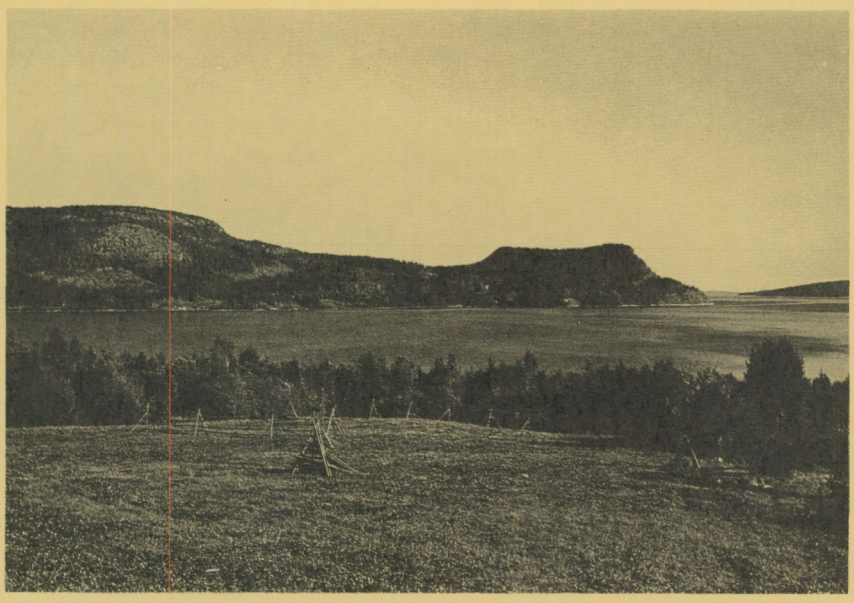
SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ba ÖVERSIKTSKARTOR MED BESKRIVNINGAR NR 31

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN ÖVER VÄSTERNORRLANDS LÄN



Thomas Lundqvist

David G. Gee, Risto Kumpulainen och Lars Karis: Fjällranden

Peter Kresten: Alnöområdet

UPPSALA 1990

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Ba ÖVERSIKTSKARTOR MED BESKRIVNINGAR NR 31

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN ÖVER VÄSTERNORRLANDS LÄN

Thomas Lundqvist

David G. Gee, Risto Kumpulainen och Lars Karis: Fjällranden

Peter Kresten: Alnöområdet

UPPSALA 1990

ISBN 91-7158-484-6
ISSN 0373-2657

Kartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.
Lantmäteriverket 1990-12-07.

Omslagsbild: Valabergen och Vårdkallberget sydost om Docksta består av Nordingrågranit och visar terrängformer som är typiska för Höga Kusten.

Redigering och layout: SGU
Tryck: Offsetcenter AB, 1990

INNEHÅLL

Inledning 7
Tekniska uppgifter 9
Arbetsmetodik 9
Tidsuppgifter får fältarbetena 10
Noggrannhet 10
Tidigare kartläggning 11
Allmän översikt över berggrunden 15
Berggrundens geologiska historia 15
Länets urberg i relation till omgivningens 16
Jordskorpans tjocklek 17
Beskrivning av bergarterna i urberget 18
Äldsta ytbergarter 18
Välbevarad metagråvacka samt glimmerskiffer, fyllit och skiffer 18
Sedimentgnejs och migmatit av gråvacke- och argillitursprung 27
Kontaktomvandlade gråvackor och argilliter 35
Kontaktomvandling invid Revsundsgraniten 36
Kontaktomvandling invid Ragunda- och Nordingråmassiven 39
Kontaktomvandling invid diabas 41
Underordnade sedimentära inslag i gråvackor och argilliter 41
Grafitförande skikt 41
Kvartsitiska och arkosartade skikt 42
Skarn 43
Magnetit 44
Konglomerat och sedimentära breccior 44
Haveröområdets metagråvackor och metaargilliter 46
Naggen- och Haveröområdenas metaarkoser-kvartsiter 48
Naggenområdet 48
Haveröområdet 50
Underordnade inslag i Haveröområdets metasediment 57
Metavulkaniter 58
Basiska metavulkaniter 58
Sura till intermediära metavulkaniter 61
Primorogena intrusivbergarter 65
Gabbro, diorit, ultramafit 66
Tonalit, granodiorit och granit (urgraniter, gnejsgraniter) 73
Serorogena graniter och pegmatiter 86
Graniter 86
Pegmatiter 99
Gångkvarts 105
Postorogena – anorogena bergarter 106
Postorogena intrusivbergarter 106
Revsundssviten och besläktade bergarter 106
Revsundsgranit 106
Kvartsmonzodiorit m.m. 114

Sörviksgranit och besläktade bergarter 115
Granodioritiska partier i Revsundsgranit 117
Diorit till tonalit associerad med Revsundsgranit 118
Trondhjemit i Revsundsgranit 118
Granitporfyr 118
Klotgranit 119
Pegmatit m.m. i Revsundsgranit 124
Äldre diabas (Turingendiabas) och associerade bergarter 125
Turingendiabas 125
Monzonit m.m. i Turingendiabas 127
Gångar i och kring Turingendiabasen 127
Rätangranit och associerade gångar 128
Anorogena bergarter 129
Subjotniska massiv 130
Nordingråmassivet 130
Ragundamassivet 145
Nordsjömonzoniten och besläktade gångbergarter 153
Rödögraniten och besläktade gångbergarter 156
Jotnisk sandsten 166
Nordingråområdets sandsten 166
Sandsten vid Åvikebukten 173
Sandsten i Bottenhavet 174
Postjotnisk diabas och besläktade bergarter 175
Gångbergarter 198
Allmänt 198
Basiska gångbergarter 198
Sura och intermediära gångbergarter 204

Fjällrandens berggrund. Av D.G. Gee, R. Kumpulainen och L. Karis 206
Inledning 206
Stratigrafi 212
Risbäcksgruppen 212
Midsommarfjällsformationen 214
Sjoutälvsgruppen 215
Långmarkbergsformationen 216
Gärdsjöformationen 218
Tåsjögruppen 221
Fjällbrännaformationen 221
Tjocknäsbäcken 226
Kyrk-Tåsjö 227
Abborrfallet 228
Fjällbrännaformationens regionala variation 228
Norråkerformationen 229
Granåsledet 230
Latorpskalkstenen 230
Töyenskiffern 231
Biostratigrafisk korrelation av Norråkerformationens basala led .. 231
Norråkerformationens gråvackor 232
Tektonik 233

Alnöområdet. Av P. Kresten 238
Inledning 238
Bergartsnomenklatur 239
Omvandlingsbergarter 240
Djupbergarter 240
Gångbergarter 241
Ytbergarter 241
Åldersbestämningar 242
Djupbergarter 243
Komplexet på norra Alnön: norra intrusionen 243
Komplexet på norra Alnön: södra intrusionen 250
Feniter 250
Pyroxeniter 253
Melteigit och ijolit 253
Nefelinsyeniter 254
Söviter 254
Komplexet på norra Alnön: Bårängintrusionen 255
Sälskärsintrusionen 255
Söråkerintrusionen 256
Tecken på andra intrusioner 258
Gångbergarter 258
Allmänt 258
Petrografi 259
Alkalina gångar 259
Karbonatitgångar 260
Alnöitiska gångar 260
Kimberlitiska alnöiter 262
Övriga gångbergarter 263
Alnögångarnas intrusionsmönster 264
Alnöbergarternas mineralogi 266
Sulfider 268
Oxidmineral 268
Karbonatmineral 270
Fluorid-, sulfat- och fosfatmineral 270
Silikatmineral 270
Alnöbergarternas geokemi 273
Diskussion och sammanfattning 276

Kambriska och ordoviciska sedimentbergarter i Bottenhavet 279
Mineraliseringar och malmer 283
17E Rätan och 17F Ånge 283
17G Ljungaverk 286
17H Sundsvall 286
17I Härnösand 288
18G Håsjö 288
18H Graninge 288
18I Kramfors 289
19G Krångede 291

19H Sollefteå 291
19I Örnsköldsvik 292
19J Husum 293
20G Fjällsjö 293
20H Junsele 294
20I Björna 296
21F Alanäs 297
21G Dorotea 298
Industriella mineral och bergarter 299
Graniter m.fl. bergarter använda som gatsten, kantsten, byggnadssten, ornamentsten m.m. 300
Kvarts och fältspat 302
Grafit 308
Kalksten och apatit 308
Baryt (tungspat) 309
Flusspat 309
Nefelinsyenit 310
Wollastonit 310
Beryll 310
Diamant 311
Krossberg 311
Stratigrafi och åldersförhållanden 313
Ytbergarter 313
Djupbergarter 317
Gångbergarter 317
Tektonik 318
Vecktektonik 319
Sprick- och förkastningstektonik, jordskalv 322
Berggrundsmorfologi 327
Metamorfos 331
Uran, torium och radon i berggrunden 332
English summary 335
Litteratur 343
Tabell 1 356
Tabell 2 389
Ortsregister 411
Register över speciella mineral 423

INLEDNING

Berggrundskartan över Västernorrlands län ingår som led i Sveriges geologiska undersöknings (SGUs) produktion av översiktskartor över länen i Norrland och norra Svealand. Dessa länskartor görs f.n. i skalan 1:200 000 (undantagsvis 1:250 000). I södra Sverige bedrivs berggrundskartering normalt för den större skalan 1:50 000, som ger mer detaljerad information om de geologiska förhållandena. En kartläggning i denna skala skulle dock med nuvarande resurser ta alltför lång tid i anspråk för de stora områdena i norr. Länskartorna avser därför att ge en första modern geologisk översikt över berörda områden, i väntan på att mer detaljerade kartor skall kunna framställas. När detta skrivs (1989) har arbeten med s.k. baskartor för prospektering i skalan 1:50 000 inletts bl.a. i norra Ångermanland (Björna-, Fredrika-, Junsele- och Vännäsbladen) och i Västerbottens län.

När arbetet med länskartan över Västernorrland påbörjades 1964 omfattade länet även de delar av nordvästra Ångermanland som sedermera (1974) överfördes till Jämtlands län, d.v.s. dåvarande Fjällsjö och Tåsjö kommuner. Den gamla länsgränsen har bibehållits som gräns för Västernorrlandskartan, i konsekvens med den indelning som redan tidigare tillämpats för jordarts- och berggrundskartorna över Jämtlands län (SGU ser. Ca nr 45 och 53).

Vid fältarbetena i urberget, som letts av Th. Lundqvist, har följande geologer biträtt: Wiking Andersson, Göran Bergman, Karl-Axel Kornfält, Sven Åke Larson, Per Larsson, Bengt Lindqvist, Gunilla Lundqvist, Ingmar Lundström, Britt Nairis, Henno Nairis, Lars Persson, Bo Ronge, Lennart Samuelsson, Astor Svensson, Erik Vessby, Heinz Wieland, Nils-Gunnar Wik, Ulf Wiklander, Hugo Wikman och Anders Wikström. Karl-Axel Kornfält har dessutom ansvarat för karteringen av Ragundamassivet. I bearbetningen av stuffer, slipprover m.m. har Birgitta Bygghammar och Lars Persson medverkat.

Alnöområdets alkalina och karbonatitiska bergarter har kartlagts av Peter Kresten med biträde av Jonas Brundin och Yildiz Kafkas (massivet) samt Berit Alm, Jan Chyssler och Angel Perez (gångarna).

I Tåsjöområdets fjällberggrund har arbetena, som skett i anslutning till SGUs prospektering, letts av David Gee med biträde av Torbjörn Thelander och Risto Kumpulainen. Lars Karis har ansvarat för nya paleontologiska data och därav föranledda omtolkningar av biostratigrafin.

Genom tillmötesgående från skilda företag och organisationer har viktiga tillskott till det geologiska och geofysiska observationsmaterialet erhållits. Flygmagnetiska kartor över vissa områden, framställda av SGU på uppdrag av dåvarande Svensk Kärnbränsleförsörjning AB (SKBF) och Nämnden för Statens Gruvegendom (NSG), har sålunda varit av stort värde, främst för att klarlägga utbredningen av diabastäckena i

centrala och västra Medelpad. Värdefull hjälp vid tolkningen av nämnda kartor har getts av Dan Nisca, SGAB, Luleå. Boliden Mineral ABs flygslingramkartor har varit av stor betydelse för kartläggningen av fjällberggrunden.

Från SGUs prospekteringsarbeten i västra Medelpad har viktig berggrundsgeologisk information erhållits, främst genom Lars-Ole Forsberg och Lennart Falk, SGAB. Genom SGUs nickelprospektering, ledd av Gunnar Nilsson, har kännedomen om länets basiska och ultrabasiska bergarter väsentligt förbättrats. Genom Roland Lindberg, SGAB, Malå, har viktiga upplysningar från mineraljakten i länet erhållits.

Genom Benny Mattsson, Ivan Isaksson och Mats Willdén, Boliden Mineral AB, har värdefull information erhållits om berggrund och mineraliseringar från bolagets prospekteringsverksamhet.

Material från LKABs geologiska och geofysiska prospekteringsarbeten i länet har gjorts tillgängligt genom Lars-Göran Ohlsson, Göran Fredrikson, Esa Tuuri, Sten-Anders Smeds, Öivind Toverud och István Fözö.

Värdefull information om länets kvartstillgångar har erhållits från Kema Nord AB, Ljungaverk, genom f. disponenten Olov Möllerstedt och Eric Swahn.

István Fözö och Göran Nordin vid länsstyrelsen i Härnösand har lämnat viktiga uppgifter om bl.a. länets bergkrossanläggningar.

Genom tillmötesgående från olika kraftverksbolag, entreprenörer m.m. har geologiska observationer kunnat göras i tunnel- och bergrumsanläggningar vid flera av länets kraftstationer. Främst skall nämnas Widmark & Platzer AB (Edsele kraftstation), Statens Vattenfallsverk (Kilforsens kraftstation), Kema Nord AB (Ljunga kraftstation) och AB Skandinaviska Elverk (Järnvägsforsens kraftstation).

Värdefulla iakttagelser och hjälp vid fältarbetena, främst beträffande Alnö-Sundsvallsområdet, har givits av Rolf Lidberg, Folke Wikberg, Ivar Esping, Yngve Backlund och Sven Jonasson m.fl. medlemmar av Sundsvalls Geologiska Sällskap.

Ett särskilt tack riktas till familjen Håkan och Dagnie Lindh i Norråker för deras stöd och uppmuntran till de geologer som karterat fjällranden i Tåsjöområdet.

Ritarbetena för berggrundskartan och strukturgeologiska kartan samt ritade figurer har utförts av Elisabet Carlson och Margaretha Andersson, och de kartredaktionella arbetena av Per Albert Isaksson. Alnökartorna har ritats av Eija Österberg. Manuskriptet har renskrivits av Kerstin Finn, Margareta Tornberg, Barbro Andersson, Britt Arvidsson, Inger Nord och Ildiko Antal. För de redaktionella arbetena med beskrivningen har Agneta Ek och Birgitta Bygghammar svarat.

I syfte att underlätta för läsaren att återfinna platser på kartan används i följande text den topografiska och den ekonomiska kartans siffer- och bokstavsbeteckningar. Lägesangivelsen 19H SO, 3g betyder sålunda det ekonomiska kartbladet 3g inom det topografiska bladet 19H Sollefteå SO (kartbladsbeteckningen har utelämnats i kapitlet om Alnöområdet, eftersom den geografiska utbredningen här är begränsad). Den topografiska kartindelningen ges i länskartans ram. Inom varje topografisk "fyrväppling" (t.ex. 19H NV, NO, SV och SO) numreras de ekonomiska bladen enligt följande.

Siffror anger nord-sydavståndet från 0 till 9, räknat från SV-hörnet, och bokstäver anger ost-västavståndet från a till j, räknat från samma hörn. Mer noggranna lägesangivelser görs med hjälp av det koordinatsystem (Rikets nät) som återfinns i topografiska kartans marginal, och som även är angivet i länskartans kant. Nord-sydkoordinaten skrivs därvid alltid före ost-västkoordinaten (t.ex. 700125-156250). Om man vill kunna återfinna en lokal i terrängen torde det i många fall vara nödvändigt att man skaffar en topografisk eller ekonomisk karta över det aktuella området.

Där inte annat anges har fotografierna tagits av resp. författare.

För värdefull hjälp och synpunkter på manuskriptet eller delar därav vill författarna tacka följande personer: Åke Bruun, Karl-Axel Kornfält, Sven Åke Larson, Ingmar Lundström, Benny Mattsson, Karel Miškovský, Lars Persson, Lennart Samuelsson, Sten-Anders Smeds, Göran Stålhös, Hugo Wikman och Anders Wikström. Jan Bergström har vänligen granskat kartan i fig. 147.

TEKNISKA UPPGIFTER

ARBETSMETODIK

Vid fältarbetet i urbergsområdena har normalt blad av topografiska kartan i skalan 1:50 000 använts som rekognosceringsunderlag. Då fältarbetena föregick publiceringen av vissa topografiska blad har i sådana fall rekognosceringen skett på ekonomiska kartan i skalan 1:20 000 eller 1:10 000. Ett fåtal observationer har markerats på flygfotografier eller på blad av Generalstabskartan, varefter en överföring skett till topografisk eller ekonomisk karta. Karteringen av fjällranden i Tåsjöområdet har skett på flygfoton och ekonomiska blad i skalan 1:20 000 (se sid. 208). Alnöområdet har karterats på ekonomiska kartor i skalan 1:10 000.

På rekognosceringskartorna över länets urbergsdel har geologen i fält markerat det område där berggrunden observerats, vanligen i hällblottningar. Varje sådan markering har försetts med ett nummer, till vilket hör en beskrivning i geologens dagbok. Länskartan med dess beskrivning är givetvis en med hänsyn till skalan gjord generalisering och tolkning av det totala observationsmaterialet från fältarbete och bearbetning. Mer detaljerade upplysningar om berggrunden kan i många fall erhållas ur SGUs arkiv, där kartor, dagböcker och annat arbetsmaterial, t.ex. stuffer och slipprover förvaras.

Totalt har drygt 27 800 berggrundsobservationer gjorts inom länskartans urbergsområde, vilket motsvarar ungefär en observation per kvadratkilometer. De undersökta hällarna ligger vanligtvis tätare i de mer välblottade kusttrakterna och där geologin visat sig vara förhållandevis komplicerad, t.ex. i västligaste Medelpad. I vissa områden är hällfrekvensen och därför även observationstätheten extremt låg, t.ex. i trakten av Stensjö (19G SO, 3g, h) och sydväst om Storsjön (19H NV, 8-9c-d).

Beträffande metodik, bergartsindelning, geologiska termer m.m. gäller i huvudsak samma som för SGUs kartering i Af-serien (Wikström 1981). Skillnaden ligger främst i att geofysiska flygmätningar inte rutinmässigt görs som underlag för länskarteringen, som också bygger på ett glesare nät av observationspunkter än Af-kartorna.

En sammanfattning av det färg- och teckenschema som används vid SGUs regulära berggrundskartering har givits av Lundqvist (1985).

Beträffande den strukturgeologiska kartan har de morfologiska linjerna (lineamenten) karterats med hjälp av svart-vita flygfoton i ungefärlig skala 1:66 000 (höghöjdsbilder). Dessa har haft en skiftande kvalitet, men kartan får ändå anses ge en god bild av de morfologiska linjerna, som säkerligen i de allra flesta fall motsvaras av sprickor och förkastningar i berggrunden. Se vidare sid. 322.

Den strukturgeologiska kartan ger förutom de morfologiska linjerna även en fylligare redovisning av fältobserverade strukturer än vad berggrundskartan ger. Till dessa strukturer hör skiffrighet, stänglighet, veckaxlar, lagring, stratigrafisk uppåtriktning m.m. Dessutom ger kartan en sammanfattning av iakttagna gångar (diabaser, granitporfyrer m.m.) med en bredd som vanligtvis understiger 10 m. Bredare gångar och mäktigare täcken av diabas redovisas på berggrundskartan.

TIDSUPPGIFTER FÖR FÄLTARBETENA

Rekognosceringsarbetena för länskartan har bedrivits åren 1964 t.o.m. 1976. Fältrevision har utförts 1977 t.o.m. 1983, varefter endast begränsade kompletteringar utförts. Alnöbergarterna har kartlagts främst under perioden 1975–1978. SGUs undersökningar av fjällberggrunden pågick i huvudsak från 1969 till mitten av 1970-talet. Därefter har endast smärre kompletteringar (geofysik, borrning) utförts.

NOGGRANNHET

Länskartan över Västernorrland avser liksom andra kartor av denna typ att ge en översiktlig bild av bergartsfördelning och strukturer. Självklart är det lättare att få en god bild av berggrunden när denna är enkelt uppbyggd. Det blir i sista hand en bedömningsfråga för den karterande geologen att avgöra hur pass täta observationer som är motiverade i ett visst område för att man skall få en tillfredsställande kartbild. Enkelt uppbyggda områden, som domineras av erfarenhetsmässigt enhetliga bergarter av typ Revsundsgraniten i norra Ångermanland, kräver endast relativt glesa observationer. Andra berggrundspartier, som t.ex. i Haveröområdet i västra Medelpad, visar en mycket snabb bergartsväxling och komplicerade strukturer. De måste därför studeras med ett relativt tätt observationsnät, varvid i princip de flesta tillgängliga hällblottningarna bör undersökas för att man skall få en någorlunda god återgivning av verk-

ligheten. Detta gäller i ännu högre grad Alnömassivet, vars komplexitet nödvändiggjort framställning av kartor i större skala än länskartans. Frekvensen av naturliga hällblottningar sätter givetvis en praktisk gräns för hur detaljerade observationer som kan göras, liksom tillgängliga medel sätter en ekonomisk gräns.

Ett viktigt hjälpmedel i dåligt blottade områden utgör i många fall flygmagnetiska kartor, som dock endast funnits tillgängliga för vissa delar av länet, och då endast vid revisionen. Genom dessa kartor kan man fastställa bergartsgränser, förutsatt att de magnetiska kontrasterna mellan olika bergartstyper är tillräckligt stora.

En översiktskartering av föreliggande slag måste ske på relativt begränsad tid (maximalt 15–20 år). Detta gör att man ibland tvingats avbryta fältarbetena i ett område även om man haft anledning förmoda att kartbilden är ofullständig. Exempel på detta är de områden där yngre granit (Härnögranit) och pegmatit rikligt och oregelbundet genomsatt den äldre berggrunden. Man finner där mycket snabba bergartsväxlingar, även i hällskala. Sådana växlingar är givetvis svåra att återge, speciellt i en översiktlig karta. Ett annat exempel på småskaliga, snabba variationer i berggrunden är som nämnts Haveröområdet i västra Medelpad. Olika typer av metasediment växellagrar här intimt med varandra, ofta inom en häll, ibland t.o.m. i slipprovsskala (centimeterskala). Till detta kommer en komplicerad tektonik, som gör att bergartsstråken är svåra att följa. Att märka är dessutom, att den flygmagnetiska kartans bild här endast delvis ger vägledning, eftersom sekundär magnetitbildning drabbat stora delar av berggrunden. Det säger sig självt att länskartans bild i sådana fall måste bli ytterst schematisk.

Slutligen skall nämnas att p.g.a. den översiktliga karaktären hos Västernorrlandskartan har bergartsbestämningarna endast i tämligen begränsad omfattning kunnat göras med stöd av slipprovsundersökningar. Vissa bergartstyper, som inte är lätta att skilja i fält, kan därför ha blivit felklassificerade, framför allt genom överbeteckningarna. Risk för sådana felbedömningar finns framför allt när det gäller att särskilja olika kvarts-fältspatrika ytbergarter (arkoser, vulkaniter m.m.) i Haveröområdet. Vidare är en del ljusa, biotitfattiga granodioriter till tonaliter bland de äldsta, primorogena granitoiderna svåra att skilja från (jämnkorniga) Härnögraniter.

TIDIGARE KARTLÄGGNING

Den tidigaste berggrundskartan över Västernorrland ingick i ett kartverk som upprättades av bergshauptmannen Jacob Henrik af Forsselles (1855). En tillhörande beskrivning utgavs ett år före kartan (af Forsselles 1854). Hela länet omfattas dock inte, eftersom norra gränsen för kartan går efter en linje Sidensjö (19I SV) – Junsele (20H SV) – Rossön (20G NO). Begreppen i kartans teckenförklaring är ofta svåra att översätta i moderna termer. Berggrunden i de kartlagda delarna av länet uppges bestå av "grå och röda järngnejser", "grå gnejser", "grå järngranit" och "röd granit". Beteck-

ningen "grå granit" avser bl.a. Revsundsgraniten, och Härnögraniten och dess pegmatiter benämns "vit albitgranit". "Svart glimmerskiffer", som är beteckningen för de välbevarade gråvackorna, uppges förekomma i området från Bjästa (19I SO) till trakten söder om Nora (18I SV) och i området Resele (19H NV-SV) – Sollefteå (19H SV-SO) – Östergraninge (18H NV). Nordingrå- och Ragundagraniterna betecknas som "röd järngranit" respektive "grå järngranit". Massivet vid Holmstrand (19G SO), som är den östligaste delen av Ragundamassivet, har dock erhållit markering för "röd järngranit". "Hyperstentrapp" är kartans benämning för Nordingråtraktens (18I) gabbro och anortosit liksom för Ulvödiabasen (18I NO) och diabasen sydväst om Viskan (17G NO-SO). Däremot betecknas diabasen vid Galtström (16H NO) som "diorit", medan samma bergart väster om Häggdånger (17I NV) benämns (yngre) "grå granit". Intressant är att notera, att redan i denna tidiga karta sandstenen (som här benämns "kornig qvarzfels") på södra delen av Storön (18I SV) är markerad. Vidare är Naggenarkosen (benämnd "pilbolitqvarz") norr om Juvatssjön (17F SO) inlagd. Slutligen skall nämnas att även den eruptiva kalkstenen (söviten) på Alnön (17H NO) observerats, och markerats med tecken för urkalksten.

Den första länskartan över Västernorrland med tillhörande beskrivning upprättades av Hjalmar Lundbohm (1899) på uppdrag av länets hushållningssällskap. Kartskalan är 1:500 000. Kartbilden domineras av beteckningar som "gnejs och granit" (=migmatitiserade gråvackor m.m.), "gnejs" (=gråvackegnejser och gnejsgraniter) samt "hälleflintgnejs" (=välbevarade metagråvackor). I norr har stora områden med "ögongranit" (=Revsundsgranit) markerats. Samma beteckning har den ögonförande granodioriten till graniten vid Överhörnäs (19I SO) erhållit. Mindre områden med "granit i allmänhet" och "muskovitgranit" (=biotit- respektive muskovitdominerad Härnögranit) anges också, liksom små massiv av pegmatit. Beteckningen "hornblendegranit" avser vissa hornbländeförande tonaliter (urgraniter) i Nora socken (18I SV). Gabbror, dioriter och andra grönstenar uppträder vanligen i små massiv. Undantaget är den stora Hoting-Röströmgabbron (21G). Nordingrå-, Ragunda- och Rödömassiven (19I SO, 18I; 19G SO; 17H SO) finns också angivna, och till länskartan hör även en för sin tid noggrann berggrundskarta i skalan 1:100 000 över förstnämnda massiv. Bortsett från vissa skillnader i nomenklaturen (t.ex. kallas anortositen för grovkornig gabbro) stämmer denna karta relativt bra med senare versioner. Samma beteckning som gabbrorna i Nordingrå och Ragunda har även Nordsjömonzoniten (20G SV) och tonaliten vid Hocksjön (19G NV) erhållit. Ett flertal förekomster av "olivindiabas (Åsbydiabas)" har angetts vid Ångermanlandskusten (Ulvödiabasen), i stråket Köpmanholmen (19I SO) – Viksjö (18H SO) – Häggdånger (17I NV) och i centrala, västra och södra Medelpad. Alnömassivet (17H NO) betecknas som nefelinsyenit. I fjällranden (21F-G, 22F) visar kartan sparagmit, Vemdalskvartsit, alunskiffer och mörk kvartsitsandsten med skifferlager. I den beskrivning som åtföljer kartan ges förhållandevis stort utrymme åt förekomsten av ekonomiskt intressanta bergarter och mineral.

Samma år som Lundbohms länsbeskrivning utkom Holmquists (1899) arbete om

Rödögraniten och dess gångbergarter. Det åtföljs av en karta i skalan 1:25 000 över trakten kring Rödön (17H SO) och visar utbredningen av både graniten och olika typer av besläktade gångar. Även förekomster av diabas ("Åsbydiabas") är markerade.

Fjorton år efter Lundbohms länsbeskrivning utkom en doktorsavhandling av José M. Sobral (1913), som behandlade Nordingråområdets geologi. Avhandlingen innehåller ingående petrografiska undersökningar och diskussioner om bergarternas åldersförhållanden. Den åtföljs av en berggrundskarta i skalan 1:100 000. Denna överensstämmer i alla väsentliga drag med Lundbohms (1899) ovannämnda specialkarta till länskartan. Sobral använder en delvis annan terminologi än Lundbohm, och inför t.ex. termen anortosit för det som Lundbohm betecknade som grovkornig gabbro. Han indelade bergarterna i subjotnium (anortosit, gabbro, granit och monzonitiska övergångsbergarter), jotnium (arkoser, kvartsitisk sandsten m.m.) och postjotnium (diabas och monzonit). De sedimentära bergarterna i jotnium vilar enligt Sobral via olika typer av basalarkoser (granitarkos, gabbroarkos och anortositarkos) på det subjotniska underlaget.

von Eckermann (1928) utförde en kartläggning längs den då nybyggda Ostkustbanan mellan Gävle och Härnösand. Av speciellt intresse för Västernorrlands del är observationerna av diabas och gångar av alnöit och besläktade bergarter. I ett senare utgivet arbete om anortositproblematiken (von Eckermann 1938) återfinns en karta över delar av Nordingråmassivet. Denna grundar sig dock mest på Lundbohms (1899) och Sobrals (1913) tidigare kartor, men den åtföljs av en profil i vilken von Eckermann tolkar den tredimensionella uppbyggnaden i området. Denna tolkning var en viktig förutsättning för hans modell för anortositernas genes.

Ett numera klassiskt arbete om alkalina och karbonatitiska bergarter är von Eckermanns (1948) monografi över Alnö alkalina område (17H NO). Här ingår en karta i skalan 1:15 000 över Alnömassivet med en detaljkarta i skalan 1:1 500 över söviterna vid Båräng (17H NO, ca 6928–1583). Vidare ges en karta i skalan 1:50 000 som visar förekomsten av olika Alnögångar i Sundsvallstrakten, samt deras strykning och stupning. Rödögraniten och diabastäckena i området (sammanfattade under benämningen "Jotnian Rocks") är också markerade på denna karta.

I samband med SGUs kartering av berggrunden i Gävleborgs län kartlades också mindre områden i södra Medelpad. Resultatet är redovisat i en karta i skalan 1:300 000 i Lundegårdhs (1960a) arbete om Naggenarkosens mineralogi, petrografi och tektonik.

Vid olika tillfällen har arbeten utförts för att kartlägga berggrunden i Bottenhavet, speciellt utbredningen av sedimentbergarterna från jotnium, kambrium och ordovicium. Särskilt skall nämnas arbeten av Veltheim (1962), Winterhalter (1972), Flodén m.fl. (1980) och Axberg (1980). En sammanfattande karta över den svenska kontinentalsockeln har getts av Ahlberg (1986).

Genom Åhmans (1967) arbeten upprättades en karta över Hoting-Rörströmgabbron (21G) och dess omgivningar. (Stavningen är sedermera ändrad till "Röström".) Ett

viktigt resultat av undersökningen var, att gabbron visade sig vara äldre än de primorogena granodioritiska till tonalitiska intrusiven ("grå biotitgranit" och "grå biotitgranit med fältspatögon").

Gee (1972) sammanfattade fjällrandens geologi mellan Flåsjön och Malgomaj i en karta i skalan 1:200 000. Kartan baserades på tidigare geologiska undersökningar (bl.a. av Asklund och Thorslund 1935 och arbeten utförda vid AB Atomenergi, se Armands 1972), på elektromagnetiska flygmätningar och på fältarbeten utförda genom SGU fr.o.m. 1969 (se vidare sid. 206).

En modern berggrundskarta över Ragundamassivet (19G SV, SO) upprättades av Kornfält (1976) i samband med SGUs berggrundskartering i Jämtlands och Västernorrlands län. Kartan är i skalan 1:200 000. En tidigare version av denna karta återfinns i Kornfält (1969).

Berggrunden i Järnvägsforsens kraftverkstunnel (17F NO, SO) kartlades av Persson (1976) i samband med SGUs arbeten för den aktuella länskartan. Vid dessa arbeten företogs också mer detaljerade undersökningar av Revsundsgraniten och en del med den associerade bergarter. Arbetena publicerades av Persson (1978), och innefattade även en berggrundskarta över trakten kring Stor-Finnsjön (20G SV).

I samband med SGUs prospektering på 70- och 80-talen efter uran m.fl. metaller i västligaste Medelpad (17E NO, SO och 17F NV, SV) skedde även berggrundskartering och flyggeofysiska mätningar. Resultaten, som är opublicerade men föreligger i rapportform, har i stor utsträckning kunnat beaktas vid föreliggande länskartering. Ginet (1980) har dessutom gjort en doktorsavhandling i samband med nämnda arbeten.

På uppdrag av Statens industriverk har SGU gjort en sammanställning av berggrund, malmer och mineraliseringar i Västernorrlands län. Resultatet finns i rapporter från Statens industriverk (1980a och b). Till rapporterna gjordes också berggrundskartor, som var tidiga (oreviderade) versioner av föreliggande länskarta. Liknande tidiga versioner av delar av länskartan finns f.ö. i flera publikationer, t.ex. i Guvå (1971 och 1972).

Inom ramen för SGUs uppdragsverksamhet har en del detaljundersökningar av länets berggrund gjorts. Hit hör t.ex. geologisk-geofysiska arbeten i trakten av Gideå (19J NV; Ahlbom och Olkiewicz 1981).

Ett flertal andra berggrundsgeologiska specialundersökningar med olika inriktning har också gjorts i Västernorrland. Dessa kommer att beröras i den följande texten.

Moderna geologiska kartor, som behandlar andra företeelser än berggrunden, är främst jordartskartan över länet i skalan 1:200 000 (J. Lundqvist 1987) samt några geokemiska kartor i skalan 1:1 000 000 över tungmetaller i bäcktorv (Ressar m.fl. 1986 och 1987). Vidare finns en geokemisk karta i skalan 1:250 000 över tungmineralanrikad morän i delar av centrala Medelpad (Andersson 1985), samt geokemiska kartor i skalan 1:1 000 000 över halten av olika element (tungmetaller m.m.) i morän (Andersson 1988).

ALLMÄN ÖVERSIKT ÖVER BERGGRUNDEN

BERGGRUNDENS GEOLOGISKA HISTORIA

Större delen av länets berggrund tillhör urberget (prekambrium) och har således bildats för mer än 570 miljoner år sedan. Närmare bestämt härrör bergarterna från de båda eror som enligt Plumb och James (1986) benämns proterozoikum 1 (mellan 2500 och 1600 miljoner år) och proterozoikum 2 (mellan 1600 och 900 miljoner år). Yngre är Tåsjöområdets randbildningar tillhörande den kaledoniska fjällkedjan, som är avlagrade under proterozoikum 3 (yngre rifeikum och vendium), kambrium och ordovicium, för mellan ca 800 och 450 miljoner år sedan. Vidare förekommer på norra Alnön och i angränsande områden särpräglade eruptiva bergarter från äldsta kambrium till yngsta prekambrium (ca 550–600 miljoner år). Längs kusten från Härnösand i norr till hälsingegränsen i söder finns vidare talrika block av sedimentära bergarter från kambrisk och ordovicisk tid. Dessa block härrör från förekomster på Bottenhavets botten.

Länets urberg är till övervägande del uppkommet i samband med den svekokarelska (eller svekofenniska) bergskedjebildningen för ca 1820–1850 miljoner år sedan. Med början ca 25–50 miljoner år före veckningen avsattes stora mängder sedimentmaterial i det dåtida havet. Under sedimentationen skedde i vissa områden vulkanutbrott, som till övervägande del givit basiska, kiselsyrafattiga lavor och tuffer. I de så bildade sedimentära och vulkaniska bergarterna trängde stora volymer av tonalitisk till granitisk magma in och stelnade till de primorogena granitoiderna (urgraniterna). Dessa föregicks av mindre intrusioner av basisk, kiselsyrafattig magma som gav upphov till ultrabasiter, gabbror och dioriter.

Berggrunden sammanpressades därefter och veckades. De ursprungliga skikten i ytbergarterna kom därvid att inta mer eller mindre brant uppresta lägen. Under veckningen utsattes både ytbergarterna och de äldsta granitoida och mer basiska intrusivbergarterna för höga tryck och temperaturer, så att de omvandlades, metamorfoserades, och erhöll mineralsammansättningar som oftast avvek från de ursprungliga. Delar av berggrunden förgnejsades och utsattes för så höga temperaturer och tryck att särskilt sedimenten började smälta och gav upphov till blandbergarter mellan gnejs och granit, s.k. migmatiter. På större djup alstrades stora mängder granitiska smältor, som sedermera rörde sig uppåt i jordskorpan och kristalliserade till de serorogena graniterna med deras åtföljande pegmatiter. I senare, post- och anorogena skeden, bildades återigen smältor, som ibland nådde upp till endast någon eller några få kilometer under den dåvarande jordytan. Det rörde sig också här i stor utsträckning om graniter, men även gabbro, anortosit m.fl. bergarter är representerade. Efter detta rådde tämligen lugna förhållanden i berggrunden, med sprickbildningar, förkastningar och avsättning av sand och lera i grunt vatten. I ett sent skede, för ca 1200 miljoner år sedan, trängde stora mängder diabasmagma in i jordskorpans övre delar och bildade dels flacka täcken av upp till några hundra meters mäktighet, dels smala, branta sprickfyllnader (gångar).

Såvitt man nu vet saknas bergarter bildade under de nästföljande tidsavsnitten (för 1200–800 miljoner år sedan), då följaktligen inga mer dramatiska omvälvningar tycks ha skett i berggrunden i denna del av Sverige.

Efter några hundra miljoner år inleddes så den utveckling som småningom ledde fram till vår skandinaviska fjällkedja. Denna utveckling karakteriserades i nordvästra delen av länet av sedimentation, som pågick fram till åtminstone ordovicisk tid. En kontinentkollision med åtföljande stark hopskjutning av sedimentpackarna resulterade under silurperioden i de stora vecknings- och överskjutningsprocesser som utgjorde huvudfasen i den kaledoniska fjällkedjans bildning.

Samtidigt med sedimentationen i den nuvarande fjällranden skedde avsättning av sandstenar, kalkstenar m.m. i nuvarande Bottenhavet. Till skillnad från sina västliga motsvarigheter är dessa lager opåverkade av veckningsprocesser och vilar därför ännu på urberget i sitt ursprungliga, flacka läge.

En omfattande vulkanisk aktivitet i tidigkambrisk tid orsakades av djupgående sprickbildning och rörelser efter redan existerande sprickor. Den ledde till uppkomsten av alkalina, ultrabasiska och karbonatitiska bergarter i massiv på norra Alnön och vid Söråker, samt i form av gångar i hela Sundsvallsområdet.

LÄNETS URBERG I RELATION TILL OMGIVNINGENS

Västernorrland utgör endast en mindre del av hela den svekokarelska veckningens utbredningsområde, vanligen benämnt den svekokarelska orogena zonen (jfr Lundqvist 1979; senare har dock Gaál och Gorbatschev 1987 föreslagit att termen "svekofennisk" skall ersätta "svekokarelsk"). Denna zon sträcker sig från Småland genom de östra delarna av Svealand upp till nordligaste Norrland, där ännu äldre (mer än 2500 miljoner år gamla), arkeiska bergartskomplex uppträder. Dessa löper i ett bälte från nordligaste Sverige och Norge ner över östra Finland (Lundqvist 1979, Oftedahl 1980, Simonen 1980, Gaál och Gorbatschev 1987). De bildar underlaget till den svekokarelska orogena zonens östliga (karelska; jfr Rankama och Welin 1972) ytbergarter. Den helt övervägande delen av de svekokarelska ytbergarterna i Sverige, som utgör deras s.k. svekofenniska facies (jfr Lundqvist 1979), saknar dock ett påvisat sådant underlag i form av äldre gnejser, graniter och grönstenar. De graniter och andra intrusivbergarter, som omger de äldsta vulkaniska och sedimentära bergarterna av svekofennisk facies, är normalt intrusiva i ytbergarterna och således yngre än dessa.

I Västernorrlands län är den helt övervägande ytbergarten en omvandlad gråvacka (metagråvacka), d.v.s. en sedimentbergart som bildats genom avlagring av sand uppblandad med en relativt stor mängd lera. Både mot norr och söder blir dock ytbergarternas sammansättning annorlunda. Gråvackorna fortsätter in i Västerbottens län, men ersätts längre mot norr av Skelleftefältets malmförande, vulkanitdominerade ytbergartskomplex. Mot söder blir sedimentbergarterna av allt att döma mer lerrika, och ett

ökande inslag av främst sura vulkaniter inkommer med början i västligaste Medelpad och angränsande delar av Jämtland och Härjedalen. Nämnda bergarter fortsätter mot söder in i Hälsingland sydväst om Ljusnan. I gråvackornas södra randområden har också omvandlade arkosbergarter ("Naggenkvartsit") relativt stor utbredning.

Längre mot söder, i det på järn- och sulfidmalmer rika Bergslagen, dominerar sura vulkaniter i mer eller mindre starkt omvandlat skick (leptiter och hälleflintor) helt över sedimentära bildningar. Se Magnusson m.fl. (1962), Lundegårdh m.fl. (1978) och Lundqvist (1979).

Fördelningen av sedimentära och vulkaniska bergarter i den svekokarelska orogena zonen kan tolkas så, att för knappt 1900 miljoner år sedan existerade vulkanområden i nuvarande Skelleftefältet och Bergslagen. Mellan dessa områden, uppbyggda till helt dominerande del av vulkaniska utbrottsprodukter, utbredde sig ett hav (den bottniska bassängen; Hietanen 1975), där mäktiga sedimentlager avsattes på en instabil botten, som successivt sänktes genom förkastningar (jfr Welin 1987). Detta är alltså den paleografiska miljö där den utvecklingshistoria började, som vi i dag med olika geologiska metoder försöker rekonstruera.

Olika plattektoniska tolkningar av utvecklingen i svekokarelsk tid har getts (t.ex. Hietanen 1975, Lundqvist 1979), men det är uppenbart att man endast i mycket grova drag kan jämföra skeenden under urbergets bildning med dem under yngre (fanerozoiska) tidsperioder. Ofta innebär dessa tolkningar att vulkaniterna i Skelleftefältet och i Bergslagen alstrats över flacka, östligt stupande subduktionszoner. I olika sammanhang (se t.ex. Oen 1982 och Lundström 1987) har också betydelsen av töjnings- eller tensionsrörelser med åtföljande insänkning (engelska: *rifting*) betonats.

JORDSKORPANS TJOCKLEK

Genom främst seismiska och gravimetriska undersökningar har man visat att jordskorpan är förhållandevis mäktig i de delar av Baltiska skölden där Västernorrland är beläget. Penttilä (1972) rapporterade mäktigheter överstigande 40 km i områdena kring Bottniska viken. Enligt samma källa är övre jordskorpan relativt tunn (under 15 km) och undre jordskorpan relativt tjock (över 20 km) i samma områden. Vogel och Lund (1971) och Husebye och Bungum (1981) har beräknat att jordskorpans bas (Moho) ligger på ca 45 km djup under Västernorrland och angränsande områden. Refraktionsseismiska mätningar längs den s.k. Fennoloralinjen i den europeiska geotraversen (EGT) har gett liknande resultat. Enligt Lund (1989) ligger Moho under Medelpadskusten på ca 50 km djup och stiger mot ett värde kring 45 km nordost om Örnsköldsvik. Gränsen mellan övre och undre jordskorpan återfinns enligt samma källa på ca 16–17 km djup under Medelpads- och Ångermanlandskusten.

BESKRIVNING AV BERGARTERNA I URBERGET

ÄLDSTA YTBERGARTER

VÄLBEVARAD METAGRÅVACKA SAMT GLIMMERSKIFFER, FYLLIT OCH SKIFFER

Det helt dominerande inslaget i länets berggrund utgörs av en mäktig formation av gråvackor i olika stadier av omvandling. Med termen gråvacka avses en sandsten med mer än 15% lerig matrix. Fältspathalten (mest plagioklas) i länets gråvackor är hög, vilket också är typiskt för sådana bergarter och visar på en ofullständig förvittring av bergartsmaterialet. Gråvackor kännetecknas också av vissa primära sedimentationsstrukturer, som har uppkommit genom att de avsatts i havet under instabila tektoniska förhållanden, till stor del genom slamströmmar (s.k. *turbidity currents*). Sediment som avsatts på detta sätt benämns turbiditer. För närmare uppgifter om gråvackor och andra sedimentbergarter hänvisas till Pettijohn (1957 och 1975) och Pettijohn m.fl. (1972).

Exempel på gråvackor, där ursprungliga sedimentära drag är väl bevarade trots veckning och metamorfos, finns i området Ullånger – Stor-Degersjön – Nätra (18I NV, 19I SV och SO), kring Sollefteå (19H SV och SO), i trakten av Liden och Järkvissle (18G SO och 18H SV), vid Härnösand (18I SV, 17H NO och 17I NV) samt norr om Östavall (17F NV och NO). Sådana välbevarade delar av gråvackorna är på berggrundskartan markerade med korta mörkblå streck på ljusblå botten.

I gråvackorna har det leriga materialet ibland ansamlats i skikt som antingen visar skarpa eller gradvisa övergångar till de dominerande kvarts-fältspatrika skikten. Dessa leriga lager, med halter av glimmer (och klorit) överstigande ca 45%, utgör uppskattningsvis vanligen bara ungefär 10–25% av gråvackorna, men kan i vissa fall uppnå större mäktigheter, så att de kan urskiljas i berggrundskartan. De benämns då metaargilliter (=omvandlade leriga sedimentbergarter), som vid låg eller måttlig metmorfos är utbildade som skiffrar, fylliter eller glimmerskiffrar. Sådana bergarter markeras på berggrundskartan med långa mörkblå streck på ljusblå botten.

De välbevarade gråvackorna är finkorniga och till färgen gråsvarta till grå med en lätt blågrå anstrykning. Vittringsytan är betydligt ljusare. En karakteristisk småsprickighet är allmänt förekommande. De leriga skikten har p.g.a. sin högre glimmerhalt en mörkare gråsvart färg. De har av samma anledning en betydligt mer utpräglad skiffrighet än de kvarts-fältspatrika skikten. De senare kan i häll ofta ge intryck av att vara massformiga, även om glimmern i mikroskop visar sig vara tydligt reglerad. Skiffrigheten är normalt ungefär parallell med skiktningen i gråvackorna, men stundom kan diskordanta relationer iakttas, särskilt i glimmerrika skikt.

Bland de primära sedimentationsstrukturerna i gråvackorna märks främst en skiktning, uppkommen genom att partiklar med olika kornstorlek eller sammansättning (densitet) avsatts växelvis. Skikten är oftast decimeter- till metertjocka, men exempel

på skiktning i centimeter- eller millimeterskala finns även. Allmänt förekommande är s.k. graderad skiktning (engelska: *graded bedding*), i vilken en från botten och uppåt i ett skikt systematiskt avtagande kornstorlek kan ses. I fält framträder detta bäst genom att kvarts-, fältspat- och bergartsfragment (se nedan, sid. 24) avtar i både stor-



Fig. 1. Välbevarad metagråvacka med graderad skiktning i form av uppåt i skiktet avtagande frekvens av mineral- och bergartsfragment. Gränsen mot underliggande skikt är skarp. Vid E4 söder om Bjästa (19I SO, 701235-163415).

Well preserved metagreywacke with graded bedding shown by upwards decreasing frequency of phenoclasts and lithic fragments.



Fig. 2. Välbevarad metagråvacka med skikt av glimmerskiffer. Graderad skiktning framträder genom uppåt i lagerföljden tilltagande glimmerhalt. Vidare finns belastningsmärken (engelska: *load casts*). Sydvästra stranden av Malmön (19J SV, 701470-165620).

Well preserved metagreywacke with beds of mica-schist, showing graded bedding and load casts.

lek och frekvens uppåt (fig. 1). Denna typ av graderad skiktning ligger till grund för de flesta stratigrafiska uppåtbestämningarna på kartorna. I en del fall har bestämningarna dock skett genom iakttagelser av uppåt i skiktet ökande glimmerhalt, orsakad av en motsvarande primär ökning av halten av finfraktioner (lera). Se fig. 2.

Skiktade sekvenser snarlika dem som är kända i turbiditer under namnet Boumacykler (Pettijohn 1975) har observerats i gråvackorna, t.ex. på stranden vid Norrskatan OSO om Lövvik (18I SV, 696610-161965). Relativt grova, grusiga–sandiga bottenskikt i en sådan cykel överlagras av finare, laminerade sediment med diskordantskiktning. De senare överlagras i sin tur av ett siltigt eller lerigt skikt, varefter en ny cykels bottenbildningar följer o.s.v.

I en del fall kan man i gråvackorna också se resultat av rutschningar (engelska: *slumping*) som skett i sedimenten innan de konsoliderades. Det rör sig här om lokala veckbildningar eller andra störningar, som inte påverkar ovanliggande skikt (fig. 3). I relativt sällsynta fall kan man påträffa korsskiktade partier, t.ex. vid E4 öster om Ullånger (18I NV, 669100-162265), där även rutsch-strukturer finns. Andra former av

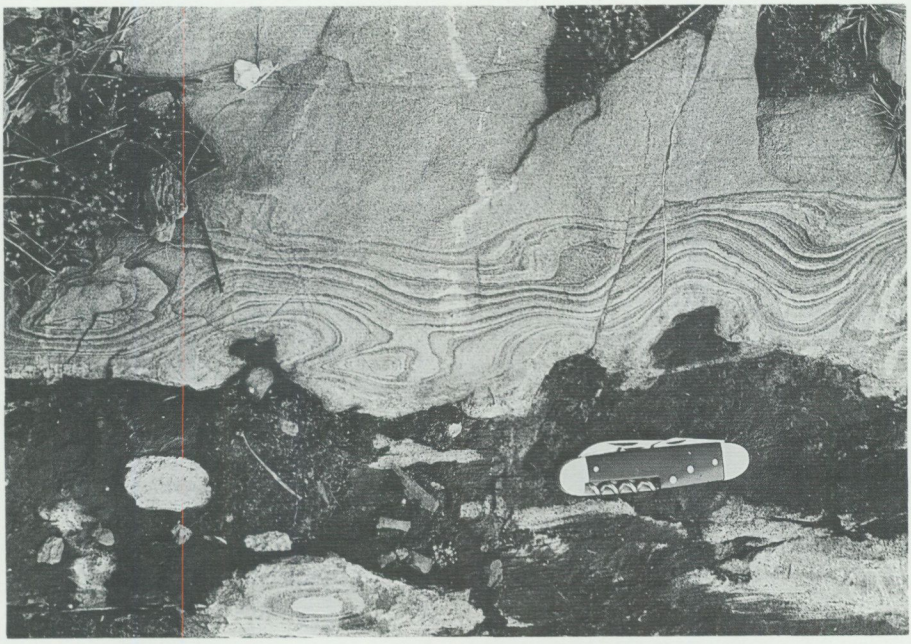


Fig. 3. Rutsch-strukturer i välbevarad metagråvacka vid E4 öster om Ullånger (18I NV, 669100-162265).

Slumping structures in well preserved metagreywacke.

diskordanta skiktrelationer har uppkommit då äldre skikt eroderats och överlagrats av yngre (fig. 4). På en del lokaler framträder också s.k. belastningsmärken (engelska: *load-casts*), där ett sandigt skikt visar lobartade, nedåt konvexa bukter mot underliggande leriga skikt, som pressats upp i kilar mellan loberna. Exempel på detta finns norr om Hinnsjön (19I SO, 701565-161865), vid Norrskatan OSO om Lövvik (18I SV, 696610-161965) och på nämnda lokal öster om Ullånger. Jfr även fig. 2.

Ett karakteristiskt drag hos gråvackorna är förekomsten av skarnlinser, som alltid uppträder i de kvarts-fältspatrika (sandiga) skikten (fig. 5). Linserna är vanligen mellan 10 och 50 cm i diameter och mer eller mindre starkt utdragna i skiktningens eller skiffrighetens plan. Till formen har de sannolikt redan primärt varierat från runda- de till i skiktplanet utdragna bildningar. De påminner till sin allmänna karaktär både om orstenen i den kambriska alunskiffern och om flintan i Skånes krita.

Skarnlinserna är tydligast utbildade i välbevarade gråvackor, men finns även i migmatit- och gnejsomvandlade partier. De består av kvarts, hornblände, klinopyroxen, kalciumrik granat, epidot, anortitrik plagioklas (bytownit, vanligen starkt saussuritiserad) och kalcit, titanit m.m. i olika kombinationer och proportioner. Skarnlinserna visar ofta en zonering, så att t.ex. en hornbländerik randzon kan omge en klinopyro-

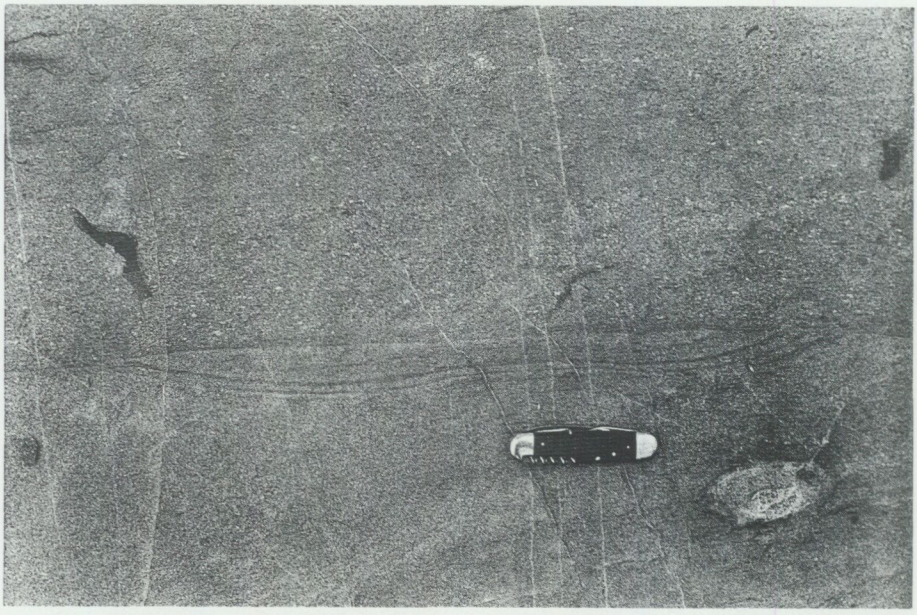


Fig. 4. Erosionsyta i välbevarad metagråvacka, överskärande (troligen deformerad) skiktning i underliggande lager. Vid E4 söder om Bjästa (19I SO, 701235-163415).
Erosion surface in well preserved metagreywacke, cutting (probably deformed) bedding.

xen- eller epidotrik kärna. I den senare kan man stundom hitta gropvittring efter kalk. Förutom de nämnda mineralen kan någon gång scheelit ingå, t.ex. i trakten av Sollefteå (sid. 291).

Skarnlinser av nämnda slag förekommer även i Tammerfors-Hauhoområdet i södra Finland. De uppträder här i omvandlade gråvackor snarlika dem i Västernorrland. Linserna och deras zonering har beskrivits av Lehtonen (1968), som visat att diopsid, grossular och klinozoisit karakteriserar de centrala delarna, medan hornblände uppträder i randzonerna. Plagioklasen är i centrum av linserna en bytownit, som mot randen övergår i andesin. Den mest utpräglade zoneringen (3–4 zoner) fann Lehtonen i ådergnejsomvandlade gråvackor, medan han endast påträffade två zoner i mer lågmetamorfa motsvarigheter.

Med all sannolikhet är skarnlinserna i Västernorrland metamorfoserade karbonatkonkretioner av diagenetisk eller epigenetisk natur, en slutsats som även Lehtonen (1968) drog. Det kalcium som ingått i karbonatet kan tänkas härröra från plagioklasens anortitkomponent (jfr sid. 24 och Pettijohn m.fl. 1972, sid. 211).

Huvudmineral i de kvarts-fältspatrika (sandiga) gråvackorna är plagioklas (vanligen oligoklas) och kvarts. Biotit (rödbrun i slipprov) är ett väsentligt mineral, som ibland

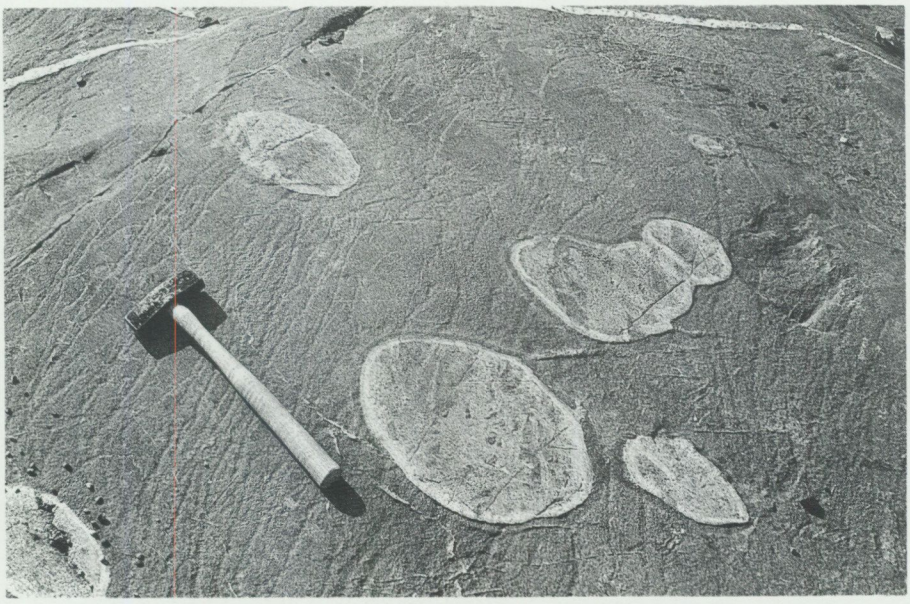


Fig. 5. Välbevarad metagråvacka med skarnlinser (förskarnade karbonatkonkretioner). Vid vägen Österforse–Helgum (19H SV, 700465-156005).
Well preserved metagreywacke with carbonate concretions altered to calc-silicates.

visar klorit- eller prehnitomvandling. Representativa analyser av biotit ges i tab. 2 nr 1-3. I mycket underordnad mängd ingår i vissa fall mikroklin, mest som antipertitiska fläckar i plagioklas. Högre halter av mikroklin kan tillfälligtvis påträffas, framför allt i ljusare skikt i gråvackorna och i stråket norr om Östavall (17F NV och NO) i västra Medelpad. Underordnade eller accessoriska beståndsdelar är oxid- och sulfidmineral, apatit, zirkon, grafit, turmalin, muskovit/sericit, epidot m.m. Tillfälligtvis kan relativt stora kristaller av sulfider uppträda. Så t.ex. finns vid Gårdsjön öster om Graninge (18H NV, 699765-156360) centimeterstora kuber av pyrit i en sericit-kloritomvandlad gråvacka. Vid vittring har pyriten efterlämnat kubiska hålrum i bergarten.

Fig. 6 visar de välbevarade gråvackornas mineralsammansättning uttryckt i proportionerna kvarts-fältspat-glimmer samt kvarts-plagioklas-mikroklin. Även de nedan beskrivna argilliterna ingår i diagrammen. På grund av den finkorniga texturen (ca 0,03–0,5 mm i matrix) kan mineralsammansättningen normalt inte bestämmas med någon större noggrannhet genom punkträkning. På vissa prov har därför sammansättningen i stället uppskattats med hjälp av röntgendiffraktion och kemiska analyser (Arne Sjödin, SGU).

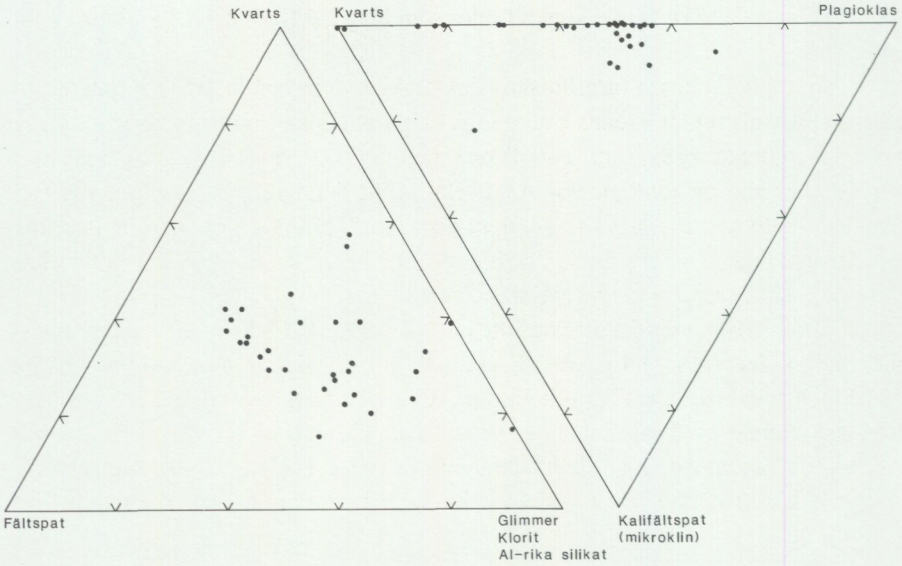


Fig. 6. Mineralsammansättningen i välbevarade metagråvackor och -argilliter, visad i kvarts–fältspat–glimmer/klorit/Al-silikatdiagram och kvarts–plagioklas–alkalifältspatdiagram (volymprocent).

Modal composition of well preserved metagreywackes and -argillites, shown in quartz–feldspar–mica /chlorite /Al-silicate and quartz–plagioclase–alkali feldspar diagrams (volume percent).

På många ställen innehåller gråvackorna ca 0,5–5 mm stora strökornsartade kristallfragment (fenoklaster) av främst plagioklas (oligoklas) och kvarts inbäddade i en finare matrix. Vidare ingår små bitar av äldre gråvacke- och skifferskikt, som i mikroskop är svåra att skilja från matrix som de liknar i sammansättning. Den totala mängden tydligt urskiljbara fragment utgör normalt mindre än 10% av bergarten, men kan i extremfall bli betydligt större.

Kvartsfragmenten kan bestå av antingen en kristall eller flera i hopväxning. Fältspatfragmenten är ofta av en speciell typ som sällan påträffas i urberget. De är fläckigt inhomogena och innehåller talrika små inneslutningar eller orienterade inväxningar av främst kvarts, samt små antipertitiska inväxningar av mikroklin. Sådana fältspater uppträder normalt inte i djupbergarter, utan kan snarare förmodas härröra från strökorn i vulkaniska bergarter. Strökornen kan primärt ha inneslutit partier av vulkaniternas glasiga grundmassa. Vid metamorfosen har den senare rekristalliserat till kvarts, fältspat m.m., samtidigt som i plagioklasen löst kalifältspat avblandats (antipertitbildning). Före och under gråvackornas diagenes (hårdnande till bergart) kan vidare cirkulerande lösningar ha urlakat framför allt kalcium ur delar av plagioklaskristallerna. Dessa kan på så sätt ha fått sin anortithalt fläckvis reducerad, med ett in-

homogent utseende som följd. Denna process kan ha frigjort det kalcium som senare fixerats i form av karbonat i de konkretioner som idag återfinns som skarnlinser (sid. 22).

De ursprungligen leriga (argillitiska) skikten i de välbevarade gråvackorna har en utpräglat skiffrig struktur. Denna betingas av en parallellorientering av glimmermineralen, som utgörs av biotit (tab. 2 nr 4) och muskovit och som är betydligt rikligare företrädda här än i de sandiga skikten. I relativt lågmetamorfa partier (grönskifferfacies) kan biotit saknas, men i stället uppträder klorit. Förutom glimmer- och kloritmineralen innehåller de argillitiska skikten främst kvarts och plagioklas (albit eller oligoklas) i starkt varierande proportioner.

Då metamorfosen uppnått amfibolitfacies, som är den förhärskande omvandlingsgraden, uppträder vid lämplig kemisk sammansättning aluminiumrika mineral som cordierit och andalusit, mest i poikiloblaster, d.v.s. ofta centimeterstora korn med rikliga inneslutningar av övriga mineral. Vidare kan sillimanit förekomma, ibland tillsammans med andalusit (fig. 7). Sistnämnda mineral har ibland inneslutningar som bildar ett "chiastolit"kors. Sillimanitkristallerna är orienterade i stänglighetens rikt-

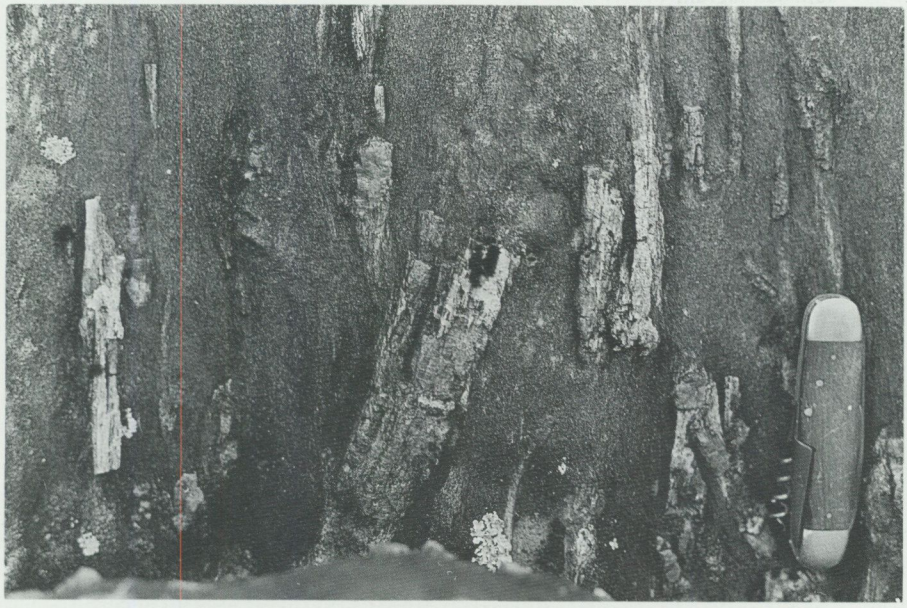


Fig. 7. Sillimanit med kärnor av mörkare andalusit i glimmerskiffer vid Himmelsjöns utlopp (18H SV, 695020-155735).

Sillimanite with cores of darker andalusite in mica-schist.



Fig. 8. Andalusitporfyroblaster i metagråvacka med glimmerrika skikt. Även cordierit och sillimanit förekommer. Ratikberget ca 5 km sydväst om Sörgraninge (18H NV, 698085-156605).

Andalusite porphyroblasts in metagreywacke intercalated with mica-schist. Also sillimanite and cordierite occur.

ning. Andalusit i upp till decimeterlånga rosafärgade kristaller finns i en glimmerskiffer väster om Sörtannflo (19H NV, 703060-155540), enligt muntligt meddelande från Sten-Anders Smeds, Uppsala, 1984. På Ratikberget söder om Graningesjön (18H NV, 698185-156610) uppträder porfyroblaster av andalusit tillsammans med cordierit och sillimanit i glimmerrika skikt i metagråvackor (fig. 8).

Undantagsvis kan granat finnas i glimmerskiffer, så t.ex. i anslutning till basiska metavulkaniter, konglomerat m.m. vid Ytterselsbodarna norr om Mellansel (19I NO, 704160-162695). Almandingranat (tab. 2 nr 47) och kvarts är här huvudmineral, åtföljda av biotit, grafit och plagioklas (oligoklas). Accessorier är apatit och blågrönt hornblände.

Karakteristiska underordnade eller accessoriska mineral i de argillitiska skikten i gråvackorna är turmalin, grafit, oxid- och sulfidmineral samt apatit. I enstaka fall kan mikroklin ingå. Vissa skikt kan vara rika på grafit ("svartskiffrar") och sulfider, främst magnetkis och svavelkis men även kopparkis. Dessa skikt rostvittrar starkt, vilket i flera fall lett till gruvförsök (se sid. 283 ff.).

I fig. 6, sid. 24, visas de argillitiska skiktens mineralsammansättning tillsammans med de mer sandiga (kvarts-fältspatrika) skiktens. De argillitiska leden faller i

kvarts-fältspat-glimmerdiagrammet närmare linjen kvarts-glimmer. Gränsen mellan argillitiska och sandiga skikt har satts vid ca 40–50% glimmer.

Av tab. 1 framgår den kemiska sammansättningen hos olika välbevarade gråvackor (nr 6, 7, 9, 12, 13, 15, 16, 19–21) och argilliter (nr 8, 10, 14, 17, 18). Analyser av medelsammansättningen i tiometers profiler vinkelrätt mot skiktningen ges av nr 1-5 och 11. Viktiga skillnader mellan kvarts-fältspatrika gråvackor och argilliter är högre SiO_2 och lägre K_2O hos de förra. Den marina karaktären framgår av de relativt höga halterna av bor och vanadin i särskilt de argillitiska bergarterna (jfr Potter m.fl. 1963).

En viktig fråga gäller varifrån gråvackeformationens material kommer. I princip kan man tänka sig två huvudalternativ. Det ena innebär att gråvackorna bildats av vittringsmaterial från vulkaniska och intrusiva bergarter som endast är obetydligt äldre än gråvackorna själva och som svarar mot t.ex. Skelleftefältets vulkaniter och eventuella tidiga (primorogena) intrusivbergarter. Enligt det andra alternativet utgörs gråvackorna av vittringsmaterial från en arkeisk berggrund, som alltså är äldre än 2500 miljoner år. Även andra komponenter kan dock tänkas ingå, t.ex. från ett (hypotetiskt) tidigproterozoiskt (2000–2500 miljoner år gammalt) underlag, eller från likaledes tidigproterozoiska (karelska eller jatuliska) sedimentbergarter, som i sin tur bildats genom vittring av ett arkeiskt underlag. En kombination av material från två eller flera av de nämnda ursprungsbergarterna är givetvis också möjlig.

I de sparsamma fall då gråvackornas ursprungsmaterial kunnat identifieras med någorlunda säkerhet förefaller det vara vulkaniskt (se ovan, sid. 24, sid. 44 och Th. Lundqvist 1987). En stor mängd av fragmentmaterialet är ju som nämnts också hämtad ur gråvackeformationen själv. Isotopundersökningar med samarium-neodymmetoden pekar mot att en viss del (25–50%) av materialet kan utgöras av vittrad arkeisk berggrund (Claesson 1987, se även Huhma 1987, Miller m.fl. 1986 och Welin 1987), men att huvuddelen bör vara av proterozoisk ålder. Nyare undersökningar med hjälp av jonsond bekräftar att huvuddelen av zirkonerna i prov från Bjästa (19I SO, 701235-163415) är proterozoiska (1,9–2,0 miljarder år), men att cirka en tredjedel är arkeiska med en ålder av 2,6–2,9 miljarder år (Stefan Claesson, Stockholm, muntligt meddelande 1990).

SEDIMENTGNEJS OCH MIGMATIT AV GRÅVACKE- OCH ARGILLITURSPRUNG

De ovan beskrivna, välbevarade metasedimenten av gråvacke- och argillitursprung kan i många områden i länet ses övergå i starkare omvandlade, förgnejsade och migmatitiserade motsvarigheter. Dessa markeras med gråbruna streck på ljusblå botten, och där de är migmatitiserade har röda spiriller och spolar använts på berggrundskartan. Övergångarna från välbevarade till migmatitiserade metasediment är gradvisa och sker på

den nuvarande jordytan över avstånd som varierar från några hundra meter till några kilometer. De migmatitiserade partierna har utsatts för högre temperaturer och tryck, d.v.s. de har generellt sett varit djupare nedsänkta i jordskorpan. Härigenom har gråvackorna och argilliterna blivit starkare rekristalliserade och fått primära drag som skiktning mer eller mindre fullständigt utplånade. Någon graderad skiktning kan vanligen inte heller ses i dessa områden, och stratigrafiska uppåtbestämningar är därför normalt omöjliga att göra här. Att de starkare omvandlade partierna (gnejser och migmatiter) utgör delar av samma formation som de välbevarade gråvackorna och argilliterna, och inte ingår i t.ex. ett högmetamorft underlag (engelska: *basement*) till de senare, framgår tydligt. För detta talar dels de gradvisa övergångarna, dels det faktum, att skarnlinser av tidigare beskrivet slag allmänt påträffas även i gnejs- och migmatitregionerna.

Förgnejsningen av gråvackor och argilliter innebär en förgrovning till kornstorlekar som vanligtvis ligger mellan 0,5 och 1 mm, samt att olika mineralkomponenter ofta är segregerade i band eller strimmor. Den i skiffrar, fylliter och glimmerskiffrar normalt regelbundna klyvbarheten till relativt jämna skivor försämras också. Gnejserna ger därför vanligen mer oregelbundet begränsade plattor med skrovligare ytor. De saknar också den för de välbevarade gråvackorna karakteristiska småsprickigheten.

Normalt börjar både gnejsstrukturer och migmatitisering (åderbildning) att uppträda ungefär samtidigt i en profil från välbevarade till starkt omvandlade gråvackor. Ibland förmedlas dock övergången till migmatit av en zon av förgnejsad gråvacka i vilken inga spår av migmatitisering finns.

I förgnejsade kvarts-fältspatrika gråvackor ingår i huvudsak samma mineral som i de välbevarade motsvarigheterna. Således dominerar kvarts och plagioklas (oligoklas), medan biotithalterna är lägre. Muskovit och mikroklin utgör i vissa fall mer underordnade komponenter. I Medelpad är små halter av almandingranat inte ovanliga. Övriga underordnade och accessoriska mineral är desamma som i de välbevarade gråvackorna. Analyser av biotit och granat i en gråvackegnejs ges i tab. 2 nr 11-12.

De glimmerrika, argillitiska skikten ger vid förgnejsning upphov till glimmergnejser med dominerande biotit, kvarts och plagioklas (oligoklas), samt mer underordnat uppträdande mikroklin, ibland även muskovit. Vid höga aluminiumhalter kan sillimanit och cordierit uppträda, i Medelpad även granat (almandin). I övrigt gäller samma mineralogi som för glimmerskiffrar, fylliter och skiffrar. Mineralanalyser av biotit, cordierit och granat i argillitgnejser ges i tab. 2 nr 5-10.

Gnejs- och migmatitområdenas aluminiumsilikat är således sillimanit. I välbevarade argilliter finns som nämnts andalusit, ibland tillsammans med sillimanit. Omvandlingen från andalusit till sillimanit, betingad främst av stegrad temperatur, sker därför inom de välbevarade gråvacke- och argillitområdena, nära gränsen mot gnejs- och migmatitregionerna.

Mineralsammansättningen för olika förgnejsade gråvackor och argilliter ges i fig. 9. Som framgår av en jämförelse med fig. 6 är sammansättningen lik de mer väl-

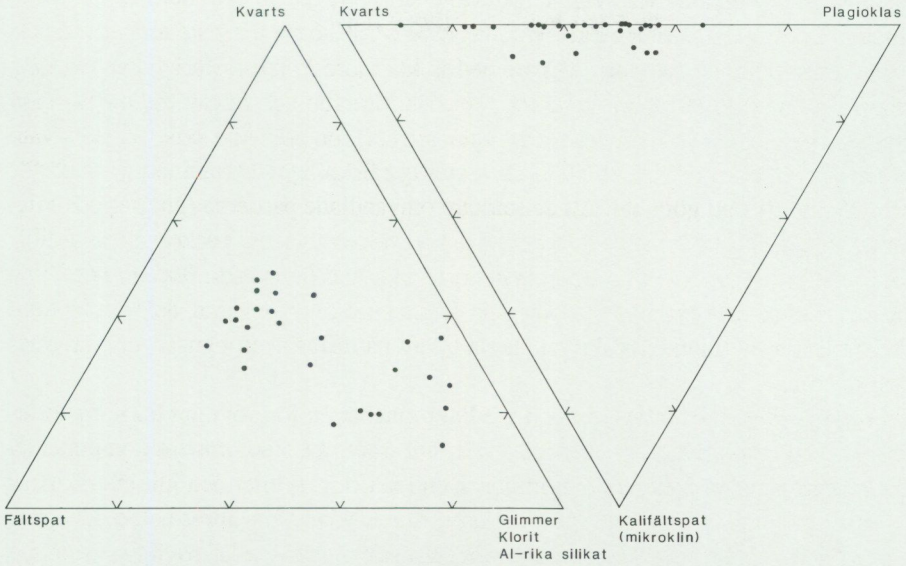


Fig. 9. Mineralsammansättningen i förgnejsade gråvackor och argilliter, visad i kvarts–fältspat–glimmer/klorit/Al-silikatdiagram och kvarts–plagioklas–alkalifältspat-diagram (volymprocent).

Modal composition of greywacke and argillite gneisses, shown in quartz–feldspar–mica/chlorite/Al-silicate and quartz–plagioclase–alkali feldspar diagrams (volume percent).

bevarade metasedimentens. Kemiska analyser återfinns i tab. 1 nr 22 och 24.

Det skall noteras att sedimentgnejser av argillitursprung på berggrundskartan urskiljts från gnejser av gråvackeursprung endast i västra Medelpad, där de bildar större, sammanhängande stråk. I södra Medelpad, från kusten och inåt land, uppträder här och var glimmerrika, ofta rikligt granat-cordierit-sillimanitförande ådergnejser i växellagring med mer gråvackebetonade (kvarts-fältspatrika) migmatiter. De är här rikligare företrädda än längre norrut och förmedlar på så vis en övergång, troligen betingad av en sedimentär faciesväxling, mellan de i Västernorrlands län helt dominerande gråvackorna och de i Hälsingland förhärskande granatådergnejserna, beskrivna av Lundegårdh (1967).

Gråvackornas skarnlinser återfinns även i gnejs- och migmatitregionerna, även om de här ofta visar starkare deformation än vid lägre metamorfos. De har i stort samma mineralogi som i välbevarade gråvackor (sid. 21).

Migmatitiseringen av gråvacke- och argillitgnejserna är av i princip två olika typer, som på berggrundskartan åtskiljs på grundval av mobilisatets volymsandel. Vid måttligare inblandning av granitmaterial (under ca 50% av hela bergarten) är migmatiten vanligen en ådergnejs, där pegmatitiska eller aplitgranitiska ådror och sliror ligger mer eller mindre konformt med gnejsstrukturen (fig. 10). Sådana migmatiter har på

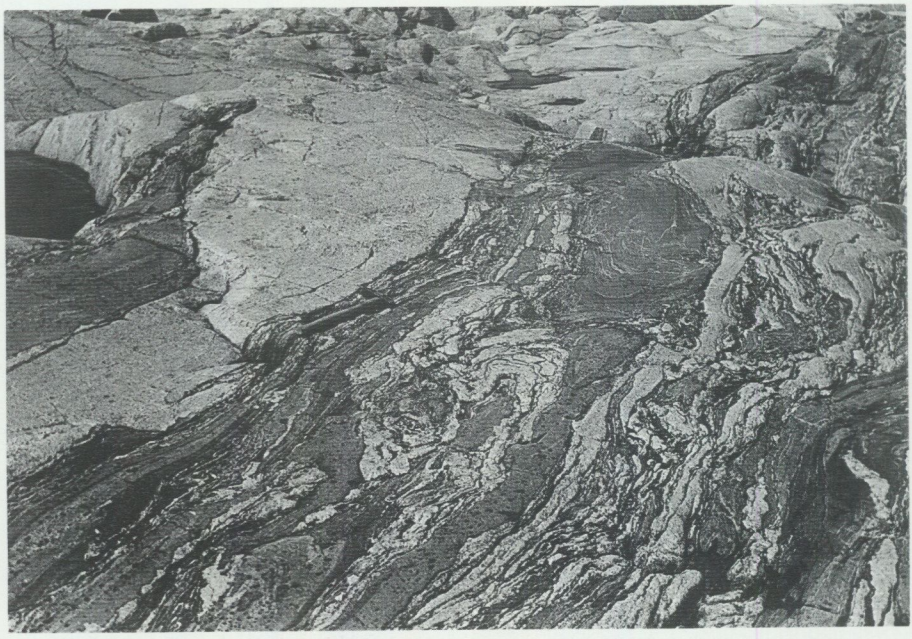


Fig. 10. Ådrad gråvackegnejs genomsatt av gråvit serorogen granit (Härnögranit). En del av ådrorna härrör från graniten. Öster om Notsand, Härnön (17I NV, ca 69467-16159).
Veined greywacke gneiss cut by greyish white serorogenic granite (Härnö granite). Some of the veins emanate from the granite.

berggrundskartan betecknats med röda "spiriller" ("bakvända S") på ljusblå botten. Ådrorna och slirorna är oftast gråvita till färgen (i västra Medelpad dock ofta röda) och består till helt dominerande del av kvarts och fältspat (mikroklinpertit och albit). Små mängder glimmer ingår, framför allt biotit. I de argillitiska ådergnejserna i Medelpad uppträder almandingranat, sillimanit och mer eller mindre omvandlad cordierit i ådrorna. Särskilt granaten blir i många fall iögonfallande, då den kan uppträda i centimeterstora kristaller eller kristallaggregat.

Då mobilisatets andel av bergarten överstiger 50% ligger gnejsresterna vanligtvis som isolerade "flottar" eller sjok, omflutna av granitmaterial (tyska: *Schollenmigmatit*, engelska: *raft migmatite*). Sådana starkt migmatitiserade gnejser, exemplifierade i fig. 11–14, har på kartan markerats med röda linser ("fiskar") på ljusblå botten. Mobilisatet i gråvackegnejserna är i sådana fall vanligen grått, medelkornigt, massformigt och granodioritiskt till sammansättningen (jfr dock nedan, sid. 93). Kemisk analys ges i tab. 1 nr 25. Mobilisatet är normalt massformigt och relativt homogent, bortsett från biotitrika strimmor och sliror. Dominerande mineral är kvarts, plagioklas (oligoklas-andesin) och biotit samt mer underordnad mikroklin. Ett vanligt drag är att



Fig. 11. Starkt migmatitiserad gråvacka bestående av förgnejsade gråvackefragment (med skarnlinser) simmande i ett massformigt granodioritiskt mobilisat med spridda mikroklinögon. Stor-Sandviken, Grundsunda (19J NV, 70315-16725).

Strongly migmatized greywacke (raft migmatite) composed of pieces of greywacke gneiss (with calc-silicate lenses) in a massive, granodioritic mobilizate with scattered microcline megacrysts.

sistnämnda mineral uppträder ojämnt inströdda i mobilisatet som vita ögon (porfyroblaster) av någon eller några få centimeters storlek. I områden med rikligare inblandning av argillitiskt material ingår även cordierit (fig. 15), sillimanit och granat. Detta gäller framför allt södra Medelpad. Mer underordnat kan mobilisatet i de starkt migmatitiserade sedimentgnejserna vara pegmatitiskt eller aplitgranitiskt och således utgöra en större ansamling av samma material som i ådergnejsernas ådror.

Enligt Gavelin (1955, sid. 47–49; se även Svensson 1970) utgör starkt migmatitiserade gråvackegnejser innehållande mikroklinögon ett förstadium till bildningen av Revsundsgraniten. I föreliggande länsbeskrivning uppfattas dock Revsundsgraniten som magmatisk, bildad i ett senare skede än migmatitiseringen.

Gnejsfragmenten utgör volymmässigt 1–50% av de starkt migmatitiserade gråvackegnejserna. De består dels av ursprungliga kvarts-fältspatrika skikt, som för övrigt ofta brutits sönder runt en skarnlins (jfr benämningen "Adams fotspår", omnämnd av Högbom 1927, sid. 74), dels av ådergnejsomvandlade gnejser som sannolikt mestadels bildats ur de mer lättmobiliserade glimmerrikare skikten i gråvackesek-

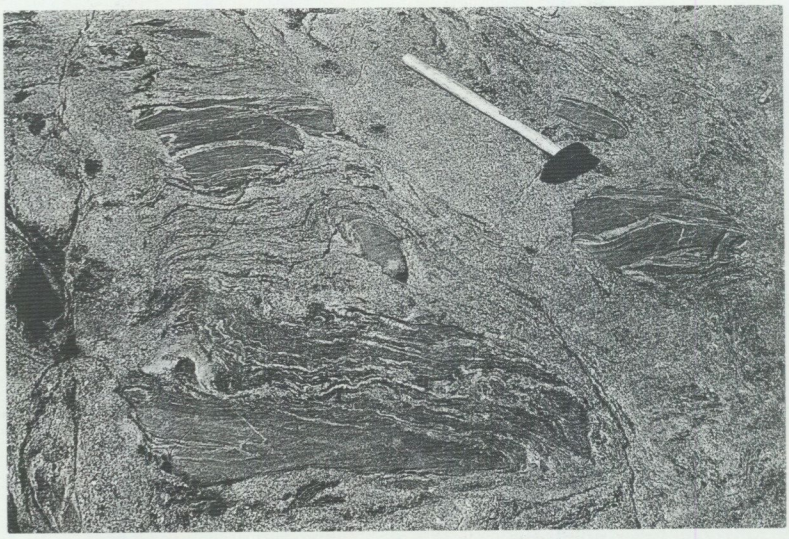


Fig. 12. Starkt migmatitiserad gråvackegnejs. Märk att ådrorna i gnejsfragmenten skärs av det granodioritiska mobilisatet. Furuholmen, Härnön (17I NV, ca 69405-16106).

Strongly migmatized greywacke gneiss (raft migmatite). Note that the granodioritic mobilizate cuts the veining in the gneiss fragments.



Fig. 13. Starkt migmatitiserad gråvackegnejs, visande strukturer uppkomna genom flytveckning. Småholmarna, Härnön (17I NV, 69417-16095).

Strongly migmatized greywacke gneiss showing flow folding.

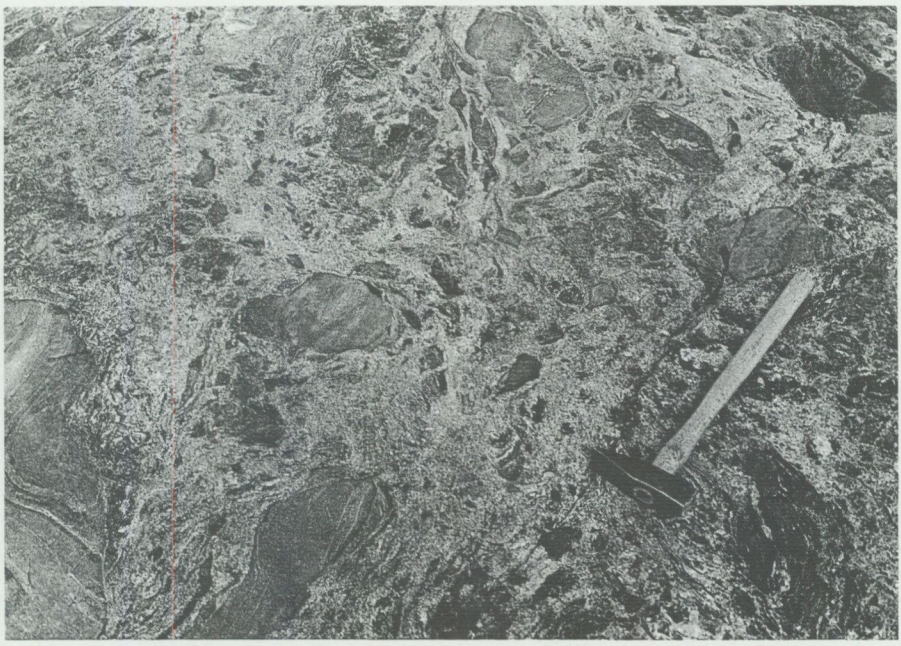


Fig. 14. Starkt migmatitiserad gråvackegnejs visande långtgående sönderdelning och upplösning av gnejsmaterialet. Stranden nordväst om Brämöns kapell (17H SO, 690265-159995).

Strongly migmatized greywacke gneiss showing advanced disintegration and assimilation of the gneiss material.

vensen. Åderbildningen har därför av allt att döma föregått den starkare migmatiseringen.

Det granodioritiska mobilisatet i gråvackorna är som nämnts vanligen helt massformigt och är därför bildat antingen nära efter eller i slutfasen av berggrundens veckning. Emellertid visar mobilisatet i vissa områden, framför allt i mellersta och södra Medelpad, en mer eller mindre utpräglad skiffrighet (gnejsighet) eller stänglighet. I sådana fall finns ofta intermediära (granodioritiska) gnejsgraniter i närheten. Det verkar därför sannolikt att mobilisatet i dessa fall åtminstone delvis bildats genom stark (posttektonisk) rekristallisation och/eller mobilisering av sådana gnejsgraniter, varvid gnejsigheten kunnat bevaras i vissa partier. Som framgår härav är alltså det granodioritiska mobilisatets genes oklar, genom att både gråvacke- och gnejsgranitmaterial kan tänkas ingå. Det granodioritiska mobilisatet är nära associerat med gråvackegnejserna i huvuddelen av länet och uppträder aldrig helt självständigt i större ytor än ca 100 x 100 m. Det har därför sannolikt uppkommit genom mobilisering av djupare delar av gråvackekomplexet. Å andra sidan noteras att likartade, massformiga mobilisat även kan uppträda i de primorogena gnejsgraniterna (sid. 80), i vilket fall således ett genetiskt samband med dessa verkar mer sannolikt. Övergångsformer



Fig. 15. Fläckar av cordierit uppträdande i mobilisatet i en starkt migmatitiserad gråvackegnejs. Stranden nordväst om Brämöns kapell (17H SO, 690250-160000).
Spots of cordierite in strongly migmatized greywacke gneiss.

mellan intermediära gnejsgraniter och granodioritiska mobilisat pekar likaledes på ett sådant samband.

Med hänsyn till åldersföljden mellan migmatitiseringens olika faser kan tre steg urskiljas. Det första innebar väsentligen en åderbildning som främst tycks ha drabbat argillitiska (glimmerrika) led i gråvackorna. Genom samtidiga veckningsprocesser kom de pegmatitiska till aplitgranitiska ådrorna att deformeras i mer eller mindre komplicerade mönster. Normalt är migmatiterna från denna äldsta fas av ådergnejstyp (röda spiriller på berggrundskartan), men i en del fall har det mobiliserade granitmaterialet ansamlats så att det dominerar över gnejserna (röda linser på kartan).

Sedan veckningen avklingat inträffade steg nummer två, som medförde bildningen av det relativt homogena, granodioritiska mobilisatet (jfr fig. 12). Detta rörde sig sannolikt uppåt i högre liggande avsnitt av de redan gnejs- eller ådergnejsomvandlade gråvackorna, som invaderades och breccierades. De så bildade starkt migmatitiserade gråvackorna innehåller därför äldre strukturelement (skiffrighet, stänglighet, veckaxlar) som mer eller mindre starkt kan ha roterats ur sina tidigare lägen. Bergarten påminner därför ofta om en ren eruptivbreccia.

Det tredje och yngsta steget i migmatitiseringen inträffade då de serorogena graniterna (Härnögraniterna) och deras pegmatiter (sid. 93) trängde in i berggrunden. I

kanten på dessa massiv (och i gnejsinneslutningar) trängde granitmaterialet ofta in konformt med gnejsigheten, samtidigt som assimilationsprocesser skedde under inverkan av granitmagmornas höga halter av volatilier, främst vatten. Sålunda uppkom, kring de serorogena massiven, migmatiter där ursprungsgnejsen genomådrats av granitmaterialet eller ligger som mer eller mindre starkt upplösta rester i granit och pegmatit. Dessa migmatiter har urskiljts efter samma principer som de båda tidigare generationerna.

KONTAKTOMVANDLADE GRÅVACKOR OCH ARGILLITER

Som framgår av den allmänna översikten (sid. 15) har vissa intrusivbergarter (de post- och anorogena) bildats i tiden efter de stora veckningarna och den regionala metamorfosen. För gråvackornas del har dessa intrusioner i många fall bara inneburit en relativt lokal omkristallisation nära kontakterna. Framför allt när förhållandevis heta (vattenfattiga) magmor trängt in i välbevarade gråvackor och argilliter, som vid den tidigare regionalmetamorfosen endast blivit måttligt omvandlade, kan man emellertid tydligt iaktta en temperaturpåverkan (kontaktmetamorfos som gett hornfelsbergarter). Denna har lett till att nya mineral bildats, bland vilka framför allt almandingranat, grön spinell, mikroklin, cordierit, ortopyroxen och grovprismatisk sillimanit märks. Det mest markanta inflytandet har Revsundsgraniten haft, sannolikt p.g.a. sin stora volym. I hela norra Ångermanland, men speciellt alltså i tidigare välbevarade (icke-migmatitiserade) metasediment, har olika kontaktmineral bildats, samtidigt som bergarterna rekristalliserats mer eller mindre kraftigt, så att deras skiffrighet eller stängighet (mineralreglering) blivit mindre framträdande eller i extremfall helt utplånats. Nära kontakten har på så vis finkorniga, helt massformiga, under hammaren ibland "diabasklingande" hornfelser uppkommit. De har vid tidigare karteringar faktiskt ibland också misstagits för diabaser.

Nämnas skall, att även andra äldre bergarter (gnejsgraniter, Härnögraniter, amfiboliter m.m.) fått sitt mineralinnehåll ändrat genom påverkan från Revsundsgraniten. Dessa omvandlingar beskrivs under respektive bergart.

Största utbredningen har hornfelserna invid Revsundsgraniten i trakten av Ramsele (19G NV, NO). Även nordväst och nordost om Solberg (20H NO) finns en tydlig bård av kontaktomvandlade gråvackor och skiffrar invid Revsundsgraniten. Fläckvis har kontaktpåverkan också konstaterats i migmatitiserade gråvackor genom förekomsten av almandingranat och grön spinell, t.ex. nordost om Studsviken (20I NO, 5g-h).

Särskilt almandingranaten är i fält iögonfallande, och utgör i norra Ångermanland en säker indikation på kontaktomvandling orsakad av Revsundsgraniten. Den har på kartan markerats med små röda ringar, medan kontakt- eller hornfelsomvandling i

övrigt markerats med vinkeltecken på berggrundskartan. I Västerbottens län (norr om Hemsjön; 21J Vindeln, 9a) har iakttagelser gjorts, som bekräftar att almandingranaten även här indikerar kontaktmetamorfos invid Revsundsgraniten (Gunnar Nilsson, SGU, muntligt meddelande 1984, se även Nilsson och Kero 1986).

Lokal kontaktomvandling av liknande slag som vid Revsundsgraniten har observerats intill Ragunda- och Nordingråmassiven (sid. 146 och 139), vid de postjotniska diabaserna (sid. 181) samt vid Turingendiabasen i västra Medelpad (sid. 126). I dessa fall ingår dock inte almandingranat bland de kontaktmetamorfa mineralen.

KONTAKTOMVANDLING INVID REVSUNDSGRANITEN

Framför allt kring Ramsele (19G NV, NO) finns utomordentliga tillfällen att studera den kontaktomvandling till olika hornfelsbergarter som orsakats av Revsundsgranitmagmans intrusion (fig. 16). Denna magma torde haft en temperatur på ca 800°–900°. Dels p.g.a. denna höga temperatur, dels p.g.a. den stora volymen av magma, har vär-



Fig. 16. Mörk, ögonfattig kontaktvarietet av Revsundsgranit med xenoliter av hornfelsomvandlad gråvacka och argillit. Märk frånvaron av förskiffring i brottstyckena. Drickesbäckstugan (19G NO, 704680-152985).

Dark, megacryst-poor contact variety of Revsund granite with xenoliths of contact-metamorphic greywacke and argillite. Note the absence of foliation in the xenoliths.

meeffekten på omgivande berggrund blivit förhållandevis stor. Tydlig kontaktpåverkan kan ses inom en zon av ca 7 km bredd i det nuvarande erosionssnittet. Emellertid finns ett av de karakteristiska kontaktmetamorfa mineralen (granat) så långt bort som på tre gånger detta avstånd från Revsundsgranitkontakten. Det kan dock inte helt uteslutas att granaten är av regionalmetamorf karaktär i de långt från Revsundsgraniten liggande migmatitområdena väster och öster om Edsele (19G NO, 6f-i). Detta förefaller emellertid inte sannolikt, eftersom mineralet inte är vanligt i motsvarande bergarter i övriga delar av länet.

Den verkliga bredden på kontaktomvandlingarna vid Revsundsgraniten är sannolikt betydligt mindre än bredden i kartbilden. Av allt att döma stupar nämligen kontakten relativt flackt åt söder, vilket framgår av att graniten i området väster om Ramsele på flera ställen finns i sänkor i terrängen, medan hornfelsbergarter med flacka strukturer ligger i högre lägen (19G NO, 9f, g).

Kontaktpåverkan framträder som nämnts genom en strukturell omvandling av metagråvackor och -argilliter. Särskilt de efter regionalmetamorfosen välbevarade, finkorniga partierna har i stor utsträckning fått sin skiffrighet utplånad. I grövre, förgnejsade partier har skiffrigheten lättare kunnat bibehållas. I fält faller särskilt almandingranaten i ögonen genom sin brunröda färg och sin förekomst i ofta centimeterstora aggregat. Cordierit är dock det mineral som bildats rikligast vid kontaktmetamorfosen. Den är i hornfelserna oftast frisk, oomvandlad, i betydligt större utsträckning än i regionalmetamorfa bergarter. Cordieriten uppträder som rundade korn i en granoblastisk textur, som porfyroblaster med talrika inneslutningar av andra mineral, och som upp till centimeterstora fläckar i en flikig kristallmosaik. I sistnämnda fall innehåller den ofta små korn av grön spinell (hercynit), som kan vara omvandlad till färglös diaspor. Spinellen kan ibland t.o.m. ses i häll som mörkgröna fläckar. Vidare ingår en starkt trådpertitisk mikroklin, rödbrun biotit, kvarts och plagioklas (normalt en oligoklas med 25–30% An). Kvartsen har delvis förbrukats vid bildningen av hornfelsmineralen, och är därför ofta underordnad och uppträder i många fall på korngränser som ett nätverk med enhetlig kristallografisk orientering. Muskovit ingår endast som sekundärt mineral, bildat genom retrograda omvandlingar vid fallande temperatur.

Sillimanit i upp till flera centimeter stora, kompakta, prismatiska kristaller finns ibland som en kärna i cordierit-spinellaggregaten. Den är helt olik den trådiga, fibrösa sillimanit, som bildats vid regionalmetamorfosen. Andalusit finns oftast som fläckar i biotit, men även som självständiga kristaller. Det är oklart vilket av mineralen andalusit och biotit som bildats ur det andra.

Ortopyroxen finns i en zon av maximalt 3 km bredd invid Revsundsgranitkontakten. Mineralet uppträder som korta prismor i sådana hornfelser som bildats ur kvartsfältspatrika, aluminiumfattigare led i gråvackorna. Ofta noteras en omvandling till biotit.

Oxidmineral, kis, grafit, apatit, turmalin och zirkon finns i underordnad eller accessorisk mängd i de kontaktomvandlade gråvackorna.

Kemiska analyser av kontaktomvandlade gråvackor och argilliter ges i tab. 1 nr 26-35. Mineralanalyser av biotit, cordierit, ortopyroxen, granat och grön spinell återfinns i tab. 2 nr 13-46.

Sammansättningen i de kontaktomvandlade gråvackorna och argilliterna uppvisar starka och abrupta växlingar som tyder på en metamorf differentiation. Så finns t.ex. millimeterbreda sliror av enbart mikroklin eller cordierit. Frånvaron av mikroklin i hornfelser där mineralet borde finnas som produkt av de olika mineralreaktionerna tyder också på en elementförflyttning, om än i liten skala.

Kontaktomvandlade gråvackor och argilliter har i genomsnitt lägre oxidationsgrad än sina icke-kontaktomvandlade motsvarigheter, vilket framgår av analyserna 1-35 i tab. 1. Sannolikt har grafiten fungerat som reduktionsmedel vid kontaktmetamorfosen. Detta kan f.ö. ha gynnat bildningen av almandingranat.

En märklig breccieartad struktur kan ibland iakttas nära granitkontakten. Mörka "fragment" av hornfelser simmar i en ljusare, biotitfattigare matrix (fig. 17). Sistnämnda är dock normalt inte av granitsammansättning, varför det knappast kan vara fråga om en uppsmältning (mobilisering) vid hornfelsomvandlingarna. Möjligen kan brecciestrukturen ha uppkommit genom att olika skikt i gråvackorna under omvand-



Fig. 17. Breccieartad hornfelsomvandlad gråvacka–argillit invid Revsundsgraniten. Bergflon (19G NV, 703615-152195).

Breccia-like rock formed by contact metamorphism of greywacke or argillite near the Revsund granite.

lingarna haft olika mekaniska egenskaper (veckningskompetens), vilket orsakat en uppbrytning av sprödare skikt.

De i gråvackorna uppträdande skarnlinserna (sid. 21) har vid hornfelsomvandlingen inte undergått några större förändringar i mineralsammansättningen. Klinopyroxen, epidot, starkt omvandlad anortitrik plagioklas (bytownit), grossular, titanit, prehnit m.m. är mineral som påträffats i Ramseleområdets skarnlinser. Se tab. 2 nr 48-50 för analyser av klinopyroxen, epidot och grossular.

Även nordväst och nordost om Solberg (20H NO) har kontaktomvandling invid Revsundsgraniten iakttagits. Den är här dock av mindre omfattning, och skiljer sig något från Ramseleområdets genom att granat mestadels saknas. Nordväst om Solberg är andalusit ett framträdande mineral, som t.ex. ingår tillsammans med cordierit och mikroklin i argillitiska hornfelser NNO om Käl (20H NO, 708600-157840). Lokala skifferblock öster om Käl (20H NO, 708420-157980) innehåller upp till 5 cm långa andalusitkristaller, också de sannolikt bildade i kontaktzonen intill Revsundsgraniten.

Kontaktomvandling i gråvackor och argilliter som tidigare (under regionalmetamorfosen) delvis ådergnejsomvandlats har också iakttagits öster om Tjärn (20H NO, 6-7i-j, 20I NV, 7-8a). Granat kan här lokalt uppträda rikligt, t.ex. på Rismyrberget (20I NV, 708830-160090), medan mineralet i övrigt saknas. Liksom i Ramsele markeras hornfelsomvandlingen av att skiffrigheten blivit mindre framträdande, samt att cordierit, ibland med innesluten grön spinell, uppträder tillsammans med mikroklinpertit. Även ortopyroxen (hypersten) förekommer.

Nordost om Studsviken (20I NO, ca 70798-16351) finns granat allmänt i ådergnejsomvandlade gråvackor invid Revsundsgraniten. Här har också de karakteristiska inneslutningarna av grön spinell i cordierit iakttagits. Granat förekommer vidare i ådrade eller starkare migmatitiserade gråvackor invid Revsundsgraniten öster om Junsele (20H SV, 2-3b-c) och vid Bysjön (20H SV, 0-1c). Sannolikt är det även här fråga om en kontaktpåverkan.

På flera andra ställen invid Revsundsgraniten har kontaktomvandlingar av ovan beskrivet slag iakttagits. Slipprovsundersökningar av gråvacke- och argillitxenoliter i graniten har bekräftat att hornfelsmineralen även finns i dessa.

KONTAKTOMVANDLING INVID RAGUNDA- OCH NORDINGRÅMASSIVEN

Invid Ragundamassivets Västernorrlandsdel verkar kontaktpåverkan från eruptiven (gabbro, granit) i allmänhet vara av ringa omfattning. I vissa fall kan konstateras att t.o.m. den klastiska texturen i gråvackorna kan ha bevarats bara några meter från kontakten. Endast sällsynt, t.ex. på Sjöberget nordost om Holmstrand (19G SO, ca 70193-15483), har iakttagits kontaktpåverkan i form av fläckbildning i en metagrå-

vacka. Fläckarna består av cordierit och andalusit, den förstnämnda inneslutande grön spinell. Mikroklin uppträder runt fläckarna.

Andra exempel på kontaktomvandling är bildningen av gråvit granit, t.ex. intill hornbländegraniten på Ärtriksklippen (19G SO, 70202-15459). Den gråvita graniten har troligen bildats genom uppsmältning (palingenes) invid hornbländegraniten. Den innehåller xenoliter av cordierit-ortoklasförande, kontaktomvandlad gråvacka (Kornfält 1976, sid. 86). Se även sid. 146.

Hornfelsomvandling förekommer inte sällan invid Nordingråmassivets granit, gabbro och anortosit, även om någon egentlig aureol inte kunnat urskiljas på berggrundskartan. Den är dessutom vanlig i gråvacke- och skifferxenoliter i både granit och gabbro, t.ex. på Västerskär vid Skagsudde (19J SV, 2b; se fig. 18) och väster om Gaviksfjärden (18I NV, 697530-162100). Hornfelsomvandlingen invid Nordingråeruptiven ger sig tillkänna på liknande sätt som vid Ramsele med det undantaget att granat tycks saknas. Gråvackorna och argilliterna har överförts i finkorniga, massiva, ibland "diabasklingande" svarta bergarter, som visar strukturella övergångar mot normala, skiffriga metasediment. Dominerande hornfelsmineral är ortopyroxen (hypersten), cor-



Fig. 18. Nordingrågranit med xenoliter av hornfelsomvandlad gråvacka, basisk vulkanit samt ögonförande (primorogen) granodiorit. Västerskär (19J SV, ca 70137-16588).

Nordingrå granite with xenoliths of contact-metamorphosed greywacke, basic volcanics and megacryst-bearing granodiorite.

dierit och pertitisk kalifältspat. Sistnämnda mineral saknar i mikroskop den tvillingstruktur som är typisk för mikroklin, och är därför nära besläktad med Nordingrågranitens pertitiska alkalifältspat (sid. 140). Gråvackornas skarnlinser innehåller liksom i Ramsele anortitrik plagioklas, klinopyroxen, prehnit, karbonat, titanit m.m.

KONTAKTOMVANDLING INVID DIABAS

Invid de stora diabastäckena kan stundom en lokal kontaktomvandling spåras genom att (omvandlad) cordierit och hypersten(?) uppträder tillsammans med pertitisk alkalifältspat i gråvackorna. Ett exempel finns SSV om Kornsjö (19I SO, 701170-163030).

Kontaktomvandling av argillitiska skikt intill Turingendiabasen behandlas nedan (sid. 126).

UNDERORDNADE SEDIMENTÄRA INSLAG I GRÅVACKOR OCH ARGILLITER

GRAFITFÖRANDE SKIKT

Som ovan nämnts (sid. 23) innehåller länets gråvackor normalt låga halter av grafit och sulfider, främst magnetkis och svavelkis. Sulfiderna ger bergarterna en karakteristisk rostvittring i ytskiktet. I vissa horisonter kan grafit och kiser vara starkt anrikade så att svarta gråvackor eller (vanligare) svarta, kisförande grafitskiffrar bildas (markerade med "gf" och streck på berggrundskartan). Sådana svarta skiffrar verkar dock vara betydligt ovanligare än längre norrut, i Västerbottens län, där flyggeofysiska mätningar visat att de delvis förekommer rikligt (Nilsson och Kero 1986). Flygmätningar saknas dock över större delen av Västernorrlands län, och därför är möjligheterna att upptäcka grafit- och kisrika stråk mer begränsade här.

De grafit- och kisrika horisonterna i gråvackorna uppträder på flera håll i anslutning till inlagringar av amfibolit (metabasalt). Så är t.ex. fallet öster om Hinnsjön (19I SV, 2e och 19I SO, 2f) och norr om Graninge (18H NV, 9b). Andra exempel på grafitrika horisonter med magnetkis, dock utan påvisad association med amfibolit, finns norr om Graningesjön (18H NV, 9c) och väster om Indalsälven nära Jämtlandsgränsen (18G SO, 4i). I sistnämnda fall har flygmagnetiska mätningar utförda av LKAB påvisat en horisont med betydande utsträckning (Esa Tuuri och Göran Fredrikson, LKAB, muntligt meddelande 1982).

De grafitförande metasedimenten kännetecknas av samma silikatmineral som sina grafitfattiga motsvarigheter (sid. 23). I några fall har dessutom antofyllit och almandingranat iakttagits.

För information om skärpningar på sulfider i grafitskiffrar m.m. hänvisas till sid. 283–297.

KVARTSITISKA OCH ARKOSARTADE SKIKT

Kvartsitiska och arkosartade horisonter finns mycket underordnat i gråvackorna och har på berggrundskartan markerats med mellanblå färg eller "KV" med streck. De är av tre slag, nämligen s.k. plagioklaskvartsiter, arkosartade till kvartsitiska bergarter samt finkorniga till täta kvartsiter.

Plagioklaskvartsiterna förefaller utgöra sällsynta och tunna skikt i gråvackorna i huvuddelen av länet, varför de inte markerats på berggrundskartan. De har dock betydligt större utbredning bland västra Medelpads arkosdominerade ytbergarter (sid. 56). Plagioklaskvartsiterna utgörs av omvandlade sandstenar där plagioklasen kännetecknas av ovanligt hög anortithalt. Huvudmineral och väsentliga mineral är plagioklas (bytownit), kvarts och brun biotit. Norr om Mellansel, nära Ytterselsbodarna (19I NO, 704190-162660), finns en horisont av grafit- och magnetkisförande plagioklaskvartsit i anslutning till konglomerat, skarn m.m.. Den höga anortithalten i plagioklasen anger med all sannolikhet en primär kalkinblandning (kalkcementation), som vid metamorfosen förskarnats till bytownit. För detta talar också den omständigheten att det angränsande skarnet innehåller bytownit, här tillsammans med klinopyroxen och hornblände.

Den ursprungliga kalk- eller karbonathalten i plagioklaskvartsiterna kan eventuellt bero på att kalcium tillförts genom avkalkning (albitisering) av gråvackornas plagioklas (jfr sid. 22). Vid den efterföljande regionalmetamorfa förskarningen av karbonatet var den kemiska sammansättningen normalt sådan att några andra kalciumrika mineral inte bildades.

De arkosartade till kvartsitiska inlagringarna i gråvackorna är mestadels av entydigt klastisk karaktär. Också de utgör ett underordnat inslag i lagerföljden, men mäktigheterna blir ibland sådana att lagren kunnat markeras på berggrundskartan. I södra och mellersta Medelpad, utanför de egentliga gråvackornas område, har dock sådana bergarter en betydande utbredning (sid. 48 och följande).

Följande fem förekomster skall omnämnas från gråvackeområdet: två nära Binböle väster om Nordingrå (18I NV, 6d-e) och två mellan Liden och Indal, vid Hallsta resp. Baggböle (17H NV, 8c resp 9b). Dessutom finns en förekomst vid Lövsjön nordost om Liden (18H SV, 696685-156340).

Kvartsiterna nära Binböle är delvis grafit- och svavelkisförande. Den östliga förekomsten uppträder i association med metaryolit som lager i amfibolit (jfr sid. 64).

Mäktigheterna är maximalt några 10-tal meter. Förutom kvarts ingår underordnad pyrit och grafit samt accessorisk amfibol (cummingtonit?), almandingranat, klorit och biotit. Däremot saknas fältspat, en omständighet som tillsammans med den delvis mycket finkorniga texturen (under 0,1 mm) närmast pekar mot att kvartsiterna bildats genom kemisk utfällning. (Jfr även Nykänen 1960.)

Förekomsterna mellan Liden och Indal är arkosartade och texturellt mer entydigt klastiska än de vid Binböle. Vid Baggböle finns ett konglomeratiskt skikt med bollar av glimmerskiffer. Kvarts är det dominerande mineralet i arkoserna, men även mikroklin och muskovit ingår i väsentliga mängder. Mer underordnat ingår albitisk plagioklas och klorit. Accessorier är apatit, zirkon, opakmineral (leukoxenomvandlade) och karbonat. Lokalt kan anortitrik plagioklas uppträda, t.ex. i matrix av det konglomeratiska skiktet vid Baggböle.

Arkosen vid Lövsjön bildar ett underordnat lager i gråvackorna. Den innehåller förutom kvarts en delvis myrmekitisk plagioklas (oligoklas) och mer underordnat muskovit och klorit. Mikroklin, apatit och biotit bildar accessorier.

Utöver ovannämnda arkos-kvartsitförekomster uppträder i gråvackorna sällsynta tunna lager som genom sin ljusare färg avviker från omgivningen. I mikroskopet visar sig dessa skikt ibland innehålla mikroklin både i matrix och i större mineralfragment (fenoklaster). Sådana skikt kan representera en insvämning av mer granitiskt (kvarts-mikroklinrikt) material än det som normalt ingår i gråvackorna (jfr sid. 27). De kan också tänkas ha bildats genom inblandning av ryolitiskt tuffmaterial från en vulkanism som endast lämnat få identifierbara avlagringar i området (sid. 61).

De finkorniga till täta kvartsiterna har påträffats som skikt i gråvackorna på en del lokaler, t.ex. nordväst om Billsta, väster om Härnösand (17I NV, 694950-160020). Texturen är här finkornig, med starkt flikiga kvartskorn (suturerade kornfogar). Underordnat eller accessoriskt ingår cummingtonit, vanligt hornblände, biotit, opakmineral och apatit. Hit hör också de kvartsiter som uppträder som tunna lager i grafitförande gråvackor och skiffrar på flera ställen i länet (sid. 286 och 292). Med all sannolikhet är de finkorniga till täta kvartsiterna bildade genom kemisk utfällning.

SKARN

Som tidigare nämnts uppträder skarn (kalciumrika mineral) framför allt i linsformade konkretionära bildningar i gråvackorna. De i föregående avsnitt behandlade plagioklas-kvartsiterna är exempel på förskarnade, ursprungligen karbonatblandade eller karbonatcementerade sandstenar.

Skarn som egentliga skikt i gråvackorna (markerat med gröna "spiriller" på berggrundskartan) är däremot relativt sällsynt. Exempel finns dock sydost om Hinnsjön (19I SV, ca 70110-16235) och vid Ytterselsbodarna norr om Mellansel (19I NO, 704190-162660 och 704160-162695). I sistnämnda fall är skarnet associerat med ett

grovklastiskt konglomerat och med grafit- och granatförande glimmerskiffrar, amfiboliter och grafitförande kvartsiter (se nedan). Det består mest av klinopyroxen, starkt saussuritiserad anortitrik plagioklas och aktinolitiskt hornblände.

På en del håll i länet finns skarn- och kalkrika partier i basiska metavulkaniter (amfiboliter). De har sannolikt uppkommit genom kalkavsättning, delvis till följd av spilitiseringsprocesser i vulkaniterna. Denna typ av skarn behandlas nedan (sid. 60).

Urkalkstenar av den typ som allmänt förekommer t.ex. i Bergslagens leptiter saknas helt i gråvackorna i länets huvuddel. I västra Medelpads arkosdominerade metasediment synes dock karbonatavsättningen ha varit av större omfattning, så att enstaka horisonter av tämligen ren urkalksten kan påträffas (sid. 57).

MAGNETIT

Vid borrningar på Bondsjöhöjden öster om E4 i Härnösand (t.ex. 18I SV, 69503-16074 och 17I NV, 69497-16084), har påträffats partier av kompakt magnetit (Olle Hellman, AB Nordborr, Sundsvall, muntligt meddelande 1986). Sannolikt rör det sig om magnetit i form av skiktvisa inlagringar i de välbevarade gråvackorna. Magnetiten är mycket titanfattig och innehåller ca 0,14% vanadin. Den åtföljs av små mängder magnesiumrik (flogopitisk) glimmer och kalk. Man kan förmoda att magnetiten bildats ur kemisk avsatta järnrika skikt i samband med den basaltiska vulkanism som gett upphov till nuvarande amfibolitlager i gråvackorna.

KONGLOMERAT OCH SEDIMENTÄRA BRECCIOR

Konglomerat och sedimentära breccior är sällsynta inslag i gråvackorna. De mest grovklastiska skikten i de senare är normalt de grusiga horisonter som innehåller upp till halvcentimeterstora fragment dels av kvarts och plagioklas, dels av skiffrar och sandstenar ur gråvackesekvensen. På några få ställen har dock ännu mer grovklastiska bildningar noterats. De har på berggrundskartan markerats med mörkblå ovaler på ljusblå botten.

Norr om Hinnsjön (19I SV, ca 70159-16190) finns en sedimentär breccia med spridda upp till decimeterstora kantiga fragment och mer rundade bollar som tycks härröra från olika led i gråvackorna. Matrix är också av gråvackesammansättning. Bildningar av detta slag representerar med all sannolikhet gråvackesediment, som vid tektoniska rörelser (jordskalv) kommit i rörelse och omsedimenterat. Fragment av äldre, redan konsoliderade skikt har därvid inneslutits i ett finare sand- och lermaterial.

Det mest spektakulära exemplet på konglomerat- och brecciebildningar finns nära Ytterselsbodarna norr om Mellansel (19I NO, 704190-162660 och 704160-162695; konglomeratbeteckningen har tyvärr bortfallit på berggrundskartan). Konglomeratet är här associerat med basiska metavulkaniter (amfiboliter), skarn, plagioklaskvartsiter

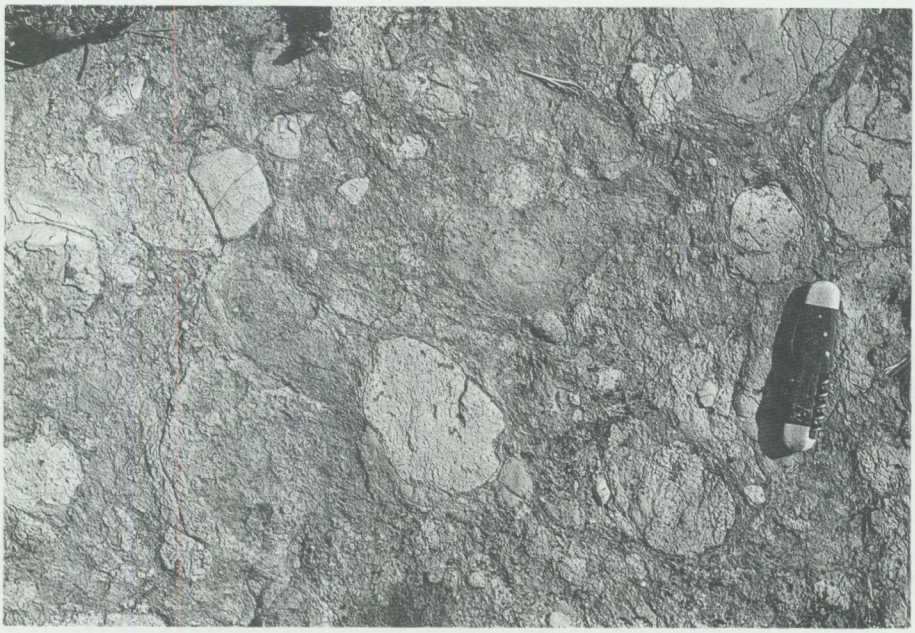


Fig. 19. Konglomerat med bollar av metagråvacka och amfibolit. 1,5 km OSO om Ytterselsbodarna (19I NO, 704160-162695).
Conglomerate with pebbles of metagreywacke and amphibolite.

och grafit- och granatförande glimmerskiffrar (se tidigare avsnitt). Det är mycket grovklastiskt, med en helt osorterad anhopning av block, stenar och grus av upp till en meters storlek (fig. 19). Fragmentmaterialet består mest av olika led ur gråvackorna samt av basiska, hornbländerika metavulkaniter. Matrix är en finkornig blandning av mineral- och bergartsfragment där kvarts, plagioklas, biotit och hornblände dominerar.

En tredje konglomeratbildning återfinns strax väster om Renhorntjärnen nordost om Kläppsjö (20H SV, 707040-157400) i anslutning till ett område med sura metavulkaniter. Bollarna blir upp till 3 dm i längd och består av sura, porfyriska metavulkaniter, intermediära till basiska mandelstenar (med hålrumsfyllnader av kalcit, kvarts och biotit), biotitrika, delvis grafitförande skiffrar samt kvarts-fältspatrika led ur gråvackorna. I matrix dominerar kvarts, albit och biotit, av vilka de två förstnämnda även bildar större mineralfragment (fenoklaster).

Slutligen skall nämnas att i gråvackorna norr om Östavall uppträder ett slags konglomeratartade bildningar, vilka dock inte markerats på berggrundskartan. T.ex. vid flygfältet söder om Alby (17F NO, 692880-148320) finns upp till decimeterstora bollar som är något ljusare än matrix, men som också framträder genom att de kan omges av en vit bård av relativt grov kvarts. Plagioklas (oligoklas), kvarts och biotit

är huvudbeståndsdelar i både bollar och matrix. I ett undersökt slipprov finns invid och på ömse sidor om bollgränsen anhopningar av små apatitkorn till halter som betydligt överstiger vad som är normalt i gråvackorna. Även inne i bollen kan apatitanhopningar ses. Möjligen kan denna konglomeratbildning vara en äldre, fosforfattigare motsvarighet till de fosforitkonglomerat som bl.a. uppträder i underordoviciska lager i Sveriges kambrosilur.

HAVERÖOMRÅDETS METAGRÅVACKOR OCH METAARGILLITER

I västligaste Medelpad, i trakten av Haverö, domineras de äldsta ytbergarterna av olika arkos-kvartsitartade metasediment, samt övergångsbergarter mellan dessa och mer gråvackeartade bildningar. Dessutom förekommer här metagråvackor, som till sin sammansättning skiljer sig något från dem som uppträder i huvuddelen av länet, samt metaargilliter. Sistnämnda båda bergartstyper behandlas i detta avsnitt.

Haveröområdets metagråvackor är grå till färgen, finkorniga eller fint medelkorniga och genomgående gnejsomvandlade. Ådergnejsomvandling är vanlig, medan däremot starkare migmatitisering förekommer mer sparsamt.

Även om således kartbeteckningen är densamma som för länets övriga gråvackor kan man notera vissa skiljaktigheter mot de senare. De dominerande mineralen är plagioklas (oligoklas eller andesin med ca 25–45% An), kvarts och biotit. Mikroklin och muskovit är mer underordnade och tillfälliga beståndsdelar. Accessorier är apatit, zirkon, epidot, ortit, karbonat, turmalin och opakmineral. Klorit och prehnit är sekundära efter biotit. Skillnaden mot de normala gråvackorna i länet är framför allt den i genomsnitt högre halten av plagioklas och den lägre halten av biotit. Plagioklasen är också genomgående något anortitrikare i Haveröområdet. De gråvackebetonade metasedimenten här utgör enligt den av Pettijohn (1957) givna klassifikationen både egentliga gråvackor och subgråvackor eller arkoser. Deras mineralsammansättning framgår av fig. 20.

De i västligaste Medelpad förekommande argillitiska, mestadels migmatitiserade gnejserna har markerats med långa brungrå streck på ljusblå botten och tillämplig migmatitsymbol. De är bildade ur leriga sedimentbergarter med ett underordnat inslag av sandiga (kvarts-fältspatrika) skikt. Gnejserna utgör en fortsättning på de av Lundegårdh (1967) beskrivna granatådergnejserna i norra Hälsingland. De har genomgående höga aluminiumhalter och höga kvoter aluminium : alkali (kemisk analys ges i tab. 1 nr 23). Detta leder till en riklig förekomst av mineralen sillimanit, almandingranat och cordierit (sistnämnda med *mg* ca 0,65–0,45 enligt Ginet 1980), förutom de vanliga beståndsdelarna biotit, kvarts och plagioklas (oligoklas). Sparsamt kan även andalusit ingå. Det är uppenbart att muskoviten sönderfallit vid de höga temperaturer som

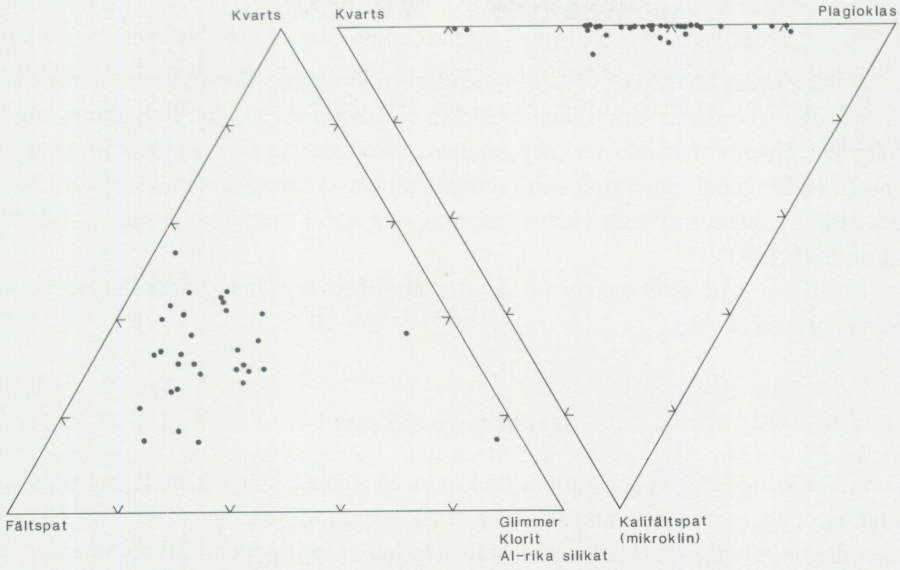


Fig. 20. Mineralsammansättningen i Haveröområdets förgnejsade gråvackor, visad i kvarts–fältspat–glimmer/klorit/Al-silikatdiagram och kvarts–plagioklas–alkalifältspatdiagram (volymprocent).

Modal composition of the greywacke gneisses in the Haverö area, shown in quartz–feldspar–mica/chlorite/Al-silicate and quartz–plagioclase–alkali feldspar diagrams (volume percent).

rått i berggrunden vid migmatitiseringen (ca 650°–700° vid 3–4,5 kilobar enligt Ginet 1980). Mikroklin, som bildats vid muskovitens sönderfall, är därför en vanlig beståndsdel, företrädesvis i ådermaterialet. Den muskovit, som här och var kan ses, är bildad genom retrograda omvandlingar vid fallande temperaturer efter metamorfosens kulmen. Framför allt är det sillimaniten som återbildats till muskovit.

Särskilt granaten är i fält iögonfallande, och bildar i många fall centimeterstora aggregat i ådrorna. Cordieriten, som ofta är klar, blågrå och oomvandlad, framträder liksom granaten särskilt väl i de migmatitiska mobilisaten. I dessa, som är mer eller mindre starkt rödaktiga och utgörs av pegmatit och aplitgranit, kan även magnetit uppträda. Sillimaniten framträder som upp till centimeterlånga aggregat av sidenglänsande nålar. Ett lokalt, halvmeterstort block av kompakt sillimanit öster om Ytterturingen (17F SV, 692350-146000) härrör sannolikt från en argillitisk ådergnejs. Det innehåller spridda centimeterstora magnetitkristaller och kvarts insprängda i sillimaniten.

NAGGEN- OCH HAVERÖOMRÅDENAS METAARKOSER – KVARTSITER

I södra och västra Medelpad, i Naggen- och Haveröområdena, uppträder arkosartade till kvartsitiska ytbergarter som tillhör det äldsta svekofenniska skedet. Bergarterna utgör delar av ett mer omfattande, av gnejsgraniter sönderbrutet stråk, som löper från kusten i norra Hälsingland mot väster och nordväst till Haveröområdet (Lundegårdh 1960a och 1967). Stråket fortsätter vidare i riktning mot södra spetsen av Storsjön (Lundegårdh m.fl. 1984).

De arkoser som förekommer i Liden-Indalområdet som inlagringar i gråvackorna behandlas på sid. 43.

NAGGENOMRÅDET

I området kring Naggen och Grundsjön i södra Medelpad, längs gränsen mot Hälsingland, uppträder vanligen starkt fältspathaltiga, rödgrå till grå sandstenar av växlande men delvis relativt låg metamorfosgrad. De har (något oegentligt) sammanfattats under beteckningen "Naggenkvartsit". Sandstenarna har ingående beskrivits av Lundegårdh (1960a och 1967), som ansåg att de bildats genom frostvittring i ett kyligt klimat med efterföljande avlagring genom starka strömmar (floder).

I de centrala delarna av området, mellan Naggen och Grundsjön, är omvandlingsgraden i arkos-kvartsitbergarterna låg. Detta innebär bl.a. att muskoviten varit stabil under regionalmetamorfosen, till skillnad från det västligare Haveröområdet, där högre temperaturer medfört att mineralet sönderfallit under bildning av mikroklin och sillimanit. Primära sedimentära drag som klastiska texturer och skiktning är i det centrala Naggenområdet utomordentligt väl bevarade (fig. 21). Detta har markerats med mellanblå färg (utan prickning) på berggrundskartan.

Konglomeratiska skikt med bollar av upp till ca 5 cm storlek har påträffats på några lokaler, främst vid Lintamack väster om Grundsjön (17F SO, 691430-149550), nära gränsen mot metagråvackorna i norr. I konglomeratet, som bildar upp till metermäktiga bankar i arkos, ingår bollar av maximalt en decimeters längd, främst av metagråvacka, skiffer och gångkvarts.

Sammansättningen av de arkosartade till kvartsitiska metasedimenten måste tolkas så, att de härrör från ett vittrat, granitiskt underlag, som funnits blottlagt för erosion för ca 1850–1900 miljoner år sedan (Th. Lundqvist 1987). Några granitbollar har dock hittills inte påträffats i konglomeratet. Genom datering av zirkonkristaller i arkoserna kan man få en uppfattning om åldern på den granit som gett material till sedimenten. Hittills föreligger dock inga resultat från sådan datering.

I de bäst bevarade arkospartierna varierar kornstorleken skiktvis mellan ca 0,05 och 5 mm, d.v.s. mellan silt- och grusfraktionerna. Enstaka större, inemot centime-

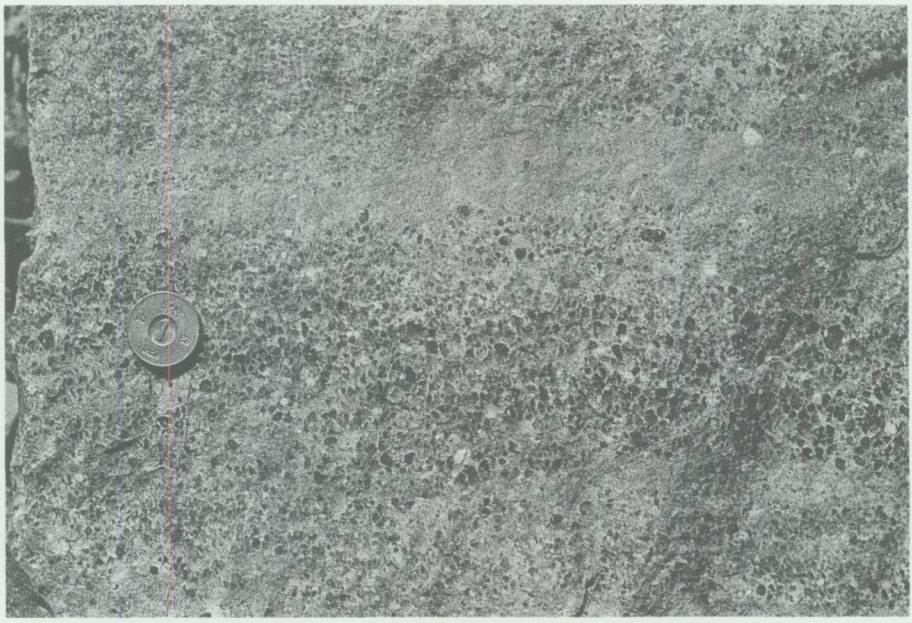


Fig. 21. Skiktning i Naggenarkos med välbevarad klastisk textur. Norr om sjön Lillnaggen (17G SV, 691010-150275).
Bedding and well preserved clastic texture in Naggen arkose.

terstora kvartskorn kan ibland ses. I de finkorniga skikten ligger ofta större kvarts- eller mikroklinkorn av sandstorlek inbäddade. Skiktning uppträder ofta, och mer eller mindre tydlig graderad skiktning (engelska: *graded bedding*) och korsskiktning (fig. 22) är tämligen allmänna. Kornstorlekarna avtar i förstnämnda fall gradvis i riktning mot yngre skikt. Genom observationer av dessa båda primärstrukturer har det kunnat visas att arkoserna överlagrar de i norr uppträdande metagråvackorna, troligen i en synklinalstruktur med OSO-ligt stupande, flack veckaxel.

Dominerande mineral i Naggenområdets metaarkoser-kvartsiter är kvarts och pertitisk mikroklin. Mer underordnat ingår plagioklas (oligoklas eller albit), muskovit och brun eller brungrön biotit. Glimmerrikare skikt (glimmerskiffer) förekommer mycket sparsamt. Accessoriska mineral är oxider, apatit, turmalin, zirkon, granat och leukoxen-titanit. Tungmineralhorisonter med anrikning av opakmineral och zirkon har observerats. Mineralsammansättningen framgår av fig. 24 (sid. 53). En kemisk analys ges i tab. 1 nr 36.

I vissa skikt, t.ex. på Gubbaberget och Portberget i trakten av Grundsjön (17G SV, 691135-150150 resp. 17F SO, 691430-149555), tyder förekomsten av hornblände, diopsid, plagioklas av bytownitsammansättning, klinozoisit, titanit, epidot och prehnit på en primär karbonathalt i arkoserna. Vid metamorfosen har detta karbonat förskarnats.

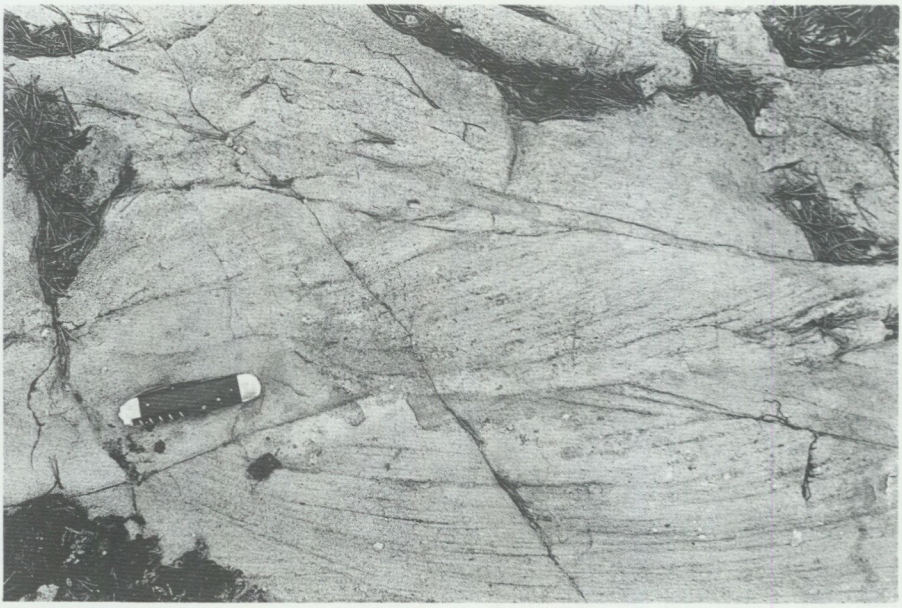


Fig. 22. Korsskiktning i Naggenarkos. Lintamack (17F SO, 691420-169560).
Cross-bedding in Naggen arkose.

Arkos-kvartsitbergarterna är mer eller mindre starkt rekristalliserade längs kontakten mot gnejsgraniterna i norr och öster. Primära klastiska drag och skiktstrukturer har därigenom suddats ut, vilket markerats med svart prickning på mellanblå färg på berggrundskartan. På grund av sin sammansättning har arkoserna vid rekristallisationen ibland fått en närmast granitartad prägel, som t.ex. vid länsgränsen sydost om Naggen (17G SV, 690510-151085). I rekristalliserade partier kan en lätt granitådring eller -slirighet ibland iakttas. Här kan också cordierit ingå i små mängder.

HAVERÖOMRÅDET

I Haveröområdet i västligaste Medelpad, väster om en nordväst–sydostlig linje genom Holmsjön, uppträder vanligen starkt omvandlade arkos-kvartsitbergarter, ofta i snabb växellagring med andra metasediment. Genom sina förhärskande röda färgtoner, sin mikroklinhalt och sin starkt växlande sammansättning skiljer sig dessa bergarter markant från gråvackorna i huvuddelen av länet. De är också nära besläktade med Naggenområdets arkoser, som dock är betydligt homogenare i sammansättningen och vanligen mindre omvandlade. Primära texturdrag har inte bevarats i Haveröområdet, vars

berggrund genomgående är starkt rekristalliserad och metamorfoserad i översta amfibolitfacies, samt i stor utsträckning migmatitiserad.

I Haveröområdet uppträder arkos-kvartsitbergarterna associerade med mer gråvackebetonade metasediment och metaargilliter (sid. 46), de sistnämnda ofta utbildade som granatådergnejser av samma typ som i norra Hälsingland (Lundegårdh 1967).

Med hänsyn till utseendet i fält och till mineralsammansättningen har arkos-kvartsitbergarterna indelats i tre huvudgrupper, nämligen *metaarkoser till kvartsiter* (med konglomerat), *övergångsbergarter mellan metaarkoser och metagråvackor* samt s.k. *plagioklaskvartsiter*. Klassifikationen är främst baserad på fältdata, men hänsyn har också tagits till relativt omfattande slipprovsstudier. Berggrundskartans bild av utbredningen av de olika typerna av metasediment är dock som tidigare nämnts schematisk, eftersom växlingen av olika bergartsled är snabb och identifieringen av de olika sedimenttyperna kräver mer omfattande undersökningar i mikroskop.

Arkos-kvartsitbergarterna av den första typen *(metaarkoser till kvartsiter)* är vanligen mer eller mindre starkt röda till färgen, finkorniga till fint medelkorniga, och har i många fall en relikt skiktning bevarad trots den starka omvandlingen i området (fig. 23). Markeringen på berggrundskartan är svarta prickar på mellanblå bottenfärg. I fält framträder vanligen en i jämförelse med eruptiva bergarter (sura metavulkaniter) tydligt förhöjd kvartshalt. Genom metamorfosen har bergarterna i stor utsträckning överförts i ådrade eller starkare migmatitupplösta blandbergarter där det nybildade granitmaterialet (mobilisatet) utgörs av pegmatit eller aplitgranit, ibland med sliror av ren kvarts. I det granitiska mobilisatet påträffas ofta upp till centimeterstora kristaller av magnetit, cordierit och sillimanit. Sistnämnda mineral kan även bilda mer än decimeterstora anhopningar av sidenglänsande, delvis muskovitomvandlade kristaller längs svaghetszoner i migmatiterna.

Metaarkoser och kvartsiter i området består främst av kvarts, ofta med nålformade inneslutningar av rutil(?), mikroklinpertit samt mer underordnad plagioklas (normalt en oligoklas, stundom dock albit eller andesin), muskovit (vanligen bildad genom retrograda omvandlingar), cordierit, sillimanit och biotit. Sistnämnda mineral visar omvandling till klorit, prehnit och pumpellyit. Accessorier är apatit, zirkon, epidot, opakmineral (särskilt magnetit), karbonat och turmalin. I sammanhanget skall också nämnas att kontaktmetamorfa mineral bildats i glimmerrika skikt i en arkos vid Överturingen (17F NV, 692690-145310) genom värmepåverkan från Turingendiabasen (sid. 126). Dessa mineral är cordierit med innesluten grön spinell, trådpertitisk mikroklin, korund och sillimanit(?).

Tämligen rena kvartsitskikt förekommer endast sparsamt. Normalt är bergarterna därför starkt fältspathaltiga (arkoser). I vissa skikt kan plagioklas dominera över mikroklin, och sistnämnda mineral saknas i extremfall helt så att bergarten blir en ren plagioklasarkos eller -kvartsit. Den skiljer sig därvid från de i kartbilden urskilda plagioklaskvartsiterna endast genom sin lägre anortithalt i plagioklasen (mindre än ca 45% An). Låga halter av vanligen starkt sericit-epidotomvandlad anortitrik plagioklas



Fig. 23. Skiktad metaarkos–plagioklaskvartsit med omväxlande kvarts–bytownitrika (mörka) och kvarts–mikroklin–skarnrika (ljusa) led. En gång av serorogen granit genomsätter. 1 km SSV om Stenlokarna (17E SO, 692435-144975).

Meta-arkose with alternating layers dominated by quartz–bytownite (dark) and quartz–microcline–calcsilicates (light). A dike of serorogenic granite cuts the arkose.

tillsammans med hornblände och epidot markerar en övergång till plagioklaskvartsiterna. Sådana övergångsled påträffas här och var som underordnade skikt i Haveröområdets arkoser-kvartsiter. De understryker ytterligare den starka blandkaraktären i metasedimenten. Mineralsammansättningen i Haveröområdets metaarkoser framgår av fig. 24.

En speciell typ av bergart är den gråvita sillimanitkvartsit som är värdbergart för Enåsens guldmineralisering, belägen i norra Hälsingland ca 500 m söder om gränsen mot Medelpad (Nysten och Annersten 1984 och Lundqvist m.fl. 1986). Denna kvartsit bildar ett vanligen ca 10–20 mäktigt lager i granatådergnejs m.m. Förutom kvarts och sillimanit ingår mindre mängder av cordierit och biotit i linser och sliror, samt rutil, topas och flusspat. Frånvaron av mikroklin i sillimanitkvartsiten kan vara en följd av metasomatiska förändringar av en ursprungligen fältspathaltig bergart, t.ex. en arkos eller en vulkanit. Hallberg (1988 och muntligt meddelande 1990) föreslog att sillimanitkvartsiten bildats genom stark omvandling till kaolin m.fl. lermineral i kombination med kiselsyrautfällning ur varma källor.

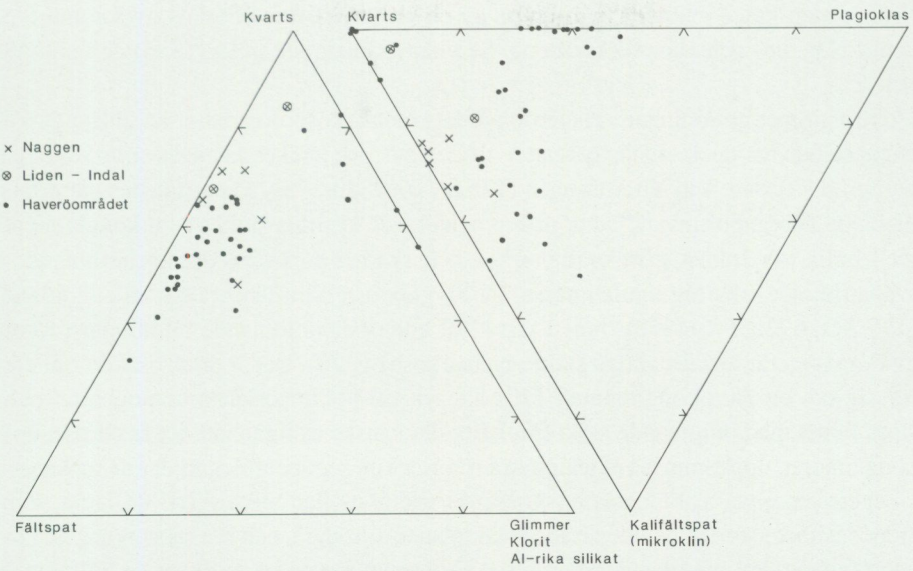


Fig. 24. Mineralsammansättningen i arkoser och kvartsiter från Naggen-, Liden–Indal- och Haveröområdena, visad i kvarts–fältspat–glimmer/klorit/Al-silikatdiagram och kvarts–plagioklas–alkalifältspatdiagram (volymprocent).

Modal composition of arkoses and quartzites from the Naggen, Liden–Indal and Haverö areas, shown in quartz–feldspar–mica/chlorite/Al-silicate and quartz–plagioclase–alkali feldspar diagrams (volume percent).

I detta sammanhang skall nämnas en märklig kvartsrik bergart som uppträder i häll på Kölaberget öster om Torrflonäs (17F SV, 691185-146780 m.fl. mindre lokaler i närheten), och som på berggrundskartan betecknats som intrusiv kvarts (rött med överbeteckning "KV"). Bergarten, som har en starkt växlande kornstorlek (grov- till finkornig), består mest av kvarts och sillimanit, sistnämnda i upp till meterbreda zoner (Persson och Lagergren 1981). Sillimaniten är dels kompakt, dels sammanvuxen med kvarts. Vidare förekommer topas som spridda kristaller eller som decimeterstora kompakta aggregat. Mineralet kan bilda upp till två meter breda stråk. Andalusit har ingått men blivit helt omvandlad till sillimanit, varvid dock kristallformen i vissa fall bevarats. Vidare finns pyrofyllit, som på hällytan ger en svagt smutsgul eller lätt rödaktig färg. Mineralet har bildats genom omvandling av sillimanit (Hålenius 1980). Övriga mineral är muskovit (sekundär efter sillimanit), nålformad rutil och biotit. Sistnämnda två mineral finns i accessorisk mängd.

De topas- och sillimanitrika partierna kan ge halter av aluminiumoxid upp till ca 60% (Persson och Lagergren 1981).

Kvarts-sillimanit-topasbergarten på Kölaberget påminner om den malmförande kvartsiten i Enåsengruvan. Den kan tänkas representera en längre gången omvandling

och (pneumatolytisk?) mobilisering än sistnämnda kvartsit. Ursprungsbergarten är okänd, men kan eventuellt ha utgjorts av en vulkanit eller en arkos av samma typ som i Naggen- och Haveröområdena. Se vidare Lundqvist m.fl. (1986) och sid. 48 och 63.

Konglomeratbildningar i Haveröområdets metaarkoser-kvartsiter är sällsynta. På några ställen har dock sådana bergarter observerats och markerats med svarta ovaler på berggrundskartan. Vid Ytterturingen (17F SV, 692320-145915) har således påträffats block av ådergnejsomvandlad argillit innehållande avslitna skikt av ett konglomerat med bollar av främst gångkvarts, arkos och skarn i en kvarts-epidot-hornblände-granatförande, skarnig mellanmassa. På Styggberget nära länsgränsen till Jämtland (17E SO, 692255-144850) finns i fast klyft konglomeratliknande bildningar i form av flera ungefär metermäktiga skikt i metaarkos (fig. 25). Det är dock osäkert om det rör sig om ett äkta konglomerat. Med hänsyn till bollmaterialets homogenitet och stora likhet med omgivande skikt förefaller det kanske troligare att det är ett pseudokonglomerat, uppkommet vid tektoniska rörelser i en sedimentbergart där de mekaniska egenskaperna (veckningskompetensen) varierat mellan olika skikt. Bollarna, som är av decimeterstorlek och utvalsade i skiktplanet, är rödgrå, och har en starkare rödfärgad randzon mot omgivande grå matrix. Den senare är något mörkare än bollarna. I



Fig. 25. Pseudokonglomerat. Styggberget (17E SO, 692255-144850).
Pseudoconglomerate.

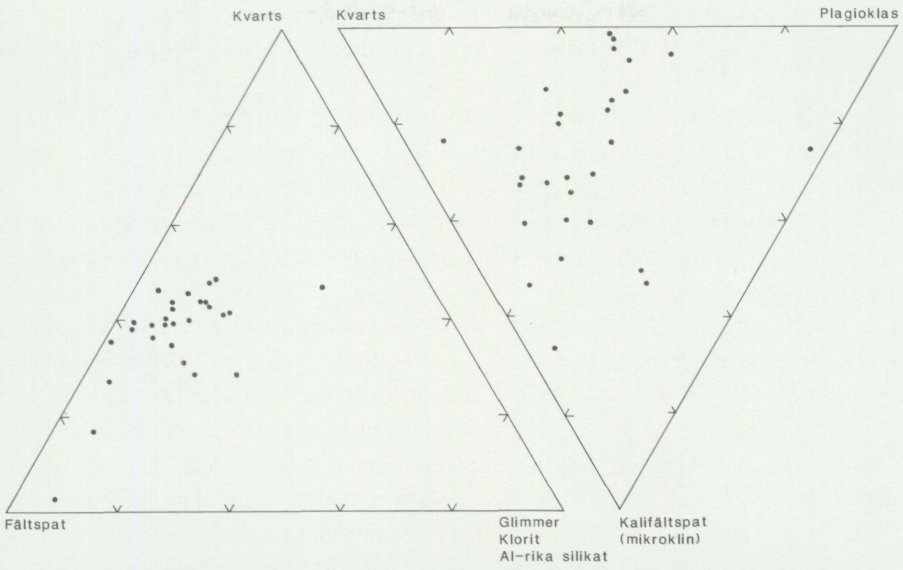


Fig. 26. Mineralsammansättningen i övergångsbergarter mellan metaarkoser och metagråvackor i Haverö-området i västra Medelpad, visad i kvarts–fältspat–glimmer/klorit/Al-silikatdiagram och kvarts–plagioklas–alkalifältspatdiagram (volymprocent).

Modal composition of rocks transitional between meta-arkoses and metagreywackes in the Haverö area, western Medelpad, shown in quartz–feldspar–mica/chlorite/Al-silicate and quartz–plagioclase–alkali feldspar diagrams (volume percent).

mikroskop visar det sig att bollarna praktiskt taget saknar biotit, medan grundmassan innehåller ca 10–15 volymprocent av detta mineral. Bollarna har i stället en ungefär lika hög halt av cordierit, muskovit och oxidmineral tillsammans.

Övergångsbergarterna mellan arkoser och gråvackor, som utgör den andra gruppen av arkos-kvartsitbergarter, påminner i fält om sura metavulkaniter (leptiter), men deras sammansättningar varierar inom betydligt vidare gränser än de senare. De skiljer sig från områdets metagråvackor främst genom sin tendens till lägre glimmerhalt och sitt högre mikroklin : plagioklasförhållande. Från de normala arkos-kvartsitbergarterna avviker övergångstyperna genom sina högre glimmer- och fältspathalter. Som framgår av fig. 26 i jämförelse med fig. 24 överlappar sammansättningarna för de olika metasedimenten något. En striktare uppdelning kräver dock betydligt mer omfattande undersökningar än vad som varit möjligt inom länskarteringens ram.

Övergångsbergarterna har på berggrundskartan markerats med röda prickar och brungrå streck på mellanblå bottenfärg.

Huvudmineral och väsentliga mineral i övergångsbergarterna är kvarts, mikroklinpertit och plagioklas (oligoklas eller andesin med upp till ca 45% An). Underordnat

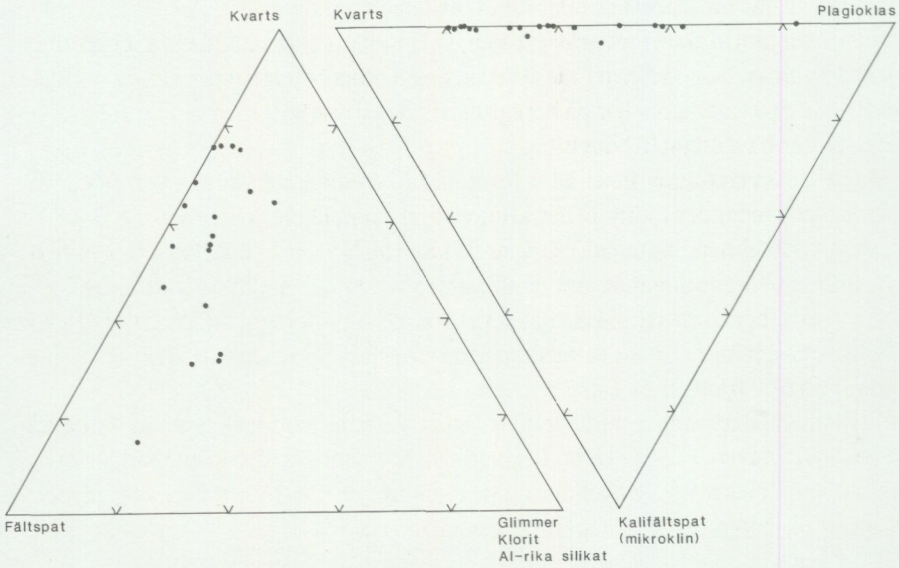


Fig. 27. Mineralsammansättningen i plagioklaskvartsiter i Haveröområdet i västra Medelpad, visad i kvarts–fältspat–glimmer/klorit/Al-silikatdiagram och kvarts–plagioklas–alkalifältspatdiagram.

Modal composition of plagioclase quartzites in the Haverö area, western Medelpad, shown in quartz–feldspar–mica/chlorite/Al-silicate and quartz–plagioclase–alkali feldspar diagrams (volume percent).

ingår biotit, tillfälligtvis sillimanit och andalusit. Granat av almandinsammansättning är ett i fält framträdande mineral på sydvästra delen av Kölaberget öster om Torrflonäs (17F SV, 2d). Accessorierna är desamma som i arkoser och kvartsiter. Liksom i de senare finns i vissa underordnade skikt låga halter av skarnmineral (plagioklas av labrador-bytownitsammansättning, hornblände, epidot, titanit, klinopyroxen m.m.).

Övergångsbergarterna mellan arkoser och gråvackor liknar som nämnts sura metavulkaniter, och vissa av bergartsgruppens sammansättningar skulle även kunna motivera en sådan benämning. De talrika övergångarna till arkos-kvartsitbergarterna och till gråvackegnejserna i Haveröområdet gör det dock troligare att de utgör sedimentära bildningar, i vilka dock ett inslag av kiselsyrarikt vulkaniskt tuffmaterial inte kan uteslutas. Mera troligt är dock att övergångsbergarterna representerar en faciesövergång där två olika material tillförts sedimentationsområdet, dels samma material som ingår i gråvackorna, dels ett som är uppkommet vid vittring av en granitisk berggrund.

Plagioklaskvartsiterna, som är den tredje gruppen av arkos-kvartsitbergarter i Haveröområdet, utgör grå, finkorniga, vanligen skiktade bergarter som till helt dominerande del består av kvarts och anortitrik plagioklas. Sistnämnda mineral är normalt en bytownit med ca 70–80% An. I vissa fall är dock anortithalten lägre, så att samman-

sättningen svarar mot labrador eller t.o.m. andesin med över 45% An. På så vis uppkommer övergångar dels mot gråvackorna, dels mot arkos-kvartsitbergarter med plagioklasdominans. Någon skarp gräns mellan dessa olika bergartstyper existerar således inte. Plagioklaskvartsiterna har på berggrundskartan markerats med brungrå streck och svarta prickar på mellanblå bottenfärg.

Plagioklaskvartsiterna innehåller förutom huvudmineralen kvarts och plagioklas underordnade mängder biotit. Mikroklin, vanligt hornblände, klinopyroxen (tab. 2 nr 52), titanit och almandingranat (tab. 2 nr 51) kan tillfälligtvis ingå. Sericit och epidot utgör allmänt förekommande omvandlingsprodukter ur plagioklas. Accessorier är zirkon, apatit, opakmineral (bl.a. magnetit), kalcit, turmalin, klorit, prehnit och pumpellyit. De sistnämnda tre är sekundära efter biotit. Plagioklaskvartsiternas mineralsammansättning framgår av fig. 27.

Som tidigare nämnts uppträder plagioklaskvartsiter som sällsynta skikt också i gråvackorna i huvuddelen av länet. I Haveröområdet utgör de delvis ett markant inslag, även här dock mestadels i växellagring med andra typer av metasediment (gråvackor och övergångsbergarter mellan arkoser och gråvackor).

UNDERORDNADE INSLAG I HAVERÖOMRÅDETS METASEDIMENT

I de av metaarkoser-kvartsiter, metagråvackor och metaargilliter dominerade ytbergarterna i Haveröområdet påträffas sparsamt horisonter med starkt avvikande utbildning. Tidigare har framhållits att olika skarnmineral som klinopyroxen, hornblände, epidot m.m. bildar mer eller mindre underordnade komponenter i de sedimentära bergarterna. Även den anortitrika plagioklasen, som ingår särskilt i plagioklaskvartsiterna, är att betrakta som ett skarnmineral. De mörka, järn-magnesiumhaltiga skarnmineralen kan stundom vara anrikade i skikt eller sliror på ett sådant sätt att de tydligt framträder i hällytan. Sådana skarnförekomster har markerats med mörkgröna spiriller på berggrundskartan. Skarnmineralen bär vittne om en karbonatavsättning i urbergssedimenten, som därför sannolikt avlagrats på relativt måttliga vattendjup. Kontrasten är påfallande mot de stora gråvackeområdenas fattigdom på skarnskikt, som är följden av en mer begränsad karbonatavsättning på större djup. Ett annat uttryck för avsättningen av karbonat i Haveröområdet är de block av kristallin kalksten (urkalksten), som påträffats norr om Märrviken (17F SV, 691130-146220), och som föranlett en markering av kalksten på berggrundskartan. I kalkstenen förekommer vid sidan av kalcit även wollastonit, klinopyroxen, grossular, prehnit och accessorisk titanit. Se tab. 2 nr 53 och 54.

På flera håll i Haveröområdet har järnrika, ofta kalkiga sediment avsatts, eventuellt genom hydrotermala lösningar uppkomna i samband med vulkanismen i området (sid. 58 och 63). På Norrbodberget söder om Haverö (17F SV, 691480-146250) finns så-

lunda block av skarn växellagrande med kvartsiga magnetitskikt. Diamantborrningar vid Sågtjärnen väster om Bodsjön (17F SV, 6920-1455) har också påvisat förekomsten av ett mycket järnrikt skarn med ca 30–40% järnoxid och 1,6–2,2% manganoxid (Lars-Ole Forsberg, SGAB, Luleå, muntligt meddelande 1982). I detta skarn har även scheelit påträffats.

METAVULKANITER

Omvandlade vulkaniska bergarter (metavulkaniter) är i länet underordnade i förhållande till sedimentära. Emellertid finns på många håll basiska vulkaniter som inlagringar i gråvackor och andra sedimentära bergarter. På ett fåtal ställen har också sura, kiselsyrarika vulkaniter anträffats.

BASISKA METAVULKANITER

Basiska vulkaniter uppträder på många ställen som konforma lager eller skivor i sedimentära bergarter. De representerar olika vulkaniska utbrottsprodukter som lavor, tuffer, agglomerat och breccior, men sannolikt också intrusioner av basisk magma, parallella med den sedimentära lagringen (lagergångar). De har markerats med mörkgrön färg på berggrundskartan.

Från gråvackorna skiljer sig de basiska vulkaniterna framför allt genom sin mörkare (grönsvarta) färg. Denna betingas av att vulkaniterna vid metamorfosen omvandlats till amfiboliter, i vilka vanligt hornblände (amfibol) utgör en huvudbeståndsdel. Normalt är vulkaniterna finkorniga eller fint medelkorniga. Grövre bergarter med likartad sammansättning har klassificerats som djuperuptiven gabbro och diorit (sid. 66). Strukturen i de basiska metavulkaniterna är stänglig eller skiffrig. Särskilt i skiktade partier är skiffrigheten den mer framträdande strukturen.

Större stråk med amfiboliter finns t.ex. väster om Nordingråmassivet (18I NV, 19I SV), sydväst om Älandsbro (18I SV, 0a – 17I NV, 9a), i västra Medelpad (17F NV, SV) och norr om Mellansel (19I NV, 8-9e). Dessutom finns amfibolit som tunna horisonter i välbevarade gråvackor eller som uppbrutna skikt i migmatitiserade delar av gråvackekomplexet. Beteckningen gröna streck på ljusblå bottenfärg har då använts på berggrundskartan. Amfibolit kan också, på samma sätt som gråvackorna, uppträda som xenoliter eller skivor i olika graniter.

Olika slags amfiboliter har skiljts ut med överbeteckningar på berggrundskartan. Saknas överbeteckning på den mörkgröna bottenfärgen är bergarten jämnkornig och tämligen homogen. Sådana amfiboliter utgörs för det mesta av lavor eller lagergångar. En skiktning i amfibolit betecknas med svarta streck och har sannolikt till största delen uppkommit genom att olika lager av basaltisk eller andesitisk aska avsatts på varandra, eller blandats med normala sediment. Ett exempel på detta är en amfibolitisk

bergart som finns i Solberg (20H NO, 707735-159045). Skiktvis förhöjda kvarts- och SiO_2-halter (tab. 1 nr 38) pekar här sannolikt på en sedimentär inblandning. På grund av stark tektonisering är denna amfibolit utpräglat skivig, och har därför kunnat utnyttjas i liten skala som plattsten (sid. 302).

Fragmentbergarter med vanligen centimeter- till decimeterstora, väsentligen basiska vulkanitbitar i en amfibolitisk matrix har markerats med svarta romber. I de fall då fragmenten är rundade och visar otydliga gränser mot matrix kan bergarten uppfattas som ett agglomerat, bildat ur vulkaniska bomber som stelnat under eller strax efter sin färd genom luften vid ett vulkanutbrott. Kantigare bitar tyder på att redan stelnade lavor etc. ur vulkanrörets väggar kastats ut.

Överbeteckning i form av "c" anger en kalkslaggighet, som åtminstone delvis torde ha uppkommit genom spilitiseringsprocesser i en basalt. Plagioklasens anortitkomponent har därvid brutits ned och givit det kalcium som fordras för kalcitbildningen.

Pillowlavor eller kuddlavor har endast påträffats på enstaka ställen. Förekomsten av sådana bergarter visar att vulkanutbrotten skett under havsytan. Sannolikt har många av amfiboliterna i länet avsatts i submarin miljö. Orsaken till att nämnda strukturer inte påträffats oftare torde dels få sökas i karteringens översiktliga karaktär, men dels också i den starka deformation och metamorfos som drabbat stora delar av berggrunden. Pillowlavastrukturer har påträffats sydost om Hinnsjön (19I SV, ca 70110-16235), enligt muntligt meddelande från Sten-Anders Smeds, Uppsala, och Öivind Toverud, Stockholm, 1981. De framträder som rundade mer eller mindre utplattade bollar eller linser i amfibolit.

De basiska metavulkaniterna har i huvudsak basaltiska sammansättningar. Mineralogiskt domineras de av hornblände (blågrönt–grönt, ibland blekgrönt) och plagioklas. Sistnämnda är en andesin eller labrador, sällsynt bytownit. Albitrika sammansättningar återfinns i spilitiska vulkaniter. I en del prov kan plagioklasen vara mycket underordnad eller helt saknas, som t.ex. i amfiboliten vid Nybodarna norr om Mellansel (19I NV, 704545-162475). Här dominerar ett blekgrönt hornblände helt, medan starkt sericitomvandlad plagioklas endast utgör en helt underordnad beståndsdel. Delvis är amfiboliten vid Nybodarna breccieartad, med hornbländerika bitar i en kloritdominerad matrix där plagioklas saknas.

Förutom hornblände och plagioklas ingår vanligen en brun eller grönbrun biotit i väsentlig eller underordnad mängd. Övriga underordnade till accessoriska beståndsdelar är kvarts, sericit och epidot (vanligen sekundära efter plagioklas), klorit och prehnit (sekundära efter biotit), titanit/leukoxen, opakmineral (oxider och kiser), apatit och karbonat. Mikroklin ingår sällsynt i liten mängd. I vissa amfiboliter har förhöjda kishalter lockat till gruvförsök (sid. 283 ff.).

I enstaka fall kan cummingtonit förekomma i stället för vanligt hornblände i amfiboliterna. Bergarten blir då ljusare, grågrön till färgen. Väster om Bergeforsen (17H NO, 693590-157915) finns en sådan amfibolit, bestående av plagioklas (bytownit)

och cummingtonit med underordnat eller accessoriskt inslag av opakmineral, kvarts och apatit.

Kemiska analyser av basiska metavulkaniter ges i tab. 1 nr 37-40.

De kalkslaggiga, spilitiska amfiboliterna har vid metamorfosen fått en del av karbonatet förskarnat. Förutom kalcit ingår därför i de slaggiga partierna olika skarnmineral, t.ex. klinopyroxen, epidot och prehnit. I skarnet är också plagioklasen genomgående anortitrik (bytownitisk), men har i stor utsträckning sekundärt omvandlats till epidot och sericit. Nära Kerstinsudde i Trehörningsjö (20J SV, 706800-165125) finns en förskarnad spilitisk bergart av detta slag. Mineralanalyser av klinopyroxen och plagioklas ges i tab. 2 nr 55-56. Det skall också nämnas att skarnmineral, främst klinopyroxen, också kan uppträda underordnat i amfiboliter som inte visar någon utpräglad kalk- eller skarnslirighet i fält och som därför inte betecknats som kalkslaggiga på berggrundskartan. Så finns t.ex. på Allstakullarna söder om Sundsvall (17H SO, 691560-157630) skarnmineralen klinopyroxen, anortitrik plagioklas, klinozoisit och titanit i anslutning till en mineralisering av magnetkis, svavelkis, kopparkis och grafit i amfibolit. (Se även sid. 287.)



Fig. 28. Veckad amfibolit i starkt migmatitiserad gråvackegnejs. Söder invid Gånsviken (17I NV, ca 69457-16151).

Folded amphibolite in strongly migmatized greywacke gneiss.

I västligaste Medelpad har på några ställen påträffats basiska metavulkaniter i vilka hornbländet p.g.a. den starka metamorfosen i området (högsta amfibolitfacies–granulitfacies) omvandlats till pyroxen. På Väster-Mullberget OSO om Linsjöbodarna (17F SV, 690990-147300) finns en skiktad sådan vulkanit som domineras av plagioklas (labrador, ca 56% An), och klinopyroxen med växlande halter av ortopyroxen och kvarts. Underordnat ingår vanligt hornblände som sekundärmineral bildat ur pyroxen, vidare biotit och oxider.

De basiska vulkaniterna har varit mer motståndskraftiga mot migmatitiseringen än de sedimentära bergarterna. Granitiska ådror är därför sällsynta i vulkaniter som bildar mäktigare lager i gråvackorna. Om de basiska vulkaniterna däremot endast bildar tunna bankar i gråvackorna (markerat med gröna streck på ljusblå botten på berggrundskartan) har de i många fall blivit genomdränkta med granitiskt material mobiliserat ur de senare. En kraftig deformation (sönderbrytning och veckning) karakteriserar också vulkaniterna när de ligger som amfibolitiska linser och skivor i de starkast migmatitomvandlade gråvackepartierna (fig. 28).

I den av Revsundsgraniten kontaktomvandlade berggrunden ingår underordnat basiska metavulkaniter. En sådan förekomst på Svarttjärnshöjden öster om Ramsele (19G NO, 704610-153940) består av ortopyroxen, uralitiskt hornblände, biotit och plagioklas (83% An) med underordnad klinopyroxen (se tab. 2 nr 57-60).

I den vackra hornfelsbreccian på Västerskär nära Skagsudde (19J SV, 2b) ingår bl.a. pyroxenrika xenoliter av basiska metavulkaniter. De utgörs av dominerande ortopyroxen och plagioklas (labrador) med mer underordnad "svampartad", mikropoikilitisk kvarts samt biotit och magnetit.

Särskilt i eller invid krosszoner har de basiska vulkaniterna blivit starkt omvandlade till mer lågtempererade mineralsällskap. Plagioklasens anortitkomponent har därvid brutits ned till epidot och sericit, varigenom mineralet albitiserats. Klorit har ersatt biotit och hornblände, medan titanit/leukoxen har bildats ur opakmineral (ilmenit).

SURA TILL INTERMEDIÄRA METAVULKANITER

Sura till intermediära, kiselsyrarika vulkaniter uppträder i länet ännu mer underordnat än de basiska. De bildar större, sammanhängande förekomster endast i västligaste Medelpad (17E NO, SO och 17F NV, SV) och vid Rocksjö öster om Junsele (20H SV, SO, 4e–f). Dessutom förekommer sådana bergarter i några områden som tunna inlagringar i gråvackor m.m.

På berggrundskartan har de sura och intermediära vulkaniterna markerats med gul färg. Gröna prickar anger en intermediär, ungefär dacitisk sammansättning, medan röda prickar markerar en porfyrtextur. Brungrå streckning betecknar skiktning.

I trakten av Rocksjö öster om Junsele finns sura, ryolitiska till dacitiska vulkaniter i ett område som domineras av lågmetamorfa skiffrar och gråvackor. Växellagring mellan skiffer och sura vulkaniter har konstaterats t.ex. sydväst om Degersjön (20H

SO, 707330-157780). Även tuffitiska övergångsled mellan de båda bergartstyperna förekommer.

Rocksjövulkaniterna är grå–gråvita till färgen, finkorniga eller täta och har en redan i fält tydligt framträdande porfyrtextur. Breccie- och flytstrukturer finns på en del lokaler, t.ex. NNO om gården Rocksjö (20H SO, 707220-157685). Skiffrigheten är föga framträdande p.g.a. att bergarterna oftast har låg glimmerhalt.

I mikroskop visar sig Rocksjövulkaniterna ha en mikrokristallin grundmassa i vilken en asktextur ibland kan skönjas. Kvartsen bildar i en del fall små "svampar" som innesluter övriga mineral (mikropoikilitisk textur). En tendens till sfärulitbildning har också noterats i enstaka prov. Strökornen består dels av tavelformade, stundom glomeroporfyriskt anhopade kristaller av fältspat, dels av rundade eller hypidiomorfa (med tendens till egen kristallform) korn av kvarts, ibland med korrosionsbukter fyllda av grundmassan. I ryolitiska vulkaniter uppträder två fältspater: en albit och en starkt pertitisk mikroklin. I dacitiska vulkaniter däremot finns tillsammans med kvarts bara en fältspat i strökornen, nämligen en plagioklas av oligoklas- eller andesinsammansättning. Genom att plagioklasen vid metamorfosen ibland albitiserats under bildning av epidot har en del ursprungliga daciter sekundärt överförts till ryoliter. Att klassifikationen på så vis ändras beror på att den baseras på befintliga mineral, varvid (ren) albit räknas till alkalifältspaterna.

Förutom den porfyriska texturen, som kan ses i praktiskt taget alla områdets vulkaniter, finns i några fall också rundade hålrumsfyllnader (mandlar) av framför allt kvarts och kalcit. Särskilt gäller detta de dacitiska vulkaniterna. Mandelförande metadaciter finns t.ex. nära Tärnickbodarna (20H SV, 707135-157180).

Grundmassans mineral är p.g.a. finkornigheten vanligen svåra att bestämma. I ryolitiska typer dominerar dock kvarts, mikroklin och albit, medan de mer dacitiska vulkaniterna har mest kvarts och albitrik plagioklas men mer underordnad mikroklin. Brungrön biotit ingår i daciterna som väsentligt eller underordnat mineral, i ryoliterna som underordnat. Små mängder sericit (muskovit), klorit och opakmineral ingår normalt också. Övriga underordnade eller accessoriska beståndsdelar är apatit, titanit/leukoxen, karbonat, zirkon och turmalin. I daciterna kan dessutom hornblände ingå sparsamt.

Kemiska analyser av Rocksjövulkaniter ges i tab. 1 nr 41, 42 och 44.

I kontakten mellan sura vulkaniter och skiffrar på Skravelåsen (20H SO, 707220-157825) har de förra omvandlats metasomatiskt till sericitkvartsitiska bergarter samtidigt som en sulfidmineralisering skett. Omvandlingsbergarterna och mineraliseringen behandlas utförligare på sid. 294.

En åldersbestämning med uran-blymetoden på zirkon från en metaryolit nära Skansen (samma som prov 42 i tab. 1) har gett 1874±6 miljoner år (Welin 1987).

De sura vulkaniterna i Haveröområdet i västligaste Medelpad är av två slag. Dels förekommer entydigt vulkaniska bildningar, i vilka ursprunget bl.a. framgår av en lokalt bevarad porfyrtextur. Dels finns också finkorniga bergarter med likartad sam-

mansättning, för vilka även ett intrusivt bildningssätt är tänkbart. De entydigt vulkaniska bergarterna finns främst på Hortesberget (17F SV, 2a-b, 3a) men även i en del mindre stråk, t.ex. på Rörmyrberget (17F SV, 2c).

På Hortesberget är de sura vulkaniterna rödgrå och finkorniga. De uppträder i en delvis flack struktur som sannolikt utgör en synklinal. I riktning mot lägre stratigrafiska nivåer blir ett inslag av sedimentärt material i form av glimmer- eller skarnmineral allt mer markant, samtidigt som färgen blir mer grå. Överbeteckningar för skiktning (brungrå streck) eller skarnslirighet (gröna spiriller) har därvid lagts på den gula färgen på berggrundskartan.

De bäst bevarade sura vulkaniterna finns söder om Hortesbergsbodarna (17F SV, ca 69165-14540), ungefär i mitten av vulkanitområdet. En porfyrtextur uppträder här allmänt. Strökornen består av plagioklas (oligoklas eller albit), kvarts och pertitisk mikroklin. Grundmassan, som är starkt rekristalliserad (granoblastisk), består liksom de jämnkorniga vulkaniterna mest av samma mineral som finns som strökorn på Hortesberget, med underordnat inslag av grönbrun biotit, opakmineral, klorit, epidot och muskovit. Bland opakmineralen är särskilt magnetiten betydelsefull, och den relativt höga halten av detta mineral leder till att de sura vulkaniterna framträder som positiva anomalier på de flygmagnetiska kartorna. Accessorier är titanit, apatit, ortit, zirkon, prehnit (sekundär efter biotit) samt någon gång sillimanit och turmalin. En kemisk analys ges i tab. 1 nr 43.

I stratigrafiskt lägre nivåer på Hortesberget förekommer skarnskiktade vulkaniter, som bildats genom kalkinblandning i tuffer. Skarnmineral är här främst blekgrönt hornblände och epidot. Plagioklasen kan också vara något anortitrikare än i de icke skarnförande vulkaniterna. På sådana nivåer har också vittring eller inblandning av sedimentärt material orsakat att halten av glimmer och/eller sillimanit blir betydande. Så är t.ex. fallet nära Storkullstjärnen (17F SV, 69131-14556). Ett 3–4 dm mäktigt, konglomeratliknande skikt innehåller här upp till 5 cm långa linser av muskovitomvandlad sillimanit, omgivna av en biotitrik bård. I granitiska sliror ingår även klarblå cordierit.

En del av berggrundskartans sura vulkaniter har ett oklart ursprung. Detta gäller stråken på Storklacken (17F SV, 1-2d) och Linsjöklacken (17F SV, 1e) öster om Havern och på Stormyrberget (17E NO, 7j) och Svarttjärnknulen (17F NV, 6-7a) norr om Överturingen. En lämplig benämning är vulkaniter av Storklackentyp. Dessa utgörs av rödgrå, tämligen homogena, finkorniga, glimmerfattiga gnejser utan relikt porfyrtextur. De domineras av kvarts, pertitisk mikroklin och plagioklas (albit eller oligoklas med ca 0–15% An). I en del prov kan albit dominera helt, och både kvarts och mikroklin förekommer då betydligt mer underordnat (tab. 1 nr 45) eller saknas, vilket kan bero på sekundära albitiseringsprocesser (natronmetasomatos). Som underordnade eller accessoriska beståndsdelar ingår titanit, opakmineral (mest magnetit), vanligt hornblände, aktinolit, klinopyroxen, apatit, epidot (ibland manganhaltig) och brungrön biotit.

Kemiska analyser av vulkaniter av Storklackentyp ges i tab. 1 nr 45 och 46.

Vulkaniter av Storklackentyp påträffas även i gnejsgraniterna söder om Malsjön (17F SO, 2f). Stråket framträder genom sin relativt höga magnetithalt tydligt på flygmagnetiska kartor. Det har med ledning härav markerats schematiskt med gula "linser" på berggrundskartan.

Relationerna mellan vulkaniterna av Storklackentyp och områdets gnejsgraniter är oklara. I stråket söder om Malsjön förefaller dock vulkaniterna bilda inneslutningar i gnejsgraniten och skulle därmed vara äldre än denna. Det kan emellertid inte uteslutas att de som vulkaniter betecknade bergarterna av Storklackentyp i själva verket är intrusiva i sin omgivning. De kan då antingen vara subvulkaniska, sena intrusioner av samma magma som gett vulkaniterna på Hortesberget eller en sent kristalliserad fas av gnejsgranitmagmorna.

Förutom i ovannämnda fall finns beteckningen för sura metavulkaniter på ett flertal ställen på länskartan. Utbredningen är dock mer begränsad än i västra Medelpad och Rocksjö, och ursprunget i en del fall dessutom oklart. Sistnämnda gäller t.ex. stråket öster om Gottne (19I NO, 7g). Möjligen kan det här röra sig om nedkrossade och därefter rekristalliserade granitiska bergarter. Sammansättningen och kornigheten är de för sura vulkaniter normala. Kvarts, plagioklas (oligoklas) och mikroklin utgör huvudbeståndsdelar, medan biotit och muskovit är mer underordnade. Bergarten är jämnkornig och finkornig.

Stråket väster om Björna (20I SV, SO, 0-le-f) innehåller en porfyrisk metadacit med finkornig grundmassa. Strökornen, som blir upp till halvcentimerstora, består mest av plagioklas (andesin med ca 30–40% An), men underordnat även av kvarts. Grundmassan består mest av plagioklas (något anortitfattigare än strökornen), kvarts och biotit med underordnad muskovit/sericit och titanit. Accessorier är mikroklin, opakmineral, apatit, epidot och kalcit, sistnämnda två sekundära efter plagioklas.

På Hemliden nordväst om Trehörningsjö (20I SO, 707070-164920), nära kontakten till Revsundsgraniten, finns en mindre förekomst av metadacit, som inte markerats på berggrundskartan. Bergarten, som uppträder i växellagring med sedimentgnejs och amfibolit, är porfyrisk, med strökorn upp till en halv centimeter i diameter av plagioklas (andesin-labrador med ca 45–60% An) i en grundmassa av något albitrikare plagioklas, biotit, cummingtonit och kvarts. Underordnat ingår opakmineral (magnetit), vanligt hornblände (i hopväxning med cummingtonit) och accessoriskt apatit, zirkon och ortit.

I ett större amfibolitstråk nära Binböle väster om Nordingrå (18I NV, 6e) finns en tunn horisont av kvarts-fältspatporfyrisk sur metavulkanit inlagrad tillsammans med kvartsit (sid. 42). Stratigrafin är här: (underst) amfibolit – sur metavulkanit (4 m) – grafitrikt skikt (1 m) – amfibolit (15 m) – kvartsit (3–5 m) – amfibolit (överst). Den sura metavulkaniten har millimeterstora strökorn av kvarts, albitrik plagioklas och mikroklinpertit i en mikrokristallin grundmassa av mikroklin, kvarts och albit med underordnad biotit (med sekundär klorit) och muskovit. Accessorier är zirkon, apatit,

opakmineral, epidot och prehnit (bildad ur biotit).

Väster om Sollefteå (19H SV, 1d-e) har några små förekomster av sura vulkaniter markerats på berggrundskartan. De utgör inlagringar i gråvackorna och är snarlika porfyren vid Binböle.

PRIMOROGENA INTRUSIVBERGARTER

Länets intrusivbergarter indelas, liksom för övrigt alla djupbergarter i den svekokarelska orogena zonen, med hänsyn till sin ställning relativt veckningens och regionalmetamorfosens kulmen, som inträffade för ca 1825–1850 miljoner år sedan. Primorogena (= tidigorogena) intrusivbergarter är äldre än veckningen och är därför metamorfa och i stor utsträckning förgnejsade. Serorogena (= senorogena) bergarter är bildade i veckningens slutskede och har därför endast i begränsad utsträckning förgnejsats. Postorogena bergarter är yngre än veckningen och är sålunda i princip odeformerade (icke förgnejsade), men kan i vissa fall ha drabbats av förskiffring, främst i en del rörelsezoner. Anorogena bergarter är praktiskt taget helt massformiga och har endast deformerats genom blockrörelser (förkastningar). De fyra nämnda grupperna av intrusivbergarter har p.g.a. olikheterna i ålder och geologisk historia fått olika mekaniska egenskaper och olika sprickmönster, vilket har betydande praktiska konsekvenser, bl.a. för bergarternas vattenföring. De skiljer sig också genom att de gett upphov till olika typer av koncentrationer av malm- och industrimineral. Se sid. 283 ff.

De äldsta av de primorogena intrusivbergarterna i Västernorrland utgörs av gabbror, dioriter och ultramafiter. De betecknas på berggrundskartan med mörkgrön bottenfärg och svarta prickar. Intrusionerna skedde genom att kiselsyrafattiga magmor från jordens mantel trängde in i de sedimentära och vulkaniska bergarterna.

Något yngre än de nämnda basiska djupbergarterna är de stora volymer av likaledes primorogena tonaliter, granodioriter och graniter som sammanfattas under benämningen äldsta granitoider (= granitartade bergarter), urgraniter eller gnejsgraniter. Sistnämnda term används ofta, även om gnejsigheten är föga framträdande. De äldsta granitoiderna har markerats med brun färg på berggrundskartan, med överbeteckningar för olika sammansättningar och strukturer (se nedan).

Gabbror, dioriter, ultramafiter, tonaliter, granodioriter och graniter utgör således länets primorogena intrusivbergarter. De magmor som bildade dessa djupbergarter trängde in i ett tidigt skede av den svekokarelska orogenesen, när ytbergarterna ännu inte deformerats i någon större utsträckning. Klart är dock, att själva intrusionerna av särskilt de granitoida djupbergarterna måste ha vållat betydande störningar i ytbergarterna (jfr sid. 322). De stora deformationsfaserna och kulmen på den regionala metamorfosen inträffade dock i tiden efter de primorogena intrusiven, vilket framgår av att de senare veckats, förgnejsats och delvis migmatitiserats tillsammans med ytbergarterna. Detta skiljer som nämnts de primorogena intrusivbergarterna från djupbergarter

som trängt in i jordskorpan i de serorogena, postorogena och anorogena skedena under eller efter den svekokarelska orogenesens slutfas.

En uran-blydatering på zirkon från en primorogen tonalit söder om Sollefteå (19H SV, 700350-157320) har gett 1877±6 miljoner år (Claesson och Lundqvist 1990).

GABBRO, DIORIT, ULTRAMAFIT

Som nämnts utgör gabbro, diorit och ultramafit de äldsta av de primorogena intrusivbergarterna. Normalt är ultramafiten det allra äldsta ledet. Den följs av gabbro, som är vanligast, och något senare av diorit. Alla tre bergarterna, som inte särskiljts på berggrundskartan, är intimt associerade med varandra och är även via kvartsdioritiska övergångsled knutna till de primorogena tonaliterna och granodioriterna (sid. 73).

Det största primorogena gabbromassivet på kartan finns i Hoting-Rösträområdet (Rösträ tidigare stavat Rörsträ) i norra Ångermanland (21G SV och SO). Ett likartat men mindre massiv ligger nära Kläppsjö öster om Junsele (20H SV, 2-3d-e). I omgivningarna till Kläppsjögabbron finns ytterligare ett antal små gabbrokroppar.

Ett annat område där gabbro, diorit och ultramafit är relativt vanliga ligger kring Norafjärden och på Hemsön m.fl. öar i Ångermanälvens utlopp (18I SV). Små, isolerat uppträdande massiv finns dessutom på flera andra håll i länet. De minsta förekomsterna består av ca kubikmeterstora inneslutningar i starkt migmatitiserade gråvackor. De utgörs av allt att döma av bitar av större massiv eller av gångar, som vid migmatitiseringsprocesserna blivit starkt sönderbrutna. På berggrundskartan har sådana mindre gabbroförekomster slagits ihop med amfiboliter (metabasalter) och betecknats med mörkgröna streck.

I omgivningarna till gabbromassiven norr om Härnösand (18I SV) finns dessutom i välbevarade gråvackor amfibolitgångar som kan utgöra gångformade utlöpare från massiven (sid. 198).

Länets gabbror, ultramafiter och dioriter är vanligen grönsvarta eller gråsvarta, medel- eller grovt medelkorniga bergarter. Någon gång kan plagioklasströkorn uppträda, som t.ex. vid Ysjön (20H SV, 0d). Sliror av mycket grov gabbropegmatit har iakttagits på flera ställen. Gnejsigheten är normalt föga framträdande. Eftersom gabbrorna breccierats av de äldsta granitoiderna är de uppenbarligen äldre än veckningens huvudfaser, och man skulle därför kanske förvänta sig att de deformerats mer påtagligt. På grund av sin kornighet och mineralsammansättning (hornblände är det dominerande mörka mineralet) har gabbrorna dock sådana mekaniska egenskaper att de uppenbarligen varit relativt svåra att förgnejsa.

De dominerande mineralen i gabbrorna är plagioklas (vanligen labrador eller bytownit med ca 50–75% An) och vanligt hornblände, vars aggregattextur visar att det till stor del torde vara sekundärt bildat efter pyroxen (uralitiskt hornblände). Relikter

av pyroxen (både klino- och ortopyroxen), ibland även av olivin, anträffas i växlande halter och med växlande, ibland obefintlig omvandling i särskilt de stora gabbromassiven (Hoting-Rööström- och Kläppsjömassiven, se nedan), men även i en del mindre massiv, t.ex. nordväst om Omsjö (20H SV, 0e) och vid Ysjön (20H SV, 0d, se tab. 1 nr 49). Jfr dock sid. 72.

I underordnad eller accessorisk mängd uppträder följande mineral i gabbrorna: biotit, magnetkis, ilmenit, magnetit, apatit, kvarts och mikroklin. Ilmenit finns i halter kring 5% i en gabbro på Gårdberget söder om Ysjön (20H SV, 705315-156535). Serpentin är en omvandlingsprodukt av olivin. Andra sekundärmaterial är klorit, karbonat, leukoxen och prehnit. Plagioklasen visar sericit-epidotomvandling av växlande styrka. Vid denna omvandling har sammansättningen också förskjutits åt albithållet.

Ultramafiter (med mindre än 10% ljusa mineral) uppträder på en del ställen som underordnade partier i gabbro och ofta med gradvisa övergångar mot denna. Enstaka små massiv finns dock, som enbart består av ultramafit, t.ex. vid Brocksjövallen sydväst om Hoting (21G SV, 710710-150750).

Ultramafiterna domineras helt av grönsvart hornblände, ibland åtföljt av cummingtonit. Underordnat eller accessoriskt ingår mer eller mindre starkt sericit-epidotomvandlad plagioklas (med labrador), biotit-flogopit, opakmineral, klorit, apatit, prehnit m.m. I en ultramafit sydväst om Resele (19H SV, ca 7021–1558) har scheelit påträffats (sid. 291).

Kemisk analys av en ultramafit ges i tab. 1 nr 47. I sammanhanget skall också nämnas, att på Hemsön invid Lungösundet (18I SV, 695330-161420) förekommer en (ultrabasisk) ultramafit med 39,1% SiO_2, 13,4% Fe_2O_3 (totaljärn) och 33,0% MgO (Gunnar Nilsson, SGU, muntligt meddelande 1986).

I vissa ultramafiter ingår relikt olivin (serpentinomvandlad) och augit, sistnämnda som rester i hornbländet. Väster om Bergeforsen (17H NO, 693520-157550) uppträder olivin (serpentinomvandlad) i en mindre ultramafitförekomst i migmatitmiljö. Möjligen är olivinen i detta fall sekundär, d.v.s. bildad under regionalmetamorfosen. I övrigt består bergarten här av blekgrönt hornblände och cummingtonit, med underordnat uppträdande antofyllit, flogopit, klorit och opakmineral. I en västlig utlöpare av denna ultramafit, som bildar brottstycken i serorogen pegmatit vid Lagmansören (17H NV, 693565-157335), förekommer partier av grov gabbropegmatit innehållande decimeterlånga hornbländekristaller. Dessa hornblänlden är av allt att döma primära.

Gabbrorna övergår också gradvis i ljusare och mer kiselsyrarika dioriter, i vilka plagioklasens anortithalt definitionsmässigt ligger under 50%. Halten av mörka mineral i dioriterna är normalt lägre än i gabbrorna. Dioriterna består annars av ungefär samma mineral som dessa. Huvudmineral och väsentliga mineral är plagioklas (andesin med ca 40–50% An), vanligt hornblände och biotit. Underordnat eller accessoriskt ingår opakmineral, apatit, sericit och epidot (ur plagioklas) prehnit (ur biotit), apatit och titanit. Någon gång kan spridda korn av kvarts och mikroklin iakttas.

Hoting-Röströmmassivet har tidigare beskrivts av Åhman (1967). Det är länskartans största gabbromassiv, med en diameter på ca 11 km och en nord–sydlig, milslång förlängning mot söder. Åhman visade att massivet är äldre än traktens gnejsgranit eller biotitgranit (= primorogen tonalit – granodiorit) och därför inte tillhör de rapakiviassocierade gabbrorna som översiktskartan över Sveriges berggrund visar (Magnusson m.fl. 1962 och 1958). Arbetena för länskartan har bekräftat Åhmans slutsats, genom att brottstycken av gabbroartade bergarter påträffats i traktens tonalitergranodioriter (t.ex. Röströmssjön, 21G SV, 711950-152410) och genom att sistnämnda bergarter förefaller bilda gångar i gabbron (på Kilvamsklippen, 21G SO, 711830-152540). Av berggrundskartan framgår också att gabbromassivet klyvs av ett granodiorit–tonalitstråk som från trakten av Rensjön (21G, 3f) stryker mot nordväst till Rensjön (21G, 3e). Vissa iakttagelser kan dock tyda på att gabbron intruderat ungefär samtidigt med de äldsta granitoiderna.

Hoting-Röströmgabbron genomslås av ett stort antal gråvita granit- och pegmatitgångar. Dessa hör sannolikt till den serorogena graniten (Härnögraniten) och dess pegmatiter, men kan i princip delvis också tänkas vara äldre och ha uppkommit genom att gabbromagman smält upp omgivande berggrund. Det smälta materialet skulle sedan ha intruderat i sprickor i den redan stelnade gabbron, som genom sin obenägenhet att deformeras också skulle ha skyddat gångarna från senare förgnejsning.

I Hoting-Röströmgabbron förekommer magmatisk (eruptiv) lagring på många lokaler. Den framträder som en rytmisk växellagring mellan ljusare och mörkare skikt (fig. 29). I en del fall kan även en tydlig plagioklaslaminering iakttas, genom att de tavelformade kristallerna ligger orienterade konformt med den eruptiva lagringen. Mätningar av lagringens och lamineringens strykning och stupning redovisas på strukturgeologiska kartan och i urval på berggrundskartan. De visar att stupningarna är flacka till medelbranta in mot gabbromassivets centrum, d.v.s. de bildar en skålformad struktur.

Preliminära beräkningar baserade på magnetiska data ger följande information om Hoting-Röströmgabbrons tredimensionella uppbyggnad (Leif Kero, SGU, muntligt meddelande 1989). Den nordligare, rundade huvuddelen av massivet är i söder ca 2–4 km tjock. I norr förefaller gabbron tunnare. Den södra kontakten av massivets huvuddel stupar ca 40°–70° mot sydost, medan den västra (norr om Hoting) har östlig stupning.

Mineralogiskt domineras Hoting-Röströmgabbron av plagioklas, som vanligen är en labrador med 50–70% An. Undantagsvis är plagioklasen en andesin med anortithalter ned mot 40%, varvid gabbron övergår i diorit (jfr Wikström 1981). I flera fall är plagioklasen rik på nålformade, opaka till halvopaka inneslutningar, troligen av titanmineral av typen ilmenit och rutil. Väsentliga eller underordnade mineral är vanligen ortopyroxen, klinopyroxen, uralitisk amfibol (hornblände och cummingtonit) och biotit, i vissa fall också olivin. Opakmineral (magnetit och ilmenit) uppträder underordnat eller accessoriskt, liksom sericit och epidot (sekundära efter plagioklas). Kvarts

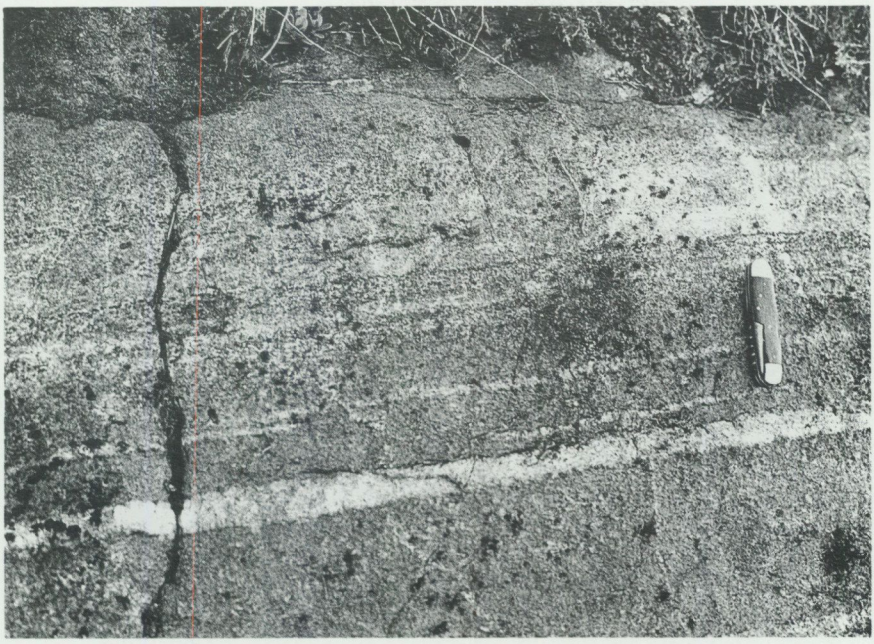


Fig. 29. Lagring i Hoting-Röströmgabbron. Strax norr om Valpsundstjärnen (21G SO, 711495-152540).
Layering in the Hoting-Röström gabbro.

och kalifältspat kan ingå i låga halter, sistnämnda delvis som antipertitiska sammanväxningar med plagioklas. Klorit och prehnit bildar omvandlingsprodukter ur biotit. Accessorier är apatit, karbonat m.m.

Olivinen visar ibland omvandling till ortopyroxen eller till sekundärmineral av typ serpentin, opakmineral, flogopit, talk, iddingsit eller blekgrönt hornblände.

Ortopyroxen och klinopyroxen bildar dels självständiga korn, men kan dels också vara hopvuxna med varandra som lameller eller i mer oregelbundet formade, orienterade sammanväxningar. I vissa gabbrotyper, t.ex. vid Jämmervattnet (21G SV, 711360-152045) och nordväst om Rensjön (21G SO, 711670-152605 och 711520-152510), förekommer klinopyroxen som upp till mellan 5 och 10 cm långa, i hällytan spegllande kristaller, som poikilitiskt eller ofitiskt innesluter plagioklas m.fl. mineral (fig. 30). Se analys, tab. 2 nr 94.

Pyroxenerna visar en omvandling av växlande styrka till uralitisk amfibol, som uppträder i filtartade kristallaggregat. I desa är kantzonen ofta grönsvart eller grön, medan de centrala partierna är blekgröna. I mikroskop visar sig kantzonen bestå av vanligt hornblände, som mot mitten får svagare absorption och delvis ersätts av cummingtonit (se tab. 2 nr 72, 73).



Fig. 30. Fläckar av poikilitisk klinopyroxen i Hoting-Rösströmgabbron. 500 m nordväst om Valpsundstjärnen (21G SO, 711520-152515).
Spots of poikilitic clinopyroxene in the Hoting-Röström gabbro.

Vissa gabbrotyper är relativt rika på plagioklas och utgör anortositiska gabbror eller t.o.m. gabbroanortositer med Turner och Verhoogens (1960) klassifikation. Exempel på sistnämnda är bergarten i tab. 1 nr 55, som har drygt 90% normativ plagioklas. De plagioklasrika gabbrovarieteterna har plagioklas av sammansättningen 65–70% An som huvudmineral, medan väsentliga eller underordnade mineral är uralitiskt hornblände med rester av klinopyroxen samt opakmineral, biotit och sekundärmineral som klorit, epidot, sericit och prehnit.

Kemiska analyser av gabbror i Hoting-Rösströmmassivet ges i tab. 1 nr 50-56, och mineralanalyser av olivin, pyroxener och amfiboler i tab. 2 nr 61-94.

Ultramafiska led är relativt sällsynta i Hoting-Rösströmgabbron. Sådana bergarter finns dock som partier i den normala gabbron vid Hotingsjödammen (21G, 71059-15220), enligt muntligt meddelande från Gunnar Nilsson, SGU, 1986.

Hoting-Rösströmgabbron är vanligen medelkornig eller grovt medelkornig, mer sällan finkornig. Mycket grovkorniga, gabbropegmatitiska varieteter (fig. 31) uppträder här och där, t.ex. väster om Hotingsån (21G SV, 710360-152065). I sådana varieteter ingår samma mineral som i den normala gabbron. Olivin har dock inte observerats, och de sekundära omvandlingsmineralen (sericit, epidot, klorit, prehnit och karbonat) förefaller uppträda rikligare än i den medelkorniga gabbron.

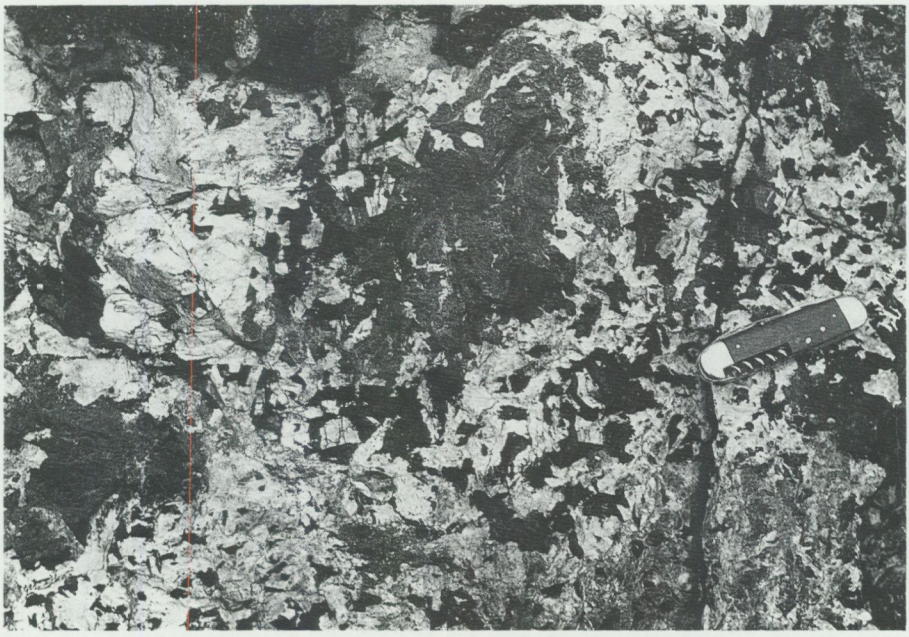


Fig. 31. Gabbropegmatit i Hoting-Röströmgabbron. Söder om Kvarnsjön (21G SO, 711545-152095).
Gabbro pegmatite in the Hoting-Röström gabbro.

I Hoting-Röströmgabbron förekommer, liksom i diabastäckena och i Nordingrågabbron, sparsamma, tunna gångar av albititisk sammansättning. Albit är här det helt dominerande mineralet, och åtföljs av små mängder apatit, opakmineral, leukoxen och sericit.

Nära Kläppsjö öster om Junsele finns som nämnts ett gabbromassiv, som är av samma typ som Hoting-Röströmgabbron. Det är dock mindre, och har en areal av ca 4 x 7 km. Gabbron är medel- till grovkornig, och visar på flera lokaler en magmatisk (eruptiv) lagring, som är nordväst–sydostlig till nord–sydlig, men som till skillnad från lagringen i Hoting-Röströmmassivet är brant. Enligt Göte Persson, NSG, Stockholm (muntligt meddelande 1989) förekommer rytmisk lagring särskilt i den sydvästra halvan av Kläppsjömassivet. Amfibolitiska gångar, som kan uppfattas som apofyser från massivet, finns i omgivningen, t.ex. sydost om Kläppsjö (20H SV, 706160-157340).

Kläppsjögabbron har plagioklas (labrador med 50–65% An) som huvudmineral. Nålformade små inneslutningar av rutil(?) finns även här (jfr sid. 138). I väsentlig mängd ingår uralitisk amfibol, till stor del i kristallaggregat av samma slag som i Hoting-Röströmgabbron. Kanterna av dessa aggregat består av vanligt hornblände (tab. 2 nr 98). I centralpartierna ingår, förutom blekgrönt hornblände, cummingtonit

(tab. 2 nr 99). Även ett brunaktigt, möjligen primärt hornblände kan förekomma i Kläppsjömassivet (tab. 2 nr 97). Relikt klinopyroxen och järnrik olivin har iakttagits i en del prover, t.ex. från en vägskärning nordväst om Kläppsjö (20H SV, 706695-156910; se tab. 1 nr 48 och tab. 2 nr 95 och 96; jfr även tab. 2 nr 100 och 101). I klinopyroxenen finns mycket tunna lameller av trolig ortopyroxen. Mer underordnat ingår biotit, opakmineral och apatit, ibland även almandingranat (tab. 2 nr 103) och ortopyroxen(?). Sekundärmineral är sericit, epidot, leukoxen och klorit.

Av tillgängliga analyser framgår att Kläppsjögabbrons norra delar representerar ett förhållandevis framskridet kristallisationsstadium (med högt järn : magnesiumförhållande).

Även i Kläppsjömassivet finns anortositiska gabbrovarieteter, av lokala block på Långnäsberget (20H SV, 706500-156830) att döma. Sammansättningen är densamma som beskrivits ovan för Hoting-Röströmmassivet. Också ultramafiska kumulat (kristallansamlingar) har påträffats på Långnäsberget (20H SV, bl.a. 706565-156630). De består mest av uralitiskt hornblände (med cummingtonit), som bildar en filtartad massa. Vidare ingår klorit och magnetkis. I andra ultramafiska (olivin-pyroxenrika) partier av kumulattyp ingår små mängder magnetkis, pentlandit och arsenider samt oxidmineralen kromit, magnetit och ilmenit (Göte Persson, NSG, muntligt meddelande 1989).

Gabbror, dioriter och ultramafiter har i vissa fall kontaktomvandlats invid post- och anorogena massiv. Även om bildningssättet inte alltid är helt klart, och möjligheten att det rör sig om relikta, magmatiskt bildade mineral inte kan uteslutas, kan följande exempel ges: Söder om Betåsen (19H NV, 704850-155060) uppträder både klino- och ortopyroxen av sannolikt kontaktmetamorft ursprung i en diorit inte långt från kontakten mot Revsundsgraniten. På Valasjöberget SSV om Ramsele (19G NO, 704070-152925) finns en ultramafit i kontaktaureolen till samma granit. Blekgrönt hornblände utgör huvudmineral, medan olivin är en väsentlig beståndsdel. Underordnat ingår grön spinell och ortopyroxen, och accessoriskt plagioklas (labrador), serpentin, opakmineral och kvarts. För mineralanalyser se tab. 2 nr 104-107. I varje fall spinellen torde vara kontaktmetamorf, eventuellt även olivin och ortopyroxen. Söder om Holmebodarna (19G NO, 704870-152975) innehåller en ultramafit i Revsundsgranitens kontaktaureol vanligt hornblände, klorit och klinopyroxen (augit), med underordnad biotit. Ett kontaktmetamorft ursprung för pyroxenen kan inte uteslutas. Samma gäller den tidigare (sid. 66) omnämnda förekomsten av orto- och klinopyroxen i en gabbro vid Ysjön.

Invid Turingendiabasen öster om Örasjön (17E NO, 694165-144910) uppträder både klino- och ortopyroxen i en (ultramafisk) gabbro. Även här är ett kontaktmetamorft ursprung möjligt.

Vid E4 på Skuleskogen (19I SO, 70025-16295) finns olivin och klinopyroxen, möjligen även ortopyroxen, i en ultramafit som domineras av blekgrön eller blekbrun amfibol. Läget invid Nordingråmassivets gabbro och granit tyder på att pyroxen och olivin kan vara kontaktmetamorfa mineral.

TONALIT, GRANODIORIT OCH GRANIT (URGRANITER, GNEJSGRANITER)

De äldsta granitoiderna, d.v.s. djuperuptiven av tonalitisk, granodioritisk eller granitisk sammansättning, finns som större eller mindre massiv över hela länskartans område. De största områdena med sådana bergarter påträffas i mellersta och södra Medelpad, där granitoiderna delvis är starkt uppblandade med gråvacke- och argillitgnejser. Granodioriter och tonaliter utgör de vanligaste hithörande intrusiven i huvuddelen av länet, medan graniter dominerar i södra delarna av Medelpad. Alla tre bergartstyperna markeras med brun bottenfärg på berggrundskartan. Mörka tonaliter urskiljs med mörkgrön finprickning, granodioriter till ljusa tonaliter saknar prickning, och graniter till ljusa granodioriter är svartprickade. Att indelningen på kartan inte strikt följer den petrografiska indelningen i granit, granodiorit och tonalit beror på att en sådan klassifikation i de flesta fall kräver bestämning av plagioklas : mikroklinförhållandet i slipprov. Vid en översiktskartering av det aktuella slaget är det dock omöjligt att genomföra provtagning och slipprovsundersökningar av den omfattningen. Man är i stället hänvisad till att göra en indelning i fält, som främst baseras på proportionerna mellan mörka och ljusa mineral, d.v.s. man urskiljer saliska, intermediära och femiska granitoider. Det har dock visat sig vid slipprovsundersökningar att fältklassificerade intermediära granitoider inte bara omfattar granodioriter utan även relativt ljusa tonaliter, liksom saliska granitoider visat sig bestå av både graniter och förhållandevis ljusa granodioriter.

Fig. 32 visar den normativa mineralsammansättningen enligt den s.k. Rittmann-normen (Rittmann 1973), baserad på kemiska analyser av länets primorogena tonaliter, granodioriter och graniter. De normativa halterna av kvarts, alkalifältspat och plagioklas har avsatts i ett diagram enligt Streckeisen (1976). Det är att märka att en sådan normberäkning endast ger en approximation av den verkliga (modala) mineralsammansättningen. Därigenom kan vissa skillnader i klassifikationen uppstå, vilket exemplifieras av analys 65 i tab. 1. Bergarten är en tonalit enligt mikroskopisk bestämning av de ingående mineralen och deras halter, medan Rittmann-normen ger en granodioritisk sammansättning.

Ett iögonfallande strukturdrag hos särskilt granodioriter, men ibland även graniter, är förekomsten av mikroklinögon (megakrister), som betecknats med grova röda prickar på berggrundskartan. I volymhänseende utgör ögonen ca 1–25% av bergarten. Storleken på ögonen är normalt 1–5 cm, men kan undantagsvis nå 10 cm.

Ursprungligen har mikroklinögonen sannolikt börjat växa som strökorn i en magma. De har fortsatt att växa även sedan graniten till större delen kristalliserat, och har därvid i kantzonerna kommit att innesluta andra mineral. Vid stark deformation har ögonen blivit utvalsade (fig. 33), i extremfall till åderliknande strukturer. Eftersom deformationen åtföljts av en rekristallisation i regionalmetamorfosens slutfas, har ögonen i många fall ombildats och vuxit sekundärt i form av rektangulära eller rundade kristaller som övertvärar skiffrigheten. Detta är anledningen till att man ofta

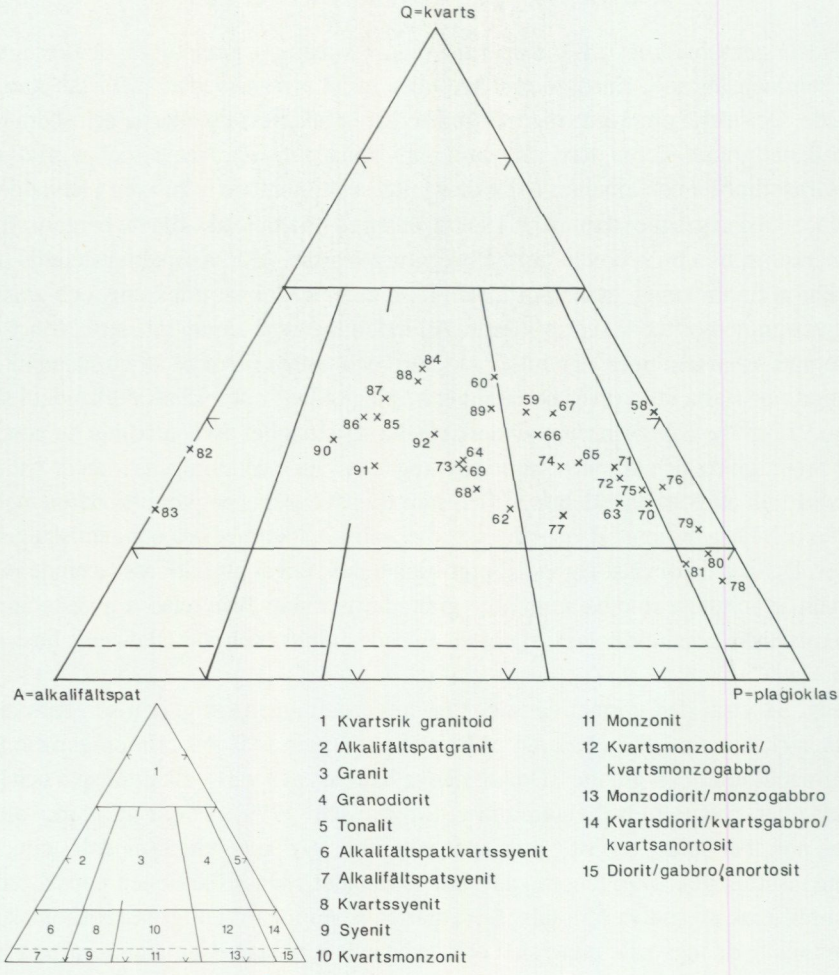


Fig. 32. QAP (kvarts–alkalifältspat–plagioklas)-diagram enligt Streckeisen (1976) över primorogena tonaliter, granodioriter och graniter. Mineralsammansättningen har beräknats ur kemiska analyser (tab. 1) med dataprogram för den s.k. Rittmann-normen, varianten *"wet plutonic"* (Rittmann 1973). För nr 77 har dock medeltalet för *"wet plutonic"* och *"dry plutonic"* avsatts i diagrammet. Numrering som i tab. 1.

QAP diagram (Streckeisen 1976) of primorogenic tonalites, granodiorites and granites. Compositions calculated from chemical analyses (Tab. 1) according to the Rittmann "wet plutonic" norm (Rittmann 1973). For no. 77 the mean of the "wet plutonic" and "dry plutonic" norms has been plotted. Numbers as in Tab. 1.

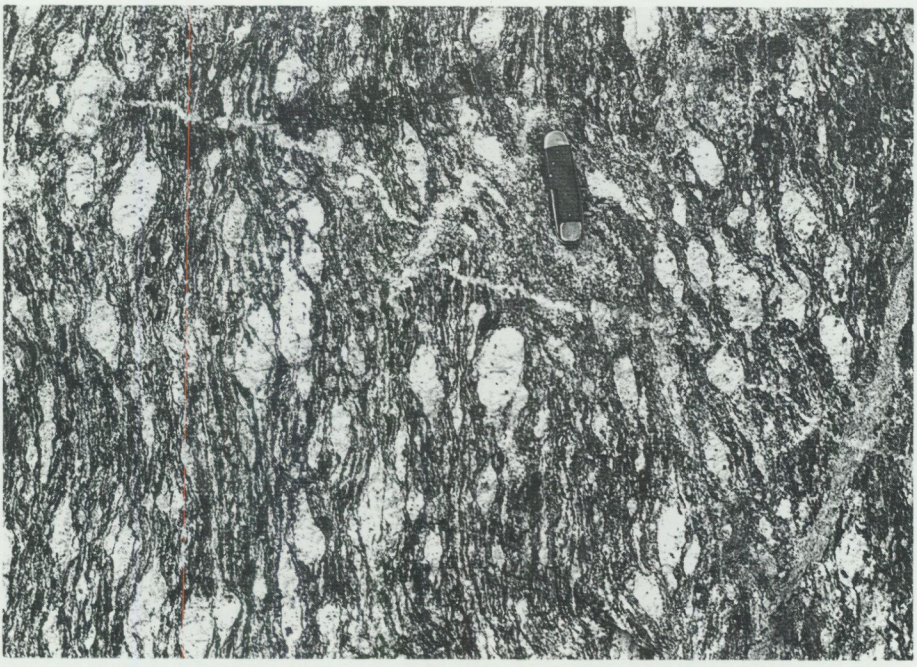


Fig. 33. Gnejsig ögonförande primorogen granodiorit. Vid E75, Tälje, nära Borgsjö (17G NV, 693800-150325).

Gneissose primorogenic granodiorite with deformed microcline megacrysts.

kan se både deformerade och odeformerade ögon sida vid sida i en hällyta. Jfr även nedan, sid. 76.

De äldsta granitoiderna är generellt intrusiva i ytbergarterna (gråvackor m.m.), vilket framgår av att de allmänt innehåller brottstycken och större skivor av de senare. Även brottstycken av äldre intrusivbergarter förekommer, främst av gabbro, diorit och ultramafit, men även av tidigare (mer basiska) led av granitoiderna själva. Kontaktförtätning eller porfyrisk randfacies mot den äldre berggrunden kan normalt inte iakttas, vilket sannolikt främst beror på att sådana drag utplånats vid den efterföljande regionalmetamorfosen. I en del fall, t.ex. på Ön söder om Haverö (17F, 2-3c) och kring Gammtratten och Björnstegen väster om Remmarn (20I NV, 6-7c-d), finns dock fint medel- till finkorniga granitoider som kan utgöra relikta partier av kylda kontaktzoner. De har markerats med röd finprickning på berggrundskartan. I enstaka fall, t.ex. på Aspeåkullen (19H NO, 703425-158500) har iakttagits gångar av plagioklasporfyritisk tonalit i välbevarade gråvackor. Gångarna är sannolikt att betrakta som apofyser från djupare belägna massiv av likartad sammansättning.

Eftersom de äldsta granitoiderna trängt in i berggrunden före de stora veckningsfaserna och regionalmetamorfosens kulmen har de i princip undergått samma omvandlingar som gråvackorna. De är därför i stor utsträckning förgnejsade, även om gnejsig-

hetens styrka i hög grad varierar. Särskilt i större massiv kan gnejsstrukturen vara föga framträdande, vilket kan bero på att sådana massiv fungerat som resistensblock under veckningen och därför inte blivit strukturellt genomarbetade. I vissa fall kan frånvaron av gnejsighet tillskrivas en sekundär rekristallisation intill yngre (post- eller anorogena) granitmassiv. Exempel utgör ögongraniten på Skagsudde (19J SV, 2c; se fig. 34), som rekristalliserats (och möjligen delvis mobiliserats) genom inverkan av Nordingrågranitens magma (se Lundqvist 1973). Intill Revsundsgraniten finns på många ställen ögonförande granodioriter som på liknande sätt sannolikt har omkristalliserats och därvid fått ett mer massformigt, Revsundsgranitliknande utseende. Exempel är granodioriter vid Kilforsens kraftstation (19G NO, 9i, 20G NO, 0i-j), på flera ställen på de södra Björnabladen (20I SV, SO) och norr till nordväst om Byberget (17F NV, 6c, 7d-e, 8e). En sådan sekundär rekristallisation till mer massformig struktur har markerats med röda regellöst orienterade likhetstecken på berggrundskartan. Bergarter av detta slag kan ofta vara mycket svåra att skilja från Revsundsgraniten, ett problem som f.ö. gäller många likartade granitkontakter i Sverige. Olikheter-

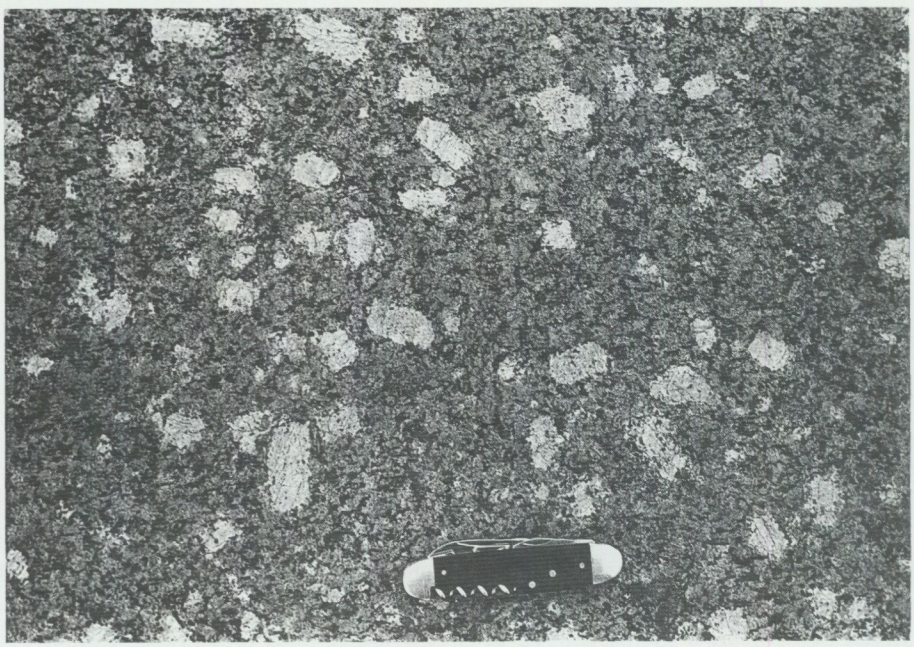


Fig. 34. Massformig primorogen granodiorit med ögon av kalifältspat. Den massformiga strukturen har här tolkats som sekundär, uppkommen genom rekristallisation intill Nordingrågraniten av den tidigare skiffriga grundmassan och av ögonen (Lundqvist 1973). Skagsudde (19J SV, 701260-166170).

Primorogenic granodiorite with megacrysts of K-feldspar. The massive structure has here been interpreted to be secondary and to have formed by recrystallization of a gneissose, augen-bearing granodiorite, caused by the intrusion of the Nordingrå granite.

na mot Revsundsgraniten består främst i att ögonen är mer ojämnt fördelade i de äldre granodioriterna, och här också har en tendens till att öka i frekvens invid gnejsinneslutningar eller längs strukturella svaghetszoner. I de äldsta granitoiderna saknas dessutom de i Revsundsgraniten allmänt förekommande ljusa granitbrottstyckena (jfr sid. 108).

Nämnda övergångstyper mellan Revsundsgranit och primorogen granodiorit kan i en del fall också ha orsakats av deformationer i ett tidigt bildat "skal" av Revsundsgranit. Deformationerna är då en följd av rörelser i de ännu flytande delarna av Revsundsmagman (jfr t.ex. Wikström 1984 och Wikström och Aaro 1986).

I migmatitområdena har de äldsta granitoiderna ofta överförts i pegmatit-aplitgranitsliriga eller starkare migmatitiserade bergarter. De påträffas också som skivor och sjok i de starkt migmatitiserade gråvackorna och har då markerats med bruna streck på berggrundskartan. De äldsta granitoiderna har uppenbarligen varit mer resistenta mot mobilisering än gråvackesedimenten. Detta gäller särskilt de tonalitiska leden, som i det avseendet påminner om gabbror och dioriter (sid. 66).

Åldersförhållandena mellan de olika äldsta granitoiderna är i många fall svåra att klarlägga, eftersom kontaktrelationerna maskerats genom stark deformation eller metamorfos (migmatitisering). Normalt förefaller dock tonaliterna vara äldst, följda av granodioriter och sist av graniter. Vid granitoidernas uppspaltning i kemiskt olika led kan kristallisationsdifferentiation ha spelat en viss roll, men sammansättningarna är uppenbarligen också påverkade av andra processer, som t.ex. assimilation av sedimentmaterial. De förhöjda aluminium : alkaliförhållandena i många graniter och granodioriter i södra Medelpad, som mineralogiskt tar sig uttryck i förekomsten av almandingranat, cordierit och sillimanit, är sannolikt en följd av sådana assimilationsprocesser. Södra Medelpads gnejsiga graniter har också i stor utsträckning (särskilt i öster) anomalt låga halter av särskilt de lättare av de sällsynta jordartsmetallerna, enligt opublicerade undersökningar av förf. Om de bildats ur samma magma som granodioriterna måste därför ett mineral med höga halter av dessa metaller, t.ex. monazit, ha kristalliserat och till stor del fraktionerats bort.

Tonaliterna är till färgen grå till gråsvarta, ibland med en grönaktig anstrykning p.g.a. förekomsten av hornblände. De är normalt medelkorniga, sällan grovt medelkorniga eller finkorniga. Gnejsigheten är ofta svagt utbildad. Migmatitomvandlingen är normalt också svag, men tonaliter kan påträffas som enstaka brottstycken eller svärmar av sådana i starkt migmatitiserade gråvackor.

Bergarter av tonalitsammansättning återfinns både inom områden med grönprickning på brun botten och med enbart brun färg på kartan. I förstnämnda fall är kvartsdioritiska övergångsled mot dioriter vanliga. Bergarterna är då också genomgående mörkare till färgen och har normalt mer än ca 25–30% mörka mineral (främst biotit och hornblände). Någon helt strikt indelning, baserad på kvantitativa bestämningar av mineralsammansättningen, har dock som tidigare nämnts inte kunnat göras vid länskarteringen.

Huvudmineral och väsentliga mineral i tonaliterna är plagioklas, kvarts, biotit och hornblände. Sistnämnda mineral, som är grönt eller blekgrönt i slipprov, uppträder särskilt i de mörkare varieteterna. Plagioklasen, som ofta är zonerad, är normalt en andesin eller en anortitrik oligoklas med ca 25–30% An, men kan i vissa fall, t.ex. i centralpartier av zonerade kristaller, bli ännu mer anortitrik (upp till 65% An). Randzoner av plagioklas kan ha så låga anortithalter som 20%. Invid mikroklin kan plagioklasen bli myrmekitisk.

Som underordnade eller accessoriska mineral uppträder mikroklin (pertitisk), opakmineral (oxider och kis), apatit, titanit, ortit, prehnit och klorit (ur biotit), sericit och epidot (ur plagioklas), samt leukoxen och karbonat. Zirkon kan uppträda, men normalt i lägre halter än titanit. Någon gång kan cummingtonit åtfölja det vanliga hornbländet. I kvartsdioritiska övergångsled mot dioriterna ingår även kvarts som underordnat mineral. Mikroklin kan stundom bilda antipertitiska inväxningar i plagioklas, men saknas i många fall helt.

I enstaka prover kan cordierit, sillimanit eller granat ingå i tonaliter, sannolikt till följd av assimilation av leriga sedimentbergarter. Förstnämnda två mineral finns t.ex. söder om Edsele (19G NO, 702520-163780) och granat uppträder i en tonalit vid Stor-Gussjön (18H NV, 697630-155420).

Kemiska analyser av tonaliter ges i tab. 1 nr 58, 65, 70-72, 76 och 78-80, och av en kvartsdiorit i tab. 1 nr 81. Se även fig. 32, sid. 74.

I vissa tonaliter kan orto- och klinopyroxen ingå bland de mörka mineralen. I de allra flesta fall är det fråga om tonaliter nära intill Revsundsgraniten, varför ett kontaktmetamorft ursprung är sannolikt. Den intressantaste pyroxenförande tonaliten finns vid Hocksjön sydväst om Ramsele (19G NV, 6-7c-d). På gamla länskartan (Lundbohm 1899) markerades (delar av) Hocksjötonaliten som diabas, sannolikt p.g.a. att bergarten är gråsvart, massformig och magnetisk. Åldersrelationen till Revsundsgraniten är oklar, eftersom några kontakter mellan bergarterna inte iakttagits, och det kan därför inte helt uteslutas att Hocksjötonaliten utgör en separat, postorogen intrusion (eventuellt förbunden med Revsundsgraniten). Följande omständigheter talar dock för att bergarten tillhör de äldsta granitoiderna, och att den i postorogen tid kontaktomvandlats av Revsundsgranitmagman: Hocksjötonaliten går av allt att döma mot söder över i tonaliter–granodioriter som delvis för mikroklinögon och är av normal primorogen typ, och som ytterligare mot söder har migmatitiserats. Dess massformiga struktur kan förklaras av samma slag av rekristallisation invid Revsundsgraniten som påverkat andra primorogena intrusiv i länet. Pyroxen (dock endast ortopyroxen) har även bildats i traktens kvarts-fältspatrika gråvackor (sid. 37), som f.ö. har en sammansättning som är snarlik tonalitens, dock med lägre halter av kalcium och natrium men högre av kalium. (Se tab. 1 nr 79 och 80.) Den relativt höga magnetithalten vid Hocksjön, som ger upphov till en positiv anomali på flygmagnetiska kartor (Esa Tuuri, LKAB, muntligt meddelande 1984), kan förklaras genom de mineralreaktioner som gett orto- och klinopyroxen ur biotit och hornblände. Vidare

uppträder kvartsen texturellt på samma sätt som i de kontaktomvandlade gråvackorna (se nedan).

Hocksjötonaliten består av plagioklas med 28–37% An (60–70 volymprocent), kvarts (9–24%), biotit, ibland poikiloblastiskt inneslutande andra mineral (4–11%), grönt eller brungrönt, uralitiskt hornblände (1–8%) och pyroxen (både orto- och klinopyroxen) (1–10%). Halten av mörka mineral är normalt kring 20%. Mineralanalyser av biotit, hornblände, klino- och ortopyroxen ges i tab. 2 nr 108-118. Underordnat eller accessoriskt förekommer opakmineral (mest magnetit), apatit och zirkon, vidare sericit, prehnit och epidot (sekundära efter plagioklas) och klorit (efter biotit). Kalifältspat ingår ofta i antipertitisk sammanväxning med plagioklas.

Liksom i de kontaktomvandlade gråvackorna (sid. 37) tenderar kvartsen i Hocksjötonaliten att uppträda i mellanrummen mellan andra mineral, delvis som poikiloblaster.

Som nämnts är delar av Hocksjötonaliten starkt magnetiska. Orsaken kan vara att vid bildningen av orto- och klinopyroxen ur hornblände och biotit det trevärda järnet i sistnämnda båda mineral inte kunnat bindas i pyroxenerna, utan bildat magnetit. En viss oxidation kan teoretiskt också ha inträffat, eftersom oxidationsgraden i ett prov från det magnetiska området vid Hocksjön är något högre än i ett prov taget längre söderut (jämför tab. 1 nr 79 och 80), men faller ändå i intervallet för analyserade tonaliter i tab. 1. Jfr även ovan, sid. 38.

Även i några andra områden uppträder pyroxen i tonaliter–kvartsdioriter invid Revsundsgraniten, nämligen väster om Mjövattnet (20H SV, 2-3c), vid Degerforsens kraftstation i Ångermanälven (20H SV, ca 7070-1560) och på Ladumyrberget (19G NO, ca 7050-1544). I samtliga fall dominerar ortopyroxen över klinopyroxen (sistnämnda mineral saknas på Ladumyrberget).

Den tolkning som givits av de kontaktomvandlade tonaliterna innebär att primär biotit och hornblände övergått i pyroxen. De reaktioner som därvid skett i bergarterna måste ha sänkt kvartshalten, d.v.s. förskjutit sammansättningen mot kvartsdiorithållet, eftersom reaktionsprodukterna har högre kiselsyrahalt än ursprungsmineralen.

Intill Nordingråmassivet förekommer pyroxen i tonaliter, t.ex. söder om Ramstafjärden (18I SV, 697090-162265). Här uppträder klinopyroxen i aggregat som förtränger hornblände runt kristallkanterna. Också öster om Ramstafjärden finns ortopyroxen i tonalit till granodiorit (sid. 143).

Granodioriter uppträder liksom tonaliter över länskartans hela område. De är vanligen grå till färgen, i västligaste Medelpad dock ibland rödgrå. De skiljer sig från tonaliterna genom sin högre halt av mikroklin och sin ljusare färg, d.v.s. lägre halt av mörka mineral. Bland de senare dominerar biotit starkt över hornblände, som i de flesta fall saknas. Mikroklinen uppträder i många fall i form av ögon (megakrister), och utgör därvid ca 1–25% av bergartsvolymen. Ögonen har dock endast markerats på berggrundskartan om de utgör mer än ca 3–5%. De kan nå omkring 1 dm i diameter, men är normalt ca 1–5 cm.

Ögonförande granodioriter uppträder på många håll i länet, främst vid Ånge (17F NO), norr om Ljungaverk (17G NV), norr om Näsåker (19G NO – 19H NV), norr om Bredbyn (19I NV), i trakten av Husum (19J NV), i området Stor-Tågsjön – Agnsjön – Fällkäl (20H SO – 20I SV) och i området Trehörningsjö – Flärke (20J SV).

Graden av förgnejsning varierar starkt i granodioriterna, från extremt stark utvalsning av de ingående mineralen till en närmast massformig struktur. I förstnämnda fall har mikroklinögonen som nämnts dragits ut till åderliknande strukturer, som t.ex. på södra Alnön (17H SO, 3h). Deras rätta karaktär kan endast bestämmas genom fältobservationer av övergångar till bättre bevarade ögonstrukturer.

Det är uppenbart att mikroklinögonen i granodioriterna reagerat förhållandevis lätt på temperaturhöjningar i berggrunden, och därvid omkristalliserat från mer eller mindre starkt deformerade, linsformade kristaller till rektangulära eller rundade ögon som skär över skiffrigheten. Detta är anledningen till att två generationer av ögon allmänt påträffas i granodioriterna: en äldre, deformerad, och en yngre, överskärande (jfr Lundegårdh 1967). Invid post- eller anorogena granitmassiv har denna omkristallisation varit ännu mera långtgående, så att i många fall den äldre ögongenerationen helt ersatts av den yngre och bergartens skiffrighet dessutom helt utplånats. På så vis har t.ex. invid Revsundsgraniten uppkommit bergarter som är förvillande lika denna granit (se ovan, sid. 76). Liknande fenomen kan iakttas i en granodiorit till granit på Skagsudde (19J SV, 2c), där Nordingrågraniten varit orsak till bergartens "föryngrade" struktur (Lundqvist 1973). Någon risk för sammanblandning med Nordingrågraniten själv vid karteringen finns dock inte här, eftersom bergarterna har helt olika utseende (jfr sid. 139).

Som nämnts tidigare har granodioriterna varit mer resistenta mot migmatitisering än gråvackorna. Särskilt i två fall har de dock migmatitomvandlats starkt (röda spolar på berggrundskartan), nämligen dels då de undergått stark förgnejsning och dels då de innehåller talrika xenoliter (skivor) av gråvackegnejs (svarta ofyllda romber på berggrundskartan) eller bildar smärre intrusioner i gråvackorna (bruna streck på ljusblå botten). På så vis har uppstått s.k. *Schollenmigmatit* i vilken roterade, väl avgränsade granodioritbrottstycken (med eller utan inslag av gråvackegnejs) simmar i ett massformigt mobilisat av likartad sammansättning och kornstorlek (fig. 35). Ett vackert exempel på detta finns på södra stranden av Skorven, sydöstra Alnön (17H SO, 69176-15893; jfr tab. 1 nr 60 och 61 och fig. 36). I andra fall kan mer gradvisa övergångar mellan gnejsiga granodioriter och massformiga granodioritiska mobilisat uppträda, vilket gör det svårt att avgöra om bergarten är en migmatit eller inte. I sådana fall blir den ursprungligen homogent gnejsiga, medelkorniga granodioriten genomdragen av oregelbundna stråk med ofta något grövre kornighet än ursprungsbergarten och med något avvikande mineralsammansättning (fig. 37 och 38). Sistnämnda kan innebära en biotitstrimmighet alternerande med partier som har en ökad andel av ljusa mineral. Övergångar från sådana migmatittyper till normala, ådrade gnejsgraniter (fig. 39) är vanliga. Fältspaterna tenderar också att ge större, porfyroblastartade korn,



Fig. 35. Starkt migmatitiserad primorogen tonalit. 200 m norr om fyren Härnöklubb (17I NV, 694540-161550).
Strongly migmatized primorogenic tonalite.

vilket ger bergarten en grynig struktur. Stora delar av mellersta Medelpads berggrund utgörs av migmatitiserade granodioriter av ovannämnda slag. Då även en intim växling mellan de äldsta granitoiderna och gråvackegnejserna är vanlig här säger det sig självt, att en gränsdragning mellan gråvackegnejser, äldsta granodioriter och migmatitderivat av dessa båda är ytterligt svår och ibland (vid låg blottningsgrad) närmast godtycklig.

De äldsta granodioriterna har följande huvudmineral och väsentliga mineral: plagioklas (18–45% An, vanligen 25–35%), kvarts, biotit och pertitisk mikroklin. Definitionsmässigt ligger plagioklasens andel av totala fältspatinnehållet mellan 65 och 90% (jfr Wikström 1981). Mikroklinen bildar dels korn av samma storlek som övriga mineral och fyller då gärna ut mellanrummen mellan dessa. Dels bildar den som nämnts i många fall ögon. Även plagioklasen kan tendera att ge större, strökornsartade individ. Underordnat eller accessoriskt ingår klorit och prehnit (sekundär efter biotit), sericit och epidot (efter plagioklas), opakmineral, apatit, zirkon, titanit, ortit och karbonat. Grönt eller blekgrönt hornblände kan också ingå, men förekommer betydligt mer sparsamt än i tonaliterna. I sällsynta fall kan också små mängder muskovit uppträda.



Fig. 36. Starkt migmatitiserad gnejsig primorogen granodiorit. Mikroklinögon förekommer i det likaledes granodioritiska mobilisatet. Skorven, vid södra Alnön (17H SO, 691760-158940).

Strongly migmatized gneissose primorogenic granodiorite. Microcline megacrysts occur in the similarly granodioritic mobilizate.

I mellersta och södra Medelpad ingår aluminiumrika mineral allmänt i granodioriterna och deras migmatitmobilisat. Almandingranat är det i fält mest framträdande av dessa mineral. Dess utbredning framgår av berggrundskartan (röda ringar på brun botten). Granaten åtföljs inte sällan av små mängder cordierit och sillimanit. De aluminiumrika mineralen har sannolikt uppkommit genom att granodioritmagman assimilerat leriga sedimentbergarter och på så vis fått en sammansättning som möjliggjort att granat etc. kristalliserat under regionalmetamorfosen.

Kemiska analyser av granodioriter återfinns i tab. 1 nr 57, 59, 60, 62-64, 66-69, 73-75 och 77. Mineralanalyser av biotit, granat och cordierit i en granodiorit från södra Medelpad ges i tab. 2 nr 119- 121. Se även fig. 32, sid. 74.

Det skall nämnas, att vissa svagt förgnejsade, relativt biotitfattiga granodioriter till ljusa tonaliter, som genom övergångar kunnat visas tillhöra de äldsta granitoiderna, är mycket svåra att i fält skilja från den serorogena Härnögraniten. Uppträder sådana bergarter som isolerade småförekomster är det lätt att förväxla dem med denna granit, vilket sannolikt inte helt kunnat undvikas vid karteringen. Från Härnögraniten skiljs de i fält genom en något vitare vittringsyta, beroende på den högre plagioklashalten.

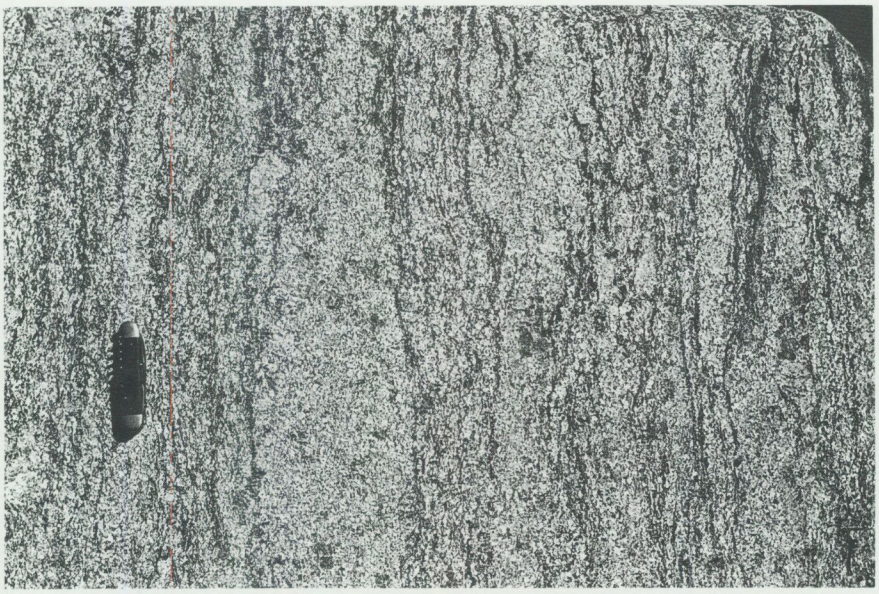


Fig. 37. Ådrad till starkare migmatitiserad primorogen gnejsig granodiorit. Skiftesbäcken söder om Stödesjön (17G SO, 691645-154965).

Veined to strongly migmatized, gneissose primorogenic granodiorite.



Fig. 38. Migmatitiserad primorogen granodiorit med inneslutningar av gråvackegnejs. Norra delen av Nolbykullen (17H SO, 691150-158100).

Migmatized primorogenic granodiorite with xenoliths of greywacke gneiss.

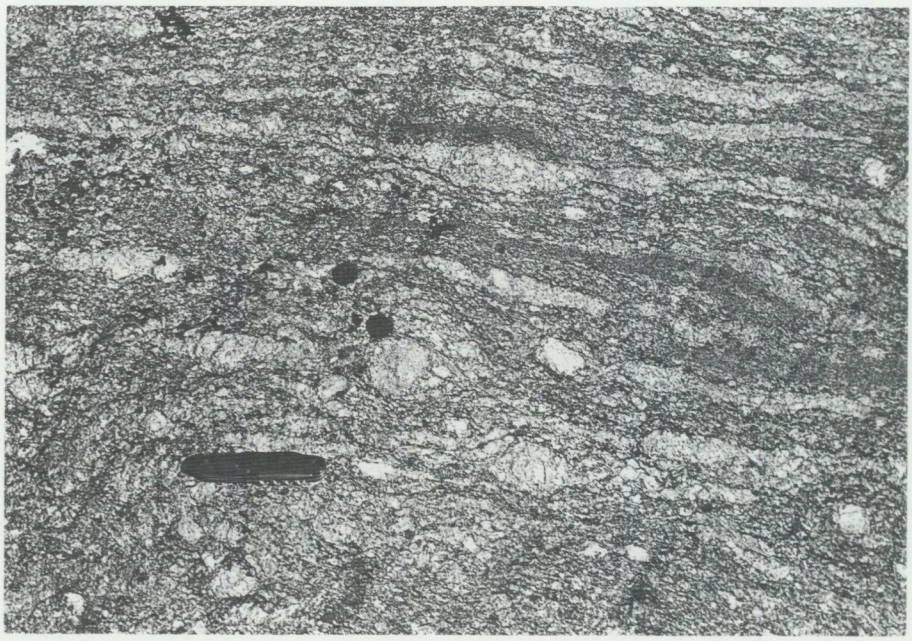


Fig. 39. Ådrad, gnejsig primorogen granodiorit med mikroklinögon och starkt utvalsade inneslutningar av gråvackegnejs. 2 km SSO Tynderö k:a (17H NO, 692550-159445).

Veined and gneissose, foliated granodiorite with microcline megacrysts and strongly flattened inclusions of greywacke gneiss.

Även granodioriterna har som nämnts undergått kontaktomvandling i en aureol av några få kilometers bredd invid Revsundsgraniten. Denna omvandling ger sig för det mesta till känna som en mer eller mindre stark rekristallisation, varigenom gnejsstrukturen försvagas eller utplånas och eventuella mikroklinögon nybildas med en mer ojämn fördelning än tidigare (se ovan). I vissa fall har dock kontaktpåverkan inneburit att helt nya mineral kommit att ingå i bergarten. De mineral som kan tillskrivas Revsundsgranitens värmepåverkan är orto- och klinopyroxen, cordierit och granat. Sålunda finns både cordierit och ortopyroxen (sekundärt omvandlad till färglös amfibol) i en ögonförande granodiorit söder om Hemsjön (20G SO, 705120-154410). Ortopyroxen finns nära Midskogstjärnen öster om Ramsele (19G NO, 704800-153770) i en mindre granodioritförekomst, som av utrymmesskäl inte markerats på berggrundskartan, samt vid Hålaforsberget (19H NV, 704495-155195, jfr tab. 1 nr 63) i en sparsamt ögonförande granodiorit. Almandingranat ingår allmänt i Ramsele – Edsele – Fjällbohögområdets (19G NO) mestadels migmatitiserade granodioriter med skivor av gråvackegnejs. Avståndet till den framkarterade Revsundsgranitkontakten kan visserligen här överstiga 10 km, men dels förefaller granatens samband med

nämnda granit tämligen klart, dels är det verkliga avståndet sannolikt betydligt mindre, eftersom kontakten av allt att döma stupar flackt mot söder (jfr ovan, sid. 37).

Graniter tillhörande de äldsta granitoiderna är representerade över länskartans hela område, men förekommer endast sparsamt i de norra och mellersta delarna. I södra Medelpad uppträder de däremot som den helt dominerande representanten för de gnejsiga granitoiderna.

De äldsta graniterna har liksom tonaliterna och granodioriterna påverkats av den svekokarelska veckningens och regionalmetamorfosens huvudfaser. De har därför delvis överförts i mer eller mindre starkt pegmatit- och aplitgranitsliriga migmatiter, speciellt i anslutning till gråvacke- och argillitgnejser. Vackra exempel på detta kan ses kring Björkön öster om Njurunda (17H SO, 0-1h-i). I extremfall bildar ursprungsbergarterna (gnejsgranit och sedimentgnejs) endast underordnade, starkt upplösta rester eller biotitstrimmor i pegmatit och aplitgranit. De äldsta graniterna har alltså p.g.a. sin sammansättning (högre kali- och kiselsyrahalter) gett upphov till en annan typ av migmatiter än gråvackorna och granodioriterna, som ju mestadels gett ett granodioritiskt mobilisat vid stark migmatitisering.

Graniterna är normalt rödgrå eller gråröda och medelkorniga. Grå eller gråvita färger förekommer dock inte sällan, och bergarterna kan även bli grovkorniga, mer sällan finkorniga. Ögongranitisk utbildning genom förekomsten av upp till 4–5 cm stora mikroklinkristaller har observerats i västra Medelpad, t.ex. öster om Öster-Sotsjön (17F SV, SO, 1-2e-f), och vid Ultrå sydväst om Husum (19J SV, 4c-d). Mikroklinögon är dock mindre vanliga än i granodioriterna.

Graniternas gnejsighet är i södra Medelpad ofta flack. Den är här delvis föga framträdande p.g.a. den vanligen låga glimmerhalten. Gnejsigheten kan dock även markeras genom att kvartsen har formen av små parallellställda skivor eller plattor, på samma sätt som är vanligt i granuliter. Partier där ingen eller endast en svag parallellstruktur framträder i fält kan i princip tänkas vara serorogena, d.v.s. yngre än de gnejsiga graniterna. Några säkra belägg för att graniter av detta slag skär gnejs- eller migmatitstrukturer har dock inte erhållits vid karteringen, varför den bruna bottenfärgen även använts för sådana partier.

I metamorfoshänseende närmar sig södra Medelpads och norra Hälsinglands berggrund granulitfacies genom att kalifältspat samexisterar med granat, cordierit och sillimanit i områdets gnejsgraniter. I samma riktning pekar den av Lundegårdh (1967, sid. 83) omnämnda förekomsten av hypersten i en tonalit (basisk gnejsgranit) i nordöstra Hälsingland, samt förekomsten av klino- och ortopyroxen i en basisk metavulkanit i västra Medelpad (sid. 61).

De äldsta graniterna åtföljs med all sannolikhet av pegmatiter, som alltså är äldre än de normala pegmatiterna i länet. De senare är associerade med migmatitiseringen och Härnögraniten. En indikation på att primorogena pegmatiter finns i södra Medelpads graniter är förekomsten av skiffriga pegmatiter som sålunda torde vara äldre än

berggrundens regionala deformation. Någon säker uppdelning i pegmatiter av olika åldrar har dock inte kunnat göras, och den generella beteckningen för pegmatitgångar och -sliror (röda "kråkspark" och "spiriller") har därför tillämpats även i södra Medelpad.

Huvudmineral i de äldsta graniterna är kvarts, mikroklin (vanligen starkt åder- eller trådpertitisk) och plagioklas (oligoklas eller albit med 0–30% An, vanligen dock ca 10–25% An). Plagioklasen är myrmekitisk invid mikroklin. Den utgör definitionsmässigt högst 65% av den totala fältspathalten. I underordnad eller väsentlig mängd ingår biotit, som visar omvandling till klorit, prehnit eller pumpellyit, samt hornblände, som dock endast iakttagits i västligaste Medelpad. Accessorier är zirkon, apatit, opakmineral, titanit/leukoxen, rutil (i klorit) samt sericit och epidot (sekundära efter plagioklas). I enstaka fall har låga halter av muskovit noterats. Som tidigare (sid. 77) nämnts kan ett mineral av typ monazit ha kristalliserat och fraktionerats bort mer eller mindre fullständigt.

Över stora delar av södra Medelpad är almandingranat en karakteristisk beståndsdel i de äldsta graniterna. Mineralet förekommer som millimeter- till centimeterstora aggregat i halter som vanligen inte överstiger 5%. Vid högre glimmerhalter kan granaten omges av en ljus bård. Tillsammans med granat påträffas ofta cordierit och sillimanit. Sistnämnda båda mineral visar sekundär omvandling till pinit resp. sericit/muskovit. I cordieriten kan, liksom i Ramseleområdets hornfelser, små korn av mörkgrön spinell uppträda. Aluminiumrika silikater kan tillfälligtvis förekomma i primorogena graniter även i andra områden i länet. Så finns t.ex. starkt omvandlad cordierit tillsammans med andalusit och sillimanit i en lokal förekomst av primorogen granit norr om Berg (19G SO, 702390-152700).

Kemiska analyser av primorogena graniter ges i tab. 1 nr 82-92. Mineralanalyser av biotit, granat och cordierit ges i tab. 2 nr 122- 127. Se även fig. 32, sid. 74.

SEROROGENA GRANITER OCH PEGMATITER

GRANITER

De yngre, serorogena graniterna skiljer sig från de äldre, primorogena granitoiderna på flera sätt. Som nämnts tidigare (sid. 65) bildades de i slutfasen av den svekokarelska veckningen och metamorfosen, och saknar därför oftast deformationsstrukturer som skiffrighet och stänglighet. De är därför också opåverkade av den migmatitisering som i växlande grad drabbat alla hittills beskrivna bergarter. På flera ställen i länet framgår de yngre graniternas åldersställning relativt migmatitiseringsprocesserna tydligt genom att graniterna skär av åderstrukturer (fig. 40) och intruderar och breccierar migmatiter av *Schollentyp*. En åldersbestämning med uran- blymetoden på monazit i

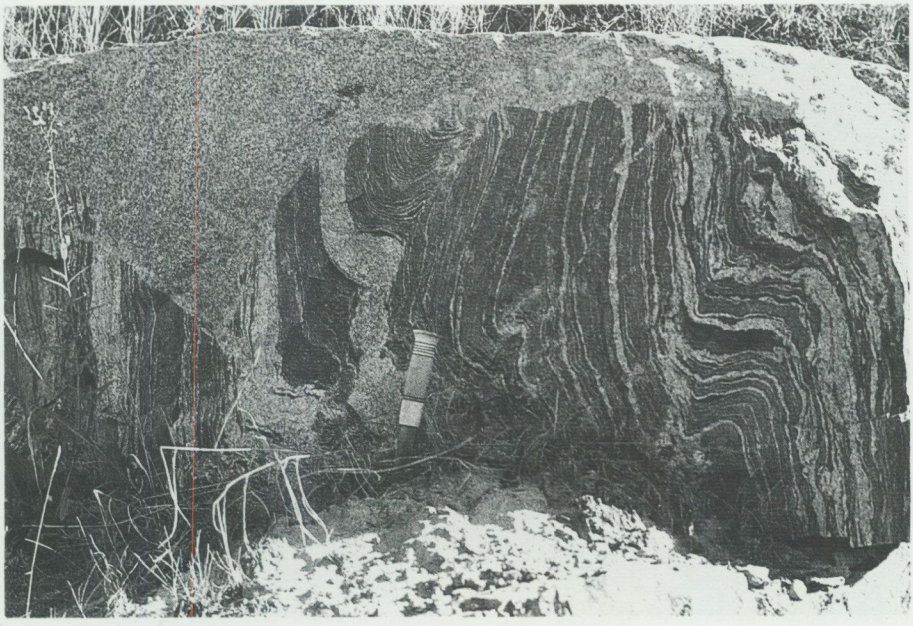


Fig. 40. Massformig serorogen granit (Härnögranit) genomslående ådring och veckstruktur i gråvackegnejs. Högsjö (18I SV, 696720-160540).

Massive serorogenic granite (Härnö granite) cutting veins and folds in greywacke gneiss.

serorogen granit från Kvissleby (17H SO, 691250-157765) har gett 1822±5 miljoner år (Claesson och Lundqvist 1990).

Termen Härnögranit infördes för att beteckna muskovitförande graniter i centrala Norrland (Magnusson 1949). I föreliggande länsbeskrivning utvidgas betydelsen av termen till att omfatta även de biotitdominerade graniter som uppenbarligen är nära tidsmässigt och geografiskt associerade med de muskovitdominanta. Beteckningen gäller i denna vidare mening även för de porfyriska (mestadels småporfyriska) varieteterna.

Till sammansättningen varierar de yngre graniterna mycket mindre än sina föregångare, d.v.s. de är endast obetydligt differentierade. Till skillnad från de äldre granitoiderna är de rika på pegmatit, vilket beror på att magmorna har varit rika på volatila ämnen, främst vatten. De har därför också haft en förhållandevis låg temperatur. De yngre intrusiven har normalt en granitisk sammansättning, medan granodioriter (markerade med svarta kryss på orangeröd bottenfärg) är mycket underordnade. Det är dock att märka, att tveksamhet ibland råder beträffande klassificeringen av vissa ljusa, massformiga granodioriter, som kan tillhöra de primorogena intrusiven (se sid. 11). Förekomsten av trondhjemit i områden med serorogena graniter behandlas nedan, sid. 118.

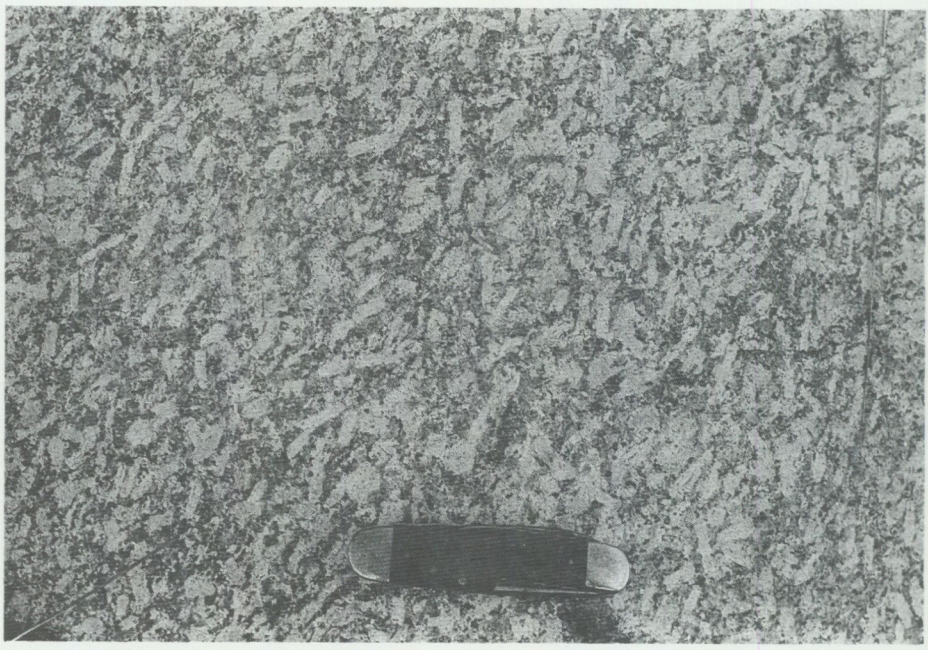


Fig. 41. Serorogen granit (Härnögranit) med listformade ögon av mikroklin. Storsjöhöjden (19H NO, 702975-157900).

Serorogenic granite (Härnö granite) with lath-shaped megacrysts of microcline.

Bland de serorogena graniterna återfinns ett flertal olika typer. Vanligast är fint medelkorniga, gråvita, jämnkorniga graniter. Allmänt förekommer också fint medelkorniga, småporfyriska graniter med talrika i tvärsnitt listformade eller i mer sällsynta fall rektangulära mikroklinögon av maximalt 2–3 cm längd (fig. 41). Ögonen är i många fall orienterade parallellt med massivets eller gångens kontakter (fig. 42). Sådana graniter markeras med vit finprickning på orangeröd botten. Mer sparsamt representerade är medelkorniga graniter. Grovporfyriska, om Revsundsgraniten påminnande varianter, med tavelformade mikroklinögon av ca 3–7 cm längd, är sällsynta. De förekommer endast i tre områden, mellan Mossaträsk och Degersjö i norra Ångermanland (20H NV, NO, 5e-f), vid Ultrå sydväst om Husum (19J SV, 4c) och på Dårholmen i Ljungans utlopp vid Nyhamn (17H SO, 2g). I alla tre fallen visar de övergångar mot småporfyrisk granit. De grovporfyriska graniterna har markerats med grova vita prickar på orangeröd botten.

Som nämnts är mikroklinögonen vanligtvis listformade i de serorogena graniterna. Undantagsvis, som t.ex. i massivet norr om Övertjärnen (17F NO, 9j), kan ögonen bli mindre utdraget rektangulära i snitt.

Liksom för de äldsta granodioriterna och graniterna har ögonen i de serorogena graniterna sannolikt uppkommit som strökorn i en magma och fortsatt att växa även då

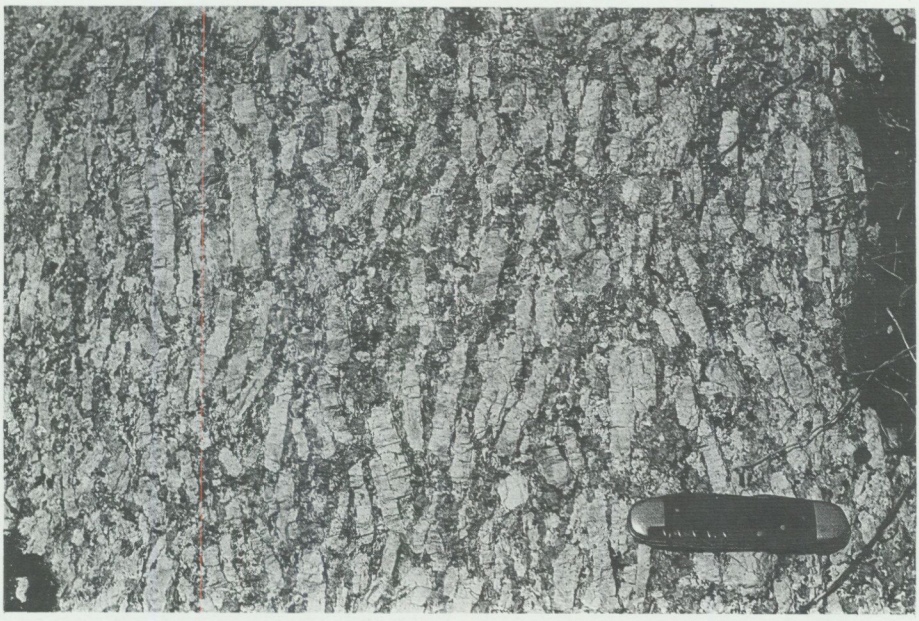


Fig. 42. Relativt grovporfyrisk serorogen granit (Härnögranit) med parallellställda mikroklinögon (flytstruktur). Tallåsberget nordväst om Degersjön (20H NV, 707790-157420).

Relatively coarse-porphyritic serorogenic granite (Härnö granite) with fluidally arranged lath-shaped microcline megacrysts.

merparten av graniten kristalliserat. De har på så vis kommit att särskilt i kantzonerna innesluta andra mineral (kvarts, plagioklas, biotit). Till skillnad från de äldsta granitoiderna har dock av naturliga skäl ingen regionalmetamorf rekristallisation skett av de yngre graniterna och ögonen har därför bibehållit sin ursprungliga form. Endast invid Revsundsgraniten har på en del ställen en rekristallisation och nybildning av mineral drabbat även de serorogena graniterna.

De olika serorogena granittyperna är ofta så intimt sammanvävda att det inte är möjligt att fastställa de inbördes åldersförhållandena. I en del fall, t.ex. ovanför skidbacken på Varvsberget i Örnsköldsvik (19I SO, ca 702310-164500), är det dock klart att den småporfyriska graniten är yngre än den jämnkorniga (fig. 43). Den är också yngre än pegmatiter som hör till den senare graniten. Det är dock oklart hur allmängiltiga åldersrelationerna mellan de serorogena graniterna och pegmatiterna på Varvsberget är.

De yngre graniterna och pegmatiterna uppträder i ett stort antal massiv över hela länet, med undantag av södra och mellersta Medelpad. Massiven har oftast en diameter under 10 km. Liknande granitmassiv finns på flera håll i Västerbottens län söder om



Fig. 43. Gång av ögonförande serorogen Härnögranit (1) som skär gång av jämnkornig Härnögranit (2) i primorogen granit (3) med skivor av sedimentgnejs (4). Varvsberget, Örnsköldsvik (19I SO, 702310-164500).

Dike of serorogenic granite (Härnö granite) with microcline megacrysts (1) cutting an older dike of even-grained Härnö granite (2) in primorogenic granite (3), with sheets of greywacke gneiss (4).

Skelleftefältet och har där av Gavelin (1955) betecknats som jämnkorniga Revsundsgraniter, medan Magnusson m.fl. (1962) använde termen Skelleftegranit.

Större massiv av yngre granit finns i trakten av Örnsköldsvik (19I NO, SO), vid Övra (20G NO, 20H NV), kring Mossaträsk väster om Solberg (20H NV, NO), i området Tåsjön – Rossön (21G SV, 20G NV), vid Bredbyn (19I NV, NO), mellan

Östergraninge och Bollstabruk (18H NV, NO) samt i området Liden – Stor-Laxsjön (18G SO, 18H SV). Anmärkningsvärt stora är de pegmatitansamlingar som uppträder i sistnämnda område i ett nord–sydligt stråk. De torde, med reservation för den överskattning som kan ha skett genom bergarternas olika erosionsbenägenhet (sid. 330), vara bland de största pegmatitkoncentrationerna i landet.

Ett vanligt drag är att de serorogena granit- och pegmatitmassiven innehåller talrika inneslutningar av äldre bergarter (främst gråvackor och äldre granitoider, se fig. 44 och 45), och därigenom i många fall saknar väldefinierade gränser. Vid karteringen har den orangeröda bottenfärgen för yngre granit använts om inneslutningarna i hällområdet uppskattats utgöra mindre än 50% av berggrunden. Inneslutningarna har då markerats med svarta romber. I det omvända fallet, d.v.s. då de yngre graniterna och pegmatiterna utgör mindre än 50% av berggrunden, har de markerats med röda, olikorienterade streck ("kråkspark") på respektive äldre bergarts bottenfärg. Markeringen avser dels genomskärande gångar, dels också oregelbundna massiv som är för små att urskilja i den aktuella kartskalan (1:200 000). Bedömningen kompliceras dock av det förhållandet, att de yngre graniterna motstått erosion bättre än framför allt de välbevarade gråvackorna, varigenom de blivit överrepresenterade i häll och därför också gärna får för stor dominans i kartbilden. Den selektiva erosionens betydelse för olika bergarters relationer till morfologin har studerats av Miškovský (1982). Jfr också sid. 330.

En speciell typ av brottstyckeförande Härnögranit har iakttagits på två ställen i länet, nämligen vid stranden öster om Grundsunda (19J NV, 703500-167235) och norr om Nästvattnet väster om Kramfors (18H NO, 698150-159290). Brottstyckena, som vanligen är rundade till formen, består på den förstnämnda lokalen av gråvackegnejser med inslag av primorogena, ögonförande, gnejsiga granitoider och amfibolit (fig. 46 och 47). På den sistnämnda lokalen består de av sedimentgnejs, underordnade kvartsaggregat och decimeterstora mikroklinkristaller. Brottstyckena är på bägge ställena så rikliga att själva graniten endast bildar en mycket underordnad matrix. Dessa fragmentspäckade Härnögraniter påminner mycket om s.k. *pebble dikes* (ungefär "bollförande gångar"; jfr Farmin 1934).

Genom karteringen har det visat sig att de yngre graniterna i flera fall, dock inte generellt, uppträder i migmatitområdenas ytterzoner, kring gränsen mot de ickemigmatitiserade (välbevarade) gråvackorna. Exempel på detta är området Sollefteå – Aspeå – Skorped – Sidensjö inom bladen 19H NO, SV, SO och 19I SV. Ett sådant uppträdande kan också sägas vara i harmoni med den ofta framförda uppfattningen att de yngre graniterna är anatektiska, d.v.s. bildade genom uppsmältning av främst gråvackor i djupare delar av jordskorpan. För en sådan uppfattning talar också geokemiska och isotopkemiska data, bl.a. Härnögranitens karaktär av s.k. S-granit (Claesson och Lundqvist 1987, 1990).

De pegmatiter som i stor mängd åtföljer de yngre graniterna skiljer sig inte petrografiskt från äldre, mer eller mindre veckade pegmatiter, bildade framför allt vid migmatitiseringen av gråvackorna. Helt säkert samhöriga med yngre graniter är pegmati-



Fig. 44. Serorogen granit (Härnögranit) med spridda mikroklinögon, breccierande skiktad metagråvacka. Flärke (19I NO, 703330-162940).

Serorogenic granite (Härnö granite) with scattered microcline megacrysts, brecciating metagreywacke with bedding.



Fig. 45. Serorogen granit (Härnögranit), breccierande svagt förgnejsad ögonförande primorogen granodiorit. Söder om Sörhamnen, norr om Husum (19J NV, 703500-167235).

Serorogenic granite (Härnö granite) brecciating weakly foliated primorogenic granodiorite with microcline megacrysts.

terna endast i de fall då de bildar gångar eller sliror i graniterna själva, vilket markerats med svarta "kråkspark" på orangeröd botten. I många fall framgår dock sambandet med graniterna genom den likartade geografiska utbredningen. Det skall också nämnas att de yngre pegmatiterna och graniterna ibland ger upphov till en yngsta (tredje) generation av migmatiter genom att de rikligt infiltrerar och delvis assimilerar gråvackegnejser m.m. (jfr ovan, sid. 34).

Som nämnts saknar de yngre graniterna för det mesta skiffrighet och stänglighet. Sådana strukturer är dock inte ovanliga, och uppträder framför allt i granitmassivens ytterzoner, kring större inneslutningar av äldre bergarter och i vissa tektoniskt betingade stråk, som t.ex. norr om Mellansel (19I NV, NO, 6-7e-f), norr om Hanabäck (19I NO, 7h- i) och kring Bye sydväst om Härnösand (17H NO, 7-8i-j). Skiffrigheten kan ibland förstärkas genom att list- eller tavelformade mikroklinögon ligger orienterade parallellt med glimmern. Den har markerats med svarta likhetstecken på orangeröd botten. Tecknen har orienterats i strukturens strykningsriktning.

De serorogena graniterna är normalt gråvita till färgen, i en del fall dock rödgrå eller gråröda, vilket på berggrundskartan markerats med svart finprickning på orangeröd bottenfärg. Rödaktig sekundärfärg uppträder även i smala stråk längs krosszoner. Mineralogiskt domineras graniterna av huvudmineralen kvarts, pertitisk mikroklin och plagioklas (oligoklas eller albit med vanligen 10–25% An). I väsentlig eller underordnad mängd ingår glimmer, som kan utgöras både av biotit (vanligen brun i slipprov) och muskovit. Den senare har en tendens att bli mer framträdande då graniten omges av lågmetamorfa (välbevarade) gråvackor, som t.ex. vid Äskja i Ullånger (18I NV, 6993-1622). Någon generell regel för vilken glimmer som dominerar finns dock inte, eftersom muskovitrika graniter även kan uppträda i migmatitmiljö, t.ex. på Sels-Vitberget vid Bollstabruk (18H NO, 6990-1590). Hornblände saknas i de normala serorogena graniterna, men uppträder i ett par massiv (vid Skallsjön och Överhörnäs) som på kartan förts till denna grupp (se nedan, sid. 94–95). Klorit och prehnit bildar omvandlingsprodukter ur biotit, medan sericit och epidot är sekundära efter plagioklas. Accessorier är zirkon, apatit, opakmineral, titanit/leukoxen, flusspat, ortit och karbonat. Relativt höga halter av monazit har iakttagits i en del prover (Stefan Claesson Stockholm, muntligt meddelande 1988; jfr tab. 1 nr 100). Små mängder sillimanit och omvandlad cordierit kan ingå, mer sällan andalusit. Speciellt i Medelpad kan granat ofta iakttas. Turmalin uppträder ibland som accessoriskt mineral, men kan i sällsynta fall bli så riklig att den framträder i häll, t.ex. i en grov- till medelkornig, jämnkornig granit nära Grössjön (18H NV, ca 699070-156790). Denna granit kan anses markera en övergång mot turmalinrika aplitgraniter (jfr nedan, sid. 100).

Kemiska analyser av olika huvudtyper av serorogena graniter ges i tab. 1 nr 93-94, 96, 98-100, 102, 108-109, 111 och 113.

De porfyriska graniterna i den serorogena gruppen kännetecknas av samma mineral som de jämnkorniga, men har enligt tillgängliga kemiska analyser högre kalihalt (högre mikroklinhalt) än de senare. Analyser av olika graniter i länet och gammaspek-



Fig. 46. Serorogen granit (Härnögranit) späckad med inneslutningar av gråvackegnejs, amfibolit och primorogen, ögonförande granodiorit. Härnögraniten genomslår primorogen ögonförande granodiorit (upptill t.h.). Söder om Sörhamnen, öster om Grundsunda (19J NV, 703500-167235).

Serorogenic granite (Härnö granite) crowded with inclusions of greywacke gneiss, amphibolite and primorogenic, megacryst-bearing granodiorite. The Härnö granite cuts primorogenic granodiorite with microcline megacrysts (upper right part of picture).

trometermätningar i norra Ångermanland och södra Västerbotten (Leif Kero, SGU, muntligt meddelande 1989) har för de porfyriska graniterna gett genomsnittligt något högre uran- och betydligt högre toriumhalter än för de jämnkorniga (se sid. 333). Den normativa mineralsammansättningen för serorogena graniter, beräknad enligt den s.k. Rittmann-normen, ges i fig. 48.

Graniten vid Skallsjön i norra Medelpad (18G SV, 0c-d), med fortsättning in i Jämtlands län (Lundegårdh m.fl. 1984, se även Gorbatschev 1972, sid. 218, där detta massiv benämns Oxsjön–Örasjönintrusionen), är rödaktig till färgen, fint medel- till medelkornig och massformig. Den består av pertitisk kalifältspat (mikroklin som delvis är överförd i ortoklas genom påverkan från det överliggande diabastäcket), kvarts, oligoklas (10–15% An) och biotit. Underordnat ingår mörkgrönt hornblände, accessoriskt flusspat, ortit, zirkon, klorit och karbonat. Kemisk analys ges i tab. 1 nr 101. Skallsjögraniten är olik övriga som serorogena betecknade graniter bl.a. genom att hornblände ingår (markerat med "h" på berggrundskartan) och genom den högre



Fig. 47. Detalj av fig. 46.
Detail of Fig. 46.

halten av vissa spårelement (yttrium, sällsynta jordartsmetaller och niob). Den kan höra till någon annan granitgrupp, och kan sålunda tänkas vara en utlöpare till massivet av röd, medelkornig granit ("röd Revsundsgranit", Gorbatschev 1972) söder om Nyhem. (Se Lundegårdh m.fl. 1984.) Högbom (1894, 1920) ansåg att graniten möjligen tillhör Ragundatypens intrusioner.

Vid och söder om Överhörnäs, väster om Örnsköldsvik (19I SO, 3-4g-i), förekommer småporfyriska granodioriter och graniter som förts till den serorogena gruppen, men som på flera sätt avviker från den normala Härnögraniten och dess porfyriska varieteter. Hithörande bergarters fältspatögon är maximalt 2–3 cm i diameter och mer kvadratiska i tvärsnitt än ögonen i den normala porfyriska Härnögraniten. I massivet vid Överhörnäs förekommer dels grå, relativt kvartsfattiga och ibland hornbländeförande granodioriter, dels rödaktiga, kvartsrika graniter. I varje fall granodioriterna förefaller äldre än de jämnkorniga, Härnöliknande graniter som de på flera ställen uppträder i intim växling med, t.ex. på Svedjeberget söder om Själevad (19I SO, 70210-16415). Eftersom både graniterna och granodioriterna verkar opåverkade av migmatitisering och endast har en mycket svag skiffrighet eller stänglighet har de, om än med viss tvekan, förts till den serorogena gruppen som en äldre fas. Granodioriten har på berggrundskartan urskiljts med svarta kryss på orangeröd botten. Graniten har fått samma

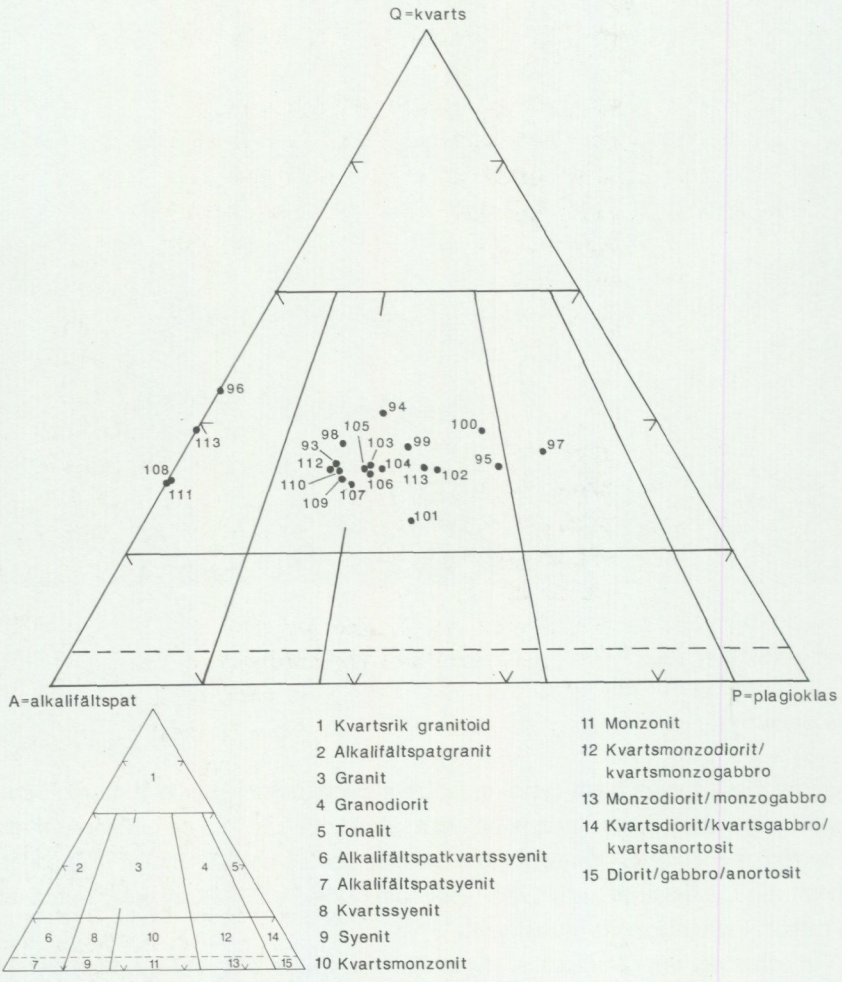


Fig. 48. QAP (kvarts–alkalifältspat–plagioklas)-diagram enligt Streckeisen (1976) över serorogena graniter och granodioriter. Mineralsammansättningen har beräknats ur kemiska analyser (tab. 1) med datorprogram för den s.k. Rittmann-normen (Rittmann 1973). Numrering som i tab. 1.

QAP diagram (Streckeisen 1976) of serorogenic granites and granodiorites. Compositions calculated from chemical analyses (Tab. 1) according to the Rittmann "wet plutonic" norm (Rittmann 1973). Numbers as in Tab. 1.

beteckning som den vanliga porfyriska Härnögraniten, eftersom en strikt uppdelning inte kunnat göras vid länskarteringen.

Granodioriten vid Överhörnäs är grå eller rödgrå, och består av kvarts, plagioklas (ca 25–30% An), biotit, pertitisk mikroklin och ibland hornblände. Underordnat eller

accessoriskt uppträder titanit, opakmineral, flusspat, klorit, apatit och zirkon. Bergarten har markerats med svarta kryss och vita prickar på orangeröd bottenfärg. Kemisk analys ges i tab. 1 nr 95.

Den granit som är associerad med granodioriten vid Överhörnäs är gråröd eller röd till färgen och liksom granodioriten porfyrisk, med upp till 2–3 cm stora mikroklinögon av rektangulärt till kvadratiskt tvärsnitt. Huvudmineral och väsentliga mineral är kvarts, mikroklinpertit och plagioklas (albit eller oligoklas). Sistnämnda mineral är vanligen starkt sericit-epidotomvandlat. Underordnat till accessoriskt ingår biotit, klorit (sekundär efter biotit), epidot, sericit, apatit, opakmineral, zirkon och leukoxen. Kemisk analys ges i tab. 1 nr 112.

I trakten av sjön Torringen i nordvästra Medelpad (17G NV, 9a-b, 18G SV, 0a-b) uppträder grå, småkorniga granodioriter i nära anslutning till gråvit Härnögranit. Blottningsgraden tillåter inte att relationerna mellan granodioriter och Härnögranit klarläggs, men eftersom granodioriten helt synes sakna gnejsighet har den förts till de serorogena intrusiven och markerats med svarta kryss på orangeröd botten. Granodioritens åldersställning måste dock anses oklar, och det kan inte uteslutas att den tillhör de äldsta (primorogena) granitoiderna. Mineralogiskt dominerar plagioklas (oligoklas eller andesin med ca 20–40% An) och kvarts (se tab. 1 nr 97). Väsentliga mineral är kalifältspat (mikroklin, som dock i prov 97 omvandlats till ortoklas genom påverkan från den underliggande diabasen) och biotit. Underordnat till accessoriskt ingår sekundär sericit, prehnit och klorit, vidare opakmineral, zirkon, apatit och leukoxen/titanit.

På samma sätt som de tidigare beskrivna bergarterna har även de serorogena graniterna kontaktomvandlats intill Revsundsgraniten. I fält ger sig denna omvandling ofta tillkänna genom uppträdandet av brunröd almandingranat (fig. 49). Ibland ger mineralet upphov till fläckgraniter, och granaten (eller därur bildad sekundär klorit) omges då av en ljusare bård. Fläckar av cordierit, ofta tillsammans med andalusit, sillimanit och biotit, förekommer också. Fläckgraniter med granat finns t.ex. öster om Ramsele (19G NO, 7047-1536, se fig. 50) och nordost om S. Krokvattnet, nära Västerbottensgränsen (20I NO, 70809-16391). Granat finns också utan omgivande ljus bård på flera ställen, t.ex. söder om Valasjön (19G NO, 7f-g). Förekomsten av mineralet har (både för graniter och pegmatiter) markerats med svarta ringar på orangeröd botten, men någon åtskillnad i beteckningen har inte gjorts för granat bildad på kontaktmetamorf och annan väg.

I kontaktmetamorfa serorogena graniter ingår förutom kvarts, plagioklas, mikroklin, biotit och granat även cordierit, grön spinell, andalusit och sillimanit. Kemiska analyser av dessa graniter ges i tab. 1 nr 103-107, 110 och 114. Sammansättningen avviker inte på något väsentligt sätt från icke omvandlade graniters. Mineralanalyser av granat, cordierit, spinell och biotit ges i tab. 2 nr 128-139.

Den gröna spinellen är omgiven och "armerad" av cordierit (eller biotit, plagioklas). Dess bildning kan, liksom i gråvackorna, tillskrivas lokala SiO_2-underskott, uppkomna då bergartens kvarts förbrukats vid bildningen av cordierit ur biotit m.m.

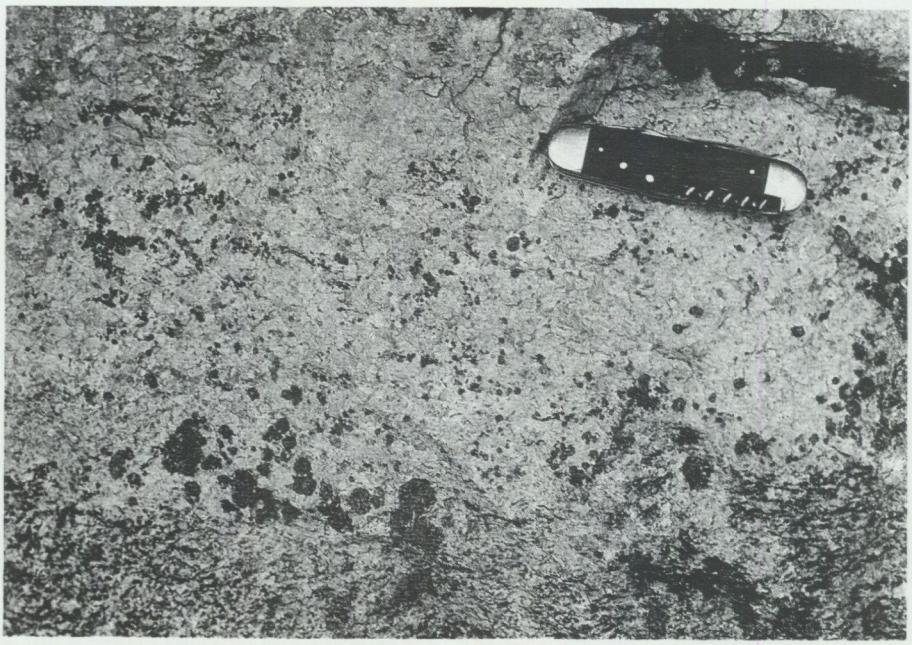


Fig. 49. Granat i serorogen, skiffrig granit (nedtill) och pegmatit (mitten och övre delen av bilden). Granaten har bildats genom inverkan från Revsundsgraniten. 3 km söder om Ramsele (19G NO, 704490-163375).

Garnet in serorogenic, foliated granite (lower part of picture) and pegmatite (central and upper parts). The garnet has been formed by thermal metamorphism caused by the intrusion of the Revsund granite magma.

Muskovit och sericit uppträder i de kontaktomvandlade graniterna endast som sekundära mineral, bildade vid retrograda reaktioner.

Kontaktomvandlingen av de serorogena graniterna kan bäst studeras i Ramseleområdet, men förekommer som nämnts även vid S. Krokvattnet på bladet Björna NO, och på flera andra ställen där granat uppträder invid Revsundsgraniten (se berggrundskartan). I en del fall, som kring gården Stenhällan öster om Flåsjön (21G SV, ca 7102-1510) saknas granat, och omvandlingen har i stället gett cordierit, som kan innehålla de karakteristiska inneslutningarna av grön spinell. Vidare ingår här andalusit, som "svampartade" kristaller i biotit, på liknande sätt som iakttagits i kontaktomvandlade gråvackor (sid. 37). Orsaken till denna textur är att andalusiten är hopvuxen med ett nätverk av kvarts.

Det skall nämnas, att även Härnögranitens pegmatiter kontaktomvandlats invid Revsundsgraniten, så att granat och cordierit bildats. Någon närmare undersökning av dessa pegmatiter har dock inte gjorts.

I strukturellt hänseende förefaller de serorogena graniterna ibland ha påpräglats en viss skiffrighet eller stänglighet intill Revsundsgraniten. Är denna slutsats korrekt,

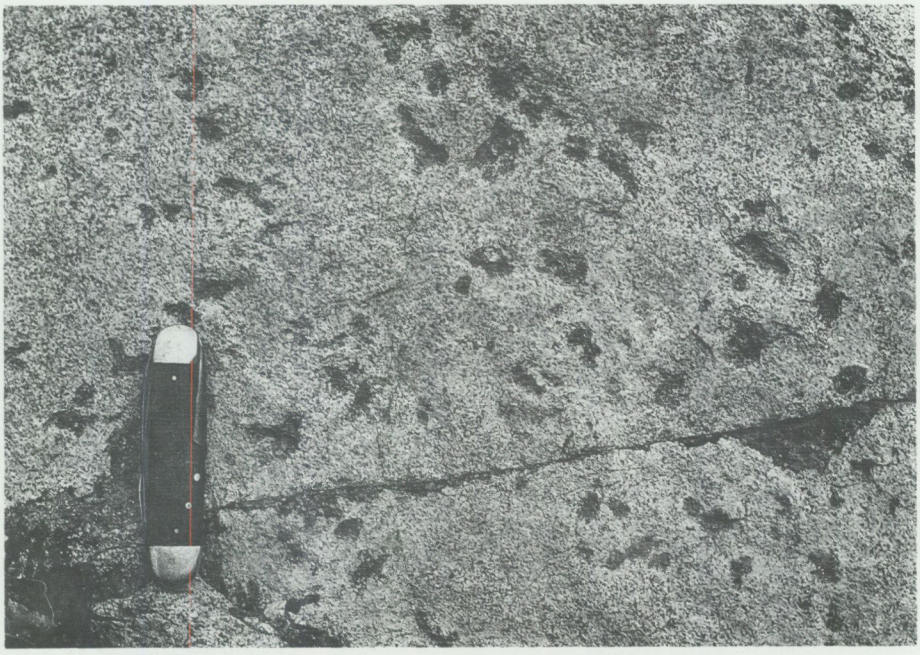


Fig. 50. Serorogen granit (Härnögranit) med fläckar av delvis kloritiserad granat och cordierit. Mineralen har bildats genom inverkan från Revsundsgraniten. 1 km SSV Märratjärnen (20I NO, 708080-163910).

Serorogenic granite (Härnö granite) with spots of partly chloritized garnet and cordierite. The latter minerals were formed by thermal influence from the Revsund granite magma.

innebär det att kontaktomvandlingen inte bara kan innebära ett utsuddande av gnejsighet som i de äldsta granitoiderna (sid. 76), utan även en viss deformation, sannolikt till följd av rörelser invid granitkontakten. I sammanhanget skall också nämnas, att rekristallisationen invid Revsundsgraniten ibland har lett till en förgrovning av framför allt kvartskornen i Härnögraniten, varigenom en svag men ändå påfallande kvartsporfyrisk textur uppkommit. Exempel på detta finns på Kälen norr om Nagasjökälen (20G NV, 70954-15140) och i trakten av gården Stenhällan (21G SV, ca 7102-1510).

PEGMATITER

De pegmatiter som tillhör de serorogena graniterna kan som nämnts säkert identifieras som sådana endast när de uppträder som yngre gångar eller mer oregelbundna kroppar i dessa graniter. På berggrundskartan har dock alla pegmatiter (med undantag av dem som är associerade med Revsunds- och rapakivigraniterna) givits samma orangeröda

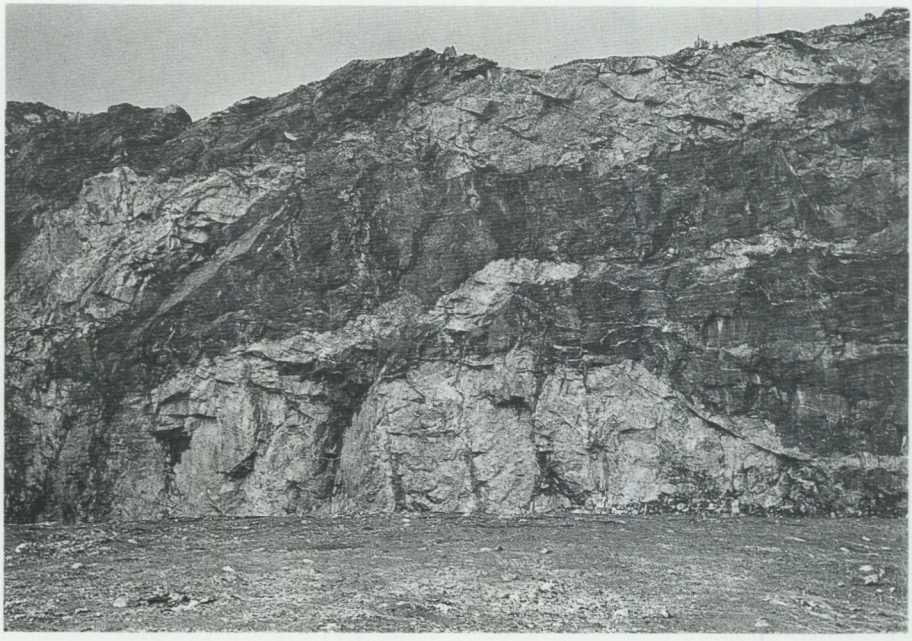


Fig. 51. Veckning i ådrad gråvackegnejs med ungefär konforma gångar av pegmatit. Bosvedjans stenbrott norr om Sundsvall (17H SO, 69241-15775).

Folding in veined greywacke gneiss with approximately conformable intrusions of pegmatite.

färg, antingen med överbeteckningen "P" för massiv som kan urskiljas i den aktuella kartskalan (över ca 100–200 m i diameter), eller som röda "kråkspark" för gångar eller småmassiv (jfr fig. 51). (Sistnämnda beteckning gäller även ett likartat uppträdande av graniterna själva.) Pegmatiter med tillhörande aplitgraniter och apliter som uppträder i form av maximalt ca 100–200 m stora kroppar i serorogen granit har markerats med svarta "kråkspark" på orangeröd botten. Vidare har pegmatitens färg angetts på samma sätt som för graniterna. Svart finprickning anger alltså röda till rödgrå pegmatiter, och avsaknad av prickning innebär gråvit färg, som är vanligast.

Pegmatiterna, som är mycket grovkorniga, med kristaller av centimeter- till decimeterstorlek, åtföljs ofta av finkorniga apliter och medel- till grovkorniga aplitgraniter. Alla dessa varieteter har sammanfattats under en beteckning på berggrundskartan. Normalt dominerar pegmatiter helt, men i sällsynta fall, som t.ex. på Bitarberget vid länsgränsen väster om Hocksjön (19G NV, 703470- 151670), kan aplit förekomma ensam.

Pegmatiternas huvudmineral är kvarts, mikroklinpertit (tab. 2 nr 140 och 144) och albitrik plagioklas. I många fall kan kvartsen uppträda fri från andra mineral som

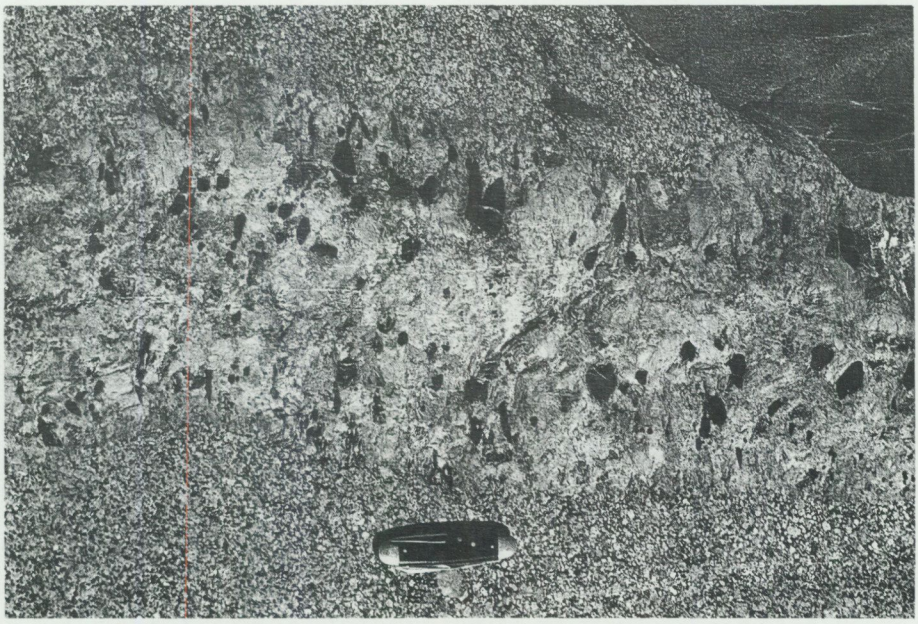


Fig. 52. Turmalinförande pegmatitgång i starkt migmatitiserad gråvackegnejs. Småholmarna, Härnön (17I NV, 69417-16095).
Tourmaline-bearing pegmatite dike in strongly migmatized greywacke gneiss.

s.k. centralkvarts, oftast i mitten av pegmatitgångar. Den har då bildats i slutskedet av pegmatitens kristallisation. Även mikroklinpertiten kan sällsynt förekomma praktiskt taget ren, utan inblandning av andra mineral. Det enda betydelsefulla exemplet på en pegmatit där både kvarts och mikroklinpertit konstaterats uppträda skilda åt i rena (monominerala) ansamlingar är Långsjökullens kvarts-fältspatbrott nordväst om Edsele (19G NO, 703640-153150). I pegmatiter med centralkvarts är annars normalt fältspaten blandad med kvarts och glimmer invid kontakterna. På grund av sitt innehåll av industrimineralen kvarts och fältspat har vissa av länets pegmatiter varit föremål för brytning (se sid. 302).

Pegmatiternas glimmer är både biotit och muskovit. Biotiten är ofta starkt omvandlad till klorit. Muskoviten uppträder många gånger i centimeter- till decimeterstora solfjäder- eller kvastformade aggregat. Proportionerna mellan de båda glimrarna varierar i stort på samma sätt som i de serorogena graniterna (sid. 93).

Hornblände förekommer endast sällsynt i länets pegmatiter, men har iakttagits i en del fall där pegmatiten bildar gångar eller sliror i amfibolit.

Ett mineral som uppträder allmänt i länskartans pegmatiter är svart turmalin.

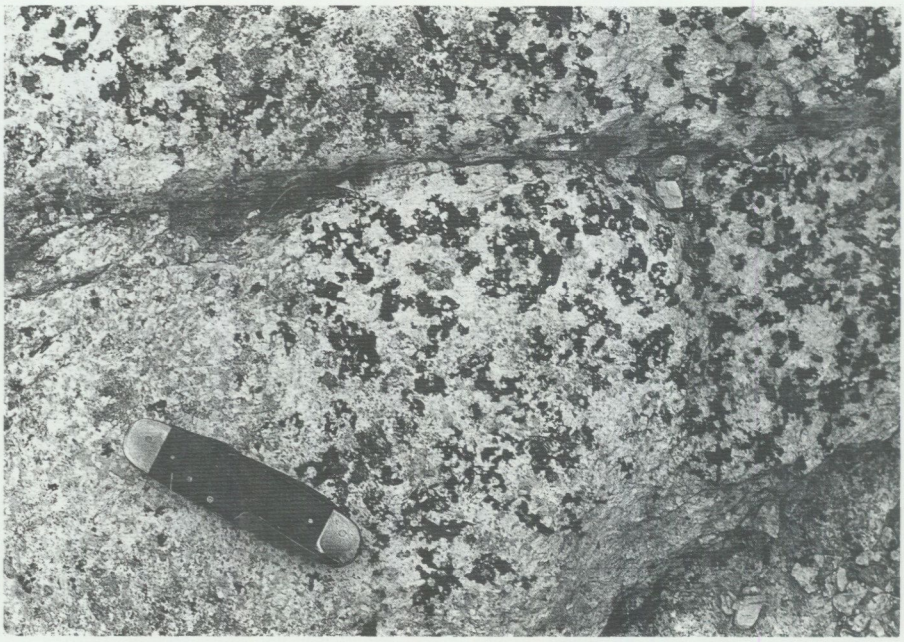


Fig. 53. Turmalinförande aplitgranit i randzonen mellan pegmatit och serorogen granit (Härnögranit). Långsjökullens kvarts-fältspatbrott, Edsele (19G NO, 703640-153150).

Tourmaline-bearing aplite granite in the border zone between pegmatite and serorogenic granite (Härnö granite).

Orsaken är sannolikt att gråvackorna och argilliterna innehåller små mängder av mineralet. Detta framgår även av de kemiska analyserna i tabell 1 (nr 1-35), som visar borhalter upp till 160 ppm. Vid migmatitiseringen har gråvackornas turmalin troligen delvis brutits ned, och dess komponenter har därvid kommit att ingå i de så bildade granitiska mobilisaten. När dessa senare kristalliserat har turmalinen nybildats, denna gång som upp till decimeterlånga prismor i granit eller pegmatit. Mineralet är alltid svart (varieteten schörl). Röda, gröna eller blå varieteter (rubellit, verdelit och indigolit) har inte iakttagits inom länskartans område, trots att förstnämnda två förekommer i den sannolikt närbesläktade pegmatiten vid Varuträsk i Västerbotten (Quensel 1952).

Turmalinen kristalliserar ibland med prismornas längdaxel vinkelrätt mot pegmatitgångens kontakter (fig. 52). Mineralet känns igen på sin striering parallellt med prismats längdaxel och på sitt tvärsnitt i form av en lätt avrundad trekant. Turmalin kan ses i pegmatiter på många ställen i länet, t.ex. i området Järkvissle – Liden – Indal (18H SO, 17H NV), kring Sundsvall (t.ex. i en vägskärning vid Kovland, 17H NV, 692920-157030) och i trakten av Härnösand (17I NV). Mineralet uppträder också rikligt i den grovkorniga aplitgranit som utgör randzonen på Långsjökullens kvarts-fältspatpegmatit (19G NO, 703640-153150; fig. 53).

I länets pegmatiter finns inte sällan små (upp till 1 cm i diameter) kristaller av brunröd granat och av blågrön till grågrön apatit. Sistnämnda mineral finns t.ex. i aggregat av upp till 4–5 cm i diameter i en pegmatit vid Lagmansören väster om Bergeforsen (17H NV, 693565-157335).

I vissa pegmatiter kan granatkristallerna nå en diameter på flera centimeter. Vackra granater av denna storlek finns i pegmatitbrott på norra delen av Snödåsberget vid Lugnvik (18I NV, 698320-160890). Mineralet är här almandin-spessartindominerat (se tab. 2 nr 147). Granat av likartad sammansättning finns även t.ex. i ett mindre kvartsbrott i en pegmatitgång vid Sundet öster om Hoting (21G SV, 711135-152490; tab. 2 nr 148), i Långsjökullens kvarts-fältspatbrott som ett flera kubikmeter stort aggregat i centralkvarts (tab. 2 nr 146), och i Sels-Vitbergets kvartsbrott vid Bollstabruk (18H NO, 699020-158995, tab. 2 nr 141). Almandingranat finns också i södra och mellersta Medelpads pegmatiter, som dock delvis kan vara primorogena (sid. 85), samt i pegmatiter som kontaktomvandlats av Revsundsgraniten (jfr sid. 36).

Beryll ingår i en del pegmatiter, t.ex. på Sels-Vitberget, där mineralet kristalliserat som upp till ett par meter långa och maximalt 25 cm tjocka, grönaktiga prismor med sexkantigt tvärsnitt (jfr Lundegårdh 1971, sid. 91; de stora kristallerna är numera bortsprängda). Mineralet finns också rikligt tillsammans med turmalin och granat i ovannämnda pegmatitgång vid Sundet öster om Hoting (fig. 54). Beryllkristallerna når här 2 dm i längd. Beryll har också iakttagits i ett flertal andra pegmatiter i länet (Toverud m.fl. 1985, Smeds och Tuuri 1986), t.ex. vid Gottne (19I NO, 8f), norr om Stor-Degersjön (19I SV, 2c) och i Långseleområdet (19H SV, 0c, 1c-d). Mineralet uppträder ofta tillsammans med columbit, kassiterit, spodumen m.m. (se nedan).

Som nämnts ingår apatit som vanligen blågröna till grågröna kristaller i flera pegmatiter i länet (analyser, se tab. 2 nr 143 och sid. 304). Även andra, mer sällsynta fosfater förekommer. Så finns t.ex. triplit i form av brunsvarta aggregat i pegmatiten på Sels-Vitberget (tab. 2 nr 142). Vidare ingår sarkopsid och graftonit (tab. 2 nr 149 och 150), delvis i lamellartad sammanväxning, som flera decimeter stora kristaller i en pegmatit vid Berg nära Sollefteå (19H SV, 701055-157285). Pegmatiten vid Berg har studerats av Olof Gabrielson vid riksmuseets mineralogiska sektion, som gjort en omfattande provtagning av de ingående mineralen. Proverna ingår i riksmuseets samling av svenska mineral. Förutom de nämnda fosfaterna finns bl.a. turmalin och svavelkis i pegmatiten vid Berg.

En del av länets pegmatiter har genom LKAB Prospekterings arbeten i regionen under 1980-talet visat sig innehålla mineral av tenn, litium, niob och tantal (Smeds 1984, Fredrikson och Tuuri 1986, Smeds och Tuuri 1986; se även Ek och Rönnlund 1983 och Sundblad 1986). Dessa pegmatiter uppträder som gångar i välbevarade metagråvackor i trakten Västanå – Järkvissle (18G SO), kring Sidensjö (19I SV och SO), öster om Lövvik (18I SV, 3d) och vid Långsele (19H SV). De förekommer även i Jämtlands län vid Bispgården (norr om Järkvissle) och vid Räggen strax norr om Medelpadsgränsen (18G SV). Liknande pegmatiter har påträffats i trakten av Seinäjoki i Österbotten i Finland (Alviola 1986).



Fig. 54. Beryllkristall i centralkvarts i pegmatitgång. Stenbrott i sydsluttningen av Lill-Gullberget, Sundet (21G SV, 711135-152490).
Beryl in central quartz in pegmatite dike.

Pegmatiterna med tenn, litium, niob och tantal har muskovit som dominerande glimmer. Tenn uppträder enligt Smeds (1984) som kassiterit i upp till centimeterstora, mörkbruna eller brunsvarta kristaller. Mineralet innehåller små rundade inneslutningar av columbit-tantalit i zonvis anordning. I Västanå – Järkvissleområdet omges kassiteriten i några fall av ett tunt skal av herzenbergit (SnS) som förtränger kassiteriten. Tillsammans med herzenbergit finns det icke-definierade mineralet "varlamoffit", "Sn(O, OH) ". I gångarna vid Västanå–Järkvissle finns även columbit-tantalit, som förträngs av fersmit, vilket innebär att järn och mangan ersätts av kalcium (Smeds 1984).

Litiummineralen i de aktuella pegmatiterna utgörs av svagt grönaktig spodumen och av petalit. Den senare, som endast påträffats i Järkvissleområdet, har delvis omvandlats till en sammanväxning av kvarts och spodumen (Sten-Anders Smeds, Uppsala, muntligt meddelande 1989). Litium kan även uppträda i det järn-manganhaltiga fosfatet trifylin (Smeds och Tuuri 1986; Sten-Anders Smeds, Uppsala, muntligt meddelande 1989). Trifylin har i vittringszonen vanligen omvandlats till vackert lilafärgad heterosit eller till brunröd ferrisicklerit. Sistnämnda mineral har i jämförelse med trifylin lägre litiumhalt och en del av järnet har oxiderats till trevärd form. Heterositen är litiumfri, och både järn och mangan har här oxiderats.

Columbit kan, förutom i de litium-tennförande gångarna, även uppträda i andra pegmatiter, t.ex. i Sels-Vitbergets kvartsbrott (Sten-Anders Smeds, Uppsala, muntligt meddelande 1984).

I flera av länets pegmatiter finns sulfider i kristallanhopningar som kan bli knytnävsstora. På Sels-Vitberget förekommer sålunda arsenikkis och svavelkis, och i kvartsbrottet vid Äskja i Ullånger (18I NV, 699420-162220) arsenikkis, svavelkis, kopparkis, zinkblände och något molybdenglans (se även Sundius 1952). Svavelkis finns som nämnts bl.a. i pegmatiten vid Berg. Mineralet ingår för övrigt inte sällan i obetydliga mängder i länets pegmatiter.

Järn-arsenikmineralet löllingit rapporterades av A. Högbom (1929) förekomma i en turmalinpegmatit i trakten av Västersel (19I SO, 3f). Denna pegmatit innehåller också små mängder kopparkis. Löllingit finns även i kvartsbrottet på Långsjökullen i Edsele i form av centimeterstora kristallanhopningar. Löllingit och/eller arsenikkis förekommer också sparsamt i många små pegmatitgångar i länet (Sten-Anders Smeds, Uppsala, muntligt meddelande 1989).

GÅNGKVARTS

Gångkvarts uppträder främst i de välbevarade gråvackorna men även i annan berggrund, och utgörs av mer eller mindre regelbundna gångar och körtlar eller av tunna ådror och sprickfyllnader. Dessa består av ren kvarts utan större inslag av fältspat och glimmer. Förekomsterna innehåller normalt inte några större kvartskoncentrationer, utan är vanligtvis maximalt av storleksordningen 10 x 10 m i hällytan. En del av gångarna har dock större volym, och har undersökts med tanke på brytning för kiselmetallframställning vid Kema Nords fabrik i Ljungaverk (sid. 302 ff.).

En del av kvartsgångarna torde ha samma ålder som de serorogena pegmatiterna och vara ett slags lågtempererade motsvarigheter till dessa. Framför allt i senare skeden av den geologiska utvecklingen har kvarts sannolikt också kristalliserat i gångform. Kvartsbildningen betingas då av tektoniska brottlinjer i berggrunden, längs vilka hydrotermala lösningar sökt sig fram.

Tidigare (sid. 53) har beskrivits den kvarts-sillimanitbergart av oklart ursprung, som finns på Kölaberget i västra Medelpad. Med den tolkning som framförts av Hallberg (1988) bör denna bergart snarast tolkas som en starkt rekristalliserad och förgrovad kiselsyrautfällning med inslag av lerigt material (kaolin m.m.).

POSTOROGENA – ANOROGENA BERGARTER

POSTOROGENA INTRUSIVBERGARTER

REVSUNDSSVITEN OCH BESLÄKTADE BERGARTER

Efter de stora veckningsförloppen och efter de serorogena graniternas och pegmatiternas bildning trängde betydande volymer av väsentligen granitisk magma in i berggrunden. Resultatet blev att stora granitmassiv bildades i nuvarande norra Ångermanland med fortsättning in i östra Jämtland och norra Medelpad, samt mot norr in i Västerbottens län fram till Skelleftefältet. Graniten, som till större delen är grovporfyrisk och ovanligt homogen, benämns Revsundsgranit efter typområdet söder om Östersund (Högbom 1894). I mer begränsad utsträckning följs graniten av granodioriter, kvartsmonzodioriter och kvartsmonzoniter. Sällsynt finns också dioriter till tonaliter, som sannolikt är tidiga förelöpare till graniten. Ett lämpligt sammanfattande namn på graniten och de närbesläktade intrusiven är Revsundssviten.

Samtliga nämnda intrusivbergarter är massformiga och opåverkade av den regionala svekokarelska veckningen och metamorfosen. I begränsad omfattning finns dock olika parallellstrukturer, som kan förklaras antingen genom flytrörelser i magman eller genom rörelser längs unga svaghetszoner.

Revsundssvitens bergarter har p.g.a. sin stora volym sannolikt orsakat deformationer i sin omgivning. Omfattningen av dessa är dock svår att uppskatta utan mer ingående strukturgeologiska analyser. Påtagligt är dock att Revsundsgraniten p.g.a. magmans höga temperatur (800°–900°) orsakat en kontaktomvandling inom en ibland flera kilometer bred aureol. Alla äldre bergarter från metasediment och metavulkaniter till primorogena och serorogena intrusivbergarter har tydligt påverkats invid kontakten (sid. 36, 61, 72, 78, 84 och 97). När det gäller de primorogena granitoiderna (urgraniterna) har denna omvandling lett till bergarter som inte alltid med säkerhet kan skiljas från Revsundsgraniten (sid. 76).

Till skillnad från de serorogena graniterna har Revsundsgranitens magma varit fattig på volatila ämnen (vatten). Detta framgår av att pegmatiter och apliter endast uppträder sparsamt i graniten. En konsekvens av den låga vattenhalten är att magman haft en förhållandevis hög temperatur, vilket underlättat de nyssnämnda kontaktomvandlingarna.

REVSUNDSGRANIT

Den helt dominerande delen av Revsundssviten utgörs av ögongraniter (fig. 55) som till färgen växlar mellan grå och rödgrå eller gråröda. De rödaktiga varieteterna har på berggrundskartan markerats med svartprickning på violettröd bottenfärg. Ögonen (strökornen, megakristerna), som består av pertitisk mikroklin, utgör vanligen ca 20–

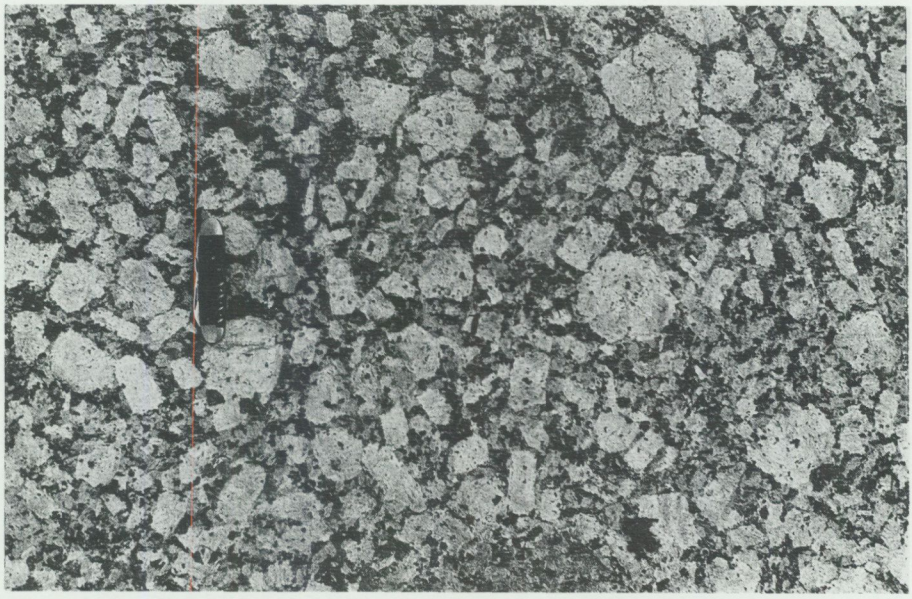


Fig. 55. Grovporfyrisk, rödgrå Revsundsgranit. Bodumsjön (19J NO, 704890-164630).
Coarse-porphyritic reddish grey Revsund granite.

35% av bergarten, men underordnat kan halten vara lägre, vilket resulterar i mer granodioritiska sammansättningar. De är runda till rektangulära och upp till 10 cm i diameter. Lokalt kan dm^3-stora anhopningar av ögon förekomma. Rapakivitextur (plagioklasmantlar runt mikroklinögon) är inte ovanlig. Framför allt nära kontakterna, men även i en del andra områden, är ögonen mindre än normalt (under 2–3 cm), samtidigt som ögonfrekvensen också kan vara lägre och sammansättningen mer granodioritisk. I förstnämnda fall, t.ex. i trakten av Ramsele (19G NO, 8f, 9f-h), är den småporfyriska strukturen uppenbarligen att tolka som följden av en relativt snabb avkylning mot sidoberget. I sistnämnda fall, t.ex. söder om Kängsjön (19G NV, 7-8 b-c), kan ett numera borteroderat tak av äldre bergarter ha existerat inte långt ovanför den nuvarande bergytan. Även här är det i så fall fråga om en avkylningseffekt.

Revsundsgraniten är normalt helt massformig, men en viss parallellstruktur (betecknad med svarta likhetstecken på berggrundskartan) kan ibland markeras av biotitrika sliror. Dessa sliror förefaller i en del fall vara starkt utvalsade basiska inneslutningar. I vissa områden, t.ex. i ett stråk norr och öster om Solberg (20H NO, 5i-j), är parallellstrukturen utpräglad (fig. 56), och uppkommer här framför allt genom att avlånga rektangulära mikroklinögon ligger orienterade i en viss riktning (NV–SO till VNV–OSO).

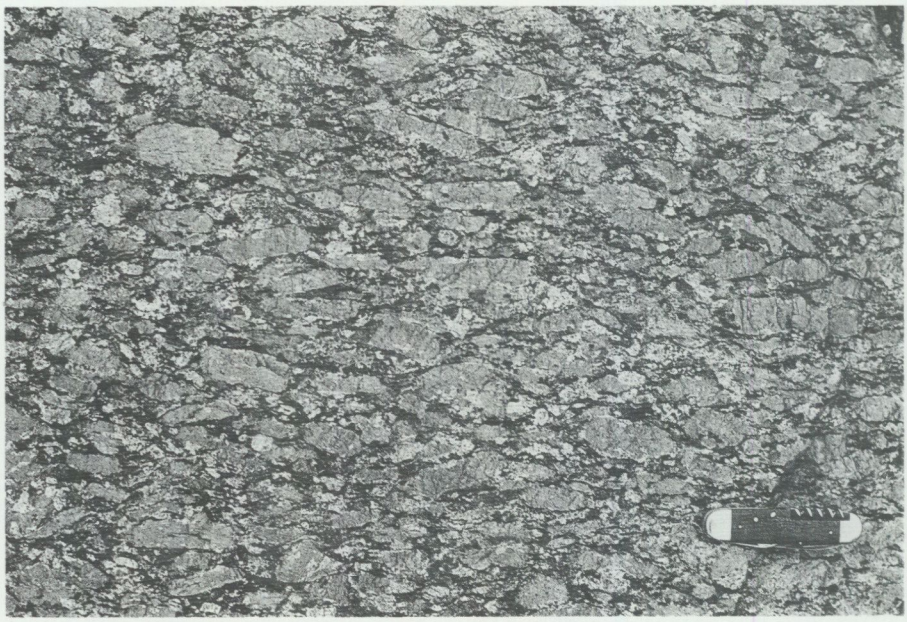


Fig. 56. Rödgrå, grovporfyrisk Revsundsgranit med parallellstruktur sannolikt uppkommen vid flytrörelser i magman och efterföljande deformation. Norr invid Byxsjön (20H NO, 707650-159410).

Reddish grey, coarse-porphyritic Revsund granite. The parallel structure is probably a consequence of flow movements during intrusion and subsequent deformation.

Revsundsgranitens ställning i förhållande till veckningen framgår av att gnejs- och migmatitstrukturer genomskurits av graniten eller av gångformiga utlöpare från denna (fig. 57), samtidigt som nya mineral bildats i sidoberget (sid. 106). Granitens åldersrelation till de serorogena graniterna (Härnögranit m.m.) framgår dels av olika kontaktmineral i de senare (sid. 97), dels av de i Revsundsgraniten i norra Ångermanland allmänt förekommande brottstyckena av gråvit, fin- till medelkornig granit, ibland med listformade ögon (fig. 58). Brottstyckena är ofta avrundade i formen, vilket ger intryck av att de korroderats av Revsundsgranitmagman. De är ibland omgivna av en tunn bård av grov mikroklin (fig. 59). En olikhet mot Härnögraniten är, att i varje fall i vissa brottstycken vanligt hornblände förekommer. Av tillgängliga observationer att döma verkar det sannolikt att en del brottstycken (t.ex. medelkorniga, hornbländeförande) utgör fragment av tidigt kristalliserade led i Revsundssviten, medan andra, företrädesvis finkorniga eller med listformade mikroklinögon, består av serorogena graniter. Andra typer av brottstycken i Revsundsgraniten är metagråvacka (mer eller mindre kontaktomvandlad), metabasalt, primorogen gabbro, tonalit och granodiorit, pegmatit och gångkvarts. Basiska inneslutningar är inte sällan rundade och

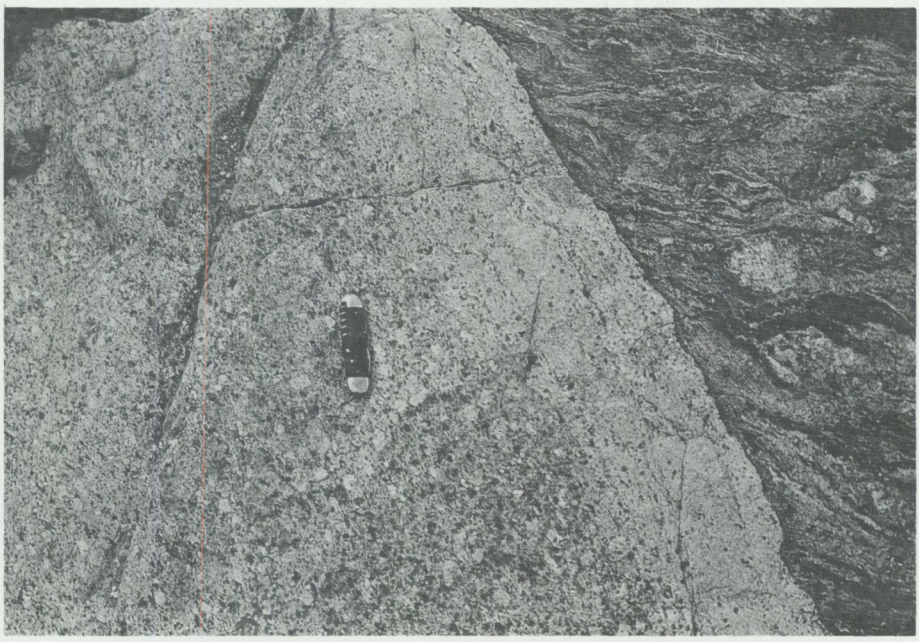


Fig. 57. Granitporfyrgång med finkornig randfacies, hörande till Revsundsgraniten. Gången genomslår migmatitiserade gråvackegnejser (t.h.). Skåltjärnarna (20I SV, 706530-161670).

Dike of granite porphyry with fine-grained margin, cutting migmatized greywacke gneisses (right). The dike is related to the Revsund granite.

innehåller mikroklinögon och kvartskorn av samma slag som i omgivande granit. Det kan här röra sig om samtidig intrusion av basisk och sur magma (engelska: *magma mingling*), varvid droppformiga inneslutningar av den förra i den senare tagit upp tidigt bildade kristaller ur granitmagman (jfr sid. 165).

Gradvisa övergångar mellan Revsundsgraniten och graniter av serorogen typ (jfr Högbom 1894) har inte kunnat konstateras vid länskarteringen. Däremot finns en del varieteter av sistnämnda graniter som är mer grovporfyriska än normalt och därför påminner om Revsundsgraniten (sid. 88). Vissa ögonförande graniter som på berggrundskartan betecknats som serorogena utgör p.g.a. sina relativt grova ögon (ca 3 cm) ett slags övergångstyper som inte alltid med säkerhet kan skiljas från (småporfyrisk) Revsundsgranit. Hit hör bl.a. graniter med listformade ögon kring Stor-Hattsjön (20J SV, 1-2a-b).

Radiometrisk datering av zirkon i Revsundsgranit från Bodumsjön (19I NO, 704895-164600) har gett 1798±8 miljoner år (Claesson och Lundqvist 1990). Datering av zirkon i Revsundsgranit från Joranområdet i Västerbottens län har enligt Wilson m.fl. (1985) gett 1744±35 miljoner år. Enligt samma författare har en date-

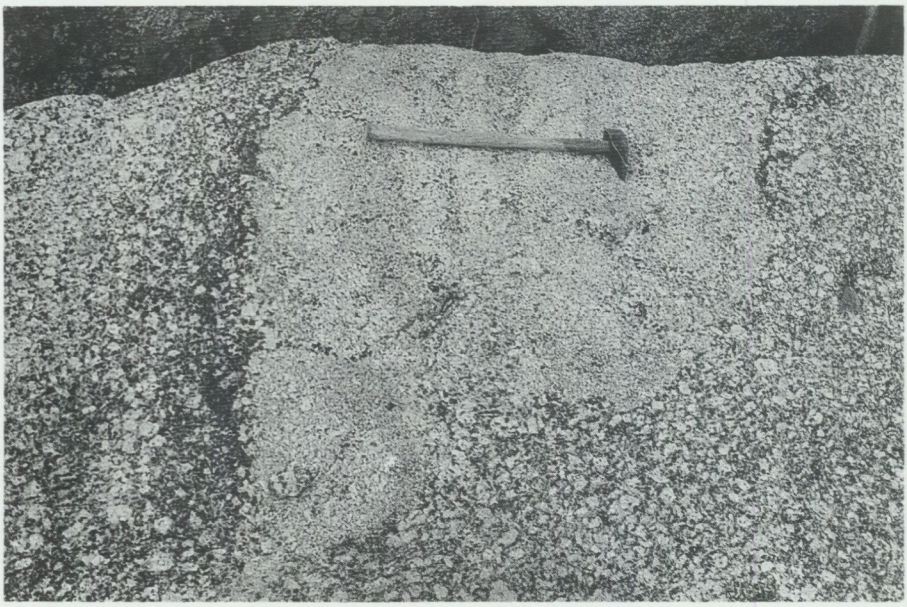


Fig. 58. Inneslutning i grovporfyrisk Revsundsgranit av serorogen granit med listformade mikroklinögon. Tallberget, strax norr om St. Röjtjärn (20I NO, ca 70760-16429).

Coarse-porphyritic Revsund granite with xenolith of serorogenic granite with lath-shaped microcline megacrysts.

ring på zirkon från grov Revsundsgranit, biotitgranit och graniter från Grundfors och Joran, samt monazit från tvåglimmergranit i Västerbottens län gett 1769 miljoner år. Det är dock oklart hur sistnämnda bestämning skall tolkas, eftersom den även omfattar material som inte säkert hör till Revsundssviten (särskilt tvåglimmergraniten). Patchett m.fl. (1987) rapporterar uran-blyåldern 1789±9 miljoner år för zirkoner i Revsundsgranit från Jämtlands län. En liknande ålder (1778±16 miljoner år), erhållen med samma metod, ges av Skiöld (1988) för graniter av Revsundstyp i norra delen av Västerbottens län.

Mineralogiskt domineras Revsundsgraniten av mikroklinpertit, kvarts och plagioklas. Mikroklinpertiten bildar främst ögon, men finns även i den vanligen grovt medelkorniga grundmassan. Plagioklasen ingår i grundmassan och är en oligoklas eller andesin, normalt med ca 20–35% An. Undantagsvis kan sammansättningen bli något anortitrikare eller -fattigare, i sistnämnda fall till följd av albitisering vid sekundära omvandlingar till sericit, epidot m.m. Plagioklasen är vanligen något zonerad. Invid mikroklin bildar den myrmekitiska korn innehållande orienterade inväxningar av kvarts.

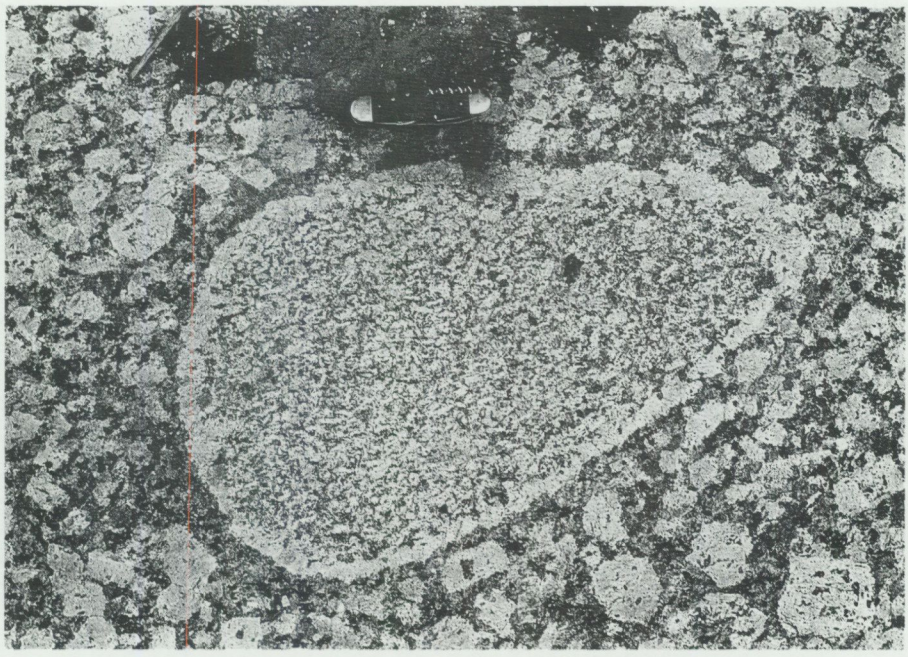


Fig. 59. Rundad inneslutning av serorogen granit i grovporfyrisk Revsundsgranit. En bård av mikroklin omger inneslutningen. Nordankäl (20G SO, 706165-153200).

Rounded xenolith of serorogenic granite in coarse-porphyritic Revsund granite. The xenolith is mantled by microcline.

De mörka mineralen i Revsundsgraniten utgörs mest av biotit och hornblände, som vanligen ingår i väsentlig eller underordnad mängd. Inte sällan kan dessa mineral uppträda koncentrerade till mörka sliror eller band i graniten (fig. 60). I rödaktiga granittyper är halten av mörka mineral oftast något lägre än i grå. Underordnat eller accessoriskt ingår apatit, titanit, zirkon och opakmineral. Små mängder flusspat, ortit, kalcit och turmalin kan ibland också förekomma. Epidot, sericit och prehnit är sekundära efter plagioklas, klorit efter biotit och hornblände. Extrem lågtemperaturomvandling, ibland i kombination med krossning, kan ge spektakulära bergarter bestående av kraftigt röd mikroklin simmande i en gulgrön grundmassa av albit, kvarts, epidot, sericit och klorit. Sådana bergarter har iakttagits i fast klyft bl.a. norr om Vallen (20G NO, 7079-1545), och dessutom i talrika moränblock på flera andra ställen i länet.

Kemiska analyser av Revsundsgranit ges i tab. 1 nr 115-125, 134, 136, 138 och 140-158. Mineralkemiska analyser av biotit och hornblände återfinns i tab. 2 nr 151-154. Den kemiska och isotopgeokemiska sammansättningen hos Revsundsgraniten pekar på ett helt annat ursprung än för Härnögraniten. Revsundsgraniten är närmast en



Fig. 60. Biotitrik slira i grovporfyrisk Revsundsgranit. T.h. inneslutning av serorogen granit. 500 m VNV Stordalsberget (20J SV, 705040-165240).

Biotite-rich schlieren in coarse-porphyritic Revsund granite. Right of centre is an inclusion of serorogenic granite.

övergångstyp mellan s.k. I- och A-graniter. Dess magma har sannolikt bildats vid smältprocesser nära jordskorpans bas, ur en berggrund av helt annan karaktär än de gråvackedominerade komplex som vi idag finner vid ytan (jfr Claesson och Lundqvist 1990).

I Revsundsgranitens randzoner, särskilt i trakten av Ramsele (19G NV, NO), uppträder granat (almandin), sannolikt som följd av assimilationsprocesser. Mineralet kan vid riklig förekomst bilda upp till knytnävsstora aggregat i graniten, som ofta är mörkare och fattigare på kalifältspatögon (mer granodioritisk; tab. 1 nr 159) än normalt, och förutom granat även innehåller ortopyroxen. Mineralkemiska analyser av granat, ortopyroxen och biotit ges i tab. 2 nr 155-160. Granat i riklig mängd har markerats med små svarta ringar på Revsundsgranitens violettröda bottenfärg.

Den mineralogiska sammansättningen för Revsundsgraniten och samhöriga intrusivbergarter har beräknats ur kemiska analyser enligt den s.k. Rittmann-normen (fig. 61). En relativt stor variation i sammansättningen existerar (kvartsmonzodiorit, kvartsmonzonit, granodiorit och granit), även om de granitiska leden är kvantitativt helt dominerande.

Drake (1981) studerade Revsundsgranitens geokemi, speciellt med avseende på tenn, volfram och molybden. Undersökningen har omfattat vissa speciella bergarts-

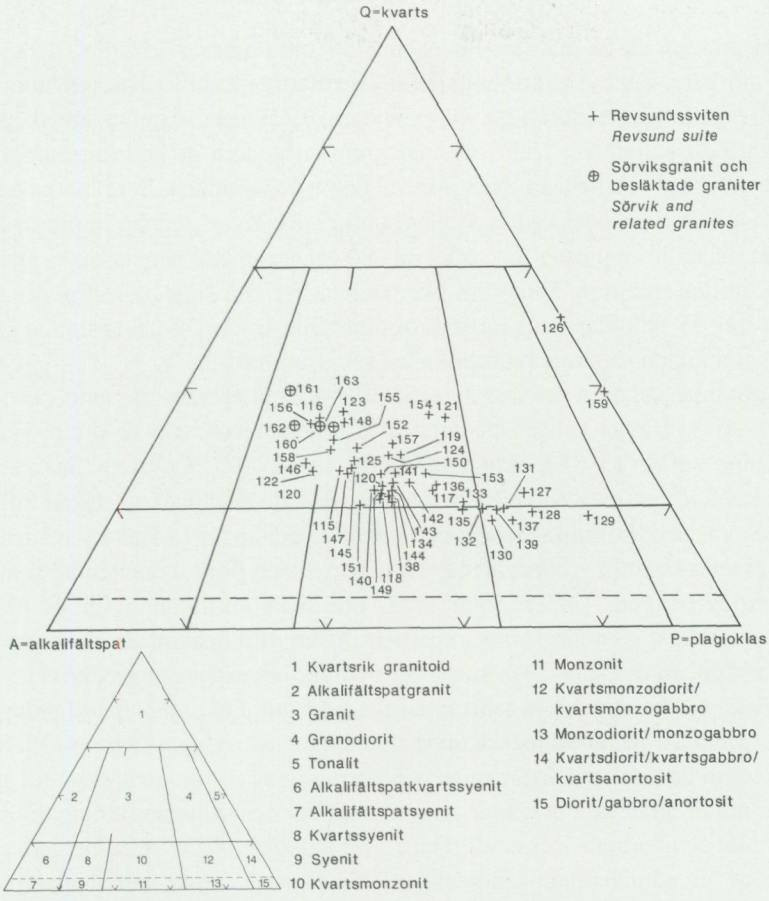


Fig. 61. QAP (kvarts–alkalifältspat–plagioklas)-diagram enligt Streckeisen (1976) över Revsundssvitens bergarter, inkl. Sörviksgraniter. Mineralsammansättningen har beräknats ur kemiska analyser (tab. 1) med dataprogram för den s.k. Rittmann-normen (medeltal *"wet plutonic"* och *"dry plutonic"* för nr 126–133, 135, 137 och 139, i övrigt *"wet plutonic"*) enl. Rittmann (1973).

QAP diagram (Streckeisen 1976) of the Revsund suite (including Sörvik granites). Compositions calculated from chemical analyses (Tab. 1) according to the Rittmann norm (mean of "wet plutonic" and "dry plutonic" norms for nos. 126–133, 135, 137 and 139, otherwise "wet plutonic").

typer, klassificerade som Revsundsgranit, i Västerbottens län. Dessa graniter, som i sin huvudelementsammansättning förefaller mer lika Härnögraniten i Västernorrlands län, är rika på element som litium, torium, uran, kalium och fluor, och är speciellt intressanta för prospektering på tenn och volfram (jfr även Armands och Xefteris 1987). Revsundsgraniter i Västernorrland uppvisar inga höga värden på uran och torium (sid. 332 f.).

KVARTSMONZODIORIT M.M.

Vid länsgränsen väster om Stor-Finnsjön, VSV om Ramsele (20G SV, 0-1a-c), uppträder mörkare, relativt kvarts- och kalifältspatfattiga led i Revsundssviten. De har normalt en kvartsmonzodioritisk till granodioritisk eller kvartsmonzonitisk sammansättning, och skiljer sig från Revsundsgraniten genom att kalifältspatögonen är mindre och färre och halten mörka mineral högre än i graniten. Bergarterna har utförligt behandlats i en publikation av Persson (1978). Kvartsmonzodioriternas färg är gråsvart, men blir mot öster mer grå, i en övergångszon mot den normala, grovporfyriska Revsundsgraniten. Samtidigt blir ögonen fler och större. Genom dessa övergångar står det helt klart att kvartsmonzodioriterna är nära besläktade med graniten, och är att uppfatta som relativt basiska led i Revsundssviten.

Närmast länsgränsen är kvartsmonzodioriterna som nämnts gråsvarta, och innehåller ca 5–10% gråvita kalifältspatögon med en diameter under 2–3 cm. Halten av mörka mineral är 25–35%. Plagioklas med ca 33–38% An utgör huvudmineral, medan kalifältspat (mest fin- eller kryptopertitsk ortoklas), pyroxen, biotit (ofta i centimeterstora, poikilitiska kristaller) och ibland kvarts ingår i väsentlig mängd. Pyroxenen är mest en ortopyroxen, men även klinopyroxen finns, i många fall som bårder runt ortopyroxenen. Underordnat ingår uralitiskt hornblände (grönt–blågrönt–brungrönt, ibland med färglösa kärnpartier), kvarts och opakmineral. Accessorier är apatit, zirkon, epidot, klorit och kalcit. Kvartsmonzodioriten kännetecknas i övrigt av sliror av de mörka mineralen, samt av talrika mörkgrå, finkorniga inneslutningar med ungefär samma mineralsammansättning som omgivande bergart (Persson 1978).

Öster om de gråsvarta kvartsmonzodioriterna finns en zon med grov- till småporfyriska, grå till gråsvarta bergarter, som till struktur och sammansättning bildar övergångar mot den normala Revsundsgraniten (se Persson 1978). Dessa bergarter kännetecknas av huvudmineralet plagioklas (ca 25–38% An), medan kalifältspat (mest fintill kryptopertitisk ortoklas), kvarts och biotit utgör väsentliga mineral. Kalifältspatögonen är i genomsnitt fler och större än i kvartsmonzodioriterna, men relativt stora variationer förekommer. Underordnat ingår uralitiskt hornblände, orto- och klinopyroxen. Accessorier är opakmineral, apatit, zirkon, epidot, kalcit och prehnit.

Kemiska analyser av kvartsmonzodioriter och kvartsmonzoniter ges i tab. 1 nr 127-133, 135, 137 och 139. Mineralkemiska analyser av biotit, hornblände, orto- och klinopyroxen återfinns i tab. 2 nr 161-168.

Det är intressant att notera, att kalifältspaten i kvartsmonzodioriterna och i övergångszonen mot normal Revsundsgranit i öster är en (pertitisk) ortoklas, medan den i själva Revsundsgraniten är en mikroklin (Persson 1978). Orsaken kan vara att det rör sig om relativt ytnära intrusioner, i vilka avkylningen skett förhållandevis snabbt så att en omvandling av ortoklas till mikroklin (triklinisering) försvårats. Nämnas skall också, att ortoklas även uppträder i den normala, grå Revsundsgraniten i området Vängelälven – Ramselesjön – Stor-Finnsjön (20G SV; se Persson 1978). En orsak

till detta kan vara värmepåverkan vid den yngre Nordsjömonzonitens intrusion (sid. 153).

Persson (1978) har också studerat de kemiska variationerna i Revsundssviten, och däri även inbegripit den nedan beskrivna Sörviksgraniten. Den differentiationstrend som Revsundssviten visar är snarlik de finska rapakivigraniternas. Vissa likheter finns också med Ragundamassivets granitiska till syenitiska bergarter (jfr Kornfält 1976).

SÖRVIKSGRANIT OCH BESLÄKTADE BERGARTER

Till Revsundssviten räknas här den småporfyriska Sörviksgraniten och besläktade mer jämnkorniga bergarter. De uppträder i ett flertal små förekomster i gränsområdet mellan norra Jämtland och Ångermanland (se även Lundegårdh m.fl. 1984). På föreliggande länskarta finns Sörviksbergarterna markerade vid länsgränsen väster till nordväst om Ramsele (19G NV, 20G SV), samt i området Nagasjön – Hällvattnet (20G NV). Öster om Nagasjön (20G NV, 7-8c-d) finns den största förekomsten, i gränsen mellan Revsundsgranit och serorogen granit och pegmatit.

Högbom (1894) noterade förekomsterna av Sörviksgranit, och ansåg att många av dem utgjorde strukturella modifikationer av Revsundsgraniten, med vilken de är geografiskt associerade. Enligt Gorbatschev (1972) hör Sörviksgraniten närmast samman med Ragundagraniten, eftersom den i stor utsträckning karakteriseras av monoklin kalifältspat (ortoklas). Den skulle därmed vara yngre än Revsundsgraniten. I teckenförklaringen till berggrundskartan över Jämtlands län (Lundegårdh m.fl. 1984) är Sörviksgraniten åldersmässigt placerad efter Revsundsgraniten men före Turingendiabasen (sid. 125), Rätangraniten och Ragundaintrusiven. Persson (1978) betraktade Sörviksgraniten som samhörig med, men något äldre än Revsundsgraniten. Denna slutsats stöds av observationer av moränblock vid Vimmaråsen (20G SV, 706010-150560). Blocken innehåller kvartsmonzodioritgångar, som hör till Revsundssviten, och som slår igenom graniter som av allt att döma är nära besläktade med Sörviksgraniten. I samma riktning pekar även en iakttagelse av ett brottstycke av kvarts-fältspatporfyrisk granit av Sörvikstyp i normal Revsundsgranit i lokala moränblock väster om Nagasjön (20G NV, 709140-150980). Kalifältspatögonen i Revsundsgraniten övertvärar här gränsen till fragmentet. Det skall emellertid betonas, att kontaktrelationerna mellan Sörviks- och Revsundsgraniterna i häll oftast är oregelbundna och svårtydda (fig. 62). På grundval av nyssnämnda iakttagelser, som givetvis är begränsade till förekomster i Västernorrland, förefaller det dock sannolikast att de två graniterna genetiskt är nära samhöriga, men att Sörviksgraniten oftast är något äldre. En åldersbestämning med Rb-Sr-metoden på Sörviksgraniten har gett 1710±11 miljoner år, med initialvärdet för $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7100±0,0024. Då emellertid spridningen av analyspunkterna är relativt stor kan resultatet endast anses ge en minimiålder på granitens intrusion. Sörviksgraniten bör alltså vara mer än 1710 miljoner år (Eric Welin,

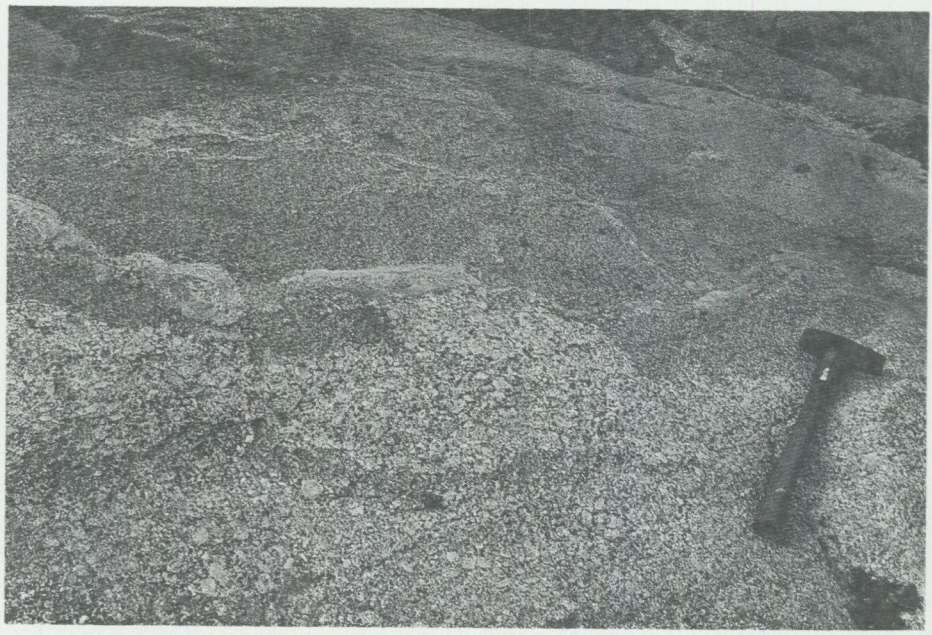


Fig. 62. Revsundsgranit (ljus) i kontakt med (och troligen intrusiv i) Sörviksgranit. Lillmyrkilen (20G NV, 709170-151725).

Revsund granite (light) in contact with (and probably intrusive into) Sörvik granite.

Stockholm, personligt meddelande 1981). Resultatet visar att den kan höra samman med Revsundsgraniten, vars Rb-Sr-ålder är 1745±40 miljoner år (Welin m.fl. 1971; Welin 1979). U-Pb-åldern är dock som tidigare (sid. 109) nämnts högre (ca 1790 miljoner år). Möjligen kan Sörviksgraniten bestå av material från den äldre berggrunden, som smälts upp vid Revsundsgranitens framträngande. Om Ragundamassivet har ungefär samma ålder som Nordingråmassivets granit, gabbro och anortosit (1580 miljoner år, se sid. 130), förefaller ett samband mellan Ragundabergarterna och Sörviksgraniten osannolikt.

Sörviksgraniten är brungrå (eller t.o.m. brunsvart), grå eller skär till färgen. Den är vidare något porfyrisk genom millimeter- och centimeterstora strökorn av kvarts resp. kalifältspat (jfr Gorbatschev 1972). Hit har i föreliggande arbete också räknats en del jämnkorniga (icke-porfyriska) rödgrå till gråvita granittyper som uppträder i trakten av Vimmarvattnet (20G SV, 1-2a-b; jfr Persson 1978).

Huvudmineral i Sörviksgraniten är starkt fin- till kryptopertitisk ortoklas, som ibland ersätts av pertitisk mikroklin, samt kvarts. Plagioklas med 20–28% An ingår i väsentlig mängd. Underordnat eller accessoriskt finns brun biotit (med sekundär

klorit), hornblände, opakmineral, apatit, zirkon, kalcit, epidotgruppens mineral, turmalin, flusspat och prehnit. I en del prover ingår orto- och klinopyroxen samt olivin, alla järnrika. Kemiska analyser av porfyrisk Sörviksgranit återfinns i tab. 1 nr 160 och 163. I tab. 2 nr 169-174 ges mineralkemiska analyser av biotit, hornblände, olivin och ortopyroxen.

De med Sörviksgraniten besläktade jämnkorniga granittyperna är normalt massformiga och gråvita eller skära. Dominerande mineral är kvarts, mikroklin och plagioklas (albit eller oligoklas). Underordnat ingår mörkbrun biotit (med sekundär klorit), accessoriskt opakmineral, apatit, zirkon, flusspat, kalcit, sericit, epidot och prehnit, någon gång också hornblände och titanit. Kemiska analyser ges i tab. 1 nr 161 och 162. Dessa bergarter har markerats med "s" på violettröd botten och svartprickning för rödaktig färg. Den porfyriska Sörviksgraniten har dessutom vitprickats.

Liksom Revsundsgraniten kan även Sörviksgraniten och besläktade bergartstyper visa en svag parallellstruktur. Vanligen är de dock massformiga.

Granodioritiska partier i Revsundsgranit

Genom att halten och storleken av mikroklinögonen ibland avtar i Revsundsgraniten uppkommer som redan nämnts granodioriter. Tidigare (sid. 80) har också redogjorts för övergångar mot äldre (primorogena) granodioriter. I extremfall kan kalifältspat lokalt saknas helt, och bergarten blir då en tonalit. I föregående avsnitt har nämnts att även kvartsmonzodioriterna i västra Ångermanland går över i granodioriter. På sina håll finns dock granodioriter som begränsade partier vid Revsundsgranitens kontaktzoner utan att någon kvartsmonzodiorit ingår. I sådana fall, t.ex. öster om Kärmsjöhöjden (20G NO, 6-7j), har de betecknats med svarta kryss på Revsundsgranitens violettröda bottenfärg. Då en viss parallellstruktur (skiffrighet) kännetecknar bergarten på denna lokal kan det inte uteslutas att det rör sig om äldre (primorogena), ögonförande granodioriter. Att märka är, att de svarta kryssen endast har använts på kartan då viss osäkerhet om klassifikationen finns.

Sedan berggrundskartan tryckts har det genom SGUs baskartering framkommit att vissa som primorogena betecknade granodioriter i området mellan Yttre Lemesjön och Stor-Hattsjön (20J SV, 2b) sannolikt bör uppfattas som småporfyriska granodioriter tillhörande Revsundssviten (Leif Björk, SGU, muntligt meddelande 1989).

Någon systematisk uppdelning av Revsundsgraniten i graniter och granodioriter har inte kunnat göras vid föreliggande översiktliga kartering. Klart är dock att granodioritiska sammansättningar är underordnade.

DIORIT TILL TONALIT ASSOCIERAD MED REVSUNDSGRANIT

På ett par ställen nordost om Backe (20G NO, 7g, h) finns dioritiska till tonalitiska bergarter som mindre inneslutningar i Revsundsgraniten. På grund av sin biotitrikedom och grovkorniga struktur liknar de inte länets övriga (primorogena) bergarter av diorit–tonalitsammansättning, utan har förts till Revsundssviten. Bergarterna är gråsvarta, massformiga och domineras av grovfjällig biotit och plagioklas (ca 30% An) med växlande mängder kvarts, hornblände och ortopyroxen. Små mängder apatit, opakmineral och zirkon ingår. Kemisk analys av en tonalit ges i tab. 1 nr 126.

TRONDHJEMIT I REVSUNDSGRANIT

Väster om Önskasjön (20I NO, ca 70785-16455) uppträder en vit, medelkornig, massformig trondhjemitisk bergart i Revsundsgranitens randzon. Dess ställning i åldersschemat är oklar, men bergarten har försöksvis förts till Revsundssviten. Det kan dock inte uteslutas att den tillhör andra granitgrupper, t.ex. de primorogena intrusiven (urgraniterna), eftersom trondhjemiter i andra urbergsområden i Sverige kunnat visas ingå bland dessa (se t.ex. Wikström 1976, sid. 47). Bergarten är vidare svår att i fält skilja från de serorogena graniterna, och enstaka slipprov från områden med dessa graniter längre österut (20J, 5a) visar att finkorniga trondhjemitiska partier ingår även här. Deras relationer till omgivande, som serorogena betecknade graniter är dock oklara.

Trondhjemiten domineras av kvarts och plagioklas (30–40% An), medan brungrön biotit och antofyllit utgör underordnade mineral. Accessorier är opakmineral, klorit, epidot, zirkon och flusspat.

GRANITPORFYR

Som granitporfyrer har betecknats granitiska till granodioritiska bergarter med finkornig eller mer sällan medelkornig grundmassa och vanligen centimeterstora strökorn av mikroklin och plagioklas, samt millimeterstora strökorn av kvarts. Sådana bergarter uppträder på en del håll som vanligen mindre (< 10 000 m^2), oregelbundna partier i Revsundsgranitens randzoner, och har på berggrundskartan markerats t.ex. vid Nordsjö (20I SV, 705920-161930) och väster om Östvattnet (19G NV, 704085-150940). De har betecknats med "Gp" på Revsundsgranitens violettröda bottenfärg. Vidare finns sådana granitporfyrer som gångar i den äldre berggrunden nära Revsundsgranitens kontakt, t.ex. kring Ramsele (19G NO), samt vid Rödtjärnen och 3 km söder därom (20I SV, 706800-161575 och 706530-161670; fig. 57, sid. 109). De har då betecknats med "R" på den äldre bergartens bottenfärg. Gångarna vid och söder om Rödtjärnen slår igenom starkt migmatitiserade gråvackor. Detta visar, liksom de tidigare beskriv-

na hornfelsomvandlingarna invid Revsundsgraniten, att något nära sammanhang i tiden inte finns mellan graniten och migmatitiseringen.

Gången 3 km söder om Rödtjärnen har strökorn av centimeterstorlek av plagioklas (20–30% An) och mikroklin, samt mindre strökorn av kvarts. I grundmassan, som är medel- till fint medelkornig, ingår förutom nämnda mineral även biotit och granat.

Vid Långbjörns kraftstation i Ångermanälven (20G SO, 705910-154820) finns granitporfyriska xenoliter i Revsundsgraniten. De utgörs av strökorn av mikroklin, kvarts och plagioklas (albit till oligoklas), som ligger inbäddade i en finkornig granitisk grundmassa. Mörka mineral utgörs av underordnad biotit och hornblände med sekundär klorit. Xenoliterna bör sannolikt uppfattas som brottstycken av en tidigt bildad randfacies av graniten. Genom assimilation av brottstyckena har relativt ljusa varieteter av Revsundsgranit uppkommit, som omväxlar med en mer normal, grå Revsundstyp. Den senare innehåller också brottstycken av hornbländit, tonalit och (Härnö)granit.

Klotgranit

På Hällberget och Bodberget öster om Lövåsen (19G NV, ca 70285-15245 resp. 70270-15245) har anträffats block av klotgraniter (eller mer korrekt: klotförande granodioriter och tonaliter), som sannolikt hör till Revsundssviten. Fast klyft har inte påträffats, men blocken måste ha transporterats åtminstone en mil från nordväst.

Bergarten i de upp till kubikmeterstora blocken på Hällberget är av en glest småporfyrisk, massformig granodiorit som av allt att döma tillhör Revsundssviten (fig. 63). Den består väsentligen av plagioklas (37% An) och biotit med underordnad kvarts och mikroklin. Kloten är upp till ca 3 cm i diameter, och utgörs av en central, ljus del, som omges av en mörk, biotitrik bård. Den centrala delen består antingen av ett plagioklasströkorn av centimeterstorlek (med inneslutningar av kvarts och biotit) eller av en kornig kvarts-fältspatmassa. Grundmassan mellan kloten har en lägre (intermediär) biotithalt i jämförelse med klotens bårder. Kvartsen i grundmassan uppträder gärna längs korngränser, och kan innesluta övriga mineral. Även mikroklinen kan ses på korngränser, men uppträder dessutom som antipertitiska fläckar i plagioklas.

På Bodberget påträffades 1970 ett utomordentligt vackert klotgranitblock på ca 2 ton av två bärplockande damer, Dagny Sehlstedt och Margit Jakobsson. Ett par mindre block upptäcktes senare i närheten. Prover från det större blocket undersöktes sedermera vid Tekniska Högskolan i Stockholm under ledning av professor Olof H. Ödman. En förstudie gjordes av Lennart Landgren, varefter fördjupade undersökningar utfördes av Björn Nordwall och Lars-Göran Ohlsson. Genom vänligt tillmötesgående från Lars-Göran Ohlsson har undersökningsresultaten ställts till förfogande för länsbeskrivningen.

Större delen av det stora blocket från Bodberget har transporterats till Edsele hembygdsgård, där det numera är uppställt (fig. 64).

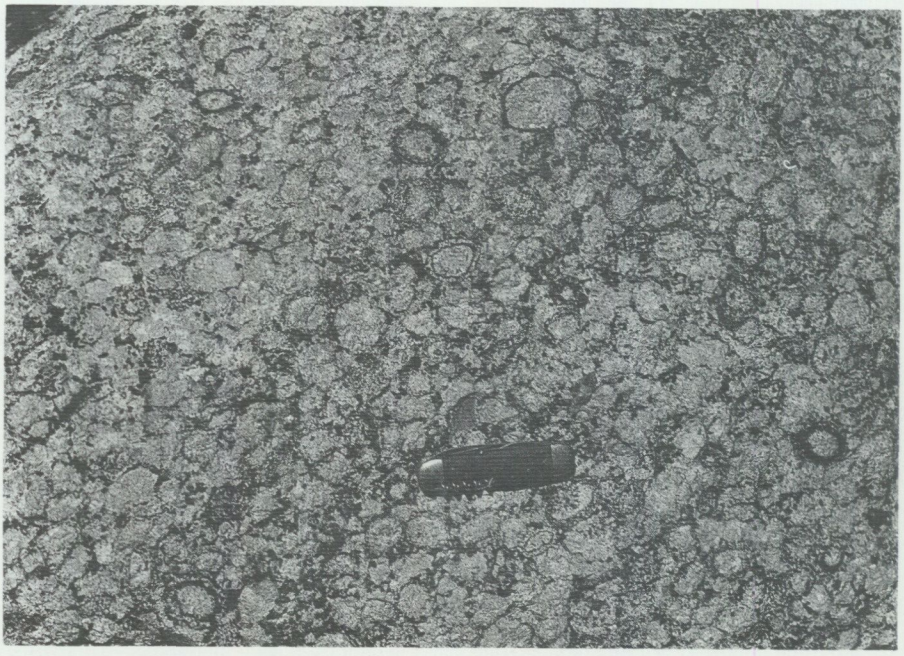


Fig. 63. Klotgranit. Block på norra sluttningen av Hällberget vid Lövåsen (19G NV, 70285-15245).
Orbicular granite. Moraine boulder.

Undersökningarna av blocket från Bodberget har i korthet gett följande resultat. En del ytor, med relativt svagt utbildade klot, har stora likheter med blocken på Hällberget (se ovan). Dominerande är dock talrika mycket väl utbildade klot med ljusa och mörka zoner kring en ljus kärna. Kloten är vanligen 3–6 cm i diameter. Björn Nordwall urskiljer sex olika typer av klot:

1. Ett ca 2 mm tjockt biotitskal omger ett relativt biotitrikt kärnparti. Dessa klot är ofta "klämda" mellan mer fullständigt utbildade klot.

2. Ett ca 3 mm tjockt biotitskal omger en plagioklasrik kärna. Sådana klot kan bli upp till 12 cm i diameter.

3. S.k. dubbelringat klot (fig. 65). En plagioklasrik kärna omges av en inre biotitzon, som i sin tur omges av en plagioklasrik zon med radiellt ställda biotitkristaller. Ytterst finns ett biotitskal.

4. Liknar nr 3, men den inre biotitzonen ersätts av en omkring en centimeter bred zon av biotit med mer underordnade ljusa mineral.

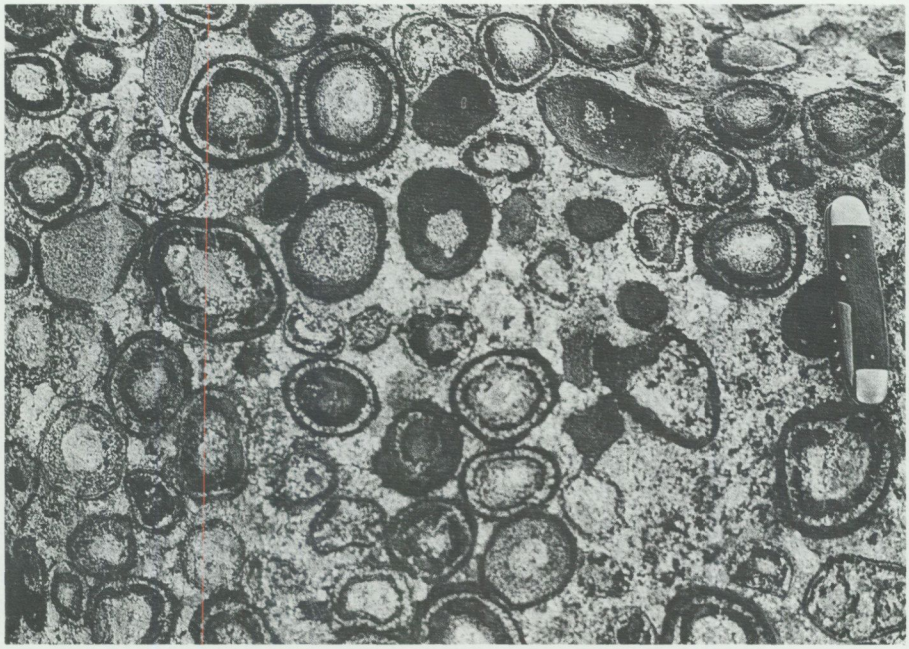


Fig. 64. Klotgranit. Block från Bodberget nära Lövåsen (19G NV, 70270-15245). Blocket finns nu uppställt vid Edsele hembygdsgård.

Orbicular granite. Moraine boulder from Bodberget, now at Edsele Hembygdsgård.

5. Den vanligaste och bäst utbildade (dubbelringade) klottypen består av en plagioklasrik kärna omgiven av en biotitrik zon, kring vilken en inre (kompakt) biotitzon är utbildad. Runt den senare finns en plagioklasrik zon, och ytterst ett skal av biotit. Dessa klot är vanligen mycket väl rundade.

6. Komplexa klot (fig. 66), som kan bli upp till ca 20 cm i diameter. Ett mörkt biotitskal omger ett antal oftast ofullständigt utbildade klot av typerna 3–5, i vilka bl.a. det yttersta biotitskalet kan saknas. Inuti de komplexa kloten finns också små klot av en central plagioklaskristall av centimeterstorlek omgiven av en biotitrik bård. Matrix mellan kloten inuti det komplexa klotet är av samma typ som utanför det yttersta biotitskalet.

Det skall också nämnas att i en del fall avbrott eller störningar har noterats i klotens skal. Förutom nämnda klottyper finns också olikformade fragment av vad som förefaller vara kontaktomvandlade gråvackor, omgivna av en biotitrik bård. Någon närmare undersökning av fragmenten har dock inte gjorts.

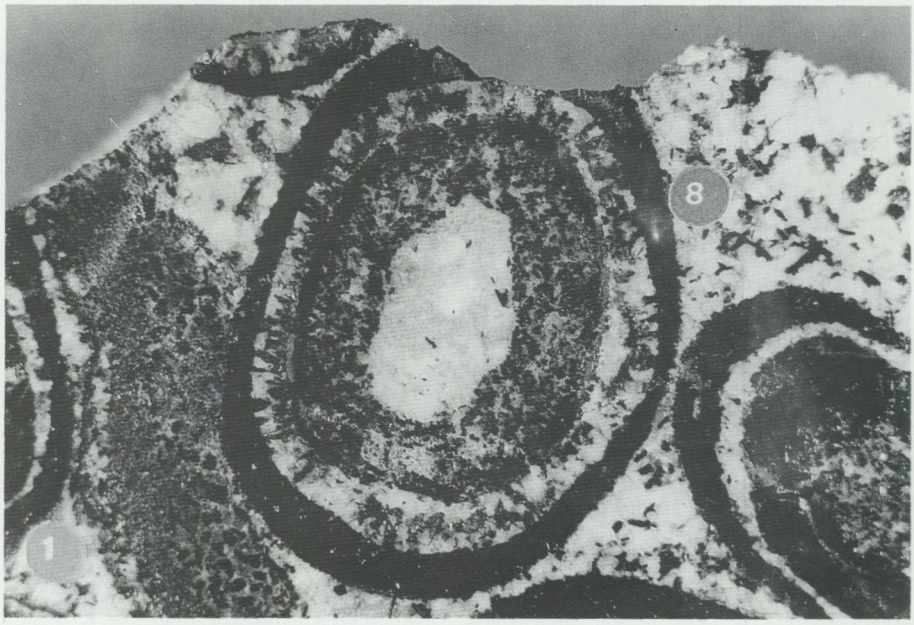


Fig. 65. S.k. dubbelringat klot från klotgranitblock på Bodberget (jfr fig. 64). Ungefärlig skala 1:1. Foto Lars-Göran Ohlsson.

Orbicule with double dark rings, from moraine boulder on Bodberget (cf. Fig. 64).

Matrix mellan kloten är tonalitisk och domineras av fältspat (plagioklas med ca 35% An). Mineralsammansättningen är 61% (50–75%) plagioklas, 25% (15–35%) kvarts, 13% (7–23%) biotit (med sekundär klorit), samt små mängder opakmineral, zirkon och apatit. Cummingtonit, ibland med inväxningar av blågrönt hornblände,kan förekomma, främst invid de komplexa klotens skal. Mikroklin uppträder mycket sparsamt som orienterade inväxningar i plagioklas.

Kloten består av samma mineral som matrix. Proportionerna mellan ljusa mineral och biotit växlar dock mycket starkt och ger upphov till zoneringarna i de ovan beskrivna klottyperna. I de ljusa kärnpartierna i kloten uppträder grov plagioklas och kvarts, oftast i orienterad hopväxning. Då plagioklasen bildar mindre kristaller är dessa många gånger inneslutna i större kvartskorn. Sistnämnda texturella relationer mellan kvarts och plagioklas kan även ses i ljusa skal i kloten, och i matrix mellan kloten.

Att märka är att biotiten i klotgraniten påfallande ofta visar ovanligt talrika pleokroitiska gårdar runt inneslutningar (troligen av zirkon). I vissa zoner i de biotitrika skalen kan nästan hela biotitkristallerna upptas av pleokroitiska gårdar.

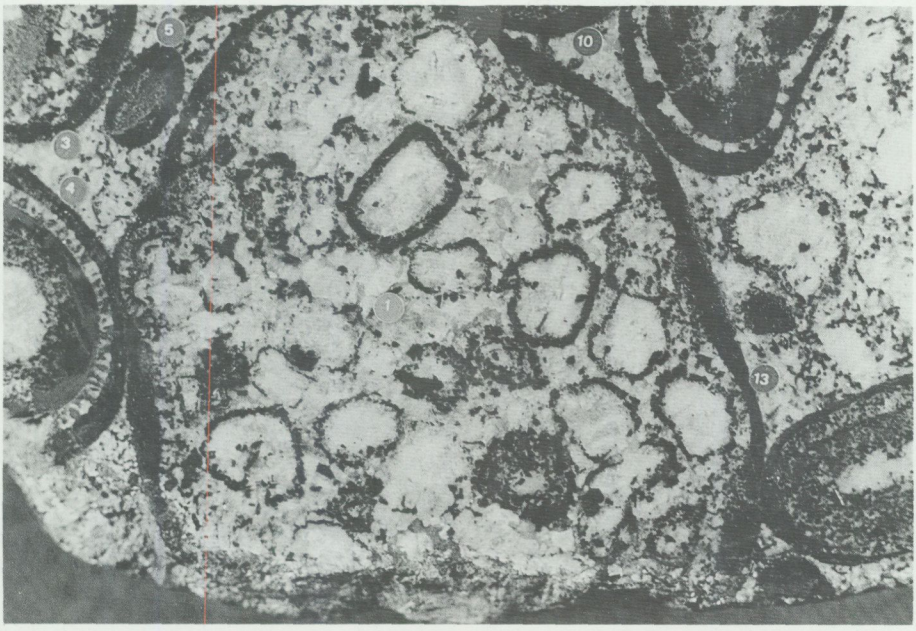


Fig. 66. S.k. komplext klot från klotgranitblock på Bodberget (jfr fig. 64). Ungefärlig skala 1:2. Foto Lars-Göran Ohlsson.

Complex orbicule from orbicular granite in moraine boulder on Bodberget (cf. Fig. 64).

Slutligen skall nämnas att plagioklasen i delar av klotgraniten (speciellt i klotens kärnor) drabbats av sekundäromvandlingar, och övergått till sericit, prehnit m.m. Även sekundär kalcit uppträder, vanligen i anslutning till kvartsrika zoner.

De opakmineral som förekommer i klotgranitblocket på Bodberget är, enligt Björn Nordwalls undersökningar, främst ilmenit och pyrit. Den förstnämnda ligger ofta orienterad i biotitens spaltplan. Små mängder kopparkis, zinkblände och koboltglans finns också.

Grip och Russell (1971) har beskrivit block av klotförande diorit till tonalit från Långträsk, och av klotförande granit från Järvfallet, båda i Skelleftefältet. Förstnämnda bergart ansågs av författarna tillhöra den primorogena Jörn"graniten" (en tonalit till granodiorit) men vara påverkad av migmatitisering i samband med Revsundsgranitens bildning. Klotgraniten från Järvfallet tolkades som samhörig med Adakgraniten, som enligt en radiometrisk datering med rubidium-strontiummetoden är likåldrig med Revsundsgraniten (se Welin m.fl. 1977). Grip och Russell (1971) har också gett en översikt över viktigare förekomster av klotbergarter i Sverige och Finland. I samma arbete återfinns en diskussion av tänkbara bildningssätt för dessa säregna bergarter.

PEGMATIT M.M. I REVSUNDSGRANIT

Som tidigare nämnts har Revsundsgranitens magma varit fattig på restlösningar, varför pegmatit, aplit och aplitgranit endast uppträder sparsamt. Granitmagman har alltså haft en förhållandevis låg vattenhalt. Den har med all sannolikhet bildats genom partiell uppsmältning i de undre delarna av jordskorpan, eventuellt ur bergarter som vid tidigare uppsmältningsprocesser förlorat större delen av sitt innehåll av vatten och ett flertal grundämnen som t.ex. rubidium.

Där pegmatit, aplit och aplitgranit observerats i Revsundsgraniten är det ofta nära kontakterna eller kring inneslutna partier av äldre bergarter. Orsaken till detta kan vara, att randzonerna av graniten stelnat tidigt och spruckit sönder genom påkänningar orsakade av rörelser i de ännu delvis smälta mer centrala partierna. I de så uppkomna sprickorna har de få existerande vattenrika pegmatitiska lösningarna trängt in och kristalliserat. En del av vattnet i dessa lösningar kan härröra från kontaktomvandlat sidoberg, där ju värmepåverkan från granitmagman orsakat nedbrytning av framför allt glimmer, varigenom vatten frigjorts. Pegmatiter som uppträder i den äldre berggrunden nära kontakten mot Revsundsgraniten kan i en del fall misstänkas härröra

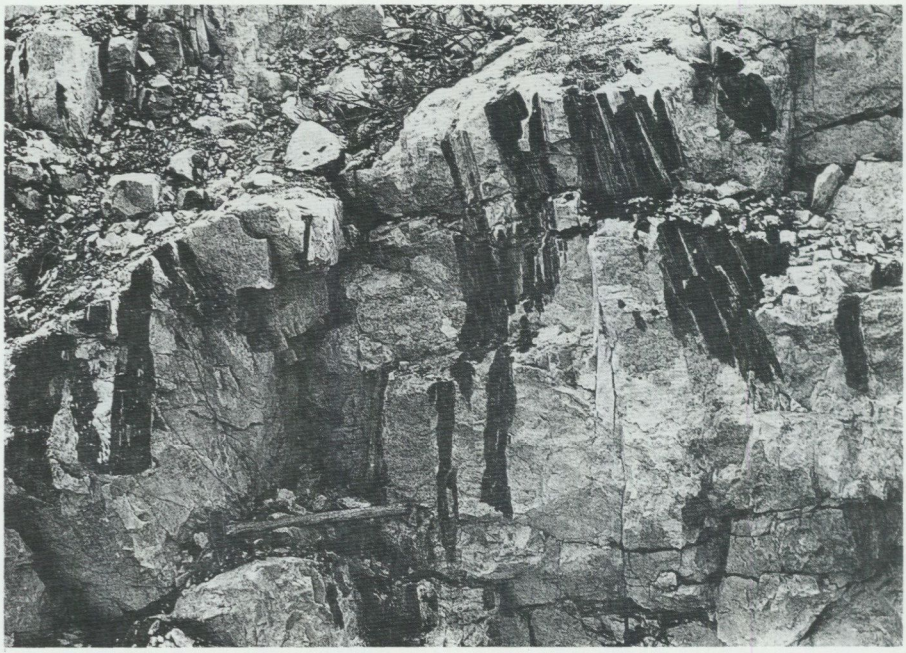


Fig. 67. Turmalin i pegmatit hörande till Revsundsgraniten. Bodberget, Gåreleselet (20G SO, 705465-154760).

Tourmaline in pegmatite associated with the Revsund granite.

från sistnämnda granit. Allt talar dock för att omfattningen av sådana pegmatiter är mycket begränsad. Den regionala fördelningen av länets pegmatiter pekar i stället på att dessa till helt övervägande del har ett nära samband med de serorogena graniterna (Härnötyp). I detta sammmanhang vill förf. också påpeka, att den för sitt mineralinnehåll välkända pegmatiten vid Varuträsk i Västerbotten (Quensel 1952, Gavelin 1955) av ovannämnda skäl naturligen också bör vara nära associerad med de serorogena graniterna (Skelleftetyp) och inte med Revsundsgraniten, som ofta antagits. Härför talar även Varuträskpegmatitens innehåll av bl.a. litium och tenn (jfr ovan, sid. 103, samt sid. 283 ff.).

I Revsundsgranitens pegmatiter, liksom i graniten själv, utgörs glimmern praktiskt taget enbart av biotit. Även om inga detaljerade undersökningar gjorts av dessa pegmatiter vid länskarteringen, förefaller deras mineralogi vara enkel: kvarts, mikroklinpertit, albit och biotit. Svart turmalin kan någon gång uppträda. Särskilt i ett kvartsbrott vid Gåreleselet sydväst om Junsele (20G SO, 705465-154760) bildar mineralet spektakulära, ofta radialstråliga aggregat av kristaller som kan bli upp till 1,25 m i längd (fig. 67; kemisk analys se tab. 2 nr 175). Denna pegmatit har en ansamling av centralkvarts, som är utbildad som rosenkvarts med relativt blek färg. Vid gränsen till omgivande rödgrå Revsundsgranit övergår pegmatiten i en skriftgranitisk sammanväxning av mikroklinpertit och kvarts.

ÄLDRE DIABAS (TURINGENDIABAS) OCH ASSOCIERADE BERGARTER

Turingendiabas

Diabas i form av flacka intrusioner utgör ett markant inslag i berggrunden både i Medelpad och östra Ångermanland. De allra flesta av diabaserna tillhör den postjotniska generationen (Ulvötypen), som har en ålder av 1215 miljoner år, och som behandlas senare (sid. 175). I västligaste Medelpad, i trakten av Överturingen (17E NO, 17F NV), finns en större (ca 4 x 20 km) förekomst av en äldre diabas (Turingendiabasen), som fortsätter in i Jämtlands län (Lundegårdh m.fl. 1984), och som på flera sätt avviker från de postjotniska. Till skillnad från de senare, som är alkali-olivindiabaser med endast en pyroxen (augit), är Turingendiabasen en tholeiitdiabas med både ortooch klinopyroxen. Kemiskt framgår tholeiitkaraktären främst genom relativt höga kiselsyrahalter och låga halter av natrium och kalium. Diabasen vid Överturingen är också texturellt annorlunda än de postjotniska diabaserna, genom att ofitisk textur i strikt mening är betydligt sparsammare än i de senare. Tämligen vanligt är vidare att Turingendiabasen genomslås av distinkta granitiska gångar (pegmatit m.m.), något som är sällsynt i länets övriga diabaser. En åldersbestämning med kalium-

argonmetoden på biotit från en sådan pegmatitgång vid Turinge kraftverk (17E NO, 692815-145015), utförd av Ann-Marie Kähr, Stockholm, har gett 1650±15 miljoner år. Detta är en minimiålder för diabasen, som således bör vara åtminstone 435 miljoner år äldre än de postjotniska diabaserna. Åldersrelationerna mellan de olika diabasgenerationerna framgår också av att en gång av den postjotniska diabastypen genomslår Turingendiabasen vid landsvägen strax väster om Turinge kraftverk (17E NO, 692880-144930; jfr nedan, sid. 128). Enligt Lundegårdh m.fl. (1984, teckenförklaringen) anges diabasen vid Överturingen vara äldre än Rätangraniten men yngre än Revsundsgraniten.

Turingendiabasen har här förts till de postorogena bildningarna, även om någon strikt avgränsning från nedan beskrivna anorogena bergarter knappast kan göras. Dess kontakter är av allt att döma mestadels flacka, vilket framgår både av direkta iakttagelser, t.ex. NNV om Överturingen (17F NV, 693020-145290), och av kontakternas allmänna förlopp i terrängen. Även branta kontakter förekommer dock, t.ex. på Stormyrberget (17E NO, 69355-14495). På Nybräntberget (17E NO, 6j) i Jämtlands län består diabasen av flera flacka delintrusioner i den äldre berggrunden (Ginet 1980).

Intill Turingendiabasen kan tydliga effekter av värmepåverkan observeras. Sålunda finns i en metaarkos nära Överturingen (17F NV, 692690-145310) glimmerrika skikt, i vilka bildats kontaktmetamorf cordierit, grön spinell, mikroklin, korund och sillimanit(?). Vidare har i vissa fall också en uppsmältning av sidoberget skett intill Turingendiabasen (se nedan, sid. 127).

Diabasen vid Överturingen är gråsvart, normalt medel- till finkornig och massformig. Den domineras av plagioklas med labradorsammansättning (55–60% An), men då mineralet är normalzonerat förekommer randzoner av andesin med anortithalter ned till ca 35–40%. Klinopyroxen (augit) och ortopyroxen utgör vanligen väsentliga mineral, men har i växlande grad omvandlats till uralitiskt hornblände. Underordnade mineral är titanomagnetit och biotit. Den senare bildar upp till centimeterstora kristaller, som ofta är rika på inneslutningar. Olivin förekommer, men mindre allmänt än i de yngre diabaserna. Enligt Ginet (1980) finns olivin mest i de södra delarna av Turingendiabasen. Mineralet visar omvandling till bl.a. ortopyroxen. Accessorier är kvarts, kalifältspat och apatit samt sekundär klorit (ur biotit), sericit, epidot och karbonat (alla ur plagioklas). Vid stark lågtemperaturomvandling förekommer nämnda sekundärmineral mer allmänt, och då kan även titanit och prehnit uppträda, den sistnämnda som omvandlingsprodukt ur biotit. Kemiska analyser ges i tab. 1 nr 234 och 235. Analyser av olivin, orto- och klinopyroxen samt brunt hornblände finns i tab. 2 nr 204-207.

Texturen i Turingendiabasen är ofta doleritisk eller subdoleritisk, vilket innebär att pyroxenen bildar små, diskreta korn, i förstnämnda fall med egna kristallbegränsningar, i sistnämnda utan (Krokström 1932). Mindre allmänna är ofitiska eller subofitiska texturer, där pyroxenen bildar större, kvantitativt betydelsefulla (ofitiska) eller underordnade (subofitiska) kristaller som innesluter plagioklas m.m. Den texturella

utbildningen av Turingendiabasen är något olik den i de postjotniska diabaserna (sid. 175), och de båda diabastyperna skiljer sig därför något på vittrad yta.

I diabasen finns på sina ställen små, oregelbundna körtlar eller sliror av mycket grovkornig diabaspegmatit, som mest består av plagioklas och pyroxen (jfr sid. 181). Även mer granitiska körtlar uppträder på flera håll.

Monzonit m.m. i Turingendiabas

Särskilt i de övre delarna av Turingendiabasen uppträder rödspräckliga, ofta inhomogent korniga och sammansatta, kalifältspat- och kvartsrika partier av (kvarts)-monzonitisk, (kvarts)monzodioritisk eller granodioritisk sammansättning. Sådana partier finns t.ex. väster om Bursnäs (17F SV, 692495-145440), NNV om Överturingen (17F NV, 693020-145290) och vid Kölavallen i Jämtlands län (17E NO, 693900-144835), i sistnämnda båda fall med gradvisa övergångar till sidobergets gnejsgranit. Det är sannolikt att Turingendiabasens magma p.g.a. sin höga temperatur och stora volym förmått smälta upp delar av både det nuvarande sidoberget och av väggarna i djupare belägna tillförselkanaler, samt därvid assimilerat smältorna så att olika kvarts- och kalifältspatförande hybridbergarter uppkommit. I sidoberget omedelbart invid diabaskontakten kan stundom också en stark rekristallisation förmärkas, som lett till att den ursprungliga gnejsstrukturen suddats ut.

De kvarts-kalifältspatförande bergarter som är nära associerade med Turingendiabasen domineras av plagioklas med ca 20–40% An. Halterna av kvarts och pertitisk mikroklin varierar starkt. Mörka mineral är biotit samt grönt eller brungrönt, uralitiskt hornblände med rester av klino- och ortopyroxen. Med stigande halter av kalifältspat och kvarts och avtagande halter av mörka mineral övergår monzoniter och granodioriter i vanligen rödaktiga graniter, som ibland kan ses brecciera en uralitiserad diabas, t.ex. väster om Bursnäs (17F SV, 692475-145540). I de granitiska typerna tillkommer små mängder zirkon förutom de accessorier som ingår i själva diabasen.

Gångar i och kring Turingendiabasen

I Turingendiabasen finns i princip tre typer av gångar, nämligen diabas, uralitdiabas och gångar av granitisk sammansättning. De sistnämnda, som maximalt kan bli några meter breda, utgörs av rödaktig, grovkornig pegmatit, medelkornig granit och finkornig aplit.

Pegmatiterna och de medelkorniga graniterna i gångarna består av pertitisk mikroklin, plagioklas (oligoklas), kvarts och underordnad biotit. Små mängder sericit (ur plagioklas), klorit (ur biotit), titanit, apatit och opakmineral förekommer.

I princip kan pegmatiterna och graniterna tänkas härröra från den nära i väster belägna Rätangraniten. Denna har med rubidium-strontiummetoden gett en ålder på

1650±25 miljoner år (Welin och Lundqvist 1977, Welin 1979), och med uranblymetoden på zirkon åldrar mellan 1698^{+25}_{-20} och 1679^{+70}_{-46} milj. år (Wilson m.fl. 1985 resp. Patchett m.fl. 1987). Dessa siffror överensstämmer ungefär med resultatet av kalium-argondateringen av biotiten i pegmatitgångarna i Turingendiabasen (se ovan). Mot ett samband med Rätangraniten talar det faktum att denna granit är fattig på pegmatiter (se Lundegårdh 1967, sid. 89–90 och Lundqvist 1968, sid. 75). En annan möjlighet är att pegmatiterna bildats genom uppsmältning orsakad av Turingendiabasens magma. De bör då ha en ålder som nära överensstämmer med diabasens. Det är f.ö. troligt att Turingendiabasen och Rätangraniten är nära förbundna i tiden, varvid diabasen kan tänkas utgöra en tidig förelöpare till graniten. För denna uppfattning talar det faktum att de bägge bergarterna har stora likheter i paleomagnetiskt hänseende (Dan Nisca, Luleå, muntligt meddelande 1990).

Diabasgångar som slår igenom Turingendiabasen är relativt sällsynta. Väster om Turinge kraftverk (17E NO, 692880-144930) finns tre gångar. Den östligaste överensstämmer med de yngre, postjotniska diabaserna till sin mineralsammansättning. Den karakteriseras av att endast en pyroxen (augit) förekommer. Paleomagnetiska data styrker uppfattningen att gången är av samma ålder som de postjotniska diabaserna (Dan Nisca, Luleå, muntligt meddelande 1990). De båda andra gångarna består av uralitdiabas, och domineras av plagioklas (46% An) och vanligt hornblände, sistnämnda delvis sekundärt efter strökorn av pyroxen och/eller olivin. I väsentlig mängd ingår brun biotit, accessoriskt opakmineral, apatit samt sekundär sericit och karbonat. Den ena av gångarna innehåller en tunn granitslira. Uralitdiabaserna kan tänkas representera sprickfyllnader av en relativt sent intruderad fas av samma magma som gett Turingendiabasen. I samma spricka kan i ett senare skede vattenhaltiga restlösningar från diabasen ha cirkulerat och gett upphov till uralitisering. För ett samband mellan Turingendiabasen och uralitdiabaserna talar också paleomagnetiska mätningar utförda av Dan Nisca, Luleå (muntligt meddelande 1990)

I Turingendiabasens omgivning i västra Medelpad har endast någon enstaka gång påträffats, som tolkats som en gångformig utlöpare av den större diabaskroppen. Den har på den strukturgeologiska kartan betecknats med symbol för diabas åtföljd av bokstaven T.

RÄTANGRANIT OCH ASSOCIERADE GÅNGAR

Den postorogena eller anorogena, porfyriska Rätangraniten (ålder, se ovan) bildar ett massiv som upptar en yta av storleksordningen 5 000 km^2 i Jämtland och Härjedalen, med fortsättning in i nordligaste Dalarna och nordvästra Hälsingland. Själva massivet ligger alltså helt utanför Västernorrlands län och kommmer därför inte att behandlas i denna beskrivning. För information om Rätangraniten hänvisas till länskartorna med beskrivningar över Gävleborgs län (Lundegårdh 1967) och Jämtlands län

(Lundegårdh m.fl., kartan utgiven 1984, beskrivning under utarbetande 1989), samt till Lundqvist (1968).

Bergarter som hör samman med Rätangraniten har inte kunnat entydigt identifieras som sådana i västligaste Medelpad. Tidigare (sid. 127) har nämnts att de pegmatitgångar som genomsätter Turingendiabasen, och som har en kalium-argonålder av 1650 miljoner år, kan tänkas härröra från Rätangraniten, även om säkra sådana pegmatiter normalt endast uppträder mycket sparsamt i och kring Rätangraniten. På Bäckeberget öster om sjön Djuphorten (17F SV, 69219-14541) och på Godberget väster om Bursnäs (17F SV, 69245-14523) genomslås traktens migmatitiserade arkoser av lätt mikroklinporfyriska graniter, som på sistnämnda lokal är hornbländeförande. Graniterna påminner om Rätangraniten och kan därför tänkas vara exempel på gångformade utlöpare från denna. På en del andra ställen i västligaste Medelpad finns också gångar av granitporfyr och mikrogranit, som kan höra samman med Rätangraniten (sid. 205).

ANOROGENA BERGARTER

Anorogena bildningar uppträder på flera håll i länets berggrund, men är som ovan nämnts inte entydigt avgränsade från äldre, postorogena. De karakteriseras av en helt odeformerad struktur, bortsett från lokal krossning i rörelsezoner. Något genetiskt samband med processer under den svekokarelska orogenesen torde inte finnas, då bergarterna är mer än 200 miljoner år yngre än dessa. Däremot kan de omfattande veckningar och omvandlingar som drabbat berggrunden i sydvästra Sverige och södra Norge ha spelat en roll vid bildningen av både de anorogena och de postorogena intrusiven. Dessa veckningar och omvandlingar har varit av en sådan omfattning att de även bör ha kunnat påverka den äldre svekokarelska berggrunden i öster, bl.a. genom att initiera intrusion av olika eruptivbergarter (jfr Hjelmqvist 1973).

De anorogena intrusiven omfattar fyra massiv av den subjotniska, rapakiviartade typen (Nordingrå, Ragunda, Rödön och Nordsjö), samt de yngsta, postjotniska diabaserna. De senare förekommer mest som flacka täcken, framför allt i Medelpad och östra Ångermanland. Till de anorogena bildningarna hör också Alnömassivet och besläktade gångbergarter vid Sundsvall. De beskrivs i ett särskilt kapitel (sid. 238).

De subjotniska massiven har fått sitt namn av att flera av dem bildar underlag till de röda s.k. jotniska sandstenarna i Baltiska skölden. I Nordingrå finns rester av dessa sandstenar bevarade i en upp till 65 m mäktig formation, som avlagrats i tiden mellan de äldre, subjotniska intrusiven och de yngre, postjotniska diabaserna. I Ragundamassivet finns motsvarande sandstenar bevarade endast som sparsamma sprickfyllnader (Kornfält 1969 och 1976). Sandstenar av detta slag synes däremot inte förekomma i anslutning till Rödö- och Nordsjömassiven.

På Bottenhavets botten förekommer relativt stora områden täckta av jotnisk sandsten samt mindre områden med rapakivigranit, diabas m.m., alltså jotniska, subjotnis-

ka och postjotniska bergarter av samma slag som t.ex. i Nordingrå (Eskola 1928, Ramsay 1931, Veltheim 1962, Winterhalter 1972, Thorslund och Axberg 1979, Axberg 1980 och Ahlberg 1986). Även med rapakivigraniterna besläktade sura vulkaniska bildningar (Bottenhavsporfyrer) förekommer, av blockfynd att döma (Hausen 1912, Eskola 1934, se även Backlund 1937, fig. 12).

SUBJOTNISKA MASSIV

NORDINGRÅMASSIVET

Det största av länets subjotniska massiv finns kring Nordingrå, i den centrala delen av det natursköna Höga Kustenområdet (18I, 19I SO, 19J SV). Det sammansätts till helt övervägande del av granit, gabbro och anortosit. Graniten dominerar i de norra och mellersta delarna, gabbron och anortositen i de södra. Gabbro finns dessutom i en smal zon väster om graniten på Skuleskogen (19I SO, 0g-h). Bergarterna beskrevs av Lundbohm (1899), som till sin länskarta fogade en specialkarta i skalan 1:100 000 över Nordingråtraktens berggrund. Högbom (1909) gav senare en översikt som omfattade Nordingrå-, Ragunda-, Rödö- och Alnömassiven. Mer ingående beskrivningar av Nordingråmassivet och de yngre sandstenarna och diabaserna i trakten gavs av Sobral (1913) i en doktorsavhandling, som lade speciell vikt vid petrografin och vid bergarternas inbördes relationer. Även Sobral presenterade en berggrundskarta i skalan 1:100 000, som dock skiljer sig relativt litet från Lundbohms. Genom Harry von Eckermanns arbeten (1938, 1944, 1946b och 1947) beskrevs olika subjotniska och postjotniska eruptivbergarter i Nordingrå ingående kemiskt och mineralogiskt. Att märka är, att von Eckermann inkluderade alla bergarter från och med de subjotniska eruptiven till och med de postjotniska diabaserna under benämningen "jotniska". Hans mest uppmärksammade arbete är utan tvivel uppsatsen från 1938, som berör den viktiga frågan om anortositernas bildning. Genom Gunilla Lundqvists (1976) arbete har gabbrons och anortositens kemi, mineralogi och fältrelationer blivit ytterligare belysta.

Nordingråmassivet sammansätts som nämnts till helt övervägande del av anortosit, gabbro och granit. Det är med andra ord uppdelat i dels sura, dels basiska eruptiv, medan intermediära sammansättningar är relativt sällsynta. Bergartsfördelningen sägs med anledning därav vara bimodal. Den inbördes åldersföljden mellan Nordingråmassivets eruptivbergarter är anortosit, i tiden nära följd av gabbro, som i sin tur är äldre än graniten. Någon större åldersskillnad torde det dock inte vara mellan bildningen av de tre bergarterna, eftersom radiometrisk datering med uran-blymetoden på zirkon gett 1578±19 miljoner år för granit och 1579±17 miljoner år för anortosit (Welin och Lundqvist 1984).

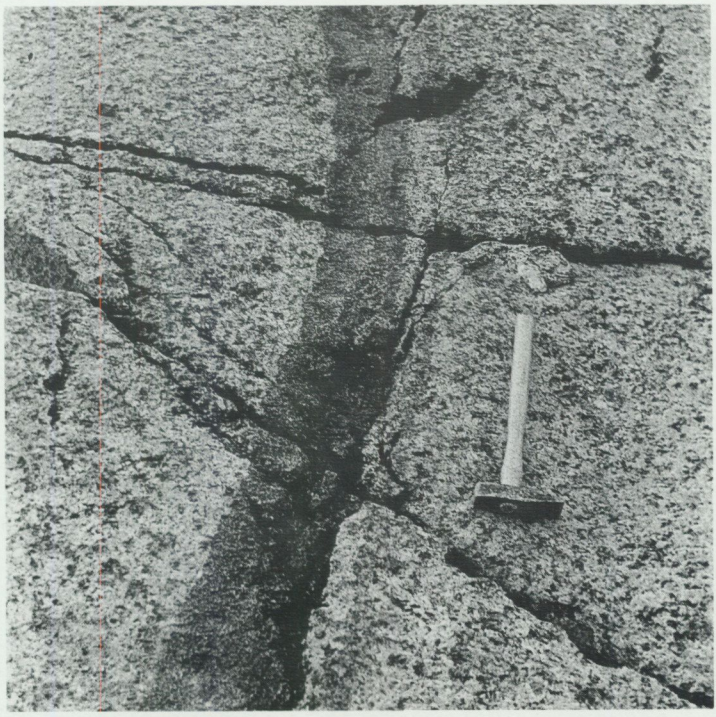


Fig. 68. Gång av Nordingrågabbro i anortosit. 500 m sydväst om Kallvikberget, söder om Bönhamn (18I NO, 697590-163410).
Dike of Nordingrå gabbro in anorthosite.

Beträffande den tredimensionella uppbyggnaden av Nordingråmassivet kan sägas, att enligt gravimetriska undersökningar och modellberäkningar utförda vid SGU (Herbert Henkel, muntligt meddelande 1984) stupar gabbrons kontakt troligen ned under gråvackorna m.m. i väster. En positiv tyngdanomali över Nordingrågraniten visar att denna underlagras av en tyngre bergart, sannolikt gabbro (med anortosit). Graniten har alltså formen av en flack, ca 1 km tjock skiva liggande över en mäktigare (ca 5 km) gabbrointrusion.

Gabbron och *anortositen* i Nordingrå är av allt att döma genetiskt mycket nära samhöriga, och torde ha kristalliserat ur samma magma (magmor). Gabbron bildar på några ställen gångar i anortositen (fig. 68), t.ex. öster om Vågsfjärden (18I NO, 698140-162670; se Gunilla Lundqvist 1976). Den kan även brecciera anortositen (fig. 69), och är således den yngre av de två. På enstaka ställen finns dock även gabbroliknande brottstycken i anortosit, varför det kan röra sig om flera (multipla) intrusioner av gabbro-anortositmagma. Den nära geografiska anknytningen mellan gabbro och



Fig. 69. Nordingrågabbrons kontakt mot den något äldre anortositen. Lokal se fig. 68.
The contact between anorthosite (older) and Nordingrå gabbro.

anortosit, den likartade sammansättningen hos de ingående mineralen samt förekomsten av vissa övergångstyper i form av porfyritiska gabbror talar dock för att de båda bergarterna är intimt förknippade med varandra och bildade ungefär samtidigt.

Genom von Eckermanns (1938) arbete om gabbron och anortositen presenterades en modell, enligt vilken anortositen, som ju uppträder öster om gabbron i Nordingrå-massivets södra del, bildar ett ca 100 m mäktigt täcke med flackt mot OSO stupande kontakt mot den underliggande gabbron. Anortositen skulle enligt modellen ha bildats genom ansamling av plagioklaskristaller mot taket av en flackt intruderad gabbro-anortositmagma. Kristallerna antogs ha haft lägre densitet än magman, och kunde därför flyta i den senare. Modellen förutsätter att kontakten är en tämligen plan yta som ligger ungefär parallellt med skiktningen i den överlagrande sandstenen och med den postjotniska diabasens (Ulvödiabasens) kontakter och interna skiktning (sid. 175 och 185). Ett sådant antagande ställde sig naturligt dels därför att von Eckermann inkluderade alla de nämnda eruptivbergarterna och sandstenen i jotnium, dels för att

bergarterna är opåverkade av veckning och därför sannolikt befinner sig i ungefär de lägen i vilka de en gång bildats. Som stöd för von Eckermanns modell kan särskilt anföras att gabbro, som av allt att döma underlagrar anortositen, finns vid sydvästra stranden av Rävsön (18I NO, 69804-16351) i ett läge dit den transporterats från större djup genom förkastningsrörelser (von Eckermann 1938, fig. 1, sid. 246). Även vid stranden söder om Bönhamn (18I NO, 697590-163410) finns gabbro, som underifrån penetrerar och breccierar anortosit.

Förhållandena vid den västra anortosit-gabbrokontakten är mer svårtydda. Öster om Vågsfjärden (på Ulandsberget och i omgivande terräng; 18I NO, 6f) är kontakten enligt mer detaljerade observationer oregelbunden, så att någon enkel, plan gränsyta mellan gabbro och anortosit inte föreligger. I vissa fall finns dock anortosit på nivåer över gabbro, i andra fall är förhållandet det omvända. Även i vägsprängningarna öster intill Vågsfjärden är kontakten uppenbarligen oregelbunden över avstånd av storleksordningen 10–100 m. På Brattberget nordost om Ulvvik (18I NO, 6985-1632) stupar kontakten 55° mot väster, d.v.s. gabbron överlagrar här anortositen.

Mätningar av den magmatiska lagring (bandning) och laminering som relativt sparsamt kan iakttas i gabbron (fig. 70) visar varierande, vanligen flacka eller medel-



Fig. 70. Magmatisk lagring (bandning) i Nordingrågabbro. I det ljusare, grova skiktet finns inneslutningar av mörk gabbro. Väster invid Stuguberget, Nordingrå (18I NV, 698080-162340).

Igneous layering in Nordingrå gabbro. Note the dark gabbro inclusions in the light, coarse-grained layer.

branta (upp till 40°) stupningar (Gunilla Lundqvist 1976). Både västliga och ostliga stupningsriktningar har iakttagits, och lagringen är därför uppenbarligen inte så enhetlig som i Ulvödiabasen. Orsaken till detta kan vara att olika delintrusioner av gabbro existerar, som kännetecknas av sinsemellan något olika stupningsriktningar. Störningar genom yngre blockrörelser är också möjliga.

Slutsatsen av ovanstående iakttagelser blir, att gabbro-anortositkontakten inte uppvisar någon enhetlig flack ostlig stupning som i von Eckermanns (1938) modell, utan har ett betydligt mer oregelbundet förlopp, så att t.ex. även västliga stupningar förekommer. Detta motsäger i och för sig inte en bildning av anortositen genom ansamling av plagioklaskristaller mot taket av en flackt intruderad gabbro-anortositmagma, bl.a. eftersom gabbrointrusioner senare kan ha trängt in i anortositen i form av mer eller mindre oregelbundna kroppar. Sådana gabbrointrusioner uppträder på flera håll i anortositen (se berggrundskartan). Modellberäkningar baserade på tyngdkraftsmätningar tyder på att anortositen bildar ett ca 1 km mäktigt lager som täcker en ca 3 km mäktig gabbro (Herbert Henkel, SGU, muntligt meddelande 1989). Frågan om anortositens bildning och tredimensionella relationer till gabbron kräver dock förnyade och mer detaljerade geologiska och geofysiska undersökningar för att kunna lösas.

Gabbro-anortositmagman har, liksom andra högtempererade anorogena och postorogena magmor, orsakat en kontaktomvandling av äldre bergarter. I omgivande gråvackor förefaller omvandlingszonen ha en mycket begränsad utsträckning. Hornfelsmineral (ortopyroxen, cordierit och pertit) har i övrigt observerats i gråvackeinneslutningar i gabbro och anortosit (se sid. 40). Att märka är dock, att p.g.a. den översiktliga karaktären av länskarteringen ingen systematisk undersökning av kontaktpåverkan kunnat göras.

Gabbron är gråsvart till färgen och normalt fin- eller medelkornig, mer sparsamt grovkornig. Gabbrotyper med olika kornighet kan inte sällan ses i kontakt med varandra, vilket ytterligare talar för att massivet är sammansatt av flera delintrusioner (*multiple intrusion*-karaktär, se ovan). De olika gabbrotyperna kan visa stora skillnader i vittringsbenägenhet. Grusvittring är särskilt vanlig i grövre varieteter.

Mineralogiskt kännetecknas gabbron av huvudmineralet plagioklas, samt av de väsentliga till underordnade mineralen olivin, klino- och ortopyroxen. Biotit och opakmineral förekommer underordnat. Ofta ingår också kvarts och kalifältspat (finpertitisk ortoklas) i varierande, vanligen låga halter. Sekundära mineral är uralitiskt hornblände och cummingtonit-grunerit (efter olivin och pyroxen), sericit (efter plagioklas), serpentin och iddingsit (efter olivin). Accessorier är apatit och zirkon, sistnämnda enligt von Eckermann (1938, sid. 256).

Plagioklasen är en labrador till andesin med i genomsnitt ca 50–55% An. Anortithalten varierar dock mellan 66 och 30%, främst genom zonering (oftast normal) enligt Gunilla Lundqvist (1976).

I laminerade gabbrotyper är plagioklasen orienterad så att de tavelformade kristal-

lerna ligger i den magmatiska lagringens plan, t.ex. väster om Omnesjön (18I NO, 698490-162700).

Plagioklas bildar som nämnts huvudkomponenten i de jämnkorniga gabbrotyperna. Mineralet kan även finnas som centimeterstora strökorn i porfyritisk gabbro. Denna uppträder vanligen nära gränsen gabbro–anortosit, och kan i princip tänkas bildad på två sätt. Dels kan plagioklasströkornen vara normala strökorn och representera tidigt utskilda kristaller i den gabbro där de nu befinner sig. Genom ansamling av sådana strökorn kan anortositen ha bildats (jfr ovan). Dels kan plagioklaserna utgöra mineralfragment (xenokrister) av en anortosit, som splittrats upp i sina mineralkomponenter vid gabbrons intrusion. Exempel på sistnämnda finns på stranden söder om Bönhamn, där anortositbrottstycken omges av en ojämnt plagioklasporfyritisk gabbro, som gradvis går över i normal, strökornsfri gabbro (18I NO, 697585-163400).

Olivin ingår normalt i gabbron, men halten varierar starkt. Mineralet är järnrikt (fayalitrikt) liksom pyroxenerna, och har en forsterithalt mellan ca 10 och 50% (Gunilla Lundqvist 1976; se tab. 1 nr 176, 178, 181 och 184). Olivinen kan omges av ortopyroxen, som i sådana fall uppenbarligen bildats genom reaktion mellan olivinen och gabbromagman. Detta reaktionsförhållande är typiskt för tholeiitiska gabbro- och basaltmagmor. Även klinopyroxenen förefaller ibland korrodera olivin. Sekundär iddingsit och serpentin har i vissa fall helt eller delvis ersatt olivin.

Både rombisk och monoklin pyroxen uppträder i gabbron, ofta i lamellartad, droppartad eller mer oregelbunden sammanväxning. Den rombiska är en hypersten, ferrohypersten eller eulit med ca 25–60% enstatit (tab. 2 nr 179, 182 och 185), medan den monoklina är en ferroaugit eller augit med 30–70% av magnesiumkomponenten (tab. 2 nr 177, 180, 183 och 186). Exempel finns både på ortopyroxen med mer underordnade lameller av klinopyroxen och på det motsatta förhållandet. Strukturen blir oftast mer finlamellär då klinopyroxen är värdkristall. Lamellerna har uppkommit vid avkylning och avblandning av ursprungligen homogena högtemperaturpyroxener. En del av de senare kan möjligen ha utgjorts av pigeonit (en monoklin pyroxen med relativt låg kalciumhalt). Redan von Eckermann (1938, sid. 256) noterade de lamellära hopväxningarna av två pyroxener i Nordingrågabbron, ett fenomen som tidigare iakttagits i gabbrobergarter och som ofta uppfattats som s.k. diallagspaltning i de fall då den ena pyroxenen bildar mycket tunna lameller i den andra.

Biotiten är brunröd, och har i många fall vuxit runt korn av ilmenit.

Kalifältspaten är normalt en pertitisk ortoklas, som tillsammans med kvarts uppträder i mellanrummen mellan övriga mineral. Genom ökade halter av dessa båda mineral bildas övergångar från gabbro till (kvarts)monzogabbro och -diorit.

Ilmenit dominerar bland de opaka mineralen. Magnetit förekommer mer sparsamt, vilket ger gabbron en låg susceptibilitet (magnetiserbarhet). Magnetiten har endast sällan lameller av ilmenit. De två mineralen kan i enstaka korn också vara "myrmekitiskt" hopvuxna (Magnusson 1983a, b). Magnetit kan även uppträda sekundärt efter olivin, tillsammans med serpentin.

Sulfider ingår i accessorisk mängd. Vanligast är magnetkis, men även kopparkis, svavelkis och cubanit har observerats (Gunilla Lundqvist 1976).

I tab. 1 nr 164-175 ges kemiska analyser av gabbro. Ett mer omfattande analysmaterial återfinns i Gunilla Lundqvist (1976).

Invid kontakten mot Nordingrågraniten finns ofta granit (eller pegmatit) som gångar och breccienät i gabbron. Dessa gångar härrör med all sannolikhet från Nordingrågraniten. Emellertid uppträder även på flera håll i gabbron långt från granitkontakten gångar och sliror med sammansättningar mellan gabbrons och granitens. Dessa gångar och sliror växlar starkt i kornighet, så att både fin-, medel- och grovkorniga typer kan observeras. De utgör förmodligen sent kristalliserade restdifferentiat (pegmatit, aplit m.m.) ur gabbromagman. I de fall då kvarts och kalifältspat ingår rikligt kan material ha tillförts gabbron genom partiell uppsmältning av sidoberget.

Mycket grovkorniga, pegmatitiska körtlar och sliror kan ha gabbrosammansättning och består då mest av plagioklas och pyroxen (gabbropegmatit). Med tilltagande halt av kalifältspat och kvarts (ibland i granofyrisk sammanväxning) blir slirorna rödspräckliga och övergår i mer granitiska sammansättningar. Prismor av grönsvart hornblände bildar ofta en iögonfallande komponent. Kalcit förekommer också, liksom sekundärmineral av typen epidot och prehnit. Vissa gråvita till skära, finkorniga gångar domineras helt av kvarts och albit (jfr nedan, sid. 188).

Vid kontakten mot Nordingrågraniten, t.ex. norr om Omnesjön (18I NO, 7f) och på Skuleskogen (19I SO, 0f, g) finns zoner, där olika grov- till medelkorniga, oftast rödspräckliga blandbergarter mellan gabbro och granit uppträder. Sammansättningen varierar starkt liksom kornstorleken och färgen. Förutom gabbro och granit finns i denna zon (kvarts)monzoniter, granodioriter, (kvarts)monzodioriter och (kvarts)-monzogabbror.

De granitiska gångarna och slirorna i gabbron (och i anortositen) har betecknats med röda "N" på berggrundskartan, oavsett om ett direkt samband med Nordingrågraniten kan anses föreligga eller ej. Monzonitiska till granitiska sliror och oregelbundna partier har markerats med svarta vinkeltecken på gulgrön bottenfärg.

Nordingrågabbron bildar av allt att döma inga gångar i det äldre urberget i väster. Ett maximalt 20 m brett parti av en granitgenomsatt porfyritisk gabbro, som möjligen kan vara en gång, har dock anträffats väster om Gullvikfjärden (19J SV, 701360-165065), alldeles i gränsen mellan metagråvacka och Nordingrågranit.

Anortositen uppträder i huvudsak i två större områden: ett östligt och ett västligt, åtskilda av diabas och sandsten. Smärre partier av anortosit finns också på ett par ställen inom gabbrons utbredningsområde, vid Valmsta (18I NO, 6f).

Anortositen är normalt grå eller blågrå till färgen och grovkornig. Plagioklastavlorna är oftast upp till ca 3–4 cm i diameter, men grövre anortositer finns, som innehåller kristaller av inemot ett par decimeters längd (fig. 71). Normalt är halten av plagioklas mellan 70 och 95%, varför bergarten enligt Turner och Verhoogen (1960, sid. 322) dels är att beteckna som anortosit i strikt mening (med mindre än 10%

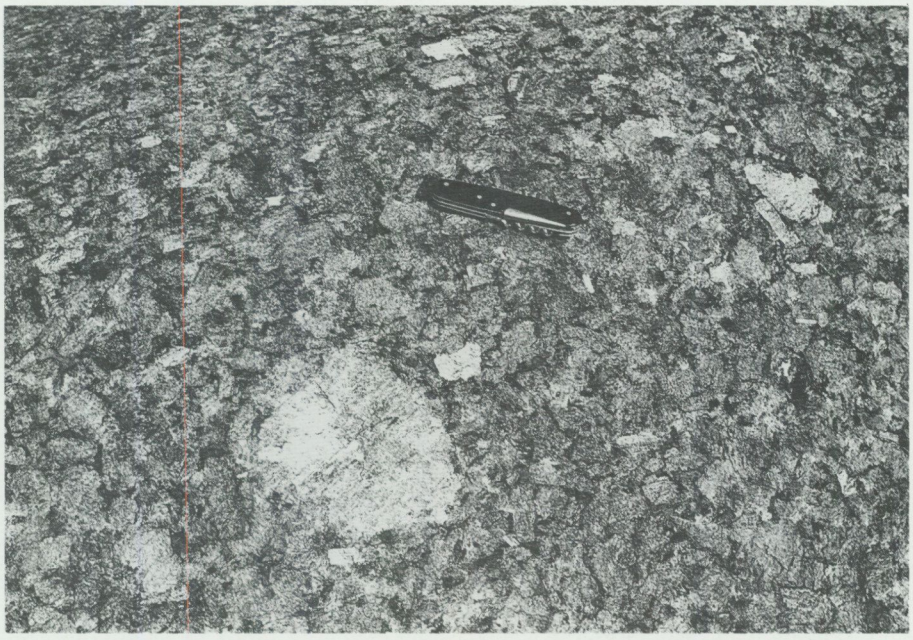


Fig. 71. Grov anortosit med decimeterstor plagioklaskristall. Nära Klubben, Rävsön (18I NO, 698220-163715).

Coarse anorthosite with plagioclase crystal of c. 1 dm diameter.

mörka mineral), dels som gabbroanortosit (med 10–22,5% mörka mineral) eller anortositisk gabbro (med 22,5–35% mörka mineral). Ca 20% av Nordingråområdets anortosit är av den förstnämnda typen (Gunilla Lundqvist 1976).

De renaste fältspatbergarterna bland anortositerna är vita, grovkorniga bergarter som anträffas som upp till något hundratal m^2 stora inneslutningar i den normala, grå anortosittypen eller i gabbron. Exempel finns i norra delen av vägskärningen öster intill Vågsfjärden (18I NO, 69822-16269) och på östra stranden av Rävsön (18I NO, 69818-16370).

Det helt dominerande mineralet i anortositerna är en plagioklas (labrador), som i genomsnitt har ca 60–65% An och som alltså är något anortitrikare än i gabbron. Variationen i normativ anortithalt är 48–67% (Gunilla Lundqvist 1976). En lätt zonering kan ibland ses i mikroskop. Plagioklaser med böjda tvillinglameller har iakttagits, ibland tillsammans med helt odeformerade kristaller. Detta visar att plagioklasen utsatts för deformation, eventuellt i samband med intrusionen. Inte sällan har plagioklasen omvandlats till sericit, prehnit, epidot och kalcit, och bergarten visar då en lätt grönaktig färg. Särskilt gäller detta i anortositer med "rödstick", d.v.s. då rödaktig kalifältspat uppträder i mellanrummen mellan plagioklastavlorna.

På en del ställen kan man finna vackert labradoriserande, d.v.s. blå- eller grönskimrande kärnor i anortositens plagioklas. Maximalt kan dessa kärnor bli ca 2–3 cm^2. I sprängstenen från vägskärningen öster om Vågsfjärden har sådan labradoriserande plagioklas påträffats på flera ställen, t.ex. strax norr om vägskälet mot Gåsnäs (18I NO, 698140-162670).

I anortositens plagioklas framträder i mikroskop talrika små, ofta nålformade opaka kristaller (mikroliter). De större av dessa består av ilmenit, de mindre av ren järnoxid, sannolikt åtminstone delvis magnetit (Magnusson 1983 a,b).

I mellanrummen mellan anortositens plagioklaskristaller uppträder mörka mineral, ibland tillsammans med rödaktig kalifältspat. De mörka mineralen utgörs främst av hornblände, som mer eller mindre fullständigt ersatt pyroxen, samt av klinopyroxen, olivin, biotit och opakmineral. Pyroxenen är monoklin (augit–ferroaugit) där den kunnat identifieras säkert (se tab. 1 nr 187, von Eckermann 1938 och Sobral 1913). Det kan dock inte uteslutas att även ortopyroxen finns bland de starkt omvandlade pyroxenresterna i det uralitiska hornbländet.

Olivinen bildar små rundade kristaller som visar omvandling till serpentin eller amfibol. Biotiten är rödbrun i mikroskop, och har liksom i gabbron ofta vuxit runt opakmineralen. Bland de senare dominerar ilmenit, stundom med avblandningar av hematit. Ilmeniten uppträder förutom som separata korn även i form av nålar i pyroxen och plagioklas eller som lameller i magnetit (Magnusson 1983 a,b). Magnetithalten är låg i den del av anortositen som ligger väster om (under) Ulvödiabasen, medan den är högre i det östra anortositblocket, som bildar tak till diabasen. Detta framgår av de susceptibilitetsmätningar som gjorts av Magnusson (1983 a,b). Den västra anortositen visar dessutom förhöjda magnetithalter längst i öster (närmast diabasen). Det är oklart om magnetitens fördelning är betingad av omvandlingar (oxidation) orsakade av diabasen, eller om det rör sig om primära variationer i anortositen, t.ex. i vertikalled (Magnusson 1983 a,b). Det östra anortositblocket är höjt genom förkastningar i förhållande till det västra (sid. 325), och representerar därför ett djupare snitt än i varje fall de östliga delarna av det västra blocket. I sammanhanget skall också nämnas att Piper (1980) konstaterade att gabbro-anortositkomplexet i Nordingrå blivit partiellt ommagnetiserat genom påverkan från Ulvödiabasen.

Anortositens magnetit är delvis homogen, men delvis, särskilt i kontakt med ilmenit, uppträder tunna ilmenitlameller längs oktaederplanen (Magnusson 1983 a,b).

Bland opakmineralen ingår även sulfider, främst magnetkis.

Ortoklas uppträder som röda fläckar ("rödstick") i vissa anortositer. Kvarts åtföljer oftast ortoklasen. Apatit ingår i form av mer eller mindre väl utbildade sexkantiga (hexagonala) prismor. Ibland kan mineralet vara inneslutet i ortoklas (Gunilla Lundqvist 1976).

Sekundära mineral i anortositen är hornblände eller cummingtonit-grunerit (ur pyroxen och olivin), klorit (delvis järnrik delessit bildad ur biotit m.m.), serpentin (ur olivin), sericit, prehnit, epidot och kalcit (ur plagioklas) samt leukoxen (ur ilmenit).

Omvandlingen till sekundära mineral är genomgående starkare än i gabbron, och är särskilt intensiv då ortoklas och kvarts ingår.

Kemiska analyser av olika anortositer redovisas i tab. 1 nr 176-185. I Gunilla Lundqvist (1976) återfinns ett mer omfattande analysmaterial.

På samma sätt som i gabbron finns talrika grovkristallina (pegmatitiska) till finkorniga gångar och sliror i anortositen. Ofta är dessa gångar rödaktiga eller rödsvartspräckliga p.g.a. att kalifältspat ingår. Andra viktiga mineral är hornblände, pyroxen, kvarts m.m. I sådana partier kan anortositen visa stark grusvittring, t.ex. på sydvästra Rävsön (18I NO, 6980-1635).

Ett spektakulärt pegmatitiskt parti uppträder som en 10 m bred zon i anortositen vid Mjösand, sydväst om Mjösjö (18I NO, 697590-163265; fig. 72). Upp till 5 dm långa pyroxenkristaller (klinopyroxen, delvis uralitiserad, med lameller av ortopyroxen; tab. 2 nr 189, 190) karakteriserar denna "anortositpegmatit", i vilken bl.a. även ingår apatit i sexkantiga prismor, som kan bli 4 cm långa. Vidare finns centimeterstora titanomagnetitkristaller samt magnetkis, olivin (tab. 2 nr 188), kalifältspat och kvarts (Gunilla Lundqvist 1976).

Nordingråmassivets granit dominerar ytmässigt bland de subjotniska intrusiven, och intar de norra och mellersta två tredjedelarna av massivet. Mindre granitförekomster finns dock även i söder, särskilt öster om Ramstafjärden i södra delen av Gaviksfjärden (18I SV, 4e).

Nordingrågraniten är helt massformig, och uppvisar ofta en regelbunden förklyftning i två mot varandra vinkelräta vertikala plan. Den utmärks också av en många gånger regelbunden horisontell eller flack förklyftning (fig. 73), som bl.a. gett upphov till stora, närmast golvplana ytor på Skuleskogen (19I SO, 0g-h). Granitens färg är vanligtvis röd eller gråröd, och framträder särskilt väl i strandhällarna i skärgården. Grå granittyper är relativt sällsynta och har framför allt observerats där graniten bildar matrix i eruptivbreccior med fragment av äldre bergarter (gråvackor, amfiboliter och äldre graniter), t. ex. på Västerskär och Österskär vid Skagsudde (19J SV, 70135-16588 resp. 70133-16597). Fragmenten i graniten är vanligen hornfelsomvandlade (sid. 40 och 61). En primorogen ögonförande granit till granodiorit på Österskär och Skagsudde (19J SV, 2b,c) visar tydlig rekristallisering, speciellt av kalifältspatögonen, som nybildats så att de ibland övertvärar gränsen mot Nordingrågranitens gångar (Lundqvist 1973). Ögonen har samtidigt blivit mer inhomogent fördelade, bl.a. genom koncentration kring brottstycken i den primorogena graniten.

Som nämnts tidigare (sid. 131) bildar Nordingrågraniten sannolikt en flack skiva ovanpå gabbro (och anortosit). Denna skiva stupar i nordöst troligen ned under Skagsudde (19J SV, 2c), vilket förklarar den starka rekristallisationen av den äldre berggrunden här. Eventuellt existerar på djupet ett samband mellan Nordingrågraniten och den rapakiviartade granit som finns på skäret Bonden utanför Nordmaling i Västerbottens län (Gavelin 1955).

Nordingrågraniten är vanligen mer eller mindre tydligt porfyrisk. Röda eller skära



Fig. 72. Stora kristaller av pyroxen (klinopyroxen med lameller av ortopyroxen) i pegmatitiskt parti i anortosit. Mjösand (18I NO, 697590-163265).

Large crystals of pyroxene (clinopyroxene with lamellae of orthopyroxene) in pegmatitic segregation in anorthosite.

tavelformade fältspatströkorn av ca 0,5–2 cm längd ligger inbäddade i en finkornig eller fint medelkornig grundmassa. Fältspaten i strökornen är främst en rödpigmenterad starkt pertitisk alkalifältspat men även en albitrik plagioklas. Den förra är i strukturellt hänseende ett mellanting mellan ortoklas och mikroklin (Lundqvist 1973). En tunn vit albitbård kan ibland ses omge pertitströkornen. Denna textur samt en del andra drag som t. ex. alkalifältspatens kristallstruktur och förekomsten av flusspat markerar en viss likhet med de finländska rapakivibergarterna. De subjotniska Nordingråeruptiven har bl. a. av denna anledning räknats till Baltiska sköldens rapakivimassiv.



Fig. 73. Bankning i Nordingrågranit. Vid E4, vägskälet till Magdbäcken (19I SO, 700150-162950).
Sheeting in Nordingrå granite.

Nordingrågranitens grundmassa domineras av kvarts och pertitisk alkalifältspat, ofta i granofyrisk sammanväxning. Plagioklas (oligoklas till albit, sällsynt med kärnor av andesin) finns i varierande mängd. Mineralet är ofta bemängt med finfjällig ljus glimmer (sericit).

Mörka mineral förekommer i varierande mängd (ca 1–15%). De relativt små petrografiska variationer som Nordingrågraniten visar i fält betingas dels av denna variation, dels av den mer eller mindre utpräglat porfyriska texturen. Granittyper med olika halt av mörka mineral kan växla hastigt med varandra, t.ex. i ett stenbrott på Önnskäret öster invid Mjältön (18I NO, 69555-16390; jfr analyserna 193 och 194 i tab. 1). Någon systematisk variation mellan olika varieteter inom granitmassivet har inte kunnat spåras.

De mörka mineralen är främst hornblände, biotit och oxidmineral (magnetit), ibland även klinopyroxen och järnrik olivin (fayalit). Accessorier är zirkon, flusspat, titanit och apatit samt de sekundära mineralen klorit (främst ur biotit), sericit, prehnit

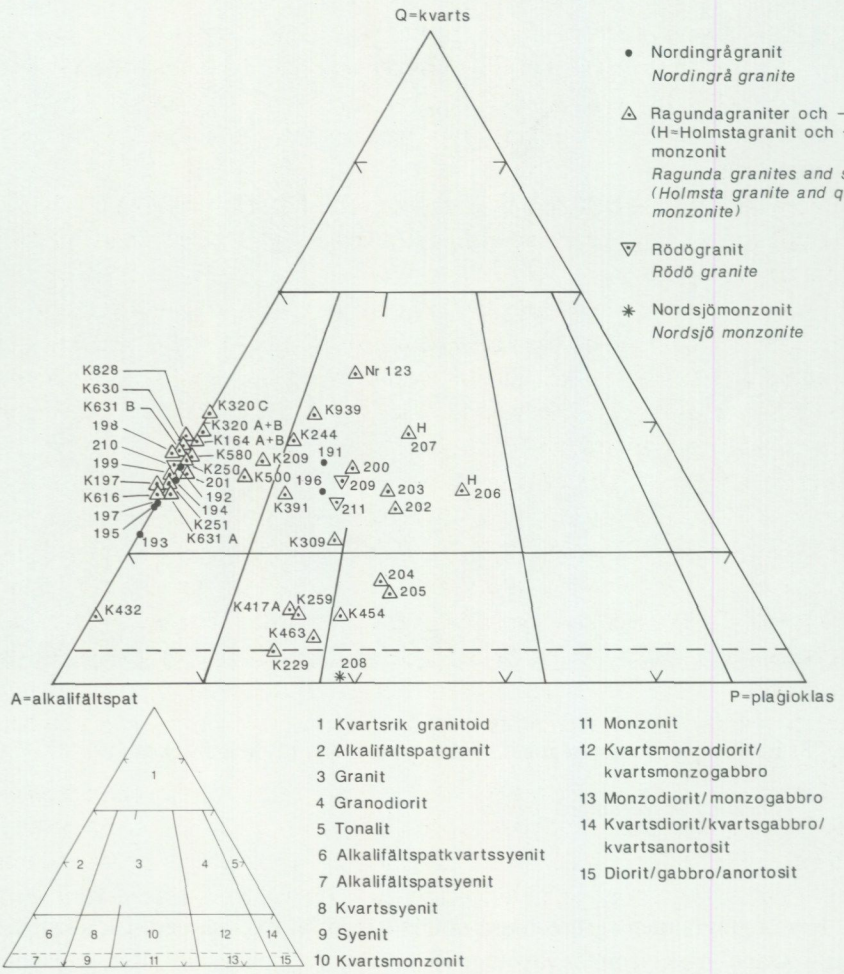


Fig. 74. QAP (kvarts–alkalifältspat–plagioklas)-diagram enligt Streckeisen (1976) över anorogena graniter, syeniter och monzoniter av rapakivityp. Mineralsammansättningen har beräknats ur kemiska analyser (tab. 1) med dataprogram för den s.k. Rittmann-normen, varianten *"wet plutonic"* (Rittmann 1973). För nr 208 har medeltalet mellan *"wet plutonic"* och *"dry plutonic"* avsatts i diagrammet. Numrering som i tab. 1. Vidare har inkluderats bergarter från Jämtlandsdelen av Ragundamassivet, numrerade enligt Kornfält (1976).

QAP diagram (Streckeisen 1976) of anorogenic granites, syenites and monzonites of rapakivi type. Compositions calculated from chemical analyses (Tab. 1) according to the Rittmann "wet plutonic" norm (Rittmann 1973). For no. 208 the mean of "wet plutonic" and "dry plutonic" norms has been plotted. Numbers as in Tab. 1. The diagram also includes analyses of rocks from the Jämtland part of the Ragunda massif with numbers according to Kornfält (1976).

och epidot (ur plagioklas). Vidare kan ortit uppträda, någon gång också pumpellyit. Mineralkemiska analyser av klinopyroxen, hornblände och biotit, som samtliga är järnrika, ges i tab. 2 nr 191-193. Beträffande magnetitens uppträdande har Tullborg och Larson (1987) konstaterat att grå varieteter av Nordingrågraniten, som förekommer i närheten av metagåvackor, har lägre magnetisk susceptibilitet (magnetiserbarhet) än röda.

Kemiska analyser av Nordingrågranit ges i tab. 1 nr 191-197. Fig. 74 visar granitens sammansättning, beräknad enligt Rittmann-normen, i ett kvarts-plagioklas-alkalifältspatdiagram.

Omvandlingen av Nordingrågranitens primära magmatiska mineral till olika sekundärmineral är förhållandevis stark och kanske ägnad att förvåna, eftersom graniten uppenbarligen är yngre än de stora omvandlingarna (metamorfosen) i berggrunden. Hydrotermala lösningar måste ha cirkulerat i graniten efter dennas kristallisation för att ge de vattenhaltiga sekundärmineralen. Detta kan t. ex. ha skett vid intrusionen av Ulvödiabasen (sid. 175) eller vid en s.k. pålagringsmetamorfos (engelska: *burial metamorphism*). Sannolikt har samma omvandlingar också orsakat de störningar av olika isotopsystem (rubidium-strontium, kalium-argon, syre) som har observerats i graniten och som bl.a. lett till en sänkning av bergartens rubidium-strontiumålder till ca 1420 miljoner år. Tullborg och Larson (1987) har genom undersökningar av syreisotoper i granitens kvarts och kalifältspat funnit att de starkaste störningarna av det ursprunliga (magmatiska) $^{18}O/^{16}O$-förhållandet skett närmast Ulvödiabasen. Granitens intrusionsålder (verkliga ålder) har erhållits genom uran-blydatering av zirkon, och har gett 1578±19 miljoner år (Welin och Lundqvist 1984).

De grå eller skära granittyper som bildar matrix i fragmentrika eruptivbreccior är ofta finkornigare, glesare porfyriska eller icke-porfyriska och mer inhomogena i färg och kornighet än den normala Nordingrågraniten. Sannolikt har en viss assimilation av äldre bergartsmaterial skett vid intrusionen. Exempel är graniten i de vackra eruptivbrecciorna på Västerskär och Österskär. Till dessa från den normala Nordingrågraniten avvikande typer hör också de av Sobral (1913, sid. 24-38) beskrivna graniterna i c- t.o.m. g-regionerna öster om södra Gaviksfjärden (Ramstafjärden;18I SV, 4e). Däremot är Sobrals graniter i a- och b-regionerna sannolikt att betrakta som äldre, primorogena granodioriter till tonaliter av ungefär samma typ som finns längre mot sydväst (se berggrundskartan). Förekomsten av hypersten i dessa bergarter (Sobral 1913, sid. 28 och 31) är att uppfatta som resultatet av en kontaktmetamorfos intill Nordingrågabbro och -granit (jfr sid. 79).

Matrix till en vacker eruptivbreccia med xenoliter av Nordingrågabbro nära Salsåker (18I NO, 698945-162605; fig. 75) utgörs av en finkornig rödgrå Nordingrågranit med millimeterstora, gropvittrande svarta fläckar bestående av mörkgrön biotit, magnetit m.m. Dessa fläckar kan ha bildats genom omvandling av mineralfragment (pyroxener e. dyl.) som härrör från gabbroxenoliterna. De senare är både kantiga och mer rundade, sistnämnda genom reaktionsprocesser med granitmagman. Vissa iakttagelser

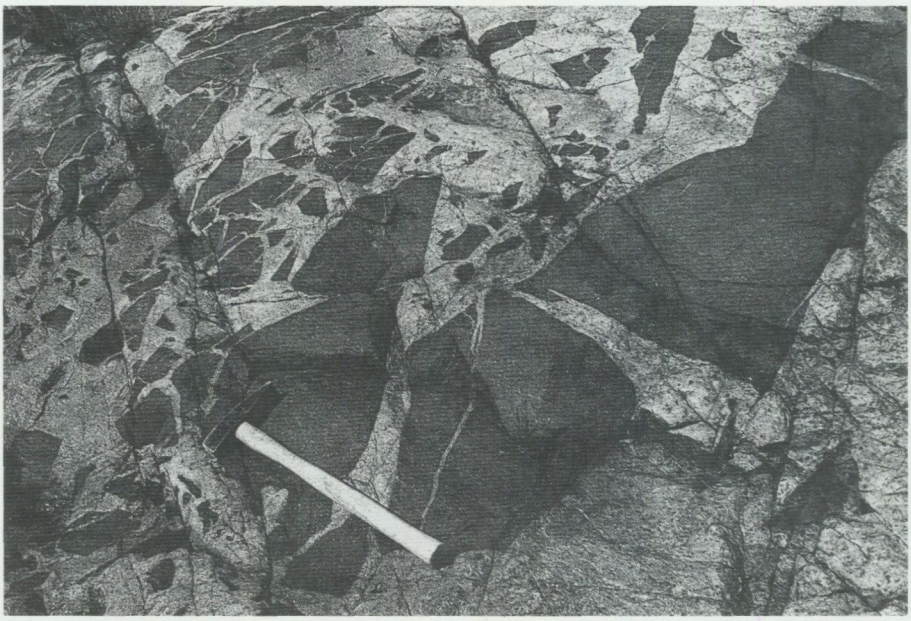


Fig. 75. Nordingrågranit breccierande Nordingrågabbro. Stranden öster om Salsåker (18I NO, 698945-162605).
Nordingrå granite with xenoliths of Nordingrå gabbro.

kan tyda på att delar av gabbromagman inte varit helt kristalliserade då graniten trängde in.

Nordingrågranitens magma har varit fattig på vatten och andra volatila ämnen. Den kan p.g.a. sin spårelementkemi inte enkelt härledas genom uppsmältning ur gråvackorna (jfr Welin och Lundqvist 1984). Sannolikt är granitmagmans bildning nära förbunden med gabbro-anortositmagmans. Båda magmorna har troligtvis alstrats i understa jordskorpan (graniten) resp. översta manteln (gabbron) genom s.k. reaktionssmältning och fraktionering av magnesiumrika mineral ur gabbromagman, vilket lett till stark järnanrikning i de smältor som sökt sig vidare uppåt i jordskorpan (jfr Barker m.fl. 1975).

På grund av sin låga vattenhalt har Nordingrågranitens magma endast gett upphov till sparsamma restlösningar som kristalliserat till pegmatit, aplit m.m. Sådana gångar och sliror har noterats på en del håll, särskilt nära granitkontakten, och betecknas på berggrundskartan med svarta streck ("kråkspark"). De består mest av kvarts och alkalifältspat (ibland som granofyr) med underordnad albitrik plagioklas, klorit, prehnit m.m.

I graniten har också iakttagits s.k. miarolitiska hålrum, som är utmärkande för "torra" granitmagmor. Hålrummen är delvis fyllda med kvarts, röd fältspat (pertit) m.m.

En speciell typ av pegmatit som härrör från Nordingrågraniten uppträder tillsammans med apliter i gångar på Skagsudde (19J SV, 2c). Dessa pegmatiter består av talrika skära centimeterstora kristaller av pertitisk alkalifältspat, inbäddade i en mer finkornig kvarts-fältspatmatrix. Kvartsen är i vissa fall utskild som centralkvarts i gångarnas mittzon. Mörka mineral saknas praktiskt taget helt. Som nämnts växer den omgivande primorogena granitens kalifältspatögon ibland över gränsen till pegmatitgångarna. Ögonen måste därför ha rekristalliserats genom inverkan från Nordingrågranitens magma (Lundqvist 1973).

RAGUNDAMASSIVET

Liksom Nordingråmassivet tillhör Ragundamassivet den Baltiska sköldens subjotniska, rapakiviartade intrusivkomplex. Större delen av Ragundamassivet faller inom Jämtlands län, och behandlas därför i beskrivningen till berggrundskartan över detta län (f.n. under utarbetande). Vidare har en utförlig redogörelse för massivet getts av Kornfält (1976). I föreliggande länsbeskrivning kommer huvudvikten att läggas vid massivets östligaste del, som faller inom Västernorrlands län (19G SO). Denna del benämndes av Lundbohm (1899) Helgumsmassivet. Ragundamassivet beskrevs tidigt av Högbom (1893, 1894, 1899, 1909). I arbetet från 1899 hävdade Högbom att massivet utgör en lakkolit, d.v.s. en på mitten förtjockad flack skiva i den äldre berggrunden. I denna skulle den undre delen utgöras av granitgenomsatt gabbro ("diabasbreccia" eller "diabas"), den övre av granit (och syenit). På grundval av senare gjorda observationer i trakten av Krångede i Jämtland modifierade Högbom (1909) sin modell på så vis, att han ansåg graniten (och syeniten) finnas både omedelbart över och under gabbron, åtminstone i massivets västra delar. Kornfält (1976, sid. 80-82) tog på nytt upp frågan om Ragundamassivet utgör en lakkolit eller ej och stödde sig därvid på mer detaljerade observationer gjorda på modernt topografiskt underlag i samband med SGUs länskarteringar i Jämtland och Västernorrland. Kornfält kunde inte verifiera lakkolitmodellen. Han fann att gabbron inte generellt återfinns på de lägre topografiska nivåerna utan snarare är knuten till Ragundamassivets randzoner.

Genom flygmagnetiska mätningar utförda av LKAB Prospektering AB under 1970-talet har intressant information framkommit om Ragundamassivet. Även om någon ingående tolkning av mätresultaten ännu inte gjorts förefaller det av den magnetiska bilden som om massivet sammansätts av en serie mer eller mindre cirkulära granit- och syenitintrusioner, som blir yngre från väster mot öster. Yngre och östligare intrusioner verkar skära igenom äldre, så att de senare framträder i den magnetiska bilden som ofullständiga, mot öster avbrutna cirklar (Esa Tuuri och Lars-Göran Ohlsson, muntligt meddelande 1985). Graniterna i Västernorrlandsdelen av massivet (speciellt hornblände graniten vid Holmstrand, 19G SO, 3j), skulle med denna tolkning vara de yngsta bland Ragundaintrusiven.

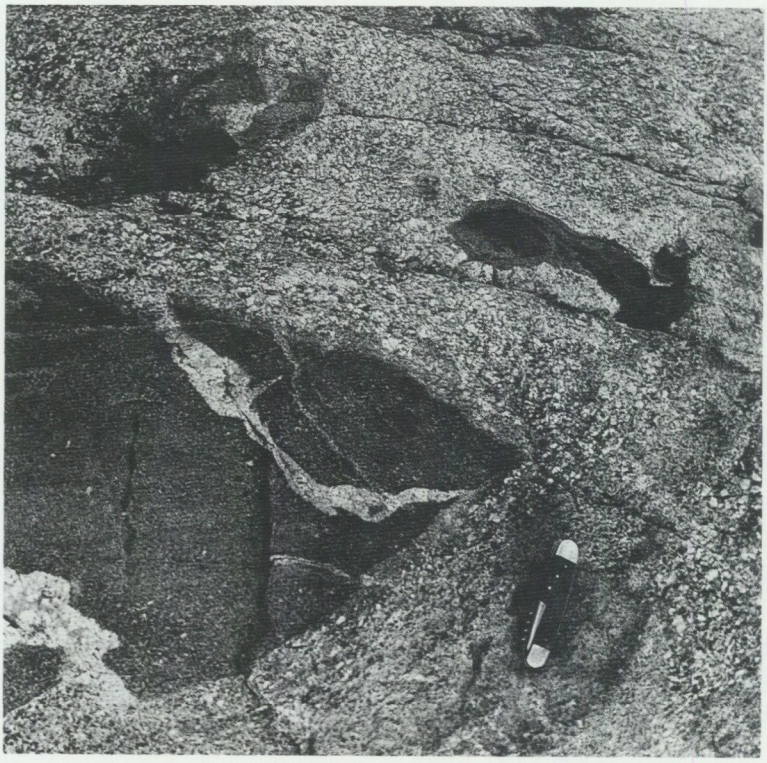


Fig. 76. Gråvit granit breccierande Ragundagabbro. Graniten är troligen en genom värmen från Ragundamassivets intrusioner mobiliserad Härnögranit. Lillsjöbäckmon (19H SV, 700785-155120).

Greyish white granite brecciating Ragunda gabbro. The granite was probably formed by mobilization of Härnö granite as a thermal effect from the Ragunda intrusions.

Ragundamassivets bergarter är klart yngre än omgivande berggrund. Härför talar bl.a. den kontaktpåverkan som observerats i gråvackorna (sid. 39) och den omvandling av mikroklin till ortoklas som konstaterats i Revsundsgraniten invid massivet (Kornfält 1969). Andra indikationer är den brecciering av sidoberget och de kylda randzoner av granit och syenit som iakttagits (Kornfält 1976). Därför är det något överraskande att Ragundagabbron även observerats tillsammans med metagråvacka som xenoliter i vad som förefaller vara en serorogen granit (Härnögranit) nära massivets kontakt ca 5 km sydväst om Helgums kyrka (19G SO, 70077-15514; se fig. 76). Förklaringen är sannolikt att Härnögraniten rekristalliserats och delvis mobiliserats genom värmepåverkan från Ragundabergarternas granitiska magmor, och på så vis kunnat tränga in i och brecciera gabbron (Kornfält 1976, sid. 85- 86). Grå granitiska intrusio-

ner har på flera ställen observerats i gråvackorna i en smal zon invid Ragundamassivet och man kan därför misstänka att lokala uppsmältningar skett även här (Kornfält 1976, sid. 86).

Ragundamassivets ålder är inte entydigt bestämd. En rubidium-strontiumdatering av syeniten och graniten har gett 1320±30 miljoner år (se Kornfält 1976, sid. 102). Med hänsyn till att samma metod gett för låg ålder på Nordingrågraniten på grund av störningar i isotopsystemen (se sid. 143) är det dock osäkert om detta är intrusionsåldern. Förnyad datering med uran-blymetoden är nödvändig för att åldern skall kunna fastställas.

Nedanstående beskrivning av Ragundamassivet grundar sig väsentligen på Kornfälts arbeten från 1969 och 1976.

Ragundamassivet har en något annorlunda sammansättning än Nordingråmassivet. De äldsta leden, gabbro och kvartsgabbro av tholeiitkaraktär, är mer allmänt granitgenomsatta, och anortositiska bergarter betydligt sparsammare än i Nordingrå (Kornfält 1976). Graniterna i Ragundamassivet är dessutom associerade med syeniter och kvartssyeniter. Sistnämnda bergarter har inte säkert identifierats i Nordingråmassivet. Om de förekommer här måste de vara mycket underordnade relativt graniten.

Liksom i Nordingrå är de basiska leden äldre än de sura. Äldst är sannolikt den anortositiska gabbron, nära följd av gabbro till kvartsgabbro. Därefter följer syenit till kvartssyenit, hornbländegranit, granitporfyr, medel- till grovkornig biotitgranit (Ragundagranit), finkornig biotitgranit och sura och basiska gångbergarter i nu nämnd ordning (Kornfält 1976). I vissa fall måste bergarternas åldersställning anses oklar, t.ex. beträffande hornbländegraniten vid Holmstrand, vars relationer till syeniter och biotitgraniter inte kunnat fastställas i fält (Kornfält 1976, sid. 24; jfr ovan).

I Västernorrlandsdelen av Ragundamassivet uppträder gabbro (med övergångar till kvartsmonzogabbro och kvartsgabbro) över relativt stora ytor. Bergarterna är normalt finkorniga, gråsvarta, men fint medelkorniga varieteter förekommer också. Gabbron är starkt genomsatt och breccierad av Ragundagraniten och dess apliter, och har i samband därmed ofta tillförts kalifältspat så att rödspräckliga monzonitiska bergarter lokalt uppkommit.

Gabbron har en doleritisk eller subdoleritisk textur, vilket innebär att pyroxenerna återfinns i mellanrummen mellan plagioklaskristallerna, i förstnämnda fall med, i sistnämnda utan egna kristallbegränsningar.

Plagioklas är huvudmineral i gabbron och uppträder vanligen i halter mellan 40 och 50% (Kornfält 1976, sid. 28). Sammansättningen är labrador, som p.g.a. zonering går över i andesin eller oligoklas mot kornens kanter. Den totala variationen i anortithalt är 74–18%. Plagioklasen visar vanligtvis omvandling till sericit och epidot.

Både orto- och klinopyroxen förekommer, varvid den senare vanligen överväger. Mikrosondanalyser från prov i Jämtland (19G SV, 70032-15114) visar att den förra här utgörs av en ferrohypersten (mg=0,49), den senare av en ferroaugit (mg=0,59),

enligt Kornfält (1976). Båda pyroxenerna visar omvandling till uralitiskt hornblände, som i ett analyserat prov visar en hastingsitisk sammansättning (tab. 2 nr 195).

Olivin (med sekundär serpentin och iddingsit) har av Kornfält (1976) endast påträffats i ett prov, och har där sammansättningen 56% forsterit. Mineralet är alltså magnesiumrikare än de oliviner som analyserats i Nordingrågabbron (se ovan, sid. 135). De av Kornfält (1976, sid. 29) givna bergartsanalyserna av Ragundagabbro visar också relativt magnesiumrika sammansättningar (*mg*-värden kring 0,5) i förhållande till Nordingrågabbron (*mg*-värden mellan 0,1 och 0,5 enligt Gunilla Lundqvist 1976).

Små mängder rödaktig kalifältspat och kvarts ingår i Ragundagabbron. Förstnämnda mineral kan dock nå 15 volymprocent, sistnämnda ca 10 volymprocent (Kornfält 1976). Vid högre halter av dessa mineral övergår gabbron i monzogabbro, kvartsgabbro och kvartsmonzogabbro.

Biotit utgör ett väsentligt mineral i Ragundagabbron. Mineralet visar sekundär omvandling till klorit, och innesluter ofta opakmineral. Det kan också utgöra en omvandlingsprodukt av hornblände. En analys av biotit ges i tab. 2 nr 196.

Opakmineral ingår i halter upp till 7%. De utgörs främst av ilmenit, magnetit och pyrit. Accessorier är zirkon, apatit och sekundär kalcit.

Kemiska analyser av kvartsgabbro från Ragundamassivets Västernorrlandsdel framgår av tab. 1 nr 186 och 188-190.

Den anortositiska gabbron förekommer i häll nära Gagnet (19G SO, 70173-15494) och på ett par ställen sydväst om Gagnet (19G SO, ca 70127-15457). Den är till skillnad från gabbron medel- till grovkornig, med plagioklaskristaller av upp till 1 cm längd. Färgen är ljusgrå eller blågrå. Mineralogiskt domineras bergarten av plagioklas (51–66% An), som utgör ca 60–75% av volymen. Plagioklasen kan vara lätt zonerad och ha böjda tvillinglameller (jfr ovan, sid. 137).

Väsentliga mineral i den anortositiska gabbron är klinopyroxen och därur bildat uralitiskt hornblände. Liksom i Nordingråmassivets anortosit har ortopyroxen inte iakttagits. I underordnad mängd ingår olivin (67% forsterit; analys se tab. 2 nr 194), biotit, opakmineral och apatit. Olivinen visar omvandling till serpentin och talk. Klorit är sekundär efter klinopyroxen. Eftersom iakttagelser av åldersrelationerna i fält saknas, grundas bedömningen att den anortositiska gabbron är äldre än den normala Ragundagabbron på det förhållandet, att den förra enligt tillgängliga bergarts- och mineralkemiska analyser bör vara tidigast kristalliserad (Kornfält 1976, sid. 26). Gabbron har således i genomsnitt ett högre järn : magnesiumförhållande och har en anortitfattigare plagioklas och en järnrikare olivin än den anortositiska gabbron.

En kemisk analys av anortositisk gabbro ges i tab. 1 nr 187.

I trakten av Holmsta uppträder en speciell typ av granit, *Holmstagranit*, som mindre massiv, gångar och breccienät i både metagråvackor och Ragundagabbro. Graniten påminner något om Revsundsgraniten men ännu mer om Rätangraniten. Den är porfyrisk, med vanligen rundade, grå eller skära kalifältspatströkorn (megakrister) av 1–3 cm storlek. Plagioklasmantlar (rapakivitextur) förekommer runt strökornen.

Matrix är grå, medelkornig, och består av kvarts, plagioklas (20–30% An), kalifältspat, biotit och ibland även hornblände. I små mängder finns klorit, epidot, apatit, muskovit, flusspat, titanit, zirkon, kalcit och opakmineral.

Kalifältspaten i Holmstagraniten är väsentligen en mikroklinpertit, men röntgenundersökningar visar att även monoklina partier finns (Kornfält 1969, sid. 11).

Kemiska analyser av Holmstagranit ges i tab. 1 nr 206 och 207.

Mellan Holmstagraniten och gabbron finns hybridartade övergångstyper av ungefär monzonitisk sammansättning. I dessa kan mer eller mindre skarpkantade brottstycken av Ragundagabbro uppträda. Motsvarande övergångstyper till gråvackorna är betydligt mer ovanliga.

Holmstagraniten är äldre än Ragundamassivets hornbländegranit. Ca 1 km sydväst om Ytt. Holmsta (19G SO, 70173-15452) innehåller sistnämnda granit brottstycken av både Holmstagranit och Ragundagabbro.

Holmstagraniten är kemiskt skild från Ragundagraniten, och har till skillnad från denna också som nämnts en mikroklinartad kalifältspat. Den har enligt Kornfält (1976, sid. 22) sannolikt bildats genom rekristallisation och mobilisering av serorogena graniter som tidigare funnits på platsen. Detta har skett genom inverkan av värme från Ragundamassivets rapakivimagmor. Den starkare kemiska påverkan på Ragundagabbron jämfört med gråvackorna har enligt Kornfält troligen orsakats av att gabbron varit mer veckningskompetent och därför spruckit upp mer än gråvackorna. På så vis har granitmobilisatet lättare kunnat angripa gabbron och utbyta material med denna. Det är inte osannolikt att Ragundagabbrons magma varit åtminstone delvis flytande under mobilisatets (Holmstagranitens) kristallisation.

I västra delen av Ragundamassivet uppträder *syenitiska* till *kvartssyenitiska* och *alkalifältspat-kvartssyenitiska* bergarter. De är gröngrå till färgen och normalt medeltill grovt medelkorniga. Vittringsytan är vanligen ljusbrun, till skillnad från massivets biotitgraniter, som är mer rödbruna.

Syeniterna innehåller smärre kvartssyenitiska partier, mot vilka de visar gradvisa övergångar. Även mot angränsande Ragundagraniter (biotitgraniter) är kontakten diffus, och innehåller partier av kvartsfattig granit.

Syeniterna karakteriseras främst av brunpigmenterad kalifältspat (mest en starkt pertitisk ortoklas enligt Kornfält 1969) i halter mellan 50 och 70%. Vidare ingår i väsentlig mängd plagioklas (oligoklas), vanligen i orienterad hopväxning med kalifältspaten. De egentliga syeniterna har ingen eller endast mycket underordnad kvarts. Mörka mineral är främst klinopyroxen (ferroaugit) och vanligen uralitiskt, ferrohastingsitiskt (järnrikt) hornblände, som kan innehålla partier av alkaliamfibol. De nämnda mineralen utgör underordnade eller väsentliga beståndsdelar. Vidare förekommer små mängder järnrik olivin (fayalit), biotit och opakmineral. Sistnämnda utgörs av ilmenit och magnetkis med sparsam kopparkis och pyrit. Accessorier är flusspat, zirkon, apatit, sekundär klorit, epidot och sericit, någon gång även ortit.

Graniterna i Ragundamassivet har av Kornfält (1976) indelats i hornbländegraniter,

medel- till grovkorniga biotitgraniter och finkorniga biotitgraniter. I Västernorrlands län uppträder både *hornbländegranit* och medel- till grovkornig *biotitgranit*. De har på länskartan sammanslagits under en beteckning. Utbredningen av de båda typerna framgår av kartan i Kornfält (1976). Finkornig biotitgranit finns endast i ett mycket begränsat område nära Krångede i Jämtlands län (19G SV, 0d).

Kornfält (1976, sid. 50) urskiljer två något olika typer av hornbländegranit. Den ena uppträder i det isolerade, rundade massivet vid Holmstrand (19G SO, 3j), den andra i flera små massiv, varav ett finns kring Finnåberget sydväst om Helgums kyrka (19G SO, 1j).

Hornbländegraniten vid Holmstrand är brunröd till färgen och består av huvudmineralen pertitisk kalifältspat (mikroklin eller blandstrukturer ortoklas-mikroklin) samt plagioklas (oligoklas). Kvarts utgör ett väsentligt mineral, som kan förekomma i relativt låg halt (6–10%), så att kvartsmonzonitiska varieteter uppkommer (tab. 1 nr 204 och 205). SiO_2-halten i massivet vid Holmstrand är därför låg i förhållande till andra hornbländegraniter i Ragundamassivet. Granofyriska sammanväxningar av kvarts och kalifältspat är sällsynta. De mörka mineralen i hornbländegraniten vid Holmstrand är amfibol (3–10%), som enligt Kornfält (1976) troligen är en ferrohastingsit, ibland med partier av riebeckit eller arfvedsonit, samt järnrik biotit (1–6%). Analyser av hornblände och biotit ges i tab. 2 nr 198 och 199. Accessorier är flusspat, zirkon, titanit-leukoxen, apatit, opakmineral, ibland även ortit, kalcit och pyroxen. Kemiska analyser av hornbländegraniten vid Holmstrand framgår av tab. 1 nr 202 och 203. Enligt Kornfält (1976) kan massivet antingen representera ett relativt differentierat stadium av (kvarts)syeniterna eller utgöra ett djupare snitt av en granitisk intrusion.

Hornbländegraniten i de små massiven, bl.a. vid Finnåberget, visar diffusa kontakter mot biotitgraniten. Den innehåller till skillnad från Holmstrandsmassivet järnrik olivin, som dock är starkt omvandlad till iddingsit eller klorit. Bergarten påminner därför i mineralogiskt hänseende om syeniterna. Granofyriska sammanväxningar mellan kvarts och kalifältspat är vanliga. Kalifältspaten är genomgående mer monoklin än i Holmstrand, och utgörs av ortoklas eller blandstrukturer ortoklas-mikroklin (Kornfält 1969). Även alkaliamfibol ingår (se tab. 2 nr 197).

Kemisk analys av hornbländegranit från Finnåberget ges i tab. 1 nr 201.

På grund av likheten mellan hornbländegraniterna i de små massiven (Finnåberget m.fl.) och syeniterna är det möjligt att graniterna i de östra delarna av Ragundamassivet underlagras av syenit (Kornfält 1976, sid. 55).

Den egentliga Ragundagraniten, som har betydligt större utbredning än hornbländegraniten, är en medel- till grovkornig bergart med biotit som dominerande mörka mineral. Den benämns därför även *biotitgranit*. Färgen är vanligen blekröd, men rödgrå, brunröda och starkt röda varieteter finns även. Texturellt dominerar fältspatporfyriska graniter med strökorn av maximalt 1 cm längd, men jämnkorniga och granofyriska varieteter finns också. Rapakivitextur, d.v.s. plagioklasmantlar runt kalifält-

spat, kan uppträda, men utgör inte något framträdande drag. Speciellt de granofyriska varieteterna av Ragundagraniten kan innehålla miarolitiska hålrumsfyllnader av kvarts och flusspat.

De tydligt porfyriska granittyperna är äldre än de jämnkorniga. I några fall har granofyrerna kunnat visas vara senare bildade än de icke-granofyriska varieteterna (Kornfält 1976, sid. 59).

Mineralogiskt domineras Ragundagraniten av en starkt pertitisk, brunpigmenterad kalifältspat. Strukturellt kännetecknas den senare av höga eller medelhöga triklinitetsvärden, d.v.s. kalifältspaten är en mikroklin eller ett mellanting mellan mikroklin och ortoklas (Kornfält 1969). Kvarts utgör också huvudmineral, och kan som nämnts vara granofyriskt hopvuxen med kalifältspat, speciellt i kantzonerna av strökorn.

Plagioklas (oligoklas med ca 10–30% An) är ett väsentligt mineral. Ibland kan mineralet uppträda enbart som pertitiska avblandningar i kalifältspat. Koncentration av plagioklaser till kalifältspatens randzoner ger en rapakiviartad textur. I vissa fall kan plagioklasen främst uppträda i mitten av kalifältspatkristallerna, varvid en s.k. antirapakivitextur uppkommer. Merparten av plagioklasen uppträder dock som självständiga korn. Mineralet visar sericitomvandling.

Biotit ingår i halter mellan en och sex procent. Mineralet visar kloritomvandling och kan dessutom vara sammanvuxet med sparsamma små korn av vanligt hornblände, zirkon eller opakmineral (magnetit och ilmenit). Ortit (allanit) ingår i små mängder i ungefär hälften av de av Kornfält (1976) undersökta Ragundagraniterna. I slipprov ses mineralet som rödbruna eller gulgröna kristaller. Accessorier i övrigt är zirkon, flusspat, epidot, titanit och apatit.

Finkorniga varieteter av Ragundagraniten uppträder här och var, dels som randzoner av den normala Ragundagraniten, dels som småmassiv i den senare.

Kemiska analyser av Ragundagranit (biotitgranit) ges i tab. 1 nr 197-200. Variationerna i normativ mineralsammansättning (Rittmann-normen) för Ragundamassivets graniter till syeniter och för Holmstagranit ges i fig. 74, sid. 142.

I Ragundamassivet och dess närmaste omgivningar finns ett antal *gångar av både sur och basisk sammansättning*. Den maximala bredden är ca 3 m. Båda typerna av gångar slår igenom Ragundagraniten, och är därför yngre än denna. Det är sannolikt att även de likartade gångar som finns i massivets omgivningar har denna åldersställning, även om detta av förklarliga skäl inte kan bevisas (Kornfält 1976, sid. 71).

De sura granitiska gångarna har betecknats med lilaröd färg eller Gp på strukturgeologiska kartan. De är blågrå, gråbruna eller röda och har en tät eller mikrokristallin grundmassa. Strökorn av kvarts, kalifältspat och plagioklas förekommer. Kornfält (1976, tab. 19, nr 46, sid. 69) ger en kemisk analys av en kvartsporfyrisk gång från området väster om Musksjön (19G SO, 70041-15493).

De basiska gångarna uppträder framför allt i Jämtland. De kännetecknas av strökorn av plagioklas, ibland även kalifältspat, kvarts eller pyroxen i en finkornig till tät grundmassa. Liksom de sura gångarna visar de kontaktförtätning. Sammansättningen

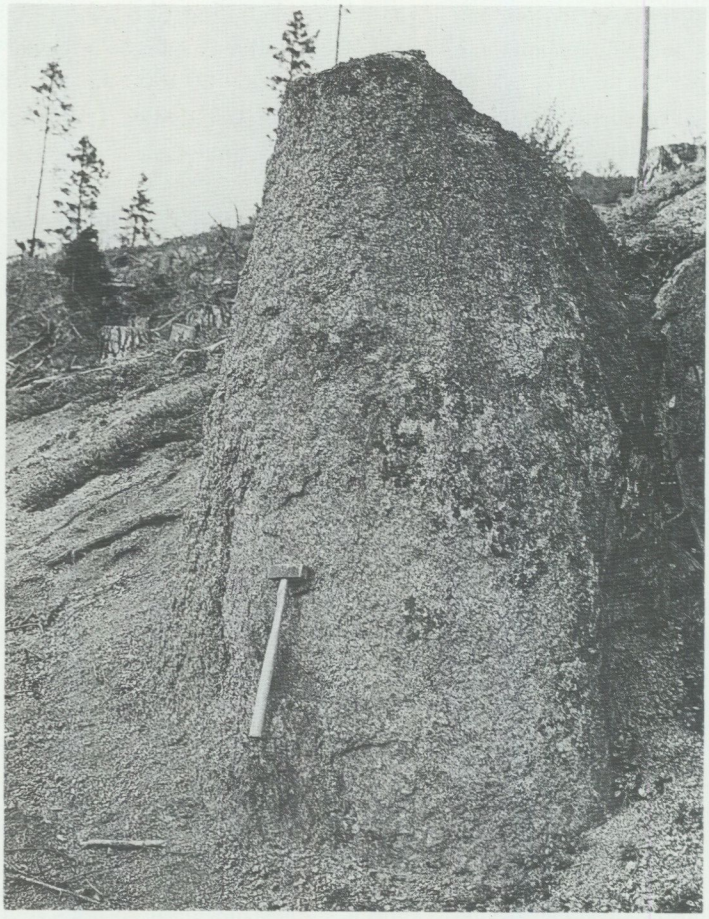


Fig. 77. Grusvittrande hornbländegranit i Ragundamassivets östligaste del. Ärtriksklippen (19G SO, 70202-15459).

Weathering of hornblende granite in the easternmost part of the Ragunda massif.

ligger mellan gabbro (diabas) och monzonit. Den porfyritiska texturen liksom de ibland uppträdande strökornen av kalifältspat och kvarts samt frånvaron av (frisk) olivin är drag som normalt inte återfinns hos de yngre, postjotniska diabaserna (se sid. 193). En helt säker klassificering efter denna princip är dock inte möjlig att göra, varför det inte kan uteslutas att en del basiska gångar i och invid Ragundamassivet hör till andra, yngre diabasgenerationer. Enligt Pipers (1979a) paleomagnetiska undersökningar av basiska gångar i västra delen av Ragundamassivet finns dels gångar som är ungefär likåldriga med massivet, dels sådana som sannolikt är avsevärt yngre. Sistnämnda gångar har paleomagnetiska pollägen som är klart skilda från de postjotniska diabasernas. De kan vara yngre än dessa diabaser.

På norra delen av Uthammarsberget, Västby (19G SO, 70155-15485) finns en s.k. *blandad gång*, betecknad med lilaröd färg och "BL" på strukturgeologiska kartan. Ragundagabbron har här först genomsatts av en basisk, plagioklasporfyritisk gång, som sedan i sin tur intruderats och breccierats av en sur, finkornig, gråröd, kvartsporfyrisk gång (Kornfält 1976).

Lokalt är de surare intrusivbergarterna i Ragundamassivet starkt grusvittrande. Särskilt gäller detta syeniterna och hornbländegraniten. Denna benägenhet att vittra är för övrigt orsaken till att rapakivibergarterna fått just detta namn (det finska ordet *rapakivi* betyder rutten sten). Norr om Holmstrand (19G SO, 70202-15459) är vittringen mycket stark i sydbranten på Ärtriksklippen (fig. 77). Här har ett tjockt gruslager bildats i framskjutande bergspartier.

Orsaken till Ragundabergarternas grusvittring kan vara mineralkornens krympning vid avkylningen efter intrusionen, förekomsten av skjuv- eller rörelsezoner m.m. (se Kornfält 1976, sid. 75-79). En bidragande orsak kan också vara uppluckring av kornfogarna genom temperatursvängningar orsakade av stark uppvärmning genom solstrålning i sydbranten av ett berg, omväxlande med avkylning och isbildning under kalla nätter.

NORDSJÖMONZONITEN OCH BESLÄKTADE GÅNGBERGARTER

I trakten av Nordsjö i nordvästra Ångermanland (20G SV, 2d) finns ett mindre (ca 2 x 4 km) massiv av monzonit, som sannolikt bildar en intrusion i omgivande Revsundsgranit. Några tydliga intrusivkontakter mot sistnämnda granit har dock inte iakttagits. Det är för närvarande inte helt klarlagt om monzoniten hör samman med Revsundsgraniten och alltså utgör en speciell differentiationsprodukt av Revsundsgranitmagman, eller om den bildar en separat, yngre intrusion besläktad med Ragundamassivets bergarter. Genom de kemisk-mineralogiska undersökningar som Persson (1978, sid. 23–33) gjort förefaller det sistnämnda alternativet sannolikare, speciellt därför att monzonitens kemi inte ligger på Revsundssvitens differentiationstrend. Nordsjömonzoniten har på länskartan därför givits samma mörkt violettröda färg som de rapakiviartade graniterna och syeniterna. Radiometrisk datering är dock nödvändig för att man skall kunna fastlägga dess eventuella tidsanknytning till andra generationer av intrusivbergarter.

Nordsjömonzoniten är i friskt tillstånd gröngrå, medelkornig och massformig (Persson 1978). Vittringsytan är vanligen vit eller rödaktig. Huvudmineral är plagioklas (oligoklas med ca 12–21% An) och pertitisk kalifältspat (strukturellt en ortoklas med inslag av mikroklin).

De båda fältspaterna uppträder delvis i orienterade (symplektitiska) sammanväxningar. Väsentliga eller underordnade mineral är brun biotit, amfiboler och klinopyroxen (tab. 2 nr 201-203). Amfibolerna utgörs av grönt, gulgrönt eller brungrönt horn-

blände, som innehåller färglösa eller bleka kärnpartier i vilka grunerit kan ingå. De har åtminstone delvis uppkommit genom omvandling av klinopyroxen (uralitisering). Underordnade mineral är kvarts, opakmineral och olivin (fayalit; tab. 2 nr 200). Sistnämnda har delvis omvandlats till serpentin, opakmineral och iddingsit. Accessoriskt förekommer klorit (efter biotit), ortopyroxen(?), apatit och sericit. Totalt utgör de mörka mineralen ca 20% av bergarten. I mikroskop kan en tydlig krosspåverkan på mineralkornen ses.

Kemisk analys av Nordsjömonzonit ges i tab. 1 nr 208. Av fig. 74, sid. 142, framgår den normativa sammansättningen enligt Rittmann-normen, avsatt i ett kvarts-alkalifältspat-plagioklasdiagram.

I och kring Nordsjömonzoniten uppträder ett stort antal *gångar*. Geografiskt förefaller de vara knutna till monzoniten även om variationsbredden i gångarnas sammansättning är mycket större än i den senare. Gångarna utgörs av diabaser, monzoniter, syeniter och granitporfyrer. Diabaserna har betecknats med violett färg och "R" på strukturgeologiska kartan, övriga gångtyper med lilaröd färg och bokstavsbeteckningar för monzonit- och syenitsammansättningar. Gångarna har beskrivits av Persson (1978, sid. 36-37). Kemiska analyser av granitiska och syenitiska gångar ges i tab. 1 nr 220-225.

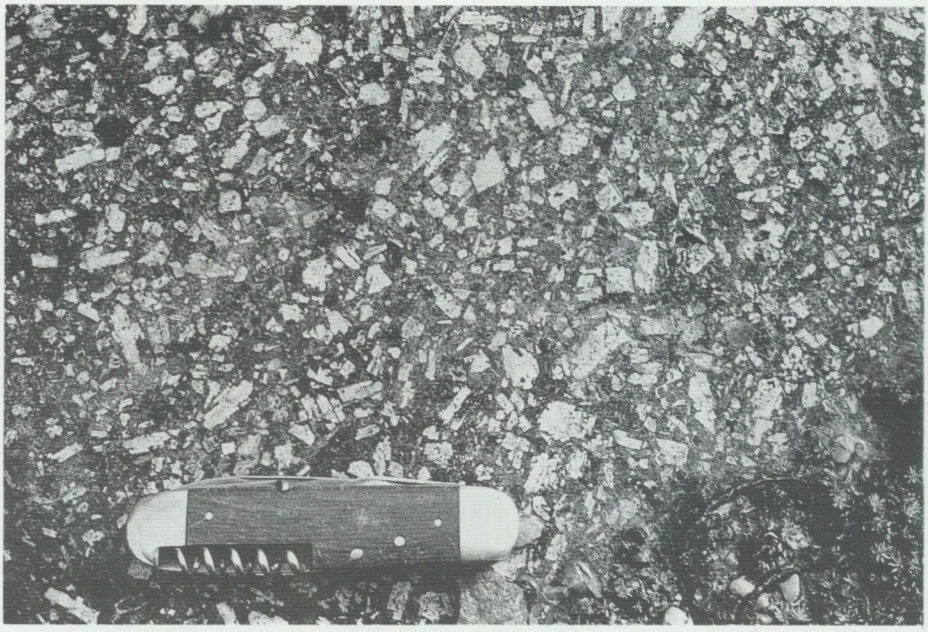


Fig. 78. Plagioklasporfyritisk diabasgång (i Nordsjömonzonit). Västerbodarna (20G SV, 706390-151840).

Plagioclase-porphyritic dolerite dike (in Nordsjö monzonite).

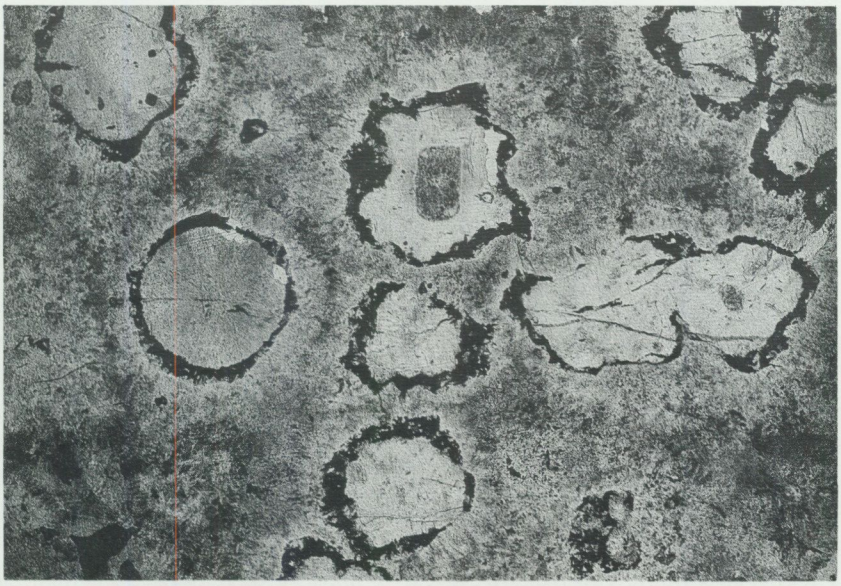


Fig. 79a. Sfärulitisk textur i mikrogranitgång hörande till Nordsjömonzoniten. Nordsjö (20G SV, 706090-151255). 1 nic., 11,5 x. Foto Claes Ålinder.

Spherulite texture in microgranitic dike belonging to the Nordsjö monzonite.

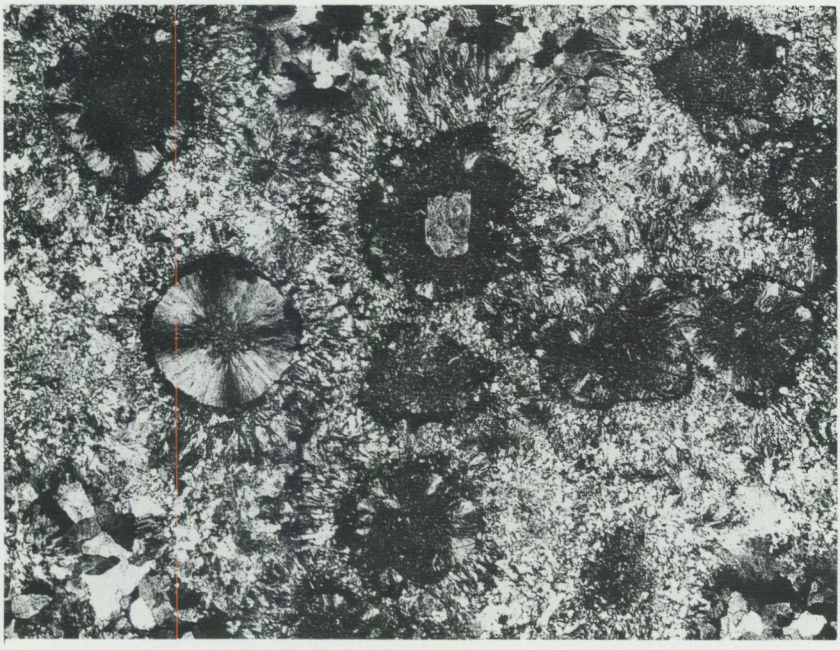


Fig. 79b. Som 79a, men tagen med korsade nicoler.

Same as 79a, but with crossed nicols.

Diabaserna i och kring Nordsjömonzoniten utmärks av en tydlig plagioklasporfyritisk textur (fig. 78) och av en oftast stark sekundäromvandling, vilket skiljer dem från de postjotniska diabaserna (jfr sid. 193). Strökorn av klinopyroxen och omvandlad olivin finns också. I grundmassan uppträder förutom plagioklas (labrador) med sekundär sericit och epidot även uralitiskt hornblände.

De monzonitiska gångarna, som är grönsvarta till rödspräckliga, innehåller underordnade eller väsentliga mängder av pertitisk kalifältspat och i övrigt ungefär samma mineral som diabaserna. *Syenitiska gångar* har låg halt av mörka mineral (amfibol, eventuellt alkaliamfibol, klinopyroxen och biotit) och är därför ljusare än de monzonitiska. Liksom i de senare saknas kvarts. Både porfyriska och icke-porfyriska (mikrosyenitiska) typer finns. *Granitporfyrerna* har strökorn av kvarts, pertitisk kalifältspat, plagioklas och uralitiskt hornblände. Plagioklasen kan vara pertitmantlad. Fältspatströkornen blir upp till centimeterstora. Mörka mineral är främst biotit, ibland även alkaliamfibol. En del gångar saknar strökorn och benämns då mikrograniter (tab. 1 nr 220). I vissa mikrograniter och granitporfyrer (särskilt vid Nordsjö och Grössjön, 20G SV, 706090-151255 och 706355-152150) visar den grågröna grundmassan en mycket vacker sfärulittextur (fig. 79a och b; se även Persson 1978, fig. 32, sid. 37). Sfäruliterna består av radialstrålig kvarts och alkalifältspat, och har sannolikt bildats genom kristallisation av ett granitiskt (eller ryolitiskt) glas. Detta visar att gångarna måste ha trängt in nära den dåvarande jordytan.

Flusspat är vanlig i de granitporfyriska gångarna, som därför är relativt fluorrika (0,2–0,6%; se tab. 1 nr 220-222). Detta faktum talar ytterligare för en samhörighet med rapakivibergarterna i Ragunda och Nordingrå (jfr ovan, sid. 141 och 151). Även en del syenitiska gångar innehåller flusspat, t.ex. nr 223 i tab. 1.

RÖDÖGRANITEN OCH BESLÄKTADE GÅNGBERGARTER

Utanför Alnön (17H SO, 4i-j) återfinns det fjärde av länets rapakivimassiv. Det består av granit (Rödögranit), men liksom i Ragunda och Nordsjö finns dessutom i graniten och dess omgivningar gångbergarter av sur och basisk sammansättning. Gångarna är här mycket talrika och väl blottade, speciellt i graniten och på små öar och skär söder om Rödön (se specialkartan över gångbergarter på strukturgeologiska kartans södra våd).

För närvarande (1989) saknas radiometriska åldersbestämningar av Rödögraniten, och det är därför oklart om denna till åldern kan jämföras med några andra svenska eller finska rapakivigraniter. Rödögraniten är uppenbarligen äldre än ca 550–600 milj. år, eftersom den genomsätts av Alnögångar (sid. 238). En övre åldersgräns bör vara drygt 1800 miljoner år, då de serorogena graniterna och deras pegmatiter bildades. Jämförelser med Nordingråområdet talar närmast för att Rödögraniten är äldre än de postjotniska diabaserna (1215 miljoner år), något som dock inte kunnat verifieras

genom fältobservationer. Nämnas skall också att Holmquist (1899, sid. 91) uppfattade de med Rödögraniten samhöriga basiska gångbergarterna som strukturella modifikationer av de postjotniska diabaserna (Åsbydiabaserna).

Holmquist (1899) har gett en ingående beskrivning av Rödögraniten och dess gångar. Särskilt mikrofotona i detta arbete ger mycket god information om bergarternas texturer.

Genom von Eckermanns (1944, 1945, 1946 a,b, 1947) arbeten har ett flertal gångtyper från Rödön–Sundsvallsområdet beskrivits petrografiskt och analyserats kemiskt.

Rödögraniten är i huvudsak blottad på Rödöns sydöstra del, och skiljs sannolikt genom en förkastning från migmatiterna på nordvästra delen av ön. Den uppträder även på skären Rödögubben och Rödhällan invid Rödön, och på Rödskäret utanför Åstön (17H SO, 69222-15959). Troligtvis finns graniten också på havsbottnen mellan Rödön och Rödskäret, varför massivet bör ha en utsträckning i ONO–VSV på ungefär 6 km. Var granitens sydöstra kontakt ligger är tillsvidare okänt.

Rödögraniten är den av länets graniter som mest påminner om de klassiska rapakivigraniterna i Finland, t. ex. på Åland och i Viborgsmassivet. Den är till färgen starkt röd, något som namnen på de öar där den förekommer skvallrar om. Porfyrtexturen är grövre och mer utpräglad än i Nordingrå och Ragunda. Den markeras av 2–3 cm stora röda tavelformade kalifältspatströkorn, som ligger inbäddade i en medelkornig eller grovt medelkornig, helt massformig grundmassa. Rapakivitextur i form av plagioklasmantlar runt strökornen är vanlig (fig. 80). Även kvartsen kan bilda strökorn som blir upp till ca 1 cm i diameter. Liksom i andra rapakivigraniter är pegmatiter och apliter sparsamma, men i gengäld finns talrika halvcentimeter- till decimeterstora miarolitiska hålrum delvis fyllda med kvarts (bergkristall), fältspat, kalcit och flusspat.

Mineralogiskt domineras graniten av starkt pertitisk, röd (hematitpigmenterad) kalifältspat och kvarts, ibland i grovgranofyrisk sammanväxning. Kalifältspaten saknar de typiska gallerliknande mikroklintvillingarna. Röntgenundersökningar utförda av Arne Sjödin vid SGU på ett fåtal prov av Rödögranit visar varierande trikliniteter (0,0–0,7), dock med dominans för låga värden (ortoklas).

I väsentlig mängd ingår plagioklas (oligoklas eller albit), som delvis sericitomvandlats, samt mörkgrön eller mörkbrun biotit med sekundär klorit. Plagioklasen bildar som nämnts ofta mantlar runt kalifältspat, ibland med en kvartsrand emellan. Små mängder hornblände kan ingå. Accessorier är oxider, leukoxen, apatit, flusspat, zirkon och kalcit.

Kemiska analyser av Rödögranit återfinns i tab. 1 nr 209-211. Den mineralogiska sammansättningen för graniten, beräknad enligt Rittmann-normen, ges i ett kvarts-plagioklas-alkalifältspatdiagram (fig. 74, sid. 142).

I den typiska Rödögraniten finns på flera ställen oregelbundna *granitporfyriska* partier och inneslutningar (se tab. 1 nr 212). De har en mineralogisk sammansättning som är snarlik Rödögranitens, men avviker från denna genom sin mer finkorniga



Fig. 80. Rödögranit med mantlade kalifältspatögon. Lokalt block nära Svarthamn, Rödön (17H SO, 692120-159245).

Rödö granite with mantled K-feldspar megacrysts.

grundmassa och därför mer utpräglade fältspat-kvartsporfyriska textur. Gradvisa övergångar mot Rödögraniten förekommer (Holmquist 1899, sid. 18). Fältspat- och kvartsströkornen i dessa granitporfyrer är av samma slag och storlek som i Rödögraniten, men är ofta ojämnt inströdda (fig. 81). Det är därför sannolikt att de är sekundära i sitt nuvarande uppträdande. En möjlighet är att de bildats vid magmablandning, och därvid överförts från Rödögranitens magma till "droppar" eller större inneslutningar av den magma, som sedermera kristalliserat till grundmassan i granitporfyrerna.

På en del ställen visar Rödögraniten en stark grusvittring, framför allt i sprickrika zoner vid nordöstra stranden av Rödön (17H SO, ca 69220-15920; fig. 82). Normalt verkar dock graniten inte ha någon större benägenhet att vittra på detta sätt.

Talrika gångar uppträder som nämnts i Rödögraniten och omgivande berggrund. De utgörs dels av basiska *porfyriter (diabasporfyriter)*, dels av sura *granitporfyrer*. Så kallade blandade gångar finns även, bestående av en (något äldre) basisk och en sur intrusion. Vidare förekommer hybridformer mellan de två gångtyperna. Gångarna har markerats på strukturgeologiska kartan, och på den specialkarta som finns på södra våden av denna. Endast sådana gångar som påträffats vid länskarteringen och som säkert

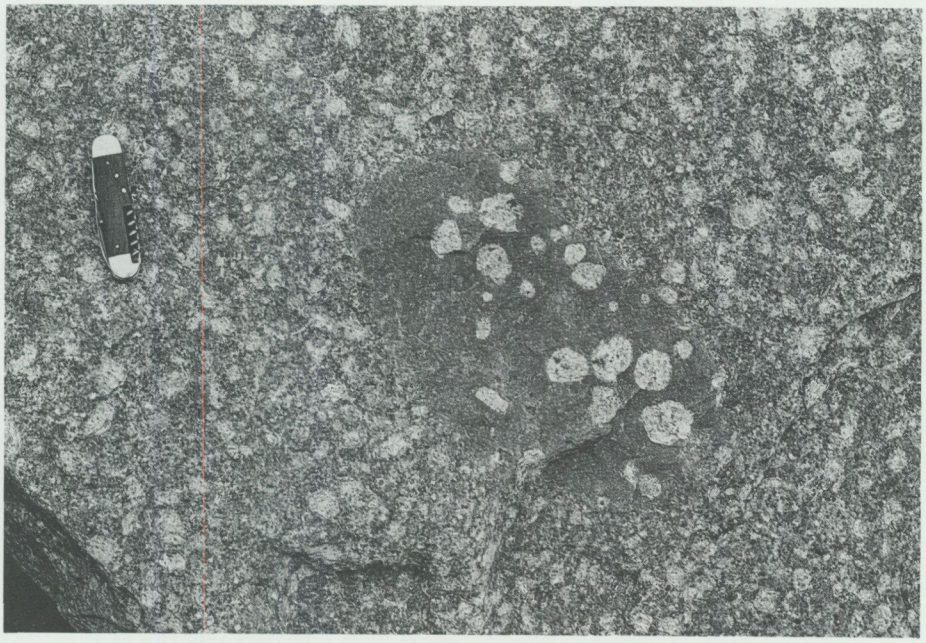


Fig. 81. Rödögranit med inneslutning av finkornig granit innehållande strökornsartade kristaller av kalifältspat och kvarts. Västra spetsen av Rödögubben (17H SO, 692030-159280).

Rödö granite with inclusion of fine-grained granite containing large, phenocryst-like crystals of K-feldspar and quartz.

kunnat lägesbestämmas har medtagits. I övrigt hänvisas till kartan i Holmquists (1899) arbete.

Gångarna har observerats upp till ca två mil från Rödön. Den maximala bredden hos de regelbundna (skivformade) gångarna är ca 10 m. En del granitporfyrer, t. ex. söder om Sundsvall (17H SO, 691760-157935 och 691745-157945) förefaller ha en mer oregelbunden form, med en maximal utsträckning av storleksordningen 80 x 200 m.

De basiska gångarna *(porfyriterna)* har en diabas- eller gabbrosammansättning, som med tilltagande kalifältspat- och kvartshalt (hybridisering) går över i monzodiabas (monzogabbro) och kvartsmonzonit, d.v.s. mer intermediära sammansättningar. De är normalt plagioklasporfyritiska, vilket skiljer dem från de postjotniska diabaserna, som vanligen är jämnkorniga (jfr sid. 193–195). Den porfyritiska texturen och omvandlingsgraden (se nedan) har varit de främsta kriterierna när dessa gångar (betecknade med violett färg och "R" på strukturgeologiska kartan) har särskiljts från de postjotniska.

Normaltypen av de basiska gångarna har upp till centimeterstora strökorn av plagioklas och millimeterstora strökorn av främst omvandlad olivin eller klinopyroxen i



Fig. 82. Grusvittrande Rödögranit. Norra Rödön (17H SO, 692190-159210).
Weathering of Rödö granite.

en gråsvart till grönsvart, finkornig till tät grundmassa. Plagioklasen, som vanligen är en labrador eller andesin, utgör huvudkomponent i grundmassan, där också klinopyroxen (augit), opakmineral och hornblände ingår. Gångarna har i växlande men ofta betydande grad lågtemperaturomvandlats genom bildning av sekundär klorit, serpentin (troligen efter olivin), sericit, epidot och kalcit. Underordnade eller accessoriska mängder av pyrit, leukoxen, zirkon, titanit, biotit, apatit, pertitisk kalifältspat och kvarts förekommer (jfr dock nedan). Ett vanligt drag hos porfyritgångarna är att de innehåller millimeterstora hålrumsfyllnader (mandlar) av kvarts, kalcit, klorit, hornblände och grön biotit (stilpnomelan?). Särskilt kalcit kan även fylla större (ca 1 dm) hålrum. Se även von Eckermann (1946a).

Kemiska analyser av basiska gångar ges i tab. 1 nr 217-219.

En av de basiska porfyritgångarna har tilldragit sig ett särskilt intresse genom von Eckermanns (1938) arbete. Den finns på östra stranden av ön Känningen (17H SO, 691865-159035; se tab. 1 nr 218 och fig. 83) och erhöll därför namnet *kenningit*. Enligt von Eckermann skulle gången vara ett exempel på att anortositiska smältor existerar i naturen. (Anortositer uppfattas ju normalt som ansamlingar av plagioklaskristaller ur en magma som har mer gabbroartad sammansättning, jfr sid. 132). Då emellertid nyare undersökningar inte kunnat bekräfta gångens anortositiska sammansättning har det föreslagits att termen kenningit slopas (Lundqvist 1975). Gången på

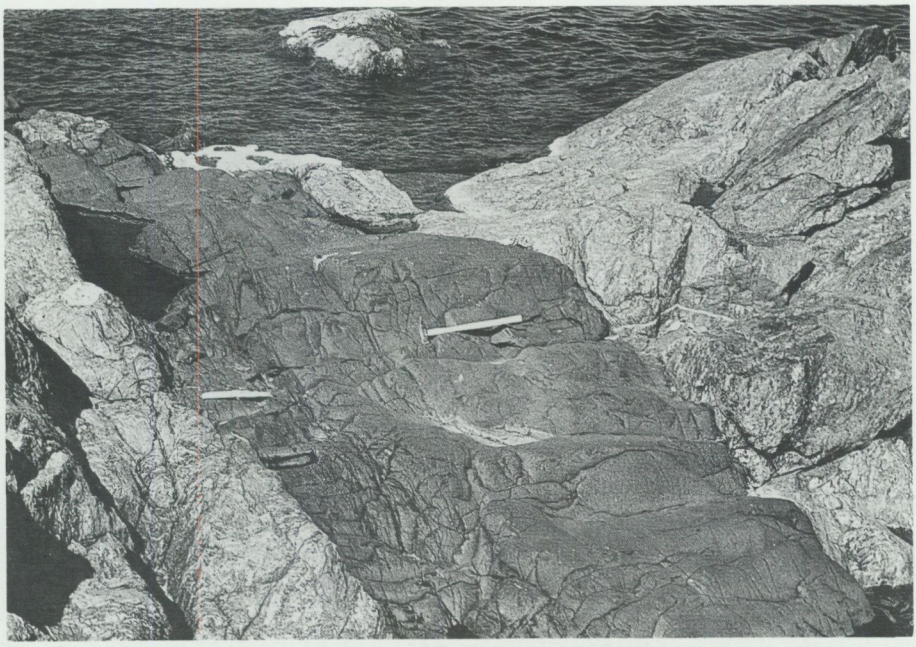


Fig. 83. Gång av diabasporfyrit ("kenningit") i migmatitiserad gråvackegnejs. Östra stranden av Känningen (17H SO, 691865-159035).
Dike of porphyritic dolerite ("kenningite") in migmatized greywacke gneiss.

Känningen är en (något kalifältspat- och kvartshaltig) diabasporfyrit av det slag som uppträder kring Rödögraniten.

I flera av porfyriterna, bl. a. i ovannämnda gång på Känningen, uppträder pertitisk kalifältspat och kvarts, delvis som millimeter- till centimeterstora kristaller, delvis i grundmassan. Härigenom uppkommer övergångar mot monzodiabas och kvartsmonzonit. Dessa bergarter, som till sammansättningen ligger mellan diabas och granit, har på strukturgeologiska kartan givits samma beteckning som diabasporfyriterna. Anledningen är att de normalt förefaller vara genom assimilation eller magmablandning modifierade varieteter av porfyriterna.

Särskilt rikligt förekommer kalifältspat och kvarts i en gång i rapakivigraniten på Rödön (se tab. 1 nr 217) och i oregelbundna, ofta rundade porfyritfragment i en granitporfyrgång på Långfläsjan (17H SO, 691825-158930; se fig. 84 och nedan, sid. 164). Både pertiten, som ibland är plagioklasmantlad, och kvartsen är tydligt korroderade längs kornens kanter. De utgör fragment av kristaller (xenokrister), som tagits upp av porfyritmagman vid dennas intrusion. Kristallfragmenten kan antingen härröra från en redan stelnad granit (Rödögraniten) eller ha utgjort strökorn i granitporfyrernas magma. I sistnämnda fall rör det sig sannolikt om magmablandning, där porfyritens magma bildat oregelbundet formade "droppar" i granitporfyrsmältan (se vidare nedan,



Fig. 84. Granitporfyr tillhörande Rödögraniten, med inneslutningar av diabas innehållande stora kalifältspat- och kvartskristaller. Bergartsrelationerna har troligen uppkommit genom magmablandning. Sydöstra stranden av Långfläsjan (17H SO, 691825-158930).

Granite porphyry associated with the Rödö granite, containing numerous doleritic inclusions with large K-feldspar and quartz crystals. Rock relations suggest magma mingling.

sid. 165). En viss bildning av sekundära porfyroblaster av framför allt kalifältspat i porfyritfragmenten på Långfläsjan kan dock inte uteslutas. Då kvarts och kalifältspat ingår i porfyriternas grundmassa är även en assimilation av material från sidobergets migmatiter och gnejsgraniter tänkbar (Holmquist 1899, sid. 76).

Granitporfyrgångarna i och kring Rödögraniten kan ofta visas vara yngre än porfyriterna. De är vanligen rödgrå eller gråröda till färgen. Flera olika varieteter finns, som skiljer sig genom grundmassans färg och kornighet och genom strökornens storlek och frekvens. Grundmassan varierar från tät till tydligt kornig, samtidigt som färgen växlar från gråsvart till röd- eller brunaktig. Vanligast är korniga grundmassor, som dock blir mörkare och tätare mot kontakterna. Strökornen består främst av fältspat (mest kalifältspat) och kvarts, men även av mörka mineral (fig. 85). Kalifältspaterna kan bli upp till 3 cm stora, men är oftast under en centimeter. Vissa typer har fältspatströkorn som knappt kan urskiljas utan mikroskop eller saknar helt strökorn (mikrograniter). Plagioklasströkornen utgörs av albit och är normalt mindre än kalifältspatströkornen. Kvartsströkornen varierar mellan ca 0,5 och 5 mm i storlek, vilket också gäller de mörka mineralen, som oftast uppträder som aggregat.

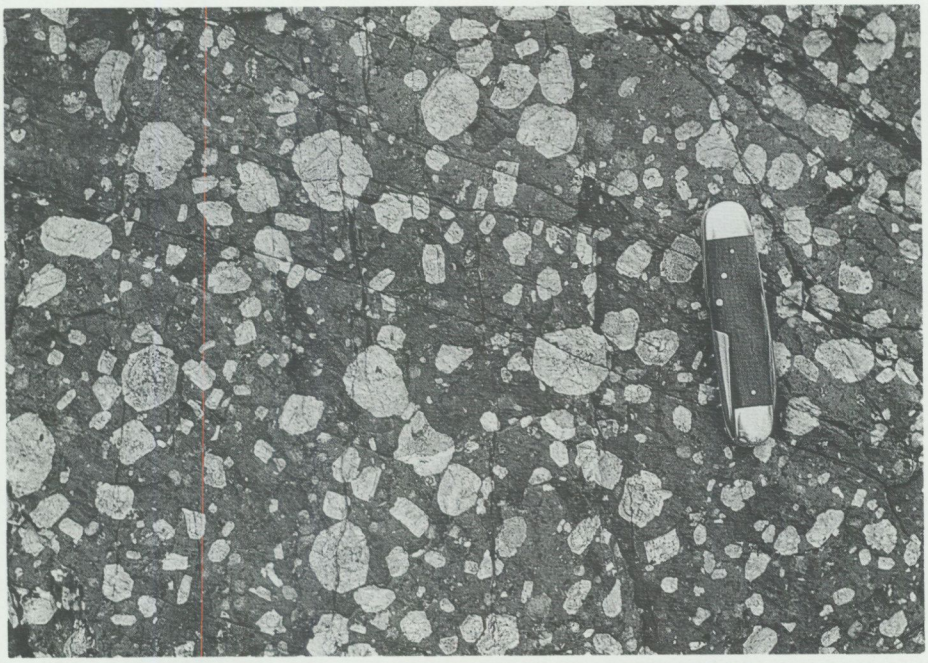


Fig. 85. Granitporfyr tillhörande Rödögraniten. Fältspatströkornen är ofta mantlade med kalifältspat (ljus) runt plagioklas. Södra delen av Känningen (17H SO, 691855-159030).

Granite porphyry associated with the Rödö granite. The feldspar phenocrysts are in several cases mantled (light K-feldspar around darker plagioclase).

De korniga granitporfyrerna har vanligen en mikrokristallin eller granofyrisk grundmassa, i vilken fältspaterna tenderar mot tavelform. Mot kontakterna blir som nämnts kornigheten vanligen mindre utpräglad, och texturen blir mer kryptokristallin. Vissa porfyrer har en tät grundmassa som i mikroskop visar sig vara sfärulitisk (se ovan, sid. 156), granofyrisk, mikrokristallin eller mikropoikilitisk. Sistnämnda textur innebär att "svampartad" kvarts innesluter fältspat m.m. Den mikropoikilitiska kvartsen uppträder delvis som påbyggnader på kvartsströkorn. Sfärulit- och granofyrtexturer förekommer på liknande sätt som påbyggnader på strökorn av både kvarts och kalifältspat.

Kalifältspatströkornen är starkt pertitiska och saknar de för mikroklin karakteristiska gallerformade tvillingarna. Liksom i Rödögraniten utgörs de av ortoklas eller övergångsstrukturer ortoklas–mikroklin. Rapakivimantling i form av en rand av plagioklas runt kalifältspatströkornen är inte ovanlig. Även antirapakivitextur (kalifältspatmantlar kring plagioklas) förekommer liksom mer komplexa mantlingar (alkalifältspat ytterst, därefter plagioklas, och alkalifältspat i kärnan), jfr fig. 85. Bägge slagen av mantling kan ses i ovannämnda granitporfyr på norra spetsen av Skorven.

Såväl kalifältspat- som plagioklasströkornen har ibland utsatts för korrosion, vilket framgår av rundade kristallformer eller bukter fyllda med grundmassa.

Kvartsströkornen uppvisar ibland den för rapakivibergarter typiska bipyramidala formen, som tyder på att högtemperaturmodifikationen av kvarts kristalliserat ur magman. Korrosionsbukter förekommer. Vissa strökorn är aggregat av flera kvartskristaller. Albitströkornen är ofta bemängda med sericit och epidot och har då en grön-gul färg. De har sannolikt primärt haft ett något högre anortitinnehåll (oligoklas).

De mörka strökornsbildande mineralen är vanligen aggregat av klorit, biotit, opakmineral, karbonat m.m. De utgör sannolikt omvandlingsprodukter ur pyroxen och/eller hornblände.

I granitporfyrernas grundmassor anträffas samma mineral som i strökornen. Dessutom finns underordnade eller accessoriska mängder av klorit, flusspat, karbonat, zirkon, apatit, leukoxen, sericit och opakmineral. Sannolikt härrör en del karbonat från smältor som trängt in i berggrunden vid Alnöbergarternas bildning (sid. 238).

Kemiska analyser av granitporfyr- och mikrogranitgångar ges i tab. 1 nr 213, 214 och 220.

Exempel på blandade gångar finns, på samma sätt som för Ragundabergarterna. En sådan gång finns i Rödögranitens randzon på södra stranden av Rödön (se tab. 1 nr 215 och 216), och har en bredd av 5 m. Granitporfyren uppträder som centralzon i en diabasporfyrit av tidigare beskrivet slag och är relativt skarpt avgränsad från den senare. Den innehåller brottstycken av porfyriten. Som framgår av analyserna är skillnaderna i kemisk sammansättning markanta. Sålunda är t.ex. granitporfyren betydligt rikare på SiO_2 och K_2O, medan porfyriten innehåller mer CaO, FeO och MgO.

I många granitporfyrer i Sundsvallsområdet finns inneslutningar av basiska bergarter, som påminner starkt om diabasporfyriterna. Exempel på detta kan bl.a. ses i granitporfyrgången öster om lotsstationen på Skorven, sydöstra Alnön (17H SO, 691780-158910). De talrika brottstyckena är grönsvarta och består av en starkt omvandlad basisk bergart, som påminner om spilit och mest består av albit, epidot och klorit, med mandlar (hålrumsfyllnader) av kvarts, kalcit och klorit. En liknande spilitartad bergart har av Holmquist (1899, sid. 71) noterats förekomma i apofyser på södra delen av Långfläsjan (av Holmquist benämnd Gråfläsjan).

Även i en gång på norra spetsen av Skorven (17H SO, 691800-158950) finns mörka, basiska inneslutningar (fig. 86), som dock här kan vara relativt svåra att se på grund av den mörka färgen hos granitporfyrens grundmassa.

Granitporfyrerna innehåller lokalt även fragment (xenoliter) av sidobergets migmatiter, gnejsgraniter m.m.

Tidigare (sid. 161 och fig. 84) har nämnts en granitporfyr på Långfläsjan, som innehåller talrika inneslutningar av en mörk porfyrit. I inneslutningarna, som delvis är rundade och ibland diffust avgränsade, finns stora, strökornsartade kristaller av korroderad och delvis plagioklasmantlad skär kalifältspat och gråvit kvarts. Kristallerna är till skillnad från vanliga strökorn ojämnt fördelade, och kalifältspaten kan ibland ses



Fig. 86. Granitporfyr tillhörande Rödögraniten, med inneslutning av en diabas- eller "spilit"artad bergart. Skorven, vid sydöstra Alnön (17H SO, 691800-158950).

Granite porphyry associated with the Rödö granite. Inclusion of dark, dolerite- or "spilite"-like rock.

övertvära gränsen mot omgivande granitporfyr. Liknande fenomen kan iakttas i flera andra basiska inneslutningar i granitporfyrgångar av Rödötyp. Sannolikt har två magmor, en hetare, basisk, och en granitisk, strökornsförande, intruderat samtidigt, varvid den förra kommit att bilda mer eller mindre regelbundna "droppar" eller fragment i den senare (jfr t.ex. Frost och Mahood 1987 och Hibbard 1981). En del strökorn från granitporfyren har tagits upp av de mer basiska, ännu flytande "dropparna", innan först den basiska, sedan den sura smältan slutligen kristalliserade. Av intresse i sammanhanget är, att redan Holmquist (1899, sid. 94) drog slutsatsen att gångar med intermediär sammansättning bildats genom blandning av basisk och sur magma.

Som nämnts kan man inte utesluta att en del kristaller av speciellt kalifältspat bildades som porfyroblaster i de basiska inneslutningarna på Långfläsjan, efter de senares kristallisation men före granitporfyrens.

Liksom Nordingrå- och Ragundamassiven är Rödögraniten och dess gångar ett exempel på bimodal bergartsfördelning (sid. 130), i det nuvarande erosionssnittet dock med tyngdpunkten i de sura leden (granit, granitporfyr). Diabasporfyriterna visar att magma från övre manteln förts upp nära jordytan, och sannolikt har granitens och granitporfyrernas magmor också alstrats på stora djup, vid gränsen mellan jordskorpan

och manteln. Många teorier har framställts för hur de sura och basiska bergarterna i rapakiviartade massiv har bildats. Bl.a. har Barker m.fl. (1975) uppställt en genetisk modell för Pikes Peak-batoliten i Colorado, U.S.A., som innebär magmabildning i samband med reaktioner mellan material i undre jordskorpan och en ansvällning av övre jordmanteln. Kornfält (1976, sid. 101) anser denna modell vara tillämplig även på Ragundamassivet. Sannolikt kan också bildningen av Rödöbergarterna och andra rapakivibergarter förklaras efter liknande principer.

JOTNISK SANDSTEN

Sandsten av den röda, jotniska typen uppträder i länet praktiskt taget enbart i anslutning till Nordingråområdets gabbro, anortosit och granit. Sparsamma sprickfyllnader av en sannolikt hithörande sandsten finns som nämnts också i Ragundamassivets Jämtlandsdel. Stora områden med sandstenar av jotnisk typ förekommer också på Bottenhavets botten, utanför Höga Kusten (Veltheim 1962, Winterhalter 1972, Axberg 1980 och Ahlberg 1986; se fig. 147, sid. 280).

NORDINGRÅOMRÅDETS SANDSTEN

Sandstensformationen i Nordingråtrakten har framför allt beskrivits av Lundbohm (1899), Sobral (1913) och Bergman (1980). En diskussion av de jotniska sandstenarna i Baltiska skölden har bl. a. getts av von Eckermann (1937a).

Sandstenen går i dagen i ett smalt stråk, som med avbrott kan följas från sydspetsen av Storön (18I SV, 2e) i söder till Trysunda (19I SO, lj–19J SV, 1a) i norr. I detta stråk, som löper längs västra (undre) kontakten av områdets diabas (sid. 175), växlar formationens mäktighet från någon meter till maximalt 65 m. En mindre förekomst av sandsten finns i ett östligare läge än formationens huvuddel, vid Älgsjö sågverk söder invid Edsätterfjärden (18I NO, 697975-163250).

Sandstensformationen har avlagrats på en vittrad yta (det "subjotniska peneplanet") som mestadels består av Nordingrågranit, -gabbro och anortosit. I södra delen har dock avlagringen skett på äldre bergartskomplex, framför allt bestående av primorogen tonalit. Formationen har oftast en flack (ca 0°–10°) sydostlig stupning. Yngre, postjotnisk diabas har inträngt i stort sett parallellt med skiktningen, och sandstenen täcks därför i stor utsträckning av denna diabas (fig. 87). Också över den senare har sandsten tidigare existerat, men dennas totala mäktighet är okänd. Den övre sandstenen har eroderats bort, medan diabasen skyddat de underliggande skikten, som bevarats till våra dagar.

Att avbrott i sandstenshorisonten förekommer beror på att diabasen inte alltid trängt in exakt parallellt med skiktningen och vittringsytan under sandstenen. Den



Fig. 87. Diabas som flack skiva över jotnisk sandsten. Södra spetsen av Storön (18I SV, 69626-16221).
Dolerite capping Jotnian sandstone.

kan därigenom skära ned i underlaget och komma i direkt kontakt med t.ex. gabbro och anortosit. I vissa fall har betydande störningar uppkommit i sandstenslagren vid diabasens intrusion, som t.ex. på västra delen av Skrubban (19I SO, 0-1j; se fig. 88 och Lundbohm 1899, sid. 22).

Där sandstensformationen vilar på Nordingrågranit, som på Trysunda (19J SV, 1a) och vid Kacken på norra delen av Rävsön, (18I NO, 69840-16357), är bergartsrelationerna speciellt intressanta. Graniten är i underlaget till sandstenen vittrad, och övergår till synes gradvis i en arkosartad bergart (granitarkos enligt Sobral 1913) med tunna lerskifferartade horisonter, som ibland innehåller fragment av graniten. Ibland, då granitpartierna är skivformade, kan man få intrycket att graniten trängt in i sedimentbergarterna och tagit upp brottstycken av de senare. Redan Lundbohm (1899, sid. 22-23) kunde dock visa, att en pålagringskontakt föreligger. De ibland något svårtolkade övergångarna har emellertid senare orsakat diskussioner av de genetiska och åldersmässiga relationerna mellan rapakivigraniter och jotniska sandstenar (se t.ex. Backlund 1937 och von Eckermann 1937b). Till intrycket att graniten bildar gångar i arkos kan det faktum bidra, att vittringsgraden i graniten växlar mellan olika horisonter. En tänkbar förklaring till detta är, att graniten angripits av vittringslösningar efter flacka sprickor (bankningsplan).



Fig. 88. Jotnisk sandsten med överliggande diabas. Observera de störda sandstensskikten strax t.h. om bildens mitt. Nordvästra delen av Skrubban (19I SO, 70054-16488).
Jotnian sandstone capped by dolerite. Note the disturbed bedding just right of centre.

Vid Kacken kan man på en stratigrafisk nivå strax under den egentliga, skiktade sandstenen på en del ställen iaktta ibland meterlånga, något rundade stenar och block av mer eller mindre vittrad Nordingrågranit, som ligger inbäddade i en tät, mörkviolett, lerig matrix. I den senare kan även små rundade kvartsbollar iakttas. Denna fragmentförande bergart går nedåt utan tydlig gräns över i omväxlande vittrad och tämligen frisk Nordingrågranit. Vittringen består främst i att fältspaten (särskilt plagioklas) ersatts av vit glimmer och de mörka mineralen av klorit. "Granitarkosen", som är några få meter mäktig, överlagras mot öster och söder av ett kvartskonglomerat, i vilket även röda fältspatfragment ingår. Över konglomeratet följer en ljusröd kvartssandsten. Den totala mäktigheten på sedimentbergarterna är 25–30 m.

På Trysunda (fig. 155, sid. 324) finns mellan den friska graniten och den egentliga sandstenen en övergångszon av mer eller mindre starkt vittrad granit, som uppåt gradvis går över i en granitliknande arkos, i vilken skiktning är utbildad i de övre lagren. Mäktigheten på de arkosartade lagren uppskattades av Sobral (1913) till 20 m. Att det rör sig om en arkos framgår bl.a. av små kvartsbollar och andra klastiska drag. Övergången från granit via arkos till sandsten har beskrivits av Lundbohm (1899) och Sobral (1913).

Även gabbron och anortositen har vittrat starkt i sandstenens underlag ("gabbroarkos" resp. "anortositarkos", se Sobral 1913). Exempel kan ses vid norra änden av Sörleviken (18I NO, 697735-162900), där intensivt violettfärgade sprickor genomdrar anortositen, samtidigt som plagioklasen omvandlats och fått en gröngul färg.

Över de basala skikten följer rödaktiga eller grå sandstenar, ofta med skikt av lerskiffer och konglomerat. Skikten i sandstenen är vanligen 0,2–4 m mäktiga (Bergman 1980).

Sandstenarna har kornstorlekar mellan 0,06 och 0,35 mm. De är oftast arkoser (mer än 25% fältspat), men visar övergångar mot kvartsrikare sammansättningar (subarkoser med 10–25% fältspat). Kvarts är det helt dominerande mineralet. Fältspaten är mestadels en pertitisk kalifältspat, som ofta saknar de typiska mikroklintvillingarna och därför sannolikt härrör från Nordingrågraniten. Ibland har dock kalifältspaten tydliga mikroklintvillingar ("galler") och kommer då troligen från den äldre (svekokarelska) berggrunden. Särskilt albitkomponenten i den pertitiska kalifältspaten har ofta genom vittring omvandlats till vit glimmer (sericit). I vissa fall kan albitisk plagioklas vara den dominerande fältspaten i sandstenen. Denna innehåller förutom kvarts och fältspat även små mängder vit glimmer (sericit) och klorit, den förra ibland som aggregat (pseudomorfoser) efter fältspat. Underordnat finns opakmineral (mest hematit, som även uppträder på sprickor), turmalin, zirkon, leukoxen och apatit. Anrikning av dessa komponenter i tungmineralhorisonter har iakttagits. Ibland ingår också små mängder mörkbrun biotit (med sekundär klorit).

Kemiska analyser av gråvit och skär sandsten återfinns i tab. 1 nr 231 resp. 232.

Lerskiffern är svartviolett till färgen, och bildar vanligen upp till metertjocka skikt i sandstenen (fig. 89). Den består mest av vit glimmer (sericit), kvarts, klorit och hematit. Små mängder biotit, zirkon, fältspat m. m. förekommer. En kemisk analys ges i tab. 1 nr 233.

Ett slags mellanting mellan lerskiffern och sandstenen är de skikt av siltsten (mosten) som kan iakttas här och var. De har lägre sericit- men högre kvartshalt än sandstenen, och kan innehålla tunna linser av den senare (Bergman 1980, fig. 3).

Konglomeratiska skikt är enligt Bergman (1980) av två slag. Dels förekommer en typ som innehåller bollar av främst gångkvarts men också granit, gnejs, gabbro och anortosit. Matrix är sandig eller siltig. Konglomeratet vilar direkt på regoliterna (det icke transporterade vittringsmaterialet) i basen på sandstensformationen. Den andra konglomerattypen uppträder intraformationellt som linser i sandstenen, och innehåller bollar av lerskiffer och siltsten. Tilläggas bör, att på flera ställen i sandstenen, t.ex. i en vägskärning öster invid Sörleviken (18I NO, 69770-16290), finns flera upp till halvmetermäktiga bankar av konglomerat i sandstenen. Bollarna, som kan bli halvdecimeterstora, utgörs till övervägande delen av gångkvarts.

I sandstensformationen finns på flera lokaler utomordentligt väl bevarade strukturer som antingen bildats under eller nära efter sedimentationen. Förutom den normala



Fig. 89. Jotnisk sandsten med mörka skikt av lerskiffer. Märk lutningen av sluttningarna i bakgrunden. Vid Gammhamnen, Storön (18I SV, 696340-162200).
Jotnian sandstone interbedded with dark shale. Note slopes of hill in background.

skiktningen skall främst nämnas korsskiktning, i vilken lutande skiktdelar avskärs av överliggande flackare skikt. Genom korsskiktningen har man kunnat bestämma riktningen av de strömmar som avlagrat sandstenen, t.ex. mot SV–SSO på Trysunda och mot NNO–ONO på Storön (Bergman 1980). Exempel på korsskiktning finns även i ovannämnda vägskärning öster om Sörleviken. Vidare uppträder vågmärken (böljeslagsmärken), t.ex. i ett litet stenbrott på västra sluttningen av Ringkallen (18I NO, 697685-162675) och på södra delen av Storön (18I SV, 69632-16223; fig. 90). På sistnämnda lokal finns utomordentligt väl bevarade torksprickor i lerskiffer (fig. 91 och 92). Sprickorna har fyllts med sand från ovanliggande skikt, och visar i horisontalsnitt ett sex- eller femkantigt mönster. S.k. rutsch- eller *slumping*-strukturer har entydigt kunnat konstateras endast i ett fall, på Trysunda (Bergman 1980, fig. 7).

En intressant struktur har beskrivits av Bergman (1980) från Trysunda. Sandstenen bildar kilformade upphöjningar, som tränger in i överliggande lerskifferskikt. Strukturen kan förklaras på flera sätt, men kan t. ex. ha bildats vid jordskalv, som öppnat sprickor i lerskiffern. I dessa sprickor har sand pressats in genom högt porvattentryck eller genom trycket av överliggande skikt (Bergman 1980). En liknande struktur finns i sandstenen på Storön, där tunna "gångar" av sandiga skikt trängt in i överliggande



Fig. 90. Vågmärken i jotnisk sandsten. Lokal som fig. 89.
Ripple marks in Jotnian sandstone.

lerskiffer/siltsten. "Gångarna" är 10–20 mm breda och kan nå en längd av 40 cm (Bergman 1980).

Andra primärstrukturer i sandstenen är s.k. graderad skiktning (engelska: *graded bedding*), markerad av att partikelstorleken avtar uppåt i ett skikt (Bergman 1980).

Sandstensformationen i Nordingrå utgör sannolikt en flodavlagring. En del skikt kan dock ha avsatts av vinden (eoliska bildningar) eller i en tidvattenmiljö (Bergman 1980).

Nämnas skall också att en viss nybildning av mineral skett genom uppvärmningen från den överliggande diabasen. På södra delen av Storön innehåller lerskiffern omedelbart invid diabasen ställvis ett blekt, aktinolitiskt hornblände, epidot, prehnit, titanit och pumpellyit, samt sprickfyllnader av kalcit och hematit. Liknande mineral kan också ses bilda körtlar av decimeterlängd i lerskiffern. Medelkorniga kvarts-ortoklassliror och -fläckar förekommer vidare, liksom förhållandevis grova (millimeterstora) kvartskristaller inneslutande biotit och kalifältspat (jfr sid. 37). Halten av biotit är här högre än normalt. Eventuellt kan detta mineral, även när det förekommer i lägre halter i sandstenen, vara bildat genom värmepåverkan från diabasen, eftersom avståndet till den senare aldrig är stort.

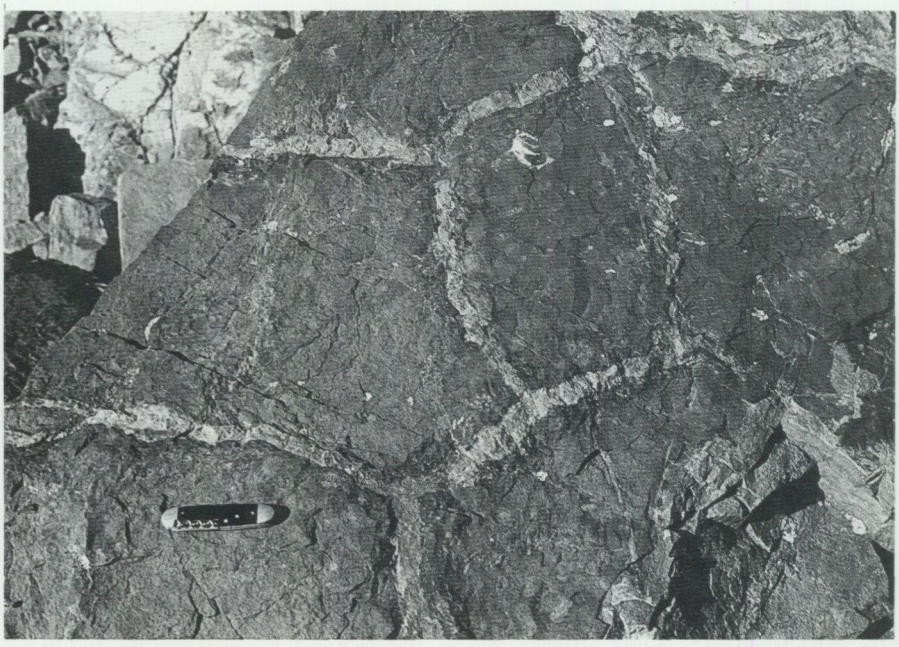


Fig. 91. Torksprickor i jotnisk lerskiffer, fyllda med sandsten. Lokal som fig. 89.
Mud-cracks in Jotnian shale, filled with sandstone.

En viss kontaktpåverkan från diabasen kan också märkas genom att sandstenen ibland påpräglats en brant pelarförklyftning av samma slag som i diabasen själv. Exempel finns vid den tidigare nämnda sandstensförekomsten vid Älgsjö sågverk.

Sandstenen är i stort opåverkad av veckning och deformation. Den svaga lutningen av skikten mot sydost kan dock tänkas vara uppkommen genom förkastningar, som gett en lätt tippning av områdets berggrund. Mindre förkastningar har konstaterats på en del ställen, bl.a. på Rävsön (18I NO, 6g) och på Trysunda (19J SV, 1a; se fig. 155, sid. 324). Intill diabasen är sandstenen ibland starkt störd och genomslagen av tunna gångar och apofyser från det mäktigare diabastäcket (se t.ex. Sobral 1913, plansch IV).

På Hamnberget på Norra Ulvön, nära Ulvösundet (18I NO, 69930-16436), finns ett ca 50 x 10 x 10 m stort brottstycke av kvartsrik sandsten i diabas. Sandstenen förefaller delvis ha smält så att monzonitiska till granitiska partier uppkommit i diabasen (jfr Sobral 1913, sid. 120). Det kan här röra sig om ett större fragment av de sandstenar som en gång ingått i diabasens tak (jfr ovan och Larson 1980, sid. 17).

Vid stranden strax nordost om Norrsand på Norra Ulvön (18I NO, 699690-164590) finns en mindre förekomst av arkosartad sandsten i anslutning till Nordingrågranit. Enligt en tolkning av gravimetermätningar i området utgör graniten och sand-

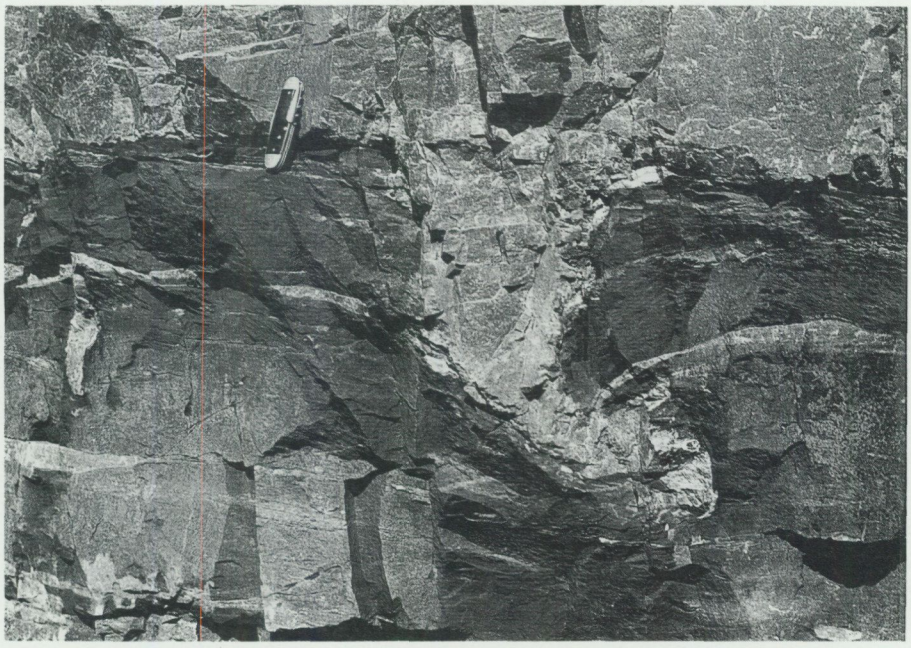


Fig. 92. Tvärsnitt av torkspricka i jotnisk lerskiffer. Torksprickan är fylld med sandsten från överliggande lager. Lokal som fig. 89.

Section through mud-crack in Jotnian shale. The crack is filled with sandstone from the overlying horizon.

stenen ett före Ulvödiabasens intrusion nedförkastat block, som nu sticker upp genom diabastäcket (Larson och Magnusson 1979, fig. 14, sid. 11).

Sandsten vid Åvikebukten

På västra stranden av Åvikebukten (17H NO, 692855-159610) finns en mindre häll som innehåller ett ca 6 m brett parti av starkt krossad och breccierad kvartsrik sandsten (fig. 93) och likaledes krossad diabas. Sandstenen, som delvis har bevarad klastisk textur och innehåller täta kalcedonbitar och skära fältspatfragment, kan eventuellt tillhöra de jotniska bildningarna, men kan också tänkas vara kambrisk (sid. 279) eller sakna motsvarighet bland regionens sandstenar. En närmare jämförelse med andra kända sandstenar låter sig inte göra på grund av den starka krossningen. Förekomsten ligger väster om (under) det diabastäcke som löper tvärs över Åvikebukten (sid. 175). Sandstenen, som gränsar till omgivande migmatiter med tektonisk kontakt, måste ha blivit nedsänkt till sitt nuvarande läge genom förkastningar. I sammanhanget skall nämnas att jotnisk sandsten av geologiska skäl omöjligen kan uppträda in situ intill



Fig. 93. Tektoniskt breccierad kvartsitisk sandsten ("Åvikesandsten"). Nysvedjan, Åvikebukten (17H NO, 692855-159610).
Tectonic breccia in quartzitic sandstone ("Åvike sandstone").

diabasen i Åvikebukten, eftersom den senare både uppåt och nedåt gränsar till migmatit och således är intrusiv (jfr von Eckermann 1948, sid. 146).

Sandsten i Bottenhavet

Som nämnts uppträder på Bottenhavets botten stora områden täckta av röd sandsten av jotnisk typ, något som förutsagts redan innan egentliga bottenundersökningar gjorts (Laitakari 1925, Backlund 1937, Rudberg 1954). Genom Veltheims (1962), Winterhalters (1972) och Axbergs (1980) maringeologiska undersökningar har en stor mängd data framkommit som visar sandstenens utbredning, mäktigheter m.m. Från Bottenhavet fortsätter sandstenen in i Bottenviken (se Flodén m.fl. 1980, Ahlberg 1986 och Wannäs 1989). Den är sannolikt i genomsnitt ca 1 000 m mäktig (Axberg 1980), men stora variationer torde förekomma. Skiktningen i norra Bottenhavet är enhetlig, 4 grader mot SV (Axberg 1980, sid. 193). Relativt det äldre urberget är sandstenen insänkt genom förkastningar (se fig. 147, sid. 280).

Genom seismiska undersökningar har det visat sig att sandstenen norr om en linje Härnösand–Kristinestad sannolikt är mer heterogen och finkornig än söder om linjen (Axberg 1980, sid. 193).

I de centrala delarna av Bottenhavet täcks sandstenen av yngre lager från kambrium och ordovicium (sid. 279). Både de senare lagren och sandstenen är genomdragna av förkastningar (fig. 147, sid. 280).

Möjligen kan även en senprekambrisk (vendisk) sandsten uppträda i Bottenhavet mellan Örnsköldsvik och Vasa (Axberg 1980, sid. 194).

POSTJOTNISK DIABAS OCH BESLÄKTADE BERGARTER

Ett markant inslag i länets berggrund utgörs av diabaser. I Nordingråområdet kan en av dessa (Ulvödiabasen) entydigt visas vara intrusiv i den jotniska sandstenen. Den är alltså yngre än sandstenen, och benämns därför postjotnisk. Eftersom det stora flertalet av länets diabaser har en kemisk- mineralogisk sammansättning som är lik Ulvödiabasens, kan man på goda grunder förmoda, att även diabaser utan kontakt med sandstenen är yngre än denna. Som tidigare (sid. 125) nämnts finns i västligaste Medelpad en äldre diabas (Turingendiabasen), som skiljer sig från den postjotniska typen både i mineralogiskt och kemiskt hänseende. Åldern på de postjotniska diabaserna är 1215 miljoner år (Welin och Lundqvist 1975, Welin 1979).

Länets postjotniska diabaser, markerade med mörkviolett färg på berggrundskartan, uppträder framför allt som flackt stupande täcken med mäktigheter upp till mellan 500 och 1 000 m (jfr Lundqvist 1973). De utgör delar av en större diabasprovins, av Gorbatschev m. fl. (1979) benämnd *Central Scandinavian Dolerite Group* (CSDG) eller den centralskandinaviska diabasgruppen, som förutom i Västernorrlands län även uppträder i Kopparbergs län (Hjelmqvist 1966), Jämtlands län (Lundegårdh m.fl. 1984), Gävleborgs län (Lundegårdh 1967) och Västerbottens län (Gavelin 1955, Stålhös 1958). I Västernorrlands län förekommer diabastäckena i det s.k. Ulvödiabaskomplexet (Larson 1980) efter Höga Kusten från Storön (18I SV, 2e) i söder till trakten av Husum och Saluböle (19J NV, 5e resp. 8e) i norr. En nordostlig utlöpare finns vid Järnäsklubb utanför Nordmaling (Gavelin 1955). Ett större lopolitartat (tallriksformat) diabastäcke sträcker sig i form av en halvcirkel med diametern ca 9 mil från Köpmanholmen (19I SO, 1i) i norr via Torsåker (18H NO, 9j) och Viksjö (18H SO, 2g) till Åvikebukten (17H NO, 6j) i söder. Av allt att döma fortsätter detta täcke på botten av Åvikebukten över till Åstön (17H SO, 4j) och vidare under havsytan till skären Gubben, Österåsen och Draget sydost om Alnön (17H SO, 2-3i). Diabasen går sannolikt tvärs över inloppet till Sundsvall och kan sedan med avbrott följas över öarna Fåret och Högön (17H SO, 1h) till Björköfjärden och Armsjön (17H SO, 0i, 16H NO, 8-9f-g) samt vidare in i Gävleborgs län (jfr Lundegårdh 1967).

Ett annat område där postjotniska diabastäcken har en betydande utbredning är centrala och västra Medelpad. Diabaserna bildar också här vanligen flacka täcken, men branta gångar av ca 50-100 m bredd och med betydande utsträckning har också observerats. De senare har framför allt kunnat karteras tack vare de flygmagnetiska mätningar som gjorts över dessa områden. Det är sannolikt att de branta gångarna till en del utgör matargångar till de flacka diabastäckena. Den mest framträdande av dessa gångar kan följas från trakten av Östavall (17F SO, 4g) i nordostlig riktning till Övertjärnen vid länsgränsen mot Jämtland (17F NO, 9j). Den har bl.a. observerats i Järnvägsforsens kraftverkstunnel (se Persson 1976).

Diabaserna i Västernorrlands län har tidigare behandlats av Lundbohm (1899), Sobral (1913), Hjelmqvist (1944), von Eckermann (1946b, 1947), Lundegårdh (1962), Lundqvist och Samuelsson (1973), Larson (1973, 1980), Magnusson och Larson (1977) och Larson och Magnusson (1976, 1979). Paleomagnetiska data har getts av Piper (1979b).

I sammanhanget skall nämnas att diabaser som sannolikt motsvarar dem vid Ångermanlandskusten förekommer på Bottenhavets botten i en zon som delvis sammanfaller med en förkastningsbrant vid gränsen jotnisk sandsten-äldre urberg *(Strömmingsbådan scarp system)* och som sträcker sig i en båge från området väster om Rönnskären utanför Vasa i Österbotten till ca 100 km öster om Sundsvall (Winterhalter 1972, Axberg 1980, Aro och Laitakari 1987). Öster om de norra delarna av denna zon finns diabaser av postjotnisk typ blottade på Storskär, Rönnskären, Strömmingsbådan, Rågskäret m.fl. öar i Vasa skärgård (Saksela 1935, Laitakari 1942, Nykänen 1960). Paleomagnetiska mätningar har visat att Ulvödiabasen och nämnda diabaser utanför Vasa har samma paleopol (magnetiska polriktning), varför de med all sannolikhet har ungefär samma ålder (Larson och Magnusson 1976, Magnusson och Larson 1977, se även Neuvonen 1966). Radiometrisk datering av en av diabaserna i Vasa skärgård har bekräftat detta och gett 1270 miljoner år (Aro och Laitakari 1987). Mineralogiskt är diabaserna på finska och svenska sidan också likartade genom att normalt endast en pyroxen (augit) förekommer (Nykänen 1960 och nedan). En av de gångar som Neuvonen (1966) studerat innehåller dock hypersten som enda pyroxen. Möjligen är diabaserna i Bottenhavet och vid finska kusten förenade med dem i Ångermanlands kustland i den stora ellipsformade struktur som framgår av djupkurvorna på Winterhalters (1972) batymetriska karta.

Att länets diabastäcken har flacka stupningar framgår av deras uppträdande i terrängen. De kan således bilda horisontella eller något lutande hättor på bergen, som t.ex. på Bergåsen och Rankleven vid Borgsjö (17G NV, 7b och 6b; fig. 94), Getberget vid Ljungaverk (17G NV, 6c), Själandsklinten i Nordingrå (18I NO, 6g; se fig. 95) och Ringkallen öster om Gaviksfjärden i Nordingrå (18I NO, 5f; Lundbohm 1899, Lundqvist och Samuelsson 1973; se fig. 96 och 97). De översta delarna av diabastäckena kan ibland vara blottade i dalsänkor, där erosionen nätt och jämnt skurit ned i täckets översta del, t.ex. nordost om Viksjö, i dalgången väster om Storsela

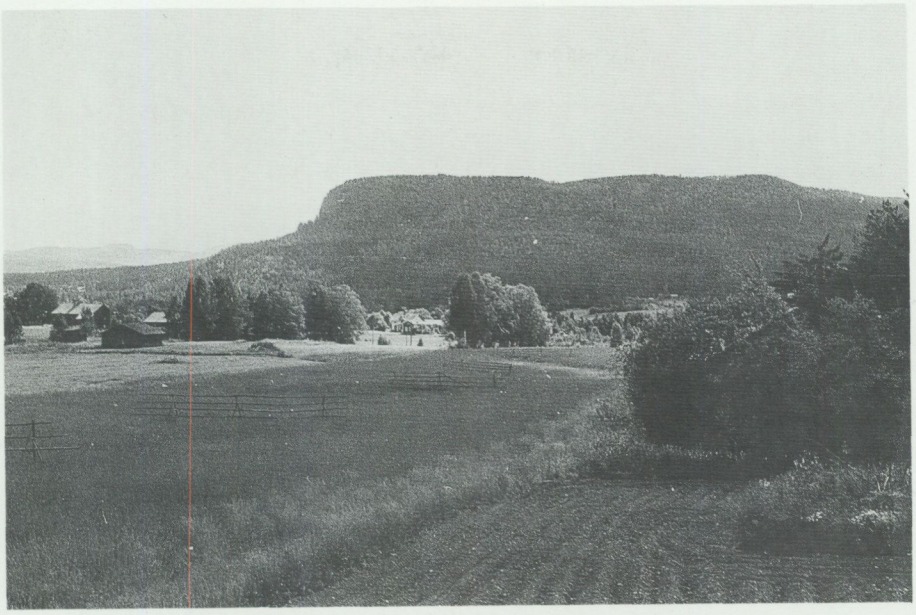


Fig. 94. Diabasberget Rankleven från väster (17G NV, 6b).
Rankleven, a dolerite-capped hill, seen from the west.

(18H SO, 3h-i). I vissa fall kan man bestämma själva kontaktens stupning, antingen direkt i fält eller indirekt genom flygmagnetiska mätningar. Tolkningen av de senare kompliceras dock av att diabaserna ofta har en betydande remanent magnetisering, som kan växla i styrka inom ett och samma täcke (Dan Nisca, Luleå, muntligt meddelande 1985). Även i bergtunnlar har flacka stupningar konstaterats (Hjelmqvist 1944 och Lundegårdh 1962). Uppgifter om stupningen återfinns på den strukturgeologiska kartan och i urval på berggrundskartan.

Diabastäckena uppträder som flacka skivor främst i den svekokarelska berggrunden. Ulvödiabaskomplexets diabaser har dock till stor del intruderat den jotniska sandstensformationen, ungefär parallellt med dennas lagring men med apofyser in i sandstenen. Delvis skär diabaserna ned i sandstenens underlag, t.ex. i Nordingrågraniten på Ulvöarna. Både deras tak och underlag består då av granit (Larson 1980, fig. 12, sid. 24). På Älgsjöberget söder om Edsätterfjärden i Nordingrå (18I NO, 697905-163320) stupar diabasen flackt in under anortositen i öster. I strandkanten vid Älgsjö (18I NO, 69797-16326) vilar samma diabas på sandsten. Då anortositen i Älgsjöberget inte kan överlagra sandstenen bör en förkastning, som är äldre än diabastäcket, skilja sandstenen i väster från anortositen i öster. Se även Larson (1980, fig. 82, sid. 158, och nedan, sid. 325).

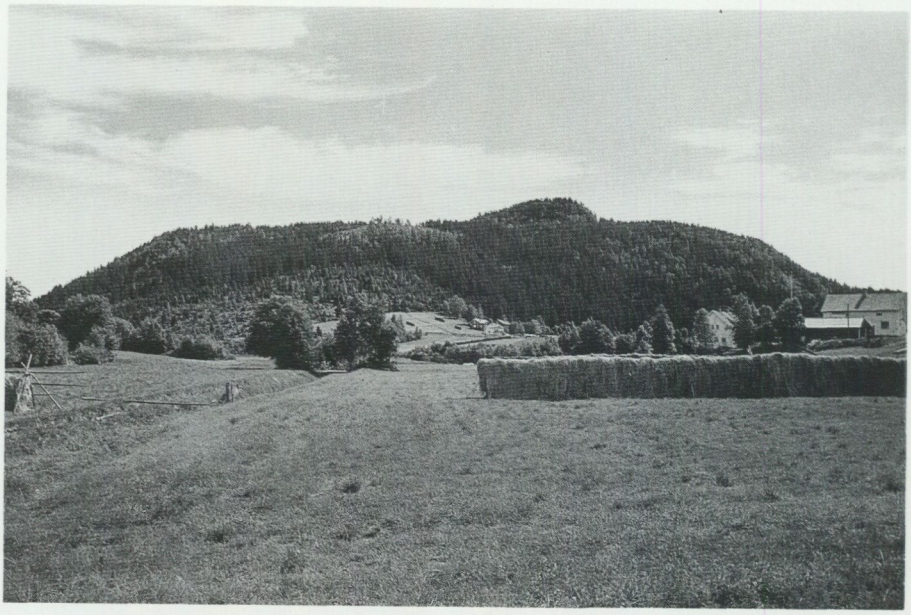


Fig. 95. Själandsklinten sedd från nordväst. Större delen av berget består av anortosit. Den lilla toppen utgörs av diabas, som underlagras av en tunn horisont av jotnisk sandsten med konglomerat. Anortositens flacka överyta betingas av det subjotniska peneplanet (18F NO, 6f–g).

Själandsklinten hill, seen from the north-west. The major part of the hill is anorthosite. The top consists of dolerite, underlain by a thin Jotnian sandstone-conglomerate horizon. The flat surface of the anorthosite coincides with the sub-Jotnian peneplain.

På grund av diabastäckenas flacka stupningar måste betydande volymer av diabas finnas på ringa djup under den nuvarande jordytan. Sådana förekomster kan indikeras genom extrapolation av data från ytan kombinerad med magnetiska eller gravimetriska mätningar. Genom den tidigare nämnda ortoklasomvandlingen av kalifältspat invid diabaserna kan man också spåra mäktigare diabaser under ytan.

Ett exempel på hur man med gravimetriska mätningar kunnat påvisa diabaser på djupet utgör de av Larson och Magnusson (1979) gjorda undersökningarna i kustområdet nordost och öster om Örnsköldsvik (19J NV, SV). En större, flack diabaskropp existerar sannolikt under ytan mellan Nordmaling och Husum, som en fortsättning på de diabaser som är blottade mellan Husum och Gideå. De talrika ost–västliga smala diabasgångar som finns efter kusten norr om Husum (se strukturgeologiska kartan) kan då naturligen förklaras som apofyser från det djupare liggande täcket.

Med gravimetermätningar kan man också påvisa förkastningar som lett till förskjutningar i diabastäckena (se Larson och Magnusson 1979; jfr även fig. 155 och texten, sid. 324).



Fig. 96. Ringkallen från ONO. Berget består av diabas. Nära foten av stupet t.h. finns sandsten (18I NO, 5f).

Ringkallen hill, seen from ENE. Most of the hill is dolerite. Jotnian sandstone is found near the foot of the steep slope to the right.

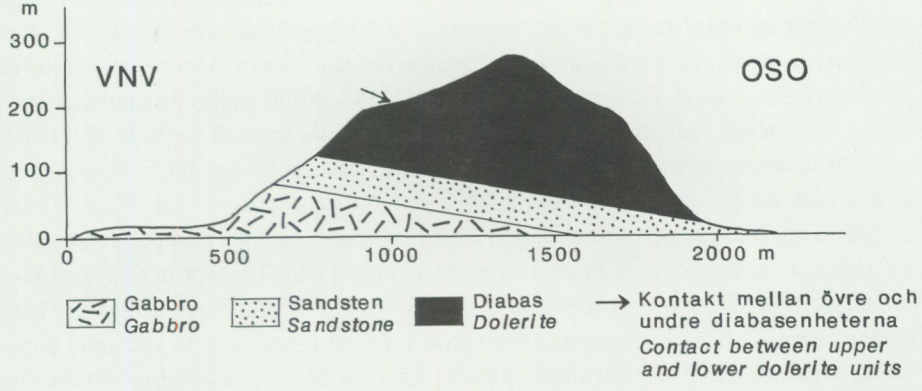


Fig. 97. Profil genom berget Ringkallen, visande den geologiska uppbyggnaden (18I NO, 5f). Efter Lundqvist och Samuelsson (1973).

Section through the Ringkallen hill, Nordingrå.

På en del ställen i norra och västra Ångermanland uppträder relativt breda (upp till ca 100 m), brant stupande diabasgångar av den postjotniska typen. Tack vare LKABs och Bolidenbolagets flygmagnetiska mätningar har flera av dessa gångar, som vanligen stryker i ONO–VSV, kunnat läggas in på länskartan. De förekommer i området söder om Edsele (19G NO och SO), väster om Ramsele (19G NV) och i ett stråk mellan Remmarsjön (20H NO) och trakten Storsjön–Betarsjön (20H SV – 20H NV). I sammanhanget skall nämnas, att flygmagnetiska mätningar, som gjorts efter länskartans färdigställande på bladen 21G Dorotea SV och SO, visar att liknande gångar finns även här. Mäktigare diabasgångar har också observerats i Västerbottens län (Gavelin 1955).

Utöver nämnda täcken och bredare gångar av diabas finns också över praktiskt taget hela länet ett stort antal oftast ost–västliga smala (vanligen under 10 m) diabasgångar (se strukturgeologiska kartan). Dessa gångar förekommer särskilt rikligt i nordost, t.ex. vid kusten norr om Husum (19J NV), där intrusionerna medfört en tension på minst 0,5% i nord–sydlig riktning (Lundqvist och Samuelsson 1973). I stor utsträckning har gångarna säkerligen ett nära samband med diabastäckena, men på grund av den översiktliga karaktären av länskarteringen har endast stickprov kunnat tas för att belysa gångarnas kemiska och mineralogiska sammansättning. Vissa gångar av porfyritisk karaktär hör som nämnts med stor sannolikhet ihop med de rapakiviartade massiven (sid. 129 ff.). Det är emellertid fullt möjligt eller t.o.m. troligt att det även bland de icke-porfyritiska diabasgångarna förekommer flera generationer. Frågan om gångarnas åldersställning kommer att tas upp i ett senare kapitel (sid. 198).

Den största diabasstrukturen i länet bildas av den ovan nämnda lopoliten i området Köpmanholmen–Viksjö–Åvikebukten. Dess halvcirkelformade utbredning är uppenbar i kartbilden, och dess stupningar mot halvcirkelns centrum framgår tydligt av fältobservationer. Även i andra diabastäcken, t.ex. i Ulvödiabaskomplexet efter Höga Kusten och upp mot länsgränsen i norr, kan både geografisk utbredning och stupningar tyda på att det rör sig om minst tre, kanske sju delintrusioner som i snitt har formen av cirkeldelar (Larson 1980, fig. 13, sid. 25). Det är troligt att diabastäckena både i Ulvödiabaskomplexet och i lopoliten Köpmanholmen–Viksjö–Åvikebukten uppstått ur magmor som trängt fram efter nordostliga brottlinjer längs Bottenhavskusten (sid. 325).

Diabastäckenas intrusiva relationer till den äldre berggrunden framgår av apofyser av diabas i sidoberget och av en kontaktförtätning i riktning mot det senare. Mer sällan påträffas brottstycken av äldre bergarter i diabas. Detta beror troligtvis på att diabasmagman varit så het (över 1000°) att den förmått smälta upp eventuella brottstycken av i varje fall mer lättsmälta, kvarts- och kalifältspatrika bergarter. En liknande smältpåverkan kan ibland även iakttas vid diabasens kontakter. Sidoberget har då mobiliserats till en ungefär granitisk smälta som trängt in i diabasen (s.k. *backveining* eller *rheomorfa gångar*). Fenomenet ger skenbart intryck av att diabasen är äldre än sidoberget. Det har t.ex. iakttagits på Själandsklinten (18I NO, 6g; se Larson

1980, sid. 9). Nordväst om Alby, vid Botjärnsbodarna (17F NO, 693730-147620), uppträder monzonitiska till granitporfyriska partier vid gränsen mellan diabas och överliggande migmatit. I dessa partier finns korroderade granitiska inneslutningar som av allt att döma bildats då sidoberget delvis smälts upp genom värmen från diabasmagman. Vid Rönningen söder om Ljungan nära Torpshammar (17G NV, 692920-152395) uppträder monzonitiska partier intill undre kontakten av ett diabastäcke. Dessa partier går gradvis över i underliggande migmatit, som även innehåller apofyser från diabasen. Omedelbart intill den senare finns en skarpt avgränsad finkornig granit. Både den sistnämnda och monzoniten har med all sannolikhet bildats genom uppsmältning ur migmatiten.

Även granitiska och monzonitiska partier som ingår i själva diabastäckena kan förmodas härröra från uppsmält sidoberg. I dessa fall är det dock sannolikt att uppsmältningen skett på djupare nivåer i jordskorpan medan diabasmagman sökt sig upp mot ytan. Det uppsmälta ungefär granitiska materialet har sedan mer eller mindre blandats in i (assimilerats av) diabasmagman och deltagit i dennas vidare utveckling (sid. 187).

Förutom att diabaserna i en del fall kunnat smälta upp delar av sidoberget har de påverkat det senare på andra sätt. Dels har i en del fall cordierit, pertitisk kalifältspat och hypersten(?) iakttagits i metasediment nära diabaskontakten på ett sätt som gör det sannolikt att värme från diabasmagman varit orsaken (sid. 41). En annan och tydligare kontaktpåverkan, som dock endast kan påvisas genom mikroskopering och röntgendiffraktion, innebär att sidobergets kalifältspat, som normalt är en högtriklin mikroklin, omvandlats till monoklin ortoklas. En sådan strukturell omvandling av kalifältspatögonen i en primorogen granit till granodiorit har konstaterats vid Skagsudde (19J SV), i taket på Ulvödiabasen. Utbredningen av ortoklas visar entydigt att denna omvandling orsakats av värme från diabasen (Lundqvist 1973).

Diabaserna i täckena är vanligen gråsvarta, medel- till grovt medelkorniga, men blir mot kontakterna successivt mörkare och mer finkorniga. Grovkorniga varieteter förekommer mer sparsamt (fig. 98). Omedelbart invid kontakten är de normalt täta och svarta. Täckena karakteriseras vidare av en grov pelarförklyftning, som står brant, vinkelrätt mot kontakterna. Förklyftningen blir gradvis mer intensiv ju närmare kontakten man kommer. Även en ungefär horisontell sprickighet (bankning) är vanlig.

I diabastäckena påträffas på många ställen mycket grovkorniga, vanligen rundade partier av s.k. *diabaspegmatit* (fig. 99). Dessa partier har vanligen en volym av någon eller några kubikmeter. De är skarpt avgränsade från omgivande diabas och har ofta en största utsträckning ungefär parallellt med täckets kontakter. Mineralogiskt kännetecknas de av i stort sett samma mineral som själva diabasen (se nedan). Mest framträdande är dock klinopyroxen (tab. 2 nr 218) och plagioklas, som båda kan nå decimeterlängd. Diabaspegmatiterna har bildats ur relativt vattenrika restlösningar från diabasmagman. De innehåller därför ofta sent kristalliserade mineral som kalifältspat och kvarts, samt sekundärmineral som brunt eller grönt hornblände (bildat ur pyro-

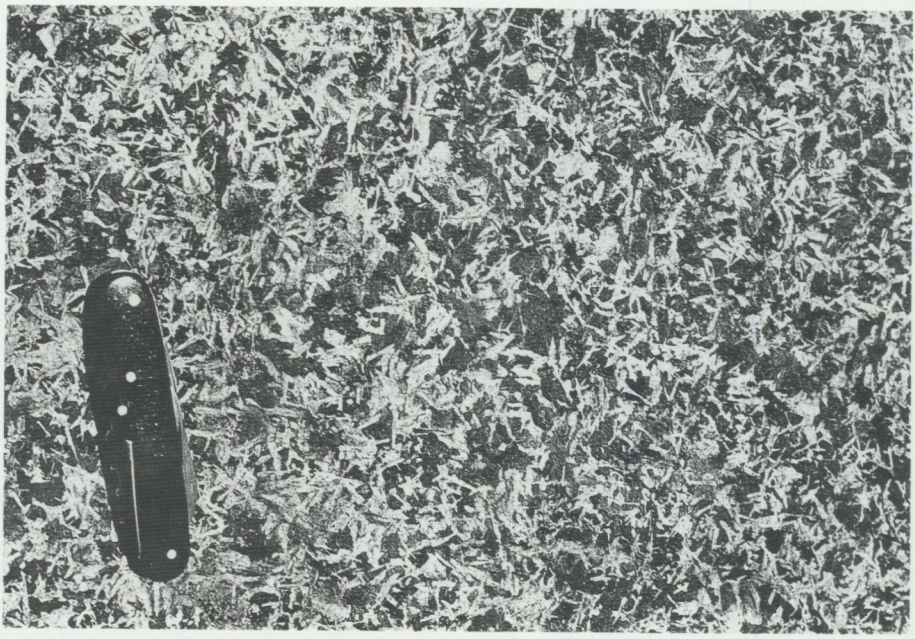


Fig. 98. Grovkornig diabas. Häljumsbodarna (16H NO, 68983-15884).
Coarse-grained dolerite.

xen), sericit, epidot och prehnit (ur plagioklas). Övergångar till nedan (sid. 187) beskrivna, grovkorniga granitiska till monzonitiska körtlar och sliror finns.

De postjotniska diabaserna består till något mer än 50% av plagioklas, som normalt är en labrador med kärnpartier av bytownit och randzoner av andesin eller t.o.m. oligoklas. De mörka mineralen utgörs mest av olivin och titanhaltig (i mikroskop blekviolett) klinopyroxen (augit).

I relativt enhetliga diabastäcken dominerar olivinen vanligen över pyroxenen. I mer differentierade täcken kan antingen olivin eller pyroxen vara det vanligaste mörka mineralet. Olivinens forsterithalt faller vanligen i intervallet 50–65% (tab. 2 nr 208, 210, 212 och 215), men kan i starkt fraktionerade diabaser gå ned till 20–25%. Klinopyroxenens *mg*-värden ligger vanligen kring 0,7, men kan minska till ca 0,6 (tab. 2 nr 209, 211, 213, 214 och 216). Dess sammansättning varierar således betydligt mindre än olivinens. Förekomsten av endast en pyroxen i kombination med den kemiska sammansättningen anger att diabaserna har en alkali-olivinbasaltisk sammansättning (Lundqvist och Samuelsson 1973, Gorbatschev m.fl. 1979).

Endast i ett fall (prov från Viksjö, se tab. 1 nr 236) har enstaka kristaller av ortopyroxen iakttagits i länets postjotniska diabastäcken.

Andra mörka mineral i diabaserna är titanomagnetit och ilmenit. Halten av oxider är vanligen under 10%, men kan i vissa fall bli hög, så att titanjärnmalmer uppstår



Fig. 99. Diabaspegmatit. Sydväst om Rypskär (19J SV, 702040-166595).
Dolerite pegmatite.

(se sedan). Titanomagnetiten (tab. 2 nr 217) visar sig i många fall bestå av magnetit med små (mindre än 1 μm) droppformiga avblandningar av ulvöspinell. Sistnämnda mineral påträffades första gången i prover från järnmalm vid Marviksgrunnan på Södra Ulvön (18I NO, 698860-164265), och erhöll på grund därav sitt namn (Mogensen 1946). I magnetiten finns också tunna lameller av ilmenit längs oktaederplanen. Ilmenit (tab. 2 nr 220) påträffas också som oregelbundna kristaller, antingen självständiga eller i hopväxning med titanomagnetit. Mineralet har även uppstått sekundärt genom oxidation av ulvöspinell, varigenom fläckiga hopväxningar av ilmenit och magnetit bildats. Detta gäller särskilt de övre (relativt sent kristalliserade) delarna av diabastäckena. Starkare oxidation har lokalt gett maghemit(?) ur titanomagnetit (Lundqvist och Samuelsson 1973). Uppträdandet av ulvöspinell har diskuterats av Lindh (1973), som framhöll att magmans totalkemi i kombination med temperaturen och en låg oxidationsgrad är bestämmande för mineralets bildning.

Halten av järn-titanoxider och dessas kemiska sammansättning i Ulvödiabasen har studerats av Larson och Magnusson (1976) och Magnusson (1983a, b). Rytmiskt lagrade diabaser visar de starkaste variationerna och når de högsta värdena för susceptibiliteten, som är ett uttryck för halten av magnetit. Avmagnetisering genom upphettning och mätningar av Curiepunkten (den temperatur vid vilken ferromagnetismen upphör) har i kombination med röntgendiffraktion gett information om magnetitens

halt av ulvöspinell och vice versa. Magnetiten innehåller i undersökta prover från Ulvöarna 0–13 molprocent Fe_2TiO_4 och ulvöspinellen 31–35 molprocent Fe_3O_4. Magnetiter från lager som är rika på järn-titanoxider har i medeltal högre titanhalt än de som finns i oxidfattigare diabaser. Oxidationen av ulvöspinell är starkast närmast diabasens kontakter (Larson och Magnusson 1976).

Diabaserna innehåller normalt endast obetydliga mängder sulfider, främst kopparkis och magnetkis (Lundqvist och Samuelsson 1973). I trakten av Åvikebruk (17H NO, 6935-1600) uppträder dock en impregnation av sulfider (Grip 1961 och sid. 287).

Diabastäckena innehåller små mängder biotit (tab. 2 nr 219). Halten är vanligen under 5%, men kan lokalt stiga vid kontakterna, troligen beroende på assimilation av sidoberg. Invid kontakterna har i enstaka fall hornblände bildats sekundärt ur pyroxen.

Vissa diabaser har drabbats av en sekundär hornbländebildning, varvid framför allt klinopyroxenen ersatts av grönt hornblände. Några sådana förekomster har markerats på berggrundskartan med violett färg och bokstaven "U". Det rör sig sannolikt delvis om omvandlade postjotniska diabaser, men (vid stark omvandling) eventuellt även om helt andra (äldre?) diabasgenerationer. Vid skogsbilvägen väster om Stor-Degersjön (19I SV, 700975-161075) finns en sådan uralitdiabas, som innehåller brottstycken och uppsmälta partier av gråvit, serorogen granit. Diabasen består av plagioklas (50% An), vanligt hornblände och biotit med underordnad kvarts, klorit, titanit m.m. Pyroxen och olivin saknas. Diabasen är medel- till finkornig och lätt porfyritisk av plagioklas och hornblände (jfr även sid. 201). Öster om Kölsillre (17F SV, 692145-147290) finns en annan av berggrundskartans uralitdiabaser, som dock till skillnad från den nyssnämnda visar en relativt måttlig hornbländebildning. Klinopyroxen (augit) och olivin finns därför bevarade, och tyder på att det här rör sig om en postjotnisk diabas.

Små mängder apatit, magnetkis och kalifältspat finns vanligen i diabaserna, liksom sekundärmineral av typen sericit och epidot (ur plagioklas). Kalifältspaten, som saknar den för mikroklin typiska tvillingbildningen, är vanligast i de övre delarna av differentierade diabastäcken (jfr Lundqvist och Samuelsson 1973, Larson 1980).

Kemiska analyser av diabaser från täckena ges i tab. 1 nr 236, 240, 241, 244 och 246-250.

Texturen i diabastäckena är normalt subofitisk, vilket innebär att klinopyroxenen bildar ofta flera centimeter stora kristaller i form av ett "skelett" i mellanrummen mellan plagioklaskornen (Krokström 1932). Doleritiska och subdoleritiska texturer uppstår då pyroxenen bildar mindre korn, med resp. utan egen kristallform. Förstnämnda gäller framför allt då mineralet sedimenterat ur magman som prismatiska kristaller (jfr nedan). Porfyritiska texturer förekommer ibland i diabasens kontaktzon, och kännetecknas av strökorn av plagioklas och mer eller mindre omvandlad olivin i en finkornig grundmassa (jfr Lundqvist och Samuelsson 1973).

Diabastäckena, särskilt i Ulvödiabaskomplexet, utgör s.k. lagrade intrusioner (en-



Fig. 100. Lagring i delvis monzonitisk diabas. Märk den graderade lagringen. Gråbuten (18I NO, 69954-16461).

Rhythmic layering (note grading) in partly monzonitic dolerite.

gelska: *layered intrusions*). De strukturer som kännetecknar dessa kan särskilt väl studeras i de ofta utomordentligt välblottade hällarna efter Ångermanlandskusten (Lundqvist och Samuelsson 1973). De har framför allt undersökts ingående av Larson (1973 och 1980). De lagrade diabastäckena visar olika slag av skiktning (bandning), dels i form av omväxlande ljusa och mörka skikt av centimeter- till metertjocklek (rytmisk lagring; fig. 100), dels i form av successivt ändrade sammansättningar av olika mineral (kryptisk lagring). I riktning mot de sist kristalliserade delarna av ett diabastäcke, som vanligen återfinns på ca 60–80% av höjden över den undre kontakten, blir således plagioklasen albitrikare, olivinen järnrikare och augiten något järnrikare. Den rytmiska lagringen har till stor del uppkommit genom att konvektionsströmmar fört med sig kristaller av plagioklas, olivin, pyroxen och titanomagnetit i växlande proportioner och avsatt dessa efter golvet i magmakammaren. Ett stort antal strukturer, lika dem man finner i normala, vattenlagrade sediment, har därvid uppkommit. Allt eftersom strömmarna växlat i styrka har mineral med olika densitet avsatts. På så sätt har skikt med mycket plagioklas kommit att växla med skikt dominerade av olivin, pyroxen eller titanomagnetit (jfr tab. 1 nr 248-250). Snabba förändringar i bergartskemin blir följden. Strukturer liknande gråvackornas graderade skiktning har ibland uppkommit. Ett skikt kan därvid visa en halt av mörka mineral som minskar uppåt genom att



Fig. 101. Diskordans i rytmiskt lagrad diabas. Långroudden (19J SV, 701775-166460).
Discordant layering in rhythmically layered dolerite.

det avsatts ur en ström som successivt avtagit med tiden (Larson 1980, fig. 17 och 18, sid. 44–45). Även det omvända fallet, med uppåt tilltagande halt av mörka mineral, förekommer (Larson 1980, fig. 19–20, sid. 45–46). I vissa fall har strömmarna varit så starka att de förmått erodera rännor eller tråg i tidigare avsatta kristallskikt. Då nya lager sedan avsatts i vinkel mot de äldre uppkommer en diskordantskiktning (fig. 101). Även olika rutschstrukturer finns, uppkomna genom sekundära glidningar, t.ex. till följd av blockrörelser (jordskalv), i skikt avsatta på lutande underlag (jfr Larson 1980, fig. 21–23, sid. 46 och 48).

Som en direkt följd av sedimentationen av mineralkorn i diabasmagman har ekonomiskt intressanta skikt av titanjärnmalm uppkommit. Under vissa förhållanden har endast mineral med mycket hög densitet kunnat avsättas. Härigenom har upp till ca 2 m mäktiga skikt av titanomagnetit med underordnad olivin och plagioklas uppkommit. Den mest kända förekomsten är Marviksgrunnan på södra delen av Södra Ulvön (18I NO, 698860-164265), men även på norra delen av denna ö (flera skärpningar;18I NO, ca 69920-16435), på Norra Ulvön (18I NO, 699790-164640 och 699795-164625), Trysunda (19J SV, 700685-165150) och norr om Skagsudde (19J SV, 701740-166160 och 701765-166410) finns motsvarande bildningar. Titanomagnetiten är framför allt ekonomiskt intressant genom sitt innehåll av vanadin (i genomsnitt ca 0,35% V_2O_5 enligt Magnusson 1953). Se vidare sid. 290.

De enskilda mineralkornen, speciellt plagioklas och pyroxen, har ofta orienterat sig då de sedimenterat i magman. De tavelformade plagioklaserna har därvid avsatts så att tavelplanet ligger parallellt med den flacka skiktningen. På liknande sätt har prismatiska pyroxenkristaller ibland orienterats med längsaxeln i skiktplanet. Fenomenet ger upphov till en skivighet benämnd magmatisk (eruptiv) laminering (engelska: *igneous lamination*). Exempel kan bl.a. ses i ett litet stenbrott vid Näsänget (18I NO, 697685-163150). Både magmatisk lagring och laminering har markerats på berggrunds- och strukturgeologiska kartorna.

På grundval av språngvisa förändringar i framför allt de kemiska variationerna i vertikalled har man kunnat sluta sig till att diabastäckena i en del fall bildats genom upprepade intrusioner (multipelintrusioner) av magma. På Ringkallen i Nordingrå (18I NO, 5f) sammansätts sålunda täcket av två delar, av Lundqvist och Samuelsson (1973) benämnda undre och övre diabasenheten (fig. 97, sid. 179). Vid Rypskär mellan Husum och Skagsudde (19J SV, 7021-1666) pekar analyser av olivinens nickel- och kobolthalter på fyra olika inflöden av diabasmagma (Larson 1980, sid. 147). Multipelintrusioner går även att spåra genom mätningar av den magnetiska susceptibiliteten, som kan visa språngartade förändringar i gränsen mellan två enheter. Att döma av sådana mätningar är diabasen i lopoliten mellan Köpmanholmen och Åvikebukten enklare uppbyggd än Ulvödiabasen, genom att endast en intrusion av magma skett (Magnusson 1983a, sid. 27).

På en del håll i diabastäckena uppträder rödspräckliga medel- eller grovt medelkorniga, sällan finkorniga, *monzonitiska till granitiska partier* inordnade ungefär parallellt med diabasens kontakter och med den magmatiska lagringen. Dessa partier återfinns i de övre delarna av diabastäckena och har kristalliserat något senare än själva diabasen. De har på berggrundskartan markerats med svarta vinklar på violett bottenfärg. Vackra exempel finns bl.a. vid Häggdångers kyrka (17I NV, 693840-160365; se tab. 1 nr 237 och 238), på Ällön vid Trysunda (19J SV, 7008-1654) och på Gråskärsbådan utanför Norra Ulvön (18I NO, 69965-16478). I de båda sistnämnda fallen visar monzoniterna en magmatisk lagring av liknande slag som omgivande diabaser (jfr fig. 100).

Sannolikt har de monzonitiska till granitiska partierna bildats genom att den heta diabasmagman förmått smälta och assimilera delar av jordskorpan under sitt framträngande (jfr sid. 127). De monzonitiska till granitiska partierna innehåller mest pertitisk alkalifältspat och plagioklas (albit eller oligoklas) med växlande mängder kvarts, ibland i granofyrisk sammanväxning med pertit. Mörka mineral är främst biotit, hornblände (mestadels uralitiskt, grönt–brunt eller blekgrönt), klinopyroxen (starkt uralitiserad) och klorit (ur biotit). Små mängder opakmineral, apatit, titanit och zirkon samt sekundärmineralen prehnit, sericit och epidot (bildade främst ur plagioklas) ingår också. Vid Häggdångers kyrka innehåller graniten miarolitiska hålrumsfyllnader av kvarts, kalcit, epidot(?) och klorit(?).

Nämnda granitiska parti vid Häggdångers kyrka (tab. 1 nr 237) blir uppåt rikare på

mörka mineral (tab. 1 nr 238). Längre upp i diabastäcket (mot norr och öster) följer en medelkornig, normal diabas, som utgör en mot den övre kontakten kyld diabasmagma. Alldeles intill taket, som består av starkt migmatitiserad gråvacka, finns vid gårdarna 1 km norr om Häggdångers kyrka en finkornig, skär granit, som är fattig på mörka mineral (tab. 1 nr 239).

Särskilt runt de monzonitiska till granitiska differentiaten, men mer sparsamt även på andra ställen, uppträder rödaktiga, grova till medelkorniga, pegmatitiska gångar och sliror i diabaserna. De har ungefär granitisk sammansättning. Granofyrstrukturer är vanliga. Ansamlingar av centralkvarts förekommer. Bland de mörka mineralen märks särskilt hornblände (med rester av pyroxen). Även vita eller skära, finkorniga eller medelkorniga sprickfyllnader av granitisk sammansättning ses här och där i diabastäckena. De består antingen av kvarts, pertit och albit (se t.ex. von Eckermann 1947, sid. 165) eller av enbart kvarts och albit (fig. 102). Granofyrsammanväxningar



Fig. 102. Albitgranitiska gångar och hornbländerika zoner i grusvittrande diabas. Älgsjö sågverk, Nordingrå (18I NO, 697970-163270).

Dikes of albite granite and uralitized zones in strongly weathered dolerite.

mellan kvarts och båda fältspaterna förekommer. Halten av mörka mineral är låg. Dessa utgörs mest av hornblände men även av biotit och titanit. I enstaka fall kan manganepidot och flusspat ingå. I kvarts-albitgångarna kan den natriumrika sammansättningen vara en följd av inverkan från havsvatten.

Förutom nämnda gångar av granit till monzonit återfinns i diabastäckena sprickfyllnader av olika slag. Dessa kan för det mesta antas ha uppkommit i samband med diabasens avsvalning, som lett till krympning och sprickbildning. I de så uppkomna sprickorna cirkulerade heta vattenrika restlösningar från diabasmagman. En vanlig typ av sprickfyllnad, som maximalt blir några centimeter bred, utgörs av grönt hornblände tillsammans med mer underordnad prehnit, epidot, kalcit och titanit. Omgivande diabas har genom inverkan av vattenlösningarna omvandlats så att augiten övergått i hornblände (uralitiserats), samtidigt som plagioklasen albitiserats under bildning av epidot. Även olivinen har överförts till olika sekundärmineral som färglös amfibol, klorit m.m.

I en sprickfyllnad av nämnda slag nära Berghamn (18I SV, 696885-162445) har Sivert Källdén, Norastrom, hittat radialstråliga, vita, sidenglänsande kristaller av upp till en decimeters längd (fig. 103). Mineralet har identifierats som pektolit, ett kal-

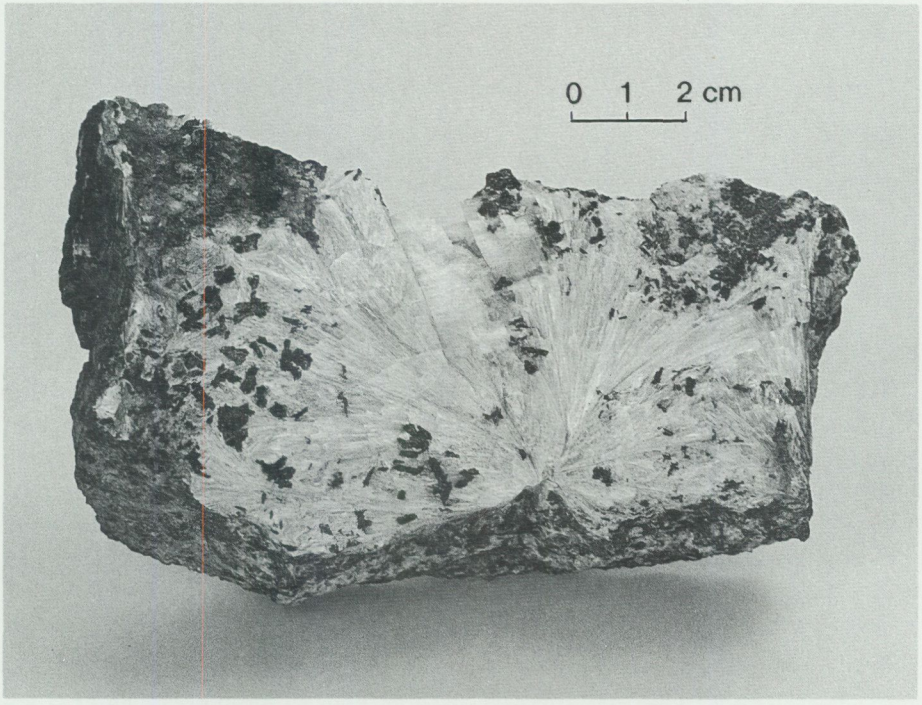


Fig. 103. Pektolit från sprickfyllnad i diabas. Berghamn (18I SV, 696885-162445). Foto Karl-Erik Alnavik.

Pectolite from fissure in dolerite.

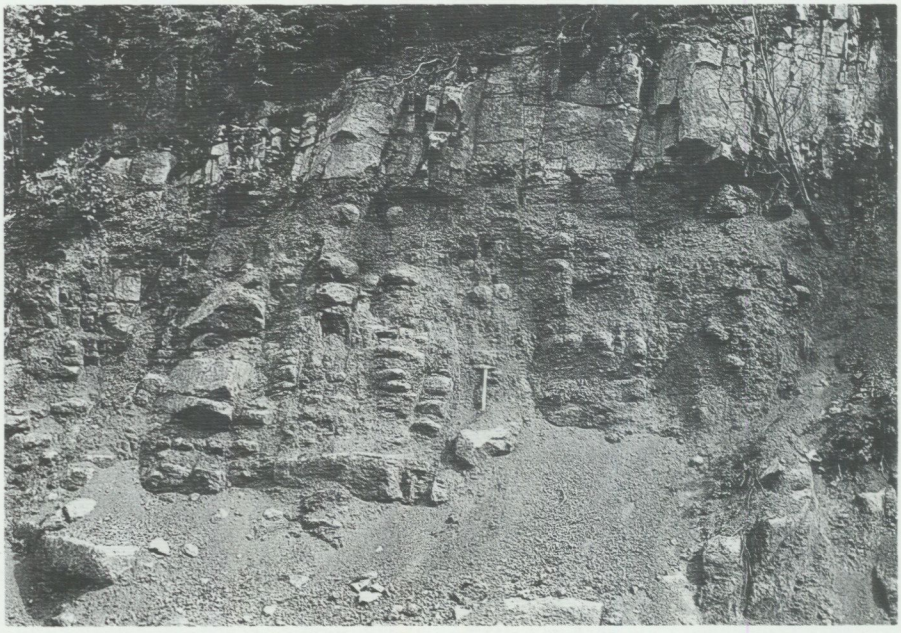


Fig. 104. Grusvittrande diabas. Torromsberget (17I NV, 693695-160265).
Weathering in dolerite.

cium-natriumsilikat med formeln $NaCa_2Si_3O_8$ (OH). Det uppträder tillsammans med främst kalcit. Ett annat intressant mineral som påträffats i skjuvzoner i diabasen är zeoliten stilbit (se Lundqvist och Samuelsson 1973, sid. 20).

Sprickfyllnader av ren kalcit förekommer också i diabastäckena. Vackra kristaller av detta mineral, som kan nå flera decimeters längd, finns i en järnvägsskärning väster om Ånge (17F NO, 693610-148930).

Diabastäckena har ställvis en stark benägenhet att grusvittra. Sådana diabaspartier är av allt att döma orienterade parallellt med täckets kontakter, och bildar således vanligen flacka horisonter. Speciellt i relativt sent kristalliserade diabaser, alltså på högre nivåer i täckena, är denna benägenhet framträdande. Exempel finns nära toppen på Ringkallen (18I NO, ca 69770-16277), i trakten av Fällsvik (18I NO, SO, ca 6975-1630) och i Torromsberget nära Häggdånger (17I NV, 693695-160265; fig. 104). Se även J. Lundqvist (1987).

Diabasernas vittring sker oftast utgående från existerande sprickor. Genom att utskjutande hörn i blocken mellan sprickorna är mer utsatta än andra partier uppstår lökformade strukturer i vilka den friskaste diabasen finns i centrum och den mest angripna i det yttersta skalet. Detta är den normala klotvittring som kan drabba flertalet bergarter. Emellertid finns i diabastäckena i länet också exempel på ett annat slag av vittring, som utgår från centrum av grova pelare, markerade av diabasens förklyftning

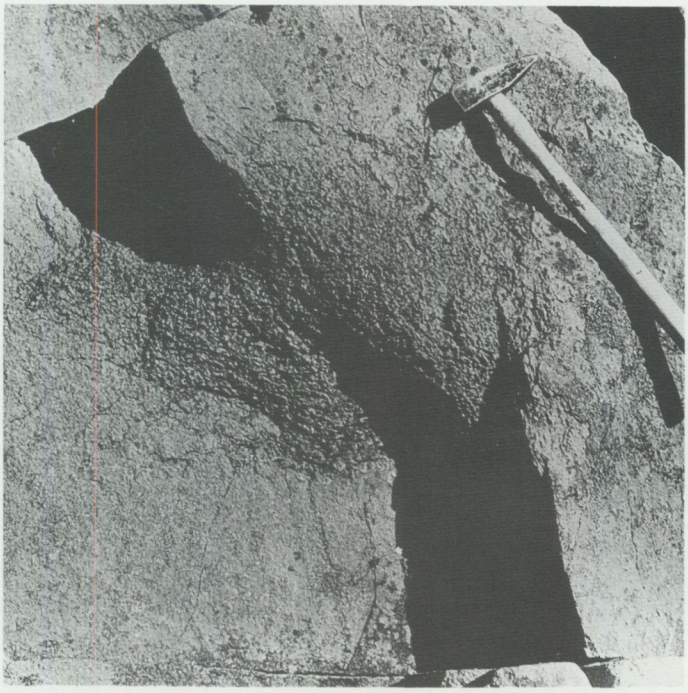


Fig. 105. Vittring i centrum av en s.k. *megacolumn* i diabas (se texten). Södra spetsen av Storön (18I SV, 69626-16222). Foto Lennart Samuelsson.

Weathering in the central part of a dolerite megacolumn (see text).

(fig. 105 och 106). Denna vittring har observerats på södra spetsen av Storön (18I SV, 2e) och beskrivits av Samuelsson (1973), som tolkade den på följande sätt. Redan tidigt, innan diabasmagman kristalliserat helt, uppkom en pelarförklyftning invid kontakterna. Det inre av sådana pelare var ännu i flytande tillstånd (magma) då förklyftningen kring pelarna bildades. Förkastningar eller injektion av ny magma ledde till störningar så att mikrosprickor uppkom i kristalliserade partier. Kring mikrosprickorna skedde en omvandling, särskilt av olivin. Dessa omvandlade olivinkristaller har utgjort angreppspunkter för den vittring som idag kan iakttas i de centrala partierna av pelarna.

På samma sätt som vittringen i ovannämnda diabas på Storön kunnat visas utgå från omvandlad olivin har den i flera andra fall lett till en gropvittring kring detta mineral. Exempel på detta finns i det tidigare (sid. 187) nämnda stenbrottet söder om Näsänget i Nordingrå, där olivinen gropvittrat längs sprickor i diabasen (fig. 107). Fenomenet försämrar bergartens stenindustriella användbarhet.

De *smala diabasgångar* som uppträder över hela länet (se strukturgeologiska kartan och fig. 108) har sannolikt till övervägande del ett nära samband med diabastäckena.



Fig. 106. Mer avancerat stadium av vittring i s.k. *megacolumns* i diabas (se texten). Lokal som fig. 105.

More advanced stage of weathering in dolerite megacolumns.

Gångarna kan ha fungerat som tillförselkanaler till täckena eller utgjort apofyser från de senare. Emellertid är en del av dem uppenbarligen yngre än täckena, vilket framgår av ett par gångar som slår igenom Ulvödiabasen vid Norrsand på Norra Ulvön (18I NO, 699650-164535 och 699690-164570). En liknande gång, som kännetecknas av hög oxidationsgrad, har beskrivits av von Eckermann (1945, sid. 414-418) från diabastäcket på södra delen av Trysunda (19J SV, 1a).

Bredden på de smala gångarna är normalt högst 10 m. Orienteringen är vanligen ost–väst ±20° och stupningen brant. Även flacka (fig. 109) och medelbranta gångar finns dock, men givetvis är chansen att hitta gångar mindre ju flackare dessa är.

Som nämnts tidigare finns på några håll i länet breda (upp till ca 100 m) diabasgångar med brant stupning. Dessa är redovisade med samma violetta färg som diabastäckena på berggrundskartan. De har i mitten en medelkornig textur och blir mot kontakterna finkornigare. Mineralogin är densamma som i diabastäckena.

De smala, branta diabasgångarna är på grund av sin ringa bredd snabbare kylda än täckena och de bredare gångarna och har därför en genomgående finkornig eller tät textur. De är ofta intensivt pelarförklyftade i rät vinkel mot kontakterna. En sådan sprickgenomdragen diabasgång kan därför grovt liknas vid vedträn travade på varandra i en stapel. Av den anledningen har erosionen förhållandevis lätt kunnat angripa dia-

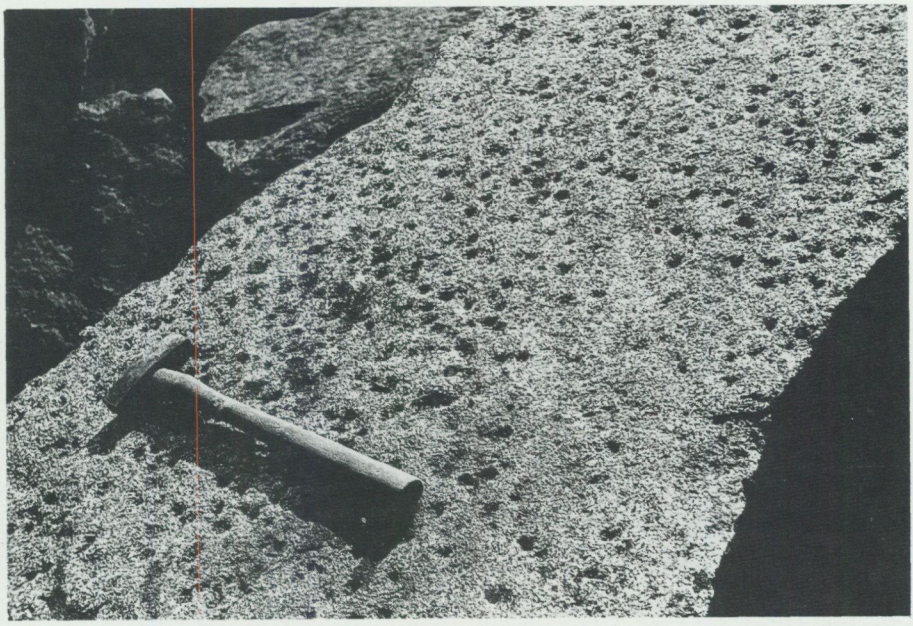


Fig. 107. Gropvittring efter olivin i diabas. Stenbrott nära Näsänget, Nordingrå (18I NO, 697695-163150).

Weathering pits after olivine in dolerite.

basgångarna, och de efterlämnar då öppna klyftor i omgivande mer svåreroderade berggrund. Partier av de täta diabaskontakterna kan dock ofta ses som "kakor" sittande på väggarna, varigenom klyftans ursprung är klart. Exempel på urvittrade diabasgångar finns t.ex. i området norr och nordost om Örnsköldsvik. Bland de vackraste exemplen är de s.k. Skallbergsgrottorna nordväst om Gideå (19J NV, ca 70475-16558), där ett flertal ost–västliga gångar eroderats så att ett system av djupa klyftor bildats i Revsundsgraniten. Fyra större klyftor finns enligt uppgift, med maximalt 220 m längd och 35 m djup. Bredden är ca 0,5–1 m. Ett annat exempel utgör med all sannolikhet den s.k. Slåttdalsskrevan på Skuleskogen (19I SO, 700265-163605; fig. 110), som dock löper i den mer ovanliga riktningen NNO–SSV. Denna maximalt ca 30 m djupa och 7 m breda klyfta i Nordingrågranit synes endast innehålla obetydliga rester av diabas (jfr Halden 1955 och Mossberg 1989).

De smala diabasgångarna kännetecknas av samma mineral som täckena, d.v.s. plagioklas av labradorsammansättning, olivin och augit dominerar. Plagioklasen kan ha kärnor av bytownit och randzoner av andesin eller t.o.m. oligoklas. Biotit och titanomagnetit utgör mer underordnade komponenter. I små mängder kan också kalifältspat och kvarts ingå. Accessorierna utgörs främst av apatit, ibland även av kis (pyrit). I enstaka fall (vid Knösarna, 20G SV, 70629-15165) har ortopyroxen iakttagits. Mine-



Fig. 108. Diabasgångar i primorogen granodiorit. Söder om Lugnvik (18I NV, 69801-16075).

Dolerite dikes in primorogenic granodiorite.

ralet korroderar olivin. Här kan det dock röra sig om en från de normala postjotniska diabaserna skild tholeiitisk generation som hör ihop med Nordsjömonzoniten (jfr sid. 153). I starkt varierande mängder ingår olika sekundärmineral som sericit, epidot, kalcit och prehnit (ur plagioklas), serpentin, talk och aktinolit (ur olivin), uralitiskt hornblände (ur augit), klorit (ur biotit m.m.) och leukoxen (ur titanomagnetit). Mer sällan har pumpellyit iakttagits. Särskilt i trakten av Sundsvall är sekundäromvandlingen av diabasgångarna påfallande stark, och karbonat utgör en framträdande omvandlingsprodukt. En sannolik orsak är att lösningar tillhörande Alnöområdets tidigkambriska karbonatitiska-alkalina-ultramafiska eruptiv cirkulerat i berggrunden.

Kemiska analyser av smala diabasgångar ges i tab. 1 nr 242 och 243.

Vissa av länets diabasgångar är starkt uralitiserade, d.v.s. de innehåller förhållandevis hög halt av sekundärt hornblände. Gångarnas färg är då grönaktigt svart. I en del fall kan relikta mörka mineral, främst klinopyroxen, iakttas i hornbländet, men många gånger har bergarten helt överförts till en hornblände-plagioklasdominerad amfibolit. I sistnämnda fall är sambandet med de postjotniska diabaserna oklart, och det kan då också röra sig om helt andra basiska gånggenerationer med oklar åldersställning. Se vidare sid. 198.

Texturellt skiljer sig de smala gångarna av diabas från täckena främst genom sin finkornighet. Diabaspegmatiter saknas normalt, liksom alla strukturer som tillhör

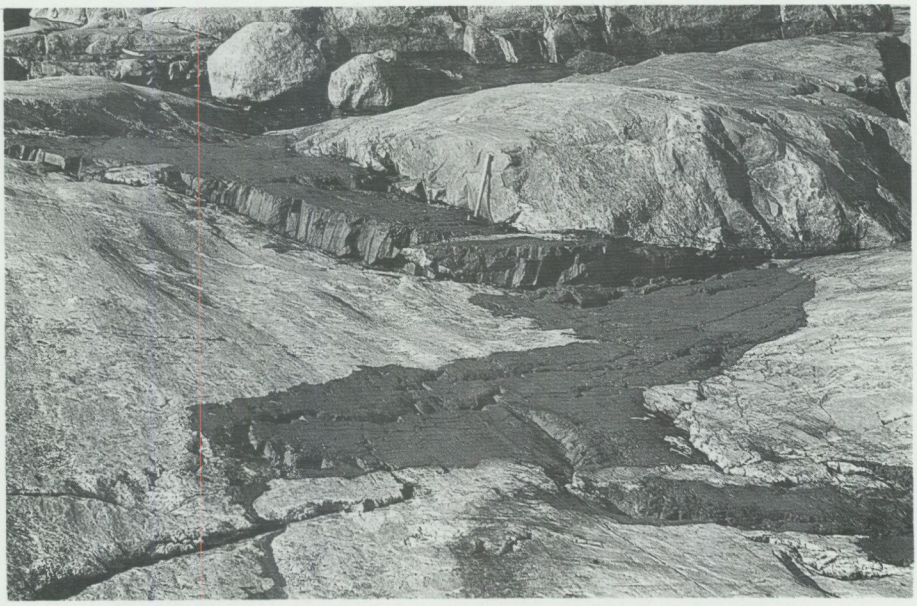


Fig. 109. Flack diabasgång i migmatit. Östra stranden av Äggskär (19J SV, ca 70222-16683).
Flat-lying dolerite dike in migmatite.

lagrade intrusioner. I mikroskop kan man ofta skönja en lätt porfyritisk textur genom förekomsten av vanligen millimeterstora kristaller av främst plagioklas, men även av mer eller mindre omvandlad olivin. Inte sällan ses små rundade kristallaggregat av karbonat, kvarts, klorit, aktinolit, pumpellyit(?) m.m. Dessa är speciellt vanliga i Sundsvallstrakten och utgör hålrumsfyllnader (mandlar) i diabaser som uppenbarligen kristalliserat förhållandevis nära jordytan (jfr även von Eckermann 1945, plansch VII).

På några ställen, t.ex. i ett gammalt stenbrott på Fillaberget (17H NO, 692530-157970), visar diabasens grundmassa i mikroskop ett slags sfärulitisk textur, karakteriserad av divergentstrålig plagioklas. Liknande diabasgångar från trakten söder om Skönvik (17H NO, 5f) och från Alnön (17H SO, 4h) har beskrivits av von Eckermann (1945, sid. 63-65).

Relativt sällan ser man brottstycken av sidoberget i diabasgångarna. Ett undantag utgör några gångar på Grössjöberget öster om Rossön (20G NO, bl.a. 709185-152995), som är späckade med bergarts- och mineralfragment ur omgivande Revsundsgranit (fig. 111). Fragmenten visar stark korrosion och texturer som tyder på partiell uppsmältning.

Tillsammans med normala diabasgångar, och med samma strykningar och stupningar som dessa, uppträder ibland gångbergarter som avviker starkt från diabaserna i

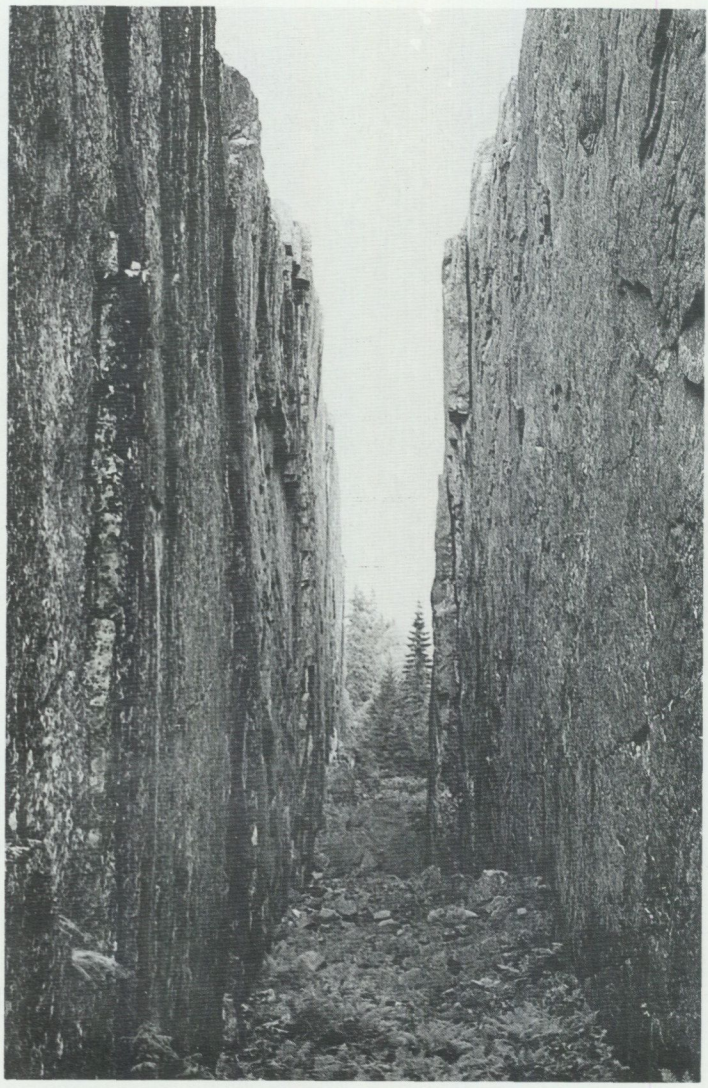


Fig. 110. Slåttdalsskrevan, en upp till ca 30 m djup klyfta i Nordingrågranit. Klyftan har åtminstone delvis varit fylld av diabas, som eroderats bort (19I SO, 700265-163605).

Slåttdalsskrevan, an erosion cleft in Nordingrå granite, originally (partially) filled by dolerite.

sammansättning. Hur vanliga sådana gångar är kan inte avgöras på basis av länskarteringens stickprovsvisa undersökningar av gångarnas karaktär. Ett exempel på en syenitisk gång som uppträder på detta sätt i en svärm av smala diabaser vid Osele söder om Junsele ges av analys 245 i tab. 1. Huvudmineral är här albitisk plagioklas och

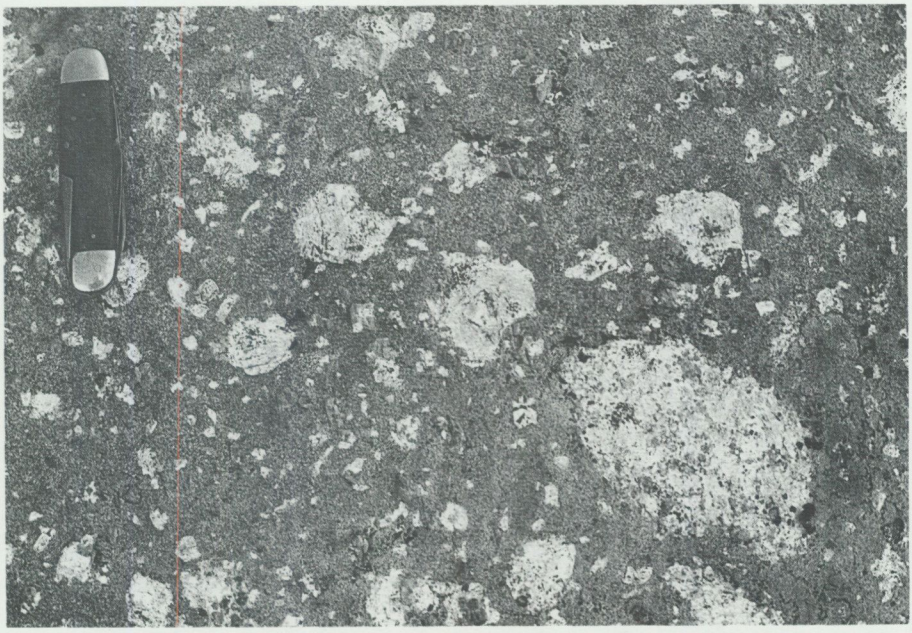


Fig. 111. Diabasgång innehållande korroderade fragment av Revsundsgranit och mineral ur denna. Grössjöberget ONO om Rossön (20G NO, 709185-152995).

Dolerite dike with corroded xenoliths and xenocrysts of the Revsund granite and its minerals.

pertit. De mörka mineralen utgörs av klorit, epidot och leukoxen, som alla är väsentliga beståndsdelar. De visar att bergarten sekundäromvandlats kraftigt. Sammansättningar av detta slag kan tolkas på liknande sätt som de monzonitiska till granitiska partierna i diabastäckena, d.v.s. som ett resultat av assimilation av material från sidoberget i diabassmältan och efterföljande fraktionering. Små inneslutningar av sidoberg kan också ses i gången vid Osele. Sammansättningarna kan också teoretiskt sett vara en följd av intrusioner av från diabaserna helt skilda gånggenerationer som utnyttjat samma sprickor i berggrunden som diabaserna. Att observera är också att vissa paleomagnetiska data (Fridh 1979) skulle kunna tolkas så att fler generationer av diabas av postjotnisk typ finns. Slutsatsen är dock osäker p.g.a. de undersökta provernas delvis starka sekundäromvandlingar.

I sammanhanget skall nämnas att diabasgångar i Revsundsgranit i norra delen av länet förefaller vara mer uralitiserade än i annan berggrund. Möjligen beror detta på större genomsläpplighet för vatten (hydraulisk konduktivitet) i graniten vid intrusionstillfället.

I anslutning till diabasgångarna kan man någon gång påträffa sprickfyllnader av kalcit, på samma sätt som i täckena (sid. 190). Exempel är diabasgångar i Hoting-

Röströmgabbron vid Röström (21G SV, 711760-152260), där vacker grovkristallin kalcit finns i sprickor nära gångarna. Kalciten kan dock här även tänkas ha bildats betydligt senare än diabaserna.

GÅNGBERGARTER

ALLMÄNT

Praktiskt taget alla i länet förekommande djupbergarter kan förutom som massiv också uppträda i form av gångar, vilket framgår av tidigare beskrivningar. Undantag är framför allt anortositerna (jfr sid. 160). Dessutom finns gångbergarter som inte med säkerhet kan sättas i samband med några kända djupbergarter.

I detta avsnitt skall främst de bergarter behandlas, som inte kan hänföras till speciella förekomster av andra eruptivbergarter, och som därför inte beskrivits i tidigare kapitel. De uppträder som distinkta, genomskärande gångar, ofta med kylda randzoner. Med undantag för de äldsta amfibolitgångarna har dessa gångar trängt in efter den svekokarelska veckningen och de serorogena graniterna och pegmatiterna, och de är därför väsentligen ometamorfa och har endast deformerats genom förkastningar. De iakttagna omvandlingarna, som resulterat i bildningen av olika lågtemperaturmineral, är att hänföra till inverkan av sen- eller postmagmatiska lösningar eller till en sen s.k. pålagringsmetamorfos (engelska: *burial metamorphism*). De allra flesta gångarna i länet är av den postjotniska diabastypen som redan beskrivits (sid. 191). Beträffande Sundsvallstraktens alkalina, karbonatitiska och ultramafiska Alnögångar, se sid. 258 ff.

BASISKA GÅNGBERGARTER

De äldsta gångbergarterna i länet är amfiboliter, som med all sannolikhet hör samman med de primorogena djupgrönstenarna (gabbro, diorit) eller med de tidigaste, basiska metavulkaniterna. De uppträder främst i området Härnösand–Nora (17I NV – 18I SV). På berggrundskartan har amfiboliterna markerats med mörkgröna streck på ljusblå botten. I de fall då gångarna klart skär över skiktningen i metagråvackorna, och då således gångkaraktären är entydig, har de gröna strecken lagts i vinkel mot gråvackans mörkblå streckning. I många fall, där blottningen är otillräcklig eller där amfiboliterna ligger konkordant med gråvackans skiktning, är det dock omöjligt att avgöra om det rör sig om gångar eller skikt av ursprunglig basaltlava eller -aska. Gångarna är grönsvarta, fin- till medelkorniga, ibland grovkorniga bergarter. Mineralogiskt domineras de av blekgrönt hornblände. I vanligen väsentlig mängd ingår brun biotit och plagioklas. Sistnämnda är en andesin till labrador, som i växlande grad omvandlats till sericit och epidot och därvid fått sin anortithalt reducerad. Små mängder kvarts,



Fig. 112. Veckad amfibolitgång, diskordant mot skiktningen i välbevarad metagråvacka. Stranden norr om Norrskatan (18I SV, 696655-161990).

Folded amphibolite dike, at a high angle cutting the bedding in well preserved metagreywacke.

titanit m.m. kan förekomma. Prehnit utgör omvandlingsmineral ur biotit. Strukturen är ofta stänglig eller skiffrig eftersom gångarna är veckade (fig. 112) och alltså äldre än de stora svekokarelska deformationsförloppen.

Vid zink-kopparmineraliseringen på Skravelåsen (Rockliden; 20H SO, 707220-157820) finns amfibol-kloritrika gångar i sura metavulkaniter. Gångarna hör sannolikt till åldern nära samman med vulkaniterna (sid. 61).

Gångarna i Härnösand–Noraområdet har endast iakttagits som genomsättningar i metagråvackor, men inte i yngre bergarter, t.ex. primorogena intrusiv. De bör därför vara äldre än de primorogena granitoiderna (tonaliter, granodioriter och graniter), och en nära anknytning till de äldsta gabbrorna eller de basiska metavulkaniterna i trakten är därför sannolik. Ett visst geografiskt samband med dessa bergartstyper kan också noteras. Gångarna utgör således av allt att döma inte någon motsvarighet till de s.k. intraorogena Herrängsgångarna i Uppland–Sörmland–Bergslagenområdet (jfr t.ex. Magnusson 1940), som är yngre än och intrusiva i de primorogena granitoiderna. Gångar av denna åldersställning synes praktiskt taget helt saknas i länet. Möjliga men knappast sannolika exempel på "intraorogena" amfiboliter finns dock på några lokaler i västra Medelpad, bland de som uralitdiabaser betecknade förekomsterna: t.ex. en

gång i ådrad, sur primorogen gnejsgranit sydväst om Länstersjön (17F NV, 693485-145645) samt tre gångar i likaledes sur gnejsgranit söder om Stugusjön (17F NV, 694120-145565). I bägge fallen går smala granitiska ådror från omgivande gnejsgranit in i uralitdiabasgångarna. De är sannolikt bildade genom uppsmältning av sidoberget, antingen vid gångarnas intrusion eller vid en senare regionalmetamorfos. Tolkningen av amfiboliterna som intraorogena är på intet sätt säker, bl.a. därför att i västra Medelpad även yngre diabasgångar genomgående tycks vara starkare uralitiserade än i länet i övrigt (se strukturgeologiska kartan, där uralitdiabasgångar markerats med violett symbol och bokstaven "U"). Särskiljandet av intraorogena och äldre basiska gånggenerationer från yngre, omvandlade diabaser kompliceras av att de förra inte alltid har påpräglats någon tydlig stänglighet eller skiffrighet.

Uralitdiabaser existerar över hela länet, men endast i västra Medelpad i någon större omfattning. De har vanligen en nord–sydlig till nordväst–sydostlig strykning och brant stupning, och skiljer sig från de normala, oomvandlade diabaserna genom sin mer grönsvarta färg och sina dominerande NNV-liga strykningar. Det är möjligt att ett flertal gånggenerationer av uralitdiabas finns, från de äldsta (intraorogena?) till de yngsta (postjotniska). I stort sett förefaller dock gångarna yngre än de serorogena pegmatiterna. Primära drag som kylda randzoner är i flera fall bevarade. I sammanhanget skall nämnas att Sobral (1913) omnämnde gångar av uralitdiabas i både Nordingrågranit och i Ulvödiabasen på Ulvöarna. Dessa gångar är därför med all sannolikhet omvandlade motsvarigheter till länets normala, postjotniska diabaser.

Uralitdiabaserna består mest av vanligt hornblände, plagioklas och biotit. Plagioklasen, som ofta är starkt epidot-sericitomvandlad, är vanligen en andesin, som kan övergå i oligoklas eller albit. Relikt labrador har även iakttagits. Endast i undantagsfall finns relikt klinopyroxen (augit) bevarad. Små mängder kvarts, opakmineral, prehnit, klorit, titanit/leukoxen och apatit ingår.

På några ställen söder om Sundsvall uppträder uralitdiabaser. Vid vattentornet i Svartvik (17H SO, 691240-158075) finns en ca 3–4 m mäktig, flack uralitdiabasskiva vilande på det äldre sidoberget, som består av pegmatit med inneslutningar av ådergnejsig gråvacka. Diabasen är medelkornig, men blir mot kontakten finkornig. Tunna apofyser och parallellgångar finns i sidoberget (fig. 113). Uralitdiabasen består mest av grönt till brunaktigt hornblände med relikt augit (vid kontakten som strökorn), samt av starkt sericit-albitomvandlad plagioklas. Vidare ingår pseudomorfoser efter olivin(?) bestående av kalcit, hornblände, kvarts, biotit och epidot. En liknande flack uralitdiabas finns väster om Stockvik (17H SO, 691510-157860).

På Oljeberget vid Bergafjärden (17H SO, 690740-158700) genomslås ådergnejsiga gråvackor av en uralitdiabas- eller amfibolitgång med en smalare parallellgång. Uralitdiabasen är klart yngre än åderbildningen. Den består av blekgrönt hornblände och brun biotit. Underordnat eller accessoriskt ingår sekundär klorit och leukoxen, vidare starkt sericit-albitomvandlad plagioklas och enstaka strökorn av relikt klinopyroxen (augit).



Fig. 113. Uralitdiabasbädd (överst) med parallellgångar i pegmatit. Svartviks vattentorn (17H SO, 691240-158075).

Sheet of uralite dolerite with parallel dikes in pegmatite.

Några speciella typer av uralitdiabas och besläktade bergarter förtjänar omnämnande. Vid länsgränsen mot Jämtland norr om Vattensjön (17F NO, 694410-147770) finns en 1,5 m mäktig horisontell gång av en porfyritisk diabas (monzodiabas eller monzodiorit) med parallellorienterade prismatiska strökorn av grönt till brungrönt hornblände. Grundmassan, som är helt massformig, domineras av hornblände och plagioklas (zonerad andesin med 30–50% An), med ett betydande inslag av kalifältspat. Små mängder av opakmineral (mest svavelkis), biotit och epidot ingår. Hornbländeströkornen är utan tvivel primära, men gången har ändå (av praktiska skäl) betecknats som uralitdiabas på strukturgeologiska kartan. Kemisk analys återfinns i tab. 1 nr 226.

Ca 5 km nordväst om Kläppsjö (20H SV, 706700-156660) finns tre decimeterbreda gångar av uralitdiabas (amfibolit) i en gråvit, serorogen granit. Till skillnad från andra uralitdiabaser visar de en tydlig skiffrig till stänglig struktur. Mineralogiskt dominerar plagioklas (ca 35% An), grönt till gulgrönt hornblände och brun biotit. Underordnat ingår kvarts och klorit. Liksom i föregående fall är både åldersställning och eventuell samhörighet med andra gångar oklara. Förskiffringen tyder dock på att gångarna inte kan vara väsentligt yngre än omgivande granit.

En ovanlig typ av omvandlad diabas (betecknad som uralitdiabas på strukturgeologiska kartan) uppträder väster om norra delen av Stor-Degersjön (19I SV, 701250-



Fig. 114. Diabasgång i primorogen granodiorit–tonalit. Gången genomslås av pegmatitgångar hörande till Revsundsgraniten. 500 m söder om Degerforsens kraftstation i Ångermanälven (20H SV, 707060-156030).

Dolerite dike in primorogenic granodiorite–tonalite. Pegmatite dikes from the Revsund granite cut the dolerite.

160935). Diabasen är lätt plagioklasporfyritisk. I grundmassan dominerar grönbrun stilpnomelan, klorit och plagioklas (oligoklas). Underordnat ingår opakmineral och leukoxen. Små rundade hålrumsfyllnader förekommer. De innehåller främst kvarts, stilpnomelan och hornblände. Uppträdandet av stilpnomelan i en omvandlad diabas (Hälleforsgången i Sörmland) har av Lopez-Montano (1984) tolkats bero på en ickedeformativ metamorfos, antingen som en senmagmatisk (deuterisk) eller som en regionalmetamorf omvandling.

Vid utloppet från Degerforsens kraftstation i Ångermanälven (20H SV, ca 70708-15603) finns ett tiotal gångar av en speciell diabastyp tillsammans med normala,

postjotniska diabasgångar. De genomslår med kylningskontakt en grå, massformig eller lätt gnejsig, kontaktomvandlad primorogen granodiorit till tonalit, men klipps själva av Revsundsgranit och en med denna eventuellt samhörig pegmatit med aplitgranit (fig. 114) samt av postjotnisk diabas. Relationerna till en del gråvita Härnögranitliknande intrusioner, som också förekommer här, är dock mer oklara. Den primära mineralogin i gångarna vid Degerforsen är relativt väl bevarad. Plagioklas (andesin med ca 45–50% An) utgör huvudmineral. I väsentlig mängd ingår klinopyroxen (augit) och ortopyroxen. Särskilt den sistnämnda är delvis omvandlad till uralitiskt hornblände och serpentin/klorit. Vid stark omvandling har de mörka mineralen överförts till blekgrönt hornblände (aktinolit). Bergarten är då mörkare än i friskt tillstånd. Underordnat ingår brun biotit. Accessorier är apatit, kvarts, mikroklin (som antipertitiska fläckar i plagioklas) samt sekundärmineralen epidot, sericit och leukoxen. Texturen är ofitisk till subdoleritisk. Att notera är, att plagioklasen vanligen inte har den för diabaser karakteristiska listformen utan är mer ekvidimensionell. Speciellt genom förekomsten av ortopyroxen och den högre åldern jämfört med Revsundsgraniten skiljer sig de äldre diabaserna vid Degerforsen från länets postjotniska gångar. På den strukturgeologiska kartan har de markerats med violett symbol och bokstaven Ö (för "övriga diabaser").

I vissa av länets diabasgångar framträder en tydlig plagioklasporfyritisk textur i fält. Till stor del kan dessa gångar på grund av sitt geografiska uppträdande sättas i samband med de rapakiviartade massiven på Rödön och vid Nordsjö. Sådana diabaser har på strukturgeologiska kartan markerats med bokstaven "R" vid den violetta symbolen. De har beskrivits tidigare (sid. 153 och 156). Emellertid förekommer också porfyritiska diabaser utan geografisk anknytning till nämnda massiv, och har då i stället markerats med bokstaven "P" vid diabastecknet. I princip kan sådana gångar på grundval av sin mineralogi uppfattas som porfyritiska (mer kristalliserade och kanske fraktionerade) varieteter av de normala postjotniska diabasgångarna, som beskrivits tidigare (sid. 191). De kan även tänkas utgöra avlägsna utlöpare av Rödö- och Nordsjöbergarterna, eller höra till djupare belägna likartade massiv. Möjligheten att vissa gångar hör ihop med Revsundsgraniten, som ju har vissa drag gemensamma med de från stora djup kommande rapakiviartade graniterna, måste också beaktas.

De porfyritiska diabasgångarna kännetecknas som nämnts av strökorn av plagioklas, som kan nå centimeterstorlek. Mindre strökorn av mer eller mindre starkt omvandlad klinopyroxen (augit), eventuellt även av olivin, förekommer också. Grundmassan domineras av plagioklas och augit tillsammans med mer underordnad omvandlad olivin(?), biotit och opakmineral. Bland de sistnämnda märks magnetkis. Vanligen ingår ett betydande inslag av olika sekundärmineral som serpentin, karbonat, sericit, epidot, prehnit, pumpellyit, aktinolit och leukoxen. Plagioklasen i både strökorn och grundmassa är ofta starkt omvandlad och blir då grönaktig. Den har också albitiserats i växlande grad och därvid fått sammansättningar mellan andesin och albit. Frisk plagioklas har anortithalter mellan 50 och 60% (labrador).

I de porfyritiska diabaserna finns ibland små hålrumsfyllnader (mandlar) av klorit, karbonat, kvarts, prehnit och pumpellyit i olika kombinationer. Detta visar att intrusionsdjupet varit ringa.

Exempel på porfyritiska diabasgångar finns i trakten av Junsele, på Ramsön i Betarsjön (20H SV, 707010-155250) och norr invid Rensjön (20H SV, 706020-155305). I sistnämnda fall uppträder en porfyritisk gång tillsammans med fem icke-porfyritiska diabaser strykande i ONO–VSV.

Slutligen skall nämnas att marinseismiska undersökningar visat en avlång, nordnordvästlig struktur utan interna reflektorer i havet ca 25 km öster om Sundsvall, i ett område där sannolikt ordoviciska kalkstenar anstår. Strukturen kan tolkas som en diabasgång av postordovicisk ålder (Axberg 1980).

SURA OCH INTERMEDIÄRA GÅNGBERGARTER

Bland de sura och intermediära gångarna märks främst sådana som är knutna till Rödö-, Nordsjö- och Ragundamassiven och deras omgivningar. De har beskrivits tidigare (sid.156, 153 och 145). På några ställen i länet finns dessutom gångbergarter av sur eller intermediär sammansättning, som inte direkt kan kopplas till något känt massiv av djupbergarter. Hit hör ett flertal gångar i området mellan Nordingrå- och Ragundamassiven samt några gångar i västra Medelpad. De har betecknats med lilaröd färg eller "Gp" på strukturgeologiska kartan.

Gångarna mellan Nordingrå- och Ragundamassiven finns framför allt i trakten Nyland–Västansjö (18H NO). De liknar dem som finns i och kring Rödögraniten och i viss mån dem kring Nordsjömonzoniten. Speciellt framträdande är granitporfyrer, som eventuellt tillhör en och samma gång och som finns blottade t.ex. på Sels-Vitberget (18H NO, 699030-158975), nordväst om Nyland (18H NO, 699120-159760 och 699105-159580) och på östra delen av Döraberget (18H NO, 699005-158560). På förstnämnda lokal är granitporfyrgången 12 m bred och till färgen rödgrå eller röd. Kontakterna är täta och mörka på grund av snabbare avkylning av magman. Strökornen utgörs av centimeterstora kristaller av pertit (utan tydliga mikroklintvillingar) och millimeterstora korn av rundad, korroderad kvarts. Mer underordnat finns albittavlor (ibland pertitmantlade) och aggregat av mörkgrön, sekundär, järnrik klorit, opakmineral m.m. Grundmassan är finkornig, grovt mikropoikilitisk eller granofyrisk och består av kvarts, alkalifältspat och mörkgrön, järnrik klorit. Små mängder av zirkon, kalcit, opakmineral och flusspat ingår.

Nordväst om Nyland är granitporfyren delvis lik den på Sels-Vitberget men delvis (östra lokalen; se tab. 1 nr 229) mer småporfyrisk och närmar sig nedan beskrivna kvartssyenitiska gång på Döraberget i sammansättning och textur. På den västligare lokalen (Hallberget) förekommer sfäruliter i grundmassan.

På västra delen av Döraberget vid Valasjön (18H NO, 699005-158505) finns i strykningsriktningen för ovannämnda granitporfyrer en gråsvart, kvartssyenitisk gång med små vita till skära, korroderade mineralfragment (xenokrister) av kalifältspat och kvarts, delvis i granofyrisk sammanväxning. Grundmassan består av kalifältspat, plagioklas (andesin?), mörkgrönt till blågrönt hornblände och (sekundär) järnrik klorit. Hålrumsfyllnader av hornblände, klorit, kalcit och kvarts förekommer. Kemisk sammansättning ges i tab. 1 nr 228. Sannolikt har bergarten bildats genom blandning av en sur och en basisk magma (jfr sid. 165).

En gråsvart, monzonitisk gång uppträder i en vägskärning i trakten av Långsele (19H SV, 700695-156560). Gången är porfyrisk, med millimeterstora strökorn av plagioklas, augit och opakmineral. Xenokrister av korroderad kvarts finns också. I grundmassan, som är mikrokristallin, dominerar en delvis antipertitisk plagioklas (andesin), kalifältspat, augit och sekundär klorit. Underordnat finns karbonat, opakmineral, kvarts m.m. Den kemiska sammansättningen framgår av tab. 1 nr 227.

Till de sura gångarna hör sannolikt också en tät, obetydligt fältspatporfyrisk bergart som uppträder i metagråvackorna på Gransjöåsen öster om Helgumssjön (19H SV, ca 7008-1557), enligt muntligt meddelande 1986 från Öivind Toverud och Kjell Gustavsson, LKAB. Bergarten har inte markerats på strukturgeologiska kartan. Den ligger enligt uppgift som ett konformt, 3–4 m mäktigt lager i gråvackorna, och utgör därför sannolikt en lagergång. Bergarten består mest av kvarts, alkalifältspat (kalifältspat och albit), samt av mer underordnad amfibol(?), sericit och flusspat. Sistnämnda mineral uppträder så rikligt att bergarten blir gråviolett till färgen. Ett analysprov visar 2,4% fluor.

I västra Medelpad finns i området strax väster om Holmsjön (17F NV och SV) på flera ställen gångar av strökornsfattig eller -fri mikrogranit med övergångar till granitporfyr (se strukturgeologiska kartan). Gångarna är genomgående granitiska till sin sammansättning. De kan möjligen genetiskt höra ihop med Rätangraniten (sid. 128), men åldersställningen är oklar. Till skillnad från de tidigare nämnda gångarna av granitporfyr är kalifältspaten en mikroklin med tydliga gallertvillingar. Huvudmineral är kvarts, mikroklin och plagioklas (vanligen ca 20–35% An). Underordnat ingår mörkbrun biotit, klorit och muskovit, accessoriskt zirkon, kalcit, opakmineral, prehnit och klorit (ur biotit), epidot och sericit (ur plagioklas). Endast en svag antydan till porfyrstruktur kan i de flesta fall ses i mikroskop, markerad av glest inströdda, maximalt 1 mm stora kvarts-, fältspat- och biotitströkorn. Biotitkristallerna kan sällsynt bli centimeterlånga. Grundmassan är finkornig, granofyrisk till mikropoikilitisk. Vid kontakten är den tätare och mörkare (kylningseffekt). En kemisk analys ges i tab. 1 nr 230.

FJÄLLRANDENS BERGGRUND

(av D.G. Gee, R. Kumpulainen och L. Karis)

INLEDNING

Västernorrlands län sträcker sig enligt den gamla länsindelningen mot nordväst upp till den kaledoniska fjällkedjans lågland, där berggrunden består av endast ringa omvandlad (metamorfoserad) sedimentär berggrund. Kvartsiter, mörka skiffrar och gråvackor är dominerande bergarter. Dessa är veckade och överskjutna mot sydost över det prekambriska kristallina underlaget. Den höglänta terrängen norr om Kyrk-Tåsjö (21G, 4a) består av hårda, vita till grå, rena kvartsiter, som väster om Gamm-Karbäcken (tidigare Karbäcken, 21F, 7j) i den ytnära berggrunden ersätts av gråvackor och grå skiffrar, vilka dominerar berggrunden fram till nordväständen av Tåsjön. I det senare området, nordväst om Norråker (21F, 7148-1490), uppträder kvartsiterna igen i en stor antiklinal. Kvartsiterna underlagras av tilliter och röda arkoser sydväst om Korsselet och på Midsommarfjället (21F–22F, 7150-1477).

En tydlig bergsbrant som på Tåsjöberget (21G, 4-5b) markerar fjällkedjans nuvarande erosionsfront mot öster. Här finner man kvartsiterna på mjukare, veckade, svarta skiffrar. Den bästa jordbruksmarken i denna trakt finns längs Tåsjön, särskilt där jorden har sitt ursprung i den svarta skiffern med tillhörande kalkstenar (orstenar). De fattigare jordarna, uppkomna ur kvartsiter och gråvackor, är i allmänhet skogbevuxna eller täckta av myrmarker.

Den kaledoniska berggrunden i Västernorrland, som utgör endast en liten del av Kaledoniderna i Skandinavien (fig. 115), räknas till den undre skollberggrunden (Kulling, i Strand och Kulling 1972, Gee och Zachrisson 1979). Regionalt sett är den undre skollberggrunden överlagrad av andra tektoniska enheter, t.ex. Offerdals-, Särv- och Seveskollorna, som har sitt ursprung i områden väster om gränsen mellan Sverige och Norge.

De stratigrafiska och strukturgeologiska huvuddragen klarlades genom tidig översiktskartering av Tåsjötrakten under andra halvan av förra seklet. Viktiga revideringar utfördes under 1930-talet, men mera detaljerade kunskaper om stratigrafi, sedimentologi och strukturer, vilka är viktiga för spårandet av eventuella naturresurser, har erhållits först under 1960- och 1970-talen. Utbyggnaden av vattenkraften i älvsystemen Sjoutälven och Saxälven i länets nordvästligaste hörn gav ny information i form av borrhåls- och tunneldata (Asklund 1959, Asklund 1960a). Malmletning, i första hand avseende bly- och zinksulfider i kvartsiter, bidrog till lokal information i området mellan Tåsjöns södra del och Ormsjön, särskilt kring Lövstrand (21G, 7141-1508) och Bellviksberget (Frostberget; 21G, 7134-1509; Grip 1941, Du Rietz 1960, Grip och Frietsch 1973). Dessa undersökningar gav också värdefull regional, geofysisk information, t.ex. i form av radiometriska och elektromagnetiska (slingram-)kartor (se Gee 1972). Prospektering efter uran i de kambro-ordoviciska skiffrarna, som utfördes

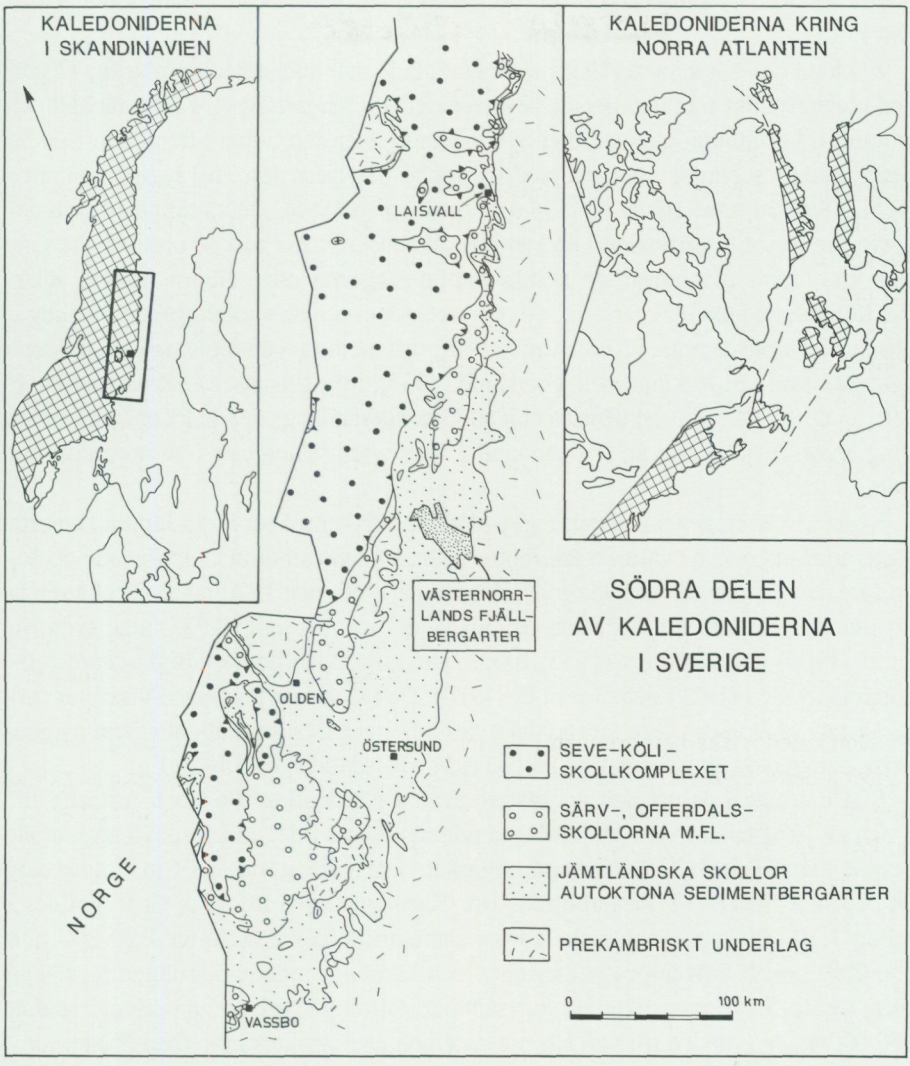


Fig. 115. Fjällberggrunden inom Västernorrlands län i sitt regionala sammanhang.
Regional context of the Västernorrland Caledonides.

av AB Atomenergi (Armands 1972) och senare av Sveriges geologiska undersökning, bidrog med mycket ny information om den yngre delen av denna sedimentära lagerserie. I samband med uranletningen utfördes kärnborrningar, flygmagnetiska mätningar samt lokalt elektromagnetiska markmätningar (slingram) och elektrisk sondering (se Gee 1972, Gee m.fl. 1978, Hesselbom 1980). En refraktionsseismisk experi-

mentprofil gav ny information om berggrundens djupstruktur (Lund 1979, Palm 1984).

Asklund och Thorslund (1935) sammanfattade den lokala geologin kring Tåsjön med utgångspunkt från detaljerade beskrivningar av bergartstyper, fossilinnehåll och strukturer. Författarna gav också en god översikt över den tidiga litteraturen från de första rekognoscerande arbetena på 1870- och 1880-talen fram till regionala kartor över fjällkedjan (t.ex. Högbom 1894 och Törnebohm 1896). Dessa tidiga arbeten beskriver de första fossilfynden i de kambriska alunskiffrarna och de ordoviciska gråvackorna, samt diskuterar de skilda uppfattningarna om åldern hos de ickefossilförande sedimentbergarterna, d.v.s. kvartsiterna och de underliggande rödaktiga, fältspatrika sandstenarna. På motsvarande sätt diskuteras även problemen om traktens regionala struktur. Asklund och Thorslund (1935) drog slutsatsen att kvartsiterna är äldre än de svarta (alun-)skiffrarna och att kvartsiterna längs den kaledoniska fronten kring Kyrk-Tåsjö dessutom är överskjutna flera tiotals kilometer från nordväst mot sydost.

Figur 116 är en generaliserad, regional geologisk karta över norra Jämtland, norra Västernorrland och sydvästra Västerbottens län, som visar hur man uppfattade geologin före den intensiva prospekteringsperioden på 1960- och 1970-talen. Strukturen är illustrerad i profiler i fig. 117, som omfattar inte bara Asklunds (1935) utan även Du Rietz' (1960) och Kullings (1955) tolkningar samt även de betydligt senare tolkningarna av Gee (1972) och Gee m.fl. (1978). De två senare profilerna visar hur förståelsen av särskilt de djupa kaledoniska strukturerna har ändrats allt eftersom ny geofysisk och geologisk information inklusive borrhålsdata blivit tillgänglig.

SGUs arbete i denna del av Västernorrland påbörjades 1969 och fortsatte till mitten av 1970-talet. I syfte att klarlägga utbredningen av det underordoviciska, uranförande lagret kring Tåsjön fortsatte regional kartläggning mot SSV in i Jämtlands län och mot NNO in i Västerbottens län. Kartläggningen utfördes på flygbilder i skalan 1:20 000, och geologiska kartor sammanställdes i skalorna 1:20 000 och 1:50 000. Lokalt krävde prospekteringen och kärnborrningarna kartläggning i ännu större skala. Den ovan nämnda kartsammanställningen på ett underlag i skalan 1:50 000 utgör grunden till den här presenterade geologiska kartan över Västernorrlands län i skalan 1:200 000. En stor del av materialet i opublicerade rapporter från företag och SGU från 1960- och 1970-talen har sammanställts och publicerats under 1970-talet (Gee 1972, Gee m.fl. 1974 och 1978) och in på 1980-talet (Thelander 1981, Kumpulainen m.fl. 1981, Kumpulainen 1982). Dessa sammanfattande publikationer utgör basen till de tolkningar som presenteras här.

Dagens uppfattning av fjällkedjans regionala geologi i norra Jämtland, Västernorrland och sydvästra Västerbotten illustreras av fig. 118. Detaljerad kartläggning integrerad med geofysiska mätningar (särskilt elektromagnetiska anomalier) ger en god kontroll över den regionala utbredningen av bergarterna. En jämförelse mellan fig. 118 och fig. 116 avslöjar stora ändringar i tolkningen av både struktur och stratigrafi.

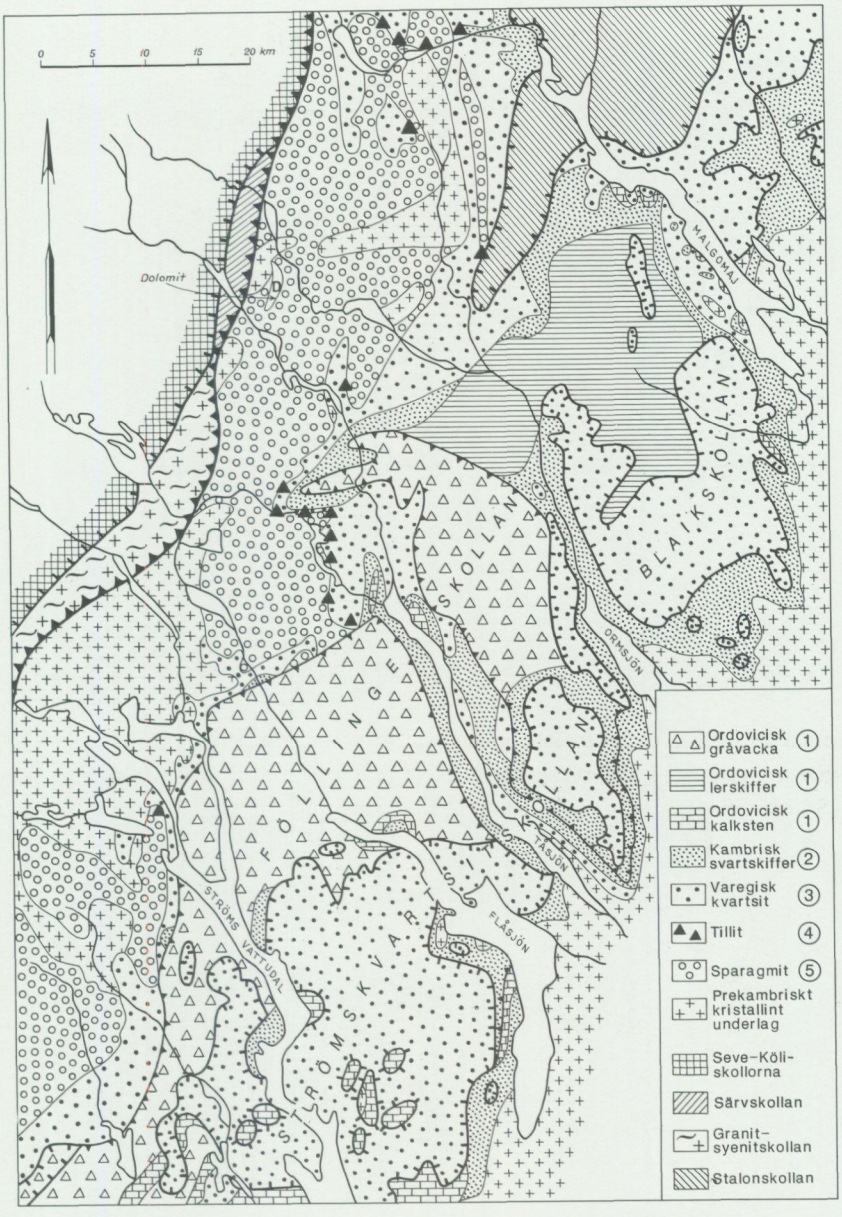


Fig. 116. Geologisk karta från Ströms vattudal till Malgomaj, något förenklad från "karta över Sveriges berggrund, 1958" i skala 1:1 000 000 (Magnusson m.fl. 1960, 1962).

Geological map of the area from Ströms vattudal to Malgomaj, taken (with minor modifications) from the 1:1.000.000 map of the pre-Quaternary rocks of Sweden (1958).

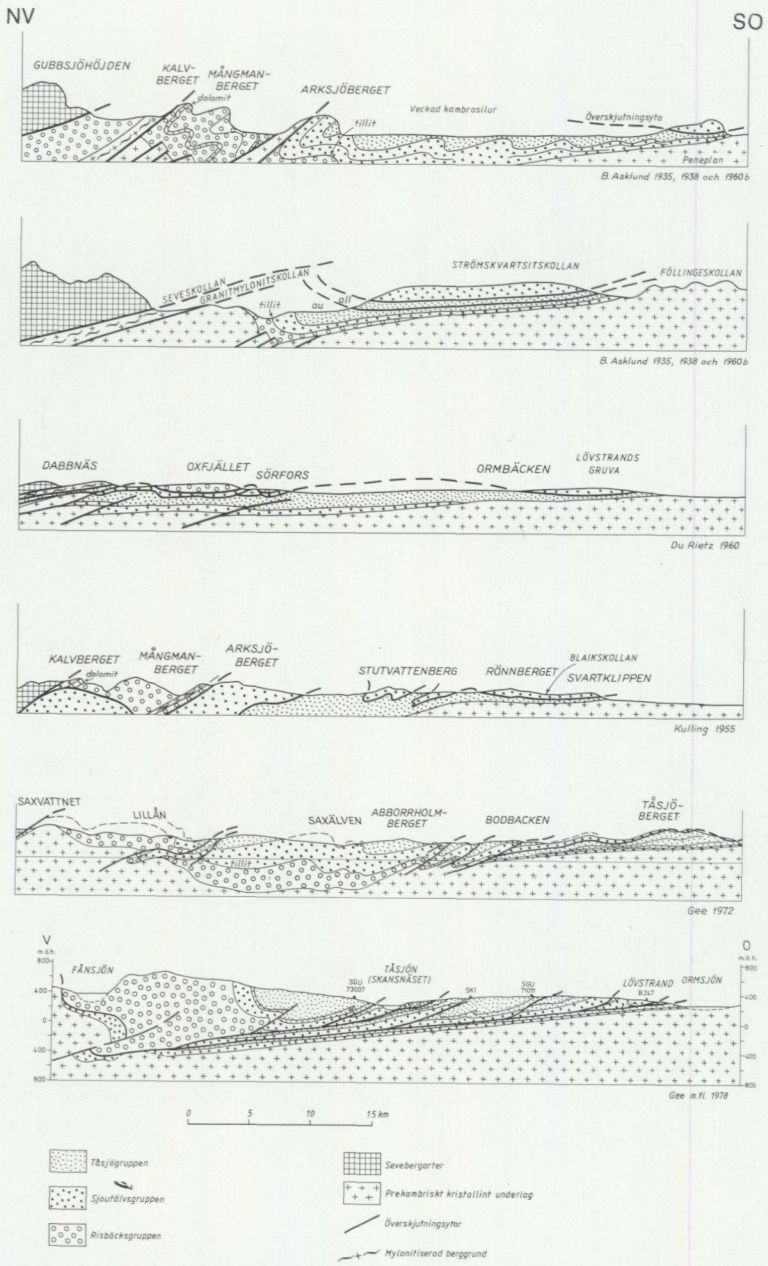


Fig. 117. Tidigare publicerade geologiska profiler över fjällranden i norra Jämtlands, Västernorrlands och sydvästra Västerbottens län illustrerar de varierande tolkningarna av områdets strukturella uppbyggnad.

Previously published sections through the Caledonian Front of northern Jämtland, Västernorrland and southwestern Västerbotten Counties, illustrating alternative interpretations of the structure.

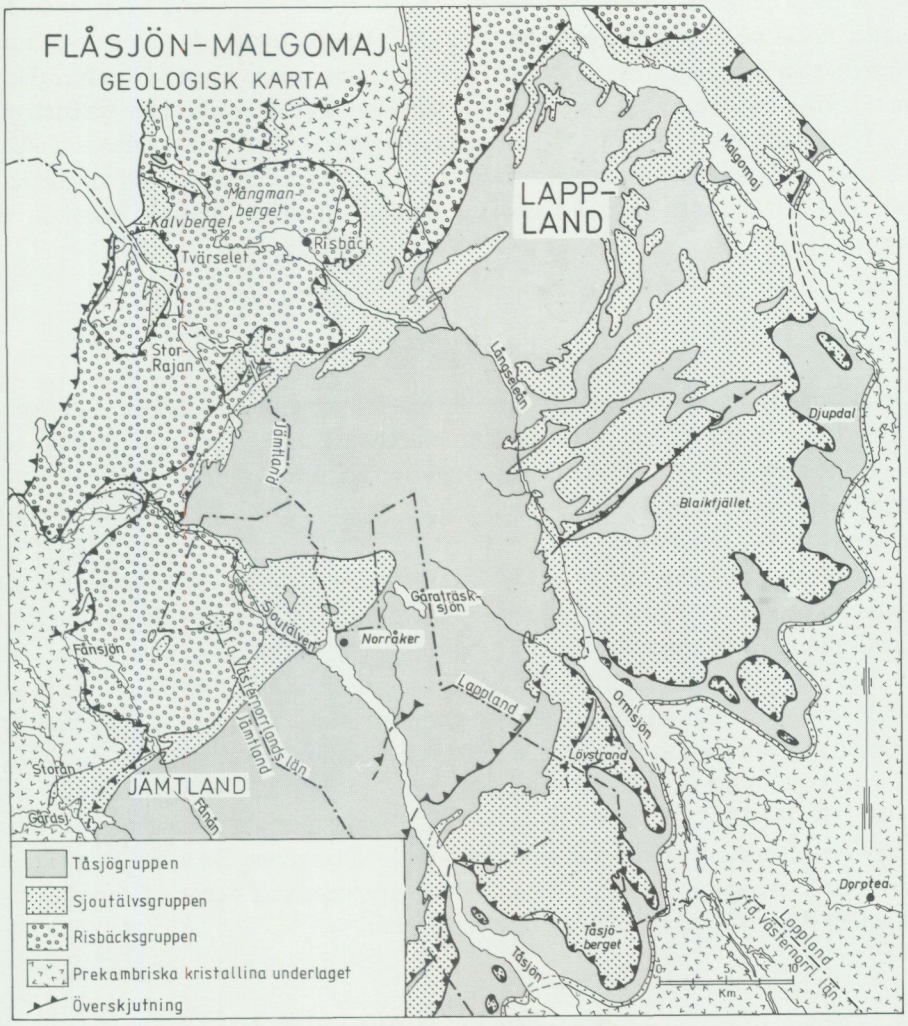


Fig. 118. Geologisk karta över delar av norra Jämtlands, Västernorrlands och västra Västerbottens län.

Geological map of parts of northern Jämtland, Västernorrland and western Västerbotten Counties.

Något som med tiden blivit uppenbart är att de överskjutna kvartsiterna längs fjällranden (i den äldre litteraturen benämnda Ströms kvartsitskolla och Blaikskollan) inte ligger över de kambro-ordoviciska skiffrarna och gråvackorna (Föllingeskollan enligt Asklund i fig. 116). I stället bildar kvartsiterna tillsammans med de kambro-ordoviciska bergarterna en sammanhängande lagerföljd som senare delats upp av ett flertal flacka överskjutningsytor. Dessa ingår i ett och samma skollkomplex.

Kärnborrningarna genom den överskjutna sedimentära lagerserien visar att denna ligger flackt på en regional överskjutningsyta, golvförkastningsyta (engelska: *sole thrust*), som kan följas från sydost mot nordväst åtminstone fram till Norråker (Gee m.fl. 1978), varifrån den med största sannolikhet fortsätter vidare in under fjällkedjan.

Föreliggande beskrivning av fjällkedjans bergarter inom Västernorrlands län behandlar stratigrafi och geologiska strukturer i området och summerar i ett särskilt kapitel (sid. 297) de ur ekonomisk synpunkt väsentliga mineraliseringarna i denna lagerserie.

STRATIGRAFI

Omfattande karteringsinsatser och ingående beskrivningar av lagerföljden i Tåsjöområdet lade grunden till att den inbördes ordningen mellan de enskilda formationerna kunde klarläggas (fig. 119): de röda sandstenarna kring Midsommarfjället (underst i lagerföljden) överlagras av tilliter och därefter av kvartsiter och skiffrar samt (överst) av svarta skiffrar och gråvackor.

Tre stratigrafiska huvudenheter har definierats (Gee m.fl. 1974): Risbäcksgruppen (röda arkoser och siltstenar), Sjoutälvsgruppen (tillit, kvartsiter och konglomerat samt siltstenar och lerstenar) och Tåsjögruppen (svarta skiffrar samt gråvackor och grå skiffrar). Den mäktigaste och mest kompletta lagerföljden är lokaliserad till området NNV om Tåsjön, där alla de tre nämnda grupperna finns tillgängliga. Sekvensen är bevarad i en stor nordostligt stupande antiklinal, Sjoutälvsantiklinalen (se Gee 1972). Strax väster om det aktuella kartområdet (kring Stensjön, 22F, 7153-1471, och Fånsjön, 21F, 7147-1471, i Jämtland, se fig. 118) kan hela denna sedimentära sekvens visas vara överskjuten över prekambriska kristallina bergarter. De senare överlagras lokalt av kvartsiter och skiffrar, d.v.s. Risbäcksgruppens sandstenar vilar med överskjutningskontakt över Sjoutälvsgruppens bergarter.

RISBÄCKSGRUPPEN

Risbäcksgruppen (Kulling 1972) utgör berggrunden i flera isolerade områden, såväl i Västernorrlands län som i de angränsande länen. Risbäcksgruppen är den bergartsenhet som i tidigare litteratur kallades sparagmiter, sparagmitformationen m.m. (Asklund 1935, 1960b, Kulling 1942). Den utgör den understa och äldsta sedimentära enheten inom fjällberggrunden i denna trakt. Den avsattes för ca 800–650 miljoner år sedan. På enstaka lokaler ses Risbäcksgruppen överlagra granitoider av tidigproterozoisk ålder.

I typområdet, väster och sydväst om Risbäck (22F, 7177-1487), beläget ca 2–3 mil norr om Korsselet (22F, 7153-1482), indelas Risbäcksgruppen i fyra formationer (Gee m.fl. 1974, Kumpulainen 1982): Stor-Rajaformationen, Tvärseleformationen,

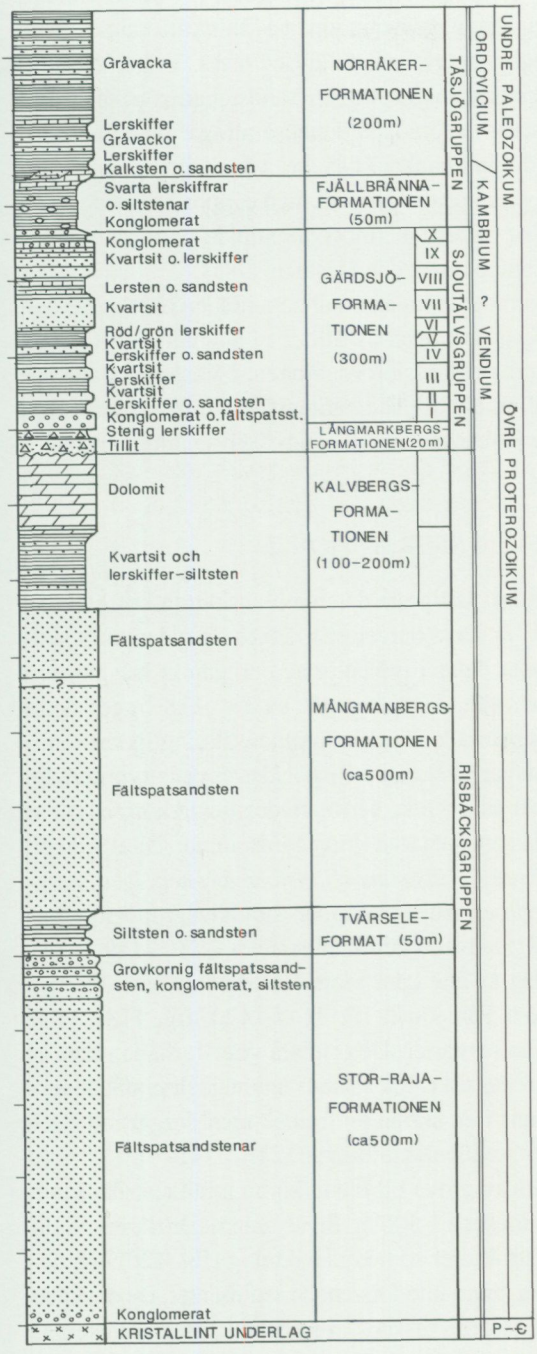


Fig. 119. Stratigrafiskt schema för fjällberggrunden i Västernorrland och angränsande områden.

Stratigraphy of the Caledonian rocks of Västernorrland and neighbouring areas.

Mångmanbergsformationen och Kalvbergsformationen (fig. 119). Av dessa enheter utgörs Stor-Rajaformationen och Mångmanbergsformationen av fältspatförande, något omvandlade sandstenar, som ursprungligen avsatts som älvsediment. Tvärseleformationen domineras av siltstenar och lerstenar med inslag av sandstenar, som sannolikt avsatts genom sedimentation i sjöar eller isolerade vattenansamlingar på en älvslätt. Kalvbergsformationen domineras av dolomitbankar (1–5 dm) växellagrande med silikatrika skikt. Formationen anses ha avsatts på en kustslätt med evaporitbildningar, då pseudomorfoser efter gips och anhydrit påträffats i motsvarande dolomitbildningar i södra Norge respektive Härjedalen (Kumpulainen och Nystuen 1985).

Trots att Risbäcksgruppen idag uppträder inom ett antal delområden överlagras den genomgående av Sjoutälvsgruppen, d.v.s. antingen av tilliter i Långmarkbergsformationen eller av de ännu yngre kvartsiterna i Gärdsjöformationen. I Västernorrland har man identifierat en särskild stratigrafisk enhet (Midsommarfjällsformationen), som kan korreleras med Risbäcksgruppen i Risbäcksområdet och beskrivs närmare nedan.

MIDSOMMARFJÄLLSFORMATIONEN

Risbäcksgruppen förekommer inom nordvästligaste delen av länskartan kring berget Midsommarfjället (21F–22F, 7150-1477). Dess bergarter sträcker sig vidare mot sydväst och bildar ett cirkulärt område som delas i två delar av den gamla länsgränsen mellan Västernorrlands och Jämtlands län. Som framgår av fig. 118 ligger detta område skilt från Risbäcksgruppens typområde. Till sin sammansättning liknar sandstenarna kring Midsommarfjället motsvarigheterna i Risbäcksgruppens typområde. Skillnader finns dock i sedimentologiskt hänseende, varför en detaljerad korrelation är osäker. Av detta skäl betraktas de röda sandstenarna kring Midsommarfjället som en separat enhet. *Vi föreslår att den benämnes Midsommarfjällsformationen.* Dess bergarter ligger i stort sett konkordant med och stupar in under Sjoutälvsgruppens sedimentbergarter kring Korsselet (22F, 7153-1482) och Klingerselet (21F, 7149-1484). Midsommarfjällsformationens underlag är inte känt inom Västernorrlands län, men mot sydväst, i Jämtlands län söder om Fånsjön (21F, 7147-1470, fig. 118), vilar dessa sandstenar på skivor av granitoida bergarter. De primära gränsförhållandena är dock inte bevarade utan har påverkats tektoniskt. Både sandstenarna och granitskivorna, som nämnts ovan, ingår tillsammans i en skolla av framskjuten berggrund (Gee m.fl. 1978, sid. 31) och vilar på Bygdvattenöverskjutningen (21F, 7142-1471).

Midsommarfjällsformationen utgörs av grova till medelkorniga fältspatrika sandstenar med varierande mäktighet, som mest ca 1 500 m. Sandstenarna är rödbruna till färgen och uppvisar primära sedimentstrukturer som korsskiktning (fig. 120) och deformationsstrukturer bildade i det mjuka, ännu inte förstenade sedimentet. De enskilda lagren är linsformiga och varierar från 1–2 dm till ca 2 m i tjocklek, medan linsernas vidd varierar från ett par meter till åtminstone 20 m.



Fig. 120. Korsskiktad sandsten i Midsommarfjällsformationen, nedanför dammen vid Korsselet (22F SV, 71520-14818). Måttstockens vertikala del är 0,5 m lång. Foto R. Kumpulainen.

Trough cross-bedded sandstone of the Midsommarfjället Formation, below the dam at Korsselet. The vertical part of the scale is 0.5 m.

Formationens sandstenar domineras mineralmässigt av kvarts, fältspat och finkorniga sura vulkaniter, d.v.s. ryolitiska porfyrer. Såväl grusiga skikt som lager med isolerade bollar av porfyrer och grovkristallin kvarts i en mellanmassa av sand är vanliga. Bollarnas storlek är vanligtvis någon eller några centimeter. Den största observerade bollen är omkring 10 cm i diameter. Porfyr- och kvartsbollar är i regel mycket väl rundade. Även enstaka kantigare bollar/fragment av slamsten förekommer.

Midsommarfjällsformationen är troligen bildad på en älvslätt, där vattenflödet var förgrenat i ett flertal aktiva älvkanaler. Inga dramatiska variationer i bergartstyp kan iakttagas inom denna formation, vilket tyder på att områdets relativa sänkning och den rådande sedimentationen varit i jämvikt (Kumpulainen 1982).

SJOUTÄLVSGRUPPEN

Sjoutälvsgruppens primära kontakt mot den underliggande Midsommarfjällsformationen är väl blottad strax norr om Korsselet och längs Sjoutälven omedelbart sydost om Klingerselet (21F, 7149-1484).

Sjoutälvsgruppen indelas i två formationer: Långmarkbergsformationen och Gärdsjöformationen (fig. 119). Den förra domineras av glaciogena avsättningar, d.v.s. tilliter (fossila moräner) och fossila blockleror, och den senare av marina grundvattensediment bestående av enheter av kvartssandsten (kvartsiter), som är delvis konglomeratiska, samt enheter som domineras av siltstenar och leror (skiffrar).

LÅNGMARKBERGSFORMATIONEN

Långmarkbergsformationen förekommer inom länskartans område som en tunn enhet mellan Midsommarfjällsformationen och Gärdsjöformationen längs Sjoutälven, uppströms och nedströms från Korsselet (22F, 7153-1482) (Asklund och Thorslund 1935, Thelander 1981). Klaster (bergartsfragment) från underliggande sandstenar i Midsommarfjällsformationen förekommer lokalt i Långmarkbergsformationen, vilket tyder på att Risbäcksgruppens bergarter eroderats före avsättningen av täckande avlagringar. Vid Hansselet (22F, 71580-14750), uppströms Sjoutälven från länsgränsen till Jämtland, har man funnit en lokal med vinkeldiskordans mellan de röda sandstenarna i Midsommarfjällsformationen och tilliterna i Långmarkbergsformationen (fig. 121a), vilket kan tolkas som en viss, lokal tippning av de äldre sandstenarna före avsättningen av Sjoutälvsgruppen. Förekomsten av isräfflor i Långmarkbergsformationens underlag har rapporterats av Asklund (1960b), men inte entydigt bekräftats (se Thelander 1981).

Långmarkbergsformationen når en största mäktighet av några tiotal meter. Den har en oregelbunden utbildning och kilar ut mot öster. Den kan generellt sett indelas i två enheter. Den undre domineras av osorterade konglomerat med en sandig grundmassa, avsatta under eller i närheten av en inlandsis. Bollmaterialet i denna fossila, förstenade, morän (tillit) härrör huvudsakligen från den lokala berggrunden, d.v.s. Midsommarfjällets sandstenar. Andelen av kristallint urbergsmaterial (granit, gnejs, grönstenar) ökar uppåt inom formationen. Fragmentens form varierar från kantig till väl rundad. I denna osorterade bergart (fig. 121b) förekommer underordnade skikt av väl sorterat sediment representerande sådant material som transporterats av rinnande vatten.

Den övre delen av Långmarkbergsformationen utgörs av en i huvudsak siltig–lerig, tydligt laminerad del, som också innehåller varierande mängder isolerade stenar upp till en halv meter i diameter, som slumpmässigt är spridda i den finkorniga bergarten. Troligen har dessa stenar flottats ut infrusna i drivande isberg. Vid isens avsmältning har stenarna (engelska: *dropstones*) fallit ner i det mjuka, leriga–sandiga sedimentet, som deformerats (fig. 121c).



Fig. 121a. Diskordans mellan vertikalt stående lager i Midsommarfjällsformationen och lagrade, glaciogena bergarter i Långmarkbergsformationen på södra stranden av Hansselet (22F, 1e), strax utanför länskartans område. Foto T. Thelander.

Unconformity between vertically dipping Midsommarfjället Formation sandstones and stratified basal diamictites of the Långmarkberg Formation. Location on the southern shore of Hansselet, northwest of the Västernorrland map area.



Fig. 121b. Osorterad, massiv diamiktit (tillit) i Långmarkbergsformationen. Väghäll vid Korsselbränna (22F, 1g, 71551-14823). Foto Th. Lundqvist 1959. Kniven är 9 cm lång.

Unsorted massive diamictite (tillite) of the Långmarkberg Formation. Road section near Korsselbränna. The knife is 9 cm long.

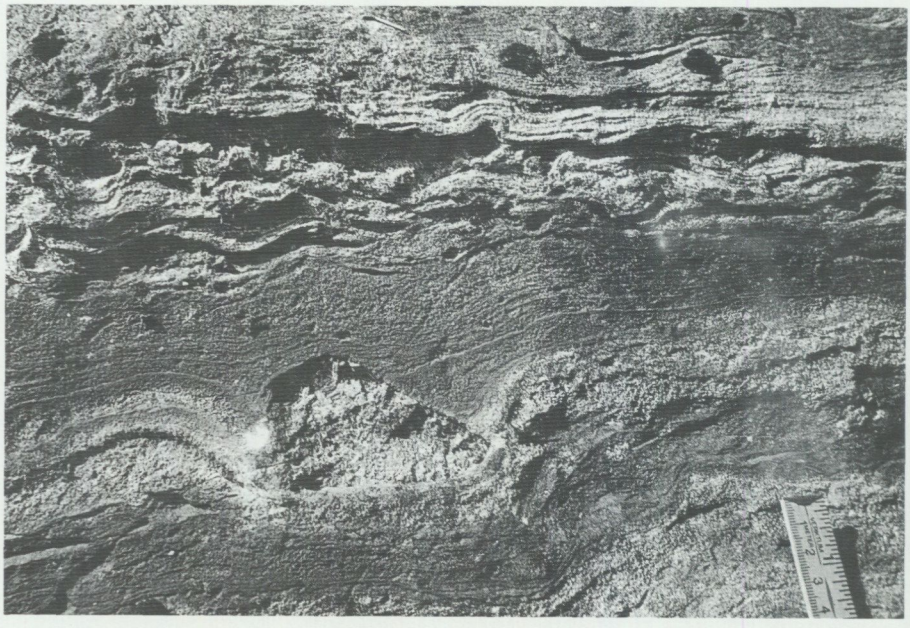


Fig. 121c. Skiktad, lerig sandsten med isflottad sten av granit, som deformerat de mjuka bottenskikten. Lokalt block vid Korsselbränna (22F, 0g). Foto R. Kumpulainen.

Stratified shales and sandstones with glacially derived outsized clasts (drop stones) of granite and soft-sediment deformation of the bedding below one of the clasts. Local block at Korsselbränna.

GÄRDSJÖFORMATIONEN

Gärdsjöformationens basala kvartsiter och konglomerat överlagrar såväl det kristallina prekambriska underlaget som Långmarkbergsformationens laminerade bergarter. Gärdsjöformationen förekommer inom Västernorrlands län i två större områden. Det ena ligger som en båge nordväst om Tåsjön och är genomskuret av Saxälven och Sjoutälven. Det andra återfinns nordväst om fjällkedjans nuvarande erosionsfront på Tåsjöberget (21G, 7126-1507) och Frostberget (21G, 7134-1509) och fortsätter vid Öster-Karbäcken (21F, 7135-1497) över till sydvästsidan av Tåsjön. Gärdsjöformationens bergarter kring Tåsjöberget–Frostberget är uppdelade i ett antal skollor skjutna över varandra. Borrhålsinformation indikerar att denna ihopskjutna lagerpacke stupar in under de paleozoiska bergarterna nordväst om Öster-Karbäcken och hänger ihop med kvartsiterna som påträffats i borrhål längre västerut. De strukturgeologiska aspekterna av denna bergartsfördelning behandlas utförligare i nästa kapitel.

Gärdsjöformationens typstratigrafi (fig. 122) är sammanställd från två lokaler: Strömberget (21F, 7130-1470) vid Gärdsjön i Jämtland och Sjoutälven nedanför Klingerselet i Västernorrland (Asklund och Thorslund 1935, Thelander i Kumpulainen m.fl. 1981). Thelander (i Kumpulainen m.fl. 1981) indelar Gärdsjöformationen i tio informella, mindre enheter bestående växelvis av kvartsiter och skiffrar. Formationen börjar med grova, delvis grusiga, fältspatrika omogna sandstenar och konglomerat (enhet 1), som troligen är avsatta i en kustmiljö, sannolikt både över och under havsytan. Bollmaterialet i konglomeraten domineras av kvartsiter, gångkvarts och porfyr. De övriga enheterna består av kvartsrika sandstenar (enheterna 3, 5, 7 och 9) och mellanlagrande skiffrar (enheterna 2, 4, 6, 8 och 10). Enhet 6 utgörs av karakteristiska, gröna och brunröda, leriga skiffrar och kan användas som ledhorisont inom Gärdsjöformationen. Formationens sandstenar har sannolikt blivit avsatta nära stranden i en marin miljö, medan de finkorniga enheterna representerar sedimentation längre ut från stranden. Förenklat kan sägas, att dessa variationer i sedimenttyp berott på successiva ändringar i havsytans nivå under formationens avsättning. En relativ sänkning av havsytan gav sandstenar, medan en höjning gav upphov till finkorniga sediment.

De äldsta i området identifierade fossilen har påträffats vid Sörsjön i Jämtland (21F, 7-8f) och utgörs av onkoliter (Larsson 1976). Onkoliter är en sfärisk form av stromatoliter och bildar kroppar med en inre koncentrisk skiktning, som sannolikt uppkommit genom att sedimentpartiklar infångats vid tillväxten av blågröna alger. De uppträder i en karbonatcementerad sandsten i Gärdsjöformationens övre del (enhet 9). I något yngre kalkstenar, som uppträder i samma led i Fånån (21F, 71388-14766) har trilobiten *Calodiscus lobatus* påträffats (Ahlberg 1984). Den representerar den underkambriska zonen med *Holmia kjerulfi*-gruppen. I motsvarande bildningar i den övre delen av Gärdsjöformationen i Sjoutälven har fynd gjorts av fossil från etagen med *Eccaparadoxides oelandicus f. pinus* (Thorslund i Thorslund och Asklund 1935). Fossilfynd i övriga sektioner i Västernorrland där denna enhet finns tillgänglig, exempelvis Högnäsån, är något yngre och representerar etagen med *Paradoxides paradoxissimus*. Krypspår eller spår av annan biologisk aktivitet har inte rapporterats längre ner i Gärdsjöformationen.

En summering av den strukturgeologiska och stratigrafiska informationen om Gärdsjöformationen i Tåsjöområdet visar att formationen är tjockast i väster (fig. 122) och att den tunnar ut successivt mot öster. Endast enhet 10 och toppen av enhet 9 finns representerade i den autoktona sekvensen under de alloktona kvartsiterna, t.ex. i borrhålen vid Långviken, i Lövstrand och på Frostberget.

Borrkärneinformation från Lövstrand (21G, 7141-1508) och Frostberget (21G, 7134-1509) möjliggör en sammanställning av Gärdsjöformationens stratigrafi i den överskjutna kvartsitberggrunden i områdets östra del. Formationens understa del utgörs här av omogna arkoser, ibland med bevarad pålagringskontakt mot underliggande medryckta skiva av granitoid berggrund. På arkoserna vilar ljusgrå till vita kvartsitiska sandstenar, vilka i sin tur överlagras av glaukonitförande gröngrå siltste-

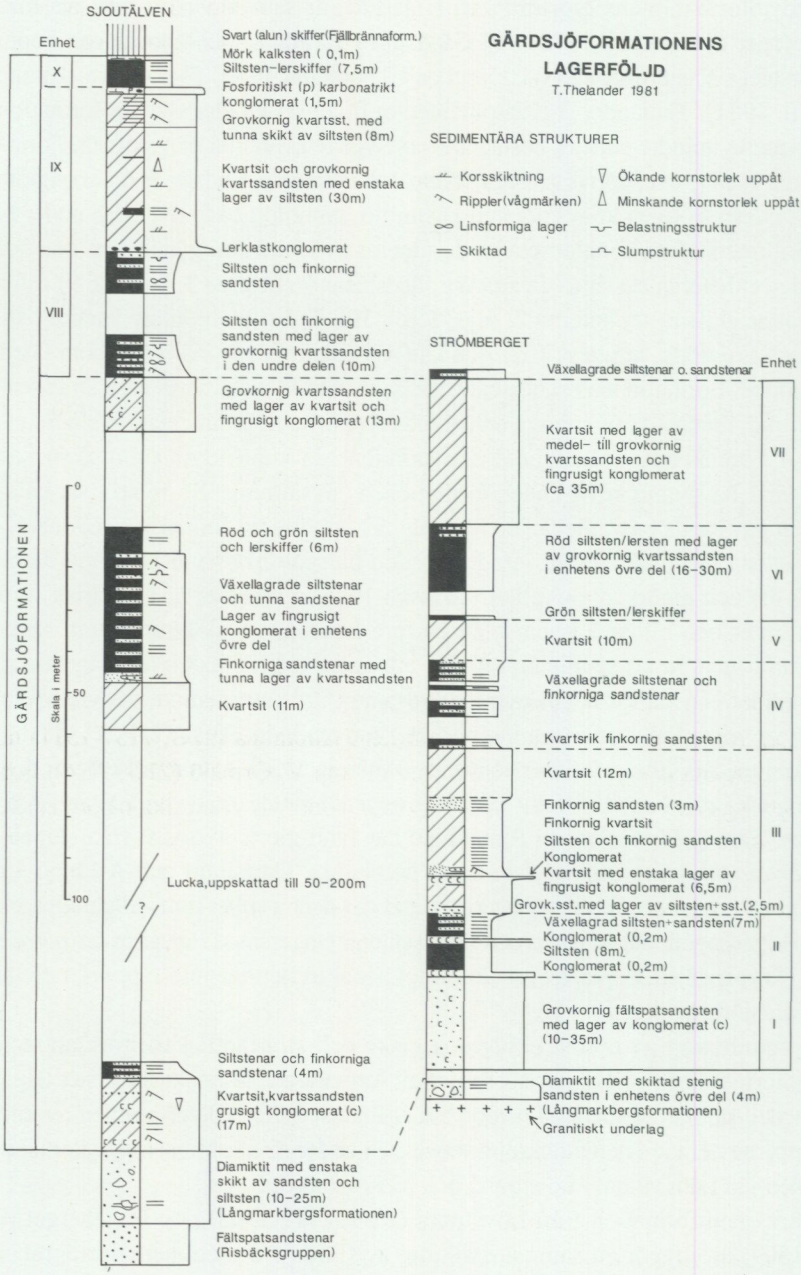


Fig. 122. Gärdsjöformationens lagerföljd sammanställd från Sjoutälven (21F, 7148-1486) respektive Strömberget (21F, 7131-1470).

Gärdsjö Formation successions in Sjoutälven and Strömberget.

nar och lerskiffrar. Det är värt att notera att inga gröna eller röda skiffrar påträffats i dessa borrhål, där den sammanlagda mäktigheten hos Gärdsjöformationen uppskattas till ca 65 m (Gee m.fl. 1978).

TÅSJÖGRUPPEN

Tåsjögruppen utgörs av två formationer, en undre, Fjällbrännaformationen, och en övre, Norråkerformationen. Fjällbrännaformationen uppbyggs av mörkt grå till svarta skiffrar, som i andra regioner benämns alunskiffrar. Den har en ursprunglig mäktighet av ca 50 m. Den övre, Norråkerformationen, består huvudsakligen av gråvackor och leriga skiffrar i turbiditfacies. De basala leden varierar regionalt och utgörs av kalkstenar (Latorpsledet), sandiga och kalkiga siltstenar (Granåsledet) och mörka till grå skiffrar (Töyenskiffer). Formationen är några hundra meter mäktig i Västernorrland.

Tidsmässigt omfattar Fjällbrännaformationen en sekvens från mellankambrium till yngre kambrium, lokalt innefattande även äldsta ordovicium. Norråkerformationen utbildades under äldre och mellanordovicisk tid.

FJÄLLBRÄNNAFORMATIONEN

Fjällbrännaformationen definierades av Gee m.fl. (1974) med referenssektion i Rönnbergsbäcken (22G, 1c) i närheten av gården Fjällbränna (22G, 7157-1511) norr om länskartans område och omkring 12 km norr om V. Ormsjö (21G, 9b-c). Formationen uppbyggs av mörkt grå till svarta skiffrar, som är mycket rika på organiskt material och som underordnat innehåller linser (fig. 123) eller bankar av bituminösa kalkstenar (orstenar). Skiffrarna är mjuka och i allmänhet relativt starkt deformerade, medan kalklinserna är hårdare och vanligtvis mindre störda.

Fjällbrännaformationen motsvaras i Jämtland av Kläppeskiffer. Den mörka skifferenheten är påvisad inom stora delar av den skandinaviska fjällkedjan och från den baltoskandiska plattformen i södra Sverige och i Baltikum (Martinsson 1974). Enheten kallas vanligen Alunskifferformationen (Bergström och Gee 1985, Andersson m.fl. 1985).

Fjällbrännaformationen avviker i ett viktigt avseende från de sydligare motsvarigheterna. Formationens undre del är lokalt utbildad som en distal turbidit, det vill säga en cykliskt skiktad bergart uppbyggd av siltiga till leriga lager med en tjocklek upp till 10 mm och med minskande kornstorlek uppåt i varje lager. Uppbyggnaden har givit enheten en ovanligt stor stratigrafisk mäktighet i Tåsjöberget.

Fjällbrännaformationen begränsas mot den överlagrande Norråkerformationen av skarpa kontakter, vilka alla bär spår av att området vid denna tid genomgick faser av regression och erosion. Exempelvis påträffas *"hard-ground"*-ytor och vittringsfenomen, som är knutna till omfattande luckor i den biostratigrafiska representationen.

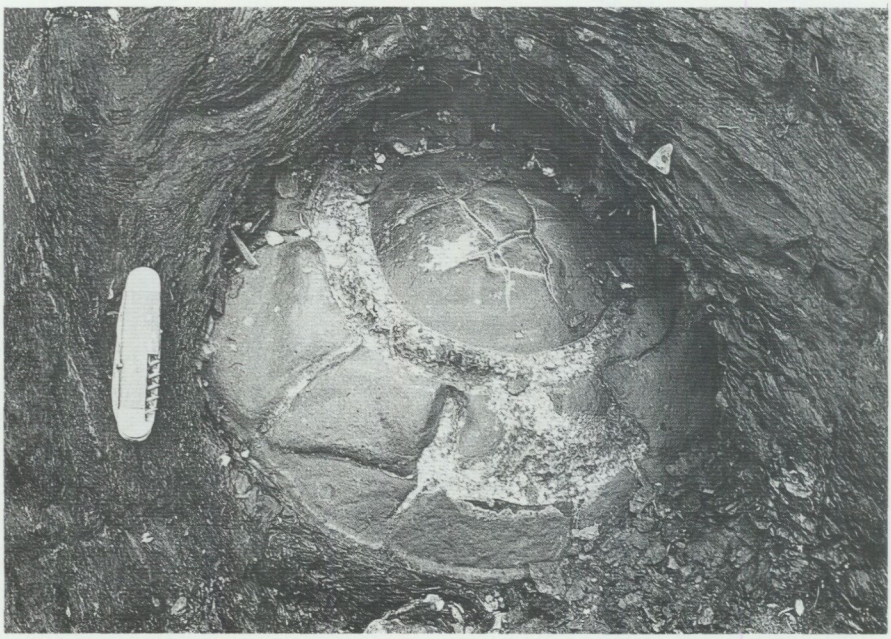


Fig. 123. Kalkstenslins i deformerad svart skiffer tillhörande Fjällbrännaformationen på ostsidan av Tåsjöberget (21G, 71260-15104). Foto Th. Lundqvist 1975. Kniven är 9 cm lång.

Limestone lens in deformed black shale of the Fjällbränna Formation on the eastern slope of Tåsjöberget.

I Västernorrlands fjällberggrund uppträder Fjällbrännaformationen såväl i skollberggrunden som i den tektoniskt mer eller mindre ostörda, autoktona berggrunden. Det bituminösa materialet (kerogenet) i bergarten har i allmänhet omvandlats till en elektriskt ledande substans (semi-antracit), vilket gjort det möjligt att med elektromagnetiska mätningar kartlägga enheten med mycket hög precision, främst inom tektoniskt påverkad berggrund med relativt branta strukturer. En kartsammanställning av elektromagnetiska mätningar utförda av Boliden Mineral (Boliden AB) visar fördelningen av Fjällbrännaformationens bergarter i ytnära läge med en förbluffande noggrannhet, särskilt i sådana områden där alunskiffrarna är brant uppresta, t.ex. kring nordväständen av Tåsjön (Gee 1972). I dessa områden är flygslingramkartan således en utmärkt hjälp vid den geologiska karteringen. I andra områden, som t.ex. i Tåsjöberget (21G, 4-5 a-b) och Kvarnbäcken (Asklund & Thorslund 1935, tavla 3) strax öster om gårdarna Torpen norr om Kyrk-Tåsjö, där Fjällbrännaskiffrarna genom sammanskjutning (imbrikering) intar ett alloktont läge och växelvis uppträder med flackt liggande tunna kvartsiter, är anomalimönstret komplext och tolkningen av elektromagnetiska mätuppgifter svårare. Fjällbrännaformationen är sporadiskt blottad i större



Fig. 124. Karta över utförda borrningar i nordvästra delen av Tåsjöområdet.
Map showing the drillholes in the area of northern Tåsjö.

bäckar, som rinner ned till Tåsjön. De flesta av dessa bäcksektioner har tidigare beskrivits av Asklund och Thorslund (1935) och har undersökts igen under senare tid inom ramarna för flera geologiska projekt.

Formationens undre begränsning är tillgänglig bland annat i Sjoutälven (Abborrfallet; 21F, 9g-h), Högnäsån (21F, 8i), Gamm-Karbäcken (tidigare Karbäcken; 21F, 6-7j) och i ett antal borrkärnor (fig. 124). Den övre begränsningen mot Norråkerfor-

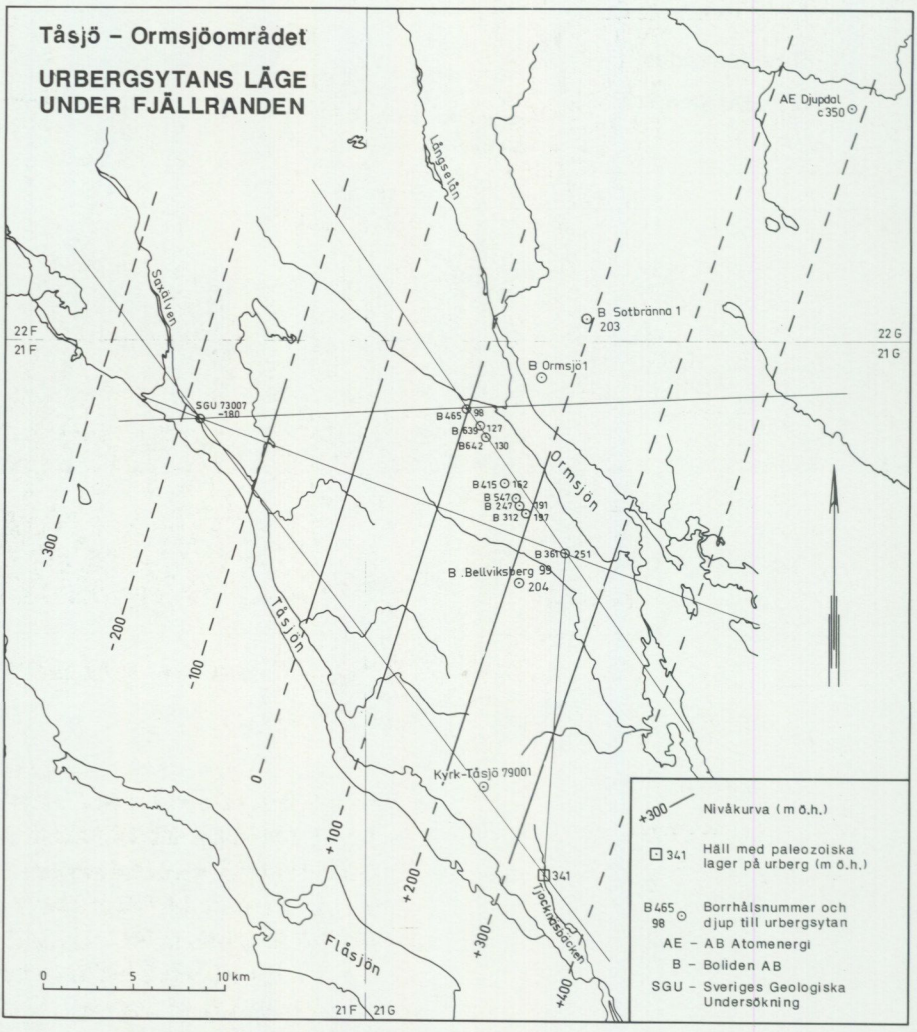


Fig. 125. Karta över urbergsytans lutning mot VNV inom Tåsjöområdet (enligt Gee m.fl. 1978, borrhål SGU 79001 har lagts in senare).

Structural contour map for the surface of the Precambrian crystalline basement in the Tåsjön area (from Gee et al. 1978, drillhole SGU 79001 has been added later).

mationen har påträffats i ett flertal borrhål i området kring Tåsjöns nordvästra del. Blottningar av enhetens övre gräns har dessutom påträffats i Sjoutälven (21F, 9g-h), Saxälven (22F, 0-1h), Onbäcken (22F, 0j) och Gamm-Karbäcken (21F, 6j). Enhetens ursprungliga (stratigrafiska) mäktighet är svår att uppskatta, dels på grund av bergartens allmänna deformation, dels på grund av den tektoniska påverkan som koncentrerats till kontakterna mot över- och underliggande enheter med avvikande kompetens.

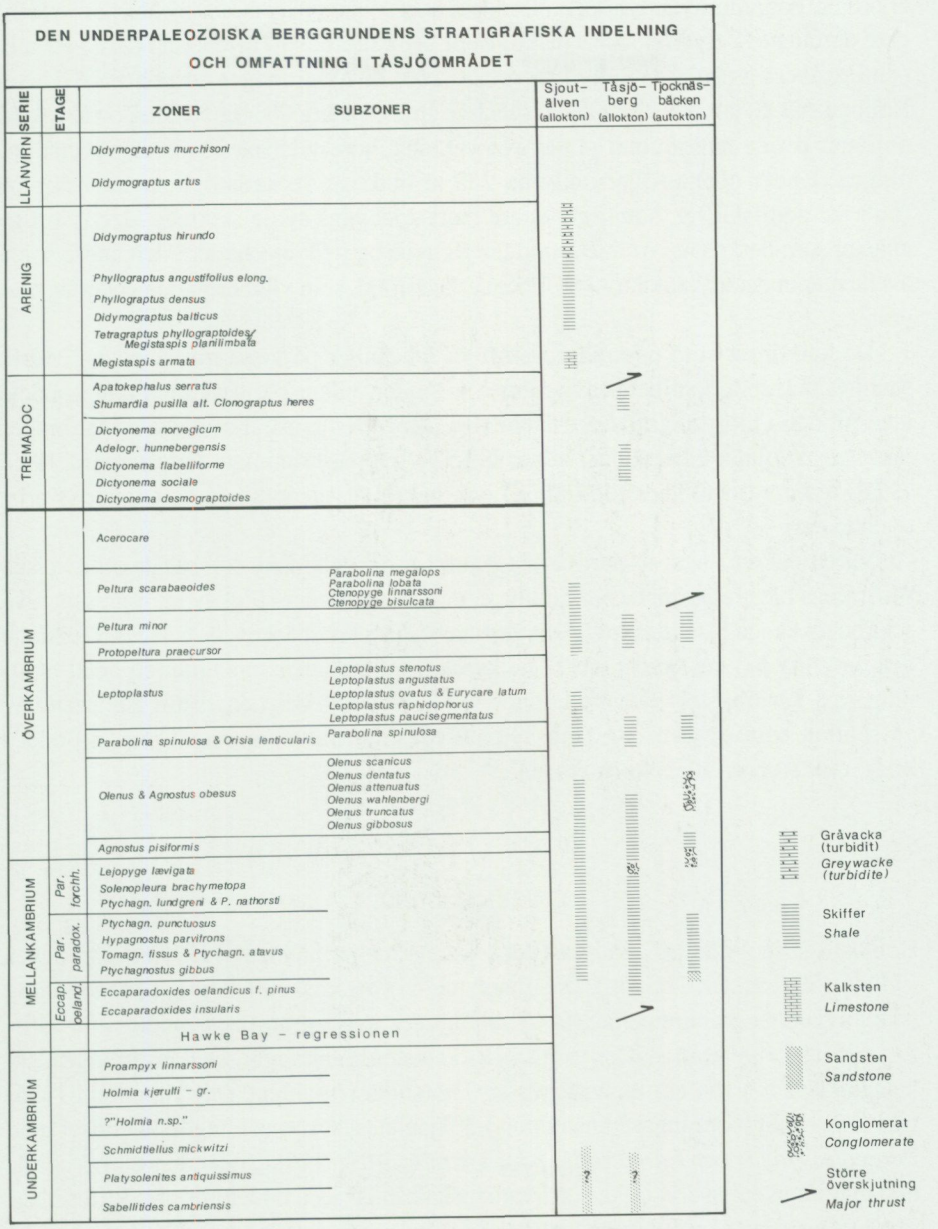


Fig. 126. Underpaleozoisk biostratigrafi och bergartsutbildning i Västernorrlands fjällområde.

Lower Palaeozoic biostratigraphy and sedimentary facies in the Västernorrland Caledonides.

Gjorda observationer antyder att 50 m kan anses vara en sannolik mäktighet i västligare områden. Betydligt större mäktigheter har påträffats i Tåsjöberget (21F, 4-5 a-b) och Frostberget (tidigare Bellviksberg; 21F, 6b) i två borrningar utförda av SGU och Boliden AB (Kyrk-Tåsjö 79001 respektive Bellviksberg 99, fig. 125). Borrningarna omfattar överst några tiotal meter av kvartsiter, som vilar på Tåsjöbergsöverskjutningen. Under denna följer omkring 250 m mäktiga veckade och sammanskjutna (imbrikerade) skiffrar, som i sin undre hälft uppbyggs av de skiktade, delvis siltiga enheter som beskrivits ovan. Borrningen Bellviksberg 99 innehåller i den undre delen även en tunn ostörd (autokton) sedimentär lagerföljd, som vilar direkt på underlaget av granit.

De kalklinser som uppträder i skiffern innehåller på vissa nivåer en individrik fossil fauna, som domineras av gruppen trilobiter, vilket gör det möjligt att uppdela lagerföljden i biostratigrafiska enheter (fig. 126). Den biostratigrafiska omfattningen visar stora lokala variationer, vilket tidigare uppmärksammats (Westergård 1917, 1922, Asklund och Thorslund 1938) och bekräftats genom senare studier (Karis, opublicerat).

Variationerna i sydost–nordvästlig riktning i de kambriska och basala ordoviciska skiffrarnas biostratigrafiska omfattning demonstreras översiktligt av tre representativa sektioners kända fossilinnehåll. Den östligaste, Tjocknäsbäcken, är belägen i fjällranden omkring 6,5 km sydost om Tåsjö kyrka. Den mellersta innefattar ett antal blottningar på Tåsjöbergets sydvästsluttning vid Kyrk-Tåsjö och den västligaste består av en sektion som sträcker sig längs Sjoutälven från timmerupplaget nära utflödet i Tåsjön till Abborrfallets forshuvuden.

TJOCKNÄSBÄCKEN

Den östligaste av de tre stratigrafiska sektionerna har hämtats från Tjocknäsbäcken (tidigare Sågbäcken; 21G, 4b). Den innefattar en sporadiskt tillgänglig bottenbildning på ett avjämnat granitunderlag. Bottenbildningen överlagras av en sandig mörk skiffer, som täcks av svart skiffer med mörka kalkstensinlagringar. Den biostratigrafiskt belagda äldsta nivån har rapporterats av Thorslund (i Asklund och Thorslund 1935) från temporära blottningar i anslutning till Tjocknäsbäcken och utgörs av linser med *Peronopsis fallax* och *Paradoxides paradoxissimus* (fig. 126). Under denna nivå anstår upp till 2 m mäktiga arkosiska och kvartsitiska bankar med underordnade skifferinlagringar. Över den fossilförande kalkstenen följer mörka skiffrar med kalkstensinlagringar innehållande fossil från såväl etagen med *Paradoxides paradoxissimus (Goniagnostus nathorsti* och *Peronopsis fallax ferox)* som de senkambriska zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus & Agnostus obesus* och *Parabolina spinulosa.* De senare zonerna har påvisats i en omkring 70 cm mäktig konglomeratisk, mörk kalksten. Den totala mäktigheten för hela denna lagerföljd är omkring 20 m.

Den undre skifferenheten i Tjocknäsbäcken överlagras av en tektoniskt kraftigare påverkad, vilken tolkats som långtransporterad och skjuten över den underliggande. I den övre packen av skiffer har säkert bestämbara fossil påträffats från såväl etagen med *Paradoxides forchhammeri* i konglomeratfacies som den äldre ordoviciska tremadocserien, zonen med *Dictyonema flabelliforme* (trilobitarterna *Bienvillia? wimani* och *Boeckaspis mobergi* samt dendroidén *Dictyonema flabelliforme*). Sekvensen av överskjutna skiffrar är omkring 30 m mäktig.

KYRK-TÅSJÖ

Den mellersta av de tre sektionerna finns nordost om Kyrk-Tåsjö (21G, 4a). Den representerar ett antal skärningar i Tåsjöberget från Kroknäset–Hansbäcken (21G, 7122-1406) i sydost till Kvarnbäcken och Brattbäcken (21F, 5j) i nordväst. Berggrunden är bäst tillgänglig längs den smala turistväg som vindlar längs bergssidan och som löper mellan byn och telemasten på bergets topp (televerkssektionen). Lagerföljden är i vissa partier av sektionen kraftigt veckad.

De lagrade bergarternas understa delar är inte blottade. Sannolikt befinner sig de understa med fossil belagda skiffrarna mellan 15 och 20 m ovan kontakten mot det kristallina underlaget.

De äldsta påträffade fossilen i sektionen härrör från den mellankambriska zonen med *Ptychagnostus gibbus*. Den delvis skiffriga sekvens som anstår under den fossilförande kalkstenen med *P. gibbus* kan eventuellt tillhöra etagen med *Eccaparadoxides pinus* som påvisats i sektioner något längre mot väster. Berggrunden i Tåsjöbergets branta parti domineras av de två understa zonerna *(Ptychagnostus gibbus* och *Tomagnostus fissus & Ptychagnostus atavus)* i den mellankambriska etagen med *Paradoxides paradoxissimus* men även den understa zonen i överliggande etage med *P. forchhammeri* har påträffats i översta delen av bergbranten. Det är i huvudsak dessa biostratigrafiska avsnitt som byggs upp av laminerade siltiga skiffrar och som beskrivits ovan som distala turbiditer.

I de täckande lagren upp till Tåsjöbergsöverskjutningen har fossil påträffats i sekvensens översta tio meter. Kalklinser i den svarta Fjällbrännaskiffern innehåller trilobiter från zonerna med *Olenus & Agnostus obesus, Parabolina spinulosa & Orusia lenticularis* samt *Protopeltura praecursor*.

I ett angränsande område omkring tre kilometer nordväst om televerkssektionen påträffas bäckskärningar (21G, 71275-15035) i Fjällbrännaskifferns övre parti. Kalkstenslinserna i skiffern innehåller en trilobitfauna med anmärkningsvärd sammansättning. I skilda linser har såväl *Bienvillia? wimani* och *Boeckaspis mobergi* som *Peltocare norvegicum* och *Parabolinella sp.* påträffats. Den förra associationen förekommer även vid Tjocknäsbäcken medan den senare har påträffats inom zonen med *Platypeltoides incipiens* (tremadocisk *Ceratopyge*-skiffer) i Osloområdet och skulle alltså utgöra den yngsta påträffade delen av Fjällbrännaenheten.

ABBORRFALLET

I den västligaste sektionen, vid Abborrfallet (21F, 71475-14868) i Sjoutälven (Asklund och Thorslund 1935), anstår Fjällbrännaformationen i en veckad och förkastad berggrund. Blottningsgraden i Sjoutälvssektionen är idag avsevärt högre än under tiden före kraftverksutbyggnaden i älven, vilket i hög grad förbättrat möjligheterna att göra berggrundsobservationer. Den av Westergård (1946) uppskattade mäktigheten av mellankambrium, omkring 10 m, kan tack vare nya observationer utökas. Genom summering av de enskilda stratigrafiska enheternas vertikala omfattning kan siffran beräknas till omkring 40 m. Nära 20 m av Fjällbrännaenheten har tillkommit under yngre kambrisk tid och formationen har i sektionen följaktligen en ursprunglig mäktighet efter försteningen av omkring 60 m.

I den basala skifferns kalkstenslinser har en mycket individ- och artrik trilobitfauna av mellankambrisk ålder *(Paradoxides paradoxissimus)* påträffats (Westergård 1946). Det är värt att notera att lagerföljden i Sjoutälven visat sig innehålla flera mindre vanliga och ej tidigare registrerade agnostider, speciellt från zonen med *Lejopyge laevigata* (Karis, opublicerat).

Även yngre kambrium är biostratigrafiskt väl representerad i Sjoutälvssektionen. Zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus & Agnostus obesus, Parabolina spinulosa, Eurycare & Leptoplastus, Protopeltura praecursor, Peltura minor* och *Peltura scarabaeoides* har påvisats. De mäktighetsmässigt dominerande partierna tillhör de två undre och de två övre zonerna. Inom zonen med *Peltura scarabaeoides* (subzonen med *Ctenopyge linnarssoni*) begränsas enheten uppåt av erosionsytor (*"hard-ground"*-ytor) och urlakningsfenomen, som går att observera i flera kalkstenslinser.

Denna sektion får representera motsvarigheterna i ett antal åar och bäckar runt Tåsjöns nordvästände, bland andra Gamm-Karbäcken (21F, 6j), Högnäsån (21F, 8i) och Saxälven (22F, 0-1h). De stratigrafiska upplysningar som hämtats från de senare motsvarar väl dem som erhållits i Sjoutälvenprofilen. Det kan dock noteras att den understa delen av överkambrium är karbonatrikare och mera kondenserad i Saxälven än i Abborrfallet. De tre zonerna med *Agnostus pisiformis, Olenus* och *Parabolina spinulosa* (undre delen) uppträder i Saxälven i en nära nog sammanhängande kalkstensbank, som motsvarar den från sydligare regioner beskrivna "stora orstensbanken".

FJÄLLBRÄNNAFORMATIONENS REGIONALA VARIATION

Fjällbrännaformationen påträffas i ostört, autoktont läge vid Tjocknäsbäcken och i ett antal borrhål på Frostberget, i Lövstrand och Långviken. I alla dessa områden underlagras Fjällbrännaformationen av en tunn sekvens av sandstenar, slamstenar och konglomerat som korrelerats med de högsta lagren i Gärdsjöformationen (fig. 119). Denna ostörda (autoktona) Gärdsjöstratigrafi når sin största mäktighet av ca 10 m i borrhålet i Långviken (se Gee m.fl. 1978, fig. 11). I denna autoktona sekvens har be-

stämbara fossil med biostratigrafisk signifikans påträffats endast i Tjocknäsbäcken. Vidare är det viktigt att lägga märke till att man inte biostratigrafiskt påvisat lager tillhörande översta delen av kambrium eller tremadoc i denna lagerföljd, vilket inte utesluter att lagren en gång avsatts men senare blivit bortskurna av de kaledoniska överskjutningarna. En stratigrafisk och faciell jämförelse mellan den autoktona delen av lagerföljden i Tjocknäsbäcken och de överlagrande, mera deformerade alloktona enheterna, såväl högre upp i samma bäcksektion som i branten ovanför Kyrk-Tåsjö (televerkssektionen), uppvisar tydliga skillnader, speciellt i den mellankambriska delen av sekvensen. Kyrk-Tåsjösektionens mellankambrium är mäktigare, innehåller färre lagerluckor och utgörs av tunt skiktade, distala turbiditer. Dessa skillnader antyder att bildningarnas avsättningsområden ursprungligen låg längre från varandra än i nutid och att de kambriska bergarterna ovanför Kyrk-Tåsjö senare skjutits österut över de autoktona lagren till sitt nuvarande läge. Kyrk-Tåsjösekvensen hänförs därför till en separat skollenhet, Kyrk-Tåsjöskollan. På liknande sätt är Fjällbrännaformationens utveckling i Sjoutälven markant olik den i Kyrk-Tåsjöskollan och liknar snarare den i Tjocknäsbäckens autoktona sekvens. I Sjoutälven (Abborrfallet) har Fjällbrännaformationens bergarter blivit avsatta på en mäktig lagerföljd av kvartsiter och siltstenar i Gärdsjöformationen och ingår som en del av Tåsjöbergsskollan, vilken i sin tur är överskjuten på Kyrk-Tåsjöskollan.

NORRÅKERFORMATIONEN

Norråkerformationen är sammansatt av basala led och täckande mäktiga gråvackor och skiffrar i turbiditfacies. Formationens understa del varierar kraftigt faciellt och skiftar från grå, leriga skiffrar med lokala kalkstenar till fosfathaltiga, glaukonit- och kalcitförande sandstenar och siltstenar. Avsnittet har därför indelats i regionala underenheter, led, med bergartssammansättning som grund. Leden kallas Töyenskiffern, Granåsledet respektive Latorpskalkstenen. Granåsledet är ett litostratigrafiskt begrepp som introduceras här. De båda andra enheterna är definierade som topostratigrafiska enheter, alltså med hänsyn tagen till såväl bergartssammansättning som faunainnehåll, men behandlas i denna beskrivning som litostratigrafiska.

Latorpskalkstenen har sitt typområde i Latorpsplatån öster om Kilsbergen i Örebro län och omfattar intervallet mellan alunskiffern och den förhållandevis renare Lannakalkstenen. Töyenskiffern upprättades som stratigrafisk enhet i den underordoviciska, mörka, graptolitförande skiffern vid Töyen i Oslo.

De basala leden faller kronostratigrafiskt inom arenigserien och de intar till en del samma stratigrafiska intervall. De utgör alltså sidolagrade men bergartsmässigt skilda enheter.

GRANÅSLEDET

De sandiga och kalkiga skiffrarna uppträder i huvudsak i regionen närmast Tåsjöns nordvästände. Denna bergartsassociation är inte känd från andra förekomster av underpaleozoisk berggrund i Skandinavien, vilket ger anledning till att urskilja utbildningen som ett separat led inom Norråkerformationen. Ledet har tidigare benämnts *"Lycophoria unit"* (Lycophoriaenheten, Asklund i Andersson 1971) och *Tåsjö uranium unit* (uranförande enheten vid Tåsjö, Gee 1972). Båda dessa benämningar är olämpliga, dels med tanke på att *Lycophoria* ej säkert har påvisats inom enheten, dels med hänsyn tagen till att namnet Tåsjö(n) tilldelats gruppen. Enheten föreslås få namnet *Granåsledet* efter området Granåsen (21F, 7149-1491) omkring 2 km nordost om Norråkers samhälle. Atomenergi AB utförde under 1960-talet några borrningar i området, som då betecknades Krontorpet (Armands 1972). I flera av dessa borrningar finns Granåsledet representerat i den veckade och förkastade sekvensen. I några borrkärnor repeteras Granåsledet två eller tre gånger och begränsningarna mot omgivande bergarter är vanligen tektoniska. Av dessa skäl är bedömningen av enhetens ursprungliga mäktighet osäker. En av dessa kärnor, AE 9, har dokumenterats geokemiskt och stratigrafiskt av Andersson (1971), och enhetens mäktighet uppgår i kärnan till 7,5 m. Med tanke på att AE 9 är den mest väldokumenterade sektionen genom ledet har kärnan valts som typsektion för Granåsledet. Även kärnorna AE 8, avsnittet 2,8 m till 9,8 m och AE 13, avsnittet 2,5 m till 8,5 m, har lämnat viktiga upplysningar om enhetens utbildning vid Granåsen.

Enheten begränsas mot underlaget vanligen av en skarp gräns mot antingen kalkrika bergarter (Latorpskalkstenen) eller mörka skiffrar (Fjällbrännaformationen), medan den övre begränsningen mot skiffrar eller sandstensbankar är mindre skarp.

Granåsledet byggs i huvudsak upp av ett stort antal upp till 10 mm mäktiga cykler av huvudsakligen terrigent material av sand- till siltfraktion, men lokalt uppträder i enhetens basala del upp till 10 cm mäktiga sandiga bankar, vilka har påträffats bland annat i borrningar vid Sjoutälven (AE 2) och vid Granåsen (Krontorpet AE 8, AE 9 och AE 13). De flesta lager är finkornigare i sin övre del (graderad skiktning).

Enheten innehåller såväl autigena mineral (fosforit, glaukonit och pyrit), som tre former av karbonatmatrix (kalcit, siderit och dolomit). Dolomit, liksom baryt, uppträder lokalt och i relativt låga halter. Pyrit uppträder i flera observerade förekomster i en ovanlig form som icke oxiderade sfäriska element med en jämn, för det obeväpnade ögat spegelblank yta. Kropparnas storlek varierar från 1 till 5 mm.

LATORPSKALKSTENEN

Asklund och Thorslund (1935, sid. 95) beskrev en mindre än en meter mäktig, hård, lerig skiffer, som enligt dem uppträder i Sjoutälvssektionen över Fjällbrännaformationen. Grundat på fynden av bevarade fossilfragment, som klassificerades som *Dictyo-*

nema flabelliforme, drog Asklund och Thorslund slutsatsen att de hårda skiffrarna representerade lager av tremadocålder. Senare arbeten (Karis, opublicerat) visar att kontakten mellan formationerna såväl i Sjoutälvssektionen som i borrkärnorna, där avsnittet påträffats, genomgående är utbildad som en diskontinuitet med en omfattande biostratigrafisk hiatus (lagerlucka) mellan den senkambriska subzonen med *Ctenopyge linnarssoni* inom zonen med *Peltura scarabaeoides* och den tidigordoviciska zonen med *Megistaspis armata* utbildad som en 50–70 cm mäktig, siltig, bankad Latorpskalksten.

Även kontakten mellan Latorpskalkstenen och det överlagrande Granåsledet eller Töyenskiffern har karaktär av diskontinuitetsyta. Det är värt att notera att man inom en så liten region som kring Tåsjöns nordvästände påträffar blottningar där Latorpskalkstenens hängande kan variera från en praktiskt taget direkt överlagrande Töyenskiffer i älvsektionens nedre del till en fyra meter mäktig utbildning av Granåsledet i borrningen AE 1, borrad ett hundratal meter längre västerut. Latorpskalkstenen har påträffats även i en grustäkt vid vägen mellan Granön (21F, 9h) och Skansnäset (21F, 8i) samt i Gamm-Karbäcken (21F, 6-7j), men saknas i övrigt inom regionen och återkommer närmast vid Siljeåsen (21F, 7125-1490) i Jämtland.

TÖYENSKIFFERN

Töyenskiffern är en förskiffrad siltig till lerig bildning med en mäktighet, som varierar mellan någon decimeter och omkring 15 m. Den påträffas allmänt inom regionen antingen lagrad på Latorpskalkstenen alternativt Granåsledet eller nära nog direkt överlagrande de kambriska lagren. Mäktighetsvariationerna uppvisar inget regelbundet mönster. I vissa västliga lägen, som vid Saxälven (22F, 0-1h), är skiffern relativt mäktig, nära 13 m, medan den i östligare lokaler understiger halva denna mäktighet, speciellt i trakter där överliggande gråvackefacies är välutbildad. I Västernorrland är den inte påvisad i de östligaste (lägre) tektoniska enheterna. Enheten intar det stratigrafiska intervallet mellan Fjällbrännaformationen och Norråkerformationen – antingen med eller utan Granåsledet och Latorpskalkstenen. Skiffriga avsnitt med Töyenskifferns utseende förekommer även inom gråvackesekvensen och uppträder där sannolikt som linsformade kroppar.

BIOSTRATIGRAFISK KORRELATION AV NORRÅKERFORMATIONENS BASALA LED

Den biostratigrafiska uppdelningen av avsnitten Granåsledet och Töyenskiffern är komplicerad, vilket sammanhänger med såväl faciesväxlingarna som svårigheterna att påträffa bestämbara fossil i den tryckpåverkade skiffern. Begränsade partier av skärningarna vid Sjoutälvens utflöde i Tåsjön och i borrkärnorna AE 1 och AE 2 har

lämnat fossilfynd som bildar en stomme till en stratigrafisk uppdelning av underordovicium i området. I Töyenskiffern vid utflödet har graptoliter från zonerna med *Tetragraptus phyllograptoides, Didymograptus balticus* och *Phyllograptus densus* påträffats. I borrkärnan AE 1 utgörs de äldsta påträffade ordoviciska fossilen av fragmentariska graptoliter från zonen med *Phyllograptus densus*, som uppträder i Granåsledets övre del. Denna överlagras av en siltig Töyenskiffer med ställvis välbevarade pyritiserade graptoliter. Några arter av de påträffade uppträder vanligen i andra geografiska områden och i andra faunaassociationer, bland annat i Australien. Hit hör flera arter av *Isograptus*, något exemplar av *Pseudisograptus, Maeandrograptus, Glossograptus* och *Glyptograptus austrodentatus a.* De senare arterna är påvisade i avsnitt av den australiensiska stratigrafin, som sannolikt motsvarar den brittiska zonen med *Didymograptus artus*. Fynd av motsvarande fossil har tidigare rapporterats från nordvästra Skåne (Nilsson 1984).

Fossilfynden visar att åtminstone den basala delen av Granåsledet omfattar en mycket komprimerad och kondenserad lagerföljd. En sekvens, som i flera borrningar i området är mindre än fem meter mäktig, har en stratigrafisk omfattning motsvarande den man finner hos ett mellan 15 och 40 m mäktigt avsnitt av kalkstenslagerföljden längre österut på den baltoskandiska plattformen.

NORRÅKERFORMATIONENS GRÅVACKOR

Töyenskiffrarna och Granåsledet överlagras av turbiditiska gråvackor. Gränsen mellan enheterna är inte skarp och i flera fall kan man i stratigrafiskt sammanhängande lagerföljder visa att tunna led av skiffer växellagrar med gråvackeenheter i formationens understa tre meter.

Norråkerformationens turbiditer har vanligtvis en karakteristisk lagertjocklek mellan 20 och 30 cm. De enskilda lagren har en undre, sandig del (gråvacka) vanligtvis med en tydlig, gradvis minskande kornstorlek uppåt, och en övre del bestående av slamsten. Sedimentstrukturerna består av parallell skiktning, småskalig korsskiktning och lentikulär skiktning. De enskilda lagrens bottnar kan visa spår av sekundära deformationsstrukturer, belastningsstrukturer, såsom illustreras av fig. 127. De skiffriga slamstenarna är i regel tunnare än 10 cm.

I Norråkerformationens övre delar har få fossilfynd gjorts. I höjden väster om Granön (21F, 9h) har ett fåtal dåligt bevarade biseriala graptoliter påträffats. De tillhör sannolikt släktet *Pseudoclimacograptus*, vilket antyder att lagren utbildats under sen äldreordovicisk eller yngre mellanordovicisk tid. Vidare har ett relativt välbevarat exemplar av *Pseudoclimacograptus scharenbergi* påträffats i borrkärna AE 2 på en nivå omkring 15 m ovan Töyenskiffern.

Norråkerformationen har i synklinalen nordost om Norråker en mäktighet av omkring 400 m, vilket framgår av geofysiska undersökningar i området (K. Johansson i



Fig. 127. Norråkerformationens gråvacka från Järpåsen, 12 km sydväst om Norråker (21F, 7141-1480). Foto D.G. Gee.
Norråker Formation greywacke at Järpåsen, 12 km southwest of Norråker.

Gee m.fl. 1978, sid. 29) Enheten är i den nerböjda strukturen kraftigt sammanveckad och delvis vertikalt stående, vilket har bidragit till de registrerade mäktigheterna. Med utgångspunkt från bergartsfördelningen i de karterade borrkärnorna i närheten av Tåsjöns nordvästände torde man kunna uppskatta den ursprungliga stratigrafiska mäktigheten av den biostratigrafiskt belagda delen till omkring 100 m.

TEKTONIK

För ungefär hundra år sedan visade Törnebohm (1888, 1896) att den strukturella uppbyggnaden i den skandinaviska fjällkedjan domineras av långa överskjutningar. Mer eller mindre omvandlade (metamorfoserade) sedimentära och intrusiva bergarter transporterades från väster upp på ett underlag av kristallina prekambriska bergarter och underpaleozoiska sedimentbergarter i öster. Undersökningar i Västernorrland och angränsande områden utförda av Asklund och Thorslund (1935), Grip (1941) och Kulling (1942) gav stöd åt denna tolkning. Studier i samband med Boliden ABs prospekteringsverksamhet i fjällranden kring Lövstrand (21G, 8b) och vid Frostberget (tidigare Bellviksberg, 21G, 7b) gav borrhålsinformation, som visade att de veckade kvartsiter-

na i höjderna var överskjutna, alloktona, och vilade på ett ostört underlag med ringa stupning (1°–2°) åt VNV (Du Rietz 1961). Senare arbeten (Armands 1972, Gee 1972 och Gee m.fl. 1978) har gett mer detaljerad information och möjliggjort en modifiering av tidigare tolkningar.

De storskaliga vecken och förkastningarna redovisas på den geologiska kartan, medan ytterligare strukturgeologisk information ges på den tektoniska kartan. De regionala överskjutningsytorna är sällan blottade, men kan identifieras relativt enkelt i många borrhål, särskilt i de fall, där Gärdsjöformationens kvartsiter är överskjutna på yngre skiffrar och gråvackor. Den tektoniska rörelsen är vanligen lokaliserad till de mjuka, bituminösa alunskiffrarna. Således utgör dessa den huvudsakliga *décollement*-ytan (golvförkastningen). Smärre rörelser är vanliga i skollbergarterna. De storskaliga vecken är orienterade i NO–SV och har något böljande, nästan horisontella veckaxlar och branta, västligt stupande axialytor. Parallellt med de senare har det ofta bildats en förskiffring. Småskaliga veck relaterade till sådana storskaliga strukturer som exempelvis Sjoutälvsantiklinalen och Fånåsynklinalen (se Gee 1972) är väl blottade längs Sjoutälven (21F, 9h) i Gärdsjöformationens kvartsiter och slamstenar (se Asklund och Thorslund 1935, tavla 4) och i Norråkerformationens gråvackor på ostsluttningen av Bodberget (21F, 8g), ca 6 km sydväst om Sjoutälvens utlopp i Tåsjön.

Mycket varierande tolkningar av djupstrukturerna i denna del av fjällkedjan har presenterats i fig. 117. Asklund och Thorslund (1935), Asklund (1938), Kulling (1955) och Du Rietz (1961) betraktade kvartsitskollorna, t.ex. de på Tåsjöberget och Frostberget, som överskjutna över den berggrund, som är blottad omedelbart väster om kvartsiterna och som består av Tåsjögruppen, Sjoutälvsgruppen och Risbäcksgruppen (beskrivna ovan). Senare modifierade Kulling (1961) sina slutsatser och ansåg att Tåsjöbergsöverskjutningen och andra motsvarande överskjutningsytor stupade mot väster in under den ovan nämnda sedimentära sekvensen. Undersökningar under 1970- och 1980-talen har gett den senare tolkningen ett enhälligt stöd.

Som nämnts tidigare baserades den geologiska karteringen vid både AB Atomenergi och SGU inte bara på tidigare publicerat material, utan också på Boliden ABs flygelektromagnetiska karta (Gee 1972). Tillsammans med hällinformation och med stöd från begränsade markelektromagnetiska (slingram)mätningar (Gee m.fl. 1978, fig. 13) utgjorde dessa en utmärkt grund för tolkning av olika bergarters fördelning och olika strukturers geometri ned till ett djup av några hundra meter. Tolkningen av strukturer på större djup har varit beroende av andra geofysiska mätmetoder och de något djupare borrhålen (först och främst Långviken, SGU 73007, 2 km sydost om Norråker, som borrades ned till 275 m under havsytan). Med hjälp av all denna information kan man beräkna urbergsytans stupning till ca 1° mot VNV (fig. 125).

Magnetiska och seismiska studier har gett viktiga bidrag till tolkningen av djupstrukturen i området. Flygmagnetiska mätningar utförda 1969 av SGU från fjällkedjefronten öster om Ormsjön (21G, 8c), via nordväständen av Tåsjön till de prekambris-

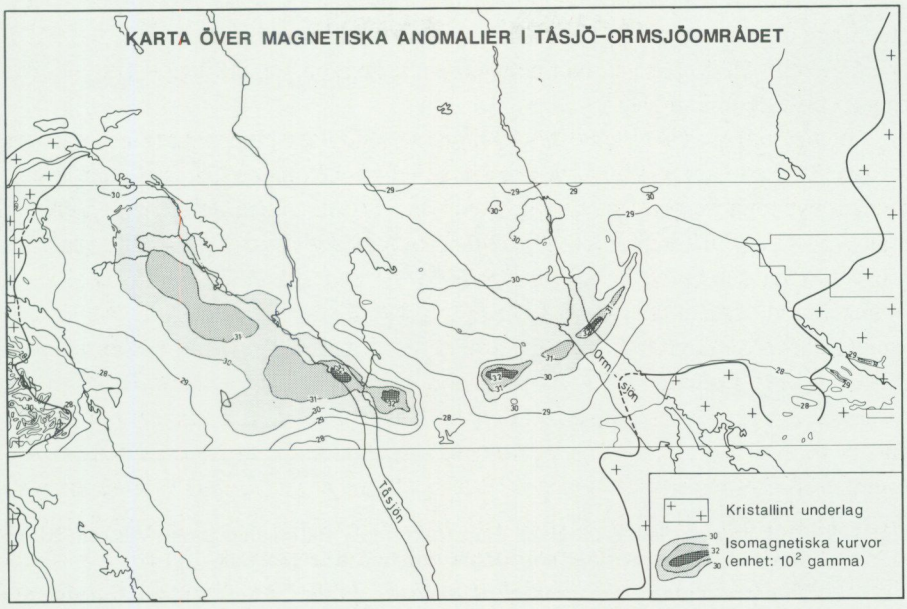


Fig. 128. Karta över den magnetiska anomalin i Tåsjö-Ormsjöområdet enligt Hesselbom (1980).

Map of the magnetic anomalies in the Tåsjön-Ormsjön areas.

ka bergarterna väster om Fånsjön (21F, 9e) gav en ost–västligt orienterad magnetisk anomali (fig. 128). Eftersom de kaledoniska bergarterna i regel är omagnetiska, bör orsaken till denna anomali vara att söka i det underliggande kristallina urberget och sannolikt vara representerad av en basisk intrusivkropp. Hesselbom (1980) beräknade djupet till intrusionens överyta och visade att denna stupade flackt mot väster från ca 100 m ö.h. i öster till ca 600 m u.h. i väster. Anomalins form tyder på att bergartskroppen har formen av en böjd skiva, som stupar brant åt söder. Detta gör det sannolikt, att bergartskroppen når upp till urbergsytan under de betydligt yngre autoktona sedimentbergarterna.

En refraktionsseismisk profil har bidragit till tolkningen av geometrin hos gränsytan mellan det kristallina underlaget och sedimenttäcket. Profilen från nordvästra delen av Tåsjön till Stor-Rajan (22F, 4f) i Västerbottens län undersöktes av Lund (1980), varvid ett särskilt intresse riktades mot sträckan från Kvarnån (21F, 8j) till Saxälven (22F, 1h) i Västernorrland. Hastigheten för P-vågorna erhölls till ca 6,0 km/sek för de kristallina bergarterna, 5,5 km/sek för Gärdsjöformationens kvartsiter och 4,4 km/sek för Norråkerformationens gråvackor. Urbergsytan visade sig stupa åt väster från ca 100 m u.h. nära Kvarnån (21F, 8j) ned till ca 200 m u.h. vid Saxälven (22F, 1h). Den första djupsiffran överensstämmer med borrhålsdata (fig. 125), medan

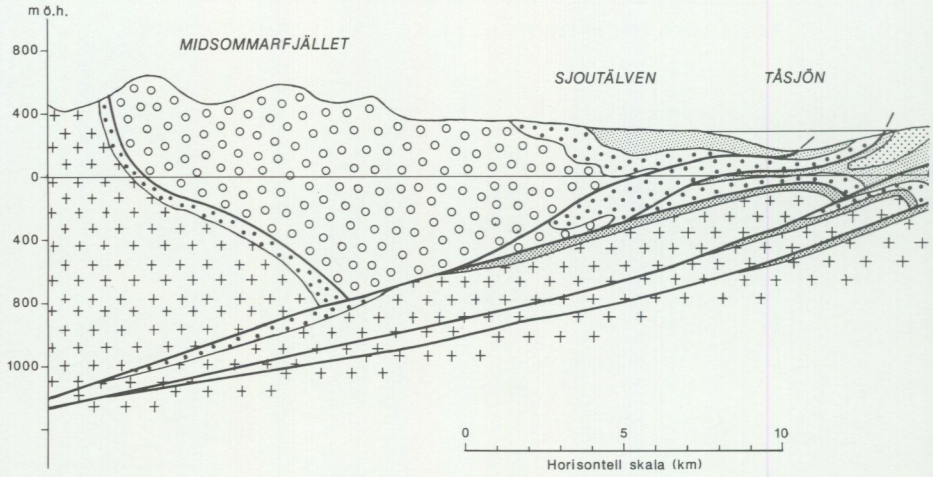


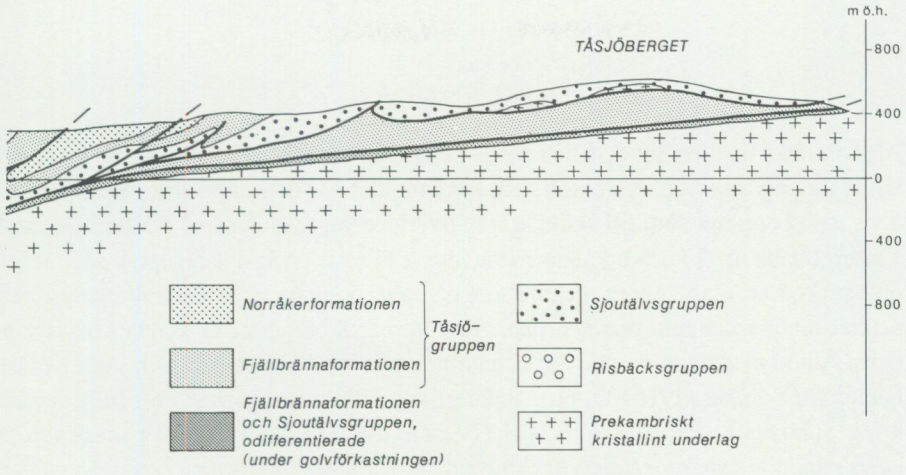
Fig. 129. Tolkning av den geologiska djupstrukturen i fjällranden inom Västernorrland, baserad på ytkartering, borrhålsinformation och geofysik.

Interpretation of the geological structure of the Västernorrland Caledonides, based on surface and drillcore mapping and geophysical data.

den andra är 100 m mindre än den extrapolerade urbergsytans djup, förutsatt att stupningen är konstant.

Nämnda seismiska data användes senare av Palm (1984), som vid beräkningarna tillämpade den s.k. tidsfördröjningsmetoden (engelska: *time-delay method)* och antog att hastigheten ökade med djupet. Hans slutsats blev att även om djupet ökade mot nordväst mellan Kvarnån (21F, 8j) och Saxälven (22F, 1h), var stupningen oregelbunden, vilket skulle tyda på att urbergsytan var sönderskuren av förkastningar.

Tolkningen att en basal golvförkastning (Gee m.fl. 1978) skulle vara relaterad till Tåsjöbergsöverskjutningen baserades väsentligen på det faktum att de sedimentära sekvenserna i den ostörda, basala lagerserien i Tjocknäsbäcken, i borrkärnorna från Lövstrand och Frostberget (Bellviksberg) och även i borrkärnan från Långviken visade stora likheter sinsemellan. Denna likhet kan enklast förklaras genom ett nästan plant och horisontellt sedimentationsunderlag samt att avsättningsförhållandena inte varierade nämnvärt under sedimentationen. Regional kartering längre väster ut, i trakten av Fånsjön (21F, 9d), visar att prekambriska kristallina bergarter är uppresta och överskjutna österut efter bildningen av golvförkastningen. Av detta skäl drog Gee m.fl. (1978) slutsatsen att urberget varit passivt nästan så långt västerut som till Fånsjön (21F, 9e). En jämförelse mellan Sjoutälvsgruppens stratigrafi på urberget väster om Sörsjön (21F, 8f) och den ostörda (autoktona) stratigrafin i Långvikenborrhålet ledde till slutsatsen att det troligen skett en betydande, flera kilometer lång rörelse längs en sent bildad överskjutningsyta, som förkastade den tidigare rörelseytan.



Den nya refraktionsseismiska tolkningen (Palm 1984) ger stöd för slutsatsen att sena förkastningsytor skär golvförkastningen och det underliggande kristallina underlaget även i området kring nordväständen av Tåsjön. Fig. 129 illustrerar denna tolkning av områdets djupstruktur. Figuren gör inget försök till att återge den komplexa imbrikering (hopskjutning) av kvartsitskollorna på Tåsjöberget, som lokalt är dokumenterad genom omfattande borrhålsdata (jfr Lövstrand; Du Rietz 1961, planscherna 3 och 4). Inte heller tar den hänsyn till småskaliga förkastningar på andra håll. Tolkningen försöker i stället kombinera all tillgänglig geologisk och geofysisk information till en solid modell av strukturen inom de två översta kilometerna av jordskorpan i Västernorrland. Denna tolkning (fig. 129) innebär (1) att Fjällbrännaformationens alunskiffrar i Kyrk-Tåsjöskollorna härstammar från det tektoniskt förkortade område, som nu är beläget under mellersta och nordvästra Tåsjön, (2) att skollberggrunden på Tåsjöberget med dess skivor av prekambriska graniter överlagrade av ca 60 m av Gärdsjöformationens kvartsiter transporterats från det område som nu ligger under Midsommarfjället och (3) att Midsommarfjällsformationens sandstenar och överlagrande yngre lager härstammar från ett område flera tiotal kilometer längre västerut mot den kaledoniska orogenens centrum.

ALNÖOMRÅDET

(av P. Kresten)

INLEDNING

Alnöområdet utanför Sundsvall är ett av de bäst kända och mest undersökta geologiska objekten i Sverige. Karakteristisk för området är förekomsten av karbonatiter, d.v.s. kalkbergarter som till skillnad från Sveriges yngre kalkstenar (Öland, Gotland, Västergötland m. fl.) och urkalkstenarna inte är bildade på jordytan genom sedimentationsprocesser, utan genom magma som alstrats i jordens inre, förmodligen i gränsskiktet mellan manteln och skorpan. Alnöområdets bergarter är kända i massiv på norra Alnön med angränsande öar och holmar i norr (17H NO, 5-6g-h), samt på fastlandet vid Söråker (17H NO, 6h). Vidare finns hithörande gångar i ett stort område kring Sundsvall på bladen 17H, 17I NV och 18H SO. En karta över massiven på norra Alnön ges som *specialkarta 1*, medan viktigare gångar, med en bredd överstigande 0,5 m, redovisas på *specialkarta 2*.

Även om begreppet "karbonatit" myntades först av W.C. Brögger (1921) i samband med hans undersökningar av Fenområdet sydväst om Oslo, beskrevs Alnöområdets karbonatiter långt tidigare av A.G. Högbom. Han inledde sina studier 1889. Dessa kulminerade i uppsatsen "Ueber das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö" (1895), ett arbete som än idag är klart läsvärt.

Hypotesen att karbonatiter är av magmatiskt ursprung möter vi först hos Stutzer (1907), som följd av fältobservationer på Alnön året före. Den geologiska forskningen rörande Alnöns bergarter har nu pågått i mer än hundra år och har resulterat i drygt 80 uppsatser. Den forskare som kanske bidragit mest att göra området internationellt känt var Harry von Eckermann, främst genom monografin "The alkaline district of Alnö Island" (1948). Trots alla forskningsinsatser finns fortfarande en hel rad olösta problem rörande de olika bergarternas bildning och inbördes relationer.

Förutom karbonatiter finner man inom Alnöområdet ett flertal mer eller mindre ovanliga bergartstyper: alkalina bergarter, feniter och melilitbergarter. Dessa bildar s.k. centralintrusioner: på nordöstra Alnön, nordväst om Sälskären och på Söråkerslandet norr om Alnön (fig. 130). Det finns all anledning att förmoda att åtskilliga andra, hittills oupptäckta centralintrusioner existerar i området, eftersom blottningsgraden är låg och heltäckande flygmagnetiska kartor saknas. Blockfynd av karbonatiter och alkalina bergarter från områden utan kända intrusioner är vidare ganska vanliga.

Bortsett från de bergarter som kan knytas till centralintrusioner förekommer i östra Medelpad gångbergarter, vanligen kallade "Alnögångar". Dessa varierar från någon centimeter till ett tiotal meter i bredd. Inom ett område av drygt 1 000 km^2 har mer än 1 200 gångobservationer gjorts, med bergarter som spänner över ett mycket brett spektrum av sammansättningar (se nedan). Därtill kommer alnöiter och liknande bergarter som stundom uppträder som brecciefyllda trattformiga rör (på engelska *pipes*).

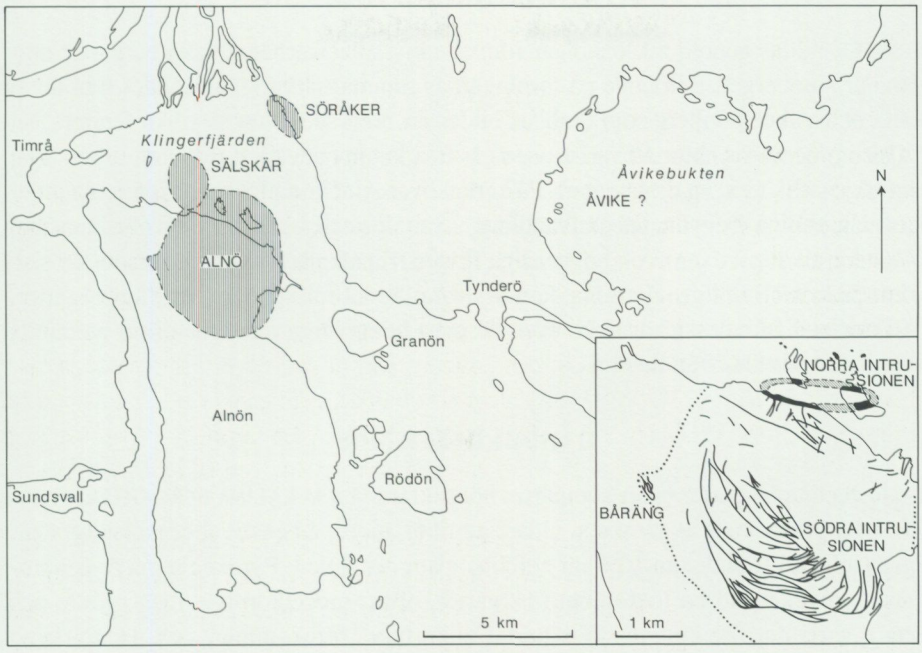


Fig. 130. Olika intrusionscentra i Alnöområdet. Lilla kartan visar söviternas intrusionsmönster i olika delar av komplexet på norra Alnön.

Various centra of igneous activity within the Alnö area. Inset shows schematically the pattern of sövite intrusions within the different parts of the main complex on northern Alnön.

Av alla liknande områden världen över tycks Alnöområdet vara det mest kompletta, innehållande hela det breda spektrum av ovanliga bergarter, som oftast påträffas spridda – med en viss lagbundenhet – över en hel urbergssköld (=kraton). Detta innebär inte nödvändigtvis ett direkt genetiskt samband mellan bergarterna, utan är snarare ett tecken på att området utgjort en svaghetspunkt i jordskorpan som använts av skilda intrusioner under en avsevärd tid.

BERGARTSNOMENKLATUR

Alnöbergarternas nomenklatur är mycket invecklad. Nedan ges den i mycket förenklad form. Endast bergartsnamn givna i KAPITÄLER kommer fortsättningsvis att användas i texten.

OMVANDLINGSBERGARTER

FENITER bildas genom att lösningar från alkalina eller karbonatitiska bergarter omvandlar sidoberget. Beroende på lösningarnas sammansättning, avståndet från deras källa och vilket sidoberg som drabbas bildas ett brett spektrum av olika feniter. Det ligger i processens natur att variationen går från knappt påverkat sidoberg till en fenit som är snarlik t.ex. en djupbergart. På kartan över Alnökomplexet har feniterna indelats i låggradiga (begynnande omvandling: kvartsförande bergarter med alkaliamfibol och/eller alkalipyroxen) och höggradiga (kvartsfria alkalisyeniter). Eftersom de sistnämnda kan bli rätt grovkorniga, kan det vara lätt att missta dem för djupbergarter. Till skillnad från dessa har dock även de mest höggradiga feniterna alltid befunnits vara i stort sett fria från nefelin.

DJUPBERGARTER

De flesta djupbergarter inom komplexet hör till familjen ALKALINA BERGARTER. PYROXENITER består mest av pyroxen, vidare amfibol, biotit, magnetit eller melanitgranat. Ljusa mineral (mindre än 10%) är nefelin, apatit och kalcit. Pyroxeniterna är genomgående mycket mörka (och tunga) bergarter, oftast medelkorniga, men grövre och finare varianter förekommer. Ett flertal olika typer förekommer, t.ex. jacupirangit (mest pyroxen och magnetit) och cromaltit (mest pyroxen och melanitgranat).

MELTEIGIT och IJOLIT består av nefelin (10–35% respektive 35–65%), pyroxen, apatit samt melanitgranat, magnetit, biotit etc. Något alkalifältspat kan uppträda, främst i ijolit. Bergarterna är oftast medelkorniga, stundom grova (pegmatitartade). En helt ljus nefelinbergart, med 80–90% nefelin, kallas urtit.

NEFELINSYENIT består av ungefär lika mycket nefelin och alkalifältspat, med mindre än 35% mörka mineral (pyroxen, biotit). Bergarten är oftast mycket ljus, medel- till grovt medelkornig, gärna med listformade fältspater. Fältspatens färg (samt dess tydliga spaltning) gör att bergarten lätt kan skiljas från t.ex. ijolit. Stundom är nefelinen omvandlad till kankrinit, ett gult (gulgrönt) mineral. En mörkare variant av nefelinsyenit kallas malignit.

SYENIT – en djupbergart huvudsakligen bestående av alkalifältspat – har inte hittats bland Alnöbergarterna, med undantag för feniterna (se ovan).

MELILITBERGARTER bildar en grupp för sig och hör således inte till de alkalina bergarterna. De har endast hittats på Söråkerslandet, som en tämligen grovkornig bergart bestående av melilit, diopsidisk pyroxen, svart granat (Ti- och Zr-rik), magnetit, apatit, kalcit och magnetkis. Den specifika bergartsbeteckningen är uncompahgrit. KARBONATIT som mest består av kalcit kallas SÖVIT. Trots att den räknas till djupbergarterna uppträder den inom Alnöområdet alltid som gångar, med en bredd varierande från någon centimeter till drygt hundra meter. Förutom medel- till grovkornig kalcit ingår biotit och/eller pyroxen, apatit, magnetit, melanit och komplexa titanat eller niobat (perovskit, pyroklor m.fl.). Varianter med 50–70% silikatmineral kallas

SILIKOSÖVITER. SÖVITPEGMATIT kallas en grovkornig sammanväxning mellan kalcit och pyroxen (med apatit, magnetit etc.).

GÅNGBERGARTER

ALKALINA GÅNGBERGARTER har sammansättningar motsvarande djupbergarternas, men är finkorniga och ofta porfyriska. PYROXENITGÅNGAR svarar mot pyroxeniterna, NEFELINIT mot melteigit till ijolit och FONOLIT mot nefelinsyenit. Dessutom uppträder TRAKYT (vissa varianter har kallats borengit efter Båräng på Alnön), som består mest av alkalifältspat (motsvarande djupbergarten syenit).

KARBONATITISKA GÅNGBERGARTER indelas i ALVIKIT (>70% kalcit, vidare biotit/flogopit, magnetit, perovskit etc.) och BEFORSIT (>70% dolomit, vidare flogopit, alkalifältspat, pyroklor, baryt, pyrit). Bergarterna är oftast finkorniga till täta. De skiljs lättast genom att alvikit fräser i utspädd saltsyra, beforsit däremot inte, eller endast fläckvis. Alvikit rik på silikatmineral (>30%) kallas SILIKOKARBONATIT. Den är en övergångsform mellan alvikit och alnöit.

BARYTGÅNGAR förekommer vid Pottäng och Hartung. Förutom baryt (=tungspat) består de av kalcit, flusspat, pyrit och järnhydroxid (goethit). Lösa block av barytrika gångar har påträffats vid infarten till Söråker.

Lamprofyrer kallas en grupp silikatbergarter med strökorn av mörka mineral i en ofta mörk grundmassa. ALNÖIT är en medlem av lamprofyrfamiljen och detta namn kommer att användas kollektivt för hithörande bergarter, helt oberoende av om de är "klassiska" alnöiter eller närbesläktade bergarter. Alnöiterna består av strökorn av glimmer och magnetit, mer sällan av olivin, pyroxen eller amfibol, i en finkornig grundmassa som utgörs av glimmer, kalcit, magnetit, perovskit, melanit, apatit och stundom melilit (i sistnämnda fall = "klassisk" alnöit). Vissa alnöiter är rika på fragment. Somliga kommer från jordskorpans djupare delar, t.ex. GRANULIT (plagioklas, granat, hornblände, pyroxen) och EKLOGIT (granat, pyroxen, amfibol).

KIMBERLITISKA ALNÖITER skiljer sig från föregående genom höga halter av olivin, glimmer (flogopit) och ibland ljus pyroxen (mineralen uppträder både som strökorn och i grundmassan). Typiska för kimberlitiska alnöiter är rundade fragment av ULTRABASITER (olivin, spinell, pyroxen, något glimmer), som härstammar från övre manteln, liksom enstaka strökorn av magnesiumrik ilmenit (blåsvart, omagnetisk).

YTBERGARTER

Till ytbergarterna bör sannolikt Sälskärsbreccian räknas, eftersom den kan klassificeras som KARBONATITTUFF. Små (0,5–10 mm) runda fragment (s.k. lapilli) av en melilitrik bergart är inbäddade i en karbonatrik grundmassa (kalcit, glimmer, magnetit, olivin, apatit, pyroklor).

ÅLDERSBESTÄMNINGAR

Alnöbergarterna är klart yngre än omgivande migmatiter och graniter. De är även yngre än de postjotniska diabaserna, som ju har trängt in i gnejser och graniter. Exempel kan ses i alnöiten vid Hovid (692998-158101), som innehåller fragment av grova diabaser, samt kring Barsviken (693305-160340), där diabasen intruderas av olika Alnögångar. Fynd av breccieblock vid Brännsand (692870-159600), med fragment av "Åvikesandsten" (sid. 173), visar att Alnöbergarterna är yngre än denna sandsten.

För att bestämma den absoluta åldern används olika kemiska och masspektrometriska metoder. Totalt har 46 prover analyserats för Rb-Sr-dateringar, 21 prover för K-Ar-dateringar, ett prov för U-Th-totalblydatering, samt tre prover för fissionsspårdatering.

En U-Th-Pb-bestämning (von Eckermann och Wickman 1956) resulterade i en uppskattning av den maximala åldern till 562 miljoner år för sövit från södra delen av Alnöintrusionen.

En 12-punkts Rb-Sr-isokron för alkalina djupbergarter från intrusionen på norra Alnön gav en ålder av 562±17 miljoner år (Blaxland 1978), med ett initialvärde på $^{87}Sr/^{86}Sr$ av 0,7035. En 14-punkters isokron för alkalina gångbergarter, huvudsakligen från området kring och norr om Fagervik, gav en ålder av 553±5 miljoner år med initialvärdet 0,7042 (Brueckner och Rex 1980). Några trakyter faller på en parallell isokron med ett högre initialvärde, 0,7050, vilket tyder på kontamination med Sr från jordskorpan (t.ex. delvis uppsmältning av fenitmaterial).

Preliminära Rb-Sr-bestämningar ger för melilitbergarten i Söråker 580±5 miljoner år och för Sälskärsbreccian 552±13 miljoner år, båda med ett initialvärde på 0,703 (Kresten, under arbete).

Åldersbestämningarna med K-Ar-metoden (Brueckner och Rex 1980, Kresten, under arbete) sprider huvudsakligen i intervallet 668–517 miljoner år (18 prover). Den något högre åldern på melilitbergarten vid Söråker tycks bekräftad även genom K-Ar-metoden. Intrusionen på norra Alnön består sannolikt av en äldre delintrusion i norr (601±24 miljoner år) och en yngre i söder (546±16 miljoner år; båda dateringarna avser söviter).

Alnöit- och karbonatitgångar sprider över ett intervall på drygt 50 miljoner år. Fältobservationer tyder på att denna spridning kan avspegla reella åldersskillnader.

Kimberlitiska alnöiter ligger väl samlade kring 600 miljoner år. Detta strider dock mot fältobservationerna, enligt vilka denna typ av gångar alltid verkar klart yngst. Gången vid Hartung (692863-158396) ger en K-Ar-ålder för glimmerströkorn på 605±15 miljoner år, medan pyroxeniten som intruderas av gången ger en ålder på endast 371±15 miljoner år (Brueckner och Rex 1980). Ett biotitomvandlat pyroxenitfragment i gången ger 592±24 miljoner år (Kresten, under arbete). Det verkar troligt att de kimberlitiska alnöiternas skenbart höga ålder beror på överskottsargon.

Glimmer från Sälskärsbreccian har gett en ålder på 370±15 miljoner år (Brueckner och Rex 1980), och ett liknande värde, 371±6 miljoner år, har erhållits på en melilitrik gång inom Alnökomplexet (Kresten, under arbete). Eventuellt kan dessa låga åldrar (se även pyroxeniten vid Hartung ovan) återspegla en relativt sen (permisk?) intrusiv fas, som medförde att K-Ar-systemet öppnades. Möjligen kan utförda fissionsspårdateringar tolkas på samma sätt. Welin m. fl. (1972) erhöll åldrar på 230–240 miljoner år på glimmer från alnöiten vid Hovid (692998-158101). Kresten (under arbete) redovisar fissionsspårdateringar av titanit från två alkalina djupbergarter inom södra intrusionen på Alnön. Åldrarna, 214±45 och 230±41 miljoner år, ligger inom ramen för dateringarna av Hovidglimmern.

I sammanhanget kan nämnas att Axberg (1980) genom seismiska undersökningar anser sig ha påvisat en gångintrusion nära Åvikebukten (jfr fig. 147). Gången genomslår ordoviciska lager (ordovicium: 438–505 miljoner år).

DJUPBERGARTER

Flera olika intrusioner av Alnöbergarter kan urskiljas (se fig. 130): komplexet på norra Alnön (uppdelat i norra intrusionen, södra intrusionen och Bårängintrusionen), Sälskärsbreccian och Söråkerintrusionen.

KOMPLEXET PÅ NORRA ALNÖN: NORRA INTRUSIONEN

Geologin längs Alnöns norra strand och holmarna i norr skiljer sig markant från komplexet i övrigt. De relativt få blottningarna medför dock att den geologiska bilden blir fragmentarisk.

Norra intrusionens sövitgångar är mycket mäktigare än inom komplexet i övrigt (jfr kartan). Söviterna är vanligen sliriga (fig. 131) och stundom så rika på brottstycken att de markerats som sövitbreccia på den geologiska kartan. Vanliga är även boudinerade sliror av silkatrikt – gärna pyroxenrikt – material. Rena söviter tycks representera en senare utvecklingsfas, eftersom de diskordant skär över de sliriga söviterna.

Söder och sydväst om den mäktiga sövitgången, som löper längs Alnöns norra strand och återfinns inom Långharsholmens (692960-158610) centrala delar, markerar en bred brecciezon den sannolika gränsen för den norra intrusionen. Innehållet i brecciezonen är komplext. Fragment av feniter i olika stadier av omvandling och fragment av alkalina bergarter ligger i en grundmassa av slirig sövit, eller av alkalina bergarter (ijolit, nefelinsyenit). Båda typerna av grundmassa kan uppträda intill varandra. Allt är genomådrat av sövit och genomslaget av karbonatitgångar (fig. 132).



Fig. 131. Slirig sövit med boudinerade pyroxenrika partier. Västra Sälskär (693052-158487).

Flow-layered sövite with pyroxene-rich layers showing boudinage.

Norra intrusionens kärna utgörs av (siliko)söviter och alkalina bergarter (pyroxenit, melteigit, ijolit, nefelinsyenit). Bergarterna torde ha intruderat ungefär samtidigt, bildande ett ringkomplex. Detta kontrasterar skarpt mot de geologiska förhållanden vi möter inom den södra intrusionen. Där finner vi en äldre intrusiv serie, som utgörs av pyroxenit, melteigit, ijolit och slutligen nefelinsyenit, som genomådras av sövit (se kartan).

Intrusionssättet för bergarterna inom den norra intrusionen har varit ett strikt laminärt flöde, d.v.s. som nästan tvådimensionella skikt. För (siliko)söviternas del illustreras detta av bergarternas slirighet, bandning och boudinering (fig. 131). Samma gäller i viss utsträckning även för söviterna inom den södra intrusionen och Bårängintrusionen. Inom den norra intrusionen visar dock även de alkalina bergarterna tecken på laminärt flöde: mer grov- och finkristallina skikt växellagrar och planparallella "sömmar" uppträder (fig. 133). Ett undantag är en ijolitkupol på Långharsholmens



Fig. 132. Fenitbreccia, genomslagen av karbonatitgångar. Sydöstra Långharsholmen (692955-158638).
Fenite breccia, cut by carbonatite dikes.

nordostspets, som är klart intrusiv mot omgivande silikosövit (fig. 134). Bergarten har samma intrusionssätt som ijoliterna (inklusive melteigiterna) i söder, nämligen som pluggar eller kupoler, och är det enda kända exemplet på en alkalin djupbergart som intruderar sövit. Kupolen tolkas som en intrusion av yngre ijolit, sannolikt besläktad med södra intrusionens ijoliter, i det äldre, norra ringkomplexet. Detsamma



Fig. 133. Pyroxenit med skiktstruktur, som tolkas bildad genom laminärt flöde. Västra Långharsholmen (692974-158580).
Sheeted pyroxenite intrusion.

gäller möjligen även de alkalina bergarterna på lilla skäret öster om Långharsholmen (fig. 135).

Skillnaderna mellan den norra och södra intrusionen manifesteras även av söviternas sammansättning. För söviterna i den norra intrusionen är perovskitmineral (perovskit, dysanalyt, äschynit) typiska. Pyroklormineral förekommer ytterst sällan. Söviterna inom den södra intrusionen och Bårängintrusionen innehåller däremot aldrig perovskit. Pyroklormineral är dock vanligt förekommande. Detta är förenligt med att söviterna bildats genom fraktionerad kristallisation. Titanmineral (=perovskit) uppträder tidigare i serien än niobmineral (=pyroklor). Åldersskillnaden mellan de norra och södra söviterna har preliminärt kunnat bekräftas genom K-Ar-datering (se ovan).



Fig. 134. Kupol av yngre ijolit, intrusiv i omgivande sövit. Nordvästra Långharsholmen (692986-158580).

Dome-shaped intrusion of younger ijolite, intruding the surrounding sövite. Northwestern Långharsholmen.

Medan de alkalina bergarterna inom södra intrusionen är i stort sett karbonatfria, är de inom norra intrusionen gärna karbonatförande. Karbonat (mest kalcit) uppträder som sliror, körtlar och sprickfyllnader, vilket kan tolkas som en avblandning av i silikatsmälta lösligt karbonat vid sjunkande tryck och temperatur. Kopplar man detta till motsvarande fenomen hos söviterna – avblandade och boudinerade silikatsliror – ligger antagandet nära till hands att en modermagma spjälkats upp i två delar – en silikatmagma rik på karbonat, samt en karbonatmagma rik på silikat. En säker kontroll av en sådan modell är isotopanalys. Utförda Sm-Nd-analyser (Kresten, under arbete) visar dock att den föreslagna modellen inte håller. Karbonatitmagmor och alkalina silikatmagmor inom norra intrusionen har inte bildats genom uppspjälkning av en modermagma, utan har bildats var för sig.

Sövitpegmatiter utgör ett karakteristiskt inslag i den norra intrusionen. De uppträder som gångar, i likhet med förekomsterna i södra intrusionen (fig. 136). En sådan gång uppträder t.ex. intill bryggan på Stugholmen (693035-158571), där den är klart intrusiv gentemot omgivande sövit.



Fig. 135. Pyroxenit (P), som genomsatts av ijolit (I). Båda bergarterna har intruderats av nefelinsyenit (N). Lilla skäret öster om Långharsholmen (692961-158644).

Pyroxenite (P), intruded by ijolite (I). Both rocks have been intruded by nepheline syenite (N).

Sövitpegmatitliknande bildningar påträffas även som segregationer, främst på Stugholmen och intilliggande skär. De bildar diskordanta band eller "bubblor" (fig. 137) i en slirig sövit. Framför allt "bubblorna" visar helt klart att de bildats genom en sen omkristallisation av sövit. I ett tidigt stadium ser man ett radialstråligt mönster av grov, bladig kalcit och grov pyroxen, som utgår från "bubblans" mitt. Successivt blir kristallerna större och pyroxenen m.fl. mineral trängs ut mot periferin. Slutligen återstår endast ren, grovbladig, radialstrålig kalcit, omgiven av en bård av pyroxen, apatit, glimmer etc. Geokemiska och isotopgeokemiska analyser (Kresten, under arbete) bekräftar antagandet av en rekristallisation under hydrotermala betingelser och relativt högt syrepartialtryck.



Fig. 136. Sövitpegmatit, en grovkristallin, orienterad sammanväxning mellan kalcit och pyroxen. Gången vid Hörningsholm (692973-158465).

Sövite pegmatite, a coarse-grained, oriented intergrowth between calcite and clinopyroxene.

Det kan förefalla tämligen enkelt att extrapolera processen från "bubblorna" av sövitpegmatit (fig. 137) till gångarna av sövitpegmatit (fig. 136). Detta är dock ohållbart vid närmare påseende. Sövitpegmatitgångarna kan omöjligen ha bildats genom rekristallisation av söviter. Den enda plausibla förklaringen till deras bildning är att de aldrig varit söviter, utan är kristallansamlingar (kumulat) i sövitmagman på större djup, bildade under ett högt koldioxidtryck (Kresten, under arbete).

Nämnda två testade modellfall – magmaspjälkning och sövitpegmatitbildning – har behandlats något mer utförligt för att visa att inget är enkelt (eller, för den delen, "logiskt") vad gäller Alnöns bergarter.

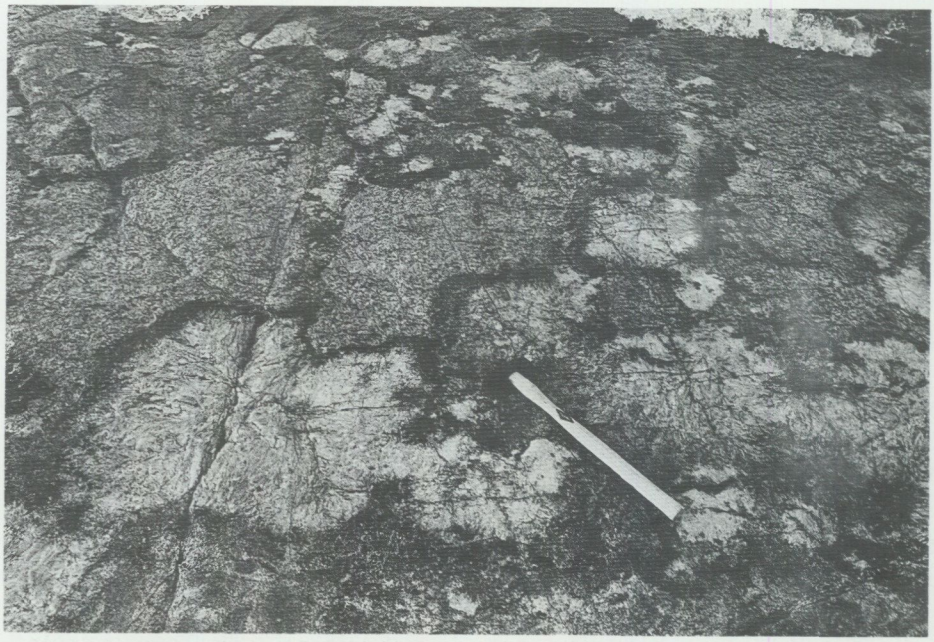


Fig. 137. Sövitpegmatitliknande bildningar i bandad sövit. Omkristallisationen har lett till att "bubblorna" består av ren, grovbladig kalcit, omgiven av en bård av mörka mineral (huvudsakligen pyroxen). Stugholmen (693037-158566).

Recrystallization of layered sövite, resembling the sövite pegmatites. The ultimate products are "blebs" of pure, coarse, laminar calcite, surrounded by a shell of mafic phases (mainly clinopyroxene).

KOMPLEXET PÅ NORRA ALNÖN: SÖDRA INTRUSIONEN

FENITER

Feniterna bildar en aureol runt de alkalina bergarterna. På den geologiska kartan har de indelats i kvartsförande och kvartsfria. Feniterna förtjänar att behandlas något mer ingående. Bortsett från att de är geologiskt intressanta, är – även om termen kommer från Fen i Norge – Alnön det klassiska området vad gäller fenitiseringsprocessen, tack vare von Eckermanns (1948) monografi. Nya rön har dock inneburit en revolution vad gäller vår förståelse av processen, såväl beträffande Fen (Kresten och Morogan 1986, Kresten 1988) som Alnön (Morogan och Woolley 1988, Morogan 1989).

Feniterna har av hävd indelats i låg-, mellan- och höggradiga, beroende på hur långt omvandlingen fortskridit. En sådan klassifikation görs genom studier av tunn-

slip. Tyvärr är det subjektiva bedömningar som leder till en uppfattning av fenitiseringsgraden. Vidare har det visat sig att "mellangradiga" feniter i ett område svarar mot "höggradiga" feniter i en annan del av samma intrusion (Kresten och Morogan 1986). Feniter bildade i direkt kontakt med den fenitiserande bergarten måste klassas som en separat grupp, kontaktfeniter (Kresten 1988). En ny indelning av feniter på kemisk grundval har tillämpats på bergarterna från Fen (Kresten 1988). Som måttstock för fenitiseringsindex tas summan tillfört material, vilken man får fram genom att jämföra den kemiska sammansättningen av en fenit med ursprungsbergartens. På så sätt får man en steglös gradering av feniterna på objektiv basis. Metoden har med framgång tillämpats på feniterna från Alnön (Morogan 1989).

På Alnön kan fenitiseringens yttre gräns oftast avgöras genom att man mäter skiffrighetens riktning. Migmatiten på norra Alnön har ost–västlig strykning och branta stupningar. När man närmar sig intrusionen vrider skiffrigheten, tills den slutligen är konform med intrusionen i sin helhet. Längs intrusionens nordvästra och västra gräns böjs sålunda sidobergets skiffrighet av från ca ost–västlig till nord–sydlig. Denna omställning tolkas här som en plastisk deformation av sidoberget till följd av de alkalina bergarternas intrusion.

De första tecknen på begynnande fenitisering i häll är en fläck- eller stråkvis (längs sprickor) rödfärgning av migmatiten. Ansamlingar av fältspat i dessa områden är vanliga, liksom små svarta nålar av alkalipyroxen (ägirin). Kvartshalten minskar, likaledes fläck- eller stråkvis. Bergartens struktur, t.ex. ådergnejsmönstret, blir mer och mer suddig och upplöst. En utmärkt lokal för att studera den begynnande fenitiseringen är hällarna vid vägskälet norr om Hartung (692960-158373).

Eftersom fenitiseringen skapas av reaktioner mellan sidoberget och magmatiska lösningar, är heterogenitet ett utmärkande drag hos feniter, främst då i mindre avancerade stadier. Lösningarna har kanaliserats längs sprickor, antingen redan befintliga eller sådana som bildats i samband med intrusionen. Längs dessa blir omvandlingen givetvis mer markant, vilket kan leda till att helt kvartsfria områden påträffas bland kvartsförande feniter.

I tunnslip känner man igen den begynnande fenitiseringen på att främst plagioklasen, men även mikroklinen, blir grumlig. Biotiten ser "naggad" ut och de första egentliga fenitmineralen uppträder i bårder runt biotit: blå alkaliamfiboler, grön ägirin samt klar, nybildad alkalifältspat. Allt eftersom fenitiseringsgraden ökar, stiger halten nybildade mineral (mest alkalifältspat och alkalina pyroxener), medan de ursprungliga mineralen försvinner.

På Alnön utgörs gränsen mellan kvartsförande och kvartsfria feniter oftast av en smal kross- eller nedmalningszon. Denna kan i sporadiska blottningar följas runt större delen av fenitzonen. Den ser ut som en mylonitisk bergart och har kallats "termodynamisk chockzon" av von Eckermann (1948). Enligt mitt förmenande rör det sig dock snarast om gränsen för plastisk deformation av det fenitiserade sidoberget. Utanför krosszonen har vi den ovan beskrivna omställningen av skiffrigheten. Innanför

krosszonen beter sig feniterna i stort sett som djupbergarter – mobila och intrusiva. Insprängda i dessa mobila, kvartsfria feniter hittar man dock alltjämt små "öar" av mer låggradigt material, med igenkännbar ådergnejsstruktur. Observera att fenitbreccierna invid norra intrusionen uppenbarligen saknas kring den södra.

De kvartsfria feniterna har syenitisk eller alkalisyenitisk sammansättning. Huvudkomponenterna är alkalifältspat, vanligen natronrik ortoklas, mer sällan albit, och pyroxen, oftast en ägirinaugit med varierande natronhalt. Biotit dyker upp som nybildat mineral. Övriga, vanligen accessoriska beståndsdelar är magnetit, pyrit, apatit, melanit och kalcit. Bergarten är (grovt) medelkornig, massformig och liknar en syenitisk djupbergart.

Vad är det nu som förorsakat fenitiseringen? von Eckermann (1948) antog att processen enbart orsakats av söviterna, att fenitiseringen i slutänden kunde leda till nefelinförande bergarter och att de flesta av de förmenta djupbergarterna (ijoliter, nefelinsyeniter) egentligen inte var annat än extremt kraftigt fenitiserade ådergnejser (von Eckermann 1960). Enligt min uppfattning är samtliga dessa hypoteser och påståenden felaktiga. Feniterna upptar en stor yta, likaså de alkalina djupbergarterna (jfr den geologiska kartan). Om feniterna, i vart fall de kvartsfria, varit mobila och rentav intrusiva, måste de ha deltagit i de alkalina bergarternas intrusion. Söviterna är små och uppenbarligen relativt sent bildade. Krosszonen, gränsen mellan svagare och starkare fenitisering, tillika mellan plastisk deformation och fritt intrusivt beteende, innehåller krossade fenitmineral (ägirin och alkaliamfibol). Bergarten måste således ha varit en fenit innan den maldes sönder. Vidare måste de stora mekaniska påfrestningarna på sidoberget i mer eller mindre fenitiserat skick givetvis relateras till de alkalina bergarternas intrusion. Således måste feniterna ha funnits före de alkalina bergarternas intrusion. Dessa feniter kan bara ha bildats genom lösningar som härrörde från de alkalina magmorna.

Självklart är det dock så att även söviterna bidragit till fenitiseringen. Processerna är inte så enkla som man tidigare trodde. Man antog att i stort sett en enda bergart inom ett visst komplex förorsakat fenitiseringen (på Alnön sövit), och att de fenitiserande lösningarna hade likartade sammansättningar överallt (McKie 1966). Studier av fenitiseringen på Fen (Kresten och Morogan 1986) har visat att det även inom ett och samma komplex förekommer flera olika typer av fenitiserande lösningar, som kan härledas till var sin ursprungsbergart. Liknande slutsatser har man kommit till vad gäller Alnöns feniter (Morogan och Woolley 1988): en typ av fenitisering kan sättas i samband med ijoliterna, en annan med söviterna, och återigen andra kan vara överpräglingar på äldre fenitiseringar.

Vad gäller den omfattande bildningen av nefelin vid fenitisering, ett av von Eckermanns axiom, så vet vi nu att nefelin stundom kan bildas i vissa kontaktfeniter, som först blivit fenitiserade av lösningar från ijoliten och därefter av sådana från söviterna (Morogan och Woolley 1988). Någon regional nefelinisering, med alkalina bergarter som slutprodukt, finns dock inte.

PYROXENITER

Pyroxeniterna uppträder som linsformade kroppar eller små massiv, antingen i nära anslutning till intrusionerna av ijolit och melteigit, eller som självständiga kroppar. Mindre stråk av pyroxenit finns som lager i ijolitseriens bergarter. Sannolikt hör pyroxeniterna till de äldsta intrusionerna i området. De förekommer som fragment i både ijolit (melteigit) och nefelinsyenit, samt i söviterna.

Pyroxeniterna är vanligen medelkorniga, mörka och tunga bergarter. Varianten jacupirangit, med pyroxen, magnetit och apatit, kan med fördel studeras omedelbart öster om gårdarna vid Hartung (692860-158405), kring ledningsstolparna.

Det är troligt att det finns olika typer av pyroxeniter, bland dem även en, som inte kan betraktas som en djupbergart. Mellan Alnö kyrka och Pottäng (692780-158335) anstår en smal lins av pyroxenit i kvartsfria feniter. Den kan tänkas ha bildats ur feniten genom differentiationsprocesser.

Vissa pyroxeniter har på grund av hög magnetithalt varit föremål för järnmalmsbrytning, t.ex. vid Stavsätt (692685-158510) och Ås (692670-158575). Magnetitens titanhalt är ofta mycket hög, 10–15% TiO_2, vilket är ogynnsamt ur järnutvinningssynpunkt. Se även sid. 287.

MELTEIGIT OCH IJOLIT

Melteigit-ijolitbergarterna uppträder som två större massiv i norra resp. södra delen av södra intrusionen (jfr geologiska kartan). Det södra massivet är helt tydligt sammansatt av flera smärre, kupolformade intrusioner. Det norra, som är något sämre blottat, kan möjligen vara mer homogent.

Bergarterna är medelkorniga, massformiga till sliriga eller bandade. Bandningen har tillkommit under intrusionen och utgörs av olika mörka skikt i växellagring. En häll som visar bandningen speciellt tydligt finns strax intill vägkorset vid Hörningsholm (fig. 138). Där ser man också att nefelinsyeniten, i form av smala gångar, är klart yngre än melteigit-ijolitseriens bergarter. En mer ovanlig typ av melteigit anstår norr om Hartung (692905-158589): ägirinaugiten förekommer som nålar, till synes oregelbundet anordnade. Kring Nedergård (692640-158495) hittar man en ovanlig ijolittyp, med gott om små glänsande bruna titanitkristaller, som är upp till 3–4 mm stora.

Melteigit-ijolitbergarterna inom den södra intrusionen är alltid äldre än nefelinsyeniter och söviter. De är yngre än vissa pyroxeniter, medan andra pyroxeniter visar gradvisa övergångar till melteigiter och således kan vara jämngamla med dessa.



Fig. 138. Bandad ijolit, med mörkare partier av melteigit till pyroxenit och ljusare av urtit, genomådrad av nefelinsyenit. Häll nära vägkorset vid Hörningsholm (692946-158452).

Layered ijolite, with more melanocratic (melteigitic to pyroxenitic) and more leucocratic (urtitic) layers, cut by nepheline syenite dikes.

NEFELINSYENITER

Nefelinsyeniterna uppträder som större eller mindre massiv, som intruderar feniter, pyroxeniter och melteigit-ijolitserien. De är oftast mycket ljusa bergarter, med listformade fältspater, som stundom är orienterade i intrusionens rörelseriktning.

I kontaktzonen med melteigit-ijolitserien uppträder nefelinsyenit som gångar (fig. 138), som dock inte skall förväxlas med fonolitgångarna (se nedan). Bra blottningar av nefelinsyenit tillsammans med grov ijolit finner man vid det s.k. Bolidenbrottet (692885-158524), eller på gården till Stornäset (692817-158628), där man ser en mörkare variant, rik på brottstycken.

SÖVITER

Söviterna är de yngsta djupbergarterna inom intrusionen, klart yngre än de alkalina bergarterna. De är oftast medelkorniga, sliriga och tämligen rika på (oftast rundade) brottstycken. Utseendemässigt varierar de markant. Tämligen grova, biotitsliriga söviter som påminner om en djupbergart finner man vid det gamla kalkbrottet vid

Smedsgården, nu Matfors Svets' industriområde (692660-158416). Där ser man även en wollastonitrik kontaktzon gentemot omgivande kraftigt rödfärgade kontaktfenit. En utpräglat slirig sövit, rik på apatit och olika fragment, anstår i kurvan söder om Ås (692660-158577). Inte minst vid denna lokal får man intrycket att söviten blivit injekterad som en plastisk massa i sidoberget.

Sövitpegmatiter anstår dels vid Hörningsholm (fig. 136), men främst kring Stolpås (692775-158500). Block från den senare förekomsten har använts till Ås brygga (692689-158644). Det skall påpekas att det oftast inte lönar sig att försöka slå ett prov av sövitpegmatiterna. Resultatet blir en grushög (för egen del) och en förstörd häll (för de efterkommande). Detta gäller alldeles speciellt hällen vid Hörningsholm.

Söviterna har varit föremål för brytning. Ett flertal både större och mindre brott har upptagits på ön (se sid. 308–309).

KOMPLEXET PÅ NORRA ALNÖN: BÅRÄNGINTRUSIONEN

Vid Båräng finns en liten satellitintrusion väster om den södra intrusionen. Den består av feniter och söviter. Området är numera ganska igenvuxet. Vid ett brott som på försök drivits av Råsjö Kross 1976–77 (692841-158276) finns ett antal blottningar, samt varphögar. Söviten liknar dem som tillhör södra intrusionen, möjligen med skillnaden att pyroxen är vanligare vid Båräng. Pyroklor förekommer allmänt i materialet på varphögarna som bruna till svarta, hartsglänsande oktaedrar med upp till 10 mm diameter. Den höga halten av pyroklor medför att söviterna har förhöjd radioaktivitet. Denna egenskap har använts för en detaljerad kartering av området (även vid karteringen av södra intrusionens söviter har metoden använts).

Fenitaureolen är ganska smal och innehåller mest relativt höggradiga feniter och kontaktfeniter. Även dessa bergarter är ibland rika på pyroklor.

SÄLSKÄRSINTRUSIONEN

Intrusionens läge i Klingerfjärden norr om Alnön (fig. 130) har fastställts genom magnetiska mätningar. På och kring Sälskären finns ett flertal block (fig. 139). Det största är omkring 10 m^3. Blocken kommer med all sannolikhet från intrusionen.

Blocken består av karbonatittuff (lapillituff), som innehåller tre komponenter:

1. Brottstycken av sövit, i samtliga fall av samma typ som i den norra intrusionen (med perovskit etc.).
2. Lapilli av melilitrikt material, stundom stelnad lava, stundom aska, som "klistrats" eller svetsats fast runt mineralkorn av olika slag (olivin och magnetit vanligast).

3. Karbonatitgrundmassa: kalcit, apatit, glimmer, pyroklor. Grundmassan utgör sällan mer än 10% av bergarten.

En melilitrik vulkanisk bergart har även hittats som möjligt sidoberg till Sälskärsbreccian. Den är kraftigt påverkad av den vulkaniska eruptionens nötande inverkan.

Sälskärsbreccian tolkas som produkten av en explosiv karbonatitisk vulkanism, som rimligen bör ha nått den dåtida jordytan. Magnetometrin indikerar en imponerande krateröppning (fig. 130) samt ett stort djupgående av strukturen (mer än 700 m).



Fig. 139. Sälskärsbreccian. Ljusa brottstycken av sövit och mörka, melilitrika lapilli i en karbonatitisk grundmassa. Block, Västra Sälskär (693052-158487).

The Sälskär breccia. Fragments of sövites (white) and melilititic lapilli (dark, rounded) in a carbonatite matrix.

SÖRÅKERINTRUSIONEN

Förekomsten av feniter och sövit i Söråker gjorde att såväl Högbom (1895) som von Eckermann (1948) ansåg att Alnöintrusionens norra kant låg på Söråkerlandet. Magnetiska mätningar, av vilka preliminära resultat publicerats (Kresten 1976b), har dock visat att det rör sig om en självständig intrusion (fig. 130).

Det finns endast ett fåtal blottningar i Söråkerintrusionen. Klart är dock, att bergarterna avviker markant från dem som finns inom Alnökomplexet. Speciellt karakte-

ristisk är förekomsten av melilitbergarter, oftast rätt grovkorniga, med melilit, pyroxen, granat och apatit som huvudkomponenter. Granaten är svart. I tunnslip ser man ljusa och mörka skal kring en i stort sett opak kärna (fig. 140). Analyser visar, att kärnan är den ovanliga granaten kimzeyit, i vilken zirkonium ersätter kisel; bårderna består av mer eller mindre titan- och järnrika granater.

En annan mycket märklig bergart består av omkring 70% granat (återigen med kimzeyitkärna) och 30% flogopit. Den ser ut att vara en djupbergart, möjligen dock en gång, med en till synes unik sammansättning.

Sövit har påträffats vid några dikesgrävningar. Vid en häll, som numera är täckt, bestod söviten av kalcit, apatit, biotit och svart granat. Granaten (zirkoniumfri) uppträdde i flera centimeter stora, helt idiomorfa kristaller (dodekaeder plus trapetsoeder). Inga titan- eller niobmineral påträffades.

Sparsamma blottningar av fenitaureolen visar relativt låggradiga varianter, med alkalifältspat, alkalipyroxen och olika alkaliamfiboler (richterit, arfvedsonit).

Inga förekomster av vare sig pyroxenit, melteigit-ijolit eller nefelinsyenit har påträffats. Detta gör Söråkerintrusionen till något helt unikt inom området.

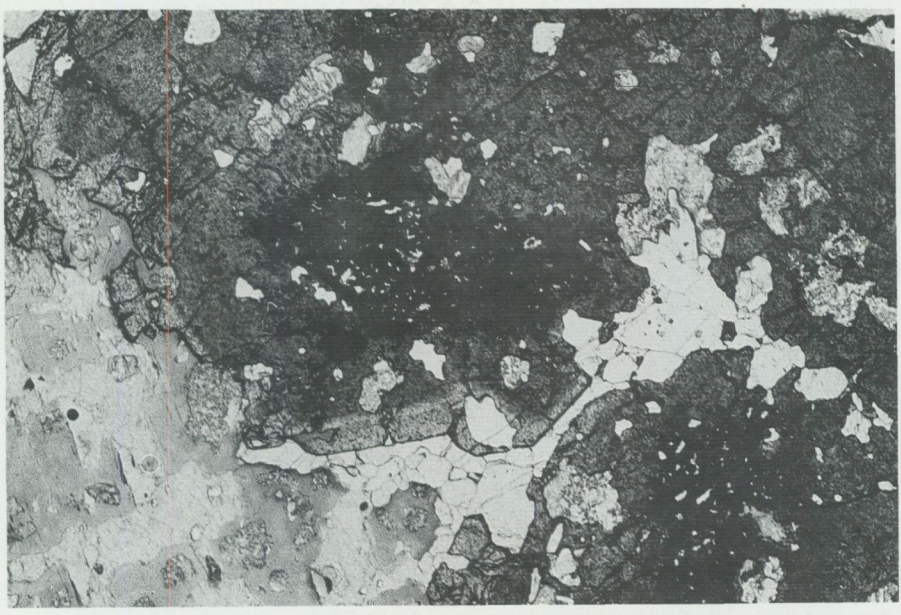


Fig. 140. Granat med zirkoniumrik (kimzeyitisk) kärna (svart), omgiven av skal bestående av andradit med varierande titanhalt. Mikrofoto, bildfältets storlek 3 x 4,5 mm. Melilitbergarten vid Söråker (693326-158734).

Garnet with zirconium-rich core (kimzeyitic, black) surrounded by shells of andradite with variable titanium contents. Microphoto, field of view 3 x 4. 5 mm. Melilite-rich plutonic rock (uncompahgrite).

Det är möjligt att Söråkerintrusionen är en förelöpare till den magmatiska huvudaktiviteten på Alnön. Detta skulle innebära, att den magmatiska aktivitetens centrum med tiden förskjutits från norr mot söder: Söråker – Alnön norra – Alnön södra, i nämnd ordning.

TECKEN PÅ ANDRA INTRUSIONER

Söderström (1966) föreslog att en intrusion av Alnötyp förekommer i Åvikebukten. Enbart buktens cirkelrunda form (fig. 130) är ett något bristfälligt bevis. En magnetisk anomali tvärs över bukten indikerar förekomsten av diabas (se berggrundskartan). Det stora antalet "Alnöblock" längs stranden är snarare ett bevis på bra blottningsbetingelser än på förekomsten av en intrusion. Samma gäller förekomsten av Alnögångar längs stranden.

Vad som egentligen saknas vid Åvikebukten är förekomsten av bergarter med centralintrusiv karaktär, t.ex. alkalina bergarter eller söviter. Söder om Åvikebruk (693451-159891) uppträder gångar av grov kalcit, som möjligen kan vara sekundärt mobiliserade söviter. Block av alnöitiska och karbonatitiska breccior innehållande "Åvikesandsten" (sid. 173) kommer med säkerhet från bukten. Ett block innehöll därutöver även fragment av sövit. Sammansättningen, kalcit + biotit + apatit + magnetit + kalzirtit + zirkonolit, är helt okänd från andra delar av Alnöområdet. Denna sövit är troligen det bästa stödet hittills för en "Åvikeintrusion". Även om en sådan intrusion är möjlig, kanske t.o.m. trolig, är den i varje fall ännu inte verifierad. En alternativ tolkning är att Åvikebukten skulle kunna utgöra en gammal meteoritkrater (H. Henkel, se Wickman 1988).

På Tynderölandet, kring Våle (692710-159005), förekommer rikligt med block av sövit, silikosövit, karbonatiserad pyroxenit och ijolit. Blocken kommer sannolikt varken från Alnön (rakt östlig transportriktning) eller från Söråker, där det finns helt andra bergartstyper. Fasta klyftet till Våleblocken är således inte känt. Det finns fler exempel på till synes "rotlösa" block av centralintrusiv karaktär. När, och om, en flygmagnetisk karta över Sundsvallstrakten äntligen görs, kommer man säkert att upptäcka fler intrusioner av Alnöbergarter.

GÅNGBERGARTER

ALLMÄNT

"Alnögångarna" uppträder inom ett omkring 1 000 km^2 stort område, från Njurundatrakten (6906-1582) i söder via Marmen (6910-1566) och Lunde (6936-1580) till Häggdånger (6938-1603) och ut mot kusten. Block av Alnögångar har hittats även ut-

anför detta område, t.ex. norr om Tunbodarna (695520-158270).

Gångarna har tilldragit sig ett visst intresse, dels genom att somliga av dem vittrar mycket snabbt vid exponering i luft och vatten och därmed utgör problem vid geotekniska arbeten (t.ex. tunneln vid Bergeforsen; jfr sid. 327), dels genom att gångarna ibland kan ha starkt förhöjd radioaktivitet och ur radonsynpunkt kan utgöra risk vid byggnation.

Gångbergarterna uppvisar betydande variationer i sammansättning. Även inom varje petrografisk grupp är variationerna stora.

PETROGRAFI

ALKALINA GÅNGAR

Som alkalina gångar betecknas pyroxenit-, nefelinit-, fonolit- och trakytgångar. Bland dessa är fonolitgångarna vanligast, med ett trettiotal observationer, följda av trakyter (ett tiotal observationer), nefeliniter och pyroxeniter (4–5 observationer var).

Pyroxenitgångar har hittills endast påträffats på Söråkerlandet: en längs nya Söråkervägen (693478-158684) och en i ett makadambrott vid E4:an (693687-158211). Till pyroxeniterna räknas även tre parallella gångar intill varandra i en järnvägsskärning norr om Indalsälvens delta (693850-158450). Dessa är dock starkt omvandlade och består huvudsakligen av amfibol och klorit (bergarten kallades "stavrit" av von Eckermann 1948).

Nefelinit har påträffats i Fagervikstrakten (693300-158250; von Eckermann 1948) samt som tre nära varandra belägna gångar vid vägen norr om Hartung (692968-158371). Bergarten kännetecknas av strökorn av nefelin och oftast melanit i en tät grundmassa av nefelin, melanit och klinopyroxen. Ofta är främst grundmassan starkt omvandlad (karbonatiserad, hydrerad).

Fonolit är grå till rödaktigt grå i friskt brott. Lister av nefelin och nålar av pyroxen ligger i en tät grundmassa bestående av nefelin och alkalifältspat. När man slår med hammaren på en ovittrad fonolit, är ljudet ofta klockliknande (fonolit kommer från grekiskan och betyder "ljudsten"). Fonoliter är vanliga i Fagervikstrakten och inom Alnökomplexet, t.ex. söder om Ås brygga (692675-158538), vid Närsta (692900-158300) och norr om Hartung (692960-158375).

Trakyter är röda eller brunröda, finkorniga bergarter, stundom med fältspatströkorn. Grundmassan består av mycket finkornig fältspat. Vanliga är violetta eller grönaktiga hålrumsfyllnader av huvudsakligen flusspat, eller hålrum fyllda med vit kalcit. En typisk förekomst är den s.k. "borengiten" vid den geologiska lokalen i Röde (692870-158228).

Nefelinit-, fonolit- och trakytgångar uppträder oftast tillsammans i stråk. Två strykningsriktningar dominerar: N60°O och N30°V, med stupningar mellan 60° och 90°. Så sträcker sig t.ex. från Röde över Närsta till norr om Hartung en svärm med al-

kalina gångar "en echelon", i vilken man finner ett flertal trakyter och fonoliter, med någon övervikt för de senare.

KARBONATITGÅNGAR

Alvikiter (uppkallade efter Alvik på Alnön) och silikokarbonatiter innehåller förutom kalcit även biotit, apatit, magnetit och gärna pyrit. Bergarternas färg skiftar allt efter sammansättning från vit till grå, gråbrun eller svart. Karbonatiterna är de i särklass vanligaste gångbergarterna, med flera hundra förekomster inom området. Gångarnas bredd överstiger oftast inte 1–2 dm.

Beforsiter (uppkallade efter Bergeforsen) innehåller förutom dolomit (sällan ferrodolomit) ett brett spektrum av olika mineral: biotit, alkalifältspat, apatit, flusspat, pyrit, baryt, pyroklor, anatas, baddeleyit och ett antal olika torium- och sällsynta jordartsmineral. Beforsiter kan betraktas som naturens slasktrattar: alla udda element och följaktligen många sällsynta mineral finns där. Typiskt är också att extremfall snarare är regel än undantag: antingen finns ett mineral knappast alls eller också i stora mängder. Det finns apatitbeforsiter med 30–40% apatit, barytbeforsiter med över 10% baryt, beforsiter med nära 5% sällsynta jordartsmetaller, beforsiter med flera procent torium, med mera.

Beforsiterna har i hög grad bidragit till Alnögångarnas dåliga rykte hos geotekniker (jfr sid. 327). Vissa beforsiter, framför allt sådana med höga halter av mycket finkornig pyrit, vittrar extremt snabbt. Andra beforsiter kan vara starkt radioaktiva och dessutom lättlösliga. Koncentrationen av udda grundämnen till beforsiterna och den snabba variationen i sammansättning från ett extremfall till ett annat gör det sannolikt, att de representerar mycket sena bergarter, bildade under betingelser där gastransport spelat en avgörande roll.

Beforsiter är relativt vanliga, och kan i motsats till alvikiterna bli ganska mäktiga: någon eller några meter breda gångar är inte ovanliga. Somliga gångar visar tecken på multipel intrusion (fig. 141), d.v.s. att magman utnyttjat samma spricka flera gånger. Beforsitbreccior förekommer också – speciellt vanliga är de som blockfynd vid Åvikebukten. Ferrodolomitiska beforsiter förekommer sporadiskt inom Alnökomplexet. De kännetecknas av höga halter av sällsynta jordartsmetaller samt av för Alnöbergarter mer ovanliga sulfider (zinkblände, blyglans).

ALNÖITISKA GÅNGAR

Alnöiter, givetvis uppkallade efter Alnön, består av strökorn av glimmer, magnetit, pyroxen eller amfibol i en grundmassa av glimmer, magnetit, kalcit (<30%), perovskit, apatit, melanit och melilit. Halten av dessa mineral varierar starkt, ibland även inom en och samma gång.



Fig. 141. Beforsitgång, sannolikt uppkommen genom multipel intrusion. Grönviken (692470-158765).

Beforsite dike, most likely the result of multiple intrusions.

Med ökad karbonathalt övergår alnöiterna gradvis till silikokarbonatiter. Alnöit uppträder dels som gångar med mäktigheter från några centimeter till flera meter (i sällsynta fall med flytstruktur, fig. 142), dels som större kroppar som oftast utgör linsformade lokala ansvällningar av gångar med en bredd upp till 20–30 m och en längd av 40–100 m. I det sistnämnda fallet innehåller alnöiten ofta brottstycken av sidoberget. I alnöitbreccian vid Hovid (692998-158108) har även granulitiska och eklogitiska (skyelit = lika mycket pyrop, diopsid och amfibol) fragment påträffats. Som ett kuriosum kan nämnas att en alnöitgång (vid Scandic Hotel, 692331-157955)

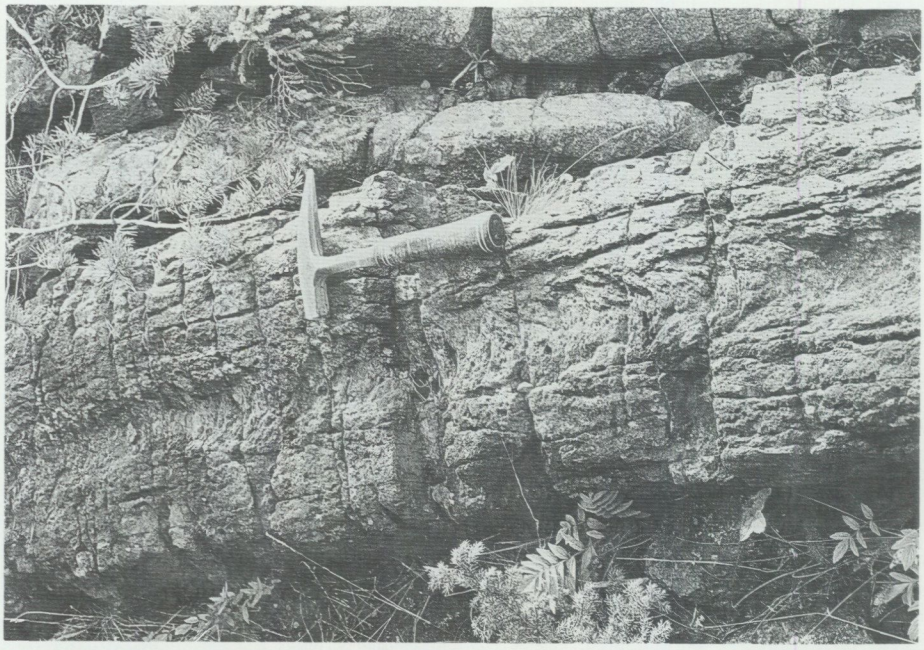


Fig. 142. Alnöitgång med tydlig flytstruktur (rörelse från vänster mot höger). Norra Åvikebukten (693065-159050).

Alnöite dike with distinct flow structure (from left to right).

innehöll flera upp till 6 mm stora kristaller av kromrik, kalciumfattig pyrop (Kresten 1976a). Liknande granattyper har endast påträffats tillsammans med, eller inneslutna i, diamant från kimberliter.

KIMBERLITISKA ALNÖITER

De kimberlitiska alnöiterna utmärker sig genom höga halter av olivin (som strökorn och i grundmassan), flogopit och kromförande diopsid. Grundmassan innehåller förutom olivin även flogopit, serpentin, perovskit, diopsid, ilmenit, kromit, magnetit, kalcit (vanligen <5%) och ibland melilit. Oftast finns rundade brottstycken av ultrabasiter (fig. 143) från övre manteln, som består av olivin, diopsid, kromit och något glimmer. Granat- eller ortopyroxenförande fragment har hittills inte påträffats.

De kimberlitiska alnöiterna är inte "klassiska" kimberliter, utan skiljer sig från dessa på flera punkter. Å andra sidan är skillnaderna gentemot alnöiterna så pass markanta, att man måste särskilja dessa två bergartsgrupper.

Kimberlitiska alnöiter har hittats som block, t.ex. på norra Alnön (främst kring Ås brygga och norr om Hartung), på Rödön (692042-159030) och Granön (692515-

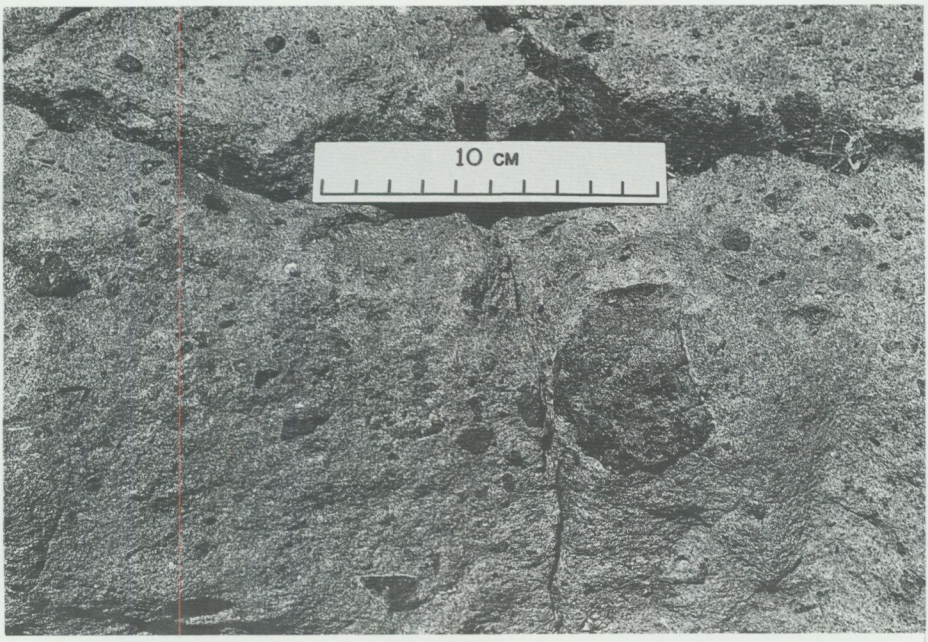


Fig. 143. Kimberlitisk alnöit med olivinströkorn och ett större ultrabasiskt brottstycke. Ås brygga (692689-158644).
Kimberlitic alnöite with olivine megacrysts and an ultramafic nodule.

159000), samt mellan Söråker och Tynderö (692710-159005). I fast klyft har gångar hittats på norra Alnön (t.ex. vid Hartung, 692863-158396). Nära det nedlagda grustaget norr om Oxåsen (693958-159073), väster om Hässjö, finns ett diatrem på ca en hektar, som troligen kan räknas till de kimberlitiska alnöiterna (se specialkarta 2).

Ett anrikningsförsök utfördes 1981 i syfte att fastställa om det finns diamanter i de kimberlitiska alnöiterna. Tre små diamanter har tillvaratagits (Kresten och Nairis 1982). Det är dock än så länge osäkert om dessa utgör en kontamination (inblandning av material från diamantborrkronor) eller ej. De "diamantliknande kristaller" som rapporterades av von Eckermann (1967) har vid närmare analys visat sig vara spessartinrika almandingranater.

ÖVRIGA GÅNGBERGARTER

Barytgångar, som är relativt sena hydrotermala bildningar, finns vid Pottäng (692855-158437) och Hartung (692896-158364). Grovbladig, vit till skär baryt utgör merparten av dessa gångar. Övriga mineral är kalcit, flusspat (vit, gul, violett), pyrit, klorit och goethit. Vid Pottäng är det uppenbart att både horisontella och vertikala rörelser

ägt rum i samband med barytgångarnas bildning: i stort sett horisontella harneskytor är genomskurna av vertikala skölar.

Mindre barytådror finns söder om Röde (692849-158230). Intill vägen mot Söråker (693480-158680) finns enstaka block av barytrika ådror.

I skärningen vid gården till Matfors Svets (692664-158411) uppträder en smal magnetitgång (Kafkas 1976). Nära Stavsätt (692670-158485) förekommer en grovt medelkornig apatitrik gång (med titanit och natrolit). Flusspatrika gångar har också rapporterats (von Eckermann 1948).

Sena hydrotermala gångar fyllda med grov kalcit uppträder t.ex. strax norr om Hovidbreccian (693001-158108) och vid Röde (692872-158228). Till de allra sista hydrotermala händelserna torde bildningen av kvartsfyllda sprickor kunna räknas. Nära Stolpås (692750-158518) förekommer sprickfyllnader av klara kvartskristaller, radialstrålig goethit och stundom aragonit. Vid en dikesgrävning längs vägen vid Släda (692633-158530) hittades ett flertal sprickor fyllda med kvartskristaller (ofta rökkvarts), kalcit och goethit. Liksom i barytgången vid Pottäng förekommer även här horisontella harneskytor. Det är troligt, att horisontella rörelser är typiska för den slocknande vulkanismen på Alnön.

ALNÖGÅNGARNAS INTRUSIONSMÖNSTER

von Eckermann (1948, 1958) studerade Alnögångarnas intrusionsmönster och kom till slutsatsen att gångarna kan indelas i brantstående radialgångar, utstrålande från ett centrum som ekrarna från navet på ett hjul, samt sådana gångar som tycks ligga längs mantlarna på koner med spetsen riktad nedåt (s.k. *cone sheets*). Alnöiterna tillhör enligt von Eckermann radialgångarna, karbonatiterna och silikokarbonatiterna bildar *cone sheets*. Spetsarna på dessa koner, som i horisontalsnittet bildar cirklar, befanns ligga under ett epicentrum norr om Sågholmen (693090-158535) på följande djup:

1) Söviter: 1 km
2) Alvikiter: 2 km
3) Magnesiumrika alvikiter: 3,5 km
4) Beforsiter: 7–8 km

Intrusionsmekanismen framställdes som en serie successiva sprängningar med början från centrum 1, ledsagade av de olika intrusionerna.

von Eckermanns modell har blivit vida accepterad bland forskare världen över. Tillämpningar på andra karbonatitkomplex, främst sådana i Östafrika, har givit snarlika resultat. Likväl blev det redan vid en översiktlig inventering av Alnögångarna klart, att modellen har uppenbara brister. Framför allt kan den inte förklara hur utåt stupande gångar, som är relativt vanliga, kunnat bildas. Antagandet av en explosiv sprängning och en intrusion nedåt skulle onekligen vara något långsökt och orealistiskt.

En projektion av alla *cone sheets*, utförd på samma sätt som von Eckermann gjorde, visar tydligt, att många gångar stupar utåt från Alnökomplexet (fig. 144). Följande tektoniska gångtyper har kunnat urskiljas (Kresten 1980):

Typ A: Flackt inåt stupande (0°–45°)
Typ B: Brant inåt stupande (60°–80°)
Typ C: Flackt utåt stupande (0°–30°)
Typ D: Brant utåt stupande (45°–75°)

Såväl alnöiter som silikokarbonatiter och karbonatiter förekommer inom alla de fyra tektoniska typerna. Den relativa frekvensen av gångtyperna är: A (vanligast) – C – B – D.

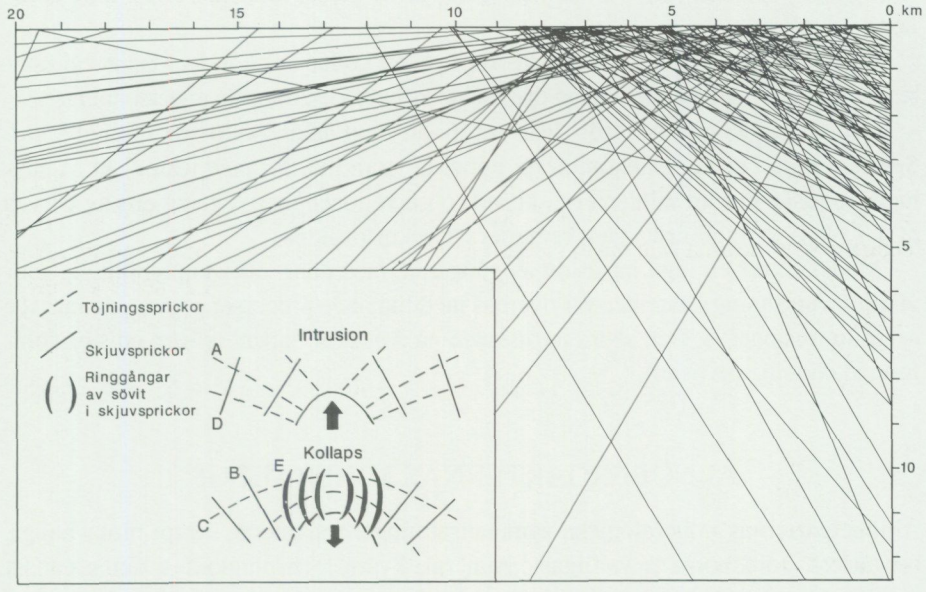


Fig. 144. Vertikalprojektion av Alnögångar på plan genom ett centrum norr om Såghol-men. Endast gångar med en stupning mindre än 75° (d.v.s. *cone sheets*) och med en bredd överstigande 10 cm har medtagits. Infälld den föreslagna modellen för Alnögångarnas bildning.

Vertical projection of Alnö dikes on planes through a centre north of Såghol-men. Only dikes with dips less than 75° (i.e., cone sheets) and widths exceeding 10 cm have been included. Inset shows the suggested mode of formation for Alnö dikes.

En tolkning av intrusionsmönstret är följande (Kresten 1980). Vid en intrusion av en djupbergart utsätts sidoberget för tryckpåverkan. Om belastningstrycket från det överliggande berget understiger det tryck djupbergarten utövar på omgivningen (främst taket), uppkommer sprickor som kan fyllas med magma, varvid bildas gångar. På större djup (mer än ca 500 m) bildas det inte några öppna, flackt liggande sprickor. Detta ger en ungefärlig maximigräns för erosionen sedan kambrisk tid.

Under intrusionsfasen bildas flackt inåt stupande töjningssprickor (typ A), samt ett mot dessa vinkelrätt system av skjuvsprickor (typ D). När trycket i magmakammaren sjunker, inträffar delvis kollaps av överliggande berg, varvid en ny svit av töjningssprickor (flacka, typ C) och skjuvsprickor (typ B) bildas.

Töjningssprickorna (A, C) fylls lättare med magma då de hålls öppna. Vidare är typerna A och B i direkt kontakt med magmakammaren (se fig. 144). Den teoretiska frekvensen av gångarna blir således A (vanligast) – C – B – D, d.v.s. samma som den observerade.

Söviterna är ringgångar, som intruderats i skjuvsprickor (markerade med "E" i fig. 144). De nära vertikalt stående radialgångarna torde främst ha bildats under intrusionsfasen.

Mekanismen med en intrusionsfas följd av en kollapsfas kan ha verkat vid upprepade tillfällen. En mer detaljerad diskussion kräver dock fortsatta undersökningar.

Genom modellen undanröjs behovet av att man antar explosiva sprängningar. Sprickmönstret kring Alnökomplexet uppvisar stora likheter med tektoniskt så pass lugna intrusioner som saltdomer. Liknande observationer har nyligen gjorts av Ulrych m.fl. (1988) för melilitrika gångbergarter i Tjeckoslovakien.

Modellen för en lugn intrusion av gångarna, med dom- eller kupolbildning som viktig förutsättning, stämmer väl överens med liknande processer som indikerats för centralintrusionerna. Den södra intrusionen på Alnön är uppenbarligen en stor domformad bildning (se ovan).

ALNÖBERGARTERNAS MINERALOGI

Alnöbergarternas mineralogiska sammansättning kontrasterar skarpt mot vanliga bergarters. Jordskorpans vanligaste mineral, kvarts och plagioklas, finns endast mycket sparsamt (kvarts i sövit och i sprickor) respektive inte alls (endast i sidoberg med relikt mineralogi).

von Eckermann (1974) gav en sammanfattning av Alnöbergarternas mineral. Sedan dess har antalet kända mineral utökats (till fler än 100, se tabell 3) och antalet mineralanalyser överstiger nu 1 200. I detta sammanhang kan endast en kort diskussion ges av de mest karakteristiska mineralen, och av några mer ovanliga. Den kemiska sammansättningen av ett antal mineral ges i tabellerna 4–5.

Tabell 3. Alnöbergarternas mineral. Med asterisk (*) betecknas mineral som antingen inte är säkert identifierade eller troligen kommer från sidoberget.

Element
grafit
diamant*

Sulfider
pyrit
bravoit
markasit
magnetkis
mackinawit
pentlandit
violarit
zinkblände
blyglans
molybdenglans
kopparkis
valleriit
arsenikkis
gersdorffit

Oxider
periklas*
korund*
(Mg-)ilmenit
pyrofanit
hematit
(Ti-)maghemit
(Ti-)magnetit
kromspinell
Mg-spinell*
rutil
anatas
brookit
baddeleyit
tazheranit
kalzirtit
(Nb-)zirkonolit
perovskit
dysanalyt
(Nb-)äschynit
pyroklor
fersmit
columbit

Hydroxider
brucit
goethit

Halider
flusspat
halit
sylvin

Karbonater
kalcit
dolomit
ankerit
strontianit
nahcolit
kalicin
aragonit
synchisit
Fe-synchisit

Sulfater
baryt
celestin
aphthialit
hanksit
tenardit
gips

Volframater
scheelit*

Fosfater
apatit
monazit
brockit
auerlit*
vivianit

Silikater
beckelit*
olivin
monticellit
almandin-spessartin*
almandin-pyrop
andradit-melanit
kimzeyit
hydroandradit
sillimanit*
kyanit*
staurolit*
epidot*
turmalin*
titanit
zirkon
torit
melilit
enstatit
diopsid-augit
ägirin-augit
wollastonit
pektolit
(Fe-)richterit
(Mg-)ärfvedsonit
pargasit
hastingsit
hornblände
biotit
flogopit
muskovit
kloriter
serpentin
talk
lermineral
kvarts
(Na-)ortoklas
albit
plagioklas
(K-)nefelin
kankrinit
analcim
natrolit
thomsonit
harmotom
xonotlit

SULFIDER

Vanligast är pyrit, som bildar välutbildade kuber eller oregelbundna klumpar. Vissa söviter (t.ex. kring Ås, 692710-158570) och karbonatitgångar (t.ex. vid Scandic Hotel, 692331-157955) är mycket rika på pyrit (upp till 20%). Vackert kristalliserad pyrit påträffas vid varpen till det nedlagda barytbrottet vid Hartung (692896-158364).

Magnetkis förekommer i ijoliten norr om Hartung (692905-158589), i Bårängintrusionens söviter och i melilitbergarten vid Söråker. Övriga sulfider (tabell 3) är sällsynta.

OXIDMINERAL

Magnetit med varierande, dock ofta hög, titanhalt räknas till de bergartsbildande mineralen. Den är vanligast i pyroxeniter (t.ex. strax öster om Hartung, 692860-158405), söviter och alnöiter. Kromrik spinell påträffas främst i kimberlitiska alnöiter och i ultrabasiska fragment i dessa.

Ilmenit förekommer sparsamt i karbonatiter. Magnesiumrik ilmenit uppträder i kimberlitiska alnöiter.

De komplexa kalcium-titan-zirkoniumoxiderna tazheranit, kalzirtit och zirkonolit har hittats i sövitfragment från Åvikebukten samt i ett block av kimberlitisk alnöit. Mineralen finns bara på några få ställen på jorden. Deras komplexa sammansättning visas av analyserna 1 och 2 (tabell 4).

Perovskitmineralen (perovskit, dysanalyt, samt även äschynit) uppträder som små ljus- till mörkbruna kuber med upp till 5 mm kantlängd, framför allt i den norra intrusionens söviter.

Holmquist (1894) beskrev "knopit" från Alnön - det enda mineral som har Alnön som typlokal. Tyvärr har nyare undersökningar (Kresten 1979) visat, att "knopit" inte är ett distinkt mineral. Enligt Holmquist finns det två knopittyper: typ I bildar svarta, glänsande kristaller, kombinationer mellan kub och oktaeder. Det som tolkades som tvillinglameller är en sammanväxning av flera olika mineralfaser, t.ex. perovskit, ilmenit (analyserna 3 och 4 i tabell 4), anatas, rutil, titanit. Alla försök att homogenisera materialet genom värmebehandling har misslyckats. Knopit typ II, som uppträder som bruna till svarta kuber, har visat sig vara dysanalyt eller äschynit (analys 5, tabell 4).

Pyroklorgruppens mineral (pyroklor, fersmit, columbit) uppträder som ljust gulbruna eller bruna till brunsvarta oktaedrar i den södra intrusionens söviter, i Bårängområdets söviter, i sliror i norra intrusionens söviter, i Sälskärsbreccian samt i vissa beforsiter. Variationerna i sammansättning illustreras av analyserna 6-9 i tabell 4.

Tabell 4. Kemiska analyser av oxid- och fosfatmineral i Alnöbergarter. Mikrosondanalyser utförda vid Mineralogisk-Geologisk Museum i Oslo av P. Kresten.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	PK	PK	-	-	PK	TL	PK	PK	FW1	PK
	76:414	76:419			79:472	69:142	77:445	77:445		75:293
Vikt%										
P_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	23,5
Nb_2O_5	2,8	20,1	4,7	7,0	20,2	34,2	35,9	51,6	63,4	0,42
Ta_2O_5	1,7	1,0	0,27	0,0	1,41	8,2	10,2	4,6	0,71	1,13
SiO_2	0,0	0,1	0,0	2,4	0,04	0,0	4,7	1,67	0,24	0,74
TiO_2	15,2	20,5	47,3	45,9	36,7	9,2	8,2	9,3	6,1	0,03
ZrO_2	62,5	28,9	0,0	0,0	0,56	0,0	4,0	1,30	-	0,22
HfO_2	1,4	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-
ThO_2	0,9	0,8	0,67	0,0	0,0	9,4	6,9	4,0	-	39,3
UO_2	1,4	0,0	0,78	0,0	0,0	14,6	11,1	5,5	1,8	8,6
Al_2O_3	0,3	0,1	1,01	0,56	0,19	0,23	0,30	0,22	-	0,37
FeO	1,1	7,6	3,3	20,8	4,4	4,7	5,2	14,3	2,0	1,44
MnO	0,4	-	0,03	19,4	0,17	1,63	0,73	0,65	0,20	0,56
MgO	0,2	-	0,0	0,23	0,50	0,30	0,15	0,20	0,01	0,11
CaO	11,4	13,6	33,6	0,57	30,1	8,4	4,0	0,30	17,0	9,7
SrO	0,3	-	0,10	-	0,31	0,0	0,0	1,06	-	-
BaO	0,2	-	0,35	-	0,18	0,0	0,47	4,6	-	2,3
Na_2O	0,1	0,2	0,30	0,0	2,33	0,12	0,15	0,15	5,3	0,51
K_2O	0,3	-	-	-	-	0,0	0,0	0,06	-	0,75
F	-	-	0,0	0,0	0,0	0,15	0,16	0,08	2,9	-
Summa	100,2	93,7	92,41	96,83	97,09	91,13	92,16	99,59	99,66	89,68

1 Tazheranit ur block av kimberlitisk alnöit. Söder om Hartung (692850/158385).
2 Niobo-zirkonolit ur sövitfragment i alnöitbrecciablock. Åvikebukten (692719/159270).
3 Knopit typ I, typstuff, block på Stugholmen (693033/158572).
4 Som ovan, lamell av niobförande manganrik ilmenit.
5 Dysanalyt ur sövitblock nära Hörningsholm (692959/158540).
6 Svart pyroklor ur sövit i brott norr om Smedsgården (692690/158475).
7 Fersmit, apatitrik slira i sövit. Stugholmen (693035/158571).
8 Columbit, inneslutning i fersmit enl. 7.
9 Gul pyroklor ur sövit. Brott vid Båräng (692841/158276).
10 Brockit ur radioaktiv beforsit. Töva (691895/156835).

Titanoxiderna rutil, anatas och brookit förekommer som ovanliga accessorier i främst beforsiter. Baddeleyit uppträder som accessoriskt mineral i de flesta bergarter.

Goethit är vanlig i sena hydrotermala bildningar (barytgångar, kvartsfyllda sprickor), antingen som små nålar eller som rundade botryoidala aggregat.

KARBONATMINERAL

Kalcit och dolomit är bergartsbildande. Ferrodolomit och ankerit förekommer mycket underordnat.

De sällsynta jordartsmetallernas karbonater synchisit och ferrosynchisit (det sistnämnda tidigare inte beskrivet) har hittats i en ferrodolomitisk gång, tillsammans med torit och sulfider.

FLUORID-, SULFAT- OCH FOSFATMINERAL

Flusspat uppträder som huvudmineral i somliga karbonatitgångar. Underordnat finner vi den i många karbonatiter och trakyter, samt i barytgångarna.

Baryt förekommer förutom i barytgångar och sena kvartssprickor även i grundmassan hos många beforsiter.

Apatit förekommer i de flesta Alnöbergarter, speciellt rikligt i pyroxeniter, söviter och beforsiter. Brockit, ett kalcium-toriumfosfat (analys 10, tabell 4) har befunnits vara bäraren av den höga radioaktiviteten hos beforsitgången vid Töva.

SILIKATMINERAL

De vanligaste bergartsbildande silikaterna är olivin, pyroxen, biotit, flogopit, alkalifältspat och nefelin.

Monticellit är en magnesium-kalciumolivin (analys 1, tabell 5), som förekommer i reaktionszoner runt magnesiumrik olivin.

Granater tillhör också de bergartsbildande mineralen. Svarta, titanrika granater (melanit, schorlomit) förekommer i pyroxenit, melteigit, ijolit, nefelinsyenit och sövit. Zirkoniumrik granat (kimzeyit), omgiven av järnrik granat (analyserna 3–4, tabell 5), har hittats i Söråkerintrusionens melilitbergart.

Röda granater är mer sällsynta. Ofta är de "främmande fåglar", lösryckta antingen från sidoberget (almandin-spessartin) eller från djupare delar av jordskorpan (almandin-pyrop; analys 2, tabell 5). De finns i det senare fallet inneslutna i (kimberlitiska) alnöiter. Kromrik pyrop har hittills bara hittats i en enda alnöitgång.

Gula granater förekommer i kimberlitisk alnöit som sena hålrumsfyllnader tillsammans med kalcit, zinkblände och xonotlit. Det rör sig om hydroandraditer (analys 5, tabell 5; Kresten, Nairis och Wadsten 1982).

Tabell 5. Kemiska analyser av silikatmineral i Alnöbergarter. Mikrosondanalyser utförda vid Mineralogisk-Geologisk Museum i Oslo av P. Kresten.
Angivna halter av Fe_2O_3 beräknade ur totaljärn.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	PK	PK	PK	PK	PK	PK	PK	PK	PK	PK
	75:326aCt	74:47L	142	142	81:500	75:327	409D	409C	75:251B	75:293
Vikt%										
SiO_2	36,2	40,5	28,4	35,5	27,0	33,6	53,6	53,0	38,9	42,5
TiO_2	0,0	0,30	8,8	1,2	6,7	-	0,74	0,52	3,1	-
ZrO_2	-	-	6,8	0,0	-	49,4	-	-	-	-
HfO_2	-	-	-	-	-	11,9	-	-	-	-
ThO_2	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-
Al_2O_3	0,0	22,5	0,55	1,22	2,3	-	1,14	0,68	15,1	14,9
Cr_2O_3	-	0,20	-	-	-	-	-	-	1,33	-
Fe_2O_3	-	-	20,1	27,4	22,4	-	27,5	-	-	6,2
RE_2O_3	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-
FeO	7,9	16,6	0,9	1,0	0,0	0,6	0,8	16,5	5,7	-
MnO	0,41	0,40	0,75	0,65	0,18	-	0,05	0,28	0,04	-
MgO	20,8	14,1	0,80	0,28	0,35	-	1,48	13,5	21,8	-
CaO	34,7	5,0	30,0	32,2	35,6	0,8	1,16	0,87	0,56	1,5
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0	21,3
Na_2O	0,0	-	0,89	0,02	0,0	-	12,9	8,0	0,45	0,0
K_2O	0,0	-	-	-	-	-	0,0	1,64	9,9	0,1
Summa	100,01	99,60	98,09	99,17	94,53	97,8	99,37	94,99	96,88	86,5

1 Monticellit, reaktionszon runt olivin i melilitrik bergart. Sälskärsbreccian (693040/158490).
2 Pyrop-almandingranat ur granulitfragment i alnöitbreccia. Hovid (692998/158108).
3 Granat (kimzeyit), centrum, ur melilitrik bergart. Söråkerintrusionen (693326/158734).
4 Granat (andradit) som 3, ytterkant.
5 Gul hydroandradit, hålrumsfyllnad i kimberlitisk alnöit. Block från stranden vid Ås (692695/158635).
6 Hafniumrik zirkon ur alnöitgång. Norra delen av Åvikebukten (693065/159050).
7 Ägirin ur låggradig fenit norr om Hartung (692958/158375).
8 Arfvedsonit ur låggradig fenit norr om Hartung (692962/158372).
9 Kromrik flogopit ur ultrabasisk inneslutning i block av kimberlitisk alnöit. Rödön (692042/159030).
10 Harmotom ur reaktionszon mellan gnejsfragment och beforsit. Töva (691895/156835).

Titanit finns i större mängd i vissa ijoliter (främst kring Nedergård, 692640-158495) och söviter, som bruna, skarpkantade kristaller med hög glans.

Zirkon förekommer sparsamt i söviter och karbonatitgångar. Stundom kan zirkonen vara mycket hafniumrik (analys 6, tabell 5), vilket är ovanligt i "normal" miljö.

Melilit som makroskopiska individ finns endast i melilitbergarten vid Söråker.

Ren ägirin (analys 7, tabell 5) förekommer i mycket låggradiga feniter, gärna tillsammans med alkaliamfiboler (analys 8, tabell 5). Mineralet bildar knappt millimeterstora svarta nålar, medan amfibolerna förorsakar blåfärgade stråk i berget.

Wollastonit uppträder i kontakten mellan sövit och fenit vid Matfors Svets (fig. 145), tillsammans med alkalifältspat och melanit. Pektolit finns som underordnad komponent i ijolit.

De vanligaste glimmermineralen är biotit och flogopit. En mer ovanlig kromrik flogopit förekommer i ultrabasiter (analys 9, tabell 5).

Zeolitmineral uppträder oftast tillsammans med kankrinit som omvandlingsprodukter efter nefelin i ijolit och nefelinsyenit. En något mer ovanlig förekomst är i reaktionszonen mellan gnejs och beforsit hos gången vid Töva, där bariumzeoliten harmotom (analys 10, tabell 5) hittats. Den förekommer tillsammans med toriummineralet brockit (se ovan).



Fig. 145. Wollastonitrik bergart i kontakten mellan sövit och fenit. Norra bergväggen vid Matfors Svets (692660-158416).

Wollastonite-rich rock at the contact between sövite and fenite.

ALNÖBERGARTERNAS GEOKEMI

Tabell 6 är en sammanställning av kemiska analyser av några bergarter från Alnöområdet. De stora variationerna i koncentration hos vad vi vanligen kallar huvud- och spårelement är uppenbara. Variationer på en eller flera tiopotenser är inte ovanliga för många element. Detta gör att vissa grundämnen som betraktas som spårelement i "vanliga" bergarter uppträder som huvudelement i Alnöbergarter. Den stora variationen medför också att man inte kan ge "representativa analyser" i en tabell, inte ens om den är tio sidor lång. Tabell 6 ger därför endast ett mycket begränsat urval av analyser.

Fenitiseringsprocessen illustreras av analyserna 1 och 2, svagt fenitiserat sidoberg resp. syenitisk (höggradig) fenit. För huvudelementen märks en drastisk minskning i kiselsyra och natrium med tilltagande fenitisering, medan kalcium, kalium, fosfor, koldioxid och barium ökar markant. Bland spårelementen ökar strontium, de lätta sällsynta jordartsmetallerna (La, Ce), niob, torium och uran vid fenitiseringen.

Melilitbergarten vid Söråker har en ovanlig kemisk sammansättning (analys 3, tabell 6), som kännetecknas av låg kiselsyrahalt och hög kalciumhalt vid relativt låg koldioxidhalt. Orsaken är givetvis den höga melilithalten. Bland övriga element finner vi hög fosforhalt (i apatit) samt extremt höga halter av zirkonium och hafnium (i kimzeyit).

De alkalina bergarterna följer i stort gängse geokemiska lagar. Deras kemi kännetecknas bl.a. av relativt höga halter av barium och strontium, sällsynta jordartsmetaller och niob (analyserna 4 och 5, tabell 6). Samma drag finner vi även hos söviterna, med den skillnaden att vissa andra spårelement, som uran och torium, kan nå höga halter (analys 6, tabell 6), samt att huvudelementen givetvis återspeglar karbonatsammansättningen. Sälskärsbreccian har en sammansättning (analys 7, tabell 6) som liknar vissa söviters, dock med skillnaden att uran dominerar starkt över torium.

Om man kan tala om "geokemisk laglöshet" är det nog främst hos beforsiterna. Det valda exemplet (analys 8, tabell 6) är bara ett i raden av mer eller mindre extrema sammansättningar: här har vi mycket höga halter av torium (i brockit, se ovan), men även barium (i harmotom, se ovan) och sällsynta jordartsmetaller (troligen i brockit) visar ovanligt höga halter.

Alnöiter och kimberlitiska alnöiter är jämförelsevis rätt "normala", med en visserligen ovanlig, men sällan extrem sammansättning (analys 9, tabell 6). Ultramafiska bergarter (analys 10, tabell 6) har en för dessa bergarter typisk sammansättning, vilket kan vara ett tecken på att de inte påverkats alltför mycket under transporten från övre manteln.

Vad är då den praktiska nyttan av alla de tusentals analyser som utförts på mineral och bergarter från Alnön? Vi kan betrakta dem ur två synvinklar – miljömässiga och ekonomiska.

Miljödebatten kring Alnöns bergarter upplevde ett snabbt uppblossande – och lika

Tabell 6. Kemiska analyser av Alnöbergarter. Huvudelementanalyser: SGU; spårelementanalyser: P. Kresten (instrumentell neutronaktivering, röntgenfluorescens).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	YK167	LHH1	PK141	LHH28	LHH41C	TL69:142	PK75:326	PK75:293	TL69:139	PK75:251B
Vikt%										
SiO_2	68,2	48,7	25,9	41,2	46,6	3,31	17,1	7,0	32,9	39,0
TiO_2	0,39	0,36	0,84	1,04	0,66	0,21	1,10	1,0	2,72	0,38
Al_2O_3	14,0	18,8	5,0	16,1	20,6	0,32	5,6	0,9	5,4	1,3
Fe_2O_3	1,0	2,2	9,4	5,4	3,5	3,17	1,72	2,0	8,5	2,5
FeO	2,9	2,8	5,5	4,6	-	2,34	3,22	4,3	-	9,6
MnO	0,07	0,21	0,45	0,35	0,21	0,21	-	0,43	0,15	0,21
MgO	1,54	1,15	3,8	2,5	0,91	3,54	8,4	14,0	7,5	38,5
CaO	1,70	5,8	30,5	12,3	6,5	46,5	34,3	24,6	17,8	2,6
Na_2O	3,4	0,80	1,6	10,0	9,1	0,12	0,13	0,20	3,2	0,2
K_2O	4,2	10,5	0,7	2,8	4,8	0,13	1,30	0,40	3,1	0,8
H_2O+	0,9	2,00	1,6	0,6	-	0,20	0,70	0,9	0,4	2,9
P_2O_5	0,23	0,48	6,9	1,30	-	6,2	4,15	1,03	1,49	0,10
CO_2	0,70	4,6	3,5	2,6	-	31,3	22,1	36,3	14,1	0,22
F	-	-	0,29	-	-	0,29	-	0,11	-	0,06
S	0,10	0,38	1,6	0,06	-	-	-	0,55	-	0,29
BaO	0,38	0,85	0,0	0,48	0,97	0,09	0,16	1,80	0,11	0,03
SrO	0,03	0,11	0,41	0,15	0,29	0,52	0,46	0,24	0,12	0,01
Summa	99,74	99,74	98,17	101,48	94,14	98,45	100,44	97,36	97,49	99,02
ppm										
Zn	55	125	-	130	160	90	95	35	140	-
Rb	174	145	17	90	95	4,8	60	-	91	12
Nb	40	500	450	300	280	820	750	-	-	40
La	35,5	530	1650	170	199	510	380	875	166	18,3
Ce	52,7	804	1900	347	332	1300	1200	1990	360	34,0
Eu	1,5	6,3	39	6,7	3,3	14,8	14	14,4	5,9	0,5
Yb	2,3	1,8	19,5	3,2	1,4	3,1	3,5	14,3	1,2	-
Hf	3,3	1,7	48	5,6	6,0	8,0	8,0	-	1,7	1,8
Ta	<1	29	9,8	31	43	320	50	-	7,4	15
Th	8,4	28	39	25	15	570	80	15700	54	6,3
U	19,0	52	-	8,6	-	540	480	58	56	-

1 Svagt fenitiserad migmatit öster om Stornäset (692812/158696).
2 Höggradig fenit, sydöstra Långharsholmen (692946/158640).
3 Melilitbergart (uncompahgrit), Söråkerintrusionen (693331/158735). Analysen inkluderar ZrO_2 0,18%.
4 Ijolit, kupolformad intrusion i sövit, nordvästra Långharsholmen (692986/158580).
5 Nefelinsyenit, skäret öster om Långharsholmen (692961/158644).
6 Sövit, stenbrott norr om Smedsgården (692690/158475).
7 Sälskärsbreccian, grundmassa. Block söder om Östra Sälskär (693040/158490).
8 Radioaktiv beforsit, Töva (691895/156835).
9 Alnöitbreccia, grundmassa. Hovid (692998/158108).
10 Ultramafiskt fragment i block av kimberlitisk alnöit. Rödön (692042/159030). Analysen inkluderar Cr_2O_3 0,32%.

hastigt slut – under våren 1983, när vissa uttalanden om "de högradioaktiva bergarterna på Alnön" gjordes, och strax därefter dementerades. Hur förhåller det sig med detta? Tabell 6 visar, att en del Alnöbergarter har förhöjda, stundom mycket förhöjda, halter av torium och uran. Båda elementen är i vanliga fall relativt "fastlåsta" i bergarten, vilket betyder att risken att få torium och uran i grundvatten är låg. Vanskligheter kan uppstå, när man bygger bostadshus på bergarter med mycket höga halter av torium och uran. Vid det radioaktiva sönderfallet bildas då bl.a. radioaktiva ädelgaser (toron och radon), som kan anrikas i huset. Hus med radon-(toron-)problem relaterade till Alnöbergarter är kända i området. Det enklaste sättet att undvika dessa problem är att bygga med ventilerad grundplatta, så att de radioaktiva ädelgaserna aldrig kommer in i själva byggnaden.

Förutom radioaktiva element innehåller vissa Alnöbergarter relativt höga halter av toxiska grundämnen som bly, kadmium, arsenik och tallium. En undersökning som utförts på uppdrag av miljö- och hälsoskyddskontoret i Sundsvall har visat att upptaget av toxiska ämnen i morötter odlade på Alnön är helt försumbart. Yttre miljöfaktorer som industrin, bilismen och konstgödning kan däremot bidra på ett avgörande sätt.

Ekonomiskt sett har Alnöbergarterna ett tämligen begränsat intresse. Att utvinna uran skulle inte vara lönsamt, bortsett från att politiska beslut f. n. står i vägen. Bergarterna kan däremot betraktas som en potentiell reserv av niob, tantal och sällsynta jordartsmetaller. Världsmarknaden för samtliga dessa grundämnen domineras för övrigt av brytning i karbonatiter och alkalina bergarter. Vad gäller övriga grundämnen är Alnöområdet inte att räkna med i dagsläget.

På industrimineralsidan är nefelinen olämplig p.g.a. för hög järnhalt. Kalk, t.ex. för jordbruks- eller miljöförbättringsändamål, kan betraktas som mindre lämplig med tanke på de stundom höga halterna av radioaktiva och toxiska grundämnen. Möjligen skulle apatit kunna vara av visst intresse, men då i kombination med annan utvinning. I samtliga fall torde dock en brytning på själva Alnön vara orealistisk med tanke på miljö- och rekreationsvärdena. De ekonomiska förutsättningarna kan ändras om nya fyndigheter upptäcks t.ex. på fastlandet.

Liknande gäller eventuella förekomster av diamanter. Som diskuterats ovan, är områdets kimberlitiska alnöiter inte att betrakta som typiska (klassiska) kimberliter. Å andra sidan vet vi nu, att diamant inte bara förekommer i kimberlit. Världens största enskilda diamantproducent, AK1 i nordvästra Australien, som stod för omkring en tredjedel av världsproduktionen 1989, bygger inte på förekomst i kimberlit. I vilket fall som helst behövs mycket mer ingående undersökningar för att fastslå Alnöområdets diamantpotential. För närvarande lägger dock gällande gruv- och minerallag hinder i vägen för prospektering, eftersom det inte går att inmuta diamant i Sverige.

DISKUSSION OCH SAMMANFATTNING

Alnöområdet är ytterst fascinerande, helt unikt i Sverige och en internationell geologisk lokal av rang. Karteringen har gett en god uppfattning om geologin, med möjlighet att extrapolera såväl uppåt som neråt (fig. 146). Som geovetare vill man även ha svar på frågorna, när och hur dessa märkliga bergarter bildats.

Den första frågan är väl utredd. Bergarterna bildades kring gränsen mellan proterozoikum och kambrium, i ett intervall som spänner från omkring 610 till omkring 530 miljoner år. Det är rimligt att anta, att alla bergarter inte bildats samtidigt, utan att de intruderats vid skilda tillfällen under denna tidrymd av cirka 80 miljoner år. Enstaka relativt låga åldrar på 370 miljoner år (sen devon) samt 230 miljoner år (mellersta trias) kan eventuellt tyda på yngre magmatisk aktivitet i området.

Intrusionerna tycks ha skett utan alltför stora omvälvningar i berggrunden. Strukturer inom och kring komplexet på norra Alnön samt gångbergarternas tektonik är ganska entydiga på den punkten. Det enda objekt, för vilket mer dramatiska modeller är tillämpligt, är Sälskärsbreccian. Den består av karbonatitisk lapillituff, snarlik t.ex. den som har beskrivits av Keller (1981) från Kaiserstuhl, en mycket ung, miocen karbonatitvulkan i nedre Rhendalen. Sälskärsbreccian är enligt magnetiska mätningar elliptisk i horisontalsnittet, med axlarna 1 respektive 1,5 km. Kan hela detta område tolkas som en krater är det helt säkert, att explosionerna från utbrottet hördes vida omkring. Hur som helst är Sälskärsbreccian den största kända förekomsten av karbonatittuff i världen.

Intrusionerna har påtagligt påverkat sidoberget. Kresten (1969) har givit en siffra på 620°C inom fenitaureolen. Morogan och Woolley (1988) ger ett intervall på 600°–650°C för höggradiga feniter från Båräng och maximitemperaturer på 700°C eller något däröver för de mest höggradiga feniterna inom Alnökomplexet. Det innebär att solidustemperaturen (=begynnande smältning) kan ha uppnåtts lokalt, dock säkert ej regionalt, inom fenitaureolen. Lösningarnas inverkan på sidoberget har lett till omfattande fenitisering. I höggradiga stadier innebär denna en helt ny mineralparagenes (uppsättning av mineral), som inget har gemensamt med den ursprungliga i utgångsmaterialet. Antagandet av omfattande nefelinbildning vid fenitiseringen (von Eckermann 1948) är nu helt vederlagt (Morogan och Woolley 1988).

Pyroxeniter, melteigiter, ijoliter och nefelinsyeniter är helt klart magmatiska djupbergarter, som trängt upp till dagens nivå i mer eller mindre kristalliserat tillstånd. Exakt vilka temperaturer de haft är inte fastställt, men man kan anta att det var dessa bergarters magmor som var huvudorsaken till upphettningen i fenitaureolen.

Söviterna tycks ha nått dagens nivå som en kristallgröt rik på gasfas, snarare än som rena smältor. Temperaturindikationer varierar mellan 420° och 500°C. Ett högt koldioxidtryck är en förutsättning för att karbonaterna inte skall dissociera.

Framför allt de alkalina gångarna verkar ha intruderat som smältor. Karbonatit- och alnöitgångarna tycks ha varit i stort sett helt kristalliserade vid intrusionen.

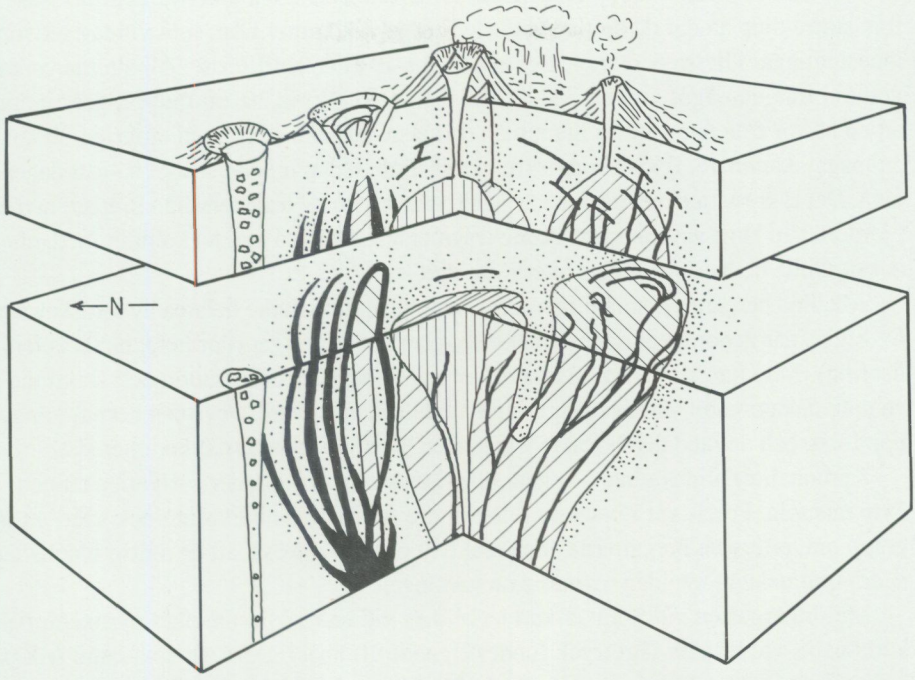


Fig. 146. Blockdiagram av Alnökomplexet, sett från Båräng mot öster. Diagonal linjering: melteigit–ijolitbergarter, vertikal linjering: nefelinsyeniter, svart: söviter, prickat: feniter. Sälskärsbreccian markeras av brottstyckstecken. Vulkaniska ytformer är hypotetiska. Ur Svenska turistföreningens årsskrift 1984.

Block diagram of the Alnö complex, looking eastwards from Båräng. Diagonal ruling: melteigite–ijolite rocks, vertical ruling: nepheline syenites, black: sövites, stippled: fenite aureole. The Sälskär volcanic vent is indicated by the breccia-signs. Volcanic surface forms are hypothetical.

Alnöiter och kimberlitiska alnöiter ger oss glimtar från djupet. I alnöiter hittar vi brottstycken av grova ögongnejser, som uppenbarligen ligger under de ådergnejser och graniter vi idag ser blottade i området. Ännu djupare ned har vi granuliter, som består av plagioklas, pyroxen, amfibol och granat. Nästa skikt blir eklogitiskt, d.v.s. det består av bergarter som huvudsakligen innehåller granat och pyroxen. Bildningstemperaturen för dessa bergarter ligger på 920°C, djupet gissningsvis på ca 25 km.

Ännu djupare når vi med hjälp av fragment i de kimberlitiska alnöiterna. Vi ser olika ultrabasiter, oftast mest bestående av olivin (duniter), av olivin och diopsid (wehrliter), eller endast av diopsid (pyroxeniter). Uppskattningar av temperaturförhållandena varierar från omkring 800° till drygt 1 100°C, d.v.s. magmatiska temperaturer. Förekomsten av kromrika spineller i alla dessa fragment tyder på att den övre manteln under Alnön i sen proterozoisk till tidig kambrisk tid var starkt utarmad genom tidigare uppsmältningsprocesser.

Varifrån har nu Alnöbergarterna kommit? Kimberlitiska alnöiter kommer säkert från större djup än där de djupast bildade fragment kommer från, som vi idag ser som inneslutningar i dessa bergarter. Det innebär ca 40 km eller djupare. Alnöiterna verkar komma från en något grundare källa, belägen på omkring 30 km djup. Inget hindrar att de härrör från ännu större djup, men de måste ha stannat upp vid omkring 30 km i en magmakammare. Båda bergartsgrupperna torde sedan relativt snabbt ha nått dagens nivå. Det säkraste tecknet på detta är just förekomsten av fragment från djupare nivåer i jorden. Vid långsam transport skulle fragmenten antingen inte ha kommit med, eller också skulle de ha omvandlats eller lösts upp.

Alkalina bergarter kommer med stor sannolikhet från nedre delarna av jordskorpan. De bildas där genom reaktioner mellan skorpan och lösningar (i princip: en sorts fenitisering). Man kan tänka sig en modell av fraktionerad kristallisation och skiktning i en magmakammare, varefter magmorna med lägst viskositet (=pyroxeniterna) tränger upp först, och de med den högsta viskositeten (=nefelinsyeniterna) kommer sist.

Karbonatiter bildas sannolikt genom en anrikning av volatiler (=flyktiga ämnen) i övre manteln. Precis var i manteln (eller undre skorpan) de bildas är dock svårt att få grepp om, eftersom bergarterna är så reaktiva och lågviskösa, att de aldrig innehåller andra fragment än från den närmaste omgivningen.

Melilitbergarten vid Söråker kan ha bildats vid en reaktion mellan pyroxenit och karbonatit, vid relativt lågt tryck (understigande 10 kbar). Dess säregna kemi (rik på zirkonium) fordrar dock en ytterligare finslipning av modellen.

Trots bergarternas märkliga mineralogiska och kemiska sammansättning finns det uppenbarligen f.n. inget nyttigt, d.v.s. brytvärt, i Alnöområdet. Men det räcker väl gott med att bergarterna är vackra, fascinerande, unika? En direkt nytta är givetvis, att det varit möjligt att kartera länet även i vertikalled: graniter och ådergnejser – grova ögongnejser – ljusa granuliter – mörka granuliter – eklogiter – olivin- och/eller pyroxendominerade ultramafiter. Och då har vi hamnat på ett djup av 30–40 km. Det är sannerligen djupare än man kunnat "se" i något annat svenskt län!

KAMBRISKA OCH ORDOVICISKA SEDIMENTBERGARTER I BOTTENHAVET

Tidigare har nämnts att stora områden på Bottenhavets botten täcks av jotnisk sandsten, och att mindre förekomster av rapakivigranit och besläktad porfyr samt diabas också konstaterats här (sid. 174, 129 och 176). I ett sammanhängande område från trakten av Härnösand ned till Gävlebukten överlagras den jotniska sandstenen och det äldre urberget av sedimentära bergarter från kambrium och ordovicium (Wiman 1905, G. Lundqvist 1935, Veltheim 1962, Winterhalter 1972, Axberg 1980, Ahlberg 1986). Dessa flackt liggande sedimentbergarter är mäktigast i områdets centrala del, vid Eystrasaltbanken utanför Hudiksvall, och uppgår där till 375 m. Av detta utgörs ca 140–145 m (maximalt 165 m) av kambrium och resterande 230 m av ordovicium (Axberg 1980). Dessutom finns mindre, isolerade områden med paleozoiska sedimentbergarter av ospecificerad ålder utanför Höga Kusten (Axberg 1980). Se fig. 147.

De paleozoiska sedimentbergarterna vilar på en av vittring och erosion utplanad yta, det subkambriska peneplanet. Denna yta stupar mycket flackt (vanligen under 1°) in mot den centrala delen av sedimentbergarternas utbredningsområde (Axberg 1980). Den fortsätter mot söder, in över Hälsingland, Gästrikland och Uppland (Rudberg 1954, plansch 1, Lidmar-Bergström 1986, Elvhage och Lidmar-Bergström 1987). Enligt de båda sistnämnda arbetena går det subkambriska peneplanet söderifrån ut i havet vid Njurunda (17H SO) för att återkomma in över land vid Husum (19J NV) och därifrån fortsätta mot norr längs Västerbottens och Norrbottens kust.

Att bergarter från kambrium–ordovicium finns i Bottenhavet framgår även av talrika strandblock längs kusten upp till Härnön. Blocken utgörs främst av rödbrun eller mer sällan grå ordovicisk kalksten men även av konglomerat och sandsten. De har observerats främst på Brämön (17H SO, 0j – 16G SO, 9j; Schön 1911, 1953) och vid Svanskär (Svenskäret?) och Storholmen söder om Härnön (17I NV, 6b och 8b; Lindström 1888). De nordligaste fynden, som utgörs av brunröd underordovicisk limbatakalksten, har påträffats på sydöstra stranden av Härnön (17I, 7-8b-c; Hörnsten 1959). Det största block som observerats vid länskarteringen (på Furuholmen, 17I NV, 694000-161000) mäter 1,5 m i diameter.

Undersökningar av fossil i block och i borrkärnor från södra Bottenhavet (Finngrundet, Västra Banken, Holmudden) har visat vilka stratigrafiska nivåer som finns representerade av de paleozoiska lagren. Genom att kombinera data från blockfynd och borrningar med marinseismiska mätdata har Axberg (1980) sammanställt den sannolika lagerföljden och utbredningen av olika horisonter i Bottenhavet. Sedimentbergarterna härrör från underkambrium och från under-, mellan- och överordovicium. Lösa block och sprickfyllnader i sydvästra Finland respektive på Åland indikerar dock att såväl mellan- som överkambriska lager kan finnas representerade i området. De underkambriska lagren utgörs i huvudsak av ler-, silt- och sandstenar samt lerskiffer. Den ordoviciska lagerföljden inleds med en växellagring av alunskiffer (dictyonemaskiffer),

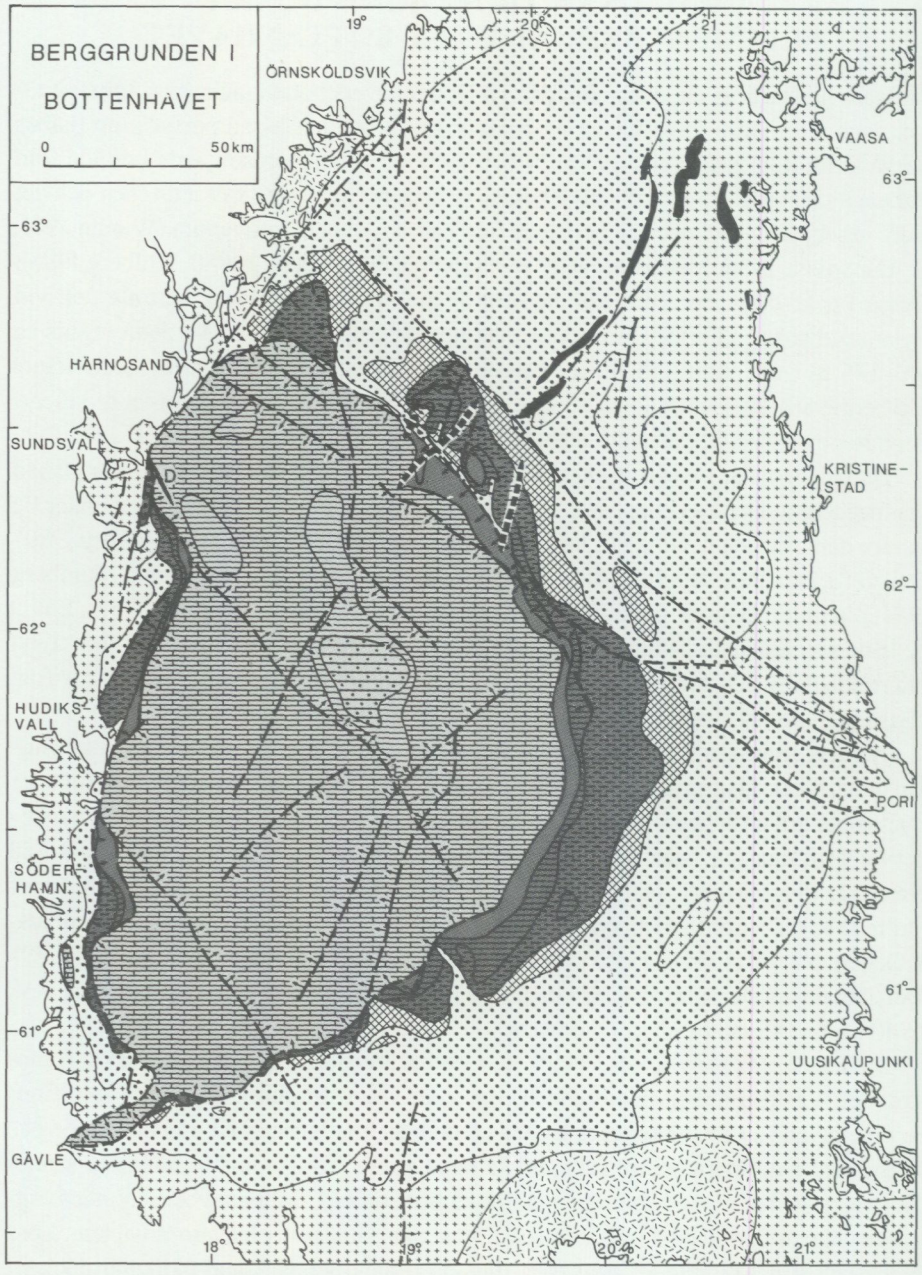


Fig. 147. Karta över berggrunden i Bottenhavet. Efter Axberg (1980), Ahlberg (1986) och Aro och Laitakari (1987).

Map of the bedrock in the Bothnian Sea.


Förkastning. Pilarna pekar mot det sänkta blocket
Fault. Arrows indicate down-faulted block


Tektonisk linje
Tectonic line



Diabasgång (postordovicisk?)
Dolerite dike (post-Ordovician?)


Märgelsten (ordovicium)
Marlstone (Ordovician)


Lerskiffer (ordovicium)
Shale (Ordovician)


Kalksten (ordovicium)
Limestone (Ordovician)


Sandsten (kambrium/ordovicium)
Sandstone (Cambrian/Ordovician)


Lerskiffer (kambrium)
Shale (Cambrian)


Lersten, siltsten, sandsten (kambrium)
Claystone, siltstone, sandstone, (Cambrian)


Paleozoisk berggrund, ospecificerad
Palaeozoic rocks, unspecified


Diabas (postjotnisk), indikerad med reflektionsseismik i området med paleozoisk berggrund
Dolerite (post-Jotnian),indicated by reflection seismic-profiling in area with Palaeozoic rocks


Diabas (postjotnisk). (Endast markerad i de centrala och östra delarna av kartområdet)
Dolerite (post-Jotnian). (Shown only in the central and eastern parts of the map area)


Arkosartad sandsten, sandsten, siltsten och lerskiffer
Arkosic sandstone, sandstone, siltstone and shale (Jotnian)


Rapakivigranit, gabbro, anortosit, delvis med inslag av diabas
Rapakivi granite, gabbro, anorthosite, in part with dolerite


Kristallin berggrund, ospecificerad
Crystalline rocks, unspecified

bituminös kalksten och sandsten (obolussandsten). I borrkärnan från Finngrundet mäter dessa lager ca en meter. Över dessa bergarter följer kalkstenar, bland vilka ingår t.ex. den täta, hårda s.k. Östersjökalken från överordovicium. Den ordoviciska lagerserien domineras av kalkstenar. I de allra översta delarna uppträder dock lerskiffrar och märgelstenar (Axberg 1980, se även Ahlberg 1986).

Beträffande förekomsten av eventuella tidigpaleozoiska, sedimentära sprickfyllnader i Medelpads berggrund, se sid. 329.

I sammanhanget förtjänar omnämnas ett sandstensblock, som vid länskarteringen 1968 påträffades på nordöstra stranden av Tjärskär, Härnöns sydspets (17I NV, ca 69397-16100). Blocket, som är ca 0,3 m^3 stort, består av en svart, troligen bituminös sandsten med runda, vita fläckar som tydligt framträder i vittringsytan (fig. 148). Fläckarna, som vanligen har en diameter under 3 cm, visar sig i mikroskop bestå av flusspat, som poikilitiskt innesluter sandstenens kvartskorn. Det är sannolikt att blocket kommer från sandsten i den kambro-ordoviciska lagerföljden i Bottenhavet, men dess närmare stratigrafiska läge är okänt.

Slutligen skall nämnas att här och var i Sundsvallstrakten påträffas block som inte har med några kända förekomster i området att göra. De härrör uppenbarligen från barlast som dumpats från fartyg. Hit hör t.ex. grå till svarta kalkblock (från karbonperioden?), som påträffats vid fiskehamnen på norra sidan av Brämön (Schön 1911, se även Wiman 1930).

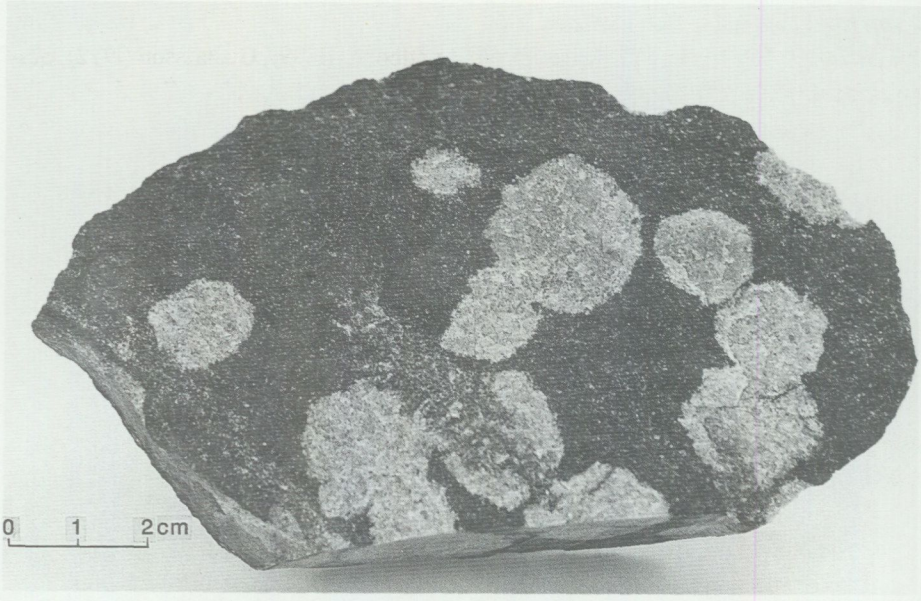


Fig. 148. Fläckig sandsten. Fläckarna innehåller flusspat. Block från östra stranden av Härnön (17I NV, ca 69397-16100). Foto Karl-Erik Alnavik.

Spotted sandstone. The spots are mainly fluorite.

MINERALISERINGAR OCH MALMER

Västernorrlands län intar som tidigare sagts ett mellanläge mellan de malmrika provinserna i Bergslagen och Skelleftefältet. Mineraliseringar och malmer är betydligt sparsammare än i sistnämnda områden, framför allt beroende på att den vulkaniska aktiviteten, som allmänt antas spela en stor roll vid många malmbildningsprocesser, varit mer begränsad. I stället har sedimentära processer dominerat vid bildningen av de äldsta ytbergarterna. Emellertid förekommer i Västernorrland ett flertal små mineraliseringar utan ekonomiskt värde, som varit föremål för malmletares intresse. I en del fall har försök till brytning skett. På senare tid har emellertid en större zink–kopparmineralisering påträffats vid Rockliden nära Junsele, och möjligheten finns att i framtiden en gruva kan anläggas här. Uppslag av tenn och litium har under 1980-talet påträffats i en del pegmatiter i länet. Strax utanför länsgränsen, i norra Hälsingland, bryts f.n. Enåsens guldmalm, och likartade fyndigheter kan därför tänkas förekomma även i Västernorrland.

En översikt över metallogenesen i centrala Sverige har getts av Sundblad (1986, sid. 9–10). De viktigaste mineraliseringarna är av fyra typer: de som uppträder a) i de äldsta svekokarelska eller svekofenniska ytbergarterna, b) i de äldsta mafiska eller intermediära (primorogena) intrusionerna, c) i pegmatiter hörande till de serorogena graniterna, d) i de postjotniska diabaserna. Till dessa typer kan läggas en femte, mer heterogen grupp av mineraliseringar, som i varje fall inte uppenbart hör samman med någon av de nämnda. Nedanstående översikt tar upp ett urval av kända mineraliseringar i länet. Den är i huvudsak baserad på Lundbohm (1899), Gustafsson (1972), Statens industriverk (1980b) och Lundqvist m.fl. (1986), men även på ett flertal prospekteringsrapporter, muntliga meddelanden och observationer gjorda vid länskarteringen. Av naturliga skäl har det vid sistnämnda kartering inte varit möjligt att leta upp och studera alla de skärpningar i länet som angetts i äldre litteratur. Följande översikt avser därför inte att ge någon fullständig förteckning över kända förekomster, utan avsikten är att ge information om de viktigare mineraliseringarna och mineraliseringstyperna. Den intresserade hänvisas för kompletterande upplysningar till de nämnda arbetena. Att märka är dock, att lägesangivelserna i många fall är bristfälliga i äldre skrifter.

Nedanstående översikt behandlar länets mineraliseringar, anordnade kartbladsvis och beskrivna i topografiska kartans nummerordning. Om inte annat anges finns mineraliseringarna markerade på berggrundskartan.

17E RÄTAN OCH 17F ÅNGE

I området norr om *Enstern* i västra Medelpad (ca 69179-14583) har Bolidenbolaget undersökt en mineralisering, som under namnet *Haverögruvorna* varit känd sedan 1930-

talet (se Sundblad 1986, sid. 9, och Statens industriverk 1980b, sid. 40 och 47). Mineraliseringen, som är stratabunden, utgörs av svavelkis, magnetkis och zinkblände med underordnad kopparkis och blyglans. Den uppträder både som dissemination och i massiv form i huvudsakligen basiska metavulkaniter (amfiboliter) omgivna av granatådergnejser. Den viktigaste malm- eller mineraliseringstypen har karaktär av kulmalm (engelska: *ball ore*). Blyisotopundersökningar utförda på blyglans från Enstern visar en förhållandevis radiogen sammansättning, vilket tyder på att en arkeisk komponent ingår (Hallberg 1989).

På några ställen i västligaste Medelpad uppträder uranmineraliseringar, som undersökts av SGU. Den viktigaste av dessa benämns *Sågtjärnen* eller *Bodsjön* (ca 69201-14552) och är delvis blottad i häll. Den uppträder i pegmatitartade partier av vanligen några hundra meters längd i en migmatitiserad gnejs av argillitursprung. Cordierit, sillimanit och almandingranat är vanliga. Gnejsen innehåller även mer kvartsfältspatrika skikt, liksom lager av skarn och järnrika metasediment *(iron formation)*. Uranet uppträder i uraninit (urandioxid), som ofta är sammanvuxen med biotit (Sundblad 1986). Sekundära uranmineral är kasolit, uranofan och boltwoodit (Löfvendahl 1981). Uranhalten varierar i de pegmatitiska partierna mellan några hundra och några tusen ppm. Metamorfosen har sannolikt spelat stor roll vid bildningen av mineraliseringen, men genesen är i övrigt oklar.

Inte långt från Sågtjärnen finns ett par andra uranmineraliseringar markerade på berggrundskartan. Uppgifter om dessa har erhållits från Lars-Ole Forsberg, Luleå (muntligt meddelande 1988). Den ena mineraliseringen, benämnd *Märrviken* (69094-14609), ligger i mycket starkt krossade pegmatitartade partier i en berggrund som domineras av granodioritiska gnejsgraniter, med inslag av sedimentgnejs. Uranmineralet är pechblände, och sekundärt uppträder kasolit, boltwoodit, uranofan och beta-uranofan (Löfvendahl 1981). Den andra, *Hammarmyren* (69233-14500), är iakttagen i lokala moränblock av pegmatitartade bergarter i ett område där migmatitiserade arkoser utgör berggrundens huvudkomponent. I bägge fallen är genesen oklar (jfr Sågtjärnen ovan).

Ginet (1980, sid. 148-153) har gett data om västra Medelpads uranmineraliseringar och även diskuterat deras genes.

Som tidigare nämnts (sid. 57) finns kvartsiga magnetitskikt i skarnblock på *Norrbodberget* söder om Haverö (691480-146250).

Strax söder om gränsen mellan Västernorrlands och Gävleborgs län (ca 69085-14775) ligger *Enåsens guldgruva*. Då malmen och dess sidoberg är av intresse för geologin i Västernorrland ges en kort beskrivning av förekomsten här.

Redan på 1930-talet upptogs genom Bolidenbolaget en skärpning i kopparkismagnetkis vid Flomyran ca 2 km sydost om nuvarande Enåsengruvan (Lundegårdh 1967). Sidoberget är granatådergnejs och gnejsgranit med inslag av fältspatkvartsit och metabasit. Flera mineraliseringar av liknande slag finns i området, och på 1950-talet påvisades att de innehåller guld. Stigande guldpriser på 1970-talet gjorde förekomster-

na ekonomiskt intressanta, och 1983 beslöt Boliden Mineral AB att brytning skulle ske (Willdén 1986). Malmen bröts från början i dagbrott, men från 1989 sker brytningen under jord.

Guldmalmen innehåller i genomsnitt 2,2 ppm Au, 4 ppm Ag och 0,2% Cu. Den uppträder till största delen i en vit, vanligen 10–20 m mäktig, starkt skiffrig sillimanitrik kvartsit, som stupar ca 30° mot sydväst. Fältspat saknas, men små mängder cordierit och biotit ingår.

Kvartsiten ligger enligt Willdén (1986) på sydvästra flanken av en antiklinalstruktur inom ett större synklinorium, veckat efter nära horisontella axlar. Den stratigrafiska tolkningen innebär att kvartsiten ligger underst. Den överlagras av biotitskiffer, skarn, amfibolit, underordnad kristallin kalksten och grafitskiffer. Dessa bergarter innehåller impregnationer av kopparkis och svavelkis, särskilt i en 1–3 m mäktig zon av kopparmalm i den guldförande kvartsitens hängvägg. Överst ligger mäktiga granatådergnejser.

I övergångszonen mellan nyssnämnda kopparmalm och överliggande gnejser finns normalt en horisont rik på röd kalifältspat (Willdén 1986).

Guldmalmen är ca 350 m lång och 5–25 m bred. Guldet uppträder dels gediget tillsammans med sulfider (mest kopparkis, magnetkis och svavelkis) och kvarts, dels antingen gediget eller som guldtellurider och guld-antimontellurider tillsammans med tellurider innehållande vismut, antimon och bly, sulfosalter och sulfider (Nysten och Annersten 1984). I de guldförande partierna finns små mängder topas och rutil. Sistnämnda mineral bildar även nålar i kvarts (jfr sid. 51). Den guldförande kvartsiten är därför, bortsett från malmmineralen och kornigheten, till sin mineralogiska sammansättning lik den sillimanitförande kvartsbergarten på Kölaberget (sid. 53).

Enligt Nysten och Annersten (1984) innehåller Enåsenmalmen ett stort antal mineral av koppar, järn, zink, kobolt, antimon, molybden, tenn, bly, guld, vismut, titan, svavel, arsenik, silver, tellur och selen. Geotermometri på arsenikkis har enligt samma författare gett temperaturer på 380°–435°C, vilket tolkats som resultatet av en retrograd jämvikt (uppkommen i ett avkylningsskede). Mikrosondundersökningar av samexisterande biotit och granat i malmens omgivning har gett metamorfostemperaturer på 600°–650°C och tryck på 4–6 kilobar. Vidare har en analys av syreisotoper i magnetit och kvarts från biotitgnejs i sillimanitkvartsitens liggvägg gett en jämviktstemperatur på ca 650°C (Anders Hallberg, Uppsala, muntligt meddelande 1990).

Även malmmineralen har utsatts för temperaturer av åtminstone nämnda storleksordning. Guldmalmen har sannolikt avsatts genom hydrotermala processer (Nysten och Annersten 1984) i anslutning till de basiska metavulkaniter som påträffas i den malmförande kvartsitens hängvägg (Willdén 1986). I vulkaniterna finns som nämnts också mineraliseringar av koppar- och järnsulfider. Beträffande den malmförande kvartsitens ursprung har olika tolkningar getts: dels att den bildats genom hydrotermala omvandlingar i subvulkanisk miljö (Willdén 1986), dels att den uppkommit ur heta källor genom kiselsyrautfällning (kiselsinter) kombinerad med stark leromvandling av

äldre lager (Hallberg 1988). Den senare följande regionalmetamorfosen har gett kvartsiten dess nuvarande mineralogiska sammansättning. Undersökningar av blyisotoper i mineral från Enåsen visar att blyet är likt det som förekom i den dåtida jordmanteln, och alltså avspaltats ur manteln inte långt före malmbildningen (Hallberg 1989). Blyet är alltså mindre radiogent än i Enstern och Rockliden (sid. 283 och 294).

17G LJUNGAVERK

Invid landsvägen öster om Holmsjön ca 2 km sydost om *Österström* (694625-154770) uppträder i en välbevarad gråvacka glimmerrika skikt innehållande grafit och magnetkis. Sistnämnda mineral förekommer dels som glesa impregnationer, dels i mer kompakt form som ett nätverk av ådror. Sannolikt är detta den förekomst som Lundbohm (1899, sid. 43) uppger finns mitt emot Östanbäck.

17H SUNDSVALL

Nära några f.d. fäbodar nordväst om *Norrlindsjö* (69095-15597) har man i den s.k. *Lindsjö koppargruva* eller *Saggmyrgruvan* försökt bryta koppar i en ådrad granatförande, grafithaltig gråvackegnejs, som ligger som inneslutning i traktens sura gnejsgranit. Lundbohm (1899, sid. 43) nämner att arbeten pågick här 1885. Redan tidigare hade misslyckade brytningsförsök gjorts. Orsaken till dessa försök är att gnejsen innehåller magnetkis och mer sparsam kopparkis. I den största skärpningen har utsprängts berg i storleksordningen några hundra m^3. Beträffande historik över brytningsförsöken hänvisas till Gustafsson (1972, sid. 76–77). Se även Tegengren m.fl. (1924, sid. 120).

Norr om *Östansjö*, nära en kraftledning (690870-155760), finns upp till 10 m långa skivor av ådrad, biotitrik sedimentgnejs i områdets rödgrå, sura gnejsgranit. Gnejsen rostvittrar ställvis p.g.a. impregnation med kis (mest magnetkis). I området har Stora Kopparberg gjort undersökningar på nickel och koppar (Elver Carlsson, Stora Kopparberg AB, muntligt meddelande 1980). Mineraliseringen omnämns av Statens industriverk (1980b, tab. 7 nr 27) under namnet "Rude". Den har ej markerats på berggrundskartan.

Sydväst om Ljustorp, nära *Burtjärnen* (694545-157730) finns en skärpning i migmatitiserad gråvackegnejs. Impregnationer av svavelkis förekommer, och är sannolikt den direkta orsaken till gruvförsöket. Gustafsson (1972, sid. 92) nämner att flera schakt finns i trakten. Enligt samma källa skulle sökandet ha gällt koppar, nickel, järn och guld.

Lunde gruva är belägen väster om Bergeforsen (693590-157925). Den utgörs av ett enligt uppgift ca 10 m djupt hål med en diameter av 4–5 m. Huvudbergart i hålets väggar är en kvartsit, som p.g.a. sin finkorniga textur sannolikt är ett kemiskt sediment. Underordnade mineral i kvartsiten är grafit, mikroklin, kismineral och sericit.

Ca 150 m norrut finns ytterligare två vattenfyllda skärpningar och ett antal provgropar. Bergarten är här ett skarnigt metasediment som består av blekgrönt hornblände, kvarts och biotit med underordnad grafit, granat, klinopyroxen och basisk plagioklas. Betydande halter av magnetkis finns ställvis. Mer underordnat ingår svavelkis och kopparkis. Enligt Lundbohm (1899) och Gustafsson (1972) är det främst koppar och nickel som varit föremål för intresse. Runt gruvskärpningarna dominerar amfibolitiska, ibland bandade metavulkaniter, som delvis cummingtonitomvandlats. Genomsättningar av serorogen granit med pegmatit förekommer.

I trakten av *Åvikebruk* (ca 6935-1600) förekommer i den normalt sulfidfattiga postjotniska diabasen en magnetkisimpregnation. Ett prov visade 0,9% Ni, 0,16% Cu och 1,0% S (Grip 1961, sid. 70). Förekomsten har inte markerats på berggrundskartan.

Vid landsvägen från Härnösand mot Viksjö, väster om *Grofäll* (694890-159900), finns en mindre skärpning i en finkornig, skarnslirig och -bandad, troligen spilitisk amfibolit. Skarnet är epidot, blekgrönt hornblände och klinopyroxen. I skärpningen finns svavelkis, magnetit och grafit. Amfiboliten i detta stråk innehåller också tunna skikt av kvartsit (troligen en kiselsyrautfällning). Strax väster om skärpningen finns intrusioner av grovt hornbländeporfyritisk gabbro och tonalit. Amfibolitstråket fortsätter mot nordost in på bladet Härnösand NV, och innehåller där sulfidmineraliseringar (sid. 288).

På några ställen i Alnömassivet, i området *Ås–Släda–Stavsätt* (bl.a. 692670-158575, 692665-158570 och 692685-158510), finns skärpningar upptagna i koncentrationer av titanomagnetit i pyroxenit (se Lundbohm 1899, sid. 47–48). Magnetiten åtföljs av serpentiniserad olivin, apatit och biotit. Maximalt uppgår järnhalten enligt von Eckermann (1948, sid. 58) till 39%. Halterna av fosfor och titan är höga (jfr sid. 253). Ett par mindre skärpningar finns också nordost om den första av de ovan nämnda (692680-158585 och 692685-158580), men har numera fyllts igen. (Ett urval av skärpningarna i Ås–Släda–Stavsättområdet har markerats på specialkarta 1.) Järnmalmen från Alnön upptäcktes 1670, och användes först vid Galtströms bruk och sedan, i blandning med malm från Utö i Stockholms södra skärgård, vid bruken i Graninge, Gnarp och Åvike (Statens industriverk 1980b).

Magnetit har också brutits i liten skala i söviterna vid Hörningsholm (692910-158530). I sammanhanget skall nämnas att magnetit uppträder som en smal ådra i fenit i *Smedsgårdens f.d. kalkbrott* (sid. 264). Kompakt magnetit finns också i block vid stranden i Söråker (5h), se Statens industriverk (1980b).

Beträffande niob, tantal och sällsynta jordartsmetaller i bergarter på *Alnön*, se sid. 273.

Väster om Stockvik, på *Allstakullarna* (691560-157630), finns ett par små skärpningar om vardera ca 50 m^3. I en amfibolitinlagring i traktens ådergnejsiga gråvackor uppträder magnetkis, dels som glesa impregnationer, dels som decimeterbreda, kompakta ådror. Magnetkisen åtföljs av något svavelkis, kopparkis och grafit, den först-

nämnda i kristaller av upp till 0,5 cm^3 storlek. Gångar av kvarts (med kalcit) finns också.

17I HÄRNÖSAND

Nordväst om *Billsta*, norr om landsvägen Härnösand–Stigsjö (694940-160005), finns en mindre (ca 30 m) skärpning i samma amfibolitstråk som vid Grofäll (sid. 287). Delvis relativt kompakt magnetkis tillsammans med mer underordnad svavelkis och kopparkis är de mineral som tilldragit sig malmletarnas intresse. Även grafit finns.

18G HÅSJÖ

Vid sydöstra delen av *Mussjön* (ca 69675-15388) förekommer en delvis stark impregnation av kis (magnetkis, svavelkis) i välbevarad matagråvacka. Ställvis är berget starkt krossat. Rostvittringen är betydande.

I trakten mellan *Västanå* och *Högland*, nordväst om Järkvissle (ca 69700-15425), har genom LKABs prospekteringsverksamhet påträffats muskovitpegmatiter innehållande mineral av tenn, litium, niob och tantal (Smeds 1984, Fredrikson och Tuuri 1986, Smeds och Tuuri 1986; se även Sundblad 1986). Pegmatiterna uppträder som upp till 10 m breda vertikala gångar i en 7 km lång, nord–sydlig zon i välbevarade metagråvackor. De ekonomiskt intressanta mineralen är kassiterit, spodumen-petalit och columbit. Man har genom borrningar påvisat 600 000 ton med ca 1% litiumoxid och 0,1% tenn i en av gångarna (Fredrikson och Tuuri 1986). Herzenbergit (tennsulfid) uppträder sällsynt som omvandling av kassiterit (Smeds 1984; se även sid. 103).

Vid byn *Kväcklingen*, söder invid vägen mot Vike (695420-154335), finns mindre grävningar eller skärpningar som omnämns av Lundbohm (1899, sid. 45). Berggrunden består här av välbevarade metagråvackor med pegmatitgångar. Grävningar utfördes enligt Lundbohm för avtappning av Kväcklingesjön, varvid man påträffade block innehållande zinkblände och blyglans samt mindre mängder svavelkis och kopparkis tillsammans med kvarts, klorit, kalcit m.m. Enligt obekräftade uppgifter skall även gediget silver förekomma. Möjligen kan mineraliseringen vara knuten till NV-liga eller VNV-liga sprickor i berggrunden. Se även Tegengren m.fl. (1924, sid. 120).

18H GRANINGE

Tidigare (sid. 23) har omnämnts förekomsten av kuber av svavelkis i en sericit-kloritomvandlad metagråvacka vid *Gårdsjön* (699765-156360). Koncentrationer av druskvarts och kalcit finns också, och i de senare kan små anhopningar av kopparkis iakttas. Kvartsdruser kan även ses i en tektoniserad gång av turmalinpegmatit. Kuber-

na av svavelkis uppträder i närheten av glimmerrika, grafit- och sulfidförande skikt i gråvackorna.

Inte långt från nyssnämnda lokal, söder om *Gårdsjön* (699600-156320), uppträder sulfid- och grafitförande skikt i områdets metagråvackor. I närheten av denna lokal finns block av rödfärgad, hydrotermalomvandlad gråvacka med pyrit. Stråk av fjällig hematit genomdrar blocken.

Norr om Graninge, på *Lövsjöberget* (ca 69989-15572), består berggrunden av metagråvackor med glimmerskiffer- och amfibolitlager. Gråvackorna och glimmerskiffrarna är här ibland grafit- och pyritförande, vilket föranlett obetydliga skärpningar. Även i amfiboliterna uppträder sulfider.

I skogen öster om *Tunsjön* (699565-158460 och 699575-158465) finns ett par skärpningar på sulfider. På sistnämnda lokal finns ett ca 6 x 4 m stort, 3–4 m djupt hål ("Högbacksgruvan") upptaget i starkt rostvittrande berg. Främst magnetkis men även mer sparsam pyrit och kopparkis uppträder här som impregnationer i en amfibolit, som av allt att döma bildar lager i omgivningens starkt migmatitiserade gråvackegnejs. På den förstnämnda lokalen finns en ca 2 x 3 m stor skärpning i samma typ av berggrund.

Den s.k. *Kälamäki kopparfyndighet* ligger nära gränsen Medelpad–Ångermanland strax väster om Mjällån (695695-158230). Berggrunden utgörs här av starkt migmatitiserade gråvackegnejser, som längs Mjällåns dalgång genomdras av en betydande, topografiskt mycket väl markerad tektonisk zon (jfr berggrunds- och strukturgeologiska kartan). Mineraliseringen är knuten till en ca 4 m bred kvartsgång i migmatiten. Kvartsen är starkt krossad och "skölig", och innehåller körtlar och ränder av svavelkis och kopparkis. Se även Lundbohm (1899, sid. 44–45), Gustafsson (1972, sid. 19–21) och Tegengren m.fl. (1924, sid. 120).

18I KRAMFORS

I en grönsvart, finkornig amfibolit vid *Knäppa* öster om Ullånger (699095-162440) finns små skärpningar upptagna i en några meter bred sulfidförande zon. Bland sulfiderna märks främst magnetkis (både kompakt och som impregnationer) men även svavelkis och små mängder kopparkis. Något grafit ingår också. Lokalt kan små (under 1 cm) magnetitanhopningar förekomma. Även längre mot NO (vid 699175-162465) lär små sulfidkoncentrationer förekomma i samma amfibolitstråk (Gunnar Nilsson, SGU, muntligt meddelande 1980).

Väster om *Salsåker* (698930-162500) finns magnetkis och grafit i metagråvackor med grönaktiga, skarniga eller amfibolitiska skikt. Se Gustafsson (1972, sid. 45–46).

På norra delen av *Svedjeberget* söder om Ullånger (698850-162110) finns en liten skärpning på sulfider i en brantstående inlagring av delvis grafitrik metagråvacka i amfibolit. Sulfiderna är mest magnetkis och svavelkis.

Ca 400 m nordväst om toppen på *Dalsberget* (söder om Ullånger; 698470-162090) finns en obetydlig skärpning i ett lager av glimmerskiffer i amfibolit. Impregnationer av sulfider (svavelkis, kopparkis, magnetkis) är orsaken till skärpningen.

Som nämnts tidigare (sid. 44) har man vid brunnsborrningar på *Bondsjöhöjden* i Härnösand (18I SV, 0b) funnit kompakt magnetit i områdets metagråvackor. Magnetiten (som inte markerats på berggrundskartan) har låg titanhalt och ca 0,14% vanadin. Små mängder flogopit och kalk finns också. Det är okänt vilken form och utbredning magnetiten har, men sannolikt rör det sig om begränsade, skiktvisa avsättningar i form av lager i gråvackorna.

På flera ställen i diabastäcket på Ulvöarna uppträder skikt av titanomagnetit, bildade genom sedimentation av kristaller som urskiljts ur diabasmagman (sid. 186). Mest bekant är gruvan vid *Marviksgrunnan* på södra delen av Södra Ulvön (698860-164265), men skärpningar finns också på norra delen av Södra Ulvön (69920-16435) och på Norra Ulvön (69980-16463). På grund av bildningssättet utgör titanomagnetiten flackt mot öster stupande lager i diabastäcket. Malmen på Ulvöarna undersöktes av Höganäsbolaget under slutet av 1940-talet med hjälp av geofysiska mätningar och borrningar. Uppgifter om undersökningarna har vänligen ställts till förfogande av Arne Gustafsson, Höganäs, 1975, och av Kjell Ekdahl, Höganäs, 1989. Den malmförande zonen befanns vara maximalt ca 2–3 m mäktig och innehålla rikare och fattigare skikt. Vid Marviksgrunnan är malmen rikast, med 31% Fe, 7% TiO_2 och 0,5% V_2O_5. Uttag av ca 5 000 ton malm skedde här i början av 1950-talet. Sedermera (1959) drev Höganäsbolaget ett 160 m djupt schakt ned i diabasen på norra delen av Södra Ulvön (699215-164365). Från schaktet sprängdes en ort mot sydväst, genom det malmförande diabaspartiet, som stupar ca 25° mot OSO. Malmen i schaktet och orten uppträder som mindre än 1 m tjocka lager på mellan 150 och 160 m djup. Den innehåller i allmänhet lägre metallhalter än vid Marviksgrunnan (ca 20–30% Fe, 0,2–0,6% V_2O_5 och 4–11% TiO_2), men kan lokalt, i ett 70–80 cm mäktigt skikt, nå samma halter av järn, titan och vanadin som på sistnämnda plats. Från orten borrade man också ett 69 m djupt kärnborrhål, som slutade i diabas, alltså utan att man nådde underliggande granit.

Malmen på Ulvöarna består av magnetit med små, mikroskopiska avblandnings"droppar" av ulvöspinell, och lameller av ilmenit (sid. 186). En varierande mängd silikater (mest olivin och plagioklas) ingår.

Enligt Grip och Frietsch (1973, sid. 276) har man beräknat att åtminstone ca 20 miljoner ton råmalm bör kunna tas ut, innehållande 25% Fe, 8% TiO_2 och 0,35% V_2O_5. Malmen kan lätt anrikas magnetiskt, och man kan på så vis få en slig med 53% Fe, 18% TiO_2 och 1,1% V_2O_5.

Muskovitpegmatitgångar innehållande kassiterit och columbit har påträffats vid LKABs prospekteringsarbeten öster om *Lövvik* (3d) (Sten-Anders Smeds, Uppsala, muntligt meddelande 1989; se även Fredrikson och Tuuri 1986). Huvudkomponenten i berggrunden är här välbevarade metagråvackor.

Grip (1961, sid. 69-70) nämner att block av gabbro innehållande 2,8–11,0% S, 0,11–0,43% Ni och 0,16–0,25% Cu påträffats vid *Rossvik* i Nora socken (4c-d). Blocken härrör sannolikt från något av de primorogena gabbromassiv som finns i trakten. (Blocken har inte markerats på berggrundskartan.)

Enligt muntligt meddelande 1970 av Erik Åhman, SGU, har man vid brunnsborrning vid *Snipingsmon* norr om *Bjärtrå* (69908-16044) hittat en 3 dm bred gång av blyglans och kalcit (ej markerad på berggrundskartan). Gångens strykning är NNV.

19G KRÅNGEDE

Nära vägen ca 1 km sydväst om *Gässjö* (702280-153640) finns en obetydlig skärpning i välbevarad metagråvacka. Underordnat ingår glimmerrika och amfibolitiska skikt, som innehåller smala strimmor av svavelkis. Troligen är detta den av Gustafsson (1972, sid. 34) omnämnda *Sketbacksgruvan*, vars inmutningar gällde nickel, koppar och grafit. Enligt samma källa skulle kalk förekomma i närheten, något som bekräftas av Sten-Anders Smeds, Uppsala, som enligt muntligt meddelande 1989 påträffat en körtel av grov kalcit med små mängder blyglans och svavelkis.

Strax norr om landsvägen Ramsele–Borgvattnet, söder om *Lafssjön* (704365-162610) finns en mindre skärpning (ej markerad på berggrundskartan) i Revsundsgranit med inneslutningar av hornfelsomvandlad gråvacka. Mutsedlar utfärdade 1947 har gällt koppar (Gustafsson 1972, sid. 36).

19H SOLLEFTEÅ

I en mindre förekomst av ultramafisk gabbro på norra delen av *Vaberget*, sydväst om Resele (ca 7021-1558), förekommer en scheelitmineralisering (Lars-Göran Ohlsson, LKAB, muntligt meddelande 1985).

I sprängstenen från *Hjälta* kraftverkstunnel (ca 70100-15665) påträffades scheelit 1973. Sidoberget är välbevarade gråvackor som på platsen innehåller skarn, troligen mest som linser. Analyser har gett 0,26–0,28% volfram (Statens industriverk 1980b, sid. 52). Scheelit har också påträffats i fast klyft i en svartskiffer med kvartskörtlar vid nerfarten till byn *Rödsta* nordväst om Resele (ca 7028-1561). Ingen av de nämnda scheelitförekomsterna har markerats på berggrundskartan.

På *Visarberget* nordost om Gagnetsjön (ca 7023-1551) finns kis- och grafitförande skikt i traktens välbevarade gråvackor. I närheten skall enligt uppgift finnas den s.k. *Gagnets silvergruva* (Gustafsson 1972, sid. 32-34), som med all sannolikhet upptagits i liknande bergarter.

I trakten av *Långsele* (0c, 1c-d), bl.a. på *Gammbodberget* och *Stockberget*, förekommer gångar av muskovitpegmatit i områdets välbevarade gråvackor. Gångarna stryker i ungefär nordväst–sydost, och innehåller förutom de vanliga pegmatitminera-

len även kassiterit och columbit-tantalit (Fredrikson och Tuuri 1986, se även Smeds och Tuuri 1986 och Sundblad 1986). Vidare förekommer beryll och trifylin (Sten-Anders Smeds, Uppsala, muntligt meddelande 1989). Halterna av tenn och tantal är för låga för att brytning f.n. skall kunna ske. Förekomsterna har inte markerats på berggrundskartan.

Vid östra änden av *Lill-Aspsjön* (703290-158630) finns en mindre (5–10 m^3) skärpning upptagen i en delvis glimmerrik, grafitförande, välbevarad metagråvacka. Bergarten innehåller glesa impregnationer och ränder av magnetkis samt mycket sparsam kopparkis.

Strax norr om *Stugusjön* (703225-159760) finns ett par små skärpningar upptagna i en gnejsomvandlad, grafitförande, pegmatitgenomslagen gråvacka. Gråvackan innehåller rostvittrande partier med låg kishalt. Skärpningarna har ej markerats på berggrundskartan.

19I ÖRNSKÖLDSVIK

I området strax väster om *Teg*, väster om Sidensjö (702150-162010 till 702170-162005) finns ett NNV-ligt stråk av grafitförande, delvis glimmerrika, välbevarade metagråvackor. Hornbländeförande skikt, delvis med granat, ingår, liksom skikt av kvartsit. Sistnämnda har med all sannolikhet primärt bildats genom kemisk utfällning av kiselsyra. I stråket finns delvis kompakt magnetkis med underordnad kopparkis i form av ett breccienät. Ett par skärpningar om ca 10–20 m^3 är upptagna i de kisförande skikten, och diamantborrningar har utförts. Se även Gustafsson (1972, sid. 51–52).

Grafitförande skikt i gråvackorna uppträder också i ett par stråk söder om *Rössjö* (701370-162450 och 701350-162535). Grafit finns i både kvarts-fältspatrika och glimmerrika skikt. Magnetkis med underordnad svavelkis och kopparkis bildar ett breccienät i de grafitförande skikten, som även innehåller kvartsitiska skikt (kiselsyrautfällningar; jfr ovan). I båda stråken finns små (ca 50 m^3) skärpningar i magnetkisen. Se även Gustafsson (1972, sid. 51).

I branten av *Stationsberget* nordost om hållplatsen i *Skorped* (ca 703265-160285) finns tre skärpningar med en volym mellan 50 och 250 m^3, samt flera små provgropar upptagna i en rikligt pegmatitgenomsatt, grafitförande gråvackegnejs. I gnejsen finns ränder och impregnationer av magnetkis med något svavelkis och sparsam kopparkis. En av skärpningarna har benämnts *Floras skärpning* (se Lundbohm 1899, sid. 44 och Gustafsson 1972, sid. 53). Skärpningarna är inte markerade på berggrundskartan.

Genom LKABs prospekteringsarbeten i Västernorrlands län har man påträffat ett antal muskovitförande pegmatitgångar i trakten *Drömme–Hinnsjön–Orrvik–Sidensjö* (3d, e, f). Pegmatiterna är besläktade med de tidigare beskrivna i Järkvissle, vid Lövvik och i trakten av Långsele (sid. 288, 290 och 291), och innehåller kassiterit,

beryll, columbit, spodumen, heterosit (litiumfosfat) och turmalin. En häll med kassiterit, spodumen och columbit finns vid Orrvik (701675-162600). Se Fredrikson och Tuuri (1986, sid. 38). Ingen av förekomsterna har markerats på berggrundskartan.

En av de mer kända mineraliseringarna i länet finns i berget nordost om *Nätra* kyrka (ca 701455-163685). Ett flertal skärpningar och provdiken är utsprängda i den malmförande zonen, som uppträder i en primorogen kvartsdiorit till tonalit (tab. 1 nr 81) och stupar ca 30° mot NO–ONO. I och invid zonen uppträder en finkornig amfibolit (gång eller skiva), samt gråvackegnejs i ett från nordväst inkommande stråk. Malmen består av delvis kompakt magnetkis med pentlandit och kopparkis. De viktigaste skärpningarna ligger vid 701455-163680, där stora varphögar finns. Även ca 100 m nordost om denna plats finns provdiken. Lundbohm (1899, sid. 43–44) omnämner förekomsten som *"Förnätra magnetkisgruvor"*. Genom Bolidenbolaget undersöktes fyndigheten på 1940-talet. Analyser visade 15–24% S, 38% Fe, 0,08% Co, 0,4–0,8% Ni, 0,2–1% Cu och 0,09% As (Grip 1961, sid. 69). Enligt undersökningar som gjordes av T. Du Rietz 1943 har en sulfidrik fas avskiljts ur en dioritisk (enligt undersökningar gjorda vid länskarteringen: kvartsdioritisk) modermagma, som intruderat äldre berggrund längs flacka sprickzoner. Vid senare prospekteringsarbeten utförda vid SGU har de genomsnittliga metall- och svavelhalterna uppskattats till 0,5% Ni, 0,9% Cu, 0,06% Co och 18% S och de kända tillgångarna av nickel och koppar till 125 respektive 225 ton (Nilsson 1985, tab. 1, sid. 314). Se även Sundblad (1986, sid. 10) och Tegengren m.fl. (1924, sid. 119).

19J HUSUM

I Ulvödiabasen på Husumsbladen finns på några ställen tunna horisonter med järnmalm av samma typ som på Ulvöarna. Små skärpningar finns upptagna i dessa horisonter på flera ställen. Den viktigaste ligger på nordöstra delen av *Trysunda*, vid *Björnviken* (700685-165150; jfr fig. 155, sid. 324), där enligt Lundbohm (1899, sid. 46-47) malmen uppträder dels i tunna lager och dels i körtelformade klumpar. De senare har sannolikt bildats genom uppbrytning av ursprungligen mer sammanhängande lager, antingen genom rutschningar eller genom konvektionsströmmar (jfr sid. 186).

Öster invid *Lundsjön*, nära landsvägen norr om Skagens kapell (701745-166155) och vid *Långroudden* (701770-166410) finns ett par mindre skärpningar i likartade titanomagnetitrika lager i diabas.

20G FJÄLLSJÖ

Nordost om *Vallen* (Junselevallen, Alderlund; 707770-154620) finns en relativt stor skärpning på kopparkis, benämnd *Kittlahälls koppargruva* eller *Kittlagruvan*. Inmut-

ning skedde så sent som 1906, och brytning påbörjades året därefter. Någon större produktion av koppar har dock inte skett (Gustafsson 1972, sid. 40–41). Enligt Statens industriverk (1980b) har 360 ton berg och 37 ton malm brutits under perioden 1907–1935.

Kopparmineraliseringen i Kittlahäll är knuten till en ONO-lig, ca 3–4 m bred, kvartsgenomdränkt krosszon vid gränsen mellan Revsundsgranit och äldre, serorogen granit. Zonen är några tiotal meter bred. Mineraliseringen utgörs av ett nätverk av sprickfyllnader och mer oregelbundna anhopningar av svavelkis och kopparkis med låga guldhalter. Drusrum fyllda med bergkristall är vanliga. Även grafit finns. Geofysiska mätningar (inducerad polarisation, IP) har inte gett positiva resultat för fortsatta arbeten (Statens industriverk 1980b, sid. 46).

20H JUNSELE

På *Gruvberget* söder om *Solberg* (707595-158920) finns ett par mindre. maximalt 6 m djupa skärpningar i välbevarad metagråvacka. I omedelbar närhet finns basiska metavulkaniter (ej markerade på berggrundskartan), enligt muntligt meddelande från Benny Mattsson, Boliden Mineral AB, 1989. Borrningar och geofysiska flygmätningar har utförts i området, men resultatet har uppenbarligen varit negativt. Mineraliseringen är av den för länet vanliga typen, och utgörs av en impregnation av magnetkis, svavelkis och kopparkis. Grafitförande lager finns. Se Lundbohm (1899, sid. 44), Gustafsson (1972, sid. 67–68) och Statens industriverk (1980b, sid. 45).

Vid Bolidenbolagets prospekteringsarbeten påträffades 1982 en på senare tid mycket omtalad mineralisering på Skravelåsen nära Rocksjö, ca 25 km ONO om Junsele (707220-157825). Den går numera under benämningen *Rockliden*. Genom vänligt tillmötesgående från Benny Mattsson, Boliden Mineral AB, har information rörande mineraliseringen ställts till förfogande för beskrivningen till länskartan. Nedanstående är ett sammandrag av denna information, som bl.a. grundar sig på prospekteringsrapporter inom Bolidenbolaget, t.ex. Mattsson och Heeroma (1985).

1981 påträffades vid Järvberget, 2 mil sydost om Rockliden, en mindre sten innehållande massiva sulfider, med goda halter av koppar, zink och silver. Efter blockletning, geologisk kartering och geofysiska mätningar påträffades året därpå Rocklidenmineraliseringen vid en testborrning. Omfattande markmätningar utfördes därefter i området, och fortsatta borrningar kunde lokalisera en malmkropp med högre metallhalter. Utmål söktes och beviljades 1985.

Rocklidenmineraliseringen ligger på gränsen mellan sura metavulkaniter (ryoliter–daciter) och omgivande skiffrar och metagråvackor (fig. 149). Metamorfosgraden är låg (övre grönskiffer- till undre amfibolitfacies). Veckning har skett i två faser, den äldsta med nord–sydliga, branta axialplan, och den yngsta med likaledes branta, ost–

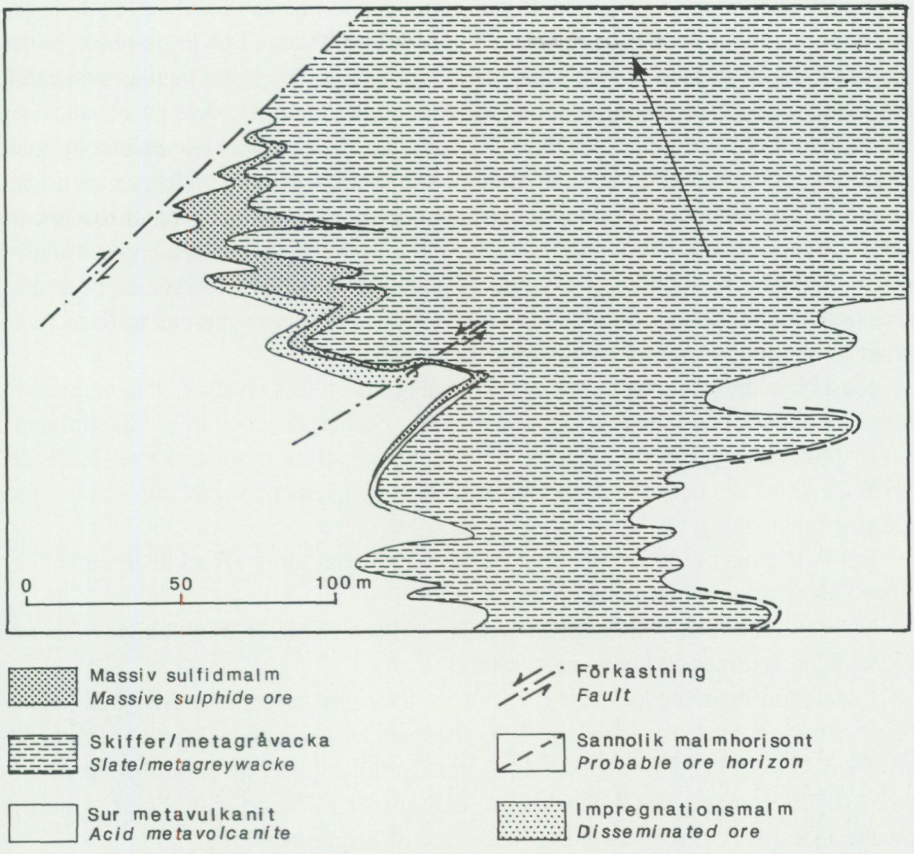


Fig. 149. Berggrundskarta över området kring sulfidmineraliseringen på Rockliden. Kartan är upprättad 1985 av Boliden Mineral AB.

Map of the bedrock surrounding the sulphide mineralization at Rockliden.

västliga axialplan. Interferens mellan dessa faser har gett domliknande strukturer. Stratigrafiska uppåtbestämningar har visat att de sura vulkaniterna i stort underlagrar gråvackorna, även om en växellagring också kan ses. Miljön för mineraliseringen är således, liksom malmtypen, likartad med den som varit rådande då Skelleftefältets massiva sulfidmalmer bildades.

Området genomdras av förkastningar i NO–SV och NV–SO. Ett system av (post-jotniska) diabasgångar löper i ONO. En av dessa gångar går strax norr om Rockliden-mineraliseringen. Den är 20–30 m bred. En del tidiga basiska gångbergarter, nära knutna till den vulkaniska aktivitet som gett de sura vulkaniterna, har också påträffats vid Rockliden. De är upp till 10 m breda och innehåller betydande mängder amfibol och klorit.

Rocklidenmalmen ligger, som de massiva sulfidmalmerna i Skelleftefältet, i gränsen mellan sura metavulkaniter och skiffrar (metagråvackor). Den är sannolikt bildad genom ett hydrotermalt system knutet till vulkanisk aktivitet. Malmen är avsatt dels i hydrotermalsystemets tillförselkanaler som impregnationer, dels på havsbottnen som massiva, stratabundna (lagerbundna) sulfider. På dessa massiva malmer avsattes sedan gråvackor och skiffrar. Genom den hydrotermala aktiviteten har de ryolitiska, sannolikt tuffartade metavulkaniterna omvandlats till vad som efter regionalmetamorfosen blivit sericit-kvarts-kloritbergarter, där fältspaten helt ersatts av glimmer. I skiffrarna, som ju väsentligen är yngre än malmbildningen, har endast en begränsad sericitomvandling skett. Stratigrafiskt något över de massiva malmerna finns dessutom en horisont av kemiskt utfälld kvartsit *(chert)*.

Massivmalmernas genomsnittliga mineralogi är: 40% svavelkis, 21% magnetkis, 14% zinkblände, 6% kopparkis, 2% arsenikkis, 1% blyglans och 16% silikatmineral. En malmberäkning utförd 1985 har givit drygt en miljon ton malm med 5,6% Zn, 2,1% Cu, 0,9% Pb och 98 g/t Ag ned till 250 m djup. Beräkningen inkluderar ingen gråbergsinblandning.

Enligt Hallberg (1989) visar blyets isotopsammansättning i Rocklidenmineraliseringen att en arkeisk komponent ingår.

När detta skrivs (1989) är det ännu oklart om och i så fall när brytning av malmen i Rockliden kommer att kunna igångsättas.

I samband med prospektering utförd av Sveriges geologiska AB (SGAB) för Nämnden för statens gruvegendom (NSG) har man i vissa led i det lagrade gabbromassivet vid *Kläppsjö* (2-3d-e) kunnat konstatera förhöjda halter av platinagruppens element (Göte Persson, NSG, Stockholm, och Birger Filén, SGAB, Luleå, muntligt meddelande 1989). Lokalerna är inte markerade på berggrundskartan.

Vid mineraljakten i länet fann man på 1970-talet lokala diabasblock med förhöjda halter av nickel i området väster om *Lill-Åskasjön*, söder om Pengsjö (20H SO, ca 7059-1598). Mineraliseringen innehåller magnetkis, kopparkis och pentlandit. De uppmätta halterna varierar för nickel mellan 0,3 och 0,5% och för koppar mellan 0,1 och 0,2%. Lokalen har inte markerats på berggrundskartan.

20I BJÖRNA

Öster om *Lill-Rödvattnet* (707595-161710) finns en mindre (maximalt ca 25 m^3) skärpning i sulfidförande, lätt ådrad gråvackegnejs. Sulfiderna utgörs av svavelkis och magnetkis.

På *Gruvberget* ca 6 km NNV om *Björna* (mellan 705730-163630 och 705740-163620) har man tagit upp flera små skärpningar på sulfider (svavelkis och magnetkis). Sulfiderna sitter tillsammans med grafit som impregnation i en ådrad, delvis kvartsig, granatförande gråvackegnejs, som bildar en inneslutning i Revsundsgranit.

Enligt obekräftade rykten skulle silver ha funnits på Gruvberget (se Gustafsson 1972, sid. 65–67).

En mindre skärpning är upptagen i en ådrad till starkt migmatitiserad gråvackegnejs vid *Stentjärnen* nordost om Långviksmon (706350-164730). Gnejsen innehåller små mängder svavelkis, magnetkis och kopparkis. I sammanhanget skall nämnas, att ett järnmalmstecken genom ett tekniskt fel placerats på berggrundskartan ca 2 km öster om nämnda lokal.

21F ALANÄS

Uranförekomsten vid nordvästra *Tåsjön* (Granåsledet)

I många delar av Skandinavien, där en kambrisk-ordovicisk lagerserie är bevarad, är de understa, ordoviciska sedimentbergarterna, som vilar på Alunskifferformationen, glaukonit- och fosfatförande. Dessa basala sediment har en starkt varierande karaktär. De är ofta kalkförande och kan vara sandiga. De underlagrande svarta skiffrarna i Fjällbrännaformationen, särskilt de som tillhör den överkambriska zonen med *Peltura scarabaeoides*, har vanligtvis en hög halt av uran (Andersson m.fl. 1985). Lokalt kan även några decimeter av de basala ordoviciska lagren vara uranförande med uranet bundet till apatit. I Tåsjöområdet är den ordoviciska glaukonit- och fosfatförande bildningen, Granåsledet, upp till 8 m mäktig (9 m enligt Gösta Armands, Stockholm, 1990) och innehåller högre halter av uran än lager i motsvarande stratigrafiska läge på andra håll i Sverige. Lokalt kan halterna vara av samma storleksordning som de högsta man påträffat i de överkambriska alunskiffrarna i Västergötland (ca 300 ppm över 3,6 m skiffer). (I Tåsjöområdet kan vissa partier av Fjällbrännaskiffrarna innehållar upp till ca 200 ppm uran.) Granåsledets mineralogi och kemi, speciellt avseende uranets fördelning, har beskrivits av Andersson (1971) och har även behandlats av Armands (1970). Den generella utbredningen av denna facies skisserades av Armands (1972) och Gee (1972a och b, fig. 1), varvid lagrets huvudsakliga utbredningsområde visade sig ligga i närheten av Norråker (21F, 9i).

Det uranförande lagret i Tåsjö är i allmänhet en kompetent enhet, som underlagras och överlagras av inkompetenta skiffrar. Lagret är dock veckat och hopskjutet (imbrikerat) av små förkastningar och varierar därför avsevärt i mäktighet, inte bara regionalt utan även lokalt. Enheten förekommer i ett flertal borrhål och denna information ger vid handen att lagret når sin största stratigrafiska mäktighet i närheten av Granåsen (tidigare Krontorpet, 21F, 9i), beläget ca 2,5 km nordost om Norråker, där det är omkring 8 m mäktigt. Andersson (1971) anger följande mineralogiska sammansättning och variation av Granåsledet i borrhål AE 9: apatit 9–24%, karbonat (kalcit, dolomit, siderit) 10–19%, glaukonit och illit 25–37%, kvarts 17–36%, pyrit 0,8–11% och organiskt kol 0,5–3,6%. Uran förekommer huvudsakligen i apatit men även i andra mineral. I lager som är <10 cm mäktiga och som domineras av apatit kan

uranhalten gå upp till 1 000 ppm. Andersson (1971) redovisade en genomsnittlig uranhalt av ca 270 ppm U och 3,5 % P_2O_5 i den ca 6 m mäktiga Granåsenheten i AE 9, medan de bästa avsnitten hade halter kring 300 ppm. Sydväst om Norråker, i det sydöstra veckbenet av Sjoutälvsantiklinalen, i Sjoutälven (21F, 9h) och på Bodkullarna (21F, 8g), minskar det uranförande lagrets stratigrafiska mäktighet något. Den del av Granåsledet, som innehåller uranhalter högre än 200 ppm och fosforsyrahalter över 2,5%, minskar i mäktighet till omkring 3 m. Mäktigheten minskar mot sydväst och enheten några kilometer in i Jämtlands län (borrhål SGU 73020) är endast en meter mäktig. Höga halter av U och P_2O_5, 650 ppm resp. 15%, finns inom ca 0,5 m av sektionen.

Granåsledet tunnar ut till några decimeter i det nordvästra veckbenet av Sjoutälvsantiklinalen. Nordöst om Granåsen är enheten kalkrikare samt innehåller lägre halter av fosfat och uran (ca 120 ppm U). De rikaste, omkring 0,5 m mäktiga enheterna, innehåller ca 280 ppm U och 5% P_2O_5. Sydost om Norråker tunnar den uranrika enheten ut och har inte påträffats längre österut än vid Kvarnån (AE 42), där den når omkring 2 m mäktighet. I en begränsad del av kärnan fann Andersson (1971) ca 1 000 ppm U och nästan 10% P_2O_5.

De geokemiska undersökningar av Granåsledet, som utförts på material ur blottningar och borrkärnor av AB Atomenergi under 1960-talet och av SGU under tidigt 1970-tal samt av Stora Kopparberg AB 1975 (den senaste i Kvarnåområdet) har gett en god bild av det uranförande lagrets regionala utbredning. Eftersom berggrunden i området är veckad och genomskuren av förkastningar skulle det dock krävas ett mycket detaljerat borrprogram för att noggrant beräkna malmmängderna. Det område kring Granåsen, inom vilket uranlagrets rikare delar har en mäktighet av 3 m eller mer, har ytmässigt beräknats till åtminstone 35 km^2. Här är uranhalten 200–250 ppm medan P_2O_5 uppgår till ca 3%. Med utgångspunkt från dessa uppgifter skulle enheten innehålla ca 40 000 ton uran och 6 miljoner ton fosforsyra (P_2O_5). Endast en mindre andel av dessa kvantiteter är lokaliserad till de översta femtio meterna av berggrunden.

21G DOROTEA

Vid senare års prospekteringsarbeten utförda av SGAB för NSGs räkning har man i den lagrade *Hoting–Röströmgabbron* (2-3e-f) funnit förhöjda halter av platinagruppens element (Göte Persson, NSG, Stockholm, och Birger Filén, SGAB, Luleå, muntligt meddelande 1989). Lokaler har inte markerats på berggrundskartan.

Blymalmen på *Frostberget (Bellviksberg)*

Längs nästan hela den skandinaviska fjällranden förekommer en zon av sandstenar och kvartsiter av kambrisk och senvendisk (senprekambrisk) ålder. De har en tjocklek på åtminstone några tiotal meter och uppträder ostört (autoktont) på urberget och starkt

deformerade i den undre skollberggrunden. Stora blymineraliseringar (blyglans) har påträffats i de flackt liggande, odeformerade sandstenarna t.ex. i Laisvall i Lappland och Vassbo i Dalarna (Grip 1960). Vanligtvis innehåller dessa mineraliseringar även låga halter av zinkblände, svavelkis, flusspat och baryt (tungspat). Mindre mineraliseringar av liknande slag förekommer även i de alloktona kvartsiterna, som veckats och i viss mån fragmenterats under transporten upp på de kambriska svarta skiffrarna.

I gränstrakterna mellan Västernorrlands och Västerbottens län har ett flertal mindre mineraliseringar påträffats av Boliden AB mellan Kyrk-Tåsjö (4a) och Ormsjön (7-8 b-c). De har rapporterats av Du Rietz (1961) och Grip och Frietsch (1973). Flera av dessa objekt har undersökts genom kärnborrningar så att två huvudområden med signifikanta malmhalter kan urskiljas. Det ena är beläget i *Lövstrand* (7141-1508) strax utanför kartans område i Västerbottens län och det andra på *Frostberget* (tidigare Bellviksberg, 7134-1509). Dessa mineraliseringar uppträder som linsformiga kroppar i Gärdsjöformationens kvartsiter (tidigare Strömskvartsit), där sulfiderna vanligtvis förekommer som sprickfyllnader eller som en finkornig impregnering.

På Frostberget finns en liten men rik mineralisering med över 1 miljon ton malm (inklusive 5% gråberg) och följande metallhalter: 21 g/ton Ag, 0,3% Zn och 5% Pb (Grip, i Grip och Frietsch 1973, sid 30). Denna förekomst består av ett antal små, mineraliserade linser i metasandsten, som före de kaledoniska överskjutningarna, veckningen och imbrikeringen (hopskjutningen) tros ha utgjort ett sammanhängande led i Gärdsjöformationen.

INDUSTRIELLA MINERAL OCH BERGARTER

På ett flertal ställen i länet har bergarter och mineral utöver dem som nämnts i föregående kapitel utnyttjats eller undersökts för industriella ändamål. De viktigaste grupperna är följande:

Graniter m.fl. bergarter använda som gatsten, kantsten, byggnadssten eller ornamentsten m.m.

Kvarts och fältspat
Grafit
Kalksten och apatit
Baryt (tungspat)
Flusspat
Nefelinsyenit
Wollastonit
Beryll
Diamant
Krossberg

GRANITER M.FL. BERGARTER ANVÄNDA SOM GATSTEN, KANTSTEN, BYGGNADSSTEN, ORNAMENTSTEN M.M.

Några stenbrott där graniter bryts för de angivna ändamålen är f.n. (1989) inte i bruk i länet. Tidigare fanns dock en relativt omfattande granitindustri baserad på de serorogena graniterna i trakten av Örnsköldsvik, och dessutom bröts graniter i mindre skala på flera andra ställen i länet. Lundbohm (1899, sid. 48-60) har ägnat stor uppmärksamhet åt olika bergarter i länet, som lämpar sig för bearbetning. Hedström (1899, sid. 20–21) nämner Örnsköldsviksgraniten på Åsberget norr om staden, som bl.a. använts till de polerade övre delarna av sockeln till statyn över Gustav II Adolf i Stockholm. Som stenindustriellt intressanta nämner han också den röda graniten (Nordingrågraniten) samt diabaserna och gabbrorna vid kusten mellan Härnösand och Örnsköldsvik. I samma arbete (sid. 25) nämns också den grovkorniga diabasen vid Galtström (16H NO, 9h). Stenbrytningen i Västernorrlands län omnämns även av Lundegårdh (1971, sid. 131), som uppger att uttag av blocksten ur sensvekokarelsk medelkornig granit skett i Sollefteå–Kramforsregionen.

De graniter som kommit till användning i stenindustrin tillhör framför allt yngre, av veckning opåverkade eller endast svagt påverkade generationer, främst de serorogena och anorogena. Däremot har den postorogena Revsundsgraniten inte brutits i någon större omfattning, utan endast funnit lokal användning för byggnadsändamål.

Serorogen granit (Härnögranit) har som nämnts brutits i relativt stor omfattning i trakten av Örnsköldsvik. Här finns två gråvita varieteter, en fint medelkornig och jämnkornig och en som är porfyrisk med listformade mikroklinögon. Sistnämnda granit (Örnsköldsviksgranit enligt Hedström 1909) har brutits på Åsberget, t.ex. i ett stenbrott beläget nordväst om kyrkan (19I SO, 702400-164555). Den jämnkorniga varieteten har enligt Lundbohm (1899, sid. 54) brutits kring Hörnsjön sydväst om Varvsberget (19I SO, 7023-1645). Brytningen har underlättats av att bottenslagen i trakten är relativt regelbundna och de stående slagen glesa. En nackdel är dock att skivor och mindre inneslutningar av äldre bergarter (gråvackegnejser, primorogena granodioriter och graniter) på många håll är vanliga, liksom pegmatitgångar och -sliror.

De graniter som brutits i trakten av Örnsköldsvik har funnit stor användning som byggnadssten (husgrunder), kantsten och tidigare också gatsten i staden. Samma granittyper har också använts mer lokalt på andra ställen i länet, där små stenbrott finns upptagna. Exempel finns vid Hussjö nära E4 mellan Sundsvall och Härnösand (17H NO, 693940-159270), där flera små stenbrott anlagts i gråvita, både jämnkorniga och porfyriska, muskovitförande, skiffriga varieteter av Härnögranit. Brytningsförsök har också gjorts vid Norrkrånge ca 3 km längre mot nordost (17H NO, 694150-159495) i en gråvit muskovitgranit. Ett mindre brott i fint medelkornig, lätt mikroklinporfyrisk och skiffrig Härnögranit finns invid vägen Bergeforsen–Indal (17H NV, 693555-157365). Den lokala benämningen på graniten i denna trakt är Timrågranit (Lunde-

gårdh 1960b). Enligt Lundegårdh (1971, sid. 131) har brytningen främst gällt produktion av gatsten.

På Tjuvholmen utanför Sundsvall finns flera mindre stenbrott upptagna i en gråvit granit av Härnötyp (17H SO, 69201-15811 och 692050-158120). Graniten är i stenbrotten tämligen jämnkornig, ibland något skiffrig, och innehåller pegmatitgångar. Den är sprickrik, varför några större block knappast kan ha tagits ut. Enligt Lundbohm (1899, sid. 51) har gatsten, kantsten och sträcksten (för murar) brutits här.

I en gråvit, jämnkornig Härnögranit på Ledingsberget nordväst om Graninge bruk (18H NV, 699835-155470) har små stenbrott anlagts. Graniten är glest bankad (ca 1,5 m mellan bankplanen). Dess kvalitet försämras av förekomsten av små brottstycken av metagråvacka samt av rostvittrande svavelkis. Längre mot väster, i sluttningen mot Ledingssjön, har man brutit sten i stora, lokala block av samma granit.

Nordingrågraniten har brutits i liten skala på några ställen. Den har ofta en regelbunden, gles bankning, som är fördelaktig vid brytning. Mindre, numera övergivna stenbrott finns på Önnskäret öster om Mjältön (18I NO, 699595-163885 och 699560-163915). På den förstnämnda lokalen finns en starkt röd granittyp, på den sistnämnda både en ljusare (skär) och en mörkare variant.

Ett mindre, likaledes övergivet stenbrott i Nordingrågranit finns strax öster om Mjällom (18I NO, 698890-163410). Graniten är här blekröd och innehåller aplitiska sliror, ibland med miarolitiska hålrumsfyllnader.

Genom länets företagarförening undersöktes Nordingrågraniten på 1960-talet i syfte att klargöra om möjligheter fanns att öppna en stenindustri. Resultatet blev dock negativt. Bl.a. visade det sig svårt att erhålla en vacker polerad yta beroende på att graniten innehåller klorit. De ofta förekommande små miarolitiska hålrummen är också kvalitetsförsämrande, något som f.ö. även gäller Rödögraniten.

Vid E4 söder om Vibyggerå (18I NO, 699450-162740) finns ett övergivet stenbrott i en relativt mörk Nordingrågranit. Graniten är här ganska oregelbundet förklyftad. Dess användning är oklar, men graniten har troligen uttagits som krossberg.

Även Ragundagraniten har lokalt använts för uttag av blocksten (husgrunder, murar, vägstolpar m.m.). I Västernorrlands län har brytning skett i mycket liten skala av hornbländegraniten vid Holmstrand (19G SO, 701880-154850) och på Finnåberget (19G SO, 700700-154840). Även i en kvartsmonzonitisk varietet av hornbländegraniten finns ett mindre stenbrott (19G SO, 70179-15456).

I Nordingråtrakten har man på 1980-talet provbrutit anortositen i en bergssida (18I NO, 697710-163370).

Diabasen i Ulvödiabaskomplexet har brutits i liten skala vid Näsänget (18I NO, 697695-163150). På denna plats är diabasen laminerad genom att plagioklastavlor och pyroxenprismor är inordnade i ett flackt lagringsplan. I vittringsytan finns centimeterstora, upp till några millimeter djupa vittringsgropar efter olivin.

I diabaslopoliten vid foten av Billaberget nära Viksjö (18H SO, 696555-158160) finns ett mindre stenbrott. Diabasen är här av normal typ (icke-laminerad).

I enstaka fall har stenbrott anlagts i primorogena intrusivbergarter. Exempel är ett mindre brott vid Rödhällorna väster invid Grönsviksfjärden (18I SV, 696815-162000). En ljusgrå, obetydligt förgnejsad, delvis svagt bandad tonalit ("hornbländegranit") bildar här en smal ribba längs stranden. Bankningen är förhållandevis väl utbildad. Bergarten innehåller en del brottstycken av metagråvacka, vilket försämrar dess användbarhet som ornamentsten.

Även de sura, primorogena gnejsgraniterna i södra Medelpad har brutits i mindre skala. Ett gammalt stenbrott finns sålunda väster om Armsjöns nordspets (16H NO, 689775-157975), där graniten visar gles bankning. Bergarten, som delvis är lätt mikroklinporfyrisk, innehåller några procent granat, oftast i fläckvisa anhopningar. Vidare ingår cordierit och sillimanit (jfr tab. 1 nr 83).

Äldre stenbrott finns också upptagna i de med Rödöns rapakivigranit samhöriga granitporfyrerna söder om Sundsvall (17H SO, 691885-157920 och 691940-157915). Lundbohm (1899, sid. 56) omnämner att en av dessa porfyrer har använts för tillverkning av gatsten, och syftar då sannolikt på de nämnda förekomsterna. Möjligen har granitporfyren i det lilla stenbrottet på Orrviksberget (17H SO, 692230-157975) använts på samma sätt.

På några ställen i länet har plattsten uttagits för lokala ändamål, t.ex. för trädgårdsgångar. I västra branten av Ringkallen i Nordingrå (18I NO, 697685-162675) finns sålunda ett brott i rödaktig eller grå jotnisk sandsten. I Solberg (20H NO, 707735-159045) är ett mindre brott anlagt i en hornbländeskiffer, som lätt spaltas upp i skivor.

KVARTS OCH FÄLTSPAT

Kvarts och fältspat har brutits på flera ställen i pegmatitgångar som är knutna dels till Härnögraniten och dels (i mindre omfattning) till Revsundsgraniten. Även en del rena kvartsgångar har tilldragit sig ekonomiskt intresse.

Nedanstående avsnitt avser att ge en översikt över viktigare förekomster och typer (jfr även sid. 99–105 och 124).

Sundius (1952) omnämner kvartspegmatiten vid Äskja i Ullånger (18I NV, 699420-162220) som den största i Norrland. Denna pegmatit, som stupar medelbrant mot öster, är minst 100 m lång och bredden kan uppgå till 40 m. Den är belägen i kanten av ett massiv av muskovitförande Härnögranit, som kring pegmatiten har en rödaktig färg. Skivor av amfibolit och metagråvacka förekommer i både granit och pegmatit. Kvartsen är utbildad som en större kropp av centralkvarts, i vilkens kanter upp till halvmeterstora "tänder" av röd kalifältspat kan förekomma (fig. 150). Övriga mineral är kloritiserad biotit, muskovit samt upp till knytnävsstora aggregat av kopparkis, svavelkis, arsenikkis, magnetkis(?) och zinkblände. Vidare ingår små mängder grågrön apatit och enstaka korn av molybdenglans. Lundegårdh (1971) omnämner även

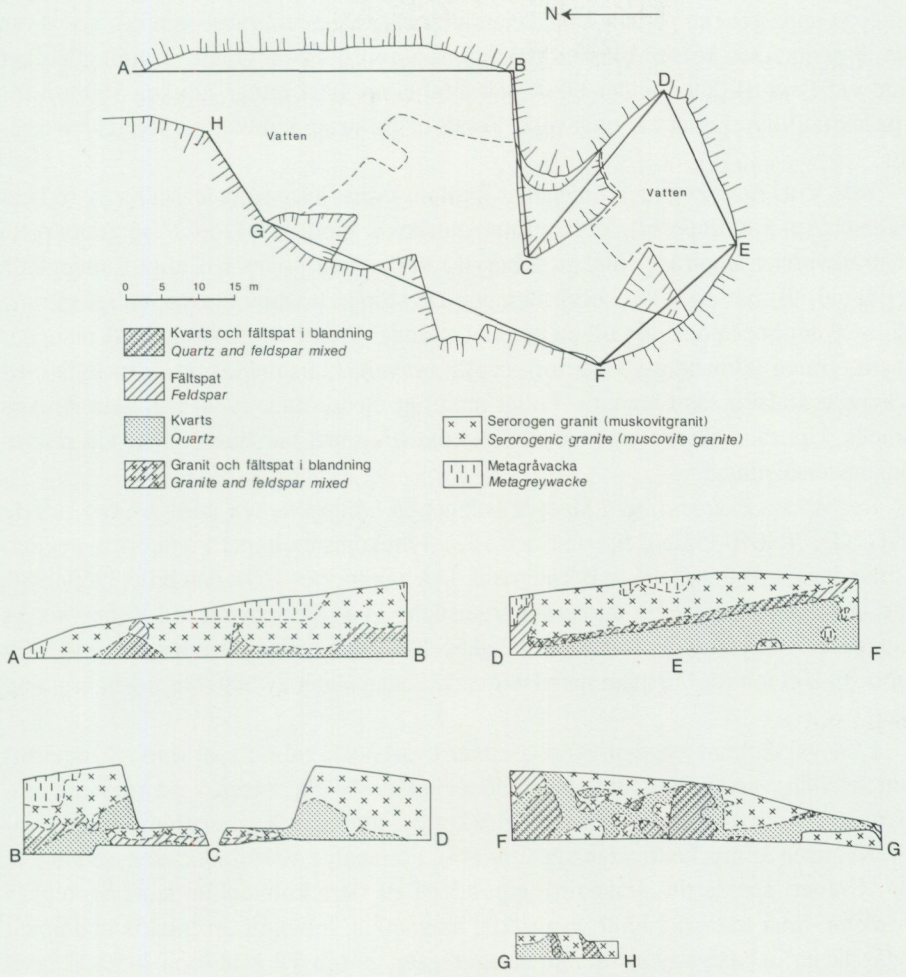


Fig. 150. Kvartsbrottet i Äskja, Ullånger. Skiss upprättad av N.-G. Wik och P. Larsson 1977. A–B t.o.m. G–H visar vertikala profiler efter brottets väggar. Profilernas lägen framgår av kartan i bildens övre del. Vertikal skala = horisontell skala.

Sketch of the quartz quarry at Äskja, Ullånger, drawn by N.-G. Wik and P. Larsson 1977. A–B to G–H show vertical sections along the quarry walls. Vertical scale = horizontal scale.

fahlerz. Svavelkisen bildar bl.a. vackra små kuber i glimmerrika partier. Under åren 1941–1949 bröts ca 30 000 ton kvarts av Vargöns AB för Porjus smältverk. Mellan 1955 och 1965 bröts ca 27 000 ton kvarts för Fosfatbolagets (Kema Nords) räkning, för framställning av kiselmetall i fabriken i Ljungaverk. Kvartsen är mycket ren: enligt Sundius (1952) kan halten SiO_2 uppgå till 99,5%.

På *Sels-Vitberget* i Angsta väster om Bollstabruk (18H NO, 699020-158995) finns ett brott upptaget i en pegmatit med centralkvarts av liknande slag som i Äskja. Även här är pegmatiten knuten till en rödaktig, muskovitrik Härnögranit. Brytning har ägt rum vid flera tillfällen under 1950- och 1960-talen. 1964 uttogs t.ex. ca 500 ton för kiselmetalltillverkning i Ljungaverk. Totalt några tusen kubikmeter kvarts har brutits.

Sels-Vitbergets pegmatit innehåller förutom kvarts även stora kristaller av röd kalifältspat (mikroklinpertit). Vidare finns muskovit, biotit och klorit. Vid gränsen till centralkvartsen uppträder blekgrön beryll i sexkantiga prismor. Enligt Lundegårdh (1971, sid. 91) har ca 2 ton beryll uttagits. De största kristallerna var enligt samma källa 25 cm tjocka och upp till ett par meter långa. Vidare förekommer små mängder apatit, granat (almandin-spessartin), triplit, svavelkis, arsenikkis, kopparkis(?) med sekundär malakit samt hematit. Enligt muntligt meddelande 1984 från Sten-Anders Smeds, Uppsala, förekommer även columbit. Flusspat har observerats vid mikroskopundersökningar.

Det största kvartsbrottet i länet är beläget på *Långsjökullen* nordväst om Edsele (19G NO, 703640-153150; fig. 151 och 152). Förekomsten ligger i den östra, pegmatitrika delen av ett massiv av Härnögranit. Den upptäcktes 1964, och bröts 1966–1980, varvid 175 000 ton kvarts uttogs för framställning av kiselmetall vid Kema Nord i Ljungaverk. Brytning av fältspaten inleddes 1970, och under perioden fram till 1979 bröts 38 200 ton för Forshammars Bergverk. Sedan slutet av 1980 har ingen brytning skett.

I Långsjökullens pegmatit förekommer kvarts och kalifältspat (mikroklinpertit) helt åtskilda, varvid den sistnämnda bildar en hätta över kvartsen. I gränsen mot omgivande Härnögranit finns en zon av grovkornig, turmalinrik, granatförande aplitgranit. Kvartsen är mycket ren (se tab. 2 nr 145). För analys av kalifältspaten, se tab 2 nr 144. Granat (spessartin-almandin) uppträder i ett flera kubikmeter stort aggregat i kvartsen. Små mängder albit, svavelkis, magnetkis, löllingit, arsenikkis och apatit ingår även. En analys av apatit i granataggregatet gav ca 6% MnO och 4–5% F. Sericit/muskovit uppträder som omvandlingsmineral i kalifältspat, som därigenom fått en gulgrön färg.

Sydväst om det stora kvartsbrottet på Långsjökullen (19G NO, 703550-153075) finns ett mindre brott i en turmalinförande pegmatit med centralkvarts. Ett försök att bryta kvarts har också gjorts i östra sluttningen av *Torgrimsberget* söder om Edsele (19G NO, 702855-153730). En ådrad, gnejsig granodiorit innehåller här pegmatitansamlingar med centralkvarts. Ca 300 ton kvarts uttogs under 1964.

Nära TV-masten på *Snödåsberget* nordost om Lugnvik (18I NV, kring 698320-160890 och 698300-160880), har brytning ägt rum i flera små serorogena pegmatitkroppar. Dessa omges av en svagt förgnejsad primorogen granodiorit till tonalit, som breccieras av Härnögranit. Mer eller mindre assimilerade brottstycken av gråvackegnejs och amfibolit finns också i sistnämnda granit. Alltsammans genomslås av

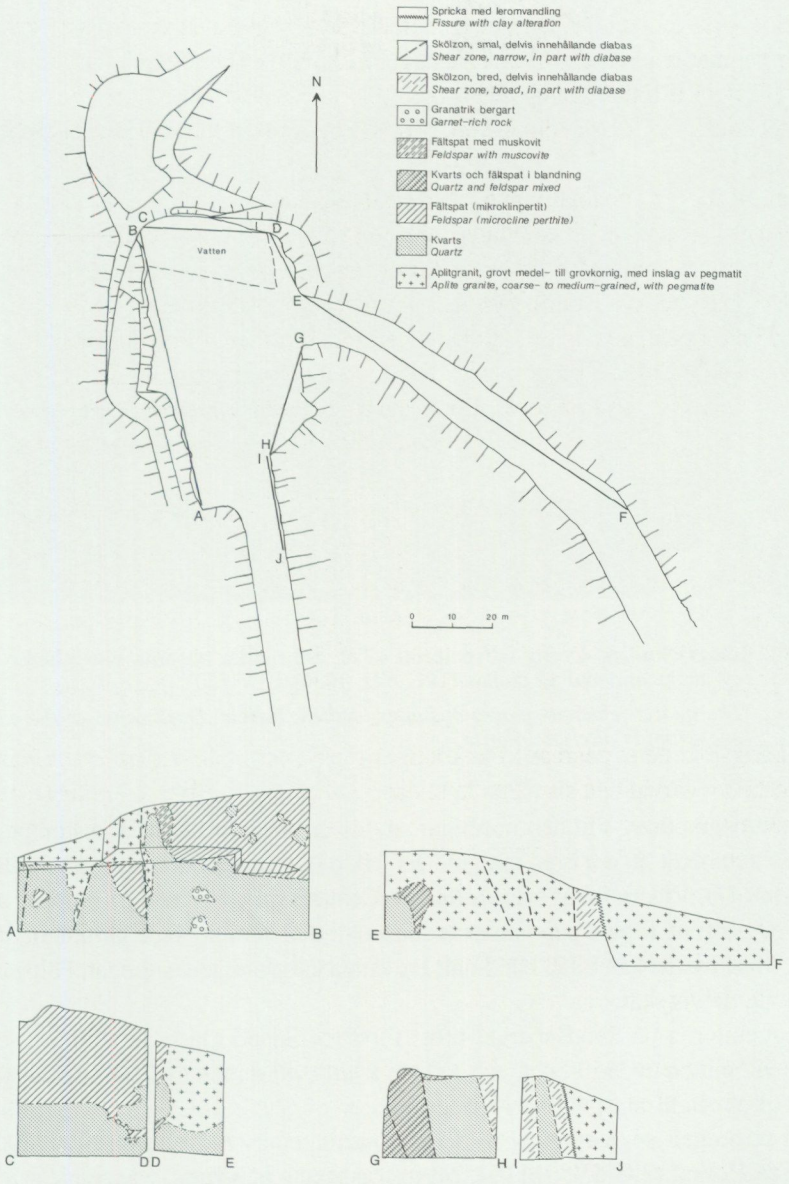


Fig. 151. Kvarts-fältspatbrottet på Långsjökullen, Edsele. Skiss upprättad av N.-G. Wik och P. Larsson 1977. A–B t.o.m. I–J visar vertikala profiler efter brottets väggar. Profilernas lägen framgår av kartan i bildens övre del. Vertikal skala = horisontell skala.

Sketch of the quartz-feldspar quarry at Långsjökullen, Edsele, drawn by N.-G. Wik and P. Larsson 1977. A–B to I–J show vertical sections along the quarry walls. Vertical scale = horizontal scale.



Fig. 152. Långsjökullens kvarts-fältspatbrott 1974. De mörka zonerna vid infarten utgörs av starkt omvandlad diabas (19G NO, 703640-153150).

The quartz-feldspar quarry at Långsjökullen, Edsele. Dark zones at the entrance are strongly altered dolerite.

muskovitpegmatiter. Vid den nordligare av de angivna lokalerna finns en pegmatit med en maximalt 20 cm bred marginalzon rik på centimeterstora granatkristaller (se tab. 2 nr 147). Vidare ingår svart turmalin. Centralkvarts uppträder i kroppar av upp till 10 m^3 storlek. I vissa pegmatiter är muskovit den dominerande glimmern, i andra biotit. Muskoviten kan bilda maximalt 1 m långa kärvformade aggregat. Fältspaten är delvis vit, delvis skär.

Pegmatiterna på Snödåsberget bröts först för Sandö glasbruk. 700 ton fältspat uttogs vid mitten av 1950-talet, och 100 ton kvarts vid mitten av 1960-talet, sistnämnda för kiselmetallframställning i Ljungaverk.

En serorogen pegmatitgång på södra sluttningen av *Lill-Gullberget* vid *Sundet* öster om Hoting (21G SV, 711135-152490) har brutits på kvarts. Gången slår igenom en primorogen granodiorit till tonalit. Den är 7–8 m bred och gråvit till färgen. Strykningen är N20°V, stupningen vertikal. I pegmatitgångens mitt uppträder en upp till 5 m bred zon av centralkvarts. Mindre partier av lätt rosafärgad kvarts finns. Gången är muskovitrik vid kontakterna. Även biotit ingår. Lokalt kan också granat uppträda i kantzonen. Vid gränsen mellan centralkvartsen och den fältspatglimmerförande randzonen uppträder på några ställen blekgrön beryll och svart turma-

lin, den förra i maximalt 20 cm långa hexagonala prismor. Tvärsnittet på beryllkristallerna kan uppgå till 20 cm^2. Violett flusspat finns sparsamt på sprickor. Ca 50 ton kvarts har tagits ut.

På *Grönberget* söder om Stödesjön (17G SO, 691905-154365 och 691860-154370) finns ett par brott i pegmatiter som slår igenom traktens åderförgnejsade primorogena granit till granodiorit. Pegmatiterna innehåller både muskovit och biotit. Ansamlingar av centralkvarts förekommer, men kvartsen är oren då den innehåller tunna glimmerzoner. I den nordligare förekomsten bildar pegmatiten en brant stående gång i N30°O. Den är ca 30 m lång och 5 m bred. Under vintern 1964 uttogs här ca 600 ton kvarts.

Brytning av pegmatiter har också skett på ett par ställen vid *Berg* nära Sollefteå (19H SV, 701055-157285 och 700915-157275). På det förstnämnda stället har på 1950-talet 14 ton kvarts uttagits ur en gråvit muskovitpegmatit med centralkvarts. Fältspat och kvarts är delvis sammanvuxna som skriftgranit. Rödbruna kristaller av fosfaterna graftonit och sarkopsid förekommer, och kan bli över 2 dm i längd (tab. 2 nr 149 och 150). Sekundär vivianit finns på en del ytor. Vidare ingår svart turmalin, svavelkis och granat. På det sistnämnda stället har endast smärre sprängningsarbeten skett i en granatförande pegmatit av liknande slag.

Vid *Bosundet* söder om Hoting (21G SV, 710930-152150) är ett mindre (ca 10 m^3) brott upptaget i en gång av gråvit muskovitpegmatit i gabbro. Gången stupar medelbrant till flackt mot NO, och kan följas ca 75 m i strykningsriktningen. Den innehåller smärre kroppar av centralkvarts, som är vit, svagt rosa eller brunaktig till färgen. Violett flusspat finns på sprickor.

Smärre sprängningsarbeten har utförts i en pegmatit tillhörande Revsundsgraniten på toppen av *Gruvberget* 6 km NNV Björna (20I SO, 705750-163630). Pegmatiten är följbar flera tiotal meter och innehåller dm^3-stora ansamlingar av centralkvarts. Skriftgranitiska sammanväxningar mellan kvarts och mikroklin förekommer. Vidare ingår muskovit och svart turmalin.

Den mest betydande kända pegmatitförekomsten i länet som tillhör Revsundsgraniten är belägen vid *Gåreleselet* 12 km SSV Junsele (20G SO, 705465-154760). Pegmatiten ligger i rödgrå Revsundsgranit nära massivets gräns mot äldre bergarter. Den innehåller ansamlingar av centralkvarts, som delvis är utbildad som rosenkvarts. Spektakulära är de upp till 1,25 m långa, ofta solfjäderformat anordnade svarta turmalinkristallerna, som kan ses både i det numera övergivna brottets väggar och i skrotstenen (se tab. 2 nr 175 och fig. 67, sid. 124). I kanten på pegmatitkroppen finns vackra skriftgranitiska sammanväxningar mellan kvarts och kalifältspat. Glimmern är biotit.

Kvartsen har en största utbredning i ytan av 20 x 20 m. Den bröts redan 1943, varvid 177 ton uttogs. Senare (1956) uttogs ca 100 ton med en SiO_2-halt på 99,8%. Efter borrningar 1970 uppskattades volymen av kvarvarande kvarts till 1 000–1 500 ton, men med något lägre SiO_2-halter.

På flera ställen i länet har smärre provsprängningar eller uttag av kvarts ur rena kvartsgångar eller kvartsbreccior skett. På västra sluttningen av *Öjklacken* (19H SV, 701650-156420) finns sålunda en brecciekvarts i metagråvacka nära gränsen till amfibolit. Rena kvartspartier i breccian är mellan 0,5 och 5 m breda, och SiO_2-halten ligger kring 99,5%. Under åren 1941–42 bröts ca 1 000 ton kvarts för Vargön AB, och i samband därmed gjordes avröjningsarbeten över en yta av ca 100 x 25 m.

En snarlik fyndighet av brecciekvarts finns på *Stentjärnberget* VSV om Resele (19H SV, 702310-155810). En yta av 40 x 20 m har här avröjts. Smärre sprängningsarbeten har också skett. Kvartsen har visat sig för oren för framställning av kiselmetall.

Ett annat exempel på ren gångkvarts är en 25 m lång, 1–2 m bred gång i Revsundsgranit på västra sluttningen av *Skallberget* mellan Gideå och Björna (19J NV, 9b).

GRAFIT

Som tidigare nämnts finns grafit allmänt i låga halter i länets metagråvackor. Högre halter uppnås endast i tunna horisonter, som också brukar innehålla magnetkis och svavelkis. Vid låga metamorfosgrader är grafiten normalt finfördelad, men i migmatitiserade gråvackor har den vanligtvis omkristalliserats så att den bildar större korn eller kornaggregat. Detta är t.ex. fallet i *Gånsviks grafitgruva* på Härnön (17I NV, 694655-161595), som omnämns av Lundbohm (1899, sid. 45) och Gustafsson (1972, sid. 9–12). En skärpning på ca 50–100 m^3 är här upptagen i ett grafit- och kisförande parti i ådergnejsomvandlade gråvackor genomslagna av pegmatit och gråvit Härnögranit. Grafiten förekommer som upp till några dm^3 stora klumpar både i gnejs, pegmatit och granit. Enskilda kristaller kan bilda centimeterstora fjäll.

Andra grafitskärpningar som omnämns i litteraturen finns i *Långsvedjegruvan* nära *Gammelgården* i Viksjö (18H SO, 696465-158185; Lundbohm 1899, sid. 45 och Gustafsson 1972, sid. 19) och på *Vitberget* (Stor-Vitberget) söder om Storskälsjön mellan Liden och Ljustorp (18H SV, 1-2b; Lundbohm 1899, sid. 45 och Gustafsson 1972, sid. 89–90). På förstnämnda ställe finns en mindre skärpning i ett ådergnejsigt, delvis kvartsrikt, grafit- och sulfidförande parti i starkt migmatitiserade gråvackor genomslagna av pegmatit.

KALKSTEN OCH APATIT

Västernorrland är fattigt på kalkstenar. Sådana bergarter förekommer framför allt i och omkring Alnömassivet, där de är av magmatiskt ursprung. Endast obetydliga stråk av kalksten finns i den prekambriska berggrunden (sid. 57). Nämnas skall också att i Bottenhavet uppträder kalkstenar, främst i den ordoviciska lagerföljden (sid. 279, fig. 145).

Alnöområdets kalkstenar är dels medel- eller grovkristallina kalcitbergarter (söviter), dels finkorniga gångbergarter med kalcit (alvikit) eller dolomit (beforsit). De förstnämnda har brutits på ett flertal ställen på norra Alnön, där de totala tillgångarna av sövit uppskattats till 60 miljoner ton (von Eckermann 1948, sid. 80). Det viktigaste brottet är beläget vid *Smedsgården* (17H NO, 692665-158415), men är nu återfyllt. Området används numera för industribebyggelse. Här bröts under 1940- och 1950-talen ca 50 000 ton sövit, främst för användning som jordbrukskalk (handelsgödsel). En mindre del har gått till traktens trämassefabriker (von Eckermann 1948, Lundegårdh 1971 och Statens industriverk 1980b). Söviten innehåller förutom kalcit även varierande halter av biotit, apatit och pyroxen. Speciellt viktig för användningen i jordbruket var främst kalcitens men även apatitens benägenhet att vittra (von Eckermann 1948, sid. 80–81). Se även sid. 275.

Andra kalkbrott i sövit är belägna nordost om det stora brottet vid Smedsgården (17H NO, 692690-158472) samt vid *Båräng* (flera brott kring 17H NO, 69284-15828), *Stavsätt* (17H NO, 692690-158470) och *Stolpås* (17H NO, 692761-158486). Ett antal mindre brott finns också, men de flesta är numera starkt övervuxna. Under åren 1976–1977 bröt Råsjö Kross AB sövit vid *Båräng* (17H NO, 692841-158276), varvid ca 10 000 ton uttogs för jordbruksändamål.

Beträffande apatithaltiga sedimentbergarter i fjällranden se sid. 297.

BARYT (TUNGSPAT)

Länets förekomster av baryt är knutna till Alnöbergarterna. På två ställen har baryt brutits under andra världskriget: *Pottäng* (17H NO, 692855-158437), som var i drift 1941–1945, och *Hartung* (17H NO, 692896-158364), som endast provbrutits. I båda fallen rör det sig om sprickfyllnader från ett sent skede av Alnöbergarternas bildning. Barytgångarna är över 100 m långa och har en maximal bredd av 3 m, men verkar ha ett begränsat djupgående.

Baryten är till färgen rödaktig till vit. I kanten på gångarna uppträder decimeterbreda bårder, som även innehåller kalcit, flusspat, goethit och pyrit. Sistnämnda mineral förekommer också inuti baryten, som dock är mycket ren (96,6–99,6% $BaSO_4$). Gången vid Pottäng har gett 6 333 ton tungspat, som bl.a. använts vid framställning av målarfärg (Statens industriverk 1980b).

FLUSSPAT

Nyssnämnda barytgångar vid *Pottäng* och *Hartung* innehåller länets enda kända mer betydande koncentrationer av flusspat. Vid Pottäng är flusspaten brungul eller blekgrön till färgen, medan den i Hartung är honungsgul eller mörkviolett. I båda fallen ingår flusspaten i decimeterbreda randzoner till barytgångarna, som innehåller ca 40%

baryt, 40% kalcit och 20% flusspat (von Eckermann 1948, sid. 83).

Flusspat uppträder i koncentrationer som kan uppgå till mer än 20% i olika Alnöbergarter, bl.a. karbonatiter, samt som sprickfyllnader i *Sundsvallstrakten*.

Som tidigare (sid. 282) nämnts har flusspat påträffats som fläckar i ett block av sannolikt kambrisk sandsten på *Härnön*.

Block av en breccia innehållande flusspat och blyglans påträffades 1977 på *Lidberget* sydost om Mo (19I NO, 6g). Sannolikt är blocket långtransporterat (Statens industriverk 1980b, sid. 59).

NEFELINSYENIT

Mineralet nefelin, framför allt från nefelinsyenit, är intressant inom industrin som flussmedel vid aluminiumframställning. Ett mindre stenbrott är därför upptaget i nefelinsyenit (juvit) vid *Hörningsholm* (17H NO, 692885-158524). Bolidenbolaget har här gjort en provbrytning för att testa bergartens användbarhet som flussmedel i smältprocesser (von Eckermann 1948 och 1960). Nefelinen innehåller dock här för mycket järn (i form av små pyroxennålar) för att vara användbar för detta ändamål (sid. 275).

WOLLASTONIT

Wollastonit uppträder i en ca 6 m bred zon i kontakten mellan sövit och fenitiserat sidoberg vid *Smedsgårdens* f.d. kalkbrott (17H NO, 692665-158415). Mineralet bildar ofta flera cm^3 stora aggregat, och kan åtföljas av bl.a. mörk granat (melanit), magnetkis m.m.

BERYLL

I flera av länets pegmatiter uppträder som tidigare (sid. 103) nämnts beryll. Exempel är *Sels-Vitberget* väster om Bollstabruk (18H NO, 699020-158995) och *Lill-Gullberget* vid *Sundet* öster om Hoting (21G SV, 711135-152490). I den förstnämnda förekomsten har ca 2 ton beryll uttagits. Kristallerna var här maximalt 25 cm tjocka och upp till ett par meter långa (Lundegårdh 1971, sid. 91).

Beryll uppträder också i flera av de tidigare nämnda pegmatitgångarna, där mineral av tenn, litium, niob, tantal m.m. ingår. Mineralet har påträffats i sådana pegmatiter vid *Långsele* (19H, 0c, 1c-d), i området *Stor-Degersjön–Sidensjö* (19I SV–SO, 2c, e och 3c, d, e) och vid *Järkvissle* (18G SO, 3-4i).

DIAMANT

Under karteringen av *Alnöintrusionens* bergarter har det framkommit att kimberlitartade gångar uppträder på flera ställen. Dessa s.k. kimberlitiska alnöiter kännetecknas av riklig förekomst av olivin i matrix och strökorn, samt av kromdiopsid och magnesiumrik ilmenit. Vidare uppträder ultramafiska noduler (inneslutningar). Detta innebär att de kimberlitiska alnöiterna är potentiella bärare av diamant. En anrikning av tungmineral ur ca 11,5 ton av dessa bergarter ledde till att tre diamantfragment påträffades, men eftersom provet var kontaminerat med bl.a. syntetiska produkter (kromslagg m.m.) kan diamanterna eventuellt härröra från borrkronor e. dyl. Förekomsten av diamant i de kimberlitiska alnöiterna kan därför inte anses fastslagen, och nya undersökningar med detta syfte krävs (Kresten och Nairis 1982). Se även sid. 275.

KROSSBERG

Ett stort antal av de i länet förekommande bergarterna har använts till makadam- och ballastmaterial. Stenbrott för uttag av krossberg har främst anlagts kring de större tätorterna och i anslutning till större vägbyggen o. dyl. Av de på kartan upptagna stenbrotten är flera f.n. (1989) i drift, men många är nedlagda.

De välbevarade gråvackorna har brutits i bergkrossanläggningar på norra delen av *Gammbodberget* väster om Sollefteå (19H SV, 700600-156930) och söder om *Bondsjön* strax väster om Härnösand (17I NV, 694830-160750). Mindre brott finns i trakten av *Järkvissle* (18G SO, 697010-154435 och 696440-154550) och väster om Meåstrand (19G SO, 702405-153900). Sedan arbetena för länskartan avslutats har ett flertal bergkrossanläggningar öppnats i välbevarade gråvackor: söder om Hjälta (19H SV, 700950-156780), väster om *Sollefteå* (19H SV, ca 700680-150440), vid *Fröstdal* nordväst om Bjästa (19I SO, ca 701750-163240) och nära E4 sydväst om *Härnösand* (17I NV, 694545-160445).

Starkare omvandlade, gnejsiga och ådrade gråvackor med inslag av pegmatit är huvudbergart i de flesta av bergkrossanläggningarna runt Sundsvall: vid *Blåberget* mellan Sundsvall och Matfors (17H SV, 691910-157090), väster om *Bosvedjan* (17H SO, 692410-157750), nordväst om *Selånger* (17H NV-SV, 692500-157025), i västra delen av *Fillaberget* (17H SO, 692475-157985) och nordväst om *Fillaberget* (17H NO, 692530-157960). I de två sistnämnda brotten finns talrika Alnögångar (karbonatiter m.m.) och karbonatklädda sprickor. Mindre brott finns väster om *Tunadal* (17H SO, 692340-158045) och i *Timrå* (17H NO, 693070-157810). I sistnämnda brott är bergarten endast obetydligt ådrad. En sedimentgnejs utan ådror har också brutits i *Lastlavaberget* nära Midlanda flygplats (17H NO, 693475-158300). Gnejsen är här genomslagen av ett stort antal Alnögångar.

I trakten Hässjö–Stavreviken finns också flera bergkrossanläggningar. Norr om *Stavreviken* (17H NO, 694060-158310) finns ett brott i starkt migmatitiserad grå-

vackegnejs. Nära E4 söder om *Hässjö* (17H NO, 693700-158760 och 693700-158720) finns ett par brott i en måttligt förgnejsad gråvacka med pegmatitgenomsättningar. Uttag av krossmaterial har också gjorts i en ådrad gråvackegnejs med gångar av serorogen pegmatit och granit öster om *Klockestrand* (18I NV, 697640-161000).

Strax norr om *Kramfors* (18H NO, 698330-159970) har en starkt migmatitiserad gråvacka med pegmatitgångar utnyttjats för en större bergkrossanläggning. En ådrad sedimentgnejs med pegmatitgångar har brutits norr om *Sandslån* (18I NV, 699430-160130).

Sedan arbetena för länskartan slutförts har flera bergkrossanläggningar öppnats i ådrade eller starkare migmatitiserade gråvackor: sydväst om *Överlännäs* (19H SO, 700620-159220), vid *Angsta* nordost om Arnäs (19J NV, ca 702820-165230), på *Lidberget* norr om Örnsköldsvik (19I NO, 703060-164340) och nordväst om *Timrå* (17H NO, 693320-157710).

Ett mindre stenbrott för okänt ändamål är upptaget i en finkornig amfibolit i Borgberget väster om *Bergeforsen* (17H NO, 693605-157970).

En primorogen granit har brutits som krossberg i anslutning till en grustäkt nära *Orraklinten* vid länsgränsen väster om Armsjön (16H NO, 689555-157885). Graniten är gnejsig och fattig på mörka mineral (främst granat och biotit).

På *Stekpannberget* söder om Utansjö (18I SV, 696160-160810) har en bergkrossanläggning öppnats sedan arbetena för länskartan slutförts. Berggrunden består här av gråvit, ögonförande, serorogen granit (Härnögranit) med pegmatit, som bildar mindre massiv i traktens gnejsomvandlade gråvackor.

Strax söder om E4 mellan *Överhörnäs* och *Själevad* (19I SO, 702180-163960) finns en bergkrossanläggning upptagen i en grå, ögonförande granodiorit som sannolikt tillhör de äldsta serorogena intrusionerna (sid. 95). Granodioriten genomslås av gråvit Härnögranit och gråvit till blågrå pegmatit. Inte långt mot nordost (19I SO, 702280-164100) finns ett äldre, övergivet brott i dominerande rödaktig serorogen granit med pegmatit. Partier av en likaledes rödaktig granit med rektangulära mikroklinögon finns också. Sprickigheten är stark.

Nordingrågabbron har brutits som krossmaterial nära *Skoved* (18I NO, 699310-162690). Gabbron är här genomslagen av upp till metermäktiga pegmatit- och aplitgångar.

Även de postjotniska diabaserna har utnyttjats som krossmaterial. Ett makadambrott är upptaget i en fint medelkornig diabas på *Almyrberget* väster om Saluböle (19J NV, 704375-166980). I sammanhanget skall också nämnas att en starkt grusvittrande diabas vid *Torromsberget* nära Häggdånger (17I NV, 693695-160265) använts som vägmaterial (jfr sid. 329).

STRATIGRAFI OCH ÅLDERSFÖRHÅLLANDEN

Åldersrelationer och radiometriskt bestämda "absoluta" åldrar på bergarterna i länet framgår av tab. 7. I tidigare kapitel har åldersförhållandena redan berörts på flera ställen, och här skall endast ges en sammanfattande översikt.

De radiometriskt bestämda åldrar som citeras är vanligen enligt uran-bly- eller rubidium-strontiummetoden. Tidigare bestämningar med kalium-argonmetoden (t.ex. Magnusson 1960) ger p.g.a. argonförlust oftast värden som är lägre än själva bildningsåldern.

YTBERGARTER

Stratigrafin inom de äldsta suprakrustalbergarterna framgår av nedre vänstra delen av tabell 7. Härnöformationens gråvackor har p.g.a. sina enhetliga litologiska karaktärer inte kunnat ges en "intern" stratigrafi vid länskarteringen. Ledhorisonter av karakteristiska lager saknas i stor utsträckning. Någon systematisk variation i t.ex. proportionerna mellan leriga och kvarts-fältspatrika skikt nedifrån och uppåt i lagerföljden har inte heller kunnat spåras i de fall där tektoniken är relativt enkel, som t.ex. väster om Nordingråmassivet. Däremot förefaller det sannolikt att en successiv förskjutning mot mer leriga (glimmerrika) sammansättningar sker i sydlig riktning från de södra delarna av centrala och östra Medelpad. De i Hälsingland uppträdande, ofta ådrade sedimentgnejserna är genomgående starkt leriga (argillitiska) till karaktären, vilket främst visas av den rikliga förekomsten av granat, cordierit och sillimanit (jfr Lundegårdh 1967). Orsaken till nämnda övergång mellan gråvackor och argilliter har antagits vara en lateral s.k. faciesväxling betingad av olika sedimentationsmiljöer (Th. Lundqvist 1987), sannolikt innebärande grundare avsättningsförhållanden mot söder. Mot norr fortsätter länets gråvackor in i Västerbottens län, där de i Skelleftefältet konstaterats i stort överlagra sura, marint avlagrade metavulkaniter (Skelleftevulkaniter). Ingående stratigrafiska undersökningar har här gjorts av bl.a. Gavelin (1955), Kautsky (1957) och Lundberg (1980).

I gråvackorna i Västernorrland förekommer olika inlagringar, främst av basiska vulkaniter som omvandlats till amfiboliter. Särskilt markanta lager av amfibolit uppträder väster om Nordingrå (18I NV, SV). Sura metavulkaniter är mer sällsynta, men uppträder främst vid Rocksjö nordost om Junsele (20H SV-SO). Likheterna med Skelleftefältet är här slående (sura metavulkaniter och metagråvackor-metaargilliter, samt massiva sulfidmalmer i gränsen mellan de båda), och det är därför rimligt att anta att de sura metavulkaniterna även här i stort underlagrar gråvackor och argilliter. Detta bekräftas också av undersökningar gjorda av Benny Mattsson, Bolidenbolaget (muntligt meddelande 1989), även om en växellagring ibland kan iakttas (sid. 61; jfr även Th. Lundqvist 1987).

Tabell 7. Åldersschema för berggrunden i Västernorrlands län. I schemat visas också de viktigaste geologiska skeendena. Siffror anger åldern i miljoner år, samt noggrannheten för de radiometriska åldersbestämningarna.

Ålder (miljoner år)	Vulkaniska och sedimentära bergarter			Djupbergarter
400				
	Ordovicisk gråvacka (fjällranden), kalksten, skiffer (Bottenhavet)			
500	Kambrisk sandsten och skiffer (fjällranden, Bottenhavet)			
600				Alnömassivet (550-600)
	Sjoutälvsgruppens tillit, kvartsit, skiffer (vendium etc.)			
800	Risbäcksgruppens sandstenar (rifeikum)			
1200				
	Sandsten, lerskiffer, konglomerat (jotnium)			
	Sandsten i Åvikebukten?			Anorogena intrusioner av rapakivityp: Monzonit (Nordsjö) Granit (Rödön) Gabbro, syenit, granit (Ragunda) Anortosit (1579±17),
1600				gabbro, granit (1578±19) (Nordingrå)
1700				(Rätangranit; 1679^{+70}_{-46} - 1698^{+25}_{-20})
				Postorogena intrusioner: Granit(-kvartsmonzodiorit)
1800				i Revsundssviten (1798±8)
				Serorogena intrusioner: Granit(-granodiorit), pegmatit (Härnögranit;
	Bottniska ytbergarter (yngre svekofennium)??			1822±5)
1850				
	Huvuddelen av länet	Naggenområdet	Haverö-området	Primorogena intrusioner: Tonalit (1877±6), granodiorit, granit. Gabbro,
	Gråvacka (Härnöformationen) med inlagringar av basalt och sällsynt ryolit-dacit (1874±6), arkos m.m.	Arkos Gråvacka	Ryolit underlagrad av argillit, arkos, basalt m.m.	diorit, ultramafit
1900				
	Underlag okänt			

Gångbergarter och diabastäcken	Geologiska skeenden i berggrunden	Ålder (miljoner år)
Diabas (post-ordovicisk)?	Överskjutningar i fjällen	400
	Diabasintrusion i Bottenhavet?	
	Sedimentation i fjällranden och Bottenhavet.	500
Alnögångar (alkalina, ultramafiska, karbonatitiska; 550-600)	Alnöbergarternas bildning. Sprickbildning	600
	Nedisning (tillit och varvskiffer)	
	Sedimentation i fjällranden	800
Diabas (postjotnisk; 1215)	Intrusion av stora volymer diabasmagma, sprickbildning. Sedimentation av sandsten m.m.	1200
Diabasporfyrit, granitporfyr m.m. (Nordsjö)	Bildning av massiv och gångar av	
Diabasporfyrit, granitporfyr (Rödön)	rapakivityp. Kontaktmetamorfos kring massiven. Sprickbildning	
Granitporfyr m.m. (Nordingrå-Ragunda)		1600
Granitiska gångar (V. Medelpad)?	Intrusion av postorogena graniter m.m. samt diabas. Kontaktmetamorfos i omgivningen. Sprickbildning	1700
Turingendiabasen (≥1650)		
Diabas (Degerforsen)		1800
Uralitdiabas(?)	Sprickbildning, diabasintrusioner. Intrusion av serorogena graniter och pegmatiter. Regionalmetamorfos och veckning	
Amfibolitgångar (intraorogena)?		1850
Amfibolitiska gångar (Härnösand--Nora)	Intrusion av primorogena magmor. Veckning(?)	
Amfibol-kloritrika gångar (Rockliden)	Avsättning av ytbergarter (sedimentation, vulkanism)	
		1900

I Naggenområdet vid gränsen mot Medelpad kan man iaktta, att traktens metagråvackor överlagras av Naggenarkosen, vars basala konglomerat även innehåller gråvackebollar (sid. 48). Det är dock oklart om Naggenarkosen är yngre än samtliga gråvackor i Härnöformationen, eller om den t.ex. endast överlagrar lägre delar av formationen och stratigrafiskt motsvarar högre. Bildningen av arkosen förutsätter att ett granitiskt underlag varit exponerat för erosion. Detta underlag har dock än så länge inte kunnat identifieras i regionen (sid. 48; jfr även Th. Lundqvist 1987).

Stratigrafin i Haveröområdets mestadels högmetamorfa och komplicerat veckade ytbergartskomplex har inte varit möjlig att klarlägga vid länskarteringen. Ett rimligt antagande är dock att sura metavulkaniter, som delvis är texturellt välbevarade och ligger i en skålformad struktur, bildar den yngsta formationen (sid. 63). Sannolikt växellagrar de under den sura metavulkaniten belägna arkoserna, amfiboliterna och argilliterna. Sistnämnda utgör en fortsättning på norra Hälsinglands vanligen ost–västligt eller västnordvästligt strykande granatådergnejser, som här böjer av i nordvästlig riktning.

I tab. 7 har de tidigsvekofenniska ytbergarterna markerats som äldre än de primorogena intrusionerna, vilket bygger på ett stort antal observationer av intrusivkontakter. Förekomsten av s.k. bottniska ytbergarter (jfr Lundqvist 1979, tab. 2, sid. 48–49), tillhörande vad som i berggrundskartan över Nordkalottområdet (Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden 1987) kallats övre svekofennium, har inte kunnat påvisas. I princip skall sådana ytbergarter vila på (vara yngre än) de primorogena intrusionerna, men själva genomslås av de serorogena (och yngre) djupbergarterna. Eftersom stratigrafin inom gråvackeformationen är svårutredd (se ovan), och eftersom i "idealfallet" *samtliga* primorogena intrusioner måste vara yngre än *samtliga* ytbergarter (alltså även yngre än dem som ligger överst i lagerföljden), kan de i tab. 7 givna åldersrelationerna mellan de båda bergartsgrupperna inte anses hundraprocentigt verifierade. Möjligheten finns alltså att t.ex. de yngsta delarna av Härnöformationen avlagrats i ett skede då alla eller i varje fall vissa av de primorogena djupbergarterna kristalliserat. I så fall skulle också bollmaterial från nämnda djupbergarter kunna ingå i konglomerathorisonter i de övre gråvackesekvenserna. Ett exempel på konglomerat av denna typ finns sydväst om Toskfors mellan Storuman och Lycksele i Västerbottens län, där en sur, tuffitisk horisont i övergången mellan basiska tuffer och gråvackor visat sig innehålla bollar av tonalitiska bergarter snarlika dem som ingår bland de s.k. urgraniterna (Per Ihre, Uppsala, muntligt meddelande 1989). Till dess bollarna daterats radiometriskt är dock frågan om deras ställning inte definitivt klarlagd, eftersom de i princip också kan tänkas ha ingått i en äldre (arkeisk eller tidigproterozoisk) jordskorpa.

Ovanstående resonemang anknyter också nära till den av Kautsky (1957) upprättade stratigrafin över Skelleftefältet. Den marina delen av Kautskys Elvabergsserie omfattar gråvacke- och skifferbergarter, som är petrografiskt lika dem som förekommer i den äldre Maurlidenserien (=Härnöformationen). Elvabergsserien skiljer sig emellertid

från denna genom att den är yngre än den tidigorogena Jörn"graniten".

Trots att konglomerat med bollar av primorogena djupbergarter inte påträffats i Västernorrland kvarstår möjligheten att vissa av länets gråvackebergarter *kan* vara yngre än delar av eller t.o.m. alla de tidigorogena intrusiven. Denna möjlighet har angetts i vänstra kolumnen, tab. 7.

Från tiden mellan de tidigsvekofenniska ytbergarternas avlagring och fram till de anorogena intrusionerna av rapakivityp finns inga ytbergarter bevarade i länet. Att döma av åldern på Nordingråmassivet är det fråga om ett intervall på ca 300 miljoner år. De övriga rapakiviartade massiven är dock inte eller endast otillräckligt daterade. De sandstenar, lerskiffrar och konglomerat av jotnisk typ som avlagrats i Nordingråtrakten och Bottenhavet efter rapakivimassivens bildning kan visas vara äldre än de postjotniska diabaserna (ålder 1215 miljoner år). Av naturliga skäl har dock sedimentbergarterna själva inte kunnat åldersbestämmas – de innehåller ju mineral som till helt övervägande del är äldre än sedimentationen.

I nuvarande fjällområdet inleddes en avsättning av sedimentära bergarter för ca 800 miljoner år sedan. Först avsattes röda sandstenar (tidigare benämnda sparagmiter), därefter tilliter (morän) och leror. På dessa följde kvartsiter, skiffrar, alunskiffrar och gråvackor. De yngsta sedimentbergarterna är ordoviciska (ca 450 miljoner år gamla).

Paleozoiska sedimentbergarter återfinns förutom i fjällranden även i Bottenhavet, och utgörs där av sandstenar och skiffrar från kambrium (570–500 miljoner år sedan) och ordovicium (500–440 miljoner år sedan). Till skillnad från fjällranden ligger sedimentbergarterna här i stort sett ostört, och har endast i begränsad utsträckning deformerats genom förkastningar.

DJUPBERGARTER

Beträffande de olika generationerna av djupbergarter har länskartans indelning följt den standard som är bruklig vid arbeten i svekofennisk terräng (jfr sid. 65). Principen är att bergarterna (mest graniter) klassificeras efter sina relationer till regionalmetamorfosen och vecktektoniken. Iakttagelser av åldersrelationerna mellan olika djupbergarter har redovisats i tidigare kapitel.

Endast få radiometriska åldersbestämningar har utförts på djupbergarterna. Dessa återfinns i tidigare text och i tab. 7.

GÅNGBERGARTER

Länets gångbergarter har tillsammans med diabastäckena redovisats i tredje kolumnen, tab. 7. De äldsta gångarna utgörs av amfibol-kloritrika bergarter vid zink-koppar-mineraliseringen på Rockliden nordost om Junsele (20H SV–SO) och av amfibolitgångar i trakten Härnösand–Nora. De står sannolikt i nära samband med tidigsveko-

fennisk basisk vulkanism eller (i sistnämnda område) med primorogena gabbrointrusioner.

Säkra motsvarigheter till de intraorogena gångar som beskrivits från sydligare delar av Sverige saknas. Enstaka exempel kan möjligen finnas, men kan även tolkas som yngre, uralitiserade diabasgenerationer (sid. 199).

Diabasgångarna vid Degerforsen är p.g.a. sin mineralogi (två pyroxener) olika länets normala, postjotniska diabaser. De kan entydigt förläggas till tiden mellan de primorogena granitoiderna och Revsundsgraniten, d.v.s. till tidsintervallet ca 1870–1800 miljoner år.

Turingendiabasen har en minimiålder av 1650 miljoner år (K-Ar-metoden; sid. 126). Den kan som nämnts vara en tidig förelöpare till Rätangraniten. Möjligen kan de granitiska gångar (granitporfyr, mikrogranit), som uppträder i västra Medelpad vara gångformiga utlöpare från sistnämnda granit.

De rapakiviartade massiven åtföljs vanligen av både basiska och sura gångar. Särskilt gäller detta Rödögraniten och Nordsjömonzoniten. Ingetdera av dessa massiv är dock f.n. tillfredsställande daterat med radiometriska metoder. Kring Ragundamassivet finns granitporfyriska gångar, medan gångar praktiskt taget saknas i omedelbar närhet av Nordingråmassivet. Däremot finns i trakten Sollefteå–Kramfors ett flertal gångar av granitisk, syenitisk eller monzonitisk sammansättning. Åldern är dock oklar även om mycket talar för ett tidssamband med Nordingrågraniten (1578±19 miljoner år).

De i särklass vanligaste gångarna i länet är associerade med de postjotniska diabastäckena (1215 miljoner år). De framträder som upp till ca 100 m breda, branta gångar, varav de bredare har markerats på berggrundskartan och övriga på den strukturgeologiska kartan.

Nämnas skall också de i Ragundamassivets Jämtlandsdel förekommande basiska gångar, som på paleomagnetiska grunder ansetts väsentligt yngre än massivet men klart skilda från de postjotniska diabaserna (sid. 152).

Länets yngsta, säkert belagda gångar är associerade med Alnömassivet och har åldrar på ca 550–600 miljoner år. En eventuellt yngre, postordovicisk gång har på geofysiska indikationer ansetts existera under vattnet utanför Sundsvall (sid. 204).

TEKTONIK

De deformationer som drabbat länets urberg är i princip av två slag: dels plastiska, som resulterat i veckning, dels spröda, som gett upphov till sprickbildning och förkastningar. I huvudsak är det de förstnämnda som gett upphov till de äldsta av de nu existerande strukturerna. De ägde rum då stora delar av berggrunden var nedsänkta till djup omkring 10 km, i nära anslutning till den regionala svekokarelska metamorfosen. Sprickbildningen skedde i de redan veckade bergarterna sedan dessa genom erosion

av överliggande berg kommit att befinna sig närmare jordytan. Sprickor har vid skilda tillfällen även uppkommit i bergarter som bildats efter veckningen och som därför är opåverkade av denna.

Beträffande tektoniken i fjällranden hänvisas till avsnittet om den kaledoniska berggrunden (sid. 233–237).

VECKTEKTONIK

De bergarter som omfattades av den svekokarelska veckningen för ca 1825–1850 miljoner år sedan är de äldsta ytbergarterna (metasedimenten och -vulkaniterna) och de äldsta, primorogena djupintrusiven. Veckningarna har gett upphov till olikartade deformationsstilar i olika områden. Speciellt markant är detta om man jämför lågmetamorfa och högmetamorfa (migmatitiska) berggrundsavsnitt, d.v.s. i princip områden där metagråvackorna på berggrundskartan betecknats med mörkblå respektive gråbruna streck på ljusblå botten, i sistnämnda fall vanligen också med överbeteckning av röda "spiriller" eller spolar för migmatitisering. I de lågmetamorfa områdena är den ursprungliga lagringen vanligen brant upprest i isoklinala veck, och förskiffringen i huvudsak (bortsett från lokala omböjningar) parallell med lagringen. I detalj kan man dock inte sällan i hällskala se diskordanta relationer i form av en axialplansförskiffring till veck med våglängder av storleksordningen en decimeter till några tiotal meter. Vecken, som markeras av den ursprungliga lagringen, kan vara spetsiga och starkt hoppressade (fig. 153) eller mjuka och mer öppna (fig. 154). Grovt sett kan man uppfatta tektoniken i de lågmetamorfa gråvackorna som bestående av branta veck eller veckskänklar, som bildar förhållandevis plana skivor. Sannolikt har veckningen mest skett efter (ursprungligen nord–sydliga?) flacka axlar, även om sådana inte noterats vid karteringen. Detta beror sannolikt på att möjligheten att se dessa axlar statistiskt sett är begränsad. En senare veckning (tvärveckning) efter branta axlar är, till skillnad från i migmatitområdena, föga framträdande, och ger sig mest tillkänna som mjuka veck med branta axlar eller som en brant stänglighet. Att märka är också, att nord–sydliga strykningar är förhärskande i de välbevarade gråvackeområdena, t.ex. i stråket från Bjästa mot Nora (19I SO-18I SV) och i trakten från Liden över Järkvissle och Graninge mot Helgum (18G SO och NO, 19G SO och 19H SV).

Tektoniken i migmatit- och gnejsberggrund skiljer sig från den i de lågmetamorfa gråvackeområdena. Den ursprungliga lagringen är här mestadels utplånad, och veckstrukturer markeras genom omböjningar i förskiffring (gnejsighet) och ådring. En intensiv veckning kan ofta iakttas, som i stora områden (särskilt i mellersta och östra Medelpad) har ostliga till sydostliga, mestadels flacka axlar och därmed parallella stängligheter. Överhuvudtaget tenderar strukturerna i migmatitområdena att orientera sig mera i ost–väst än vad fallet är i lågmetamorf terräng, medan nord–sydliga strukturer är relativt sällsynta.

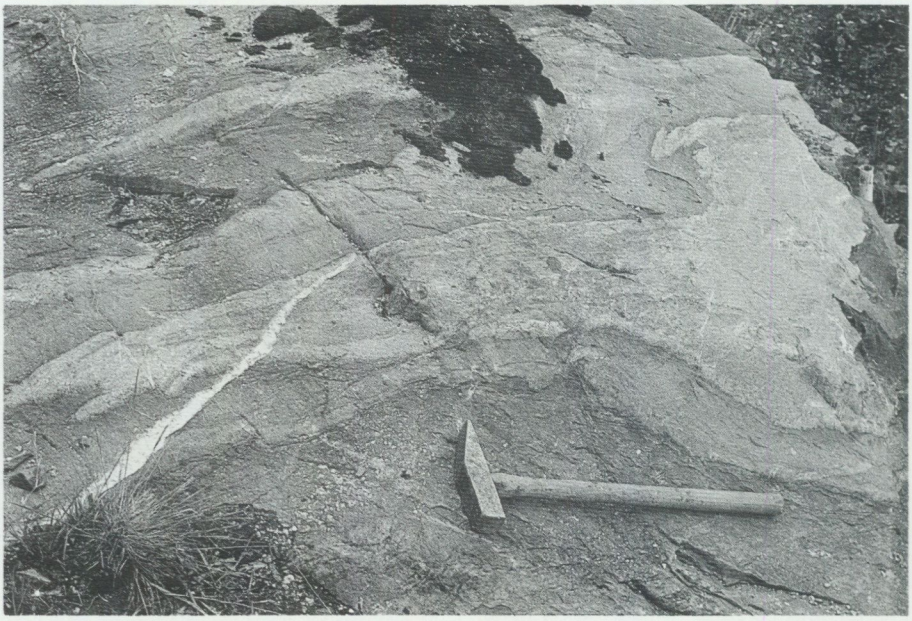


Fig. 153. Spetsigt veck med axialplanförskiffring i välbevarad metagråvacka vid E4 öster om Ullånger (18I NV, 699100-162265).
Tight fold with axial plane schistosity in well preserved metagreywacke.

Som tidigare (sid. 34) nämnts har migmatitiseringen skett i huvudsak i tre faser: först en åderbildning (röda "spiriller" på berggrundskartan), därefter en starkare omvandling som resulterade i breccieartade migmatiter (markerade med röda spolar) och till sist en infiltration av granitmaterial från de serorogena graniterna och pegmatiterna (markerad med endera av de nämnda symbolerna). Av dessa faser är åderbildningen äldre än eller samtidig med huvudveckningen, medan de båda senare migmatitiseringsfaserna synes ha skett då veckningen i stort sett upphört. Vid den andra fasens starka migmatitisering har det oftast granodioritiska mobilisatet betett sig närmast intrusivt. De redan förgnejsade och veckade gråvackorna m.m. har på så vis i växlande grad kommit att roteras ur sina genom veckningen bestämda lägen, på ett sätt som påminner om rena eruptivbreccior. I många fall har dock någon mer betydande rotation av äldre strukturelement inte skett, utan gnejsighet, veckaxlar och stängligheter ligger konformt med motsvarande strukturer i den mindre starkt migmatitiserade omgivningen.

Som tidigare nämnts har de serorogena graniterna och pegmatiterna trängt in i stort sett efter veckningens huvudfaser. Stråkvis, särskilt i massivens randzoner, kan dock även dessa graniter och pegmatiter ha förskiffrats i sena veckfaser. Att observera

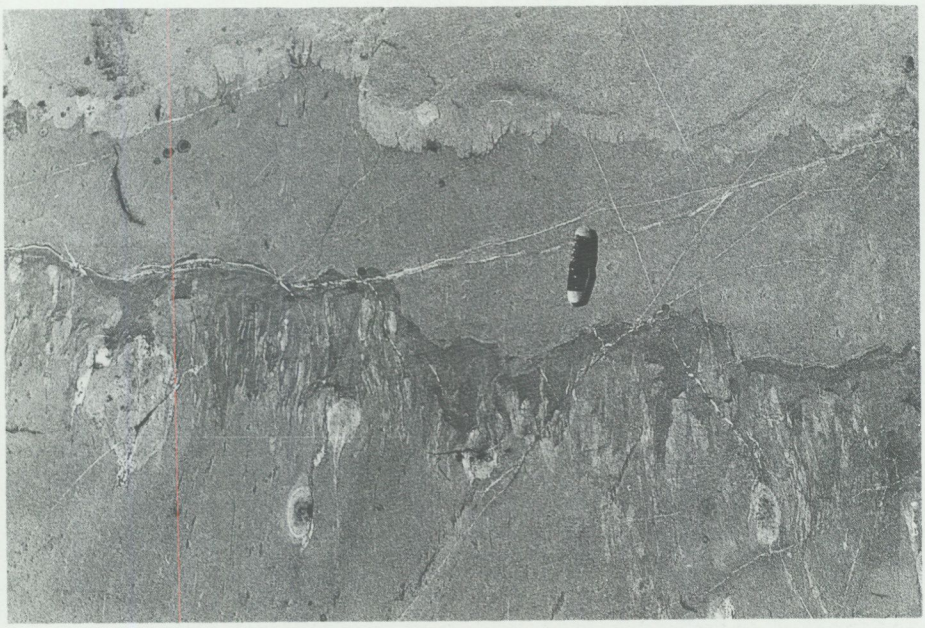


Fig. 154. Axialplanförskiffring i öppet veck i välbevarad metagråvacka. Skiffrigheten bildar rät vinkel mot skiktningen. Observera utvalsningen av skarnlinserna i bildens nedre del. Stranden norr om Norrskatan (18I SV, 696660-161990).

Axial plane schistosity in an open fold in well preserved metagreywacke. Schistosity cuts bedding at right angle. Note flattening of skarn lenses in lower part of picture.

är dock, att den parallellstruktur som markerats på berggrundskartan i dessa bergarter endast delvis är en deformationsstruktur men delvis också en flytstruktur bildad vid intrusionen, t.ex. genom parallellorientering av listformade mikroklinögon.

Någon detaljerad strukturgeologisk analys av veckningsförloppet har inte varit möjlig att genomföra vid länskarteringen p.g.a. dennas översiktliga karaktär. Till detta bidrar också bristen på ledhorisonter i gråvackeformationen. De hittills gjorda observationerna kan dock försöksvis ställas samman till en tektonisk modell, som kan tjäna som arbetshypotes vid kommande mer detaljerade strukturgeologiska analyser av länets berggrund. Enligt denna modell har de ursprungligen horisontellt avlagrade gråvackorna med deras vulkaniska inlagringar i en första veckfas pressats samman i ost–västlig riktning så att i stort sett nord–sydliga, isoklinala veck med flacka axlar och branta axialplan bildats. I en därpå följande andra veckfas har de så uppkomna strukturerna genom nord–sydlig sammanpressning mer eller mindre fullständigt omställts till ost–västliga lägen, samtidigt som den branta lagerställningen stjälpts över så att medelbranta till flacka östliga stupningar uppkommit. Särskilt intensiv har denna andra

fas varit i östra och mellersta Medelpads högmetamorfa berggrund. Orsaken till detta kan vara den stora massa av primorogena graniter och granodioriter (Ljusdalsgranit m.m.) som sträcker sig från Medelpad ned över stora delar av Hälsingland. Genom sin större veckningskompetens har graniterna och granodioriterna fungerat som ett slags resistensblock som bättre än gråvackorna kunnat motstå veckningen. Rörelserna har därför utlösts intill gränsen för detta block. Detsamma gäller f.ö. även mindre massiv av primorogen ålder (gabbro, diorit, tonalit, granodiorit och granit), som p.g.a. sina från gråvackorna skilda mekaniska egenskaper tenderar att vara betydligt mindre deformerade än dessa. Särskilt gäller detta de mest basiska leden (gabbro–diorit).

Den framförda tektoniska modellen har betydande drag gemensamma med den mer detaljerade analys som Stålhös (1976, 1979) gjort över Södertörn. Även Lundegårdhs (1967) tektoniska modell över Gävleborgs län omfattar två huvudfaser av veckning: en tidigare med nord–sydliga strukturer och en senare tvärveckning med ost–västliga. Även de tektoniska analyser som gjorts vid prospekteringsarbeten i Rocklidenområdet nordost om Junsele har lett fram till uppfattningen att veckningen skett i två huvudfaser (Benny Mattsson, Boliden, muntligt meddelande 1988, se även sid. 294).

Av berggrundskartan framgår att olika generationer av intrusiva bergarter med sammansättningar mellan granit och tonalit spelar en kvantitativt betydande roll i länets berggrund. Det verkar sannolikt att kroppar av djupbergarter av denna omfattning vid sin intrusion orsakat betydande störningar (främst veckning) i den äldre berggrunden. Detta gäller särskilt den primorogena och den postorogena sviten, d.v.s. "urgraniterna" och Revsundssviten. Säkra belägg för mer omfattande veckning före de primorogena intrusionerna, t.ex. i form av veckstrukturer och förskiffring avskurna av dessa bergarters kontakter, har dock inte observerats. Vid den senare följande regionala, svekokarelska eller svekofenniska veckningen, som uppenbarligen drabbat inte bara ytbergarterna utan också de primorogena djupbergarterna, kan dock sådana kontaktrelationer i stor utsträckning ha maskerats eller suddats ut. När det gäller Revsundssviten kan avskärande kontakter ofta iakttas i detalj gentemot äldre bergarter. I många fall (speciellt på djupare intrusionsnivåer) har dock en anpassning av äldre strukturer till intrusivkontakten sannolikt skett med mer konkordanta relationer som följd. Detta verkar t.ex. vara fallet kring Revsundsgranitloben norr om Örnsköldsvik (19I NO, 19J NV, 20I SO, 20J SV).

SPRICK- OCH FÖRKASTNINGSTEKTONIK, JORDSKALV

Den strukturgeologiska kartan ger en bild av länets sprick- och förkastningstektonik. Kartan grundar sig på tolkning av flygfoton i ungefärlig skala 1:66 000. Principen är att ungefärligen raka linjer (s.k. lineament) i landskapet, t.ex. dalgångar, stråk av myrar, "trappsteg" i terrängen och raka sjökonturer motsvarar mestadels branta brott-

linjer i berggrunden. Erfarenheter från tunnel- och bergrumsarbeten på olika ställen i landet ger i stort sett också stöd för denna uppfattning. Emellertid kan frekvensen av de sprickor som framträder i olika riktningar på flygbilderna ha påverkats i hög grad av den kvartära nedisningen. Genom isens eroderande verkan har spricklinjer som ligger ungefär parallellt med isrörelseriktningen kommit att framhävas relativt sådana linjer som ligger i rät vinkel mot rörelsen. Detta leder till att linjer som löper i NNV–SSO till NV–SO blir överrepresenterade vid flygbildstolkningen. Särskilt betydelsefull är denna överrepresentation vid drumliniserade landformer, d.v.s. mjukt skulpterade moränryggar i isrörelseriktningen (jfr J. Lundqvist 1987). Även i sådana fall finns dock ofta en bergkärna i ryggarna, varför ett visst beroende även av sprickteknoniken måste finnas. Exempel på sådana drumlinformer finns kring Mossaträsk (20H NV), vid Sörbodarna öster om Nässjön (20G SO) och i området Holmsjö–Stor-Tågsjön (20H SO).

I sammanhanget skall också framhållas att med den teknik som använts vid sprickkarteringen områden med välblottad berggrund ger intryck att ha högre sprickfrekvens än områden med mäktiga jordlager. Orsaken till detta är dock med all sannolikhet inte någon större skillnad i sprickighet utan att jordtäcket döljer kortare och mindre framträdande sprickor, som därför blir underrepresenterade vid låg blottningsgrad.

Vissa linjer på strukturgeologiska kartan har betecknats som "morfologiskt väl framträdande" (röd streckad linje). De har urskiljts framför allt genom sin större uthållighet och/eller sin mer markerade relief i jämförelse med övriga linjer. Sådana linjer har också överförts till berggrundskartan som "tektoniska zoner". Med nödvändighet blir dock avgränsningen mellan de två typerna av linjer tämligen subjektiv. Endast relativt få förkastningar har markerats på kartorna. Frekvensen av sådana tektoniska linjer är dock sannolikt betydligt högre än vad som framgår av insatserna vid länskarteringen. Orsaken är svårigheten att identifiera en tektonisk linje som förkastning: härför krävs att man på något sätt kan påvisa en förskjutning längs linjen. Många kvantitativt framträdande bergarter i länet, särskilt graniter och starkt migmatitiserade gråvackor saknar strukturdrag som kan markera en förskjutning. Observationer av tektoniska breccior, myloniter m.m. (se berggrunds- och strukturgeologiska kartorna) visar att rörelser skett, men ger inget besked om förskjutningens belopp och riktning.

På en del håll har otvetydiga förkastningar kunnat konstateras. En sådan löper i ost–västlig riktning i Ullångerfjärden (18I NV–NO, 8e-f). Genom att karteringen påvisat en förskjutning av de nord–sydliga, branta amfibolitstråken i gråvackorna kring Ullångerfjärden är det klarlagt att det rör sig om en vänsterförkastning och att det södra blocket rört sig ca en kilometer mot öster i förhållande till det norra. I väghällarna vid E4 norr om Ullångerfjärden är dock krossningen relativt måttlig. Ett flertal s.k. *Fiederspalten* markerar dock närheten till en rörelsezon. Förkastningar har också konstaterats i Ångermanlandskustens subjotniska, jotniska och postjotniska berggrund. En av dessa stryker i nord–sydlig riktning på östra delen av Rävsön i Nordingrå (18I NO, 6g). Här har det västra blocket sannolikt sänkts ca 90 m i förhållande till det östra.

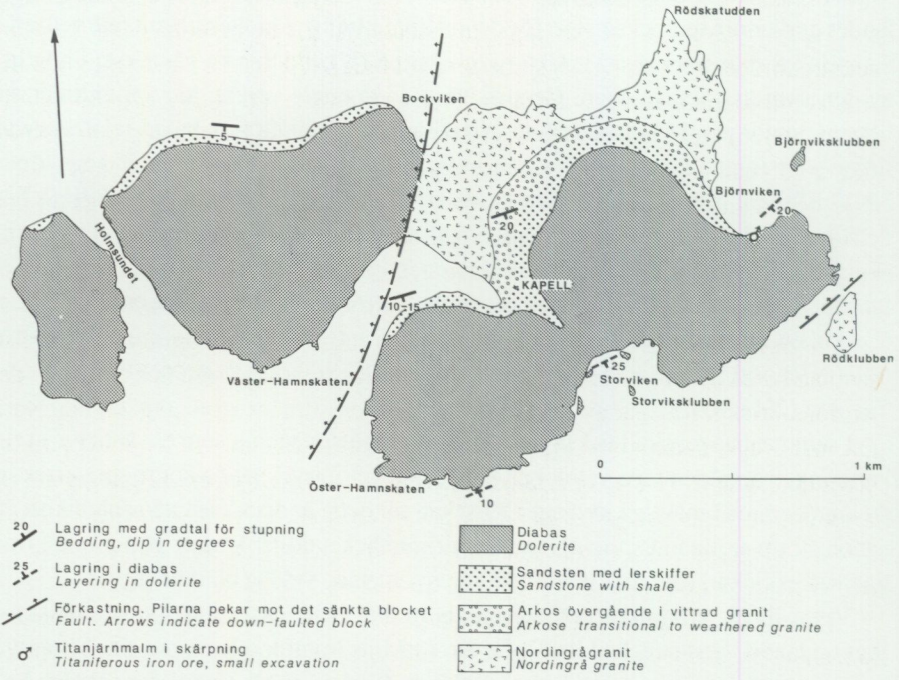


Fig. 155. Karta över berggrunden på Trysunda, visande bergartsfördelning och förkastningar. Modifierad efter Lundbohm (1899, sid. 20).

Bedrock map of Trysunda island. Note the faults affecting all rock units.

Förkastningen kan i princip även tänkas bero på en förskjutning av det västra blocket ca 1 km mot norr, vilket dock förefaller mindre sannolikt. En likartad förkastning finns på Trysunda (19J SV, 1a) enligt fig. 155. Också här har det västra blocket sänkts i förhållande till det östra med ett belopp på omkring 80 m.

Förkastningar som är yngre än granitporfyrgångarna hörande till Rödögraniten har bl.a. konstaterats på östra stranden av Skorven (19H SO, 691780-158910). Här har en brant ost–västlig gång förkastats längs en nord–sydlig linje så att det östra blocket förskjutits 10 m mot norr i förhållande till det västra.

Med hjälp av gravimetriska metoder har förkastningar kunnat konstateras påverka både diabastäckena och den jotniska och subjotniska berggrunden i Ångermanlands kustland (Larson och Magnusson 1979). Det är alltså uppenbart att betydande förkastningsrörelser skett i tiden efter bildningen av de postjotniska diabastäckena, vilket innebär att rörelserna är yngre än 1215 miljoner år.

Att notera är att förkastningarna på Rävsön och Trysunda orsakat en sänkning av det västra blocket, även om i stort den östra regionen (Bottenhavet) måste ha sänkts i förhållande till den västra (se Mossberg 1989 och sid. 174).

Förkastningar har också skett i tiden mellan de jotniska sandstenarnas avlagring och framträngandet av de postjotniska diabaserna. Ett exempel på detta framgår av bergartsfördelningen kring Älgsjöberget (18I NO, 6979-1633). Sandstenen som finns i hällar vid södra stranden av Edsätterfjärden strax väster om Älgsjö sågverk (18I NO, 69798-16325) täcks här av diabas. Denna stupar på Älgsjöberget med intrusionskontakt ca 25° mot öster in under anortosit. Sandstenen bör ursprungligen ha befunnit sig över denna anortosit, och måste därför ha höjts åtminstone 200 m längs en nord–sydlig förkastningslinje i förhållande till sandstenen vid stranden längre västerut. Diabasen har dock av allt att döma inte förskjutits längs denna linje, varför sandstenen måste ha förkastats innan diabasen trängde fram. (Se vidare Larson 1980, sid. 13–19.)

En viss sprickbildning har uppenbarligen också skett genom tensionsrörelser i samband med de subjotniska eruptivens inträngande. Riktningen hos en del av dessa tensionssprickor framgår av de samhöriga gångbergarternas strykning. Mellan Nordingrå- och Ragundamassiven löper gångarna i stort sett brant i O–V. Samma riktning och stupning är förhärskande i gångarna kring Nordjömonzoniten. I Rödögranitens basiska och sura gångar synes två riktningar vara förhärskande: en brant nord–sydlig i själva Rödögranitmassivet och söder därom och en VNV-lig, som är speciellt markant på södra Alnön och vid kusten söder om Sundsvall.

Vid de postjotniska diabasernas inträngande har en omfattande sprickbildning med krossning skett ungefär horisontellt (jfr Hjelmqvist 1944), vilket möjliggjort intrusionen av de flacka täckena. En speciell utbildning har därvid den flacka, tallriksformade diabaslopoliten i området Köpmanholmen–Åvikebukten erhållit (sid. 175). Vid diabasens intrusion har också talrika ost–västliga (VNV-liga till ONO-liga) tensionssprickor uppkommit, varefter dessa sprickor fyllts med diabas. Större diabasgångar, som framträder på flygmagnetiska kartor över norra Ångermanland, löper företrädesvis brant i ONO. Denna riktning är även markant i en del områden i Medelpad, t.ex. söder om Stöde (17G SO). I västra Medelpad vittnar större, branta nordostliga till nord–nordostliga diabasgångar om att tensionssprickor även uppkommit i dessa riktningar vid de postjotniska diabasmagmornas intrusion. Den mest betydande av dessa diabasfyllda sprickor löper från trakten av Torringen (17F NO) till området söder om Holmsjön (17F SO) och kan ha fungerat som tillförselkanal till traktens diabastäcken.

Sannolikt har både de subjotniska och postjotniska eruptivens intrusion styrts av stora, djupgående brottlinjer, som nått ned till övre manteln. Det är t.ex. troligt att läget för Nordingråmassivet (gabbro, anortosit och granit) står i samband med sådana brottlinjer som löper längs Bottenhavskusten. Bl.a. den bimodala fördelningen av eruptivens sammansättningar (sid. 130) pekar enligt nuvarande tolkningssätt på att massivet är knutet till en tensionstektonik (riftbildning). Samma brottlinjer har av allt att döma även styrt intrusionerna i Ulvödiabaskomplexet. Likaså är bevarandet av ca 1 000 m mäktiga lager av jotnisk sandsten i Bottenhavet (sid. 174) sannolikt orsakat av insänkningar som delvis skett efter samma linjer (jfr Högbom 1906, sid. 95–

96, Axberg 1980 och fig. 147, sid. 280).

Även i samband med de ca 550–600 miljoner år gamla Alnöbergarternas bildning har sprickor och gångar uppkommit i den äldre berggrunden. Själva massivet ligger i korsningen mellan stora tektoniska linjer efter Bottenhavskusten (se ovan), längs Mjällåns dalgång och längs Söråkerkusten (se strukturgeologiska kartan). Ännu yngre är de förkastningar som lett till förskjutningar i den kambrisk-ordoviciska lagerföljden i Bottenhavet, sannolikt också till nedsänkning av dessa bergarter (jfr Högbom 1906, sid. 96, Axberg 1980 och fig. 147, sid. 280).

I sammanhanget skall också noteras att Strömberg (1976) i översiktlig skala urskiljt två betydande nordvästliga tektoniska zoner som delvis faller inom länets gränser. Den ena, Mörsil–Berg–Hudiksvallszonen, har identifierats på grundval av geologiska och geofysiska (gravimetriska) data. Den sneddar över västra Medelpad och sammanfaller här ungefär med gråvackornas sydvästra gräns. Det är intressant att notera i sammanhanget att just i västra Medelpad är frekvensen av iakttagna krossfenomen högre än i länet i övrigt. Den andra zonen löper från Hotagen via Härnösand till Helsingfors och har av Strömberg kunnat urskiljas med hjälp av översiktliga flygmagnetiska mätningar. Dess submarina del i Bottenhavet mellan Härnösand och Pori (Björneborg) utgör enligt Winterhalters (1972) m.fl. kartor en förkastningsbrant (se fig. 147, sid. 280). Båda zonerna anses av Strömberg (1976) vara gamla brottlinjer i jordskorpan, som vid upprepade tillfällen aktiverats.

Mindre jordskalv skvallrar om att förkastningsrörelser sker ännu idag i regionen (jfr t.ex. Sahlström 1930 och ett flertal arbeten av Sahlström och Båth i SGUs serie C), troligen som följd av landhöjningen efter isavsmältningen. Särskilt vanliga är skalven i kusttrakterna, från Grundsunda i norr till Njurunda i söder. Sannolikt utlöses skalven efter redan existerande brottlinjer i berggrunden, även om en viss nybildning av sprickor och förkastningar inte kan uteslutas. Ett uppmärksammat skalv inträffade vid Solberg (20H NO) i norra Ångermanland den 29 september 1983 och var det största i Sverige sedan 1909 (Kulhánek och Wahlström 1985, sid. 22–24). Epicentrum låg i området Sunnersta–Kläppsjö (20H SV–SO), och skalvet hade en instrumentell magnitud av 4,1 på M_L (UPP)-skalan. Analyser har visat att centrum låg på 40 km djup, d.v.s. nära Moho (gränsen jordskorpa–mantel). Det har dock inte varit möjligt att knyta skalvet till någon speciell tektonisk linje i berggrunden.

Sprickbildning och förkastningar har alltså skett i berggrunden ända fram till våra dagar. De allra äldsta sprickorna, som p.g.a. senare deformationer inte längre säkert kan identifieras, torde ha varit sådana som styrt vulkanismen och de äldsta gångintrusionerna under gråvackornas avlagring. Flertalet sprickor och förkastningar härrör dock sannolikt från mellan ca 1800 och 600 miljoner år tillbaka i tiden. Man kan på goda grunder förmoda att rörelser i senare tid ofta följt redan existerande sprickor och lett till en "föryngring" av dessa. Längs fjällranden och i angränsande urbergsområden har de stora överskjutningsrörelserna (sid. 233) i kaledonisk tid (vid gränsen silur–devon) troligen också lett till sprickbildning och förkastningar.

Beroende på djup under jordytan, deformationshastighet m.m. leder förkastningsrörelserna i berggrunden till olika fenomen. En spröd sönderbrytning, som sker nära under jordytan eller vid relativt snabba rörelser, leder till bildning av tektoniska breccior. På större djup bildas myloniter eller glimmerskiffriga bergarter (fylloniter), i vilka en omfattande rekristallisation och mineralnybildning (t.ex. av epidot, kvarts, sericit och klorit) skett under rörelserna. En speciell typ av fenomen i rörelsezoner är s.k. pseudotakyliter. Dessa utgörs av närmast glasiga bergarter, alstrade vid lokala uppsmältningar orsakade av friktionen i rörelsezonerna. Enstaka exempel på pseudotakyliter finns i västligaste Medelpad, på Endasnäset vid östra stranden av Mellansjön (17F NV, 692520-145690; se Ginet 1980, sid. 141–142).

Längs vissa sprickor har en bildning av lermineral skett. Exemplen är dock fåtaliga, eftersom leran är lätteroderad och därför normalt inte finns kvar i naturliga hällblottningar. I nya vägsprängningar och i bergrum och tunnlar är dock möjligheten att hitta leromvandlade zoner större. Leromvandling har t.ex. noterats i kraftverkstunnlar i Medelpad vid Torpshammar (17G NO, 6f; Hjelmqvist 1944), vid Ljungaverk (17G NV, 6c-d) och Järnvägsforsen (17F NO, 5g-h, 6h) i Medelpad (Lundgren och Scherman 1974 och Persson 1976). I Järnvägsforstunneln är leromvandlingen knuten till en diabaskontakt. Vidare har leromvandling observerats längs sprickzoner i Långsjökullens kvartsbrott vid Edsele (se fig. 151, sid. 305). De mest omfattande exemplen på leromvandlat berg i länet hör dock samman med vissa typer av Alnögångar och sprickor i anslutning till gångarna (sid. 260; jfr von Eckermann 1961b). Av denna anledning har olika bergarbeten i Sundsvallstrakten försvårats och fördyrats. Mest omtalade är kanske förhållandena vid Bergeforsens kraftstation, där montmorillonitomvandlingen av traktens migmatitiserade gråvackor är särskilt intensiv i sprickor som utgår från utkilande Alnögångar (von Eckermann 1954 och 1958). För att stoppa den fortgående bildningen av svällbar lera (smektit) i berget pumpades under flera år kalkvatten in i sprickor (Sällström 1967). I vägsprängningar längs motorvägen i trakten av Skön (17H NO, ca 69282-15794) har betongförstärkningar skett i en bergskärning för att hindra partier av berget att glida ut i riktning mot vägen på leromvandlade Alnögångar.

BERGGRUNDSMORFOLOGI

I samband med länskarteringen har inga ingående analyser av berggrundsmorfologin gjorts. Här skall endast kort redogöras för viktigare arbeten över detta ämne som berör länet, samt för en del erfarenheter och observationer som gjorts under karteringens gång.

En översikt över länets geologi och terrängformer har givits av Rudberg (1962). Arbetet ansluter till den av samme forskare gjorda ingående analysen av Västerbottens berggrundsmorfologi (Rudberg 1954).

Enligt Rudberg (1962) präglas landskapsbilden i Västernorrland i hög grad av Norrlandsterrängens drag. Detta innebär att höjden över havet, bortsett från en del kustnära områden och älvdalarna, mestadels överstiger 200 m, samt att kuperingsgraden (höjdskillnaden mellan krön och toppar och närmaste dalbotten, slättyta, sjöyta etc.) oftast överstiger 100 m. Den typiska Norrlandsterrängen når fram till Bottenhavet mellan Örnsköldsvik och Härnösand, varigenom skapas storslagna och särpräglade landskapsformer ("Höga Kusten"). Utanför ligger också Bottenhavets största djup (293 m).

Berggrundens ytformer i länet är resultatet av ett komplicerat samspel mellan olika processer, och beror också i hög grad på bergartstyp, lagringsförhållanden och sprickmönster, i mindre grad på veckstrukturer. I fjällranden har berggrundens skolluppbyggnad också ett betydande inflytande på terrängformerna.

Processer som skulpterat berggrundsytan till dess nuvarande utseende är främst vittring, som sker selektivt i bergarter av olika sammansättning, sprickfrekvens m.m., samt erosion i första hand genom inlandsisen och rinnande vatten. Slutresultatet av sådana denudationsprocesser är en flack, relativt jämn yta benämnd peneplan. Ett avgörande inflytande på processerna har klimatet och därigenom också förekomsten av markvegetation.

Det mest betydande peneplanet i länet är det subkambriska. Det återfinns dels under de kambriska bergarterna i fjällranden vid Tåsjö, dels i kustlandet. Enligt Rudberg (1962) ligger fortsättningen på peneplanet i Tåsjö högt över de nuvarande bergstopparna i inre Norrland, varför berggrundsreliefen här i alla väsentliga drag är yngre än det subkambriska peneplanet. I varje fall en del av de av Rudberg (1954) identifierade vidsträckta erosionsytorna i Västerbotten torde fortsätta in i Västernorrland, men någon detaljanalys av ytorna har inte gjorts. Rudberg (1962) anger att som mest två–tre sådana erosionsytor eller erosionsgenerationer iakttagits över en huvuddal i länet.

Miškovský (1985) hävdar att Baltiska skölden i stort är att betrakta som en prekambrisk erosionsyta, som blivit omskulpterad genom kemisk vittring under silur–karbon och jura–tertiär, samt genom erosion av vittringsmaterialet under perm–trias och kvartär. I sistnämnda fall har erosionen orsakats av inlandsisen. Reliefen har också modifierats genom rörelser mellan olika block i jordskorpan. Enligt Elvhage och Lidmar-Bergström (1987) är det rimligt att anta att Norrlandsterrängen (och därmed Västernorrlands berggrund) genomgått en djupvittring under mesozoikum. Tektonisk instabilitet under och efter tertiärperioden (jfr Mörner 1980) kan enligt samma författare ha lett till förnyad vittring och erosion längs gamla sprickor i de delar av södra–mellersta Norrland som har en relief präglad av distinkta sprickmönster.

Kustlandets subkambriska peneplan är dels blottlagt i norr, dels i söder. Enligt Lidmar-Bergström (1986) och Elvhage och Lidmar-Bergström (1987) går det subkambriska peneplanet från basen av de kambriska sedimentbergarterna i Bottenhavet

in över land i trakten av Njurunda (17H SO), varifrån det fortsätter söderut längs Hälsinglands kust. Norrut går, enligt samma arbeten, peneplanet från Bottenhavet in över land vid Husum (19J NV), och fortsätter därifrån mot norr in i Västerbotten.

Även äldre peneplan än det subkambriska existerar. Vid basen av den jotniska sandstenen i Nordingrå finns en erosionsyta, benämnd det subjotniska peneplanet. Den jämna berggrundsytan vid Kacken på Rävsön i Nordingrå (18I NO, ca 6984-1636) betingas av detta peneplan, som torde fortsätta under de mäktiga jotniska sandstenslagren i Bottenhavet (jfr fig. 147). Peneplanet har dock liksom sandstenarna själva styckats upp av förkastningar, och någon fortsättning in över landområdena i Ångermanland har inte kunnat spåras (jfr Rudberg 1962, sid. 32).

Mellan Stöde och Torpshammar (17G SO, t.ex. 692465-153435) finns sprickfyllnader av kalcit innehållande grus-, sand- och siltpartiklar av omgivningens migmatiter (se strukturgeologiska kartan). Någon släktskap med de längre österut förekommande karbonatitiska Alnögångarna torde inte finnas, eftersom strontium- och bariumhalterna är låga. Uppenbarligen rör det sig om sedimentärt material, som tillförts sprickorna uppifrån. Makro- och mikrofossil synes helt saknas (Peter Kresten, Stockholm, muntligt meddelande 1975). Sprickfyllnaderna kan möjligen vara av tidigpaleozoisk ålder, och ha bildats strax under det subkambriska peneplanet.

I Nordingråtrakten präglas berggrundsmorfologin förutom av det redan nämnda subjotniska peneplanet i hög grad också av flackliggande bergartsenheter. Den jotniska sandstenen och den däri lagerformigt intruderade Ulvödiabasen stupar liksom peneplanet flackt mot öster–sydost. Resultatet blir flacka överytor på många berg i trakten, och en tendens till branta väststup och flacka östsluttningar (jfr fig. 89 och 95, sid. 170 och 178). De stora diabastäckena i Medelpad och diabaslopoliten mellan Köpmanholmen och Åvikebukten har ett likartat inflytande på morfologin (jfr fig. 94, sid. 177).

Tidigare (sid. 139) har nämnts att Nordingrågraniten p.g.a. sin utpräglade bankning gett upphov till stora, golvplana hällytor i Skuleskogen (19I SO-18I NO).

Det omfattande nätet av brottlinjer (sprickor och förkastningar) i berggrunden har ett starkt inflytande på morfologin (jfr även Mossberg 1989). Genom de större linjerna indelas berggrunden i block eller "plintar", som i sin tur styckas upp av sprickor av lägre ordning (se strukturgeologiska kartan). Olika bergarter kan ibland på flygfoton identifieras genom sina något olika detaljsprickmönster. Detta gäller t.ex. eruptiven i Nordingrå (gabbro, anortosit, granit, diabas). Intrycket kan förstärkas genom att vissa bergarter, t.ex. diabas, tenderar att vittra starkare än andra. Härigenom "dämpas" dessa bergarters mönster i sprickkartan gentemot omgivningens. Exempel är Ulvödiabasen i Nordingrå (18I NO, SO), som verkar mer sprickfattig än t.ex. anortosit och granit, samt diabasen sydväst om Häggdånger (17I NV), som också framträder som sprickfattig i relation till omgivande migmatiter.

Miškovský (1982) har på grundval av undersökningar i trakten av Umeå framhållit att olika bergarters vittrings- och erosionsbenägenhet ger utslag i morfologin. Särskilt

gäller detta primorogena grönstenar och granitoider, som är mer motståndskraftiga än välbevarade gråvackor. Ett vanligt fenomen på kustslätten vid Umeå är därför att höjdryggar utgörs av de förstnämnda bergarterna, medan gråvackorna återfinns på lägre nivåer (jfr även Miškovský 1985). Liknande erfarenheter har också gjorts vid länskarteringen i Västernorrland: ett exempel på berg av nämnda slag är Multråberget öster om Sollefteå (19H SO, 1f-g), där toppen utgörs av serorogen granit och lägre partier av välbevarade metagråvackor. Även Mossberg (1989) har framhållit att skillnader i mineralsammansättning och struktur leder till selektiv vittring, i detta fall i Nordingråregionen.

Ett utmärkande drag i länets berggrundsmorfologi är de s.k. flyggbergen (Rudberg 1962, sid. 34). Dessa berg har branta stup ("flygg") i lä om den förhärskande isrörelseriktningen, vilket innebär att stupen vanligen vetter mot söder till öster. Inlandsisen har här förmått plocka material från bergsidan och därigenom skärpa lutningen. På andra sidan om en dalgång som löper i stor vinkel mot isrörelsen har däremot isen haft en utjämnande eller "avslipande" effekt, ungefär som i en rundhäll (jfr J. Lundqvist 1987), varför sluttningen här blivit flackare. Dalen blir på detta sätt asymmetrisk. Rudberg (1962) nämner flera exempel på flyggberg. Bland dessa märks särskilt Skuleberget norr om Docksta (18I NO, 9f), Getberget vid Ljungaverk (17G NV, 6c) och Bergvattsberget OSO om Björna (20I SO, 0i; fig. 156).



Fig. 156. Utsikt från söder mot Bergvattsberget, ett exempel på flyggberg. 5 km OSO om Björna (20I SO, 0i).

Bergvattsberget, an example of a "flyggberg", viewed from the south.

METAMORFOS

I tidigare kapitels bergartsbeskrivningar har redogjorts för de mineralbildningar som orsakats av metamorfos av olika bergartstyper. Här skall endast ges en kort sammanfattning av den metamorfa utvecklingen i prekambrisk tid.

Troligen har den allra äldsta metamorfosen varit av belastningstyp (engelska: *burial metamorphism*) och uppkommit i djupare delar av den mäktiga gråvackeformationen. Man kan på goda grunder förmoda att de sedimentära och vulkaniska lagren därvid omvandlats i t.ex. zeolitfacies, prehnit-pumpellyitfacies, grönskifferfacies eller t.o.m. amfibolitfacies till följd av ökande temperaturer och tryck vid övertäckningen med yngre skikt. Mineral orsakade av dessa omvandlingar, som var non-deformativa, d.v.s. inte åtföljdes av förskiffring eller bildning av andra deformationsstrukturer, har dock vid den efterföljande regionalmetamorfosen med all sannolikhet överpräglats och ersatts med andra mineralsällskap.

Den svekokarelska regionalmetamorfosen nådde amfibolitfacies eller t.o.m. låg granulitfacies (sid. 85), i vissa områden dock endast hög grönskifferfacies. Maximitemperaturen har således varierat mellan ca 550° och 700°. Trycket under metamorfosen har varit ca 3–5 kilobar, vilket innebär djup på 9–15 km. Samtidigt med denna metamorfos uppkom strukturer som skiffrighet (gnejsighet), stänglighet m.m., och bergarterna upprestes mer eller mindre brant och veckades (se kapitlet "Tektonik").

Den regionala metamorfosen, som bör ha inträffat mellan ca 1850 och 1820 miljoner år tillbaka i tiden, var av lågtryckstyp, med geotermiska gradienter av storleksordningen 50°/km. Den skedde av allt att döma i flera steg. Bl.a. iakttagelser av tre olika faser vid migmatitiseringen (åderbildning, starkare migmatitisering och infiltration av material från serorogena graniter och pegmatiter; sid. 34) tyder på detta. Det är också att notera att idag låg- och högmetamorfa områden uppträder sida vid sida med övergångszoner i det nuvarande snittet på några hundra meters till några kilometers bredd. Då dessa övergångar inte verkar bero på att högre metamorfa, från början sannolikt djupare belägna berggrundspartier genom förkastningsrörelser blivit höjda i nivå med mer lågmetamorfa partier, måste förklaringen vara en annan. Det förefaller rimligt att anta, att de i den starka (andra) migmatitiseringsfasen mobiliserade delarna av berggrunden genom sin lägre densitet strävat uppåt, och på så vis gett domformade uppvälvningar av högmetamorf berggrund i lägre metamorf sådan. En förutsättning är att uppvälvningen följts av en relativt snabb avkylning så att inte isotermerna återtagit sina i stort sett horisontella lägen med olika utjämnande mineralomvandlingar som följd.

Vid de primorogena intrusivens framträngande bör kontaktomvandling av ytbergarterna ha skett. Sådana omvandlingsaureoler har påvisats t.ex. i Los-Hamraområdet i södra Norrland (Lundqvist 1968, sid. 17). För att de skall vara bevarade krävs att efterföljande regionalmetamorfos och deformationer varit måttliga, så att inte de karakteris-

tiska associationerna av kontaktmineral och deras texturer helt suddats ut. I Västernorrland har dock inga säkra indikationer på dessa tidiga kontaktaureoler påträffats.

Med undantag för de serorogena graniterna och pegmatiterna, som haft måttlig temperatur och bildats i nära anslutning till regionalmetamorfosen, har intrusivbergarter bildade efter de primorogena orsakat mer eller mindre tydliga och utbredda kontaktaureoler. Temperaturgradienterna i dessa var ännu brantare än under regionalmetamorfosen. Kontaktaureoler har i länet observerats invid Revsundsgraniten (sid. 36, 61, 78 och 97), Nordingrå- och Ragundamassiven (sid. 39 och 61), Turingendiabasen (sid. 126) och de postjotniska diabaserna (sid. 41). Aureolerna kännetecknas av olika kombinationer av mineral som cordierit, sillimanit, andalusit, granat, ortopyroxen, kalifältspat, spinell och korund, samt av att tidigare skiffrigheter och stängligheter tenderar att suddas ut. I äldre mikroklinögonförande intrusiv skedde dessutom en rekristallisation och omfördelning av ögonen (sid. 76 och 145), intill de postjotniska diabaserna och Ragundamassivet också en ortoklasomvandling av mikroklin (sid. 181 och 146). Sistnämnda diabaser har också konstaterats ge betydande störningar i syre- och strontiumisotopsystemen (sid. 143), vilket kan orsaka problem vid radiometrisk datering. Både de och den äldre Turingendiabasen har dessutom gett lokala uppsmältningar invid kontakterna (sid. 187 och 127).

De mineralogiska och strukturella omvandlingar (fenitisering) som skett kring Alnömassivet behandlas på sid. 250–252.

URAN, TORIUM OCH RADON I BERGGRUNDEN

Med hänsyn bl.a. till senare års diskussion av radonets förekomst i naturen och därmed förbundna strålningsrisker har ett antal uran- och toriumanalyser gjorts på främst länets graniter. Dessa bergarter har valts, därför att det normalt är de, som uppvisar de högsta halterna av de båda elementen i urberget. Högre halter än i graniterna återfinns lokalt över uranmineraliseringar (sid. 284; se även Ginet 1980, sid. 148–153), i vissa uranrika skiffrar i fjällranden (sid. 297) och i en del Alnöbergarter (sid. 260). För en översikt av olika geologiska aspekter på radonproblematiken hänvisas till Åkerblom och Wilson (1982) och Åkerblom m.fl. (1988). En sammanfattning av kända uranrika graniter i Sverige har getts av Wilson och Åkerblom (1980).

Resultaten av uran- och toriumanalyserna från Västernorrland ges i fig. 157. Av diagrammet framgår, att de båda elementen i de undersökta proverna visar en positiv korrelation som grovt sett är linjär, d.v.s. kvoten U/Th varierar relativt lite. Det mest markanta undantaget är den primorogena graniten nr 82, som har en betydligt högre kvot än övriga prover samt de likaledes primorogena graniterna nr 84 och 88 och de serorogena graniterna nr 96 och 99, som har en något högre kvot.

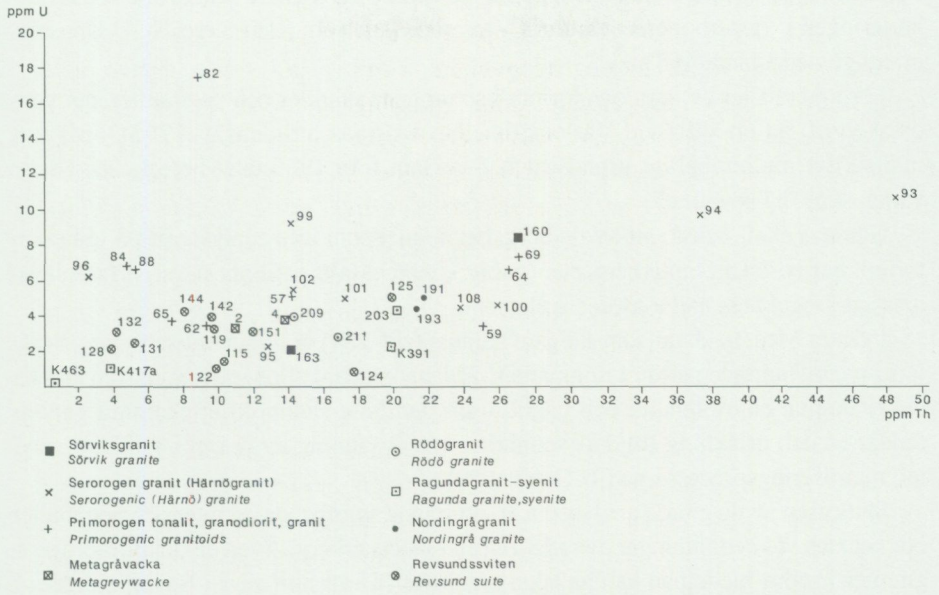


Fig. 157. Diagram visande uran- och toriumhalterna i olika graniter och gråvackor i länet. Numreringen svarar mot tab. 1, utom för K 391 (biotitgranit), K 417a (kvartssyenit) och K 463 (syenit), som är från Ragundamassivets Jämtlandsdel. För dessa prover är numreringen enligt Kornfält (1976). Analyserna har utförts med neutronaktivering av Ove Landström, AB Atomenergi, Studsvik, samt vid U.S. Geological Survey, Denver, Colorado (nr 2 och 4).

Diagram showing uranium and thorium contents in granites and metagreywackes. Sample numbers are those of Tab. 1, except for K 391 (biotite granite), K 417a (quartz syenite) and K 463 (syenite), which are from the Jämtland part of the Ragunda massif. For these samples numbers are according to Kornfält (1976). The analyses were made by neutron activation by Ove Landström, AB Atomenergi, Studsvik, and at the U.S. Geological Survey, Denver, Colorado (nos. 2 and 4).

Med de värden för graniter som har högre än normala halter av uran och torium (över 10 resp. 20 ppm) enligt Åkerblom och Wilson (1982, tab. 1 sid. 23) är det endast två graniter (en serorogen, nr 94, och en primorogen, nr 82) som är anomalt rika på uran. Övriga granittyper har normala eller låga halter, vilket även gäller de två proverna (nr 2 och 4) av välbevarade gråvackor. Fler graniter är anomalt rika på torium. I fig. 157 överskrider elva analyser gränsvärdet 20 ppm. Dessa utgörs av fyra serorogena graniter, tre primorogena granodioriter, två Nordingrågraniter, en hornblände-granit från Ragundamassivet och en Sörviksgranit. De flesta av analyserna överskrider dock gränsvärdet endast måttligt, och har under 27 ppm Th. Endast två analyser har högre värden (37 resp. 49 ppm). Båda utgörs av serorogena graniter, varvid det högsta värdet erhållits för en porfyrisk varietet med listformade ögon. Detta står i

samklang med de erfarenheter som gjorts vid den av SGU under senare år utförda baskarteringen i Västerbottens och norra Västernorrlands län (Leif Kero, SGU Uppsala, muntligt meddelande 1989).

Förhöjda halter av uran och torium i serorogena graniter och pegmatiter kan vara orsaken till att en källa vid Västersel mellan Bjästa och Sidensjö (19I SO, 3f) fört radioaktivt, radiumhaltigt grundvatten. I reklam från 1920-talet betecknades detta vatten som "hälsovatten".

Nämnas skall också, att av de bergarter i länet som inte analyserats på uran och torium har basiska eruptivbergarter (gabbro, metabasalt/amfibolit m.m.) erfarenhetsmässigt i regel låga halter av dessa element.

I västra Medelpad har som tidigare nämnts (sid. 284) uranmineraliseringar påträffats i pegmatitartade partier i migmatiter. Sådana koncentrationer av uran, som kan ha halter mellan några hundra och några tusen ppm, har sannolikt uppkommit genom oxidation och urlakning följd av reduktion och avsättning av uranet i samband med migmatitiseringsprocesserna (jfr Ginet 1980).

Slutsatsen av de gjorda analyserna är, att främst serorogena graniter och pegmatiter bör beaktas vid bedömningar av radonrisken i länets urberg. Även en del primorogena graniter i södra Medelpad kan ha höga uranhalter. Urananomalier i Haveröområdet i västra Medelpad bör också beaktas, även om det f.n. inte finns någon bebyggelse nära de uranrikaste berggrundsavsnitten. Till detta kommer radonrisk över uranrika lager i fjällranden samt över vissa torium- och uranrika Alnöbergarter (speciellt bland söviter och beforsiter) i trakten av Sundsvall (sid. 297 och 273). Analysmaterialet från länet är dock för knapphändigt för mer detaljerade slutsatser. Härför krävs ytterligare undersökningar. Att notera är också, att en bedömning av radonrisken inte endast bör ske på grundval av berggrundens komponenter – även faktorer som t.ex. förekomsten av rullstensåsar måste beaktas (Åkerblom och Wilson 1982). Var dessa åsar finns framgår av jordartskartan över länet (J. Lundqvist 1987). Såsom i många andra sammanhang krävs information från olika grenar av geovetenskaperna.

ENGLISH SUMMARY

The bedrock of Västernorrland County is mainly composed of Proterozoic crystalline complexes ranging in age between c. 1.9 and 1.2 Ga. In the northwest is an area with late Proterozoic to early Palaeozoic (c. 800–440 Ma old) sedimentary rocks belonging to the Caledonian margin. Near the town of Sundsvall, in the Alnö area, alkaline and carbonatitic complexes occur that were emplaced at c. 600–550 Ma around the Proterozoic-Cambrian boundary. Cambro-Ordovician sedimentary rocks of the platform cover are found on the bottom of the Gulf of Bothnia and extend northward up to latitude 62°50'.

Proterozoic complexes

The Precambrian bedrock of Västernorrland County belongs to the Svecokarelian (or Svecofennian) orogenic belt (cf. Lundqvist 1979, Gaál and Gorbatschev 1987). Regional folding and metamorphism took place at c. 1850–1820 Ma, and affected a c. 1870–1880 Ma old supracrustal sequence of dominating greywackes as well as early-orogenic intrusions (mostly tonalites and granodiorites). Although no detailed structural analysis has been carried out it appears likely that folding mainly took place in two phases, involving east–west compression followed by north–south compression. After this orogeny post- and anorogenic granitic as well as mafic magmas were intruded, in part forming rapakivi-type complexes. Late intrusions of c. 1200 Ma dolerites conclude the Proterozoic rock-forming evolution. A chronologic-stratigraphic scheme is given in Table 7.

The early Svecofennian supracrustal rocks are totally dominated by greywackes (the Härnö Formation), forming a c. 10 000 m thick sequence in what has been called the Bothnian Basin, between the volcanic complexes of the Skellefte and Bergslagen Districts. Subordinate intercalations of mafic (amphibolitic) volcanics and rare felsic volcanics and arkoses occur in the greywackes. The metamorphic grade varies from low-pressure upper greenschist to highest amphibolite (locally granulite) facies. Extensive migmatization has affected the greywackes, transforming them into veined gneisses and raft migmatites. As in all Svecofennian areas, no basement for the supracrustal rocks has been identified.

In western Medelpad, in the southwestern parts of the county, the supracrustal lithologies change, the greywackes being replaced by arkoses (Naggen arkose) and argillitic sedimentary rocks (commonly garnet-cordierite-sillimanite-bearing veined gneisses), intercalated with mafic volcanics. At Naggen, the arkose stratigraphically overlies greywackes. A rhyolite probably forms the youngest supracrustal unit. In these areas the metamorphic grade is in part low amphibolite facies, but mostly highest amphibolite and even granulite facies, involving strong migmatization.

Early-orogenic (primorogenic, synorogenic, synkinematic) intrusions into the supracrustal rocks took place at c. 1870–1880 Ma, tonalites and granodiorites domi-

nating, associated with granites, gabbros (with minor ultramafites) and diorites. The granodiorites not infrequently carry megacrysts of microcline (Fig. 33). Granites are mainly found in the southernmost part of the county; they often contain a high content of garnet (almandine), sillimanite and cordierite. Two major layered gabbro massifs occur in the northern part of the county, at Hoting (21G SV, SO) and Kläppsjö (20H SV, 2-3d-e). All these early-orogenic intrusions have been variously metamorphosed and foliated. Migmatization is especially prominent where xenoliths of greywackes occur.

At c. 1820 Ma, after the main Svecokarelian (Svecofennian) folding, the late-orogenic (serorogenic, late-kinematic) Härnö granite was intruded together with abundant pegmatites. This granite is in many cases rich in muscovite. It is in part even-grained, in part porphyritic (Figs. 41–42) with lath-shaped microcline phenocrysts, and may show a foliation. Geochemical modelling including isotope studies suggests that it was formed by anatexis mainly of greywackes, but also of other early Proterozoic rocks. It should be noted that the highest concentrations of U and Th (c. 20 and 50 ppm, respectively; Fig. 157) in the granites of Västernorrland have been found in this granite generation. Pegmatites related to the Härnö granite commonly carry muscovite and tourmaline, in some cases also beryl, columbite, spodumene, cassiterite, triplite, sarcopside, graftonite, arsenopyrite, löllingite and garnet.

Large massifs of c. 1790–1800 Ma old postorogenic, massive granite (Revsund granite; Fig. 55) with minor quartz monzodiorite, quartz monzonite, granodiorite etc. occur in the northern part of the county (cf. Persson 1978). In contrast to the Härnö granite, the Revsund granite has few associated pegmatites and is thus of high-temperature type. Contact alteration of greywackes and early-orogenic and late-orogenic granitoids has taken place in an aureole around the Revsund granite. Minerals like orthopyroxene, cordierite, microcline, sillimanite, almandine and green spinel (hercynite) formed in the greywackes and argillites near the contact.

In westernmost Medelpad, in the southwestern part of the county, a major mafic intrusion occurs, the Turingen dolerite. It is probably related to the c. 1680 Ma old Rätan granite further west, and has a tholeiitic character. Two pyroxenes occur, by which feature the Turingen dolerite differs from the younger (c. 1200 Ma) alkali basaltic post-Jotnian dolerites (see below).

Four major rapakivi-type (sub-Jotnian) complexes occur: at Ragunda (gabbro with minor anorthositic gabbro, syenite, quartz syenite, hornblende and biotite granite; the major part is in Jämtland County, see Kornfält 1976), at Nordingrå (gabbro, anorthosite, granite; see Sobral 1913), at Rödön (granite with dikes of granite porphyry and porphyritic dolerite; see Holmquist 1899 and Fig. 80) and at Nordsjö (monzonite with dikes of porphyry, porphyritic dolerite, monzonite and syenite). Only the Nordingrå granite and gabbro/anorthosite have been dated by radiometric methods, the result being c. 1580 Ma (Welin and Lundqvist 1984).

Sandstones of red, continental Jotnian type with minor shales and conglomerates

unconformably overlie the Nordingrå rapakivi granite as well as the surrounding older Svecokarelian complexes. The maximum thickness of the sedimentary rocks is 65 m. The sandstone, which is nearly horizontal, has been preserved from erosion by sills of dolerite (below). In the Gulf of Bothnia similar sandstones are widespread (Fig. 147), and attain an average thickness of c. 1 000 m.

Numerous, mostly flat-lying sheets and sills of c. 1200 Ma old alkali olivine dolerites occur in the county. They belong to the Central Scandinavian Dolerite Group of Gorbatschev et al. (1979). Especially on the coast of Ångermanland, the dolerites, here called the Ulvö Dolerite Complex by Larson (1980), are well exposed and in many cases display beautiful layering (Fig. 100). They were intruded conformably as sills into the Jotnian sandstone of Nordingrå and as more or less horizontal sheets into older (sub-Jotnian and Svecokarelian) complexes. Monzonitic to granitic differentiates occur at a high structural level in the sills, and were probably formed by melting of rocks at depth. A major lopolith-shaped dolerite intrusion, similar in composition to the Ulvö dolerite, occurs in a semi-circular structure with a diameter of 90 km near the east coast.

Numerous narrow, steep dolerite dikes, usually striking east–west (±20°), cut the bedrock. Usually they are mineralogically similar to the dolerite sheets, and therefore probably are of the same age. Other dikes (both mafic and felsic) are related to the rapakivi type complexes (see above). In addition, there are other dike generations, which include early amphibolite dikes intruded before folding and regional metamorphism, as well as uralite dolerites of unknown age. Microgranite and granite porphyry dikes of western Medelpad may be related to the Rätan granite west of the county.

Caledonides

Caledonian deformation influences the area of northwesternmost Västernorrland where Late Proterozoic and Cambro-Ordovician sedimentary rocks are preserved, overlying the crystalline basement. These strata form a small part of the successions that were deposited all along the margin of the mountain belt in Scandinavia and subsequently in the mid-late Silurian to early Devonian, were folded and thrust southeastwards on to the shield (Fig. 115).

The succession of sedimentary rocks is composed of three major units, the Risbäck, Sjoutälven and Tåsjön Groups (Fig. 119). In Västernorrland, the Risbäck Group is represented only by a fairly homogeneous formation with its type area on Midsommarfjället. About 1 500 m of red, cross-bedded fluvial sandstones compose the Midsommarfjället formation (new name) which is unconformably overlain by Vendian tillites in the lower part of the Sjoutälven Group. The latter is composed of two major units, the Långmarkberg and Gärdsjön Formations. The former, some 30 m thick, is made up of two characteristic members, a lower diamictite with rounded and angular clasts up to about a metre in diameter contained in a poorly

sorted sandy matrix, and an overlying stratified, often well laminated silty unit with out-sized clasts (dropstones). Both units are interpreted to be of glacial origin and correlated with the widespread Vendian (latest Proterozoic) glaciation of the Varanger Ice Age.

The overlying Gärdsjön Formation (Fig. 122) is dominated by quartzites, quartz sandstones and subordinate siltstones and the basal beds are usually conglomeratic, with pebbles of vein quartz, quartzite and porphyritic rhyolite (mid Proterozoic). In western areas (northwest of Tåsjön) ten members have been identified in the formation, including a particularly prominent red and green shale, and a thickness of 350 m has been estimated. The same formation appears further east in the allochthon of the Caledonian front where it is only c. 65 m thick and completely dominated by quartzite and quartz sandstones.

The Gärdsjön Formation is of late Vendian and/or early Cambrian age and is overlain by the Tåsjön Group, shales and greywackes of mid Cambrian to mid Ordovician age. Two formations compose the Tåsjön Group, the lower dominated by black shales with subordinate limestone lenses (mainly stinkstones) and the upper largely made up of greywackes and shales. The former, some 50 m thick, is referred to as the Fjällbränna Formation and is correlatable with the Alum Shale Formation elsewhere in Scandinavia and the latter, the Norråker Formation, is a characteristic turbidite facies, probably a few hundred metres thick and similar to that developed further south in the mountain belt both in Jämtland and southern Norway.

Closer analyses of the biostratigraphy and sedimentary facies of the Tåsjön Group (Fig. 126) have demonstrated significant differences in the development of the two formations in Västernorrland. The Fjällbränna Formation, generally of middle to late Cambrian age, reaches up into the Tremadoc (early Ordovician) in the vicinity of Kyrk-Tåsjön. The Norråker Formation, of Arenig and earliest Llanvirn age, has a variable basal facies of shales, limestones and a characteristic uraniferous sandy member. These units are referred to as the Töyen Shale, Latorp Limestone and Granåsen Member. The uraniferous Granåsen Member (new name) has proved to be of particular economic interest (Andersson 1971) being dominated by laminated graded sandstones and siltstones with much phosphorite, glauconite and pyrite and various carbonates (calcite, siderite and dolomite). These three basal members of the Norråker Formation were deposited during the early Arenig, after an interval of regression and erosion of the underlying Fjällbränna Formation. The Töyen Shale directly overlies the Latorp Limestone or the Granåsen Member. However, at least in the westernmost areas it partly replaces the latter.

Caledonian structure is illustrated in Fig. 129, a profile from the thrust front in Tåsjöberget to the up-thrust basement east of Fånsjön. The interpretation is based on a synthesis of the surface geological data, the various drillhole records, analysis of flight magnetic anomalies and interpretations of a seismic refraction survey. It indicates that the décollement tectonics of the thrust front, with a sole thrust separating

largely undeformed thin (a few metres) autochthonous strata from the folded and thrust allochthon, is interrupted further west by basement imbrication. This imbrication is exposed west of Fånsjön where the sole thrust is arched over the up-thrust basement with its primary Sjoutälven Group cover; it is inferred in northwestern Tåsjön on the basis of the refraction seismic data. Initial décollement, with passive detachment and transport towards the southeast of the sedimentary cover over the crystalline basement, was apparently followed by imbrication and basement-shortening, the late thrusts cutting the early décollement surfaces.

Within the Caledonian part of Västernorrland, prospecting has concentrated on two main types of mineralizations: lead sulphides in the quartzites of the Tåsjöberget allochthon, between Brattbacken and Frostberget, and uranium in the phosphatic Granåsen Member of the Norråker Formation, particularly around the northwestern end of Tåsjön. Several minor lead sulphide mineralizations were discovered by the Boliden Company, the largest being on Frostberget where a million tonnes of ore were shown to contain c. 21 gm/tonne Ag, 0.3% Zn and 5% Pb (Grip in Grip and Frietsch 1973). The uranium prospecting by SGU identified a 35 km area around Granåsen where the Granåsen member contains a unit at least 3 m thick with 200–250 ppm uranium and 3% P_2O_5.

The Alnö area

The Alnö area is one of the classical localities for carbonatite and alkaline rock petrology. The earliest detailed description of the Alnö complex is the one by Högbom (1895); among subsequent papers, those by von Eckermann (1948, 1958, 1967) have become renowned.

Within the Alnö area, several intrusive centres have been recognized (Fig. 130). The main intrusion occurs on Alnö island and consists of fenites, alkaline rocks and carbonatites (sövites); it is subdivided into the northern, the southern and the Båräng intrusion. To the northwest of the main intrusion we find the Sälskär breccia vent, a carbonatite lapilli tuff with ample melilitite. The vent itself is not found in exposures, only as loose boulders. The Söråker intrusion is located on the mainland north of Alnö island. Scarce outcrops indicate that the intrusion consists mainly of sövite and melilitolite (uncompahgrite) with associated fenites.

Radiometric age determinations show that the main intrusive events have taken place at about 550 Ma. The Söråker intrusion seems somewhat older and the Sälskär vent somewhat younger than the main complex on Alnö island. There, the northern intrusion is probably slightly older than the southern and Båräng intrusions.

The northern intrusion is a ring-complex of alkaline rocks (e.g. Fig. 133) and sövites (Fig. 131), surrounded by a complicated fenite breccia (Fig. 132). The plutonic rocks seem to have been emplaced contemporaneously, save for the rare occurrence of younger ijolites (Fig. 134), post-dating the sövites.

In the southern intrusion, the sequence is: pyroxenites – melteigite-ijolite rocks – nepheline syenites – sövites and silico-sövites. The map of the complex clearly shows the apparently late, anastomosing pattern of sövite intrusions.

von Eckermann (1948) argued that fenitization was caused by the sövites and that its ultimate product was regional nephelinization. By contrast, it has later been pointed out that the melteigite-ijolite rocks must be held responsible for the bulk of the fenitization (Kresten 1969) and that sövite-induced fenitization is restricted to a local scale within the southern intrusion on Alnö island. Morogan & Woolley (1988) have shown that various types of fenitization are found, which can be linked to either ijolite, sövite, or both. Only in the latter case, where sövite-induced fenitization is superimposed onto older (ijolite-induced) fenites, nepheline is found locally. Regional nephelinization does not occur on Alnön.

Maximum temperatures during fenitization are in the range 600°–700°C; in rare cases, solidus temperatures may have been exceeded. Pyroxenites, melteigites-ijolites and nepheline syenites all are true magmatic rocks, which have been emplaced as crystal mushes. Most sövites were fully crystallized during emplacement.

More than 1 200 dike observations have been made in an area exceeding 1 000 km^2 . Most abundant are alvikites and silico-carbonatites, followed by alnöitic dikes, beforsites, various alkaline dikes and melilitolite dikes. Kimberlitic alnöites are distinguished from alnöites proper by their higher olivine (and phlogopite) contents, as well as by the presence of picroilmenite megacrysts and ultramafic nodules (dunites, wehrlites). The widely accepted model of dike emplacement (von Eckermann 1948, 1958) has been revised. The suggested alternative (Kresten 1980) is based on diapiric uplift, followed by subsidence (Fig. 144).

More than 100 different mineral species (Table 3) have been found in the Alnö rocks. Chemical analyses of some are given in Tables 4 and 5. They will be dealt with in detail in a forthcoming monograph on the Alnö complex (Kresten in preparation). The wide variety of different rocks found in the complex is reflected in a wide spectrum of chemical compositions, a few of which are given in Table 6. High thorium and uranium contents in a few lithologies, e.g. the highly radioactive dikes (mainly beforsites), may imply radon/thoron health hazards.

Lower Palaeozoic sedimentary rocks in the Gulf of Bothnia

In the Gulf of Bothnia, east of the southern coast of Västernorrland County, lower Cambrian and Ordovician sedimentary rocks of the platform cover occur (Fig. 147). The lower Cambrian (140–145 m) is composed of claystones, siltstones, shales and sandstones, and the Ordovician strata (230 m) comprise limestones, shales and marlstones – together these units reach a maximum thickness of 375 m. These sedimentary rocks were deposited on an erosion surface (the sub-Cambrian peneplain), which

is exposed on the coast south of Njurunda (17H SO) and north of Husum (19J NV). They have been preserved by downfaulting. (See Axberg 1980 and Ahlberg 1986.)

Industrial minerals and rocks
Ore mineralizations

Industrial minerals and rocks of interest in the county mainly include quartz and feldspar in late-orogenic pegmatites (cf. Figs. 150–152), carbonatite (sövite) and baryte on Alnön. No quarries are, however, open at present. Earlier some quarrying of dimension stone took place near Örnsköldsvik and Timrå (late-orogenic granite), at Nordingrå (granite, dolerite) and, on a very small scale, in a few other places (cf. Hedström 1909). Today, several aggregate stone quarries are operating, mainly near the towns, in various rocks (low-grade greywacke, migmatite, granite, dolerite etc.).

Numerous attempts have been made during the centuries to mine small, uneconomic mineralizations of copper, nickel etc., mainly in the metagreywackes. Today other types of mineralizations are of some interest: a stratabound zinc-copper mineralization in amphibolites at Enstern (17F SV, c. 69179-14583), a nickel mineralization in a tonalite–quartz diorite at Nätra (19I SO, c. 701455-163685), and vanadium-bearing titaniferous magnetite horizons in the layered Ulvö dolerite complex, mainly on Ulvöarna (18I NO). The mineral ulvöspinel was first discovered by Mogensen (1946) in ore from Södra Ulvön (18I NO, 698860-164265).

Of particular interest is a zinc-copper mineralization discovered by Boliden Mineral AB in the early 1980s at Rockliden ENE of Junsele (20H SO, 707220-157825). This mineralization is similar to the massive sulphide ores of the Skellefte District, and occurs at the contact between metasediments (argillites and greywackes) and underlying felsic metavolcanics (Fig. 149). The calculated ore reserve down to the 250 m level is more than one million tonnes, with 5.6% Zn, 2.1% Cu, 0.9% Pb and 98 ppm Ag. It is at present not clear if and when mining operations can start.

Immediately south of the county border, at Enåsen in Hälsingland (17F SO, 69085-14775), a gold mine owned by Boliden Mineral AB is in operation (Willdén 1986). The ore occurs in a 10–20 m wide sillimanite quartzite, and contains c. 2.2 ppm Au, 4 ppm Ag and 0.2% Cu. Gold is found either as native metal or in tellurides, in part with antimony (Nysten and Annersten 1984).

During the 1980s, prospecting carried out by LKAB Prospektering has discovered minerals with Li, Sn, Nb, Ta and Be in muscovite pegmatites belonging to the late-orogenic (Härnö) granite. These pegmatites are particularly frequent at Järkvissle (18G SO, 69700-15425), Långsele (19H SV, 0c, 1c-d) and near Sidensjö (19I SV-SO, 3d, e, f). Cf. Smeds and Tuuri (1986).

An overview of the metallogeny of the Proterozoic of Central Sweden, embracing some of the above mentioned mineralizations, has been given by Sundblad (1986).

In the Caledonides of Västernorrland two types of mineralizations have been extensively investigated, the one dominated by lead and the other by uranium. The former occurs as a galena impregnation in allochthonous quartzites of the Tåsjöberget nappe on Frostberget. It was discovered by the Boliden Company in the 1940s together with a variety of associated minor prospects, and shown to contain a reserve of over one million tonnes with 5% Pb, 0.3% Zn and 21 ppm Ag (Grip, in Grip and Frietsch 1972).

Uranium concentrations were found in the early Ordovician sedimentary rocks of the Tåsjö area in the late 1950s and were extensively investigated by Atomenergi AB, SGU and subsequently by Stora Kopparberg AB. The uraniferous sediment, the Granåsen Member of the Norråker Formation, is a local facies development with greatest thickness (c. 6 m) in the vicinity of Norråker, at the northwestern end of Tåsjön (Andersson 1971). It is a sandy to silty unit with much phosphorite, glauconite, and carbonate minerals (calcite, dolomite and siderite). In an area of c. 35 km^2 around Granåsen where the member is thickest, the richest 3 m units, composing a reserve of 400 000 tonnes, contains 200–250 ppm U and c. 3% P_2O_5.

The economic prospects of the Alnö rocks are meagre; potential reserves of some metals (e.g., niobium, tantalum, rare earth elements) exist, but are limited. With respect to the diamond potential of the area, further evaluation (as well as prospecting) is required.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
SGU = Sveriges geologiska undersökning

AHLBERG, P., 1986: Den svenska kontinentalsockelns berggrund. Sammanfattning av tillgängliga undersökningar. Med bidrag av Jan Bergström, Tom Flodén och Per Söderberg. – SGU Rapporter och meddelanden nr 47.

AHLBOM, K., och OLKIEWICZ, A., 1981: Rekognoscerande studier för typområden i Västernorrlands och Norrbottens län under 1980-1981. – SGU-rapport till Programrådet för Radioaktivt Avfall (PRAV) 4.31.

ALVIOLA, R., 1986: Tennhalten i muskovit som geokemisk indikator vid prospektering av tennförande pegmatiter. – Abstract, 17e nordiska geologmötet, Helsingfors universitet.

ANDERSSON, A., 1971: Petrographic and chemical study of the Lower Ordovician uranium-bearing sedimentary unit at Tåsjö Lake. – GFF 93, sid. 117–135.

ANDERSSON, A., DAHLMAN, B., GEE, D.G., och SNÄLL, S., 1985: The Scandinavian Alum Shales. – SGU Ca 56.

ANDERSSON, M., 1985: Geokemisk kartering. Tungmineralanrikad morän. Kartbladen 15–16, C–D och 16–17, G. – SGU Rapporter och meddelanden nr 41.

– 1988: Markgeokemiska kartan 18–22 G–I. Kartor i skala 1:1 miljon och beskrivning. – SGU Rapporter och meddelanden nr 53.

ARMANDS, G., 1972: Caledonian Geology and Uranium-bearing Strata in the Tåsjö Lake Area, Sweden. – GFF 94, sid. 321–345.

ARMANDS, G., och XEFTERIS, A., 1987: Swedish granitoids of S- and I-type and their lithophile element distribution. – GFF 109, sid. 177–195.

ARO, K., och LAITAKARI, I., 1987: Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Diabases and other mafic dyke rocks in Finland. – Geol. Survey of Finland. Report of investigation 76.

ASKLUND, B., 1935: Stratigrafien inom södra Lapplands kvartsit-sparagmitbildningar i Långseleåns och Korpåns dalgång. – SGU C 387.

– 1938: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. – SGU C 417.

– 1959: Korsselbränna kraftverk – geologisk huvudrapport. Juni 1959. Opublicerad rapport till Bålforsens Kraftaktiebolag. GDA:BRAP 00327. – SGU/berggrundsbyråns arkiv.

– 1960a: Korsselbränna kraftverk – kompletterande rapport. April 1960. Opublicerad rapport till Bålforsens Kraftaktiebolag. GDA:BRAP 00327. – SGU/berggrundsbyråns arkiv.

– 1960b: The Geology of the Caledonian Mountain Chain and of Adjacent Areas in Sweden. – SGU Ba 16.

ASKLUND, B., och THORSLUND, P., 1935: Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. – SGU C 382.

AXBERG, S., 1980: Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Bothnian Sea, Northern Baltic. – Acta Universitatis Stockholmiensis, Stockholm Contributions in Geology, vol. XXXVI:3, sid. 153–213.

BACKLUND, H.G., 1937: Die Umgrenzung der Svekofenniden. – Bull. Geol. Instit. Univ. Upsala, vol. XXVII, sid. 219–269.

BARKER, F., WONES, D.R., SHARP, W.N., och DESBOROUGH, G.A., 1975: The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. – Precambrian Research 2, sid. 97–160.

BERGMAN, G., 1980: Quicksand structures in the Jotnian sandstone of central Sweden. – GFF 102, sid. 111–116.

BERGSTRÖM, J., och GEE, D.G., 1985: The Cambrian in Scandinavia. *I* Gee, D.G., och Sturt, B.A. (red.): The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas. – John Wiley & Sons, Chichester.

BLAXLAND, A.B., 1978: Rb-Sr isotopic studies of plutonic agpaitic and miaskitic complexes: A key to the origin of alkaline magmatism. – Fortschr. Mineral. 56, Beih. 1, sid. 9–10.

BRUECKNER, H.K., och REX, D.C., 1980: K-A and Rb-Sr geochronology and Sr isotopic study of the Alnö alkaline complex, northeastern Sweden. – Lithos 13, sid. 111–119.

BRÖGGER, W.C., 1921: Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. – Videnskapsselsk. Skr. I, Mat.-nat. Kl. 1920, No 9.

CLAESSON, S., 1987: Nd Isotope Data on 1.9–1.2 Ga Old Basic Rocks and Metasediments from the Bothnian Basin, Central Sweden. – Precambrian Research 35, sid. 115–126.

CLAESSON, S., och LUNDQVIST, Th., 1987: Isotopic and geochemical constraints on the origin of granitoids in the Bothnian Basin, Central Sweden. – Abstract, symposium över "Proterozoic Geochemistry" (IGCP 217), Lund, 3–6 juni 1987.

– 1990: Svecofennian granites in the Bothnian Basin, Central Sweden. – Abstract, 19. Nordiske Geologiske Vintermøte, Stavanger.

DRAKE, K.-M., 1981: Geochemistry of tin, tungsten and molybdenum in Swedish Proterozoic granitoids: its potential use in regional mineral exploration. – Medd. fr. Stockholms Universitets geologiska institution nr 249.

DU RIETZ, T., 1960: Tectonic Conditions in the Front Range of the Swedish Caledonian in Central Norrland. – SGU C 568.

ECKERMANN, H. von, 1928: A preliminary examination of the profile of the country rocks along the coast of Southern Norrland, Sweden, as observed in the cuttings of the East Coast Railway. – GFF 50, sid. 309–367.

– 1937a: The Jotnian Formation and the Sub-Jotnian Unconformity. – GFF 59, sid. 19–58.

– 1937b: The Genesis of the Rapakivi Granites. – GFF 59, sid. 503–524.

– 1938: The anorthosite and kenningite of the Nordingrå-Rödö region. A contribution to the problem of the anorthosites. – GFF 60, sid. 243–284.

– 1944: Contributions to the Knowledge of the Jotnian Rocks of the Nordingrå–Rödö Region. I–III. – GFF 66, sid. 725–731.

– 1945: Contributions to the Knowledge of the Jotnian Rocks of the Nordingrå–Rödö Region. IV-X. – GFF 67, sid. 54–66.

– 1946a: Contributions to the Knowledge of the Jotnian Rocks of the Nordingrå–Rödö Region. XI. – GFF 68, sid. 15–20.

– 1946b: Contributions to the Knowledge of the Jotnian Rocks of the Nordingrå–Rödö Region. XII–XIII. – GFF 68, sid. 412–418.

– 1947: Contributions to the Knowledge of the Jotnian Rocks of the Nordingrå–Rödö Region. XIV–XXII. – GFF 69, sid. 163–183.

– 1948: The alkaline district of Alnö Island (Alnö alkalina område). – SGU Ca 36.

– 1954: Montmorillonitbildning i Bergeforsens gnejsgranit. – GFF 76, sid. 456–459.

– 1958: The alkaline and carbonatitic dikes of the Alnö formation on the mainland north-west of Alnö island. – Kungl. Svenska Vetenskapsakad. Handl. 4. ser., band 7:2.
– 1960: The Alnö Alkaline Region. *I* "Alkaline rocks and mineral deposits of southern, central and northern Sweden". – Guide to excursion no. C 27, internat. geol. congr., XXI session, Norden 1960, av H. von Eckermann, W. Larsson, E. Norin, R. Gorbatschev och Percy Quensel.
– 1961a: The Petrogenesis of the Alnö Alkaline Rocks. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala XL, sid. 25–36.
– 1961b: The decomposition of Alnö alkaline dikes by percolating water. – Compt. Rend. Soc. géol. Finl., no. XXXIII.
– 1967: A comparison of Swedish, African and Russian kimberlites. *I* "Ultramafic and related rocks" (P.J. Wyllie, red.), sid. 302–312. – J. Wiley & Sons.
– 1974: The chemistry and optical properties of some minerals of the Alnö alkaline rocks. – Arkiv mineral. och geol. 5 nr 8.

ECKERMANN, H. von, och WICKMAN, F.E., 1956: A preliminary determination of the maximum age of the Alnö rocks. – GFF 78, sid. 122–124.

EK, R., och RÖNNLUND, P., 1983: Inledande studier av en Li-pegmatit i Järkvissle-Västanåområdet i Medelpad. C-uppsats i mineralogi-petrologi. – Univ. of Uppsala, Instit. of Geology, Departm. of Mineralogy and Petrology.

ELVHAGE, C., och LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1987: Some working hypotheses on the geomorphology of Sweden in the light of a new relief map. – Geografiska Annaler 69A (2), sid. 343–358.

ESKOLA, P., 1928: On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia. – Fennia 50, nr 27.
– 1934: Über die Bottenmeerporphyre. – Bull. Comm. géol. Finl. 104, sid. 111–127.

FARMIN, R., 1934: "Pebble dikes" and associated mineralization at Tintic, Utah. – Econ. Geol. 29, sid. 356–370.

FLODÉN, T., JACOBSSON, R., KUMPAS, M., WADSTEIN, P., och WANNÄS, K., 1980: Geophysical investigation of western Bothnian Bay. – GFF 101 (för 1979), sid. 321–327.

FORSSELLES, J.H. af, 1854: Resonerande katalog öfver en geognostisk samling af svenska allmänna bergarter, bestående af stuffer, upprättad till förtydligande af beskrivningen öfver Sveriges geognostiska karta, Stockholm, P.A. Norstedt & Söner.
– 1855: Geognostisk karta öfver Sverige. Södra delen till 64. n. Latitud. På Bruks-societetens anmodan upprättad af J.H. af Forsselles under åren 1838–1855. Stockholm.

FREDRIKSON, G., och TUURI, E., 1986: Rare element pegmatite prospects in Västernorrland and Jämtland, north-central Sweden. – Abstract, 17. nordiska geologiska vintermötet, Helsingfors.

FRIDH, B., 1979: Paleomagnetisk undersökning av diabasgångar i Västernorrlands län. C-kursarbete. – Chalmers Tekniska Högskola/Göteborgs universitet. Publ. B 129.

FROST, P.T., och MAHOOD, G.A., 1987: Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. – Geol. Soc. America Bull. 99, sid. 272–291.

GAÁL, G., och GORBATSCHEV, R., 1987: An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. – Precambrian Research 35, sid. 15–52.

GAVELIN, S., 1955: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. 1. Urbergsområdet inom Västerbottens län. – SGU Ca 37.

GEE, D.G., 1972: The regional geological context of the Tåsjö uranium project, Caledonian front, Central Sweden. – SGU C 671.

GEE, D.G., och ZACHRISSON, E., 1979: The Caledonides in Sweden. – SGU C 769.

GEE, D.G., KARIS, L., KUMPULAINEN, R., och THELANDER, T., 1974: A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jämtland/southern Västerbotten, central Swedish Caledonides. – GFF 96, sid. 389–397.

GEE, D.G., KUMPULAINEN, R., och THELANDER, T., 1978: The Tåsjön Décollement, central Swedish Caledonides. – SGU C 742.

Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden 1987: Geological Map, Northern Fennoscandia, 1:1 mill. Helsinki. (Nordkalott Project.)

GINET, C.B., 1980: Geological evolution of the Bodsjö area, Central Sweden. – Akad. Avh., Université de Genève, nr 1964.

GORBATSCHEV, R., 1972: The X-ray obliquity of potassic feldspar in the granites of Jämtland, northern central Sweden. – GFF 94, sid. 213–228.

GORBATSCHEV, R., SOLYOM, Z., och JOHANSSON, I., 1979: The central Scandinavian Dolerite Group in Jämtland, central Sweden. – GFF 100, sid. 177–190.

GRIP, E., 1941: Der Strömquarzit im nördlichen Jämtland und seine Tektonik. – GFF 63, sid. 372–382.

– 1960: The Lead deposits of the eastern borders of the Caledonides in Sweden. – Int. geol. Congr. 21st Copenhagen, Rep. Session, Norden 16, sid. 149–159.

– 1961: Geology of the Nickel Deposit at Lainijaur in northern Sweden and a summary of other nickel deposits in Sweden. – SGU C 577.

GRIP, E., och FRIETSCH, R., 1973: Malm i Sverige 2. Norra Sverige. – Almqvist & Wiksell Läromedel, Stockholm.

GRIP, E., och RUSSELL, R., 1971: Two new Boulders of Orbicular Rocks from the Skellefte District, Northern Sweden. – GFF 93, sid. 177–214.

GUSTAFSSON, G., 1972: Mineraljakt förr och nu i Västernorrlands län. – Härnösand.

GUVÅ, L., 1971: Naturvårdsinventering i Västernorrlands län. Del 2. Ångermanland: Ådalen. – Länsstyrelsen, Härnösand.

– 1972: Naturvårdsinventering i Västernorrlands län. Del 3. Medelpad. – Länsstyrelsen, Härnösand.

HALDEN, B.E., 1955: "Slåttdalsskrevets hemlighet". – Sveriges Natur 46, häfte 5, sid. 155–157.

HALLBERG, A., 1988: The Enåsen gold deposit. – Abstract, 18. Nordiske Geologiske Vintermøde, sid. 150. Köpenhamn.

– 1989: Metal sources in the Early Proterozoic Svecofennian terrain of central Sweden: Pb-isotope evidence. - Mineralium Deposita 24, sid. 250–257.

HAUSEN, H., 1912: Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar. – Bull. Comm. géol. Finl. 31; Fennia 32 No 2.

HEDSTRÖM, H., 1909: On the natural building and ornamental stones of Sweden. – SGU C 209.

HESSELBOM, Å., 1980: The Tåsjön-Ormsjön magnetic anomaly, Caledonian Front, Sweden. – GFF 101 (för 1979), sid. 349–352.

HIBBARD, M.J., 1981: The Magma Mixing Origin of Mantled Feldspars. – Contrib. Mineral. Petrol. 76, sid. 158–170.

HIETANEN, A., 1975: Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. – J. Research U.S. Geol. Survey 3, nr. 6, sid. 631–645.

HJELMQVIST, S., 1944: Diabasintrusioner och algonkisk tektonik i Medelpad. – GFF 66, sid. 277–282.
– 1966: Beskrivning till berggrundskartan över Kopparbergs län. Med karta i skalan 1:200 000. – SGU Ca 40.
– 1973: An old evolution and a young "model". – SGU C 686.
HOLMQUIST, P.J., 1894: Knopit, ett perowskit närstående, nytt mineral från Alnön. – GFF 16, sid. 73–95.
– 1895: Über das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. – GFF 17, sid. 100–160, 214–256.
– 1899: Om Rödöområdets rapakivi och gångbergarter. Mit einem Resumé in deutscher Sprache. – SGU C 181.
HUHMA, H., 1987: Provenance of Early Proterozoic and Archaean Metasediments in Finland: a Sm-Nd Isotopic Study. – Precambrian Research 35, sid. 127–143.
HUSEBYE, E.S., och BUNGUM, H., 1981: New crustal-thickness results for Fennoscandia. – GFF 103, sid. 1–8.
HÅLENIUS, U., 1980: Mineralogisk-texturell undersökning av aluminiumrika bergarter från Kölaberget. – SGU, berggrundsbyrån. Mineralogirapport 80/06 till Nämnden för Statens Gruvegendom.
HÖGBOM, A., 1929: Zwei schwedische Vorkommnisse von Löllingit. – GFF 51, sid. 533–536.
HÖGBOM, A.G., 1893: Om postarkeiska eruptiver inom det svensk-finska urberget. – GFF 15, sid. 209–240.
– 1894: Geologisk beskrifning öfver Jemtlands län. – SGU C 140.
– 1899: Om Ragundadalens geologi. – SGU C 182.
– 1906: Norrland. Naturbeskrifning. – Almqvist & Wiksell, Uppsala & Stockholm.
– 1909: The igneous rocks of Ragunda, Alnö, Rödö and Nordingrå. – GFF 31, sid. 347–375.
– 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. 2. omarb. uppl. – SGU C 140.
– 1927: Sveriges jord och grund. Dess byggnad, bildningshistoria och ytgestaltning. – Vad vi veta 21–22. J.A. Lindblads förlag, Uppsala.
HÖRNSTEN, Å., 1959: Blockfynd av Limbatakalksten på Härnön. – GFF 81, sid. 670–671.
KAFKAS, Y., 1976: A magnetite dyke in the Alnö complex. – GFF 98, sid. 362–363.
KAUTSKY, G., 1957: Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Nordschweden. English Summary: The stratigraphy and geological history of the Skellefte district, Archean, Northern Sweden. – SGU C 543.
KELLER, J., 1981: Carbonatitic volcanism in the Kaiserstuhl alkaline complex: Evidence for highly fluid carbonatitic melts at the Earth's surface. – J. Volcanol. Geotherm. Res. 9, sid. 423–431.
KORNFÄLT, K.-A., 1969: X-ray and optical observations on the K-feldspars from the Ragunda area, central Sweden. – SGU C 636.
– 1976: Petrology of the Ragunda rapakivi massif, central Sweden. – SGU C 725.
KRESTEN, P., 1976a: Chrome pyrope from the Alnö Complex. – GFF 98, sid. 179–180.
– 1976b: A magnetometric survey of the Alnö Complex. – GFF 98, sid. 361–362.
– 1979: The Alnö Complex. – Nordic Carbonatite Symposium/Alnö 1979.
– 1980: The Alnö Complex: Tectonics of dyke emplacement. – Lithos 13, sid. 153–158.
– 1986: The Alnö Alkaline Area. *I* Lundqvist, Th., Willdén, M., Kresten, P., och Sundblad, K.: The Enåsen Au Deposit and the Alnö Alkaline Complex. – 7th IAGOD Symposium and Nordkalott Project Meeting. Excursion guide no. 9/10. SGU Ca 67.

– 1988: The chemistry of fenitization: Examples from Fen, Norway. – Chem. Geol. 68, sid. 329–349.
– under arbete: The Alnö Complex (med bidrag av T. Andersen, M. Jordan, V. Morogan, D.C. Rex och P.N. Taylor).
KRESTEN, P., och MOROGAN, V., 1986: Fenitization at the Fen Complex, southern Norway. – Lithos 19, sid. 27–42.
KRESTEN, P., och NAIRIS, H.J., 1982: Alnö diamonds. – GFF 104, sid. 210.
KRESTEN, P., NAIRIS, H.J., och WADSTEN, T., 1982: Hydroandradite from Alnö Island, Sweden. – GFF 104, sid. 240.
KRESTEN, P., PRINTZLAU, I., REX, D., VARTIAINEN, H., och WOOLLEY, A., 1977: New ages of carbonatitic and alkaline ultramafic rocks from Sweden and Finland. – GFF 99, sid. 62–65.
KROKSTRÖM, T., 1932: On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala XXIV, sid. 197–216.
KULHÁNEK, O., och WAHLSTRÖM, R., 1985: Macroseismic observations in Sweden 1980-1983. – SGU C 808.
KULLING, O., 1942: Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. – SGU C 445.
– 1955: Den kaledoniska fjällkedjans berggrund inom Västerbottens län. *I* Gavelin, S., och Kulling, O.: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. – SGU Ca 37, sid. 101–296.
– 1961: Fjällrandens byggnad i sydligaste delen av Lappland. – GFF 83, sid. 191–197.
– 1972: The Swedish Caledonides. *I* Strand, T., och Kulling, O.: Scandinavian Caledonides, sid. 149-285. – Wiley-Interscience, London.
KUMPULAINEN, R., 1982: The Upper Proterozoic Risbäck Group, northern Jämtland and southwestern Västerbotten, Central Swedish Caledonides. – Uppsala University. Department of Mineralogy and Petrology, Research Report No. 28.
KUMPULAINEN, R., NYSTUEN, J.P., och THELANDER, T., 1981: Late Precambrian stratigraphy (including tillites) within the Caledonian Front from central-west Sweden to south-eastern Norway. Excursion B8. Uppsala Caledonide Symposium.
KUMPULAINEN, R., och NYSTUEN, J.P., 1985: Late Proterzoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. *I* Gee, D.G., och Sturt, B.A., (red.): The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas, sid. 213–232. – John Wiley & Sons, Chichester.
LAITAKARI, A., 1925: Über das jotnische Gebiet von Satakunta. – Bull. Comm. Géol. Finl. 73, sid. 1–43.
– 1942: Kivilajikartan selitys B3, Vaasa. Geologisk översiktskarta över Finland, 1:400 000, blad B3, Vasa.
LARSON, S.Å., 1973: Igneous layering in the Ulvö dolerite, Ångermanland, Central Sweden. – GFF 95, sid. 407–409.
– 1980: Layered intrusions of the Ulvö dolerite complex, Ångermanland, Sweden. Akad. Avh. – Chalmers Tekniska Högskola/Göteborgs Universitet, Geol. inst., publ. A36.
LARSON, S.Å., och MAGNUSSON, K.-Å., 1976: The magnetic and chemical character of Fe-Ti oxides in the Ulvö dolerite, central Sweden. – SGU C 723.
– 1979: A gravity investigation of the dolerite area on the coast of Ångermanland, Sweden. – GFF 101, sid. 1–16.
LARSSON, K., 1976: Underkambriska onkoliter från norra Jämtland. *I* Svensson, C., (red.): Abstracts från XII Nordiska Geologvintermötet i Göteborg 1976, sid. 33.

LEHTONEN, M., 1968: Tampereen-Hauhon liuskemuodostuman kalkkikonkretioista. Summary: On the calcareous concretions in the schist area between Tampere and Hauho. – Geologi nr 7, sid. 113–117.

LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1986: Tolkning av kartan "Sveriges relief" (1:2 000 000). – Lantmäteriverket, Gävle.

LINDH, A., 1973: Relations between iron-titanium oxide minerals and silicate minerals in a dolerite intrusion. – Neues Jahrb. Mineral. Abh. 120, sid. 31–50.

LINDSTRÖM, A., 1888: Praktiskt geologiska undersökningar inom Vesternorrlands län med bidrag af länets hushållningssällskap utförda genom Sveriges Geologiska Undersökning åren 1881–1887. *I* Jordslagen inom Vesternorrlands län i geologiskt och agronomiskt hänseende. – SGU C 92.

LOPEZ-MONTANO, R., 1984: Stilpnomelane and associated minerals in the Hällefors dolerite dyke, south central Sweden. – GFF 106, sid. 73–79.

LUND, C.-E., 1979: A refraction profile in the Caledonian Front of the Tåsjön area, north central Jämtland, Sweden. – GFF 100, sid. 245–254.

– 1989: Moho faults in the south Swedish crust. – Abstract, Winter Meeting 1989-12-11, Geol. Soc. of Sweden. (Geologiska Föreningens vintermöte 1989-12-11.)

LUNDBERG, B., 1980: Aspects of the geology of the Skellefte field, northern Sweden. – GFF 102, sid. 156–166.

LUNDBOHM, Hj., 1899: Praktiskt geologiska undersökningar inom Vesternorrlands län. II Berggrunden. Med två kartor i skalorna 1:500 000 resp. 1:100 000. – SGU C 177.

LUNDEGÅRDH, P.H., 1960a: The miogeosynclinal rocks of eastern central Sweden. – SGU C 570.

– 1960b: Stenar i färg. – Almqvist & Wiksell, Stockholm. 8. upplagan 1986.

– 1962: The petrology of the Parteboda tunnel east of Ånge, central Sweden.With one profile by E. Åhman. – SGU C 582.

– 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. Petrology of the Gävleborg County in Central Sweden. With maps to the scale of 1:200 000 and 1:75 000. – SGU Ba 22.

– 1971: Nyttosten i Sverige. – Almqvist & Wiksell, Stockholm.

LUNDEGÅRDH, P.H., GORBATSCHEV, R., KORNFÄLT, K.-A., STRÖMBERG, A., KARIS, L., ZACHRISSON, E., SJÖSTRAND, T., och SKOGLUND, R., 1984: Karta över berggrunden i Jämtlands län (utom förutvarande Fjällsjö k:n). Bedrock geology of Jämtland County. – SGU Ca 53.

LUNDEGÅRDH, P.H., LUNDQVIST, J., och LINDSTRÖM, M., 1978: Berg och jord i Sverige. – Femte uppl. Almqvist & Wiksell. Uppsala.

LUNDGREN, S., och SCHERMAN, S., 1974: Lerzoner i berganläggningar. Studerade fall av leromvandling i några svenska berganläggningar. Delrapport 4. – Statens geotekniska institut, internrapport no. 7. STU-rapport 72-495/U408.

LUNDQVIST, G., 1935: Notis: Gripenberg, Stina: A study of the sediments of the north Baltic and adjoining seas. – Fennia 60, No. 3. 1934. Ymer, årgång 55, sid. 282–285.

LUNDQVIST, Gunilla, 1976: Nordingråområdets gabbro och anortosit. Opublicerad licentiatavhandling. – Geol. inst., Göteborgs universitet.

LUNDQVIST, J., 1987: Beskrivning till jordartskarta över Västernorrlands län och förutvarande Fjällsjö k:n. Med karta i tre blad i skala 1:200 000, tryckt 1984. – SGU Ca 55.

LUNDQVIST, Th., 1968: Precambrian Geology of the Los-Hamra Region, Central Sweden. - SGU Ba 23.

– 1973: Potash feldspar megacrysts of a granite at Skagsudde, Central Sweden. – SGU C 687.

– 1975: The "kenningite" found near Sundsvall, central Sweden. – GFF 97, sid. 189–192.
– 1979: The Precambrian of Sweden. – SGU C 768.
– 1985: Färg- och teckenschema för SGUs berggrundskartering. Östra och mellersta Sveriges urberg (svekokarelsk-"gotisk"-jotnisk berggrund). – SGU Rapporter och meddelanden nr 38.
– 1987: Early Svecofennian Stratigraphy of Southern and Central Norrland, Sweden, and the Possible Existence of an Archaean Basement West of the Svecokarelides. – Precambrian Research 35, sid. 343–352.

LUNDQVIST, Th., och SAMUELSSON, L., 1973: The differentiation of a dolerite at Nordingrå, central Sweden. – SGU C 692.

LUNDQVIST, Th., WILLDÉN, M., KRESTEN, P., och SUNDBLAD, K., 1986: The Enåsen Au Deposit and the Alnö Alkaline Complex. – 7th IAGOD Symposium and Nordkalott Project Meeting. Excursion guide no. 9/10. SGU Ca 67.

LUNDSTRÖM, I., 1987: Lateral Variations in Supracrustal Geology within the Swedish Part of the Southern Svecokarelian Volcanic Belt. – Precambrian Research 35, sid. 353–365.

LÖFVENDAHL, R., 1981: Secondary uranium minerals in Sweden. – SGU C 779.

MAGNUSSON, K.-Å., 1983a: A petrophysical and palaeomagnetic study of the Nordingrå region in eastern Sweden. – SGU C 801.
– 1983b: A geophysical study of the Subjotnian and Jotnian rocks in the Nordingrå area, Sweden. Akad. Avh. – Chalmers Tekniska Högskola/Göteborgs Universitet, Geol. inst., publ. A46.

MAGNUSSON, K.-Å., och LARSON, S.Å., 1977: Palaeomagnetic investigation of the Ulvö dolerite, Ångermanland, central Sweden. – Lithos 10, sid. 205–211.

MAGNUSSON, N.H., 1940: Herrängsfältet och dess järnmalmer. – SGU C 431.
– 1949: Berggrunden i "Sveriges geologi" av Magnusson, N.H., Granlund, E., och Lundqvist, G. Andra upplagan. – Svenska Bokförlaget, Norstedts/Stockholm.
– 1953: Malmgeologi. – Jernkontoret, Stockholm.
– 1960: Age determinations of Swedish Precambrian rocks. – GFF 82, sid. 407–432.

MAGNUSSON, N.H., THORSLUND, P., BROTZEN, F., ASKLUND, B., och KULLING, O., 1960: Description to accompany the map of the pre-Quaternary rocks of Sweden. – SGU Ba 16 (English edition).

MAGNUSSON, N.H., THORSLUND, P., BROTZEN, F., ASKLUND, B., och KULLING, O., 1962: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. Med en karta i tre separata blad i skalan 1:1 000 000 (1958). – SGU Ba 16.

MARTINSSON, A., 1974: The Cambrian of Norden. *I* Holland, C.H., (red.): Cambrian of the British Islands, Norden and Spitsbergen. – John Wiley & Sons, London, sid. 185–283.

MATTSSON, B., och HEEROMA, P., 1985: Rockliden. Prospekteringsresultat 1981–1985. – Boliden Mineral AB: Prospekteringsrapport 850052.

McKIE, D., 1966: Fenitization. *I* "Carbonatites" (O.F. Tuttle och J. Gittins, red.), sid. 261–294. – Interscience Publ.

MILLER, R.G., O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J., och WELIN, E., 1986: Crustal residence ages of clastic sediments, orogeny and continental evolution. – Chemical Geology 57, sid. 87–99.

MIŠKOVSKÝ, K., 1982: Berggrundsmorfologiska studier över kustslätten och Norrlandsterrängen inom delar av Umeå kommun, norra Norrland. Akademisk avhandling. – Geografiska rapporter från Umeå universitet, nr A:32.

– 1985: The Baltic Shield relief and its development. – Fennia 163:2, sid. 353–358.

MOGENSEN, F., 1946: A ferro-ortho-titanate ore from Södra Ulvön. – GFF 68, sid. 578–588.

MOROGAN, V., 1989: Mass transfer and REE mobility during fenitization at Alnö, Sweden. – Contrib. Mineral. Petrol. 103, sid. 25–34.

MOROGAN, V., och WOOLLEY, A.R., 1988: Fenitization at the Alnö carbonatite complex, Sweden: distribution, mineralogy and genesis. – Contrib. Mineral. Petrol. 100, sid. 169–182.

MOSSBERG, C., 1989: Tektoniska och morfologiska studier inom Nordingråregionen. – Geografiska institutionen, Umeå universitet. GERUM Rapport nr 14, 1989. ISSN 0282-5597.

MÖRNER, N.-A., 1980: Earth movements, paleoceanography, paleoclimatology and eustasy: Major Cenozoic events in the North Atlantic. – GFF 102, sid. 261–268.

NEUVONEN, K.J., 1966: Paleomagnetism of the dike systems in Finland. 2. Remanent magnetization of dolerites in the Vaasa archipelago. – Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande 38, sid. 275–281.

NILSSON, G., 1985: Nickel-copper deposits in Sweden. *I* "Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides", H. Papunen och G.I. Gorbunov (red.). – Geol. Survey Finl. Bull. 333, sid. 313–362.

NILSSON, G., och KERO, L., 1986: Berggrundskartorna 21J Vindeln NV, NO, SV och SO. – SGU Ai 9–12.

NILSSON, R., 1984: The *Didymograptus hirundo* and *Akidograptus ascensus* Zones of the Lovisefred core, NW Scania, south Sweden. – GFF 105, sid. 261–267.

NYKÄNEN, O., 1960: Kallioperäkartan selitys 1242 – Korsnäs. Beskrivning till geologisk karta över Finland, blad 1242 Korsnäs, skala 1:100 000.

NYSTEN, P., och ANNERSTEN, H., 1984: The gold mineralization at Enåsen, central Sweden. – GFF 106, sid. 245–256.

OEN, I.S., HELMERS, H., VERSCHURE, R.H., och WIKLANDER, U., 1982: Ore deposition in a Proterozoic incipient rift zone environment: A tentative model for the Filipstad–Grythyttan–Hjulsjö region, Bergslagen, Sweden. – Geol. Rundschau 71, sid. 182–194.

OFTEDAHL, Chr., 1980: Geology of Norway. – Norges geol. undersökelse nr 356.

PALM, H., 1984: Time-delay interpretation of seismic refraction data in the Caledonian front, Jämtland, central Scandinavian Caledonides. – GFF 106, sid. 1–14.

PATCHETT, P.J., TODT, W., och GORBATSCHEV, R., 1987: Origin of Continental Crust of 1.9–1.7 Ga Age: Nd Isotopes in the Svecofennian Orogenic Terrains of Sweden. – Precambrian Research 35, sid. 145–160.

PENTTILÄ, E., 1972: Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observations. – Annales Acad. Scient. Fennicae, series A. III Geologica-Geographica, 110.

PERSSON, G., och LAGERGREN, L., 1981: Projekt Kölaberget. – SGU, berggrundsbyrån. Prospekteringsrapport BRAP 81548 till Nämnden för Statens Gruvegendom.

PERSSON, L., 1976: Petrology of the Järnvägsforsen tunnel, western Medelpad, central Sweden. – SGU C 722.

– 1978: The Revsund-Sörvik granites in the western parts of the province of Ångermanland, central Sweden. – SGU C 741.

PETTIJOHN, F.J., 1957: Sedimentary Rocks. Andra upplagan. – Harper & Brothers, New York.

– 1975: Sedimentary Rocks. Tredje upplagan. – Harper & Row Publishers, New York.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., och SIEVER, R., 1972: Sand and Sandstone. – Springer-Verlag. New York.

PIPER, J.D.A., 1979a: Palaeomagnetism of the Ragunda intrusion and dolerite dykes, Central Sweden. – GFF 101, sid. 139–148.

– 1979b: A palaeomagnetic survey of the Jotnian dolerites of central-east Sweden. – Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 56, sid. 461–471.

– 1980: Palaeomagnetic study of the Swedish rapakivi suite: Proterozoic tectonics of the Baltic Shield. – Earth and Planetary Science Letters 46, sid. 443–461.

PLUMB, K.A., och JAMES, H.L., 1986: Subdivision of Precambrian time: Recommendations and Suggestions by the Subcommission on Precambrian Stratigraphy. – Precambrian Research 32, sid. 65–92.

POTTER, P.E., SHIMP, N.F., och WITTERS, J., 1963: Trace elements in marine and fresh-water argillaceous sediments. – Geochim. et Cosmochim. Acta 27, sid. 669–694.

QUENSEL, P., 1952: The Paragenesis of the Varuträsk Pegmatite. – Geol. Mag. LXXXIX, sid. 49–60.

RAMSAY, W., 1931: Geologiens grunder. 3. upplagan, omarbetad av P. Eskola, B. Asklund, G. Troedsson och M. Sauramo. Del II: Översikt av den geologiska utvecklingen. Fennoskandias geologi. – H. Schildts förlag, Stockholm.

RANKAMA, K., och WELIN, E., 1972: Joint meeting of the Precambrian stratigraphy groups of Denmark, Finland, Norway, and Sweden in Turku, Finland, March 1972. – Geol. Newsletter 1972 no. 4, sid. 265–267.

RESSAR, H., OHLSSON, S.-Å., och EKELUND, L., 1986: Geokemiska kartan. Tungmetaller i Bäcktorv. Geokemiska kartor i skala 1:1 miljon inom översiktsbladen 141 Kalmar, 143 Oskarshamn, 343 Sundsvall, 441 Vilhelmina. – SGU Rapporter och meddelanden nr 48.

– 1987: Geokemiska kartan. Tungmetaller i bäcktorv. Geokemiska kartor i skala 1:1 miljon inom översiktsbladen 131 Malmö, 343 Sundsvall. – SGU Rapporter och meddelanden nr 49.

RITTMANN, A., 1973: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks (a method of calculation). – Berlin, Springer-Verlag.

RUDBERG, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. Ett försök till rekonstruktion av preglaciala erosionsgenerationer i Sverige. – Geographica nr 25.

– 1962: Naturlandskapet. – Västernorrland *Ett sekel* 1862–1962, sid. 11-61, och Medd. Göteb. Univ. Geogr. Inst. 68.

SAKSELA, M., 1935: Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. – Bull. Comm. géol. Finl. nr 110.

SAHLSTRÖM, K.E., 1930: A seismological map of northern Europe. – SGU C 364.

SAMUELSSON, L., 1973: Selective weathering of igneous rocks. – SGU C 690.

SCHÖN, E., 1911: Om fynd af silurblock utanför Sundsvall. – GFF 33, sid. 240–244.

– 1953: Brämön. – Natur i Ångermanland och Medelpad (red. O. Elofson och K. Curry-Lindahl). Uppsala.

SIMONEN, A., 1980: The Precambrian in Finland. – Geol. Survey of Finland, Bull. 304.

SKIÖLD, T., 1988: Implications of new U-Pb zircon chronology to Early Proterozoic crustal accretion in northern Sweden. – Precambrian Research 38, sid. 147–164.

SMEDS, S.-A., 1984: Tennmineral från Li- och Sn-förande pegmatiter i Västernorrland och östra Jämtland, Sverige. Abstract, 16. nordiska geologiska vintermötet, Stockholm 1984. G. Armands och S. Schager (red.). – Meddel. Stockh. Univ. geol. inst. 255, sid. 206.

SMEDS, S.-A., och TUURI, E., 1986: Mineral chemical prospecting for spodumene- and cassiterite-bearing pegmatites in north-central Sweden. – Abstract, 17. nordiska geologiska vintermötet, Helsingfors, sid. 188.

SOBRAL, J.M., 1913: Contributions to the geology of the Nordingrå region. Diss., Univ. Upsala.

STATENS INDUSTRIVERK 1980a: Berg och malm i Jämtlands län. – SIND PM 1980:4.

– 1980b: Berg och malm i Västernorrlands län. – SIND PM 1980:18.

STRECKEISEN, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. – Earth Science Reviews 12, sid. 1–33.

STRÖMBERG, A.G.B., 1976: A pattern of tectonic zones in the western part of the East European Platform. – GFF 98, sid. 227–243.

STUTZER, O., 1907: Eruptive Kalksteine. – Naturwiss. Wochenschr. Neue Folge IV (25), sid. 392–393. Jena.

STÅLHÖS, G., 1958: En bäddformig jotnisk diabas i norra Västerbotten. – GFF 80, sid. 55–58.

– 1976: Aspects of the regional tectonics of eastern central Sweden. – GFF 98, sid. 146–154.

– 1979: Beskrivning till berggrundskartan Nynäshamn NV/SV. – SGU Af 115.

SUNDBLAD, K., 1986: Metallogeny of Central Sweden. *I* Lundqvist, Th., Willdén, M., Kresten, P., och Sundblad, K.,: The Enåsen Au Deposit and the Alnö Alkaline Complex. 7th IAGOD Symposium and Nordkalott Project Meeting. Excursion guide no. 9/10. – SGU Ca 67.

SUNDIUS, N., 1952: Kvarts, fältspat och glimmer samt förekomster därav i Sverige. – SGU C 520.

SVENSSON, U., 1970: Geochemical investigation of the principal Pre-Cambrian rocks of Västerbotten County, Sweden. – SGU C 652.

SÄLLSTRÖM, S., 1967: Berggrundsproblem vid Bergeforsens kraftverk. – Väg- och vattenbyggaren 3:1967.

SÖDERSTRÖM (Tallbacka), L., 1966: The kimberlites of Åvike Bay, on the Bothnian coast of Sweden. – GFF 88, sid. 351–360.

TEGENGREN, F.R., m.fl., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. – SGU Ca 17.

THELANDER, T., 1981: The Late Precambrian Långmarkberg Formation, central Swedish Caledonides. *I* Hambrey, M.J., och Harland, W.B., (red.): Earth's pre-Pleistocene glacial record, sid. 615–619. – Cambridge University Press.

THORSLUND, P., och AXBERG, S., 1979: Geology of the southern Bothnian Sea. Part I. –Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S., 8, sid. 35–62.

TOVERUD, Ö., LIIKANEN, J., och TUURI, E., 1985: Uppföljande prospektering i området mellan Näsåker och Örnsköldsvik, Västernorrlands län, 1984. – LKAB Prospektering, rapport nr S85-06, febr. 1985.

TULLBORG, E.-L., och LARSON, S.Å., 1987: Identification of fossil hydrothermal circulation in a post-orogenic granite, central Sweden. – Extended abstract, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations (ISGAM), Salvador, Bahia, Brazil, January 21–31, 1987, sid. 177–180.

TURNER, F.J., och VERHOOGEN, J., 1960: Igneous and Metamorphic Petrology. 2. upplagan. – McGraw-Hill Book Company Inc., New York.

TÖRNEBOHM, A.E., 1888: Om fjällproblemet. – GFF 10, sid. 328–336.

– 1896: Grunddragen av det centrala Skandinaviens bergbyggnad. – Kongl. Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar 28 (5).

ULRYCH, J., POVONDRA, P., RUTSEK, J., och PIVEC, E., 1988: Melilitic and melilite-bearing subvolcanic rocks from the Ploucnice river region, Czechoslovakia. – Acta Univ. Carol.- Geolog. 2, sid. 195–231.

WANNÄS, K.O., 1989: Seismic stratigraphy and tectonic development of the Upper Proterozoic to Lower Paleozoic of the Bothnian Bay, Baltic Sea. – Stockholm Contributions in Geology, vol. 40(3), sid. 83–168.

WELIN, E., 1979: Tabulation of recalculated radiometric ages published 1960–1979 for rocks and minerals in Sweden. – GFF 101, sid. 309–320.

– 1987: The Depositional Evolution of the Svecofennian Supracrustal Sequence in Finland and Sweden. – Precambrian Research 35, sid. 95–113.

WELIN, E., CHRISTIANSSON, K., och NILSSON, Ö., 1971: Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden. I. – SGU C 666.

WELIN, E., EINARSSON, Ö., GUSTAFSSON, B., LINDBERG, R., CHRISTIANSSON, K., JOHANSSON, G., och NILSSON, Ö., 1977: Radiometric Ages of intrusive Rocks in Northern Sweden. II. – SGU C 731.

WELIN, E., och LUNDQVIST, Th., 1975: K-Ar ages of Jotnian dolerites in Västernorrland County, central Sweden. – GFF 97, sid. 83–88.

– 1977: Rb-Sr dating of the Rätan granite, central Sweden. – GFF 99, sid. 417–420.

– 1984: Isotopic investigations of the Nordingrå rapakivi massif, north-central Swden. – GFF 106, sid. 41–49.

WELIN, E., LUNDSTRÖM, I., och ÅBERG, G., 1972: Fission Track Studies on Hornblende, Biotite and Phlogopite from Sweden. – Bull. Geol. Soc. Finl. 44, sid. 35–46.

VELTHEIM, V., 1962: On the pre-Quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea. – Bull. Comm. géol. Finl. 200.

WESTERGÅRD, A.H., 1917: Notiser rörande dictyograptusskiffern. – GFF 39, sid. 635–644.

– 1922: Sveriges Olenidskiffer. – SGU Ca 18.

– 1946: Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. – SGU C 477.

WICKMAN, F.E., 1988: Possible Impact Structures in Sweden. Deep Drilling in Crystalline Bedrock, vol. 1, sid. 298–327. Utg. av A. Bodén och K.G. Eriksson. Springer-Verlag.

WIKSTRÖM, A., 1976: Beskrivning till berggrundskartan Katrineholm SV. Description to the map of solid rocks Katrineholm SV. – SGU Af 116.

– 1981: Metodik och bergartsindelning tillämpad vid berggrundskartering i södra och mellersta Sverige i skala 1:50 000. – Särtryck ur SGU serie Af.

– 1984: A possible relationship between augen gneiss and postorogenic granites in S.E. Sweden. – Journal of Structural Geology 6, sid. 409–415.

WIKSTRÖM, A., och AARO, S., 1986: The Finspång augen gneiss massif. Geology, geophysics and relationship to postorogenic granites. - SGU C 813.

WILLDÉN, M., 1986: The Enåsen gold deposit. *I* Lundqvist, Th., Willdén, M., Kresten, P., och Sundblad, K.: The Enåsen Au Deposit and the Alnö Alkaline Complex. 7th IAGOD Symposium and Nordkalott Project Meeting. Excursion guide nr 9/10. – SGU Ca 67.

WILSON, M.R., HAMILTON, P.J., FALLICK, A.E., AFTALION, M., och MICHARD, A., 1985: Granites and early Proterozoic crustal evolution in Sweden: evidence from Sm-Nd, U-Pb and O isotope systematics. – Earth and Planetary Science Letters 72, sid. 376–388.

WILSON, M.R., och ÅKERBLOM, G.V., 1980: Uranium-enriched granites in Sweden. – SGU Rapporter och meddelanden nr 19.

WIMAN, C., 1905: Studien über das nordbaltische Silurgebiet (I) des Bottnischen Meeres. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, vol. VI, sid. 65–75.

– 1930: Om förekomster av fossilförande block. – GFF 52, sid. 134–135.

WINTERHALTER, B., 1972: On the geology of the Bothnian Sea. An epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation. – Geol. Survey Finl. Bull. 258.

VOGEL, A., och LUND, C.-E., 1971: The Trans-Scandinavian seismic profile of 1969. Profile section 2–3. *I* A. Vogel (red.): Deep seismic sounding in northern Europe, Part II, sid. 62–75. – Published by the Swedish Natural Science Research Council (Naturvetenskapliga Forskningsrådet), Stockholm. Univ. of Uppsala, Departm. of Solid Earth Physics.

ÅHMAN, E., 1967: Hoting-Rörströmgabbron i Västernorrlands län. English abstract. – SGU C 607.

ÅKERBLOM, G., PETTERSSON, B., och ROSÉN, B., 1988: Radon i bostäder. Markradon. – Byggforskningsrådet, rapport R85:1988.

ÅKERBLOM, G., och WILSON, C., 1982: Radon – geological aspects of an environmental problem. – SGU Rapporter och meddelanden nr 30.

Tabell 1. Kemiska bergartsanalyser (urberget).

Analyserna är utförda vid kemiska laboratoriet, Sveriges geologiska undersökning/ Sveriges geologiska AB. Vissa analyser är hämtade från tidigare publikationer: nr 115–151, 160–163 och 208 från Persson (1978), nr 165–185 från Gunilla Lundqvist (1976), nr 186–190 och 198–207 från Kornfält (1976), nr 246–249 från Lundqvist och Samuelsson (1973) och nr 250 från Larson (1980). Kemiska analyser av Alnöbergarter ges i tab. 6, sid. 274.

Tabellen ger även bergarternas mineralsammansättning. För halvkvantitativa uppskattningar av sammansättningen gäller, att H = huvudmineral (>25%), V = väsentliga mineral (5–25%), U = underordnade mineral (1–5%) och A = accessorier (<1%). För kvantitativa bestämningar (genom punkträkning eller röntgendiffraktion) anges t.ex. kv-30, mi-40, bi-30, vilket betyder 30% kvarts, 40% mikroklin och 30% biotit, uttryckt i volymprocent. Följande lista ger de förkortningar som används för att beteckna olika mineral:

aaf – alkaliamfibol
af – antofyllit/gedrit
and – andalusit
ap – apatit
bi – biotit
co – cordierit (med pinit)
cum – cummingtonit-grunerit
ds – diaspor
ep – epidotgruppen (mest epidot, men även zoisit och klinozoisit)
fl – flusspat
fp – flogopit
gf – grafit
gr – granat
hb – vanl. hornblände (med aktinolit)
hm – hematit
id – iddingsit
ilm – ilmenit
ka – karbonat (mest kalcit)
kf – kalifältspat (ospecificerad)
kl – klorit
kpx – klinopyroxen (diopsid-hedenbergit eller augit-ferroaugit)
kv – kvarts
lx – leukoxen
mi – mikroklin, vanligen pertitisk
mk – magnetkis
mt – magnetit
mu – muskovit
mz – monazit
ol – olivin
opm – opakmineral
opx – ortopyroxen
ot – ortit
pe – alkalifältspat, starkt pertitisk (ortoklas-mikroklin)
pl(25) – plagioklas (i parentes anges mol% anortit eller t.ex. "olig" för oligoklas)
pp – pumpellyit
pr – prehnit
px – pyroxen (ospecificerad)
ru – rutil
sep – serpentin
ser – sericit
sf – sulfider (kis)
sk – svavelkis
sil – sillimanit
spi – spinell
ti – titanit
tk – talk
tu – turmalin
wo – wollastonit
zr – zirkon

* – mineralanalys finns (se tab. 2)

Tabell 1

	Metasediment							
Nr	1	2	3	4	5	6	7	8
Prov nr	T.L. 68:4	T.L. 68:5	T.L. 68:6	T.L. 68:7	T.L. 68:8	T.L. 71:45	T.L. 72:82	T.L. 72:83
SGU lab.nr	010-226	010-227	010-228	010-229	010-230	010-8119	010-8285	010-8286
SiO_2	64,6	63,3	59,0	61,2	64,1	68,0	71,9	54,8
TiO_2	0,59	0,61	0,74	0,66	0,66	0,55	0,60	0,92
Al_2O_3	16,1	16,1	17,6	17,5	16,9	15,5	12,7	19,0
Fe_2O_3	1,1	0,8	1,2	0,8	0,6	0,8	0,7	1,9
FeO	4,3	4,9	6,4	5,8	5,2	3,8	3,3	6,4
MnO	0,07	0,08	0,09	0,08	0,08	0,07	0,07	0,08
MgO	2,4	3,0	3,8	3,2	2,7	2,1	1,6	3,9
CaO	1,8	2,5	1,7	1,6	1,7	1,8	2,3	0,80
Na_2O	3,1	2,9	2,4	2,3	2,4	2,9	2,9	1,3
K_2O	3,2	3,0	4,3	4,3	3,9	2,9	1,5	5,6
$H_2O>105°$	1,6	2,2	2,0	1,9	1,3	1,0	1,0	2,9
$H_2O<105°$	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,6
P_2O_5	0,14	0,14	0,16	0,14	0,14	0,14	0,10	0,10
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0,07	0,16	0,3	0,3	0,24	-	-	-
BaO	0,07	0,08	0,09	0,08	0,07	0,09	0,07	0,09
Summa	99,54	100,07	100,08	100,16	100,29	99,85	99,04	98,39
Avgår O för F,S	0,02	0,04	0,07	0,07	0,06	-	-	-
Korr.summa	99,5	100,0	100,0	100,1	100,2	99,9	99,0	98,4
Sr	205	200	180	150	165	-	-	-
Rb	145	120	180	180	180	-	-	-
Zr	<100	180	-	160	160	-	-	-
V	110	140	160	110	140	100	160	330
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	110	70	15	160	140	-	<10	60

1. Välbevarad metagråvacka. Ullånger, 18I NO, 699145-162510. Medelsammansättning i 10 m profil vinkelrätt skiktningen. kv-29, pl(olig)-35, bi-18, mu-12, kl-6.
2. Välbevarad metagråvacka. Ullånger, 18I NV, 699060-162350. Medelsammansättning i 10 m profil vinkelrätt skiktningen. kv-29, pl(olig)-35, mi-3, bi-10, mu-13, kl-10.
3. Välbevarad metagråvacka. Ullånger, 18I NV, 699085-162275. Medelsammansättning i 10 m profil vinkelrätt skiktningen. kv-22, pl(olig)-28, bi-24, mu-19, kl-7.
4. Välbevarad metagråvacka. Ullånger, 18I NV, 699100-162265. Medelsammansättning i 10 m profil vinkelrätt skiktningen. kv-24, pl(olig)-25, bi-22, mu-24, kl-5.
5. Välbevarad metagråvacka. Ullånger, 18I NV, 699120-162250. Medelsammansättning i 10 m profil vinkelrätt skiktningen. kv-27, pl(olig)-27, bi-23, mu-20, kl-3.
6. Välbevarad metagråvacka. Alby, 17F NO, 692880-148415. kv-33, pl(olig)-34, mi-2, bi-23, mu-8. A: ap, zr.
7. Välbevarad metagråvacka. Ytterselsbodarna, 19I NO, 704290-162520. kv-42, pl(20)-39, bi-17, kl-2, A: mu, ap, opm, pr, lx.
8. Glimmerskiffer. Ytterselsbodarna, 19I NO, 704290-162520. kv-23, pl(20)-15, bi-31, mu-30, kl-1. A: gf, tu, zr, ap.

Tabell 1 (forts.)

	Metasediment							
Nr	9	10	11	12	13	14	15	16
Prov nr	T.L. 72:87	T.L. 72:88	T.L. 72:89	T.L. 73:66	T.L. 73:82	T.L. 73:83	T.L. 76:168	T.L. 77:41
SGU lab.nr	010-8287	010-8288	010-8289	010-8877	010-8879	010-8880	011 0282	011-841
SiO_2	68,7	54,4	65,8	74,0	71,6	60,9	69,2	69,5
TiO_2	0,67	0,97	0,69	0,49	0,56	0,65	0,65	0,50
Al_2O_3	13,0	18,8	14,5	12,5	13,6	19,2	13,6	14,0
Fe_2O_3	0,9	0,7	0,9	0,8	0,7	1,2	0,5	1,4
FeO	3,9	7,5	4,4	3,2	2,7	3,8	3,7	3,1
MnO	0,08	0,12	0,08	0,04	0,08	0,09	0,09	0,06
MgO	2,2	4,1	2,5	1,5	1,6	2,4	2,1	2,4
CaO	2,5	2,0	2,1	0,9	2,2	1,5	2,8	2,2
Na_2O	3,0	2,9	3,0	2,5	2,9	2,4	3,1	3,3
K_2O	2,4	3,8	3,0	2,7	1,9	4,0	3,3	2,3
$H_2O>105°$	1,1	2,6	1,3	1,3	1,1	2,8	1,0	0,7
$H_2O<105°$	0,3	0,5	0,3	0,1	0,1	0,2	0,2	0,5
P_2O_5	0,14	0,12	0,15	0,09	0,13	0,11	0,16	0,15
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	0,39	-	-	-	-	-	0,04
BaO	0,07	0,09	0,08	0,07	0,16	0,33	0,08	0,08
Summa	98,96	98,99	98,80	100,19	99,33	99,58	100,48	100,23
Avgår O för F,S	-	0,10	-	-	-	-	-	0,01
Korr.summa	99,0	98,9	98,8	100,2	99,3	99,6	100,5	100,2
Sr	-	-	230	-	-	-	-	-
Rb	-	-	120	-	-	-	-	-
Zr	-	-	200	-	-	-	-	-
V	220	310	240	65	40	65	110	100
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	<10	20	<10	40	<10	<10	<10	<10

9. Välbevarad metagråvacka. Bjästa, 19I SO, 701235-163415. kv-35, pl(olig)-38, mi-2, bi*-18, mu-5, kl-2. A: ep, ap, zr, opm, pr.
10. Fyllit. Bjästa, 19I SO, 701225-163410. kv-15, pl(alb)-33, mi-3, bi-24, mu-17, kl-8. A: gf, opm, tu, lx, ap.
11. Välbevarad metagråvacka. Bjästa, 19I SO, 701240-163420. Medelsammansättning i 10 m profil vinkelrätt skiktningen. kv-32, pl(olig)-35, mi-3, bi*-20, mu-9, kl-1. A: pr, ap, zr, opm.
12. Välbevarad metagråvacka. Tärnickån, 20H SV, 707365-156770. kv-45, pl(10)-26, bi-11, mu-18. A: kl, opm, gf, ser, ap, zr, tu.
13. Välbevarad metagråvacka. Norrtannflo, 19H NV, 703180-155900. kv-42, pl(22)-36, bi-10, mu-12. A: opm, ap, zr, kl.
14. Fyllit. Norrtannflo, 19H NV, 703180-155900. kv-25, pl(20)-25, mi-5, bi-5, mu-31, kl-9. A: opm, zr, ap.
15. Välbevarad metagråvacka. Byberget, 17F NV, 693310-147440. kv-35, pl(20)-33, mi-6, bi-15, mu-3, ep-5, kl-2, A: ap, zr, opm.
16. Välbevarad metagråvacka. Skulesjön, 19I SO, 700610-163115. kv-35, pl(30)-39, bi*-18, mu-8. A: kl, ap, opm, zr, tu.

Tabell 1 (forts.)

	Metasediment							
Nr	17	18	19	20	21	22	23	24
Prov nr	T.L. 77:42	T.L. 77:70	T.L. 78:6	T.L. 78:40	T.L. 79:24	T.L. 75:98	T.L. 76:145	T.L. 77:69
SGU lab.nr	011-842	011-874	011-1441	011-1444	0552130	010-9698	011 0209	011-873
SiO_2	56,8	62,7	59,5	68,7	69,2	71,6	60,0	60,0
TiO_2	0,77	0,65	0,72	0,56	0,55	0,60	0,71	0,72
Al_2O_3	19,6	17,8	17,5	15,5	14,2	12,6	17,0	17,7
Fe_2O_3	1,6	1,3	1,4	0,9	0,8	1,0	5,6	0,2
FeO	6,2	4,7	5,8	3,5	3,7	3,1	1,1	6,7
MnO	0,09	0,06	0,09	0,05	0,06	0,05	0,03	0,07
MgO	4,2	2,4	3,7	2,7	2,4	1,6	7,0	3,2
CaO	1,4	1,5	2,2	1,6	1,8	1,5	0,4	1,3
Na_2O	2,2	2,4	2,9	2,3	3,2	3,1	2,1	2,4
K_2O	4,5	3,8	3,0	3,1	3,0	2,3	3,2	4,1
$H_2O>105°$	-	3,0	3,1	1,5	0,9	1,3	1,9	1,9
$H_2O<105°$	-	0,4	<0,1	<0,1	0,2	0,4	0,3	0,3
P_2O_5	0,13	0,19	0,15	0,16	0,14	0,20	0,11	0,19
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	0,32	-	0,03	<0,02	-	-	-	-
BaO	0,11	0,08	0,10	0,08	0,06	0,06	0,03	0,09
Summa	97,92	100,98	100,19	100,65	100,21	99,41	99,48	98,87
Avgår O för F,S	0,08	-	0,01	-	-	-	-	-
Korr.summa	97,8	101,0	100,2	100,7	100,2	99,4	99,5	98,9
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	200	160	120	60	90	70	130	170
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	30	50	<10	50	10	<20	<10	10

17. Fyllit. Skulesjön, 19I SO, 700610-163115. kv-20, pl(olig)-24, bi-22, mu-26, kl-8. A: gf, sf, zr.
18. Glimmerskiffer. Stor-Degersjön, 19I SV, 700750-161770. kv-28, pl(olig)-27, bi-19, mu-23, kl-3. A: gf, sf, ap.
19. Välbevarad, kloritrik metagråvacka till fyllit. Sollefteå, 19H SV, 700600-156930. kv-24, pl(olig)-31, mi-5, bi-5, mu-15, kl-20. A: opm, gf, ep, ap, tu.
20. Välbevarad metagråvacka. Sundsjöåsen, 17H NV, 694800-155630. kv-39, pl(22)-27, bi-16, mu-18. A: sil, ap, zr, opm.
21. Välbevarad metagråvacka. Järkvissle, 18G SO, 696990-154425. kv-36, pl(20)-36, mi-2, bi-19, mu-7. A: gf, sf, ap, tu, lx, zr.
22. Förgnejsad gråvacka. Stor-Skirsjön, 21G SV, 710520-151140. kv-48, pl(20)-25, mi-6, bi-21. A: ser, kl, sil, co, opm, ap, zr.
23. Argillitisk gnejs. Hortesberget, 17F SV, 691370-145610. V: kv, bi, pl(12), co. U: opm, ser-mu. A: zr.
24. Argillitisk gnejs. Fålasjö, 19I SV, 700275-160815. kv-19, pl(23)-24, mu-22, bi-31, opm-4. A: kl, sil, ap, zr, tu.

Tabell 1 (forts.)

	Metasediment							
Nr	25	26	27	28	29	30	31	32
Prov nr	T.L. 72:81	L.P. 73:45b	L.P. 73:44	L.P. 73:36	L.P. 73:34a	T.L. 77:50	T.L. 77:58	T.L. 77:59
SGU lab.nr	010-8280	010-9092	010-9094	010-9095	010-9096	011-868	011 869	011-870
SiO_2	68,5	68,7	67,8	64,4	60,9	68,4	56,5	66,1
TiO_2	0,52	0,82	0,73	0,76	0,89	0,65	0,89	0,68
Al_2O_3	14,4	14,5	14,7	16,8	18,2	15,0	19,3	15,0
Fe_2O_3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,6	<0,1
FeO	3,8	4,8	4,8	5,0	6,8	5,0	8,0	5,5
MnO	0,06	0,05	0,07	0,06	0,09	0,09	0,09	0,06
MgO	1,9	2,3	2,6	2,6	3,4	2,51	3,7	2,1
CaO	1,5	1,5	1,6	1,0	1,8	2,6	1,1	1,2
Na_2O	2,4	2,2	2,5	1,7	2,8	2,7	2,1	1,5
K_2O	3,8	3,6	3,1	4,1	2,7	2,3	4,3	4,1
$H_2O>105°$	1,2	0,8	1,4	2,6	1,6	0,9	1,7	0,3
$H_2O<105°$	0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,3	0,5	0,5
P_2O_5	0,09	0,13	0,08	0,11	0,08	0,15	0,13	0,20
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	0,49	0,43
BaO	0,08	0,08	0,10	0,11	0,10	0,31	0,11	0,09
Summa	98,75	99,88	99,88	99,74	99,76	101,21	99,51	98,76
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	0,12	0,11
Korr.summa	98,8	99,9	99,9	99,7	99,8	101,2	99,4	99,7
Sr	180	-	-	-	-	-	-	-
Rb	190	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	130	300	150
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	<10	<10	<10

25. Granodioritiskt mobilisat i starkt migmatitiserad gråvacka. Mellansel, 19I NV, 703735-162400. H: kv, pl(25). V: mi, bi, mu. U: kl. A: opm, co, ap.
26. Kontaktomvandlad gråvacka. Forsmo, 19G NO, 704735-153940. H: kv, pl(28). V: bi*, opx*. U: co*. A: mu/ser, opm, zr, ap, mi.
27. Kontaktomvandlad gråvacka. Aspåsen 19G NO, 704140-152580. H: kv, pl(20). V: bi*, co*. U: opx*, mi. A: opm, gf, zr, ap.
28. Kontaktomvandlad gråvacka/argillit. Lungsjön, 19G NV, 703910-152235. H: kv. pl(23). V: bi*, co*. A: opm, gf, zr, ap, mi.
29. Kontaktomvandlad argillit. Lungsjön, 19G NV, 704140-152425. H: pl(27), co*. V: bi*, opx*, mu/ser. U: kv, opm. A: mi, kl, zr.
30. Kontaktomvandlad gråvacka. Imfors, 19G NO, 704815-154030. H: kv. V: mi, pl(32), bi, co. U: gr. A: sil, opm, ap, zr.
31. Kontaktomvandlad argillit. Ovanmo, 19G NO, 704385-153230. H: pl(25), bi*. V: mi, co*. U: opm, gf. A: zr, ap, kv.
32. Kontaktomvandlad gråvacka. Ovanmo, 19G NO, 704385-153230. H: kv. V: bi*, pl(28), co*, U: opm, gf, mi. A: gr*, ap, zr.

Tabell 1 (forts.)

	Metasediment				Metavulkaniter			
Nr	33	34	35	36	37	38	39	40
Prov nr	T.L. 77:62	T.L. 77:63	T.L. 83:11a	T.L. 80:5	T.L. 72:85	T.L. 74:66	T.L. 76:142	T.L. 84:6
SGU lab.nr	011-872	011-875	0577745	0559707	010-8290	010-9093	011 0207	1007161
SiO_2	53,7	69,0	58,7	86,0	46,6	59,5	50,5	46,9
TiO_2	0,82	0,59	0,90	0,16	2,1	0,78	1,1	1,8
Al_2O_3	21,4	14,1	18,5	6,8	12,2	16,1	16,5	12,4
Fe_2O_3	0,2	0,4	0,8	0,8	1,6	1,2	3,0	1,2
FeO	8,4	4,5	7,3	0,3	10,2	5,4	8,3	9,9
MnO	0,10	0,07	0,08	0,01	0,18	0,12	0,13	0,17
MgO	4,8	2,6	3,6	0,42	9,0	4,1	4,5	11,2
CaO	1,5	1,8	1,4	0,3	13,6	6,2	9,8	13,0
Na_2O	2,5	2,9	2,1	<0,1	1,6	2,8	3,1	1,8
K_2O	4,5	2,9	3,5	4,8	0,2	2,2	1,3	0,6
H_2O>105°	1,2	0,8	2,0	0,3	1,8	1,1	1,0	1,7
H_2O<105°	0,3	0,3	0,5	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1
P_2O_5	0,17	0,17	0,11	0,07	0,15	0,11	0,24	0,15
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,19	0,10	0,08	0,04	0,01	0,06	0,04	0,05
Summa	99,78	100,23	99,57	100,20	99,54	99,77	99,61	100,97
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,8	100,2	99,6	100,2	99,5	99,8	99,6	101,0
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	300	130	110	-	500	-	500	170
Cr	-	-	-	-	900	-	350	720
Co	-	-	-	-	110	-	50	55
Ni	-	-	-	-	310	-	70	210
B	<10	<10	130	-	-	-	-	-

33. Kontaktomvandlad argillit, xenolit i matrix enl. 34. Drickesbäckberget, 19G NO, 704680-152980. H: bi*, co*. V: pl(28), mi. U: kv, opm, opx*, mu/ser. A: ap, zr.

34. Matrix i breccia med xenoliter enl. 33. Drickesbäckberget, 19G NO, 704680-152980. H: kv, pl(27). V: bi*, co*. U: mi, opx*. A: zr, ap, opm.

35. Kontaktomvandlad argillit. Rödstuguhöjden, 19G NO, 704200-154110. H: kv, bi*, pl(23). V: co*. U: mi, mu/ser. A: zr, ap, opm.

36. Arkos med välbevarad klastisk textur. Lillnaggen, 17G SV, 691010-150270. H: kv. V: mi. U: bi, mu/ser, tu. A: ep, ap, opm, zr, ti/lx.

37. Metabasalt (amfibolit). Norrböle, 19I NV, 704310-162415. H: hb. V: pl(65-70), kpx. U: ti/lx, ser, ep. A: opm, ka.

38. Hornbländeskiffer. Solberg, 20H NO, 707735-159045. H-V: kv, pl(39), bi, hb. U: mi. A: ser, ep, ap, ka, lx.

39. Metabasalt (amfibolit). Väster-Linsjön, 17F SV, 691075-146845. hb-59, pl(41)-33, kv-5, kpx-1. A: bi, opm, ep, ap, ser.

40. Metabasalt (amfibolit). Nybodarna, 19I NV, 704545-162475. H: hb. U: ti/lx, pl, ser. A: sf, ka, ap.

Tabell 1 (forts.)

	Metavulkaniter						Primorogena intrusivbergarter	
Nr	41	42	43	44	45	46	47	48
Prov nr	L.P. 72:34	T.L. 73:65	T.L. 76:144	T.L. 79:18	T.L. 80:13	T.L. 81:4	T.L. 67:25	T.L. 73:69
SGU lab.nr	010-8284	010-8876	011-0208	0552127	0559708	0567232	010 5357	010-8878
SiO_2	74,4	75,2	71,2	76,4	69,8	68,2	47,6	42,0
TiO_2	0,30	0,36	0,57	0,21	0,67	0,63	0,92	3,4
Al_2O_3	13,1	12,3	12,6	11,2	12,7	12,2	9,7	15,8
Fe_2O_3	0,5	0,3	2,8	0,2	4,8	3,4	2,1	3,1
FeO	1,1	1,3	1,6	0,9	0,9	2,0	7,6	16,6
MnO	0,02	0,04	0,05	0,02	0,05	0,08	0,16	0,34
MgO	1,1	0,50	0,53	0,72	0,60	0,60	15,1	3,7
CaO	1,1	1,6	0,9	0,9	2,0	1,7	9,1	10,2
Na_2O	0,9	3,5	2,4	1,5	4,9	3,4	1,0	2,3
K_2O	5,3	3,3	6,2	5,3	2,4	4,4	1,7	0,4
$H_2O>105°$	1,5	0,2	0,3	0,6	0,2	0,5	2,8	1,4
$H_2O<105°$	0,3	<0,1	0,2	<0,1	0,2	0,3	-	<0,1
P_2O_5	0,02	0,04	0,13	0,05	0,12	0,12	0,27	1,04
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,08	0,08	0,08	0,09	0,04	0,08	0,11	0,02
Summa	99,72	98,82	99,56	98,09	99,38	97,61	98,16	100,40
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,7	98,8	99,6	98,1	99,4	97,6	98,2	100,4
Sr	50	80	50	30	130	140	420	-
Rb	200	160	240	170	70	150	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	350	110
Cr	-	-	-	-	-	-	930	70
Co	-	-	-	-	-	-	65	20
Ni	-	-	-	-	-	-	400	<5
B	-	-	-	-	-	-	-	-

41. Metaryolit, porfyrisk. Rocksjö, 20H SO, 707220-157685. H: kv, mi. V: pl(alb). U: ep. A: ser, bi, ap, opm.
42. Metaryolit, porfyrisk. Rocksjö, 20H SO, 707290-157655. H: kv, pl(alb). V: mi. U: bi, mu/ser, ep. A: opm, zr, lx, ap.
43. Metaryolit, porfyrisk. Hortesberget, 17F SV, 691680-145410. H: kv, mi. V: pl(10). U: bi, mt, ti/lx. A: ser, kl, ap, zr.
44. Metaryolit, porfyrisk. Rocksjö, 20H SO, 707220-157685. H: kv, mi. V: pl(alb). U: ser. A: tu, lx, opm, ap, ep, kl.
45. Metaryolit(?). Linåsen, 17F SV, 691000-146690. H: pl(alb). V: mi, kv. U: hb, mt, ti, ep. A: ap.
46. Metaryolit(?). Lillklacken, 17F SV, 690970-146750. H: mi, kv, pl(0-15). U: hb, mt, ti. A: ep, ap, ser, kl, zr, bi.
47. Gabbro, ultramafisk. Skog, 18I NV, 698175-161825. H: hb. U: bi, opm, pl(alb-olig). A: mi, ti, ep, ser, ap, pr, kl.
48. Gabbro. Kläppsjö, 20H SV, 706695-156910. H: pl(50-55). V: hb*, kpx*. U: ol*, opm, bi, cum*, ap. A: gr, kl, ser, ep, lx.

Tabell 1 (forts.)

	Primorogena intrusivbergarter							
Nr	49	50	51	52	53	54	55	56
Prov nr	T.L. 73:85	T.L. 75:90	T.L. 75:91	T.L. 75:93	T.L. 75:94	T.L. 75:95	T.L. 75:86a	B.R. 75:79
SGU lab.nr	010-8882	010-9691	010-9692	010-9693	010-9694	010-9695	010 9704	010-9702
SiO_2	49,8	50,4	47,5	46,4	51,0	48,1	47,0	50,0
TiO_2	3,8	0,34	0,35	0,47	1,1	0,43	0,43	1,5
Al_2O_3	16,4	16,6	24,1	24,4	16,2	19,4	27,1	15,3
Fe_2O_3	1,2	1,4	1,4	1,1	1,3	1,1	1,2	2,2
FeO	10,5	6,0	4,6	4,3	9,0	6,0	2,7	9,0
MnO	0,17	0,14	0,10	0,09	0,19	0,12	0,09	0,18
MgO	3,2	8,5	5,3	6,6	7,1	8,3	3,0	6,6
CaO	7,9	10,8	10,8	11,4	8,9	9,7	11,9	9,9
Na_2O	2,8	2,7	2,9	2,5	2,7	2,8	3,0	2,9
K_2O	1,8	0,5	0,6	0,4	0,4	0,5	0,7	0,6
$H_2O>105°$	0,7	1,7	1,5	1,4	1,3	2,4	1,9	1,1
$H_2O<105°$	≤0,1	0,3	0,3	0,3	0,2	0,4	0,4	0,2
P_2O_5	1,46	<0,01	0,03	0,05	<0,01	0,06	0,11	0,13
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,07	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,08	0,05
Summa	99,90	99,44	99,53	99,44	99,43	99,34	99,61	99,66
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,9	99,4	99,5	99,4	99,4	99,3	99,6	99,7
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	140	90	40	60	210	70	70	420
Cr	30	310	10	30	150	80	50	330
Co	25	40	30	20	30	30	20	40
Ni	5	60	50	120	40	100	30	50
B	-	-	-	-	-	-	-	-

49. Gabbro, plagioklasporfyritisk. Ysjön, 20H SV, 705485-156770. H: pl(55). V: bi, opx, kpx. U: kv, mi, opm, ap. A: hb, zr, ser, ep.
50. Gabbro, laminerad. Röström, 21G SO, 711520-152515. H: pl(56). V: kpx*, ol*, hb. U: opx*, opm, ser, ep. A: bi, sep.
51. Gabbro. Hoting, 21G SV, 711365-152045. H: pl(56). V: kpx*. U: ol*, opx*, hb, bi, tk, opm, ser, ep, sep.
52. Gabbro, laminerad. Röström, 21G SV, 711550-152090. H: pl(60). V: ol*, kpx*. U: opx*, sep, opm, hb, bi, ser, ep.
53. Gabbro, finkornig. Röström, 21G SV, 711730-152195. H: pl(45-55), hb. U: opm, bi. A: ser, ep, pr, kl.
54. Gabbro, laminerad. Röström, 21G SV, 711760-152260. H: pl(60), hb. U: ser, ep, kl. A: bi, opx, kpx, ka, opm, ol, ap.
55. Gabbroanortosit. Röström, 21G SO, 711480-152510. H: pl(70). V: kl, ser, ep. U: hb, kpx. A: pr, opm, ap, ka, mi.
56. Gabbro, laminerad. Rensjön, 21G SO, 711450-152900. H: pl(60). V: hb. U: bi, opm, kpx*, ser, ep. A: pr, ap.

Tabell 1 (forts.)

	Primorogena intrusivbergarter							
Nr	57	58	59	60	61	62	63	64
Prov nr	T.L. 70:18	B.R. 70:23a	T.L. 70:26	T.L. 70:35	T.L. 70:36	T.L. 73:84	T.L. 73:88	T.L. 71:46
SGU lab.nr	010-6644	010-6662	010-6650	010-6652	010-6653	010-8881	010 8885	010-8120
SiO_2	68,0	67,2	66,9	70,4	71,3	63,6	60,9	65,9
TiO_2	0,64	0,44	0,69	0,47	0,40	0,75	0,84	0,61
Al_2O_3	15,4	16,8	15,0	14,9	14,8	17,4	17,4	16,2
Fe_2O_3	<0,1	0,3	<0,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,8
FeO	4,3	4,0	4,9	4,1	3,4	4,0	4,9	3,8
MnO	0,06	0,09	0,07	0,05	0,06	0,07	0,07	0,07
MgO	1,4	1,6	2,0	2,1	1,7	2,1	2,7	1,3
CaO	2,5	4,6	2,9	1,9	1,6	3,1	4,1	2,5
Na_2O	2,9	3,1	2,6	2,6	2,3	3,2	3,4	2,7
K_2O	3,1	1,4	3,2	2,8	3,4	4,1	3,1	3,8
H_2O>105°	0,5	1,1	2,0	1,0	1,4	0,8	0,8	0,9
H_2O<105°	-	-	-	-	-	0,2	0,1	0,2
P_2O_5	0,16	0,12	0,22	0,20	0,21	0,13	0,15	0,25
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,08	0,06	0,03	0,06	0,07	0,09	0,08	0,09
Summa	99,14	100,81	100,61	100,88	100,94	99,94	99,04	99,12
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,1	100,8	100,6	100,9	100,9	99,9	99,0	99,1
Sr	210	390	260	150	150	240	340	190
Rb	170	55	180	140	130	180	160	210
Zr	310	-	280	-	-	220	-	320
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

57. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Arnäs, 19J NV, 702595-165190. H: pl(23), kv. V: mi, bi. U: kl, ser, ep. A: opm, ap, zr, ep, ti, lx.
58. Tonalit, gnejsig. Stor-Gussjön, 18H SV, 697460-155065. H: pl(30-36). V: kv, bi. U: hb. A: kl, ep, zr, ap, sf, ti, ser.
59. Granodiorit, sparsamt ögonförande, svagt gnejsig. Oringen, 18I SV, 695930-160600. H: pl(25-30), kv, V: bi, mi. U: ep, ser, kl. A: pr, ap, opm, zr, ti, lx.
60. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Spikarna, 17H SO, 691755-158930. H: pl(25), kv. V: mi, kl, bi. U: mu, ser. A: co, ap, opm, zr.
61. Mobilisat i starkt migmatitiserad granodiorit. Spikarna. 17H SO, 691760-158935. H: pl(24-28), kv. V: mi, bi. U: mu, ser. A: ka, ap, zr, opm, lx, kl.
62. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Åssjön, 19H NV, 703955-155760. H: pl(30), kv. V: bi, mi. U: ti, lx, kl. A: ep, opm, ap, ka, hb, zr.
63. Granodiorit, sparsamt ögonförande, svagt gnejsig. Hålaforsberget, 19H NV, 704495-155195. pl(45)-47, kv-19, bi-17, mi-13, opx-4. A: opm, ap, ep, ser, zr.
64. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Skinnsjön, 17G NV, 694190-151210. H: pl(25-27), kv. V: bi, mi. U: mu. A: ap, opm, kl, zr.

Tabell 1 (forts.)

	Primorogena intrusivbergarter							
Nr	65	66	67	68	69	70	71	72
Prov nr	T.L. 72:57	T.L. 72:79	B.R. 72:22	L.P. 73:14	T.L. 74:70	T.L. 75:96	B.R. 75:12	B.R. 75:15
SGU lab.nr	010-8277	010-8279	010-8282	010-8891	010-9088	010-9696	010-9700	010-9701
SiO_2	71,1	64,1	65,9	68,7	65,9	63,0	63,4	63,0
TiO_2	0,35	0,92	0,82	0,46	1,1	0,77	0,94	0,96
Al_2O_3	16,1	14,7	14,4	15,4	15,2	16,6	16,6	15,2
Fe_2O_3	0,3	0,9	0,6	0,3	0,2	0,9	1,2	1,0
FeO	1,9	4,4	3,8	2,7	4,9	3,8	3,7	4,2
MnO	0,03	0,08	0,08	0,04	0,07	0,08	0,05	0,08
MgO	0,88	3,0	2,6	0,95	1,4	2,1	2,0	2,5
CaO	2,4	3,2	2,8	1,7	2,7	4,4	3,8	4,4
Na_2O	4,3	2,6	2,9	3,9	2,8	4,1	3,5	3,6
K_2O	2,1	3,7	3,0	4,0	4,4	2,2	2,4	2,3
$H_2O>105°$	0,8	1,1	1,0	0,6	0,7	1,0	1,1	1,4
$H_2O<105°$	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3	0,4	0,3
P_2O_5	0,07	0,17	0,13	0,10	0,33	0,16	0,32	0,19
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,02	0,08	0,08	0,13	0,12	0,09	0,08	0,11
Summa	100,65	99,25	98,41	99,18	99,92	99,50	99,49	99,24
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	100,7	99,3	98,4	99,2	99,9	99,5	99,5	99,2
Sr	210	200	190	155	260	270	280	350
Rb	120	190	220	185	210	70	130	110
Zr	110	-	-	-	350	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	20	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

65. Tonalit, ljus. N. Bergsjön, 20H SO, 706085-157580. pl(25-30)-54, kv-29, bi-9, mi-4, mu-2, kl-1. A: opm, zr, ap, lx, ka.

66. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Seltjärn, 20I SV, 705550-160490. H: pl(30), kv. V: bi, mi. U: kl, hb, ser, mu. A: opm, ti, zr, ka, ep, ap.

67. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Risbäck, 20I SV, 705140-161030. H: pl(32). V: kv, bi. U: mi. A: ser, ep, ap, opm, hb, zr, pr, ti, kl.

68. Granodiorit-granit, gnejsig. Häckelberget, 19G NO, 702790-153945. H: pl(25), kv. V: mi, bi. U: kl. A: mu, ser, opm, ka, zr, pr, ap, sil.

69. Granodiorit, sparsamt ögonförande, gnejsig. Tegelträsket, 20I NV, 709070-160660. H: pl(24), kv. V: mi, bi. U: opm. A: mu, ser, ap, ka, kl, ep, zr.

70. Tonalit, sparsamt ögonförande, svagt gnejsig. Röström, 21G SV, 711950-152410. pl(28)-50, kv-26, bi-14, hb-6, mi-4. A: ser, ep, kl, opm, ap.

71. Tonalit, obetydligt gnejsig. Tannsjön, 21G SO, 710025-153625. H: pl(29), kv. V: bi. U: mi, ser, ep. A: kl, gf, ap, pr, zr.

72. Tonalit, sparsamt ögonförande, gnejsig. Hocksjö, 21G SO, 710535-153420. H: pl(35). V: kv, bi. U: mi, hb. A: ser, ep, opm, ap, pr, zr, ka, ti, kl.

Tabell 1 (forts.)

	Primorogena intrusivbergarter							
Nr	73	74	75	76	77	78	79	80
Prov nr	T.L. 76:146	T.L. 77:27	T.L. 77:30	T.L. 78:8	T.L. 79:17	T.L. 79:23	T.L. 83:22	T.L. 83:23
SGU lab.nr	011-0210	011-837	011-839	011-1442	0552126	0552129	0577746	0577747
SiO_2	70,0	63,7	61,9	66,1	60,0	59,8	64,2	59,5
TiO_2	0,47	0,94	0,88	0,58	0,71	0,68	0,55	0,69
Al_2O_3	14,3	15,3	16,8	16,0	14,5	19,2	16,8	17,5
Fe_2O_3	0,5	1,6	1,3	1,0	0,5	0,7	0,6	0,3
FeO	2,5	4,7	4,6	3,2	6,0	5,0	3,5	5,2
MnO	0,21	0,09	0,08	0,09	0,10	0,10	0,08	0,10
MgO	0,65	2,01	2,75	1,88	7,2	2,8	2,5	3,4
CaO	2,5	3,1	4,3	3,9	5,1	6,3	5,2	5,6
Na_2O	3,2	3,3	3,7	4,6	2,6	4,4	4,7	4,1
K_2O	4,3	3,4	2,6	1,8	3,0	1,1	1,0	1,4
$H_2O>105°$	0,4	0,5	1,2	1,1	0,9	0,7	0,7	0,6
$H_2O<105°$	0,1	0,4	0,4	0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2
P_2O_5	0,17	0,21	0,31	0,20	0,15	0,28	0,13	0,19
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,17	0,13	0,05	0,05	0,04	0,02	0,05	0,04
Summa	99,47	99,38	100,87	100,60	100,80	101,28	100,21	98,82
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,5	99,4	100,9	100,6	100,8	101,3	100,2	98,8
Sr	160	270	360	500	270	970	490	440
Rb	70	130	140	70	110	30	20	60
Zr	-	315	-	-	-	-	230	190
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

73. Granodiorit, ögonförande, gnejsig. Enstern, 17F SV, 691440-145830. H: kv, pl(24), V: bi, mi, hb. U: ti, ap. A: zr, opm, kl.
74. Granodiorit, ögonförande, svagt gnejsig. Grundsunda, 19J NV, 703210-166845. H: pl(30). V: kv, bi. U: mi, ser, pr. A: ep, kl, zr, opm, ap, ka.
75. Granodiorit-tonalit, sparsamt ögonförande, obetydligt förgnejsad. Inner-Mjösjön, 20J SV, 705510-165360. H: pl(32). V: kv, bi. U: mi. A: ser, ap, opm, zr, ep.
76. Tonalit, obetydligt förgnejsad. Rödhällorna, 18I SV, 696815-162000. pl(20-27)-44, kv-27, (ep+ser)-12, bi-11, hb-3, ti-1. A: kl, ka, opm, ap, zr, ka, pr.
77. Granodiorit, massformig. Mjövattnet, 20H SV, 706340-156435. pl(35)-40, (kpx+opx)-22, kv-15, bi-12, pe-11. A: ep, hb, ti, opm, ap.
78. Tonalit, massformig. Sör-Nysjön, 18G NO, 697505-154800. pl(30)-58, kv-16, hb-14, bi-11, ap-1. A: kl, ti, opm, zr, ser.
79. Tonalit, kontaktomvandlad. Hocksjön, 19G NV, 703620-151845. pl(30)-68, kv-19, bi*-7, kpx*-4, hb-2, opx*-1. A: opm, zr, ap, mi.
80. Tonalit, massformig. Sämtjärnen, 19G NV, 703125-151770. H: pl(37). V: bi, kv, opx, hb. A: opm, ap, zr.

Tabell 1 (forts.)

	Primorogena intrusivbergarter							
Nr	81	82	83	84	85	86	87	88
Prov nr	T.L. 84:7	T.L. 69:213	B.R. 69:62	L.P. 70:15	L.P. 70:19	L.P. 70:25	L.P. 70:26	L.P. 70:27
SGU lab.nr	1007162	010-5550	010-5551	010-6657	010-6658	010-6659	010-6660	010-6661
SiO_2	57,0	72,0	71,3	77,0	74,6	75,8	76,2	75,5
TiO_2	0,69	0,10	0,09	0,05	0,14	0,08	0,09	0,07
Al_2O_3	17,7	14,5	15,1	13,7	13,9	13,9	14,1	14,6
Fe_2O_3	1,3	<0,1	<0,1	0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1
FeO	5,2	1,0	1,2	1,0	1,0	0,7	1,1	0,9
MnO	0,12	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05
MgO	4,5	0,43	0,55	0,39	0,44	0,35	0,39	0,23
CaO	7,1	0,8	1,0	1,1	1,0	1,1	1,0	0,8
Na_2O	3,5	3,0	2,7	2,7	2,8	2,6	2,7	2,9
K_2O	1,8	5,1	7,1	3,9	4,7	5,1	4,6	4,4
$H_2O>105°$	1,5	1,0	0,9	<0,1	1,0	0,6	0,5	0,1
$H_2O<105°$	0,3	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,13	0,18	0,24	0,13	0,14	0,09	0,12	0,19
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,07	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
Summa	100,91	98,28	100,36	100,22	99,87	100,47	100,97	99,86
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	100,9	98,3	100,4	100,2	99,9	100,5	101,0	99,9
Sr	-	70	105	60	60	80	75	40
Rb	-	260	240	210	260	205	270	280
Zr	-	80	80	60	100	80	-	40
V	100	-	-	-	-	-	-	-
Cr	140	-	-	-	-	-	-	-
Co	35	-	-	-	-	-	-	-
Ni	40	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

81. Kvartsdiorit, massformig. Bjästa, 19I SO, 701455-163685. H: pl(37). V: hb. U: kv, kl, bi, ti, ser, ep. A: opm, ap, lx.
82. Granit, gnejsig. Orraklinten, 16H NO, 689555-157885. H: kv, pe. V: pl(18). U: bi, kl, gr. A: co, sil, ser, opm, zr, sp.
83. Granit, gnejsig. Armsjön, 16H NO, 689775-157975. H: kv, mi. V: pl(25). U: bi*, co*, gr*. A: opm, lx, kl, ap, zr, mu, ser, sil.
84. Granit, grov, massformig, Gransjön, 17G SO, 691235-153330. H: mi, kv. V: pl(18). U: co, mu, bi, gr. A: lx, zr.
85. Granit, grov, massformig. Hjältanstorp, 17G SO, 691280-153080.H: mi, kv. V: pl(10-20). U: bi, mu. A: zr, co, sil.
86. Granit, gnejsig. Gransjön, 17G SO, 691250-153310. H: kv, mi. V: pl(20). U: bi, kl, mu. A: zr, ep, co.
87. Granit, massformig. Hällsjön, 17G SO, 690960-153345. H: mi, kv. V: pl(20). U: co, kl, mu, gr. A: zr, lx.
88. Granit, obetydligt gnejsig. Storulvsjön, 17G SO, 690325-152685. H: mi, kv. V: pl(0-10). U: gr, bi, co, sil, mu. A: kl, zr, opm, lx.

Tabell 1 (forts.)

	Primorogena intrusivbergarter				Serorogena intrusivbergarter (Härnögranit m.m.)			
Nr	89	90	91	92	93	94	95	96
Prov nr	T.L. 70:21	T.L. 76:131	T.L. 76:170	T.L. 77:28	T.L. 70:22	T.L. 70:23	T.L. 70:24	T.L. 70:25
SGU lab.nr	010-6645	011-0205	011-0283	011-838	010-6646	010-6647	010-6648	010-6649
SiO_2	69,7	74,5	72,4	74,7	71,6	74,6	64,6	76,0
TiO_2	0,63	0,41	0,35	0,17	0,32	0,2	0,71	0,06
Al_2O_3	14,6	12,0	13,5	13,1	15,4	14,3	15,9	14,3
Fe_2O_3	0,3	0,6	0,8	0,8	0,2	0,1	0,2	0,1
FeO	4,1	1,7	1,6	1,2	1,4	1,4	5,7	0,8
MnO	0,06	0,05	0,04	0,05	0,02	0,02	0,08	0,03
MgO	1,6	0,33	0,45	0,35	0,55	0,45	1,5	0,28
CaO	2,5	1,2	1,8	1,1	1,0	0,8	2,9	0,7
Na_2O	2,6	2,7	3,4	3,5	2,8	2,9	2,8	3,3
K_2O	3,4	5,6	4,4	4,1	5,5	4,5	3,8	4,0
$H_2O>105°$	0,9	0,3	0,1	0,6	1,0	0,3	1,6	0,4
$H_2O<105°$	-	0,1	0,2	0,4	-	-	-	-
P_2O_5	0,14	0,07	0,11	0,03	0,16	0,12	0,21	0,29
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,09	0,07	0,10	0,04	0,04	0,02	0,16	0,02
Summa	100,32	99,63	99,25	100,14	99,99	99,71	100,16	100,28
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	100,3	99,6	99,3	100,1	100,0	99,7	100,2	100,3
Sr	230	50	100	60	80	60	200	50
Rb	210	250	110	210	380	390	130	370
Zr	-	-	-	-	200	160	800	50
V	-	-	20	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

89. Granit, ögonförande, obetydligt gnejsig. Skeppsmalen, 19J SV, 701360-166170. H: kv, pl(20-25). V: mi, bi. U: kl, ser. A: ap, pr, opm, zr, lx, ep.

90. Granit, starkt gnejsig, nära diabas. Kläppberget, 17F NV, 693020-145290. pe-48, kv-36, pl(20-22)-9, hb-3, bi-2, opm-2. A: ti, lx, zr, ap.

91. Granit, ögonförande, gnejsig. Öster-Sotsjön, 17F SV, 690970-147165. H: mi, kv, pl(23). U: bi. A: zr, ap, opm, kl, ser.

92. Granit, ögonförande, gnejsig. Banafjäl, 19J SV, 702365-166330. H: mi, kv, pl(17). U:bi, kl, ser. A: zr, pr, ap.

93. Granit, småporfyrisk. Örnsköldsvik, Åsberget, 19I SO, 702400-164555. H: mi, kv. V: pl(0-10). U: kl, mu, ser, bi. A: opm, lx, ap, zr, ka.

94. Granit, jämnkornig. Örnsköldsvik, Varvsberget, 19I SO, 702275-164530. kv-36, mi-34, pl(10-15)-18, mu-8, kl-3. A: bi, ap, zr, fl.

95. Granodiorit, småporfyrisk. Överhörnäs, 19I SO, 702260-163895. H: pl(28). V: kv, mi, bi. U: kl. A: ap, ep, pr, zr, opm, ti.

96. Granit, jämnkornig. Högsjö, 18I SV, 696670-160620. kv-39, pl(10)-29, mi-20, mu-8, bi-4. A: ap, zr.

Tabell 1 (forts.)

Serorogena intrusivbergarter (Härnögranit m.m.)								
Nr	97	98	99	100	101	102	103	104
Prov nr	T.L. 71:47	T.L. 71:49	T.L. 70:29	T.L. 70:68	T.L. 70:69	T.L. 72:86	L.P. 73:5	L.P. 73:4
SGU lab.nr	010-8121	010-8123	010-6651	010-6654	010-6655	010-8281	010-8886	010-8887
SiO_2	72,4	73,5	73,6	73,8	70,1	70,2	70,9	70,7
TiO_2	0,23	0,21	0,21	0,20	0,19	0,34	0,37	0,33
Al_2O_3	14,9	13,8	14,5	14,0	15,0	14,2	14,7	14,8
Fe_2O_3	0,3	0,5	<0,1	<0,1	0,5	0,5	0,3	0,3
FeO	1,6	1,2	1,7	1,4	2,3	2,1	2,0	2,0
MnO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,08	0,05	0,04	0,04
MgO	0,6	0,3	0,53	0,45	0,11	0,49	0,79	0,69
CaO	2,0	0,9	1,3	2,0	1,5	1,4	1,1	1,0
Na_2O	4,2	2,7	3,2	3,5	3,9	3,6	3,1	3,3
K_2O	2,5	5,2	4,2	3,2	5,4	4,1	4,8	4,5
$H_2O>105°$	0,5	0,6	0,5	1,3	1,3	0,5	0,8	0,9
$H_2O<105°$	0,2	0,2	-	-	-	0,3	0,1	0,1
P_2O_5	0,07	0,05	0,09	0,04	<0,01	0,14	0,19	0,21
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,05	0,03	0,06	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04
Summa	99,60	99,23	100,02	100,09	100,43	97,98	99,24	98,91
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,6	99,2	100,0	100,1	100,4	98,0	99,2	98,9
Sr	240	40	90	120	60	160	100	95
Rb	100	350	300	160	150	250	260	260
Zr	-	-	140	180	600	230	-	-
V	-	-		-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

97. Granodiorit, jämnkornig. Torringen, 17G NV, 694980-150510. pl(20-27)-43, kv-30, pe-15, bi-10, ser-1, kl-1. A: ap, opm, zr.

98. Granit, småporfyrisk, Torringen, 17F NO, 694835-149720. H: kv, mi. V: pl(10). U: bi, kl, mu, ser. A: ap, zr, fl, opm.

99. Granit, jämnkornig. Hussjö, 17H NO, 693940-159270. H: kv, mi. V: pl(15-20). U: bi, mu. A: ap, kl, zr, fl.

100. Granit, jämnkornig. Kvissleby, 17H SO, 691250-157765. H: kv, pl(22). V: mi, bi. A: gr, mu, ser, ap, opm, mz, zr.

101. Granit, hornbländeförande. Skallsjön, 18G SV, 695345-151565. H: pe, pl(10-15), kv. V: bi. U: hb. A: fl, ep, zr, kl, ka.

102. Granit, skiffrig. Norrböle, 19I NO, 704160-162315. kv-37, pl(18)-34, mi-20, bi-8. A: kl, mu, ser, ap, zr.

103. Granit, småporfyrisk, kontaktomvandlad. Valasjön, 19G NO, 703920--152870. H: mi, kv. V: pl(18). U: bi*, co*, kl. A: opm, ap, spi, zr, sil.

104. Granit, sparsamt småporfyrisk, kontaktomvandlad. Valasjön, 19G NO, 703955-153110. H: mi, kv, pl(18). V: bi, co. U: kl, sil. A: spi, opm, ap, zr, ds.

Tabell 1 (forts.)

Serorogena intrusivbergarter (Härnögranit m.m.)								
Nr	105	106	107	108	109	110	111	112
Prov nr	L.P. 73:43	L.P. 73:7	L.P. 73:47	T.L. 74:42	T.L. 75:54	T.L. 75:99	L.P. 77:9	L.P. 77:38
SGU lab.nr	010-8888	010-8889	010-8890	010-9083	010-9690	010-9699	00628(2)	011-840
SiO_2	70,6	70,3	70,3	72,0	71,3	71,4	71,4	72,8
TiO_2	0,41	0,39	0,37	0,26	0,36	0,23	0,53	0,23
Al_2O_3	14,6	14,9	15,7	14,5	13,9	15,1	14,3	13,3
Fe_2O_3	0,2	0,1	0,2	0,3	0,4	<0,1	0,94	1,2
FeO	2,1	2,3	2,1	1,3	1,9	1,4	1,26	1,5
MnO	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04
MgO	0,81	0,81	0,78	0,42	0,50	0,31	0,66	0,29
CaO	1,2	1,2	1,1	0,7	1,1	1,0	0,91	0,9
Na_2O	3,0	3,0	3,0	3,0	3,1	3,0	2,54	3,0
K_2O	4,9	4,8	5,1	5,9	5,6	5,6	6,23	6,0
$H_2O>105°$	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8	0,8	1,04	0,8
$H_2O<105°$	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,19	0,5
P_2O_5	0,17	0,16	0,16	0,18	0,19	0,22	0,13	0,04
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,06	0,05	0,05	0,03	0,06	0,03	-	0,08
Summa	98,99	98,95	99,70	99,52	99,44	99,52	100,25	100,68
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,0	99,0	99,7	99,5	99,4	99,5	100,3	100,7
Sr	70	120	115	70	90	50	75	70
Rb	220	265	265	360	260	290	300	120
Zr	-	-	-	120	-	-	270	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

105. Granit, småporfyrisk, kontaktomvandlad. Aspåsen, 19G NO, 704075-152585. H: mi, kv. V: pl(20-26), bi. U: kl, co. A: gr, opm, zr, ap, spi, sil.
106. Granit, småporfyrisk, kontaktomvandlad. Eldsjön, 19G NO, 703620-152755. H: kv, mi. V: pl(20-22), bi*, co*. U: mu, ser. A: kl, and, sil, opm, ap, ka, zr, spi*.
107. Granit, småporfyrisk, kontaktomvandlad. Eldsjön, 19G NO, 703655-152620. H: kv, mi. V: pl(20-25), bi. U: co. A: kl, opm, mu, ser, ap, zr, sil, ka, and, spi.
108. Granit, grovporfyrisk. Degersjön, 20H NO, 707610-157715. H: kv, mi. V: pl(12-15), mu, bi. A: opm, kl, zr, ap, ru.
109. Granit, småporfyrisk. Brocksjön, 21G SV, 710895-150870. H: kv, mi. V: pl(18). U: bi, mu, ser. A: opm, ap, ti, lx, zr, kl.
110. Granit, glest småporfyrisk, kontaktomvandlad. Stenhällan, 21G SV, 710195-150970. H: mi, kv, pl(17). U: bi, co. A: sil, ap, zr, kl, ser, opm.
111. Granit, småporfyrisk. Rönberget, 20I NO, 709670-162550. H: pl(olig), kv, mi. U: bi, kl, mu, ser. A: zr, ru, lx, opm, and, ka.
112. Granit, småporfyrisk. Åtessjön, 19I SO, 701905-163650. H: kv, mi, pl(5). U: kl, ep, ser. A: ap, zr, opm, lx.

Tabell 1 (forts.)

	Serorogena intrusivbergarter (Härnögranit m.m.)		Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)					
Nr	113	114	115	116	117	118	119	120
Prov nr	T.L. 78:10	L.P. 73:1a	T.L. 72:77	B.R. 72:31	T.L. 73:1a	T.L. 73:54a	T.L. 73:86	T.L. 73:87
SGU lab.nr	011-1443	010-8892	010-8278	010-8283	010-8874	010-8875	010-8883	010-8884
SiO_2	74,1	72,1	66,3	70,6	62,1	63,1	66,0	65,4
TiO_2	0,09	0,36	0,70	0,54	0,88	0,88	0,85	0,75
Al_2O_3	14,1	14,4	15,3	13,7	16,2	15,8	14,8	15,7
Fe_2O_3	0,4	0,4	0,9	0,7	1,1	1,0	0,8	0,8
FeO	0,8	1,9	2,6	3,1	4,9	4,5	4,0	3,7
MnO	0,05	0,04	0,06	0,05	0,09	0,08	0,07	0,07
MgO	0,30	0,56	0,71	0,37	1,0	0,96	0,82	0,76
CaO	0,6	1,4	2,1	1,5	3,3	3,1	2,8	2,7
Na_2O	3,4	3,5	2,8	2,5	3,1	3,1	3,0	3,1
K_2O	4,5	4,4	5,9	5,2	5,0	5,5	4,9	5,6
$H_2O>105°$	0,9	0,6	0,7	0,7	0,9	0,1	0,7	0,6
$H_2O<105°$	0,1	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	≤0,1	≤0,1
P_2O_5	0,29	0,10	0,19	0,19	0,23	0,24	0,20	0,19
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,03	0,07	0,14	0,10	0,14	0,15	0,13	0,14
Summa	99,66	100,03	98,70	99,55	99,04	98,61	99,17	99,61
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,7	100,0	98,7	99,6	99,0	98,6	99,2	99,6
Sr	50	105	310	130	200	220	200	210
Rb	270	175	180	310	185	180	190	210
Zr	-	-	510	-	-	-	420	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

113. Granit, jämnkornig. Grössjön, 18H NV, 699070-157065. kv-40, pl(0-7)-28, mi-15, mu-14, bi-2. A: ap, opm.
114. Granit, jämnkornig, kontaktomvandlad. Lappmon, 19G NO, 704490-153370. kv-34, pl(20-23)-31, mi-27, gr*-3, kl-2, bi*-1. A: opm, ep, ap, zr, ka, fl, ru, sil, spi*.
115. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå. Nyåker, 20I SV, 707470-160065. H: mi, pl(25). V: bi, kv. U: ti. A: ap, opm, ser, ka, kl, zr.
116. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Uddersjö, 20I SV, 707280-162065. H: kv, mi. V: pl(25), bi. U: ser. A: opm, fl, ap, zr, kl.
117. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Långvattnet, 20G SO, 707060-153955. H: mi, pl(25-28). V: kv, bi, hb. U: ser, ep, mu. A: ti, lx, ap, zr, opm, pr, ka.
118. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Midskogstjärnen, 20G SO, 707425--153720. H: mi, pl(28). V: kv, bi. U: hb. A: opm, ser, ep, pr, ap, zr, ti, lx, ot.
119. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Tarasjöberg, 20G SO, 706305-154335. H: mi, pl(28). V: bi, kv, hb. U: ep, ser. A: opm, ap, pr, ti, zr, tu, kl, ka.
120. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Nordankäl, 20G SO, 706165-153190. H: mi, pl(30). V: kv, bi, hb. U: mu, ser, ep. A: opm, zr, ap, pr, ti, lx, ka.

Tabell 1 (forts.)

	Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)							
Nr	121	122	123	124	125	126	127	128
Prov nr	L.P. 73:45a	T.L. 74:67	T.L. 74:68	T.L. 74:69	T.L. 74:58	T.L. 74:61	L.P. 74:26	L.P. 74:27
SGU lab.nr	010-9091	010-9084	010-9087	010-9085	010-9089	010-9090	010-9108	010-9102
SiO_2	65,8	69,2	73,4	67,4	68,0	53,4	57,0	57,0
TiO_2	0,92	0,47	0,43	0,74	0,64	3,1	1,7	1,7
Al_2O_3	15,6	14,9	12,8	15,3	14,6	11,0	15,4	16,2
Fe_2O_3	0,4	0,6	0,2	0,1	0,4	0,7	0,5	0,4
FeO	5,3	2,2	2,3	3,6	3,4	17,5	10,8	10,4
MnO	0,09	0,04	0,04	0,05	0,05	0,22	0,16	0,15
MgO	1,5	0,55	0,44	1,0	0,62	3,3	2,1	1,9
CaO	2,5	1,6	1,6	2,5	2,3	3,8	4,5	4,6
Na_2O	2,8	3,0	2,9	3,0	3,0	2,3	3,0	3,3
K_2O	3,8	6,4	5,1	5,2	5,6	2,0	3,1	3,1
$H_2O>105°$	0,8	0,4	0,4	0,6	0,9	1,1	0,8	0,4
$H_2O<105°$	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1
P_2O_5	0,17	0,11	0,09	0,19	0,17	1,23	0,50	0,48
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,10	0,13	0,07	0,14	0,11	0,02	0,11	0,14
Summa	99,88	99,80	99,87	99,92	99,89	99,87	99,97	99,87
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,9	99,8	99,9	99,9	99,9	99,9	100,0	99,9
Sr	160	240	140	340	180	-	180	280
Rb	130	210	160	170	230	-	110	110
Zr	-	330	-	300	370	-	-	470
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

121. Revsundsgranit, småporfyrisk, grå. Stor-Kilsjön, 19G NO, 704735-153940. H: pl(28), kv. V: mi, bi. U: gr. A: opm, ap, zr.
122. Revsundsgranit, grovporfyrisk, gråröd, med parallellstruktur. Byxsjön, 20H NO, 707655-159410. H: mi, kv. V: pl(22), bi. A: kl, ap, ser, opm, zr, ot, ka.
123. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå, med parallellstruktur. Åselliden, 20H NO, 707670-159540. H: mi, kv. V: pl(24), bi. U: ser, mu. A: opm, ap, zr, ot, ka, fl.
124. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå, med parallellstruktur. Lägsta, 20I NV, 708074-160915. H: mi, pl(27). V: kv, bi. U: mu, ser. A: ap, opm, zr, ot, ep, kl.
125. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå. Bodumsjön, 20G NV, 708970--152265. H: mi, kv, pl(24-30). V: bi, hb. U: ti, opm. A: ap, zr, ser, ep, pr, kl, fl, ka.
126. Tonalit (samhörig med Revsundsgraniten). Skirsjön, 20G NO, 708670--153680. H: pl(28). V: bi, kv, hb, opx. U: ap, opm. A: zr, ser.
127. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Vimmarvattnet, 20G SV, 705645-150670. H: pl(34). V: opx, bi, hb, kv. U: pe, kpx, opm. A: ser, ep, ap, zr, ka, kl.
128. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Vimmarvattnet, 20G SV, 705525-150595. pl(35)-44, opx*-16, pe-13, kv-11, bi*-7, opm-4, hb*-2, kpx*-1. A: ap, ep, zr.

Tabell 1 (forts.)

Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)								
Nr	129	130	131	132	133	134	135	136
Prov nr	L.P. 74:28b	L.P. 74:33	L.P. 74:34	L.P. 74:35	L.P. 74:36	L.P. 74:37	L.P. 74:21a	L.P. 74:40
SGU lab.nr	010-9098	010-9103	010-9104	010-9105	010-9106	010-9109	010-9115	010-9114
SiO_2	55,7	57,8	57,8	57,9	59,3	63,6	59,1	62,3
TiO_2	1,9	1,6	1,6	1,6	1,5	0,96	1,5	1,1
Al_2O_3	15,8	16,5	15,8	15,9	15,5	15,7	15,8	15,7
Fe_2O_3	0,3	0,2	0,3	0,6	0,6	0,5	0,1	0,5
FeO	12,2	9,5	10,3	9,8	9,1	5,2	9,5	6,5
MnO	0,18	0,14	0,15	0,15	0,15	0,08	0,14	0,10
MgO	2,3	1,7	1,9	1,9	1,7	1,0	1,7	1,2
CaO	5,1	4,5	4,5	4,1	4,1	3,0	4,1	3,5
Na_2O	3,3	3,2	3,2	3,1	3,2	3,1	3,1	3,2
K_2O	2,2	3,7	3,3	3,6	3,7	5,3	3,8	4,7
$H_2O>105°$	0,3	0,4	0,3	0,6	0,3	0,7	0,5	0,5
$H_2O<105°$	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,1	0,1
P_2O_5	0,45	0,42	0,43	0,41	0,37	0,22	0,36	0,29
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,08	0,16	0,13	0,12	0,15	0,15	0,15	0,16
Summa	99,91	99,92	99,91	98,98	99,87	99,81	99,95	99,85
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,9	99,9	99,9	99,0	99,9	99,8	100,0	99,9
Sr	190	210	270	230	210	180	210	190
Rb	80	90	110	150	130	190	130	160
Zr	-	-	470	600	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

129. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Vimmarvattnet, 20G SV, 705990-150470. H: pl(36). V: opx, pe, bi. U: kv, kpx, hb, opm. A: ap, ser, ep, zr.
130. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Vimmarvattnet, 20G SV, 705425-150535. H: pl(34). V: opx, pe, kv. U: bi, hb, opm. A: kpx, ap, ser, zr.
131. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Granberget, 20G SV, 705210--150425. H: pl(34). V: opx, pe. U: kv, bi, opm. A: ap, kpx, ser, ep, hb, zr.
132. Kvartsmonzodiorit, gråsvart-grå, småporfyrisk. Ned. Vallvattnet, 19G NV, 704975-150965. H: pl(28). V: pe, kv, bi, opx. U: hb, kpx, ser, ep. A: ap, opm, zr, pr.
133. Kvartsmonzonit, gråsvart, småporfyrisk. Övre Vallvattnet, 20G SV, 705100-150835. H: pl(37). V: kv, pe, opx, bi. U: hb. A: opm, zr, ap, ser.
134. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Stor-Finnsjön, 20G SV, 705365--151065. H: mi, pl(30). V: kv, bi. U: hb. A: ser, ep, zr, opm, ap, ti.
135. Kvartsmonzonit, grovporfyrisk, gråsvart-grå. Högbränna, 20G SV, 706225--150670. H: pl(30). V: kv, opx, bi, pe. U: hb, kpx, opm. A: ser, ep, ap, zr.
136. Revsundsgranit, gråsvart-grå, småporfyrisk. Vimmarvattnet, 20G SV, 705895-150310. H: pl(30-35). V: pe, kv, bi. U: hb, ser, ep. A: ap, zr, opm, pr.

Tabell 1 (forts.)

	Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)							
Nr	137	138	139	140	141	142	143	144
Prov nr	L.P. 74:43	L.P. 74:51	L.P. 74:52	L.P. 74:48	L.P. 74:53	L.P. 74:55	L.P. 74:60	L.P. 74:61
SGU lab.nr	010-9113	010-9110	010-9107	010-9097	010-9116	010-9117	010-9118	010-9111
SiO_2	56,8	63,4	57,8	64,8	63,8	62,3	64,3	63,2
TiO_2	1,6	0,86	1,6	0,87	0,98	1,2	0,96	0,97
Al_2O_3	16,4	16,4	15,9	15,5	15,1	14,8	15,3	15,7
Fe_2O_3	0,2	0,5	0,5	0,5	0,7	1,0	0,6	0,5
FeO	10,2	4,7	9,8	4,7	5,6	6,0	5,2	5,5
MnO	0,15	0,08	0,14	0,08	0,09	0,11	0,09	0,09
MgO	2,0	0,95	1,8	0,88	0,97	1,3	1,0	0,91
CaO	4,5	2,9	4,4	2,6	2,9	3,4	3,0	3,0
Na_2O	3,2	3,1	3,2	3,1	3,0	3,1	3,1	3,2
K_2O	3,4	5,6	3,4	5,7	5,1	4,8	5,2	5,4
$H_2O>105°$	0,6	0,6	0,5	0,7	1,0	1,2	0,6	0,9
$H_2O<105°$	0,2	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1
P_2O_5	0,45	0,19	0,41	0,21	0,23	0,30	0,22	0,25
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,15	0,18	0,14	0,13	0,14	0,15	0,17	0,16
Summa	99,85	99,76	99,89	99,87	99,81	99,86	99,84	99,88
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,9	99,8	99,9	99,9	99,8	99,9	99,8	99,9
Sr	230	190	210	130	170	240	180	230
Rb	100	200	130	210	210	190	180	200
Zr	-	-	-	-	-	470	-	360
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	10
B	-	-	-	-	-	-	-	-

137. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Vimmarvattnet, 20G SV, 705895-150310. H: pl(35). V: pe, opx*, bi*, U: kv, opm. A: hb*, kpx*, ap, ep, ser, zr.
138. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Stor-Finnsjön, 20G SV, 705285--151190. H: mi, pl(30). V: kv, bi, hb. A: ser, opm, ap, ep, pr, kl, zr, ka.
139. Kvartsmonzodiorit, gråsvart, småporfyrisk. Granberget, 20G SV, 705060--150625. H: pl(37). V: bi, opx, pe. U: kv, hb, opm. A: kpx, ap, zr, kl.
140. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Vängel, 20G SV, 706655-152255. H: mi. V: kv, pl(25-32), bi*. U: hb*, ot, ti. A: opm, ap, zr, ser, kl, ka.
141. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Onsjön, 20G SV, 707125-150890. H: mi, pl(21). V: kv, bi. U: hb. A: ap, opm, ti, ser, zr, ep, ka, kl, pr.
142. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Brattfors, 20G SV, 706655-151380. H: pl(30), mi. V: kv, bi, hb. U: ser. A: opm, ap, ka, zr, ep, kl, ti.
143. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Ramselesjön, 20G SV, 705440-152105. H: mi, pl(30-35). V: kv, bi. U: hb. A: ser, ep, opm, ap, zr, kl, ti.
144. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Stor-Finnsjön, 20G SV, 705875--151125. H: mi, pl(30). V: kv, bi, hb. A: ser, opm, ti, ap, zr, ep, pr, kl, fl.

Tabell 1 (forts.)

	Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)							
Nr	145	146	147	148	149	150	151	152
Prov nr	L.P. 74:62	L.P. 74:57	L.P. 74:70	L.P. 74:71	L.P. 74:72	L.P. 74:73	L.P. 74:74	T.L. 75:134
SGU lab.nr	010-9119	010-9121	010-9122	010-9123	010-9120	010-9124	010-9125	010-9726
SiO_2	66,5	69,6	67,2	71,4	65,3	65,0	65,0	68,3
TiO_2	0,80	0,52	0,71	0,50	0,79	0,87	0,72	0,57
Al_2O_3	14,4	14,3	14,6	13,1	15,8	15,2	16,0	14,2
Fe_2O_3	0,6	0,3	0,7	0,6	0,4	0,6	0,6	0,9
FeO	4,0	2,8	3,5	2,4	4,0	4,5	3,6	2,6
MnO	0,08	0,05	0,07	0,04	0,07	0,08	0,06	0,06
MgO	0,83	0,48	0,74	0,50	0,78	0,93	0,74	0,82
CaO	2,1	1,8	2,4	1,7	2,8	2,5	2,6	2,2
Na_2O	2,9	2,9	3,1	2,9	3,3	3,0	3,3	2,9
K_2O	5,8	6,3	5,6	5,2	5,5	5,5	5,9	5,4
$H_2O>105°$	1,3	0,5	0,7	0,7	0,6	1,1	0,7	1,0
$H_2O<105°$	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,2
P_2O_5	0,20	0,10	0,15	0,08	0,15	0,19	0,17	0,13
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,14	0,11	0,15	0,07	0,15	0,13	0,16	0,11
Summa	99,85	99,86	99,82	99,39	99,74	99,80	99,75	99,39
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,9	99,9	99,8	99,4	99,7	99,8	99,8	99,4
Sr	170	110	180	100	170	170	220	140
Rb	190	260	210	260	190	210	240	160
Zr	-	-	-	-	-	-	370	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

145. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå. Vängel, 20G SV, 706740-151870. H: mi, pl(14), kv. U: kl, bi. A: ser, ka, pr, ti, ep, zr, opm.

146. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Vängelbodarna, 20G SV, 707040--152480. H: mi, kv. V: pl(25-33), bi. U: hb, ti. A: opm, ap, zr, pr, ser, kl, ep.

147. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Österåsen, 20G NV, 707790-150575. H: mi, pl(30), kv. V: bi. U: hb, ser. A: kl, pr, opm, ap, ti, zr, ka, ep.

148. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Nagasjön, 20G NV, 708860-151060. H: mi, kv, pl(olig, alb). U: bi, kl, ser. A: fl, opm, ap, ti, zr, ka, ep, pr.

149. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Åsjön, 20G NV, 707655-151950. H: mi, pl(25). V: kv, bi. U: hb, ser. A: ap, opm, ti, ep, pr, zr, ka, kl, or.

150. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Stor-Bergsjön, 20G NV, 708675--150730. H: mi, pl(25). V: kv. U: bi*, kl, hb*, ser. A: ap, ti, ka, opm, zr, ep, ot, pr.

151. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Väster-Rudsjön, 20G NV, 708665--151430. H: mi, pl(28). V: kv, bi, hb. U: ser, ep, ap, ti. A: zr, opm, pr.

152. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå, med parallellstruktur. Harrsjön, 17F NV, 693830-146170. H: mi, pl(26), kv. V: bi. U: ti, hb, ep, ser. A: ap, zr, opm, kl, pr.

Tabell 1 (forts.)

Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)								
Nr	153	154	155	156	157	158	159	160
Prov nr	T.L. 75:154	T.L. 75:155	B.R. 75:80	T.L. 77:4	T.L. 77:6	T.L. 77:26	T.L. 77:60	T.L. 74:55
SGU lab.nr	010-9728	010-9729	010-9703	011-833	011-834	011-836	011-871	010-9086
SiO_2	64,0	68,6	69,0	72,8	66,4	69,8	61,9	72,4
TiO_2	0,84	0,66	0,47	0,31	1,00	0,38	1,36	0,34
Al_2O_3	15,5	14,1	14,0	13,4	14,2	14,1	15,2	13,5
Fe_2O_3	1,4	0,6	1,1	0,6	0,8	1,2	0,2	0,4
FeO	4,0	3,4	2,6	2,1	3,9	2,0	9,0	2,1
MnO	0,09	0,07	0,06	0,04	0,07	0,05	0,15	0,04
MgO	1,2	1,2	0,35	0,27	1,23	0,27	2,24	0,35
CaO	3,2	2,1	1,8	1,4	2,6	1,9	3,7	1,3
Na_2O	3,2	3,2	2,7	2,6	2,9	2,8	3,5	3,0
K_2O	4,7	4,0	5,7	5,9	5,1	5,9	1,7	5,5
$H_2O>105°$	0,9	1,1	1,1	0,5	0,6	0,7	0,5	0,8
$H_2O<105°$	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1
P_2O_5	0,22	0,17	0,20	0,10	0,35	0,13	0,44	0,07
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,14	0,08	0,12	0,14	0,11	0,19	0,03	0,07
Summa	99,59	99,48	99,50	100,46	99,56	99,72	100,12	99,97
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,6	99,5	99,5	100,5	99,6	99,7	100,1	100,0
Sr	200	160	160	160	230	200	200	100
Rb	130	190	250	230	250	200	50	350
Zr	-	-	-	-	-	-	-	240
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

153. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå, med parallellstruktur. Stor--Tjärusjön, 17F NV, 693530-146460. H: pl(30). V: mi, kv, bi. U: hb, kl, ser, ti. A: zr, ap, ep, opm, ot.
154. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Flaskmyrberget, 17F NV, 694120--147165. H: pl(30). V: kv, bi, mi. U: ser. A: ep, kl, opm, ap, zr, pr.
155. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Tannsjön, 21G SO, 710475-153870. H: mi, kv, pl(30-35). V: bi. U: kl, pr, ser. A: ep, ap, zr, opm.
156. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå. Mattarbodum, 20I SO, 705770--164025. H: mi, kv. V: pl(27), bi. U: kl. A: zr, opm, ap, ru, ser, fl.
157. Revsundsgranit, grovporfyrisk, grå. Hemling, 20I SO, 705995-163320. H: mi, pl(28). V: kv, bi. U: opm, ti, ap, ser. A: ep, zr.
158. Revsundsgranit, grovporfyrisk, rödgrå. Getingstabodum, 19I NO, 704890--164630. H: mi, kv, pl(31). V: bi. U: hb. A: ser, ep, ap, ti, zr, fl, opm.
159. Granodiorit i Revsundssviten, småporfyrisk, grå. Drickesbäckberget, 19G NO, 704680-152985. H: pl(28). V: bi*, kv. U: mi, opx*, gr*. A: ap, zr, opm, kl, ser, tu.
160. Sörviksgranit, kvarts-fältspatporfyrisk, grå. Hällvattnet, 20G NV, 709830-151055. H: mi, kv. V: pl(23-25), bi. U: kl. A: opm, ap, zr, tu, pr, ot, ep, ser.

Tabell 1 (forts.)

	Postorogena intrusivbergarter (Revsundssviten m.m.)			Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)				
Nr	161	162	163	164	165	166	167	168
Prov nr	L.P. 74:28a	L.P. 74:30	L.P. 74:67	T.L. 68:23	G.L. 18	G.L. 23	G.L. 35	G.L. 55
SGU lab.nr	010-9099	010-9101	010-9112	010-235	010-487	010-491	010-5464	010-5483
SiO_2	77,0	73,5	72,0	55,1	48,3	46,9	51,3	51,7
TiO_2	0,23	0,35	0,38	1,88	1,77	0,94	2,1	3,5
Al_2O_3	11,8	13,1	13,5	14,8	18,1	15,4	15,1	13,9
Fe_2O_3	0,2	0,2	0,6	2,5	1,1	0,2	4,1	1,2
FeO	1,0	1,7	2,0	11,6	16,8	16,4	11,2	13,2
MnO	0,02	0,04	0,05	0,18	0,26	0,24	0,19	0,22
MgO	0,15	0,29	0,35	2,0	1,8	9,7	4,9	4,0
CaO	0,7	1,2	1,4	5,7	7,3	7,0	6,6	6,2
Na_2O	2,6	2,6	2,8	3,3	3,7	2,3	2,8	2,7
K_2O	5,7	6,2	5,7	1,5	0,6	0,5	1,6	1,7
$H_2O>105°$	0,3	0,4	0,6	0,9	1,0	0,6	0,3	1,0
$H_2O<105°$	0,1	0,1	0,2	0,3	-	-	-	-
P_2O_5	0,01	0,04	0,15	0,60	0,54	0,15	0,38	0,29
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	0,1	-	-	-	-
BaO	0,03	0,08	0,09	0,05	0,06	0,03	0,06	0,06
Summa	99,84	99,80	99,82	100,51	101,33	100,36	100,63	99,67
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,8	99,8	99,8	100,5	101,3	100,4	100,6	99,7
Sr	30	80	120	170	360	270	200	210
Rb	310	210	270	100	-	-	-	-
Zr	-	-	220	100	-	-	-	-
V	-	-	-	170	160	250	220	360
Cr	-	-	-	35	50	80	80	45
Co	-	-	-	30	5	110	45	35
Ni	-	-	-	20	40	150	25	20
B	-	-	-	-	-	-	-	-

161. Sörviksgranit, jämnkornig till sparsamt fältspatporfyrisk, gråvit. Vimmarvattnet, 20G SV, 705990-150470. mi-45, kv-34, pl(18-22)-17, bi-3. A: kl, opm, ser, zr, pr, fl.

162. Granit, jämnkornig, rödgrå, tillhörande Sörviksgraniten. Vimmarvattnet, 20G SV, 706175-150165. mi-46, kv-35, pl(olig-alb)-16, kl-3, opm-1. A: bi, ap, ser, zr, ep, ot.

163. Sörviksgranit, kvarts-fältspatporfyrisk, mörkgrå. Vimmarvattnet, 20G SV, 705940-150270. H: pe, pl(27). V: kv, bi, kl. A: opm, hb, fl, ap, ep, ser, zr, pr, ka.

164. Nordingrågabbro. Vedasjön, 18I NV, 698470-162390. H: pl(30-55). V: ol, opx, hb. U: bi, opm, cum, kpx, pe, kv. A: ap, ka, ser, sep.

165. Nordingrågabbro. Vågsfjärden, 18I NO, 698130-162670. H: pl(50): V: ol*, kpx*. U: opm, hb, ap. A: ser, ka, bi, pe, cum.

166. Nordingrågabbro, plagioklasporfyritisk. Omnesjön, 18I NO, 698490--162700. H: pl(55-60). V: ol*, opx*. U: kpx*, hb, opm, bi. A: sep, ap, pe, ser, ep.

167. Nordingrågabbro. Ön, 18I NO, 698550-163195. H: pl(53). V: opx*. U: kpx*, ol*, hb, bi, opm, pe. A: kv, ap, ser.

168. Nordingrågabbro. Rävsön, 18I NO, 698010-163505. H: pl(55). V: opx. U: opm, kpx, bi, hb, pe, kv. A: ap, ser, id.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)							
Nr	169	170	171	172	173	174	175	176
Prov nr	G.L. 69	G.L. 193	G.L. 77	G.L. 90	G.L. 93	G.L. 76	G.L. 185	G.L. 41
SGU lab.nr	010-5356	010-6721	010-5359	010-5372	010-5375	010-5358	010-5516	010-5470
SiO_2	47,4	52,1	50,0	53,6	51,2	46,8	49,5	51,6
TiO_2	3,1	2,7	2,5	3,0	2,3	3,7	3,1	0,25
Al_2O_3	13,6	13,5	14,3	13,4	14,1	12,4	14,0	28,3
Fe_2O_3	1,5	0,8	1,1	1,1	1,3	1,6	1,6	0,2
FeO	17,4	15,4	13,7	13,8	14,0	18,7	16,1	1,4
MnO	0,26	0,22	0,20	0,21	0,20	0,28	0,25	0,04
MgO	3,1	2,7	4,8	3,1	4,9	3,4	4,0	0,55
CaO	7,9	6,3	7,0	6,1	6,9	8,7	7,1	10,0
Na_2O	2,6	2,6	2,6	2,7	2,6	2,5	2,7	4,1
K_2O	1,2	2,2	1,6	2,2	1,4	1,2	1,3	1,7
$H_2O>105°$	0,5	0,7	0,6	0,0	0,2	0,5	0,6	1,9
$H_2O<105°$	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,90	0,87	0,38	0,36	0,38	0,60	0,47	0,00
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,08	0,07	0,06	0,07	0,05	0,09	0,05	0,05
Summa	99,54	100,16	98,84	99,64	99,53	100,47	100,77	100,09
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,5	100,2	98,8	99,6	99,5	100,5	100,8	100,1
Sr	160	170	140	120	130	180	210	400
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	270	180	260	320	240	310	260	<10
Cr	25	30	60	50	65	10	25	<5
Co	35	45	45	40	60	35	40	<5
Ni	5	10	20	5	30	5	<5	30
B	-	-	-	-	-	-	-	-

169. Nordingrågabbro. Sund, 18I NO, 697950-162505. H: pl(50). V: kpx. U: pe, opx, hb, kv, opm, ol, bi. A: ap.

170. Nordingrågabbro (monzogabbro). Omnesjön, 18I NO, 698595-162695. H: pl(45-60). V: opx*, pe. U: ol*, kpx*, opm, hb, kv, bi. A: ap.

171. Nordingrågabbro. Gavik, 18I NV, 697575-162200. H: pl(27-52). V: opx, kpx. U: ol, pe, opm, bi. A: hb, ap, kv, ser, id.

172. Nordingrågabbro (monzogabbro). Salsåker, 18I NO, 698960-162635. H: pl(50). V: opx, kpx, opm, hb, pe. U: bi, kv. A: ap.

173. Nordingrågabbro. Järesta, 18I NV, 698335-162460. H: pl(50). V: opx, opm. U: kpx, ol, bi, hb, pe. A: id, ap, kv.

174. Nordingrågabbro. Omne, 18I NO, 698375-162920. H: pl(50). V: ol, kpx, opm. U: opx, pe, bi. A: ap, hb.

175. Nordingrågabbro. Mjösjö, 18I NO, 697580-162500. H: pl(55). V: kpx, opx. U: hb, opm, bi, pe. A: ap, ser, ol.

176. Anortosit, vit. Ulvviksbodarna, 18I NO, 698405-163390. H: pl(60). U: ser, pr. A: kl, opm.

Tabell 1 (forts.)

Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)								
Nr	177	178	179	180	181	182	183	184
Prov nr	G.L. 170	G.L. 19	G.L. 20	G.L. 59	G.L. 28	G.L. 169	G.L. 34	G.L. 186
SGU lab.nr	010-5501	010-488	010-489	010-5321	010-495	010-5500	010-5463	010-5517
SiO_2	54,2	51,5	51,7	51,3	51,3	51,7	50,8	50,4
TiO_2	0,45	1,44	1,44	1,2	1,54	1,4	2,0	0,45
Al_2O_3	23,3	24,0	23,9	23,0	23,3	24,1	25,1	26,0
Fe_2O_3	1,2	0,4	0,1	1,8	0,6	1,6	1,1	0,8
FeO	4,9	4,9	4,5	4,4	5,5	5,4	4,9	3,7
MnO	0,10	0,09	0,08	0,11	0,09	0,11	0,10	0,07
MgO	0,74	1,8	1,5	1,5	1,6	1,6	1,7	2,1
CaO	8,9	10,7	10,4	9,7	10,0	9,8	9,8	9,6
Na_2O	4,0	3,7	3,9	3,7	3,8	3,6	3,6	4,7
K_2O	1,2	0,5	0,9	0,8	1,0	0,5	0,7	0,8
$H_2O>105°$	0,8	0,8	1,4	0,8	1,1	0,9	0,9	1,6
$H_2O<105°$	-	-	-	-	-	-	-	-
P_2O_5	0,10	0,20	0,27	0,33	0,31	0,22	0,21	0,04
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03
Summa	99,93	100,06	100,12	98,68	100,18	100,96	100,94	100,29
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	99,9	100,1	100,1	98,7	100,2	101,0	100,9	100,3
Sr	310	310	270	320	310	310	310	430
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	15	380	270	170	320	130	130	65
Cr	10	100	50	30	40	15	25	5
Co	5	10	5	10	5	15	10	15
Ni	10	10	<5	<5	20	5	5	15
B	-	-	-	-	-	-	-	-

177. Anortosit. Vågsfjärden, 18I NO, 698110-162700. H: pl(55). U: hb, bi, pe, kv, kpx, opm. A: ap, sep.
178. Anortosit. Bönhamn, 18I NO, 697700-163455. H: pl(60). U: hb, kl, ser, kv. A: bi, pr, opm, kpx*.
179. Anortosit med rödstick. Mjösjö, 18I NO, 697690-163375. H: pl(60). U: ser, hb, pr, pe. A: kv, ka, opm, kl, px.
180. Anortosit med rödstick. Rävsön, 18I NO, 698260-163735. H: pl(60). U: hb, kpx. A: cum, kv, ap, opm.
181. Anortosit med rödstick. S. Rävsöviken, 18I NO, 698120-163485. H: pl(64). U: hb, ser, pr. A: kl, kv, bi, opm, ap, px, ep, pe.
182. Anortosit. Bäckland, 18I NO, 697940-162975. H: pl(60). U: kv, sep, pe, hb, ser, pr. A: px, ap, opm.
183. Anortosit med rödstick. Bönhamn, 18I NO, 697800-163485. H: pl(65). U: ser, hb, sep, kv, pe. A: kpx, opm, ka, bi, ep, ap, kl.
184. Anortosit med rödstick och omvandlad plagioklas. Mjösjö, 18I NO, 697580-162510. H: pl(65). U: pr, pe, ser, kpx. A: opm, kl, ep, hb, ap.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)							
Nr	**185**	**186**	**187**	**188**	**189**	**190**	**191**	**192**
Prov nr	G.L. 165	Nr 48	Nr 127	Nr 63b	Nr 64	Nr 96	T.L. 68:22	T.L. 68:80
SGU lab.nr	010-5496	010-244	010-252	010-8797	010-247	010-8798	010-234	010-240
SiO_2	51,2	53,3	52,8	54,2	54,2	53,2	74,6	74,1
TiO_2	0,96	1,40	0,68	1,7	1,85	1,6	0,29	0,26
Al_2O_3	24,1	16,7	20,3	15,4	15,6	16,4	12,4	12,0
Fe_2O_3	0,8	3,1	1,0	1,8	3,0	1,4	1,1	1,2
FeO	4,1	6,6	5,3	7,7	7,9	7,7	1,3	1,2
MnO	0,10	0,14	0,09	0,14	0,13	0,13	0,04	0,04
MgO	1,5	5,3	6,1	4,7	4,5	5,6	0,1	0,2
CaO	8,1	7,1	8,8	7,8	7,0	7,8	1,0	0,8
Na_2O	5,1	3,3	3,5	3,8	3,8	3,7	3,0	2,9
K_2O	1,7	1,5	0,7	1,7	2,1	1,6	5,7	6,1
H_2O>105°	2,4	2,1	1,5	1,1	1,5	0,8	0,4	0,8
H_2O<105°	-	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,3	0,3
P_2O_5	0,16	0,20	0,05	0,21	0,32	0,24	<0,01	<0,01
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	0,02	0,06	-	0,06	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,05	0,05	0,03	0,04	0,06	0,05	0,10	0,07
Summa	100,27	101,09	101,07	100,45	102,16	100,38	100,34	99,98
Avgår O för F,S	-	-	0,01	0,03	-	0,03	-	-
Korr.summa	100,3	101,1	101,1	100,4	102,2	100,4	100,3	100,0
Sr	380	650	780	480	490	700	60	75
Rb	-	40	-	-	-	-	280	270
Zr	-	160	<100	-	-	-	560	300
V	130	190	140	120	280	110	-	-
Cr	15	50	290	70	20	155	-	-
Co	15	40	50	30	40	30	-	-
Ni	5	70	200	40	40	90	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

185. Anortosit med omvandlad plagioklas. Gärde, 18I NO, 697905-162815. H: pl(≥55). U: ser, pr, pe, kl, opm, ep. A: lx, sep, opm, ap.

186. Kvartsgabbro från Ragundamassivet. Runåberg, 19G SO, 70128-15388. pl(20-65)[1]-49 (kpx + opx)-17, bi-15, kv-5, kl-5, opm-4, pe-3, hb-1, ap-1.

187. Anortositisk gabbro från Ragundamassivet. Gagnet, 19G SO, 70173-15494. H: pl(51-66). V: kpx, hb. U: ol, bi, opm, ap. A: kl, sep, tk, ser.

188. Kvartsgabbro från Ragundamassivet. Bakån, 19G SO, 70146-15464. pl(20-64)-44, bi-16, (kpx + opx)-13, hb-11, kv-9, opm-3, ap-3. A: pe, kl, zr.

189. Kvartsgabbro från Ragundamassivet. Bakån, 19G SO, 70140-15464. pl(20-53)[1]-45, bi*-19, hb*-15, (kpx + opx)-9, kv-4, kl-3, opm-2, pe-1, ap-1. A: zr, ep.

190. Kvartsgabbro från Ragundamassivet. Västby, 19G SO, 70155-15484. pl(20-57)[1]-51, (kpx + opx)-21, bi-17, kv-6, hb-2, ap-2, opm-1. A: ep, kl, zr.

191. Nordingrågranit. Mjällom, 18I NO, 698890-163410. H: pe, kv. U: pl(alb), opm. A: zr, ti, hb, bi, ep, kpx, pr, fl, ser.

192. Nordingrågranit. Önnskäret, 18I NO, 699595-163885. H: pe, kv. U: pl(alb), opm, kl. A: ti, zr, ep, fl, ser.

[1] inkl. epidot + sericit.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)							
Nr	193	194	195	196	197	198	199	200
Prov nr	T.L. 68:81	T.L. 68:82	T.L. 68:83	T.L. 75:158	T.L. 75:159	Nr 30	Nr 53a	Nr 66
SGU lab.nr	010-241	010-242	010-243	010-9730	010-9731	010-290	010-245	010-248
SiO_2	68,7	73,5	71,1	71,6	71,2	74,6	73,4	73,2
TiO_2	0,49	0,29	0,35	0,41	0,38	0,27	0,26	0,26
Al_2O_3	13,3	12,0	13,0	12,8	13,1	13,6	12,8	13,4
Fe_2O_3	1,7	1,6	1,1	1,0	0,8	1,1	0,9	0,7
FeO	2,7	1,2	2,0	2,2	2,2	1,0	1,6	1,2
MnO	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO	0,5	0,2	0,3	0,07	0,08	0,12	0,23	0,24
CaO	1,4	0,9	1,0	1,2	1,2	0,3	0,8	0,8
Na_2O	3,2	3,2	3,2	3,1	3,3	3,3	3,7	3,3
K_2O	6,5	5,9	6,3	5,9	6,0	5,6	5,1	5,6
$H_2O>105°$	1,1	0,6	0,8	0,7	0,6	0,9	0,8	1,2
$H_2O<105°$	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,1	0,2	0,2
P_2O_5	0,02	<0,01	<0,01	0,01	0,01	0,04	<0,01	<0,01
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	0,07	0,22	0,16
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,12	0,09	0,14	0,15	0,17	0,02	0,02	0,02
Summa	100,30	99,93	99,75	99,49	99,39	101,07	100,07	100,32
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	0,03	0,09	0,07
Korr.summa	100,3	99,9	99,8	99,5	99,4	101,0	100,0	100,3
Sr	70	50	75	70	80	20	40	40
Rb	260	290	220	220	210	160	220	220
Zr	980	200	300	-	-	500	<100	100
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

193. Nordingrågranit (rel. mörk typ). Önnskäret, 18I NO, 699560-163915. H: pe, kv. V: pl(alb), hb. U: opm. A: ap, fl, zr, ti, kl, pr, ser, ot, bi.
194. Nordingrågranit (rel. ljus typ). Önnskäret, 18I NO, 699560-163915. H: pe, kv. U: pl(alb-olig), kpx, opm. A: ti, pr, ser, zr, fl, ap, hb.
195. Nordingrågranit (rel. mörk). Mjällom, 18I NO, 698690-163200. H: pe, kv. V: pl(0-10). U: bi, hb. A: ti, fl, zr, opm, kl, pr, ser.
196. Nordingrågranit. Vibyggerå, 18I NO, 699450-162740. pe-53, kv-29, pl(alb-olig)-11, hb-6. A: bi, ot, opm, ap, kpx, zr, ti, pr, fl, ka, ser, ep.
197. Nordingrågranit. Vibyggerå, 18I NO, 699760-162890. pe-55, kv-26, pl(≤20)-15, hb-2, bi-2. A: kpx, fl, ap, kl, zr, opm, ser, pr.
198. Ragundagranit (biotitgranit). Kälsjön, 19G SO, 70088-15386. pe-54, kv-37, pl(olig)-8. A: bi, kl, zr, opm.
199. Ragundagranit (biotitgranit). Helgumsbodarna, 19G SO, 70070-15450. pe-47, kv-29, pl(olig)-21, bi-2. A: hb, ap, fl, zr, opm, ot.
200. Ragundagranit (biotitgranit). Bakån, 19I SO, 70131-15463. pe-45, kv-34, pl(olig)-13, bi-6, ep-1. A: hb, fl, ap, zr, opm, ot.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)							
Nr	201	202	203	204	205	206	207	208
Prov nr	Nr 115	Nr 132	Nr 137	Nr 91a	Nr 91b	Nr 63a	Nr 93	L.P. 74:49
SGU lab.nr	010-251	010-7128	010-7129	010-249	010-250	010-6663	010-7670	010-9100
SiO_2	74,7	70,4	71,8	67,4	66,5	67,5	73,0	59,3
TiO_2	0,21	0,33	0,24	0,38	0,36	0,55	0,46	1,1
Al_2O_3	12,1	14,6	14,4	15,5	16,2	15,4	13,3	16,8
Fe_2O_3	1,1	0,5	0,5	1,0	1,0	1,1	0,9	1,1
FeO	1,2	2,5	1,9	2,9	2,9	2,6	2,3	6,1
MnO	0,03	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,04	0,16
MgO	0,07	0,22	0,17	0,15	0,14	1,0	0,60	0,70
CaO	0,5	1,3	1,2	1,6	1,5	2,3	1,2	3,0
Na_2O	3,9	3,8	3,6	4,5	4,5	3,4	3,1	5,1
K_2O	4,8	5,1	5,1	6,0	6,1	4,3	4,4	5,4
$H_2O>105°$	1,0	0,6	0,4	1,0	1,1	0,6	0,6	0,4
$H_2O<105°$	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,05	0,2	0,2
P_2O_5	<0,01	0,07	0,03	0,02	0,01	0,11	0,09	0,22
CO_2	-	0,05	0,12	-	-	0,04	0,01	-
F	0,31	0,11	0,13	0,08	0,11	0,07	0,17	-
S	-	0,01	0,01	-	-	0,03	0,02	-
BaO	0,02	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,22
Summa	100,14	99,91	99,89	100,84	100,73	99,15	100,43	99,80
Avgår O för F,S	0,13	0,05	0,06	0,03	0,05	0,04	0,07	-
Korr.summa	100,0	99,9	99,8	100,8	100,7	99,1	100,4	99,8
Sr	10	65	60	80	70	150	100	230
Rb	200	190	400	150	180	150	220	90
Zr	400	1150	460	500	500	270	230	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

201. Ragundagranit (hornbländegranit). Finnåberget, 19G SO, 70071-15485. pe-64, kv-30, pl(olig)-2, hb-2, bi-1. A: aaf*, kl, id, fl, zr, opm, ser, ep.

202. Ragundagranit (hornbländegranit). Holmstrand, 19G SO, 70193-15479. pe-35, kv-25, pl(25)-28, bi-6, hb-3. A: ot, fl, zr, ap, opm, ser, ep.

203. Ragundagranit (hornbländegranit). Holmstrand, 19G SO, 70188-15485. pe-49, kv-20, pl(27)-24, hb*-4, bi*-3. A: zr, ka, opm, ser, ep.

204. Kvartsmonzonit i hornbländegranit. Holmsta, 19G SO, 70179-15456. pe-50, pl(30)-32, hb-10, kv-6, bi-1. A: px, aaf, fl, zr, ap, ser, ep.

205. Kvartsmonzonit i hornbländegranit. Holmsta, 19G SO, 70179-15456. pe-52, pl(27)-29, kv-10, hb-7, bi-1. A: ot, fl, zr, ti, lx, ap, ka, opm.

206. Holmstagranit. Bakån, 19G SO, 70146-15464. pe-30, kv-32, pl(20-30)-22, kl-6, bi-2, hb-2, ep-2, opm-2, ap-1. A: fl, ti, zr, ka, mu.

207. Holmstagranit. Holmsta, 19G SO, 70178-15445. pe-37, kv-28, pl(20-30)-24, bi-10. A: ap, fl, ti, zr, mu.

208. Nordsjömonzonit. Nordsjö, 20G SV, 706190-151690. H: pe, pl(12-16). V: hb*, kpx*. U: ol*, bi*, opm, sep, id, ap, kv. A: ser.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)							
Nr	209	210	211	212	213	214	215	216
Prov nr	T.L. 69:35	T.L. 69:65	T.L. 69:131	T.L. 69:38	T.L. 69:210	T.L. 69:8a	T.L. 69:44	T.L. 69:43
SGU lab.nr	010-5541	010-5545	010-5548	010-5542	010-5549	010-8208	010-5544	010-5543
SiO_2	70,1	71,9	69,3	74,6	75,3	70,5	71,5	55,1
TiO_2	0,36	0,33	0,49	0,19	0,14	0,30	0,38	1,4
Al_2O_3	13,0	12,4	12,8	11,9	12,1	13,4	12,5	15,2
Fe_2O_3	1,0	0,8	1,9	0,4	0,2	1,7	0,7	2,0
FeO	1,6	1,4	0,8	1,4	0,8	2,5	1,8	6,1
MnO	0,03	0,03	0,05	0,02	0,02	0,06	0,03	0,13
MgO	0,36	0,40	0,50	0,18	0,14	0,18	0,44	3,8
CaO	1,0	0,7	1,4	0,6	0,6	1,0	1,1	6,2
Na_2O	3,0	3,1	3,2	2,7	2,2	3,6	2,7	3,5
K_2O	5,9	5,7	5,7	5,2	6,3	4,4	5,2	2,6
$H_2O>105°$	1,6	1,2	2,0	1,0	1,1	1,1	1,8	1,2
$H_2O<105°$	-	-	-	-	-	0,3	-	-
P_2O_5	0,06	0,06	0,08	0,01	<0,01	0,03	0,06	0,13
CO_2	-	-	-	-	-	-	0,6	1,3
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,05	0,04	0,06	0,01	0,01	0,02	0,04	0,07
Summa	98,06	98,06	98,28	98,21	98,92	99,09	98,85	98,73
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	98,1	98,1	98,3	98,2	98,9	99,1	98,9	98,7
Sr	90	70	120	30	20	-	40	220
Rb	220	160	210	200	240	-	140	70
Zr	390	-	480	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

209. Rödögranit. Rödön, 17H SO, 692130-159245. H: pe, kv. V: pl(alb), kl, bi. U: hm. A: lx, ap, zr.
210. Rödögranit. Rödögubben, 17H SO, 692025-159275. H: pe, kv. V: pl(20), bi. U: hb. A: kl, fl, ser, ap, opm, lx.
211. Rödögranit. Rödön, 17H SO, 691990-159150. H: pe, kv. V: pl(alb), kl. A: bi, opm, lx, zr, ap, ka.
212. Granitporfyr, inneslutning i Rödögranit. Rödön, 17H SO, 691980-159180. H: pe, kv. V: pl(0-10), kl. U: bi. A: fl, zr, opm, lx, ap, ser.
213. Granitporfyr (Sundsvallsporfyr). Sundsvall, 17H SO, 691885-157920, H: kv, pe. V: pl (alb). U: mu, ser. A: fl, ka, hm, zr.
214. Granitporfyrgång. Åvikebruk, 17H NO, 693445-159895. H: kv, pe, pl(alb). V: bi. U: kl. A: opm, zr, ap, fl.
215. Granitporfyr, mittzon i blandad gång (jfr 216). Rödön, 17H SO, 692035--159075. H: kv, pe. V: pl(alb). U: kl. A: opm, lx, ka, ap, zr, fl, ser.
216. Porfyrit (diabasporfyrit). Randzon i blandad gång (jfr 215). Rödön, 17H SO, 692035-159075. H: pl(55-70). V: kpx. U: opm, lx, sep, ka, bi. A: ser, sf.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp)							
Nr	217	218	219	220	221	222	223	224
Prov nr	T.L. 69:34	T.L. 69:90	T.L. 69:115b	L.P. 74:63	L.P. 74:64	L.P. 74:79	L.P. 74:41	L.P. 75:59
SGU lab.nr	010-5540	010-5546	010-5547	010-9455	010-9456	010-9457	011-0288	011-0572
SiO_2	57,5	53,4	57,5	74,5	69,2	69,0	60,5	72,6
TiO_2	1,4	1,3	1,6	0,12	0,33	0,43	0,50	0,10
Al_2O_3	15,8	14,8	14,9	13,0	14,3	12,7	17,2	12,4
Fe_2O_3	1,7	1,9	2,0	1,1	0,7	3,8	3,1	1,9[1]
FeO	5,1	6,2	6,7	0,6	2,7	1,5	3,1	-
MnO	0,09	0,11	0,11	0,08	0,09	0,15	0,17	0,05
MgO	2,8	7,7	3,2	0,16	0,22	0,07	0,40	0,04
CaO	5,6	6,5	4,6	0,6	1,2	1,5	1,8	0,5
Na_2O	3,9	2,2	3,4	5,3	5,2	2,5	6,2	5,6
K_2O	1,8	1,6	2,6	3,2	4,0	6,2	5,4	3,4
$H_2O>105°$	2,3	3,2	2,7	0,6	0,8	1,0	0,8	-
$H_2O<105°$	-	-	-	0,2	0,2	0,3	0,4	-
P_2O_5	0,29	0,24	0,32	0,01	0,04	0,05	0,11	-
CO_2	2,4	-	0,4	0,02	0,02	0,24	-	-
F	-	-	-	0,23	0,60	0,26	-	-
S	-	-	-	0,02	<0,02	<0,02	-	-
BaO	0,06	0,05	0,08	0,08	0,02	0,03	0,02	0,01
Summa	100,74	99,20	100,11	99,82	99,84	99,75	99,70	96,59
Avgår O för F,S	-	-	-	0,10	0,25	0,11	-	-
Korr.summa	100,7	99,2	100,1	99,7	99,6	99,6	99,7	96,6
Sr	240	240	210	30	30	50	-	-
Rb	40	20	55	180	200	320	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	-	-

217. Porfyritgång (monzodiabas). Rödön, 17H SO, 692130-159245. H: pl(50-55). V: kl, sep, ka, mt, pe. U: ser, lx. A: zr, kv.
218. Porfyritgång ("kenningit", diabasporfyrit). Känningen, 17H SO, 691865--159035. H: pl (55-70). V: kpx. U: opm, fp, ser, ep, pe. A: sep, kv, lx, kl.
219. Porfyritgång (diabasporfyrit). Långfläsjan, 17H SO, 691845-158930. H: pl(30-35). V: kpx, ser, sep. U: kv, opm, lx, ti, ka. A: bi, ap.
220. Mikrogranitgång med sfäruliter. Nordsjö, 20G SV, 706090-151255. H: kv, pl(alb). V: pe. U: bi. A: opm, ser, fl, ti.
221. Granitporfyrgång. Nordsjö, 20G SV, 706095-151255. H: kv, pl(alb), pe. V: bi. U: opm, lx, fl. A: ka, zr, ap, ser.
222. Granitporfyrgång. Nagasjön, 20G NV, 709410-151180. H: pe. V: kv, bi, ep. U: pl(alb). A: zr, opm.
223. Mikrosyenitgång. Skavhögsknösen, 20G SV, 706460-150895. H: pe, pl(alb). V: bi. U: hb, ka. A: ser, opm, ep, fl.
224. Granitporfyrgång med sfärulitisk grundmassa. Grössjön, 20G SV, 706355-152150. H: kv, pl(alb). V: pe. U: bi, ser. A: opm, zr, fl.

[1] Totaljärn bestämt som Fe_2O_3.

Tabell 1 (forts.)

	Anorogena intrusivbergarter (rapakivityp m.m.)						Jotniska sedimentbergarter	
Nr	225	226	227	228	229	230	231	232
Prov nr	L.P. 75:55	B.R. 71:43	T.L. 81:21	T.L. 67:14	B.R. 67:14	T.L. 76:135	T.L. 68:19	T.L. 68:20
SGU lab.nr	011-0291	010-8209	0567233	010-8206	010-8207	011-0206	010-231	010-232
SiO_2	73,3	61,4	56,4	64,9	67,5	73,8	83,8	82,0
TiO_2	0,21	0,57	1,21	0,80	0,53	0,33	0,18	0,46
Al_2O_3	13,2	18,0	14,5	12,5	12,7	13,6	9,1	9,3
Fe_2O_3	1,2	2,1	1,2	3,0	1,7	0,1	0,9	1,9
FeO	1,0	3,0	6,6	5,9	5,3	1,0	0,2	0,2
MnO	0,03	0,10	0,10	0,13	0,10	0,04	0,01	0,01
MgO	<0,01	2,3	3,1	0,22	0,13	0,16	0,3	0,4
CaO	0,75	4,6	5,2	3,0	2,2	1,4	0,1	0,1
Na_2O	3,8	4,1	2,9	1,7	2,4	3,6	0,4	0,4
K_2O	5,4	2,7	3,6	4,9	3,7	4,8	3,6	3,7
$H_2O>105°$	0,3	0,9	2,1	1,5	1,7	0,3	0,9	1,0
$H_2O<105°$	0,2	0,2	0,4	0,4	0,3	0,1	0,3	0,4
P_2O_5	0,04	0,26	0,32	0,19	0,19	0,13	<0,01	0,03
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	<0,01	<0,01
BaO	0,03	0,09	0,05	0,15	0,05	0,14	0,05	0,05
Summa	99,46	100,32	97,68	99,29	98,50	99,50	99,86	99,96
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00
Korr.summa	99,5	100,3	97,7	99,3	98,5	99,5	99,9	100,0
Sr	-	-	340	-	-	270	75	75
Rb	-	-	110	-	-	120	125	125
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	-	-	-	-	-	-	<20	20
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-
B	-	-	-	-	-	-	75	90

225. Granitporfyrgång. Lill-Mårdsjön, 20G SV, 706125-151925. H: kv, pe. U: bi. A: opm, zr, fl.
226. Hornbländeporfyritisk gång (monzodiorit). Vattensjön, 17F NO, 694410--147770. H: hb, pl(30-50). V: kf. U: opm(sk), bi, ep. A: kv, ap, ti/lx.
227. Monzonitporfyrgång. Långsele, 19H SV, 700695-156560. H: pl(and). V: pe, kpx, kl. U: ka, opm, lx, ti, kv. A: ap, ser, ep, sk.
228. Kvartssyenitgång. Döraberget, 18H NO, 699005-158505. H: kf, pl(and). V: hb. U: kl, opm, kv, ka. A: ap, kl.
229. Granitporfyrgång. Nyland, 18H NO, 699120-159760. H: kv, pe, pl(alb). V: kl. U: ka, opm. A: zr.
230. Mikrogranitgång. Säterbodarna, 17F NV, 692805-146595. H: kv, mi. V: pl(25-37). U: bi, ser. A: kl, ka, zr.
231. Sandsten, gråvit. Ringkallen, 18I NO, 697685-162675. H: kv. V: pe + mi. U: ser. A: tu, hm.
232. Sandsten, skär. Ringkallen, 18I NO, 697685-162675. H: kv. V: pe + mi. U: ser. A: zr, opm, lx, tu, ap.

Tabell 1 (forts.)

	Jotniska sedimentbergarter	Diabaser och samhöriga bergarter						
Nr	233	234	235	236	237	238	239	240
Prov nr	T.L. 68:21	T.L. 75:127	T.L. 75:148	T.L. 68:30	T.L. 68:48a	T.L. 68:49	T.L. 68:50	T.L. 71:48
SGU lab.nr	010-233	010-9725	010-9727	010-236	010-237	010-238	010-239	010-8122
SiO_2	57,9	49,3	51,4	46,9	67,0	56,2	70,7	46,6
TiO_2	0,87	0,96	1,2	1,48	0,73	2,06	0,43	1,7
Al_2O_3	22,6	15,7	14,6	18,3	14,4	13,2	13,7	17,4
Fe_2O_3	7,4	2,1	1,3	1,7	1,0	2,5	1,3	1,7
FeO	0,3	8,0	9,5	10,2	4,1	10,3	1,7	11,0
MnO	0,05	0,20	0,21	0,17	0,07	0,20	0,03	0,19
MgO	1,0	7,5	6,8	8,0	1,0	2,1	0,6	6,8
CaO	0,2	10,9	10,1	9,6	1,7	5,3	0,6	9,6
Na_2O	0,3	2,9	2,9	2,7	3,6	3,7	3,9	2,6
K_2O	6,2	0,6	0,5	0,4	4,6	2,3	5,3	0,5
$H_2O>105°$	3,3	0,9	0,6	0,5	1,3	1,5	1,4	0,9
$H_2O<105°$	0,6	0,2	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,2
P_2O_5	0,11	0,08	0,12	0,20	0,22	0,58	0,16	0,21
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	0,09	0,03	-
S	0,01	-	-	0,06	-	-	-	-
BaO	0,08	0,02	0,03	0,04	0,08	0,08	0,10	0,02
Summa	100,92	99,36	99,46	100,55	100,20	100,61	100,45	99,42
Avgår O för F,S	0,00	-	-	0,02	-	0,04	0,01	-
Korr.summa	100,9	99,4	99,5	100,5	100,2	100,6	100,4	99,4
Sr	50	-	-	120	120	100	100	-
Rb	420	-	-	50	380	110	420	-
Zr	-	-	-	<100	-	-	-	-
V	100	180	260	250	90	210	-	150
Cr	-	90	100	70	5	5	-	50
Co	-	40	40	55	15	30	-	65
Ni	-	50	60	110	10	10	-	65
B	110	-	-	-	-	-	-	-

233. Lerskiffer. Ringkallen, 18I NO, 697685-162675. H: ser/mu. V: kv, hm. U: bi(?).
234. Diabas, äldre (Turingendiabas). Överturingen, 17F NV, 692520-145420. pl(40-55)-52, kpx-24, hb-16, bi-3, opx-2, opm-2. A: ap, ser, ka, lx, kv.
235. Diabas, äldre (Turingendiabas). Överturingen, 17F NV, 692840-145160. pl(60)-49, kpx*-27, opx*-15, opm-4, bi-3, hb*-3. A: kv, ser, ep, ap, ol*.
236. Diabas, flackt täcke. Viksjö, 18H SO, 696555-158160. H: pl(70-95). V: ol, kpx. U: opm, bi. A: pe, ap, hb, ka, opx, kl.
237. Granit, skikt i diabas. Häggdånger, 17I NV, 693840-160365. H: pe, kv. V: pl(alb), bi, kl. U: hb. A: ti, ap, opm, ser, ep, pr, ka.
238. Mörk granit, skikt i diabas. Häggdånger, 17I NV, 693840-160365. V: pe, kv, pl(0-30), bi, hb. U: opm, kpx, pr, ser. A: ap, zr, kl.
239. Granit, finkornig, vid övre kontakten av diabastäcke. Häggdånger, 17I NV, 693930-160355. H: kv, pe, pl(alb). U: kl. A: opm, lx, ap.
240. Diabas, flackt täcke. Torringen, 17G NV, 694735-150670. pl(45-70)-55, ol-15, kpx-15, (ser+ep)-7, opm-4, bi-2, ap-1, kl-1. A: pe.

Tabell 1 (forts.)

	Diabaser och samhöriga bergarter							
Nr	241	242	243	244	245	246	247	248
Prov nr	T.L. 70:71	L.P. 72:33	T.L. 75:97	T.L. 84:3	T.L. 79:19	A3	A20	A35
SGU lab.nr	010-6656	010-8291	010-9697	1007160	0552128	P 1000	P 1116	P 1131
SiO_2	46,9	47,5	45,7	46,2	53,2	45,1	46,4	40,9
TiO_2	1,8	1,6	1,2	1,44	1,22	1,87	2,12	2,04
Al_2O_3	16,6	14,2	16,5	17,5	18,3	17,3	17,6	10,3
Fe_2O_3	1,1	2,1	3,6	0,8	2,0	2,0	2,0	2,6
FeO	11,7	10,5	9,6	10,8	5,9	11,0	10,8	19,7
MnO	0,20	0,19	0,21	0,19	0,11	0,18	0,17	0,30
MgO	7,9	8,2	6,8	8,5	2,4	8,8	7,2	15,2
CaO	9,4	9,8	8,8	9,9	4,4	8,8	9,2	6,0
Na_2O	2,6	2,0	2,6	2,6	4,5	2,77	2,89	1,89
K_2O	0,6	0,4	0,5	0,6	4,6	0,87	0,95	0,58
$H_2O>105°$	0,9	2,9	3,3	0,7	2,5	-	-	-
$H_2O<105°$	-	0,4	0,5	0,2	0,2	-	-	-
P_2O_5	0,22	0,28	0,05	0,18	0,50	0,31	0,34	0,27
CO_2	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,08	0,06	0,06	0,04
Summa	99,95	100,09	99,39	99,66	99,91	99,06	99,73	99,82
Avgår O för F,S	-	-	-	-	-	-	-	-
Korr.summa	100,0	100,1	99,4	99,7	99,9	99,1	99,7	99,8
Sr	-	-	-	-	-	500	600	350
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-
V	230	200	120	100	50	260	240	340
Cr	70	220	20	140	110	45	55	650
Co	85	85	40	70	10	65	55	100
Ni	140	210	90	15	<10	160	110	130
B	-	-	-	-	-	-	-	-

241. Diabas, flackt täcke. Tivsjön, 18G SV, 695375-152195. pl(70-75)-52, ol-20, kpx-19, opm-4, bi-3, (ser+ep)-1. A: ap, ka, kl, pe.

242. Diabas, smal brant gång. Degersjö, 20H SO, 707315-157615. H: pl(65-72). V: kpx, sep, fp. U: opm, hb, tk, ser, ep, bi.

243. Diabas, mitten av smal brant gång. Röström, 21G SV, 711950-152410. H: pl(70). V: kpx, hb. U: kl, opm, ser, ep. A: bi.

244. Diabas, flackt täcke. Ljungaverk, 17G NV, 693315-151100. H: pl(70). V: ol, kpx. U: opm, bi. A: ser, ep, ap.

245. Mikrosyenit, smal brant gång. Omvandlad. Osele, 20G SO, 706215-154860. H: pl(alb), pe. V: kl, ep, lx. U: ser, pp(?). A: ka, ap.

246. Diabas, undre enheten i Ulvödiabastäcket. Ringkallen, 18I NO, 697760-162735. pl(38-82)-60, ol*-21, kpx*-10, opm-4, bi-3. A: ap, pe.

247. Diabas, undre enheten i Ulvödiabastäcket. Ringkallen, 18I NO, 697752-162742. pl(32-79)-68, ol*-15, kpx*-11, opm-3, bi-3. A: ap, pe.

248. Diabas, olivinrikt skikt i övre enheten i Ulvödiabastäcket. Ringkallen, 18I NO, 697743-162761. pl(14-73)-37, ol*-46, kpx*-10, opm-4, bi-3. A: ap, pe.

Tabell 1 (forts.)

	Diabaser och samhöriga bergarter	
Nr	249	250
Prov nr	A45	177
SGU lab.nr	P1141	-
SiO_2	49,1	41,9
TiO_2	4,52	2,5
Al_2O_3	13,7	12,8
Fe_2O_3	6,2	3,4
FeO	9,5	17,4
MnO	0,20	0,28
MgO	2,8	10,9
CaO	8,2	6,4
Na_2O	3,71	2,4
K_2O	2,20	0,7
$H_2O>105°$	-	0,6
$H_2O<105°$	-	0,3
P_2O_5	0,51	0,28
CO_2	-	-
F	-	-
S	-	-
BaO	0,12	0,06
Summa	100,76	99,92
Avgår O för F,S	-	-
Korr.summa	100,8	99,9
Sr	350	260
Rb	-	-
Zr	-	<100
V	200	300
Cr	5	650
Co	35	85
Ni	5	140
B	-	-

249. Diabas från högre nivåer i övre enheten i Ulvödiabastäcket. Ringkallen, 18I NO, 697720-162782. pl(20-44)-52, kpx*-28, opm-13, bi-3, pe-2, ap-1. A: ol, hb.

250. Ulvödiabas, olivinrikt skikt (Rza). Nörd-Sandviken, 18I NO, 699686--164556. pl(60)-48, ol*-27, kpx*-8, opm*-6, bi-4, (ser+ep)-7. A: ap.

Tabell 2. Mineralkemiska analyser (urberget).

Där annat ej anges har analyserna utförts på SGUs mikrosond, typ ARL (AMX) eller ARL-SEMQ, av Claes Ålinder. Analyserna har normalt gjorts vid 15 kV och 10 nA och korrigerats enligt program Mk-13 eller MAGIC IV.

Vissa analyser är hämtade från tidigare publikationer: nr 152–154, 161–174 och 200–203 från Persson (1978), nr 194–199 från Kornfält (1976), nr 208–214 från Lundqvist och Samuelsson (1973) och nr 215–217 och 219–220 från Larson (1980). Analyser av mineral i Alnöbergarter ges i tab. 4 och 5, sid. 269 och 271.

För prover där kemisk bergartsanalys saknas, anges de viktigaste mineralen i den bergart där det analyserade mineralet ingår. Om kemisk bergartsanalys finns, framgår mineralsammansättningen av tabell 1, där även nyckel till mineralbeteckningarna ges. FeO* anger totaljärn som FeO. *mg* betecknar kvoten Mg: (Mg+Mn+Fe), uttryckt som atomproportion.

	Mineral i metasediment									
Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Prov nr	T.L. 72:87	T.L. 72:89	T.L. 77:41	T.L. 68:71	G.L. 71:4	G.L. 71:4	G.L. 71:4	B.R. 69:43	B.R. 69:43	B.R. 69:43
SiO_2	36,7	36,1	36,6	35,0	35,4	46,5	37,3	35,1	47,7	36,9
TiO_2	2,2	2,6	1,7	1,7	1,0	-	0,0	3,2	-	0,0
Al_2O_3	16,5	17,0	19,6	19,7	20,4	30,1	20,8	18,3	30,5	22,1
FeO*	19,3	19,4	17,4	19,1	20,9	11,2	36,4	16,8	8,5	34,6
MnO	0,4	0,3	0,2	-	-	-	3,7	0,0	-	1,0
MgO	10,4	9,9	11,3	9,5	8,1	6,4	1,9	12,2	8,3	4,9
CaO	0,0	0,0	0,0	-	-	-	1,1	0,0	-	1,0
Na_2O	0,1	0,1	0,0	-	-	-	-	0,2	-	0,0
K_2O	9,6	9,8	9,3	9,3	9,0	-	-	9,2	-	0,0
Summa	95,2	95,2	96,1	94,3	94,8	94,2	101,2	95,0	95,0	100,5
mg	0,48	0,47	0,53	0,47	0,41	0,50	0,08	0,53	0,63	0,20
Bergarts-analys (tab. 1)	9	11	16							

1. Biotit i välbevarad metagråvacka.

2. Biotit i välbevarad metagråvacka.

3. Biotit i välbevarad metagråvacka.

4. Biotit i glimmerskiffer. Oppsjön, 19H SO, 702260-159430. bi, kv, pl (olig), sil, kl, and, co, mu, mi.

5. Biotit i ådergnejsomvandlad argillit. Östby, 17G NV, 693680-150950. kv, pl(25), co, bi, kl, mu, sil.

6. Cordierit i do.

7. Granat (almandin) i do.

8. Biotit i ådergnejsomvandlad argillit. Armsjön, 16H NO, 689685-158200. kv, bi, gr, mi, pl(17), co, sil.

9. Cordierit i do.

10. Granat (almandin) i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i metasediment									
Nr	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Prov nr	T.L. 84:15b	T.L. 84:15b	L.P. 73:45b	L.P. 73:45b	L.P. 73:45b	L.P. 73:44	L.P. 73:44	L.P. 73:44	L.P. 73:36	L.P. 73:36
SiO_2	35,5	37,7	35,5	48,5	51,3	35,1	48,0	49,1	36,1	48,0
TiO_2	2,4	0,0	3,9	-	-	5,3	-	-	3,0	-
Al_2O_3	18,1	21,2	16,7	30,4	2,0	17,6	32,5	2,4	18,3	32,2
FeO*	19,5	32,6	19,0	9,1	30,9	19,2	8,7	32,9	20,1	9,6
MnO	0,0	4,5	-	-	-	-	-	-	-	
MgO	9,8	2,9	10,9	8,0	15,1	10,6	8,5	15,3	9,0	7,3
CaO	0,0	1,6	-	-	0,2	-	-	0,1	-	-
Na_2O	0,2	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	9,2	0,0	9,5	-	-	9,5	-	-	9,5	-
Summa	94,7	100,6	95,5	96,0	99,5	97,3	97,7	99,8	96,0	97,1
mg	0,47	0,12	0,51	0,61	0,47	0,50	0,63	0,45	0,44	0,58
Bergarts-analys (tab. 1)			26	26	26	27	27	27	28	28

11. Biotit i gråvackegnejs, starkt migmatitiserad. Nedansjö, 17H SV, 691870-155590. kv, pl(34), bi, ga.

12. Granat (almandin) i do.

13. Biotit i kontaktomvandlad gråvacka.

14. Cordierit i do.

15. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

16. Biotit i kontaktomvandlad gråvacka.

17. Cordierit i do.

18. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

19. Biotit i kontaktomvandlad gråvacka/argillit.

20. Cordierit i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i metasediment									
Nr	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Prov nr	L.P. 73:34a	L.P. 73:34a	L.P. 73:34a	T.L. 77:58	T.L. 77:58	T.L. 77:59	T.L. 77:59	T.L. 77:59	T.L. 77:62	T.L. 77:62
SiO_2	35,7	48,7	50,5	36,1	48,3	35,9	47,5	36,8	35,8	47,5
TiO_2	4,7	-	-	2,9	-	3,2	-	0,0	3,7	-
Al_2O_3	17,4	32,4	1,9	19,3	32,7	18,6	32,1	21,7	17,3	33,8
FeO*	20,9	9,8	34,5	17,5	9,0	18,0	8,7	35,8	20,3	8,8
MnO	-	-	-	-	-	0,1	-	2,1	-	-
MgO	8,5	7,8	13,6	9,8	8,4	10,6	8,1	3,0	9,9	8,2
CaO	-	-	0,1	-	-	0,0	-	1,1	-	-
Na_2O	-	-	-	-	-	0,1	-	0,0	-	-
K_2O	9,5	-	-	9,3	-	8,6	-	0,0	9,5	-
Summa	96,7	98,7	100,6	94,9	98,4	95,1	96,4	100,5	96,5	98,3
mg	0,42	0,59	0,41	0,50	0,62	0,51	0,62	0,13	0,46	0,62
Bergarts-analys (tab. 1)	29	29	29	31	31	32	32	32	33	33

21. Biotit i kontaktomvandlad argillit.

22. Cordierit i do.

23. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

24. Biotit i kontaktomvandlad argillit.

25. Cordierit i do.

26. Biotit i kontaktomvandlad gråvacka.

27. Cordierit i do.

28. Granat (almandin) i do.

29. Biotit i kontaktomvandlad argillit (xenolit).

30. Cordierit i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i metasediment									
Nr	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Prov nr	T.L. 77:62	T.L. 77:63	T.L. 77:63	T.L. 77:63	T.L. 83:11a	T.L. 83:11a	T.L. 77:57b	T.L. 77:57b	T.L. 77:57b	T.L. 84:11a
SiO_2	49,6	35,6	48,4	50,0	35,0	47,5	35,5	48,1	0,1	35,5
TiO_2	-	2,9	-	-	3,0	0,0	4,5	-	-	3,1
Al_2O_3	2,3	17,0	33,2	1,9	19,4	32,2	16,7	31,8	58,2	17,2
FeO*	32,2	20,3	8,6	32,9	19,7	9,5	18,8	8,7	36,1	16,4
MnO	-	-	-	-	0,1	0,2	-	-	-	0,0
MgO	15,0	10,9	8,7	15,4	8,2	7,2	10,8	8,7	3,9	13,5
CaO	0,1	-	-	0,1	0,0	0,0	-	-	-	0,0
Na_2O	-	-	-	-	0,3	0,2	-	-	-	0,1
K_2O	-	9,6	-	-	9,2	0,0	9,4	-	-	9,1
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,7	-
Summa	99,2	96,3	98,9	100,3	94,9	96,8	95,7	97,3	99,0	94,9
mg	0,45	0,49	0,65	0,48	0,43	0,57	0,51	0,64	0,17	0,57
Bergarts-analys (tab. 1)	33	34	34	34	35	35				

31. Ortopyroxen (ferrohypersten).

32. Biotit i matrix i hornfelsbreccia.

33. Cordierit i do.

34. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

35. Biotit i kontaktomvandlad argillit.

36. Cordierit i do.

37. Biotit i kontaktomvandlad argillit. Valasjön, 19G NO, 704040-153175. kv, mi, bi, co, pl(28), spi, opm, ds.

38. Cordierit i do.

39. Spinell (hercynit) i do.

40. Biotit i kontaktomvandlad argillit. Svartaborrtjärnen, 19G NO, 704535-153665. co, bi, pl(30), mi, kv, gr, opx.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i metasediment									
Nr	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
Prov nr	T.L. 84:11a	T.L. 84:11a	T.L. 77:65	T.L. 77:65	T.L. 77:65	T.L. 77:65	T.L. 77:20	T.L. 77:61a	T.L. 77:61a	T.L. 77:61a
SiO_2	48,4	37,2	35,0	48,3	37,0	48,5	37,1	50,5	38,8	38,7
TiO_2	0,1	0,2	5,2	-	0,1	-	0,0	-	0,1	1,0
Al_2O_3	32,6	21,3	16,9	31,8	22,1	3,2	21,1	-	29,2	20,2
FeO*	10,5	36,0	16,8	9,6	33,4	35,1	35,7	15,3	3,8	3,5
MnO	0,1	1,0	0,1	-	0,8	-	0,7	-	0,2	0,5
MgO	7,2	3,7	12,0	8,6	5,2	14,2	0,9	9,0	0,0	0,1
CaO	0,0	1,0	0,0	-	1,6	0,2	4,3	23,8	23,8	34,6
Na_2O	0,1	0,0	0,1	-	0,0	-	0,0	-	-	-
K_2O	0,0	0,0	9,0	-	0,0	-	0,0	-	-	-
Summa	99,0	100,4	95,1	98,3	100,2	101,2	99,8	98,6	95,9	98,6
mg	0,55	0,15	0,56	0,61	0,21	0,42	0,04	0,51	0,00	0,04
Bergarts-analys (tab. 1)										

41. Cordierit. Se nr 40.

42. Granat (almandin). Se nr 40.

43. Biotit i kontaktomvandlad gråvacka. Älgsjön, 19G NO, 704625-152825. kv, co, bi, mi, pl(65), opx, gr.

44. Cordierit i do.

45. Granat (almandin) i do.

46. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

47. Granat (almandin) i glimmerskiffer. Ytterselsbodarna, 19I NO, 704160-162695. gr, kv, bi, gf, pl(olig).

48. Klinopyroxen (salit) i skarnlins i kontaktomvandlad gråvacka. Drickesbäckberget, 19G NO, 704680-152985. kv, kpx, ser, pl(byt), gr, ep.

49. Epidot i do.

50. Granat (grossular) i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i metasediment				Mineral i basiska metavulkaniter					
Nr	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Prov nr	T.L. 76:141b	T.L. 76:27	T.L. 79:13	T.L. 79:13	T.L. 84:2a	T.L. 84:2a	T.L. 83:6	T.L. 83:6	T.L. 83:6	T.L. 83:6
SiO_2	37,1	50,8	52,3	38,7	52,1	45,8	39,0	54,7	53,4	50,4
TiO_2	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,0	2,8	0,1	0,1	0,9
Al_2O_3	21,6	1,0	0,5	21,7	0,2	34,3	15,2	0,5	0,9	7,1
FeO*	33,4	13,0	9,8	1,8	8,6	0,1	10,1	17,7	5,8	7,4
MnO	1,6	1,1	0,5	0,1	0,3	0,0	0,1	0,4	0,2	0,1
MgO	3,7	10,9	12,1	0,1	13,1	0,1	19,1	26,4	16,2	18,1
CaO	2,1	23,1	24,5	37,3	25,2	18,3	0,1	0,6	23,3	12,1
Na_2O	0,1	0,1	0,1	0,0	0,1	1,4	0,2	0,0	0,2	0,8
K_2O	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,9	0,0	0,0	0,6
Summa	99,7	100,2	99,9	99,7	99,7	100,0	94,5	100,4	100,1	97,5
mg	0,16	0,58	0,68	0,07	0,73	-	0,77	0,72	0,82	0,80
Bergarts-analys (tab. 1)										

51. Granat (almandin) i plagioklaskvartsit. Kölaberget, 17F SV, 691215-146760. kv, pl(73), bi, gr.

52. Klinopyroxen (salit) i plagioklaskvartsit. Rörmyrberget, 17F SV, 691335-146130. kv, pl(70), hb, kpx, ti, gr.

53. Klinopyroxen (salit) i kristallin kalksten. Block väster om Havern, 17F SV, 691130-146260. ka, kpx, gr, wo, pr.

54. Granat (grossular) i do.

55. Klinopyroxen (salit) i förskarnad metaspilit. Trehörningsjö, 20J SV, 706800-165125. kpx, hb, pl(66-90), ti, ka.

56. Plagioklas (An_{88}, bytownit) i do.

57. Biotit i kontaktomvandlad metabasalt. Svarttjärnshöjden, 19G NO, 704610-153940. opx, hb, bi, pl(83), kpx.

58. Ortopyroxen (bronzit) i do.

59. Klinopyroxen (augit) i do.

60. Hornblände i do.

Tabell 2 (forts.)

Mineral i primorogena intrusivbergarter										
Nr	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
Prov nr	T.L. 75:90	T.L. 75:90	T.L. 75:90	T.L. 75:91	T.L. 75:91	T.L. 75:91	T.L. 75:93	T.L. 75:93	T.L. 75:93	B.R. 75:79
SiO_2	37,5	54,5	50,2	36,8	53,6	52,1	36,8	53,9	50,3	51,2
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	-	1,7	2,6	-	1,9	4,0	-	1,6	0,4	2,1
FeO*	28,8	14,8	8,6	30,5	19,5	8,9	24,8	15,6	7,4	10,2
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	36,1	27,4	17,1	33,2	24,2	13,9	38,9	27,4	16,2	13,6
CaO	-	1,0	22,4	-	2,0	22,8	-	1,2	24,4	23,0
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Summa	102,4	99,4	100,9	100,5	100,2	101,7	100,5	99,7	98,7	100,1
mg	0,69	0,77	0,78	0,66	0,69	0,74	0,74	0,76	0,79	0,70
Bergarts-analys (tab. 1)	50	50	50	51	51	51	52	52	52	56

61. Olivin (hyalosiderit) i gabbro.

62. Ortopyroxen (bronzit) i do.

63. Klinopyroxen (augit) i do.

64. Olivin (hyalosiderit) i do.

65. Ortopyroxen (hypersten) i do.

66. Klinopyroxen (augit) i do.

67. Olivin (krysolit) i gabbro.

68. Ortopyroxen (bronzit) i do.

69. Klinopyroxen (augit) i do.

70. Klinopyroxen (augit) i gabbro.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i primorogena intrusivbergarter									
Nr	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
Prov nr	T.L. 75:79	B.R. 75:6	B.R. 75:6	T.L. 75:13	T.L. 75:13	B.R. 75:28	B.R. 75:28	B.R. 75:29	B.R. 75:29	T.L. 75:74
SiO_2	53,5	45,4	52,4	52,6	52,1	51,0	50,7	53,8	52,5	36,1
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	0,2	12,5	1,0	0,5	1,3	0,7	1,3	1,4	2,4	-
FeO*	25,3	15,8	23,8	28,8	11,1	26,6	11,2	22,5	12,1	30,5
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	18,3	12,9	20,1	16,6	12,2	18,5	14,7	21,1	14,3	33,8
CaO	0,9	12,8	2,1	1,0	23,3	1,7	23,1	2,0	21,3	-
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Summa	98,2	99,4	99,4	99,5	100,0	98,5	101,0	100,8	102,6	100,4
mg	0,56	0,59	0,60	0,51	0,66	0,55	0,70	0,63	0,68	0,66
Bergarts-analys (tab. 1)										

71. Cummingtonit i gabbroxenolit i granodiorit. Rensjön, 21G SO, 711650-152700. pl(50-58), cum, bi, opm, kv.

72. Blågrönt, uralitiskt hornblände i gabbro. Röström, 21G SV, 711760-152260. pl(65), hb, cum, bi.

73. Cummingtonit i do.

74. Ortopyroxen (hypersten) i gabbro. Röström, 21G SV, 711960-152410. pl(58), kpx, opx, bi, opm.

75. Klinopyroxen (augit) i do.

76. Ortopyroxen (hypersten) i gabbro. Rensjön, 21G SO, 711470-152765. pl(56), hb, kpx, opx, bi, opm.

77. Klinopyroxen (augit) i do.

78. Ortopyroxen (hypersten) i gabbro. Rensjön, 21G SO, 711430-152880. pl(52), kpx, opx, opm, bi.

79. Klinopyroxen (augit) i do.

80. Olivin (hyalosiderit) i gabbro. Kilvamsklippen, 21G SV, 711790-152455. pl(57), kpx, opx, ol, opm.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i primorogena intrusivbergarter									
Nr	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
Prov nr	T.L. 75:74	T.L. 75:74	T.L. 75:75	T.L. 75:75	T.L. 75:75	T.L. 75:82	T.L. 75:82	T.L. 75:82	T.L. 75:85	T.L. 75:85
SiO_2	53,0	51,1	36,8	52,6	52,4	37,2	52,9	52,1	37,9	52,4
TiO_2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al_2O_3	1,8	2,7	-	1,5	2,3	-	1,1	2,6	-	1,5
FeO*	18,7	8,5	31,1	18,5	9,4	29,2	18,7	9,3	26,6	17,3
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	25,3	16,0	33,4	25,5	14,6	33,6	25,2	14,5	35,6	27,4
CaO	2,1	22,2	-	1,0	22,8	-	1,5	22,4	-	1,0
Na_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Summa	100,9	100,5	101,3	99,1	101,5	100,0	99,4	100,9	100,1	99,6
mg	0,71	0,77	0,66	0,71	0,73	0,67	0,71	0,74	0,70	0,74
Bergarts-analys (tab. 1)										

81. Ortopyroxen (bronzit). Se nr 80.

82. Klinopyroxen (augit). Se nr 80.

83. Olivin (hyalosiderit) i gabbro. Bodberget, 21G SV, 711775-152430. pl(65-72), ol, kpx, opx, bi.

84. Ortopyroxen (bronzit) i do.

85. Klinopyroxen (augit) i do.

86. Olivin (hyalosiderit) i gabbro. Frukostklippen, 21G SV, 711635-152450. pl(65-70), ol, kpx, opx.

87. Ortopyroxen (bronzit) i do.

88. Klinopyroxen (augit) i do.

89. Olivin (krysolit) i gabbro. Klippsta, 21G SV, 711515-152485. pl(60), ol, kpx, opx.

90. Ortopyroxen (bronzit) i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i primorogena intrusivbergarter									
Nr	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
Prov nr	T.L. 75:85	T.L. 75:92	T.L. 75:92	T.L. 75:92	T.L. 73:69	T.L. 73:69	T.L. 73:69	T.L. 73:69	T.L. 73:69	B.R. 73:24a
SiO_2	51,2	37,3	54,1	50,1	31,6	49,8	41,9	39,3	51,5	31,3
TiO_2	-	-	-	-	0,0	0,3	1,8	0,0	0,0	-
Al_2O_3	2,2	-	0,5	2,0	0,0	0,8	10,0	14,8	0,6	-
FeO*	8,0	29,7	17,7	11,7	61,9	19,0	24,8	24,5	35,1	65,0
MnO	-	-	-	-	1,1	0,5	0,2	0,2	0,6	-
MgO	15,5	33,6	26,9	15,1	5,3	7,7	5,4	4,4	9,4	5,6
CaO	22,2	-	0,9	21,6	0,0	21,0	10,6	11,2	0,3	-
Na_2O	-	-	-	-	0,0	0,1	1,6	1,9	0,1	-
K_2O	-	-	-	-	0,0	0,0	0,8	0,8	0,0	-
Summa	99,1	100,6	100,1	100,5	99,9	99,2	97,1	97,1	97,6	101,9
mg	0,78	0,67	0,73	0,70	0,13	0,41	0,28	0,24	0,32	0,13
Bergarts-analys (tab. 1)					48	48	48	48	48	

91. Klinopyroxen (augit). Se nr 89.

92. Olivin (hyalosiderit) i gabbro. Jämmervattnet, 21G SV, 711360-152045. pl(57), kpx, ol, opx, fp, hb, opm, bi.

93. Ortopyroxen (bronzit) i do.

94. Stor klinopyroxenkristall (augit) i do.

95. Olivin (ferrohortonolit) i gabbro.

96. Klinopyroxen (ferroaugit) i do.

97. Brunt (primärt?) hornblände i do.

98. Blågrönt, uralitiskt hornblände i do. Kanten av aggregat.

99. Cummingtonit i do. Mittzonen i aggregat.

100. Olivin (ferrohortonolit) i gabbro. Långnäsberget, 20H SV, 706490-156820. pl(55), hb, kpx, gr, cum, bi, ol.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i primorogena intrusivbergarter									
Nr	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110
Prov nr	B.R. 73:24a	B.R. 73:24a	B.R. 73:24a	T.L. 77:56	T.L. 77:56	T.L. 77:56	T.L. 77:56	T.L. 77:47	T.L. 77:47	T.L. 77:47
SiO_2	49,5	52,6	36,4	36,4	0,1	48,1	53,1	51,9	52,2	46,1
TiO_2	-	-	0,0	-	-	0,8	0,0	0,1	0,1	1,7
Al_2O_3	2,4	1,5	21,0	-	59,8	8,9	1,3	0,6	1,0	8,0
FeO*	14,8	32,8	31,9	31,9	25,3	7,6	16,8	27,4	10,8	15,2
MnO	-	-	2,4	-	-	0,2	0,4	0,7	0,2	0,2
MgO	9,7	12,6	1,8	31,2	12,5	17,2	27,2	18,2	12,8	12,9
CaO	22,4	0,6	5,5	-	-	12,2	0,5	0,8	22,2	11,7
Na_2O	-	-	-	-	-	-	0,1	0,0	0,3	1,1
K_2O	-	-	-	-	-	-	0,0	0,0	0,0	0,9
ZnO	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-
Summa	98,8	100,1	99,0	99,5	98,2	95,0	99,4	99,7	99,6	97,8
mg	0,54	0,41	0,09	0,64	0,47	0,80	0,74	0,54	0,67	0,60
Bergarts-analys (tab. 1)										

101. Klinopyroxen (augit). Se nr 100.

102. Cummingtonit. Se nr 100.

103. Granat (almandin). Se nr 100.

104. Olivin (hyalosiderit) i kontaktomvandlad ultramafit. Valasjöberget, 19G NO, 704070-152925. hb, ol, sp, opx, pl(labr).

105. Spinell (pleonast) i do.

106. Hornblände i do.

107. Ortopyroxen (bronzit) i do.

108. Ortopyroxen (hypersten) i kontaktomvandlad tonalit. Brännkullen, 19G NV, 703290-151650. pl(35), bi, kv, hb, opx, kpx.

109. Klinopyroxen (augit) i do.

110. Hornblände i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i primorogena intrusivbergarter									
Nr	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
Prov nr	T.L. 77:47	L.P. 74:12	L.P. 74:12	L.P. 74:12	L.P. 74:12	T.L. 83:22	T.L. 83:22	T.L. 83:22	B.R. 69:27	B.R. 69:27
SiO_2	36,5	52,2	51,5	46,1	36,1	52,0	52,1	36,7	35,2	37,2
TiO_2	4,9	0,2	0,2	1,6	4,4	0,1	0,1	4,7	2,8	0,0
Al_2O_3	14,2	0,5	1,0	7,8	13,9	0,6	0,9	13,8	18,9	21,6
FeO*	17,7	27,3	10,9	16,6	18,8	26,9	10,1	17,6	18,3	35,8
MnO	0,1	0,7	0,3	0,3	0,1	0,7	0,3	0,1	0,0	1,4
MgO	12,9	18,8	13,5	12,1	11,4	18,9	13,4	13,2	11,5	3,9
CaO	0,0	1,0	21,4	11,3	0,0	0,9	22,4	0,0	0,0	0,9
Na_2O	0,0	0,0	0,4	1,2	0,1	0,0	0,4	0,1	0,2	0,0
K_2O	10,1	0,0	0,0	0,8	9,7	0,0	0,0	9,8	9,2	0,0
Summa	96,4	100,7	99,2	97,8	94,5	100,1	99,7	96,0	96,1	100,8
mg	0,56	0,54	0,68	0,56	0,52	0,55	0,69	0,57	0,53	0,16
Bergarts-analys (tab. 1)						79	79	79		

111. Biotit. Se nr 108.

112. Ortopyroxen (hypersten) i kontaktomvandlad tonalit. Hocksjön, 19G NV, 703650-151860. pl(28), kv, bi, hb, kpx, opx, opm.

113. Klinopyroxen (augit) i do.

114. Hornblände i do.

115. Biotit i do.

116. Ortopyroxen (hypersten) i kontaktomvandlad tonalit.

117. Klinopyroxen (augit) i do.

118. Biotit i do.

119. Biotit i granodiorit. Myrbodarna, 17H SO, 690130-158685. pl(18-22), kv, bi, mi, gr, co, ser, sil.

120. Granat (almandin) i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i primorogena intrusivbergarter							Mineral i serorogena intrusivbergarter		
Nr	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130
Prov nr	B.R. 69:27	B.R. 69:62	B.R. 69:62	B.R. 69:62	T.L. 69:196	T.L. 69:196	T.L. 69:196	L.P. 73:1a	L.P. 73:1a	L.P. 73:1a
SiO_2	48,7	36,3	36,5	48,9	36,0	37,1	48,1	36,3	37,4	0,1
TiO_2	-	4,1	0,1	-	3,2	0,0	-	3,4	0,0	0,0
Al_2O_3	29,9	18,1	21,2	30,6	18,4	21,5	30,0	17,3	21,6	57,3
FeO*	8,3	19,1	36,0	9,8	19,7	35,0	10,5	16,3	35,6	38,7
MnO	-	-	1,9	-	-	2,3	-	0,0	1,2	0,3
MgO	8,7	9,2	3,5	6,8	8,8	4,1	6,9	12,0	3,2	2,4
CaO	-	-	0,9	-	-	0,7	-	0,0	0,8	-
Na_2O	-	-	0,0	-	-	-	-	0,1	0,0	-
K_2O	-	9,6	0,0	-	9,5	-	-	9,7	0,0	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8
Summa	95,6	96,4	100,1	96,1	95,6	100,7	95,5	95,1	99,8	99,6
mg	0,65	0,46	0,14	0,56	0,44	0,16	0,54	0,57	0,13	0,10
Bergarts-analys (tab. 1)		83	83	83				114	114	114

121. Cordierit. Se nr 119.

122. Biotit i granit.

123. Granat (almandin) i do.

124. Cordierit i do.

125. Biotit i granit. Malungsfluggen, 16H NV, 689645-155660. mi, kv, pl(20), gr, ser, co, bi.

126. Granat (almandin) i do.

127. Cordierit i do.

128. Biotit i kontaktomvandlad granit.

129. Granat (almandin) i do.

130. Spinell (hercynit) i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i serorogena intrusivbergarter									
Nr	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140
Prov nr	L.P. 73:5	L.P. 73:5	L.P. 73:5	L.P. 73:7	L.P. 73:7	L.P. 73:7	T.L. 81:16a	T.L. 81:16a	T.L. 81:16a	T.L. 67:10
SiO_2	36,3	36,5	47,0	34,6	47,5	0,1	36,2	37,2	47,6	64,7
TiO_2	2,9	0,0	-	2,8	-	-	2,6	0,0	0,0	0,0
Al_2O_3	19,5	19,9	29,2	19,2	30,2	63,6	18,8	21,4	32,1	19,2
FeO*	22,3	22,0	12,2	22,1	12,7	31,5	19,1	36,5	11,9	<0,1
MnO	-	-	-	0,1	-	-	0,0	0,7	0,1	0,0
MgO	7,5	7,4	5,1	7,7	5,3	1,5	8,8	3,2	5,9	0,4
CaO	-	-	-	0,0	-	-	0,0	0,8	0,0	0,0
Na_2O	-	-	-	0,2	-	-	0,2	0,1	0,3	2,9
K_2O	9,5	9,5	-	9,1	-	-	10,0	0,0	0,0	10,9
ZnO	-	-	-	-	-	6,4	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,0
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,1
Summa	98,0	95,3	93,5	95,8	95,7	103,1	95,7	99,9	97,9	98,3
mg	0,37	0,38	0,43	0,38	0,43	0,08	0,45	0,13	0,46	-
Bergarts-analys (tab. 1)	103	103	103	106	106	106				

131. Brun biotit i kontaktomvandlad granit.

132. Grön biotit i do.

133. Cordierit i do.

134. Biotit i kontaktomvandlad granit.

135. Cordierit i do.

136. Spinell (zinkrik hercynit) i do.

137. Biotit i kontaktomvandlad granit. Ramsele, 19G NO, 704730-153495. mi, kv, pl(22), co, gr, bi.

138. Granat (almandin) i do.

139. Cordierit i do.

140. Mikroklinpertit i muskovitpegmatit. Sels-Vitberget, 18H NO, 699020-158995. kv, mi, pl(alb), mu, kl, gr.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i serorogena intrusivbergarter									
Nr	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150
Prov nr	T.L. 64:54e	T.L. 64:54e	T.L. 64:54e	-	-	T.L. 83:25	L.S. 67:10	T.L. 75:9b	T.L. 73:49a	T.L. 73:49a
SiO_2	35,5	-	-	67,7	(99,9)	35,7	37,2	36,4	-	-
TiO_2	0,1	-	-	-	-	0,0	0,0	0,0	-	-
Al_2O_3	21,1	-	-	17,5	0,07	21,1	20,7	20,3	-	-
FeO*	24,4	31,8	1,5	0,09	0,04	20,3	26,0	25,9	39,3	25,3
MnO	18,4	27,2	2,0	-	-	22,6	14,3	17,7	15,4	23,5
MgO	0,1	2,3	0,3	0,02	-	0,1	1,0	0,1	3,6	1,6
CaO	0,1	2,2	50,9	0,18	0,01	0,2	0,3	0,1	0,0	7,5
Na_2O	0,0	0,1	0,0	3,5	-	0,0	<0,1	0,0	0,0	0,1
K_2O	0,0	<0,1	0,0	10,7	-	0,0	<0,1	0,0	0,0	0,0
P_2O_5	-	32,1	42,2	-	-	-	-	-	40,3	41,3
F	-	6,7	2,7	-	-	-	-	-	0,0	0,0
H_2O^+	-	0,5	-	0,39[1)]	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Avgår O för F	-	-2,9	-	-	-	-	-	-	-	-
Summa	99,7	100,2	99,6	100,1	100,0	100,0	99,5	100,5	98,6	99,3
mg	0,00	0,07	0,12			0,00	0,04	0,00	0,11	0,05
Bergarts-analys (tab. 1)										

141. Granat (almandin-spessartin). Se nr 140.
142. Triplit. Se nr 140. Analys: V. Grundulis. FeO=31,0, Fe_2O_3=0,9.
143. Apatit. Se nr 140.
144. Mikroklinpertit i kvartsrik pegmatit. Långsjökullen, 19G NO, 703640--153150. Analysen erhållen från Kema Nord.
145. Kvarts i do. Analysen erhållen från Kema Nord, och gäller s.k. prima kvarts från brytningsplan på nivå 363. SiO_2 beräknad som rest.
146. Granat (spessartin-almandin) i do.
147. Granat (almandin-spessartin) i muskovitpegmatit. Snödåsberget, 18I NV, 698320-160890, kv, mi, pl(alb), mu, bi, gr.
148. Granat (almandin-spessartin) i muskovitpegmatit. Sundet, 21G SV, 711135-152490. kv, mi, pl(alb), mu, bi, tu.
149. Sarkopsid i muskovitpegmatit. Berg, 19H SV, 701055-157285. kv, mi, pl(alb), mu, tu.
150. Graftonit i do.

1) Glödförlust vid 900°C.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i postorogena intrusivbergarter									
Nr	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160
Prov nr	L.P. 74:73	L.P. 74:73	L.P. 74:48	L.P. 74:48	T.L. 84:12c	T.L. 84:12c	T.L. 84:12c	G.B. 73:2	G.B. 73:2	G.B. 73:2
SiO_2	34,8	42,5	35,1	42,6	34,5	36,8	48,4	34,2	36,4	50,2
TiO_2	3,3	-	3,1	-	3,7	0,2	0,2	5,4	0,1	-
Al_2O_3	15,1	9,9	13,9	8,9	16,4	21,1	2,2	17,1	21,7	0,8
FeO*	29,3	27,9	28,0	26,7	22,0	36,2	36,3	23,3	36,9	37,5
MnO	-	-	-	-	0,0	1,8	0,4	0,0	1,7	-
MgO	4,5	4,2	5,0	4,5	8,5	2,0	11,9	6,8	2,3	11,0
CaO	-	10,7	-	11,4	0,0	1,4	0,2	0,0	1,4	0,3
Na_2O	-	1,3	9,3	1,3	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	-
K_2O	9,0	-	-	-	9,2	0,0	0,0	9,2	0,0	-
Summa	96,0	96,5	94,4	95,4	94,5	99,6	99,6	96,1	100,6	99,8
mg	0,22	0,21	0,24	0,23	0,41	0,09	0,37	0,34	0,10	0,35
Bergarts-analys (tab. 1)	150	150	140	140	(159)	(159)	(159)			

151. Biotit i Revsundsgranit.

152. Brungrönt hornblände i do.

153. Biotit i grå Revsundsgranit.

154. Brungrönt hornblände i do. (Kärna i zonerat hornblände.)

155. Biotit i granodiorit (randfacies) i Revsundssviten. (Samma lokal som nr 159, tab. 1.)

156. Granat (almandin) i do.

157. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

158. Biotit i Revsundsgranit (randfacies). Lafssjön, 19G NO, 704355-152590. pl(30), kv, bi, mi, gr, opx.

159. Granat (almandin) i do.

160. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i postorogena intrusivbergarter									
Nr	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170
Prov nr	L.P. 74:27	L.P. 74:27	L.P. 74:27	L.P. 74:27	L.P. 74:43	L.P. 74:43	L.P. 74:43	L.P. 74:43	L.P. 74:32	L.P. 74:32
SiO_2	34,9	42,9	48,4	50,3	35,5	44,9	47,3	48,6	35,8	42,6
TiO_2	5,1	-	0,2	0,2	5,1	-	0,2	0,2	3,7	-
Al_2O_3	13,9	10,8	2,1	2,2	12,4	8,8	0,6	1,0	11,9	9,3
FeO*	26,3	22,9	40,5	23,4	26,2	24,7	40,9	20,3	25,8	25,5
MnO	-	-	0,8	0,5	-	-	0,7	0,3	-	-
MgO	6,3	5,8	8,2	7,2	6,7	5,2	8,3	7,6	7,8	4,4
CaO	-	11,2	1,1	20,4	-	11,0	1,4	20,5	-	11,3
Na_2O	-	1,0	-	-	-	1,1	-	-	-	1,5
K_2O	9,2	-	-	-	9,2	-	-	-	9,2	-
Summa	95,7	94,6	101,3	104,2	95,1	95,7	99,4	98,5	94,2	94,6
mg	0,30	0,31	0,26	0,35	0,31	0,27	0,27	0,40	0,35	0,23
Bergarts-analys (tab. 1)	128	128	128	128	137	137	137	137		

161. Biotit i kvartsmonzodiorit i Revsundssviten.

162. Brungrönt hornblände i do.

163. Ortopyroxen (eulit) i do.

164. Klinopyroxen (ferroaugit) i do.

165. Biotit i kvartsmonzodiorit i Revundssviten.

166. Brungrönt hornblände i do.

167. Ortopyroxen (eulit) i do.

168. Klinopyroxen (ferroaugit) i do.

169. Biotit i porfyrisk Sörviksgranit. Storhögen, 20G SV, 706015-150240. kv, pl(22-25), pe, bi, opm, ol, hb.

170. Grönt, uralitiskt hornblände i do.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i postorogena intrusivbergarter					Mineral i anorogena intrusivbergarter				
Nr	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180
Prov nr	L.P. 74:32	L.P. 74:42b	L.P. 74:42b	L.P. 74:42b	G.B. 73:16	G.L. 18	G.L. 18	G.L. 23	G.L. 23	G.L. 23
SiO_2	31,8	36,2	44,6	49,3	34,1	30,8	48,6	34,7	50,2	51,0
TiO_2	-	5,2	-	0,2	0,0	0,0	0,6	0,0	0,2	0,5
Al_2O_3	-	12,8	8,5	1,4	33,0	0,1	0,9	0,1	0,7	1,2
FeO*	64,8	28,2	25,6	43,2	15,2	62,9	22,8	41,7	26,2	11,9
MnO	1,6	-	-	0,6	0,4	1,0	0,4	0,5	0,5	0,3
MgO	1,5	5,4	4,5	6,7	0,2	5,3	6,2	22,7	21,1	13,3
CaO	-	-	11,0	1,1	0,1	0,1	19,8	0,1	1,1	21,6
Na_2O	-	-	1,2	-	2,2	-	0,1	-	0,0	0,2
K_2O	-	9,5	-	-	0,0	-	0,0	-	0,0	0,0
H_2O^+	-	-	-	-	2,3	-	-	-	-	-
B_2O_3	-	-	-	-	10,3	-	-	-	-	-
Summa	99,7	97,3	95,4	102,5	98,1	100,2	99,4	99,8	100,0	100,0
mg	0,04	0,26	0,24	0,22	0,02	0,13	0,32	0,49	0,58	0,66
Bergarts-analys (tab. 1)						165	165	166	166	166

171. Olivin (fayalit). Se nr 169.

172. Biotit i porfyrisk Sörviksgranit. Västvattnet, 19G NV, 704345-151150. kv, pe, pl(30), opx, bi, hb.

173. Brungrönt, uralitiskt hornblände i do.

174. Ortopyroxen (eulit) i do.

175. Turmalin i biotit-turmalinpegmatit i Revsundsgranit. Gåreleselet, 20G SO, 705465-154760. kv, mi, pl(alb), bi, tu.

176. Olivin (ferrohortonolit) i Nordingrågabbro.

177. Klinopyroxen (ferroaugit) i do.

178. Olivin (hortonolit) i Nordingrågabbro.

179. Ortopyroxen (hypersten) i do.

180. Klinopyroxen (augit; lameller i ortopyroxen) i do.

Tabell 2 (forts.)

Mineral i anorogena intrusivbergarter										
Nr	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190
Prov nr	G.L. 35	G.L. 35	G.L. 35	G.L. 193	G.L. 193	G.L. 193	G.L. 19	G.L. 52	G.L. 52	G.L. 52
SiO_2	32,3	50,3	51,5	31,3	45,9	47,0	49,9	31,3	50,3	50,6
TiO_2	0,0	0,1	0,2	0,0	0,1	0,2	0,8	0,0	0,6	0,2
Al_2O_3	0,1	0,3	0,6	0,1	0,3	0,7	2,0	0,1	1,8	0,5
FeO*	55,0	33,7	14,7	62,4	43,4	21,7	13,8	59,8	15,8	33,4
MnO	0,5	0,6	0,3	0,7	0,7	0,3	0,3	0,8	0,3	0,7
MgO	11,9	13,8	10,9	5,2	8,7	8,0	11,2	7,5	10,0	12,2
CaO	0,0	0,9	22,1	0,1	0,9	21,2	21,8	0,1	20,9	1,4
Na_2O	-	0,0	0,1	-	0,0	0,1	0,2	0,0	0,1	0,1
K_2O	-	0,0	0,0	-	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Summa	99,8	99,7	100,4	99,8	100,0	99,2	100,0	99,6	99,8	99,1
mg	0,28	0,42	0,57	0,13	0,26	0,39	0,59	0,18	0,53	0,39
Bergarts-analys tab. 1 nr	167		167	167	170	170	170	178		

181. Olivin (ferrohortonolit) i Nordingrågabbro.

182. Ortopyroxen (ferrohypersten) i do.

183. Klinopyroxen (augit; fläckar i ortopyroxen) i do.

184. Olivin (ferrohortonolit) i Nordingrågabbro.

185. Ortopyroxen (eulit) i do.

186. Klinopyroxen (ferroaugit; lameller i ortopyroxen) i do.

187. Klinopyroxen (augit) i anortosit.

188. Olivin (ferrohortonolit) i pegmatitiskt parti i anortosit. Mjösjö, 18I NO, 697590-163265. pl(60), kpx, opx, ol, hb, kv, ap, pe, ilm, bi.

189. Klinopyroxen (augit), dm-stor kristall i do.

190. Ortopyroxen (ferrohypersten), lamell i klinopyroxen enl. nr 189.

Tabell 2 (forts.)

Mineral i anorogena intrusivbergarter										
Nr	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200
Prov nr	T.L. 85:8	T.L. 85:8	T.L. 85:8	Nr 60	Nr 64	Nr 64	Nr 115	Nr 137	Nr 137	L.P. 74:49
SiO_2	48,8	40,7	31,7	37,8	46,0	36,2	49,6	41,8	35,3	29,8
TiO_2	0,1	1,6	2,6	-	1,2	4,6	0,3	1,9	3,6	-
Al_2O_3	0,5	8,3	14,7	-	6,1	12,4	0,5	7,8	11,9	1,3
FeO*	28,1	31,1	39,1	27,8	19,8	22,5	36,3	30,9	35,1	64,0
MnO	0,6	0,3	0,4	0,4	0,3	0,1	0,5	0,3	0,4	0,3
MgO	2,3	2,1	0,3	32,2	11,3	9,5	0,3	1,6	1,0	2,3
CaO	20,2	10,5	0,0	-	11,3	0,1	3,2	10,2	0,1	-
Na_2O	0,1	2,0	0,1	-	1,1	0,2	6,2	2,0	0,2	-
K_2O	0,0	1,3	5,6	-	0,7	9,2	0,9	1,4	9,2	-
Summa	100,7	97,9	94,5	98,2	97,8	94,8	97,8	97,9	96,8	97,7
mg	0,12	0,10	0,01	0,67	0,50	0,43	0,01	0,08	0,05	0,06
Bergarts-analys (tab. 1)					189	189	201	203	203	208

191. Klinopyroxen (ferrohedenbergit) i Nordingrågranit. Sund, 18I NO, 699665-163285. pe, kv, pl(alb-olig), kpx, hb, bi, zr, id.

192. Hornblände i do.

193. Biotit (något kloritiserad) i do.

194. Olivin (hyalosiderit) i anortositisk Ragundagabbro. Gagnet, 19G SO, 70127-15457. pl(labr), hb, kpx, ol.

195. Hornblände (hastingsit) i Ragundagabbro (kvartsgabbro).

196. Biotit i do.

197. Alkaliamfibol i Ragundagranit (hornbländegranit).

198. Hornblände i Ragundagranit (hornbländegranit).

199. Biotit i do.

200. Olivin (fayalit) i Nordsjömonzonit.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i anorogena intrusivbergarter			Mineral i diabaser						
Nr	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210
Prov nr	L.P. 74:49	L.P. 74:49	L.P. 74:49	T.L. 84:4	T.L. 84:4	T.L. 84:4	T.L. 84:4	A3	A3	A 20
SiO_2	49,4	42,5	33,3	35,6	52,9	51,3	41,8	-	-	-
TiO_2	0,5	-	3,3	0,1	0,2	0,6	4,1	-	1,78	-
Al_2O_3	1,8	7,3	12,4	0,0	1,3	2,7	11,4	-	5,37	-
FeO*	20,5	28,7	35,5	38,1	21,7	9,9	13,5	36,9	8,50	37,6
MnO	0,6	-	-	0,7	0,6	0,3	0,2	-	-	-
MgO	6,6	4,4	2,6	25,4	22,2	13,5	11,8	27,2	13,07	26,49
CaO	21,2	10,3	-	0,0	1,3	20,9	11,3	-	20,24	-
Na_2O	-	1,7	-	0,0	0,1	0,5	2,3	-	-	-
K_2O	-	-	8,8	0,0	0,0	0,0	1,1	-	-	-
Summa	100,6	94,9	95,9	99,9	100,3	99,7	97,5	-	-	-
mg	0,36	0,21	0,12	0,54	0,64	0,70	0,60	0,57	0,73	0,56
Bergarts-analys (tab. 1)	208	208	208	(235)	(235)	(235)	(235)	246	246	247

201. Klinopyroxen (ferroaugit) i Nordsjömonzonit. Se nr 200.

202. Hornblände. Se nr 200.

203. Biotit. Se nr 200.

204. Olivin (hortonolit) i Turingendiabas. Samma lokal som nr 235, tab. 1.

205. Ortopyroxen (hypersten) i do.

206. Klinopyroxen (augit) i do.

207. Brunt, uralitiskt hornblände i do.

208. Olivin (hyalosiderit) i Ulvödiabas. Partiell analys.

209. Klinopyroxen (augit) i do. Partiell analys.

210. Olivin (hyalosiderit) i Ulvödiabas. Partiell analys.

Tabell 2 (forts.)

	Mineral i diabaser									
Nr	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220
Prov nr	A20	A35	A35	A45	177	177	177	T.L. 65:84	186	280B
SiO_2	-	-	-	-	35,7	49,1	-	50,5	37,3	-
TiO_2	1,44	-	1,12	0,98	0,21	1,3	18,8	1,35	8,3	51,8
Al_2O_3	2,86	-	1,91	1,86	0,1	2,4	4,5	3,0	13,0	0,6
FeO*	10,06	34,61	9,36	12,98	36,7	11,1	72,3	10,4	18,4	47,3
MnO	-	-	-	-	0,55	0,24	0,50	0,25	0,11	0,82
MgO	12,17	28,68	13,31	11,10	26,2	14,0	0,9	12,7	11,9	0,5
CaO	20,52	-	19,91	19,78	0,3	20,2	-	20,0	-	-
Na_2O	-	-	-	-	-	0,05	-	0,4	-	-
K_2O	-	-	-	-	-	-	-	<0,1	9,4	-
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	-	1,30	-	-	0,05
BaO	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
Summa	-	-	-	-	99,8	98,4	98,3	98,7	98,4	101,1
mg	0,68	0,60	0,72	0,60	0,56	0,69	0,02	0,68	0,53	0,02
Bergarts-analys (tab. 1)	247	248	248	249	250	250	250			

211. Klinopyroxen (augit). Partiell analys. Se nr 210.

212. Olivin (hyalosiderit) i Ulvödiabas. Partiell analys.

213. Klinopyroxen (augit) i do. Partiell analys.

214. Klinopyroxen (augit) i Ulvödiabas. Partiell analys.

215. Olivin (hyalosiderit) i Ulvödiabas.

216. Klinopyroxen (augit) i do.

217. "Titanomagnetit" i do.

218. Klinopyroxen (augit) i diabaspegmatit i Ulvödiabas. Kvarnberget, 19J SV, 70205-16660. pl(labr), kpx.

219. Biotit i Ulvödiabas. Nörd-Sandviken, 18I NO, 699631-164543. pl(labr), ol, kpx, opm, bi, ser, ep, ap.

220. Ilmenit i Ulvödiabas. Nörd-Sandviken, 18I NO, 699710-164610. pl(labr), ol, kpx, opm, bi, ser, ep.

ORTSREGISTER

Abborrfallet 223, 226, 228, 229
Adak 123
Agnsjön 80
Alby 45, 181, 357
Alderlund 293
Allstakullarna 60, 287
Almyrberget 312
Alnö kyrka 253
Alnön, Alnö- 7, 9-13, 15, 16, 80, 82, 130, 156, 164, 165, 175, 194, 238-278, 287, 308-311, 318, 325-327, 329, 332, 334
Alvik 260
Angsta (Arnäs) 312
Angsta (Bollstabruk) 304
Armsjön 175, 302, 312, 367, 389
Arnäs 312, 364
Aspeå 91
Aspeåkullen 75
Aspåsen 360, 370
Australien 232, 275

Backe 118
Baggböle 42, 43
Bakån 380-382
Banafjäl 368
Barsviken 242
Bellviksberg 226, 233, 236, 298, 299
Bellviksberget 206
Berg (Edsele) 86
Berg (Sollefteå) 103, 105, 307, 403
Berg (Jämtland) 326
Bergafjärden 200
Bergeforsen 59, 67, 103, 259, 260, 286, 300, 312, 327
Bergflon 38
Berghamn 189
Bergslagen 17, 44, 199, 283
Bergvattsberget 330
Bergåsen 176
Betarsjön 180, 204
Betåsen 72
Billaberget 301
Billsta 43, 288
Binböle 42, 43, 64, 65
Bispgården 103
Bitarberget 100
Bjärtrå 291
Bjästa 12, 19, 22, 27, 311, 319, 334, 358, 367
Björköfjärden 175
Björkön 85
Björna 7, 64, 76, 98, 296, 307, 308, 330
Björneborg 326
Björnstegen 75
Björnviken 293
Blåberget 311
Bodberget (Gåreleselet) 124
Bodberget (Lövåsen) 119, 121-123
Bodberget (Hoting) 397
Bodberget (Tåsjöområdet) 234
Bodkullarna 298
Bodsjön 284
Bodumsjön 107, 109, 372
Bolidenbrottet 254
Bollstabruk 91, 93, 103, 304, 310
Bonden 139
Bondsjöhöjden 44, 290
Bondsjön 311
Borgberget 312
Borgsjö 75,176
Borgvattnet 291
Bosundet 307
Bosvedjan 100, 311
Botjärnsbodarna 181

Bottenhavet 13, 15, 16, 129, 174-176, 279-282, 308, 317, 324-326, 328, 329
Bottenhavskusten 180, 325, 326
Bottenviken 174
Bottniska viken 17
Brattberget 133
Brattbäcken 227
Brattfors 374
Bredbyn 80, 90
Brocksjön 370
Brocksjövallen 67
Brämön 279, 282
Brämöns kapell 33, 34
Brännkullen 399
Brännsand 242
Bursnäs 127, 129
Burtjärnen 286
Byberget 76, 358
Bye 93
Bysjön 39
Byxsjön 108, 372
Båräng, Båräng- 13, 241, 243, 244, 246, 255, 268, 269, 276, 277, 309
Bäckeberget 129
Bäckland 379
Bönhamn 131-133, 135, 379

Colorado 166

Dalarna 128, 299
Dalsberget 290
Degerforsen 203, 318
Degerforsens kraftstation 79, 202
Degersjö 387
Degersjön 61, 88, 89, 370
Djuphorten 129
Docksta 330
Dorotea 180
Draget 175
Drickesbäckberget 361, 376, 393
Drickesbäckstugan 36
Drömme 292
Dårholmen 88
Döraberget 204, 205, 385

Edsele 78, 84, 101, 102, 105, 180, 304, 327
Edsele hembygdsgård 119, 121
Edsele kraftstation
Edsätterfjärden 166, 177
Eldsjön 370
Endasnäset 327
Enstern 283, 286, 366
Enåsen 52, 53, 283, 284
Eystrasaltbanken 279

Fagervik 242, 259
Fen, Fenområdet 238, 250-252
Fillaberget 195, 311
Finland 279
Finngrundet 279
Finnåberget 150, 301, 382
Fjällbohög 84
Fjällbränna 221
Fjällsjö kommun 7
Flaskmyrberget 376
Flåsjön 14, 98
Flärke (Björna) 80
Flärke (Bredbyn) 92
Forsmo 360
Fredrika 7
Frostberget 206, 218, 219, 226, 228, 233, 234, 236, 298, 299
Frukostklippen 397
Fröstdal 311
Furuholmen 32, 279
Fålasjö 359
Fånsjön 212, 214, 235, 236
Fånån, Fånå- 219, 234
Fåret 175
Fällkäl 80
Fällsvik 190
Förnätra 293

Gagnet 148, 380, 408
Gagnetsjön 291
Galtström(s bruk) 12, 287, 300
Gamm-Karbäcken 206, 223, 224, 228, 231
Gammbodberget 291, 311
Gammelgården 308
Gammhamnen 170
Gammtratten 75
Gavik 378
Gaviksfjärden 40, 139, 143, 176
Getberget 176, 330
Getingstabodum 376
Gideå 14, 178, 193, 308
Gnarp 287
Godberget 129
Gotland 238
Gottne 64, 103
Granberget 373, 374
Graninge 23, 41, 287, 289, 319
Graninge bruk 301
Graningesjön 26, 41
Gransjön 367
Gransjöåsen 205
Granåsen 230, 297, 298
Granön 231, 232, 262
Grofäll 287, 288
Grundfors 110
Grundsjön 48, 49
Grundsunda 31, 91, 94, 326, 366
Gruvberget (Björna) 296, 297, 307
Gruvberget (Solberg) 294
Gråbuten 185
Gråfläsjan 164
Gråskärsbådan 187
Grönberget 307
Grönsviksfjärden 302
Grönviken 261
Grössjöberget 195, 197
Grössjön 93, 156, 371, 384
Gubbaberget 49
Gubben 175
Gullviksfjärden 136
Gånsvik(en) 60, 308
Gårdberget 67
Gårdsjön 23, 288, 289
Gåreleselet 124-125, 307, 406
Gåsnäs 138
Gärde 380
Gärdsjön 219
Gässjö 218-221
Gästrikland 279
Gävle 13
Gävleborgs län 128, 175, 284, 322
Gävlebukten 279

Hallberget 204
Hallsta 42
Hammarmyren 284
Hamnberget 172
Hanabäck 93
Hansbäcken 227
Hansselet 216, 217
Harrsjön 375
Hartung 241-243, 251, 253, 259, 262, 263, 268, 269, 271, 309
Hauho 22
Havern 63, 394
Haverö 46, 48, 57, 75, 283, 284
Haveröområdet 10, 11, 47, 50-58, 62, 316, 334
Helgum 23, 145, 319
Helgums kyrka 146, 150
Helgumsbodarna 381
Helgumssjön 205
Helsingfors 326
Hemliden 64
Hemling 376
Hemsjön (Imnäs) 84
Hemsjön (Vindeln) 36
Hemsön 67
Herräng 199
Himmelsjön 25

Hinnsjön 21, 41, 43, 44, 59, 292
Hjälta 291, 311
Hjältanstorp 367
Hocksjö (Rossön) 365
Hocksjön 12, 78, 79, 100, 366, 400
Holmebodarna 72
Holmsjö 323
Holmsjön (vid Holm) 286
Holmsjön (vid Östavall) 50, 205, 325
Holmsta, Holmsta- 148, 149,151, 382
Holmstrand 12, 39, 145, 147, 150, 153, 301, 382
Holmudden 279
Hortesberget 63, 64, 359, 362
Hortesbergsbodarna 63
Hotagen 326
Hoting 12, 14, 66-72, 103, 197, 298, 304, 306, 307, 310
Hotingsjödammen 70
Hotingsån 70, 71
Hovid 242, 243, 261, 264, 271, 274
Hudiksvall 279, 326
Hussjö 300, 369
Husum 80, 85, 88, 92, 175, 178, 180, 187, 279, 293, 329
Hålaforsberget 84, 364
Häckelberget 365
Häggdånger 12, 187, 188, 190, 258, 312, 329, 386
Häljumsbodarna 182
Hällberget 119, 120
Hällefors 202
Hällsjön 367
Hällvattnet 115, 376,
Hälsingland 17, 29, 46, 48, 51, 52, 85, 128, 279, 283, 313, 316, 322, 329
Härjedalen 17, 128, 212
Härnöklubb 81
Härnön 30, 32, 101, 279, 282, 308, 310
Härnösand 13, 15, 18, 43, 44, 66, 93, 175, 198, 199, 279, 287, 288, 290, 300, 311, 317, 326, 328
Hässjö 263, 311, 312
Höga Kusten 130, 166, 175, 180, 279, 328
Högbränna 373
Högland 288
Högnäsån 219, 223, 228
Högsjö 87, 368
Högön 175
Hörningsholm 249, 253-255, 269, 287, 310
Hörnsjön 300

Imfors 360
Indal 42, 43, 48, 53, 102, 300
Indalsälvens delta 259
Inner-Mjösjön 366

Joran 109, 110
Junsele 7, 11, 39, 61, 66, 71, 125, 196, 204, 283, 307, 313, 317, 322
Junselevallen 293
Jämmervattnet 69, 398
Jämtland 17, 54, 106, 115, 128, 145, 147, 151, 166, 176, 201, 208, 212, 216, 219, 221, 231, 318
Jämtlands län 7, 94, 103, 110, 115, 125-128, 145, 150, 208, 210, 211, 214, 298
Järesta 378
Järkvissle 18, 102-104, 288, 292, 310, 311, 319, 359
Järnvägsforsen(s kraftstation) 8, 14, 176, 327

Järnäsklubb 175
Järpåsen 233
Järvberget 294
Järvfallet 123

Kacken 167, 168, 329
Kaiserstuhl 276
Kallvikberget 131, 132
Karbäcken 206, 223,
Kerstinsudde 60
Kilforsens kraftstation 8, 76
Kilsbergen 229
Kilvamsklippen 68, 396
Kittlahäll 293, 294
Klingerfjärden 255
Klingerselet 215, 219
Klippsta 397
Klockestrand 312
Klubben 137
Kläppberget 368
Kläppsjö 45, 66, 71, 72, 72, 201, 296, 326, 362
Knäppa 289
Knösarna 193
Kornsjö 41
Korsselbränna 217, 218
Korsselet 206, 212, 214-216
Kovland 102
Kramfors 91, 300, 312, 318
Kristinestad 175
Kroknäset 227
Krokvattnet, S. 97, 98
Krontorpet 230, 297
Krångede 145, 150
Kvarnberget 410
Kvarnbäcken 222, 227
Kvarnsjön 71
Kvarnån 235, 236, 298
Kvissleby 87, 369
Kväcklingen 288
Kväcklingesjön 288
Kyrk-Tåsjö 206, 208, 222, 226, 227, 229, 237, 299
Käl 39
Kälamäki 289
Kälen 99
Kälsjön 381
Kängsjön 107
Känningen 160, 161, 163, 384
Kärmsjöhöjden 117
Kölaberget 53, 56, 105, 285, 394
Kölavallen (Jämtland) 127
Kölsillre 184
Köpmanholmen 12, 175, 180, 187, 325, 329

Ladumyrberget 79
Lafssjön 291, 404
Lagmansören 61, 103
Laisvall 299
Lappland 299
Lappmon 371
Lastlavaberget 311
Latorpsplatån 229
Ledingsberget 301
Ledingssjön 301
Lidberget 310, 312
Liden 18, 42, 43, 48, 53, 91, 102, 308, 319
Lill-Aspsjön 291
Lill-Gullberget 104, 306, 310
Lill-Mårdsjön 385
Lill-Rödvattnet 296
Lill-Åskasjön 296
Lillklacken 362
Lillmyrkilen 116
Lillnaggen 49, 361
Lillsjöbäckmon 146
Linsjöbodarna 61
Linsjöklacken 63
Lintamack 48, 50
Linåsen 362
Ljunga kraftstation 8
Ljungan 88, 181
Ljungaverk 80, 105, 176, 303, 304, 327, 330, 387
Ljusdal 322
Ljusnan 17

Ljustorp 286, 308
Los-Hamraområdet 331
Lugnvik 103, 194, 304
Lunde (Medelpad) 258, 286
Lundsjön 293, 360
Lungösundet 67
Lycksele 316
Långbjörns kraftstation 119
Långfläsjan 161, 162, 164, 165, 384
Långharsholmen 243-248, 274
Långnäsberget 72, 398
Långroudden 186, 293
Långsele 103, 205, 291, 292, 310, 385
Långsjökullen 101-103, 105, 304-306, 327, 403
Långsvedjegruvan 308
Långträsk 123
Långvattnet 371
Långviken 219, 228, 234, 236
Långviksmon 297
Lägsta 372
Länstersjön 200
Lövsjöberget 289
Lövsjön 42
Lövstrand 206, 219, 228, 233, 236, 299
Lövvik 20, 21, 103, 290, 292
Lövåsen 120, 121

Magdbäcken 141
Malgomaj 14, 209
Malmön 20
Malsjön 64
Malungsfluggen 401
Marmen 258
Marviksgrunnan 183, 186, 290
Matfors 311
Matfors Svets (industriområde) 255, 264, 272
Mattarbodum 376
Medelpad 8, 9-14, 23, 28-31, 33, 36, 42, 44, 46, 48, 50, 58, 61, 62, 64, 73, 77, 81, 82, 85, 86, 89, 93, 94, 97, 103, 105, 106, 125, 128, 129, 175, 176, 199, 200, 204, 205, 282-284, 289, 302, 316, 322, 325-327, 329, 334
Medelpadskusten 17
Mellansel 26, 42-44, 58, 59, 93, 360
Mellansjön 327
Meåstrand 311
Midlanda 311
Midskogstjärnen 84, 371
Midsommarfjället 206, 212, 214, 216
Mjällom 301, 380, 381
Mjällån 289, 326
Mjältön 141, 301
Mjösand 139, 140
Mjösjö 139, 378, 379, 407
Mjövattnet 79, 366
Mo 310
Mossaträsk 88, 90, 323
Multråberget 330
Musksjön 151
Mussjön 288
Myrbodarna 400
Märratjärnen 99
Märrviken 57, 284
Mörsil 326

N. Bergsjön 365
Nagasjökälen 99
Nagasjön 115, 375, 384
Naggen, Naggen- 12, 13, 17, 48, 50, 53, 54, 316
Ned. Vallvattnet 373
Nedansjö 390
Nedergård 253, 272
Njurunda 85, 258, 279, 326, 329
Nolbykullen 83

Nora 12, 198, 199, 291, 317, 319
Norafjärden 66
Nordankäl 111, 371
Nordingrå, Nordingrå- 12, 13, 36, 40-42, 58, 64, 71, 72, 76, 80, 116, 129, 130-145, 147, 156, 166-173, 175-177, 187, 188, 191, 193, 204, 300-302, 313, 317, 318, 323, 325, 329, 330, 332, 333, 407, 408
Nordmaling 139, 175, 178
Nordsjö, Nordsjö- 12, 118, 129, 153-156, 194, 203, 204, 318, 325, 382, 384, 408, 409
Nordsjö (Fällkäl) 118
Norra Ulvön, se Ulvön, Norra
Norrbodberget 57, 284
Norrbottens kust 279
Norrböle 361, 369
Norrkrånge 300
Norrlindsjö 286
Norrsand 172, 192
Norrskatan 20, 21, 199, 321
Norrtannflo 358
Norråker 206, 212, 230, 232-234, 297, 298,
Notsand 30
Nybodarna 59, 361
Nybränтberget 126
Nyhamn 88
Nyhem 95
Nyland 204, 385
Nysvedjan 174
Nyåker 371
Närsta 259
Nässjön 323
Nästvattnet 91
Näsåker 80
Näsänget 187, 191, 193, 301
Nätra 18, 293
Nörd-Sandviken 388, 410

Offerdals- 206
Oljeberget 200
Omne 378
Omnesjön 135, 136, 377, 378
Omsjö 67
Onbäcken 224
Onsjön 374
Oppsjön 389
Oringen 364
Ormsjön 206, 234, 235, 299
Orraklinten 312, 367
Orrvik 292, 293
Orrviksberget 302
Osele 196, 197, 387
Oslo, Oslo- 227, 229, 238
Ovanmo 360
Oxsjön 94
Oxåsen 263

Pengsjö 296
Pikes Peak 166
Pori 326
Portberget 49
Pottäng 241, 253, 263, 264, 309

Ragunda, Ragunda- 7, 12, 14, 36, 39, 116, 145-153, 156, 166, 204, 332, 408
Ramsele, Ramsele- 35, 36, 39-41, 61, 72, 78, 84, 86, 97, 98, 107, 112, 114, 115, 118, 129, 130, 180, 291, 318, 325, 333, 402
Ramselesjön 114, 374
Ramstafjärden 79, 139, 143
Ramsön 204
Rankleven 176, 177
Ratikberget 26
Remmarn 75
Remmarsjön 180
Renhorntjärnen 45
Rensjön 68, 69, 363, 396
Resele 12, 67, 291, 308

Rhendalen 276
Ringkallen 170, 176, 179, 187, 190, 302, 385-388
Risbäck (Lappland) 212, 214
Risbäck (Bredbyn) 365
Rismyrberget 39
Rockliden 199, 283, 286, 294-296, 317, 322
Rocksjö 61, 62, 64, 294, 313, 362
Rossvik 291
Rossön 11, 90, 195, 197
Rude 286
Runåberg 380
Rypskär 183, 187
Rågskäret 176
Räggen 103
Rätan, Rätan- 115, 127-129, 205, 318
Rävsön 133, 137, 139, 167, 172, 323, 324, 329, 377, 379
Röde 259, 264
Rödhällan 157
Rödhällorna 302, 366
Rödskäret 157
Rödsta 291
Rödstuguhöjden 361
Rödtjärnen 118, 119
Rödögubben 157, 159, 383
Rödön, Rödö- 12, 13, 129, 130, 156-166, 203, 204, 262, 271, 274, 301, 302, 318, 324, 325, 383, 384
Rönberget 370
Rönnbergsbäcken 221
Rönningen 181
Rönnskären 176
Rörmyrberget 63, 394
Rörström, se Röström
Rössjö 292
Röström 12, 14, 66-72, 198, 298, 363, 365, 387, 396
Röströmssjön 67
S. Krokvattnet 97, 98
S. Rävsöviken 379
Salsåker 143, 144, 289, 378
Saluböle 175, 312
Sandslån 312
Saxälven 206, 218, 224, 228, 231, 235, 236
Scandic Hotel 261, 268
Seinäjoki 103
Sels-Vitberget 93, 103, 105, 204, 304, 310, 402
Selånger 311
Seltjärn 365
Sidensjö 11, 91, 103, 292, 310, 334
Siljeåsen 231
Sjoutälven 206, 212, 215, 216, 218-220, 223, 224, 226, 228-231, 234, 298
Själandsklinten 176, 178, 180
Själevad 95, 312
Sjöberget 39
Skagens kapell 293
Skagsudde 40, 61, 76, 80, 139, 145, 181, 186, 187
Skallberget 193, 308
Skallsjön 93, 94, 369
Skansen 62
Skansnäset 231
Skavhögsknösen 384
Skelleftefältet 16, 17, 27, 90, 106, 123, 283, 295, 313, 316
Skeppsmalen 368
Sketbacksgruvan 291
Skiftesbäcken 83
Skinnsjön 364
Skirsjön 372
Skog 362
Skorped 91, 292
Skorven 80, 82, 163-165, 324

Skoved 312
Skravelåsen 62, 199, 294
Skrubban 167, 168
Skuleberget 330
Skulesjön 358, 359
Skuleskogen 72, 130, 136, 139, 193, 329
Skåltjärnarna 109
Skåne 232
Skön 327
Skönvik 195
Slåttdalsskrevan 193, 196
Släda 264, 287
Smedsgården 255, 274, 287, 309, 310
Småholmarna 32, 101
Snipingsmon 291
Snödåsberget 103, 304, 306, 403
Solberg 35, 39, 59, 90, 107, 294, 302, 326, 361
Sollefteå 12, 18, 22, 65, 66, 91, 103, 300, 307, 311, 318, 330, 359
Spikarna 364
St. Röjtjärn 110
Stationsberget 292
Stavreviken 311
Stavsätt 253, 264, 287, 309
Stekpannberget 312
Stenhällan 98, 99, 370
Stenlokarna 52
Stensjö 9
Stensjön 212
Stentjärnberget 308
Stentjärnen 297
Stigsjö 288
Stockberget 291
Stockholm 300
Stockvik 200, 287
Stolpås 255, 264, 309
Stor-Bergsjön 375
Stor-Degersjön 18, 103, 184, 201, 310, 359
Stor-Finnsjön 14, 114, 373, 374
Stor-Gussjön 78, 364
Stor-Hattsjön 109, 117
Stor-Kilsjön 372
Stor-Laxsjön 91
Stor-Rajan 235
Stor-Sandviken 31
Stor-Skirsjön 359
Stor-Tjärusjön 376
Stor-Tågsjön 80, 323
Stordalsberget 112
Storholmen 279
Storhögen 405
Storklacken 63
Storkullstjärnen 63
Stormyrberget 63, 126
Stornäset 254, 274
Storsela 176
Storsjöhöjden 88
Storsjön 9, 180
Storsjön (Jämtland) 48
Storskälsjön 308
Storskär 176
Storulvsjön 367
Storuman 316
Storön 12, 166, 167, 170-173, 175, 191, 192
Strömberget 219, 220
Strömmingsbådan 176
Ströms vattudal 209
Studsviken 35, 39
Stugholmen 247, 250, 269
Stuguberget 133
Stugusjön (Medelpad) 200
Stugusjön (Skorped) 292
Styggberget 54
Stöde 325, 329
Stödesjön 83, 307
Sund 378, 408
Sundet 103, 104, 306, 310, 403
Sundsjöåsen 359
Sundsvall, Sundsvalls- 13, 16, 60, 100, 102, 129, 157, 159, 164, 175, 194, 195, 198, 204, 238, 258, 275, 282, 300, 301, 310,

311, 318, 325, 327, 334, 383
Sunnersta 326
Svanskär 279
Svartabborrtjärnen 392
Svarthamn 158
Svarttjärnknulen 63
Svarttjärnshöjden 61, 394
Svartvik 200, 201
Svedjeberget 95, 289
Svenskäret 279
Sågbäcken 226
Sågholmen 264, 265
Sågtjärnen 58, 284
Sälskär, Västra 244, 256
Sälskär, Östra 274
Sälskären 238, 241-243, 255, 256, 268, 271, 276, 277
Sämtjärnen 366
Säterbodarna 385
Södertörn 322
Södra Ulvön, se Ulvön, Södra
Sör-Nysjön 366
Sörbodarna 323
Sörgraninge 26
Sörhamnen 92, 94
Sörleviken 169, 170
Sörmland 199, 203
Sörsjön 219, 236
Sörtannflo 26
Sörvik 115-117, 333
Söråker, Söråker- 16, 238, 240, 242, 256-259, 263, 264, 268, 270-274, 287, 326

Tallberget 110
Tallåsberget 89
Tammerfors 22
Tannsjön 365, 376
Tarasjöberg 371
Teg 292
Tegelträsket 365
Timrå 300, 311, 312
Tivsjön 387
Tjeckoslovakien 266
Tjocknäsbäcken 226-229, 236
Tjuvholmen 301
Tjärn 39
Tjärskär 282
Torgrimsberget 304
Torpen 222
Torpshammar 181, 327, 329
Torrflonäs 53, 56
Torringen 97, 325, 369, 386
Torromsberget 190, 312
Torsåker 175
Toskfors 316
Trehörningsjö 60, 64, 80, 394
Trysunda 166-168, 170, 172, 186, 187, 192, 293, 324
Tunadal 311
Tunbodarna 259
Tunsjön 289
Turinge kraftverk 126, 128
Turingen, Turingen- 36, 41, 115, 125-128, 175, 318, 332, 386, 409
Tynderö 84, 263
Tynderölandet 258
Tåsjö 226, 297, 328
Tåsjö kommun 7
Tåsjöberget 206, 218, 221, 222, 226, 227, 234, 237
Tåsjön 90, 206, 208, 212, 218, 222-224, 226, 228, 230, 231, 233-235, 237, 297
Tåsjöområdet 7-9, 15, 212, 219, 223, 224, 235
Tälje 75
Tärnickbodarna 62
Tärnickån 358
Töva 269-272, 274
Töyen 229

Uddersjö 371
Ulandsberget 133

Ullånger 18, 20, 21, 93, 105, 289, 290, 302, 303, 320, 357
Ullångerfjärden 323
Ultrå 85, 88
Ulvvik 133
Ulvviksbodarna 378
Ulvöarna 177, 200, 290, 293, 325
Ulvön, Norra 172, 186, 187, 290
Ulvön, Södra 183, 186, 192, 290
Ulvösundet 172
Umeå 329
Uppland 199, 279
Utansjö 312
Uthammarsberget 153
Utö 287

V. Ormsjö 221
Vaberget 291
Valasjöberget 72, 399
Valasjön 97, 205, 369, 392
Vallen 111, 293
Valmsta 136
Valpsundstjärnen 69, 70
Varuträsk 102, 125
Varvsberget 89, 90, 300, 368
Vasa 175, 176
Vassbo 299
Vattensjön 201, 385
Vedasjön 377
Vemdalen, Vemdals- 12
Viborg, Viborgs- 157
Vibyggerå 301, 381
Vike 288
Viksjö 12, 175, 176, 180, 182, 287, 301, 308, 386
Vimmarvattnet 116, 372-374, 377
Vimmaråsen 115
Vindeln 36
Visarberget 291
Viskan 12
Vitberget (Stor-Vitberget) 308
Vågsfjärden 131, 133, 137, 138, 377, 379
Våle 258
Vängel 374, 375
Vängelbodarna 375
Vängelälven 114
Vännäs 7
Västansjö 204
Västanå 103, 104, 288
Västby 153, 380
Väster-Linsjön 361
Väster-Mullberget 61
Väster-Rudsjön 375
Västerbodarna 154
Västerbotten 94, 97, 102, 125, 279, 327-329,
Västerbottens län 7, 16, 36, 41, 89, 106, 109, 110, 113, 139, 180, 208, 210, 211, 235, 299, 313, 316, 334
Västergötland 238
Västersel 105, 334
Västerskär 40, 61, 139, 143
Västra Banken 279
Västra Sälskär , se Sälskär, Västra
Västvattnet 406

Ysjön 66, 67, 72, 363
Ytt. Holmsta 149
Ytterselsbodarna 26, 42-45, 357, 393
Ytterturingen 47, 54
Yttre Lemesjön 117

Åland 157, 279
Ånge 80, 190
Ångermanland 7, 10, 35, 66, 88, 94, 106, 108, 115, 117, 125, 129, 176, 180, 289, 326, 329
Ångermanlandskusten 12, 17, 176, 185, 323, 324

Ångermanälven 66, 79, 119, 202, 325
Ås 253, 268, 271, 287
Ås brygga 255, 259, 262, 263
Åsberget 300, 368
Åselliden 372
Åsjön 375
Åssjön 364
Åstön 157, 175
Åtessjön 370
Åvikebruk 184, 258, 287, 383
Åvikebukten 173-175, 180, 187, 243, 258, 260, 262, 268, 269, 271, 325, 329

Äggskär 195
Älandsbro 58
Älgsjö 177
Älgsjö sågverk 166, 172, 188
Älgsjöberget 177, 325
Älgsjön 393
Ällön 187
Ärtriksklippen 40, 152, 153
Äskja 93, 105, 302, 303

Öjklacken 308
Öland 238
Ön (Haverö) 75
Ön (Nordingrå) 377
Önnskäret 141, 301, 380, 381
Önskasjön 118
Örasjön 72
Örasjön (Jämtland) 94
Örebro län 229
Örnsköldsvik 17, 89, 90, 95, 175, 178, 193, 300, 312, 322, 328, 368
Östafrika 264
Östanbäck 286
Östansjö 286
Östavall 18, 23, 45, 176
Östby 389
Öster-Karbäcken 218
Öster-Sotsjön 85, 368
Österbotten 103, 176
Österforse 23
Östergraninge 12, 91
Österskär 139, 143
Österström 286
Östersund 106
Österåsen (Backe) 375
Österåsen (Sundsvall) 175
Östra Sälskär, se Sälskär, Östra
Östvattnet 118
Överhörnäs 12, 93, 95-97, 312, 368
Överlännäs 312
Övertjärnen 88, 176
Överturingen 51, 63, 125-127, 386
Övra 90
Övre Vallvattnet 373

REGISTER ÖVER SPECIELLA MINERAL

Registret omfattar ett urval av mineral vars förekomst bedömts vara av särskilt intresse. Allmänt förekommande mineral som kvarts och fältspat samt vanliga accessorier av typ apatit har medtagits i de fall då uppträdandet kan anses vara speciellt intressant.

Alkaliamfibol 149, 150, 156, 240, 251, 252, 257, 272, 408
Alkalipyroxen, alkalin pyroxen 240, 251, 257
Almandin, almandingranat 26, 28, 30, 35-37, 42, 43, 46, 56, 57, 72, 77, 82, 84, 86, 97, 103, 112, 263, 267, 270, 271, 284, 304, 389-391, 393, 394, 399-404
Analcim 267
Anatas 260, 267, 268, 270
Andalusit 25, 26, 28, 37, 39, 40, 46, 53, 56, 86, 93, 97, 98, 332
Andradit 257, 267, 271
Anhydrit 214
Ankerit 267, 270
Anortitrik plagioklas 21, 39, 41-44, 51, 57, 60, 61, 63, 287
Antofyllit 42, 67, 118
Apatit 46, 103, 139, 255, 257, 258, 260, 264, 267, 270, 273, 287, 297, 302, 304, 308-309, 403
Aphtialit 267
Aragonit 264, 267
Arfvedsonit 150, 257, 271
Arsenider 72
Arsenikkis 105, 267, 285, 296, 302, 304
Auerlit 267
Augit 67, 72, 126, 128, 135, 138, 160, 176, 182, 184, 185, 189, 193, 194, 200, 203, 205, 267, 394-400, 406, 407, 409, 410

Baddeleyit 260, 267, 270
Baryt 230, 241, 260, 263, 264, 267, 270, 299, 309
Basisk plagioklas, se Anortitrik plagioklas
Beckelit 267
Beryll 103, 104, 292, 293, 304, 306, 307, 310, 389-394, 400-402, 404-406, 408-410
Betauranofan 284
Biotit (analyser) 389-394, 400-402, 404-406, 408-410
Blyglans 260, 267, 284, 288, 291, 296, 310
Boltwoodit 284
Bravoit 267
Brockit 267, 269, 270, 272, 273

Bronzit 394, 395, 397-399
Brookit 267, 270
Brucit 267
Bytownit 21, 22, 39, 42, 49, 52, 56, 59-61, 182, 193, 394
Celestin 267
Columbit 103-105, 267, 269, 288, 290, 292, 293, 304
Cordierit 25, 26, 28-31, 34, 35, 37-41, 46, 47, 50-52, 55, 63, 77, 78, 82, 84-86, 93, 97-99, 126, 134, 181, 284, 285, 302, 313, 332, 389-393, 401, 402
Cubanit 136
Cummingtonit 43, 59, 60, 64, 67, 69, 71, 72, 78, 122, 134, 138, 287, 396, 398, 399
Delessit 138
Diallag 135
Diamant 263, 267, 275, 311
Diaspor 37
Diopsid 22, 49, 240, 261, 262, 267, 277
Diopsid, kromförande 262
Dolomit 230, 241, 260, 267, 270, 297, 309
Dysanalyt 246, 267-269

Enstatit 267
Epidot (analyser) 393
Eulit 135, 405-407

Fahlerz 303
Fayalit och fayalitrik olivin 141, 149, 154, 406, 408
(Fe-)richterit 267
Ferrisicklerit 104
Ferroaugit 135, 138, 147, 149, 398, 405-408
Ferrodolomit 260, 270
Ferrohastingsit 149, 150
Ferrohedenbergit 408
Ferrohortonolit 398, 406, 407
Ferrohypersten 135, 147, 390-393, 404, 407
Ferrosynchisit (Fe-synchisit) 267, 270
Fersmit 104, 267, 269
Flogopit 67, 267, 270
Flogopit, Cr-rik 271, 272
Flusspat 52, 93, 94, 97, 111, 117, 118, 140, 141, 148-151, 156, 157, 164, 189, 204, 205, 241, 259, 260, 263, 264, 270, 282, 299, 304, 307, 309-310
Fosforit 230
Fältspat 302-308

Gersdorffit 267
Gips 214, 267
Glaukonit 229, 230, 297
Goethit 241, 263, 264, 267, 268, 309
Graftonit 103, 307, 403
Grafit 23, 26, 37, 38, 41-45, 267, 285-289, 291, 292, 294, 296, 308
Granat (se även almandin, grossular, andradit, pyrop) 26, 31, 37-39, 44, 45, 47, 49, 51, 52, 54, 78, 84, 85, 97-99, 103, 118, 241, 257, 270, 277, 284-287, 292, 294, 296, 302, 304, 306, 307, 312, 313, 316, 332
Granat, Ti- och Zr-rik 240
Grossular 22, 39, 57, 393, 394
Grunerit 134, 138, 154
Grön spinell, se Spinell, grön (Fe-rik)
Guld 52, 283-285, 294
Guld-antimontellurider 285
Guldtellurider 285

Halit 267
Hanksit 267
Harmotom 267, 271-273
Hastingsit 147, 267, 408
Hematit 169, 171, 267, 289, 304
Hercynit 392, 401
Hercynit, zinkrik 402
Herzenbergit 104, 288
Heterosit 104, 293
Hornblände (analyser) 394,398-400, 404-406, 408-409
Hortonolit 406, 409
Hyalosiderit 395-399, 408-410
Hydroandradit 267, 270, 271
Hypersten 39-41, 85, 135, 143, 176, 181, 395, 396, 399, 400, 406, 409

Iddingsit 134, 135, 150, 154
Illit 297
Ilmenit 61, 67-69, 72, 123, 135, 138, 148, 149, 151, 182, 183, 241, 262, 268, 290, 410
Ilmenit, Mg-rik 268

(K-)nefelin 267
Kalcedon 173
Kalcit 45, 57, 59, 60, 62, 64, 111, 114, 117, 123, 136-138, 148, 150, 157, 160, 164, 171, 187, 189, 190, 194, 197, 198, 200, 204, 205, 229, 230, 240, 241, 246,

248-250, 252, 256, 258-260, 262-264, 267, 270, 288, 291, 297, 309, 310, 329
Kalciumrik granat 21
Kalicin 267
Kalzirtit 258, 267, 268
Kankrinit 240, 267, 272
Kasolit 284
Kassiterit 103, 104, 288, 290, 292, 293
Kimzeyit 257, 267, 270, 271 273
Klinopyroxen 21, 39, 41, 42, 44, 56, 57, 60, 61, 63, 67-70, 72, 78, 79, 84, 85, 114, 117, 126, 127, 134, 135, 138-141, 143, 147-149, 153, 154, 156, 159, 160, 181, 182, 184, 187, 194, 200, 203, 259, 287, 393-400, 405-410
Klinozoisit 22, 49
Knopit 268, 269
Koboltglans 123
Kol, organiskt 297
Kopparkis 26, 60, 105, 123, 136, 149, 184, 267, 284-290, 292-294, 296, 297, 302, 304
Korund 51, 126, 267, 332
Kromit 72, 262
Kromspinell 267
Krysolit 395, 397
Kvarts 8, 100, 103, 105, 267, 302-308, 403
Kvarts, rosafärgad, se Rosenkvarts
Kyanit 267

Lermineral 267, 327
Löllingit 105, 304

Mackinawit 267
Maghemit 183
Magnetit (se även titanomagnetit) 44, 47, 51, 57, 58, 61, 63, 64, 67, 69, 72, 78, 79, 135, 138, 141, 143, 148, 151, 183, 184, 240, 241, 252, 253, 255, 258, 260, 262, 264, 268, 284, 285, 287, 289, 290
Magnetkis 26, 41, 42, 60, 67, 72, 136, 138, 139, 149, 184, 203, 240, 267, 268, 284-290, 292-294, 296, 297, 302, 304
Malakit 304
Manganepidot 189
Markasit 267
Melanit, melanitgranat 240, 241, 252, 257, 259, 260, 267, 270, 272
Melilit 240-243, 255-257, 260, 262, 267, 272, 273, 278

(Mg-)arfvedsonit 267
(Mg-)ilmenit 267
Mg-spinell 267
Mikroklinpertit 100, 402, 403
Molybdenglans 105, 267, 302
Monazit 77, 86, 110, 267
Monticellit 267, 270, 271
Montmorillonit 327
Muskovit 87, 93, 101, 104, 267

(Na-)ortoklas 267
Nahcolit 267
Natrolit 264, 267
(Nb-)zirkonolit 267, 269
(Nb-)äschynit 267
Nefelin 240, 252, 254, 259, 270, 272, 275, 276, 310
Niobo-zirkonolit 267, 269

Olivin 67-70, 72, 117, 126, 128, 134, 135, 138, 139, 141, 147-150, 154, 156, 159, 160, 182, 184-187, 189, 191, 193-195, 200, 203, 241, 255, 262, 263, 267, 270, 277, 278, 287, 290, 301, 395-399, 406-410
Organiskt kol 297
Ortoklas 40, 97, 114-116, 134, 135, 138, 140, 146, 150, 151, 153, 157, 163, 178, 252, 332
Ortopyroxen 35, 37-40, 61, 67-69, 72, 78, 79, 84, 85, 112, 114, 117, 118, 126, 127, 134, 135, 138-140, 147, 154, 182, 193, 203, 332, 390-400, 404-407, 409

Pargasit 267
Pechblände 284
Pektolit 189, 267, 272
Pentlandit 72, 267, 293, 296
Periklas 267
Perovskit 240, 241, 246, 255, 260, 262, 267, 268
Petalit 104, 288
Pigeonit 135
Platinagruppens element 296, 298
Pleonast 267, 399
Prehnit 39, 41, 49, 51, 57, 59, 60, 63, 65, 67, 69, 70, 78, 79, 81, 86, 93, 111, 114, 117, 123, 126, 136-138, 141, 144, 171, 182, 187, 189, 194, 199, 200, 203-205, 331
Pumpellyit 51, 57, 86, 143, 171, 194, 195, 203, 204, 331
Pyrit, se svavelkis

Pyrofanit 267
Pyrofyllit 53
Pyroklor 240, 241, 246, 255, 256, 260, 267, 269
Pyrop 261, 267, 270, 271
Pyrop, Cr-rik 270
Pyroxen(er) (se även klinopyroxen, ortopyroxen) 70, 72, 114, 127, 128, 138, 139, 143, 150, 164, 185, 187, 240, 241, 243, 248-250, 252, 253, 255, 257, 259, 270, 277, 278, 309, 318

Richterit 257
Riebeckit 150
Rosenkvarts 125, 306, 307
Rutil 51-53, 68, 71, 86, 267, 268, 270, 285

Salit 392, 394
Sarkopsid 103, 307, 403
Scheelit 22, 58, 67, 267, 291
Schorlomit 270
Semi-antracit 222
Siderit 230
Sillimanit 25, 26, 28-31, 35, 37, 46-48, 51-53, 56, 63, 77, 78, 82, 85, 86, 93, 97, 105, 126, 267, 284, 285, 302, 313, 332
Silver 288, 297
Smektit 327
Spessartin 103, 263, 267, 270, 304, 403
Spinell 241, 267, 399, 401, 402
Spinell, Cr-rik 268, 277
Spinell, grön (Fe-rik) 35, 37-40, 51, 72, 86, 97, 98, 126, 332, 392
Spodumen 103, 104, 288, 293
Staurolit 267
Stilbit 190
Stilpnomelan 160, 202
Strontianit 267
Sulfosalter 285
Svavelkis (pyrit) 23, 26, 41-43, 60, 103, 105, 123, 136, 148, 149, 160, 193, 201, 230, 241, 252, 260, 263, 267, 268, 284-289, 290-292, 294, 296, 297, 299, 302-304, 307, 309
Sylvin 267
Synchisit 267, 270

Talk 194, 267
Tantalit 104, 292
Tazheranit 267-269
Tellurider 285
Tenardit 267
Thomsonit 267
(Ti-)maghemit 267
(Ti-)magnetit, se titanomagnetit
Titanit 267, 268, 272
Titanomagnetit 126, 139, 182, 183, 185, 186, 193, 194, 267, 287, 290, 293, 410
Topas 52, 53, 285
Torit 267, 269
Trifylin 104, 292
Triplit 103, 304, 403
Tungspat, se baryt
Turmalin 23, 37, 46, 49, 51, 57, 62, 63, 93, 101-103, 111, 117, 124, 125, 169, 267, 288, 293, 304, 306, 307, 406

Ulvöspinell 183, 184, 290
Uraninit 284
Uranofan 284

Valleriit 267
"Varlamoffit" 104
Violarit 267
Vivianit 267, 307

Wollastonit 57, 255, 267, 272, 310

Xonotlit 267, 270

Zeolit 190, 272, 331
Zinkblände 105, 123, 260, 267, 270, 284, 288, 296, 299, 302
Zirkon 267, 272
Zirkon, hafniumrik 271
Zirkonolit 258, 268

Ägirin-augit 267
Ägirinaugit 252, 253
Ägirin 251, 252, 271, 272
Äschynit 246, 268



Distribution
SGU
Box 670
751 28 UPPSALA
Tel 018-17 90 00

Tryck: Offsetcenter AB, Uppsala 1990

ISBN 91-7158-484-6
ISSN 0373-2657