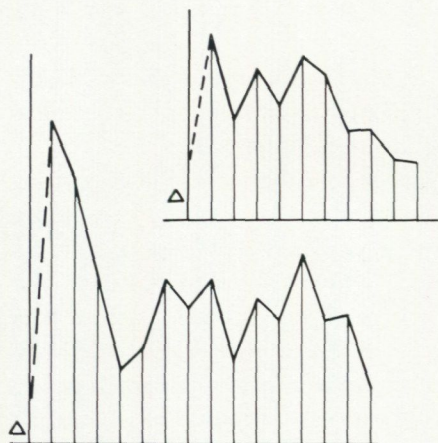


Fig. 17. Två varvdiagram uppmätta på ca 5 meters avstånd från varandra i en grundgrävning i Järpen. P. g. a. ras var sammanhanget oklart, men diagrammen har ritats så att en sannolik konnektion visas. Följaktligen är antingen bottenvarvet på de båda punkterna av olika ålder, eller har varven så olika utbildning att de ej tillåter konnektion.

Two varve diagrams measured at points about 5 metres from each other in a digging at Järpen. Slumping hid the true connection but the diagrams have been drawn to show a probable correlation. Thus, either are the bottom varves of different age at the two points, or are the varves too different to allow a true connection.

skett, i vilket fall ett tappningsvarv ersätts av en lucka i varvserien. Vidare är att märka, att tappningsskikten icke är årsvarv i egentlig bemärkelse. De kan ibland ersätta ett sådant, men också uppträda på olika ställen inom ett varv. Detta visar sig i varvserien så, att tappningsskiktet, vanligen representerat av ett sand- eller molager, uppträder antingen före eller efter motsvarande årsvarv.

Av de skäl som anförts är det klart, att någon precision i lervarvskronologin inte är att förvänta. De stora dragen torde dock vara tämligen klara. Det är ganska lätt att göra ungefärliga konnektioner med ledning av tappningsvarv med karakteristiska intervaller, typiska kurvpartier o. dyl. Vid den mer exakta konnektionen kommer dock i regel några varv att saknas eller vara övertaliga. Detta gäller säkert all lervarvskronologi men förhållandet blir särskilt utpräglat i ett område med ovan anförda komplikationer. Den av De Geer hävdade precisionen i metoden är tyvärr ingen realitet (jfr fig. 17).

Ett försök till konnektion mellan huvuddelen av de uppmätta varvserierna visas i pl. 3. Därutöver föreligger ett antal varvdiagram, vilka icke gått att på ett trovärdigt sätt konnektera med de övriga. I diagrammet har vissa delar av varvserierna uteslutits. Det gäller partier, vilka är tydligt skilda från de konnekterade delarna genom glidytor, sönderknådade varv etc. Vidare gäller det de övre mikrovarven samt de tjockare distalvarv, som följer därovan (jfr J. Lundqvist 1964 a). Dessa partier har uteslutits, dels emedan serier med motsvarande bottenvarv saknas, så att de icke har betydelse för datering av något israndläge, dels emedan det är högst osäkert om dessa varv verkligen motsvarar årsrytmen i isavsmältningen (jfr J. Lundqvist 1969, s. 95–96). De utelämnade varven kan dock, för den händelse att de verkligen utgör årsvarv, ha någon betydelse för angivande av en ungefärlig längd av Centraljämtska is-

sjöns existens. Dyliska distalvarv förekommer i längre sviter på lokalerna 11 Tossön (ca 120 st.), 24 Staa Ö:a (ca 200) och 27 Staa V:a (ca 100). Det ger, under sagda förutsättningar, en total längd av issjötiden av i runt tal 400 år.

Beträffande konnektionerna gäller, att vissa allmänna drag i kurvförloppen, tappningsvarvens fördelning och i vissa fall speciella särdrag hos varven gör dem sannolika. I detalj kan emellertid diagrammens maxima och minima ofta skilja sig. Det är naturligt med tanke på den i den storkuperade terrängen från plats till plats starkt skiftande sedimentationsmiljön. Så t. ex. kan ett ökat smältvattensflöde, som normalt ger upphov till ökad varvtjocklek, i en trång dal ge kraftiga strömdrag med bottenerosion eller minskad varvtjocklek som effekt (J. Lundqvist 1957). Som exempel på överensstämmelse i de allmänna dragen i kurvförloppen må nämnas den allmänna ökning av varvtjockleken som sker mellan åren 170 och 190 i Undersåkerstrakten. Exempel på regionalt utbredda tappningsvarv, som kan läggas till grund för konnektion, utgör kurvpartierna 203–225 inom hela det undersökta området. Särdrag hos varv, som gör dem lätt identifierbara, förekommer t. ex. i varven 83–85 i Norrdalen. Den normala proportionen mellan sommar- och vinterskiktens tjocklek förändras där, så att i varv 83 de båda skikten är lika tjocka, i varv 84 vinterskiktet är väsentligt tjockare än det tunna sommarskiktet, medan i varv 85 förhållandet är omvänt.

I fråga om konnektionerna i övrigt gäller, att de som visas i pl. 3 har befunnits godtagbara och samtidigt ger en rimlig bild av avsmältningsförloppet. I många fall kan fullt acceptabla konnektioner erhållas, vilka ger en helt orimlig bild av förloppet, konnektioner vilka dock statistiskt sett kan anses lika sannolika. Förhållandet illustrerar riskmomentet i alla försök till fjärrkonnektioner. Trots detta har i pl. 3 även infogats ett par av De Geers (1940, pl. 85) diagram från områden något utanför det undersökta, nämligen från Gråsjöån N om Kallsjön och från Kaxås. Framför allt i första fallet tycks konnektionen med 21 Häggsjön vara god, trots att lokalerna ej ligger inom samma sedimentationsbäcken. Konnektionen ger dock en helt rimlig bild av israndens förlopp år 65, varför den har accepterats. Det är dock möjligt, att De Geers korta varvserier skulle kunna infogas i bilden även på annat sätt, varför resultatet av dessa försök till konnektioner på längre avstånd får betraktas som ganska osäkert. Ytterligare en sådan konnektion på större avstånd behandlas närmare nedan.

Den allmänna bild av isrecessionen som erhålls ur pl. 3 överensstämmer väl med Frödins (1913) bild av utvecklingen. Den diskuteras närmare under område 4.1. Här må endast tidsaspekten i korthet beröras. Konnektionerna ger vid handen, att isrecessionen från Medstugan resp. Handöl till Mörsil omspänt en tid av 210 år. Dessa år har i pl. 3 givits en provisorisk numrering, där 1 betecknar det äldsta identifierade varvet, nämligen bottenvarvet i Medstugan.

Avståndet mellan områdets yttersta lokaler, Handöl och Saxvallen i väster och Äggfors i öster, är i runt tal 7 mil. Det gör en genomsnittlig recessions-hastighet av ca 350 m/år. Hastigheten har emellertid växlat starkt. I väster, från riksgränsen till Staa, uppgick den till ca 500 m/år, varefter den avtog. Mellan Staa och Sää var den i genomsnitt endast 250 m/år. Sannolikt avtog recessionshastigheten ytterligare då isfronten stod i Duvedstrakten, varpå avsmältningen åter ökade mot öster. Det tidigare uppgivna preliminära värdet på recessionshastigheten, 120 m/år (J. Lundqvist 1964 a, 1969) var uppmätt i detta område, där säkra konnektioner först gjordes. Detta värde är alltså icke representativt för hela området. Om Sää ökade recessionshastigheten åter till ca 300 m/år. Även där tycks emellertid en viss stagnation ha inträtt, då fronten stod vid Järpen, varefter recessionen åter syns ha ökat, sannolikt beroende på frontens omsvängning till mer ost-västlig riktning (s. 81).

Det kraftiga tappningsvarvet 203, utbildat då iskanten stod vid Mörsil, markerar sannolikt en tappning från Sällsjöområdet etc. i SO, vilken fråga diskuteras närmare på s. 81. Emellertid är det också möjligt att jämställa detta varv med De Geers 0-varv (Dövikens-varvet) i Indalsälvens dal. En konnektion mellan varvserien från Dövikens (Caldenius 1924, profil 35a, enligt datering av Borell o. Offerberg 1955), vilken trots brister i de teoretiska förutsättningarna icke ter sig mer osannolik än många andra i litteraturen publicerade konnektioner, låter sig nämligen göra. 0-varvet och de närmast yngre varven visar överensstämmelse med varvserierna å pl. 3, särskilt varv 203–210 å lokalen 5 Uppland. Vidare föreligger stora likheter mellan de yngre varven i Dövikens och varven 215–235 i 8 Järpen Ö:a samt mellan de sen-glaciala varven i Dövikens och 125–195 i 22 Åre k:a. Avsikten är här icke att hävda, att denna konnektion är riktig, endast att framhålla möjligheten att så kan vara fallet. I så fall skulle varvet 203 i den här använda tidsskalan motsvara år 6923 f. Kr. (enl. E. Nilsson 1960) och isavsmältningen mellan riksgränsen och Storsjöbäckenet ha ägt rum ca 7150–6900 f. Kr.

Emellertid var en issjö uppenbarligen dämd i Åredalen ännu långt efter avsättningen av varvet 203. Att döma av antalet varv rörde det sig om ytterligare ca 200 år. Om dessa varv verkligen utgör årsvarv, vilket icke är helt säkert då de har en annan karaktär än de normala årsvarven (J. Lundqvist 1969, s. 95), måste den ovannämnda dateringen korrigeras. Om vi i stället i princip accepterar De Geers gamla tankegång, att 0-varvet i hans tidsskala markerar Centraljämtska issjöns slutliga tappning, flyttas utvecklingen i västra Jämtland bakåt i tiden. Förloppet från det att isfronten passerade riksgränsen tills issjön tappades via Storsjöbäckenet skulle i så fall ägt rum från approximativt 7300 till 6923 f. Kr. Dateringen förefaller rimlig, då den innebär en recessionshastighet av 100 à 120 m/år från Ra-linjen i Trondheimsfjorden till riksgränsen. En sådan låg hastighet ter sig på teoretiska grunder sannolik.

Dylika resonemang blir under alla omständigheter alltför spekulativa. Därför

må endast konstateras, att vi f. n. icke med lervarvskronologins hjälp kan nå längre mot en definitiv datering av isavsmältningen i västra Jämtland.

4.1. Indalsälven — Medstuguåns vattenområde

Inom detta område har några av Centraljämtska issjöns viktigaste stadier haft sin huvudutbredning. Isavsmältningens förlopp får anses känt i sina huvuddrag genom främst A. G. Högboms (1910) och G. Frödins (1913) arbeten. Den bild som framkommit genom länskarteringen överensstämmer i stort sett med Frödins (1913, pl. 10) bild. Sannolikt måste den korrigeras i vissa detaljer men för detta fordras betydligt mer ingående undersökningar än som rymts inom länskarteringens ram. Även de ovan skildrade lervarvskronologiska undersökningarna bekräftar Frödins bild (fig. 18). En kort översikt av förloppet är dock nödvändig för klarläggandet av sammanhangen med övriga regioner.

Då iskanten västerifrån nådde vattendelaren vid riksgränsen, dämades embryonala issjöar upp på många ställen, främst i områdena kring Storlien resp. Skalsvattnet. Högbom (1910) och Frödin (1913) urskilde ett antal issjöar i dessa lägen. Det är visserligen tvivelaktigt, om dessa sjöar utgjort mer än smala marginalsjöar, kanske t. o. m. snarast zoner med lateral, fluvial dränering. Frågan är dock mindre väsentlig. Viktigt är endast, att kraftiga spår av dränering i motsvarande lägen visar, att isen mot riksgränsen haft någon lobform och varit så aktiv, att i vissa lägen dämningar kunnat ske. Sannolikt har de storartade kanjonbildningarna, Brudslöjans kanjon vid Storlien resp. Mägglikanjon N om Skalsvattnet, börjat utbildas redan subglacialt. Sedan har dock den samlade effekten av den laterala dräneringen samt erosionen i issjöarnas avlopp bidragit till en ytterligare utpreparering av klippdalarna.

I Storlienområdet har de laterala dämningarna väsentligen skett mot SV, mot fjällen mellan Snasahögarna och riksgränsen samt i Enans dal (5.1). Vid Skalsvattnet har dämningarna skett frontalt mot Märsalkalfjällets massiv. Vidare kan vissa dämningar ha skett mot väster i fjällen NO om Skalsvattnet. Mycket stora kanjonbildningar mot VNV över Kodalshöjden, utpreparerade i sprickzoner i berggrunden (fig. 19), tyder därpå. De är belägna mellan de stora glacifluviala stråken och kan sålunda knappast vara eroderade av större isälvar.

Dämningarnas orientering tillsammans med bristen på issjöspår i Rensjöarnas dal NV om Enafors (Frödin 1913, s. 88) gör det sannolikt, att isen över hela det aktuella området haft formen av en bred lob. Antagandet stämmer väl med Frödins (1913, pl. 10) bild av israndlägenas (I–III) sträckning. Lobformen kan också ses som en kombinerad effekt av en mot SO riktad recession över Anjans dal (4.2) och isens delning utmed fjällkanten S om Ånnsänkan etc. (5.1).

Då isfronten retirerade mot öster uppkom, så som Frödin (1913) skildrat

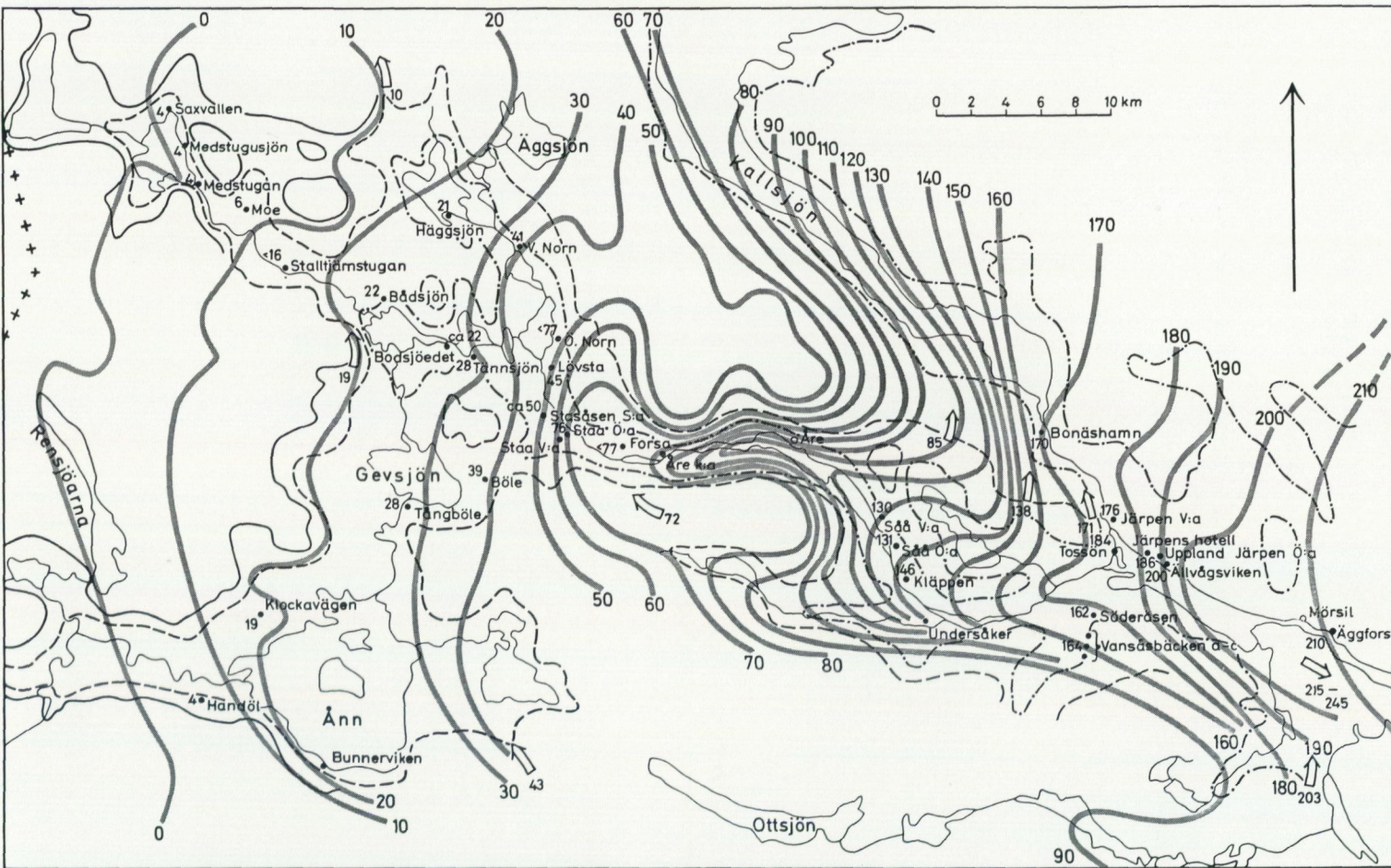




Fig. 19. Kanjonbildningar i Kodalshöjden V om St. Rensjön, vilka utgör glacifluvialt upprensade sprickzoner i berget. – Foto J. Lundqvist 1961. Av försvarsstaben godkänd för spridning.

Canyons in the mountain plateau Kodalshöjden, areas 4.1–4.2, are fracture zones in the bed-rock which have been eroded by glaciofluvial activity.

det, Storli- och Skal-issjöarna. Kring de stora isälvar, som mynnade i dessa båda issjöar, var sannolikt breda estuarier utbildade. Därpå tyder dateringen av bottenvarven på de olika lokalerna vid Medstugsjön. Förhållandet kan förmodas ha varit detsamma kring den stora åsen vid Ånn, ehuru lervarvskronologiska belägg saknas.

Skal-issjöns vatten kunde småningom söka sig ut mot NO, O om lågfjällen mellan Medstugan och Häggsjön över den lägre terrängen mellan Häggsjön och St. Rensjön (Frödin 1913, s. 85). Issjön sänktes därvid ca 40 m till den nivå som motsvarar Duved-issjöns. Sänkningen bör enligt fig. 18 ha inträffat omkring år 10 i den lokala tidsskalan. Kort tid därefter, enligt fig. 18 sannolikt omkring år 20, sänktes även Storli-issjön till Duved-issjöns nivå genom en tappning över terrängen SV om Bådsjön (Frödin 1913, s. 96). De av Frödin beskrivna tappningsrännorna tycks visserligen vara betingade av bergytans

Fig. 18. Ekvicesser i Centraljämtska issjön grundade på lervarvskronologi. Siffrorna anger årtal i den lokala tidsskalan. Observationslokalernas namn återfinns i pl. 3. Några av issjöns huvudstadier är schematiskt angivna. Pilarna visar tappningsvägar för olika issjöstadier.

Lines of ice recession in the Ice Lake of Central Jämtland (area 4.1), based on varve measurements. The figures on the lines and sites show the years of the local time scale. The site names refer to the diagrams in Plate 3. The main stages of the ice lake are shown with thinner linings. Arrows denote drainage ways of the ice lakes.

former men spåren av fluviatil verksamhet är ändå tydliga. Det är icke osannolikt, att det mäktiga varvet 19 å pl. 3 utbildats vid denna tappning. Sedimentmängden kanske kan synas liten i förhållande till tappningens omfattning (ca 40 m sänkning av den ca 150 km² stora sjön) men man bör betänka, att området är mycket fattigt på andra lösavlagringar än issjösedimenten. Vidare är det möjligt, att sänkningen skedde i etapper. Därpå kan en serie av mycket väl utbildade issjöterrasser V om Bunnerviken på södra sidan av Ånn tyda. Dessa terrasser är så uthålliga och plana, att de måste varit beroende av en intilliggande issjöyta, ehuru de, som framgår av mot NV riktade rännor på ytan, utbildats mellan en iskant och Bunnerfjällens sida. Deras nivåer fördelar sig mellan 615 och 573 m ö. h., vilka båda värden väl motsvarar Storli- resp. Duved-issjöns ytor. Mellan dem finns en serie närliggande terrasser på nivåer kring 590 m, vilka skulle kunna motsvara kortvariga sänkingsstadier av Storli-issjön. Den laterala utbildningen av terrasserna motiverar dragningen av israndlinjerna 10 och 20 mot SO på fig. 18.

Avloppet mot St. Rensjön bibehölls, tills isranden nådde trakten O om Åre. Issjön inom hela det aktuella området, Duved-issjön, hade följaktligen en relativt konstant yta under denna tid, enligt fig. 18 ca 75 år. Strandbildningar på motsvarande nivå är väl utbildade. Nivån är längst i väster ca 554 m ö. h., i öster 582 m (Frödin 1913).

Under det att isranden retirerade österut och issjöns yta vidgades, fick isens front en alltmer lobartad form. Det framgår redan av Frödins (1913, pl. 10) bild. På fig. 18 är lobformen mindre utpräglad i väster genom att recessionslinjerna 30 och 40 dragits över höjdområdet mellan Äggsjön och Mullfjället. Om man emellertid tänker sig, att höjdområdet bildat en vik i iskanten, blir lobformen redan i detta skede utpräglad. Mot öster blir formen alltmer markant. Förhållandet beror på att Åreskutan–Mullfjällets massiv N om Åredalen och Renfjället etc. S därom frilagts från isen. Isen i den djupa dalen blev alltså liggande kvar som en lob i lä om det från Åreskutan mot SO utskjutande höglandet.

Medan isrecessionen i väster tycks ha gått relativt snabbt, inträdde en stagnation då fronten nått Duvedstrakten. Recessionslinjernas tätande mellan Duved och Åre står i god samklang med fördelningen av jordarterna i området. Redan Frödin (1913, s. 103) identifierade på lösare grunder ett stagnationsläge vid Duved. Även de mäktiga issjöterrasserna i Åre torde vara en följd av samma omständighet. Även om de osedvanligt mäktiga terrassernas yta är bestämd av issjönivåer, delvis nedabraderade till en sådan, är det troligt att de ursprungligen anlagts lateralt. Det antyds bl. a. av Tottenterrassens inre, vilket består av moränlera i de undre delarna. På denna vilar grus, som ger intryck att vara fluviatilt, utfört av bäckar från ravinen mellan Totthummeln och Mörvikshummeln mot isen i dalen. Endast terrassens övre delar är mer normalt svallgrus. Tolkningen av det fluviatila gruset är visserligen osäker, men

det förefaller osannolikt, att ren stranderosion av den motståndskraftiga moränleran i det mycket skyddade läget skulle ge upphov till så mäktigt grus (minst ett par tiotal m).

Kvardröjandet av en ismassa i Åretrakten och en därpå följande snabb recession är också en naturlig förklaring till bristen på finkorniga issjösediment utanför terrasserna. Den mäktiga lera, som förekommer både V och O om Åre, saknas på sträckan mellan Tegefors och Såå. Sedimenten på dalbotten har V intill Åresjön konstaterats vara postglaciala, fluviala bildningar ända ned till morän- eller bergbotten. I Åre samhälle utgörs de av en alluvialkon av material från den ovannämnda ravinen (J. Lundqvist 1969, s. 289), således genetiskt sett en följd av samma process som ovan förmodades ha bidragit till Tottenterrassens uppbyggnad.

Under det att isfronten retirerade från väster mot Duved tycks ett par mer betydande tappningar ha ägt rum, nämligen åren 43 och 72. Mäktiga tappningsvarv är då utbildade. Det förstnämnda är mäktigast i Åntrakten, varifrån det tunnare ut mot norr. Tänkbara är att varvet motsvarar en plötsligt begynnande dränering av Lunndörr-issjön mot norr genom Rekdalen. Den av Karin Eriksson (1971) beskrivna omläggningen av Ottsjöområdets dränering från Skårredsalspasset till Rekdalen, som också skulle kunna komma i fråga, har dock sannolikt skett mindre katastrofartat och ej givit upphov till ett så kraftigt tappningsvarv.

Tappningsvarvet 72 är utbildat då den kraftigt lobformade isfronten stod i Staaatrakten. Det är märkbart i området kring Nornsjöarna, dvs. mellan Staa och issjöns utlopp. Någon större issjö kan knappast ha tömts vid detta tillfälle. Sannolikt härrör varvet från tappningen av någon marginalsjö. Frödin (1913, s. 99) har antagit, att issjöar uppträtt kring Greningen S om Duved. Beläggen för dessa dämningar är svaga, men tappningsvarvet 72 kan möjligen tolkas som ett indicium för deras realitet.

Då isrecessionen fortgick mot öster förbi Åre, måste så småningom issjöns dränering ha lagts om från passet vid St. Rensjön till Kallsjöns bäcken via Järpströmmens dal. Hur detta skedde kan ännu inte anses fullt klarlagt. Frödin (1913) har skildrat hur Duved-issjön över skilda tappningsstadier (Åre-, Undersåker- och Hålland-issjöarna) sänktes till Kall-issjöns nivå, dvs. med ca 100 m. Han beskrev passområden N och O om Helgesjön, där dräneringen otvivelaktigt i något skede gått fram. Av den slutliga sänkningen är dock spåren obetydliga. Frödin (1913, s. 120) har visserligen omnämnt kala hållområden på Järpbergets östra sida ovanför Järpströmmen, vilka tillskrivits spolning mellan isfronten och höjdområdet. Det är dock ytterligt osäkert om denna tolkning är riktig. Berget ligger visserligen kalt, men så är ofta fallet i liknande slutningar. Hållmarkerna når ända upp över bergets topp och vidare saknas säkra spår av fluvial erosion. Förloppet fram till dräneringen via Skaltjärnarna torde visserligen vara i princip klarlagt, men sänkningen från denna

nivå, ca 523 m ö. h., till Kall-issjöns, ca 470 m, är mer oklar. Sannolikt är dock, att dräneringen från Åredalen börjat söka sig ned mellan isen och Järpberget, men att den mycket snart nått dalens botten och därefter någon tid gått subglacialt via Undersåker–Tossön–Järpströmmen. Förutsättningarna för subglacial dränering denna väg var enligt Frödin (1913, s. 109) större än i de flesta andra fall. Ett sådant förlopp kan i stora drag förklara isälvsbildningarna mellan Tossön och Undersåker. I Åredalen finns en ås, vilken utgör en del av Åredalens långa åsstråk. Kring Kläppen strax NV om Undersåkers samhälle har denna ännu klart subakvatisk karaktär. Efter ett avbrott mellan Undersåkers samhälle och kyrka återkommer åsen, dock med en karaktär som snarast kan tolkas som subglacial. Kring detta åsparti utbreder sig vidsträckta, flacka grusfält avsatta från väster, vilka har klart glacifluvial, ej postglacial fluvial karaktär. Man kan tyda bildningarna så, att åsen O om Undersåkers k:a är bildad som tunnelfyllnad, då isälven ännu var riktad mot issjön i väster. Då dräneringen lades om mot öster, vilket genom tappningsprocessens förlopp måste ha skett på bredare front, avsattes subglacialt mer utbredda grusavlagringar. Sannolikt har dessa efter isens försvinnande i viss mån omformats av den fluviala verksamheten efter issjöns slutliga avtappning, en process som ännu pågår i fältets östligaste del SV om Tossön. Det skisserade förloppet har också ett visst stöd i de moräntäckta, finkorniga sedimenten vid Järpströmmen (Kulling 1967; J. Lundqvist 1967, s. 183).

Några säkra spår i form av tappningsvarv från omläggingsprocessen finns ej, vilket kan tydas som att det hela skett stegvis, ej katastrofartat. Möjligen kan dock tappningsvarvet 85 samt de mäktiga varven 138 och 171 ha samband med omläggningen. Varvet 85 är väl utbildat i området från Åre mot Norrdalen. Det kan liksom varvet 72 tillskrivas någon lokal tappning, men den regionala utbredningen gör det möjligt, att det är fråga om ett sekundärt tappningsvarv, bildat vid den första omläggningen från västlig till östlig dränering. Eftersom isfronten nere i dalen vid året 85 stod i Duvedstrakten, innebär det antingen att lobformen var ännu mer utpräglad än som skisserats i fig. 18 eller att dräneringen över passen O om Åre först skedde subglacialt.

Varvet 138 är visserligen ej ett utpräglat tappningsvarv, men kan i brist på verkliga sådana möjligen tolkas som en effekt av en issjötappning. Vid ungefär den tiden har sedimentationen kring Ånn (lokalen 28 Klockavägen) avbrutits i samband med att kraftiga störningar och tillfälligt ökad sedimentation skett. Nivån för denna lokal är ca 530 m ö. h. vilket gör ett samband med sänkningen från Undersåker- till Hålland-stadiet möjligt.

Ej heller varvet 171 är ett utpräglat tappningsvarv, men det enda som enligt recessionslinjernas förlopp kan sättas i samband med en omläggning av dräneringen till Järpströmmens dal. Detta påstående gäller under förutsättning att man inte antar, att omläggningen skett långt tidigare, subglacialt. Antagandet att varvet 171 markerar sänkningen av issjön i Åredalen till Kall-issjöns

nivå styrks av den på många håll märkbara allmänna ökningen av varvens tjocklek vid denna tid. Förhållandet kan tolkas som en följd av att issjöns volym vid tillfället kraftigt reducerats, varför det från andra håll, t. ex. fjällområdet i söder (5.1) tillförda sedimentmaterialet spritts ut över ett avsevärt mindre område än tidigare. Vid denna tid sker också övergången från normalt varviga lera till övre, laminär lera (J. Lundqvist 1969, s. 95) i issjöns västra delar. Denna faciesväxling kan tyda på, att den glacifluviala materialtillförseln i och med sjöns sänkning kom att spela en tilltagande roll i väster, där issjön blev grundare. Här gjorde sig också materialtillförseln österifrån mindre gällande i och med att dräneringen lades om från Åredalen till Kallsjöns dal.

Oavsett hur dräneringens omläggning skett är det klart, att så snart isfronten passerat Järpströmmens dal mellan år 170 och 180, issjön i hela Åredalen varit sänkt till Kall-issjöns nivå (4.2). I denna issjöes sydöstra del retirerade isfronten snabbt mot Mörsil. Till den snabba recessionen bidrog säkerligen frontens omsvängning från nord-sydlig riktning tvärs över dalen till nordväst-sydostlig. En orsak till denna omsvängning var det faktum, att då isen i dalen sjönk ihop höjderna S om Liten i allt högre grad blev frilagda från is. S om dem, dvs. i Håckren-Ottsjöns dal, hade isen möjligen smält bort något tidigare (se vidare 5.2 och Karin Eriksson 1971).

Då isfronten från väster närmade sig Mörsil, ägde den stora tappning rum, som markeras av varvet 203. En mindre tappning hade då inträffat år 185. Hur det sistnämnda varvet skall tolkas är oklart. Det kan representera en tappning av en lokal marginalsjö eller eventuellt någon tappning genom Gulåns dal från issjöarna i dalen Håckren-Ottsjön (Karin Eriksson 1971).

Varvet 203 diskuterades något på s. 74, varvid framhölls möjligheten av att det representerar begynnelsen av issjöns tappning mot öster. Emellertid tyder dess utbildning snarare på att en tappning skett, som inneburit en betydande sedimenttransport till issjön från öster. Varvet är nämligen mäktigast i Järpentrakten, varifrån det kan följas såväl i riktning mot issjöns avlopp in i Kallsjöns dal som ett stycke upp i Åredalen. Där försvinner det sedan i Åretrakten. Om varvet uppkommit vid en sänkning av issjön vore det naturliga, att det även kunde spåras i sjöns västra, grundare del.

Om vi således antar, att en tappning skett till Kall-issjön från området kring Järpen, yppar sig två alternativ. Varvet kan ha uppkommit vid den slutliga avtappningen av Vålå-issjöernas system i dalen Håckren-Ottsjön. Karin Eriksson (1971) har beskrivit, hur i slutstadiet av dessa issjöar en dämmande istunga sträckte sig upp mot Håckren från Sällsjöns dal. Då denna is genombröts, sänktes sjöytan i dalen till sin naturliga nivå ovanför Håckerströmmen. Denna tappning måste dock ha varit obetydlig. Issjön tappades mot en sjöyta endast obetydligt under pasströskeln vid Håckrens utlopp (452 m ö. h.). Enligt Frödin (1913, s. 204) nådde Kall-issjön t. o. m. in över Håckren.

Det andra alternativet utgör omläggningen av dräneringen från Ljungans

dalgång via Oviksfjällens östra sida mot Kall-issjön (6.1). Även om en öppen issjö icke sträckte sig ned över Sällsjöns och Dammåns dalar till Oviksfjällen, så som åskådliggjorts på de äldre kartorna (t. ex. Frödin 1913, pl. 10), är det ändå tydligt, att ackumulationen utanför Oviksfjällen (Dörrså-Gräftåkomplexet; Frödin 1913, pl. 10d; J. Lundqvist 1969, s. 286) till en viss grad sammanfaller med Kall-issjöns nivå. Att döma av de mycket stora torrdalarna utmed Oviksfjällen (6.1) och ackumulationernas omfattning har en betydande tappning skett vid denna dräneringsomläggning. Mycket litet är känt om dräneringsvägen utanför Dörrså-Gräftåkomplexet men mot bakgrund av isavsmältningens allmänna förlopp i Storsjöbäckenet (7.2) kan man vara ganska säker på, att den från nämnda komplex fortsatt mot NV längs Västerfjället mot Sällsjöns dal. Mycket stora, av myrar täckta erosionsrännor finns mellan Västerfjället och Vårsångsflöten. Torrdalarnas nivå har ej avvägts, men ligger på ca 500 m ö. h., dvs. obetydligt högre än Dörrså-Gräftåkomplexets nedre terrasser. Om man icke vill tillgripa en helt lokal tappning som förklaring till varvet 203, är det därför rimligt att anta följande. Så som beskrivs under 6.1 tappades det i Ljungans dal dämnda vattnet mellan Oviksfjällen och isen i Storsjöbäckenet till en nivå, som var bestämd av passområdet vid Vårsångsflöten. Där var möjligen en mindre issjö dämnd, tillhörande Damm-issjöarna (se pl. 2 och Frödin 1913, pl. 10). Via denna lilla issjö fortsatte tappningen mot Sällsjöns dal och ned i Indalsälvens dal. Det är icke osannolikt, att en sådan tappningskatastrof kan ha bidragit till såväl den slutliga tappningen av Valå-issjöarna som ett snabbt uppbrytande av isen i Mörsiltrakten.

Även efter det att isfronten nådde Mörsil utbildades ett antal tappningsvarv, nämligen åren 215–225 och 245. Beträffande samtliga dessa varv, särskilt den första serien, gäller att de är mäktigast i väster. I enlighet med resonemanget ovan förefaller det rimligt att tolka dessa varv som sekundära tappningsvarv uppkomna vid sänkningen av Kall-issjön. Tolkningen står i god samklang även med flera andra fakta. Efter år 203 är det högst osannolikt att några mer betydande dämningar, vilkas tappning skulle kunna förklara varven, förekommit i det aktuella området. Vidare saknas, som på flera ställen i detta arbete framhålls, klara spår av tappningen av Kall-issjöns väldiga vattenmassa. Det är därför troligt att tappningen försiggått i flera etapper. Därpå tyder även bristen på system i strandlinjerna på lägre nivåer (jfr Frödin 1954, s. 90). Från de lägre strandlinjerna i Storsjöbäckenet bortses härvidlag. Dessa behandlas under 7.2, varvid även frågan om Kall-issjöns slutliga tappning diskuteras utförligare.

4.2. Området kring Anjan—Juvuln—Kallsjön

Detta område torde, främst genom Frödens (1913) arbete, tillhöra de ur issjö- och glacialgeologisk synpunkt bäst kända trakterna i länet. Spåren efter issjöar,

särskilt Kall-issjön, är väl utbildade och entydiga. En kort sammanfattning av Frödins resultat följer.

Då passområdet mot Norge ovanför Äsingen NV om Anjan frilades från is, vilket bör ha skett relativt tidigt (Frödin 1913, s. 123), uppkom embryot till Kall-issjön. Allteftersom iskanten retirerade österut, vidgades denna issjö med oförändrat avlopp, tills hela det aktuella området var täckt av sjön upp till en nivå, som höjer sig från 430 m ö. h. vid utloppet till 470 m vid Järpen.

Den vikande isfronten hade i Anjans dal och kring Kallsjöns norra del utpräglad lobform. Från denna lob sträckte sig mindre lobber in i sidodalarna mot väster och NV. På sidorna om huvudisloben och framför isen i vissa sidodalar utbildades smärre isdämda sjöar, vilka efter hand tappades till Kall-issjön. De största av dessa sidosjöar var Vukuman-issjön och Kjol-issjön på lobens södra sida och Grå-issjön N därom. Den sistnämnda har på pl. 2 av misstag införlivats med Kall-issjön. Även efter dessa sidosjöar är spåren tämligen klara och entydiga. Dödisbildningar saknas och inga tecken tyder på, att dessa sidosjöar i nämnvärd utsträckning varit fyllda av dödis. Inom hela området ger alla tecken vid handen, att isen vid recessionen haft en enhetlig, aktiv front.

Lokaler med varvig lera, som kunnat konnekteras med varven i Åredalen, är sporadiska och någon säker anknytning har därför ej kunnat göras. Konnektionen mellan De Geers lokal Gråsjöån och lokalen 21 Häggsjön (s. 73) stöder dock Frödins dragning (1913, pl. 10) av israndlägena III, V och VI V-SV om Kallsjön. Linjerna ger en bild av utpräglad lobform hos isen runt fjällområdet kring Åreskutan.

Medan lobformen kring Kallsjöns norra del ännu var framträdande, tycks den längre mot SO i sjöns bäcken bli mindre utpräglad. Isrecessionen tycks, som antytts på fig. 18 och på Frödins (1913) pl. 10, ha förlöpt mot SO med endast en svag bukt mot väster över dalen. De subglaciala åsbildningarna i dalen löper tvärs över denna i O-V (J. Lundqvist 1969, s. 283). Någon omläggning till subglacial eller lateral dränering mot NV vid en islob i dalen har ej kunnat spåras. De enda tecknen på att den i sjöns norra del nord-sydliga isfronten i söder fått en mer ost-västlig riktning är de ganska tvetydiga ändmoränerna kring Järpströmmen (Frödin 1913, s. 13; J. Lundqvist 1969, s. 283). Om dessa bildningar är riktigt tolkade, antyder de att isavsmältningen i Kallsjöns bäcken skett tidigare än i Åredalen, så att en islob sträckt sig in i denna dal. Förhållandet antyds av 170-linjens dragning i fig. 18. Sänkning av issjön i Åredalen till Kall-issjöns nivå skulle i detta fall ha skett först lateralt på norra sidan av loben i Åredalen mot sydsidan av Järpberget, därefter subglacialt under loben. Sistnämnda förlopp bör ha resulterat i en stagnation och ett snabbt uppbrytande av loben. I denna stagnerande is har Tossöns kuperade åslandskap (J. Lundqvist 1969, s. 283) utbildats. Upplösningen av loben gick därvid snabbt, vilket illustreras av avståndet mellan linjerna 170 och 180 i fig. 18.

Från Kallsjöns norra del synes isrecessionen ha fortgått mot öster med en front, som alltmer rätades ut. Säkra tecken på lobform hos isen inom Juvulns bäcken saknas (jfr dock s. 88). Samtidigt vill det synas som om is ännu låg kvar i höglandet mellan Juvuln och Kallsjöns södra del, då Kall-issjön bredde ut sig över dessa sjöar. Spåren av issjön inom Juvulns bäcken är ännu tydliga, medan de O om Sulsjön blir alltmer sporadiska. Det förefaller som om ismassor i stor utsträckning dröjt kvar i sänkorna i detta område (se vidare 4.4). Att en betydande subglacial dränering i en riktning, som var oberoende av isens rörelse, ägde rum från höglandet, då isen i Kallsjöns bäcken började upplösas, visas bl. a. av en mycket stor kanjon utför sluttningen NO om Suljätten. Denna måste vara subglacialt bildad och upphör ungefär vid Kall-issjöns nivå. Med denna kvardröjande dödis i sänkorna och mer eller mindre stagnerande is även i höjdområdena får vi en övergång från recessionen av aktiv is inom regionen i övrigt till den avsmältningstyp, som förhärskat österut. Den snabba omsvängningen av recessionslinjerna i fig. 18 från nordväst-sydostlig till nordost-sydvästlig riktning ger också en uppfattning om, att is kan ha blivit kvarlämnad i höjdområdena framför en i sänkorna retirerande aktiv isfront.

4.3. Området mellan Oldfjällen och riksgränsen V därom

Jordtäcket i området är obetydligt och det erbjuder därför stora svårigheter att reda ut den kvartära utvecklingen. Frödins (1913) översikt omfattar även detta område men som framgår av hans skildring grundar sig tolkningarna på relativt få, ofta osäkra observationer. De nya data som erhållits vid länskarteringen har också givit en bild av utvecklingen som avviker från Frödins.

När området kring riksgränsen NV om Anjan började friläggas från is, måste isfronten haft en relativt rak nord-sydlig sträckning. Den ovannämnda lobformen i Anjans dal kan ännu ej ha varit fullt utbildad. Det framgår av att någon dämning icke tycks ha förekommit i Strådalen utmed riksgränsen. Frödin (1913, s. 125) har visserligen hävdats att så varit fallet men de förmodade issjöbildningarna där synes, att döma av länskarteringens resultat, i varje fall på svenskt område utgöras enbart av glaci-fluviala, extramarginala bildningar. Dessa antyder, att då isen retirerade upp mot Skäckerfjällen avloppet mot Verdalen i väster var fritt från is.

Från Strådalen torde isen ha retirerat mot öster med en front, som bildat aktiva lober i fjällens dalar. På grund av bristen på lösa avlagringar är spåren därav visserligen sporadiska, men de väl utbildade ändmoränerna mellan Steuker och Skaurovajantjahke (fig. 20; J. Lundqvist 1969, s. 234) ger en uppfattning om principen. Tillsammans med räfflor från ONO visar de, att från den mot O eller OSO vikande fronten istungor med avvikande riktning kunnat utgå, eventuellt t. o. m. avsnörts. En mera diffus moränbildning, som kan vara en likartad företeelse, finns i sluttningen N om Mansjön. De nor-



Fig. 20. Ändmoräner i Anjanfjällen. – Foto J. Lundqvist 1962. Av försvarsstaben godkänd för spridning.

End moraines in the Anjan mountains, area 4.3.

malt något drumlinoida moränformerna i O–V avlöses där längs en rak, tämligen skarp linje av former i N–S.

Framför den vikande isfronten avsnördes i skyddade lägen dödisar, t. ex. ovanför Ottsjöarna och i övre delen av Strådalen. Dödisarna förefaller dock att i det aktuella området ha spelat en mindre roll.

Ännu på Skäckerfjällens östra sida torde isfronten ha varit sammanhängande och aktiv. Som Frödin (1913, s. 37 ff.) visat dämdes där en issjö upp i Rutsälvens dal. Enligt Frödin sänktes och tappades denna issjö mot NO, mot Torröjens bäcken, då isranden försköts mot S à SO. Förhållandena är dock på grund av det ringa jordtäcket oklara och inga spår efter issjöns avlopp har iakttagits, varför man lika väl kan förmoda, att tappningen skett mot söder, antingen subglacialt eller längs östra utlöparna av Manshögarna och Skaurovajantjahke. Ett sådant antagande skulle bättre rimma med utvecklingen i Torröjens bäcken, så som den skildras nedan.

Frödins (1913, s. 42 ff.) bild av utvecklingen i Torröjens dal innebär i stora drag, att isranden retirerade mot söder, eller i varje fall nedströms i dalen. Framför den dämdes den s. k. Torrö-issjön upp, med ett par skilda issjöar

N och NV om Torröjen som initialstadier. Spridda strandlinjeobservationer utgjorde belägg för en sådan utveckling.

Länskarteringens resultat ger i detta fall en från Frödins starkt avvikande bild. Verkliga strandbildningar i huvuddelen av sjöns bäcken saknas nästan helt på nivåer motsvarande Torrö-issjöns. De få, av Frödin observerade, kan lika väl vara lateralt bildade eller avsatta i små marginalsjöar. De sediment som förekommer nedanför Torrö-issjöns nivå och ovanför Kall-issjöns ca 60 m lägre liggande är icke av typ issjöbildningar utan klart glacifluviala, närmast av subglacial typ (ex. vid Sandviken). Nedanför Kall-issjöns nivå ändras förhållandet. Där börjar finkorniga issjösediment uppträda, vilka är ganska utbredda trots att mäktigheten är obetydlig. Det här sagda gäller huvuddelen av Torröjens bäcken. Utan att frågan närmare utretts förefaller dock spåren efter issjöar att bli mer otvetydiga längst i norr.

Observationsmaterialet ger därför snarast vid handen, att någon öppen "Torrö-issjö" icke existerat. Issjöar på dess nivå har visserligen möjligen funnits i Gåndalen NV om Torröjen och på norskt område N om Holdern, men Torröjens bäcken i övrigt har i motsvarande skede med all sannolikhet intagits av ismassor. Allteftersom dessa smält, har självfallet de embryonala issjöarna vidgats, men dräneringsvägen mot Kall-issjön i söder har genom isens upplösning öppnats innan en öppen issjö intog hela Torröjens bäcken. Det är sålunda sannolikt, att issjön N om Holdern vidgats till att omfatta även dennas bäcken. Den höga åsen vid Björkede är nämligen av subakvatisk typ och kan alltså vara bildad i en större issjö.

Längre upp i dalen kring Jävsjön blir förhållandena mer oklara. Mäktiga deltabildningar förekommer visserligen kring Svenskån ovanför dennas utlopp i Jävsjön, men dessa är dels starkt sönderskurna av erosion och därför svårtolkade, dels till en del sammansatta av åsar och andra subglaciala eller laterala formelement. Vid tiden för deltats utbyggnad var säkerligen Jävsjöns bäcken fyllt av is, men möjligheten finns att denna upplöstes, innan issjön sänktes till Kall-issjöns nivå. Antagandet att en ismassa sjunkit ihop i Jävsjöns bäcken, och alltså där icke en isfront retirerat mot öster, stöds av förhållandena i Svenskåns dal mellan Grönfjället och Buregaise. Kring vattendelaren mot Burvattnet ovanför Krönavajje utbreder sig nämligen en delvis plan, delvis mer kuperad glacifluvial ackumulation som visar, att isen kring passet klövjat. Enda möjligheten att förklara en avlagring i detta läge är att anta, att is legat kvar på båda sidor om passet. Efter ackumulationens bildning har isen på Jävsjösidan sjunkit ihop, varvid dräneringen från is, som legat kvar på Burvattnetsidan, åstadkommit kraftig erosion nedströms ackumulationen. Det vid denna erosion frigjorda materialet har avsatts som deltaplan, smååsar och iskontaktbildningar invid den sjunkande isen ned mot Jävsjön.

Det är att märka, att ovan skisserade tolkning bättre överensstämmer med räffelriktningarna än vad Frödins bild gör. Den sista isrörelsen över fjällom-

råderna O om det här aktuella gick från NNO mot SSV (fig. 1). Denna rörelse kan mot väster spåras till Torröjens dal (J. Lundqvist 1969, s. 232). Det torde vara mer sannolikt, att isavsmältningen varit riktad ungefär mot denna isrörelse och icke, som Frödin antagit, mot söder. Framför den sålunda mot NO retirerande isen har förutsättningarna för avsnörning av isrester varit stora i den mycket storbrutna terrängen. Framför allt har så varit fallet i Torröjens ca 1000 m djupa (jfr Roswall 1932), i NNV-SSO sträckta dal i lä om Sösjöfjällens massiv. Där moränen lokalt blir mäktigare, bildar den invid dalen utpräglade dödiformer, t. ex. på sydsidan av Juovanjuonje och i Sösjöns dal. Den totala bristen på issjöbildningar i Bingåns dal på Torröjens västra sida, där förutsättningarna för dämning varit stora, kan tydas som ett tecken på att dödisen sträckt sig även västerut.

Då dödisen i Torröjens dal löstes upp, förelåg ej längre någon lokal dämning av dalen. Den issjö som då kom att inta dalen var därför Kall-issjön. Spåren efter denna är som redan antytts tydliga. Frödin (1913, pl. 10) redovisar sporadiska avvägningar av motsvarande strandlinjer. Det förefaller dock möjligt att hans bestämning av nivån 437 m ö. h. vid Edevik är för låg. Ett högre läge skulle stämna bättre med de sydligare observationerna. Vidare tyder vissa tecken på, att Kall-issjön faktiskt nått upp i Holderns bäcken (Holdern = 442 m ö. h.). Enligt Frödin var så icke fallet, ett antagande som enbart stöds av det nämnda värdet för strandnivån. Det stora deltat mellan 442 och 446 m ö. h. vid Björkede tyder dock på att Kall-issjön nått upp så högt. Om icke blir deltat ganska svårt att förklara. Det kan knappast vara avsatt mot en ismassa i Holderns sänka, då det måste vara utbildat efter den intilliggande åsen, vilken enligt ovan har avsatts i en öppen sjö. Frågan är icke slutgiltigt löst men torde vara av underordnad betydelse.

Uppe i fjällområdet mellan Torröjens och St. Mjölkvattnets dalar saknas jordtäckte nästan helt. Ej heller finns andra företeelser, som medger tolkning av isavsmältningsförloppet. Dödismorän förekommer som nämnts lokalt, men dödisen kan vara såväl lokala avsnörningar i lägen utanför en aktiv front som resultat av en mer regional stagnation.

Nere i dalen St. Mjölkvattnet-Björkvattnet torde dödismassor i större utsträckning dröjt kvar. Frödin (1913) har visserligen antagit, att en "Mjölkvatten-issjö" där varit dämd framför en söderut vikande isfront, men spåren av issjön är obetydliga och föga kända (a.a., s. 64). Länskarteringen har givit vid handen, att såväl säkra strandlinjer som djupbottensediment saknas i dalen. De av Frödin iakttagna, obetydliga s. k. strandbildningarna kan lika väl ha uppkommit lateralt. Likartade grusanhopningar finns på flera nivåer ned mot dalens sjöar, vilket gör sistnämnda tolkning sannolikast. Dalens små isälvsavlagringar är av subglacial eller dödistyp. O om passet vid Krönavajje (jfr ovan), där en issjö borde haft störst möjlighet att uppkomma, saknas djupbottensediment. Där förekommer en ås ned mot Burvattnet, men utan omgivande finsediment.

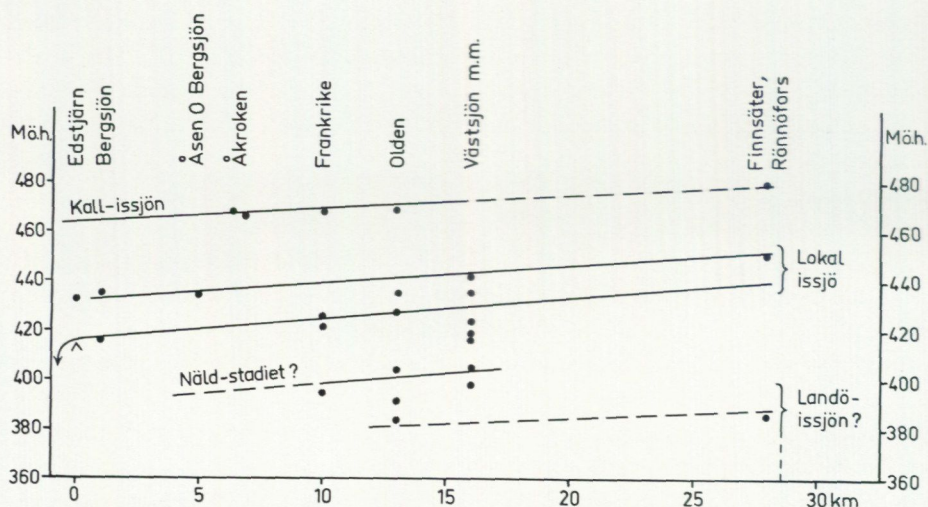


Fig. 21. Strandlinjediagram i väst-öst från Oldenområdet. Jfr fig. 22.

Bech diagram in west-east from the Olden area, area 4.4. Cf. Fig. 22.

Alla tecken tyder på, att möjligheten till dränering genom Långans dal mot söder var öppen, då dalen började friläggas från is. Sediment omedelbart S om St. Mjölkvattnet tyder f. ö. snarast på isrecession mot norr, eventuellt lokalt mot en isrest i sjöns bäcken. Sand och mo förekommer nämligen just inom det parti av dalen som lokalt, via bäcken från Artsvaje, dräneras mot norr.

Även mot bakgrund av den yngsta räffelriktningen (s. 87 och fig. 1) och den smala dalens djup mellan fjällmassiven förefaller kvardröjandet av dödis där mer sannolikt än uppkomsten av en issjö. Den NO-trend i isavsmältningen, som är tydlig i Hotagenområdet (8.2), gör sig alltså gällande så långt västerut som i Torröjens och Mjölkvattnets dalar. Denna hypotes innebär en väsentlig skillnad från Frödins (1913) bild, enligt vilken avsmältningen hade en sydlig trend V om Oldfjällen och en nordostlig O därom.

4.4. Området mellan Kallsjön och Landösjön

En översiktlig framställning av isavsmältningen i större delen av området har redan givits (J. Lundqvist 1964, fig. 17). Enligt denna bild kännetecknades området av dödisavsmältning samt, främst i Långans dal, utbildning av issjöar. I motsats därtill står Frödins (1913) bild, enligt vilken största delen av området täcktes av Centraljämmtska issjön.

Att öppna issjöar existerat i områdets norra del, dvs. i Långans dal uppströms Landösjön och västerut över Juvuln, visas klart av vitt utbredda sediment och strandlinjer (fig. 21). De sistnämnda ger vid handen, att Kall-issjön sträckt sig in i Långans dal. Tydliga strandlinjer och -terrasser kan följas österut till Olden. O därom finns en observation vid Finnsäter. Den är av

Frödin (1913, s. 199) avvägd till 472 m ö. h. Vid länskarteringen har ett tydligt strandhak där avvägs till ca 480 m ö. h. Ovanför sistnämnda nivå följer ytterligare plan, vilka har tydligt glacifluvial prägel och måste vara avsatta mot en iskropp nere i Långan-Landösjöns dal. Om de avvägda nivåerna, liksom de av Frödin (1913, s. 199) observerade, mer otydliga strandmärkena något längre österut verkligen markerar en öppen issjö torde vara högst osäkert. Andra tecken, såsom brist på andra issjösediment samt åsarnas typ, tyder snarast på, att bildningsmiljön varit smala randsjöar utmed en is i dalen. Nivån kan dock vara bestämd av Kall-issjöns yta. Dessa observationer, vilka är gjorda efter uppritandet av den förut publicerade kartan (J. Lundqvist 1964, fig. 17), tyder därför på att isens lobform i Långans dal varit utbildad redan vid tiden för Kall-issjön. Istäcket har alltså varit avsevärt tunnare och mer upplöst än den nämnda bilden visar. En aktualiserad karta visas i fig. 22.

Den öppna Kall-issjön torde ej ha nått längre mot öster än till trakten av Västsjön och Olden. Där upphör de talrika, tydliga strandmärkena och sedimenten. Då isrecessionen västerifrån nått denna trakt, sänktes Kall-issjön under passnivån mellan Juvuln och Långan. En lokal issjö, Landö-issjöns föregångare, kom en tid att vara dämnd mot detta pass. Terrasser och en erosionsdal i passet mellan Juvuln och Edstjärn markerar avloppet för denna issjö. Nivån torde ursprungligen ha varit ca 432 m ö. h. Genom kraftig erosion har avloppet sänkts ned mot 415 m. Denna omfattande erosion torde vara orsakad av betydande glacifluvial dränering över passet. Den rullstensås som löper i Långans dal O om passet tillhör länets största. De nämnda nivåerna vid Edstjärn motsvaras av tydliga strandbildningar österut mot Västsjön. I väster är de normala strandbildningar med grus etc., medan de österut utgörs av terrasser, som visserligen är tydliga men huvudsakligen består av morän. Man har ett intryck av att de utbildats omedelbart intill iskanten. Det förlopp, som sålunda indiceras, är att iskanten var tämligen stationär i Västsjötrakten under det att issjön dränerades mot Juvuln.

Medan isfronten sålunda ej försköts någon längre sträcka, skedde en allmän upplösning av ismassan. Issjön i Oldendalen fann snart sitt utlopp genom och utmed isen i Landösjöns dal ut mot öster via Tångeråsen. Detta skedde troligen samtidigt som Centraljämtska issjön sänktes via de nivåer som betecknats som Näld-stadiet. Tydliga terrasser på en nivå av 395–405 m ö. h. i området Frankrike-Olden-Västsjön, vilka icke kan förklaras av lokala dämningar, är möjligen bestämda av issjöns nivå S om Tångeråsen.

Det förlopp, vid vilket dräneringen försköts från väster mot öster, har skisserats av Tunberg (1957). Enligt honom hade den s. k. Landö-issjön sitt avlopp först vid Tångeråsen, senare i trakten av Västbyn. På båda dessa ställen visar markerade erosionsdalar och utanför dem grusackumulationer, att dräneringen från Landösjöns bäcken haft dessa vägar i ett skede, då trakten varken var täckt av is eller issjöar.

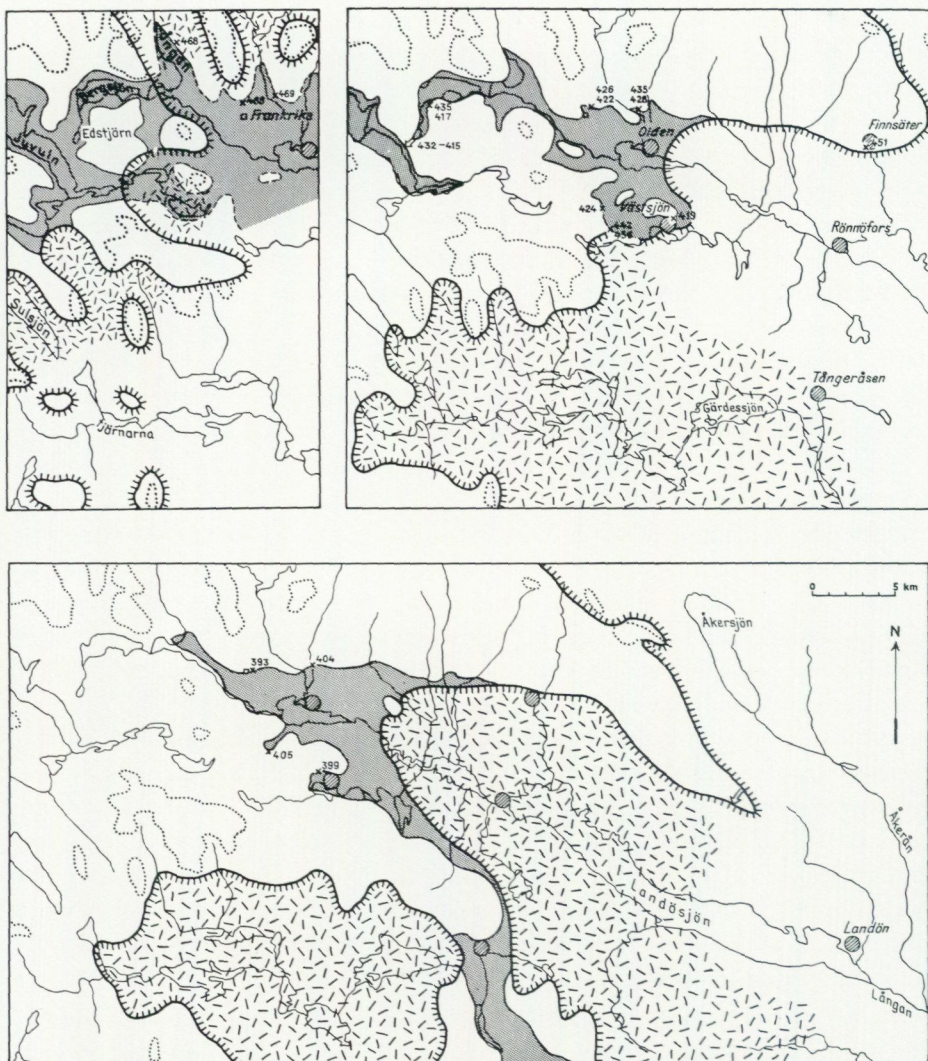
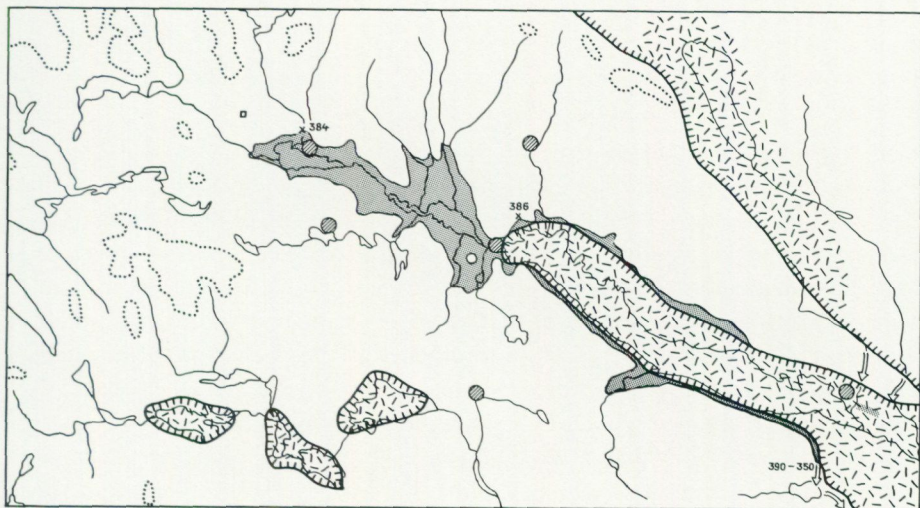
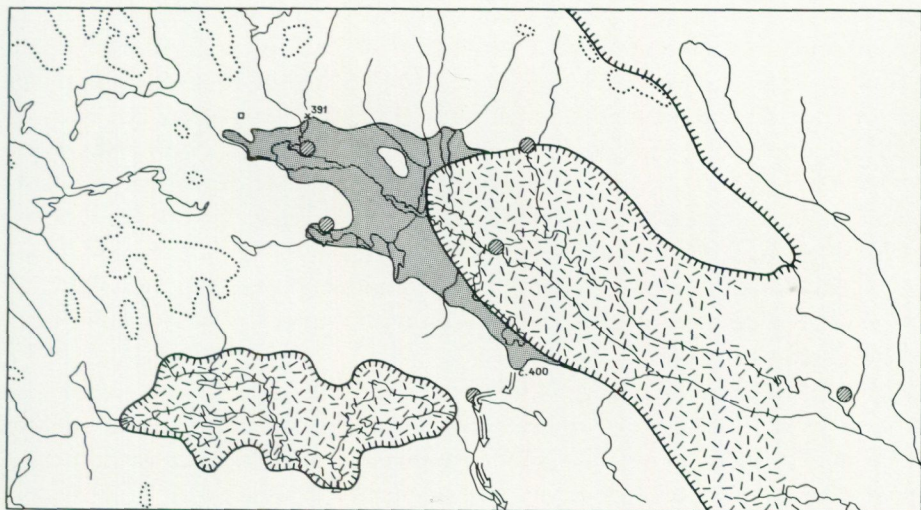


Fig. 22. Skiss över isrecessionen i området kring Olden och Landösjön. Dragningen av israndlägen är särskilt i SV mycket hypotetisk. Teckenförklaring se fig. 3.

Sketch maps illustrating the ice recession in area 4.4. Especially in the southwest are the ice-border lines very hypotetic. Legend in Fig. 3.

Att dräneringen verkligen haft nämnda lopp, dvs. att Landösjöns bäcken varit dämt av is i öster, är ställt utom tvivel. Däremot är det icke lika klart, att bäckenet intagits av en öppen issjö. Från Landösjöns västra del och västerut visar finkorniga djupbottensediment att så varit fallet. Mot öster upphör emellertid dessa sediment. Trots detta blir de s. k. strandbildningarna på nivåer mellan 341 och 404 m ö. h. påfallande breda och väl utbildade (Tunberg 1957,



s. 270 ff.). Särskilt med hänsyn till att de issjöstadier, vid vilka de bildats, måste varit mycket kortvariga, är bredden imponerande. Det förefaller rimligare att anta, att terrasserna utbildats av strömmande vatten lateralt eller i smala marginalsjöar invid en iskropp i bäckenet. Tolkningen förefaller särskilt plausibel mot bakgrund av områdets åstyper, vilka är klart subglaciala eller subaërla, samt vissa säkert laterala bildningar. Som ovan nämndes förekommer vid Finnsäter ovanför Kall-issjöns nivå (över 480 m ö. h.) sådana bildningar. Även

Kall-issjöns nivå ansågs ovan markeras av en marginalsjöbildning. Vidare är åslandskapet i Landön utan tvekan utbildat i och invid en dödis i sjöns bäcken (Tunberg 1957, s. 268) på en nivå av ca 340 m ö. h. Alla dessa indicier pekar mot en dödiskropp med en stationär kant vid Landösjöns västra del. Genom dödisens upplösning försköts dräneringen från bäckenet successivt mot öster, varigenom issjöytan i väster och eventuella marginalsjöar stegvis sänktes. Slutstadiet innebar, att endast mindre isrester intog bäckenet. Mot dessa avsattes, av glacifluvial extramarginal dränering från norr, isälvsavlagringarna vid Landön och ned mot Åkeråns inflöde i Långan. Samtliga dessa avlagringar upphör N om dalens djupaste del, där Långan rinner. Området närmast denna intas av dödisbetonad morän.

I stället för den av Tunberg (1957) skisserade recessionen av en enhetlig isfront österut i Landösjöns bäcken förefaller därför följande förlopp rimligt. Recessionen av den sammanhängande fronten avbröts, då denna nått till trakten mellan Västsjön och Rönnöfors. Isen stagnerade då till följd av att förbindelsen med den aktiva isen i nordväst bröts, genom att isytan N om Landösjön började komma i kontakt med höjderna där. Den tidigare mot öster riktade isavsmältningen ersattes av en mer nordligt riktad. I lääge i förhållande till den aktiva isen i norr dröjde en ismassa kvar i Landösjöns bäcken och avsmälte väsentligen genom ablation och allmän upplösning.

SV om Långans dal synes den mot öster riktade isrecessionen i Kallsjöns dal (4.2) ha upphört tidigare än i förstnämnda dal. Inom hela området mellan dessa dalar har isen med all sannolikhet smält av som dödis. Frödin (1913) har visserligen på grundval av ett fåtal spridda observationer av förmodade strandbildningar låtit Kall-issjön omfatta även större delen av nämnda trakt. Av länskarteringens resultat samt av flygbilder framgår det dock, att området snarast är dödisteräng, även om moräntäcket är tunt och dess former därför obetydligt utbildade. Issjösediment saknas praktiskt taget helt. Åsarna är av subglacial eller subaëril typ. Där moränformer är utbildade, är de av dödistyp. Dräneringsbanor, som måste ha bildats då området var fyllt av dödisrester och icke täckt av dämnda vatten, är vanliga. Frödins s. k. strandbildningar torde tillhöra dessa bildningar eller möjligen i vissa fall vara bildade i marginal- och nunatakksjöar. Redan Frödins (1913, s. 209) uppgifter om att svallningen vanligen når väsentligt över erosionsterrassernas nivåer gör, att man kan misstänka lateral och icke litoral bildning.

Som ovan nämndes övergår de verkliga issjöstrandbildningarna i Oldenområdet mot Västsjön i iskontaktbildningar av morän. Där tycks de öppna is-sjöarna ha upphört. Huruvida en allmän erosionsbas någon tid varit bestämmande för dessa bildningars nivå inom ett större område är ej klart. Enhetligheten i de av Frödin bestämda nivåerna talar för ett sådant alternativ, men å andra sidan tycks likartade bildningar förekomma på många andra nivåer.

Dödisen i hela det kuperade området mellan Långan och Kallsjön har lösts upp i mindre rester, längs vilka dräneringen gått fram i oregelbundna banor. Sådana laterala eller subglaciala dräneringspår är även riktade mot SV, t. ex. vid Nästjärnarna. Det tyder på, att isen inom ett vidsträckt område varit stadd i samtidig upplösning. Orsaken torde vara att söka i en allmän stagnation inom det kraftigt brutna området mellan de öppna issjöområdena. I Kallsjöns dal har djupet medfört ett snabbare uppbrytande av istäcket, varvid Centraljämtska issjön haft möjlighet att inta dalen. I Långans dal V om Landösjön har den mycket kraftiga glacifluviala dräneringen haft en motsvarande effekt. Till stagnationen har även det faktum bidragit, att isen NO om Långans dal retirerat mot NO, medan SO om Kallsjön recessionen snarast varit riktad mot SO (4.2).

Det sistnämnda påståendet styrks av flera faktorer. Den yngsta, submarginala isrörelsen var i området riktad mot NV (s. 70). Detta faktum kan ej förklaras annat än av att isen över Storsjöbäckenet vid denna tid var mäktigare än NV därom, vilket gör en recession mot bäckenet sannolik. Recessionslinjerna i fig. 18 visar vidare en omsvängning från riktningen NNV-SSO till NNO-SSV. Denna dragning grundar sig visserligen endast på konnektionen av De Geers (1940) varvserie från Kaxås med övriga diagram i pl. 3, vilken konnektion ehuru skenbart god måste anses väl hypotetisk, men den stämmer väl med Frödins (1913, pl. 10) på andra grunder dragna linjer. Kaxåsvarven måste, enligt den uppfattning som här framläggs, vara avsatta i en mindre, lokal sjö och det är därför osäkert om de får konnekteras med varv avsatta i Centraljämtska issjön. Dock måste leran i Kaxås härröra från samma dräneringsområde i isen som leran kring Järpen-Mörsil, varför en viss teoretisk grund för konnektionen finns.

Antagandet av en viss sydostlig trend i isavsmältningen O om Kallsjöns södra del styrks också av spåren efter lokala dämningar. Sådana uppträder främst i områden som dräneras mot SO, t. ex. i Semmelåns dal. De förekommer uppe i dalsidorna och har med all sannolikhet avsatts i randsjöar kring i sänkor och dalar mot SO hopsjunkande isrester.

5. NORRA DELEN AV HÖGLANDET FRÅN OVIKSFJÄLLEN TILL RIKSGRÄNSEN V DÄROM

I denna region innefattas den del av nämnda högfjällsområde som ligger approximativt N om vattendelaren mellan Ljungan och Indalsälven och fjällranden mot Indalsälvens dalgång. Området kännetecknas av en mängd välutbildade israndbildningar av skilda typer längs fjällranden. I anslutning därtill förekommer även spår efter issjöar. Uppe i fjällen finns rikliga spår efter den glacifluviala dräneringen. Moräntäcket är förhållandevis mäktigt med väl utbildade dödisformer sida vid sida med drumlins och andra spår efter aktiv is.

Den sista och huvudsakliga isrörelseriktningen har över regionen gått från

SSO mot NNV. Vissa lokala, av den brutna fjällterrängen orsakade avvikelser förekommer, främst bland högfjällen i väster. Den från region 4 nämnda yngsta isrörelsen mot SV har nått fram till regionens norra gräns men har icke kunnat spåras längre mot söder.

Lokalglaciation förekommer i de högsta fjällen. Spår efter en något mer omfattande, sen- eller postglacial sådan finns men är inskränkta till de högsta fjällmassiven.

Isavsmältningen i stora delar av området har behandlats av Mannerfelt (1945). Kjell Eriksson (1914) och Karin Eriksson (1971) har studerat östra delen därav. En bild av avsmältningen i Handölsdalen har givits av von Brömssen (1966).

5.1. Fjällranden mellan riksgränsen och Rekdalen

Under 4.1 har skildrats hur isranden i Indalsälvens dal N om det här aktuella området retirerade österut under utbildning av en viss lobform. Denna form tog sig bl. a. uttryck i en omsvängning av den ca nord-sydliga fronten till en mer öst-västlig orientering utmed fjällranden på dalens södra sida. Isavsmältningen i regionen karakteriseras framför allt av växelspelet mellan denna iskant och is, som legat kvar uppe i fjällområdet S därom. En uppdelning av det sammanhängande istäcket i en dalis i Åredalen och en fjällis S därom har skett i form av en uppsprickning längs fjällranden.

Ett första tecken på denna uppsprickning märks i Enans dal V om Blåhammarsfjället-Snasahögarna. En öppen issjö, Ena-issjön, bildades där mellan dalisen och fjällisen. Issjöns existens förutsätter, att Tävlans dal mot Storlien ännu var fylld av is, då fjällisen retirerade uppför Enans dal mot söder. Issjön tillfördes sediment av den glacialfluviala dräneringen från fjällisen. Även den tidigare subglaciala dräneringen sökte sig samma väg mot Ena-issjöns basäng, vilket framgår av en rad delvis stora åsar från området kring Blåhammarsfjället mot Enans dal. Anmärkningsvärt är att även den betydande dräneringen från Åredalen sökte sig samma väg i stället för genom det lägre passområdet vid Storlien. Förhållandet torde få ses som ett uttryck för lobformen av isen i Åredalen. Isälven har sökt sig ut mot den uttunnande iskan- ten i Ena-issjön, medan ännu mäktig is fyllde dalen vid Storlien.

Uppsprickningen av isen längs fjällranden kan mot öster följas i form av ett antal ändmoränliknande ryggar av morän och isälvsgrus vid Tvårån på Snasahögarnas västra sida. Det är ej utrett om ryggarna bildats som sprickfyllnader i samband med isens delning eller om de är marginalbildningar till dalisen eller fjällisen. Åtminstone de södra ryggarna ger dock genom sin form snarast intryck av att vara ändmoräner bildade framför den söderut vikande fjällisen.

Växelspelet mellan olika ismassor i fjällen S om Blåhammarsfjället-Snasahögarna illustreras av talrika spår av den glacialfluviala dräneringen, främst skvalrännor och slukåsar (fig. 23). Härav framgår, att den subglaciala dräne-

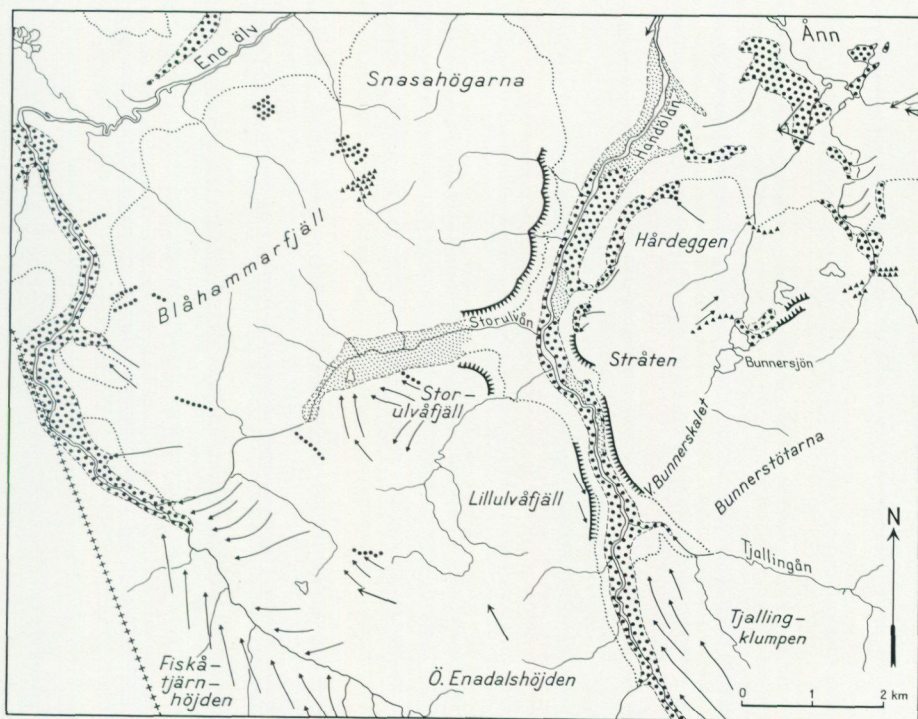


Fig. 23. Glacialmorfologi och strandlinjer kring Handölsdalen. De stora isälvsvlagringarna är uppbyggda mot is i Ännsänkan av smältvatten från is i fjällen S därom. Teckenförklaring se fig. 3.

Glacial morphology and strandlines around the Handöl valley, area 5.1. The large glacio-fluvial deposits were formed against ice in the depression in the north by melt-water from ice in the mountains in the south. Legend in Fig. 3.

ringen var riktad mot Enans dal i väster oberoende av den lokala topografin. Då isen sjönk ihop, kom höjderna i området att sticka upp därur som nunatacker, längs vilka lateral dränering bildade skvalrännor. Av dessa spår framgår direkt hur en istunga retirerade söderut i Enans dal, så som skildrats av Mannerfelt (1945). En annan retirerade österut i Storulvåns dal. Framför den dämades en liten issjö vid Ulvåtjärn, vilken efter hand som den frilades från is fylldes upp helt med sediment.

Då isen i Storulvåns dal och den därmed sammanhängande Handölsdalen (se fig. 23) sjönk ihop, isolerades den småningom från huvudisen i öster genom att de höga Bunnertjärnen alltmer kom att verka som en spärr och sedermera friläggas från is. Isen i Handölsdalen fick därför efter hand formen av en sammanhängande lob, vars material tillfördes dels från dalisen i norr, dels från fjällisen i Handölan-Gåsåns dal i söder. Dräneringen från båda håll var först riktad längs istungans kanter genom passet vid Ulvåtjärn (se von Brömssen



Fig. 24. Den dränering som avsatte lateralterrasserna i Handölsdalen gick mot söder, dvs. mot den naturliga dräneringen. Det visas klart av stora strömrännor på terrassens yta, t. ex. vid Stråten. De kullar som höjer sig över terrassytan är åsar, som representerar ett något tidigare utvecklingsstadium. – Foto J. Lundqvist 1972.

The drainage that formed the lateral terraces in the Handöl valley was directed towards the south, that is opposite to the natural drainage. This is clearly shown by large stream channels. The hills on the terrace surface are eskers, representing a somewhat earlier drainage stage.

1966, fig. 9). Efter hand sökte den sig dock ned mot isens botten och subglacialt ut ur Handölsdalen norrut. Denna dränering illustreras förträffligt av en stor lateralterrass längs västsidan av Hårdeggen–Stråten (fig. 24). På terrassen finns stora strömfåror riktade mot söder. Mitt för Storulvåns mynning i Handölan viker dessa fåror av ned mot dalens botten. Där upphör de men den enda möjliga fortsättningen av dräneringen är subglacialt ut mot Ånnsänkan. På grund av utbildningen av slukhål vid iskanten vid Stråten och liknande vid Tjallingen i kombination med den subglaciala dräneringen kom istungan i dalen att brytas upp i området Tjallingen–Storulvån så som visats av von Brömssen (1966). Den södra delen av istungan retirerade därefter söderut på samma sätt som skett i Enans dal, vilket illustreras av skvalrännor.

Dräneringen från den söderut vikande fjällisen byggde upp serier av deltan i Handölsdalen. Framför allt de finkorniga bottenbäddarna däri (se von Brömssen 1966) antyder, att deltabildningen var beroende av dämning mot norr genom den hopsjunkande dalisen i Ånnsänkan. Att denna is från början måste varit förhållandevis mäktigt framgår av dräneringsspåren vid Hårdeggen. Den

dränering som givit upphov till den ovannämnda lateralterrassen följde nämligen icke fjällkanten i norr utan gick genom passet mellan Hårdeggens toppar. En kanjon markerar där dess väg och utanför densamma har ett med lateralterrassen sammanhängande delta byggts ut. Då dalisen sedermera luckrades upp och sjönk ihop och dräneringen från öster avlänkades till fjällslutningen N om Hårdeggen, tog den icke längre vägen upp i Handölsdalen utan gick subglacialt ned mot Handöl. Denna dräneringsbana markeras av en hög ås (von Brömssen 1966, fig. 8).

Isens hopsjunkande ned i Ännsänkan medförde, att en viss dämning av smältvattnet från isen i övre Handölsdalen kunde ske. Spår efter denna dämning finns i form av deltaplan och i åsen vid Hårdeggen inskurna terrasser (se von Brömssen 1966). Vid Handölsdalens mynning fortsätter dämningsspåren i form av mäktiga deltan invid Handöl. Samtliga dessa plan får tolkas som avsatta av strömmande vatten, dämt mot isen i Ännsänkan. Verkliga issjöar med stillastående vatten har ej existerat i dalen (von Brömssen 1966, s. 111).

O om Handölsdalen är istäckets delning längs fjällranden tydligt markerad i Bunneråarnas dalar. Vid V. Bunneran har delningen skett vid nordsidan av Bunnarsjöarna. En randås har där byggts upp av den glacifluviala dräneringen från öster. Den spricka, i vilken åsen först anlagts kan följas upp mot Stråten som en moränrygg. Åsens form och laterala dräneringssår mot densamma från nordost antyder, att då isen i Bunnarsjöarnas sänka föll sönder som dödis, åsen fortsatte att byggas upp som randås till dalisen i norr (J. Lundqvist 1969, fig. 37). Dräneringen gick alltså från öster lateralt längs denna is in mot dödisen i Bunnarsjöarna. Därifrån sökte den sig ned subglacialt mot norr genom V. Bunnarsans dal, där den markeras av en subglacial åsbildning. Moränmorfologin i V. Bunnarskalet visar, som redan antytts, att isen där dröjde kvar som en dödskropp kvarlämnad mellan dalisen i norr och fjällisen i söder.

Hopsjunkandet av isen i Ännsänkan markeras av marginalbildningar på skilda nivåer. Vid trädgränsen vid V. Bunneran finns en ändmoränartad rygg och på lägre nivåer ned mot Ö. Bunneran finns serier av spolningsfenomen och lateralterrasser. Dessa terrasser är särskilt väl utbildade SV intill Änn. Ned till 586 m ö. h. har de karaktär av lateralbildningar, medan det nedersta planet, på 572 m, kan tolkas som en issjöstrandbildning. Detta innebär, att Ännsänkan var fylld med is under Storli-issjöns existens. Först då iskanten längre i norr passerat Middagsfjällets östra ände (se fig. 18) och Storli-issjön sänkts till Duved-nivån (här ca 577 m), hade fjällsidan S om Änn frilagts så mycket från isen att man kan tala om en öppen issjö där.

I Ö. Bunnarskalet är istäckets uppdelning likaledes väl markerad. En serie moränvallar, vilka torde få betecknas som små men otvetydiga ändmoräner, markerar där fronten av fjällisen. Utanför denna har ett delta (fig. 25) avsatts, vars läge är betingat av dämningen av dalisen. Den vidare dräneringen från



Fig. 25. Delta utanför Ö. Bunnarskalet uppbyggt av smältvatten från is i fjällen i söder (t. v.) mot is i dalen i norr (t. h.). – Foto J. Lundqvist 1964.

Delta in front of the valley Ö. Bunnarskalet, area 5.1, formed by melt-water from ice in the mountains in the south (left) against ice in the valley in the north (right).

deltaområdet har gått längs fjällkanten mot det ovannämnda området vid V. Bunneran. Serier av skvalrännor från öster mot väster nedanför deltat markerar isens fortsatta hopsjunkning i Ånnsänkan.

Genom isens allmänna hopsjunkning kom det höga massivet Bunnerfjällen–Kyrkstensfjällen att friläggas från isen som ett nunatakkområde. Området i sin helhet markerar därför den fortsatta uppdelningen av isen. Medan isen, som ovan nämnts, i de västligare fjälldalarna retirerade från norr mot söder, märks på sydsidan av det nämnda massivet fortfarande en tydlig tendens till isrecession mot öster snarare än mot söder. Dödisavsmältningen i V. Bunnarskalet är i viss mån en konsekvens av denna skillnad i recessionriktning.

Den väst-östliga recessionen S om Bunnerfjällen–Kyrkstensfjällen, dvs. i Stensåns dal, illustreras av vidsträckta issjösediment kring ån. En issjö (Lunn-dörns-issjön, se pl. 2) har där varit dämnd. Sannolikt har det varit fråga om en serie av dämnda vatten på olika nivåer, vilket ännu ej är utrett. Emellertid är det klart att förutsättningen varit en dämning mot NO. Den nord-sydliga trenden i recessionen västerut har tydligen här upphört och förskjutits mot söder (jfr 5.2). I Stensåns dal illustreras i stället isens recession mot öster av serier av stora torrdalar från issjöområdet mot Rekdalen N därom. Dessa torrdalar kan följas från Kyrkstensfjällets östra sida ned mot dalbotten vid

Nulltjärnarna samt norrut genom Rekdalen. Även marginalbildningar i form av ganska komplicerade lateralterrasser vid N. Kyrkstensskaftet ger en bild av isens hopsjunkning ned i Rekdalen. Dessa förhållanden är viktiga, då de visar att någon högre liggande issjö än Duved-issjön (här ca 580 m ö. h.) icke nått in i Rekdalen från NV (jfr G. Frödin 1913, pl. 10). I närheten av Duved-issjöns nivå i Rekdalens mynning mot Änn utbreder sig däremot stora sedimentackumulationer, troligen avsatta som deltan i issjön, möjligen även supraakvatiskt efter issjöns sänkning.

5.2. Håckrendalen och fjällen S därom

Tendensen till uppsprickning av istäcket längs fjällens nordrand ligger O om Rekdalen förskjutet söderut. Den mot öster retirerande dalisen representeras där av en ismassa i dalgången Ottsjön–Håckren–Sällsjön. Avsmältningen av denna is har skildrats av Karin Eriksson (1971). Den söderut retirerande fjällisen kan, där fjällryggen är relativt smal, sägas representeras av en i Ljungans dalgång hopsjunkande ismassa.

Den is som intog den nämnda dalgången måste i början varit förhållandevis mäktig och aktiv. Det framgår av den glacioluviala dräneringen i området S om Vålådalen. Dräneringen har där gått fram oberoende av terrängformerna och skurit tvärs över t. ex. Hjulåsen. De s. k. Hjulåsgravarna är av isälvar upprensade sprickzoner i berget, men N om dem finns ytterligare spår av dränering över höjden, till synes utan samband med markerade spricklinjer i berget. Även den mycket stora åsen över Lunndörrens norra ände (se J. Lundqvist 1969, fig. 132) representerar denna av terrängen oberoende, mot NV riktade dränering. Då isen i dalgången sjönk ihop, blev dräneringen mer terrängberoende och övergick till att följa de nutida åarnas dalar. En uppsprickning längs fjällkanten följde. I denna sprickzon i isen gick en betydande dränering fram längs fjällens nordsida från Anarisfjällens nordände i öster till Lunndörren i väster. Isdämda sjöar kunde uppkomma i vikar i fjällranden. Längst i väster utbreddes sig den ovannämnda Lunndörrens-issjön tills den nådde in i Lunndörrens norra del. O därom utbreddes sig den mindre Gröndals-issjön. Hela detta dräneringssystem tycks ha existerat samtidigt i hela sin längd. Dräneringen längs Anarisfjällens nordsida byggde upp en åsformad lateralterrass, vilken genom sin form och läge markerar den mot öster smalnande sprickzonen i isen. I passet mellan Skraupvalen och St. Anahögen uteroderades en kanjon, utanför vilken Gröndals-issjön utbreddes sig. Denna hade ganska obetydlig utsträckning och torde ha fyllts upp med sediment allteftersom den frilades från is. Sedimenten däri har följaktligen fått karaktär av lateralterrass med sandurartad yta – Gröndalens välkända "issjödelt" (se J. Lundqvist 1969, fig. 133). Isen måste ännu i detta skede legat an mot fjällsidan, vilket framgår dels av deltats iskontaktkaraktär, dels av det faktum att avloppet från issjön icke gick längs iskanten N om L. Gröngumpen. Avloppet gick i stället genom passet

mellan denna och St. Gröngumpen, där en kanjon uteroderades. Utanför denna byggdes ett delta ut, antingen direkt i den öppna Lunndörrens-issjön eller mot iskanten och till nivån bestämt av issjön. Förloppet har åskådliggjorts av Kjell Eriksson (1914). Hans bild behöver visserligen korrigeras men ger ändå ett intryck av sammanhanget i förloppet – ett sammanhang som dock aldrig tog sig uttryck i en enda lång, smal marginalsjö längs fjällkanten så som Eriksson (1914, pl. 6) skisserat det. Sammanhanget åskådliggörs bättre av följande approximativa höjduppgifter. Dräneringen N om Anarisfjällen var i stort sett lokaliserad till en nivå av 860 m ö. h. (Eriksson 1914, pl. 8). Deltat vid Gröndalen därutanför ligger enligt Eriksson (1914, pl. 7) ca 850 m ö. h. och deltat utanför Gröndals-issjöns avlopp, dvs. Lunndörrens-issjön, på ca 800 m ö. h.

Då isen i fjällområdet och Ljungans dal S därom sjönk ihop, försköts dess norra kant söderut genom Lunndörren och övriga genombrottsdalar. Framför denna is avsattes, främst i Lunndörrensåns dal, stora sedimentmängder i form av sandurfält. Sandurkaraktären visar, att dalisen N om fjällen måste ha sjunkit ihop fortare än fjällisen, så att förutsättningen för dämning mot fjällkanten upphört, medan ännu dräneringen från Ljungadalen gick genom de nämnda genombrottsdalarna ("dörrarna"). Det är alltså att märka, att medan Kjell Eriksson (1914, pl. 8) skildrat uppsprickningen av isen längs fjällranden i princip riktigt (bortsett från de överdrivna marginalsjöarna), hans senare israndlägen måste korrigeras väsentligt.

Hur isen i Håckrendalen sjönk ihop och dräneringen därifrån försköts mellan skilda avlopp har visats av Karin Eriksson (1971). Den hopsjunkande isen i dalen fick formen av en lob, vars yta var mycket flack. Dräneringen från denna gick först genom Skårnsdalspasset mot NV, vilket antyder en viss sydostlig trend i avsmältningen. Genom isens recession mot öster i Vålåns dal, som ovan skildrats, försköts Vålå-issjöns avlopp successivt nedför östsidan av S. Kyrkstensskaftet tills det nådde Rekdalens botten. Därmed kunde dräneringen från isen i hela den aktuella dalen avlänkas genom Rekdalen. Mellan passet där (595 m ö. h. enligt Eriksson 1971, s. 23) och isen var en tid en mindre issjö tillhörande Vålå-issjöarna däm.

Då ytan av den flacka isen i dalen Ottsjön–Håckren sänktes ytterligare, öppnades ett nytt avlopp längre österut genom Gulåns dal på en nivå av 510 m ö. h. (Eriksson 1971, s. 25). Medan dräneringen gick denna väg, löstes isen i större delen av dalen snabbt upp och en öppen sjö, Gulå-issjön, kom att inta dalen. Utanför avloppet i Gulån byggdes ett delta upp på en nivå av ca 465 m ö. h. (Eriksson 1971, s. 25). Nivån motsvarar approximativt Kall-issjöns nivå eller är något lägre, vilket är av en viss betydelse i jämförelse med Karin Erikssons lervarvskonnektioner mellan Håckrendalen och Åredalen. Enligt dessa skulle nämligen iskanten ännu ha legat kvar i trakten av Duved då Håckrendalen frilades från is (jfr fig. 18). Om konnektionen är riktig, vilket får anses något osäkert, är konsekvensen den, att då tillräckligt mycket is låg kvar i hela

Åredalen för att hindra sedimentation, denna is var så uppluckrad, att dränering kunde ske från Åredalen mot Kallsjöns bäcken via Järpströmmens dal. Issjön i Åredalen kunde därigenom sänkas till en nivå, som motsvarar ett avsevärt östligare israndläge. Runt dessa ismassor kan dock isfritt vatten ha förekommit, vilket möjliggjorde t. ex. avsättningen av Gulådeltat. Förhållandet kan emellertid också tolkas så, att Håckrendalen visserligen frilades från is tidigt, då iskanten i Åredalen ännu stod vid Duved, men att avsmältningen vid Håckrens utlopp därefter stagnerade, så att avloppet via Gulån bibehölls under en ansevärd tid. Oavsett hur härmed förhåller sig torde det genom varvkonnektionerna inom Håckrendalen stå klart, att då isen i dalen tunnats ut, den bröts upp mer eller mindre momentant i hela dalen.

Efter en tids stagnation av isranden vid Håckren kunde småningom Gulå-issjön få ett avlopp subglacialt via den dämmande isen. Den sänktes då stegvis. Karin Eriksson (1971) benämnde sänkingsstadierna Hottö-issjön.

Enligt Eriksson (1971, s. 101) har Kall-issjön aldrig trängt in i dalen så som skildrades av Frödin (1913, pl. 10). Då dess nivå i trakten var 5 à 10 m högre än Håckrens pasströskel borde emellertid teoretiskt förutsättning förelegat för ett inträngande av issjön. Att så icke skett kan bero på a) att issjönivån var något lägre än den av Frödin angivna, b) att Kall-issjön sänkts innan isen retirerade förbi Sällsjöns dal, eller c) att kvardröjande dödis i Håckrendalen hindrade issjön att tränga västerut.

Från alternativ a kan bortses, då observationerna av Kall-issjöns nivå är flera och förefaller entydiga. Valet mellan alternativ b och c är avhängigt av sättet för Kall-issjöns tappning, vilken fråga behandlas under område 7.2.

Området SO om det ovan skildrade, dvs. Oviksfjällen, har vad beträffar isavsmältningens förloppet utförligt beskrivits av Mannerfelt (1945). Som framgår av Mannerfelts beskrivning sjönk isen över fjällen ihop med en viss trend mot öster i recessionen. Mannerfelt urskilde tre olika stadier i deglaciationen av fjällmassivet, nämligen nunatakkstadiet, upplösningstadiet och slutstadiet. Innebörden av dessa är att de högsta fjällen först frilades från is som nunatakker. Isen sjönk därefter ihop i fjälldalarna med dränering lateralt mot fjällsidorna och delvis supraglacialt. Slutligen sökte sig smältvattnet ned under isen, denna uppluckrades och upplöstes till dödisar i sänkorna.

Viktigt i Mannerfelts arbete är bl. a. konstaterandet av en isrecession både mot NO och SO (1945, fig. 25). Förhållandet möjliggjorde uppkomsten av N. Drom-issjön V om Bydalen. Förutsättning för denna issjö var dels recessionen mot öster i Bydalen, dels en dämmande is längs icke blott Oviksfjällens utan även Västerfjällets östra sida. Vi ser i detta förhållande den sista effekten mot öster av isens uppsprickning längs fjällkanten, vilken kunnat följas från riksgränsen i väster. En detalj i denna uppsprickning markeras av ett litet kamedelta på Glensvalens östra sida. Från isen i söder har deltat byggts ut mot kvardröjande is i Bydalen. Ett analogt fall finns f. ö. även i Håckrens dal något längre

i norr, där deltat vid Spjätten (Karin Eriksson 1971, s. 55 ff.) byggts upp från söder mot dalisen och i en liten marginalsjö.

N. Drom-issjön var icke helt öppen. I dess bassäng dröjde dödismassor kvar, längs vilka t. o. m. vissa laterala fenomen kunde uppkomma efter issjöns sänkning (Mannerfelt 1945, s. 92). Detta antyder en övergång från den klart mot två håll riktade recessionen i väster till en mer normal dödissavsmältning i öster.

Av speciell betydelse i sammanhanget är dräneringen över fjällryggen Anarisfjällen–Oviksfjällen. Den har ursprungligen följt banor tvärs över ryggen (t. ex. genom Lunnörren, jfr ovan). Dessa banor torde i vissa fall utbildats redan subglacialt (jfr J. Lundqvist 1969, s. 286). Det sistnämnda gäller t. ex. dräneringen genom Lövdalen O intill Anarisfjällen, vars fortsättning utbildat de ovan beskrivna terrasserna etc. kring Gröndalen.

Påfallande är de avsevärt mindre dimensionerna av dräneringen genom den O om Lövdalen följande Glendalen. Då isen luckrats upp så mycket att dräneringen kunde ta denna väg genom passet vid Glen på ca 800 m ö. h., öppnades tydligen mycket snart även möjligheten till dränering österut längs Oviksfjällets östra sida. Spåren därav är mycket kraftiga. Överst finner man där talrika skvalrännor och -serpentinier. Från en nivå något över 750 m och nedåt följer en serie mycket stora dalar av tunneldalstyp, dvs. sannolikt delvis subglacialt utbildade. Dimensionerna av dessa dalar (genomskärningsarea upp till 10 000 m²) och ackumulationerna därutån (Dörrså-Gräftåkomplexet; J. Lundqvist 1969, s. 286) visar, att dräneringen från ett betydande område under en ansevärd tid måste gått denna väg. Materialet i ackumulationerna är icke av en typ som antyder stora och kortvariga tappningar. Det är visserligen grovt men väl rundat och sorterat, och detaljmorfologin antyder ett mer komplicerat, långvarigt, förlopp. Dräneringsområdet i fråga måste ha varit Ljungans dalgång, sannolikt med de däri uppdämda Ljungan-issjöarna (6.1). Utbildningen inom Dörrså-Gräftåkomplexet av deltaplan på Kall-issjöns nivå, här ca 490 m ö. h., visar, att Ljungan-issjöarna existerade och ännu icke tagit helt subglaciala avlopp, då Kall-issjön utbrett sig som en vik mellan isen i Storsjöbäcken och Oviksfjällets nordöstra sida. Att denna vik var ganska smal visas av Dörrså-Gräftåkomplexets läge, tätt tryckt mot fjällsidan oberoende av landskapets allmänna lutning. Komplexet har visserligen bildats i anslutning till en vattenyta på Kall-issjöns nivå men även byggts upp lateralt mellan Storsjöbäckens is och fjällsidan. Frågan om sambandet mellan utvecklingen i Ljungans och Indalsälvens dalar diskuteras vidare under 6.1.

5.3. Högfjällsområdet kring Ljungans övre vattenområde

De centrala delarna av området, dvs. kring Sylarna, har diskuterats utförligt av Mannerfelt (1945). Han har beskrivit hur en mot NV svagt sluttande isyta sänktes, varigenom fjällen efter hand kom att stå upp över isen som nunatak-

ker eller bilda vikar i iskanten. Genom hopsjunkningen av isen isolerades dödismassor i sänkor och dalar utanför den vikande iskanten. Denna mot söder vikande is är samma som i avsnittet 5.1 omtalats som "fjällisen".

Mannerfelts bild illustreras entydigt av talrika skvalrännor och andra laterala samt subglaciala formelement. Isytans lutning mot nordväst framgår tydligt av långa serier av skvalrännor mot nordväst i Enans och Handölans dalar. Den västliga lutningen framgår av liknande skvalrännoserier i Storulvåfjället, V. Endalshöjden och nordsidan av Hulke (fig. 23). Rännorna visar även, att den nämnda avsmältningmekaniken resulterade i en uppdelning av isen i lober längs dalarna mot norr och nordväst. Dessa lober retirerade uppför dalarna mot söder. Isens lutning även mot väster medförde, att loberna försvann från dalarna från väster mot öster. Denna trend i avsmältningen framgick ovan (5.1) för området kring Storulvån och kan genom de nämnda skvalrännesystemen följas vidare mot Helags i söder. Även S och V om Helags demonstreras en väst-östlig trend i recessionen genom serier av laterala formelement lutande mot väster i Neans dal längs nuvarande Sylsjön.

De skilda mot SO retirerande isloberna torde från början ha varit aktiva. De mycket väl utbildade laterala formelementen och bristen på dödisformer över vissa ytor tyder därpå. Även väl utbildade drumlinformer och kombinationer av drumlins och laterala former ger en antydning därom. Goda exempel på dylika former finns i Enans dal, främst längs Fiskåttjärnhöjden, samt i Handölans dal. Även bland dödisformerna på slätten mellan Helags och Sylarna finns ganska rikligt med drumlinoida former.

Uttunnandet av isloberna medförde emellertid, att rörelsen i dem efter hand stagnerade. Särskilt gällde detta i lälägen och i medlut, där förbindelsen med huvudisen i söder tenderade att brytas, redan då fronten stod relativt långt i norr. Mannerfelt (1945, t. ex. fig. 90) har visat flera exempel på denna isoletering av dödisar. Det citerade fallet gäller Sylälvens dal, där förbindelsen med huvudisen bröts av Detnaletjuoldes relativt höga rygg. Då dödisarna sjönk ihop blev effekten lokalt en recession även i andra riktningar än den normala, t. ex. mot norr i Sylälvens dal.

Det mest storartade exemplet på dödisavsnörning erbjuder området kring Handölan mellan Helags och Sylarna. Laterala bildningar ovanför en slätt täckt av dödismorän med bevarade drumlinformer illustrerar instruktivt dödisens isoletering och hopsjunkning i lä om Helags-Snusestöten. Motsvarande stagnation av den aktiva istungan visas av dödisformer nedanför de laterala formelementen i Neans dal – nu dock till största delen dränkta av Sylsjön.

På sydöstra sidan av fjällen och i de mot söder lutande dalarna märks inte samma tendens till dödisavsmältning. Förbindelsen med den mäktiga isen i bl. a. Ljungans dal har där aldrig brutits. Medan isytan sänktes och därigenom fronten försköts mot SO, var isen hela tiden även nära fronten mäktig och aktiv. Dämningar av öppna issjöar kunde där efter hand uppkomma, så som

närmare skildras under område 6.1. Undantag från regeln utgör vissa flacka ytor på fjällområdets sydsida.

I området O om Handölan–Gåsån–Ljungan smalnar fjällområdet alltmer mot öster och de ovan beskrivna förhållandena blir därför mindre utpräglade. Isen uppdelades efter uppsprickningen längs norra fjällkanten (5.1 och 5.2) direkt i korta lober i sänkorna genom fjällen. Dessa lober försköts snart genom isens hopsjunkning över vattendelaren mot Ljungan. Israndbildningarna i delningszonen mellan dalisen och fjällisen ligger relativt nära vattendelaren och dödissavnörning i större skala har ej skett där. I vissa därför gynnsamma lägen har dock dödismassor isolerats. Det gäller t. ex. övre Stensdalen i lä om Lillstensdalsfjället, området kring Vålåsjön–Vålåstugan i lä om Gråsjöfjället m. fl. Dessa områden kan sägas ligga i lä för både den österut och den söderut vrikande isen.

6. VÄSTRA OCH NORRA HÄRJEDALEN

I denna region innefattas hela området mellan de ovan skildrade regionerna 1 och 5.

Området kännetecknas framför allt av spåren efter vidsträckta, öppna issjöar. I de västra delarna av dessa förekommer rikligt med djupbottensediment, vilka mot öster avtar i utbredning. I öster förekommer dock ofta mycket väl utbildade strandlinjer.

Moränens former i området växlar. Längst i sydväst samt i nordost förhärskar dödiformer. I övrigt är dödiformerna inskränkta till vissa lägen i terrängen, som sänkor o. dyl., medan formerna i övrigt är indifferentia eller präglade av aktiv is.

Den sista isrörelsen har i områdets västra del varit riktad mot nordväst, i den norra mera mot norr. Rörelsen har utgått från ett isdelarområde längs regionens östra sida, varför man längst i öster även kan finna spår av rörelse mot öster eller sydost.

Som framhölls redan i länsbeskrivningen erbjuder regionen goda möjligheter till korrelation mellan issjöar i olika dalar och konstruktion av israndlägen med ledning därav. En förutsättning är dock kartor över området av en avsevärt bättre kvalitet än den nu föreliggande Generalstabskartan samt noggranna avvägningar av passpunkter, strandmärken etc. Då den nya topografiska kartan ännu icke utkommit för dessa trakter, måste en sådan detaljerad utredning anstå. Här kan endast en något utförligare skiss framläggas än som var möjlig i länsbeskrivningen. Skissen bör dock kunna tjäna som underlag för kommande noggrannare undersökningar.

6.1. Ljungan-issjöarnas område

Under 5.3 har beskrivits hur fronten av en aktiv is försköts mot öster och söder inom fjällområdet N om Ljungans dal. På de flacka slätterna längs fjällområdets sydsida kunde ibland isrester dröja kvar såväl utanför den reti-

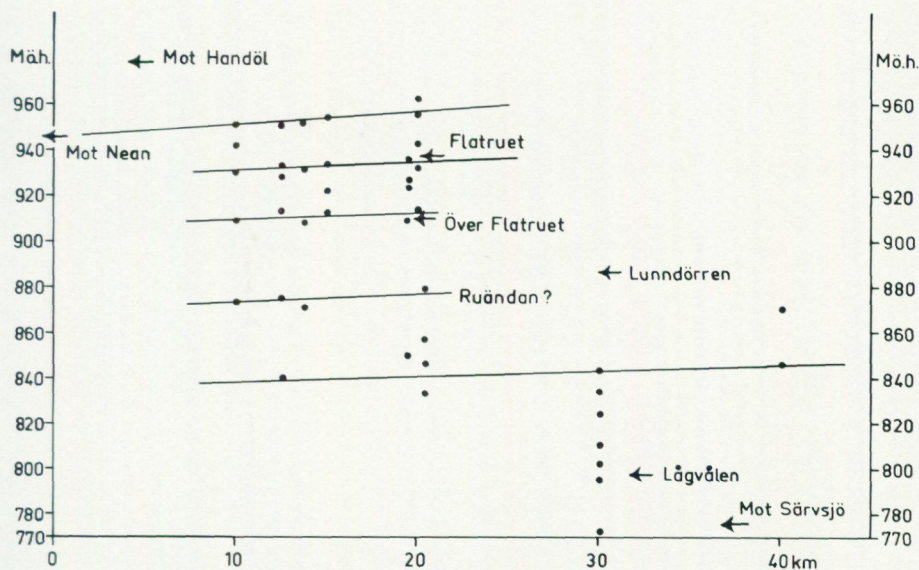


Fig. 26. Strandlinjeobservationer från Ljungans övre dalgång enligt hittills opublicerade mätningar av J. Öster samt issjöytor motsvarande kända issjöavlopp.

Strandline observations and ice-lake levels corresponding to known spillways in the upper Ljungan valley (area 6.1). Measured by J. Öster.

rerande fronten (Ahlmann 1938, typfall 1) som inne bland fjällen i skyddade lägen. Avsnörningen får ses som en effekt av hopsjunkningen av en ismassa med allt flackare lutning.

I stora drag retirerade dock en sammanhängande front ned mot Ljungans dal. Förutsättningarna för uppdämning av issjöar mellan denna front och fjällen var stora. Spår efter mycket vidsträckta issjöar är också här tydligare än i många andra issjöområden. Dessa issjöar har beskrivits av Öster (1932) som Ljungan-issjöarna (se även J. Lundqvist 1969, s. 163). Utöver de publicerade data föreligger en mängd opublicerade data beträffande strandlinjer, passpunktnivåer m. m. utförda av Öster, vilka genom hans tillmötesgående kunnat utnyttjas i det följande (fig. 26).

De första passpunkter för Ljungan-issjöarnas initialstadier, som frilades från is, var belägna kring Helags. Den subglaciala dräneringen från Ljungan har gått genom passet mot Gåsån-Handölan, varvid de stora deltana i Handölsdalen utbyggs (5.1). Huruvida även ett extramarginalt (dvs. issjö-) avlopp gått denna väg är mer osäkert. Spår av sådan dränering liksom strandbildningar på motsvarande nivå är ej kända. Ej heller genom det något högre passet vid Vålåsjön synes någon extramarginal dränering ha skett (Öster 1932, s. 521). Dock visar rikliga sediment S om passen, att en issjö förekommit även i denna översta del av Ljungans huvuddal. Det vill därför synas som om det



Fig. 27. Evagraven över Flatruets östra ände har utgjort avlopp för en issjö i Ljungans dal i bakgrunden. – Foto J. Lundqvist 1962. Av försvarsstaben godkänd för spridning.

Canyon across the ridge Flatruet (area 6.1) has served as spillway for an ice lake in the Ljungan valley in the background.

lägre (944 m ö. h. enl. Öster 1951) passet mot Neans dal S om Helags utgjort det första avloppet för en begynnande Ljungan-issjö. Så har även Öster (1932, s. 521) ansett. Strandlinjer är väl utbildade på motsvarande nivå. Förhållandet visar, att Neans dal frilagts från is något före Ljungans–Gåsåns dal kring vattendelaren, vilket antyder att den östliga trenden i avsmältningen kring Helags övervägt över den sydliga (jfr 5.3).

Vid den fortsatta, mot öster och söder riktade isrecessionen fann issjön nya avlopp över Flatruet. Flera pass över detta är teoretiskt tänkbara, men det vill synas som om avloppet mycket snabbt förde till ett relativt östligt beläget sådant. Nämnvärda spår efter erosion över passen V om landsvägen saknas, medan däremot spåren efter en betydande dränering över det egentliga Flatruet O om vägen är tydliga. Denna dränering följde fjällets nordsida från NV och avlänkades därefter genom ett pass på (enligt Generalstabskartan) ca 940 m ö. h

eller något lägre ned mot Mittådalen. Dräneringsbanan antyder att issjön tog detta avlopp redan då isen som en lob sträckte sig mycket långt upp i Ljungans dal. Banan löper genom dödismoränterräng. Tydligt har vattnet sökt sig ut genom den söndersprickande iskanten. Förhållandet står i överensstämmelse med antagandet ovan av att isytan i detta skede var ganska flack.

Att döma av väl utbildade strandlinjer samt deltabildningar i Mittåns dal (se vidare 6.3) var det nämnda avloppet i funktion en ej obetydlig tid. Emellertid försköts det småningom till östligare banor över Flatruet. Öster (1932, s. 522) uppger en sådan på 915 m ö. h. något O om det ovannämnda passet. Längre ut mot Ruändan finns ytterligare spår efter dränering över fjällryggen i form av kanjonbildningar (fig. 27). Nivån för dessa är enligt Generalstabskartan i runt tal 900 m ö. h. Troligen representerar dessa dalar korta dräneringsperioder, möjligen endast tappningar av issjön till successivt lägre nivåer. Bristen på strandlinjer på motsvarande nivåer tyder därpå. I konsekvens med detta betraktelsesätt kan man förmoda, att dräneringen fortsatte att söka sig östligare avlopp, dvs. runt Ruändan. Strandlinjer kring Ljungdalen på en nivå av 870–880 m kan tänkas motsvara ett sådant stadium. Issjöns nivå var då bestämd av höjdförhållandena kring vattendelaren mellan Särvån och Ljungan. Ett flertal möjliga passpunkter föreligger, i vilka spåren efter dränering från Ljungans dal mot Särvåns är kraftiga. Tyvärr är nivåerna ej kända och den där mycket dåliga Generalstabskartan medger endast en ytterst grov uppskattning, vilken dock ej motsäger det gjorda antagandet. Dräneringen i detta område diskuteras vidare under 6.3.

Enligt Öster (1932, s. 522) frilades på ett obetydligt senare stadium Lunndörren (passpunkt 887 m ö. h. enligt opublicerad avvägning av Öster) från is och issjön tog för en tid sitt avlopp därigenom. Det skulle innebära, att den nord-sydliga isrecessionen från fjällen i norr fortskridit så långt att issjön kunde utbreda sig längs fjällranden ända till Lunndörren, medan isen ännu låg an mot Flatruets nordsida. Det är ej orimligt att så skett, men säkra spår efter issjöar på motsvarande nivå saknas längs fjällranden O om Husvålen. De strandlinjer som förekommer ligger betydligt lägre, t. ex. vid Rensnåvet S om Lunndörren. Även djupbottensediment saknas upp mot Lunndörren på dess södra sida. Där utbreder sig ett moränrygglandskap, som genom sina former visar, att isen smält av som dödis. Även isälvsavlagringar ger samma indikation. Den flacka högslätten mellan Lunndörren och Tossåsen får därför med stor sannolikhet betraktas som ett av de ovan nämnda fallen, där dödis isolerats från isfronten på fjällens sydsida.

Öster (1932, s. 522) ansåg, att issjön utbrett sig längs fjällkanten ända till Lövdalen, innan ytterligare avlopp mot söder öppnades. Enligt honom hade den en tid sitt avlopp genom nämnda dal (845 m ö. h.). Sporadiska strandmärken på motsvarande nivå finns visserligen, men som tidigare framhållits (J. Lundqvist 1969, s. 286), visar de glaciifluviala formerna i Lövdalen, att isen

täckte detta pass, då dräneringen gick därigenom. Inga säkra spår finns av dränering där, efter det att passet frilagts från is.

Samma kan anföras beträffande det ännu östligare passet vid Glen (798 m ö. h. enligt Öster 1932, s. 523). Spår av mer betydande extramarginal dränering genom detta pass saknas. Dräneringsspåren är av lokal lateral eller subglacial typ och kan följas från Oviksfjällens västra sida ned mot dalens botten vid Glen. Då isen i dalen S om pasströskeln sjunkit ihop så mycket, att en issjö skulle kunnat bildas där, måste dräneringen mycket snart ha lagts om till Oviksfjällens södra och östra sidor genom de rännor som beskrivs i det följande. Spår av issjöar, såväl de stora Ljungan-issjöarna som lokala sådana, i form av strandbildningar eller djupbottensediment saknas i dalen. Frödin (1925, s. 150 ff.) har visserligen antagit utbildningen av en "Arå-issjö", men det vill synas som om de förmodade issjöspåren enbart är att hänföra till typen laterala eller subglaciala bildningar.

Oavsett om Ljungan-issjön någon tid haft ett avlopp genom de nämnda passen mot norr eller ej, har en dränering mot söder över det flacka området kring Lågvålen snart inletts. Detta skedde redan lateralt utmed en i ca nord-syd riktad iskant, som låg an mot höjdområdet N intill Lågvålen. Det framgår klart av en serie mycket stora torrdalar av typ skvalrännor på mot öster sjunkande nivåer. Dessa rännor börjar strax O om det område, där de ovannämnda dräneringsspåren via Särvåns dal förekommer. Möjligen är det endast den lokala dräneringen från isytan, som tagit vägen via Lågvålen. Emellertid är det sannolikt att även issjön har haft sitt utlopp där, troligen till följd av en tappningskatastrof. Rännorna avslutas nämligen nedåt (mot öster) av en betydande kanjon, utanför vilken ett delta av ganska osorterat material utbreder sig. Passnivån är enligt Öster (1932, s. 523) 797 m ö. h.

Genom isens fortsatta hopsjunkande öppnades snart ett lägre avlopp (776 m ö. h. enl. Öster) något O om det föregående, nämligen över vattendelaren mellan Henan och Farån V om Lövkläppen. Även där visar storslagna erosionsspår och deltabildningar, att ett issjöavlopp gått fram. Detta verifieras ytterligare av att väl utbildade strandlinjer N om vattendelaren löper in mot avloppet. Dessa linjer fortsätter även O om passet till Henvålens nordvästsida. Avloppets relation till förhållandena i Särvåns dal berörs vidare under 6.3.

Av speciell betydelse är det faktum, att i det skede, då Ljungan-issjön dränerades via Faråns dal mot Särvsjö, iskanten från fjällområdet i norr hade retirerat så långt söderut, att en dräneringsväg längs fjällen österut mot Storsjöbäcken öppnades. Det framgår av följande. Någon dränering genom det på ca 760 m ö. h. (enl. Generalstabskartan) liggande passet S om Henvålen tycks ej ha förekommit. Erosionsspår eller ackumulationer utanför ett förmodat avlopp är ej observerade. De myrar som täcker området är grunda (se J. Lundqvist 1969, s. 333) och kan ej förmodas dölja några större erosionsspår. En mycket ansevärd dränering har däremot gått fram längs Oviksfjällens östra



Fig. 28. Mycket stora torrdalar markerar en lateral dränering längs Oviksfjällens östra sida. Bäst utbildade är de utanför Valskaftet. – Foto J. Lundqvist 1962. Av försvarsstaben godkänd för spridning.

Large stream channels indicate a lateral drainage along the eastern side of the Oviksfjällen mountains.

sida (5.2). Denna dränering har haft sådana dimensioner (fig. 28), att den omöjligt kan representera endast den lokala dräneringen från närliggande isyta. Den måste haft ett betydande uppsamlingsområde, med all sannolikhet hela Ljungans vattenområde med dit riktade glacialfluviala dränering. Erosionsrännornas dimensioner är av en helt annan storleksordning än de därovan följande skvalrännornas. De stora rännorna har möjligen börjat utbildas subglacialt men säkerligen ej långt från iskanten. Den översta av dessa rännor börjar på en nivå av något över 750 m ö. h. (se Öster 1932, fig. 2; Mannerfelt 1945, pl. V), dvs. lägre än passet S om Henvålen.

Genom utbildning av nya rännor vid Oviksfjällen sänktes Ljungan-issjöns yta. Strandlinjer förekommer på olika nivåer nedanför 770 m-linjen (se J. Lundqvist 1969, fig. 82). En stabilisering med utbildning av speciellt tydliga strandvallar tycks ha skett vid en nivå av omkring 700 m, vilket motsvarar ungefär 710 m vid Oviksfjällen. Issjöns nivå torde där ha varit bestämd av passpunk-

ten i de extralaterala, i fast mark fixerade rännorna. Den dämmande isen i Storsjöbäckenet etc. var tillräckligt kompakt för att hålla issjön dämnd i detta läge någon tid (jfr 7.2). Emellertid motsvarar 700 m-nivån även passpunkten mot söder via Håsjöns sänka. Tidigare (J. Lundqvist 1969, s. 164) förmodades också, att issjön dränerats den vägen mot Vemans dal. Ett närmare studium av glacifluviala formelement har dock givit vid handen, att en sådan dränering av issjön är mindre sannolik. Säkra spår av dränering via Håsjön är ej iakttagna. Erosionsspår ger i stället vid handen, att isen från Ljungans dal retirerade in mot Håsjösänkan. Möjligen kan en del av dräneringen från issjön ha gått denna väg samtidigt med dräneringen utmed Oviksfjällen, därmed upplösande isresten i Håsjösänkan.

Under alla omständigheter visar laterala dräneringsspår från Håsjösänkan och det flacka området V därom, att isresten i sänkan retirerade från det ovan nämnda passet S om Henvålen mot SO. Därmed står det klart, att något avlopp från Ljungan-issjön denna väg ej kunnat förekomma. Dräneringsspåren ifråga utgörs av skvalrännor mot väster längs Särvfjällets nordsida, vilka riktade mot norr fortsätter utmed fjällets östra sida (se vidare 1.9). Vidare förekommer torrdalar av subglaciale eller extramarginale ursprung från Håsjöområdet mot NV genom passet O intill Henvålen. Likartade dalar riktade mot NO förekommer vidare längs Håsjösänkans norra sida mot Ljungans dal. Tillsammans med de under 1.9 beskrivna, mot söder riktade erosionsspåren visar dessa bildningar klart, att en isrest dröjt kvar i Håsjöområdet, mot vilket recessionen från alla håll varit riktad.

Lägre passpunkter än de här angivna förekommer ej utifrån Ljungan-issjöarnas område. Rännorna SO om Oviksfjällen kan spåras ned till ca 660 m ö. h., där de ändrar karaktär och övergår i skvalrännor av lokal typ. Rännorna ned till nämnda nivå motsvarar de lägsta välutbildade strandlinjerna i Ljungans dal (se J. Lundqvist 1969, fig. 82). Då inga lägre passpunkter eller dräneringsspår föreligger, måste issjön därför börjat dräneras subglaciale, då dess yta nått en nivå, som i öster (Skarpåsen) ligger 650 m ö. h. och sjunker mot väster (630 m V om Storsjö). Den omständigheten, att otvetydiga, välutbildade strandlinjer på lägre nivåer saknas, antyder att issjöns slutliga tappning skedde tämligen hastigt, så snart ett subglaciale avlopp öppnades. Tappningen diskuteras ytterligare under område 6.2. Det är att märka att det här skisserade förloppet innebär en lätt korrigerings av det i länsbeskrivningen preliminärt framlagda.

Det skildrade förloppet innebär möjligheter till konstruktion av ett ungefärligt israndläge i området norr till söder om Oviksfjällen. Som redan under 4.2 och 5.2 beskrivits utbildades rännorna utmed Oviksfjällen – i varje fall de översta – under Kall-issjöns existens. Det innebär, att isranden stod ungefär samtidigt vid eller V om Mörsil som den följde Oviksfjällens östra sida. Man kan förmoda, mot bakgrund av den nord-sydliga recessionen mot Ljungans

dal och sambandet mellan avloppen genom Lunndörren och förbi Lågvålen, att iskanten S om Oviksfjällen bildade en mot väster riktad lob i Ljungans dal. Södra sidan av denna lob måste ha löpt mot SO på norra sidan av Skarpåsen, där strandlinjerna är bäst utbildade. Ursprungligen måste isen i Ljungans dal hängt samman med isen över Håsjösänkan etc., vilken dock som ovan antytts avsnördes vid denna tid. Under den ovan skisserade israndens existens försköts därför iskanten genom Håsjöisens isolering momentant från Särvfjället-Skarpåsens östra sida till området mellan Håsjön och Ljungan NO därom.

Det skisserade förloppet behöver inte innebära, att en öppen issjö sträckt sig från den övre delen av Ljungans dal fram till en väl definierad lob i öster och på dennas sidor mot Skarpåsen i söder och Oviksfjällen i norr. I söder torde sjön, att döma av sediment och strandbildningar, varit öppen. I norr däremot, där landytan i regel ligger högre, torde däremot med all sannolikhet bottenfast dödis i stor utsträckning legat kvar inom issjöns område. Dödisbetonad morän är där avsevärt vanligare än spår efter issjön. Djupbottensediment saknas nästan helt. Det är därför t. o. m. troligt att issjöbassängen mellan Ljungan och fjällen norr därom väsentligen varit ett dödisområde, över och genom vilket issjöns dränering förbi Oviksfjällen gått. Bristen på issjösediment behöver dock ej vara helt utslagsgivande härvidlag. Den glacialfluviala dräneringen från den dämmande isen har nämligen i stor utsträckning gått mot sydost och icke till issjöns område, vilket medfört en relativt ringa tillförsel av finkorniga sediment.

6.2. Området kring Ljungan mellan Ljungan-issjöarna och Åsarna

En utredning av isrecessionens förlopp i området försvåras av att jordtäcket i regel är tunt och att såväl erosionsspår som ackumulationer från den senglaciala dräneringen är svagt och sporadiskt utbildade.

Under område 1.7 beskrevs en rakt nordlig recessionsriktning upp mot Klövsjö- och Rätantrakterna. En tendens till östlig avvikelse märktes vid Rätan och till västlig avvikelse i Klövsjöfjällen. Mellan dessa båda trakter finns tecken som tyder på att isen i stort sett retirerade mot norr men med utpräglad tendens till dödisavsmältning. Klövsjön-Lännässjöns bäcken har uppenbarligen varit fyllt av dödis, men avsättningen av issjösediment i och invid dödisen antyder avsmältning från söder mot norr. Det isdämda området avvattnades över vattendelaren mot Röjan, medan det naturliga utloppet i Ljungans dal var blockerat av kompaktare is. En hopsjunkning av den sönderfallande dödisen från söder mot norr visas också av sporadiska skvalränneliknande dalar på båda sidor om Klövsjöns norra del och vid Klövsjö by.

Denna tendens till avsmältning mot norr kan med hjälp av liknande torr-dalar följas över Ljungans dal och norrut längs Fuan. Sådana rännor finns t. ex. riktade motströms Ljungan vid Skålan. Recessionen österut i Ljungans dal har skildrats under område 6.1. Där framhölls hur redan V om regionen

6.2 avsmältningen sedermera fick karaktär av riktningslös dödisavsmältning.

I östra delen av den här aktuella regionen märks en tendens till motsatt avsmältningsriktning, alltså mot väster. Längs västra sidan av dalen mellan Svenstavik och Rätan finns på många håll subglacialt eller proglacialt bildade små torrdalar riktade österut mot nämnda dalgång, t. ex. vid Kvarnsjö och V om Rörösjön. N och S intill Åsarna har sådana rännor en viss bågform, som även antyder en mot norr riktad trend i recessionen (se vidare 7.1). Den västliga trenden i recessionen bestyrks i viss mån av yngsta räfflor från väster O om Klövsjö och vid Nästelsjön (J. Lundqvist 1969, s. 325). Räfflorna är visserligen ganska svaga men antyder, att en viss rörelse skett ut från det iscentrum kring Ljungans dal, varemot recessionen riktades.

Då rörelsen i isen kring detta centrum stagnerade helt, kunde den V därom dämnda Ljungan-issjön snart bryta sig genom densamma och slutgiltigt tappas, så som nämnts under område 6.1. Spåren efter tappningen är föga imponerande, möjligen beroende på det ganska ringa jordtäcket i området. Isälvsavlagringarna vid Fotingen torde dock höra till dem. De är flacka grusfält, vars morfologi bär spår av avsättningen i anslutning till is. Isrester har säkerligen legat kvar t. ex. i Fotingen-Lännässjöns bäcken, och icke helt spolats bort vid tappningen. Mindre, likartade avlagringar förekommer sporadiskt även längre uppströms Ljungan. Övergångsformer mellan morän och isälvsgrus i Ljungans dal får också räknas till spåren efter tappningen, liksom de moräntäckta sedimenten. Sådana har beskrivits tidigare (J. Lundqvist 1967, s. 169) och senare iakttagelser av dylika har gjorts på flera ställen mellan Fotingen och Börtnan. Sedimenten utgörs i de flesta fall av grus. Den syd-nordliga recessionsriktningen medförde med all sannolikhet, att det vid Ljungan-issjöns tappning frigjorda vattnet av kompaktare is kring Ljungans krök mellan Skålan och Åsarna tvingades ta vägen via Klövsjön till Röjan-Hoans dal. Sandurfältens stora utbredning i dessa dalar torde delvis kunna förklaras på så sätt.

6.3. Ljunsans dal och dess nordliga sidodalar

Under område 5.3 har skildrats hur isen retirerade från väster mot öster från de västra fjälltrakterna. Genom isens hopsjunkning utbildades samtidigt lober i dalarna, i Ljungans dal accentuerad av en recession även i nord-sydlig riktning. Denna avsmältningsmekanik torde ha gjort sig gällande även i fjällområdet mot riksgränsen SV om Helags. Distinkta spår som ger en indikation om isens avsmältning saknas där, men isens lobform i Neans dal (5.3) och en klart väst-östlig recessionsriktning i Ljunsans dal vid riksgränsen antyder, att så var fallet. Genom isens hopsjunkning har fjällområdet i fråga kommit att sticka upp mellan isloberna som en vik i iskanten. Den uttunnande isen på den flacka fjällplatån har därvid stagnerat och slutligen avsmält som dödis. Därom ger moränformerna mellan Neans och Ljunsans dalar O om Skarsfjället en antydning.

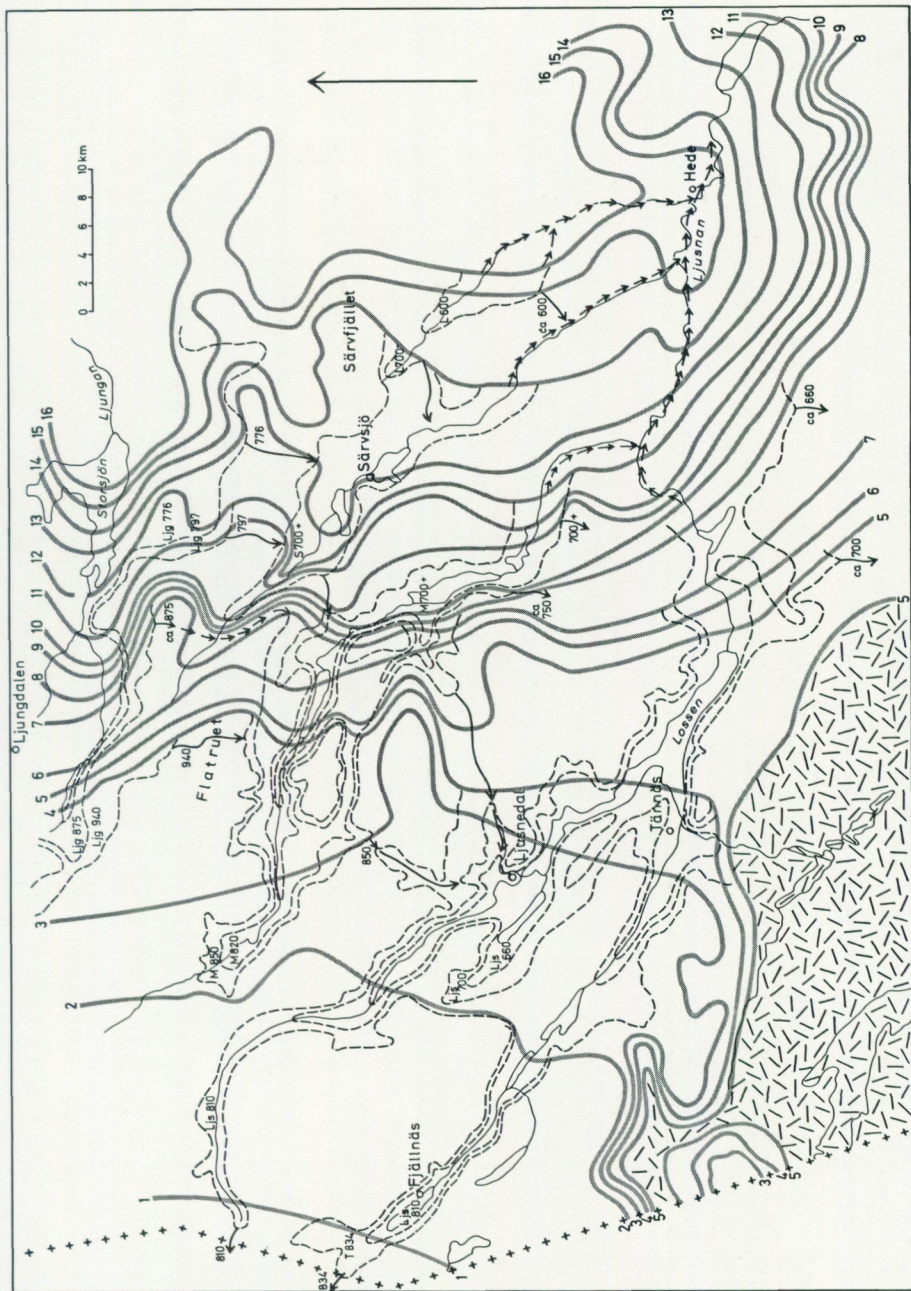


Fig. 29. Principskiss över isrecessionen genom Ljusnan-issjöarna. Då iskanten (betecknad med linjer i rasterton) försköts mot öster, uppkom issjöar (streckade linjer) på successivt lägre nivåer. T=Tänn-, Ljs=Ljusnan-, M=Mittå-, Ljg=Ljungan-, S=Serv- och L=Lunen-issjön. Heldragna pilar markerar extramarginala och brutna pilar subglaciala issjöavlopp. Kråksparkebeteckning=dödis. Siffrorna 1-16 betecknar de stadier i isavsmältningen som skildras i texten. Övriga siffror är höjden i m ö. h., approximativt angiven.

Sketch map of the ice recession across the Ljusnan Ice Lakes, area 6.3. When the ice border (grey lines) receded eastwards, ice lakes (broken contours) were formed at successively lower levels. Letters symbolize ice-lake names. Continuous arrows show extramarginal drainage and broken arrows subglacial drainage. Dashed surfaces indicate dead ice. The figures 1-16 are lines of ice recession. Other figures show the approximate height above present sea-level.

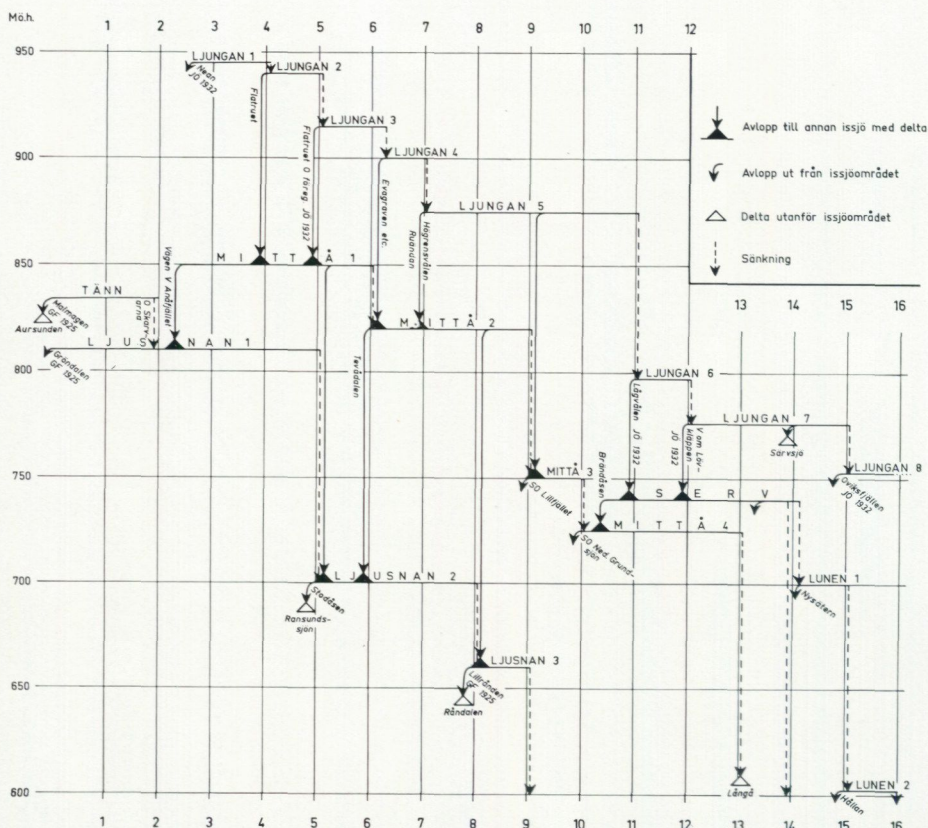


Fig. 30. Principdiagram för issjöutvecklingen i Ljusnans övre vattenområde (jfr fig. 29). Nivåerna är endast approximativt angivna, men de inbördes relationerna åskådliggör den tolkning som här framläggs. Siffrorna 1-16 anger stadier i utvecklingen utan någon tidsinbörd.

Principles of the ice-lake development (with ice-lake names) around the upper Ljusnan valley (area 6.3, cf. Fig. 29). The levels are very approximate but their mutual relationship illustrates the interpretation given here. The figures 1-16 mark stages in the development without any time definition. The signs mean, from above: Drainage to other ice lake and delta; drainage out of the region; delta outside the region; lowering.

Att isen i Ljusnans dal och dess sidodalar från norr väsentligen retirerade från väster mot öster bevisas av att stora, öppna issjöar varit dämnda i dessa dalar. Det framgår klart av rikligt med sediment och strandbildningar. Frödin (1925) har översiktligt utrett dessa issjöar men, som han själv (1925, s. 161) betonat, på grund av det då tillgängliga, bristfälliga kartunderlaget har hans observationer endast medgivit en mycket allmän översikt över utvecklingen. Även den nu föreliggande Generalstabskartan är alltför bristfällig för att en noggrann utredning ännu skall vara möjlig, men jordartskarteringen och tillgängliga flygbilder har dock möjliggjort en avsevärt noggrannare utredning

än Frödins. Stora brister föreligger säkerligen fortfarande och den följande skildringen torde fordra åtskillig revision, då en ny topografisk karta i framtiden föreligger. Så t. ex. erfordras noggranna bestämningar av höjdläget av framför allt passpunkter och deltaytor. Den följande skildringen bör därvid kunna ge uppslag till många detaljundersökningar. Man får även hålla i minnet, att även en "exakt" bild kommer att visa åtskilliga skenbara misspassningar, enär issjöytorna aldrig var helt konstanta, utan ofta markeras av svärmar av strandlinjer etc. på något olika nivåer. Vidare har här bortsetts från landhöjningens eventuella påverkan av strandlinjerna, dvs. lutningen av dessa från öster mot väster. Resultaten från Ljungans dal (J. Lundqvist 1969, fig. 82) antyder dock, att lutningen är ringa och kan försummas i föreliggande översiktliga redogörelse.

Den med ledning av ungefärliga höjdbestämmningar av passpunkter etc. samt flygbildsstudier uppritade kartskissen över utvecklingen (fig. 29) är svåräst. Som ett försök att åskådliggöra det ganska komplicerade sambandet mellan de olika issjöarna har därför fig. 30 konstruerats. I denna bild är ett antal olika steg i utvecklingen åskådliggjorda, vilka betecknats 1–16. Det är att märka, att bilden icke innebär något ställningstagande till tidsrelationen mellan stegen. Vidare måste med skärpa framhållas, att de olika issjönivåerna i de flesta fall är endast ungefärligt uppskattade med ledning av Generalstabskartans höjdsiffror. Korrigeringar kommer härvidlag att behövas. Det relativa läget av olika ytor bör dock vara i huvudsak riktigt.

Då isfronten retirerade österut i de norska fjälldalarna, hade den formen av tungor i dalarna från vilka dräneringen gick västerut. Sedan vattendelaren i närheten av riksgränsen passerats, uppkom initialstadierna av de hithörande issjöarna mellan pasströsklarna och isen. Avloppet från dessa issjöar gick västerut. Genom riklig sedimenttillförsel kunde de första små issjöarna fyllas upp helt och kamelandskap utbildas, t. ex. NV om Malmagen. Snart nog vidgades dock issjöarna så att öppna vattenytor uppkom.

Randläge 1 i fig. 29 är godtyckligt draget något O om riksgränsen. I Tännåns dal har Tänn-issjön uppkommit och i Ljusnan-Grönåns dal initialstadiet till Ljusnan-issjöarna. Passnivåerna för dessa issjöar är enligt Frödin (1925) 834 resp. 810 m ö. h. Utanför avloppet från Ljusnan-issjön utbildades ett delta i Aursunden i Norge (Frödin 1925, s. 165).

Randläge 2 markerar israndens passage förbi Skarvarna i Hamrafjällsmassivet. Tänn-issjön sänks därvid genom en tappning längs fjällsidan till Ljusnan-issjöns nivå. Övre delen av Mittådalen är ännu isfylld, men till följd av isens allmänna hopsjunkning har dräneringen därifrån redan börjat ta vägen längs Högfjällets östra sida mot Ljusnans dal. Talrika skvalrännor markerar denna dränering (fig. 31). Dess uppkomst visar en klart väst-östlig trend i avsmältningen – den längre norrut från region 5 skildrade nord-sydliga eller nordväst-sydostliga trenden har upphört.



Fig. 31. Torrdalar och grusackumulationer markerar dräneringen från Mittådalen mot Ljusnans dal längs Högfjällets östra sida. – Foto J. Lundqvist 1962. Av försvarsstaben godkänd för spridning.

Stream channels and gravel accumulations indicate drainage from the Mittå valley to the Ljusnan valley along the eastern slope of the mountain Högfjället.

Vid randläge 3 har isfronten retirerat avsevärt i Ljusnans dal. Med all sannolikhet markerar den, relativt sett, snabba recessionen en omsvängning av isfronten från nord-sydlig till nordväst-sydostlig sträckning (J. Lundqvist 1969, s. 167). Framför denna vridande front dröjde dock stora ismassor kvar i de högt liggande dalarna N om Rogen. Något tidigare än det uppritade randläget har en öppen issjö, Mittå-issjön, uppkommit i Mittåns dal V om Flatruet. Issjön dräneras över passet mellan Högfjället och Anåfjället i närheten av den nuvarande landsvägen. Dit har avloppet förlagts genom en successiv förskjutning av den ovannämnda dräneringen utmed Högfjället. Passnivån är enligt Generalstabskartan och Frödin (1925) i runt tal 850 m ö. h. Utanför avloppet avsätts sediment i form av deltan i Ljusnan-issjön. I detta skede har även det mot Nean dränerade initialstadiet till Ljungan-issjöarna uppkommit (jfr område 6.1).

Vid randläge 4 har Ljungan-issjön sänkts till följd av att dräneringen, så som tidigare skildrats (6.1), längs Flatruets nordsida sökt sig ut över detta.

Stora torrdalar på ca 950 m ö. h. utgör spår av denna dränering. Avloppet ledde till Mittå-issjön, vari ett delta NV om Mässlingen byggdes ut.

Vid randläge 5 har Ljungan-issjöns avlopp över Flatruet förskjutits något österut till det av Öster (1932, s. 522) angivna passet på 915 m. Deltat i Mittå-issjön byggs därvid ut ytterligare mot öster. Ungefär samtidigt sänks Ljusnan-issjön till följd av att en avloppsmöjlighet mot Råndens dal i söder öppnats. Detta första avlopp gick mellan St. och L. Stodåsen. Passnivån är endast mycket approximativt känd. Den har på fig. 29 och 30 angivits till 700 m ö. h. men är i själva verket endast bestämd till någonstans mellan 680 och 800 m. För tydlighets skull har i fig. 29 israndläge 5 dragits till detta pass, men i realiteten torde stora ismassor legat kvar i Ljusnans dal V om detta läge. Analogt med vad som skett i Ljungans dal och till följd av isytans flacka lutning (se 1.6) har smältvattnet i ett relativt sett tidigt skede sökt sig ut över den dämmande isen, delvis brutit genom denna och – kanske t. o. m. subglacialt – tagit första möjliga avlopp ut mot söder. Avloppsälven kan, så som gjordes under 1.6, betraktas som en normal isälv, vars vattenområde dock till följd av issjöns utbredning var osedvanligt stort. Resultatet har blivit utbildningen av en djup kanjon i avloppet och en stor mängd sediment i Råndalen därutån. Vid Mittå-issjöns utlopp i Ljusnan-issjön fortsätter utbyggnaden av ett delta i närheten av Ormberget N om Ljusnedal.

Randläge 6 har uppdragits där iskanten passerat Anåfjällmassivets östra sida, så att Mittå-issjön den vägen kunnat sänkas till pasströskeln i Tevåns dal (ca 820 m ö. h.). Utanför det nyöppnade avloppet i Tevådalen byggdes deltan ut i Ljusnan-issjön. En viss syd-nordlig trend i avsmältningen inom Mittå-issjöns område gjorde sig då märkbar, i det att ett avlopp mellan Kappruet och Middagsåsen tydligen ledde från kvarliggande is i Mässlingens bäcken till en öppen sjö i Anåns dal, där ett delta byggdes ut. Att döma av Generalstabskartans otillförlitliga höjduppgifter måste issjön i Anåns dal hängt samman med Mittå-issjöns huvuddel V om Kappruet. Ungefär vid samma tid som Mittå-issjön sålunda sänktes, torde Ljungan-issjöns avlopp förskjutits österut längs Flatruets nordsida till passområdet vid Evagraven (fig. 27) på i runt tal 900 m ö. h.

Vid randläge 7 har Ljungan-issjöns avlopp nått Ruändan, där möjlighet till avsänkning under 800 m-nivån öppnar sig. Emellertid blir issjöns nivå då bestämd av passnivån mellan Ljungans och Särvåns dalar N om Ruändan. En rad strömbanor på i runt tal 870–880 m ö. h. kring Högrensvålen markerar dess avlopp. Att döma av bristen på issjöbildningar i översta Särvådalen, strömbanornas förlopp utmed Flatruets nordsida och dödismoränens utbredning var denna dal ännu fylld av is, varöver issjöavloppet gick. Detta är ytterligare ett utslag av en viss syd-nordlig trend i avsmältningen från trakten. Utanför avloppen vid Ruändan har en rad delta- eller terrassartade bildningar byggts upp. Nivån av dessa är ej känd men sammanfaller approximativt med Mittå-

issjöns. Eventuellt kan terrasserna vara uppbyggda lateralt, vilket innebär, att is ännu låg kvar i Mittåns dal vid tillfället. Om så är fallet, skall sänkningen av Mittå-issjöns stadium 1 till 2 i fig. 30 flyttas mot höger, dvs. till ett något senare skede.

Randläge 8 innebär att Ljusnan-issjöns avlopp via den i Ljusnans dal kvarliggande isen (jfr läge 5) sökt sig längre österut till passet mot Lillrånden (660 m ö. h. enligt Frödin 1925, s. 164). I ännu mer accentuerad grad än tidigare utgjorde då Ljusnan-issjöns yta med tillflöden från Mittå- och Ljungan-issjöarna ett mycket stort vattenområde för avloppsälven. Detta har satt sina spår i form av en väldig kanjonbildning och en mycket stor mängd sediment därutanför (Råndalens sandur, se 1.6 och J. Lundqvist 1969, s. 361).

Randläge 9 innebär att ett avlopp för Mittå-issjön öppnats SO om Norrstädjan i Lillfjällsmassivet. Dess nivå torde vara ca 750 m ö. h. Avloppet markeras av en ansenlig torrdal och ett mindre delta därutanför. Det torde ha varit i funktion endast en kort tid. Sannolikt är att Ljusnan-issjöns avlopp vid denna tid på samma sätt som förut förskjutits ytterligare ett steg mot öster, dvs. till Valmens dal, där passpunkten ligger ca 500 m ö. h. Detta antagande innebär, att ytterligare ett stadium av issjön skall tillfogas i fig. 30 till höger om "Ljusnan 3" och nedanför bilden. Betonas måste, att någon öppen issjö N om passpunkterna icke har varit utbildad. Det visas klart av de laterala erosionsformerna, bristen på issjösediment samt den stora sedimentmängden utanför avloppen. Tillflödet till dem har gått över och utmed isen.

Randläge 10 torde enligt ovan utbildats kort tid efter 9. Mittå-issjön sänktes då till ett avlopp markerat av mycket stora torrdalar över höjderna SO om Ned. Grundsjön. Nivån har av Frödin (1925, s. 163) förmodats vara ca 780 m ö. h. Att döma av Generalstabskartans ungefärliga höjdsiffror är detta värde för högt. 700 à 750 m förefaller rimligare. Om Frödins värde är korrekt innebär det, att i fig. 30 Mittå-issjöns stadium 2 sänks direkt till 4. Det förmodade avloppet från stadium 3 är då endast en proglacial överspolningsrännna utbildad direkt utanför iskanten. Även de övre rännorna vid avloppet SO om Ned. Grundsjön är givetvis bildade invid iskanten, vilket dock inte hindrar att de kan ha utgjort avlopp för en issjö. Bristen på deltabildningar på högre nivå utanför detta avlopp gör, att man kan förmoda, att Ljusnan-issjön vid denna tid sänkts under de tillgängliga pasströsklarna mot söder och börjat ta ett subglacialt avlopp (se 1.6). Enligt Frödin (1925, s. 164) finns spår av sänkingsstadier motsvarande sådana avlopp på ca 570 och 607 m ö. h. kring Lossen. I ungefär motsvarande höjdläge i Råndans dal utanför det aktuella avloppet från Mittå-issjön finns stora sedimentmängder.

Någon gång vid denna tid torde även isen i övre delen av Särvåns dal börjat lösas upp. Deltan av sandurtyp utanför tillflödet från Ljungan-issjöns stadium 5 förekommer i dalen. Spår av ett avlopp från Särvådalen mot Mittå-issjön vid Brändåsen SO om Ruändan utgör sannolikt den uppkomna Serv-issjöns

avlopp. Utanför detta är ett delta utbildat på en nivå som förefaller motsvara Mittå-issjöns stadium 4. Sammanhanget mellan dessa issjöar tarvar emellertid en noggrann utredning.

Randläge 11 motsvarar Ljungan-issjöns sänkning till den nivå (797 m ö. h. enligt Öster 1932, s. 523) som bestämdes av avloppet kring Lågvålen. En mängd erosionsspår med därutanför uppbyggda deltan kring Lågvålen antyder att förloppet skett successivt. Många av dessa spår kan dock vara utbildade av lokalt smältvatten invid isens front. Det verkliga issjöavloppet på den lägsta passnivån har dock ansevärd dimensioner. En betydande kanjon är där utbildad. Utanför denna, liksom utanför flera av de övriga erosionsrännorna, utbreder sig ett delta, vars nivå ungefär motsvarar Serv-issjöns ovannämnda avlopp, dvs. mellan 700 och 750 m ö. h.

Randläge 12 torde ha existerat en ganska kort tid efter 11 och motsvarar Ljungan-issjöns sänkning till nivån för avloppet V om Lövkläppen (se 6.1). Även utanför detta mycket betydande avlopp utbyggdes ett stort delta vid Serv-issjöns nivå. Att döma av israndlinjernas allmänna förlopp kan man anta, att vid samma tid Mittå-issjön slutgiltigt tappades genom att den dämmande isen i Mittåns dal bröts igenom. Motsvarande randläge har betecknats 13. Serv-issjön fortsätter en tid att dräneras mot Mittådalen och bidrar därigenom till omlagringen av dalens issjösediment till ett delta i Öv. Grundsjön. De stora sedimentmängderna vid Långå vid Mittåns utflöde i Ljusnan antyder, att Ljusnan-issjön vid denna tid upphört att existera.

Vid randläge 14 bryts den dämmande isen även i Särsvåns dal igenom. Serv-issjöns huvuddel töms därvid. Dess östra del, O om vattendelaren mot Lunens dal, blir kvar på en nivå som bestäms av passpunkten på denna vattendelare V om Nysäteren. Tillloppet från Ljungan-issjön via passet V om Lövkläppen fortsätter att vara i funktion någon tid. Därvid omlagras delvis deltat därutanför och ett lägre delta i Öv. Särvsjön byggs ut.

Randläge 15 innebär, att den nyligen uppkomna Lunen-issjön sänks till en nivå som bestäms av det lägsta passet mellan höjderna V om dalen. En rad torrdalar över höjdryggen vid Hållan på ca 600 m ö. h. markerar möjligen ett sådant avlopp. Vid ungefär samma tid läggs troligen Ljungan-issjöns dränering om mot öster, dvs. till Oviksfjällens östra sida (6.1).

Randläge 16 slutligen markerar genombrottet av den dämmande isen i Lunens dal och tömningen av Lunen-issjön. Därmed har issjöar upphört att existera i den aktuella regionen.

Några allmänna drag i den sålunda erhållna recessionsbilden förtjänar framhållas. Så lägger man t. ex. märke till en viss nordost-sydvästlig riktning i den isrand som först nådde regionen västerifrån. Riktningen torde vara en följd av kustens utsträckning i väster i kombination med den från norr (region 6) kända recessionsriktningen mot söder. En relativt snabb uppbrytning av isen i de djupa Tänn- och Ljusnan-issjöarna i kombination med fjällens uppstic-

kande över isytan resulterade i en utpräglad konkav form av isranden (se läge 2 och 3). Till följd därav utbildades en i öst-väst och en i nordväst-sydost sträckt front runt Ljusnans övre dal. Genom att Ljusnan-issjön sedermera tog sitt avlopp över isen längs dalen (se stadium 5) kom isen i de högt liggande sänkorna SV om Ljusnans dal att avskäras från huvudisen i nordost. Omsvängningen av iskantens norra del inom regionen till en nordväst-sydstligare riktning accentuerades därigenom ytterligare. En övergång till den från område 1.6 kända ost-västliga fronten med recession mot norr skedde. På grund av isytans allmänna lutning mot öster (1.6) längs sydsidan av Ljusnans dal försköts dräneringen från Ljusnan-issjön snabbt österut. Genom denna process kom avrinningen från ett mycket stort område, nämligen hela Ljusnans och Ljungans övre vattenområde med tillrinning från en stor del av den dämmande isen i öster, att avledas genom Ljusnan-issjöns östra avlopp. Vi finner där en naturlig förklaring till den påfallande stora utbredningen av sanduravlagringar etc. i Ljusnans och Råndens dalar (område 1.6). Väsentligt är att klaringsbäcken närmast ovanför avloppen saknades, varigenom sedimentmaterial kunde tillföras ej blott från avloppen själva utan även från isen därovanför.

Genom avtappningen av issjöarna i Ljusnans dal uppströms Hedeviken samt i Mittåns och Särvåns dalar bröts isen i Ljusnans dal upp. Förutsättningarna för kvardröjandet av rester därav var betydande (1.6).

Väsentligt är vidare att den is som retirerade mot nordost från Ljusnans dal var så sammanhängande, att även dess randzon förmådde dämna betydande issjöar. Det framgår kanske tydligast i Lunens dal. Den stora mängden issjösediment bevisar entydigt, att en issjö där varit dämnd. Samtidigt visar mot söder lutande skvalrännor i dalens södra del N om Hede, att den dämmande isens yta lutade mot söder och retirerade uppför dalen. Vi har där en direkt övergång till den recessionstyp med lober i dalarna, som beskrevs från Vemans dal O därom (område 1.9). Förhållandena antyder, att en viss aktivitet ännu i detta skede förelåg i isen. I varje fall var det icke fråga om en allmän, regellös upplösning av dödistyp. Antagandet står i god samklang med recessionen in mot ett väldefinierat centrum O om Särvfjället i områdena 1.9 och 6.1.

Sett i samband med de angränsande områdena 1.9, 6.1, 6.2 och 6.4 visar området ett annat viktigt faktum. Det är istäckets anpassning i slutskedet till landytans morfologi. Denna anpassning framgår av det samtidiga kvardröjandet av isrester i de djupare dalarna och höjdområdenas sänkor. Processen resulterade naturligen i en uppdelning av isen längs vissa av landskapets stora brottlinjer vid dalsidorna. Den skisserade bilden i kombination med isens relativt kompakta natur i det aktuella skedet antyder vidare, att glaciationsgränsen då måste ha legat relativt lågt. På grund av ringa tillförsel av nederbörd har dock inte istillförseln räckt till för att vidmakthålla en jämn isyta. Isen har i stället sjunkit ihop över landskapets lägre partier, där dock dödisrester kan ha dröjt kvar.



Fig. 32. Moränformerna i Rogenområdet har visserligen bildats av aktiv is, men vittnar om dödisavsmältning. Jfr J. Lundqvist 1969 a. – Foto J. Lundqvist 1963. Av försvarsstaben godkänd för spridning.

The moraine morphology in the Rogen area (area 6.4) is formed by active ice but indicates dead-ice melting. Cf. J. Lundqvist 1969 a.

6.4. Västra Härjedalens dödisområde

Under områdena 1.5 och 1.6 beskrevs hur isen avsmälte mot norr med en klart nordostlig trend från gränstrakterna mellan södra Härjedalen och Dalarna. Denna riktning i avsmältningen resulterade i en tendens till avsnörning av dödisar i de övre delarna av Lofsens och Råndens dalar. Samma nordostliga trend i avsmältningen har även gjort sig gällande längre västerut som framgår av utbildningen av Grövel-issjön vid norska gränsen (Nathorst 1890, G. Lundqvist 1951, s. 22), även om förhållandena där var mer växlande (Soyez 1971). Denna issjö förutsätter en dämning mot öster eller söder. Även i Hävlingens dal förekommer issjöspår på östsidan av Storvätteshågna, vilka förutsätter dämning mot öster. I samma dal vid Dalarnas nordspets förekommer strandlinjer i västslutningen av Slugufjället. Dessa förutsätter dämning i såväl norr som sydost, men har troligen utbildats i en helt lokal liten marginalsjö.

Under område 1.5 framhölls, att framför den mot NO retirerande aktiva isen

säkerligen dödisrester dröjde kvar, så som skildrats av Mannerfelt (1938). Denna tendens till dödisavsmältning var sannolikt svag i söder (jfr Soyez 1971) men förstärktes i norr av den under område 6.3 skildrade avsnörningen av isen på sydvästsidan av Tännån-Ljusnan. Då isen i det vidsträckta området mellan Tännån, Ljusnan och Österdalälvens norra källflöden till större delen måste ha legat under firngränsen (Mannerfelt 1938, s. 410), medförde avsnörningen från huvudisen i NO att dess rörelse stagnerade. Detta antagande stöds av moränformerna i områdets dalar och sänkor (fig. 32). Även om formerna delvis utbildats av aktiv is, förutsätter sannolikt deras bevarande dödisavsmältning (J. Lundqvist 1969 a; jfr dock Soyez 1971).

Enligt Mannerfelts (l.c.) resonemang tyder de laterala formelementen på att området låg under firngränsen vid isavsmältningen. Dessa former upphör dock ovanför en nivå av något över 900 m ö. h. Det är därför möjligt att firngränsen låg så lågt, eller i varje fall att de högsta delarna av isen i området nådde upp däröver. Denna omständighet var dock icke tillräcklig för att i den storbrutna terrängen hålla isen i rörelse.

Även i dödisområdet kan man spåra en viss nordostlig trend i avsmältningen. Den framgår av enstaka, mot söder lutande skvalrännor i Storfjästens dal vid Sörvattnet och av proglaciala, mot SV riktade erosionsrännor. En sådan finns vid länsgränsen S om Lillfjället vid Storfjästens källområde. Utanför rännan utbreder sig ett litet delta i Hagadalen. Även den ovannämnda dämningen mellan Stor- och Lillvätteshågn har dränerats mot SV.

Inom det välkända dödisområdet på norra sidan av Rogen märks ej längre någon tendens till riktad isrecession. Området torde utgöra det centrum, där de sista stagnerande isresterna sjönk ihop. I samband med isens upplösning där har lokala dämningar ofta förekommit. Frödin (1925) har antagit, att öppna issjöar (Ljusnan-issjön och en issjö i Mysklans dal) utbredde sig även inom dödisterrängen. Nu föreliggande flygbilder i kombination med jordartskarteringen antyder dock, att de av Frödin iakttagna sedimenten och erosionsformerna troligen icke bör tolkas så som han gjorde. Så t. ex. saknas spår av en omfattande dränering från Vattensjöarna mot Rändens dal. Däremot finns rikliga spår efter marginal- och nunatakksjöar och övergångsformer mellan sådana och lateralbildningar. Särskilt vanliga är dessa spår kring Vattensjöarna och i området Brändåsen-Högvålen. Någon tendens till dämning och avsmältning i viss riktning låter sig ej utläsas av de lokala issjöspåren.

Även vid Fröstsjön finns spår efter en dämning på i runt tal 800 m ö. h. Denna kan ha utgjorts av en lokal issjö men kan även tänkas representera Ljusnan-issjöns stadium 1 (fig. 30). Om så är, har denna issjö med en vik nått något längre mot söder än som framställts i fig. 29.

I de översta delarna av Rändens och Lofsens dalar har den längre i öster märkbara tendensen till isrecession uppför dalen helt upphört. Aktiva istungor har ersatts av dödisrester, som dröjde kvar framför den i stort sett mot norr

eller nordost vikande iskanten. Vissa delar av dessa dödisar torde ha spolats bort i samband med den under 6.3 skildrade dräneringen av Ljusnan-issjöarna denna väg. I övrigt har de först efter hand smält av genom ablation liksom fallet var inom område 6.4 i sin helhet.

7. STORSJÖOMRÅDET

Regionen kännetecknas av allmänt utbredd dödismorän och andra bildningar som tyder på dödisavsmältning, nämligen subglaciala och subaëriala åsar, plåtåler och laterala eller subglaciala erosionsformer. Dessutom förekommer strandlinjer eller företeelser som tolkats som dylika. Spår efter issjöar i form av djupbottensediment har dock en ytterligt obetydlig utbredning utom längst i söder. Jordtäcket är i regel tunt utom i dödismoränens backar, i områden med moräntäckta sediment samt allmänt i dalgången i område 7.1. Submoräna sediment förekommer rikligt i regionens södra och östra delar. De tolkas som interstadiala avlagringar (J. Lundqvist 1967). Områdets västra del kännetecknas i högre grad än övriga delar av landformer präglade av aktiv is. Förhållandet kan dock tillskrivas det tunna moräntäcket, vilket ej förmår dölja bergytans av isen präglade former.

Den sista isrörelsen har utstrålat radiellt från Storsjöbäckenet (fig. 1). Rörelsen var dock ytterligt svag och möjligen rent dynamiskt betingad av det inre trycket i en kvardröjande, klimatiskt död ismassa. Den yngsta huvudisrörelsen gick över större delen av området från norr mot söder. Denna nådde dock ej regionens södra och västra delar, där motsvarande isrörelse gick från söder mot norr à nordväst. Som ovan nämnts har vidare en yngsta, svag isrörelse från nordväst berört områdets södra del.

Med anledning av områdets strandbildningar har tidigare förmodats, att Centraljämtska issjön täckt praktiskt taget hela regionen. Ursprungligen ansågs att det var issjöns huvudstadium, Kall-issjön, som utbredd sig ända till regionens östra del (Andersson 1897, Frödin 1913). Enligt Frödins (1954) senare utveckling av denna bild hade emellertid issjön i motsvarande skede sänkts. Ett flertal sänkingsstadier identifierades, vilka dränerades genom olika avlopp mot sydost och öster. De lägsta stadierna skulle t. o. m. ha upprepats en eller ett par gånger genom förnyad dämning i samband med den s. k. epiglaciala isframstöten. Som visats av J. Lundqvist (1967) saknas dock grund för antagandet av en så omfattande reaktivering av isen som förutsätts enligt Frödins hypotes.

7.1. Dalgången från Storsjöns södra del till Rätanssjön

Detta område får betecknas som ett av de mest svårtolkade i Jämtland. En grundlig utredning av isavsmältningen där kräver nämligen i högre grad än eljest kännedom om jordlagren på djupet. Den erforderliga kännedomen tar var mycket noggrann uppborring av de över 80 m (J. Lundqvist 1969, s. 417)

måktiga jordlagren, som delvis består av konsoliderade och svårtolkade sediment och moränlera. En noggrann undersökning nödvändiggörs av den omständigheten, att interstadiala, icke moräntäckta sediment (J. Lundqvist 1967) omväxlar med sen-glaciala omlagringsprodukter därav och moräntäckta bildningar. De terrasser som lätt urskiljs i dalen kan sålunda vara interstadiala moräntäckta eller icke moräntäckta bildningar eller sen-glaciala.

Under område 1.7 beskrevs hur isen söderifrån retirerade mot den här aktuella regionen med i norr alltmer utpräglad tendens till dödisavsnörning i sänkorna. I område 2.1 O om det aktuella förhärskade dödisavsmältningen helt. Ingen utpräglad riktning i avsmältningen gjorde sig där gällande. I område 6.2 V om det aktuella märktes däremot en svag nordvästlig trend i avsmältningen, vilken dock ej kan ha gjort sig gällande långt mot NV. Upp mot Oviksfjällen märktes nämligen en tydlig tendens till hopsjunkning av isen, vilket resulterade i en förskjutning av isranden ned mot det här aktuella området (se områdena 5.2 och 6.1). Frödins (1954) bild av utvecklingen stämmer i så måtto väl överens med de anförda förhållandena som han skisserar en vid Storsjöns sydände kvardröjande isrest, vilken sjunker ihop på stället. Följaktligen har isrecessionen enligt honom varit riktad mot det aktuella området icke blott från söder och väster utan även från norr och öster. N om den hopsjunkande isen utbredde sig enligt Frödin successivt Centraljämtska issjöns senare stadier.

Förekomsten av issjösediment på sidorna om den aktuella dalgången visar direkt, att dämningar måste ha skett till en betydande nivå över dalens botten och över passpunkten mot söder. Djupbottensediment i form av bl. a. klart sen-glacial lera nere på dalbotten och såsom täcke på åsarna längs dalsidan antyder, att det kan ha varit fråga om en dämning av dalen i sin helhet. Emellertid visar den i söder otvetydigt mot norr riktade isrecessionen, att förutsättning för en sådan dämning knappast föreligger. Även i det aktuella dalavsnittet finns tecken som tyder på en recession mot norr. Dit hör framför allt mot sydost riktade skvalrännor på Tossåsbergets norra sida och på västra dalsidan strax N om Åsarna. De förstnämnda rännorna når ned till i runt tal 425 m ö. h. och visar därför, att is låg kvar i dalen ännu då de nedan nämnda dämningarna upphört.

Den enda möjligheten till issjödämningar i dalen är därför i lateralt läge i förhållande till is i dess djupaste del. Sådana dämningar har sträckt sig upp i Backsjöarnas dal NO om Åsarna samt mot Nällsjöarna NO om Nästelsjön. Åtminstone den förstnämnda dämningen nådde en nivå av i mycket runt tal 450 m ö. h., dvs. ca 100 m över dalens botten.

En mängd sedimentförekomster av snarast lateralterrassens typ förekommer längs främst dalens västra sida. De visar, att sedimentationen börjat redan mot iskroppen i dalen. Torrdalar av subglacial eller proglacial typ visar, att terrassernas material väsentligen tillförts dalen från avsmältande is i hög-

landet V därom. Goda exempel utgör Kvarnsjöområdet NV om Rätan. Längs sådana torrdalar, delvis snarast utbildade som skvalrännor mot söder, har grus och sand tillförts och avsatts mot en i Kvarnsjöns sänka kvardröjande isrest. På samma sätt har material deponerats mot isrester i Rätanssjöns och Nästelsjöns sänkor, så som nämndes under 1.7. Man kan följa samma typ av tillförsel och ackumulation mot norr till Älderns och Hålen sänkor. Uppbyggnaden av stora sedimentplan icke blott utmed dalens sidor utan även mellan de nämnda sjöarna visar, hur isen efter hand lösts upp i smärre dödskroppar, vars läge nu markeras av de nämnda sjöarna.

Redan vid Hålen får de glacifluviala, lateralt avsatta sedimenten mindre utbredning än i söder. Mot norr blir denna tendens ännu tydligare. De stora grusfälten är på sträckan Hålen–Hoverberget reducerade till en smal terrass, bitvis t. o. m. till en på dalsidan liggande ås. Detta förhållande torde vara en effekt av att materialtillförseln från väster här minskat. Kring Ljungans utflöde i dalen och S därom gick en god del av dräneringen från den i Ljungans dal kvarliggande ismassan (se 6.2) ut i den aktuella dalen. Mot norr reducerades tillrinningsområdet snabbt till området O om vattendelaren mot Fuan, i vars dal enligt 6.2 dräneringen gick mot Ljungans dal. Följaktligen blev den laterala ackumulationen på dalsträckan Hålen–Storsjön endast beroende av den lokala tillrinningen. Där större dalar tillstöter från NV, kunde dock större ackumulationer byggas upp mot dalisen. Så har skett främst utmed Hovermoån. Det moräntäckta gruset vid Kvarnbodarna (J. Lundqvist 1967, s. 132) tillhör sannolikt dessa bildningar. Mycket möjligt är att även vissa av de övriga av J. Lundqvist (1967, s. 130 ff.) beskrivna moräntäckta sedimenten i dalen är bildade på samma sätt. Det kan t. ex. gälla lokalerna Häggen och Gisselåsen. Huvuddelen av de moräntäckta sediment som utbreder sig på en nivå av ca 350 m ö. h. eller därnedanför måste dock enligt J. Lundqvist (1967) tolkas som interstadiala bildningar.

Lokalen Kvarnbodarna liksom de vidsträckta icke moräntäckta terrasserna längs dalen är vanligen belägna högre än de interstadiala sedimenten. Nivån för de största terrasserna är vid Kvarnbodarna ca 450 m ö. h., varifrån den sjunker till ca 400 m vid Åsarna. Sammanhanget i fråga om höjdläget med de under 7.2 nämnda sedimenten från Dörrså-Gräftåkomplexets norra del över Häggsåsen till Kinderåsen gör, att man kan misstänka, att dräneringen från den Centraljämtska issjön delvis gått denna väg. Sedimentens ringa utbredning liksom höjdläget visar dock, att någon mera betydande omläggning av issjöns avlopp till denna väg ej kan ha skett (se vidare under 7.2).

Förhållandena i området Rätanssjön–Åsarna–Lännässjön är av betydelse för sammanhanget i avsmältningen kring denna del av Ljungans dal. Utbredningen av sandiga och grusiga sediment i de dalar som övertvåras området S om Ljungans tvära krök V om Åsarna visar, hur den glacifluviala dräneringen från Ljungans dal förskjutits till allt nordligare banor. Under 6.2 beskrevs hur

den vid Ljungan-issjöarnas tappning först troligen gick via Klövsjöns dal mot söder. Genom en mot norr riktad isavsmältning mellan Klövsjön och Åsarna frilades därefter dalen Skålan-Äldån och sedermera även Ljungans huvuddal. Utbredda isälvsediment visar, att en betydande dränering från isen ägde rum även längs sistnämnda dal. Serier av torrdalar parallellt med Ljungans lopp vid Åsarna på mot söder stigande nivåer visar, hur älvens lopp genom isens mot norr riktade avsmältning successivt försköts till det nuvarande läget. De från alla dessa olika lopp tillförda sedimenten har, som ovan antydde, avlagrats mot isrester i Rätanssjöns, Nätelsjöns och Älderns sänkor. Vi får följaktligen en bild av en mot norr avsmältande is, utanför vilken isrester dröjer kvar i de djupaste sänkorna. Tendensen till nordlig recession blir mot öster svagare. Eventuellt kan den följas så långt norrut som till Hackås, men indikationerna i form av mot söder riktade torrdalar där är ytterligt tvivelaktiga. O om den aktuella dalen är den nordliga trenden nästan helt borta (se område 2.1 och 2.2). Tendensen till uppkomst av laterala dämningar runt den i dalen hopsjunkande isen kan spåras tydligare mot norr. Sediment kring Myrviken och N om Kårgårde är sannolikt avsatta i dylika randsjöar, vilka alltså mot norr sträckt sig åtminstone till i höjd med Oviken.

7.2. Storsjöbäckenet

De föregående avsnitten har givit vid handen, att isen från flera håll avsmält koncentriskt in mot området kring Storsjöns huvuddal, här benämnt Storsjöbäckenet. Denna trend i avsmältningen var mest markant på områdets västra sida från Landösjön i norr till Oviksfjällen i söder (områdena 4.4, 4.1 och 5.2). I söder (område 7.1) var tendensen avsevärt svagare för att i sydost (områdena 2.1 och 2.2) helt ha upphört. I öster (region 3) märktes visserligen någon tendens till avsmältning mot Storsjöbäckenet men den väsentliga avsmältningsriktningen var från söder mot norr. Tendensen sammantagen blir alltså den, att isen delvis smälte av in mot det sista isrörelsecentret över Storsjön, delvis isolerades där utanför från den aktiva isen genom recessionen mot norr i öster. Tendensen är också att betrakta som en följd av och parallellfall i stort till den dödisavsnörning som ägde rum vid Landösjön genom avsmältningens omläggning från ostlig till nordostlig riktning. Den logiska följderna av dessa tankegångar är, att man kan förvänta en utpräglad dödisavsmältning inom hela det aktuella området. Att så har varit fallet framgår också klart av de allmänna geologiska förhållandena som nämndes ovan. Även Frödin (1954) har, trots sin allmänna uppfattning om issjöutvecklingen, i flera sammanhang poängterat dödisavsmältningen i området. Den kontroversiella och svårlösta frågan är då i vilken utsträckning en öppen issjö intagit den avsmältande dödisens plats.

De nämnda recessionsriktningarna i angränsade områden kan i vissa fall följas in i det här aktuella. Tydligast gäller detta för avsmältningen mot öster från Åredalen och Oviksfjällen. Skvalrännorna från Oviksfjällens östra sida

kan följas även N om Dammån utmed Västerfjället. De lutar mot norr och visar alltså att den is, som sjunkit ihop nedanför dessa fjäll, haft en mot Åredalen lutande yta, alltså på samma sätt som i Åredalen. Genom att dräneringen från Ljungans vattenområde tog denna väg (område 6.1), bröts isen utmed Oviksfjällen upp relativt hastigt. Eftersom Dörrså-Gräftåkomplexets av denna dränering bildade ackumulationer tycks vara beroende av Kall-issjöns yta (5.2, J. Lundqvist 1969, s. 286), måste uppbrytningen ha skett före Kall-issjöns sänkning. Det förefaller t. o. m. som om Kall-issjön existerat ännu efter det att Ljunganområdet börjat dräneras andra vägar (områdena 6.1 och 6.2) och att den då sträckt sig in i den genom isuppbrytningen bildade viken mellan isen och Oviksfjällen. Sediment av varierande kornstorlek sträcker sig nämligen från Dörrså-Gräftåkomplexets lägre delar mot SO förbi Häggsåsen mot Kusböle. Nivån motsvarar så vitt är känt Kall-issjöns, dvs. mellan 450 och 500 m ö. h. Eventuellt kan en viss dränering från Kall-issjön ha gått denna väg mot Ljungans dal i söder, men den torde ej ha varit av väsentlig betydelse. Bristen på större erosionsspår och tappnings sediment i område 7.1 tyder i varje fall på att Kall-issjöns slutliga tappning icke kan ha gått denna väg.

Det är troligt att Kall-issjöns förbindelse med Oviksfjällens östsida gick längs Dammåns dal och icke genom Sällsjön-Österåns västligare dal. En serie stora torrdalar, som förefaller vara av lateral dränering upprensade sprickzoner i berget, uppträder nämligen i höjderna S om Storbodströmmen NV om Sällsjön. Rännorna antyder, att lateral eller sublateral dränering från Storsjöbäckens hopsjunkande is gått fram O om Sällsjöns dal.

Dräneringen längs Oviksfjällen har riktats mot NV. Dess spår kan följas som mycket stora, av myrar intagna torrdalar över det flacka landet O om Västerfjället. Där dräneringen nått Kall-issjöns nivå, dels i Dammåns dal, dels kring Frossjön, har isen brutits upp och större, öppnare vattenytor på denna nivå har bildats. I Dammåns dal utgör denna dämning en direkt fortsättning av N. Drom-issjön (Högbom 1910, Mannerfelt 1945) och Damm-issjön (Frödin 1913, s. 133), vilka sänkts till Kall-issjöns nivå framför den här mot öster vikande iskanten.

På Storsjöbäckens södra och sydöstra sida kan dödisavsmältningen följas in i bäckenet. Som under 7.1 framhölls upphör tendensen till recession söderifrån vid Hackås eller möjligen ännu längre i söder. Den helt oregelbundna dödisavsmältningen från SO kan däremot följas längre mot norr. Frödin (1954, s. 74, 106) har beskrivit, hur isen i Brunfloviken sjunkit ihop med utbildning av laterala former. Flera av de av Frödin beskrivna erosionsfenomenen visar, oavsett om man accepterar Frödins tolkning eller ej, att isen åtminstone lokalt i vissa bäcken avsmält i andra riktningar än in mot Storsjön. Så t. ex. visar utbildningen av torrdalarna vid Lunne O om Brunflo (Frödin 1954, s. 106) i en mot söder lutande sluttning, att landytan frilagts från isen från norr mot söder.

Samma sak gäller även för de stora, förmodade dräneringsvägarna från Stor-

sjöbäcken mellan Locknesjön och Näkten (Frödin 1954, s. 207 m. fl.). Enligt Frödin har Centraljämtska issjöns avlopp där varit lokaliserat till tre skilda vägar, nämligen Öhntjärndalen (427 m ö. h.), Djupdalen vid Klåxåsen (411 m ö. h.) och höjdområdet SV om Klåxåsen (ca 358 m ö. h.). Tolkningen av dessa företeelser avhandlas vidare nedan. Här må endast konstateras dels att betydande vattenmängder onekligen passerat dessa banor, dels att erosionsrännornas förlopp direkt visar, att isrester legat kvar och blockerat vissa banor. En större avrinning än från den helt lokalt anslutande isen, vilken måste förutsättas, innebär att området frilagts från is från norr mot söder. Enligt Frödins bild (1954, pl. 2) var denna avsmältningsriktning en följd av att istäcket först delades över Öhntjärn, varefter den södra isresten avsmälte i riktning mot Storsjöns södra del (jfr område 7.1). Mot bakgrund av den syd-nordliga trenden i avsmältningen i område 7.1 och den helt riktningslösa i områdena 2.1 och 2.2 förefaller dock en lokal hopsjunkning av isen i Näktens dal mer sannolik.

Inom östra delen av området 7.2 märks tydligt den tendens till syd-nordlig avsmältning som karakteriserar Indalsälvens dalgång längre nedströms. Den framgår bl. a. av förekomsten av en öppen issjö, Åskott-issjön (pl. 2), i Halåns dal SV om Lit. Issjön har varit dämnd till en högre nivå än Lit-issjöns (3.2), troligen ca 300 m ö. h. Därav följer, att den dämmande isen fyllde ut Indalsälvens dal kring Lit, medan den södra sidan av dalgången var isfri. Genom successiv recession av isen norrut och hopsjunkandet av den is i dalen, som sedermera dämde Lit-issjön, sänktes issjön i Halåns dal. Den kom att utfylla Indalsälvens dal även uppströms Lit-issjön, sannolikt ända upp till Storsjön. Tämmligen rikligt med djupbottensediment utbreder sig i hela detta område.

Recessionen mot norr framgår vidare av förekomsten av ett kameartat fält av isälvsgrus mellan Kattstrupeforsen och Åskott, vilket måste vara uppbyggt mot is i dalen. På norra sidan av dalen saknas motsvarande bildningar. Där utgörs isälvs sedimenten enbart av extramarginala avlagringar från is i norr.

Även N om Storsjön har möjligen den mot norr riktade recessionen gjort sig gällande, men beläggen därför är ej helt klara. Vissa indicier finns dock. Den subglaciala dräneringen i hela den till område 7.2 hörande trakten N om Storsjön har gått från NNO mot SSV, såsom framgår av talrika smååsar av en karakteristisk, om slukåsar erinrande typ (J. Lundqvist 1969, s. 70). Dessa är otvivelaktigt avsatta i sprickor eller tunnlår i istäcket. Den omständigheten att de icke tycks ha påverkats av den sista svaga, med räfflor belagda isrörelsen ut från Storsjöbäcken visar, att isens rörelse vid åsbildningen helt stagnerat. Åsarnas riktning och läge på höjdernas sydsidor visar, att de försetts med material från en i norr eller nordost belägen ismassa. En allmän upplösning av istäcket mot NNO antyds därigenom. Slutstadiet måste emellertid ha varit separata dödskroppar, som dröjt kvar i områdets mot avsmältningsriktningen vinkelrätt utdragna sänkor och dalar. Det framgår dels av spridda isälvsavlagringar av extramarginal typ, vilka följer dalarna mot SO, dels av iskontakt-



Fig. 33. Den kuperade ytan av lateralterrassen i Aspås. – Foto J. Lundqvist 1959.

The hummocky surface of a lateral terrace at Aspås.

bildningar. De sistnämnda har formen av lateralterrasser eller kameområden (åsnät) på dalarnas norra sidor. Material har där tillförts från norr eller NV och ackumulerats mot dödisarna i dalarna. Exempel på sådana laterala bildningar finns vid Rise, Nordannäliden och Aspås (fig. 33; J. Lundqvist 1969, s. 284). Denna i korthet skisserade avsmältningmekanik N om Storsjön bildar en naturlig övergång mellan den helt likartade avsmältningen vid Landösjön (område 4.4) och dödisavsmältningen SO om Storsjön. Framhållas bör också, att i områdets norra del, NO om Näldsjön, spåren efter den yngsta radiella isrörelsen upphör. Recessionsriktningen styrks där av de yngsta, ungefär nordliga räfflorans vittnesbörd och är vinkelrät mot orienteringen av traktens talrika moränryggar. Dessa löper i VNV–OSO och är snarast av typ Rogenmorän, alltså bildade vinkelrätt mot isrörelsen, men tolkades av Frödin (1954, s. 72) som ändmoräner.

På sydvästra sidan om Näldsjön–Indalsälvens övre lopp är spåren efter den mot norr riktade recessionen mindre tydliga. Moränformerna präglas där antingen av helt oregelbunden dödisavsmältning eller av den sista isrörelsen mot NV. Den sistnämnda har medfört en svag drumlinisering av moränen i NV–SO. De efter isrörelsens stagnation uppkomna åsarna är dock fortfarande riktade ut mot Storsjöns huvuddel, dvs. i norr mot SV, i öster mot VSV. Man märker emellertid ned mot Storsjön kraftiga kastningar och vinkelböjningar av dem (jfr Frödin 1954, s. 34). Dessa måste vara orsakade av att åsarna avsatts i sprickor i isen, vilka mot SV vittnar om en alltmer oregelbunden uppsprickning.

En sammanfattning av det föregående ger alltså vid handen, att isen i Stor-

sjöbäckenet upp till en ungefärlig linje Änge-Näldsjön-Åskott-Kyrkås smält bort såsom en helt stagnerande, i bäckenet hopsjunkande och uppsprickande dödismassa. N om den nämnda linjen retirerade isfronten mot norr. Framför "fronten" dröjde dödisar kvar i terrängens sänkor. Isen i själva Storsjöbäckenet kan egentligen betraktas som ett specialfall i stor skala av en sådan dödis. Till dess kvarblivande bidrar flera faktorer. Isrörelsens och isrecessionens omsvängning mot norr bidrog till att isen i Storsjöbäckenet kom att tappa kontakten med den eventuellt aktiva huvudisen i norr. Vidare medförde det faktum, att ett separat isrörelsecentrum i slutskedet var utbildat över bäckenet, att då detta slutade att fungera, rörelsen upphörde momentant i hela det därav berörda området.

Frågan om i vilken utsträckning öppna issjöar intagit den avsmältande dödisens plats i Storsjöbäckenet har egentligen aldrig granskats förutsättningslöst. Gunnar Anderssons (1897) ursprungliga bild av en vidsträckt centraljämtsk issjö över området har i stort sett blivit allmänt accepterad, trots att den byggde på mycket fåtaliga och preliminära iakttagelser. Bilden har visserligen sedermera ändrats men dock i princip bibehållits av främst G. Frödin (1913), A. G. Högbom (1920) och Gerard De Geer (1940). De faktiska bevisen för att issjön verkligen haft denna stora utsträckning är dock alltför få och föga övertygande. Frödin (1954) utvecklade sedermera bilden och identifierade ett antal lägre stadier av issjön, vilka huvudsakligen berörde Storsjöns bäcken. Indicierna för dessa lägre stadier är till övervägande del strandbildningar, främst s. k. erosionsterrasser och abrasionsplatåer. Det måste beaktas att dels djupbottensediment nästan helt saknas, dels även Frödin betonade dödisavsmältningens betydelse i området.

En kritisk granskning av beläggen för en öppen issjö ger följande vid handen. Djupbottensediment av glacial karaktär, vilka otvetydigt visar på existensen av en issjö, upphör nästan fullständigt strax O om Äggfors mellan Mörsil och Ocke. Där är glacialleran ännu flera meter mäktig men upphör sedan plötsligt. I större delen av Storsjöbäckenet saknas den. De mycket små (på kartan starkt förstörade) fält av lera eller mjåla som angivits på jordartskartan över länet har aldrig klart glacial karaktär. Sedimenten är ytterligt tunna och helt strukturlösa. De kan i princip vara avsatta i smärre vattensamlingar långt efter isens försvinnande. Först i Krokomsrakten och utmed Indalsälven närmast nedströms återkommer de glaciala djupbottensedimenten. Även där är de dock tunna. Längs älven har de, som ovan nämnts, avsatts i små issjöar i dalen, uppdämda av is i Littrakten. I området Krokoms-Dvärsätt-Vike förekommer ännu sådana sediment, men de är där i regel ytterligt obetydliga. Det är fråga om några dm eller cm av glacial lera, vanligen i form av platålera uppe på dödismoränens kullar eller subglacialt eller subaëriellt bildade åsar (fig. 34). Endast vid Dvärsätt finns en begränsad anhopning av mäktigare lera i annat läge (J. Lundqvist 1967, fig. 15). V om nämnda trakt upphör även platåsedimenten.

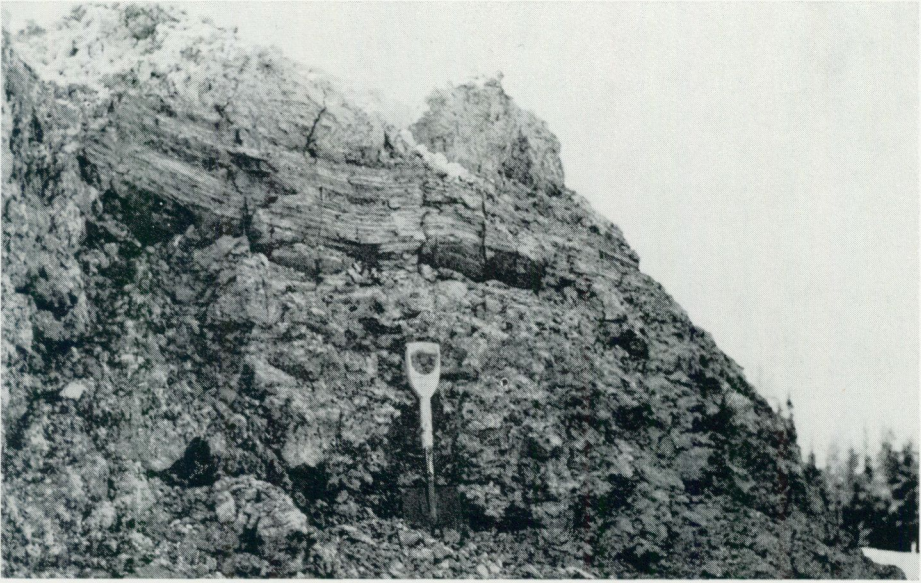


Fig. 34. Platålera på en dödismoränkulle vid Krokomb är ett indicium mot större issjöar på högre nivå i denna trakt. – Foto J. Lundqvist 1966.

So-called plateau clay, that is glacial clay on top of a hill of dead-ice moraine, is an indication against the former existence of large ice lakes on a higher level in the Storsjö area.

De enda beläggen för issjöar i Storsjöbäckenet skulle därför vara de förmodade strandbildningarna. Av den anledningen har en kritisk granskning av en rad av de av Frödin (1954) anförda lokalerna företagits i fält. I flertalet fall har därvid konstaterats att det enbart är fråga om terrängbrott utan klara belägg för att de utbildats av strandprocesser. Samma gäller de s. k. abrasionsplatåerna som är jämna ytor utan bevisvärde. I ett landskap av Storsjöbygdens typ är jämna ytor och hak i terrängen mot brantare sluttningar en vanlig företeelse och klara belägg för strandprocessers inverkan är absolut nödvändiga. Erkännas bör dock att i de sedan länge odlade områdena ett eventuellt tunt ytlager av svallgrus bestående av lättvittrade kambrosilurbergarter kan ha helt förintats av markvittring och odling.

Resultatet av den nämnda kontrollen innebär, att minst 3/4 av de kontrollerade "strandbildningarna" är fullständigt intetsägande. I några få fall är de däremot otvetydigt uppkomna i ett vatten som bearbetat dalsidan. Dessutom förekommer ytterligare lika klara bildningar i form av grusackumulationer längs sluttningarna på andra nivåer än de av Frödin funna. Man får därför ett intryck av ett mer gradvis skeende förlopp än de olika sänkingssteg som Frödin (1954, s. 88 ff.) skisserat. Trots detta vill det synas som om en viss koncentration av strandmärkena skulle föreligga vid de av Frödin angivna nivåerna. Observeras bör även att en del bildningar, av Frödin hänfödda till de s. k. sen-

glaciala issjöstadierna (i motsats till de senare epiglaciala), är moräntäckta och sannolikt hänförliga till de interstadiala bildningarna (J. Lundqvist 1967).

Det är vidare anmärkningsvärt att de otvetydiga strandbildningarna tycks vara koncentrerade till området kring Frösön. Mycket väl utbildade ackumulationsterrasser finns sålunda på båda sidor om Vallsundet, från Stackris i söder till Frösön i norr, och vidare upp mot Ås. En markant strandnivå kan följas runt höjderna vid Dille och Landsom. Utanför detta område saknas även otvetydiga strandbildningar i Storsjöbäckenet. De av Frödin och andra uppgivna är antingen helt intetsägande terrängbrott o. dyl., submoräna interstadiala bildningar, eller i mycket få fall sporadiskt uppträdande små grusackumulationer.

Om de sistnämnda gäller, att de icke indicerar vidsträckta öppna vattenytor. De kan lika väl vara avsatta i smärre marginalsjöar eller av laterala strömmar. Samma gäller f. ö. vissa av de välutbildade ackumulationerna kring Frösön. Framför allt utbildningen av den mycket stora vallen kring Frösö kyrka (Frödin 1954, s. 165) gör, att en avlagring i isnära miljö, t. ex. en nunatakssjö, förefaller vida mer sannolik än i en öppen sjö. Strandbildningarnas synnerligen goda utbildning överhuvudtaget i området erinrar starkt om förhållandena i östra delen av Härjedalens issjöar (6.1), där de bästa strandvallarna är de som utbildats nära intill isen.

Frödens (1954) bild av issjöutvecklingen kring Storsjön ter sig i korthet så. Då isen i området tunnades ut, tog Kall-issjön, som där nådde ca 480 m ö. h., sitt avlopp mot öster via Öhntjärnsdalen. Nivån sänktes till i runt tal 425 m (Näld-stadiet). Genom att avloppet försköts något mot SV till den s. k. Djupdalen vid Klåxåsen sänktes nivån snart till ca 410 m (Skute-stadiet). Genom ytterligare förskjutning av avloppet till området O om Näktens norra del sänktes nivån till ca 360 m (Näckten-stadiet). De båda sista stadierna, Brunflo-stadiet på ca 325 m och Krokomb-stadiet på ca 300 m, uppkom då issjön började dräneras via Indalsälvens dal, som då ännu var blockerad av is vid Storsjöns utlopp. De senare stadierna skulle sedan ha upprepats vid den s. k. epiglaciala isframstötten. Denna är dock med all sannolikhet icke någon realitet (J. Lundqvist 1967).

Mot bakgrund av den i det föregående nämnda sedimentfördelningen och isrecessionsriktningarna bör troligen Frödens bild korrigeras. Större delen av bäckenet torde intagits av dödis ännu då området kunde dräneras fritt österut. Genom uppsprickandet av dödisen bildades emellertid smärre issjöar i området, vilkas nivåer i regel var bestämda av lokala pasströsklar. I det starkt brutna området kring Frösön, där Frösöns topp når 465 m ö. h. och intilliggande djupgravar i Storsjön ca 230, bröts isen upp snabbare. En bidragande orsak torde ha varit den brytning, som orsakades av de i trakten snarast motriktade yngsta isrörelserna och sedermera avskiljandet av en dödismassa i Storsjöns huvuddel från den norrut retirerande huvudisen.

Icke minst Kall-issjöns begynnande dränering bidrog också härtill. Det är att märka att den betydande tappning, som Kall-issjöns sänkning måste inneburet, icke efterlämnat några påtagliga spår i terrängen. Bristen på erosionsfenomen längs Indalsälven från detta tillfälle har påtalats under område 3.2. Det förefaller därför sannolikt, att tappningen skedde via den dämmande isen i Storsjöbäckenet. Där isen var uppbruten i kontakten med uppstickande höjder kunde spolningsfenomen uppkomma, men eftersom isen i området var mycket fattig på morän (J. Lundqvist 1969, s. 129) var den uppkomna mängden tappnings sediment liten. Troligt är att tappningen skedde via de av Frödin angivna vägarna mellan Locknesjön och Näkten. Framför allt utanför de båda lägre passen (2.2) finns spår av en betydande spolning längs Gölåns dal mot Pån och Bådsjön i Gimåns vattensystem. Större sedimentmängder från en sådan tappning saknas visserligen även längre nedströms i systemet men kalspolningarna är påfallande stora och vanliga, t. ex. mellan Pån och Bådsjön, vid Herrevadsströmmen och kring Sörbygden. Det är sannolikt, att en av Centraljämtska issjöns huvudtappningar gått denna väg. Det är också rimligt, att spolningsföreteelser på motsvarande nivåer inom den genombrottna isens område är vanliga i det område där genombrottet skett.

Det sagda gäller Nöld-, Skute- och Näkten-stadierna av issjön. På lägre nivåer blir visserligen erosionsspår talrikare (enligt Frödens, 1954, tabeller) men samtidigt svagare och mindre strängt nivåbundna. Detta är också en rimlig konsekvens av det skisserade förloppet. Efter issjöns första genombrytning löstes isen snart upp i mindre dödisar och fria vattenytor på successivt lägre nivåer kunde utbildas. Det är möjligt, men icke helt troligt, att Frödens Brunflo- och Krok-stadier varit något mer bestående sådana sänkingsstadier. Erosionsspår i riktningar, som överensstämmer med ett sådant antagande, är dock obefintliga vid de förmodade passströklarna. De spår som finns går i avvikande riktningar. Dessutom var det förmodade passområdet kring Krok mer eller mindre isfritt redan då området O därom började friläggas från is (s. 130). Möjligt är därför att de s. k. sista stadierna av Centraljämtska issjön var dämnda av lösavlagringar kring Dvärsätt, vilka senare successivt bortöderats. Därpå tyder t. ex. formerna av de glacifluviala avlagringarna där.

Avsikten med den ovanstående skissen är endast att ge en uppfattning om den bild av utvecklingen, som f. n. ter sig rimligast. Trots alla arbeten som utförts i området måste man nog konstatera, att detsamma tarvar en grundlig och helt förutsättningslös genomarbetning innan Centraljämtska issjöns senare historia kan anses tillfredsställande klarlagd.

8. NORRA JÄMTLAND

Med norra Jämtland avses hela länet norr om de i det föregående beskrivna regionerna. Området kännetecknas av rikligt förekommande dödismorän, inom vilken ibland, särskilt i höjdområden, märks subglacialt bildade, mer eller

mindre drumlinoida former. Normala drumlins förekommer på flera håll i höjdområdena.

Subglacialt eller extramarginalt bildade isälvsavlagringar uppträder som långa stråk i regionens södra delar men blir norrut allt mer sporadiska. I norr är bristen på isälvsavlagringar påtaglig.

Spår efter isdämda sjöar förekommer spridda över hela regionen. De största, öppna issjöarna har förekommit i de södra ytterområdena. I övrigt tycks issjöarna haft formen av smala randsjöar eller varit uppdämda i växlande riktningar i sidodalar till regionens större dalar och bassänger.

Den sista isrörelsen har utbrett sig solfjäderformigt mot SV, S och SO från en isdelare i N-S över regionens mellersta del. Mer lokala, yngre isrörelser tycks ha utgått i avvikande riktningar från skilda centra. Ett sådant, vilket var helt oberoende av landytans relief och höjdförhållanden, har legat över Faxälvens dal i trakten av Munsfjället. Nordligare centra, vilka har varit mer terrängberoende, har förekommit i fjällen i länets nordöstligaste hörn samt i de norska högfjällen V därom (Kvigtind-Börgefjeld). Längst i söder berördes regionen av den radiella isutströmningen från Storsjösänkan, som dock icke synes ha haft nämnvärd inverkan på vare sig glacialmorfologi eller materialtransport.

Regionens södra delar har behandlats i flera äldre arbeten. Särskilt Hotagenområdet har studerats av Frödin (1914), medan områdena N om Storsjöbäcken berörs av flera av de äldre issjöarbetena (t. ex. G. Andersson 1897, A. G. Högbom 1910, G. Frödin 1913). Norra delen av regionen får däremot anses mer okänd. De äldre arbeten som berör den är ur kvartärgeologisk synpunkt av tämligen översiktlig natur (t. ex. Gavelin 1910, Ångeby 1947) eller berör endast mindre områden.

8.1. Området Landösjön—Lit—Strömsund

Under områdena 3.2 och 3.3 har beskrivits hur isrecessionen förlöpte in emot det här aktuella området. Möjligen gällde detta även recessionen från område 7.2, ehuru förhållandet där var mindre klart. Inom område 8.1 blir emellertid en recession mot norr mera tydlig, vilken i väster haft en nordostlig och i öster en nordvästlig trend. Belägg för antagandet är framför allt isälvsavlagringarnas uppträdande. Man urskiljer två typer av sådana. Subglacialt bildade åsar i de nyssnämnda riktningarna ger en antydning om den sista isrörelseriktning som nämndes ovan, dvs. radiellt ut från södra änden av den sista isdelaren. Extramarginalt avsatta dalfyllnader och deltan har i huvudsak samma riktningar. Någon avvikelse förekommer visserligen, i det att dessa bildningar givetvis följer dräneringens naturliga riktningar, medan de subglaciala åsarna är mer oberoende därav. Vinkelskillnaden framträder särskilt tydligt i området O om Landösjön. Subglacialt bildade, radiella små åsar löper där i NO-SV, medan de extramarginala grusfälten är sträckta i mer nord-sydliga, växlande riktningar. De extramarginala fälten sammantagna visar dock klart, att material-

tillförseln ägde rum från isrester belägna i de trakter, varifrån den sista isrörelsen utgick.

Ett analogt exempel utgör förhållandena vid Russfjärden. Den subglaciala dräneringen gick där över vattendelaren mot Stamselvik. Då isen i fjärdens bäcken senare sjönk ihop, avlänkades dräneringen österut längs nuvarande Faxälvens dal. Sedimenttillförseln i detta senare skede var dock mindre, och effekten blev väsentligen en överspolning av området ned mot Fångsjön, en spolning som fortsatt i postglacial tid och resulterat i ett ansenligt delta.

Rörelsen i den sålunda i riktning mot isdelaren krympande isen torde ha stagnerat i ett relativt tidigt skede. Det visas av att de därav betingade drumlinoida moränformerna nästan uteslutande förekommer på höjderna (jfr J. Lundqvist 1969, s. 65). Då isen sjönk ihop och isytan närmade sig de högsta partierna av underlaget, hade den ännu en viss rörelse, vilket resulterade i drumlinformer analogt med vad som antas ha skett ute i istäckets randzon (Ebers 1926, Hoppe 1951, J. Lundqvist 1970, m. fl.). Att isen i detta skede ännu hade en viss aktivitet bestyrks även av åsarnas förlopp i området relativt oberoende av terrängformerna och icke endast i de djupaste sänkorna, så som blir fallet under en helt stagnerande is. Exempel utgör åsarna S om Hammerdalssjön och SO om Russfjärden.

Då isen ytterligare tunnades ut, stagnerade dess rörelse, varför i lägre terrängavsnitt inga drumlinformer kunde utbildas. Istäcket fick formen av en vitt utbredd dödis, inom vilken mäktigheten över landytans höjder var obetydlig. Efter hand frilades höjderna från is, och istäcket upplöstes i dödisar i sänkorna. Invid de krympande dödisresterna avsattes lokala lateralbildningar av morän eller vattensorterat material. Sådana bildningar är särskilt tydliga vid Husås och Lorås.

Av de kvardröjande dödisarna kunde issjöar i många fall dämmas upp. Som man kan vänta i sådan miljö saknas emellertid spår av vidsträckta, öppna issjöar. De som funnits har varit obetydliga randsjöar, ibland uppdämda i sidodalar till större bassänger. Någon bestämd orientering av dämningarna kan icke spåras i motsats till vad fallet var i östra Jämtland (region 3). Trots detta kan en viss trend mot norr i avsmältningen utläsas ur issjöspåren, till följd av att smältvatten från uppenbarligen mycket betydande isrester – eller isen i sin helhet – byggt upp sedimentackumulationer mot mindre dödisar i söder. Exempel härpå utgör Lit-issjön i område 3.2 samt deltaackumulationerna vid Långan nedströms Landösjön. Inom sistnämnda område har en betydande sedimenttillförsel ägt rum från norr, vilket innebär att isresterna kring Gysen etc. måste varit betydande och troligen hängt samman med huvudisen i norr. Ackumulationerna har dock sällan nått ned i Långandalens djupaste del, där dödisrester förhindrat sedimentation. Så har avlagringarna vid Landön tolkats av Tunberg (1957, s. 268) och samma tolkning kan tillämpas för de sydligare ackumulationerna. De sålunda kvardröjande isresterna har även dämt mindre issjöar, vari

finkorniga sediment avsatts, t. ex. vid Österlångan, Landvågen och Nävran.

Samma sedimentationsmekanik med tillförsel från norr mot dämmande is-kroppar i söder kan spåras även vid Hårkan uppströms Lit-issjön och vid Hala-sjön S om Hammerdal (område 3.3). Från sistnämnda sänka minskar arealen av dåtida öppna issjöar mot norr. Inom den s. k. Hammerdals-issjöns område (Roos 1956, J. Lundqvist 1959) har de öppna vattnen med största sannolikhet varit obetydliga. Spår av strandbildningar och djupbottensediment förekommer, men större delen av området upptas av dödissbildningar utan sådana spår. Då isen löstes upp och den isfria arealen tilltog, ökade också möjligheterna till dränering mot SO. Området är alltså i viss mån analogt med Storsjöbäckenet.

Även inom det område, där bassängerna väsentligen varit fyllda med dödis, har sedimenttillförsel från norr mot iskroppar i söder skett. Sedimentationen har då skett i dödismiljö och givit upphov till kamelandskap, bl. a. av typ kamedeltan (J. Lundqvist 1969, s. 75). Till dessa hör Dammtjärnremmen i område 3.3 samt liknande fält vid Nyland, Gisselås och Malmån NO om Ström-sund.

Även det rinnande vattnet kunde till en början avlänkas utmed isresterna, vilket framgår av förekomsten av skvalrännor i varierande lägen. Ett närmare studium av dem ger dock vid handen, att dräneringen mycket snart sökt sig ned subglacialt, varvid i stället slukränneartade erosionsspår utbildats. Sådana förekommer t. ex. på Gällsåbergets norra, östra och södra sidor vid Lit, kring Norderåsen och kring Kallsta. I vissa fall, främst vid Norderåsen, uppträder rännorna i kombination med dödismorän, inom vilken smärre, ibland morän-täckta grusackumulationer avsatts utanför dem. Denna kombination tillsammans med rännornas växlande riktningar demonstrerar klart att dräneringen skett i anslutning till kvardröjande, sönderfallande isrester och icke utmed lober från den sammanhängande isen i norr, så som var fallet i östra Jämtland.

8.2. Hotags-issjöarnas område

Som förut skildrats retirerade fronten av en ännu aktiv is mot öster och nord-ost från områdena 4.3 och 4.4 under avsnörande av dödisar i främst de sänkor och dalar, som var sträckta vinkelrätt mot isrörelsen. En påtaglig vridning av isrörelsen gjorde sig gällande i området och motsvarande omläggning av recessionsriktningen gynnade, såsom redan framhållits, uppkomsten av dödissar i angränsande områden i söder.

Den is, vars front retirerade in över det aktuella områdets västra-sydvästra gräns, måste varit aktiv, vilket indiceras redan av utbildandet av öppna issjöar därutanför. Ytterligare belägg för antagandet utgör de väl utbildade drumlin-formerna i flera av områdets höjder. Det gäller framför allt höjdsträckningen mellan Åkerån och Långan samt Hotagsfjällen. Dessa drumlins följer den sista isrörelsens riktning och bör, som framhölls under 8.1, ha bildats, då istäcket tunnats ut i betydande grad. Då isen över höjderna ytterligare tunnades ut,

stagnerade dess rörelse så som skildrades under 8.1. Resultatet blev kvardröjande dödisar i sänkorna. Områdets allmänna stormorfologi har i hög grad gynnat en sådan utveckling.

I strid mot denna bild av utvecklingen står i viss mån den bild som tidigare givits av Frödin (1914). Enligt honom utbildades en serie av isdämda sjöar, Hotags-issjöarna, då en sammanhängande, lobartad isfront retirerade mot nordost över Hotagens dal. Denna bild måste troligen modifieras avsevärt på grund av såväl teoretiska överväganden som nya iakttagelser.

Tendensen till dödisavsnörning i stället för utbildning av öppna issjöar gjorde sig som nämnts gällande redan utanför det aktuella området, nämligen i vissa djupa dalgångar sträckta mer eller mindre vinkelrätt mot isrörelsen. Det gällde främst Mjölkvattnets och Landösjöns sänkor. Även i ett senare skede av recessionen kunde dock öppna issjöar utbildas. Så var fallet i högt belägna sänkor, som måste frilagts från is relativt tidigt, och främst där dessa snarast var sträckta längs isrörelseriktningen. Man får där tänka sig, att isfronten haft formen av lober, vilka var aktiva och i princip motsvarar det stadium, då höjdområdenas drumlins utbildades. Sådana issjöfyllda sänkor var t. ex. Bakvattnets dal samt Skansås flacka dal mellan Ansätten och Stenfjället. Även uppe i Oldfjällen torde öppna issjöar ha förekommit, ehuru bristen på jordtäckte där försvårar identifieringen av issjöspår. T. ex. vid Raragaisenjaure är dock strandbildningar tydliga i form av block- och grussträngar på de kala hållmarkerna. En issjö har där tydligen varit dämd framför i öster liggande is och haft sitt avlopp via Rarkoluoppale mot Burvattnets dal.

Att även samtidigt med dessa issjöar en avsnörning av dödis från isfronten ägde rum framgår t. ex. av förhållandena vid Åkersjön. Ett delta har där byggts ut mot en isrest i sjöns sänka från Bakvatten-issjöns utlopp (J. Lundqvist 1969, s. 245). Dalen Skärvångssjön-Gysen torde likaledes ha varit fylld av dödis. Frödin (1914) har antagit existensen av en Skärvångs-issjö men beläggen för en sådan är svaga. Typiska lateralbildningar förekommer strax ovanför den förmodade issjöns nivå (Frödin 1914, s. 39; J. Lundqvist 1969, s. 245). I Gysens sänka visar väl utbildad Rogenmorän, att isen måste smält av som dödis. Denna avsmältning har varit allsidigt riktad mot sjösänkan, vilket framgår av dräneringsmönstret därifrån, bl. a. en serie torrdalar mot Föllingesänkan i öster (Lindkvist o. Svensson 1957, s. 215). Dessa dalar ger en antydning om att den väst-östliga trenden i isavsmältningen längre västerut här upphört. En viss överspolning av området mellan Skärvångssjön och Gysen kan däremot antyda en viss syd-nordlig trend, men beläggen är icke entydiga.

Möjligen har öppna issjöar existerat även N om de ovan nämnda, t. ex. i Grubbdalen och i Lenglingens och Berglielvans dalar i Norge. Frödin (1914) tänkte sig att mycket betydande issjöar intagit framför allt de sistnämnda dalarna (Sörli-issjön). Emellertid gör hans (Frödin 1914, s. 31) konstaterande av "issjösedimentens så gott som fullständiga frånvaro" att man får anse Sörli-

issjön som ganska hypotetisk. I Grubbdalen har möjligen öppet vatten förelagat i dalens västra, övre del, medan issjöspåren österut försvinner eller får en avvikande karaktär. Dalen torde representera en övergång från issjömekaniken till den dödismekanik som beskrivs nedan.

Som redan Frödin (1914, s. 66) framhöll, har de öppna issjöytorna vid isfrontens recession mot NO blivit av allt mindre betydelse, medan i stället smala marginalsjöar och -älvar tagit överhand. Skildringen är med all sannolikhet riktig och torde få utsträckas till att innebära, att de öppna issjöarna ned mot sänkorna kring Rörvattnet-Hotagen-Häggsjön helt ersatts av dödister. Djupbottensediment saknas där, medan å andra sidan terrasser av grus, sand och morän antyder, att den sedimentation som skett ägt rum i kontakt med isen. Vi har här haft en typ av isdämda vatten, som dominerat i norra Jämtland (se 8.4). De säkra spåren efter öppna issjöar når ej under nivån 500 m ö. h. (Bakvatten-issjön ca 530 m enl. Frödin 1914). De ganska utbredda sedimenten och terrasserna på lägre nivåer, väsentligen under 400 m, är snarast av typ marginalbildningar eller sådana strandterrasser som i det föregående har betecknats som typiska för issjöarnas isnära partier.

Spåren efter den rörliga isen i form av drumlins på Hotagsfjällens södra sida upphör nedanför en nivå av i runt tal 600 m ö. h. Det är visserligen icke klart vilken mäktighet den ovanliggande isen hade vid drumlinbildningen, men så mycket är säkert som att isen måste ha kunnat röra sig fritt över Hotagsfjällens krön på ca 1000 m. En mäktighet över krönet på något hundratal meter förefaller vara ett minimikrav, varför det är rimligt att anta, att isens rörelse i Hotagdalen stagnerade, då isytan strax N därom låg på ca 1100 à 1200 m. Ovan antogs att isrörelsen upphörde efter utbildningen av de öppna Ansätt- och Bakvatten-issjöarna på något över 500 m. Höjdskillnaden innebär en lutning av isytan med 600 m på 3 mil, dvs. 1:50. Värdet förefaller rimligt och ligger mellan de av Frödin (1915) funna och nära hans maximigradient $50:2200 = 1:44$. Det är alltså att märka att isytans lutning med de här angivna premisserna måste varit avsevärt brantare än Frödin själv antagit, om hans bild av en aktiv, mot NO vikande isfront skall vara möjlig. Frödin har dock icke närmare diskuterat Hotagsfjällens inflytande utan endast påpekat, att de därifrån "utskridande ismassorna ägt en betydande rörelse och alltså en avsevärd ytlutning" samt att "isrörelsen bör ha stegrats i den relativt branta utförsbacken" (Frödin 1914, s. 67). Några belägg för en sådan ökning av isens lutning och rörlighet föreligger dock ej. Som nämnts upphör drumlins mot lägre nivåer. De ersätts av dödismoränens former, vilka i vissa trakter kan bli ganska utpräglade, om än jordtäckets ringa mäktighet ibland gör dem diffusa.

Det starkaste belägget för antagandet av en dödisavsnörning i Hotagdalen utgör dock förekomsten av issjösediment även på dalens nordöstra sida. Mellan Älviken och Ålasen förekommer utbredda, finkorniga issjösediment, som måste förutsätta en dämning mot NO (J. Lundqvist 1969, s. 246). I samma

riktning ehuru mindre otvetydigt pekar isälvsavlagringarna vid Lövhöjden och deltat i Gunnarvattnet. Båda är tillförda av isälvar från NO och torde ha avsatts mot isrester i sjöbäckenen eller alternativt vid issjöytor. De sistnämnda förutsätter dock en dämning av hela dalgången, vilken i fråga om Lövhöjden icke står i överensstämmelse med Frödins bild. Gunnarvattendeltat är visserligen förenligt med denna bild men deltats morfologi (J. Lundqvist 1969, s. 218) tyder kanske snarare på iskontaktmiljö.

Kontentan av resonemanget blir alltså, att då Hotagsfjällen började friläggas från isen och isfronten stod längs en ungefärlig linje Ansätten–Gysen, en dödismassa isolerades i Hotagens dal med omgivning. Denna ismassa sjönk ihop på stället, varvid dämningar kunde uppkomma i växlande riktningar. Att märka är att dämningen vid Ålasen förefaller att kräva en relativt vidsträckt utbredning av dödis kring Hotagens södra del. Området kan i så måtto betraktas som en utlöpare av dödismassorna i område 8.3. Den skisserade bilden innebär i realiteten en ganska avsevärd korrigerings av Frödins bild, i det att dels den mot NO vikande isfronten i Hotagendalen ersätts av en allsidigt hopsjunkande dödis, dels isens tyngdpunkt förskjuts från Hotagens norra ända till trakterna SO om sjön (jfr Frödin 1914, pl. 1 o. 2).

8.3. Området Hotagsfjällen—Flåsjön—Föllinge

Under område 8.1 beskrevs hur en viss nordvästlig trend i avsmältningen gjorde sig gällande upp mot Strömsund. Denna trend kan O om Ströms Vattudal följas vidare mot Flåsjöns mellersta del. Ännu då avsmältningen i området inleddes, måste isen haft åtminstone en svag aktivitet. Det framgår av de subglaciala isälvsavlagringarnas utsträckning tvärs över de stora landformerna. Ett gott exempel är stråket Alavattnet–Jerilvattnet–Lövberga, vilket sträckvis är utbildat som en ås. Denna korsar flera djupa dalgångar, vilket knappast skulle varit möjligt om isens aktivitet hade upphört då åsen bildades. De extramarginala avlagringarna i samma trakt liksom avlagringar präglade av dödisavsmältning följer däremot landformerna väl, vilket innebär att de löper ungefär vinkelrätt mot de subglaciala elementen.

I överensstämmelse med antagandet av en viss aktivitet i isen står utbildandet av en öppen issjö, Flå-issjön, i södra delen av Flåsjöns dal (Frödin 1925). Issjön hade sitt första avlopp mot SV över vattendelaren mellan Gåxsjön och Hössjön, där den storblockiga moränen är kraftigt urspolad. Dräneringsvägen ger en antydning om, att isfronten var tämligen väl definierad och löpte i ost-västlig eller nordost-sydvästlig riktning. I annat fall hade kvardröjande is i Hössjödalen tvingat sjön att ta ett ostligare avlopp mot St. Bergsjöns dal.

Den is som dämde Flå-issjön hade, eller fick efter hand, formen av en lob i Flåsjöns dal. Loben har sannolikt haft en viss aktivitet, vilket framgår icke blott av issjöns existens utan även av dräneringsmekaniken därinvid. Stadium 1 i dräneringen utgjordes, som redan framhållits, av de subglaciala, terräng-

oberoende isälvarna. Som stadium 2 kan man urskilja en lateral dränering utmed västra sidan av isloben i Flåsjödalen. Denna isälva har gått fram lateralt eller subglacialt uppe i dalsidan mellan Havsnäs och Järvsand och därefter tvingats ut ur dalen mot Jerilåns dal i SV. De resulterande avlagringarna har formen av dels åsar, dels laterala eller extralaterala terrasser. Trenden i dräneringen får tolkas analogt med vad fallet var i fråga om Flå-issjöns avlopp, dvs. som ett tecken på en tämligen nordlig trend i recessionen av en enhetlig isfront. Ett stadium 3 utgör slutligen den subglaciala dräneringen i dödismiljö, varom bl. a. de nedan nämnda slukrännorna vittnar.

På en nordlig trend i isrecessionen tyder även den fortsatta utvecklingen av Flå-issjön. Som Frödin (1925, s. 182) beskrivit, försköts avloppet från issjön stegvis norrut, tills det nådde den nuvarande Flåsjöåns dal. Huvuddelen av issjön måste därvid ha tömts. Emellertid finns tydliga spår efter en issjö även längre norrut i Flåsjöns dal, främst vid Alanäs. Möjlighet till en sådan dämning N om sjöns naturliga avlopp kan endast föreligga inom en sönderfallande ismassa. Det förefaller därför klart, att rörelsen i isloben i Flåsjön stagnerat, då loben sjunkit ihop så mycket, att dräneringen förlagts till Flåsjöån. Den stagnerande loben har därefter sönderfallit som dödis och lokala dämningar inom den har uppkommit analogt med vad som skisserades för Storsjöbäckenet (område 7.2). En motsvarande omläggning av dräneringen invid loben avspeglas i en förändring av de glacifluviala spolningsföreteelserna längs dalsidorna. De ovannämnda ackumulationerna upphör vid Havsnäs, dvs. sydligare än Flåsjöån. Något längre norrut, eller till mitt emellan Flåsjöån och Alanäs, kan mot SO lutande, skvalrännelika rännor följas. I nämnda trakt upphör de emellertid och ersätts med subglacialt bildade, slukrännearterade erosionsspår, främst på sträckan Alaviken (NO om Alanäs)–Siljeåsen.

En motsvarande, ehuru mindre tydlig utveckling av en istunga i Ströms Vattudal har säkerligen ägt rum. Några säkra tecken på en utbredd, öppen issjö föreligger visserligen ej, men man kan konstatera en viss dämningseffekt längs Vattudalens sidor, främst den östra. Sedimentterrasser förekommer där flerstädes på upp till ca 30 m höjd över Vattudalens yta på sträckan nedströms Svaningssjön (Ångeby 1951). Många av dem tillhör visserligen de submoräna, interstadiala bildningarna (J. Lundqvist 1967) men därutöver finns åtskilliga, som icke är moräntäckta och som kan uppfattas som senglaciala lateralbildningar. Små åsar och skvalrännor mellan Näxåsen och Äspnäs antyder, att isloben i dalen kan ha varit svagt aktiv någon tid, men tecknen är obetydliga, och sannolikt har rörelsen i loben avstannat i ett tidigt skede. Mot den i Vattudalen kvardröjande dödisen har extramarginal dränering från isrester i höjdområdena mellan Vattudalen och Flåsjön byggt upp smärre ackumulationer. Även en viss subglacial dränering torde ha gått samma väg, markerad av slukåsar t. ex. N om Klöva (jfr Ångeby 1951, fig. 3, 4), vilket tyder på att dödisen i Vattudalen sträckt sig upp i angränsande sänkor. Slut-

giltigt torde isen i Vattudalen ha försvunnit, genom att den bröts upp i och med att den tunnats ut tillräckligt för att flyta. Bevarandet av mycket bräckliga, subglacialt bildade formelement såsom moränryggarna vid Vedjeön-Envågen (J. Lundqvist 1969, s. 225) tyder på att rörelsen i isloben då helt stagnerat. Det finns visserligen en möjlighet att tolka nämnda ryggar som ändmoräner, vilket skulle vara tecken på en rörlig islob, men en sådan tolkning förefaller mindre sannolik. Dels saknas ändmoräner i övrigt i landskapet, dels löper ryggar in i en dal sträckt vinkelrätt mot isrörelsen i ett sådant läge att det är ytterligt osannolikt, att ändmoräner skulle kunna bildas där.

De från östra delen av det aktuella området skildrade tecknen på en viss aktivitet i isen kan mot NV följas mot områdets norra del. V om Ströms Vattudal är de dock inskränkta till en mindre påtaglig påverkan av den subglaciala dräneringen, till en viss drumlinisering i höjdområdena samt till drumlinoida formelement inom den vitt utbredda Rogenmoränen (jfr J. Lundqvist 1969 a). Samtliga dessa företeelser är sådana som har uppkommit i ett förhållandevis tidigt skede. Det står däremot klart, att då isen avsmälte från området dess rörelse helt hade stagnerat. Därpå tyder den mycket utbredda Rogenmoränen, vilken för sitt bevarande torde fordra dödisavsmältning (J. Lundqvist 1969 a), samt andra former av dödismorän. Vidare pekar frånvaron av spår efter stora, öppna issjöar i samma riktning. Smärre issjöar har visserligen förekommit, t. ex. Kvisselvatten- och Vitvatten-issjöarna (pl. 2), men dessa synes ha haft karaktär av lokalt begränsade marginalsjöar dämda invid i sänkorna kvardröjande isrester. Någon speciell trend i issjöarnas orientering märks heller icke. Ytterligare belägg för ett tidigt upphörande av isrörelsen utgör förekomsten av slukåsar och slukrännor jämsides med bristen på laterala formelement. Endast i de högsta delarna av Hotagsfjällen förekommer de sistnämnda i nämnvärd, men dock ringa omfattning. Som framhölls under 8.2 var isen ännu aktiv, då den nådde över dessa fjäll. Kort därefter måste dock rörelsen ha upphört, ty längre ned på fjällryggens norra sida liksom i Munsfjället ersätts de laterala formerna av subglaciala.

Det förefaller alltså som om isrörelsen upphört i hela det aktuella området V om Ströms Vattudal nästan samtidigt. En sådan stagnation ter sig också sannolik mot bakgrund av den trend i avsmältningen, som beskrivits från den östligare delen av området, samt från områdena 8.1 och 8.2. Denna trend medförde, att istäcket kring den sista isdelaren koncentrerades till en relativt smal zon, till vilken istillförseln skedde från norr. Inom zonen nådde isytan en tid så högt i förhållande till glaciationsgränsen, att ett separat iscentrum kunde utbildas, nämligen i trakten av Munsfjället-Faxälvens dal N därom. Då detta lokala centrum upphörde att fungera, kunde icke längre de stagnerande ismassorna underhållas genom istillförsel från norr. En eventuell isutströmning från fjällen i länets nordligaste del måste ha varit svag och kan inte väntas ha haft någon effekt inom det vidsträckta, flacka området S-SV

om Faxälvens dal. En tänkbar effekt måste ha reducerats ytterligare genom det faktum, att landskapets storformer löper tvärs över den för istillförseln erforderliga isrörelsen.

Någon påtaglig trend i avsmältningens riktning inom de stagnerande ismassorna kan ej konstateras annat än kring höjdryggen Hotagsfjällen–Skalfjället. Det är där klart att avsmältningen ännu haft en sydväst-nordostlig trend. Dräneringen från isen N om fjällen har nämligen en tid gått över dessa och byggt ut deltan vid deras södra sida. Deltana ligger långt under passnivåerna och har antingen byggts ut fritt eller mot dämmande is. De visar i alla händelser, att isytan låg väsentligt lägre S om fjällryggen än N därom.

8.4. Issjöområdet längs Faxälvens översta lopp

Med detta område avses Faxälvens dal ovanför Ströms Vattudal, dvs. Frostviks-issjöns område, samt de stora sjösystemen N därom upp till Lejpikvattnet.

Det är rimligt att anta, att isens rörelse i det berörda området upphörde på ett tidigt stadium. Rörelsen, som utgick från de norska fjällen V om Jämtlands nordspets (J. Lundqvist 1969, fig. 80), var ganska svag och gick i stor utsträckning tvärs över det mycket storbrutna landskapets former. Detta gäller visserligen ej det aktuella issjöområdet, vilket i mycket stora drag utgör ett dalsystem parallellt med isrörelsen, men inga tecken finns på att isen där skulle ha bildat en lobartad ström på västra sidan av den brutna fjällterrängen. De räfflor, som härrör från denna sista isrörelse, uppträder också i sådana lägen, t. ex. vid Kvarnbergsvattnets västra del, att isrörelsen då den pågick måste ha övertvärat även de större terränghindren och alltså icke varit inskränkt till Faxälvens dalföre.

Något direkt belägg för antagandet av dödismältning i området är svårt att påvisa, då moräntäcket är obetydligt och sällan bildar egna ytformer. De moränformer som dock förekommer motsäger icke antagandet, då de snarast är av dödismoränens typ. Konkreta belägg finns dock ställvis i form av slukåsar, vilka anger att smältvattnet sökt sig ned under uppsprickande ismassor. Slukåsarna uppträder oftast ovanför de i det följande skildrade issjöspåren och visar därför, att isens rörelse upphörde redan innan isdämda sjöar kunde bildas. Man får alltså anta, att isen i området löstes upp genom uppsprickning och vertikal ytavsmältning. Vissa möjligheter att utläsa en trend i avsmältningens förlopp bör dock finnas i de spår efter issjöar, som är allmänt förekommande.

Issjöspår (jfr pl. 2) är kända från samtliga de stora sjöbäckena i området, dvs. Lejpikvattnet–Ankarvattnet (Svenonius 1880), St. Blåsjön (Gavelin 1910, Ångeby 1947) och Kvarnbergsvattnet–Jormsjöarna (Gavelin 1910). De sistnämnda fortsätter in i Norge kring Limingen och Tunnsjön (Ångeby 1947). Några drag i issjöbildningarnas natur är genomgående för hela området och av betydelse för tolkningen av isavsmältningens förlopp. Bildningarna utgörs

väsentligen av terrasser av glacifluvialt material eller av moränartade sediment (se J. Lundqvist 1969, t. ex. s. 206). Dessa terrasser uppträder inom ett och samma bäcken överallt på samma nivå – om korrektion görs för den olikformiga landhöjningens inverkan. Djupbottensediment uppträder på något obetydligt undantag när enbart i sidodalar till de stora bäckenen eller som lokala, mäktiga anhopningar ute i dessa, främst i de grundare partierna mellan djupare delbäcken (fig. 35). Dessa förhållanden syns gälla från de västligaste delarna vid passpunkterna V om de norska sjöarna till Frostviks-issjöns östra delar kring Hetögeln. Endast kring Fågelsjön O därom förekommer sediment av andra typer, dock endast på låg nivå. Framhållas bör även att området kring Fågelvattnet–Zakrivattnen–Fiskåvattnen, vilket på Gavelins (1910, pl. 1) karta antagits ha berörts av Frostviks-issjön, tycks ha varit helt fyllt av dödis ännu då issjön tappades. Spår efter issjöar saknas där.

Den rimligaste förklaringen till sedimentens karakteristiska uppträdande är att de avsatts invid isrester, som dröjt kvar i sjöarnas bäcken. Utmed iskropparna har terrasser bildats genom kombination av deltauutbyggnad, lateral strömning, verklig strandabrasion och jordflytning. Isen har först brutits upp i trängre och grundare avsnitt av dalarna. Där har öppet vatten av något större mått uppkommit och där har sedimentation av finkornigt material kunnat ske. I de djupare avsnitten har dödisklumpar dröjt sig kvar längre. Bildningarnas nivåkonstans över stora områden och tydliga utbildning talar för att vattenytan inom ett visst bäcken varit konstant, bestämd av en och samma pass-tröskel, under en avsevärd tid. En principiellt viktig skillnad föreligger alltså mellan detta områdes issjöar och de övriga regionernas, främst t. ex. Härjedalens. Å ena sidan har vi alltså smala marginalsjöar, allsidigt orienterade, vilka existerat tämligen oförändrade tills området ifråga kunde dräneras den naturliga vägen. Å andra sidan har vi öppna issjöar, vilka utbrett sig framför en vikande isrand och vilkas nivå ändrats allteftersom nya avloppsmöjligheter öppnat sig.

Den givna tolkningen av det aktuella området innebär alltså en dödisavsmältning utan urskiljbar riktning. En viss trend i avsmältningen kan dock utläsas på andra grunder. För det första kan man à priori anta, att isen smält bort först från områdets västra del. Denna del ligger nämligen närmare Atlantkusten än någon annan del av länet. En från havet vikande isrand måste därför ha nått de västra fjälltrakterna på ett – relativt sett – tidigt stadium. Vidare finner man i områdets norra del, dvs. vid Blåsjön–Lejpikvattnet, en tydlig anhopning av issjöbildningar i väster. De sedimentfyllda sidodalar, som ovan nämndes, saknas på sjöarnas östra sida. Spåren i form av terrasser kan dock följas ganska långt österut, även om de ofta saknas på de östra dalsidorna. Inom Frostviks-issjöns område är tendensen till sedimentanhopning i väster svagare. Stora sedimentmängder förekommer där även på östra dalsidorna, t. ex. upp mot Väktarmon. Emellertid innebär själva det faktum, att en betydande dämning i dalen

förekommit, en östlig trend i avsmältningsförloppet. Is, som varit tillräckligt kompakt för att utgöra områdets erosionsbas, måste ha funnits i Faxälvens dal nedströms Fågelsjön ännu då isen V därom började lösas upp. Vidare be- styrks den väst-östliga trenden av det faktum, att Limingens dal i Norge i ett tidigt skede var dämnd till en högre nivå. Då upplösningen av isen nådde Linn- vassälven, tappades det dämnda vattnet till Frostviks-issjön (se J. Lundqvist 1969, s. 157).

Den dämmande, kompakta isen i Faxälvens dal måste mot väster ha sträckt sig åtminstone till Storberget vid Fågelsjöns östra ände. Redan V därom upp- hör issjöbildningarna och den enda kända företeelse, som skulle kunna sättas i samband med Frostviks-issjöns tappning, är kalspolningen på detta berg (Ångeby 1947, s. 178). Även om läget i den trånga dalen där är gynnsamt för isdämning, är det knappast sannolikt, att en alltför obetydlig ispropp skulle kunnat orsaka en så betydande dämning av, låt vara endast mindre, öppna vatten, som Frostviks-issjön. I enlighet med de tankegångar som tillämpats tidi- gare i detta arbete måste man anta, att den dämmande isen haft en avsevärd utbredning och möjligen en viss, om än svag aktivitet. Denna eventuella akti- vitet kan i början ha orsakats av det lokala iscentret i trakten. Detta centrum täcker dock områden, som otvivelaktigt berörts av dämningen, varför det åt- minstone i dennas senare skede måste ha upphört att fungera. Då den tillhö- rande isrörelsen tolkats som yngre än den från NV kommande ännu vid läns- gränsen i område 8.5, måste slutsatsen bli, att den dämmande isen var helt död men tillräckligt vidsträckt för att åstadkomma uppdämning av marginal- sjöar. Den omständigheten kan bidra till att förklara varför inga vidsträckta, öppna issjöar utbildats i området. Tolkningen står i överensstämmelse med is- rörelserna så som de tidigare åskådliggjorts (fig. 1). En annan möjlighet före- ligger dock. I området O-NO om det, där dämningen skett, kommer i regel de yngsta räfflorna från NV. Enda undantaget är en lokal S om Norrsjö (område 8.5) där yngsta räfflor från SV förekommer. Dessa har tidigare kom- binerats med de yngsta SV-riktningarna i trakten NO om Munsfjället, efter- som de knappast kunde förklaras såsom förorsakade av de lokala topografiska förhållandena. Skäl kanske dock finns för en omtolkning av denna lokal, i vilket fall intet hinder föreligger för ett antagande av en ännu pågående, svag rörelse från NV à VNV inom den ismassa, som orsakade den aktuella däm- ningen. Då rörelsen upphörde och den dämmande isen löstes upp så som skildrats under 8.3, kunde de uppdämda vattnen snart bryta igenom isen och området i sin helhet dräneras den naturliga vägen genom Faxälvens dal. Denna händelse har av Lidén (1913) förmodats ha inträffat år -651 i hans skala, dvs. 6699 f. Kr. enligt Borell o. Offerbergs (1955) och E. Nilssons (1968) dateringar av denna skala.

Ett klarläggande av förhållandet mellan de isdämnda vattnen i områdets olika delbäcken skulle kunna ge upplysning om en eventuell nordlig trend i is-

avsmältningen jämsides med den ostliga. En sådan trend ter sig rimlig mot bakgrund av recessionens riktning över Hotagsfjällen (område 8.2 och 8.3). En utredning av issjöarnas inbördes relation har dock ej varit möjlig på grundval av nu föreliggande observationsmaterial och det ännu mycket bristfälliga kartunderlaget i berörda trakter. Ett visst belägg för en mot norr riktad avsmältning utgör dock de stora isälvsavlagringarna mellan L. Blåsjön, L. Väktarsjön och Jormsjöarna. Utbyggnaden av mäktiga deltan samt spolningsfenomen visar direkt, att den glaci-fluviala – av naturliga skäl starkt terrängberoende – dräneringen haft sitt lopp längs Blåsjöälven såväl före, under som efter Frostviks-issjöns existens. Avlagringarna visar genom sin mäktighet och utbredning upp till Blåsjön, att dennas bäcken måste varit åtminstone till större delen uppfyllt av is, då de deponerades. Därav kan slutas att med all sannolikhet Blå-issjöarna existerade ännu då Frostviks-issjön tömts.

Motsvarande indicier i området Lejpikvattnet–Ankarvattnet–St. Blåsjön saknas. Detta förhållande liksom de utbredda issjösedimenten kring Lejpikmon antyder en långtgående upplösning av isen uppströms Ankarede, medan ännu en dämmande is förelåg i Blåsjöns bäcken.

Kontentan av detta avsnitt blir alltså, att isen i område 8.4 sjunkit ihop som död is med klar väst-ostlig trend i upplösningen, dvs. bort från de fjäll, varifrån sista isrörelsen utgick. Den från de sydligare områdena kända nordliga trenden kan spåras upp mot Jorm men tycks därefter ha upphört.

8.5. Området mellan Faxälven och Saxälven

I detta område innefattas hela den del av Jämtland som ligger O om område 8.4 mellan N. Borgafjällen och Flåsjöns norra ände.

In emot det aktuella området smälte isen av från sydost med en mot norr allt mer riktninglös tendens och från väster med en väst-ostlig trend. Den NV-trend som gjorde sig gällande i östra delen av område 8.3 kan spåras norrut längs länsgränsen men upphör i regel österifrån, innan nämnvärd del av länet hunnit beröras därav. Ovan beskrevs hur den i Flåsjön upphörde i höjd med Alanäs. I Tåsödalen O därom vittnar tydliga skvalrännor om att isfronten haft formen av en lob, som smält av mot norr. Tendensen kan följas vidare upp längs Saxälvens dal till länsgränshörnet vid Korselbränna O om Norrsjö. Möjligen har den gjort sig gällande något längre norrut, men inga belägg finns för ett sådant antagande.

En antydning till uppdelning av isen i lober i de stora fjälldalarna, så som skett i de nordligare fjälltrakterna (se t. ex. Hoppe m. fl. 1959), utgör det faktum, att den yngre isrörelsen från NV endast tycks ha berört dalarna (J. Lundqvist 1969, s. 211). Rörelsen har emellertid stagnerat, innan en utbildning av egentliga dalglaciärer kommit till stånd. Isen har sedan smält ned som död is i hela den östra delen av det aktuella området. Om en sådan avsmältningsmekanik vittnar moränformer och sporadiskt förekommande slukåsar och slukrännor.

I samma riktning pekar även den glacialfluviala dräneringen. Denna har varit strikt beroende av terrängen. Även de subglacialt bildade åsarna följer dalstråkens lägsta partier. Endast på de högsta nivåerna, t. ex. över Stensjöfjällets kam, finns spår av en av terrängen oberoende dränering.

Spår av större issjöar saknas. Däremot har mindre dämningar förekommit, främst i området Svanssele–Norrsjö. Ett par av de större är markerade på pl. 2 och flera smärre tycks ha funnits. Dessa dämningar är riktningslöst orienterade och måste ha varit orsakade av lokalt kvardröjande isrester i den brutna terrängens sänkor. Frågan om issjöar i områdets norra och västra delar behandlas närmare nedan.

Den ostliga trenden i isrecessionen i norra delen av område 8.4 kan med viss osäkerhet spåras in i området 8.5. Svaga tecken finns på en lateral dränering längs istungor mot väster, t. ex. kring Brattlifjället–Flatfjället NO om Gäddede, men dessa spår kan lika väl vara subglacialt bildade i den naturliga dräneringsriktningen. Dock finns även likartade spår som går mot den naturliga dräneringen, t. ex. i Gemesvardo och Erseketjakks södra sida i Gransjöns dal, som kan utgöra ett sista avklingande av en isupplösning mot öster. Likartade erosionsspår finns också i döditerrängen i Gakkan ovanför Jougdaberget. Dödisen har varit mer kompakt i öster, varför dräneringen tvingats över passpunkten mot väster. Alla dessa västriktade spår ligger på hög nivå. Det är sannolikt, att avsmältningen skett mer riktningslöst och dräneringen länkats av subglacialt i den naturliga riktningen, då fjällen i större utsträckning börjat friläggas från is.

I Raukasjöarnas dal i norr märks den ostliga trenden tydligare. Genom isens upplösning i dalen har isdämda sjöar i dödismiljö, dvs. av samma typ som i delar av Frostviks-issjön eller i Storsjöbäcken, kunnat uppkomma. Sedimenten är visserligen ej särskilt utbredda men kan nå ansevärd mäktighet (fig. 35). Förhållandet visar klart, att Saxälvens dal måste varit fylld av kompaktare is längre nedströms, dvs. i Borgasjöns bäcken och möjligen upp till Sannaren. Här kan alltså den ostliga trenden spåras ända till länets östra gräns, vilket kan vara av intresse i jämförelse med förhållandena inom Ångermanälvens övre vattenområde utanför länsgränsen i norr (se vidare under 8.6).

Den nordliga trend i avsmältningen som märktes i Kvarnbergsvattnet–Jormsjöarnas dal (8.4) kan inte spåras om nämnda dal. Vissa tecken tyder i stället på en upplösning från norr mot söder. Dit hör de stora torrdalarna SO om Gubbeln (J. Lundqvist 1969, fig. 40), vilka tolkats som subglacialt (och sublateral) bildade. Dessa låter sig svårigen förklaras på annat sätt än att de bildats under randen av en is, som sträckt sig upp mot Gubbeln från det stora flackområdet S intill Fiskåfjäll. Smältvatten från denna is har nått fram till den sönderfallande iskanten invid ett isfritt parti och där sökt sig ned under den dämmande isen och åter i dämningens riktning (jfr förhållandena i Handölsdalen, område 5.1). Även en serie torrdalar över den sydöstra utlöparen av



Fig. 35. Odlingarna i Raukaselet är belägna på mäktiga men ej särskilt utbredda issjösediment. – Foto J. Lundqvist 1960.

Cultivated fields at Raukaselet are situated on thick ice-lake deposits.

Fiskåfjäll indicerar en hopsjunkning av isen mot SO. De uppträder nämligen på mot SO sjunkande nivåer. Genom sin riktning visar de dock, att isen var mäktigare i Jougdans dal NO om Fiskåfjäll än i Fiskåvattnens bassäng SO därom.

Kontentan blir alltså, att avsmältningen i den centrala delen av område 8.5 i detalj var ganska komplicerad. I stort får emellertid förhållandena anses indicera hopsjunkningen av en relativt flack, stagnerande ismassa. Denna var belägen i eller O intill zonen för den sista sammanhängande isdelaren över norra Jämtland. Av särskilt intresse är den ovan antydda SO-trenden i avsmältningen in mot det område, som dels berördes av den sista, lokala isrörelsen, dels utgjorde Frostviks-issjöns dämningssområde.

8.6. Fjällområdet i Jämtlands nordspets

Isavsmältningen i detta område är principiellt viktig men faller delvis utanför ramen för ett arbete om Jämtlands län (se vidare J. Lundqvist 1972). Som i det föregående framhållits utgjorde området centrum för den sista, svaga isrörelsen i området. Indicierna är visserligen svaga (J. Lundqvist 1969, s. 200) men stöds av samstämmigheten i uppfattningar från skilda håll (A. Högbom 1925, 1925 a, Svensson 1959). Detta lokala centrum kan uppfattas som en utliggare från det större centrum i det norska fjällområdet Kvigtind–Börgefjeld, varifrån en yngsta isrörelse över området 8.4 utgått. Då glaciationsgränsen

höjts och isytan i sin helhet sänkts har, i det skede då de båda låg nära varandra, den lokala stormorfologin fått en ökad betydelse och tidigare isdelarområden har lösts upp i skilda centra. Ett viktigt problem är då, på vilket sätt avsmältningen i ett sådant centrum skett. Från de sydligare områdena (1.6, 7.2 med omgivningar) har visats hur de av terrängformerna helt oberoende centra också utgjort deglaciationscentra, mot vilka isavsmältningen varit riktad. Från de norra fjälltrakterna är sedan gammalt bekant, att de högsta fjällmassiven utgjort de sista glaciationscentra, varemot ävenledes avsmältningen varit riktad i form av en övergång från allmän nedisning till en successivt krympande lokalglaciation (se t. ex. Gavelin 1906, Enquist 1918, Hoppe 1959). Det här aktuella området intar en mellanställning i förhållande till dessa båda avsmältningstyper, såväl geografiskt som principiellt. Ett visst terrängberoende föreligger således, men fjällen är icke tillräckligt höga för att någon egentlig lokalglaciation skall ha existerat.

Under 8.4 har visats hur isen S intill det aktuella fjällområdet sjunkit ihop som dödis. Någon trend mot norr, dvs. mot fjällen, märktes icke i avsmältningen. Snarare utgjorde issjösedimenten vid Lejpikvattnet ett indicium på en viss sydlig trend, i det att ett relativt stort område vid fjällens södra fot var isfritt, då dalen mot Ankarvattnet ännu var blockerad av is.

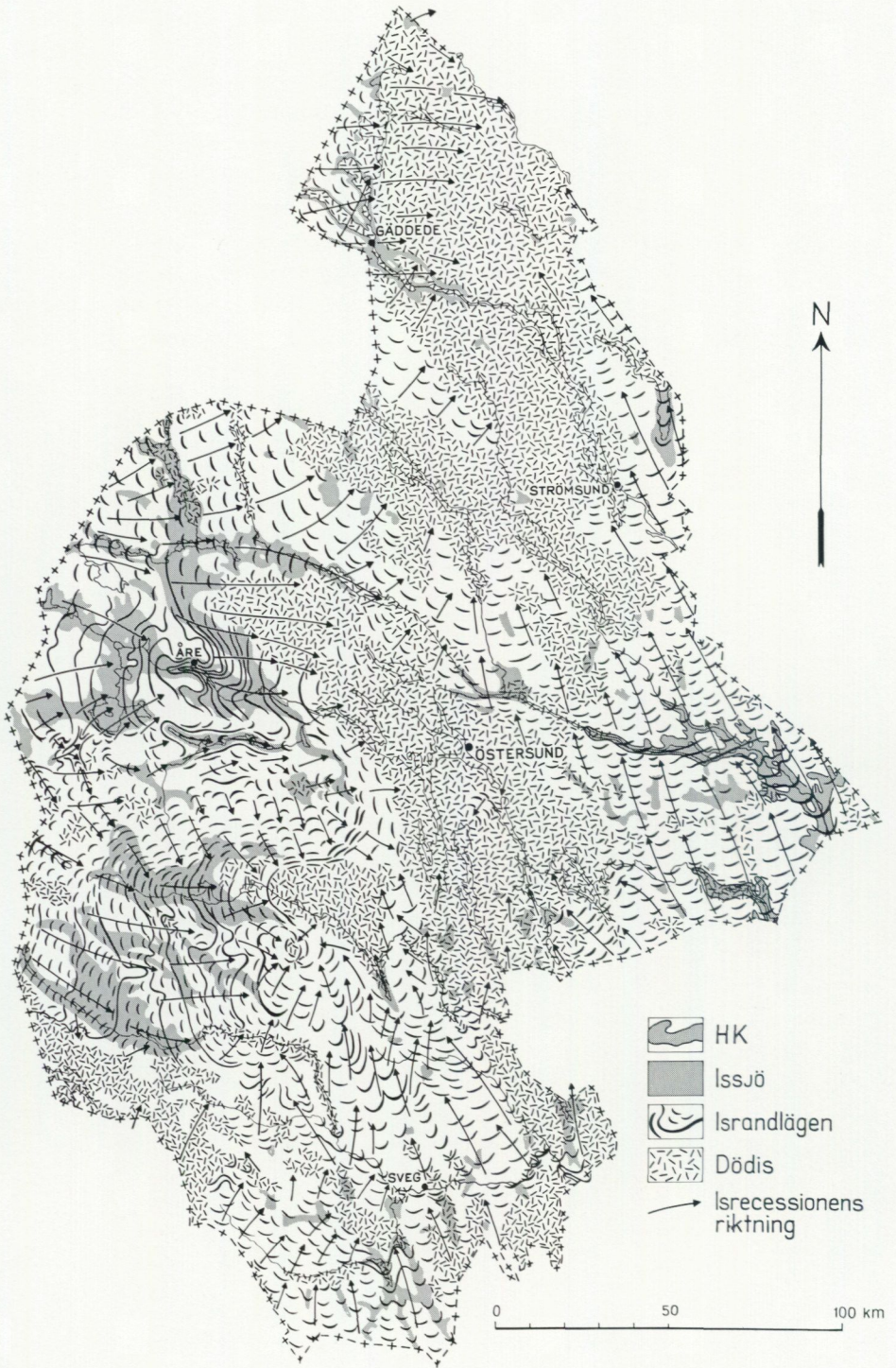
En analog trend i avsmältningen märks på norra sidan av fjällområdet. A. Högbom (1925, 1925 a) har påvisat, att issjöar existerat i Saxån-Stekenjokks och Ransaråns dal med Remdalen. Dessa sjöar var dämnda av is, som måste sjunkit ihop eller retirerat ned i Kultsjöns resp. St. Ransans bäcken. Även mot väster riktade skvalrännor i dalsidan S om Klimpfjäll visar en sådan isrecession. Spåren efter öppna issjöar förefaller dock att försvinna redan V om Klimpfjäll. Några ingående undersökningar i det avseendet har visserligen ej gjorts, men vad som nu är känt ger vid handen, att de nämnda issjöarna var av samma typ som issjöarna i Frostviken, Blåsjön etc. Det är alltså främst sidodalarna i fjällen, som intagits av öppet vatten. I övrigt har dalarna i Ångermanälvens översta vattenområde intagit av is, eventuellt med smala marginalsjöar.

Det aktuella fjällområdet ligger alltså inneslutet mellan två dalfören, vari isrecessionen riktats snarast bort ifrån detsamma. Tendensen uppe i det är ganska oklar. Vissa tecken tyder på en recession mot norr, vilket innebär att isen smält bort senare i Ångermanälvens dal än i Faxälvens och Saxälvens, ett förhållande som i och för sig ter sig naturligt. Starkaste indiciet härpå är det förhållandet, att Stekenjokk-issjön från Saxåns dal sträckt sig söderut in i Jämtland i dalen mellan Jadnemklampen och Gellvernokko (se pl. 2 och A. Högbom 1925, pl. 1). Avloppet tycks ha gått utmed isen norrut eller västerut in i Norge (A. Högbom 1925 a, s. 15). Spår av ett avlopp mot söder saknas, ehuru det är tydligt att dräneringen tidigare gått genom isen denna väg till Gaustjokks dal (J. Lundqvist 1969, s. 202).

Även på andra håll finns spår av dränering som övertvärat fjällryggen mot söder. Såväl i Jadenemklimpens sydöstra utlöpare som i Stekevare-Tjalingen utanför länsgränsen finns subglaciala och sublateral torrdalar, som tyder på en sådan. Genomgående gäller att dessa spår förekommer på höga, mot väster sjunkande nivåer. På lägre nivåer är motsvarande rännor riktade mot norr, t. ex. rakt nedanför de sydgående rännorna i Stekevare och i Doriesbako O om Slengajaureh. Uppe i fjällryggens centrala del och på dess södra sida saknas spår av nordgående dränering. Först på lägre nivåer på fjällens södra sida förekommer subglaciala rännor som, naturligt nog, är riktade ned mot söder. I Baima förekommer övertvärande torrdalar (sadelskåror), som anger strömriktning mot SV. På fjällets södra sida övergår de i skvalrännartade rännor, vilka visar att is låg kvar på lägre nivå på fjällets södra sida än på den norra.

Erkännas bör att betydligt noggrannare undersökningar än som nu varit möjliga erfordras för en lösning av det komplicerade problemet. Trots detta ger de ovan skisserade observationerna en ganska entydig bild av isavsmältningen i området. Som ett första stadium kan vi urskilja en allmän hopsjunkning av isen med en viss nordlig trend. Isrörelsen såväl som den obetydliga subglaciala dräneringen övertvärade då området mot söder. I Kultsjöns djupa dal sjönk isen ihop snabbare än uppe i fjällen, då ännu glaciationsgränsen låg i närheten av isytan. Den materialtillförsel som skedde uppe i fjällen var därvid tillräcklig för att utbilda ett separat, om än svagt glaciationscentrum i dessa fjäll, vilket kan urskiljas som ett stadium 2. Rörelsen och dräneringen riktades därvid en tid mot norr i närheten av länets nordspets. Emellertid stagnerade denna rörelse snart. Isen i fjällen blev därvid liggande som en dödis med en högre yta än den i t. ex. Saxån-Stekenjokks dal. Detta kan betecknas som stadium 3. Därefter smälte dödisen bort samtidigt med närliggande delar av dalisen i norr och söder. Fjällområdet kan i så måtto betraktas som en nunatak eller vik i isranden i förhållande till dalisarna. De senare var, särskilt i Ångermanälvens dalgång, tillräckligt vidsträckta och kompakta kring den sista huvudisdelaren för att ännu någon tid hålla issjöar dämnda inom älvens översta flodområde. Denna isdelarzon kan betraktas som en förlängning norrut av den zon inom område 8.5, mot vilken isavsmältningen där var riktad. Zonen torde skära Ångermanälven någonstans kring Kultsjöns östra del.

Det är att märka, att den här skisserade bilden ger en mer allmän tolkning än A. Högboms (1925 a, s. 15) av det anmärkningsvärda förhållandet mellan isrörelseriktning och recessionsriktning i Stekenjokkområdet. Förhållandet får betraktas som en övergång från den avsmältningstyp som förhärskade i länets södra delar till den som karakteriserade fjällkedjans nordligare del (J. Lundqvist 1972).



PRINCIPER FÖR DEGLACIATIONSFÖRLOPPET

SAMMANFATTNING AV LÄNETS REGIONALA ISAVSMÄLTNING

En kort sammanfattning av den ganska vidlyftiga redogörelsen i föregående kapitel ser ut som följer (se även fig. 36).

Isen avsmälte, då tillförseln av nytt material i dess centrala delar avtog. Allt eftersom glaciationsgränsen mot nedisningens slut höjdes, resulterade den minskade tillförseln av material i dels en allmän sänkning av isytan, dels en tillbakaryckning av isfronten. De båda faktorerna är självfallet förbundna med varandra så, att en sänkning av den sluttande isytan i sig själv resulterar i en tillbakagång av fronten. I den storkuperade Jämtlandsterrängen har konsekvenserna för isfrontens utformning och recession i detalj blivit mycket komplicerade. Bl. a. har i skyddade lägen, sänkor etc. dödisrester blivit kvarliggande utanför den egentliga fronten i enlighet med de principer som skisserats av t. ex. Ahlmann (1938). Det är emellertid icke denna i princip enkla avsmältning-mekanism som skall diskuteras i det följande, utan diskussionen avser det sammanhängande istäcket i sin helhet.

Recessionen av isfronten gick i stora drag dels från söder mot norr, dels från kusterna mot inlandet i närheten av den sista isdelarزونen. Som skildrats i kapitlet om isens rörelser utbildades vid istäckets uttunning skilda centra, varifrån mer eller mindre lokala isrörelser utgick. Mekaniken får anses vara den, att bortförseln av is mot fronten försiggick längs vissa banor, främst de stora dalstråken ut ifrån sista isdelarزونen. Isen tunnades därvid ut mera i dessa banor än över höjdområdena i och invid zonen. I vissa fall inträffade därvid, att isytan sänktes under glaciationsgränsen i t. ex. dalstråken, medan i angränsande områden den ännu låg ovanför densamma. En skärpning av isytans morfologi blev följden därav. Inom Jämtlands län, särskilt södra och mellersta delen, var dessa lokala centra icke strikt beroende av landskapets morfologi och höjdläge. Genom istäckets uttunning mot ytterområdena kunde sålunda även höjdområden vara helt frilagda från is, medan in mot isdelaren isrörelse-

Fig. 36. Sammanfattande bild av isavsmältningen i Jämtlands län. De små bågarna skall ge en schematisk bild av isens front över en kort sträcka. De kan icke sammanbindas till längre recessionslinjer annat än i några undantagsfall men ger sammantagna ett allmänt intryck av israndens förlopp och successiva förskjutning. Issjöbeteckningen markerar de ytor som totalt varit täckta av öppna, isdämda vatten men innebär inte att dessa ytor var överdämda i sin helhet vid något tillfälle. Pilarna anger trenden i istäckets upplösning i enlighet med vad som skildras i texten. Kråkspark anger riktningsslös dödisavsmältning där den ej övertväras av pilarna.

Summary of the deglaciation within the County of Jämtland. The small arcs are thought to give an idea of the ice front over a short distance. They cannot be combined to longer lines of ice recession except in a few cases, but together they give a general impression of the ice front and its recession. The ice-lake areas have not in all instances been contemporaneously covered by water in their entirety. The arrows show the trend of the wastage of the ice cover in accordance with the text. Dashed surfaces denote dead-ice deglaciation without a distinct trend of direction where they are not crossed by arrows.

centra kunde vara utbildade över lägre höjdområden. I länets nordligaste del märker man emellertid ett tilltagande beroende av landskapsformerna.

I länets södra delar retirerade isens fronter dels från Atlanten i väster, dels från Östersjökusten, dels mer allmänt från söder. Genom en omsvängning av den västerifrån vikande fronten blev stora ismassor lämnade kvar som dödis i de flacka, högt liggande sänkorna i isdelarområdet i länets sydvästra del. Det är alltså en kombination av de lägen, vari enligt Ahlmann (1938) dödis kunde uppkomma.

Under avsmältningen inom länets södra del tyder de flesta tecken på att isen i sin huvuddel ännu var aktiv (jfr Soyez 1971). Recessionen skedde i flera något olika riktningar, vilken fråga berörs närmare nedan. Där den ägde rum i medlut, uppdämades betydande öppna issjöar dels mot fjällen i väster, dels i mot norr dränerade dalar. Dödisrester i mer betydande omfattning dröjde kvar utanför den aktiva isen utom i sydväst även i länets sydöstra del.

I mellersta och södra Jämtland retirerade isfronter dels från väster, dels från sydost in mot de områden i Storsjöbäckenet och dess sydöstra gränstrakter, varifrån den sista isrörelsen utgick. Då den krympande isen inom detta sista isdelarområde tappade kontakten med den ännu aktiva isen i norr, stagnerade dess rörelse i sin helhet. Medan isen i området ännu var aktiv, kunde öppna issjöar dämmas upp dels i väster, dels mera lokalt i mot norr dränerade dalar O om isdelarzonen. De förstnämnda issjöarna tappades sedermera genom den stagnerande isen i isdelarområdet i Storsjöbäckenet.

I länets norra delar skedde recessionen dels från sydväst, dels från sydost in mot sista isdelarzonen eller trakterna närmast O därom. Allteftersom isen i denna zon blev smalare, stagnerade dess rörelse söderifrån och ren dödisavsmältning blev följd. De sista isrörelser som berörde området utgick från lokala centra i länets nordligaste del och V därom. Invid de i dalarna kvardröjande dödisarna uppdämades smala, men ibland vidsträckta marginalsjöar. Detta gäller hela området V om den sista sammanhängande isdelaren, oavsett om yngre, lokala isrörelser berört områdena ifråga.

I denna allmänna bild av utvecklingen och inom de mer i detalj skildrade förloppen låter sig vissa principiella drag av betydelse urskiljas. Vilka drag, som kan anses ha allmängiltig betydelse, är visserligen tveksamt och även principerna får i viss utsträckning anses tidigare kända, men det kan ändå finnas skäl att betona några punkter.

ISRECESSION MOT SKILDA CENTRA

I nedisningens slutskede, då avsmältningen ägde rum i fjällkedjans norra delar, var som ovan framhållits recessionen riktad in mot skilda centra i högfjällen, lokala glaciationscentra. Vad som avses med rubriken är emellertid inte denna avsmältningsmekanik utan en av aktiva centra mer oberoende uppdelning av istäcket. Några specialfall därav skildras närmare i det följande men först gäller

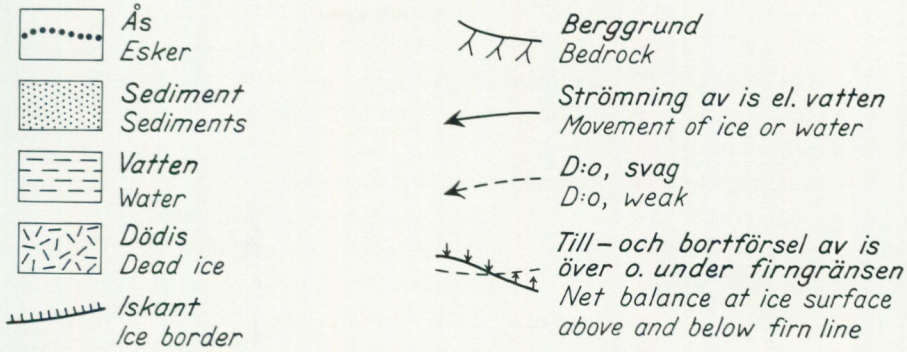


Fig. 37. Teckenförklaring till fig. 38-44.

Legend to Figs. 38-44.

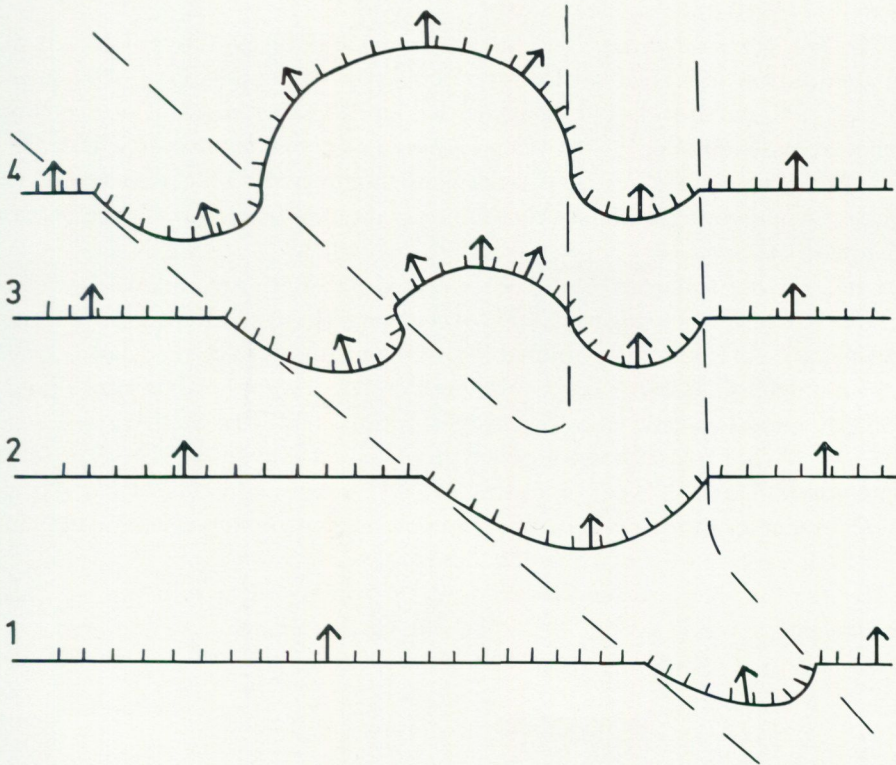


Fig. 38. Då en isfront retirerar över bruten terräng med morfologi i sned vinkel mot fronten kan en uppdelning av recessionen i olika komponenter uppkomma. Effekten kan förstärkas av förekomsten av olika rörelsecentra. Teckenförklaring se fig. 37.

When an ice front recedes across a broken country with a morphology at an oblique angle to the front, the recession can be divided into components. The effect can be increased by the occurrence of different centres of ice movement. Legend in Fig. 37.

det en allmän, till synes slumpartad differentiering av recessionen. Som exempel må främst framhållas förhållandena i länets södra del (områdena 1.7-9, 2.2-3 m. fl.). Man märker där en tydlig tendens till en viss differentiering, vilken åtminstone icke är direkt beroende av och riktad mot lokala centra. Förhållandet torde i viss mån framgå av fig. 11.

Differentieringen torde i stor utsträckning vara endast skenbar, eller i varje fall framträda överdriven i kartbilden. Den är i dessa fall orsakad av storbrutna landskapsformer. Då höjdområden friläggs först från isen, kommer den i dalar och sänkor längre kvardröjande isen att få en avsmältning som skenbart är riktad längs dalen. En avvikande recessionsriktning kan alltså vara ett uttryck för iskantens form snarare än av ett verkligt tillbakaryckande av denna (fig. 38). Genom förskjutningen av iskanten kommer de synliga spåren härav att successivt utsträckas över ett större område och därigenom ge ett överdrivet intryck av en allmän trend i avsmältningen – en trend som alltså har varit en reell fastän lokalt begränsad och sig successivt fortplantande företeelse.

I de fall, där istungorna i dalarna har haft karaktär av aktiva dalglaciärer, kan det dock vara befogat att fortfarande tala om en allmän, längs dalen gående trend i recessionen. Det är då att märka, att den gäller endast islobens front. I angränsande höjdområden blir den lokala trenden helt avvikande, vilket även gäller lobens sidor. Genom isens uttunnande kommer där självfallet den lokala recessionen att vara riktad mer eller mindre rakt mot dalen, dvs. vinkelrätt mot iskanten.

I de fall, där dalarnas islober haft kontakt med yngsta, lokala isrörelsecentra, har differentieringen i skilda recessionsriktningar kunnat få mer vittgående konsekvenser. Avsmältningen har länkats in i riktning mot dessa centra och effekten kan ha blivit bestående, även om centra upphört att vara i funktion. De områden, mot vilka recessionen riktats, har därigenom varit påverkade av de sista isrörelsecentra och skilda från det allmänna "recessionscentrum" i norr. Exempel utgör områdena kring Ljungans dal i Härjedalen, där isavsmältningen riktats mot olika områden i närheten av men ej sammanfallande med den yngsta isdelaren eller lokala isrörelsecentra.

Det skall medges att den här skildrade mekaniken ej är fullt klarlagd och kanske inte alltid så tydlig. Tydligare blir emellertid den differentierade avsmältningens effekt i de specialfall som skildras nedan.

RECESSION FRÅN SISTA ISDELAREN

En recession i riktning från den sista isdelaren ter sig i förstone som en orimlighet men är en logisk konsekvens av resonemanget i föregående avsnitt. Principen ligger f. ö. inbyggd i den äldre uppfattningen om isavsmältningsmekaniken, enligt vilken den sista isrörelsen utgick från fjällkedjan men trots detta stora issjöar ansågs ha varit dämnda O därom. Denna bild har visserligen nu

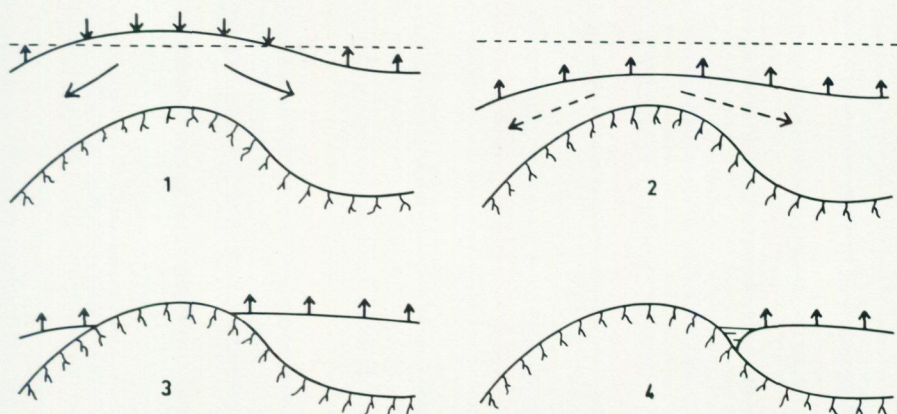


Fig. 39. Då istäcket genombryts av ett höjdområde, varifrån isrörelsen tidigare utgått, kan en recession bort från isdelaren uppkomma. Teckenförklaring se fig. 37.

When a highland, which has earlier served as glaciation centre, protrudes through the ice, recession from the ice divide can take place. Legend in Fig. 37.

korrigerats avsevärt och den nämnda principens betydelse starkt reducerats, men i viss mån kvarstår den dock. Den berördes t. ex. i det föregående under område 8.6 och antydde i resonemanget ovan.

Hur förloppet går till åskådliggörs i fig. 39. Man ser där hur istäcket till större delen genom ablationen tunnats ut och dess yta kommit att ligga under glaciationsgränsen, vilken här kan definieras som den nivå över vilken nettobalansen mellan ackumulation och ablation är positiv. Över ett höjdområde når emellertid ännu isytan över denna gräns och en uttransport av is sker därifrån. Området utgör alltså en isdelare eller isrörelsecentrum. Genom borttransporten i isen i kombination med glaciationsgränsens allmänna höjning vid nedisningens slut blir den nämnda balansen småningom negativ. Isen kan dock ännu någon tid av rent dynamiska (icke klimatiska) orsaker röra sig ut från centrum. Detta i kombination med ablationens allmänna tendens att utjämna isytan resulterar i att isytan sänks snabbare över det forna rörelsecentret än i omgivande trakter. Då det underliggande höjlandet börjar friläggas från isen som nunatakter, förstärks effekten. Mellan den sålunda frilagda högre terrängen och ännu kvardröjande is kan dämningar uppkomma. Det ligger emellertid i sakens natur, att dessa väsentligen får karaktär av smala randsjöar. Endast lokalt i särskilt gynnsamma lägen kan öppnare, djupa sjöar uppkomma.

Den is, mot vilken dessa vatten är dämnda, är alltså en död is. Även av denna orsak är det osannolikt, att mer vidsträckt issjöar skall ha hållits dämnda i områden med den aktuella avsmältningstypen. Då död isen sedermera upplöses, kan dock lokala dämningar uppkomma mellan dess olika partier.

Ett gott exempel på denna avsmältningmekanik är hela norra Jämtland.

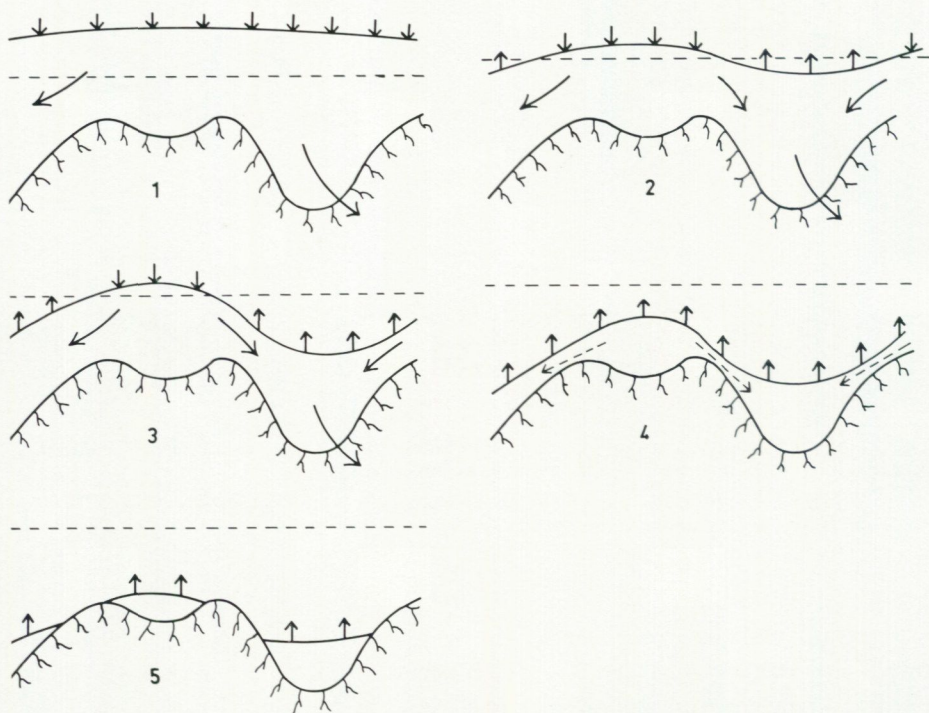


Fig. 40. Skiss över utvecklingen av dödis på skilda nivåer. Teckenförklaring se fig. 37.
 Sketch showing the development of dead-ice bodies at different levels. Legend in Fig. 37.

I någon mån kan även Storsjöområdet hänföras till denna typ ehuru i mindre utpräglad grad. Området kan snarast betecknas som en övergångstyp mellan denna och andra typer av avsmältningsmekanik.

SAMTIDIGA DÖDISAR PÅ SKILDA NIVÅER

Resonemanget ovan förutsätter en i stora drag jämn isyta, ur vilken höglanden friläggs som nunatakkområden. De sista isresterna är belägna i landskapets djupaste sänkor, medan de högre områdena i princip är fria från is. Undantag från regeln kan självfallet förekomma, t. ex. på grund av olikheter i exponering och ytmoränens mäktighet. Här avses emellertid den principiella fördelningen mellan isresterna med bortseende från dylika variationer. Av områdeskildringarna i det föregående torde ha framgått, att i vissa fall dödisar på olika nivåer kan ha dröjt kvar, t. ex. i Härjedalen (region 1 och 6). Någon synbar anledning att tillskriva denna differentierade avsmältning variationer i moränens mängd el. dyl. finns ej.

Orsakerna till differentieringen av denna typ får sannolikt sökas i isens aktivitet i området. I motsats till vad fallet var i nordligaste Jämtland, var isen i

Härjedalen med all sannolikhet förhållandevis aktiv ända in i avsmältningens slutskede. Man kan därför räkna med, att strömningsförhållandena i isen på det storbrutna underlaget resulterat i en relativt starkt kuperad isyta. De stora dalstråken i isens rörelseriktning har tjänat som "dräneringsvägar" för ismassan, varigenom isytan där kan ha sänkts till en lägre nivå än över angränsande högre terräng. En situation har därvid uppkommit, vid vilken isytan i dalarna sänkts under glaciationsgränsen, medan de intilliggande områdena ännu nått över denna. Detta förhållande har bidragit till att skärpa isens relief.

Under dylika förhållanden har förutsättningar skapats för att en ganska kuperad isyta skall ha förelegat, då isens rörelse avstannade helt, i de fall där aktiviteten inte bibehölls ända tills avsmältning skedde genom recessionen av en aktiv isfront. I och med att en stagnerande ismassa haft en så kuperad yta, har förutsättningar även förelegat för en isolering av dödisar på skilda nivåer (fig. 40). Skillnaden mellan denna avsmältningsmekanik och den avsmältning mot olika centra som skildrades ovan är givetvis inte skarp. Oftast torde en kombination av de båda effekterna ha förelegat, dvs. mellan terrängformernas inverkan på å ena sidan avsmältningen, å andra sidan isens rörelsemönster. Skillnaden ligger väsentligen i att den här aktuella principen fordrar en betydande aktivitet i isen i ett sent skede, medan den förut beskrivna differentieringen ger sig till känna även om aktiviteten varit ringa eller saknats.

RECESSIONENS UPPDELNING I KOMPONENTER

De ovan skildrade principerna innebär i viss mån i sig själva en uppdelning på olika recessionsriktningar. Här avses emellertid en princip som innebär, att den totala recessionen, dvs. förskjutningen av en verklig eller teoretiskt tänkt isfront, hela tiden sker i samma riktning, medan de i naturen synliga tecknen visar recession i en – kanske starkt – avvikande riktning.

Den aktuella principen illustreras av fig. 41. Därav syns hur en sammanhängande isfront retirerar i en riktning som snett övertvåras de stora terrängformerna. Då höjdområdena friläggs från isen blir denna uppdelad i lober i dalgångarna. Studerar man recessionen i varje enskild dal, skall man finna, att en islob retirerar längs dalen i en riktning, som ej överensstämmer med den allmänna recessionsriktningen. Enda sättet att bestämma den sistnämnda riktningen är att korrelera israndlägen i olika dalar. I praktiken ställer sig en sådan korrelation mer eller mindre omöjlig i de trakter det här är frågan om. Möjligheter till datering av enskilda israndlägen saknas t. v. och avsaknaden av varje form av randbildningar i höjderna gör en direkt uppföljning omöjlig. I vissa fall kan dock teoretiskt isdämda sjöar och därmed sammanhängande företeelser i olika dalgångar knytas samman och därmed ge en vägledning i frågan.

Ett gott exempel på den aktuella avsmältningsprincipen utgör fjällområdet Sylarna–Oviksfjällen, dvs. stora delar av region 5. Även norra Jämtland (om-

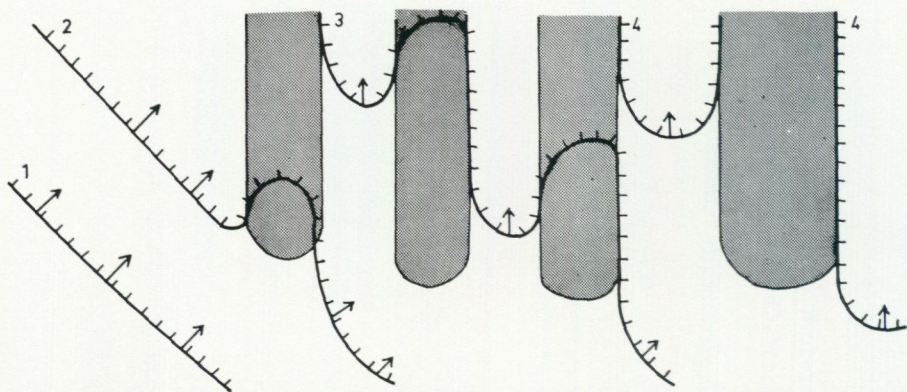


Fig. 41. Då isrecessionen delas upp i komponenter i en starkt bruten terräng, kan avsmältningen i ett mindre område lätt ge en felaktig bild av recessionens riktning. Rasterton markerar här höjder mellan djupa dalgångar.

When the ice recession is divided into components in a strongly broken country, the conditions in a limited area can easily give a wrong picture of the direction of the ice recession. The grey tone here denotes highlands between deep valleys.

rådena 8.4 och 8.5) kan anföras som exempel, ehuru den allmänna dödisavsmältningen där gör förhållandet mindre märkbart.

Denna form av isrecession utgör en illustration av den risk det innebär att behandla ett alltför litet område, då det gäller isavsmältningens mekanik. Risken blir särskilt stor i ett område av Jämtlands typ med starkt bruten terräng och små möjligheter till definition av längre israndlägen. I princip har dock fenomenet en mycket allmängiltigare tillämpning än som framgår av fig. 41.

DÖDISAVSNÖRNING FRÅN ISLOBER

Att dödis kan avsnöras från fronten av en is, istäcket i sin helhet eller mindre dalgglaciärer, är ett välkänt faktum. Anhopning av moränmaterial och sprickbildning är faktorer som bidrar till att göra randzonen mindre rörlig, varvid den aktiva fronten retirerar stegvis medan randzonen dröjer kvar som dödisar. Denna princip för dödisbildning är en av dem som definierades av Ahlmann (1938). Vissa topografiska lägen är särskilt gynnsamma för en dylik avsmältning.

Inom Jämtlands län och speciellt Härjedalsdelen därav har en dylik dödisavsnörning ofta skett efter ett speciellt mönster, som ej tycks vara allmänt beskrivet i litteraturen (se dock Bishop 1957). Avsnörningen har skett från änden av markerade islober i dalgångarna. Den yttersta delen av loben har avskilts som en enda sammanhängande dödiskropp (fig. 42), vilken uppenbarligen kunnat dröja kvar en icke obetydlig tid.

Den avsnörningsmekanik, som beskrevs av Bishop, gäller troligen även i

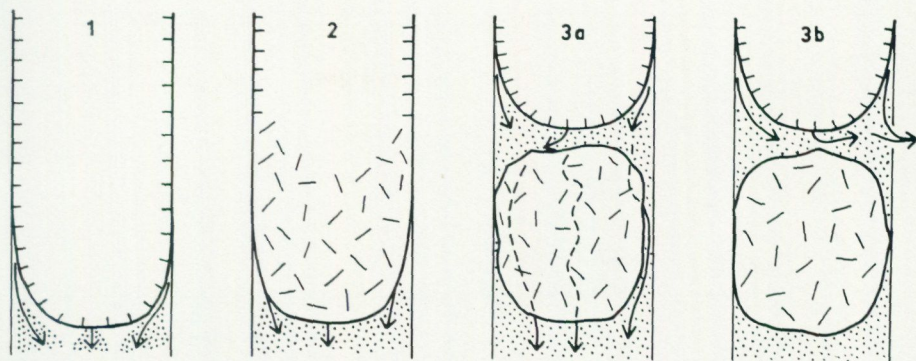


Fig. 42. Bildserien visar isoleringen av dödis från fronten av en islob vid två olika dräneringsmöjligheter. Teckenförklaring se fig. 37.

The isolation of dead ice from the front of an ice lobe at two different possibilities of drainage. Legend in Fig. 37.

Härjedalen. När den yttre delen av en islob eller dalglaciär genom ablationen tunnas ut, blir den allt mindre rörlig. Därtill bidrar den anhopning av ytmorän, som blir följden dels av ablationen, dels av den bakomliggande, mer rörliga isens frammatning av material. Rörelsen i ytterdelen avstannar därför helt. I gränsområdet mellan den stagnerande isen och den mer rörliga sker bristningar, varigenom den förstnämnda isoleras. Genom att såväl morän som kanske framför allt glacifluviala sediment anhopas på och omkring dödisblocken, kan dessa bevaras även efter det att fronten av den aktiva isen retirerat en avsevärd sträcka.

En bidragande orsak till dödisavskiljandet tycks i många fall ha varit dräneringsförhållandena i isen. Isens delning har skett där avloppsmöjligheter finns ut ifrån den dal i vilken isloben rör sig. Subglaciala, eventuellt också andra, isälvslopp har i dylika lägen luckrat upp isen, varvid även kompakta dödisblock har kunnat avsnöras. Exempel på denna variant av den aktuella principen utgör områdena kring Härjeåsjön och Orrmosjön.

Den här i korthet skildrade dödisavsnörningen från dalarnas islober är principiellt viktig. Genom sin regelbundenhet bestyrker den nämligen antagandet om att isen var aktiv under deglaciationen av berörda områden. En total dödisavsmältning kan knappast väntas ha resulterat i en så regelbunden, om en successivt fortgående process vittnande mekanik. Ett mer regellöst nedsmältande av större, talrikare och mer oregelbundna dödismassor hade varit den naturliga konsekvensen av en dödisavsmältning.

SAMTIDIG LATERAL OCH SUBGLACIAL DRÄNERING

Den företeelse som rubriken anger kanske kan tyckas strida mot vissa av de principer som tillämpats i resonemangen i det föregående. Där har sålunda hävdats, att en mer omfattande lateral dränering fordrar en viss aktivitet eller

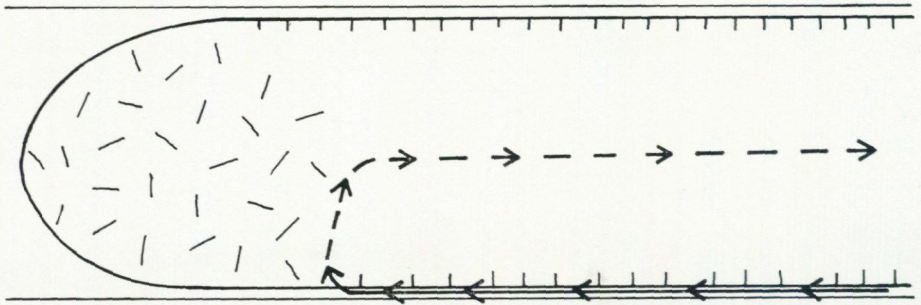


Fig. 43. Principskiss av lateral dränering som övergår i subglacial sådan riktad mot såväl isens rörelse som den laterala dräneringen. Teckenförklaring se fig. 37.

Sketch showing how lateral drainage passes into subglacial, in a direction against the ice movement as well as the lateral drainage. Legend in Fig. 37.

i varje fall ett visst mottryck i isen. Om sådana faktorer ej förelegat har dräneringen sökt sig ned i subglaciala banor. Emellertid sker givetvis även en subglacial dränering under en aktiv is, t. ex. i de normala isälvarnas banor, vars tillopp utgörs av slukhål ute i isen, slukrännor mellan isen och fastmarken etc. Andemeningen i resonemanget är alltså, att den laterala dräneringen fordrar ett visst mottryck, men en motsvarande tes beträffande den subglaciala dräneringen är icke tillämplig.

Den här aktuella principen om samtidiga dräneringsbanor illustreras av fig. 43. Innebörden är att dräneringen i vidsträckta laterala strömbanor icke alltid fortlöper ända ut till isfronten utan i stället småningom tar vägen ned genom branta, subglaciala banor. Isfronten får i detta fall uppfattas som fronten av en lob, vilket följer direkt av användningen av termen lateral.

Utloppen från de laterala banorna (slukhålen) kan självfallet leda ned till subglaciala banor i samma huvudriktning som de laterala, dvs. ut mot lobens front. Vad som i detta sammanhang avses är emellertid att strömriktningen vänds, så att de subglaciala strömmarna rinner fram parallellt med de laterala ehuru på lägre nivå och i princip i motsatt riktning. Det är alltså en dräneringsmekanik, som uppkommer där isen eller isloben rör sig i motlut. En issjö skulle i princip kunna uppkomma framför isen men ofta medför den subglaciala dräneringen i detta fall att inga mer betydande dämningar sker. En viss stagnation av de strömmar, som eventuellt rinner mot isfronten, sker givetvis och kan förorsaka sedimentation, men däremot är det osannolikt, att djupa issjöar skall ha kunnat bildas.

Var övergången från laterala till subglaciala banor sker är beroende av de lokala förhållandena i isen såsom sprickbildning, stagnation etc. Ett normalfall torde vara det som visas i fig. 43. Där antas en stagnation i islobens yttre del inträffa i enlighet med de principer som skisserats i det föregående och av t. ex. Ahlmann (1938). Då stagnationen sprider sig bakåt i isen sker en motsva-

rande förskjutning av isälvens bana. Den skisserade processen kan tänkas bidra till den avsnörning av dödisar, som beskrevs i föregående avsnitt. Något tydligt exempel därpå finns dock ej, varför det är sannolikt att förskjutningen av isälven sker stegvis, så att uppkomsten av en enda väldefinierad dödis förhindras.

Den aktuella dräneringsprincipen illustreras, som framgått av redogörelsen i det föregående, främst av Handölsdalen, och fler exempel finns. Principen är viktig, då den direkt motsäger principen om den isdirigerade dräneringen, vilken framlagts av Gjessing (1960, t. ex. s. 434). Därmed är givetvis inte sagt att inte även, i andra områden, den principen kan äga en viss giltighet. Till allmän regel får den dock ej upphöjas.

I det nämnda exemplet från Handölsdalen kan dräneringen följas direkt i form av sammanhängande lateralterrasser med strömbanor samt slukrännor, slukåsar och subglacialt bildade isälvsediment. I det fallet kan ingen tvekan råda om förloppet. Området ger emellertid också en antydning om en möjlig begränsning av principens giltighet. De subglaciala strömmarna måste självfallet någonstans ha ett utlopp från isen. Det är mindre sannolikt, att de kan ha fortsatt under ett verkligt isdelarområde, vilket ofta måste förutsättas om dräneringsmekaniken utbildats invid istäcket i dess helhet. Vid Handölsdalen föreligger emellertid förutsättningar för ett avlänkande av den subglaciala strömmen västerut mot passet vid Storlien, dvs. i huvudisens rörelseriktning. Har icke en sådan möjlighet till avlänkning funnits, har möjligen icke denna dräneringstyp kunnat utvecklas. I sådant fall har dräneringen fortsatt i oförändrad riktning subglacialt eller lateralt mot en isdämd sjö, vars avlopp bestämts av andra faktorer och gått t. ex. utmed iskanten eller extramarginalt bort från isen.

ISSJÖTYPER

De issjöar som skildrats i det föregående visar sinsemellan vissa principiella olikheter. En indelning av dem i ett antal olika huvudtyper har nyligen gjorts i annat sammanhang (J. Lundqvist 1972). En kort sammanfattning av dessa typer och deras betydelse är befogad i föreliggande sammanhang. Fig. 44 illustrerar de olika typerna.

1. Djupa, öppna issjöar med ringa sedimenttillförsel. Kännetecknande är spridda, mindre åsar och väl utbildade strandlinjer men endast tunna djupbotensediment. I de först frilagda delarna av sjön kan dock sedimenten vara rikligare, liksom även närmast den dämmande isen. Moräntäckta sediment och andra övergångsformer mellan issjösediment och morän förekommer där. (Jfr J. Lundqvist 1969, fig. 51.) Denna typ av issjöar måste ha dämmts framför en aktiv eller mycket vidsträckt is. En viss dränering från denna har självfallet gått i riktning mot issjön. Den huvudsakliga, sedimenttransporterande dräneringen i isen har dock följt andra banor, t. ex. mot angränsande issjöar.

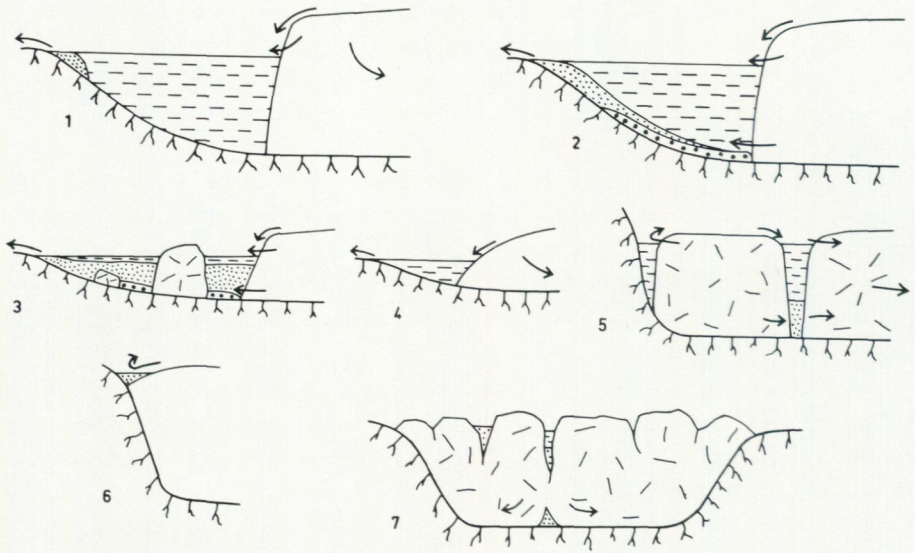


Fig. 44. De olika typerna av issjöar diskuterade här och av J. Lundqvist 1972. Teckenförklaring se fig. 37. Siffrorna hänvisar till texten.

The ice-lake types discussed here and by J. Lundqvist 1972. Legend in Fig. 37. The figures refer to the text.

Exempel på issjötyp 1 utgör flera av Ljungan- och Ljusnan-issjöarna.

2. Djupa, öppna issjöar med riklig sedimenttillförsel. Dessa sjöar skiljer sig från typ 1 endast genom att den huvudsakliga, sedimentförande dräneringen varit riktad mot dem. De kännetecknas följaktligen av stora åsar och mäktiga djupbottensediment. Strandlinjerna tycks ofta vara sämre utbildade än i förra fallet. Exempel utgör Centraljämtska issjön.

3. Små, grunda issjöar med riklig sedimenttillförsel. Denna typ kännetecknas av mäktiga djupbottensediment, ofta med dödismorfologi. Stora åsar är vanliga och strandlinjerna ofta tydligt utbildade. I vissa fall har issjön i sin helhet fyllts med sediment. Då täcks issjöns område av glaciälviala avlagringar vilande på finare sediment. Den dämmande isen måste varit aktiv, men från denna har dödisrester avsnörts och blivit inbäddade i sedimenten. Huvuddräneringen från isen har varit riktad ut mot issjön. Exempel utgör framför allt vissa av Lillhärddals-issjöarna. Bland sjöar av denna typ, som grundats upp helt, kan nämnas de vid Gröndalen och Ulvåtjärn.

4. Små, grunda issjöar med ringa sedimenttillförsel. Denna typ spåras endast som tunna, sporadiskt uppträdande djupbottensediment i terrängens svackor. Det ligger i sakens natur, att dylika issjöar är svåra att rekonstruera. Därför kan de inte heller anses utslagsgivande i frågor som gäller isens aktivitet. De kan förmodligen ha dämats både av dödisar och aktiv is. Någon nämnvärd

dränering kan självfallet inte ha varit riktad mot dem. Många exempel på hithörande issjöar förekommer i länet. På grund av deras ringa storlek och svårigheten att närmare definiera dem har de dock ej namngivits eller uttritats på issjökartor såsom pl. 2.

5. Djupa marginalsjöar. Hithörande isdämda sjöar kännetecknas av väl utbildade strandterrasser, som ofta är uppbyggda av morän eller blandjordar (J. Lundqvist 1969, s. 206). Djupbottensediment har ringa utbredning men kan lokalt nå stor mäktighet. Den dämmande isen torde ha utgjorts av vidsträckta stagnerande dödisar, vilka efter hand delats upp i skilda isblock. Någon nämnvärd dränering kan icke ha varit riktad från isen mot dessa marginalsjöar, men lokalt kan rinnande vatten från omgivande terräng ha byggt ut deltan. Övergångar till laterala bildningar kan förekomma. Exempel på denna issjötyp utgör Frostviks-issjön och issjöarna i sänkorna norr därom.

6. Grunda marginalsjöar och nunatakksjöar. Dessa issjöar har utgjort övergångsformer till laterala smältvattenströmmar, vilket förhållande präglar deras sediment. Talrika exempel på hithörande issjöar finns framför allt i sydöstra Jämtland (pl. 2).

7. Övergångsformer mellan dödissjöar och issjöar av typ 3. Ovan nämndes att de issjösediment, som avsatts i grunda sjöar under riklig sedimenttillförsel, ofta visar dödismorfologi. Genom ett ökande inflytande av kvardröjande dödissrester sker en gradvis övergång till ren dödismoränterräng. Övergångsformerna kännetecknas av kullar av issjösediment omväxlande med moränkullar. Kalixpinnmo är en vanlig jordart liksom ett moräntäcke på rena sediment. Exempel på denna övergångstyp är Målingen-issjön i länets sydöstra hörn.

Sammanfattning av isavsmältningens kronologi

En datering av det i det föregående skildrade isavsmältningsförloppet ställer sig ytterligt vanskelig. Största delen av länet ligger ovanför HK och varviga sediment lämpliga för lervarvskronologiska undersökningar har ringa utbredning. I sådan utsträckning att de skulle kunna utnyttjas för dylika ändamål förekommer de endast i Indalsälvens dalgång nedströms Stugun samt i Centraljämtska issjöns område. Övriga förekomster av varviga sediment är alltför obetydliga och spridda för att pålitliga konnektioner skall vara möjliga. Även om till synes godtagbara konnektioner kan göras, måste de av teoretiska skäl bli alltför osäkra för att kronologin skall anses säkerställd.

Under område 3.2 har frågan om kronologin i Indalsälvens dalgång berörts. Lervarvskronologiska undersökningar har utförts av Borell o. Offerberg (1955). Därvid daterades isrecessionen från länsgränsen S om Utanede till Dövikens till i runt tal -250 - -100 i De Geers (1940) tidsskala. Exakt daterade bottenvarv föreligger dock endast på några få lokaler på denna sträcka, varför de här angivna värdena är ytterligt ungefärliga - och f. ö. aldrig hävdade av de nämnda

författarna. Varvet ± 0 i De Geers tidsskala anses ha uppkommit, då iskanten stod någonstans i Stuguntrakten (se vidare diskussionen under område 3.2). Detta antagande torde få betraktas som i stort sett riktigt, oavsett hur man vill tolka varvets uppkomst och därmed förknippade händelseförlopp. Vad som är känt f. n. tillåter oss ej att dra mer bestämda slutsatser än att isrecessionen från länsgränsen i öster till Stugun skedde ungefär under tiden -250 - 0 enligt De Geers tidsskala, eller ungefär 7150-6900 f. Kr. enligt E. Nilssons (1968) senaste datering av denna.

I redogörelsen för de lervarvskronologiska undersökningarna i region 4 framhölls, att en datering av isrecessionen från riksgränsen vid Medstugan till samma period som den ovannämnda, ca 7150-6900 f. Kr., är möjlig. Dock tedde sig en annan datering mer sannolik, nämligen till ca 7300-6900 f. Kr. En närmare datering av förloppet V om Storsjöbäcken är f. n. icke möjlig.

Någon möjlighet till lervarvskronologisk datering även av förloppet i Faxälvens dal torde föreligga, trots att senglaciala varviga sediment lämpliga för dylika undersökningar inte förekommer inom länet. En datering av vissa händelser inom detta gjordes dock av Lidén (1913). Hans resultat har icke kontrollerats med nyare undersökningar utan citeras här utan ställningstagande till riktigheten.

Enligt Lidén (1913) måste den vikande isranden ha nått länsgränsen nedströms Stamsle mellan år -450 och -500 i hans tidsskala. Enligt Borell o. Offerbergs (1955) konnektion av denna med De Geers (1940) skala och E. Nilssons (1968) datering därav motsvarar den nämnda tiden ca 6900 à 6850 f. Kr. Frostviks-issjöns slutliga tappning, då dödisresterna i norra delen av Ströms Vattudal lösts upp, inträffade enligt Lidén år -651 (6699 f. Kr.). År -666 (6684 f. Kr) upphörde den glaciala dräneringen genom Faxälvens dal, vilket innebär att isfronten, i den mån det är berättigat att tala om en sådan, hade nått Sjutälvens dal och den glaciala dräneringen avlänkats mot Fjällsjöälven. Upplösningen av isen norrut i Fjällsjöälvens vattenområde inträffade år -704 (6646 f. Kr.). Kontentan av dessa data är, att isen i norra Jämtland upplöstes relativt snabbt, dvs. på ca 200 år. Detta resultat liksom de angivna dateringarna ter sig, oavsett hållbarheten i Lidéns konnektioner och resonemang, helt rimligt.

Rimligheten bekräftas av en jämförelse med Hörnstens (1964) och R. Bergströms (1968) lervarvskronologiska undersökningar i Ångermanland-Västerbotten, även om en fullt objektiv jämförelse erbjuder vissa svårigheter. Enligt Hörnsten (1964, fig. 6) sträcker sig 0-årsekvicessen, dvs. 6923 f. Kr., strax N om Ramsele-Junsele, vilken sträckning gör lokaliseringen av 6850-årsekvicessen till trakten av Stamsle sannolik, särskilt mot bakgrund av ekvicesernas vidare sträckning mot NO. Enligt Bergström (1968, fig. 13) löper ekvicessen 6923 strax N om Åmsele, medan omkring 6850 iskanten låg vid de innersta HK-vikarna N om Lycksele (Bergström 1968, s. 59). Ett nordligare israndläge i trakten av Pauträsk har daterats till 6780 f. Kr. (a.a., s. 50), vilket

ger god överensstämmelse med den ovannämnda dateringen till ca 6700 i Faxälvens dal.

Av ovanstående framgår att möjligheterna till datering av isavsmältningen i länet är begränsade. Bergströms arbete ger dock fingervisning om en möjlighet att exakt datera vissa bestämda tilldragelser i förloppet. Hans datering av israndläget vid Pauträsk grundar sig på en omläggning av den glaciala dräneringen, som kan knytas till ett bestämt läge av iskanten och som längre nedströms kan identifieras i de daterade varvserierna. Tillvägagångssättet är av stort principiellt intresse. Samma metodik bör nämligen kunna användas för datering av åtskilliga situationer i deglaciationsförloppet i Jämtlands län, t. ex. större issjötappningar och omläggningen av dräneringen mellan olika dalgångar. En förutsättning för dylika dateringar är emellertid en fullständig utredning av lervarvskronologin i områdena nedanför HK i angränsande trakter i öster, främst Ljungans och Ljunsans vattenområden. Beträffande Ljunsans dal gjordes dylika undersökningar av Gerard De Geer (1940), men dessa torde tarva en viss revision i likhet med vad som redan genomförts för andra områden. Ljungans dal är fortfarande nästan helt okänd i lervarvskronologiskt hänseende och förutsättningarna för sådana undersökningar är där mindre gynnsamma. Goda varvserier har dock kunnat uppmätas och förhoppningsvis skall småningom en kronologi kunna utarbetas för dalgången med dess sidodalar. Tills en dylik genomarbetning ägt rum måste emellertid ett försök till datering av de här aktuella företeelserna anstå. Ett försök i nuvarande läge kan icke förväntas ge ett meningsfullt resultat.

Ett försök till en kvalitativ korrelation mellan issjöarna V och O om isdelarzonerna har nyligen gjorts i annat sammanhang (J. Lundqvist 1972). Därvid kunde den slutsatsen dras, att de västra issjöarna i Härjedalen—södra Jämtland i princip var senare företeelser än motsvarande sjöar i söder—öster. Då någon datering av de östra sjöarna ännu ej är möjlig, kan man endast erhålla en ungefärlig uppfattning om tiden genom extrapolation av israndlägena från områdena under HK O om Härjedalen. Av dessa framgår att länets sydöstligaste del torde ha börjat friläggas från is ca 7100 f. Kr. [se G. Lundqvists (1961) karta, på vilken dock tidsangivelsen på linjerna måste korrigeras enligt t. ex. Hörnsten (1964)]. Isrecessionen över Härjedalen bör ha ägt rum ca 7100–7000 f. Kr., vilket enligt ovan innebär, att de härjedalska issjöarna existerade något efter 7000, dvs. samma tid som i det föregående uppgivits för Centraljämtska issjöns senare skede.

En teoretisk möjlighet att erhålla åtminstone en minimiålder på isavsmältningen i ett område ligger i datering av gamla organiska lämningar. Lämpliga sådana vore främst myrarnas bottenlager och kalfjällets subfossila tallstubbar. Åtskilliga C14-dateringar av sådant material har gjorts i samband med länskarteringen. Resultaten, som till större delen finns publicerade i länsbeskrivningen (J. Lundqvist 1969), visas sammanfattade i fig. 45. Av bilden

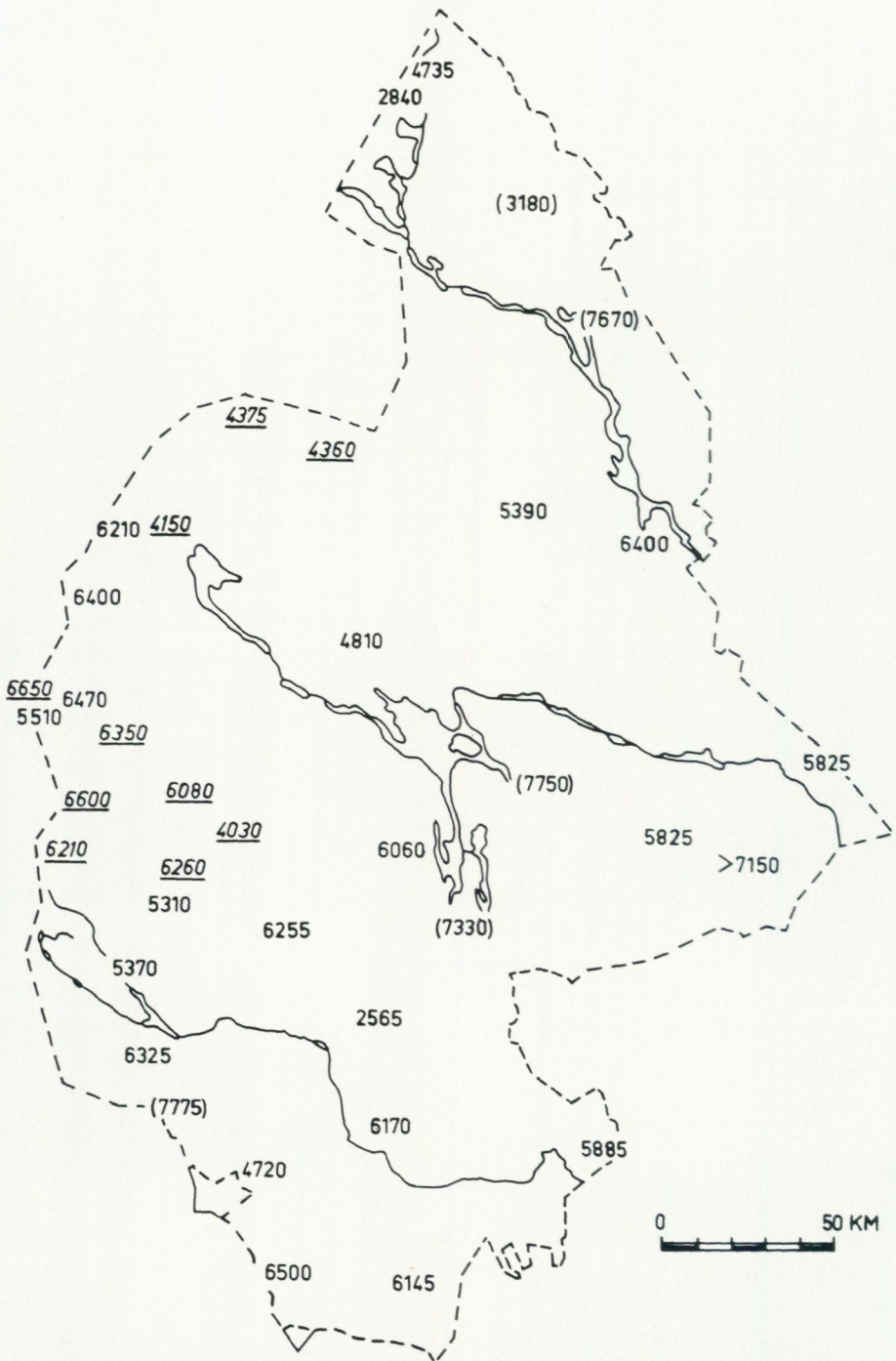


Fig. 45. C 14-dateringar av de äldsta tallstubbarna i fjällen (understrukna siffror) och myrarnas bottenlager. Parentes anger att åldern sannolikt är för hög till följd av inblandning av äldre organiskt material (grafitkol).

Radiocarbon dates of the oldest pine stumps above the timber line (underlined figures) and the bottom beds of bogs. Figures within brackets are probably too high because of contamination of old carbon.

framgår att resultatet icke är särskilt givande. Man lägger bl. a. märke till att åldrar, som vid jämförelse med i det föregående anförda data ter sig osannolika, uppträder i en zon genom länets centrala delar. Med all sannolikhet måste man bortse från dessa data, markerade med parenteser i bilden. Det antagandet bestyrks av dateringar från Hallviksmyren S om Strömsund. En datering av obehandlat material gav åldern ca 7900 f. Kr. Man kunde förmoda, att grafitkol t. ex. från traktens skiffrar ingick i myrens bottensediment och gav utslag i form av en alltför hög C14-ålder. Sedan ett prov behandlats så att dylikt kol avlägsnats, erhöles en ålder av ca 6400 f. Kr., således en korrektion på 1500 år. Det är troligt, om än ej verifierat, att en dylik korrigerings skulle kunna göras även av övriga höga åldrar i kambrosilurzonen. Samma kan tänkas vara fallet med den av Wenner (1968) uppgivna dateringen till 7150 f. Kr. av lager nära botten i en myr vid Hällesjö. Dateringen ligger dock så nära vad som kan anses möjligt med hänsyn tagen till metodens felgränser och andra osäkerhetsfaktorer samt osäkerheten i lervarvs-kronologin (härom se Wenner 1968 och Fromm 1970), att den mycket väl kan vara korrekt.

Övriga data beträffande torvlager i fig. 45 ter sig helt rimliga, vilket dock inte är någon garanti för att de är korrekta. Även i dessa fall skall möjligen en viss korrektion göras. Pålitligare är dateringarna av tallstubbar. Dessa antyder, att högväxt skog kunnat uppträda i de västra fjälltrakterna ett par århundraden efter det att dessa frilagts från isen, eller omkring 6700 f. Kr. Det är att märka att dateringarna är gjorda på tämligen stora stubbar och stockar, varför uppenbarligen skogväxten måste börjat tidigare än vid givna data.

Några ytterligare indikationer beträffande dateringen ger ej de organiska lämningarna. Anföras må endast att de antyder att klimatet måste ha varit förhållandevis milt, redan kort tid efter det att isavsmältningen i länets mellersta del inleddes. Detta resultat stämmer väl överens med den ganska snabba deglaciationen av länets norra delar.

Synpunkter på glaciationsgränsens förskjutning

I det förut nämnda arbetet (J. Lundqvist 1972) gavs vissa synpunkter på glaciationsgränsens läge och förskjutningar. Det kan vara lämpligt att i korthet referera de synpunkter därur som berör Jämtlands län i föreliggande sammanhang.

Definitionen av begreppet glaciationsgräns är icke så enkel och kan formuleras på något olika sätt. I detta sammanhang kan den emellertid enkelt anges som firngränsen eller den gräns, ovanför vilken isens tillväxt genom nederbörden överväger över ablationen. I realiteten ligger den dock något högre.

Denna gräns kan antas ha legat förhållandevis lågt, då Härjedalen började friläggas från is. Aktiviteten i isen ännu i det skede, då den istäckta zonen över landskapet blivit tämligen smal, tyder därpå. Med utgångspunkt från skvalrännornas allmänna lutning i området in emot det centrum, där de sista isresterna fanns, kunde glaciationsgränsen uppskattas till att ha legat någonstans omkring 1200–1300 m över nutida havsytan (=ca 1000 m över den dåtida). Denna nivå överensstämmer approximativt med den nivå, där de översta, strandlinjelika skvalrännorna uppträder. Enligt Mannerfelt (1945, s. 10) bildas skvalrännor endast nedanför firngränsen, varför överensstämmelsen är av en viss betydelse. Det sålunda funna värdet för glaciationsgränsen innebär, att denna låg i runt tal 1100 m lägre än i nutiden (se Østrem 1964, fig. 71) vid en tid, som enligt det föregående kan skattas till ca 7000 f. Kr. Det är att märka att detta gäller en miljö, som icke kan jämföras med den nutida i samma område, alltså en miljö präglad av betydande ismassor och vidsträckt isdämda sjöar.

Av skildringen av isavsmältningen och issjöutvecklingen i det föregående har framgått, att Centraljämtska issjön började utbildas före de västra härjedalska issjöarna och att den dämades av is som var aktiv. Vidare har framgått att Centraljämtska issjön ännu existerade, då Ljungan-issjöarna dränerades mot den samma. Den dämmande isen i Storsjöbäckenet var fortfarande svagt aktiv och utgick från ett lokalt centrum där. Följaktligen måste glaciationsgränsen över bäckenet ha legat på en höjd, som nära överensstämmer med den i Härjedalen. Då recessionen i Centraljämtska issjöns område fortskridit så långt, att sjön hade sin maximiutbredning, under vilken tid Ljungan-issjöarna dränerades dit, stagnerade den lokala isrörelsen från centret över Storsjöbäckenet. Detta betyder, att isytan sänkts under glaciationsgränsen eller alternativt att gränsen förskjutits upp över isytan. Något mått på isytans höjdläge går ej att erhålla, då höjder som når över denna yta saknas ute i Storsjöbäckenet. I Oviksfjällens östsidan V därom förekommer emellertid, som framgått av det föregående och av Mannerfelts (1945) arbete, talrika spår av dräneringen invid isytan utmed bäckenets västra sida. Dessa spår uppträder på nivåer från ca 1000 m ö. h. ned till 660 m. Med antagande av en rimlig gradient för isytan innebär värdena ett höjdläge av denna ute i bäckenet av samma storleksordning som i Härjedalen. Eftersom isen dröjde kvar längre i Storsjöområdet än i Härjedalen, kan det vara befogat att anta, att glaciationsgränsen över Storsjöbäckenet nådde ett läge av i runt tal 1300 m över nuvarande havsytan, innan isen helt försvann från bäckenet, dvs. omkring 6900 f. Kr.

Beträffande norra Jämtland drogs i det citerade arbetet (J. Lundqvist 1972) huvudsakligen på grundval av förhållandena N om länet den slutsatsen, att glaciationsgränsen vid tiden för isavsmältningen där (6700–6600 f. Kr.) höjdes över sitt nutida läge. Detta läge kan för nordligaste Jämtland anges till något över 1400 m ö. h. (Østrem 1964, fig. 69). Mot bakgrund av utbildandet av ett

lokalt isrörelsecentrum i fjällen kring länets nordspets, vilka når en höjd av 1200 à 1500 m ö. h., förefaller en dylik slutsats plausibel.

En jämförelse mellan de ovan antagna höjdvärdena för glaciationsgränsen och dennas nutida läge ger vid handen, att trots att värdena ej skiljer sig mycket för länets olika delar de innebär en betydande relativ förskjutning under isavsmältningens gång. I söder låg som nämnts den dåtida gränsen ännu ca 1100 m lägre än den nutida, medan i norr den dåtida låg något högre än den nutida. Det innebär en förskjutning av, försiktigt uttryckt, storleksordningen 1000 m under tidsavsnittet ca 7000–6600 f. Kr. Man får inte bortse från det faktum, att den dåtida situationen innebar en från nutidens helt avvikande miljö, som bör ha gynnat en förskjutning nedåt av glaciationsgränsen. Icke desto mindre kan förskjutningen, helt kvalitativt sett, uppfattas som ett uttryck för den klimatförbättring, som resulterade i den relativt snabba övergången från glaciala förhållanden till den postglaciala varmetiden.

Summary: Deglaciation of the County of Jämtland, Central Sweden

INTRODUCTION

The following text is based on observations that were made during the works for the map of the Quaternary deposits of the County of Jämtland (J. Lundqvist 1969). Many earlier works have been devoted to this problem but lack of good maps and the desolate character of parts of the area have made these works fragmentary and partly contradictory. Therefore it has been considered appropriate to publish the following discussion although the material has been collected during a reconnaissance work and very few detailed studies have been made. A lot of such studies will be necessary in the future to complete or revise the picture obtained here.

The text should preferably be read with the map mentioned as a guide for names, locations etc.

MORPHOLOGICAL FEATURES USED IN THE DISCUSSION

Mainly the following features have been used for the interpretation of the deglaciation process. The interpretation is to some extent based on the discussion by Mannerfelt (1945).

By active ice is understood an ice in which there is a horizontal pressure due to supply of new material, the slope conditions or the weight of the ice. The active ice is capable to keep large water bodies dammed. Dead ice is an ice lacking the horizontal pressure component. Water will find its way down to the bottom of the ice (Glen 1954) and large water bodies cannot be dammed up.

Moraine types

Hummocky moraine may be formed by dead-ice melting or subglacially by active or stagnant ice. In general its forms require dead-ice melting for their preservation (J. Lundqvist 1969 a). Consequently it is here treated as an indication of dead-ice conditions irrespective of its formation.

End moraines are scarce in the area under consideration. They are considered indications of an active ice front.

Glaciofluvial formations

The eskers, their types and courses, sometimes give information as to the mode of deglaciation. Lateral (kame) terraces are important in this respect because they show ice-border positions and indicate that there was some activity in the ice at their formation. Outwash (sandur) plains are also important features in this connection, especially for interpretation of the shifting of drainage courses.

Among the glaciofluvial erosion features the lateral drainage channels are important. They indicate approximate positions of the ice margin and some activity or at least counter-pressure in the ice. They were formed below the firn line. When the ice was completely stagnant they could not be formed but were replaced by subglacial chutes. Different types of overflow channels and col gullies give information about the slope of the ice surface and the drainage conditions. Also subglacial (tunnel) valleys and other types of dry valleys are of importance in this connection.

Ice-dammed lakes

Ice-dammed lakes (ice lakes) can theoretically have been formed everywhere where the ice receded from higher to lower ground. A condition necessary for their formation is that there was activity enough in the ice to keep the water dammed.

Positive indications of the former presence of ice lakes are deep-bottom sediments, true shore lines and subaquatic eskers. Indications against ice lakes, meaning that an area was filled by dead ice and not by large water bodies, are lateral terraces, dead-ice moraine, subglacial eskers, and so-called plateau clay (Westergård 1906), that is, clay formed between ice blocks on top of moraine hummocks and subglacial eskers.

THE YOUNGEST ICE MOVEMENTS

The youngest ice movements appear from Fig. 1. They mostly originated from a zone of ice divide east of the mountain range in the southern part of the area (Härjedalen) and along the eastern border of the range in the north. Between these two coherent ice divides there was a more local centre over the Storsjö basin from which a faint, radial, possibly only dynamic movement originated. When the coherent ice divides lost their function other local centres could give birth to faint, radial movements, for instance, in the Sånfjället area in the south, in the Munsfjället area in the north and in the mountains in the extreme north of the county.

PROGRESS OF DEGLACIATION IN DIFFERENT REGIONS

The regions and subregions discussed in the following appear from Fig. 2. For locals and definitions of morphological features discussed reference is made to J. Lundqvist (1969), especially the map.

1. Southern — eastern Härjedalen and Hogdal

The region is characterized by numerous traces of ice lakes, lateral drainage channels and similar features. Dead-ice moraine is almost lacking, except in the east.

1.1. The ice-lake area SE of Lillhärda

In this area the receding ice formed lobes in the valleys. In front of them a complicated series of ice lakes was dammed up (Fig. 4). In the lakes there was a rich sedimentation and large eskers were formed. Remaining ice blocks have caused some dead-ice morphology in the sediments. In some basins the outer parts of the ice lobes were isolated as huge dead-ice bodies.

1.2. The ice-lake area south of the upper course of the river Härjån

In this area the ice front was rather coherent at the beginning and receded northwards. In the west there was a certain easterly trend in the recession. Small ice lakes were dammed up in front of the ice (Fig. 5). Towards the valley of the river Härjån, extended in west-east, there was a trend in the glaciofluvial drainage to follow the valley subglacially. In this way the ice in the valley was broken to a mass of dead-ice remnants.

1.3. The area south of the river Ljusnan, downstream Härjån

East of the Lillhärda Ice Lakes the traces of open ice lakes disappear. In corresponding positions combinations of dead-ice bodies and local dammings existed. The ice re-

ceded northwards with a northwesterly trend that was more pronounced eastwards. The receding ice front must have been broken up by subglacial drainage but was nevertheless capable to force the extramarginal drainage into sublateral courses south of the valley (Fig. 6). Due to the large bend of the river Ljusnan the northwards receding ice caused some damming in the whole river valley in this area.

1.4. Hogdal east of the rivers Hoan-Ljusnan

The Hoan-Ljusnan valley reaches down almost to the highest coastline (about 240 m above sea-level). Below and just above this limit there was an estuary in the ice front in the valley. Northwards, the estuary was replaced by dead-ice masses remaining in the valley. The area around the valley was characterized by dead-ice melting but small ice lakes and marginal lakes around dead-ice bodies occurred. South of Lake Havern a large open ice lake was dammed up. Northwards it was replaced by lateral formations around an ice body that existed until the whole basin could be drained subglacially eastwards.

1.5. The area between the rivers Härjån and Lofsen

Within this area the ice receded mainly northwards, but with an easterly trend in the west and a northwesterly trend in the east. The ice was active and in front of it ice lakes were dammed up. The sublateral drainage formed numerous channels but there was also a considerable subglacial drainage (Fig. 7). In front of the receding ice dead-ice masses could be left behind in the valleys.

Towards the eastern part of the area the dead-ice melting became more important. Large outwash plains were formed in front of the receding ice, partly in connection with dead-ice masses. In the Lofsen basin in the north the movement in the ice stagnated completely (Fig. 8). There the ice wasted down as an enormous dead-ice lobe extending from the wide-spread dead-ice sheets in area 6.4.

1.6. The Ljusnan and Ränden valleys with surroundings

The deglaciation of this area has earlier been treated by Mannerfelt (1945), partly also discussed by Krigström (1960). Numerous lateral drainage channels and wide-spread outwash plains indicate that the ice receded northwestwards. It was active and formed lobes with well-defined fronts in the valleys. When these lobes were isolated behind deglaciated higher ground their movements ceased. The glaciofluvial drainage was partly lateral along the lobes, partly also subglacial. It could happen that the lateral drainage proceeded against the general slope of the ground and then either proglacially out from the ice or subglacially back under the lobe.

In front of the ice small marginal lakes could be dammed.

The last stage of the deglaciation in the Ljusnan valley was the down-wasting of dead-ice masses. The drainage proceeded along and below these masses, forming among others lateral outwash plains.

The last remnants of the ice in this area were situated in the Ljusnan valley in the north. West of them, the last stages of the Ljusnan Ice Lakes were dammed up and finally drained through the ice, thus breaking up its last remnants.

1.7. The Hoan valley with surroundings

In the main part of this area there was a trend towards the northwest in the recession. In the large valleys the rich glaciofluvial drainage caused a breaking up of the ice and a comparatively rapid recession. Therefore the movement in the ice east of them

ceased. For this reason and because of a general lowering of the ice surface east of the Klövsjö-Vemdalen mountains the northwesterly trend of the recession was gradually replaced by a more northeasterly.

The rapid deglaciation of the valleys proceeded to the Rätan basin (Fig. 10) where there was a halt in the recession. A large amount of sediments was deposited along and in front of the stagnant ice. The ice forced the drainage southwards for a considerable time before it took its natural way eastwards through the Ljungan valley.

1.8. The highland between the rivers Ljusnan, Veman and Hoan

In this area the ice receded northwards with formation of lobes in the valleys. In contrast to the Ljusnan valley in the west (1.6) these lobes were active, although there was an eastwards gradually increasing tendency of isolation of dead ice from the front.

The mountain ridge south of Vemdalen caused a partition of the ice front in two main parts. During the deglaciation it formed a nunatak area, which grew into a long bay of ice-free land in the ice front (Fig. 11). The ice surface on the eastern side of the ridge must have been on a somewhat higher level than on the western side, contrary to the conditions farther northwards (1.9). This can be considered an expression of the growing northeast-trend of the recession in area 1.7.

1.9. The Klövsjö mountains and the area around the upper tributaries of the river Veman

Well-developed traces of the glaciofluvial drainage, such as proglacial and lateral drainage channels and small outwash deposits, clearly indicate that the ice recession proceeded towards the Håsjö basin within this area from all directions (Fig. 12). The basin is situated between 700 and 1000 m above the present sea-level and it must be concluded that the ice movement there had ceased at the time of deglaciation. The fact that the trends in the recession were very clear indicates that the ice formed a dome over the basin, perhaps a former centre of movement.

Contemporary with the deglaciation of the Håsjö basin there was still thick ice farther northwards. Even the Ljungan valley (area 6.1) must have been occupied by ice masses at this time.

2. Southeastern Jämtland

The region has a rather thin cover of Quaternary deposits. Distinct morphological features are consequently not so well-developed. Nevertheless traces of marginal waters, transitions between marginal lakes and lateral streams, are numerous.

2.1. The Näkten valley and the area SSW of it

Numerous traces of small marginal waters on different levels indicate that the ice sheet began to break up at least as soon as the highest parts of the ground became free from ice. The ice must have been completely stagnant at this rather early stage. There is no distinct trend in the ice recession and wide open ice lakes did never form.

2.2. The area around Lake Revsundssjön

In the southern part of the area there is a certain northwesterly or northerly trend in the recession. Northwards the same dead-ice wasting as in area 2.1 became predominant. It began with the isolation of huge dead-ice masses from ice lobes retreating northwards, as for instance south of Lake Revsundssjön. During the trendless dead-ice melting, among others in the basins of Lakes Revsundssjön and Locknesjön, there was some lateral drainage and damming of marginal lakes around the dead-ice bodies.

2.3. The area around the river Gimån downstream Lake Revsundssjön

In this area the ice recession was clearly directed towards the north or northwest. Formation of lobes and ice lakes occurred in its southern part. Towards the north, isolation of dead-ice bodies, especially in lee-side positions, got a growing influence.

3. Eastern Jämtland

In this region a morphology determined by active ice predominates. Dead-ice morphology occurs only in local basins. Ice-dammed lakes have been common. Part of the region is situated below the highest coastline, which falls from about 260 m above present sea-level in the east to 215 m in the west, where it reaches the bottom of the Indal valley.

3.1. The area south of the river Indalsälven, east of Lake Ismundsjön

In this area the ice receded northwestwards. Ice lobes were formed in the valleys and in front of them ice lakes were dammed up. In the east they were open, but towards the west dead-ice masses in the ice-lake basins got a growing influence.

Also dead-ice bodies remaining outside the retreating ice front could dam up lakes, for instance the Håsjö Ice Lake (Fig. 15). A rough calculation based on the varve chronology in area 3.2 makes it probable that such ice bodies could remain for a time of the order of 80 years at a distance of 10–15 km outside the ice front.

3.2. The Indal valley downstream Lit

The ice recession in the valley has been studied with varve chronology by Caldenius (Carlzon 1913) and Borell & Offerberg (1955). From the border in the southeast to Stugun it took a time of 200–250 years. The ice may have formed a lobe in the southern part of the valley, but upstream Ammerån the ice front most probably was extended more in east–west, that is, subparallel with the valley.

In the region of Lit the margin of a dead-ice body left behind caused the damming of the so-called Lit Ice Lake. As mentioned above, other ice-dammed lakes were formed along the southern side of the valley.

A thick drainage varve in the sediments in the valley was used by De Geer (1940) as reference varve (the zero varve) in his time scale. He claimed that it was formed at the final draining of the Ice Lake of Central Jämtland. The lack of erosion features together with the thickness of the varve (Fig. 16) makes it more probable that it derives from the draining of the Lit Ice Lake. According to Sundborg (1964) it corresponds to a discharge of the order 6000–10 000 cub. m/sec. This corresponds to a draining of the Lit Ice Lake lasting about 24 hours, while a draining of the Ice Lake of Central Jämtland would give a discharge about 10–100 times greater, or lasting a correspondingly longer time.

3.3. Eastern Jämtland northeast of the river Indalsälven

Within this area there was a general recession towards the northwest. Small ice lakes were dammed up in front of the ice and dead-ice bodies could be isolated in basins. Westwards the influence of the dead ice predominated over that of the ice lakes. Also in the north there was a tendency of the lakes to be replaced by dead ice.

4. The region of the Ice Lake of Central Jämtland

This region is characterized by numerous traces of ice-dammed lakes. The ice damming them must have been thick and slightly active, forming lobes in the valleys towards the ice lakes. Important studies of the ice lakes have been made by, especially, G. Andersson (1897), A. G. Högbom (1892, 1894, 1897, 1910) and G. Frödin (1913).

Varve chronology

A number of varve series from the basin of the Ice Lake of Central Jämtland have been measured, mainly in cores obtained with a thin-foil sampler. Many complications, such as disturbances of quick-clay type, slidings and drainage "varves", make the measurement and connection of the varve series difficult. The most probable correlations are shown in Plate 3.

The connections indicate that the ice recession from the Norwegian border to Mörsil lasted 210 years. The recession rate changed from about 500 m/year in the west to 120 m/year in the Duved region and 300 m/year in the east. Stagnations occurred on some occasions.

The drainage "varve" 203 could be correlated with De Geer's zero varve in the Indal valley, although for theoretical reasons such a connection must be very uncertain. If this is correct, it means that the recession through the Ice Lake of Central Jämtland occurred within the period 7150–6900 B.C. However, there are about 200 thin varves above the ones shown in Plate 3. It is not clear if they are annual varves, but if this is the case, and if we accept De Geer's (1940) idea that the zero varve (=6923 B.C. according to E. Nilsson 1968) corresponds to the final draining of the ice lake, the data mentioned must be corrected. Then the ice lake and the recession across it occurred in 7300–6923 B.C. The figures seem reasonable, because they imply a recession rate of 100–120 m/year from the Ra line at Trondheim to the Swedish border.

In any case all similar discussions must be rather speculative at the present stage of knowledge. They just indicate some possibilities that can be considered more or less plausible.

4.1. The area around the rivers Indalsälven–Medstuguån

When the ice front receding eastwards from the Atlantic reached the Swedish border the high mountains around this area began to protrude over the ice. Marginal dammings occurred. They developed into the first stages of the Ice Lake of Central Jämtland.

The ice front that receded across this ice lake has been roughly reconstructed as is shown in Fig. 18. From the beginning it showed some lobate form, although large estuaries may have occurred around glaciofluvial river mouths. Eastwards, the lobe character increased through the deglaciation of the surrounding mountains.

During the recession eastwards new outlets of the large ice lake were opened. The lake was lowered in steps until an open connection with the ice lake in the Kall basin (4.2) was formed. This process has not been sufficiently clarified. Possibly there was first a subglacial connection.

As was pointed out above, great problems are connected with the drainage varves. The thick varve 203 could, as mentioned above, be correlated with De Geer's zero varve. Another possibility is that it can be connected to the draining of the Ljungan Ice Lake (6.1) to the Ice Lake of Central Jämtland. It should not be left out of question that there is a direct correlation between several of the possible processes, one of them initiating another.

4.2. The area around the lakes Anjan–Juvuln–Kallsjön

The ice recession in this area began as in area 4.1, that is, with formation of marginal lakes. They developed into the Kall Ice Lake, which later on combined with the ice lake in area 4.1 and can be considered one stage of the Ice Lake of Central Jämtland.

The receding ice front had a lobate form in the west. Eastwards it was more straight and its extension changed as is shown in Fig. 18. In front of the turning ice margin dead-ice masses were left behind in the basins in the eastern part of the area. Also in the highlands the turning caused stagnation of the ice movement. Thus we have a transition there to the dead-ice conditions predominating east of the area.

4.3. The area between the mountains Oldfjällen and the Norwegian border west of them

In this region an active ice front receded eastwards under formation of lobes in the valleys in the mountains. In front of the ice large dead-ice masses remained in the deep valleys at more or less right angles to the last ice movement. This was the case above all in the Torröjen and Mjölkvattnet valleys. Marginal dammings could arise around these ice masses, especially in the Torröjen valley. Possibly open ice lakes existed in its northern parts. Before the whole valleys were free from ice the ice was broken up enough to allow free drainage southwards to the Ice Lake of Central Jämtland. After the deglaciation of the Torröjen valley this ice lake could extend into it.

4.4. The area between Lakes Kallsjön and Landösjön

In the Långan valley the ice receded as an active lobe eastwards to the Landö basin. In front of the ice, the Ice Lake of Central Jämtland extended until it was lowered below the pass level between Långan and the Kallsjön–Juvuln depression. A smaller ice lake was then isolated east of the water divide.

The movement of the ice stagnated when the front reached the Landö basin. Thereafter the ice melted down as dead ice in the basin as a consequence partly of isolation in the deep basin, partly of a changed direction of recession from west-east to southwest-northeast.

Between this ice front receding northeastwards and the front that receded south-eastwards in the eastern part of area 4.1 (Fig. 22) stagnating ice masses were left behind in the highlands southwest of the Långan valley.

5. The northern part of the highland from the mountains Oviksfjällen to the Norwegian border

The region is characterized by moraine morphology determined by dead ice as well as active ice. Traces of the glaciofluvial activity are numerous. Along the northern rim of the highland there are marginal formations of different types. Local glaciers occur in the highest mountains.

Some parts of the region have been thoroughly studied by Mannerfelt (1945) and Karin Eriksson (1971).

5.1. The rim of the highland between the Norwegian border and Rekdalen

North of this area an ice lobe receded eastwards in the basin of the Ice Lake of Central Jämtland. From the rim of the highland another ice front receded southwards across the water divide between the rivers Indalsälven and Ljungan. Along the rim a gap was successively developed in which marginal features were formed and sedi-

mentation occurred (Figs. 23–25). The most important deposits were built up against the lowland ice by material derived from the mountain ice.

This partition of the ice margin proceeded from the Norwegian border to the eastern part of the area. There it was displaced southwards to the rim of the highest mountains. In the Vålådalen basin between them and the highland closest to the Indalsälven valley an ice-lake system was dammed up and drained northwestwards through the Rekdalen valley to the Ice Lake of Central Jämtland (Fig. 18).

The conditions in the Handöl valley are important. There the drainage from the lowland ice was directed against the slope of the land surface (Fig. 23). In the region where the partition took place the drainage found its way down to the bottom of the ice and then subglacially back along the slope of the land surface.

5.2. The Häckren valley and the mountains south of it

The partition of the ice sheet along the mountain rim proceeded from area 5.1 eastwards south of the Ottsjön–Häckren valley. Along the rim a series of small dammings and a considerable glaciofluvial drainage occurred (K. Eriksson 1914). To some extent material also was supplied from the ice receding southwards across the mountains. The partition can be traced to the mountains Oviksfjällen, where ice-dammed lakes developed in the gap. Here the partition could be considered a lowering of the ice surface around the mountain massif as was described by Mannerfelt (1945).

In the gap between the two ice fronts ice lakes were formed in the Vålå valley. They were drained northeastwards through the Rekdalen valley (5.1). During the thinning of the ice in the Häckren valley lower stages of the Vålå Ice Lakes developed as described by Karin Eriksson (1971). These lower stages were drained northwards to the Ice Lake of Central Jämtland. A delta at the mouth of the spillway may be taken as an indication that dead ice remained in the Åre valley long after a subglacial connection between the parts of the Ice Lake of Central Jämtland in the Åre and Kallsjön valleys had been opened.

5.3. The highland around the upper Ljungan river

The deglaciation of this area has been studied by Mannerfelt (1945). From numerous lateral phenomena and a well-developed moraine morphology it is clear that the ice receded southwards as active lobes in the valleys through the highland. A west-easterly trend of the deglaciation caused a disappearance of these lobes from west to east. In front of the active lobes dead ice could be isolated in protected positions and generally depending on the land forms. The wastage of such ice masses could result in locally very different directions of the ice recession.

6. Western and northern Härjedalen

The region is characterized by numerous well-developed traces of ice lakes. The bad quality of the topographic maps available still makes studies of these lakes difficult and the results presented below should therefore be considered preliminary.

Dead-ice moraine is wide-spread in the southwest and northeast. In other areas these forms only occur in isolated positions while most of the moraine is indifferent or determined by active ice.

6.1. The area of the Ljungan Ice Lakes

When an active ice front receded southwards from area 5.3 down into the Ljungan valley an open ice lake was formed in the valley (Öster 1932). The outlets from the

ice lake were first directed westwards to the Atlantic coast. When the ice in the valley later receded eastwards as a lobe, new spillways were opened southwards to the Ljusnan valley and, later, northeastwards to the Ice Lake of Central Jämtland. The correlation between different spillways and ice-lake levels allow us to reconstruct an approximate ice margin shown in Fig. 36.

The western and southern parts of the Ljungan Ice Lakes were open, while in the north probably large dead-ice sheets remained in the shallow lake. Another ice body was isolated in the Håsjö basin south of the Ljungan valley as was mentioned from area 1.9 (Fig. 12).

6.2. The area around Ljungan between the Ljungan Ice Lakes and Åsarna

The traces of the ice recession in this area are very weak and difficult to interpret. Most probably the ice receded into the area both from the west, east and south. Within the area there has been some northerly trend in the deglaciation. By the compact ice down in the Ljungan valley between Åsarna and Klövsjö the water from the Ljungan Ice Lake, at its final draining, was probably for some time forced southwards through the Klövsjö valley towards the large outwash plains in area 1.7.

6.3. The Ljusnan valley and its northern tributary valleys

When the ice front receded towards the east or southeast in the western part of the area a very complicated ice-lake system could develop. Its outlines were investigated by Frödin (1925). The process is best elucidated by the sketch map 29 and the diagram 30. Some features in the map need further comments.

The ice front first reaching the area from the Atlantic coast was extended in northeast-southwest. Through a comparatively rapid breaking up of the ice in the ice lakes the extension of the front was changed to a more northwest-southeasterly direction and the isolation of a large ice sheet in the south (area 6.4). In this way a change to the more northerly recession of an east-westerly ice front known from area 1.6 could take place.

Together with this recession a more west-easterly and north-southerly recession from area 6.1 took place. The effect was a shrinking ice body in the eastern part of area 6.3. Although small, this ice was capable of damming large open ice lakes which indicates that the glaciation limit was low and the ice at least slightly active. The activity in the ice in combination with a very broken land surface resulted in an undulating ice surface and, later, isolation of dead-ice bodies in the heights as well as in the depressions.

6.4. The dead-ice region of western Härjedalen

Towards this area the ice receded from the southwest, as is clear from the adjacent County of Kopparberg (Mannerfelt 1938, G. Lundqvist 1951; cf. also Soyez 1971). A strong tendency of formation of dead-ice is noted there in the north. Also in areas 1.5 and 1.6 an increasing tendency of dead-ice formation was noted towards the northwest. The combination of this tendency and the effect of the partition of the ice sheet at the western Ljusnan Ice Lakes in area 6.3 (Fig. 29) resulted in the isolation of a very extensive dead-ice sheet in area 6.4. Well-developed dead-ice moraine, among others in the well-known Rogen area (J. Lundqvist 1969 a), was formed. Marginal lakes could occur but they were insignificant.

7. The Storsjö region

The region is characterized by dead-ice morphology, subglacial eskers and scattered occurrences of plateau clay and beaches. It was earlier supposed that the Ice Lake of Central Jämtland covered most of the region (Andersson 1897, Frödin 1913, 1954). The last ice movement was directed radially out from the region (Fig. 1).

7.1. The valley between Lakes Storsjön and Rätanssjön

The tendency of recession northwards from area 1.7 can be traced to the northern part of area 7.1. The isolation of dead-ice bodies in the depressions, which characterized area 2.1, became predominant. Thus ice-bodies were isolated in the valley. Around them marginal lakes and streams could occur. Especially from the ice receding northwestwards in area 6.2 sediments were supplied and deposited against or within these dead-ice masses. The amount of sediments is large in the south but north of the river Ljungan it decreases. Evidently much material was supplied by the outlet from the Ljungan Ice Lakes when it was gradually moved northwards in front of the ice in area 6.2.

7.2. The Storsjö basin

The moraine morphology and scattered lateral and extramarginal phenomena clearly indicate that the ice disappeared from the Storsjö basin as a dead-ice body. In the north there was a slight tendency of recession northwards with isolation of dead-ice bodies in the depressions, but in the main part of the area the breaking up of the ice was completely irregular. The isolation of this large dead-ice sheet is the combined effect of several factors: It can be considered a special case of the isolation in depressions characteristic for the adjacent areas in the north. The recession northwards east of the area also contributed, as well as the fact that the basin formed a separate centre of ice movement.

The traces of open ice lakes in the basin are insignificant except the well-developed beaches on the Island of Frösön and adjacent slopes. Most of the so-called shore marks that have been used in the literature (e.g. by Frödin 1954) as proofs of open ice lakes are indifferent steps in the landscape, such as are common in all regions with flat-lying sedimentary rocks. Indisputable shore marks also occur but they give a more confuse picture than the "marks" hitherto published. Together they give a picture of dead ice which is broken up with formation of small marginal and nunatak lakes, that is, the same development as characterized area 2.2. Around the Island of Frösön the broken country made the ice break up quicker. Somewhat larger marginal lakes could be formed. The drainage of the Ice Lake of Central Jämtland took place through this broken ice which resulted in larger erosion phenomena. As a consequence of this drainage the ice was broken up and the area could be almost completely drained eastwards before more extensive ice lakes could be dammed. However, with continued melting of the ice the possibilities of developing of local ice-damings increased. Therefore the shore marks are more common at lower levels. Possibly, also dammings by other agents than the ice, perhaps moraine deposits, had some importance in this final stage.

8. Northern Jämtland

This region is characterized by wide-spread dead-ice morphology. In the outer parts glaciofluvial deposits of subglacial and extramarginal types are extensive but northwards such deposits become rare. Traces of ice-dammed lakes occur in the outer parts, and also in the north, but there they are of different types indicating marginal lakes, mainly.

8.1. The area Landösjön-Lit-Strömsund

When the ice covered the whole area but was thinning out it had some activity shown by drumlin morphology on higher ground and the directions of subglacial eskers. Later on, the movements ceased in the whole area which is shown by the disappearance downwards of the drumlins. The ice wasted down through ablation, only. In spite of this there has been a tendency of recession from south to north which is demonstrated by the deposition of extramarginal sediments from the north against remaining ice bodies in the south. Within the northerly recession there was a northeasterly trend in the west and a northwesterly trend in the east. The ice thus retreated towards the position of the last coherent ice divide.

Open ice lakes were formed in some areas. In general they were small marginal lakes without distinct orientation.

8.2. The area of the Hotagen Ice Lakes

Towards this area the ice receded with an active front from areas 4.3 and 4.4. This recession proceeded eastwards with a very distinct turning northeastwards in the east. This turning was favourable for isolation of dead-ice bodies in the valleys especially in the south.

In front of the ice, ice lakes were dammed up in the Oldfjällen mountains and on the slopes down to the Hotagen valley as has been described by Frödin (1914). However, his picture must be revised, because it is clear that a large dead ice body was isolated in the valley behind the Hotagsfjällen mountains. Instead of the last stages of the Hotagen Ice Lakes there was dead-ice wastage in the valley with formation of marginal lakes in all directions, even towards the northeast.

Well-developed drumlins on the higher ground (J. Lundqvist 1970) give information about the activity of the ice. Its movement is believed to have ceased when the ice surface over the Hotagen mountains was situated about 1100–1200 m above present sea-level. The ice front then was situated between the Hotagen valley and the Oldfjällen mountains.

8.3. The area Hotagsfjällen-Fläsjön-Föllinge

In the eastern part of the area a northerly trend in the ice recession, with formation of ice lakes in front of active lobes, is noted. Northwards it ceased and was replaced by dead-ice wastage without a distinct trend. In the west the northerly trend is noticeable only just north of the Hotagsfjällen mountains.

The ice was thereafter reduced to dead-ice bodies, sometimes lobe-shaped, in valleys and depressions. The last remnants were situated in the zone of the last ice divide, where also a local centre of ice movement was developed.

8.4. The ice-lake district along the upper course of the river Faxälven

In this area the ice movement ceased comparatively early due to the fact that the last, faint movement from a rather local centre transversed the large morphology of the landscape. The ice then wasted down as stagnant masses. Around them important marginal lakes were dammed up. Also in tributary valleys and between the disintegrating ice blocks dammings could occur.

A certain easterly trend in the recession is noticed. The northerly trend from area 8.3 seems to have ceased.

8.5. The area between the rivers Faxälven and Saxälven

Within the whole area the ice movements ceased at a rather early stage. Active lobes in the valleys were never formed. Consequently the ice wasted down as stagnant masses without a distinct direction. The easterly trend from the west is only weakly noticed but can be traced as a southeasterly trend towards the last active centre of ice movement in the southern part of the area. In the east the northwesterly trend from area 8.3 can be traced northwards outside the county border. It cannot be followed west of the border.

Ice lakes could be formed in the northern valleys within and west of the small lakes.

8.6. The high-mountain area in northernmost Jämtland

The relationship between ice movement and ice recession was complicated in this area. The mountains formed a local centre of the last ice movements. The recession can be described as having proceeded in three stages: First there was a weak northerly trend in the recession over the mountains. In the deep Kultsjö valley north of the county the ice surface was lowered more rapidly than in the mountains. The glaciation limit was low enough to maintain a separate ice movement from there. As a second stage this local movement ceased and the ice in the centre was left as a stagnant mass with a higher surface than in the surrounding valleys. In the third stage this ice body wasted down contemporarily with the ice in the surrounding valleys. Around the ice in the lower positions ice lakes could be dammed up.

This area can be considered a natural transition between the regions described above and the more northern parts of the Scandinavian mountain range. In the north the last ice remnants made up local glaciation centres in the highest massifs (cf. J. Lundqvist 1972).

DEGLACIATION PRINCIPLES

Summary of the regional deglaciation

The deglaciation is summarized in Fig. 36. We can notice that it took place partly from south to north, partly from the Atlantic and Baltic coasts towards the province under consideration.

During the deglaciation active centres of ice movement could be developed. In the south these were independent of the morphology of the landscape. Towards the north an increasing dependence is noticed.

In the south the ice was active during the deglaciation except in the extreme south-west and southeast where stagnant ice masses were left behind. The recession proceeded in somewhat different directions, partly towards the last active centres. Open ice lakes were dammed up mainly west and south of the ice.

In central Jämtland the recession went on towards the last active centre at the Storsjö basin. When the activity ceased, the ice wasted down as vast dead-ice sheets over and southeast of this basin. West of these ice sheets a large ice lake was dammed. On their eastern side smaller lakes were dammed up in front of ice receding northwards. When the dead ice was broken up, the Ice Lake of Central Jämtland was finally drained through it.

In the north the ice wasted down as stagnant masses, to some extent depending on the situation of the last centres of ice movement. Only small ice lakes, mainly marginal lakes, were formed.

Some principles seen in the deglaciation process are separately described below.

Differential ice recession

In some regions, especially in the south, a tendency is noticed that the ice recession proceeded in different directions. In many instances this apparent differentiation is only caused by the morphology of the land surface (Fig. 38). The contours of protruding highlands have caused a displacement of the local ice border in different directions.

Ordinarily these conditions had a local effect, only. In regions, however, where the different parts of the receding ice were in contact with existing or former local glaciation centers the effect could exist until the final deglaciation.

Recession from the last ice divide

When the ice surface was lowered and the glaciation limit raised, there was a stage when the transport of ice from the ice divide or a local centre over higher ground may have contributed to an accumulation of ice in the lower country outside the zone of positive net balance. The movement may have continued for dynamical reasons even after the glaciation limit was raised above the ice surface.

Thus a concentration of ice may have taken place outside the zone of ice divide. A general tendency of the ablation to make the ice surface more even resulted in a more rapid lowering of the surface in the ice divide zone. The effect was increased when the highland began to protrude through the ice as nunataks.

In this way there were conditions favourable for formation of ice lakes towards the former ice divide and a local recession away from it (Fig. 39). These lakes were generally only narrow marginal lakes or occupying tributary valleys and gaps between wasting ice blocks. Northern Jämtland is a good case in point.

Dead-ice bodies on different levels

If the activity of the ice was stronger than in the last-mentioned type of recession the valleys could serve as "ice-drainage" ways for a rather rich supply of new ice over higher ground. Then an ice surface with comparatively strong relief could arise. When the movement finally ceased, there were conditions favourable for remaining dead ices on different levels (Fig. 40). The southern parts of the province under consideration offer good examples.

Differentiation of the recession into components

If an ice front retreated across a regularly broken country at an oblique angle it could be divided into different lobes (Fig. 41). If the recession is studied at only one lobe or in a too limited area one can easily get a false impression of its direction. The problem is difficult to solve if there is no possibility to correlate the lobes in different valleys. A good example is the mountain region in areas 5.2, 5.3 and 6.1.

Isolation of dead ice from active ice lobes

A special type of isolation of well-defined dead-ice bodies from the snout of active ice lobes is characteristic for the southern parts of the province discussed. It reminds of the process described by Bishop (1957). Because of the thinning of a long ice lobe and the accumulation of drift the movement in its outermost part stagnates (Fig. 42). Breaking takes place at the transition to the active ice especially where there are possibilities for a sideways drainage. In this way an ice body is cut off from the lobe. It can remain long after the front of the active ice has left the vicinity, an effect that is increased by the deposition of extramarginal glaciofluvial drift on and around the dead ice.

Contemporary lateral and subglacial drainage

Very good examples occur of a special type of drainage illustrated by Fig. 43. The lateral drainage along an ice lobe finds its way down to the ice bottom through a subglacial chute. If the slope of the ground beneath the ice is against the ice, the subglacial stream may change its course along the slope, that is, reversed to the lateral stream. Such stream traces can be followed without interruptions in, e.g., the Handöl valley.

This principle contradicts the principles of ice-determined drainage proposed by Gjessing (1960). A condition necessary is possibly that there is a subglacial outlet along the slope in, e.g., an adjacent valley.

Ice-lake types

The following types of ice lakes can be distinguished (Fig. 44). They are further discussed in a special paper (J. Lundqvist 1972) to which reference is made.

1. Deep open ice lakes with little sediment supply.
2. Deep open ice lakes with rich sediment supply.
3. Small shallow ice lakes with rich sediment supply.
4. Small shallow ice lakes with almost no sediment supply.
5. Deep marginal ice lakes.
6. Shallow marginal lakes and nunatak lakes.
7. Transitions between type 3 ice lakes and dead ice.

CHRONOLOGY OF THE DEGLACIATION

Dating of the deglaciation described is a very difficult problem due to lack of contemporary organic matter and varved deposits. Only a few, rather inaccurate datings have been possible.

In the Indal valley there are varved sediments below the highest coastline. They have been studied by Borell & Offerberg (1955) and connected with the time scale of De Geer (1940). According to Nilsson's (1968) datings of this time scale the deglaciation of the Indal valley from the border in the east to Stugun took place approximately between 7150 and 6900 B.C.

The varve chronology elaborated for the Ice Lake of Central Jämtland (Pl. 3) shows that the ice recession from the Norwegian border to Mörsil comprised about 250, or more probably 400, years. If we accept De Geer's (1940) idea of his zero varve (6923 B.C. according to Nilsson 1968) being formed at (if not necessarily by) the final draining of the ice lake this means the period 7300–6900 B.C.

Varved sediments in the Ångermanälven and Faxälven valleys allowed Lidén (1913) to date some events in the deglaciation of northern Jämtland. If we accept his results and apply the correlation by Borell & Offerberg (1955) between Lidén's and De Geer's time scales, as dated by Nilsson, we find the following. The ice recession reached the border of Jämtland on the river Faxälven at about 6900–6850 B.C. The breaking up of the ice in the upper Faxälven valley and the final draining of the Frostviken Ice Lake occurred in 6699 B.C. In 6684 B.C. the deglaciation process had reached the Sjoutälven valley to such an extent that the glacial drainage through the river Faxälven ceased. The deglaciation of the northernmost valley in Jämtland took place about 6650 B.C.

These results seem very probable compared with the datings by Hörnsten (1964) and Bergström (1968) in adjacent areas in the east. Bergström's results indicate a possible way to date some events within Jämtland, that is, a tracing of changes in the

glacial discharge in the varves much farther downstream. A precondition is that a reliable chronology for the lower Ljusnan and Ljungan valleys is available, which is not yet the case.

Among the Härjedalen ice lakes only some relative datings have been possible. They imply that the western ice lakes in general existed later than the corresponding eastern lakes (J. Lundqvist 1972). This gives very roughly a dating at 7100–7000 B.C. for the large western ice lakes.

Theoretically, radiocarbon dates from the bottom beds of organic deposits and dates of the subfossil trees in the mountains could give a minimum age of the deglaciation. Such data are shown in Fig. 45. They are, however, very uncertain in this respect and show only that the varve datings mentioned are reasonable. In some instances in a zone through central Jämtland the data are evidently too high, probably due to contamination with old carbon from the alum shales.

DISPLACEMENT OF THE GLACIATION LIMIT

This problem was discussed in a special paper (J. Lundqvist 1972). A short summary of the results gives the following.

In Härjedalen in the south the limit was rather low at the deglaciation. It can be estimated at about 1200–1300 metres above the present sea-level (about 1000 m above the sea-level of that time). This means some 1100 m lower than today (cf. Østrem 1964) at about 7000 B.C.

For central Jämtland the level can be estimated at about 1300 m above present sea-level in 6900 B.C.

In northern Jämtland the limit was probably higher than today at the deglaciation or more than 1400 m above present sea-level (Østrem 1964). This applies to the time about 6700–6600 B.C.

Thus the level of the glaciation limit was approximately the same in the whole province. Compared to present day conditions it means a displacement upwards of about 1000 m during the period 7000–6600 B.C. When stating this we must remember that the general climatic conditions then were very different from those of our days, that is, a surrounding of wide-spread ice sheets and large ice-dammed lakes. Qualitatively, however, the displacement can be considered an effect of the general climatic amelioration during the transition from glacial conditions to the postglacial climatic optimum.

LITTERATUR

- BGIU = Bull. Geol. Inst. Upsala
 GA = Geografiska Annaler, Stockholm
 GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
 KVA = Kungl. Svenska Vetenskapsakademien, Stockholm
 SGU = Sveriges Geologiska Undersökning, Stockholm
- AHLMANN, HANS W:SON, 1924: Ragundasjöns geomorfologi i "Ragundasjön. En geomorfologisk, geokronologisk, växtgeografisk undersökning av H. W:son Ahlmann, C. C:zon Caldenius och R. Sandegren". - SGU, Ca 12.
 - 1935: Scientific results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition 1934: Part V. The Fourteenth of July Glacier. - GA 17.
 - 1938: Über das Entstehen von Toteis. - GFF 60.
- ANDERSSON, GUNNAR, 1897: Den Centraljämtska issjön. - Ymer, 17; samt SGU, C 166.
 BERGSTRÖM, ROLF, 1968: Stratigrafi och isrecession i södra Västerbotten. - SGU, C 634.
 BISHOP, B. C., 1957: Shear moraines in the Thule area, northwest Greenland. - U.S. Army, Corps of Engin., Snow, Ice a. Permafrost Res. Establ. Res. Rept. 17.
 BORELL, RAGNAR och OFFERBERG, JAN, 1955: Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. - SGU, Ca 31.
 VON BRÖMSEN, ULF, 1966: Jordartsbildning och isavsmältning i Handölsåns dalgång i västra Jämtland. - GFF 88.
- CALDENIUS, CARL C:SON, 1924: Ragundasjöns stratigrafi och geokronologi i "Ragundasjön. En geomorfologisk, geokronologisk, växtgeografisk undersökning av H. W:son Ahlmann, C. C:son Caldenius och R. Sandegren". - SGU, Ca 12.
 CARLZON [CALDENIUS], CARL, 1913: Inlandsisens recession mellan Bispgården och Stugun i Indalsälvens dalgång i Jämtland. - GFF 35.
- DE GEER, EBBA HULT, 1953: La varve Zéro et les drainages succesifs finaux du Grand Lac de barrage central du Jämtland. - Cahiers Géol. Thoiry, 20.
 DE GEER, GERARD, 1940: Geochronologia Suecica Principes. - KVA Handl., 3 ser., bd 18, n:o 6.
- EBERS, EDITH, 1926: Die bisherige Ergebnisse der Drumlinforschung. Eine Monographie der Drumlins. - Neues Jahrb. Mineral. Geol. Paläontol., Beil.-Bd B 53.
 ENQUIST, FREDRIK, 1918: Die glaziale Entwicklungsgeschichte Nordwestskandinaviens. - SGU, C 285.
- ERIKSSON, KARIN, 1971: Inlandsisens avsmältning i området Vålådalen-Sällsjön i sydvästra Jämtland. - SGU, C 660.
 ERIKSSON, KJELL, 1914: Inlandsisens avsmältning i sydvästra Jämtland. - SGU, C 251.
 FEGRÆUS, TORBERN, 1890: Om de lösa jordaflagingarna i några af Norrlands elfdalar. - GFF 12; samt SGU, C 114.
- FROMM, ERIK, 1965: Kursudalar och blockdeltan vid Messaure kraftverks dämningssområde. - SGU, C 601.
 - 1970: An estimation of errors in the Swedish varve chronology. - Nobel Symp. 12. Radio-carbon Variations and Absolute Chronology.
- FRÖDIN, GUSTAF, 1913: Bidrag till västra Jämtlands senglaciala geologi. - SGU, C 246.
 - 1914: Glacialgeologiska studier i nordvästra Jämtland. - SGU, C 253.
 - 1915: Några bidrag till frågan om det afsmältande istäckets ytlutning. - GFF 37.
 - 1925: Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. - BGIU 19.
 - 1954: De sista skedena av Centraljämtlands glaciala historia. - Geographica, 24.
 - 1954 a: The distribution of late glacial subfossil sandurs in northern Sweden. - GA 36.
- GAVELIN, AXEL, 1906: Några iakttagelser rörande istidens sista skede i trakten NV om Kvikkjokk. - GFF 28.
 - 1910: De isdämda sjöarna i Lappland och nordligaste Jämtland i "Norra Sveriges issjöar. En sammanställning af hittills gjorda undersökningar af Axel Gavelin och A. G. Högbom". - SGU, Ca 7.
- GJESSING, JUST, 1960: Isavsmeltningstidens drenering. Dess forløp og formdannende virkning i Nordre Atnedalen. Med sammenlignende studier fra Nordre Gudbrandsdalen og Nordre Østerdalen. - Ad Novas, 3.
- GLEN, J. W., 1954: The Stability of Ice-Dammed Lakes and other Water-Filled Holes in Glaciers. - J. Glaciol., 2.
- HOLDAR, CARL-GUSTAV, 1957: Deglaciationsförloppet i Torneträskområdet. - GFF 79.
 HOPPE, GUNNAR, 1950: Några exempel på glacialfluvial dränering från det inre Norrbotten. - GA 32.

- 1951: Drumlins i nordöstra Norrbotten. - GA 33.
- 1952: Hummocky moraine regions. With special reference to the interior of Norrbotten. - GA 34.
- 1959: Glacial Morphology and Inland Ice Recession in Northern Sweden. - GA 41.
- 1960: Just Gjessing: *Isavsmeltningsetidens drenering* . . . Recension. - Norsk Geogr. Tidsskr., 17.
- , KINDBLOM, BENGT-OLOF, KLEIN, KARIN, KLINGSTRÖM, ALLAN o. EVA, 1959: Glacialmorfolo-
gi och isörelser i ett lappländskt fjällområde. Studier inom Saltoluokta-Suorvaområdet.
- GA 41.
- HÖGBOM, A. G., 1892: Om märken efter isdämda sjöar i Jemtlands fjelltrakter. - GFF 14; samt
SGU, C 128.
- 1894: Praktiskt geologiska undersökningar inom Jemtlands län. IV. Geologisk beskrifning
öfver Jemtlands län. - SGU, C 140.
- 1897: Några anmärkningar om de isdämda sjöarna i Jemtland. - GFF 19; samt SGU,
C 169.
- 1899: Om Ragundadalens geologi. - SGU, C 182.
- 1906: Norrland. Naturbeskrifning. - Norrländskt Handbibl., I.
- 1910: De centraljämtska issjöarna i "Norra Sveriges issjöar. En sammanställning af hittills
gjorda undersökningar af Axel Gavelin och A. G. Högbom". - SGU, Ca 7.
- 1920: Geologisk beskrifning öfver Jämtlands län. Uppl. 2. - SGU, C 140.
- HÖGBOM, ALVAR, 1925: Glacialgeologiska iakttagelser från Ångermanälvens källområde. -
SGU, C 328.
- 1925 a: De geologiska förhållandena inom Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. - SGU,
C 329.
- HÖRNSTEN, ÅKE, 1964: Ångermanlands kustland under isavsmältningsskedet. *Preliminärt med-
delande*. - GFF 86.
- KRIGSTRÖM, ARNE, 1960: Studies of Some Late-glacial Fossil Sandurs in the Province of Härje-
dalen, Sweden. - XIX Congr. Internat. Géographie, Norden 1960. Abstr. Papers.
- KULLING, OSKAR, 1967: Inlägg med anledning av J. Lundqvists föredrag "Submoräna sedi-
ment i Jämtland". - GFF 89.
- LIDÉN, R., 1913: Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. -
SGU, Ca 9.
- LINDKVIST, ÅKE och SVENSSON, SVEN, 1957: Glacialmorfologiska studier i Gysenområdet i
nordvästra Jämtland. - Geographica, 31.
- 1957 a: Baltiska deltabildningar i Dysjöåns dalgång mellan Ånge och Bräcke. - Ibid., 31.
- LUNDQVIST, G., 1941: En lokalglaciation i Övre Dalarna. - GFF 63.
- 1942: Var äro issjöarnas sediment? - GFF 64.
- 1943: Norrlands jordarter. - SGU, C 457.
- 1961: Beskrifning till karta öfver landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. -
SGU, Ba 18.
- 1963: Beskrifning till jordartskarta öfver Gävleborgs län. - SGU, Ca 42.
- LUNDQVIST, JAN, 1957: Geokronologiska undersökningar i Värmland. - SGU, C 551.
- 1959: Issjöar och isavsmältning i östra Jämtland. - SGU, C 573.
- 1964: Jordarterna inom Offerdals socken. - En bok om Offerdal, III. Östersund.
- 1964 a: Preliminary Results of Geochronological Investigations in Jämtland. - GFF 86.
- 1967: Submoräna sediment i Jämtlands län. - SGU, C 618.
- 1969: Beskrifning till jordartskarta öfver Jämtlands län. - SGU, Ca 45.
- 1969 a: Problems of the so-called Rogen moraine. - SGU, C 648.
- 1970: Studies of drumlin tracts in Central Sweden. - Acta Geograph. Lodziensia, 24.
- 1972: Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. -
Boreas, 1.
- MANNERFELT, CARL, 1938: Das Hervorschmelzen des Städjan-Berges aus dem absterbenden
Inlandseis. - GFF 60.
- 1945: Några glacialgeologiska formelement och deras vittnesbörd om inlandsisens avsmält-
ningsmekanik i svensk och norsk fjällterräng. - GA 27.
- NATHORST, A. G., 1890: LINNÉS iakttagelser öfver strandlinjer vid gränsen mellan Sverige och
Norge. - GFF 12.
- NILSSON, ERIK, 1960: Södra Sverige i senglacial tid. - GFF 82.
- 1968: Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning. - KVA
Handl., Fjärde Ser., Bd 12, Nr 1.
- PENTTILÄ, SEPPÖ, 1963: The deglaciation of the Laanila area, Finnish Lapland. - Bull. Comm.
Géol. Finlande, 203.
- ROOS, TAGE, 1956: Ammerån och Solbergvattnet. - Sveriges Natur, 47.

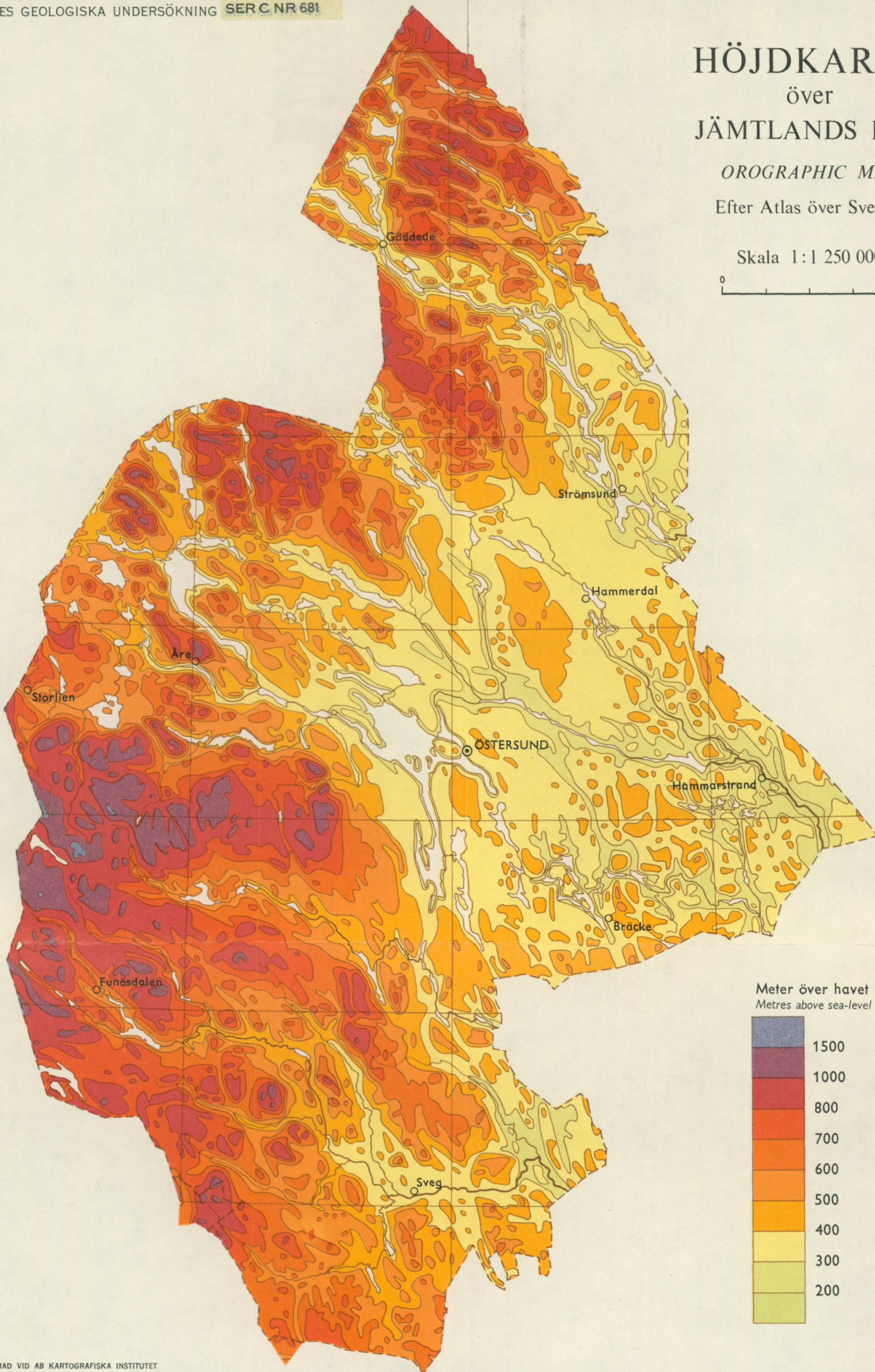
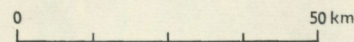
- ROSWALL, GUNNAR, 1932: Geografiska sjöforsknigar i Jämtlands fjällområde. – Festskr. f. Verner Söderberg. Stockholm.
- SCHYTT, VALTER, 1956: Bilder från grönländska isar. – Ymer, 76.
- SOYEZ, DIETRICH, 1971: Geomorfologisk kartering av nordvästra Dalarna jämte försök till värdering av terrängformerna för naturvårdssyften. – Stockholms Univ., Naturgeograf. Inst., Forskningsrap. II.
- SUNDBORG, ÅKE, 1964: The Deposition of Suspended Material as Illustrated by Glacial Varves in the Valley of Indalsälven. – GFF 86.
- SVENONIUS, FREDR., 1880: En egendomlig dalgång i nordligaste Jemtland. – GFF 5.
- SVENSSON, HARALD, 1959: Glaciation och morfologi. En glacialgeografisk studie i ett tvärsnitt genom Skanderna mellan södra Helgelandskusten och Kultsjödalen. – Medd. Lunds univ. geograf. inst. Avhandl. 36.
- TANNER, V., 1915: Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. – Bull. Comm. Géol. Finlande, 38.
- TUNBERG, TORSTEN, 1957: Landö-issjön i mellersta Jämtland. – Geographica, 31.
- WAHNSCHAFTE, FELIX, 1909: Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. – Stuttgart.
- WALLÉN, C. C., 1957: Inlandsisens ablationsförhållanden under avsmältningsskedet i de nordvästra fjälltrakterna. – GFF 79.
- WESTERGÅRD, A. H., 1906: Platålera, en supramarin hvarfvig lera från Skåne. – SGU, C 201.
- ÅNGEBY, OLOF, 1947: Landformerna i nordvästra Jämtland och angränsande delar av Nord-Tröndelag. – Medd. Lunds univ. geograf. inst. Avh. 12.
- 1951: Senglaciala och interglaciala sediment vid nedre Ströms Vattudal. – Svensk Geograf. Årsb., 27.
- ÖSTER, JOH. R., 1932: Glacialgeologiska iakttagelser inom Ljungans vattenområde. – GFF 54.
- 1951: Från fjäll till kust. Topografi och geologi i ett tvärsnitt genom Sverige. – Natur i Hälsingland och Härjedalen. Stockholm.
- ØSTREM, GUNNAR, 1964: Ice-cored moraines in Scandinavia. – GA 46.

HÖJDKARTA över JÄMTLANDS LÄN

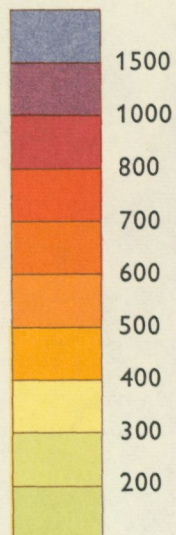
OROGRAPHIC MAP

Efter Atlas över Sverige

Skala 1:1 250 000



Meter över havet
Metres above sea-level

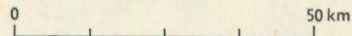


ISSJÖAR I JÄMTLANDS LÄN

ICE-DAMMED LAKES

Sammanställd av
Jan Lundqvist 1967

Skala 1:1 250 000



Beteckningar inom HOTAGS-ISSJÖARNA

- Rengen-stadiet (484—462)
- Valsjö-stadiet (448—434)
Grubbdal-issjön, Ansätt-issjön
Bakvatten-issjön, Fisk-issjön
- Veksjö-stadiet (V; 485—470)
Gunnarvatten-stadiet (G; 404—393)
Skärvängs-issjön
- Rörvatten-stadiet (R; 388—385)
Lillskärvång-stadiet (L; 355)
- Gruvel-stadiet (G; 361—354)
Lockring-stadiet (L; 337—335)
Häggsjö-stadiet (H; 337—335)

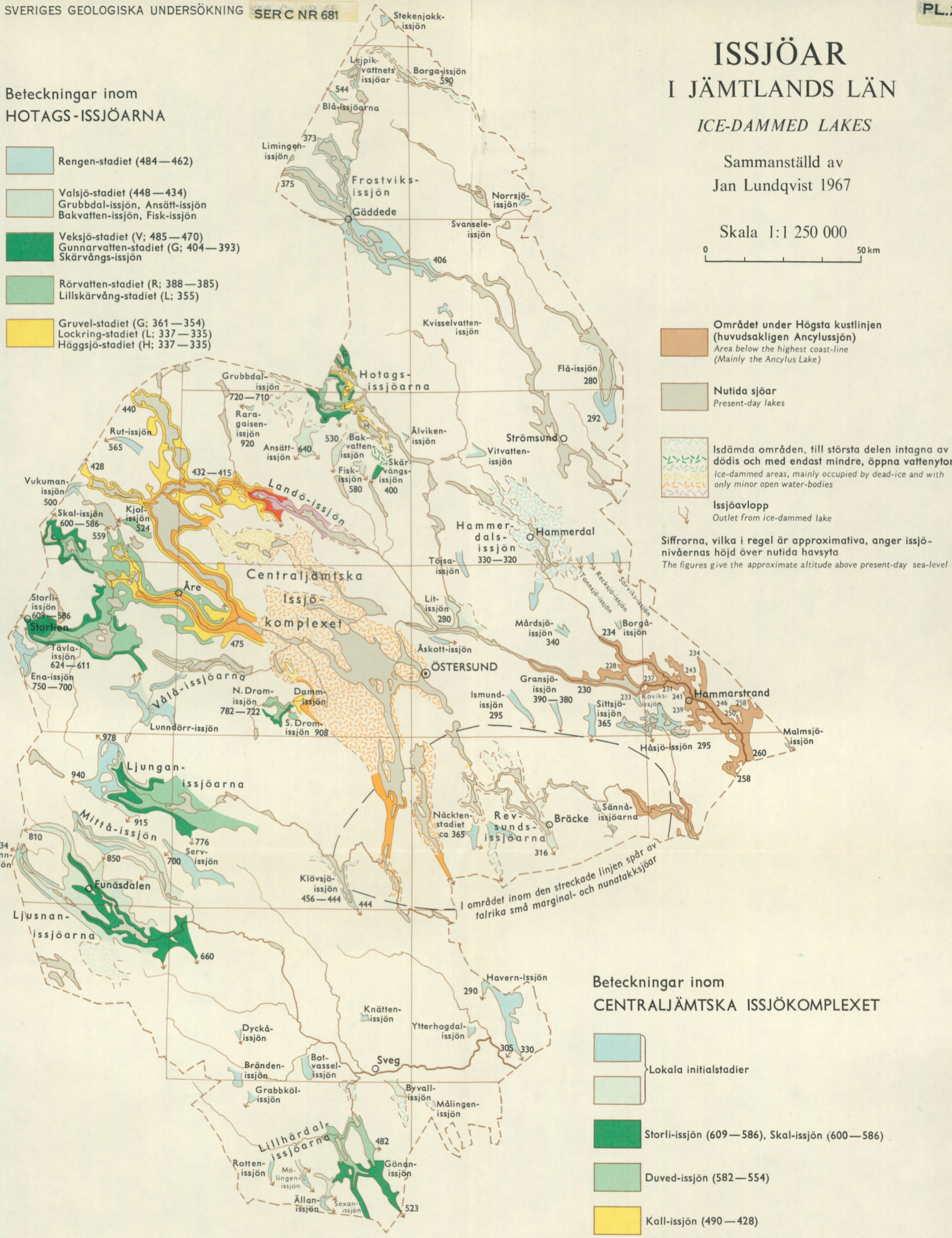
Området under Högsta kustlinjen
(huvudsakligen Ancylussjön)
*Area below the highest coast-line
(Mainly the Ancylus Lake)*

Nutida sjöar
Present-day lakes

Isdämda områden, till största delen intagna av
dödis och med endast mindre, öppna vattenytor
*Ice-dammed areas, mainly occupied by dead-ice and with
only minor open water-bodies*

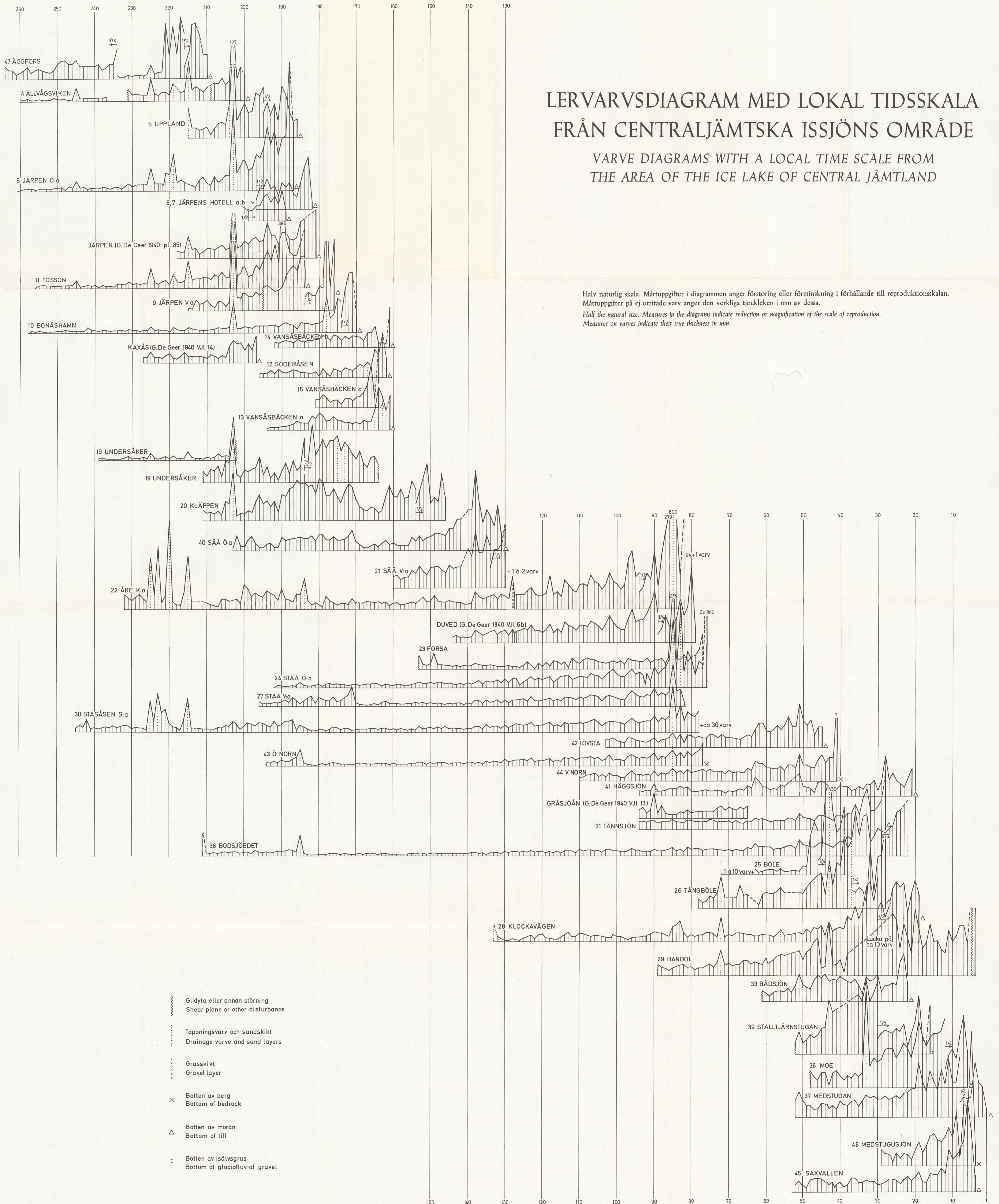
Issjöavlopp
Outlet from ice-dammed lake

Siffrorna, vilka i regel är approximativa, anger issjö-
nivåernas höjd över nutida havsytta
*The figures give the approximate altitude above present-day
sea-level*



Beteckningar inom CENTRALJÄMTSKA ISSJÖKOMPLEXET

- Lokala initialstadier
-
- Storli-issjön (609—586), Skal-issjön (600—586)
- Duved-issjön (582—554)
- Kall-issjön (490—428)
- Näld-stadiet (427—395), Näckten-stadiet (ca 365)
Landö-issjöns 1:a stadium (ca 420)
-
- Landö-issjöns lägre stadier (390—340)



LERVARVSDIAGRAM MED LOKAL TIDSSKALA FRÅN CENTRALJÄMTSKA ISSJÖNS OMRÅDE

VARVE DIAGRAMS WITH A LOCAL TIME SCALE FROM
THE AREA OF THE ICE LAKE OF CENTRAL JÄMTLAND

Halv naturlig skala. Måttuppgifter i diagrammen anger förstoring eller förminskning i förhållande till reproduktionsskalan.
Måttuppgifter på ej utritade varv anger den verkliga tjockleken i mm av dessa.
Half the natural size. Measures in the diagrams indicate reduction or magnification of the scale of reproduction.
Measures on varves indicate their true thickness in mm.

- ~ Glidyta eller annan störning
Shear plane or other disturbance
- Tappningsvarv och sandskikt
Drainage varve and sand layers
- Grusskikt
Gravel layer
- × Botten av berg
Bottom of bedrock
- △ Botten av morän
Bottom of till
- Botten av isälvsgrus
Bottom of glaciofluvial gravel

PRISKLASS G

Distribution

SVENSKA REPRODUKTIONS AB

FAK, 162 10 VÄLLINGBY 1

Växjö 1973 C Davidsons Boktryckeri AB

Printed in Sweden

ISBN 91-7158-021-2