



Nischbildningsprocesser - En fältstudie vid
Passglaciären, Kebnekaise

**TILLHÖR REFERENSBIBLIOTEKET
UTLÅNAS EJ**

Cecilia Richardson



Lund 1993

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET



Sem. upps.

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

LUNDS UNIVERSITETS NATURGEOGRAFISKA INSTITUTION

Seminarieuppsatser

Nr 30

**Nischbildningsprocesser - En fältstudie vid
Passglaciären, Kebnekaise**

av: Cecilia Richardson

Lund 1993

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET

FÖRORD

Studien har genomförts som ett examensarbete vid Naturgeografiska institutionen, Lunds universitet. Jag vill framföra ett tack till min handledare doc. Jonas Åkerman som har gett värdefulla synpunkter på texten. Under perioder med fältarbete har den härliga arbetsstyrkan vid Tarfala forskningsstation gett mig god hjälp och generöst understöd med allt jag har kunnat önska. Ett varmt tack framför allt till doc. Per Holmlund, Naturgeografiska institutiionen i Stockholm, som hela tiden har varit ett stort stöd och hjälpt mig med utrustning och vägledning i fält och även med gransking av texten.

Innehållsförteckning

1. ABSTRACT	1
2. INLEDNING	2
3. BAKGRUND	4
3.1. Tidigare arbeten	4
3.2. Klassificering av nischer	5
3.2.1. Form	5
3.2.2. Nischbildningsprocesser	7
3.2.3. Klassificering	7
3.3. Områdesbeskrivning	9
3.3.1. Allmänt	9
3.3.2. Klimatförhållanden	13
3.4. Klimatutveckling från 120 000 BP till nutid	13
3.5. Glaciärers utbredning från 120 000 BP till nutid	16
4. METODER OCH RESULTAT	20
4.1. Isdjupsmätningar	20
4.1.1. Allmänt	20
4.1.2. Metoder	21
4.1.3. Resultat och diskussion	22
4.2. Temperaturprofiler	25
4.2.1. Allmänt	25
4.2.2. Metoder	25
4.2.3. Resultat och diskussion	26
4.3. Glacialmorfologi och frontpositioner för Passglaciären	28
4.3.1. Glacialmorfologi	30
4.3.2. Frontpositioner	31
4.4. Massbalans, omsättning och rörelsehastighet	34
5. SLUTDISKUSSION	37
6. SAMMANFATTNING OCH SLUTSATS	40
7. REFERENSLISTA	41
8. BILAGOR	45
8.1. Isdjupsmätningar	45
8.1a. Inmätningssdata	45
8.1b. Bearbetning av resultat	46
8.1c. Felkällor	49
8.2. Temperaturprofiler	50
8.2a. Termistorslingor, borrhörning	50
8.2b. Kalibreringskurvor	51
8.3. Massbalans	57
8.3a. Beräkning av jämviktlinjens höjdnivå	57

1. ABSTRACT

In this study, physical properties of a small glacier in Kebnekaise Mountains, northern Sweden, are investigated in order to evaluate its erosional capacity.

By definition, glacial cirques are cut out by erosion by cirque glaciers. In areas characterized by low precipitation and permafrost, small glaciers have very low erosional capacity. Is it possible that a small glacier can excavate a cirque form during such conditions?

According to the investigations, it is unlikely that the cirque mainly has been developed by erosion by a cirque glacier. It is proved that the cirque has been a part of a powerful valley glacier. When the cirque is a part of the accumulation area to a bigger glacier, conditions for erosion are much improved. The erosion of the cirque must have been more intense during periods when the valley glacier existed.

The selected glacier is nearly as big as it can be, still classified as a cirque glacier. When the bottom topography is reconstructed, a distinct cirque form appears. Studies of ice-thickness, temperature profile, ice-velocity, mass turnover and glacial morphology shows that the major part of the glacier is frozen to the bed. Erosion is restricted to a limited area. Based upon climatic and glaciological history, the total time during Quaternary when the glacier might have existed is estimated. The maximum time of erosion seems short.

It's concluded that probably several processes are acting when a cirque is formed, and erosion by cirque glaciers is not necessarily the main process. Thus, the definition of glacial cirques is herein suggested to be less specific with respect to the genetic process.

2. INLEDNING

Glaciärnischer förekommer över hela världen i områden där det för närvarande finns, eller tidigare har funnits glaciärer. Enligt definition utbildas glaciärnischer genom erosion av nischglaciärer. Generellt anses det att nischerna har utvecklats successivt vid gynnsamma perioder under Kvartärtiden, d.v.s. under de senaste 2-3 miljoner åren (Embleton and King 1976, Evans 1977, Rudberg 1984, Vilborg 1985).

Glaciärnischer är vanliga och vitt utbredda inom den svenska fjällregionen (Rudberg 1984, Vilborg 1985). Det finns emellertid faktorer som talar emot att små glaciärer kan utbilda nischer i området. Svenska fjällen karaktäriseras av utbredd permafrost och ett relativt torrt klimat. Under sådana förhållanden bör små glaciärer ha ytterst begränsad erosionsförmåga.

En glaciärs botten temperatur har avgörande betydelse för dess erosiva förmåga. I områden med permafrost är det sannolikt att små glaciärer är fastfrusna vid underlaget. En sådan bottenfrusen glaciär har ingen eller mycket liten erosiv effekt (Paterson 1981). Även glaciärens omsättning av is har betydelse för dess förmåga att erodera underlaget. I kontinentala klimatregioner med låg nederbörd är glaciärernas massomsättning tämligen låg. Den låga omsättningen är relaterad till långsam isrörelse och liten erosionsförmåga (Andrews 1972). Små glaciärer med liten vertikal utbredning bör ha begränsad erosionsförmåga oavsett vilka bottenförhållanden som råder. Den oansenliga höjdskillnaden mellan glaciärens övre och nedre del gör att massomsättningen blir ett ytfenomen med liten betydelse för masstransporten i isen (Holmlund 1991). Följaktligen bör små glaciärer i svenska fjällen behöva extremt lång tid på sig för att utmejsla en nisch.

Kan det möjligtvis ha förekommit perioder då regionen har haft maritimt klimat och därigenom mer erosiva glaciärer? Kvartärtiden kännetecknas av kraftiga klimatfluktuationer där långvariga perioder med istidsklimat har avbrutits av kortare perioder med varmare klimat. För närvarande är vi inne i en relativt varm period och under istiderna har temperaturen varit betydligt lägre än idag. Vid den senaste nedisningen sjönk medeltemperaturen i Skandinavien med ca 10°C (Holmlund and Fastook 1993). Det är svårt att uttala sig om hur nederbörden har varierat, men det finns indikationer på att Skandinavien har haft reducerad nederbörd under den senaste istiden (Crowley and North 1991). Mönstret för de globala cirkulationsystemen medför att norra Skandinavien ligger inom ett bälte med hög cyklonaktivitet. Även om nederbördsmönstret kan ha förändrats något under Kvartär är det svårt att föreställa sig ett utpräglat maritimt klimat i fjällregionen. Det är sannolikt att svenska glaciärer har varit av kontinental typ under i princip hela Kvartärperioden.

Syftet med denna uppsats är att beskriva och analysera en liten nischglaciär belägen i svenska fjällen. Studien baseras på fältarbeten vid Passglaciären intill Kebnekaise. Undersökningarna har i första hand inriktats på glaciärens fysikaliska egenskaper med mätningar av ismaktighet, temperaturprofil och rörelsehastighet samt uppskattning av glaciärens massomsättning. Sammantaget möjliggör detta en

bedömning av glaciärens erosionsförmåga. Arbetet innefattar även studier av frontpositioner och glacialmorfologi på äldre kartor, flygbilder och foton samt direkta studier i fält. Erhållna resultat och observationer har satts i relation till glaciärens dokumenterade dynamik, områdets glaciala historia och till de historiska klimatfluktuationerna.

Den utvalda glaciären upptar i stort sett hela nischen. Det innebär att de morfologiska förutsättningarna för att nischglaciären ska kunna erodera sitt underlag är i det närmaste optimala. Om glaciären ska kunna klassificeras som en nischglaciär så kan den inte vara mycket större än vad den är idag, d.v.s. klimatsituationen kan inte avvika mycket från dagens. Därför är det relevant att studera huruvida glaciären för närvarande kan erodera sin nisch. Om så inte är fallet måste man tänka sig andra bildningsprocesser, vilket ifrågasätter begreppet glaciärnisch såsom genetisk term.

3. BAKGRUND

3.1. Tidigare arbeten

Nischformers ålder och genes har tidigare behandlats i ett flertal arbeten. De nischformer som observerats globalt har inte kunnat hänföras till någon specifik tidsperiod under Kvartärtiden (Embleton and King 1975, Evans 1977, Rudberg 1984, Vilborg 1985). Nischer med olika orientering eller olika höjdlägen kan ha utbildats under olika tidsperioder (Evans 1977). Merparten av de forskare som studerat glaciärnischer i Skandinavien anser att erosionen huvudsakligen bör ha ägt rum vid glaciationernas inledningsskeden. Nischglaciärerna bör ha varit särskilt dynamiska under förstadiet med montanglaciation och en långsamt sjunkande glaciationsnivå (Enquist 1916, Mannerfelt 1945, Rudberg 1984). Nischformer kan ursprungligen utvecklas från bäckraviner, nivationsnischer eller andra sänkor i fjällsidorna. Perenna snölegor och övergångsformer mellan snölegor och små glaciärer har behandlats i arbeten av t.ex. Rapp (1984) och Rapp et al. (1986). Nyligen har det inletts studier av lokalklimatet i glaciärnischer som för närvarande är tomma (Jonsson and Jansson 1993). Syftet med studien är att lokalisera ett klimatologiskt gränsvärde för glaciation av tomma glaciärnischer.

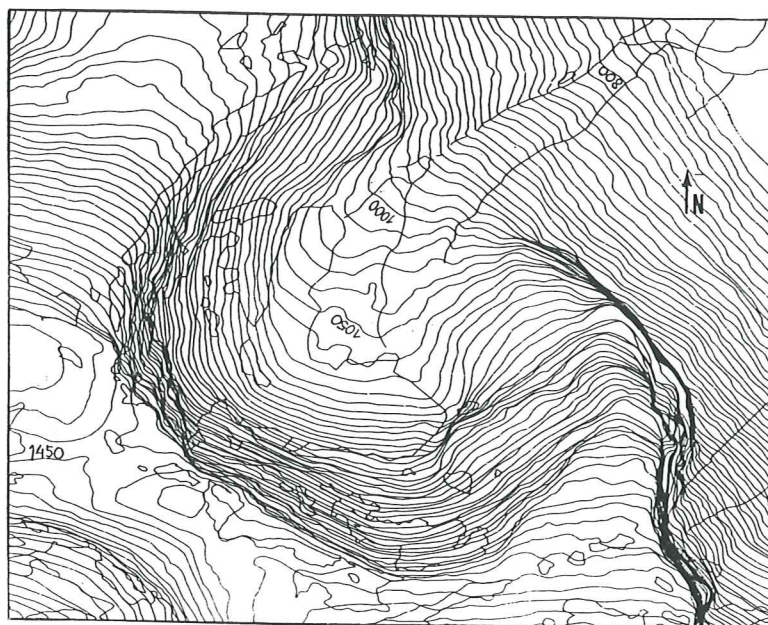
Nischformer i svenska fjällen är relativt väl kartlagda och har beskrivits i ett flertal arbeten av t.ex. Holdar (1957), Hoppe (1983), Rudberg (1954, 1984, 1992), Svensson (1959) och Vilborg (1977, 1984, 1985). Vilborgs avhandling innefattar en detaljerad inventering av nischformer i norra och mellersta Sverige. Nischerna är koncentrerade till de högsta fjällmassiven i norr. I de södra fjälltrakterna finns det jämförelsevis få glaciärnischer. Generellt minskar antalet nischformer gradvis från väster mot öster. Antalet glaciärnischer ökar med höjden och merparten av de välutvecklade glaciärnischerna återfinns i högfjällen. Nischernas orientering är svagt till måttligt asymmetrisk i högfjällsområden. I inlandsregionen är orienteringsfördelningen tydligt asymmetrisk, nischformer som vätter mot nordost till sydost är dominerande. I de mest västliga fjällen är jämförelsevis många nischformer exponerade mot västliga väderstreck. Former av varierande storlek förekommer. Nischernas djup är omkring 50 m hos de minsta och når upp till 350 m hos de största. Bredden varierar mellan 300 och 3000 m. I svenska fjällen är flertalet glaciärnischer tomma och nischglaciärer påträffas bara i högfjällen. Det är ovanligt med ändmoräner i anslutning till nischerna och i de fall det förekommer är moränerna små.

I den svenska fjällregionen är glaciärnischerna tydligt koncentrerade till höjdgistrets övre del. Den ojämna vertikala fördelningen har föranlett diskussioner kring nischbildningsprocessen (Rudberg 1984, 1992, Vilborg 1985, Holmlund 1991). Det har också spekulerats i alternativa nischbildningsprocesser. En teori om nischbildning genom subglacial erosion under en större bottenmältande is har fått stort gehör. Det finns ett norskt uttryck "hom" (plural: hommer) som är en beteckning för nischliknande former i fast berg. Hommerna tolkas som subglaciala erosionsformer som resultat av en eller flera inlandsisar (Kristiansen and Sollid 1989). Nischbildning genom subglacial erosion under större bottenmältande isar har även diskuterats av Rudberg (1984) och Holmlund (1991). Ännu har man inte funnit någon godtagbar genetisk tolkning för alla nischformer (Rudberg 1984).

3.2. Klassificering av nischer

3.2.1. Form

En glaciärnisch har formen av en amfiteaterlik urgröpning i fast berg (fig. 1). Den halvcirkelformade insänkningen kan vara symmetrisk eller asymmetrisk. Längsprofilen är konkav och tvärprofilen är U-formad. Väggarna är oftast branta och övergången från vägg till botten kan vara abrupt eller mjukt rundad. Nischens botten är ibland överfördjupad med en bergströskel i nischens öppna del. I överfördjupningen kan det ligga en liten sjö eller en myr. En nischglaciär kan uppta en mindre del av nischen eller fylla ut den helt.

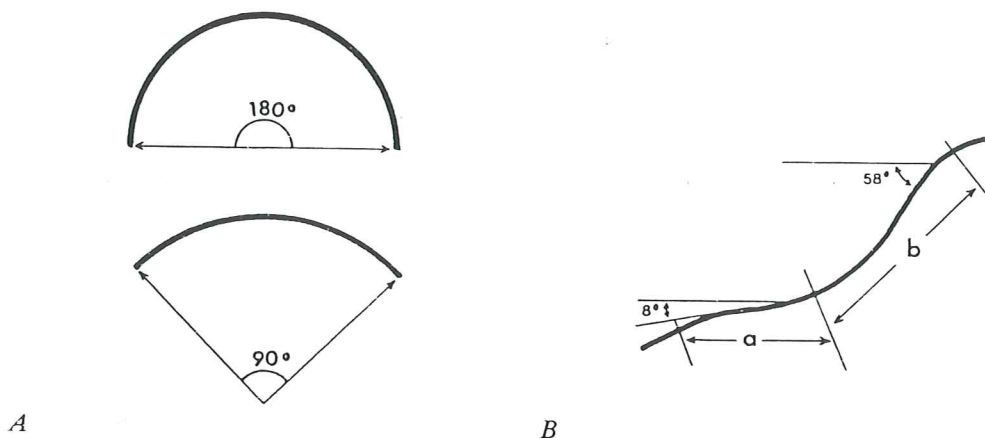


Figur 1. Exempel på en välutbildad glaciärnisch. Skala 1: 20 000, ekvidistans 10 m.
Efter Schlyter et al. 1993.

Det finns ingen entydig definition av begreppet glaciärnisch. Olika studier inom området har baserats på skilda morfologiska och genetiska kriterier. Detta har orsakat stora svårigheter med att jämföra och utvärdera resultaten. I handböcker och arbeten om nischer citeras ofta den definition som gavs av "the British Geomorphological Research Group" år 1973 (Evans and Cox 1974). I definitionen beskrivs nischernas geometriska form utan att några konkreta mått och gränser anges. Enligt det genetiska kriteriet ska glaciärnischens botten uppvisa spår av glacial erosion. Dessutom ska nischväggarna helt eller delvis vara utvecklade genom frostsprängning i fria luften.

Det har gjorts åtskilliga försök att mäta och morfometriskt beskriva nischformer. Nischens längd kan definieras som det maximala avståndet mellan bakre nischväggens överkant och yttergränsen för nischens botten. Nischbredden motsvaras av det största horisontella avståndet mellan motstående nischväggar. Nischens amplitud är det maximala vertikala avståndet från bakväggens överkant till nischens botten.

Dimensionerna längd, bredd och amplitud kompletteras ofta med mått på planslutenhet och profilslutenhet (fig. 2). Planslutenheten beskriver storleken av cirkelbågen som bildas av den längsta obrutna nivåkurvan inom nischens väggomramning, måttet anges i grader. Profilslutenheten definieras som skillnaden mellan den brantaste lutningen i bakväggen och den flackaste lutningen inom nischens botten, också uttryckt i grader. I olika studier har man försökt beskriva nischernas utvecklingsgrad genom beräkningar av förhållandet mellan höjd och längd eller bredd (t.ex. Graf 1976). Även faktorn konkavitet anses ge ett mått på nischformens utvecklingsgrad. Konkavitet kan definieras som planslutenheten plus fyra gånger profilslutenheten (Vilborg 1985). För att beskriva nischernas morfometri används även matematiska modeller. Kurvanpassningar till nischernas längsprofil är den enklaste modelltypen. Vid mer avancerade beräkningar härleds formler som beskriver morfometrin i två eller tre dimensioner (Goudie 1990).



Figur 2. Principskiss som illustrerar begreppen planslutenhet och profilslutenhet. Efter Vilborg 1985.
 A. Nischformer med olika mått av planslutenhet (sedda uppifrån). Den grova linjen markerar nischväggen. Planslutenheten definieras som den längsta obrutna nivåkurvan inom nischens väggomramning, måttet uttrycks i grader.
 B. Längsprofil av en nisch. Nischens botten (a) och bakre vägg (b) är schematiskt avgränsade; det lägsta påträffade lutningsvärdet i botten och det högsta lutningsvärdet i bakväggen är angivna. Profilslutenheten definieras som skillnaden mellan den brantaste lutningen i bakväggen och den flackaste lutningen inom nischbotten.

3.2.2. Nischbildningsprocesser

Vid utbildningen av glaciärnischer kan de olika erosionsprocessernas betydelse variera (Embleton and King 1975). Klimatet har stor betydelse för vilka processer som blir dominerande, men även berggrundens beskaffenhet har inverkan på de olika processernas intensitet. De verksamma processerna kan delas upp i erosionsprocesser som verkar i horisontell led och processer som verkar i vertikal led. Erosionsprocesserna kan beskrivas enligt följande:

Tillväxt i horisontell led - bakåtererosion

- Frostsprängning vid bakvägg och sidoväggar i områden där nischväggen är exponerad för fria luften. Tempererad is kan ge upphov till frostsprängning vid hastig tryckavlastning. I de fall glaciären består av tempererad is som överlagras av kall is, kan frostsprängning uppkomma vid nivån för 0°-isotermin.
- Abrasion av nischväggen eller sprickbildning till följd av exfoliation eller tryckavlastning.

Tillväxt i vertikal led - överfördjupning

- Abrasion av nischbotten när glaciären glider fram över underlaget.
- Tryckavlastningssprickor i samband med variation i det subglaciala vattentrycket.

3.2.3. Klassificering

I arbeten om nischformer har ett stort antal olika klassificeringssystem använts. I början av seklet användes ofta cykliska indelningssystem (t.ex Hobbs 1910, Ahlmann 1919). I cykliska system inordnas nischerna i olika utvecklingsstadier av en montanglaciation. Därefter klassificeras hela bergmassiv, grundat på de olika nischernas utvecklingsgrad. Nuförtiden används oftast mer eller mindre beskrivande indelningssystem. Tre system som har använts för nischstudier i svensk fjällterräng är Svenssons (1959), Rudbergs (1954) och senare Vilborgs (1985). Svenssons arbete behandlar nischer i ett öst-västligt tvärsnitt genom Skanderna. Indelningsschemat baseras på nischernas läge i terrängen och glaciärnischerna klassificeras härvid som A: nischer i dalslut, B: flanknischer eller C: kustnischer (Svensson 1959, sid 56-74). Rudbergs schema uppställdes vid en inventering av nischformer i Västerbotten. Indelningssystemet grundar sig på nischernas form men viss hänsyn tas också till nischernas läge i terrängen. Nischerna indelas i fem huvudgrupper A: stora symmetriska glaciärnischer, B: hängande symmetriska glaciärnischer, C: glaciärnischer i trågdalslut, D: asymmetriska nischer och E: nischliknande erosionsformer med raka väggar (Rudberg 1954, sid 282-285). Dessutom bedöms utvecklingsgraden för nischer i grupp A, B och C som 1: välutvecklad och 2: mindre välutvecklad. Rudberg betraktar välutvecklade nischformer som s.k. "säkra glaciärnischer", hos övriga nischer anser han att niviation kan ha varit en huvudfaktor vid genesen. Vilborgs klassificeringssystem utarbetades under en omfattande inventering av nischformer i norra och mellersta Sverige. Vilborg utgick härvid från Rudbergs schema, under arbetets gång modifierades och komprimerades schemat något. Vilborgs slutliga indelningssystem grundar sig endast på nischernas form.

För att klassificera Passglaciärens nisch har jag valt att använda mig av Vilborgs indelningsschema. Valet motiveras genom att Vilborgs studie grundas på det mest omfattande underlagsmaterialet.

Vilborgs klassificeringssystem (1985b, s 16-20) urskiljer fem typer av nischformer som beskrivs nedan. De två första nischformerna N:1 och N:2 betecknas som "glaciärnischer", medan nischer av typ N:3, N:4 och N:5 betecknas som "problematiska nischformer". Vilborg gör bedömningen att nivationsprocesser kan ha medverkat i betydande utsträckning vid utvecklingen av de problematiska nischformerna. Enligt Vilborg beskrivs nischformerna enligt följande:

N:1 Nischer djupt inskurna i fast berg med väl utvecklad konkavitet. Planslutenheten understiger sällan 180° . Bottnen kan vara överfördjupad och somliga nischer har en bergtröskel i bottenens yttre del. Formen är inte alltid perfekt halvcirkulär och asymmetrier förekommer i såväl horisontell som vertikal led.

N:2 Tydliga nischer med åtskilligt av N:1 formens utseende. Planslutenheten är vanligen mindre än 180° men i gengäld är N:2-nischer väl så breda som N:1-nischer. I de fall planslutenheten når så höga värden som 180° är nischerna små. Nischens botten är inte markant överfördjupad och nischtröskel har endast konstaterats som en antydan. Asymmetrier i formen kan uppträda.

N:3 Grunda skål-liknande nischformer. Även de djupaste N:3-nischerna är grunda i förhållande till sin storlek. Det finns inte någon markant brytlinje mellan väggar och botten. Gränsen mot omgivande terräng brukar vara oskarp och nischens botten är inte påtagligt överfördjupad. Planslutenheten kan överstiga 180° . I många N:3 former påträffas fast berg endast på enstaka ställen eller inte alls.

N:4 Nischer som utsatts för långt gången destruktion. Nischens bakre vägg är kraftigt nederoderad och i extrema fall återstår bara ett bergbäcken innanför en låg väggomramning. Mått på formens planslutenhet är inte meningsfullt att ange för dessa låga, nästan slutna bergbäcken.

N:5 Branta, ofta höga väggar som är något konkava och därför påtagligt nischliknande. Planslutenheten kan ungefärligt anges med intervallet 40° - 100° . Stora mängder talus har noterats i många N: 5 former.

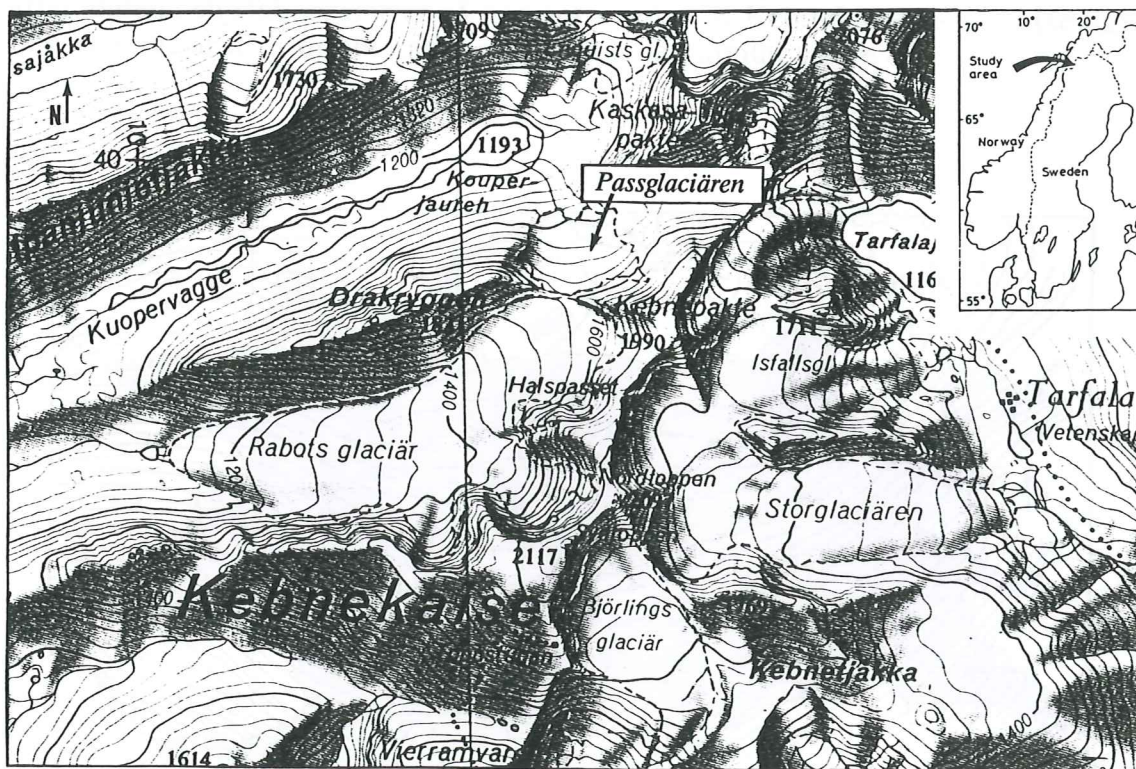
3.3. Områdesbeskrivning

3.3.1. Allmänt

Undersökningsområdet tillhör fjällmassivet Kebnekaise som ligger i nordvästra Lappland (fig. 3).

Kebnekaise är Sveriges högsta fjällområde, topphöjderna ligger mellan 1600-2100 m.ö.h. Det finns rester av slättplatåer bevarade på olika nivåer, t.ex. Kebnetjäckkaplatån på 1400 meters höjd (Melander 1975). Området har alpint spetsig topografi och höjdskillnaden mellan fjälltoppar och dalbottnar är relativt stor, mellan 600 och 700 m är vanligt.

Kebnekaisemassivet tillhör den resistenta Sveve-skollan som består av mer eller mindre metamorfoserade diabaser, österut övergår bergarten till gnejs och amfibolit (Andréasson and Gee 1989). Berggrundens beskaffenhet har generellt haft stor inverkan på morfologin. Skollbergarterna stupar flackt mot väst-nordväst. Bergarternas stupning har bidragit till att öst- och sydslyttningar är branta medan väst- och nordslutningar är flackare. De högsta fjälltopparna består av diabas och den hårda bergarten ger upphov till en taggig topografi. Hos rundade toppar och platåtytor utgörs bergarten ofta av amfibolit.

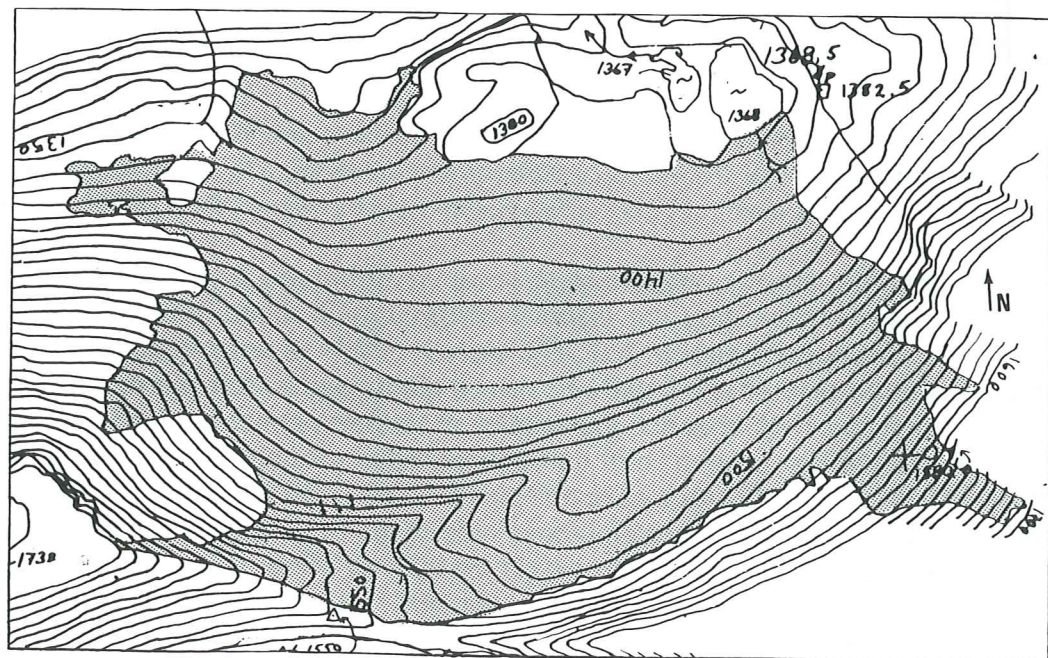


Figur 3. Undersökningsområdet tillhör fjällmassivet Kebnekaise, nordvästra Lappland. Passglaciären ligger mellan Tarfaladalen och Rabots glaciär på den norra sidan av Kebnekaisemassivet. Väster om Passglaciären reser sig en långsträckt bergskam, Drakryggen. Glaciären dräneras västerut ner genom Udalen Kuopervagge. Skala 1:50 000.

Kebnekaiseområdet är mycket rikt på glaciärer. De flesta glaciärerna är belägna i nischer och vanligtvis utgör nischområdena en stor del av dalglaciärernas ackumulationsyta. Landskapet präglas av kraftig glacial erosion med välutbildade trågdalar och glaciärnischer. Hos åtskilliga nischer är bakväggen genombruten till följd av nischerosion från två håll. Mellan flera av trågdalarna återstår endast en smal bergskam. Glaciärfronterna kantas ofta av välbevarade Holocena moränsystem (Karlén 1973), moränerna är ofta isfyllda. Vanliga moräntyper är änd- och sidmoräner eller fält med "fluted moraine". Glacifluviala erosionsformer förekommer i form av laterala dräneringskanaler. Glacifluviala depositionsformer kan observeras i form av små deltan eller åsar.

Bergartsgränser kan lokalt ha stor inverkan på morfologin. Selektiv glacialerosion av mindre resistent bergarter kan utbilda överfördjupningar (Eriksson et al. 1993) eller ge upphov till hög topografisk brutenhet (Andréasson and Gee 1989). I Kebnekaise föreligger det ett uppenbart samband mellan bergarternas stupning och de glaciala erosionsformerna. Överfördjupningar är vanliga under glaciärer där isens rörelseriktning skär inåtstupande lager. Genom radarmätningar har sådana överfördjupningar konstaterats under t.ex. Björblings glaciär, Storglaciären och Isfallsglaciären (se fig. 3). Hos Rabots glaciär är isrörelsen nära parallell med bergarternas stupning. Topografin under Rabots glaciär sluttar jämnt nedströms och några överfördjupningar har inte registrerats (Björnsson 1981).

Passglaciären (Lat. 67°55' N, Long. 18°30' E) är en nischglaciär som ligger mellan Tarfaladalen och Rabots glaciär på den norra sidan av Kebnekaisemassivet (se fig. 3 och 4). Glaciären är orienterad mot norr och den upptar större delen av



Figur 4. Topografisk karta över Passglaciären (1990). Skala 1: 10 000, ekvidistans 10 m.

nischformen. Passglaciären ligger inom höjdintervallet 1330 - 1680 m.ö.h. Arean är ca 0,5 km² och isytans medellutning är 16°. Glaciären dräneras genom en välformad U-dal (Koupervagge) som leder vidare västerut. Väster om Passglaciären reser sig en långsträckt bergskam (Drakryggen) vilket medför att Passglaciären ligger i läposition för västliga vindar. Glaciärens utseende påminner om en snölega. Det har utbildats två långsträckta lädrivor i firnområdet, lädrivorna kan skönjas på den topografiska kartan i figur 4. Passglaciärens övre del når upp till ett bergspass (Firnpasset) och den blottade delen av nischens bakvägg är mycket brant. Berggrunden består främst av metamorfoserade diabaser men det förekommer också skivor av trondhjemit och metasedimentära bergarter. I området har diabasens foliationsstupning uppmätts till 30-40° nordvästlig riktning (Andréasson and Gee 1989).

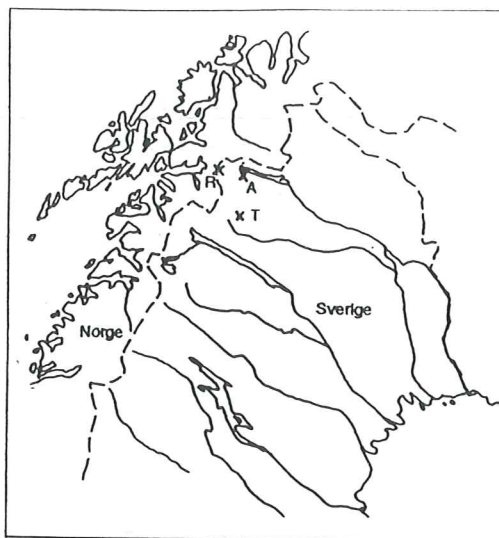
3.3.2. Klimatförhållanden

Klimatet i norra Skandinavien domineras av frekventa lågtryckssystem, framförallt under sommarhalvåret. Generellt rör sig lågtryckssystemen från sydväst mot nordost och en stor del av nederbörden faller som orografisk nederbörd utmed norska kusten. Nederbördsmängden minskar successivt mot öster och undersökningsområdet ligger i en region med mycket kraftig nederbördsgradient. I tabell 1 anges klimatdata avseende nederbörd och temperatur för Riksgränsen, Abisko och Tarfala, väderstationernas geografiska läge visas i figur 5.

	Medeltemperatur (°C) för kalendermånad jan. (01) - dec.(12)												N.b. (mm)	
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	År	År
Riksgränsen	-11.4	-10.5	-8.1	-3.8	2.0	7.2	10.1	8.9	4.5	-0.5	-5.6	-9.7	-1.4	1001
Abisko	-11.7	-11.4	-8.6	-2.5	3.0	8.5	11.3	10.1	5.3	0.1	-5.2	-8.8	-0.8	304
Tarfala	-12.3	-11.3	-10.2	-7.1	-1.6	3.9	7.1	5.7	0.8	-4.2	-8.2	-10.7	4.0	900

Tabell 1. Normalvärden för temperatur och nederbörd i Riksgränsen, Abisko och Tarfala. Klimatdata för Riksgränsen och Abisko gäller för den senaste normalperioden 1961-90 (Alexandersson et al. 1991). Normalvärden för Tarfala baseras på observationer mellan 1965-90 (Grudd 1992).

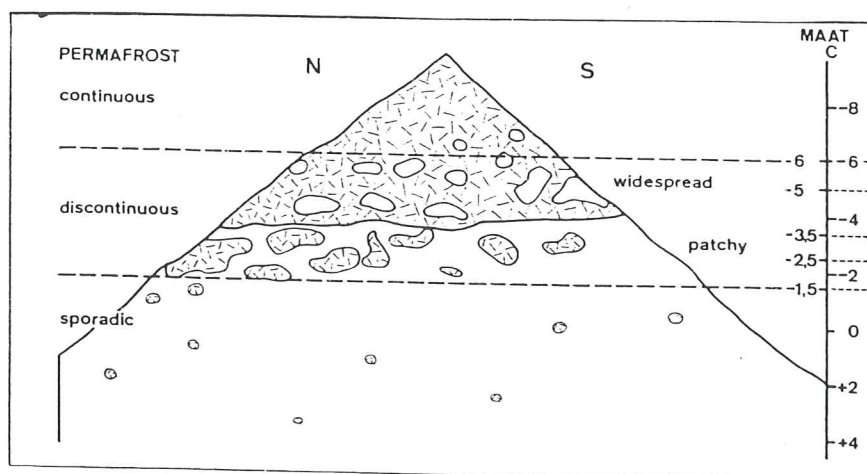
Vid Tarfalastationen genomförs meteorologiska observationer vid en mätstation som ligger ca 1130 m.ö.h. Temperaturmätningar har genomförts sedan 1965 och årsmedeltemperaturen är -4,0°C (Grudd 1992). Årsmedeltemperaturen vid Passglaciären kan uppskattas med hjälp av det adiabatiska temperaturavtagandet med höjden. Luftfuktigheten i området är relativt låg och rimligtvis bör temperaturgradienten ha ett värde som ligger mellan den fukt- och torradiabatiska gradienten, d.v.s. mellan 0,6 och 1,0°C/100 m. Om man antar att det adiabatiska temperaturavtagandet är 0,8°C/100 m så bör årsmedeltemperaturen vid Passglaciären ligga mellan -5,6 och -8,4°C (glaciärens lägst respektive högst belägna punkt). Årsmedelnederbörden i Tarfala är 900 mm. Topografiska effekter kan ge upphov till stora lokala variationer i området. På Storglaciären intill Kebnekaises östvägg är årsmedelnederbörden ca 3000 mm och motsvarande värde för Kebnekaises västra sida är ca 1500 mm.



Figur 5. Geografiskt läge för väderstationerna Riksgränsen (R), Abisko (A) och Tarfala (T).

Högfjällsområdet karaktäriseras av utbredd permafrost. Omfattande studier av permafrostens utbredning har genomförts i Tarfaladalen (King 1986). I vertikal led kan området indelas i zoner med kontinuerlig, diskontinuerlig och sporadisk permafrost (fig. 6). King's undersökningar visar att zongränserna följer isotermer för vissa årsmedeltemperaturer. Permafrosten är kontinuerlig i områden ovanför $-6,0^{\circ}\text{C}$ -isotermer, det frusna lagrets mäktighet kan uppgå till flera hundra meter. Mellan isotermer för $-6,0$ och $-3,5^{\circ}\text{C}$ är permafrosten omfattande och upptar då mer än 50% av markytan. Permafrosten är diskontinuerlig ner till $-1,5^{\circ}\text{C}$ -isotermer där den övergår till sporadisk förekomst.

För Passglaciären, med uppskattad årsmedeltemperatur inom intervallet $-5,6$ till $-8,4^{\circ}\text{C}$, innebär detta att huvuddelen av glaciären ligger inom zonen med kontinuerlig permafrost. En mindre del av frontpartiet (höjdnivå < 1380 m.ö.h.) kan möjligen ligga inom zonen med omfattande diskontinuerlig permafrost.



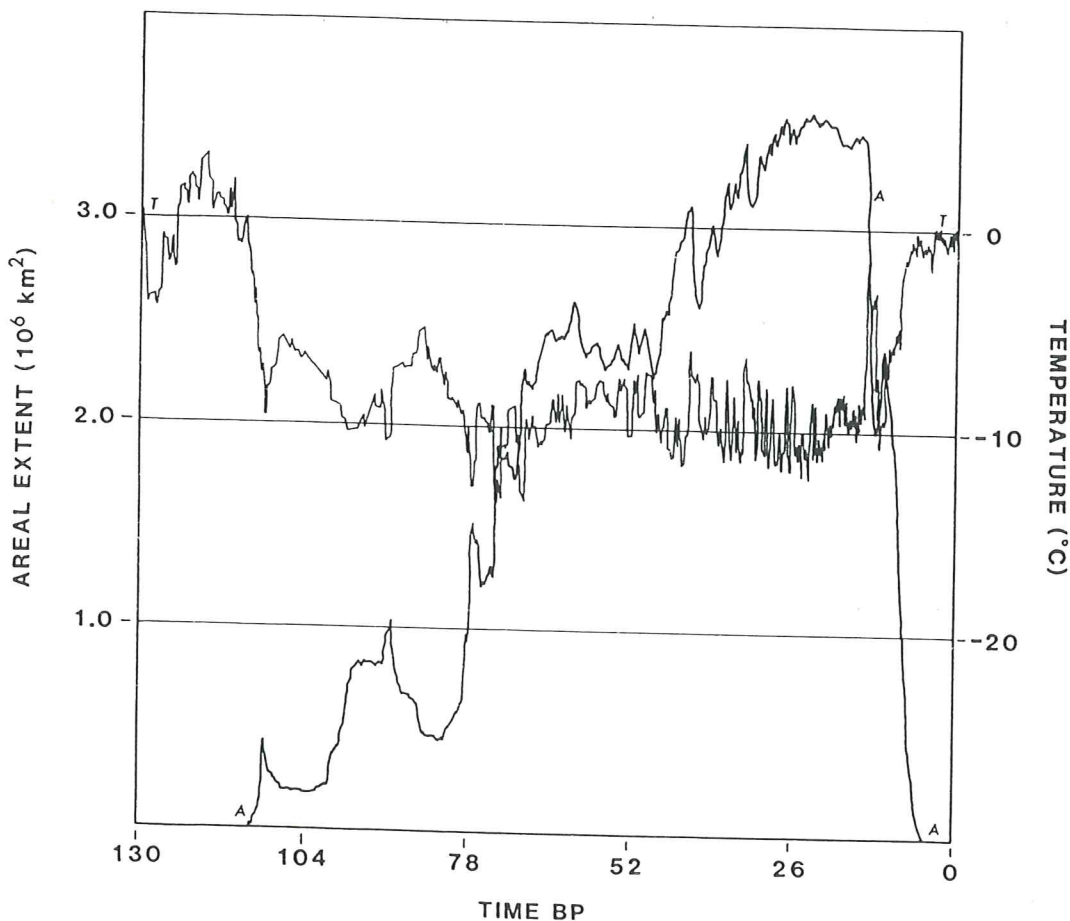
Figur 6. Vertikal indelning av permafrostens utbredning. Y-axeln visar isotermer för årsmedeltemperaturen MAAT (mean annual air temperature). I områden belägna ovanför $-6,0^{\circ}\text{C}$ isotermer är det kontinuerlig permafrost. Mellan $-6,0$ och $-1,5^{\circ}\text{C}$ isotermer är permafrosten diskontinuerlig. På lägre höjdnivåer övergår permafrosten till sporadisk förekomst. Från King 1986.

3.4. Klimatutveckling från 120 000 BP till nutid

För ungefär 115 000 år sedan initierades den senaste kvartära glaciationen som brukar kallas Weichselistiden. Istiden varade fram till ca 10 000 BP då den Holocena interglacialen tog vid.

För att beskriva klimatutvecklingen under den senaste istiden kan man använda sig av tidsserier med klimatbetingade variationer hos naturliga företeelser som t.ex. isotopförhållanden i iskärnor, sammansättning av flora och fauna eller havsnivåfluktuationer. Klimatutvecklingen på norra hemisfären kan på ett tillfredsställande sätt beskrivas av en syreisotopkurva från Grönlands inlandsis (Lamb 1977); figur 7.

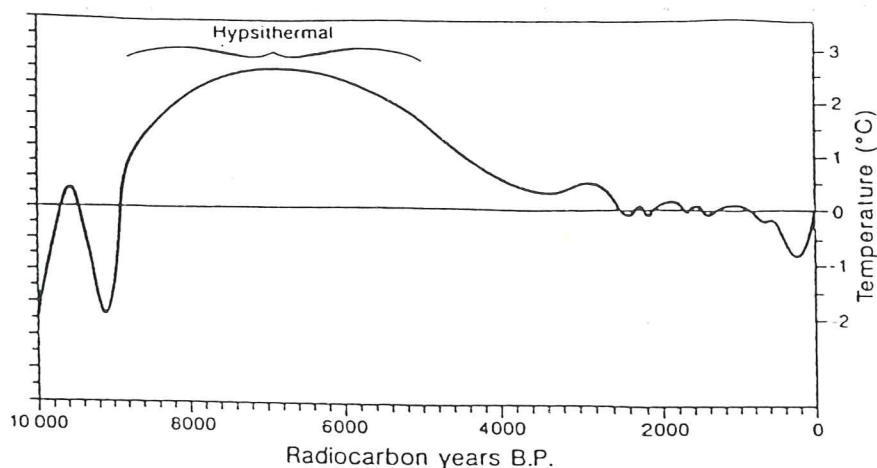
Vid 120 000 BP hade det varit varmt klimat under en längre period. Under interglacialens klimatmaxima låg havsnivån ca 18 m högre än idag och till följd av transgressionen hade Skandinavien förvandlats till en isolerad ö (Lamb 1977). Vid 115 000 BP inträffade en hastig klimatförsämring och detta var inledningen till Weichselistiden. Vid två tillfällen före 75 000 BP förekom perioder med mildare klimat. Därefter var det en lång tidsperiod med kontinuerligt glacialt klimat.



Figur 7. Kurvorna beskriver hur lufttemperatur (T) och inlandsisens ytarea (A) har varierat under den senaste glaciationen. Tiden anges i tusental år före nutid (BP - before present). Beräkningarna baseras på syreisotopvariationer i Grönländska iskärnor. Från Holmlund and Fastook 1993.

Mellan 75 000 - 30 000 BP indikeras kraftiga temperaturoscillationer inom ett intervall med låga temperaturer, fluktuationerna uppgick till 5-6°C (Houghton et al. 1990). Att döma av iskärnestudier så halverades nederbörden i polarområden under den omfattande kallperioden. Förhöjda stofthalter styrker teorin om torrt klimat under perioden. Sammansättningen av flora och fauna i Europa tyder på att mildare skeden av interstadialtyp har förekommit mellan 50 000 - 25 000 BP (Crowley and North 1991). En klimatförbättring initierades omkring 14 000 BP. Värmeperioden avbröts abrupt av "Yngre Dryas" som utgjorde en kort sista kallfas mellan 11 000 - 10000 BP. Därefter tog den Holocena interglacialen vid med betydligt varmare klimat.

Under tidig Holocen (10 000 - 4500 BP) var klimatet betydligt varmare än under perioden efter 4500 BP (Houghton et al. 1990). Holocena klimatkurvor som baseras på variationer hos glaciärers utbredning har framarbetats vid studier i olika delar av Skandinavien (t.ex. Matthews and Karlén 1992, Nesje and Dahl 1991, Nesje and Kvamme 1991). Kurvorna följer i stort sett samma storskaliga mönster, även om de absoluta temperaturvärdena kan skilja sig åt. Klimatkurvan i figur 8 är hämtad från studier i ett område i västra Norge (Nesje and Kvamme 1991).

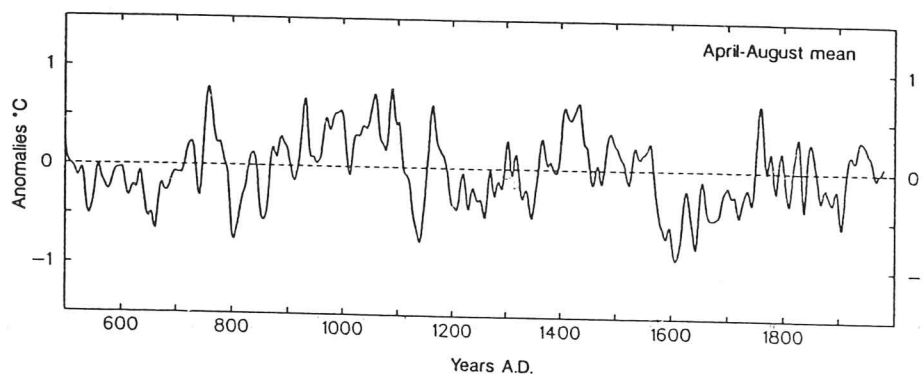


Figur 8. Temperaturkurva för den Holocena interglacialen. Tiden anges i antal år före nutid (B.P.). Under tidig Holocen var det en s.k. hypsithermal period, då klimatet betydligt varmare jämfört med under den senare delen. Från Nesje and Kvamme 1991.

Genom att studera vegetationsutvecklingen kan man få en översiktlig bild av klimatvariationerna under Holocen. Efter Yngre Dryas steg sommartemperaturen hastigt och det var som varmast någon gång mellan 6000 - 5000 BP. Enligt vegetationsutvecklingen i Sverige har kallperioder förekommit omkring 3000 - 2000, 1200 BP och under de senaste århundradena.

Efter att den tidig-Holocena värmeperioden avklingat fluktuerade klimatet kring en trend med avtagande temperatur (Matthews and Karlén 1992, Nesje and Dahl 1991, Nesje and Kvamme 1991, Karlén and Matthews 1992). Enligt ett stort antal observationer från lokaler i både Sverige och Norge inträffade en påtaglig klimatförsämring strax före 3000 BP (Karlén 1988).

Genom studier av trädens årsringar kan man erhålla relativt detaljerad information om klimatet. I norra Skandinavien har sommartemperaturen signifikant betydelse för trädens tillväxt. I figur 9 visas en 1500 år lång dendrokronologi för området (Briffa et al. 1992). Enligt rekonstruktionen har längre kallperioder förekommit mellan åren 500-700, 790-870, 1110-1150, 1190-1360 och 1570-1750 e.kr. Kallperioden som sträcker sig från senare delen av 1500-talet fram till mitten av 1700-talet sammanfaller med "Lilla istiden" som har registrerats över hela Europa. Längre, huvudsakligen varma perioder har förekommit mellan åren 720-790, 870-1110 och 1360-1570. Över hela Europa var klimatet varmare under delar av perioden mellan 900-1300 (Lamb 1977). Dendrokronologin för norra Skandinavien indikerar en tidig värmeperiod som begränsas till 900- och 1000-talet (Briffa et al. 1992).



Figur 9. Somarmedeltemperaturens avvikelse från dagens medelvärde (april-augusti). Temperaturkurvan gäller för norra Skandinavien under perioden efter 500 e.kr. (A.D.). Beräkningarna baseras på dendrokronologiska studier. Från Briffa et al. 1992.

Sedan mitten av 1800-talet har klimatutvecklingen i Sverige dokumenterats systematiskt med hjälp av meteorologiska instrument (Alexandersson and Eriksson 1989). Från 1860 vid mätseriens början fram till 1900-talet sjönk somarmedeltemperaturen med knappt 0,5° C. Från omkring 1900 fram till mitten av 1930-talet steg somarmedeltemperaturen med 1° C. Sedan mitten av 30-talet har det varit en avtagande trend och i Sveriges nordliga delar har årsmedeltemperaturen sjunkit med drygt 0,6° C.

3.5. Glaciärers utbredning från 120 000 BP till nutid

Glaciärernas utbredning är kopplad till klimatet. Kallare somrar eller mer nederbördsrika vintrar leder till att glaciärerna växer. Varmare somrar eller ett torrare vinterklimat medför att glaciärernas storlek minskar. Betydelsen av en specifik klimatförändring kan variera mellan olika klimatregioner. I kontinentala områden har framför allt sommarmedeltemperaturen stor inverkan på glaciärernas massbalans. I områden med maritimt klimat har mängden vinternederbörd större betydelse. Relationen mellan glaciärer och klimat är komplicerad. Vid klimatförändringar kan olika glaciärer reagera på olika sätt. Inom ett och samma område kan någon glaciär vara på reträtt, samtidigt som en annan gör en frontframryckning. Faktorer som påverkar individuella glaciärers reaktionsmönster vid en viss klimatförändring är framför allt bottentopografi, grad av kontinentalitet och storlek. Mindre glaciärer är känsliga även för kortvariga klimatförändringar som bara har måttlig inverkan på stora glaciärer. Glaciala cykler karaktäriseras av gradvis övergång från interglacial till glacial miljö och en jämförelsevis hastig avslutning av glaciala förhållanden (Jäger and Jennings 1991).

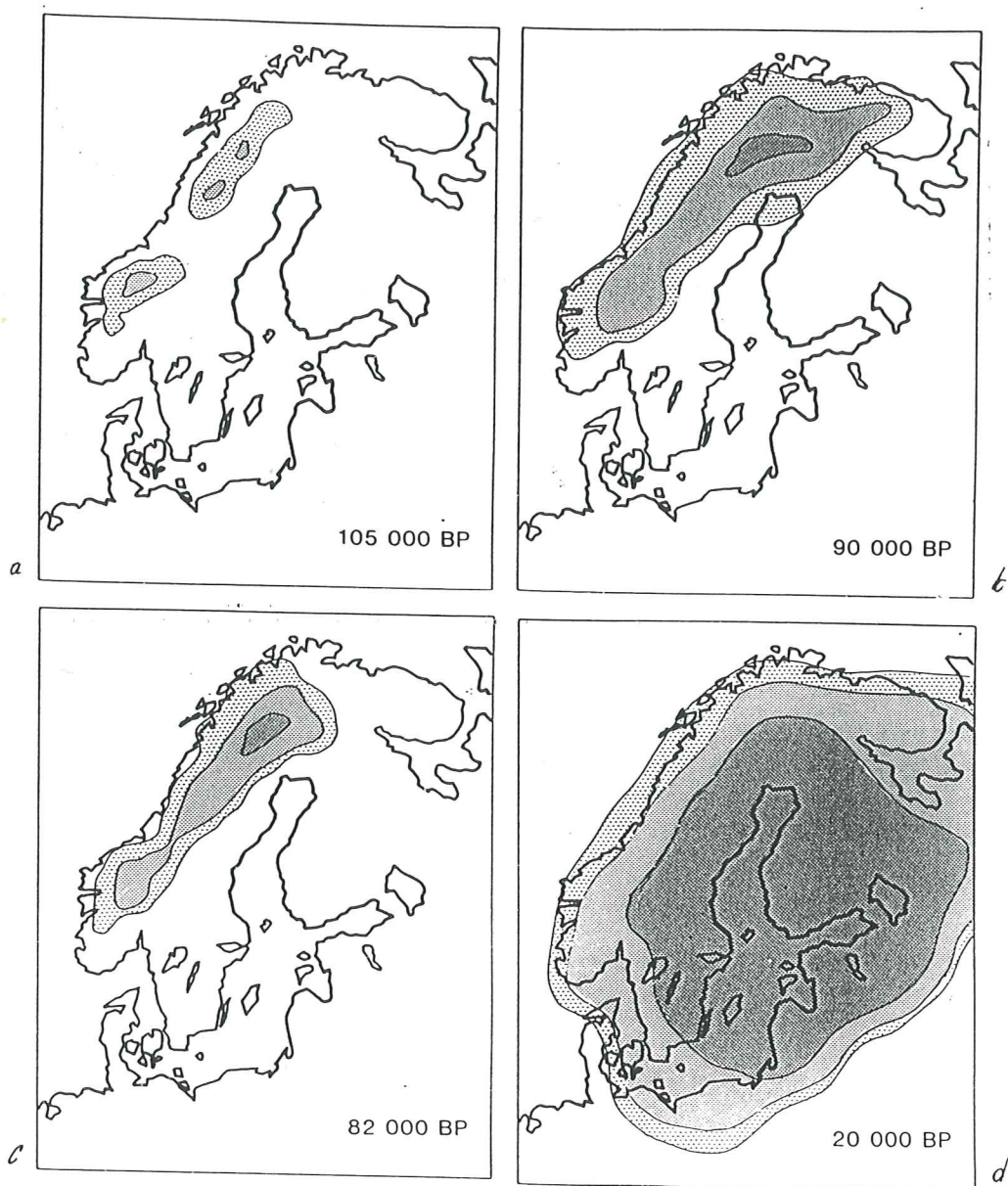
Man har försökt rekonstruera Weichselistidens utvecklingsförlopp genom olika modelleringsarbeten. En modell som beskriver inlandsisens areella utbredning visas i figur 7. Isfrontens position vid olika tidpunkter visas i figur 10 a-d.

Weichselistiden inleddes för ca 115 000 år sedan. Inlandsisen byggdes upp i två steg, det första började vid 115 000 BP och det andra vid 75 000 BP. Under den första uppbyggnadsfasen avbröts istäckets tillväxt av perioder med mildare interstadialklimat vid två tillfällen. Syreisotopmätningar i djuphavssediment indikerar extremt snabb istillväxt på kontinenterna vid 115 000 BP (Lamb 1977). Istäcket breddade ut sig över fjällområdet samt svenska och finska Lapland. Den glaciala expansionen avbröts vid en klimatförbättring centrerad kring 105 000 BP. Isfronten retirerade och vid slutet av interstadialen var hela området utom fjällen isfritt (fig. 10 a) (Lindström et al. 1991). Därefter blev klimatet återigen kallare och istäcket expanderade på nytt (fig. 10 b). Vid ca 80 000 BP inföll den perioden med mildare klimat. Isfronten retirerade denna gång till ett läge utanför fjällregionen (fig. 11 c). Under inlandsisens första uppbyggnadsfas var isdelaren lokaliserad parallellt med, och i närheten av fjällkedjan.

Omkring 75 000 BP började Weichselisens andra uppbyggnadsfas. Istäcket expanderade under en långvarig period med strängt glacialklimat då inlandsisen var kontinuerligt bottenfrusen över stora områden under (Kleman 1992). Weichselisen hade maximal utbredning omkring 20 000 - 18 000 BP (fig. 10 d) och istäckets tjocklek har uppskattats till 3500 - 4000 m (CLIMAP 1976). I norra Skandinavien låg isdelarens max-position troligtvis i närheten av Bottenhavet. Vid frontreträtten förflyttades huvudisdelaren västerut tillbaka mot fjällkedjan.

Omkring 14 000 BP inleddes deglaciationen. Milt klimat medförde abrupt och omfattande deglaciation i flera regioner. Under Yngre Dryas (ca 11 000 - 10 000 BP) sköts isfronten fram något. Efter klimatförbättringen vid 10 000 BP fortskred deglaciationen med hög hastighet och endast några kortvariga avbrott med framskjuten isfront har registrerats. Även vid deglaciationen var inlandsisen bottenfrusen över stora ytor, bottenmältande förhållanden uppnåddes endast i begränsade områden (Kleman 1992).

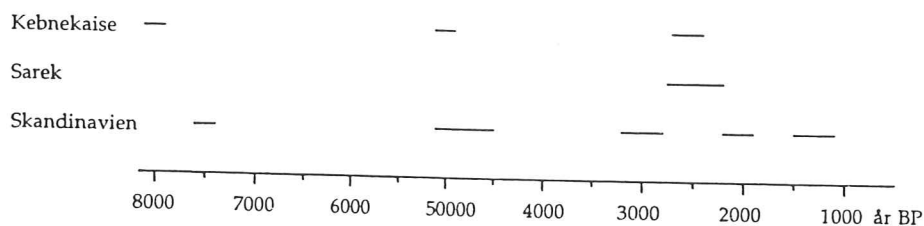
Den sista resten av inlandsisen var belägen i högfjällen i norr och istäcket retirerade in mot Sarek och Kebnekaise (Lindström et al. 1991). Fjällområdet frilades från inlandsisen omkring 8500 - 8000 BP.



Figur 10 a-d. Rekonstruktioner av inlandsisens utbredning vid fyra olika tillfällen under Weichselistiden. Tiden anges i antal år före nutid (BP). Från Holmlund and Fastook 1993.

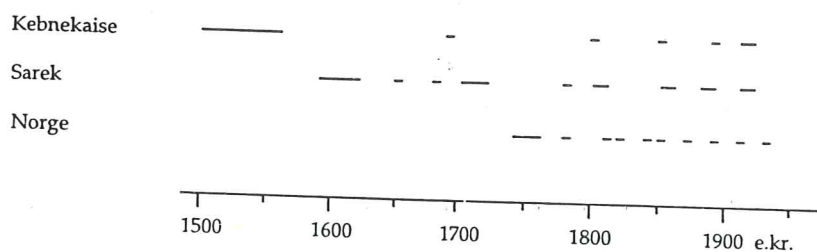
Höga sommartemperaturer under tidig Holocen gjorde att åtskilliga glaciärer försvann helt. Många av glaciärerna återbildades inte förrän omkring 2000 BP (Karlén 1988). Under den varmaste perioden låg glaciärernas jämviktslinje mer än 400 m högre än dagens nivå. Då kunde glaciärer troligtvis bara existera i Skandinavien's högst belägna bergmassiv. Återbildningen av glaciärer, eller "neoglaciationen", inträffade inte samtidigt längs hela fjällkedjan. Vid olika studier har neoglaciation daterats till perioder från 7500 BP ända fram till 1000 BP.

Glaciala framryckningar som inträffat före Lilla istiden har lämnat spår i form av moränryggar och siltlager i lakustrina sediment. De dateringsmetoder som finns att tillgå är i första hand C^{14} -tekniken och lichenometri. Under Lilla istiden var glaciärfronterna långt framskjutna och framryckningen var en av de mest omfattande under hela Holocen. Spår från mindre omfattande fluktuationer har överskridits vid senare frontframryckningar och därmed förstörts. Det faktum att en lokal saknar spår efter framskjutna glaciärfronter utesluter inte att expansion har förekommit. Karlén (1988) har sammanställt information om glaciärernas utbredning i Skandinavien under Holocen. Studien baseras på data som erhållits genom C^{14} -datering av moräner, lichenometri och studier av lakustrina sediment. Sammanställningen visar att glaciärfronterna sannolikt har haft framskjutna positioner omkring 7500, 5100-4500, 3200-2800, 2200-1900, 1500-1100 och 320-20 BP. Mindre uttalade framryckningar, eller framryckningar som indikeras mindre tillförlitligt, har förekommit vid 6300, 5600, 2500, 940, 600-560 och 380 BP. I olika klimatreioner i Skandinavien kan topografiska och klimatologiska effekter ge upphov till stora avvikelser från det generella mönstret (Matthews and Karlén 1991, Nesje and Dahl 1991). Lichenometriskastudier i Kebnekaiseområdet indikerar glaciärframryckningar omkring 8000, 5000 och 2800 - 2200 BP (Karlén 1973). Figur 11 visar perioder då glaciärer i Kebnekaise, Sarek respektive hela Skandinavien har haft framskjutna frontpositioner.



Figur 11. Tidsperioder mellan 8000 - 4000 BP då glaciärerna i Kebnekaise, Sarek respektive hela Skandinavien har haft framskjutna frontpositioner. Efter Karlén 1973, 1988 och Karlén and Denton 1975.

Under Lilla Istiden har utbredningen av glaciärer i Skandinavien dokumenterats relativt väl genom historiska dokument och lichenometriska studier. I Norge var glaciärernas utbredning som störst omkring 1750 e.kr. (Karlén 1988), därefter har glaciärerna dragit sig tillbaka. Glaciärernas tillbakagång har avbrutits av korta perioder med glaciärframstötningar. De flesta av de norska glaciärframstötningarna har kunnat identifieras även i Sverige. I Sverige hade merparten av glaciärerna maximal utbredning någon gång under 1600-talet eller vid början av 1700-talet. Omfattande framryckningar daterats till 1600, 1650 och 1700 - 1720 (Karlén 1988). I Kebnekaiseområdet har glaciärfronterna haft framskjutna positioner vid 1500 - 1640, 1710, 1780, 1850, 1890 och 1910-1920 (Karlén 1973). Efter framryckningen mellan 1910-1920 har glaciärfronterna retirerat nästan kontinuerligt. Figur 12 visar perioder då framskjutna glaciärfronter registrerats i Kebnekaise, Sarek och Norge sedan 1500-talet.



Figur 12. Perioder sedan 1500-talet då ett flertal glaciärer i Kebnekaise, Sarek respektive Norge har haft framskjutna frontpositioner. Efter Karlén 1973, 1988 och Karlén and Denton 1975.

4. METODER OCH RESULTAT

4.1. Isdjupsmätningar

4.1.1. Allmänt

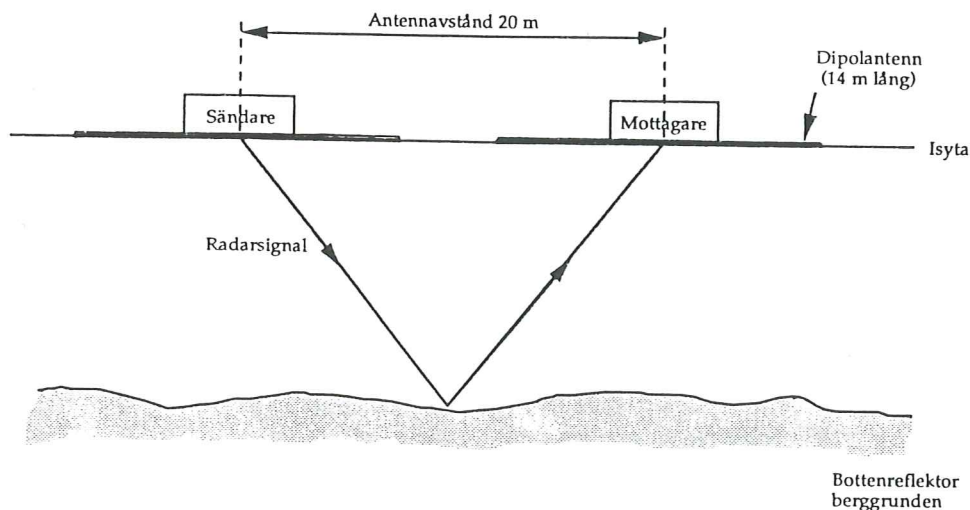
Glaciärens istjocklek bestämdes med hjälp av radioekomätningar, mätningarna genomfördes utmed kontinuerliga profiler. Sondering med radioeko är en aktiv fjärranalysmetod och principen för radioekosondering är enkel. Tekniken utnyttjar glaciärens dielektriska egenskaper som gör att isen är transparent för elektromagnetiska vågor. En sändare emitterar radiovågor som penetrerar isen och reflekteras mot glaciärens botten. När ekosignalen når isytan registreras den av en mottagare och signalens transporttid mäts. Med kännedom om radiovågornas hastighet kan sedan isdjupet beräknas. I glaciäris är radiovågornas spridningshastighet 168 m/ms (Bogorodsky et al. 1985). Isens densitet har stor inverkan på radiovågornas hastighet. I lätta material är hastigheten högre och om isen täcks av maktiga snö- och firnlager är hastighetskorrigeringar nödvändiga. Spridningshastigheten påverkas även av radiovågornas frekvens och av isens temperatur men dessa hastighetsavvikelser är i regel försumbara (Paterson 1981). Reflektion uppkommer inte enbart vid glaciärens botten utan även vid inhomogeniteter i isen. Isstrukturer, moränlager och fritt vatten kan på detta sätt agera som s.k. "inre reflektorer". Vatten är en bättre reflektor än berggrunden. Den dielektriska konstanten för vatten är 81, för berg ligger den mellan 6 - 8,5 (motsvarande värde för is är 1). Reflektion från vatten är alltså ca 10 ggr starkare än reflektion från berg. Radiovågor med låg frekvens (< 20 MHz) ger stort nedträngningsdjup och används framför allt vid mätningar av isdjupet. Vågor med hög frekvens ger bättre upplösning men absorberas också snabbt i isen. Radiovågor inom det högre frekvensområdet används främst vid studier av snö- och firnlager nära glaciärytan. Radartekniken är en relativt ung undersökningsmetod inom glaciologi. Teorin om spridning av elektromagnetiska vågor i is utvecklades vid mitten av 50-talet och därefter har användningen av radarmetoder ökat snabbt. Tekniken möjliggör nya undersökningsmetoder som ger resultat relativt snabbt utan tidskrävande bearbetning. En stor fördel med radarmetoder är att mätningarna kan utföras längs kontinuerliga profiler istället för i separata mätpunkter såsom vid t.ex. seismikmätning. Vanliga användningsområden är bestämning av snö- och isdjup, isens densitet samt studier av berggrundsmorfologi.

4.1.2. Metoder

Under 1992 genomfördes en förstudie med isdjupsmätningar utmed Passglaciärens längsprofil (Näslund/Grudd, ej publ.). Resultaten har utnyttjats som bakgrundsmaterial och varit till god hjälp för det fortsatta arbetet. På Passglaciären utfördes radioekomätningar i mitten av april 1993 samt kompletterande mätningar i augusti. Vid mätningarna användes en Mark II-radar som utvecklats vid Islands Universitet (Sverrisson et al. 1980). Utrustningen är konstruerad för sondering av grunda, tempererade glaciärer. Mark II är en pulsradar som arbetar vid frekvensen 8 MHz, nedträngningsdjupet är 30-400 m. Systemet består av en sändare, en mottagare och två antenner. För sändning och mottagning används två identiska dipolantennar. Vid mottagaren registreras ekosignalen på ett digitalt oscilloskop, Tektronix 222. Utrustningen har framgångsrikt använts vid sondering av polära och subpolära glaciärer (Herzfeld and Holmlund 1990, Hagen and Saetrang 1991).

Under fältarbetet manövrerades systemet via en IBM-dator. Registreringar från oscilloskopet lagrades direkt på datorns hårddisk och datamaterialet spelades senare över på optiska diskettenheter.

Sändare och mottagare monterades på slädar och utrustningen drogs efter en snöskoter, instrumentuppställningen visas i figur 13. Mottagarenheten med oscilloskop och dator installerades på den främre släden tillsammans med en elgenerator. På den bakre släden monterades sändarenheten, strömkällan utgjordes av ett bilbatteri. Vid sonderingen användes två 14 m långa dipolantennar med en resonansfrekvens på 8 MHz. Antennerna hölls utsträckta i profilens längdriktning på 20 meters avstånd.



Figur 13. Instrumentuppställning vid radarmätningarna. Antennerna sträcktes ut i profilens längdriktning och ekipaget drogs efter en snöskoter.

Isdjupsmätningarna utfördes längs kontinuerliga profiler som visas i figur 14. Generatoren visade sig vara känslig för kraftig lutning och därför begränsades profilnätet till glaciärens mindre branta områden. För navigering utnyttjades terrängpunkter som var väl definierade i fält. Varje profil kördes med jämn hastighet.

Profilernas start- och slutpunkter mättes in från en arbetsstation som installerats centralt på glaciären (bilaga 1a). För inmätningarna användes en teodolit Wild T2 och en geodimeter AGA 12 A. På grund av isytans topografi skymdes somliga profilers ändpunkter från inmätningstationen. För de ändpunkter som saknar inmätningensdata uppskattades positionen med hjälp av riktmärken i terrängen. För att kunna lokalisera mätprofilerna på kartan gjordes även inmätningar av referenspunkter som bergstoppar och andra terrängpunkter som var väl definierade både i fält och på karta.

4.1.3. Resultat och diskussion

Resultaten från radioekomätningarna tolkades och isdjupet beräknades (bilaga 1b). Radioekoresultaten uppvisar få eller inga interna ekon vilket tyder på kalla, torra förhållanden i isen. Vid tolkningen kan man dock inte utesluta att det är tempererade förhållanden i firnområdet. Radarmätningarna ger inga indikationer på förekomst av fritt vatten i övriga delar av glaciären.

Isdjupsprofilernas sträckning ritades in på en karta i skala 1:10 000 och isdjupen markerades utmed varje mätprofil. Utmed samtliga profiler korrigerades uppmätta isdjupsvärden för isytans lutning (se felkällor bilaga 1 c). Slutligen extrapolerades en isdjupskarta manuellt med ekvidistans 10 m (fig. 15). De olika djupintervallens area bestämdes med hjälp av planimeter och glaciärens medeldjup beräknades till 35 m. Det maximala uppmätta isdjupsvärdet var 90 m.

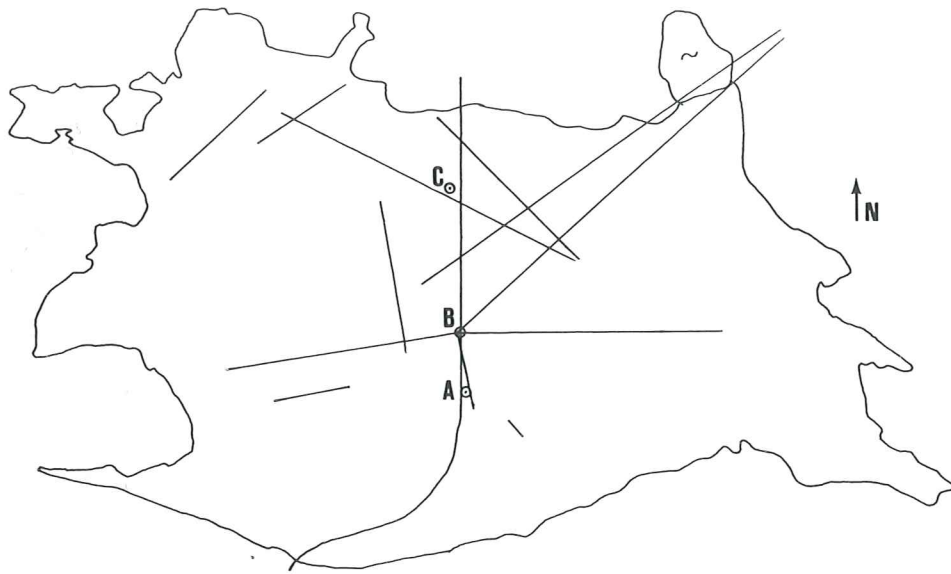
En karta över glaciärnischens topografiska utformning framställdes genom att isdjupskartan studerades i kombination med en topografisk karta. Passglaciärens nisch visas i figur 16. Nischformens dimensioner beskrivs i tabell 2.

Glaciärnischen visar en antydning till överfördjupning. Höjdskillnaden till tröskeln är större än 30 m. Enligt Vilborgs klassificeringssystem (1985) är nischen en tydlig glaciärnisch av typ N:1.

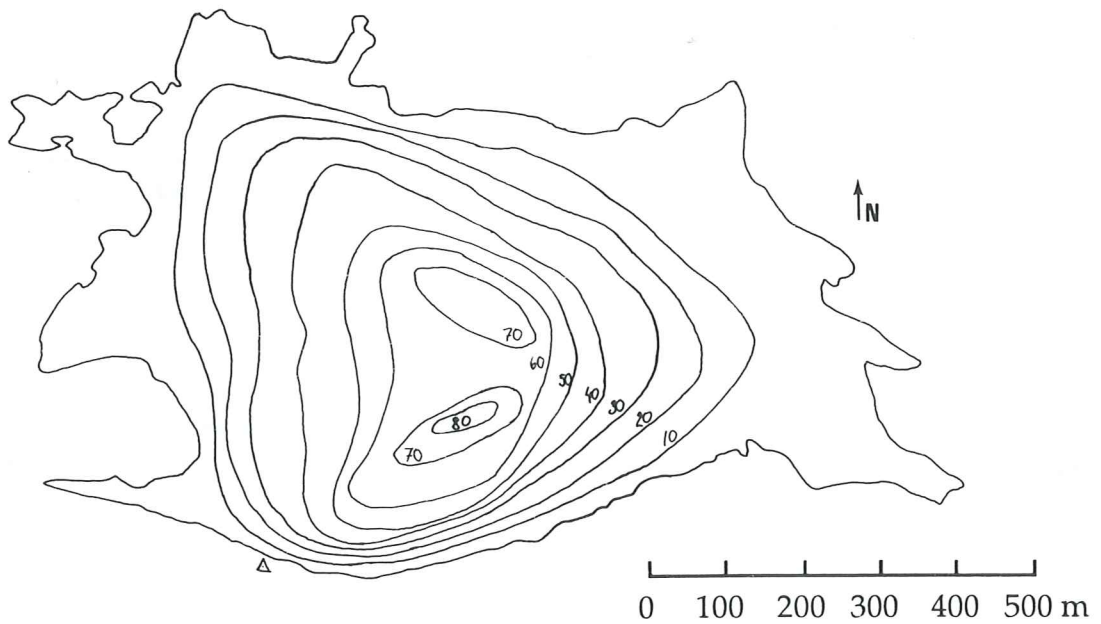
Noggrannheten hos de uppmätta isdjupsvärdena uppskattas till ± 5 m. Glaciärnischens storskaliga geometri med antydning till överfördjupning och tydlig tröskel (höjddifferens > 30 m) existerar, formen har fastställts genom entydiga mätresultat. Inexakt positionering under radarmätningarna samt subjektiva bedömningar vid extrapolering av höjdlinjerna kan emellertid medföra att höjdlinjerna ligger för tätt eller för glest på sina ställen. Felkällor vid isdjupsmätningar behandlas vidare i bilaga 1c.

längd	700 m	planslutenhet	180°
bredd	1060 m	profilslutenhet	60°
altitud	190 m	konkavit	410°

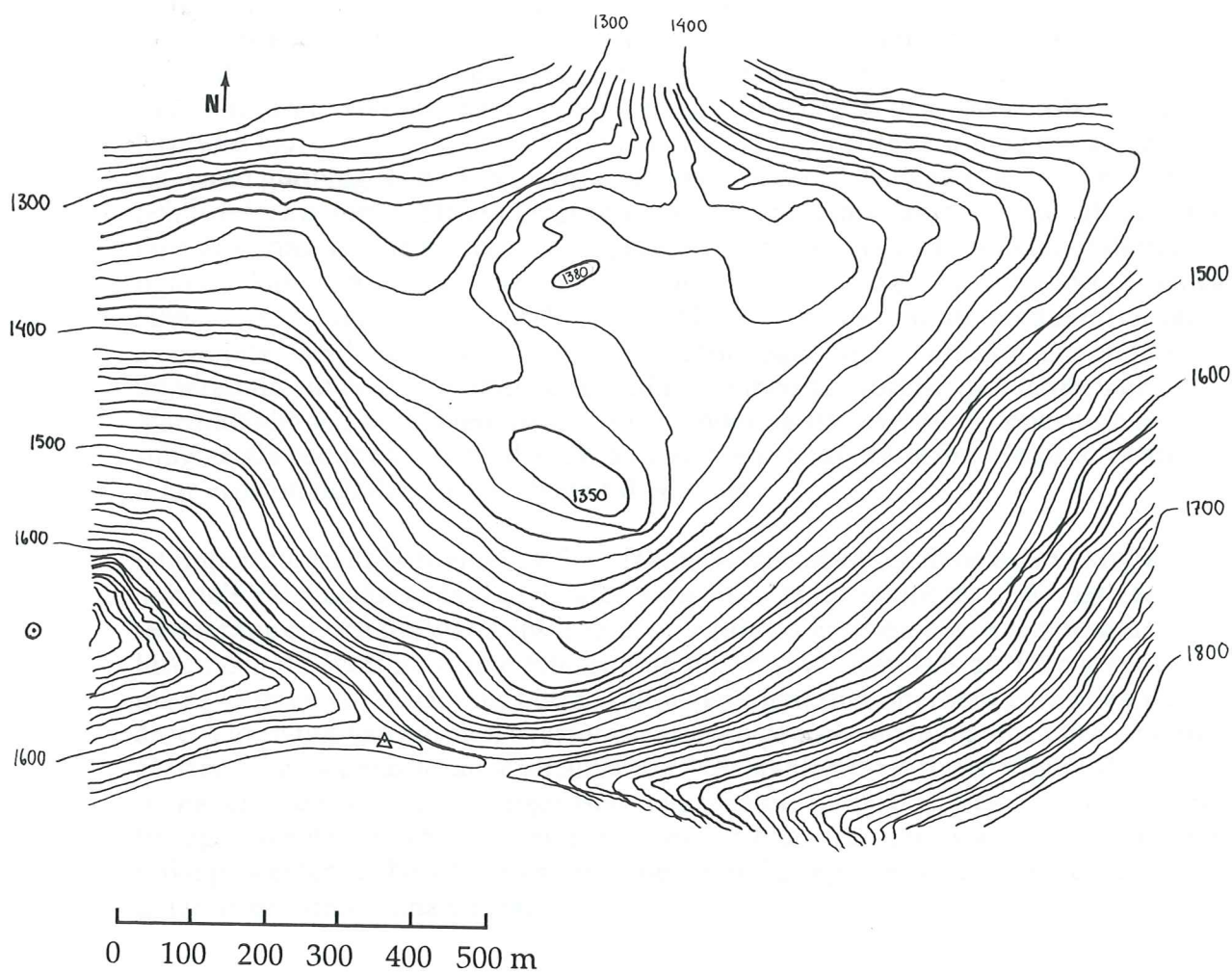
Tabell 2. Fysikaliska data för Passglaciärens nisch



Figur 14. Radarprofilernas sträckning samt mätpunkter A-C för temperatur och/eller rörelsemätningar.



Figur 15. Isdjupskarta för Passglaciären 1993. Skala 1: 10 000, isdjupet anges med 10 m ekvidistans.



Figur 16. Topografisk karta över Passglaciärens nisch, ekvidistans 10 m. Glaciärnischen är djupt inskuren i fast berg och den har en tydlig överfördjupning. Nischen klassificeras som en tydlig glaciärnisch av typen N:1 (Vilborg 1985).

4.2. Temperaturprofiler

4.2.1. Allmänt

Temperaturen har stor inverkan på isens fysikaliska egenskaper. Fritt vatten kan endast förekomma i så kallad tempererad is med temperatur vid trycksmältpunkten. All is där temperaturen är lägre än trycksmältpunkten betecknas som kall is. Temperaturen påverkar isens viskositet och därmed dess deformationshastighet. Isrörelse kan ske genom deformation eller genom glidrörelse utmed underlaget, s.k. basal glidning. Glaciäris deformeras under stort tryck. Kall is är mycket styv och isdeformationen går allt långsammare ju lägre temperatur isen har. Basal glidning är endast möjlig när botten temperaturen är vid trycksmältpunkten. Glidhastigheten kan vara mycket hög, på t.ex. Storglaciären (se fig. 3) utgör glidrörelsen ca 50% av den totala isrörelsen (Holmlund 1988). Glaciärens botten temperaturen har avgörande betydelse för glaciärens erosiva förmåga. Glacial erosion kan endast uppkomma vid botten smältande förhållanden med glidrörelse mot underlaget. Värme flödet vid kontakten mellan is och underlag styr eventuell deposition av subglaciala sediment. Förändringar av glaciärens temperaturfördelning kontrollerar erosion och deposition i både tid och rum.

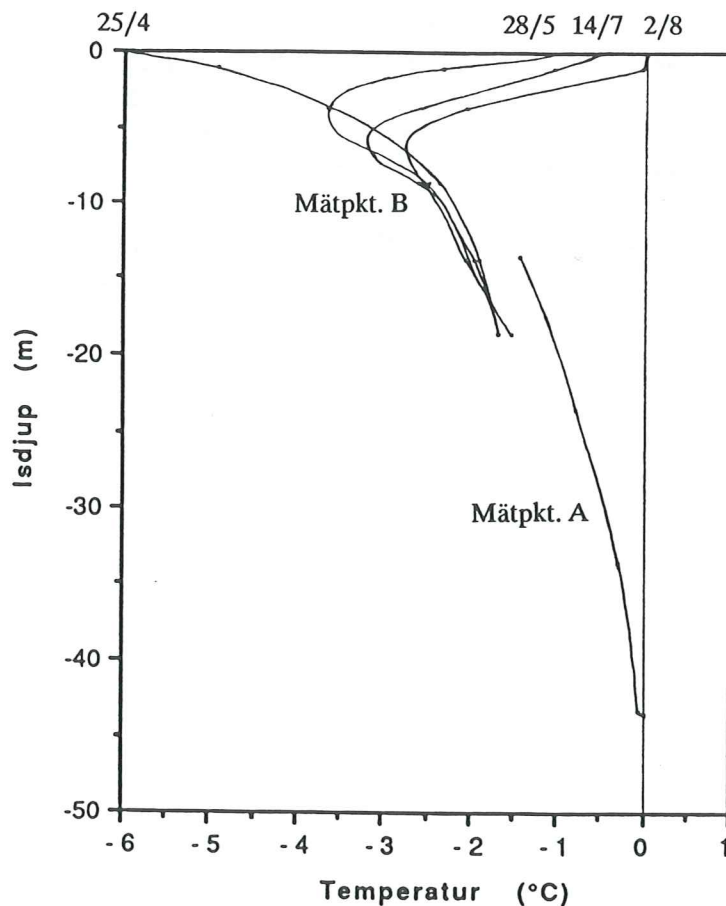
Istemperaturen är beroende av flera faktorer. Värme källor finns dels vid isytan och dels vid glaciärens botten. Under sommaren är lufttemperaturen högre än is temperaturen och därför värms isen upp. Vintertid har isen högre temperatur än luften och då överförs värme *från* isen till luften, d.v.s. isen kyls av. Den geotermiska värmen vid glaciärens botten tillförs kontinuerligt oberoende av tiden på året. Vid isytan kan värmen överföras antingen genom värmeledning eller genom återfrysning av perkolerande smältvatten. När smältvattnet fryser frigörs stora mängder latent värme som höjer isens temperatur. Inom glaciären kan värmeöverföringen ske genom värmeledning, isadvektion eller transport via rörligt vatten. De olika processernas betydelse varierar mellan olika regioner och även mellan olika delar av en och samma glaciär.

4.2.2. Metoder

För att undersöka glaciärens temperaturförhållanden installerades termistorer på olika djup i isen. Termistorerna borrades ned i två punkter på glaciären, A och B. Figur 14 visar termistorslingornas position på glaciären, A ligger ca 80 meter uppströms B. Den övre termistorslingan (A) når 43,5 meter ner i isen och termistorer finns vid 43,5 m, 43,4 m, 33,5 m, 23,5 m, 13,5 m och 3,5 m. Enligt radarmätningar uppgår det totala isdjupet vid A till 65 m. Termistorslingan vid B är avsedd för att studera temperaturen i islagret som påverkas av lufttemperaturens årstidsvariationer. Säsongsbetingade temperaturvariationer i isen når inte djupare än 15-20 m (Paterson 1981). Vid punkt B sitter termistorerna på följande djup: 18,6 m, 13,6 m, 8,6 m, 3,6 m och 1,1 m. Termistorslingor, borrarutrustning samt kalibreringar beskrivs i bilaga 2 a och 2 b.

4.2.3. Resultat och diskussion

Passglaciärens temperaturprofil visas i figur 17. Noggrannheten i temperaturvärdena är $\pm 0,1^\circ \text{C}$. Enligt temperaturprofilen bör glaciären vara bottenfrusen i områden där istjockleken understiger 40 m. Det finns alltså ett skikt med kall is som är mer än 40 m tjockt. De senaste temperaturavläsningarna utfördes ungefär fyra månader efter det att termistorslingorna installerats i isen. Vid borrhprocuduren tillförs isen en stor mängd värme och det är möjligt att fyra månader inte är tillräckligt lång tid för att isen ska ha hunnit återfå sin ursprungliga temperatur. Temperaturavläsningar har utförts ungefär en gång i månaden och det har visat sig att på isdjup större än 20 m har temperaturen sjunkit successivt med någon hundradels grad per månad. Temperaturminskningen ligger långt under felgränsen men det är ändå en tydlig trend. Vid det senaste mättillfället den 25/8 1993 var temperaturen mycket nära 0°C vid 43,5 m djup, möjligen kommer temperaturen att sjunka under fryspunkten så småningom. Isdjupet 40 m kan likväl användas som gränsvärde för den absolut minsta istjocklek som krävs för att subglacial erosion ska vara möjlig.



Figur 17. Temperaturprofiler för Passglaciären uppmätta vid olika tillfällen under 1993. Den djupgående temperaturprofilen är uppmätt vid pkt. A och de grundare profilerna är uppmätta vid pkt. B (se fig. 14). I anslutning till isytan varierar temperaturen med årstiden. På isdjup större än 20 m är temperaturkurvan stabil. Glaciären har ett skikt med kall is (temperatur < trycksmältpunkten) som är åtminstone 40 m tjockt. Vid isdjup mellan 15-20 m är temperaturen inte densamma vid pkt. A och pkt. B. Skillnaden kan förklaras genom återfrysning av smältvatten i olika omfattning vid de olika punkterna.

Med hjälp av årsmedeltemperaturen kan man förutsäga permafrostlagrets mäktighet i marken. Under det aktiva lagret, där temperaturen varierar med årstiden, antas temperaturen öka linjärt med djupet. Den geotermala gradienten varierar mellan olika regioner och olika bergarter, oftast ligger värdet mellan $1^{\circ}\text{C}/30\text{-}60\text{ m}$ (French 1976). Vid Passglaciären ligger årsmedeltemperaturen uppskattningsvis mellan $-5,6$ - $-8,0^{\circ}\text{C}$. Med en geotermal gradient på $1^{\circ}\text{C}/40\text{ m}$ skulle permafrostlagrets mäktighet kunna vara uppemot 250 m.

I anslutning till isytan uppvisar Passglaciärens temperaturprofil variationer över året ned till ca 18 m djup. Förändringarna i temperaturprofilen orsakas av lufttemperaturens årstidsvariationer. Enligt teoretiska beräkningar kan säsongsbetingade temperaturvariationer nå maximalt 15-20 m ner i isen och vid 10 m djup bör årsamplituden understiga 1°C (Paterson 1981). Detta stämmer väl överens med mätningarna vid Passglaciären.

Vid isdjup mellan 15-20 m är temperaturen inte densamma vid pkt. A och pkt. B. En förklaring till temperaturskillnaden kan vara att det sker återfrysning av smältvatten i olika omfattning vid punkterna. I huvuddelen av firnområdet kan smältvattnet perkolera relativt djupt innan det återfryser. Vid återfrysningen frigörs en stor mängd latent värme som höjer isens temperatur. I firnområdets nedre del vilar vinterns snölager på impermeabel is vilket begränsar perkolationsdjupet. Bildning av pålagrad is resulterar i viss uppvärmning, men större delen av smältvattnet transporteras bort genom avrinning. I ablationsområdet tillförs isen ingen latent värme, där transporteras *allt* smältvatten bort genom ytavrinning.

De uppmätta temperaturprofilerna tyder på att punkt A är belägen i, eller nära ackumulationsområdet och punkt B är belägen i ablationsområdet.

4.3. Glacialmorfologi och frontpositioner för Passglaciären

Glacialmorfologi och frontpositioner för Passglaciären har karterats från flygbilder (1946, 1959, 1980 och 1990), topografiska kartor (1959, 1980, 1987, 1990), fotografier (1910) samt från fältobservationer (1993).

4.3.1. Glacialmorfologi

En karta över glacialmorfologin visas i figur 18. Mindre moränformer har avsatts framför Passglaciären. Det faktum att moränerna är små talar inte emot att nischen har preparerats av en nischglaciär. Erosion genom glidrörelse måste inte ge upphov till moräner, merparten av materialtransporten kan ske i form av slam i vatten. Talus som transporteras genom isen deponeras som frontmorän. Ryggar av sidomoräntyp sträcker sig ner mot Koupervagge på både östra och västra sidan om glaciären. Mot väster finns åtminstone två generationer av sidomoräner. Moränmaterialet är något blandat och det förekommer såväl rundade som kantiga block. På samtliga flygbilder ligger det lösa block och stenar på den mest östliga delen av glaciären, speciellt nära fronten. Detta samt observationerna av kantiga block tyder på att sidomoränerna i alla fall delvis utgörs av talusmaterial. Nere vid dalbotten ligger tre korta frontmoränryggar. Passglaciärens front angränsar till en bergströskel täckt med moränmaterial. Morän har deponerats i positioner som är direkt utsatta när glaciären gör en framryckning, exempelvis på bergströskelns stötsida och även på dess högsta parti. Rimligtvis borde dessa områden vara helt renskrapade från lösmaterial. Möjligen kan morändepositionen på tröskelns stötsida vara ett belägg för att moränen bildades när glaciären hade betydligt större utbredning.

I bergströskelns centrala delar visar moränen antydning till "flutes", speciellt nära glaciärens front. Ändmoränerna består mestadels av mjukt rundat material och blocken är jämförelsevis små. Generellt sett är halten av finmaterial högre i frontmoränerna jämfört med i sidomoränerna. Fasta berget blottas i tröskelns centrala och västliga delar samt vid en brant på tröskelns distalsida.

De två nedersta frontmoränryggarna har daterats med hjälp av lichenometri (Karlén 1973). Den nedre moränryggen frilades vid slutet av 1700-talet och den övre vid mitten av 1940-talet. Från år 1900 fram till mitten av 1930-talet steg sommarmedeltemperaturen i norra Skandinavien kraftigt. Därefter har temperaturen sakta sjunkit. Moränryggen som frilades vid mitten av 40-talet täcktes förmodligen av tunn, icke erosiv is eftersom moränformen är välbevarad.

Isräfflor samt eventuellt moräntäcke har studerats vid elva undersökningslokaler på bergströskeln (fig. 18), resultaten har sammanställts i tabell 3. I tröskelns västra delar (pkt. 1-4) är de synliga hållarna mycket tydligt glacialslipade. Bergytan är ofta blank och välpolerad. Isräfflorernas riktning är nära nordlig (370-390 gon). I de centrala delarna (pkt. 5, 6) är bergytan mindre välpolerad men isräfflorerna är fortfarande mycket tydliga. Under ett tunt moräntäcke (10-20 cm) har djupt vittrade

isräfflor observerats vid punkt 7 och 8, isräfflorernas riktning är rent nordlig (400 gon). Vidare österut är berget alltmer vittrat och några glacialpolerade ytor har inte observerats. I tröskelns östra del saknas blottade hållar. I syfte att studera eventuella isräfflor i underliggande fast berg gjordes grävningar i moränen vid tre punkter (pkt 9, 10, 11).

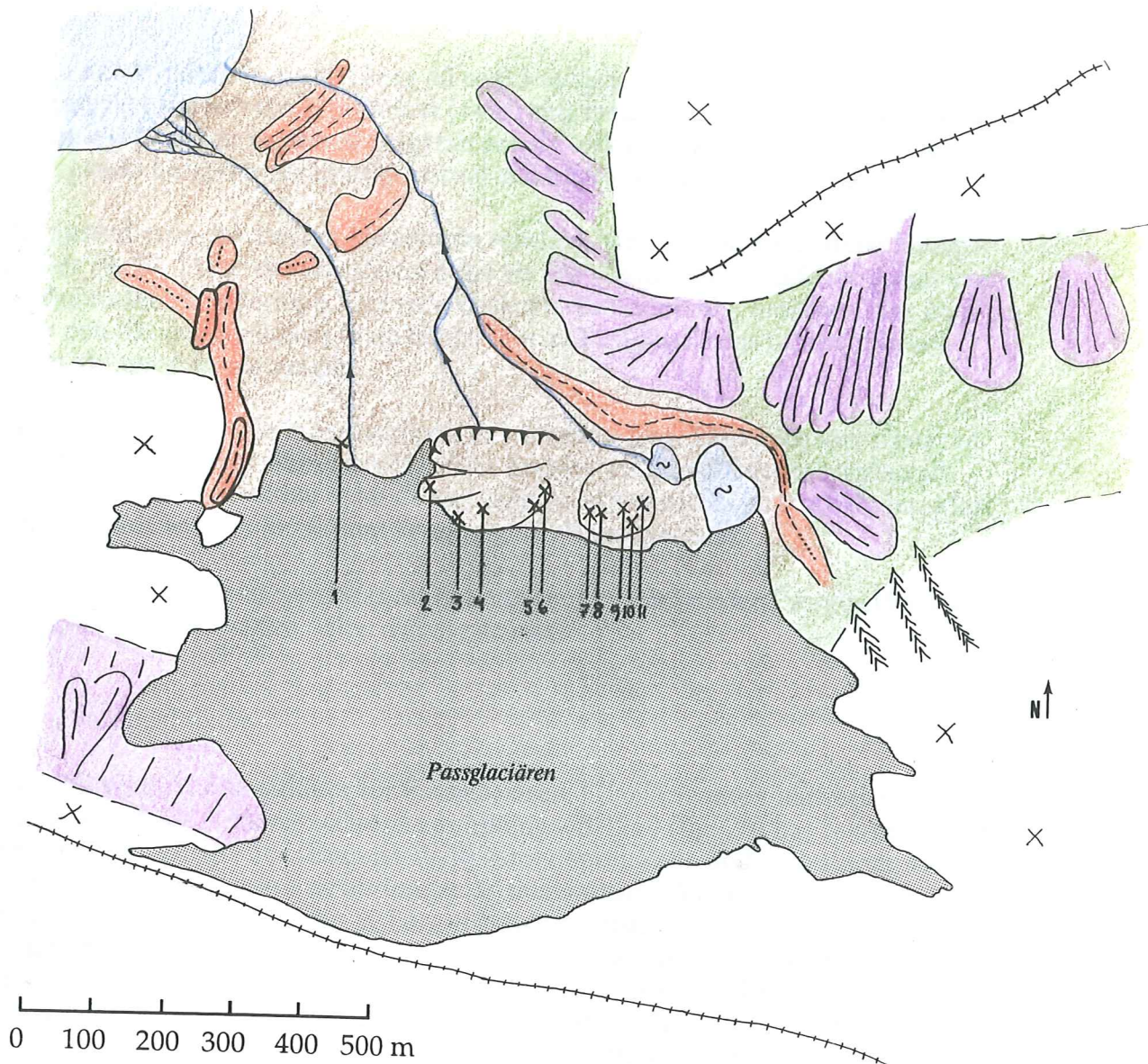
Vid punkt 9 avbröts grävningen på 0,5 m djup då ett stort block påträffades (överyta > 1 * 1,8 m). Moränlagret var knappt 40 cm tjockt. Under moränen låg ca 10 cm sorterade sediment, huvudsakligen sand med inslag av finkornigt material. Parallella sedimentlager stupade flackt ner mot blocket och vid kontaktytan mellan block och sediment var lagren avskurna. De avskurna lagren avslöjar att något har inträffat efter det att sedimenten avsattes. Sedimenten kan ha deponerats framför glaciären eller möjligen under glaciärfronten ifall det funnits öppna is-tunnlar. Eftersom lagerstrukturen bevarats ostörd bör förändringen ha skett när sedimentpacken var i fruset tillstånd. Några tänkbara möjligheter kan vara att blocket skjutits in under sediment när glaciären gjort en framryckning eller alternativt att blocket smält ut som bottenmorän och pressats ned i underliggande sediment. Det är möjligt att block och sediment har transporterats tillsammans i fruset tillstånd, skjuvrörelse mellan block och sediment kan ha gett upphov till de avskurna lagren. Isräfflor som observerats i tröskelns västra del indikerar att transportriktningen var nära nordlig. I en skyddad ficka på blockets sydsida hittades en liten mängd organiskt material på ca 50 cm djup. Materialet provtogs för eventuellt senare analys (ej inom ramen för examensarbetet).

Vid punkt 10 grävdes ned till 130 cm djup. Moränlagret var omkring 80 cm tjockt och det underlagrades av grynigt lösmaterial med kraftigt vittrade kärnstenar. Kornstorleken varierade mellan grovmo-grovsand och mineralkornens form var mycket kantig. Lösmaterialet var homogent ända ned till det djup där grävningen avbröts. Materialet tolkas som vittringsmaterial in situ. Med tanke på det mäktiga lager som bildats (> 50 cm) bör vittringen ha pågått under lång tid, troligtvis vid ett mer gynnsamt klimat. Observationslokalen (pkt. 10) har ett utsatt läge på tröskelns stötsida. Det är högst osannolikt att materialet kan ha bevarats där under en hel istid. Vittringsprocessen bör således ha ägt rum under Holocen, under en relativt varm period då Passglaciären var helt bortsmält. Vittringsmaterialet provtogs för eventuellt senare analys.

Tabell 3. Observationer vid provtagningslokalerna framför Passglaciärens front.

Provtagningslokal	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Bergyta glacialpolerad	X	X	X	X	X	X	0	0	0	0	0
-med isräfflor	X	X	X	X	X	X	X	X	0	0	0
-vittrad	0	0	0	0	0	0	X	X	X	X	X
Djup under markytan (cm)	0	0	0	0	0	0	10-20	10-20	50	>130	50

Observationer av glaciala erosionsspår i fast berg. På tröskelns västra sida är de glaciala erosionsspårerna mycket tydliga. Österut blir spårerna efter glacial erosion allt svagare och det har även gjorts observationer av kraftigt vittrade bergytter. Provtagningslokalernas numrering refererar till figur 18.



- | | | | |
|-------|--------------------------|---|-------------------------|
| ----- | bergskam | | moränmaterial |
| x | blottat berg | | tydlig moränrygg |
| | klippbrant | | mindre tydlig moränrygg |
| | rasränna | | vattendrag |
| | lavinblocktunga | | sjö |
| | ansamling av rasmaterial | x | provtagningslokal |
| | blockmark | 1 | |

Figur 18. Glacialmorfologisk karta för området vid Passglaciären. Observationer vid provtagningslokalerna behandlas i texten samt i tabell 3.

Vid punkt 11 påträffades fast berg på ca 0,5 m djup. Under det ca 40 cm tjocka moräntäcket låg sorterade sediment (ca 10 cm) med kornstorlek grovmo-grus. Sedimentlagren böjde av utmed bergytan och de tolkas vara bildade in situ. Den underliggande bergytan var kraftigt vittrad och några isräfflor observerades inte.

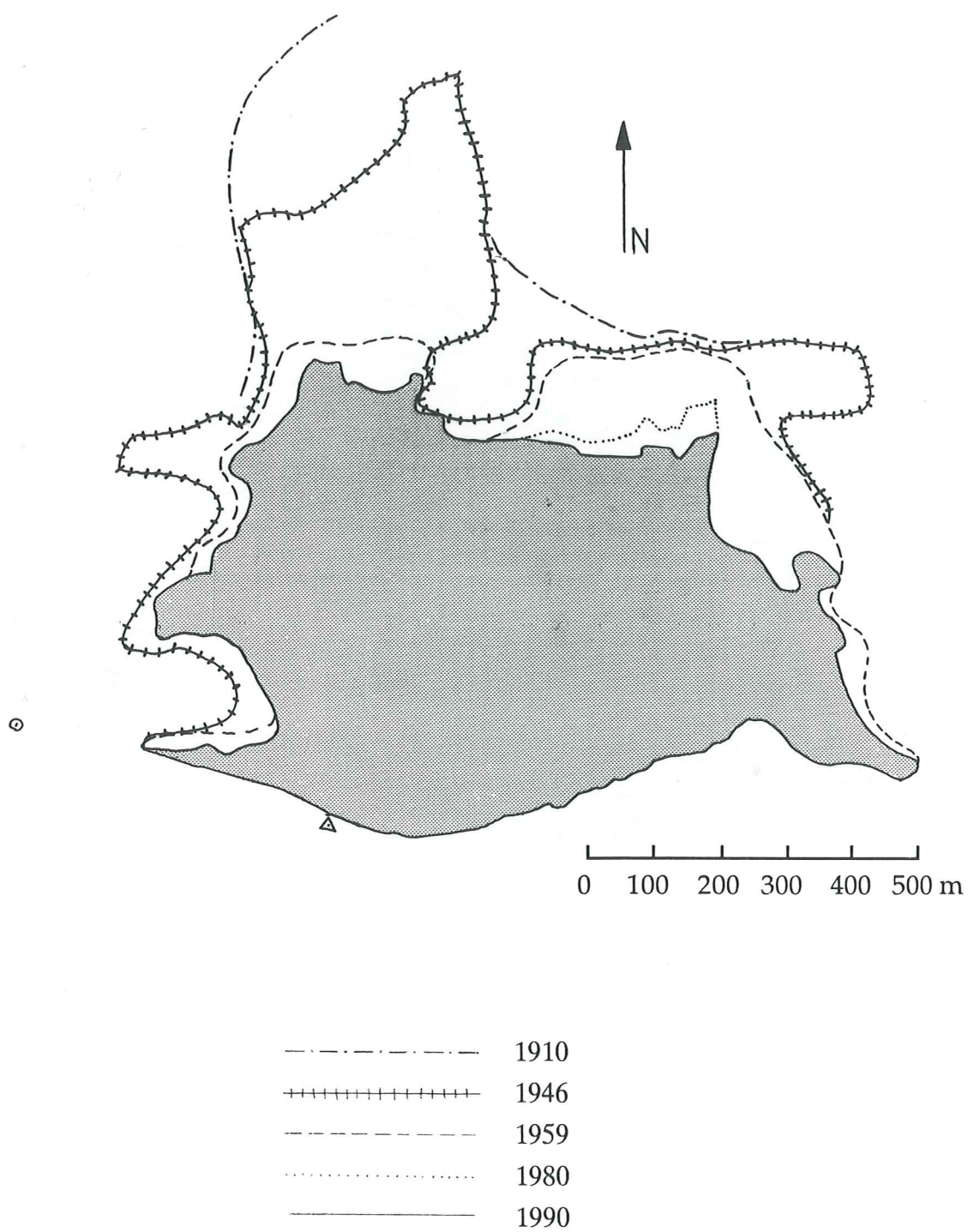
Moränstudierna gav mycket intressanta resultat. Med endast tre undersökningslokaler (9, 10, 11) är det emellertid svårt att dra några långtgående slutsatser om moränens bildningsförlopp. Det vore önskvärt att undersöka moränen mer ingående och därigenom kunna få en bättre bild av Passglaciärens utbredning och regim vid moränavsättningen.

Passglaciären dräneras huvudsakligen av tre vattendrag. Den jock som rinner ut väster om tröskeln är slamförande, vilket betyder att den dränerar subglacialt smältvatten. Övriga jokkar samt de små sjöarna straxt öster om tröskeln har klart vatten, vilket betyder att vattnet är supraglacialt smältvatten.

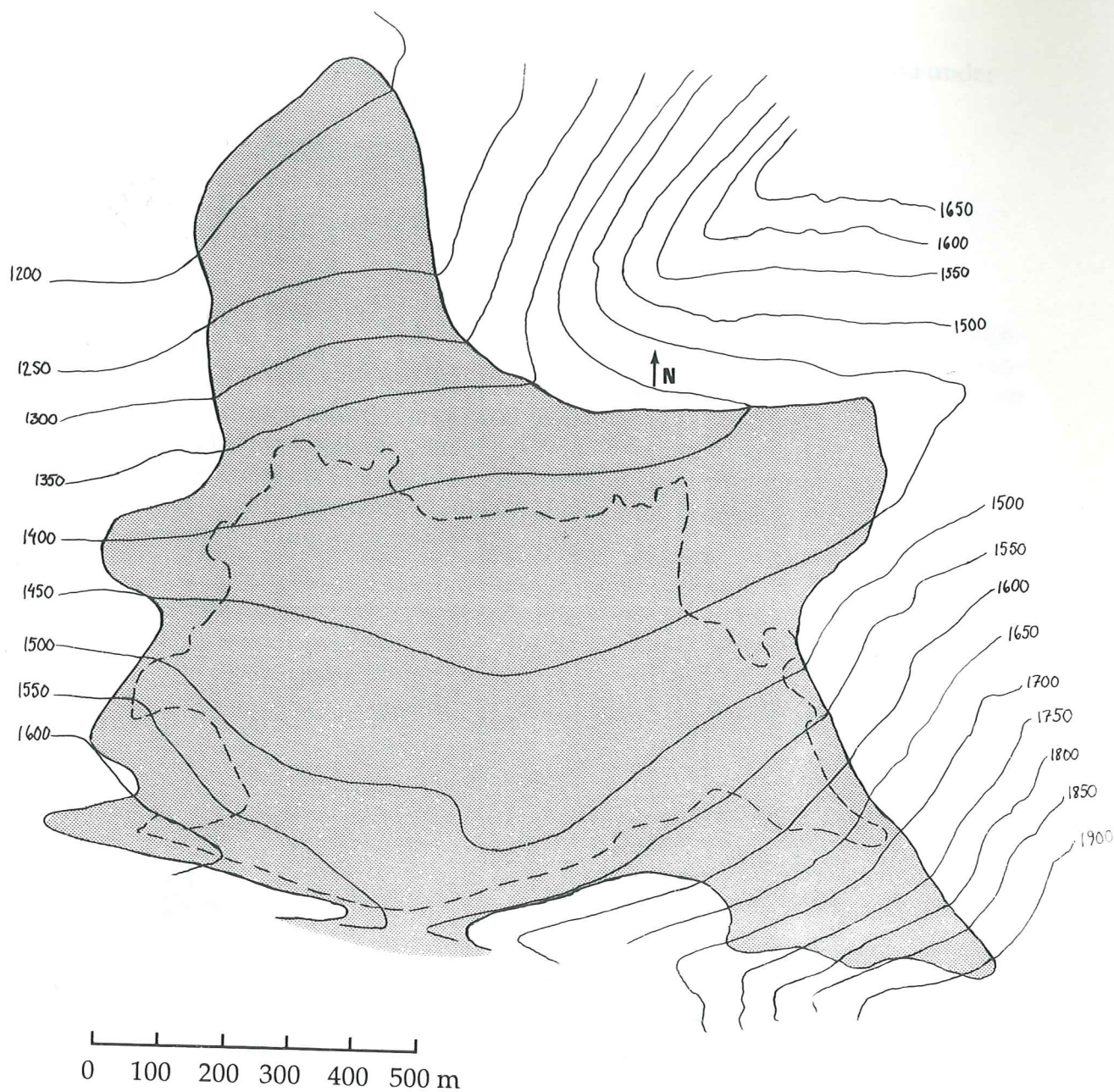
Under Holocen är det sannolikt att det erosiva området under Passglaciären har begränsats till den västra delen av bergströskeln.

4.3.2 Frontpositioner

Figur 19 visar frontpositioner för Passglaciären. Glaciärfronten har retirerat stadigt sedan 1910. Passglaciärens utbredning vid 1910 (fig. 20) har rekonstruerats med hjälp av fotografier (Enquist 1910) samt deponerade änd- och sidomoräner. Fotografierna ger intryck av att tungan är relativt tunn. Vid påföljande observation från år 1946 är yttersta delen av bergströskeln framsmält. Ett isparti sträcker sig nedåt på tröskelns västra sida och till större delen ser det ut att bestå av tunn dödis. År 1959 har ispartiet framför tröskeln smält bort helt. Fram till 1980 fortskrider frontreträten om än med lägre hastighet. Passglaciärens frontposition för 1990 är något osäker eftersom glaciärfronten inte var helt framsmält vid fotograferingen.



Figur 19. Frontpositioner för Passglaciären sedan 1910. Skala 1: 10 000.



Figur 20. Passglaciärens utbredning vid 1910. Streckad linje anger glaciärens utbredning år 1980.
Skala 1: 10 000, ekvidistans 50 m.

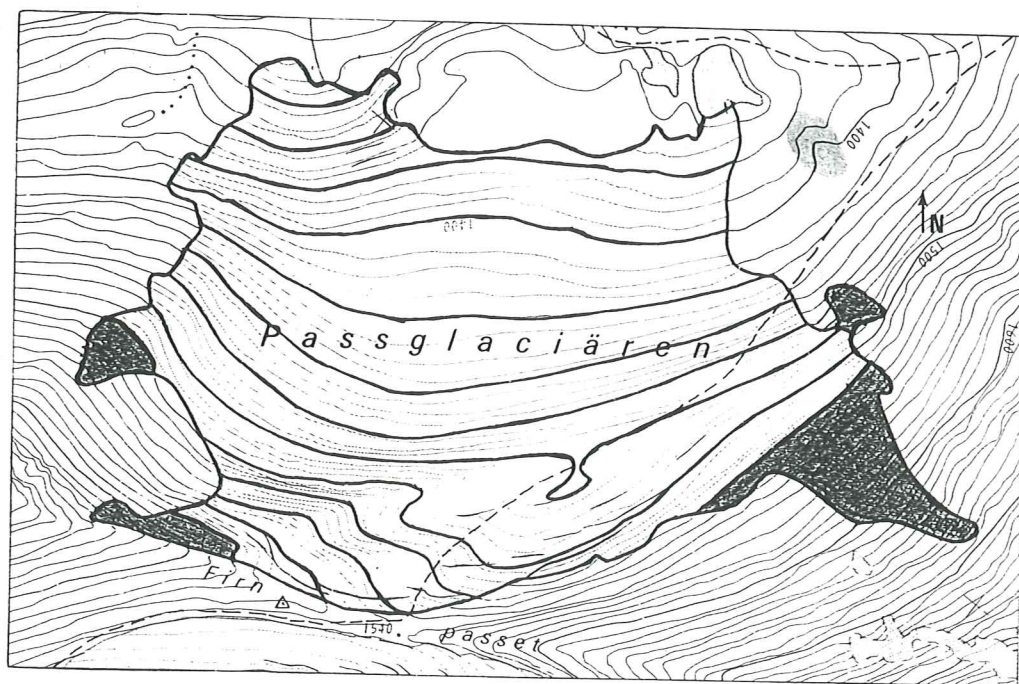
4.4. Massbalans, omsättning och rörelsehastighet

Nettobalansen är summan av glaciärens totala ackumulation och ablation under ett massbalansår.

Passglaciärens nettobalans beräknades enligt ekvationen

$$b_n = \int_F^B ((h-ELA) \cdot G) \cdot A(h) \, dh$$

där B är glaciärens högst belägna punkt, F är fronten, h är medelnivån av ett höjdintervall, ELA (Equilibrium Line Altitude) är nivån för jämviktslinjen, G är nettobalansgradienten och A(h) är höjdintervallets area som en funktion av höjden över havet. Integrationen utfördes numeriskt med 20 meters höjdintervall. Intervallens area bestämdes med hjälp av planimeter från en topografisk karta (1980). Mindre partier i glaciärens övre del bedöms vara inaktiva och ha liten betydelse för massbalansen, dessa områden uteslöts vid beräkningarna. Indelningen av glaciärens höjdintervall samt uteslutna partier visas i fig 21.



Figur 21. Vid beräkning av Passglaciärens massbalans och omsättning delades glaciärytan in i höjdintervall. De skuggade partierna antas vara inaktiva och dessa områden uteslöts vid beräkningarna.

Passglaciären antas vara i jämvikt med klimatet. Det betyder att glaciärens totala nettobalans är noll. Med hjälp av areafördelningen mellan olika höjdintervall och en linjär nettobalansgradient lokaliserades nivån för jämviktslinjen (bilaga 3a). Enligt beräkningarna bör jämviktslinjen i genomsnitt ligga 1445 ± 1 m.ö.h. Nettobalansgradienten (G) beskriver hur glaciärens nettobalans förändras med höjden. Gradientens värde är beroende av klimatet och värdet kan därför variera något mellan olika år. I Kebnekaiseområdet bestäms nettobalansgradienten årligen för ett antal glaciärer genom direkta mätningar av ackumulation och ablation. Rabots

glaciär (fig. 3) har en nettobalansgradient på 0,53 m/100 m räknat som medelvärde över åren 85/86 - 91/92 (data från Tarfalastationens årsrapporter 1986-1993). Nettobalansgradienten för Storglaciären är 0,72 m/100 m som ett medelvärde mellan åren 60/61 - 87/87 (enligt Holmlund 1993, skriven kommunikation). Skillnaden mellan glaciärernas nettobalansgradienter kan vara ett resultat av den dominerande västliga vindriktningen. Västvindarna ger upphov till snödrev på Kebnekaises läsida där Storglaciären är belägen. Passglaciären är belägen mellan Rabots glaciär och Storglaciären. Rimligtvis bör nettobalansgradienten för Passglaciären ligga i närheten av gradienterna för Rabots glaciär och Storglaciären. Passglaciärens nettobalans (b_n) har beräknats för tre tänkbara fall med nettobalansgradienterna 0,5, 0,6 och 0,7 m/100m. Resultaten sammanställdes i tabellform (tabell 4).

Tabell 4. Massbalans och omsättning för Passglaciären.

h (m.ö.h.)	M.b. G = 0,5	M.b. G = 0,6	M.b. G = 0,7
1570	4,0625	4,875	5,688
1550	6,5100	7,812	9,114
1530	6,3325	7,599	8,866
1510	12,7725	15,327	17,882
1490	15,7500	18,900	22,050
1470	5,5375	6,645	7,753
1450	1,1950	1,434	1,673
1430	-4,3350	-5,202	-6,069
1410	-11,7600	-14,112	-16,464
1390	-14,1075	-16,929	-19,751
1370	-11,0250	-13,230	-15,435
1350	-7,3625	-8,835	-10,307
1330	-2,3000	-2,760	-3,220
Omsättning (1000-tal m ³)	52,1600	62,592	73,024

Massbalans (M.b.) och omsättning har beräknats enligt ekvation (1) som beskrivs i texten. Beräkningarna har utförts för tre olika fall där nettobalansgradienterna (G) 0,5, 0,6 respektive 0,7 m/100m har använts. Både massbalans och omsättning anges i tusental m³. Beteckningen h representerar medelvärdet av ett höjdiintervall, se figur 21.

Den ursprungliga målsättningen var att bestämma Passglaciärens nettobalans baserat på direkta mätningar av ackumulation och ablation. Under massbalansåret 1992/93, då fältarbetet genomfördes, avvek klimatet signifikant från normalvärdena. Kraftig vinternederbörd resulterade i att glaciärerna i Kebnekaiseområdet hade exceptionellt hög ackumulation. Dessutom var avsmältningen under sommarhalvåret mer omfattande än normalt, detta trots den höga vinterackumulationen. Undersökningsperioden är inte representativ för dagens klimat och därför bedömdes det inte meningsfullt att bestämma massbalansen genom direkta mätningar i fält. Det bör understrykas att den teoretiska bestämningen som istället genomförts endast ger ett grovt mått på Passglaciärens genomsnittliga massbalans i dagens klimat.

Under 1993 låg jämviktslinjen på Passglaciären högre än 1470 m.ö.h. vilket ger ett relativt litet ackumulationsområde. Generellt gynnas glacial erosion i ackumulationsområden. I ablationsområden är temperaturförhållandena kallare och en stor del av glaciärtungan brukar vara bottenfrusen. Det betyder att förhållandena skulle vara mer gynnsamma för erosion om Passglaciären utgjorde ackumulationsområde till en större glaciär, jämfört med när glaciären begränsas inom nischen.

Glaciärens omsättning motsvaras av den totala ismängd som transporteras förbi jämviktslinjen under ett massbalansår. Passglaciärens omsättning har beräknats genom att massbalansen för alla höj dintervall med ackumulation summerades. Den årliga omsättningen för Passglaciären är $62\,000 \pm 10\,000 \text{ m}^3$. Motsvarande värde för den 6 ggr större Storglaciären är drygt 2 miljoner m^3 (Holmlund 1988). Passglaciärens låga massomsättning gynnar inte bildning av tempererad is.

Hos alla glaciärer är istransporten som störst vid jämviktslinjen. Med hjälp av glaciärens omsättning samt tvärsnittsarean vid jämviktslinjen, kan man beräkna medelhastigheten vid jämviktslinjen. Passglaciärens tvärsnittsarea vid jämviktslinjen uppmättes med planimeter till $30\,100 \text{ m}^2$. Medelhastigheten beräknas enligt

$$\begin{aligned} \text{Medelhast} &= \text{Omsättning} / \text{Tvärsnittsarea} \\ \text{Medelhast} &= 62\,000 / 30\,100 = 2,06 \pm 0,34 \text{ m/år}, \\ &\text{vilket motsvarar } 5,6 \text{ mm/dgn}. \end{aligned}$$

Istransporten är som störst vid centrum av glaciärens tvärsnittsprofil. I de centrala delarna är rörelsehastigheten 50-60% högre än medelhastigheten för tvärsnittsprofilen (Nye 1965). Passglaciärens maximala rörelsehastighet (årsmedel) beräknas till

$$\begin{aligned} \text{Maxhast} &= 1,6 * 2,06 = 3,30 \pm 0,54 \text{ m/år}, \\ &\text{vilket motsvarar } 9,0 \text{ mm/dgn}. \end{aligned}$$

Värdet kan jämföras med Storglaciärens maximala rörelsehastighet som har uppmätts till 80 mm/dgn (Hooke et al. 1989).

Under en period i augusti-september 1993 (9/8 - 11/9) genomfördes direkta mätningar av isrörelsen utmed Passglaciärens längsprofil. Vid mätperiodens början och slut gjordes inmätningar av punkterna A och C (fig. 14). Inmätningarna utfördes med hjälp av en teodolit Wild T2 och en geodimeter AGA 12 A. Under mätperioden var medelhastigheten 16 mm/dgn vid punkt A och 8 mm/dgn vid punkt C. Vid punkt C stämmer den uppmätta isrörelsen väl överens med den förväntade hastigheten. Vid Punkt A däremot blev den uppmätta rörelsehastigheten dubbelt så hög som den beräknade maxhastigheten. Den höga rörelsehastigheten kan bero på att isrörelsen kanaliseras kraftigt till glaciärens bottenmältande parti. Ett annat alternativ är att glaciären för närvarande är under förändring. Det är inte otänkbart att isen håller på att bli tjockare.

5. SLUTDISKUSSION

Det råder inga tvivel om att Passglaciären för närvarande eroderar sitt underlag. Radarregistreringarna indikerar tempererade förhållande i ackumulationsområdet. Glaciären är så pass tjock att skiktet med kall is inte når ner till botten i de djupa delarna. Även glaciärens temperaturprofil tyder på bottenmältande förhållanden. Ett av vattendragen dränerar subglacialt smältvatten vilket är ett klart bevis för att erosion pågår. Tydliga isräfflor och glacialpolerade ytor har observerats i den västliga delen av bergströskeln.

Glaciären har emellertid låg omsättning och därför bör erosionsintensiteten vara låg. Det finns flera indikationer på att erosionen är begränsad till ett mindre område under glaciären. Endast en av de tre jokkarna som dränerar glaciären är slamförande, övriga dränerar supraglacialt smältvatten. I tröskelns östra del är bergytorna vittrade och isräfflor saknas. Det har observerats ett mäktigt lager (> 50 cm) vittrat material som förmodligen är ganska gammalt, eventuellt från tidig Holocen. Vittringsmaterialet har bevarats i den östra delen av tröskeln. Det innebär att Passglaciärens östra del inte kan ha varit erosiv ens när glaciären hade maximal utbredning under Holocen.

Under vilka förhållanden är det möjligt att Passglaciären kan erodera sitt underlag?

Först och främst måste klimatet vara tillräckligt kallt för att glaciären ska kunna existera. Antag att glaciären kan existera vid temperaturer som är maximalt 0,5 °C varmare än idag. I undersökningsområdet bör detta motsvara en höjning av jämviktlinjen med 30-50 m vilket skulle leda till att Passglaciären smälte bort. Ett klimat som är bara något varmare än idag skulle ge konsekvensen att glaciärens medeltemperatur blir lägre. Till att börja med skulle det bottenmältande partiet under glaciären krympa. Nettoackumulationen skulle minska och så småningom skulle isen tunnas ut. För att Passglaciären ska vara erosiv måste isen vara så pass tjock att kalla skiktet inte når ner till glaciärens botten.

I det nuvarande klimatet upptar glaciären större delen av sin nisch. Passglaciären kan ha formen av en nischglaciär endast då klimatet är som idag eller något kallare. Dalbotten i Kuopervagge (ca 1120-1170 m.ö.h.) ligger inte mycket lägre än den dalbotten som finns under Rabots glaciär (ca 1060-1270 m.ö.h. (Björnsson 1981)). På Rabots glaciär har nivån för jämviktlinjen beräknats till 1359 m.ö.h. (Haeberli et al. 1993). Det förefaller som att dagens klimatsituation inte avviker mycket från det stadium då en dalglaciär kan utbildas i Koupervagge. Vid början av 1900-talet var sommarmedeltemperaturen knappt 0,4 °C lägre än idag. Passglaciärens front var då långt framskjuten, iskanten stod vid ända framme vid moränen nere vid sjön. För att sätta en generös gräns kan man anta att Passglaciären har formen av en nischglaciär när sommarmedeltemperaturen är maximalt 1,0 °C lägre än idag.

Enligt dessa antaganden kan Passglaciären existera som nischglaciär vid klimat där temperaturen avviker med maximalt +0,5° - -1,0° C från dagens medeltemperatur.

Det normala för en 100 000-årsperiod är istidsklimat. Att döma av utvecklingen under den senaste istiden så bör undersökningsområdet vara helt istäckt även under perioder med interstadialklimat (mildare glacialklimat). De enda möjliga erosionsperioderna vid istidsklimat blir således vid glaciationens inledning och vid deglaciationen. Med utgångspunkt från klimatkurvan för Weichselistiden (fig. 7) uppskattas den erosiva perioden vid nedisningen till ca 1500 år. Erosionsperioden vid deglaciationen uppskattas till maximalt 500 år. Enligt klimatutvecklingen under den Holocena interglacialen (fig. 8) kan Passglaciären ha existerat under perioden efter ca 4000 BP. Glaciären har eroderat sitt underlag endast vid gynnsamma förhållanden. Det emellertid svårt att uttala sig om vilka specifika perioder som varit gynnsamma för just Passglaciären. Tidsrymden 4000 år kan likväl användas som ett max-värde för glaciärens erosiva period under Holocen.

Under den senaste istidscykeln uppskattas alltså Passglaciärens totala erosionsperiod till maximalt 6000 år. Eventuellt kan tillägget för glaciationens inledning medföra en kraftig överskattning av den totala erosionsperioden. Det kallare klimatet under senare delen av Holocen kan nämligen tolkas som inledningen till nästa istid. Om så är fallet betyder det att istidscykelns inledningsskede räknas två gånger och att tidsrymden 4500 år är en mer korrekt erosionsperiod för Weichselistiden. Den maximala erosionsperioden 6000 år är emellertid en mycket kort tidsrymd i nischbildnings-sammanhang. Det fordras väldigt lång tid för att utmejsla stora glaciärnischer, även vid mycket gynnsamma förhållanden. Enligt Rudberg (1992) måste erosionen pågå under mer än 100 000 år för att kunna utveckla en stor nisch.

I västra Norge har det genomförts studier av erosionshastigheten hos en liten nischglaciär som var aktiv under Yngre Dryas (Larsen and Mangerud 1981). Förutsättningarna för glacial erosion är mycket goda vid norska västkusten, klimatet är utpräglat maritimt och glaciärerna är dynamiska. Enligt studien erfordras en erosionsperiod på 80 000 - 120 000 år för att utbilda nischformen. Den norska glaciärnischen saknar överfördjupning och den är betydligt mindre än nischen under Passglaciären. Vid en jämförelse med den erosionsperiod som krävs för att Passglaciären ska kunna utveckla en nisch, måste man vara medveten om den stora skillnaden mellan erosionskapaciteten hos glaciärer i Kebnekaiseområdet respektive vid Norges västkust.

Passglaciären är belägen i ett område med subpolära glaciärer och erosionshastigheten är tämligen låg även under de allra största glaciärerna. Storglaciären eroderar ner ca 0,5 mm berg per år. (Holmlund 1993, muntlig kommunikation). Erosionsintensiteten under den betydligt mindre Passglaciären kan omöjligen vara lika hög som under Storglaciären. Även vid optimala erosionsförhållanden kan man med stor säkerhet anta att nischglaciärens erosionshastighet understiger 0,5 mm/år. Med erosionshastigheten 0,5 mm/år kan Passglaciären ha eroderat ner maximalt 3 m berg under den senaste istidscykeln (6000 års erosion). Om man räknar med att det har varit ett 20-tal motsvarande istidscykler under Kvartär betyder det att Passglaciären maximalt kan ha grävt sig ner 60 m i berggrunden.

Det betyder att förutsatt att Passglaciären har utövat maximal erosion under hela tidsperioden som den kan ha existerat, är det i princip möjligt att nischglaciären har preparerat nischen. En kritisk men grundläggande förutsättning för resonemanget är att ingen av inlandsisarna som täckt området har eroderat ner nischformen. I så fall måste stormorfologin i området vara äldre än glaciationerna och det verkar högst orimligt.

Kuopervagge är en mycket välformad U-dal som måste ha bildats av en kraftfull dalgaciär. Man kan ifrågasätta varför det inte skulle ske någon erosion av nischen under de perioder då U-dalen utbildades. I en situation när Kuopervaggeglaciären existerar är hela Passglaciärnischen ackumulationsområde. Detta ger betydligt bättre förutsättningar för erosion. Isen blir tjockare och temperaturförhållandena i isen blir generellt varmare. Det bottensmältande området utvidgas och erosionsintensiteten ökar genom att glaciären får högre massomsättning och rörelsehastighet. Nischen bör alltså ha eroderats kraftigt under en större dalgaciär.

Vid Kuopervagges mynning i väster finns det tydliga smältvattenrännor som avslöjar att det måste ha legat en stor och kraftfull glaciär i dalen efter det att inlandsisen smälte bort. Det finns flera tecken på att dalgången har varit frilagd sedan lång tid tillbaka. Det finns rikligt med välutvecklade lavinblocktungr utmed dalsidorna och sådana kräver lång tid för att utvecklas. Vid dalbotten har det observerats vittrade berghällar som saknar spår av glacial erosion.

Den maximala erosionen av Passglaciärens nisch sker förmodligen vid inledningen av en istid när Kuopervaggeglaciären kan ha stor utbredning under en längre period.

Det är orimligt att nischen under Passglaciären huvudsakligen har utbildats genom erosion av en nischglaciär. Det finns alternativa bildningsprocesser som är mer realistiska. Mest troligt är att nischen har utmejslats genom en kombination av flera processer och att nischglaciären är ansvarig för en mindre del av erosionen.

6. SAMMANFATTNING OCH SLUTSATS

Passglaciären har ett medeldjup av 35 m och ett maxdjup av 90 m.

Kalla siktet är åtminstone 40 m tjockt och endast is som ligger djupare än 40 m kan vara tempererad eller bottensmältande.

Glacialmorfologiska observationer visar dels att glaciären i huvudsak är erosiv i sin västra del och dels att den inte har existerat under hela Holocen.

Nischen har delvis utbildats av Passglaciären. Tidsrymden då erosion kan ha ägt rum är emellertid knapp, grovt uppskattat är erosionsperioden maximalt 6000 år för den senaste glaciationscykeln.

I en situation när den angränsande U-dalen Koupervagge fylls upp av en glaciär är hela Passglaciärnischen en del av ackumulationsområdet. Det ger betydligt bättre förutsättningar för glacial erosion.

Med utgångspunkt från insamlat material verkar det långsökt att nischformen har en specifik genes. Nischer kan utbildas genom en kombination av flera processer och erosion av nischglaciärer behöver inte nödvändigtvis vara huvudprocessen.

Enligt definition utildas glaciärnischer genom erosion av nischglaciärer. Studien av Passglaciären visar att definitionen av begreppet glaciärnisch bör vara mindre specifik med avseende på formens genes.

7. REFERENSLISTA

- Ahlmann, H. W:son, 1919: Geomorphological studies in Norway. *Geogr. Ann.*, 1: 1, 148, 193-252.
- Alexandersson, H. and Eriksson, B., 1989: *Climate fluctuations in Sweden 1860 - 1987*. SMHI RMK nr. 58, 55 sid.
- Alexandersson, H., Karlström, C., Larsson-McCann, S., 1991: *Temperaturen och nederbörden i Sverige 1961 - 90. Referensnormaler*. SMHI RMK nr. 81, 87 sid.
- Andréasson, P. G. and Gee, D., 1989: Bedrock geology and geomorphology of the Tarfala area, Kebnekaise Mts., Swedish Caledonides. *Geogr. Ann.*, 71 A (3-4): 235-239.
- Andrews, J. T., 1972 : Glacier power, mass balances, velocities and erosion potential. *Z. Geomorph. N. F.*, Bd. 13: 1-17.
- Björnsson, H., 1981: Radio-echo sounding maps of Storglaciären, Isfallsglaciären and Rabots glaciär, northern Sweden. *Geogr. Ann.*, 63 A (3-4): 235-239.
- Bodin, A., 1993: Annual Report 1991-1992 Tarfala Research Station. Forskningsrapport STOU-NG 96.
- Bogorodsky, V. V., Bentley, C.R. and Gudmandsen, P.E., 1985: *Radioglaciology*. D. Riedel Publ. Comp. 254 sid.
- Briffa, K. R., Jones, T. S., Eckstein, D., Schweingruber, F. H., Karlén, W., Zetterberg, P. and Eronen, M. 1992: Fennoscandian summers from AD 500: temperature changes on short and long timescales. *Climate Dynamics*, 7: 111-119.
- CLIMAP Project Members, 1976: The surface of the ice-age earth. *Science*, 191: 1131-1136.
- COHMAP Members, 1988: Climatic change during the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 241: 1043-1052.
- Crowley, T. J. and North, W., 1991: *Paleoclimatology*. Oxford University Press Inc. 339 sid.
- Embleton, C. and King, C. A. M., 1976: *Glacial Geomorphology*. Edward Arnold. Frome and London. 573 sid.
- Eriksson, M. G., Björnsson, H., Herzfield, U. C., Holmlund, P., 1993: the bottom topography of Storglaciären. Forskningsrapport, STOU-NG 95.
- Enquist, F., 1916: Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala, 14. 108 sid.
- Evans, I. S., 1977: World-wide variations in the distribution and concentration of cirque and glacier aspects. *Geogr. Ann.*, 59 A: 151-175.
- Evans, I. S. and Cox, N., 1974: Geomorphometry and the operational definition of cirques. *Area*. 6 (2): 150-1543.
- French, H. M., 1976: *The periglacial environment*. Longman. 309 sid.

- Graf, W. L., 1976: Cirques as glacier locations. *Arct. and Alp. Res.*, 8 (1): 79-90.
- Goudie, A., 1990: *Geomorphological techniques*. London. 570 sid.
- Grudd, H., 1992: Annual report 1990-1991 Tarfala Research Station. Forskningsrapport STOU-NG 92.
- Haeberli, W., Herren, E., Hoelzle, M. 1993: A contribution to the Global Environment Monitoring System (GEMS) and the International Hydrological Programme. *Glacier Mass Balance Bull.* 2 (1990-1991). IAHS (ISCI) - UNEP - UNESCO.
- Hagen, J. O. and Saetrang, A., 1991: Radio-echo soundings from sub-polar glaciers with low-frequency radar. *Polar Research*, 9 (1): 99-107.
- Herzfeld, U. C. and Holmlund, P., 1990: Geostatistics in glaciology. Implications of a study of Scharffenbergbotnen, Dronning Maud Land, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 14: 107-110.
- Hobbs H. H., 1910: The cycle of mountain glaciation. *Geogr. Journal*, 36: 146-163, 268-284.
- Holdar, C. G., 1957: Deglaciationsförloppet i Torneträskområdet efter senaste nedisningsperioden med vissa tillbakablickar och regionala jämförelser. *Geol. Fören. Förhandl.*, 79: 291-528.
- Holmund, P., 1988: Is the longitudinal profile of Storglaciären, northern Sweden, in balance with the present climate? *Journ. Glac.*, 34 (118): 269-273.
- 1991: Cirques at low altitudes need not necessarily have been cut out by small glaciers. *Geogr. Ann.*, 73 A (1): 9-16.
- Holmlund, P. and Fastook, J. 1993: A time dependent glaciological model of the Weichselian Ice Sheet. *Quat. Int.*, in press.
- Hooke, R. LeB., Calla, P., Holmlund, P., Nilsson, M., Stroeven, A., 1989: A 3 year record of seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden. *Journ. Glac.*, 35 (120): 235-247.
- Hoppe, G. 1983: *Fjällens terrängformer. En översikt av den svenska fjällkedjan på grundval av geomorfologisk kartering och naturvärdering*. Naturvårdsverket, Borgströms Tryckeri AB, Mottala, 84 sid.
- Houghton, J. T., Jenkins, G.J., Ephraums, J. J., 1990: *CLIMATE CHANGE. The IPCC scientific Assessment*. WMO - UNEP. Cambridge University Press. 365 sid.
- Jonsson, S. and Jansson, P., 1993: Studies of local climate in empty glacier cirques located just below the glaciation limit. In Bodin, A. (ed.): Annual Report 1991-1992 Tarfala Research Station. Forskningsrapport STOU-NG 96: 37-39.
- Jäger, J. and Ferguson, H. L., 1991: *Climate Change: Science, Impacts and Policy*. Proc. of the sec. World climate conf. Cambridge University Press. 578 sid.
- Karlén, W., 1973: Holocene glacier and climatic variations, Kebnekaise Mts., Swedish Lapland. *Geogr. Ann.*, 25: 29-63.
- 1988: Scandinavian glacial and climatic fluctuations during the Holocene. *Quat. Sci. Rev.*, 7: 199-209.

- Karlén, W. and Denton, H. G., 1975: Holocene glacial variations in Sarek national park, northern Sweden. *Boreas*, 5: 25-56.
- Karlén, W. and Matthews, J. A., 1992: Reconstructing Holocene glacier variations from glacial lake sediments: studies from Nordvestlandet and Josterdalsbeen-Jotunheimen, southern Norway. *Geogr. Ann.*, 77 A(4): 327-348.
- King, L., 1984: Zonation and ecology of high mountain permafrost in Scandinavia. *Geogr. Ann.*, 68 A (3): 131-140.
- Kleman, J. 1992: The palimpsest landscape in northwestern Sweden - Late Weichselian deglaciation landforms and traces of older west-centered ice-sheets. *Geogr. Ann.*, 74 A (4): 305-325.
- Kristiansen, K. J. and Sollid, J. L., 1989: *Vest-Agder Fylke. Kwartärgeologi og morfologi. Beskrivelse till kart 1:250 000*. Geografisk Institutt, Universitetet i Oslo, 103 sid.
- Lamb, H. H., 1977: *Climate, past, present and future. Vol.II*. London. 835 sid.
- Larsen, E. and Mangerud, J., 1981: Erosion rate of a younger Dryas cirque glacier at Kråkenes, Western Norway. *Ann. Glac.*, 2:153-158.
- Lindström, M., Lundqvist, J., Lundqvist, Th., 1991: *Sveriges geologi från urtid till nutid*. Studentlitteratur, Lund. 398 sid.
- Matthews, J. A. and Karlén, W., 1992: Asynchronous neoglaciation and Holocene climatic change reconstructed from Norwegian glaciolacustrine sedimentary sequences. *Geology*, 20: 991-994.
- Melander, O., 1975: *Geomorfologiska kartbladet 29 I KEBNEKAISE -Beskrivning och naturvärdsbedömning*. SNV PM 540.
- Nesje A. and Kvamme M. 1991: Holocene glacier and climatic variations in western Norway: Evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology*, 19: 610-612.
- Nesje A and Dahl S.O. 1991: Late Holocene glacier fluctuations in Bevringsdalen, Josterdalsbreen region, western Norway (ca 3200-1400 BP). *Holocene*, 1, 1: 1-7.
- Nye, J. F., 1965: The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. *Journ. Glaciol.*, 5: 661-690.
- Paterson, W. S. B., 1981: *Physics of glaciers*. Pergamon Press, Oxford, 380 sid.
- Rapp, A., 1984: Nivation hollows and glacial cirques i Söderåsen, Scania, southern Sweden. *Geogr. Ann.*, 66 A (1-2): 11-28.
- Rapp, A., Nyberg, R., Lindh, L., 1986: Nivation and local glaciation in N. and S. Sweden. A progress report. *Geogr. Ann.*, 68 A (3): 197-205.
- Rudberg, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av periglaciala erosionsgenerationer i Sverige. *Geographica* 25. 457 sid.
- 1984: Fossil cirques or cirque problematica in Northern and Central Sweden. *Geogr. Ann.*, 66 A: 29-39.

- Rudberg, S., 1992: Multiple Glaciation in Scandinavia - seen in gross morphology or not? *Geogr. Ann.*, 74 A: 231-243.
- Schlyter, P., Jönsson, P., Nyberg, R., Persson, P., Rapp, A., Jonasson, C. and Rehn, J., 1993: Geomorphic process studies related to climatic change in Kärkevagge, northern Sweden - status of current research. *Geogr. Ann.* 75 A (1-2): 55-60.
- Schytt, V., 1947: Glaciologiska arbeten i Kebnekaise, *YMER* (1-4): 18-42.
- 1959: The glaciers of the Kebnekajse massif. *Geogr. Ann.*, 41 (4): 213-227.
- Sugden D. E. and John B. S., 1976: *Glaciers and Landscape. A Geomorphological Approach*. Edward Arnold. 376 sid.
- Svenonius, F., 1910: Die Gletschner Schwedens im Jahre 1908. *S.G.U. serie C 5* part I: 1-54.
- Svensson, H., 1959: Glaciation och morfologi. En glacialgeografisk studie i ett tvärsnitt genom Skanderna mellan södra Helgelandskusten och Kultsjödalen. Meddelanden från Lunds Universitets Geografiska Institution. Avhandlingar: 36. 283 sid.
- Sverrisson, M., Jóhannesson, AE. och Björnsson, H. 1980: Radio-echo equipment for depth soundings of temperate glaciers. *Journ. Glac.*, 25 (93): 39-49.
- Vilborg, L., 1977: The cirque forms of Swedish Lappland. *Geogr. Ann.*, 59 A: 89-150.
- 1984: The cirqueforms of Central Sweden. *Geogr. Ann.*, 66 A: 41-77.
- 1985: Nischformer i norra och mellersta Sverige. Studier 1959 - 1985. Forskningsrapport STOU-NG 61.

Bilaga 8.1a. Isdjupsmätningar

Inmätningar vid Passglaciären 11/4 1993

Instrument: Wild T2 och Geodimeter AGA 12 A

Instrumenthöjt: 159 cm

Signalhöjd: 140 cm

Punktbezeichnung	H.V. (gon)	V.V. (gon)	L.L. (m)	H.L. (m)	Rel. H. (m)
1	77,2072	323,4326	145,685	135,927	52,420
2	71,6018	320,2214	102,210	97,097	31,922
3					
4	309,3584	290,7910	323,410	320,032	-46,620
5	398,8690	298,8455	198,491	198,458	-3,299
6	261,0000				
7	368,5683	293,4170	511,660	508,927	-52,814
8	206,1776	305,2871	227,389	226,605	18,862
9	383,7363	294,6348	187,767	187,101	-15,806
10	280,8800	290,2046	196,820	194,495	-30,165
11	185,5816	306,2595	69,028	68,695	6,776
A	343,0939	294,0745	517,640	515,340	-48,111
B	366,1782	297,7201	431,614	431,364	-15,455
C	366,1782	297,7201			
D	383,4536	299,3528	614,721	614,689	-6,249
E	365,5764	294,2916	559,395	557,148	-50,092
Referenspkt.					
Koupertjåkka O.	314,1233				
Kaskasapakte S.	362,3535				
Tuolpanjunnje O.	251,8090				
Drakryggen O.	201,4111				

H.V. = Horisontalvinkel

V.H. = Vertikalvinkel

L.L. = Lutande längd

H.L. = Horisontal längd

Rel. H. = Relativ höjd (jfr. inmätn.stn.)

Anmärkningar

3. Punkt skymd från inmätningstationen

4. Punkt på moränen

6. Spår mot punkt 3

B. Sänka

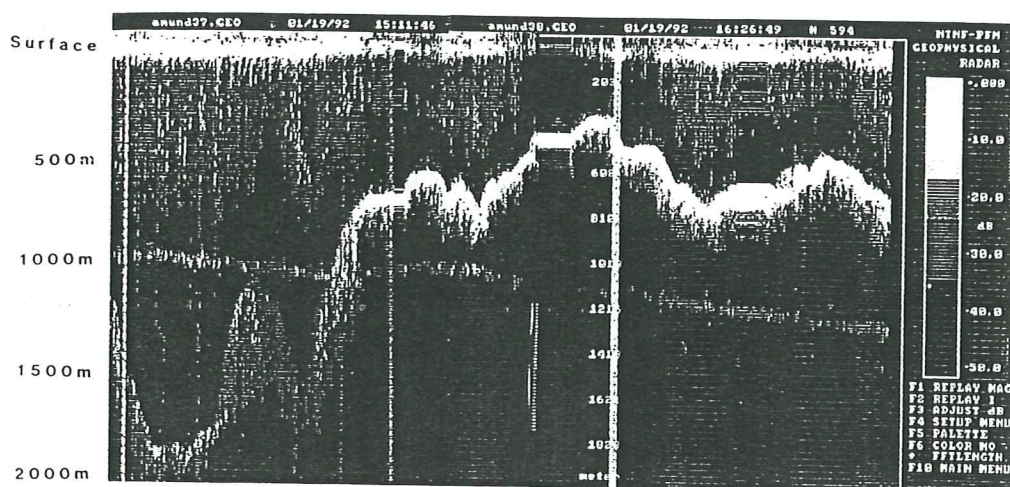
C. Bakom punkt B

E. Spår mellan C-D

Bilaga 8.1b. Isdjupsmätningar

Bearbetning av resultat

Utskriften av en isdjupsprofil visas i figur 8.1b1. Varje isdjupsprofil är uppbyggd av en serie punktregistreringar med 3 sekunders intervall. Något förenklat kan man säga att x-axeln anger körsträckan utmed profilen (egentligen tiden från start) y-axeln beskriver isdjupet (eg. ekosignalens transporttid). För att få mer information kan utskriften göras i färg, färgtonen styrs då av den registrerade signalens styrka. I datorprogrammet (Pizass) är det möjligt att ändra gränserna för färgklasserna så att optimal klassindelning kan erhållas för varje enskild mätprofil.



Figur 8.1b1. Utskrift av en isdjupsprofil. X-axeln beskriver körsträckan utmed profilen och y-axeln beskriver isdjupet.

Mätprofilens verkliga längd är känd från inmätningar i fält. Under antagandet att profilen kördes med konstant hastighet beräknas en skala för x-axeln som graderas i meter. Skalan för y-axeln bestäms genom att isdjupet beräknas för en separat punktregistrering. Figur 8.1b2 visar en skiss av hur en punktregistrering kan se ut. Radiosignalens styrka (y-axeln) visas härvid som en funktion av tiden (x-axeln). X-axeln är indelad i tio steg, vilka var och en motsvarar oscilloskopets sveptid (i mitt fall 0,2 ms). Signalens första utslag (a) är kraftigast och det orsakas av direktsignalen som går genom luften. Utslaget vid (b) tolkas här som botteneko. Transporttiden kan beräknas genom det uppmätta avståndet mellan direktsignalen och bottenekot.

Ex: Oscilloskopets sveptid = 0,2 ms

Hela x-axeln på oscilloskopet (10 rutor) visar $10 * 0,2 \text{ ms} = 2 \text{ ms}$.

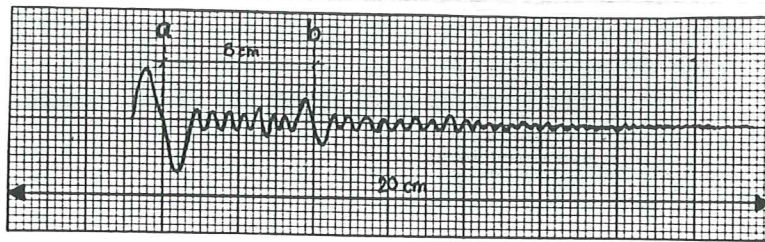
X-axlens totala längd på skärmen mäts till 20 cm

$20 \text{ cm} = 2 \text{ ms}$; $1 \text{ cm} = 0,1 \text{ ms}$.

Avståndet mellan direktsignal (a) och botteneko (b) mäts till 8 cm

tid = $8 * 0,1 = 0,8 \text{ ms}$.

Ekosignalens transporttid = 0,8 ms.



Figur 8.1b2. Skiss av punktregistrering från radarmätning. Radiosignalens styrka (y-axeln) visas som en funktion av tiden (x-axeln). Signalens första utslag (a) orsakas av direktsignalen som går genom luften. Utslaget vid (b) tolkas som botteneko. Beräkningar för exemplet görs i texten s. 46.

Med kännedom om ekosignalens transporttid kan istjockleken beräknas enligt formeln

$$h = \left((t_e + l/C)^2 (V/2)^2 - (l/2)^2 \right)^{1/2}, \text{ där}$$

h = istjocklek (m)

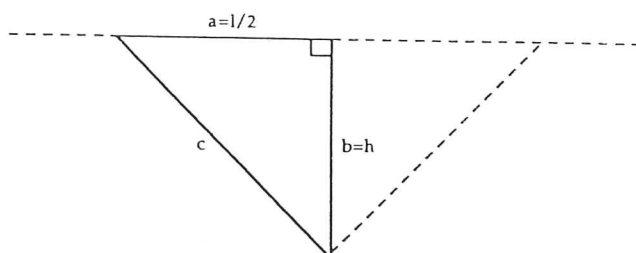
t_e = ekosignalens transporttid (ms)

l = antennavstånd (m)

C = radiovågors hastighet i luft (300 m/ms)

V = radiovågors hastighet i is (168 m/ms)

Formeln kan härledas ur en rätvinklig triangel med hjälp av Pythagoras sats (fig. 8.1b3.).



$a = l/2$ halva antennavståndet (m)
 $b = h$ istjocklek (m)

Figur 8.1b3. Formeln för beräkning av isdjupet kan härledas ur en rätvinklig triangel med hjälp av Pythagoras sats.

För att bestämma hypotenusans längd c utnyttjas sambandet mellan sträcka, hastighet och tid: $s = v * t$

v = radiovågors hastighet i is, här V .

t = ekosignalens halva transporttid, här $t_e/2$.

Mätningen av ekosignalens transporttid (t_e) påbörjas först när direktsignalen registreras vid mottagaren. Radarsignalen som penetrerar isen har därmed fått ett försprång när mätningen påbörjas. För att kompensera för detta bestäms direktsignalens transporttid t_d . Denna adderas sedan till t .

$$t = s / v$$

$$t_d = (1/2) / C;$$

$$t = t_e/2 + t_d = t_e/2 + (1/2)/C$$

Hypotenusans längd $c = V * t = V (t_e/2 + (1/2)/C)$

Förenklingar av uttrycket ger att

$$c = V (t_e + 1/C) / 2 = (t_e + 1/C) (V / 2)$$

$$(1/2)^2 + h^2 = (t_e + 1/C)^2 (V / 2)^2$$

$$h^2 = (t_e + 1/C)^2 (V / 2)^2 - (1/2)^2$$

$$h = ((t_e + 1/C)^2 (V / 2)^2 - (1/2)^2)^{1/2}$$

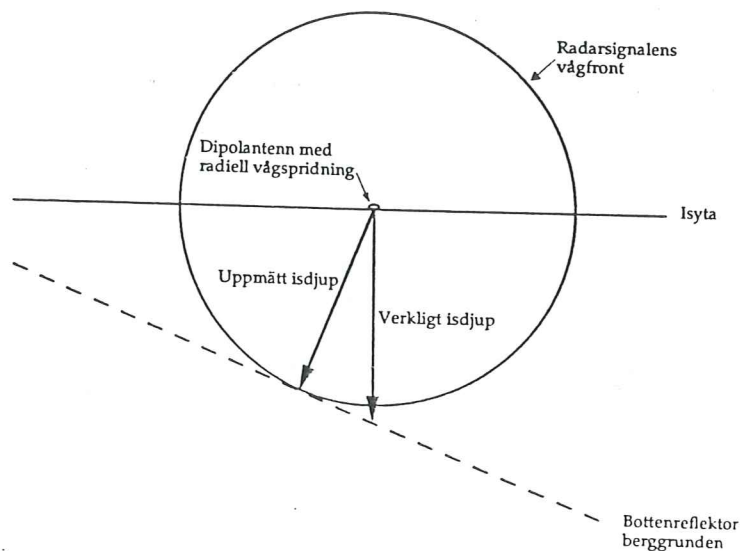
Med hjälp av det erhållna isdjupsvärdet (h) kan skalan för y-axeln beräknas.

Bilaga 8.1c. Isdjupsmätningar

Felkällor vid radarmätningar

Tolkningen av signalen på oscilloskopet har stor betydelse för noggrannheten i mätresultaten. Ekosignalerna kan vara mycket svaga och ibland försvåras tolkningen av dubbelekon mot bottenreflektorn. En felaktig bedömning vid graderingen av isdjupsaxeln resulterar sedan i systematiska fel hos uppmätta isdjupsvärden.

Reflektionen uppkommer inte alltid lodrätt under mätpunkten. Brant lutning hos isytan eller bottenreflektorn kan därigenom orsaka betydande fel i isdjupsvärdena (fig. 8.1c1). Problemet är speciellt uttalat vid användning av dipolantenner som emitterar radiopulser radiellt ut från antennkabeln. En brant lutande botten intill antennerna kan orsaka alltför låga isdjupsvärden. Felet kan minimeras genom att antennerna orienteras vinkelrätt mot glaciärbottens branta partier (Eriksson et al. 1993).



Figur 8.1c1. En brant lutande bottenreflektor kan ge upphov till fel i isdjupsvärdena. Isdjupet beräknas för den bottenreflektion som mottagaren registrerar först. Dipolantenner emitterar radiovågor radiellt ut från antennkabeln, vilket resulterar i att den första reflektionen inte alltid uppkommer lodrätt under mätpunkten.

En annan felkälla kan vara inexact positionering på glaciären. Orsaker till detta kan vara ojämn körhastighet eller avdrift från profilsträckningen. Överföringen av data från skärm till karta kan också orsaka fel i mätvärdena. Mindre fel kan också uppkomma till följd av dålig upplösning i ekosignalen samt temperaturvariationer i isen. Dessa mätfel är dock obetydliga i jämförelse med övriga felkällor.

Bilaga 8.2a. Temperaturprofiler

Termistorslingor

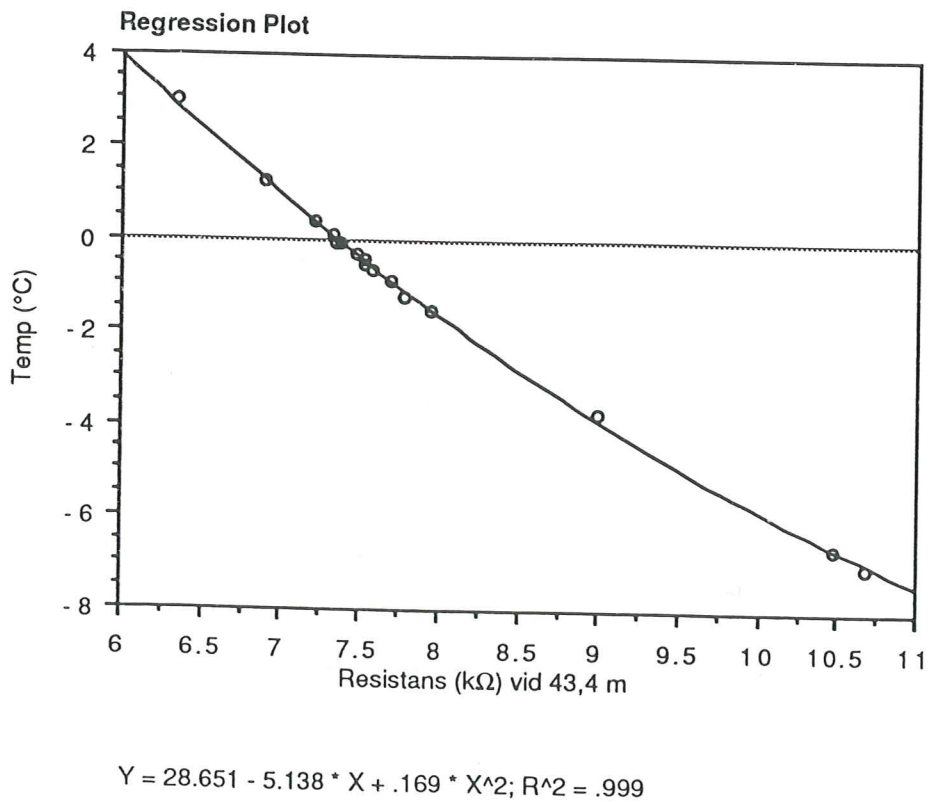
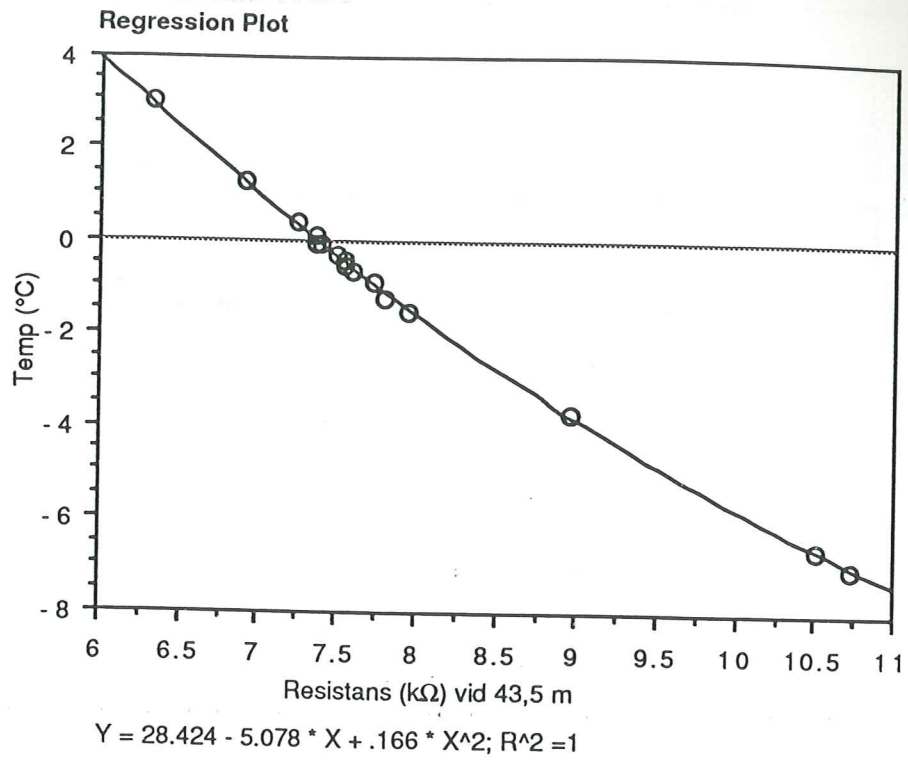
Termistorer av typ x anslöts till en mångledarkabel. Kring varje termistor applicerades ett vattenskyddande silikonlager. Termistorslingorna kalibrerades vid olika temperaturer i intervallet $+3^{\circ}$ - -7° C. Kalibreringarna utfördes i köldlaboratorium i vattenbad, isbad och isbad med alkohol. Temperaturen i badet avlästes med Hg-termometer och termistorernas resistans mättes med en digital multimeter, METEX-3800. För varje termistor extrapolerades en kalibreringskurva (bilaga 2b). Förhållandet mellan resistans och temperatur är inte linjärt och vid kurvanpassningen approximerades kalibreringsdata till andragradspolynom vilket gav en mycket hög korrelation, r-värdet understeg aldrig 0,9. Extrapolering och statistisk utvärdering utfördes i datorprogrammet StatView ver. 4.01.

Borrutrustning

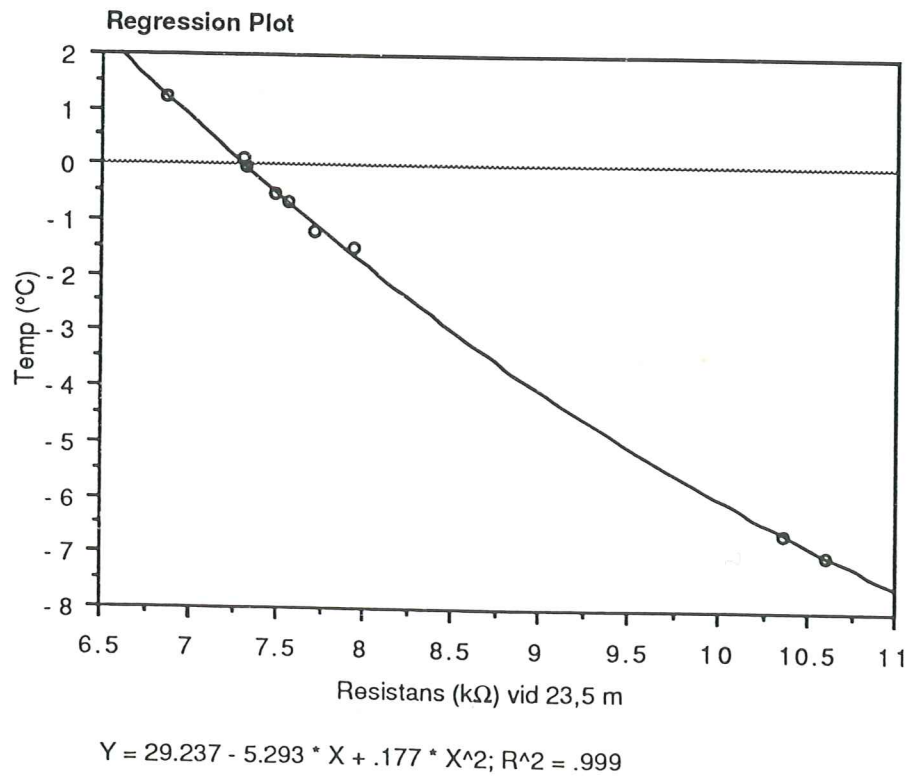
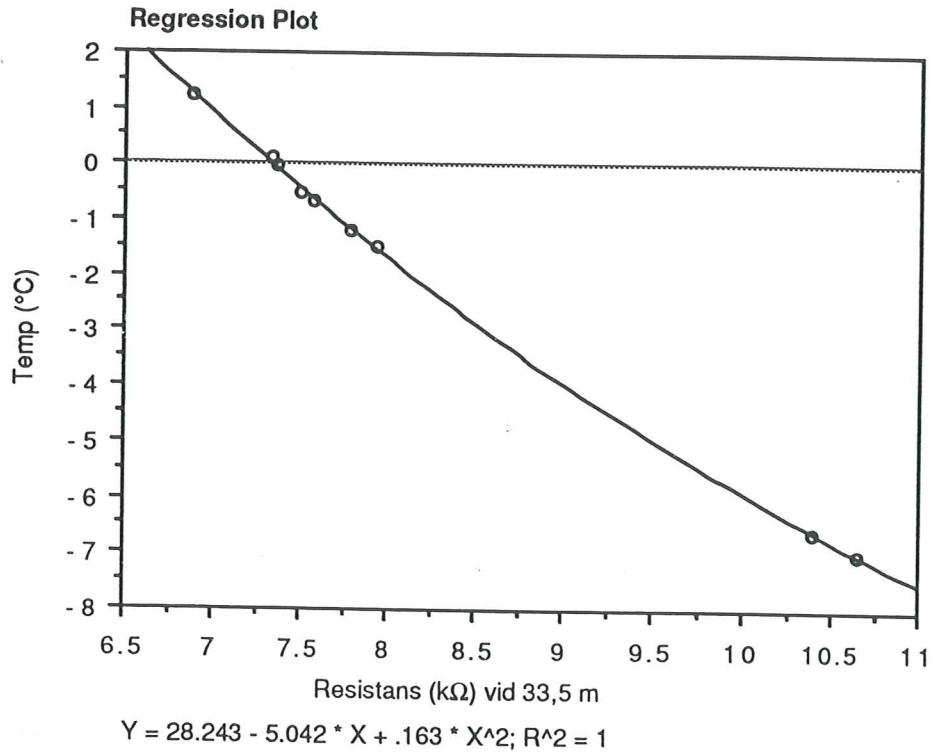
Borrutrustningen utgjordes av en smältpatron (1000 W) i kopparspets. Borrtypen bygger på principen att kopparspetsen värms elektriskt och borren smälter sig ner i isen.

För fältarbetet tillverkades borrharna genom att en värmepatron inneslöts i en kopparhylsa (längd 10-15 cm, diameter ca 3 cm), hylsans front var svagt spetsig. Kopparhylsan isolerades för att koncentrera värmen till borrhypetsen. För att styra borren lodrätt ner i isen förlängdes den med ett ca 1,2 m långt stålrör. Värmeöverföringen från borrhypetsen till isen förbättrades samtidigt genom ökad borrtungd. En smältborr kan inte tränga igenom moränlager i isen. Borrtypen är känslig för överhettning vilket leder till att värmepatronen bränns ut. Överhettning kan uppstå om smältningen går långsamt t.ex. på grund av att isen är förorenad av mineralpartiklar eller småsten.

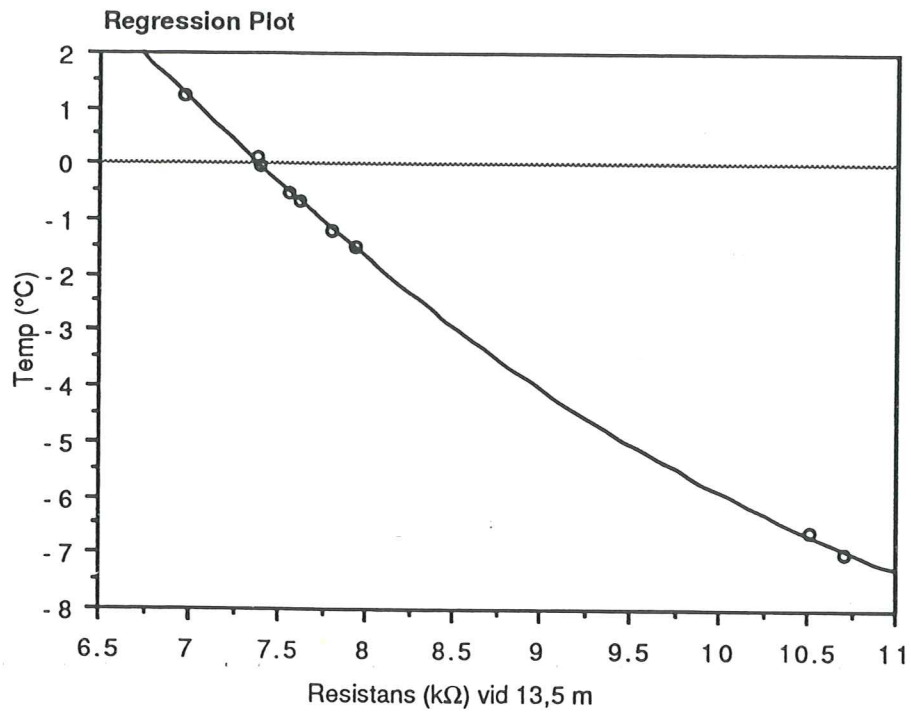
Bilaga 2 b. Kalibreringskurvor för termistorer vid profil A.
 Temperaturen (Y) anges som en funktion av resistansen (X).



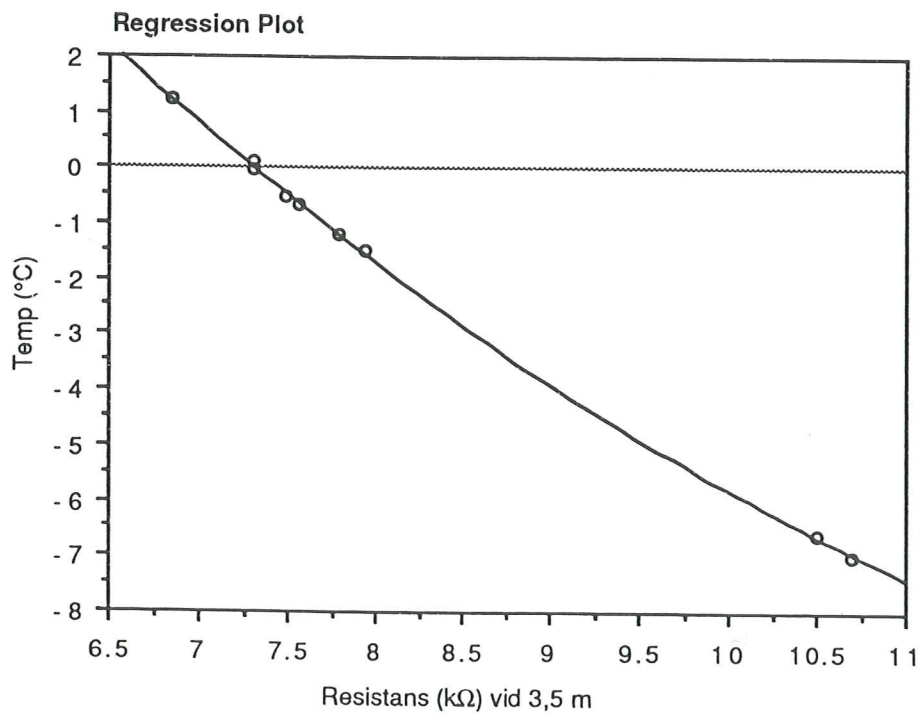
Bilaga 2 b. Kalibreringskurvor för termistorer vid profil A.
 Temperaturen (Y) anges som en funktion av resistansen (X).



Bilaga 2 b. Kalibreringskurvor för termistorer vid profil A.
Temperaturen (Y) anges som en funktion av resistansen (X).

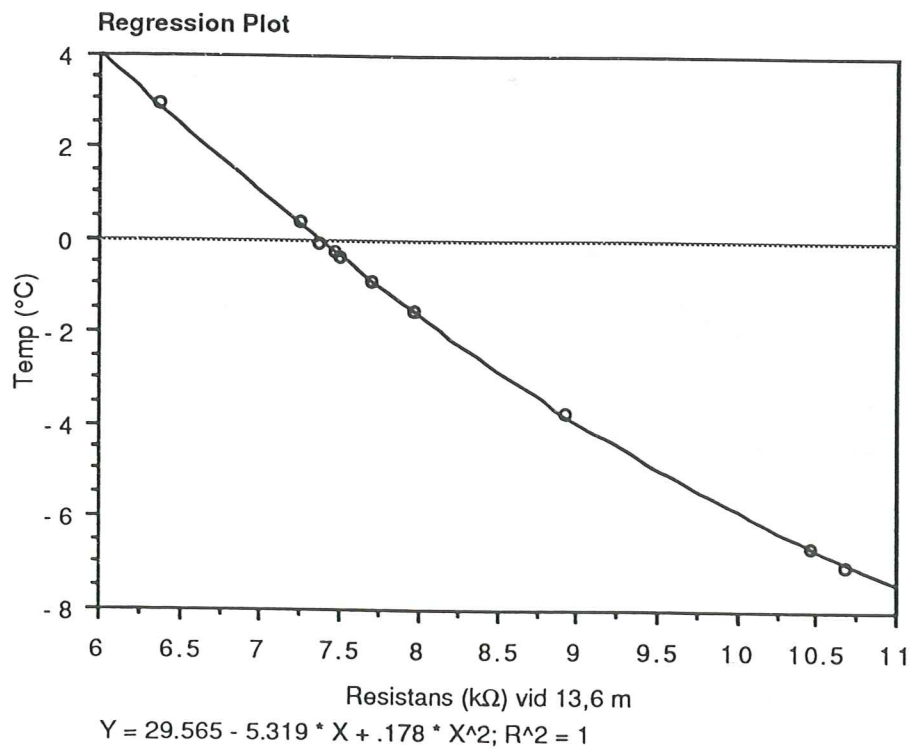
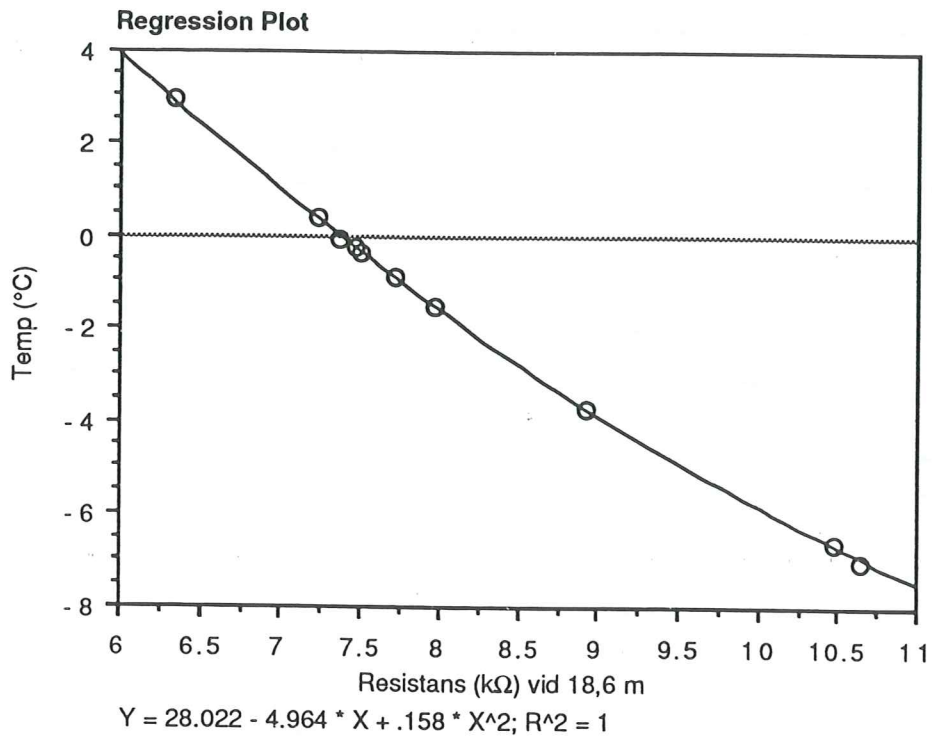


$$Y = 34.658 - 6.483 * X + .243 * X^2; R^2 = 1$$

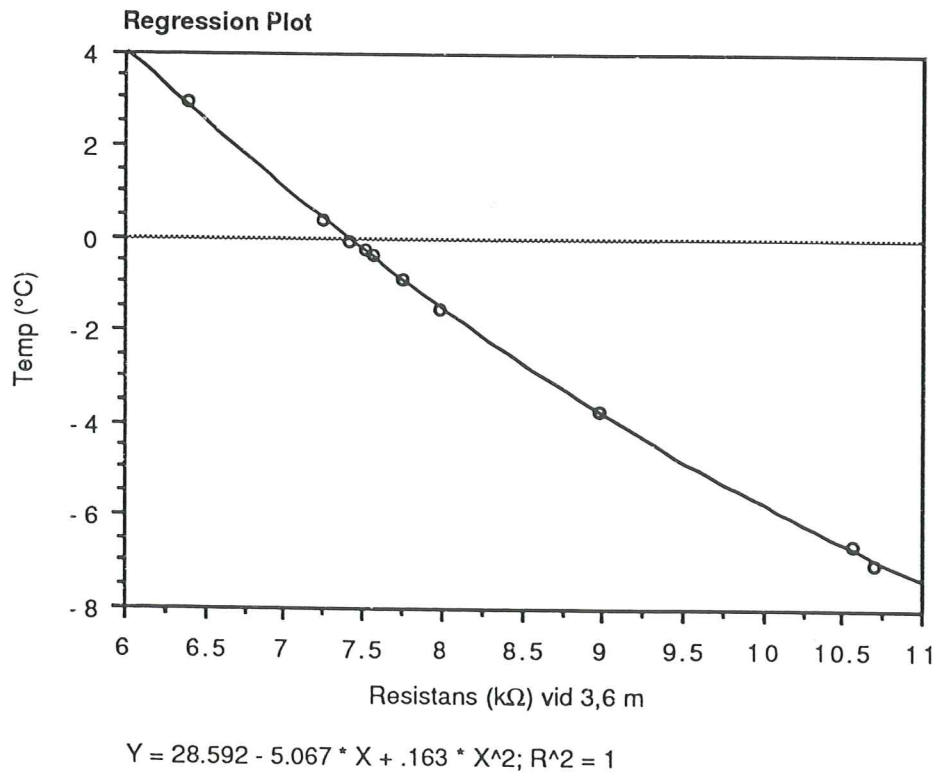
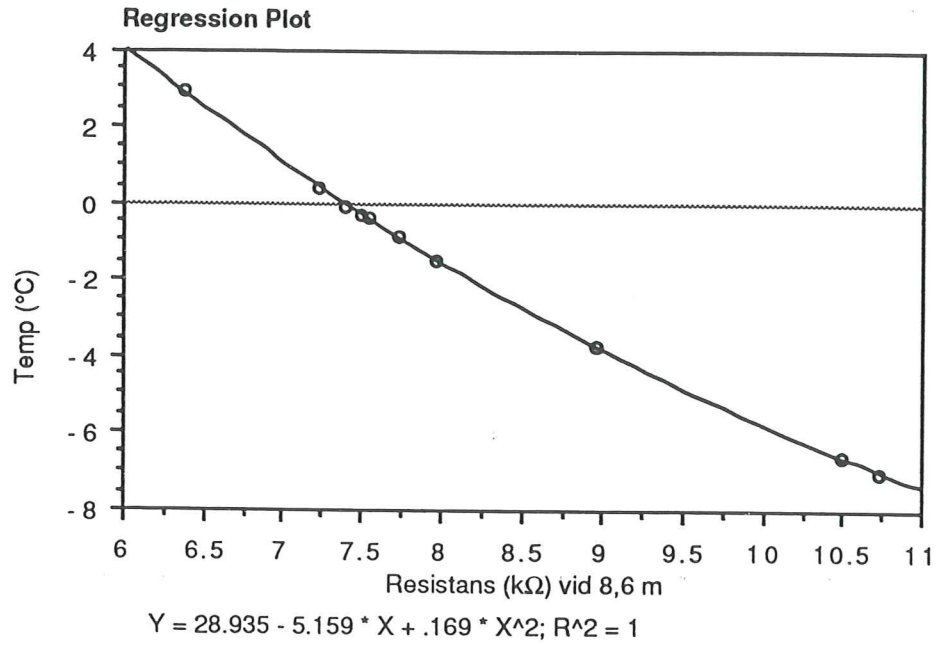


$$Y = 27.249 - 4.869 * X + .156 * X^2; R^2 = 1$$

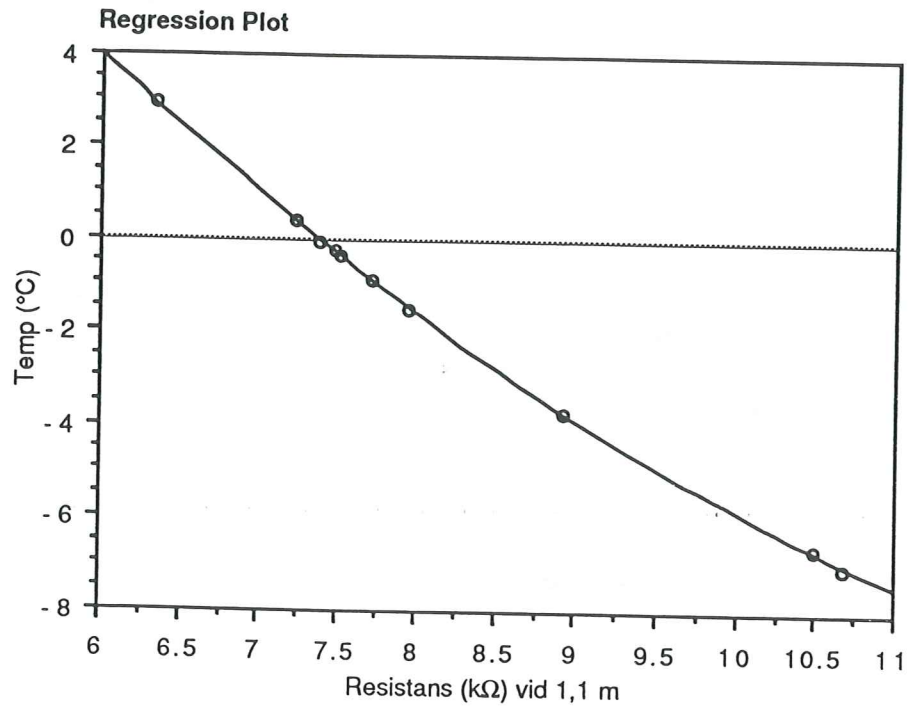
Bilaga 2 b. Kalibreringskurvor för termistorer vid profil B.
 Temperaturen (Y) anges som en funktion av resistansen (X).



Bilaga 2 b. Kalibreringskurvor för termistorer vid profil B.
Temperaturen (Y) anges som en funktion av resistansen (X).



Bilaga 2 b. Kalibreringskurvor för termistorer vid profil B.
Temperaturen (Y) anges som en funktion av resistansen (X).



$$Y = 28.654 - 5.11 * X + .166 * X^2; R^2 = 1$$

Bilaga 8.3a. Massbalans

Beräkning av jämviktslinjens höjdnivå

Nettobalansen (b_n) beräknades enligt formeln

$$b_n = \int_F^B ((h-ELA) * G) * A(h) dh$$

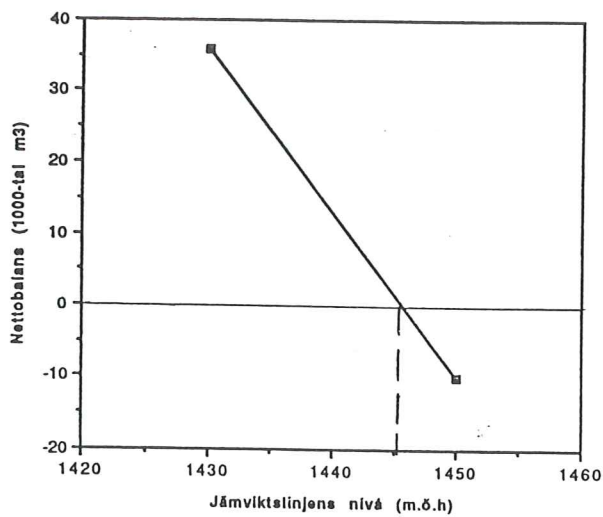
där B är glaciärens högst belägna punkt, F är fronten, h är medelnivån av ett höjdivtervall, ELA (Equilibrium Line Altitude) är nivån för jämviktslinjen, G är nettobalansgradienten och A(h) är höjdivtervalls area som en funktion av höjden över havet. För beräkningarna valdes nettobalansgradienten 0,5 m/100 m, men resultatet blir detsamma oavsett vilket värde på gradienten som används. Glaciären antas vara i jämvikt med klimatet, d.v.s. nettobalansen är lika med noll. Vi söker alltså den jämviktslinje som ger noll i nettobalans. I tabell 8.3a1 har nettobalansen beräknats för tre olika fall med jämviktslinjen på nivåerna 1430, 1450 och 1470 m.ö.h. Enligt beräkningarna ska den sökta jämviktslinjen ligga mellan 1430 och 1450 m.ö.h.

Tabell 8.3a1. Beräkningar av Passglaciärens nettobalans.

h (m.ö.h.)	Area (km ²)	M.b ELA=1430	M.b ELA=1450	M.b ELA=1470
1570	0,0065	4,55	3,90	3,25
1550	0,0124	7,44	6,20	4,96
1530	0,0149	7,45	5,96	4,47
1510	0,0393	5,72	11,79	7,86
1490	0,0700	21,00	14,00	7,00
1470	0,0443	8,86	4,43	0,00
1450	0,0478	4,78	0,00	-4,78
1430	0,0578	0,00	-5,78	-11,56
1410	0,0672	-6,72	-13,44	-20,16
1390	0,0513	-10,26	-15,39	-20,52
1370	0,0294	-8,82	-11,76	-14,70
1350	0,0155	-6,20	-7,75	-9,30
1330	0,0040	-2,00	-2,40	-2,80
Nettobalans (tusentals m ³)		35,80	-10,24	-56,28

Massbalansen (tusentals m³) har bestämts för tre olika värden på jämviktslinjen (ELA). Man söker den jämviktslinje som ger nettobalansen noll, denna ligger alltså mellan ELA 1430 och 1450 m.ö.h.

Jämviktslinjen lokaliserades linjärt mellan 1430 och 1450 m.ö.h. (fig. 8.3a1.) I genomsnitt bör Passglaciärens jämviktslinje ligga 1445 ± 1 m.ö.h.



Figur 8.3a1. Jämviktslinjen lokaliseraras linjärt mellan 1430 och 1450 m.ö.h.