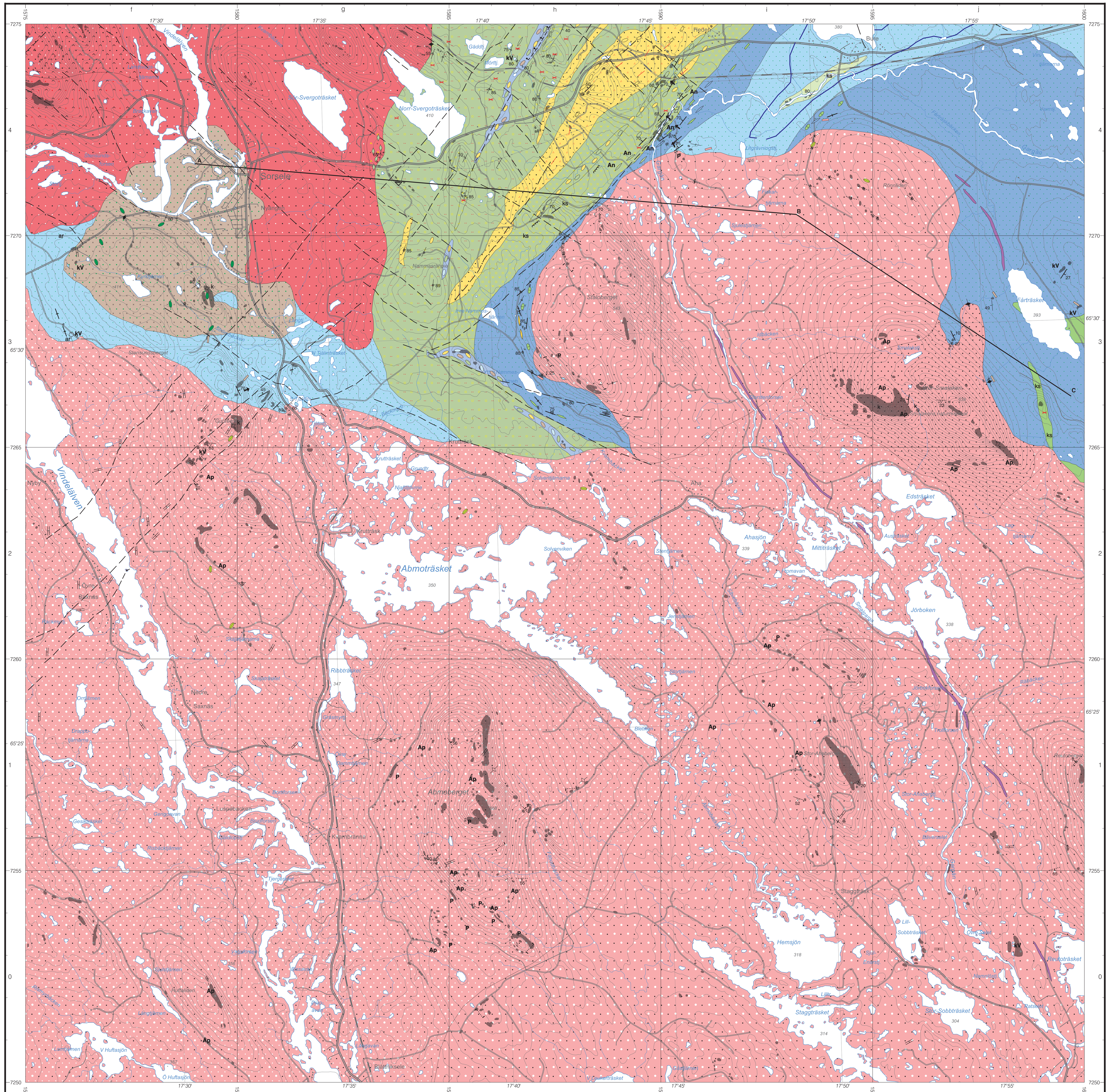
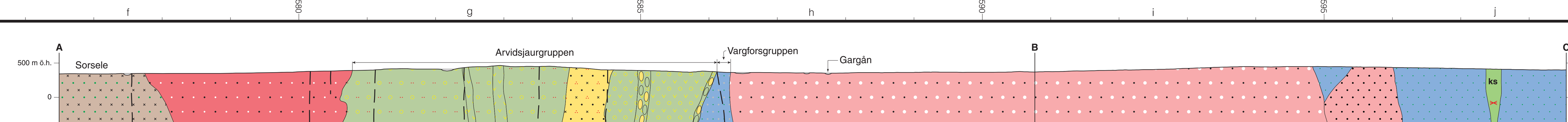




0 1 2 3 4 5 km

Skala 1:50 000

Observerad häll
Observed outcrop

Skärpning på sulfidmalm
Sulphide ore prospect

Område med radiumindex >1,0, t.v., punktangivelse för radiumindex, t.h.
Area with radium index >1.0, left, location of radium index measurement, right

Block, lokalt
Boulder, local

Stenbrott; i drift, t.v., nedlagt, t.h.
Quarry; in operation, left, abandoned, right

Geologisk profil
Geological cross-section

Litologisk kontakt
Litological contact

Deformationszon, ospecificerad
Deformation zone, unspecified

Plastisk skjuvzon, normal, symbolerna i det sänkta blocket
Ductile shear zone, normal, symbols in lowered block

Uppskattad uppåtriktning
Way-up determination

Lagring; gradtal för stupning, t.v., vertikal stupning, t.h.
Bedding; dip in degrees, left, dip vertical, right

Fluidalstruktur; gradtal för stupning, t.v., vertikal stupning, mitten, okänd eller varierande stupningsriktning, t.h.
Flow structure; dip in degrees, left, dip vertical, middle, dip direction unknown or variable, right

Foliation; gradtal för stupning, t.v., vertikal stupning, mitten, okänd eller varierande stupningsriktning, t.h.
Foliation; dip in degrees, left, dip vertical, middle, dip direction unknown or variable, right

Plastisk skjuvzon, vertikal stupning
Ductile shear zone, dip vertical

Spröd deformationszon (spricka, förkastning); gradtal för stupning, t.v., vertikal stupning, t.h.
Zone of brittle deformation (fracture, fault); dip in degrees, left, dip vertical, right

Hydrotermalt omvandlad, t.v., ignimbritstrimmig, t.h.
Hydrothermally altered, left, eutaxitic, right

Förskiffrad, t.v., kuddlavestruktur, mitten, amygdaloidal (mandelstensförande), t.h.
Foliated, left, pillow structure, middle, amygdaloidal, right

P Ap Pegmatit (P), aplit (Ap)
Pegmatite (P), aplite (Ap)

kV Hydrotermal gång eller segregation av kvarts
Hydrothermal vein or segregation of quartz

ar k Arsenikkis (ar),kvarts (k)
Arsenopyrite (ar), quartz (k)

ks Kalksilikat (t.ex. skarnspolar i metasedimentära bergater och i spilitiserad basalt)
Ca-silicates (e.g. skarn lenses i metasedimentary rocks and in spilitic basalt)

URBERGET / *PRECAMBRIAN BASEMENT*

Anorogena bergarter / *Anorogenic rocks*

Diabas. Radiumindex 0,03±0,01
Dolerite

Sen- till postsvekokarelska djupbergarter / *Late to post-Svecokarelian plutonic rocks*

Sorselesviten / *Sorsele suite*

Granit, röd till rödgrå, medel- till grovkornig, småporfyrisk (Tjålmberget facies). Radiumindex 0,34±0,12
Granite, red to grey, medium- to coarse-grained, finely porphyritic

Granit till kvartsmonzonit, grå till rödgrå, fint medelkornig till medelkornig, vanligen småporfyrisk (Kyrkberget facies). Radiumindex 0,47±0,15
Granite to quartz monzonite, grey to reddish grey, finely medium-grained to medium-grained, commonly finely porphyritic

Kvartsmonzonit, grå, fint medelkornig till medelkornig (Guorbenåive facies)
Quartz monzonite, grey, finely medium-grained to medium-grained

Tonalit till kvartsdiorit, medelkornig, ojämnkornig
Tonalite to quartz diorite, medium-grained, uneven-grained

Revsundssviten / *Revsund suite*

Enklav, rundad, gabbro till kvartsdiorit
Enclave, rounded, gabbro to quartz diorite

Ap Gång, <50 m bred; granit, t.v., aplit, t.h.
Dyke, <50 m wide; granite, left, aplite, right

Granit, grå, fint medelkornig till medelkornig, vanligen jämnkornig. Radiumindex 0,67
Granite, grey, finely medium-grained to medium-grained, commonly even-grained

Granit, grå, medel- till grovkornig, små- till grovporfyrisk. Radiumindex 0,42±0,31
Granite, grey, medium- to coarse-grained, finely to coarsely porphyritic

Granit, grå, grovt medelkornig till grovkornig, grovporfyrisk. Radiumindex 0,46±0,24
Granite, grey, coarsely medium-grained to coarse-grained, coarsely porphyritic

Tidigsvekokarelska djupbergarter / *Early Svecokarelian plutonic rocks*

Tidigsvekokarelska djupbergarter i bottniska bassängen / *Early Svecokarelian plutonic rocks in the Bothnian Basin*

Enklav, rundad, metamafit, finkornig till fint medelkornig
Enclave, rounded, metamafic rock, fine-grained to finely medium-grained

Gång, <50 m bred, metagranodiorit till metatonalit
Dyke, <50 m wide, metagranodiorite to metatonalite

Metagranodiorit till metatonalit, grå, medelkornig, massformig till svagt folierad. Radiumindex 0,29±0,11
Metagranodiorite to metatonalite, grey, medium-grained, massive to weakly foliated

Svekofenniska ytbergarter / *Svecofennian supracrustal rocks*

Arvidsjaurgruppen / *Arvidsjaur group*

Vulkanisk breccia; metabasalt, t.v., felsisk metavulkanit, t.h.
Volcanic breccia; metabasalt, left, felsic metavolcanic rock, right

Gång, <50 m bred, metamafit
Dike, < 50m wide, metamafic rock

An Inlagring; metabasalt, t.v., metaandesit, plagioklasporfyrisk, t.h.
Lens; metabasalt, left, meta-andesite, plagioclase-phyric, right

Xenolit, kantig, mafisk metavulkanit
Xenolith, angular, mafic metavolcanic rock

Klast i konglomerat; felsisk metavulkanit, t.v., mafisk metavulkanit, t.h.
Clast in conglomerate; felsic metavolcanic rock, left, mafic metavolcanic rock, right

Metakonglomerat, polymikt. Radiumindex 0,18±0,06
Metaconglomerate, polymict

Metabasalt, mörkt grön, vanligen plagioklas- och hornbländeporfyrisk. Radiumindex 0,06
Metabasalt, dark green, generally plagioclase- and amphibole-phyric

Metaandesit, plagioklasporfyrisk. Radiumindex 0,29±0,13
Meta-andesite, plagioclase-phyric

Metakonglomerat, mafisk vulkanisk matrix och polymikt, främst vulkaniskt bollmaterial. Radiumindex 0,33±0,09
Metaconglomerate, mafic volcanic matrix and polymict, predominantly volcanic clasts

Metaryolit till metadacit, brunröd, vanligen kvarts- och fältspatporfyrisk. Radiumindex 0,46±0,12
Metarhyolite to metadacite, brownish red, generally quartz- and feldspar-phyric

Metabasalt till metaandesit, vanligen pyroxen- och amfibolporfyrisk vulkanisk sandsten. Radiumindex 0,15
Metabasalt to meta-andesite, commonly pyroxene- and amphibole-phyric volcanogenic sandstone

Vargforsgruppen / *Vargfors group*

Inneslutning, ospecificerad, rundad, mafisk metavulkanit
Fragment, unspecified, rounded, mafic metavolcanic rock

Lagergång eller gång, <50 m bred, mafisk metavulkanit
Dyke or sill, <50 m wide, mafic metavolcanic rock

Inlagring; mafisk metavulkanit, t.v., metaryolit till metadacit, t.h.
Lens; mafic metavolcanic rock, left, metarhyolite to metadacite, right

Mafisk metavulkanit
Mafic metavolcanic rock

Inlagring, polymikt metakonglomerat
Lens, polymict metaconglomerate

Metagråvacka, ställvis mafisk, vulkanogen och med inlagringar av polymikt konglomerat. Radiumindex 0,30±0,11
Metagreywacke, in places mafic volcanogenic and with lenses of polymict conglomerate

Bottniska gruppen / *Bothnian group*

Metabasalt, vanligen pyroxen–amfibolporfyrisk. Radiumindex 0,75
Metabasalt, generally pyroxene- and amphibole-phyric

Metaargillit (argillitisk metagråvacka), vanligen grafit–magnetkisförande, <50 m bred horisont
Meta-argillite (argillitic metagreywacke), generally graphite–pyrrhotite-bearing, left, ditto <50 m wide horizon, right

Xenolit, delvis assimilerad, metagråvacka
Xenolith, partly assimilated, metagreywacke

Metagråvacka, lagrad, vanligen turbidit. Radiumindex 0,34±0,13
Metagreywacke, bedded, generally turbidite

Radiumindex är ett mått på mängden radium i ett material. Detta index skall för byggnadsmaterial vara mindre än 1,0 (BFS 1990:28). Radiumindex = 1 motsvarar ca 16 ppm uran eller 200 Bq/kg radium. Radiumindex ovan är (fler än tre mätningar) angivet med det aritmetiska medelvärdet och dess standardavvikelse.

KORTFATTAD BESKRIVNING

BAKGRUND OCH METODIK

Denna kortfattade kartbladsbeskrivning gäller för de fyra kartbladen 24H Sorsele NV, NO, SV och SO. Under 1970- och 1980-talen bedrevs relativt omfattande prospektering inom kartbladsområdet, och ett flertal prospekteringsrapporter med geologisk och geofysisk information sammanställdes. En berggrundskarta i skala 1:50 000 över Dobblonområdet (rutorna 3–7 a–e) med åtföljande beskrivning har tidigare publicerats av Einarsson (1979). I samband med uranprospektering på 1970- och 1980-talen undersöktes Dobblonområdet ytterligare. Information från uranprospekteringen tillsammans med data från bl.a. prospektering efter volfram, tenn och guld under framför allt 1980-talet har också använts vid sammanställningen av den aktuella kartbilden. Ett urval av lägen för borrhål och betydelsefullare mineraliseringar från SGUs databaser finns markerade på kartorna.

Inom ramen för den berggrundsgeologiska baskarteringen i detta projekt har totalt 2477 berggrundsobservationer dokumenterats inom kartområdet 24H Sorsele. Av dessa är 62 blockobservationer i hällfattiga områden. Ett antal lägen av dessa redovisas på kartbilden. Många av de på kartorna redovisade hällarna är mindre än 50x50 m (den minsta yta som kan representeras i skala 1:50 000) och ritas således som runda, förstorade markeringar. Fältobservationerna har kompletterats med petrografiska analyser av 60 tunnslip och 39 kemiska bergartsanalyser. Av de senare redovisas 12 analyser i ett projektarbete vid Göteborgs universitet, som gjorts i samband med SGUs baskartering (Bark & Claesson 2001).

Kartområdet är täckt med flyggeofysik bestående av magnetiska mätningar, elektromagnetiska mätningar med VLF, och partiellt med tvåfrekvens koaxiellt system, samt gammaspektrometri. Kartområdet är också täckt av tyngdkraftsmätningar. Ett flertal detaljerade markgeofysiska undersökningar har genomförts under 1970- och 1980-talen i anslutning till olika malmuppslag och avrapporterats i ett antal prospekteringsrapporter. Vid samma tid utfördes också fältmätningar och provtagning för bestämning av bergarters egenskaper (densitet, magnetisk susceptibilitet och Q-värde). Tolkningar av den regionala geofysiken över delar av kartområdet finns redovisade i några rapporter, exempelvis Olsson (1980) och Nisca & Svensson (1986). En opublicerad karta (Nisca 1985) i SGUs arkiv redovisar en regionalgeofysisk tolkning av det magnetiska fältet över hela kartområdet i skala 1:100 000.

Under 1997 inleddes de geofysiska arbetena inom ramen för kartläggningen i detta projekt och fortsatte sedan fram till och med 2000. Under denna period besöktes cirka 275 lokaler på vilka bestämningar av magnetisk susceptibilitet genomfördes. Gammastrålningsspektrometri utfördes på 263 av dessa lokaler och från ca 130 av dessa lokaler togs prov för laboratoriemätningar. Petrofysiska data från tidigare arbeten omfattar omkring 1000 objekt. Många av dem gäller mineraliserade block, men vilka som representerar block respektive häll har inte kunnat klarläggas. Vid sammanställningen av den geologiska kartbilden har den geologiska och geofysiska informationen extrapolerats till sammanhängande områden med hjälp av den flyggeofysiska informationen.

GEOLOGISK ÖVERSIKT

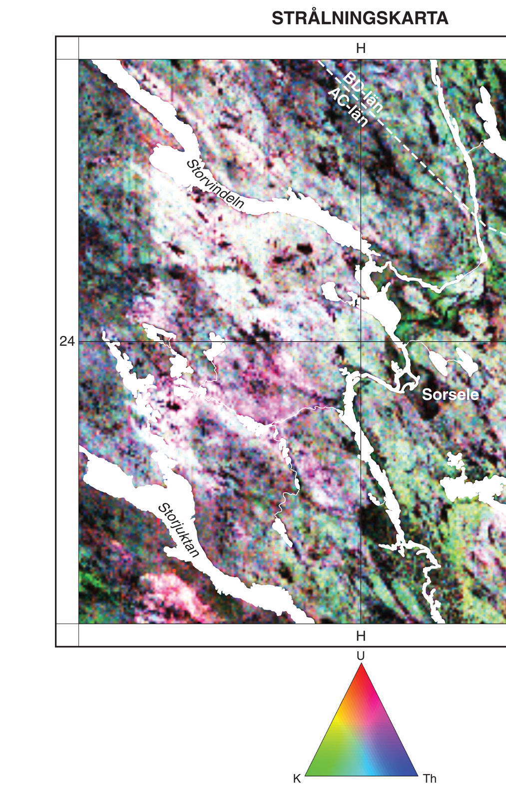
Berggrunden inom kartbladsområdet 24H Sorsele utgörs till största delen av kristallint urberg bildat för ca 1950 till 1800 miljoner år sedan i anslutning till den svekokarelska bergskedjebildningen (orogenesen). Urberget tillhör således den svekokarelska orogenen (område påverkat av deformation, metamorfos och magmatism i samband med orogenesen) och ligger i den centrala västliga delen av den Fennoskandiska urbergsskölden. Urberget överlagras i kartområdets västliga del av en tunn sekvens med autoktona (på platsen bildade) vendiska till kambriska sedimentära bergarter. Överliggande, överskjutna kaledoniska fjällbergarter påträffas i stort sett längs hela kartområdets västliga del. Kartområdet ligger inom höjdintervallet 300 till 723 m ö.h. och är alltså i sin helhet beläget över den högsta nivå som Östersjön haft under postglacial tid (högsta kustlinjen). Högsta punkten ligger i urberget och utgörs av berget Nalovardo 7 km norr om Sorsele.

Urberget innefattar tre olikåldriga paleoproterozoiska ytbergartsområden omgivna av främst sen- till postorogena graniter. Berggrunden på 24H SV och SO utgörs väsentligen av olika varianter av tämligen grovkorniga och porfyriska granitoider tillhörande den s.k. Revsundssviten. På sydvästbladet finns också ett antal tidigorogena intrusiv och ett större område med svekofenniska ytbergarter, främst metagråvacka med enstaka inlagringar av vulkaniter. I samband med den svekokarelska orogenesen blev dessa ytbergarter starkt deformerade och veckade. Generellt är metamorfosgraden måttlig, vanligen grönskiffer- till amfibolitfacies. Kartområdet 24H Sorsele NV domineras av postorogena massformiga granitoider och, underordnat, syenitoider tillhörande den s.k. Sorselesviten. Där finns också ett mindre område med äldre metamorfoserade svekofenniska ytbergarter. Diskordant pålagrade mot dessa ytbergarter och även mot den i söder liggande Revsundsgraniten, vilar postsvekokarelska ytbergarter tillhörande den s.k. Dobblongruppen med dess välbevarade, ca 1800 miljoner år gamla vulkaniska bergarter (Skiöld 1988). Nordostbladet domineras av djupbergarter tillhörande Sorselesviten och ett 4 till 8 km brett stråk av ca 1860 miljoner år gamla, kontinentala ytbergarter (Bureområdets ytbergarter). Dessa övergår successivt nedåt i stratigrafin till marint avsatta ytbergarter tillhörande Vargforsgruppen och Bottniska gruppen. Stratigrafin i Bureområdet avspeglar alltså en övergång från söder till norr, från huvudsakligen marint avsatta ytbergarter till en kontinental miljö med terrestriska vulkaniter av Arvidsjaurtyp och överlagrande limniska och fluviatila röda sandstenar och konglomerat.

Det magnetiska totalfältet visar generellt höga magnetiseringsnivåer i de norra delarna av kartbladsområdet i jämförelse med de av sen- till postorogena graniter (Revsundssviten) dominerade södra delarna. Revsundsgraniterna karaktäriseras i regel av relativt låga magnetiska susceptibiliteter. Höga magnetiseringsnivåer, orsakade av magnetit, påträffas inom vulkaniter i Bure- och Dobblonområdena. Magnetkis svarar för de lokalt höga magnetiseringar, som påträffas som distinkta horisonter i äldre metasedimentära bergarter tillhörande den Bottniska gruppen. Tillsammans med magnetkis förekommer också elektriskt ledande grafit, varför elektromagnetiska mätningar i regel ger god information om utbredningen av dessa horisonter och därmed de äldre metasedimentära bergarterna.

(Fortsättning på kartans baksida)

STRÅLNINGSKARTA



Karta över markens relativa kalium-, uran- och toriumhalter över kartbladsområdet 24H Sorsele (skala 1:500 000). Kartan är baserad på flygburen gammaspektrometri och visar en färgkomposit där höga relativa halter hos samtliga element resulterar i ljusgrå nyans och låga halter i mörk nyans. Kaliumdominerade områden erhåller grön nyans, urandominerade röd nyans och toriumdominerade blå nyans.

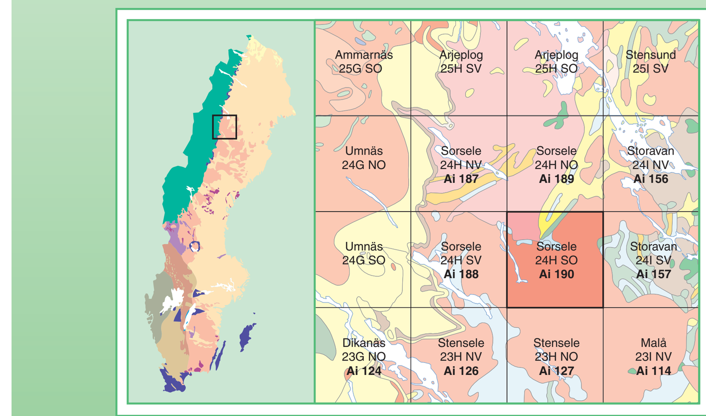
SGU serie Ai nr 190

Berggrundskartan

24H Sorsele SO

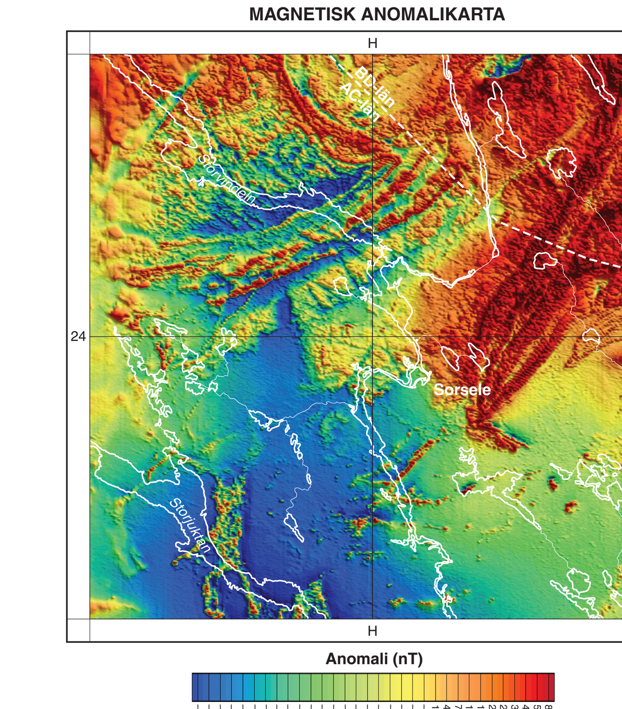
Bedrock map

Skala 1:50 000



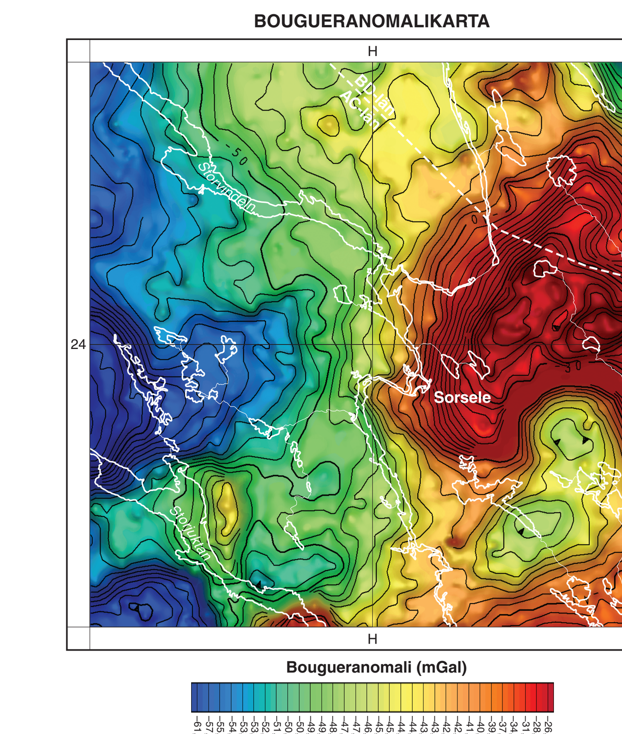
2003

MAGNETISK ANOMALIKARTA



Magnetisk anomalikarta över kartbladsområdet 24H Sorsele (skala 1:500 000). Magnetiska data är reducerade till epok 1965.0. Kartan visar totalfältets avvikelse från DGRF 1965.0. Den baseras på flygburna mätningar utförda på 30 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en nord–sydlig flygriktning.

BOUGUERANOMALIKARTA



Bougueranomalikarta över kartbladsområdet 24H Sorsele (skala 1:500 000). Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet uttryckt som bougueranomali (IGSN71), och baseras på tyngkraftsmätningar med ett mätpunktavstånd av ca 1–5 km.

Den berggrundsgeologiska karteringen och revideringsarbetet utfördes 1994–1995 och 1998–2000 av Thomas Eliasson med biträde av Torbjörn Thelander (1994) och extrageologerna Glenn Bark (1999–2000), Helena Lundström (1994–1995), Jesper Petersson (1998–2000), Anders Scherstén (1999) och Lars-Helge Swahn (1995–1996 och 1998). Kartläggningen av fjällberggrunden utfördes 1995–2000 av Reinhard Greiling med biträde av Stefano Febbroni (1997 och 1999) och extrageologerna Carlo Dietl (1995) och Kalle Westerlund (1995) samt diplomstudenterna Alexander Karl, Luca Nano, Martin Rieger och Thomas Schmitt (alla 1998). Lars Karis har artbestämt fossil från autoktona sedimentära pålagringsbergarter. Den geofysiska tolkningen baseras på magnetiska, elektromagnetiska och radiometriska flygmätningar, tyngdkraftsmätningar, markgeofysiska mätningar samt petrofysiska undersökningar.

Kartan är sammanställd av Thomas Eliasson och Reinhard Greiling (fjällberggrunden). Den geofysiska sammanställningen är gjord av Carl-Axel Triumf. Renritning i digital form har gjorts av Ingemar Källberg.

Kartan kan även levereras i digital form.

Referens till kartan: Eliasson T., Greiling, R.O. & Triumf, C.-A., 2003: Berggrundskartan 24H Sorsele SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 190.*
Reference to the map: Eliasson T., Greiling, R.O. & Triumf, C.-A., 2003: Bedrock map 24H Sorsele SO, scale 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 190.*

Huvudkontor/*Head Office:*
Box 670
Besök/*Visit*: Villavägen 18
SE-751 28 Uppsala, *Sweden*
Tel: +46(0) 18 17 90 00
Fax: +46(0) 18 17 92 10
E-post: sgu@sgu.se
URL: http://www.sgu.se

Filialkontor/*Regional Offices:*
Geovetarcentrum
Guldhedsgatan 5A
SE-413 20 Göteborg, *Sweden*
Tel: +46(0) 31 708 26 50
Fax: +46(0) 31 708 26 75
E-post: gbg@sgu.se

Kiliansgatan 10
SE-223 50 Lund, *Sweden*
Tel: +46(0) 46 31 17 70
Fax: +46(0) 46 31 17 99
E-post: lund@sgu.se

Skolgatan 4
SE-930 70 Malå, *Sweden*
Tel: +46(0) 953 346 00
Fax: +46(0) 953 216 86
E-post: mala@sgu.se

Box 16247
SE-103 24 Stockholm, *Sweden*
Tel: +46(0) 8 545 21 500
Fax: +46(0) 8 24 68 14
E-post: stockholm@sgu.se

© Sveriges geologiska undersökning (SGU), 2003

Medgivande behövs från SGU för varje form av mångfaldigande eller återgivande av denna karta. Detta innefattar inte bara kopiering utan även digitalisering eller överföring till annat medium.

ISSN:

Topografiskt underlag: Ur GSD - Terrängkartan, ©Lantmäteriet, Gävle. Dnr: 2002/174.
Geografiska längden är räknad från Greenwich, Gauss' projektion.

Godkänd från sekretessynpunkt för spridning. Lantmäteriet 1996-10-30

Tryck: Almqvist & Wiksell Tryckeri, Uppsala 2003

SGU serie Ai nr 190
BERGGRUNDSKARTAN
24H SORSELE SO

24H Sorsele SO baksidestext

Det stora inslaget av intermediära till basiska metavulkaniter i Bureområdet ger upphov till en markerad tyngdkraftsanomali. I sydvästra delarna av kartbladsområdet finns också ett markerat tyngdkraftsöverskott orsakat av de basiska vulkaniter i den Bottniska gruppen och den granodioritintrusion som anstår väster om metavulkaniterna. Sorselegraniterna, som förekommer i de norra delarna av kartbladsområdet, har i regel högre magnetiska susceptibiliteter än de likåldriga till obetydligt äldre Revsundsgraniterna. En markerad magnetisk totalfältsanomali kopplad till en markerad tyngdkraftsanomali återfinns i den allra nordligaste delen av kartbladsområdet och är likaledes orsakad av ett gabbromassiv. I dess omedelbara närhet förekommer syeniter med relativt höga magnetiseringsnivåer och karaktäristiska gammastrålningsegenskaper.

SVEKOFENNISKA YTBERGARTER

Metasedimentära bergarter

Bottniska gruppen

De äldsta bergarterna inom kartområdet är lagrad metagråvacka (omogen sandsten med varierande mängd finkornig eller lerig grundmassa) och metaargillit tillhörande den Bottniska gruppen. Denna term används här övergripande för svekofenniska ytbergarter i den s.k. Bottniska bassängen, det stora ytbergartsområde i centrala Sverige som innehåller mäktiga lagerföljder av främst sedimentära bergarter (Lindström m.fl. 2000). Nordliga delar av detta område har i andra sammanhang kallats för Härnöformationen (Härnögruppen) (Lundqvist 1987).

De bottniska ytbergarterna påträffas företrädesvis norr och söder om sjön Storjuktan inom sydvästbladets område. Mindre förekomster med bottniska metasedimentära bergarter finns också vid Långtjärn (4–5 b), som underlag till bergarterna i Dobblongruppen nordnordost om Skravelberget (5–6 c–e), och söder om Sorsele mellan Norr-Sergberget och Norra Tjålmträsket (3–4 e–f). I Bureområdet (4–5 i–j) förekommer också metagråvacka med inlagringar av metaargillit och metabasalt. Den senare, som är blottad längs Gargån (4 i), har en kemisk sammansättning liknande metabasalten som påträffas i den Bottniska gruppen inom kartområdet 23H Stensele och 24H Sorsele SV. Alla dessa förekomster representerar de nordvästligaste utlöparna av den Bottniska gruppen.

Metagråvackan avsattes ursprungligen ur gravitationsdrivna slamströmmar (turbiditströmmar) på havsbottnen eller i deltan i havet utanför kontinentalsockeln. Vid avsättningen av en sådan slamström i suspension bildas en turbiditenhet. Det grövre, sandiga materialet sedimenterade snabbast och avsattes underst i enheten. Det finkorniga argillitiska (leriga) materialet sedimenterade långsammare och dominerar således i den övre delen av turbiditenheten. Metagråvackan är vanligen parallellt lagrad i 2 till 30 cm tjocka turbiditenheter. Tidvis avtog avsättningen ur slamströmmar. Under den tiden dominerade en ständigt pågående sedimentation av finkorniga lerpartiklar, vilket gav upphov till bildning av mäktigare lager av argillitiskt material som idag föreligger som metaargillit (svartskiffer). Dessa ställvis grafitförande och vanligen magnetkisförande metaargilliter framträder p.g.a. sina relativt höga magnetiseringar och elektriska ledningsförmåga i allmänhet tydligt i de magnetiska och elektromagnetiska mätningarna. De metasedimentära bergarterna har generellt relativt låg magnetisk susceptibilitet (oftast under 100×10^{-5} SI-enheter) även om de ibland når högre nivåer. Remanent magnetisering orsakad av magnetkis är dock vanlig, ej sällan med Q-värden mellan 10 och 200, vilket förklarar den höga totalmagnetiseringen trots den relativt låga magnetiska susceptibiliteten.

De grå, sandiga lagren i metagråvackan innehåller upp till 2–3 mm stora, kantiga klaster av främst kvarts, plagioklas och bergartsfragment. Matrix är finkornig och består främst av kvarts, plagioklas, biotit, muskovit, klorit och opakmineral. Typiska accessoriska mineral är zirkon, turmalin och sekundär kalcit. De mörkgrå till svarta, finkorniga övre delarna i turbiditenheterna och i metaargilliten har hög halt av biotit och på vissa platser muskovit och klorit samt i jämförelse med de sandigare lagren mindre mängd kvarts och plagioklas (t.ex. Lundström 1998, Einarsson 1979).

Bevarade sedimentära strukturer såsom graderad skiktning (kornstorleksgradering) kan på en del lokaler användas för att bedöma de avsatta sedimentens ursprungliga lagringsstratigrafi. Synsedimentära rutschningar och skred i icke förfastade enskilda turbiditenheter, eller mäktigare hela sekvenser, har brutit sönder de sandiga till siltiga lagren, och breccior eller konglomerat har bildats. Dessa är speciellt vanliga i de metasedimentära bergarterna söder om Storjuktan. I samband med regionalmetamorfosen blev ytbergarterna starkt deformerade och veckade i minst två dominerande veckfaser. Särskilt metaargilliten är ställvis kraftigt påverkad och därför ofta kraftigt förskiffrad samt intensivt och vresigt veckad. Den relativt höga halten av järnsulfider medför också att metaargilliten har kraftigt rostvittrade hällytor.

Den svekokarelska metamorfosen har generellt resulterat i en kornstorleksförgrovning och, främst i de argillitiska leden av turbiditenheterna, bildning av synkinematiska, upp till 5–6 mm stora porfyroblaster av andalusit. Dessa är nu i de flesta fall starkt retrogradomvandlade till mycket finkornig muskovit och fältspat. I gråvackan uppträder kvarts som mer eller mindre oregelbundna segregationer eller som tunna, vindlande ådror och sprickfyllnader (kV på kartorna). Graden av kvartsådring ökar vanligen i intensitet med ökad metamorfosgrad, för att i amfibolitfaciesområden följas av granitiska ådror och migmatitisering.

Vargforsgruppen

I Bureområdet överlagras de Bottniska ytbergarterna utan synbar diskordans av en ställvis vulkanogen metagråvacka. Med vulkanogen avses klastisk sedimentär bergart med varierande inblandning av fragment (klaster) betående av vulkaniska utbrottsprodukter. Tunna, konforma inlagringar av polymikt metakonglomerat förekommer också i metagråvackan. Metakonglomeraten innehåller bl.a. enstaka bollar av grå, medelkornig granitoid men främst rödbrun ryolit och plagioklasporfyrisk andesit vilka härrör från Arvidsjaurgruppens terrestriska vulkaniter.

Närvaro av bollar av vulkaniter från Arvidsjaurgruppen visar att denna metagråvacka i Bureområdet kronostratigrafiskt kan korreleras med Vargforskonglomeraten (särskilt det övre s.k. Dödmanbergkonglomeratet som innehåller bollar av Arvidsjaurvulkaniter) och "Elvabergsseriens" gråvackor och skiffrar enligt Kautskys (1957) stratigrafiska schema. Dessa bergartsled överlagrar Skelleftegruppens ca 1880 till 1890 miljoner år gamla vulkaniter. Högbom (1937) och Gavellin & Kulling (1955) sammanförde i princip alla metagråvackor i Västerbotten till den s.k. fyllitserien. Sandstenar, gråvackor och fyllitiska skiffrar i direkt anslutning till Vargforsformationens grovklastiska bergarter hänförde de dock till den s.k. Vargforsformationen.

Allen m.fl. (1997) sammanfattar "Elvabergsseriens" sedimentära bergarter och Vargforskonglomeraten under begreppet Vargforsgruppen. I samband med undersökningar i kartområdena 24I Storavan NV och SV inräknades motsvarande ytbergarter också i Vargforsgruppen (Bergström & Triumf 2002 a & b). I detta arbete följs denna nya stratigrafiska nomenklatur. Denna uppdelning och klassificering är helt naturligt något osäker och man skulle också kunna tänka sig att de metasedimentära bergarter, som underlagrar Bureområdets Arvidsjaurvulkaniter tillhör de övre och distala delarna av Bottniska gruppen. Faciesövergången mellan marina ytbergarter och terrestriska vulkaniter kan följaktligen också representera gränsen mellan Bottniska gruppen och Arvidsjaurgruppen. Perdahl & Einarsson (1994) benämner alla metasedimentära bergarter i Bureområdet (de som underlagrar metavulkaniterna men även de i den undre delen av vulkanitsekvensen) för Staloformationen. Dessa bergarter placerar de stratigrafiskt i övre delen av fyllitserien respektive övre delen av Arvidsjaurgruppen enligt Kautskys (1957) stratigrafi.

Graderad skiktning och i enstaka fall skredstrukturer (Fig. 1) visar att de avsatta sedimenten idag har uppåtriktningar åt nordväst. Det innebär att vulkaniterna i Arvidsjaurgruppen (Bureområdets ytbergarter) överlagrar Vargforsgruppens ytbergarter. Mot gränsen till vulkaniterna har de metasedimentära bergarterna på många platser olika grad av inblandning av mafiskt vulkanoklastiskt material (tuff och tuffit). Denna gränszon representerar alltså en gradvis övergång mellan epiklastiska och vulkanoklastiska bergarter.

Fig. 1. Skredstruktur lagrad i metagråvacka i Vargforsgruppen, 4 km sydväst om Bure (4 i). 7272580/1590365
Slumped beds in bedded metagreywacke in the Vargfors Group.

De petrofysiska egenskaperna hos Vargforsgruppens metasedimentära bergarter skiljer sig något från Bottniska gruppens; dels saknas högre magnetiska susceptibiliteter hos Vargforsgruppen (de ligger i regel under 50×10^{-5} SI-enheter), dels har inga höga Q-värden uppmätts. Toriumhalten hos Vargforsgruppen är generellt lägre än hos Bottniska gruppens bergarter inom kartområdet, vilket kan indikera transport av material från olika ursprungsområden (provenanser).

Arvidsjaurgruppen (Bureområdets ytbergarter)

Överst i lagerföljden i Arvidsjaurgruppens bergarter i Bureområdet (för beskrivning av de vulkaniska bergarterna i Arvidsjaurgruppen se kapitel "metavulkaniska bergarter") påträffas ett ställvis grovklastiskt, polymikt metakonglomerat (benämnt Loitoformationen av Perdahl & Einarsson (1994). Konglomeratet ändrar karaktär mellan olika lokaler i ytbergartsstråket. Sydväst om Loitoträsket (5 h) finns en röd, vulkanogen sandsten och ett rödaktigt konglomerat där bollarna främst utgörs av rödbrun, fältspatporfyrisk metaryolit till metadacit. Sydväst om Hällbäckberget (5 h) finns ett mycket kraftigt förskiffrat, matrixstött vulkanogent konglomerat med relativt få bollar av ryolit, vulkanisk sandsten, grå granitoider och kvarts. Bollarna är vanligen kraftigt utdragna, upp till 40 cm långa med längd–breddförhållande upp till 20. Matrix är grågrön och finkornig, fyllonitisk med uppskattningsvis andesitisk till basaltisk sammansättning. Längre åt söder på Lillberget (3 h) finns ett klaststött (bollar i kontakt med varandra) polymikt konglomerat med bollar av bl.a. grå tonalit, lagrad gråvacka, grovt plagioklasporfyrisk andesit och kvarts (Fig. 2). Även blottningar på Mattegielas (8 j) visar ett vanligen grovklastiskt konglomerat med mycket varierande sammansättning i bollmaterialet, vilket domineras av mafiska vulkaniter tillsammans med granitoider och underordnat felsiska vulkaniter. Konglomeratet är i regel matrixstött men lokalt ligger bollarna i kontakt med varandra. Alla dessa avsättningar kan troligen korreleras med den s.k. Ledfatsgruppens (Offerberg 1959) sandstenar och konglomerat i kartområdet 24I Storavan SV (Bergström & Triumf 2002b).

Det polymikta konglomeratet uppvisar stor variation i magnetisk susceptibilitet. Kalium-, uran- och toriumvärden från gammaspektrometri på hällar visar att konglomeratet innehåller något mindre av dessa grundämnen i förhållande till de andra metasedimentära bergarterna.

Fig. 2. Polymikt metakonglomerat i Arvidsjaurgruppen. Lillberget (3 h). 7267250/1585340
Polymict metaconglomerate in the Arvidsjaur Group.

Metavulkaniska bergarter

Bottniska gruppen

I de metasedimentära bergarterna tillhörande den Bottniska gruppen finns en större förekomst av mafisk metavulkanit. På Järtaberget (0 d) vid Storjuktans södra strand förekommer metabasalt i form av kuddlava och vulkanisk breccia och sandsten. I kartområdets östra del finns ett ca 2,5 km långt stråk (4–5 i–j) med metabasalt som bedöms tillhöra den Bottniska gruppen (se ovan). Metabasalten är ställvis rikligt strökornsförande och på vissa platser påträffas ljusgröna flammor och ådror med omvandlad vulkanit. Metabasalten har ungefär samma kemiska sammansättning som den metabasalt som påträffas i den Bottniska gruppen inom kartområdet 23H Stensele.

Felsiska metavulkaniter förekommer i området nordväst om Ersmarksberget (0 c). De utgörs till största delen av metadacit och underordnat finkornig metaryolit (1 c). Metadaciten är grå till gröngrå och plagioklasporfyrisk med 0,5 till 2 mm stora strökorn. Den är dock vanligen relativt kraftigt sericitomvandlad vilket medför att de primära vulkaniska texturerna är svåra att observera. I hällblottningar är daciten relativt homogen och koherent. Information från kärnborrhål visar att det förekommer kylda kontakter mot omgivande bergarter (A. Simeonov pers. kom.). Detta indikerar att daciten är en ytnära subvulkanisk intrusion. Liksom den tidigorogena metatonaliten i Juktandomen (0 c) utmärks den av låg K-halt. SiO_2-halten är ca 65 viktprocent vilket dock är ungefär 5 viktprocent lägre än i metatonaliten. Metadaciten har låg magnetisk susceptibilitet ($<20\times10^{-5}$ SI-enheter), samt anmärkningsvärt låga halter av kalium, uran och torium enligt gammaspektrometri. Dess egenskaper påminner mycket om den metatonalit som bl.a. påträffas i den närliggande Juktandomen (0 c). Metadaciten avtecknar sig tydligt på den magnetiska anomalikartan som en lågt magnetiserad enhet omgärdad av de oregelbundet och högre magnetiserade metasedimentära bergarterna, en anomalikaraktär som också intrusiven av metatonalit uppvisar.

Vargforsgruppen

I metagråvackan tillhörande Vargforsgruppen i de östra delarna av kartbladsområdet (3–5 h–j) finns fyra mindre förekomster av metabasalt. Endast en hällblottning har påträffats i området men information från kartbladen 24I Soravan NV och SV (Bergström & Triumf 2002a & b) gör det möjligt att extrapolera metabasaltens utbredning in på kartbladsområdet 24H Sorsele. Metabasalten, som är blottad på Lill-Granberget (3 j), är relativt kraftigt spilitiserad (omvandlad genom att den heta basalten reagerat med havsvatten) med ljusa ådror av främst kalcit. Metabasalten har också kuddlavastruktur samt amygdaler fyllda med kalcit.

Felsiska och mafiska metavulkaniska bergarter förekommer också som tunnare inlagringar och som rundade linser eller inneslutningar i metagråvackan. Gångar och lagergångar av plagioklasporfyriska, intermediära till basiska bergarter och inlagringar av vulkaniska, mafiska silt- och sandstenar förekommer också i metagråvackan.

Arvidsjaurgruppen (Bureområdets ytbergarter)

I kartbladsområdets nordöstra del finns ett 4 till 8 km brett, nordnordostligt stråk bestående av omväxlande felsiska till mafiska metavulkaniter och metasedimentära bergarter som benämns Bureområdets ytbergarter. Bergarterna i lagerserien är kontinentala (avsatta i en icke-marin miljö), med terrestriska metavulkaniter och, i underordnad mängd, limniska eller fluviatila metasedimentära bergarter (se kapitel om metasedimentära bergarter). Stråket har tolkats som en synklinal med en totalt ca 4 km mäktig ytbergartssekvens (Perdahl & Einarsson 1994). På grund av metavulkaniternas terrestriska bildningsmiljö och geokemiska karaktär (t.ex. relativt höga halter av Na och K) samt en U-Pb-datering på ca 1860 miljoner år (Skiöld m.fl. 1993) räknas dessa bergarter till den s.k. Arvidsjaurgruppen. Perdahl & Einarsson (1994) och Perdahl & Frietsch (1993) särskiljer, i en mer detaljerad klassificering av svekofenniska metavulkaniter norr om Skelleftefältet, vulkaniterna i den övre delen av lagerserien i Bureområdet och hänför dem till de s.k. Arjeplogporfyrerna. De senare anses vara något yngre än typiska Arvidsjaurvulkaniter och bildade i en jordskorpa utsatt för extension.

I stråket mellan Heden (4 i) och Ytter Nammestjärnen (3 h) exponeras på ett flertal lokaler övergången från de marint avsatta ytbergarterna i Vargforsgruppen till de i kontinental (terrestrisk) miljö avsatta vulkaniterna och vulkanoklastiterna i Arvidsjaurgruppen. Kornstorleksgradering i de underlagrande turbiditenheterna visar att de avsatta sedimentens ursprungliga lagringsstratigrafi idag ligger rättvänd med uppåt åt nordväst. Berggrunden i området uppvisar alltså en övergång från äldre, marina gråvackor med inlagrad metabasalt tillhörande den Bottniska gruppen via den konglomeratförande, ofta vulkanogena metagråvackan tillhörande Vargforsgruppen till de yngsta, väsentligen terrestriskt avsatta bergarterna i Arvidsjaurgruppen.

I den undre delen av Arvidsjaurgruppens lagerserie inom området påträffas basaltisk–andesitisk metasandsten. Övergången från den underlagrande metagråvackan till metavulkaniterna är successiv med växellagring mellan vulkanogen metagråvacka och basaltisk–andesitisk metasandsten. Basaltisk kuddlava liksom inlagringar av plagioklasporfyrisk lava förekommer på några lokaler, annars dominerar olika typer av sandiga vulkanoklastiter. Mafiska lagergångar och andra gångar har också observerats. Vulkanoklastiten är ofta lagrad med olika grova och i varierande grad skiktade lager. Bland annat förekommer skiktade finkorniga, siltiga tuffiter och grövre, sandiga till grusiga bäddar. Lokalt förekommer kornstorleksgradering som visar att enheten är rättvänd med uppåt åt nordväst. De sandiga bäddarna innehåller större korn av hornblände i en finkornig, rekristalliserad matrix av stråligt hornblände, något plagioklas, biotit, epidot samt sekundär kalcit och kvarts. Den magnetiska susceptibiliteten inom Arvidsjaurgruppens mafiska metavulkaniter varierar från omkring 50×10^{-5} till 7000×10^{-5} SI-enheter och Q-värden är låga (<0,5). Densiteten varierar mellan cirka 2850 och 2950 kg/m^3.

Polymikt, vulkaniskt metakonglomerat förekommer i den basaltiska–andesitiska metasandstenen, dels som mindre inlagringar, dels som större karterbara enheter. Metakonglomeratet varierar stort i uppbyggnad från grusigt, matrixstött med relativt små (1 till 10 cm) bollar, till mycket grovt, klaststött med bollar upp till 1 m i storlek. Bollarna är vanligen väl rundade och utgörs företrädesvis av felsiska och, underordnat, mafiska vulkaniter av Arvidsjaurtyp (Fig. 3). Matrix består av sandigt till grusigt, tämligen mafiskt, vulkanoklastiskt material. De olika varianterna av metakonglomeratet växellagrar vanligen med varandra. Det grusiga metakonglomeratet övergår på många platser i sin tur till vulkanisk metasandsten.

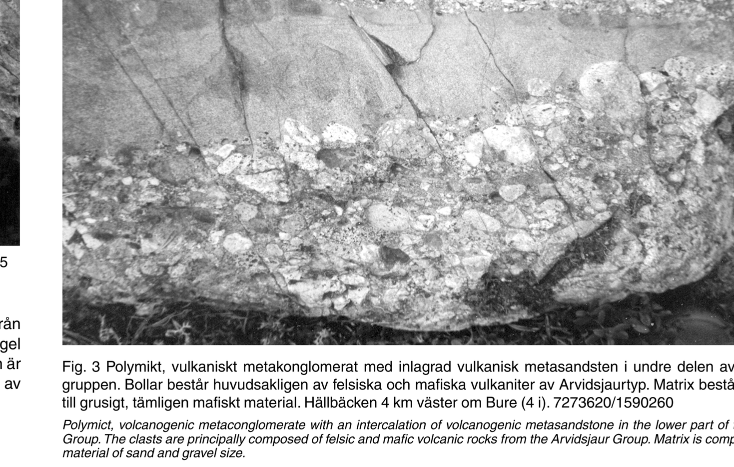


Fig. 3 Polymikt, vulkaniskt metakonglomerat med inlagrad vulkanisk metasandsten i undre delen av Arvidsjaurgruppen. Bollar består huvudsakligen av felsiska och mafiska vulkaniter av Arvidsjaurtyp. Matrix består av sandigt till grusigt, tämligen mafiskt material. Hällbäcken 4 km väster om Bure (4 i). 7273620/1590260
Polymict, volcanogenic metaconglomerate with an intercalation of volcanogenic metasandstone in the lower part of the Arvidsjaur Group. The clasts are principally composed of felsic and mafic volcanic rocks from the Arvidsjaur Group. Matrix is composed of mafic material of sand and gravel size.

Stratigrafiskt över enheten med basaltisk till andesitisk metasandsten och det polymikta, vulkaniska metakonglomeratet ligger en relativt mäktig enhet med grå till ljust rödbrun, ofta ignimbritstrimmig och fältspat± kvartsporfyrisk metaryolit till metadacit. Autoklastiskt breccierade lager och inlagringar förekommer på flera nivåer. De felsiska vulkaniterna avsattes i huvudsak på land som pyroklastiska flöden. Idag är de vanligen sericitomvandlade fast med relativt välbevarad relikt textur. Intraformationella vulkanoklastiska, felsiska sandstenar, grusiga konglomerat och grova bollrika konglomerat förekommer som inlagringar t.ex. på Fäbodberget (4 h). Då bollmaterialet och matrix uteslutande är felsiska (enstaka andesiter förekommer dock som bollar) är den klastiska texturen föga framträdande. I anslutning till deformationszoner är de felsiska metavulkaniterna plastiskt folierade, och denna foliation överpräglas ofta av senare sprödtektonik varvid bergarterna blir kraftigt uppspruckna. Den magnetiska susceptibiliteten är i regel hög, 1000 till 2000×10^{-5} SI-enheter, även om undantag förekommer. Den remanenta magnetiseringen är oftast låg med Q-värden under 0,4. Densiteten ligger typiskt i intervallet 2630 till 2700 kg/m^3. Gammastrålningsspektrometri visar på förhållandevis höga kalium-, uran- och toriumhalter.

Metaryoliten till metadaciten överlagras av en enhet med metaandesit som utgörs av olika typer av lavor, vulkaniska sandstenar (tuffer) och autoklastiska breccior. I den centrala delen av metaandesitstråket dominerar glest plagioklasporfyrisk metaandesit med vanligen 1 till 3 mm långa, euhedrala till subhedrala strökorn. Mellanmassan är mörkt grå, mycket finkornig (främst regellöst orienterade plagioklasnålar i mycket finkornig biotit, klorit, opak, leukoxen, sericit, kalcit och epidot) och ställvis mycket amygdalrik. Amygdalerna är främst fyllda med kvarts samt underordnat kalcit och biotit. Ställvis är de centrala delarna i vissa amygdaler fortfarande ofyllda. I de yttre delarna av stråket dominerar tätporfyrisk (30 till 50 volymprocent strökorn) metaandesit. Plagioklas dominerar bland strökornen (1 till 5 mm stora och förhållandevis euhedrala), men mafiska strökorn förekommer också (1 till 3 mm stora och euhedrala till subhedrala). Mellanmassan är grå, finkornig till mycket finkornig med sporadiska oregelbundna, upp till 10 mm stora kvartsfyllda amygdaler. Den magnetiska susceptibiliteten visar en bimodal fördelning med ett maximum omkring 100–400×10^{-5} SI-enheter och ett annat omkring 7000–10000×10^{-5} SI-enheter. Den remanenta magnetiseringen är i regel låg men enstaka höga värden påträffas också. Densiteten varierar inom ett stort intervall från cirka 2700 till 2900 kg/m^3, vilket tolkas som stor inhomogenitet i sammansättningen.

Mörkt gröngrå metabasalt finns i ett antal mindre horisonter i den södra delen av ytbergartssekvensen. Metabasalten består av finkornig till mycket finkornig mellanmassa och vanligen 20 till 30 volymprocent strökorn som i huvudsak är mafiska, 1 till 5 mm stora och oregelbundet formade. Listformade plagioklasströkorn förekommer underordnat i mängd. Överst i lagerföljden uppträder det polymikta metakonglomerat, som beskrivits ovan i avsnittet "Metasedimetära bergarter".

SEN- TILL POSTSVEKOKARELSKA YTBERGARTER

De sen- till postsvekokarelska ytbergarterna i den s.k. Dobblongruppen sträcker sig i ett 3 till 5 km brett och 30 km långt område från fjällranden i väster åt nordnordost, via Nalovardo (7 f) till Datjebakte (7 g) i öster. Gruppens bergarter överlagrar med en diskordans den veckade och metamorfoserade, svekofenniska gråvackan nordost om Skravelberget (5 c) och granitoider i Revsundssviten i sydväst. I väster överlagras i sin tur Dobblongruppen av neoproterozoisk till kambrisk sedimentär berggrund och kaledonisk skoll(fjäll)berggrund.

Den stratigrafiskt lägre belägna, väsentligen sedimentära delen av Dobblongruppen, benämnd Björnknösenformationen av Einarsson (1979), utgörs av en basal oligomikt breccia, ryolitisk ignimbrit, tuffitisk sandsten och överst ett polymikt konglomerat. Denna formation överlagras av en mäktig ryolitenhet, den s.k. Gippervareformationen enligt Einarsson (1979), bestående av främst kvarts-fältspatporfyriska ryoliter. Dobblongruppen och dess underlagrande bergarter klipps av de sen- till postsvekokarelska intrusivbergarterna i Sorselesviten (t.ex. Högbom 1937). Dobblongruppen ingår (liksom Sorselesvitens djupbergarter) i det Transskandinaviska magmatiska bältet. En U-Pb-datering av zirkoner från en ryolit i Gippervareformationen gav åldern 1803±15 miljoner år (Skiöld 1988).

Dobblongruppens bergarter undersöktes relativt detaljerat i samband med prospektering efter uran under främst slutet av 1970-talet. Gruppens stratigrafiska uppbyggnad och reella mäktigheter av de olika enheterna framräknade ur borrningsdata och ur geologiska kartor har presenterats av Lindroos (1979a) och Lindroos & Smellie (1979). Dessa undersökningar visar att Dobblongruppen stupar flackt åt nordnordväst och vilar på ett vittrat underlag av en porfyrisk granit som tolkas tillhöra Revsundssviten (benämnd "äldre granit" av Einarsson) och metagråvacka. Den totala mäktigheten av Dobblongruppen är uppskattad till ca 2400 m varav den undre sedimentära, bäst undersökta formationen har en mäktighet av ca 430 m (Lindroos 1979).

Dobblongruppenssedimentära bergarter

Bottenbildningen i Björnknösenformationen består av en vanligen oligomikt vittringsbreccia, där de kantiga klasternas sammansättning representerar underlaget. I borrhålsprotokoll framgår att övergången mellan underlagrande granit och breccia varierar från tydligt skarp till mer diffus med en zon av omlagrat paleovittrat granitmaterial. Uppsprickning och omvandling, som påträffas i den underliggande graniten, bedöms väsentligen härröra från denna paleovittring (t.ex. Einarssson 1985b). Det överlagrande polymikta konglomeratet innehåller bl.a. bollar av vulkaniskt material som liknar vulkaniterna i den överlagrande Gippervareformationen. Det senare visar att vulkanismen redan börjat på andra ställen i samband med avsättningen av de grovklastiska sedimenten.

Petrofysiska egenskaper hos vittringsbreccian har bestämts på två lokaler och ger genomgående låga magnetiska susceptibiliteter. Enligt gammastrålningsspektrometrin är kalium- och toriumhalterna generellt typiska för granit även om uranhalten är låg (<3 ppm).

Dobblongruppensvulkaniska bergarter

Den ignimbritiska och ställvis litofysförande ryoliten i Björnknösenformationen är bildad av åtminstone tre separata ignimbritflöden (ask- eller pimpstensflöden) med mellanliggande tunna horisonter av konglomerat. Ryoliten är grå, mycket finkornig med 1 till 10 m breda zoner med upp till 15 cm stora litofyser (Fig. 4). Dess magnetiska susceptibilitet kan ställvis vara relativt hög (omkring 2000×10^{-5} SI-enheter) Den ryolitiska sandstenen varierar i utbildning från massformig till utpräglat lagrad. Ställvis förekommer korsskiktning och glidstrukturer, som visar att lagren är rättvända med uppåt åt norr (Einarsson 1979). Texturen är påtagligt klastisk med tydligt kantiga fragment. Sandstenens petrofysiska egenskaper har bara bestämts på en lokal och visar där upp en låg magnetisk susceptibilitet (omkring 10×10^{-5} SI-enheter) men en markerat hög toriumhalt av cirka 30 ppm.

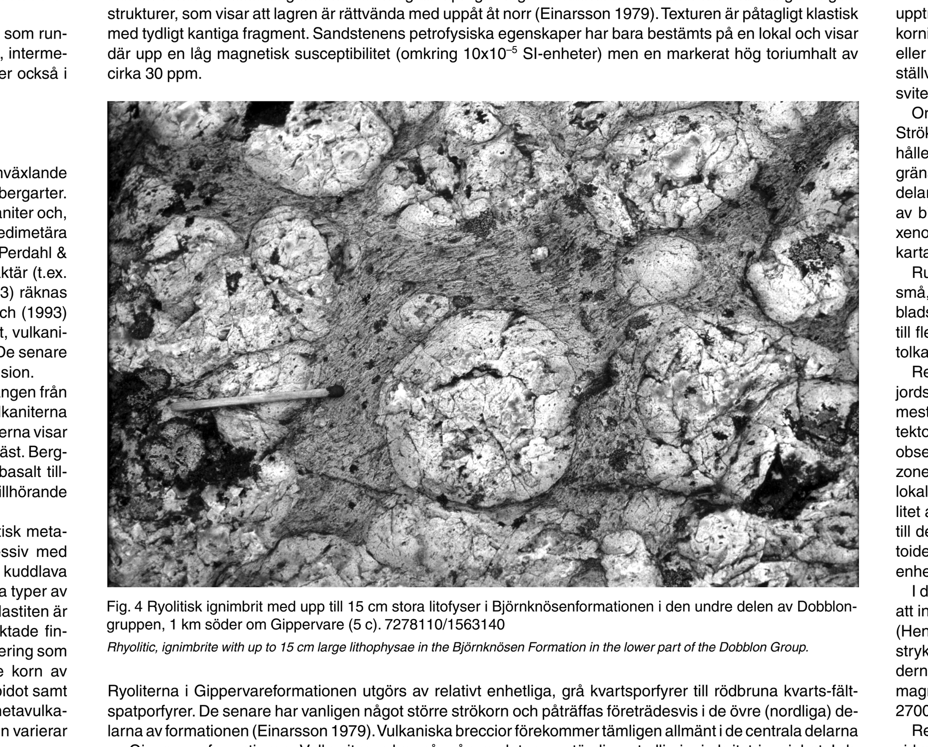


Fig. 4 Ryolitisk ignimbrit med upp till 15 cm stora litofyser i Björnknösenformationen i den undre delen av Dobblongruppen, 1 km söder om Gippervare (5 c). 7278110/1563140
Rhyolitic, ignimbrite with up to 15 cm large lithophysae in the Björnknösen Formation in the lower part of the Dobblon Group.

Ryoliterna i Gippervareformationen utgörs av relativt enhetliga, grå kvartsporfyrer till rödbruna kvarts-fältspatporfyrer. De senare har vanligen något större strökorn och påträffas företrädesvis i de övre (nordliga) delarna av formationen (Einarsson 1979). Vulkaniska breccior förekommer tämligen allmänt i de centrala delarna av Gippervareformationen. Vulkaniterna har på många platser en tämligen tydlig ignimbritstrimmighet. I de västra delarna tolkas dock formationen främst bestå av olika typer av ryolitiska tuffer (Einarsson 1979).

Bergartsgeokemiska data visar att vulkaniterna i Dobblongruppen har stora likheter vad avser huvud- och spårelementhalter med djupbergarterna i Sorsele- och Revsundssviterna (Bark & Claesson 2001). Dessutom finns det finkorniga porfyriska varianter av Sorselegranit som petrografiskt liknar vulkaniterna. Dobblongruppens vulkaniter bedöms alltså vara extrusiva motsvarigheter till den något senare intruderade Sorselegraniten.

På den magnetiska anomalikartan finns ett stråk med ostnordostligt strykande högmagnetiska anomalier i ryoliterna i Gippervareformationen. I dessa finns en tendens till bimodal fördelning av magnetisk susceptibilitet som kan förklara de sydliga delarna av anomalikomplexet. Det anmärkningsvärda är dock att den del av massivet med Sorselegranit som påträffas omedelbart norr om ryoliterna också visar samma anomalistruktur. Detta skulle kunna tyda på att gränsdragningen mellan extrusiva och intrusiva faser är svår. Allmänt visar gammastrålningsmätningarna relativt höga kalium-, uran- och toriumhalter hos ryoliterna. Densiteten är ej så låg som kan förväntas av ryoliter och varierar ganska mycket i intervallet omkring 2610–2760 kg/m^3.

SVEKOKARELSKA DJUPBERGARTER

Urberget inom kartområdet utgörs till stor del av olika, mestadels granitiska djupbergarter. I princip finns tre generationer av djupbergarter, som skiljs åt på grundval av olika relationer till den svekokarelska orogenesen. De äldsta djupbergarterna, de tidigsvekokarelska, intruderade före eller i ett tidigt skede under orogenesen. De är därför metamorfoserade och i varierande grad folierade och veckade. De sensvekokarelska felsiska djupbergarterna har trängt upp i orogenesens slutskede, i samband med eller strax efter det att metamorfosen kulminerade, och är därför vanligen ej så intensivt omvandlade som de tidigsvekokarelska djupbergarterna. Inom kartbladsområdet förekommer endast mycket begränsade områden med sensvekokarelska intrusivbergarter. De sen- till postsvekokarelska djupbergarterna intruderade i slutskedet av den svekokarelska orogenesen och inom kartbladsområdet är de klart posttektoniska. De har magmatisk textur och mineralogi (förutom retrograda avsvalningsomvandlingar), men kan i anslutning till sprick- och förkastningszoner vara förskiffrade och omvandlade. Inom kartbladsområdet motsvaras denna grupp av Revsunds- och Sorselesviterna.

Tidigsvekokarelska djupbergarter

Tidigsvekokarelska djupbergarter i bottniska bassängen

De tidigsvekokarelska djupbergarterna varierar i sammansättning från granit till gabbro. Granitoiderna, som dominerar helt, förekommer i tre huvudområden inom kartområdet; i sydvästra delen, vid sjön Storjuktan (1 c), norr om Jiltjaur omkring Långtjärnen (4 b) och strax söder om Sorsele (4 g).

Intrusionerna vid Storjuktan och Sorsele uppvisar likartad textur och mineralogisk sammansättning. De utgörs väsentligen av grå till ljust blågrå, medelkornig, jämnkornig till småporfyrisk, biotit-hornbländeförande metagranodiorit till metatonalit med 5 till 10 mm stora plagioklasströkorn. De är i huvudsak endast mycket svagt folierade. Accessoriska mineral är apatit, ilmenit, enstaka zirkoner samt pumpellyit i sekundära linser. De mafiska mineralen förekommer vanligen i 5 till 20 mm stora aggregat. Rundade, upp till 0,5 m stora enklaver av fint medelkornig tonalit till kvartsdiorit med hög halt av mafiska mineral är typiska för metagranodiorit- till metatonalitintrusionerna. Särskilt rikligt förekommer dessa mörkt grå enklaver på Skärfonäset (2 a–b). Petrofysiskt karaktäriseras intrusionerna av en densitet omkring 2707±12 kg/m^3 och en låg magnetisk susceptibilitet omkring 10×10^{-5} SI-enheter. Enligt gammaspektrometrin är medelvärden och standardavvikelser för kaliumhalten 3,0±0,5 %, uranhalten 4,6±1,8 ppm och toriumhalten 11,8±2,7 ppm. På de geofysiska kartorna framträder dessa intrusioner i samband med tyngdkraftsmaxima.

Den tidigsvekokarelska intrusionen vid Långtjärn är vanligen måttligt till relativt kraftigt folierad med en sammansättning från granit, via biotit-hornbländeförande granodiorit och tonalit, till kvartsdiorit. Metagraniten och metagranodioriten är vanligen medel- till grovt medelkorniga, grå till rödgrå och glest småporfyrisk. Metatonaliten är fint medelkornig och har hög halt av mörka mineral. En metadiorit tillhörande denna intrusion är värdbergarten till en mindre guldmineralisering sydost om Långtjärn. Metagraniten till metagranodioriten har en låg magnetisk susceptibilitet under 50×10^{-5} SI-enheter med undantag av en lokal i nordväst där den går upp till omkring 2000×10^{-5} SI-enheter. Denna ligger i en anomali som tyder på förhöjd magnetisering i berggrunden. I en häll med mineraliserade kvartsgångar på malmupplaget Långtjärn registrerades en kaliumanrikning (cirka 6,1 % enligt gammaspektrometri). Motsvarande kaliumanrikning har noterats vid en mineralisering vid Dobblonbäcken.

I södra delen av kartområdet, vid Smakarbrånan (0 c) söder om Storjuktan, påträffas en ljust grå, finkornig till fint medelkornig, småporfyrisk, svagt folierad metatonalit, som är fattig på mörka mineral. Denna är mycket homogen inom hela området och utgör norra delen av en rundad intrusion (Juktandomen), som framträder tydligt på den flygmagnetiska kartan som ett lågmagnetiskt område. Metatonaliten är finkornig till fint medelkornig med 0,5 till 2 mm stora strökorn av subhedral till euhedral, tillväxtzonerad plagioklas. Mängden mafiska mineral är vanligen lägre än 5 volymprocent och utgörs väsentligen av biotit och mindre mängder nålformad amfibol. Bergarten kan alltså benämnas leukotonalit eller trondhjemit. Accessoriskt uppträder titanit och sekundär epidot. Juktandomen är alltså petrografiskt och geokemiskt olik de övriga tidigsvekokarelska djupbergarter som påträffas i Storuman–Sorseleområdet. Metatonaliten är främst omgiven av metaargillit med relativt hög magnetisering. Kraftigt boudinerade och veckade gångar och mindre intrusiv av den ljusa metatonaliten förekommer också i de omgivande metasedimentära bergarterna. Geokemiskt karaktäriseras metatonaliten i Juktandomen av en mycket homogen sammansättning med höga alkalihalter och relativt hög SiO_2-halt på ca 71 viktprocent. Metatonalitens petrofysiska signatur är densamma som påträffats hos metadaciten strax nordväst om Juktandomen.

Arvidsjaursviten

Vid Gargovare (7j) förekommer en större intrusion med en relativt homogen, ljusröd, fint medelkornig till medelkornig, vanligen smått mikroklinporfyrisk granit. Graniten har en diffus parallellstruktur främst definierad av utdragna kvartsaggregat. Denna foliation sammanfaller på vissa platser med mikrosprickor och mikroskjuvzoner, läkta med kvarts, biotit, epidot och titanit. Graniten är intrusiv i Bureområdets ytbergarter och bedöms tillhöra den ca 1870 till 1880 miljoner år gamla Arvidsjaursviten. Granitoiderna i den senare är likåldriga med och petrologiskt delvis jämförbara med bergarterna i den s.k. pertitmonzonitsviten, som har sin huvudsakliga utbredning i norra till västra Norrbotten, och de två sviterna kan i kemiskt hänseende sammanföras till en grupp (Ahl m.fl. 2001). Gargovaregranitens magnetiska susceptibilitet är förhållandevis hög (1000–2000×10^{-5} SI-enheter), och gammaspektrometri visar relativt låga toriumhalter (cirka 13 ppm). Graniten förekommer i ett område med lokala förhöjningar i magnetisk totalintensitet.

Sensvekokarelska djupbergarter

Inom kartbladsområdet förekommer inga större sensvekokarelska intrusiv. På Skärfonäset (2 b) påträffas dock en grå, fint medelkornig granit, som är relativt fattig på mörka mineral. Hällytorna är ofta relativt kraftigt rostvittrade. Graniten uppvisar en svag, vanligen något vindlande, fluidalstruktur. I kontaktzonen till de omgivande bergarterna och i anslutning till assimilerade xenoliter av metagråvackan är graniten på många platser också biotitstrimmig. Ställvis förekommer mycket rikligt med fragment av mer eller mindre assimilerade metasedimentära bergarter. Graniten bedöms vara bildad i samband med regionalmetamorfosen, då ökad temperatur orsakade en rekristallisation och partiell uppsmältning samt mobilisering (magmabildning) av de metasedimentära bergarterna. På vissa platser förekommer successiva övergångar mellan rekristalliserad metagråvacka och granit.

Graniten innehåller också brottstycken av den angränsande tidigsvekokarelska metagranodioriten, vilket visar att den är yngre än denna. Stratigrafiskt bedöms den tillhöra de s.k. senorogena graniterna (Skellefte-Härnögranitsviten), som bildades under den svekokarelska orogenesens slutskede för ca 1830 till 1800 miljoner år sedan. Den stora sensvekokarelska intrusionen av biotit-muskovitgranit på norra delen av kartbladsområdet 23H Stensele har en U-Pb-monazitålder på 1809±8 miljoner år (Eliasson m.fl. 2001a).

Endast en lokal har besökts för bestämning av granitens petrofysiska egenskaper. Här är densiteten något över 2700 kg/m^3, och den magnetiska susceptibiliteten är låg ($<50\times10^{-5}$ SI). Halterna av kalium, uran och torium är omkring 2,5 %, 3 ppm och 10 ppm, värden som mycket liknar den angränsande metagranitoidens.

Sen- till postsvekokarelska djupbergarter

En stor del av urberget inom kartbladsområdet utgörs av mer eller mindre massformiga sen- till postsvekokarelska granitoider. Dessa delas in i två huvudtyper, dels Revsundssviten, dels den något yngre Sorselesviten. Granitoiderna i den förra är i allmänhet grå, medel- till grovkorniga och små- till grovporfyriska. Granitoiderna i Sorselesviten är normalt fint medelkorniga till medelkorniga, tydligt granulärt anhedrala (utan tydliga kristallytor) och relativt jämnkorniga.

Revsundssviten

Textur och kornstorlek varierar mycket hos granitoiderna i Revsundssviten, men de flesta varianterna är grå till rödgrå, medel- till grovkorniga och mikroklinporfyriska. Granit (monzogranit) dominerar men underordnat uppträder magmatiskt associerade mafiska bergarter som enklaver i granitsviten. Finkornig till fint medelkornig, ofta biotitfattig aplit till granit (leukogranit) förekommer på många platser i monzograniten som gångar eller som oregelbundet formade kroppar. Vid Getingberget (3 e) finns en grå, medelkornig, relativt biotitrik, ställvis glest och smått mikroklinporfyrisk granit. Intrusionen är odeformerad och bedöms tillhöra Revsundssviten.

Orientering av fältspatströkornen, bildad genom flytrörelser i magman, är på vissa platser väl utvecklad. Strökornen utgörs främst av 1 till 5 cm stora mikroklinpertitkristaller. Förutom de felsiska huvudmineralen innehåller granitoiderna vanligen biotit och ilmenit. Mineralen är i regel sub- till anhedrala med sammanvuxna korngränser. Amfibol är vanligt i vissa varianter, t.ex. i den grå, grovkorniga, grovporfyriska graniten i de sydöstra delarna av undersökningsområdet. Klorit är ställvis en frekvent senmagmatisk (deuterisk) omvandlingsprodukt av biotit. Allmänt förekommande accessoriska mineral är apatit, zirkon, titanit, monazit, allanit, thorit och xenotim. Revsundsgranitoiderna uppvisar lokalt täta, mikroklin-kvartsporfyriska avkylningskontakter (Gp på kartan) gentemot omgivande äldre bergarter.

Rundade, cm- till nästan m-stora, finkorniga till fint medelkorniga granitoida till gabbroida enklaver med små, glest utspridda kalifältspatströkorn förekommer på flera platser i Revsundsgranitoiderna inom hela kartbladsområdet. På t.ex. Granbergets (2 e) ostsluttning förekommer relativt rikligt med rundade till kantiga, upp till flera meter stora enklaver av finkorniga till medelkorniga, massformiga gabbroida bergarter. Enklaverna tolkas ha bildats ur inblandad mafisk magma.

Revsundsgranitoiderna intruderade väsentligen i slutskedet av den svekokarelska orogenesen, efter att jordskorpan stabiliserats, och deras tektoniska ställning är inom kartbladsområdet klart posttektonisk. De har mestadels bevarat sin magmatiska textur (isotrop eller magmatiskt folierad) och mineralogi, men kan i enstaka tektoniska zoner vara förskiffrade eller mylonitiserade och omvandlade. I många hällar och hällområden observerades hydrotermalt omvandlad och sekundärt rödfärgad granit i anslutning till sprickor och sprickzoner. Den magnetiska susceptibiliteten är vanligen högre i stråk med rödfärgad granit. Ett exempel är några lokaler på nordostsluttningen av Rågoliden (1 e) där rödfärgad granit påträffats med en magnetisk susceptibilitet av 1000–8000×10^{-5} SI-enheter. Dessa stråk av rödfärgad högmagnetisk granit ger därmed förklaringen till de spektakulära långsträckta magnetiska maxima som förekommer i området. Generellt har dock granitoiderna i Revsundssviten inom kartområdet lägre magnetiska susceptibiliteter, vanligen under 100×10^{-5} SI-enheter.

I diagram med den magnetiska susceptibiliteten som funktion av densiteten finns en komponent som visar att innehållet av paramagnetiska mineral står för en stor del av bidraget till den magnetiska susceptibiliteten (Henkel, 1991). Detta manifesterar sig i de södra centrala delarna av kartbladsområdet där en tyngdkraftsrygg stryker från Bureströkets ytbergarter i sydlig riktning. Studier av densitetsfördelningen i Revsundsgranitoiderna i området indikerar att denna anomali orsakas av den densitetsökning som följer med ökad halt av paramagnetiska mineral i granitoiderna. I kartområdet varierar densiteten inom sviten mellan ungefär 2600 och 2700 kg/m^3.

Resultaten från gammaspektrometri indikerar att kaliumhalten typiskt ligger mellan drygt 3 % och upp mot cirka 5,5 %, med toriumhalter mellan cirka 10 och 50 ppm. De lägsta kalium- och toriumhalterna återfinns i graniten vid Söresten (2–3 e), som har en karaktär som okulärt något skiljer sig från övriga granitoiderna i sviten. Uranhalten i Revsundssviten kan gå upp mot cirka 30 ppm, där det högsta värdet registrerats på stora lokala block i direkt anslutning till en markerad gammastrålningsanomali i den sydvästra delen av kartområdet vid Smilabäcken (0 b).

En U-Pb-datering av zirkoner från en grovkornig och grovporfyrisk monzogranit från södra delen av kartbladen 23H Stensele gav åldern 1805±8 miljoner år (Eliasson m.fl. 2001b). Bergarterna är alltså endast något yngre än den plastiskt deformerade sensvekokarelska graniten från norra delen av 23H Stensele. Detta visar att Revsundsgranitoiderna och de sensvekokarelska djupbergarterna är nästan likåldriga och att den plastiska deformationen i kartbladsområdet avklingat för ca 1805 till 1810 miljoner år sedan.

En U-Pb-datering av två prover av granit, som inom detta karteringsprojekt bedöms tillhöra Revsundssviten, gav en ålder på 1869±19 miljoner år (Skiöld 1988). Ett av dessa prov är från Skravelberget (5 c), det andra har tagits ca 2 km nordost om sjön Stor Dobblon (5 b). Graniten vid bägge dessa lokaler består av massformig, ljust grå, små- till grovporfyrisk monzogranit och utgör alltså delar av underlaget till Dobblongruppen. Petrografiskt och geokemiskt liknar denna de övriga monzograniterna i Revsundssviten (Bark & Claesson 2001). Däremot skiljer den sig markant från de granodioritiska till tonalitiska, i varierande grad folierade, tidigsvekokarelska djupbergarterna i regionen. Det är ej möjligt att inom detta projekts ram utröna huruvida dessa granitprover representerar en äldre Revsundsliknande granit eller om de analyserade zirkonkristallerna utgörs av äldre, ouppsmälta (restit)kristaller i en (verklig) Revsundsgranit.

Sorselesviten

Berggrunden inom kartbladsområdet 24H Sorsele NV domineras av posttektoniska, massformiga djupbergarter tillhörande den s.k. Sorselesviten. Denna består främst av grå till röd, medelkornig, biotit-hornbländeförande monzogranit. Kvartshalten är ofta låg och kvartsmonzonit och kvartssyenit förekommer i stora områden.

Petrofysiskt karaktäriseras majoriteten av granitoiderna och syenitoiderna inom Sorselesviten av relativt höga magnetiska susceptibiliteter, i regel 500–5000×10^{-5} SI-enheter. Där har den grå till rödgrå graniten till kvartsmonzoniten generellt höga magnetiska susceptibiliteter, medan den röda till rödgrå graniten ibland kan ha susceptibiliteter lägre än 200×10^{-5} SI-enheter. Inom Sorselesviten kan kvartsmonzoniten till kvartssyeniten särskiljas petrofysiskt genom generellt högre densitet (ca 2680–2720 kg/m^3) samt lågt torium- och uraninnehåll jämfört med de övriga granitoiderna. Graniten till kvartsmonzoniten (Bräntberg facies) karaktäriseras av högt toriuminnehåll.

Bergarterna inom Sorselesviten är något yngre än granitoiderna i Revsundssviten och Dobblongruppens ytbergarter och har tydliga, intrusiva avskärande kontaktrelationer mot dessa (t.ex. Högbom 1937, Einarsson 1979). På t.ex. södra delen av Skravelberget blottas en avkylningskontakt i Sorselegraniten mot Revsundsgraniten. Där minskar kornstorleken successivt mot kontakten och en fint medelkornig till finkornig mikroklinporfyrisk granit påträffas närmast kontakten. Större områden med sådan granitporfyrisk randfacies förekommer också norr och nordost om Giltjaure (4 b) (t.ex. Gavelin & Kulling 1955). En U-Pb-datering av zirkoner från en Sorselegranit från Stor Gidna (9 f) gav åldern 1791±22 miljoner år (Skiöld 1988).

Karaktäristiskt för bergarterna i Sorselesviten är en granulär, anhedral textur, dvs. de är relativt jämnkorniga med påtagligt sammanvuxna mineral med oregelbundna kristallytor. Plagioklaskornen är vanligen kraftigt sericit- och i varierande grad epidot-zoisitomvandlade (saussuritiserade) i de centrala delarna. Detta ger speciellt i den röda till gråröda varianten (Bräntberg facies) en typisk grönfärgning av plagioklasen. Texturellt utmärks bergarterna i Sorselesviten också av att kvarts och fältspat visar olika typer av sammanväxningar såsom myrmekit (kvarts och plagioklas) och antipertit (mikroklin i plagioklas). De mafiska mineralen, främst amfibol och biotit samt underordnat titanit, hematit, magnetit och ilmenit, förekommer ofta i små aggregat. Den förhållandevis finkorniga texturen samt enhetligt spridd kvarts gör att man i handstuff lätt kan underskatta mängden kvarts i Sorselesvitens bergarter.

Den röda till rödgrå, medel- till grovkorniga, småporfyriska granit (Tjålmberget facies), som finns i de norra centrala och centrala delarna av kartområdet är mineralogiskt och till viss del texturellt lik hornbländeförande graniter i Revsundssviten. Utmärkande är dock de orena fältspatströkornen, rika på inklusioner av biotit, hornblände och kvarts. Vidare är en omväxlande mantling mellan kalifältspat och plagioklas vanlig i strökornen. Granitoiderna i Revsundssviten karaktäriseras däremot av en tydligt uppdelad mineralogi med rundade, tidigt kristalliserade kvartskorn samt senare, relativt stora, anhedrala, avgjutande kvartsaggregat.

På Storberget (8–9 i) finns en mörkt grå till brungrå, fint medelkornig till grovt medelkornig, hornblände- och pyroxenförande kvartsmonzonit till kvartssyenit. På vissa platser är den glest småporfyrisk med 5 till 15 mm stora kalifältspatströkorn. I tunnslip syns karaktäristiskt hornbländemantlad klinopyroxen och även i vissa fall hornbländemantlad hematit. Ortopyroxen förekommer underordnat och då ofta med en mantel av klinopyroxen. Magmans torra karaktär medför nära nog ingen sericit- eller saussuritomvandling. I den grå kvartsmonzoniten på Guorbenåive (5 e) förekommer också hornbländemantlad hematit, men ingen pyroxen har påträffats.

En medelkornig gabbro till kvartsdiorit som är blottad på Fäbodberget (9 c) är relativt heterogen med varierande sammansättning och textur. Dess magnetiska susceptibilitet är ofta mycket hög. Ställvis påträffas mindre områden med ljus tonalit som har successiva övergångar mot gabbron.

ANOROGENA BERGARTER

Diabas

Den yngsta prekambriska bergarten är anorogen diabas. Den uppträder företrädesvis i dels ett nordöstligt, dels ett nordvästligt strykande gångsystem som klipper alla andra bergarter i urberget. Enligt Lindroos & Smellie (1979) har de 5 till 40 m breda gångarna vanligen grov ofitisk textur i de centrala delarna och finkorniga kylda kontakter mot sidoberget. Motsvarande gångar vid Storuman på kartbladen 23H Stensele består av titanaugit, plagioklas, olivin, titanomagnetit, biotit och apatit (Stålhös 1958). Kemiskt och mineralogiskt är diabasen lik de postjotniska, ca 1250 miljoner år gamla, alkalibasaltiska olivindiabaserna i den s.k. centralskandinaviska diabasgruppen (Gorbatschev m.fl. 1979, Greiling 1992). Gångarnas höga magnetisering ger upphov till karaktäristiska anomalier på magnetanomalikartan.

METAMORFOS OCH DEFORMATION I URBERGET

De svekofenniska ytbergarterna och tidig- till sensvekokarelska djupbergarterna är i varierande grad omvandlade och deformerade under den svekokarelska regionalmetamorfosen. Mineralparagenesen i metagråvackorna tillhörande den Bottniska gruppen indikerar låg- till medelhög metamorfosgrad från övre grönskiffer- till övre amfibolitfacies med åtföljande migmatitisering. Höggradig metamorfos förekommer endast i två mindre områden på Skärfonäset (2 b) och kring Lill-Harrträsket (2 d). Där är ytbergarterna i varierande grad omvandlade till ådergnejs och migmatit. Den i övrigt rådande relativt låggradiga metamorfa omvandlingen medför att de tidigsvekokarelska (premetamorfa) granodioritiska till tonalitiska intrusionerna i hög grad bevarat sin magmatiska mineralogi och textur. Mineralogiska undersökningar av metagråvackan, bl.a. förekomsten av en cordierit-andalusitparagenes och termobarometriska beräkningar på en granatförande tvåglimmergranit från det angränsande kartbladsområdet 23H Stensele indikerar att bergarterna utsatts för ett regionalmetamorft tryck på ca 3 kbar (Lundström 1998). Detta motsvarar trycket på ca 10 km djup i jordskorpan. Förekomst av andalusit indikerar att liknande tryckförhållanden också gällde i de södra delarna av 24H Sorsele. Temperaturförhållandena har dock skiftat relativt mycket på korta avstånd. Andalusitporfyroblasterna är deformerade och orienterade parallellt med huvudfoliationen, vilket visar att de är utbildade i ett relativt tidigt skede (pre- till synkinematiska).

I samband med regionalmetamorfosen blev ytbergarterna starkt deformerade och veckade. I området nordost om Skravelberget (5–6 c–e) framgår att ytbergarterna är isoklinalveckade kring subhorisontella veckaxlar med i stort sett vertikala nordväst till nord–syd strykande axialplan (Einarsson 1979).

I det postsvekokarelska skedet orsakade intrusionen av Revsundssvitens bergarter, förutom kontaktomvandling av de tidigare regionalt metamorfoserade sedimentära bergarterna, också plastisk deformation av dessa. Detta visar sig genom att den regionala trenden hos foliationen i ytbergarterna böjs av och blir parallell med kontakten mot Revsundsintrusionerna.

Deformationszoner

Om man undantar intrusionen av de postsvekokarelska diabaserna avslutades bildningen av urberget i Sorseleområdet i och med intrusionen och kristallisationen av Sorselegraniten. Efter detta skede höjdes och eroderades berggrunden. Följaktligen svalnade den övre delen av jordskorpan allt mer och spänningar som byggts upp avlastades i allt mer koncentrerade zoner, först i plastiska skjuvzoner, sedan genom mer eller mindre spröda brott i sprick- och krosszoner. Dessa tidigt anlagda skjuv- och sprickzoner kom helt naturligt att utgöra svaghetszoner i berggrunden och har reaktiverats vid flera tillfällen under den senare geologiska utvecklingen. Då rörelserna i de större och uthålliga deformationszonerna vanligen övergått från tidigt plastiska till senare spröda redovisas dessa företrädesvis som ospecificerade deformationszoner på kartorna.

I anslutning till sprickzoner och även enskilda sprickor är bergarterna ofta mer eller mindre omvandlade av vatten som rört sig i berggrunden. Utfällningar av hydroxider och oxider av järn medför att bergarterna ofta blir rödfärgade i närheten av sprickor och sprickzoner.

På magnetanomalikartorna framträder deformationszonerna i regel som smala, distinkta, lågmagnetiska stråk. Detta innebär att de är lättare att identifiera i områden med högre magnetisering. På kartor som visar data från elektromagnetiska mätningar (VLF) framträder emellertid de spröda deformationszonerna ganska tydligt, och dessa kan även märkas i en höjdmodell över kartområdet.

Företrädesvis förekommer två huvudriktningar för deformationszoner i urberget: ett system med nordvästlig riktning och ett med nordostlig. Ett antal mineraliseringar är rumsligt och genetiskt relaterade till deformationszoner (se nedan). Det bör noteras att graden av penetrativ, äldre förskiffring generellt är mycket hög i metaargilliten, och stråken med denna bergart är vanligen reaktiverade av senare plastiska och spröda skjuvzoner.

AUTOKTON SEDIMENTÄR PÅLAGRING

Längs västra kanten av kartbladsområdet överlagras urberget av sedimentära bergarter, som befinner sig på den plats där de ursprungligen bildades (autoktona). Dessa autoktona sedimentära pålagringsbergarter inom kartbladsområdet tillhör Laisvallgruppen som består av Såvvovareformationen (Willdén 1980), även kallad Laisbergsandstenen (Kulling 1942), Grammajukkuformationen och den överlagrande alunskifferformationen. Ursprungligen avsattes Laisvallgruppen på en kraftigt nederoderad och utplanad urbergsyta vilken i det nuvarande höjdläget stupar lugnt och regelbundet med ca 0,6 till 1,7 grader in under fjällberggrunden (Greiling m.fl. 1999b). Såvvovareformationen är blottad på Jipmokbergets östsluttning. Där exponeras ett basalkonglomerat och en ljust grå till vit sandsten med dm- till m-tjocka korsskiktade bäddar. Högre upp i stratigrafin finns också siltstenslager med spårfossil.

Längre åt norr saknas Såvvovareformationen, och Grammajukkuformationen ligger därför direkt på urberget. Grammajukkuformationen börjar med ett tunt konglomerat för att övergå till grå eller mörkt grå till mörkt brun slamsten, siltsten och sandsten (Willdén 1980). Spårfossil finns rikligt, och underkambriska trilobiter har påträffats på en lokal (3 a) i denna formation. Där förekommer bl.a. *Ellipsocephalus cf. gripi, Holmia sp.* och *Strenuaeva sp.*, vilket motsvarar trilobitfaunan i Grammajukkuformationen i Laisvall (Ahlberg 1985). Laisvallgruppen överlagras av alunskifferformationen som består av svarta ler- och alunskiffrar. Dessa består främst av lermineral med varierande halter av kvarts eller karbonater, sulfider (främst pyrit) och organiskt material. Stratigrafiskt är alunskifferformationen i Sverige av mellankambrisk till, lokalt, tidigordovicisk ålder (Andersson m.fl. 1985).

FJÄLLBERGGRUND

Den kaledoniska fjällberggrundens östra rand (fjällranden) påträffas längs västra kanten av kartbladsområdet. Fjällberggrunden uppbyggs i huvudsak av tektoniskt förflyttade (allokton) bergarter som vilar på en tunn zon med autoktona sedimentära bergarter. I Skandinavien utgörs övervägande delen av fjällberggrunden av alloktona bergartskomplex (skollor), vilka under den kaledoniska orogenesen genom storskaliga överskjutningar transporterats åt öster eller sydöst upp på den svagt undulerande fennoskandiska urbergsytan. Fjällberggrunden delas in i de tektonostratigrafiska enheterna undre, mellersta, övre och översta skollberggrunden (Kulling 1972, Gee m.fl. 1985). En mer detaljerad beskrivning av den kaledoniska fjällberggrunden har presenterats för det närliggande kartbladet 23G Dikanäs NO (Greiling m.fl. 1999b). Fjällranden är väl blottad i Vindelälvens stora U-dal (8–9 a–b) och i Jipmokberget (1 b) på södra sidan av Storjuktan. Mellan de stora dalgångarna är både den autoktona lagerföljden och den undre skollberggrunden dåligt blottade. Däremot är mellersta skollberggrundens bergarter vanligen väl blottade. Deras östra rand bildar tydliga branter söder om Storjuktan, väster om Jiltjaur (3–4 a) och på bägge sidor om Vindelälven. Även övre skollberggrundens östra rand bildar en mindre brant vid kartområdets västgräns (7–8 a).

Inom kartområdets södra del (0–5 a–b) kunde gränsen mellan urbergets kristallina bergarter och de autoktona, sedimentära bergarterna bestämmas med hjälp av geofysisk information (VLF och slingram). På radiometriska anomalikartor kan alunskifferformationen p.g.a. sin relativt höga U-halt (Andersson m.fl. 1985) skiljas från den underliggande, icke-radioaktiva Laisvallgruppen. Även magnetanomalikartan är värdefull vid tolkningen av utbredningen av fjällberggrunden. Särskilt de sen- till postkaledoniska förkastningarna i kartområdets norra del (7–9 a–b) framträder tydligt på denna karta.

Undre skollberggrunden (allokton)

Den undre skollberggrunden utgörs av mindre skollor bestående av Risbäcksgruppen, Sjoutälvsgruppen med Långmarkbergs- och Gärdsjöformationen samt Tåsjögruppen med Fjällbrännaformationen (Gee m.fl. 1974, 1978). Risbäcksgruppens sedimentbergarter är jämförbara med dem i typområdet längre mot sydväst (Kumpulainen 1982, Zachrisson 1997). I det aktuella kartområdet förekommer bara två mindre enheter med rödaktiga arkoser, söder och väster om Jipmokberget (1–2 a). Tilliter tillhörande den överliggande Långmarkbergsformationen finns bara norr om Östra Gäddträsket (1 a) men är mera allmänna mot väster (Febbroni 1997). Den överlagrande Gärdsjöformationen utgörs av massiva bäddar med ljust grå kvartsit som växellagrar med oregelbundna tunna skikt av slamsten. Kvartsiten består till mer än 90 % av kvarts med underordnad mängd av fältspat, detritisk glimmer, lermineral och klorit. Upp mot toppen i formationen uppträder kvartsiten i rättvänt graderade bäddar. Den överlagrande Fjällbrännaformationen byggs upp av svart slamsten och alunskiffer, bestående av lermineral med varierande halter av kvarts eller karbonater, sulfider (främst pyrit) och organiskt material.

Strukturellt representeras den undre skollberggrunden av Blaikskollans komplex (Kulling 1942) och har indelats i ett flertal överskjutningssystem (Zachrisson & Greiling 1993, 1996). Norr om Storuman är den undre skollberggrunden uppbyggd av en duplex, som täcker även delar av kartbladsområdena 23G Dikanäs, 23H Stensele och 24G Umnäs. I det aktuella kartområdet sträcker den sig från sydvästra hörnet till Jipmokbergets (1 a) sydsida och fortsätter västerut till Flakaträskområdet (24G Umnäs). Där kallades den för Flakaträsk duplex (Febbroni 1997). Norr om Flakaträskduplexen finns bara mindre, isolerade linser av undre skollberggrund vid fjällranden norr om Jiltjaur (5 a), norr om Biriberget (7 a–b), väster om Saxnäs (8 a–b) och på bägge sidor om Vindelälven (9 a–b). Linsen väster om Saxnäs begränsas mot söder av en västnordvästligt (120˚) strykande förkastning, som är nästan parallell med skolltransporten och tolkas som en 'hanging wall drop fault' (Butler 1982).

Den strukturella och metamorfa utvecklingen omfattar en tidig deformationsfas med småskalig, isoklinal dragveckning och utveckling av en penetrativ foliation i inkompetenta bergarter samtidigt med låggradig metamorfos med rekristallisation av illit (Greiling 1985). Efterföljande deformation relateras till de storskaliga överskjutningarna åt ostsydost och imbrikationen av delskollor. Som framgår av kartan förekommer ett flertal mindre överskjutningsplan inom den undre skollberggrunden.

Mellersta skollberggrunden (allokton)

Mellersta skollberggrunden representeras av Stalonskollan (Kulling 1942), som kan följas från typområdet i söder till det aktuella kartområdet och även längre norrut. Skollan ligger vanligtvis mellan undre och övre skollberggrunden. I kartområdet 24 H Sorsele ligger mellersta skollberggrunden även direkt på de autoktona bergarterna eftersom den undre skollberggrunden här saknas på många ställen. Litologiskt kan den mellersta skollberggrunden indelas i kristallina, pre-kaledoniska urbergsbergarter och främst psammitiska, metasedimentära sekvenser.

De kristallina bergarterna består av folierade, gnejsiga granitoider. De påträffas endast som mindre skivor väster om Jipmokberget (2 a) och väster och nordväst om övre Låktaträsket (7–8 a). Vid de senare platserna är de imbrikerade tillsammans med glimmerskiffer och gnejser av den övre skollberggrunden, förmodligen p.g.a. reversa förkastningar som repeterar tidigare skollgränser (se Zachrisson & Greiling 1993).

Den överliggande, metasedimentära sekvensen består av grovkorniga metaarkoser med underordnade inlagringar av metapelit. Grovkornigt, polymikt metakonglomerat förekommer som enstaka linser vid eller nära basen på sedimentsekvensen (1 a, 5 a). Litologiskt kan sedimentsekvensen jämföras med Risbäcksgruppen i undre skollberggrunden. Den mellersta skollberggrunden skiljer sig dock från den undre genom högre metamorfosgrad (grönskiffer- mot sub-grönskifferfacies), starkare deformation och genom bollarnas sammansättning i konglomeraten (se beskrivning till 23G Dikanäs NV eller SV).

En tidig deformation i den mellersta skollberggrunden ledde till isoklinala veck med intensiv förskiffring. I samband med skolltransporten skedde en ytterligare veckning och mylonitisering i skjuvzoner. Metamorfosen ledde före skolltransporten till bildning av muskovit, biotit och, sällsynt, granat, som pekar på tryck av ca 4 kbar och temperaturer på ca 500 ˚C. Under skolltransporten och mylonitiseringen skedde en retrograd omvandling varvid muskovit, klorit och grön biotit bildades.

Övre skollberggrunden (allokton)

Övre skollberggrunden är endast representerad med sin undre del, Seveskollan. I kartområdet finns bara en mindre förekomst vid västra randen (7–8 a). Den består av muskovitdominerad glimmerskiffer med övergångar till mera kvartsrika, psammitiska bergarter. Dessa tillhör Dikanässkiffrarna i Seveskollans östra skiffer- och amfibolitbälte enligt Trouw (1973). Se beskrivningen till kartblad 23G Dikanäs NV för mer detaljerad information.

Sena förkastningar

En nordostligt till sydvästligt orienterad förkastning berör fjällranden på bägge sidor om Vindelälven (7–9 a–b). Denna förkastning skär över de kaledoniska överskjutningarna och är därför yngre än de kaledoniska rörelserna i mellan- till sensilurisk tid. Som framgår av kartbilden stupar förkastningen brant mot nordväst, och den nordvästra sidan har rört sig nedåt (normalförkastning). Parallellt med Vindelälven finns en förkastning i nordväst- till sydostlig riktning (9 a), som även den skär över de kaledoniska överskjutningarna på det angränsande kartbladet 25G Ammarnäs.

NATURRESURSER

Mineraliseringar

Berggrunden inom kartområdet innehåller flera mineraliseringar av olika typer vilka hittats i samband med relativt omfattande prospektering efter bas-, legerings- och ädelmetaller. Under slutet av 1970-talet bedrevs också en omfattande uranprospektering.

Basmetaller

En Zn±Pb±Ag-mineralisering i argillitisk metagråvacka undersöks för närvarande av Scan Mining AB. Mineraliseringen ligger i kontaktzonen till metaleukotonaliten (Juktandomen) vid Ersmarksberget (0 c) söder om Storjuktan. Den utgörs av en sprickmineralisering och en svag dissemination i sidoberget. Mineraliseringen är knuten till en tektonisk zon, som klipper alla synsedimentära och regionalmetamorfa strukturer. Sprickmineraliseringarna består av 1 till 10 mm breda sprickor läkta med främst zinkblände, blyglans och kalcit. Enligt bolagets pressinformation anges uppborrad och känd malm till 2,97 miljoner ton med 1,77 % Zn.

Guldmineraliseringar

I södra delen av zinkmineraliseringen vid Ersmarksberget finns en guldmineralisering, som ligger i anslutning till zinkmalmen. Enligt Scan Mining AB förekommer guldet gediget tillsammans med mindre mängder arsenikkis i ett system av kvartsgångar.

I området med metasedimentära bergarter vid Långtjärnen-Kyrkviken (4 b), 3 km nordost om Jiltjaur, finns en guldmineralisering i anslutning till en mindre dioritintrusion. Berggrunden i området består av finkornig metagråvacka, som växellagrar med grafit-magnetkisförande metaargillit. Dioritintrusionen som är ca 400 m lång och 50 till 200 m bred, består av en grovkornig och en finkornig variant (Theolin 1988a). Guldmineraliseringen påträffas i ett flertal arsenikkisförande kvartsgångar och omvandlingszoner i dioriten och i angränsande omvandlade metasedimentära bergarter. I omvandlingszonerna är dioriten i varierande grad kloritepidotomvandlad, silicifierad och sericitiserad (Theolin 1988a). Öster om Långtjärnen, 800–900 m norr om mineraliseringen i dioriten, finns en mindre guldmineralisering i arsenikkisförande kvartsgångar och omvandlingszoner i de metasedimentära bergarterna (Einarsson & Triumf 1983). I anslutning till den östra granitkontakten förekommer också något zinkblände och blyglans i kvartskörtlar eller som mycket tunna sprickmineraliseringar. På Storliden (3 c) finns arsenikkisförande block och hällar med förhöjda guldhalter (Theolin 1988b). Mineraliseringen på Storliden liknar den vid Långtjärnen-Kyrkviken och är knuten till kontaktzonen mellan dioritintrusioner och omgivande metasedimentära bergarter.

Vid Dobblonbäcken (5 b) finns en sedan 1930-talet känd, mindre guldmineralisering (Högbom 1937). Denna uppträder i en sericitomvandlad, heterogen granitoid, som är impregnerad med arsenikkis och små mängder zinkblände, blyglans och kopparkis (Einarsson 1985b). Granitoiden beskrivs som finkornig till medelkornig och svagt småporfyrisk och antas tillhöra den tidigsvekokarelska Långträskintrusionen. En viss svag, sekundär impregnation av guld förekommer också i det överlagrande övre konglomeratet i Björnknösenformationen i Dobblongruppen. En översiktlig undersökning av guldpotentialen i de basala delarna av Dobblongruppens oligomikta bottenkonglomerat visade också förhöjningar av guld i samlingsanalyser i ett antal borrkärnor (Einarsson 1985a).

På Norr-Sergbergets (4 e) sydostsluttning påträffades under fältarbetet 2000 en körtel med massiv arsenikkis. En kemisk analys gav en guldhalt på 2,8 ppm. Inga ytterligare undersökningar inom detta projekts ram har genomförts i anslutning till fyndet.

Uranmineraliseringar

Under 1970-talet identifierades ett antal uranmineraliseringar i kartbladsområdet. Detaljprospektering med borrningar genomfördes vid fem av dessa: Dobblon (5 b), Brånaberget (5 c), Gipperträsket (5 c), Rabbnaträsket (6 b) och Arresåive (6 i–j). Den största och noggrannast undersökta är mineraliseringen benämnd Dobblon (5 b) (Lindroos 1979a, Lindroos & Smellie 1979). Den uppträder i de understa enheterna av Dobblongruppen som en stratabunden uranmineralisering av impregnationstyp. Mineraliseringen är främst knuten till horisonter med litofysförande ryolit i Björnknösenformationen. Uran har fällts ut som pechblände och komplexa urantitanater i form av en finkornig impregnation och som sprickfyllnader i 1–10 m mäktiga zoner i ignimbriten. I stort har ignimbriten en uranhalt på 200–300 ppm, med lokala koncentrationer upp till 3000 ppm.

Fyndigheten vid Brånaberget (5 c) är en mindre, epigenetisk uranmineralisering i en nordnordvästligt strykande krosszon som klipper Bottniska gruppens metagråvacka (Lindroos 1979b). Zonen ligger i anslutning till och är i stort sett parallell med kontakten mot Revsundsgraniten i väster. Undersökningar visade att fyndigheten var ointressant ur ekonomisk synpunkt (Lindroos 1979b). Mineraliseringen vid Arresåive är en mycket liten sprickbunden, epigenetisk mineralisering i felsisk vulkanit, som också bedömdes ekonomiskt ointressant (Lindroos 1981). Vid Rabnaträsket (6b) förekommer en obetydlig uranmineralisering i en liten, avlång ryolitribba omgiven av Sorselegranit (Lindroos 1980). Det bör noteras att de ost–västliga magnetiska strukturerna i området åt öster ej är relaterade till rester av vulkanit i Sorselegranit. Mineraliseringen ligger inom en sericitomvandlad zon i anslutning till en nordväst–sydostlig sprickzon.

Legeringsmetaller

Söder om Storjuktan vid Smilabäcken (0 b) finns en mindre volframmineralisering (benämnd Stabburbäcken i Triumf m.fl. 1984) i greisenomvandlade zoner i Revsundsgranit (greisen = hydrotermalt omvandlad granit bestående av främst kvarts och ljus glimmer). Omvandlingszonerna ligger i anslutning till sprickor i granitens randzon mot metadaciten i norr. Zonerna stryker ungefär öst–väst och stupar ca 70˚ mot söder (Triumf m.fl. 1984). Liksom på Stenmyrberget i kartområdet 23H Stensele NV är omvandlingszonerna knutna till tunna sprickor utan någon central kvartsgång.

Krossberg och natursten

På Osaberget (6 e) finns en bergtäkt i grå, kvarts-fältspatporfyrisk ryolit. Materialet används till vägmaterial. I en bergtäkt vid Svartliden (4 g) 4 km öster om Sorsele bryts metaandesit för att användas till vägbyggnadsmaterial. Ett nedlagt stenbrott för byggnadssten finns i grå Sorselegranit vid Örnäsudden (5 e). Vid Stor-Dalsmyran (2 g) finns en vilande bergtäkt i porfyrisk granit tillhörande Revsundssviten.

LITTERATUR

Ahl, M., Bergman, S., Bergström, U., Eliasson, T., Ripa, M. & Weihed, P., 2001: Geochemical classification of plutonic rocks in central and northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 106,* 82 s.

Ahlberg, P., 1985: Lower Cambrian trilobite faunas from the Scandinavian Caledonides. *I* D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonide orogen – Scandinavia and related areas,* 339–346. John Wiley & Sons, Chichester.

Allen, R., Weihed, P. & Svensson S.-Å., 1997: Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulphide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden. *Economic Geology 91,* 1022–1053.

Andersson, A., Dahlman, B., Gee, D.G. & Snäll, S., 1985: The Scandinavian alum shales. *Sveriges geologiska undersökning Ca 56,* 50 s.

Bark, G. & Claesson, L., 2001: Geochemisty of ignimbrites and granites in the Dobblon area, northern Sweden. *Geovetarcentrum, Göteborgs universitet Publikation B261,* 25 s.

Bergström, U. & Triumf, C.-A., 2002a: Berggrundskartan 24I Storavan NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 156.*

Bergström, U. & Triumf, C.-A., 2002b: Berggrundskartan 24I Storavan SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 157.*

Butler, R.W.H., 1982: The terminology of structures in thrust belts, *Journal of Structural Geology 4,* 239–245.

Einarsson, Ö., 1979: Den prekambriska berggrunden i Dobblonområdet Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning C 748,* 123 s.

Einarsson, U. & Triumf, C.-A., 1983: Projekt Långtjärn. Rapport över utförda prospekteringsarbeten 1983. *Sveriges Geologiska AB PRAP 83100,* 30 s.

Einarsson, U., 1985a: En översiktlig undersökning av guldpotentialen i bottenkonglomeratet i Dobblon. *Sveriges Geologiska AB PRAP 85031,* 11 s.

Einarsson, U., 1985b: Projekt Dobblonbäcken. Borrning 1984–85. *Sveriges Geologiska AB PRAP 85068,* 11 s.

Eliasson T., Greiling, R.O., Sträng, T. & Triumf, C.-A., 2001a: Berggrundskartan 23H Stensele NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 126.*

Eliasson T., Greiling, R.O., Sträng, T. & Triumf, C.-A., 2001b: Berggrundskartan 23H Stensele SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 128.*

Febbroni, S. 1997: Rilevamento geologico e dei valori della suscettività magnetica nelle Caledonidi della Lapponia svedese. *AZ Marmi 131,* 50 s.

Gavelin, S. & Kulling, O., 1955: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 37,* 296 s.

Gee, D.G., Karis, L., Kumpulainen, R. & Thelander, T., 1974: A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jämtland, southern Västerbotten, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96,* 389–397.

Gee, D.G., Kumpulainen, R. & Thelander, T., 1978: The Tåsjö décollement, central Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C 742,* 35 s.

Gee, D.G., Kumpulainen, R., Roberts, D., Stephens, M.B., Thon, A. & Zachrisson, E., 1985: De skandinaviska Kaledoniderna. Tektono-stratigrafisk karta, 1:2 milj. *Sveriges geologiska undersökning Ba 36.*

Gorbatschev, R., Solyom, Z. & Johansson, I., 1979: The central Scandinavian dolerite group in Jämtland, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101,* 177–190.

Greiling, R.O., 1985: Strukturelle und metamorphe Entwicklung an der Basis grosser, weittransportierter Deckeneinheiten am Beispiel des Mittleren Allochthons in den zentralen Skandinavischen Kaledoniden (Stalon-Deckenkomplex in Västerbotten, Schweden). *Geotektonische Forschungen 69,* 129 s.

Greiling, R.O., 1992: Geochemical analyses from the central Scandinavian dolerite group in Västerbotten. Unpublished PM, *Sveriges geologiska undersökning BRAP 92011,* 8 s.

Greiling, R.O., Zachrisson, E., Thelander, T. & Sträng, T., 1999b: Berggrundskartan 23G Dikanäs NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 124.*

Henkel, H., 1991. Petrophysical properties (density and magnetization) of rocks from the northern part of the Baltic Shield. *Tectonophysics 192,* 1–19.

Högbom, A.,1937: Skelleftefältet med angränsande delar av Västerbottens och Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning C 329* ,122 s.

Kautsky, G., 1957: Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Nordschweden. *Sveriges geologiska undersökning C 543,* 65 s.

Kulling, O., 1942: Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. *Sveriges geologiska undersökning C 445,* 320 s.

Kulling, O., 1972: The Swedish Caledonides. *I* L.U. de Sitter, (red.): *Scandinavian Caledonides,* 149–285. Wiley Interscience.

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 28,* 60 s.

Lindroos, H., 1979a: Översiktlig geologi och malmberäkning av uranfyndigheten Duobblon. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 79047,* 19 s.

Lindroos, H., 1979b: Geologisk beskrivning av uranfyndigheten Brånaberget. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 79503,* 14 s.

Lindroos, H., 1980: Uranfyndigheten Rabnatträsket. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 80062,* 18 s.

Lindroos, H., 1981: Uranfyndigheten Arresåive. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 80078,* 25 s.

Lindroos, H. & Smellie, J.A.T., 1979: A stratabound uranium occurrence within middle Precambrian ignimbrites at Duobblon, northern Sweden. *Economic Geology, 74,* 1118–1130.

Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid.* 2.a uppl. Studentlitteratur, 591 s.

Lundqvist, T: 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,* 343–252.

Lundström, H., 1998: Metasedimentary rocks in the district of Storuman, Västerbotten; geochemistry, petrography and geothermobarometry. *Geovetarcentrum, Göteborgs universitet Publikation B163,* 43 s.

Nisca, D., 1985. Regionalgeofysisk tolkning. Kartblad 24 H Sorsele. *Sveriges Geologiska AB PRAP 85110,* Bilaga 1.

Nisca, D.H. & Svensson, T., 1986: Tektonisk tolkning samt avgränsning av målområden för guldprospektering 24 H Sorsele SV och NV. *Sveriges Geologiska AB PRAP 86 011,* 39 s.

Offerberg, J., 1959: Rocks and stratigraphy of the Ledfat area, Västerbotten county, northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 564,* 1–45.

Olsson, O., 1980: Preliminär tolkning av flyggeofysiska mätningar över 24H Sorsele södra bladen. *Sveriges geologiska undersökning FRAP 80425; FM 8025,* 5 s.

Perdahl, J.-A. & Einarsson, Ö., 1994: The marine-continental transition of the Early Proterozoic Skellefte-Arvidsjaur volcanic arc in the Bure area, northern Sweden. *GFF 116,* 133–138.

Perdahl, J.-A. & Frietsch, R., 1993: Petrochemical and petrological characteristics of 1.9 Ga old volcanics in northern Sweden. *Precambrian Research 64,* 239–252.

Skiöld, T., 1988: Implications of new U-Pb zircon chronology to early Proterozoic crustal accretion in northern Sweden. *Precambrian Research 38,* 147–164.

Skiöld, T., Öhlander, B., Markkula, H., Widenfalk, L. & Claesson, L.-Å., 1993: Chronology of Proterozoic orogenic processes at the Archaean continental margin in northern Sweden. *Precambrian Research 64,* 225–238.

Stålhös, G., 1958: En bäddformig jotnisk diabas i norra Västerbotten. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 80,* 55–58.

Theolin, T., 1988a: Långtjärn-Kyrkviken diamantborrning 1988. *Sveriges Geologiska AB PRAP 88041,* 13 s.

Theolin, T., 1988b: Storliden. Fältarbeten 1987. *Sveriges Geologiska AB PRAP 88012,* 8 s.

Triumf, C.-A., Einarsson, Ö., & Einarsson, U., 1984: Projekt Stabburbäcken. Rapport över utförda prospekteringsarbeten 1983. *Sveriges Geologiska AB PRAP 84063,* 34 s.

Trouw, R.A.J., 1973: Structural geology of the Marsfjällen area, Caledonides of Västerbotten, Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 689,* 155 s.

Willdén, M.Y., 1980: Paleoenvironment of the autochthonous sedimentary rock sequence at Laisvall, Swedish Caledonides. *Stockholm Contributions in Geology 33,* 100 s.

Zachrisson, E., 1997: Berggrundskartorna 22F Risbäck, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 102–105.*

Zachrisson, E. & Greiling, R.O., 1993: Berggrundskartorna 23F Fatmomakke NO och SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 77–78.*

Zachrisson, E. & Greiling, R.O., 1996: Berggrundskartan 22 G Vilhelmina NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 84.*