

Metavulkaniter

Dacitiska och andesitiska metavulkaniter förekommer runt Locknesjön (18F NV, 6 a–b). Metavulkaniterna utpträder i en bandad sekvens, men bergarterna är kraftigt påverkade av senare skjufdeformation och den primära bandningen finns därför bevarad. Inne heter har några primära strukturer observerats. Metadaciten är vanligen kvarts-fältspatsporfyrisk eller fältspatsporfyrisk. Metaandesiten är vanligen homogent eller har spridda plagioklasmegakryster. Epidotförändre sprickor är vanliga.

Lokalt förekommer en hornbländeporfyrisk basisk bergart. Den är grön-mörkgrön och finkornig med amfibolit metalmassa samt rikigt med runda hornbländeporfyrblåsar. Ursprungt till dessa gångar är inte fastlagd, men en trolig tolkning är att de utgör basiska lagergångar.

Metavulkaniterna ger upphov till positiva magnetiska anomalier. Susceptibilitetsvärdena på håll varierar starkt, vanligen mellan 30 och 10000x10⁻⁷ SI-enheter.

Tidigogena graniter
De tidigogena granitiderna i området kan delas in i tre huvudgrupper. Den första typen utgörs av ljus granit med rikligt av helt eller delvis upplösta silor och bitar av metasedimentära bergarter. I vissa delar av graniten uppträder rikigt med granater. Bergarten är som namnet för denna kartering daterad med U-Pb på monazit i två lokaler. Resultatet har givit 1871±5 miljoner år respektive 1861±6 miljoner år. Kallumhalterna varierar mellan 3,4 och 5,3 % och toriumhalten mellan 9 och 26 ppm, lokalt upp till 40 ppm. Dessa toriumhalter är jämförbara med kända senogena graniter (Lundström & Antal 1996). Uranhalten varierar normalt mellan 1,5 och 7,6 ppm men ställvis har halter upp till 14,2 ppm mätts. Graniterna har låg susceptibilitet och en densitet mellan 2600 och 2647 kg/m ³ . Den andra typen utgörs av lokalt ögonblotande granodiorit. Xenoliter av metasedimentära bergarter och äldre basiska intrusioner förekommer rikigt. Datering av granodioriten inom ramen för denna kartering har, med U-Pb på monazit, gett 1854±6 miljoner år. Granodioriten har något högre densitet än graniten, ca 2690–2724 kg/m ³ . Kallumhalten varierar mellan 3,1 och 3,6 %, uranhalten mellan 2,5 och 6,2 ppm och toriumhalten mellan 19 och 15,5 ppm. I den sydvästra delen av kartbladsområdet 18F NV förekommer den tredje typen som utgörs av granodiorit till tonali. Även denna granitoid innehåller xenoliter av metasedimentär bergart, om än sparsamt. Denna granodiorit har låg susceptibilitet och en densitet mellan 2724 och 2744 kg/m ³ . Den bedöms ha ett djupläge mellan 1 och 2 km. Kallumhalten ligger mellan 2,7 och 3,5 %, uranhalten mellan 2,9 och 3,1 ppm och toriumhalten mellan 10 och 13 ppm. De tre granitiderna visar mycket svaga tecken på regional deformation. En svag foliation eller stängfågel förekommer lokalt.
Pegmatitgranit
Några mindre områden bestående av pegmatitgranit har bedömts som senogena intrusioner. Inga dateringar finns utan denna bedömning grundar sig på jämförelser med andra områden i mellersta Norrland. Bergarten är vit, massformig och grov, med vanligtvis låg glimmehalt. Lokalt är den turmalinrikad. Strukturella karakteristika saknas i bergarten. Pegmatitgraniten har varierande gammastrållningsegenskaper. Kallumhalten varierar från 1,7 till 4,8 %, uranhalten från 0,5 till 26 ppm och toriumhalten från 0 till 25 ppm. Densiteten är låg och varierar mellan 2596 och 2663 kg/m ³ . Den bildar därigenom ett regionala tyngdkraftsunderskottet inom området.
Sen- till postogena granit
Sen- till postogena granit (Revsundgranit) dominerar kartbilden på 18F NV och de västra delarna av kartingsområdet Bräcke NO. Kontakten i öster sammanfaller delvis med en plastisk skjuvzon och ett senare, sprödrtektoniskt lineament, bägge med nordvästlig riktning. Bergarten är huvudsakligen granitisk, till granodioritisk, men även tonalitisk till förekommer. Den är mycket rik på stora kallfältspatspår. Öppna är varierande form och storlek. Färgen är normalt sett ljusgrå men i ett mindre område i söder är färgen ljuslöd. Vid påverkan av sprödf deformation och strömmande lösningar kan bergarten lokalt omvandlas kraftigt och helt förlora sitt ursprungliga utseende. Begreppet Revsundgranit har på senare år varit föremål för en intensiv debatt sedan nya åldersbestämningar av deformation (U-Pb på titanit), lokaliserad till graniten, har gett 1816 miljoner år (Högdahl & Sjöström 1999). Det visar att graniten, eller delar av den, kan vara betydligt äldre än vad som tidigare varit känt. Det har också inneburit att definitionen av Revsundgranit som postogena granit ifrågasatts. För närvarande saknas tillräckligt starka bevis för att klassificera graniten i kartingsområdet som annat än sen- till postogena granit (se tidigare kartering i Lundegårdh m. fl. 1964). I den sydöstra delen av kartingsområdet 18F NO, 5 g–j) finns ett mindre område bestående av en sent fraktionerad sen- till postogena granit, Gröttinggranit. Den är normalt sett rik på röda kallfältspatsögon, vilka vanligen är mindre och rundare än i grå Revsundgranit. Mer ojämnkorniga varianter förekommer också. Gröttinggraniten är generellt sett mer kvartirik än den grå Revsundgraniten. Den grå Revsundgraniten har genomgående låg susceptibilitet och syns inte på den magnetiska anomalkartan. Delar av Gröttinggraniten kan ha högre susceptibilitetsvärden; 100–800x10 ⁻⁷ SI-enheter. Densiteten är låg (2620–2680 kg/m ³) vilket innebär att de framstår som ett massunderskott på tyngdkraftskartan. Revsundgranit med granodiorit till tonalitisk sammansättning, i.e. mellan Revsundsjön och Börjesjön (18F NV, 7 e–f), har dock något högre densitet (2709–2720 kg/m ³).
Toriumhaltena varierar generellt mellan 6 och 28 ppm och uranhalten mellan 0,6 och 6 ppm. Inom och i närheten av områden påverkade av skjuvzoner kan toriumhalten lokalt uppgå till 49 ppm och uranhalten till 8 ppm. Förhöjda toriumhalter (upp till 50 ppm) har också observerats i Gröttinggraniten (18F NO, 5 g–j) samt inom ett område söder om Sundsjön (18F NV, 6 d).

Mårdsjömassivet
Mårdsjömassivet är beläget i nordöstra hörnet av kartbladsområdet Häggenäs SO. Det är tidigare beskrivet av bl.a. Anderson (1997) och Kornfält (1997) och utgör ett satellitmassiv till den större Ragunda-bältollens ringintrusioner. Massivet har en ålder av 1524±3 miljoner år (Anderson 1997). Huvudbergart är en finkornig till medelkornig gabbro till monzogabbro, som vanligen uppvisar bildningsstrukturer med en granit. Strukturerna utgörs i.e. av "backveining" med granitådror som genomfår gabbron. Granit-ådrorna är vanligen porfyriska med rapakvitextur. Bildningsstrukturer av de slag som förekommer inom Mårdsjömassivet uppstår när en snar och en basisk magna samtidigt befinner sig i smält läge. Lokala ansamlingar av tunnare plagioklaskestilar förekommer också inom de gabbroda delarna av massivet. Ett mindre område utgörs av leukogabbro. De sura delarna av massivet består av röd, medelkornig granit eller syenit med en ojämnkornig till porfyrisk textur. Vanligen är de massformiga men de kan lokalt uppvisa en stark gnejssighet. Denna struktur tolkas som en senare skjufdeformation vilken zovis har påverkat området. Hybridbergarter av olika sammansättning, vanligen monzont till monzoidit eller monzogabbro, är också vanligt förekommande. De har uppkommit när smältla faser med olika kemisk sammansättning har blandat sig fullständigt. I ett mindre område i södra delen av kartbladsområdet Häggenäs SV förekommer en mörkgrå till rödgrå, medelkornig och massformig monzogabbro som framträder tydligt på den magnetiska anomalkartan. Petrologin samt de geofysiska paramera överensstämmer med resultat erhållna från Mårdsjömassivet. Mårdsjömassivet ger upphov till massivenskott på tyngdkraftskartan och till högmagnetiska anomalier på den magnetiska anomalkartan. Flera intrusionsfaser framträder tydligt, bl. a. på den flygmagnetiska karta. På den magnetiska anomalkartan Häggenäs SV framträder även en orkestrand anomali vilken inte har någon förklaring i lokal textur. Modellering av anomalin visar att den är orsakad av en tubulad kropp av Mårdsjötyp, belägen på ett djup av 200 m till 7 km (se profilen till 19F SV). Medeldensiteten för Mårdsjömassivets gabbro är 2961 kg/m ³ och för graniten 2626 kg/m ³ . Susceptibiliteten för gabbron varierar mellan 400 och 4500x10 ⁻⁷ SI-enheter. För graniten är motsvarande värden 400–3000x10 ⁻⁷ SI-enheter.
Mårdsjömassivets gångar
Brantstående granitporfyrgångar och basiska porfyriska gångar i öst-västlig riktning förekommer huvudsakligen väster om Mårdsjömassivet. Granitporfyrgångarna har en kemisk sammansättning motsvarande syenit. De har om-stora, listformade kallfältspatsögon i en finkornig, rödgrå till rödbrun, lokalt brungrön, matrix. De basiska gångarna är finkorniga med rikligt av plagioklasmegakryster. Lokalt förekommer kalcitfyllda blårum. Etniska gångar uppvisar oftsikt textur. De basiska Mårdsjögångarna skiljs från de Central-skandinaviska diabaserna (se nedan) dels genom förekomsten av blårum och/eller plagioklasmegakryster, dels genom en förhöjd kallumhalt (2 till 2,5 % K). Granitporfyrgångarna har susceptibilitetsvärden kring 500–2000x10 ⁻⁷ SI-enheter, medan porfyritgångarna är högmagnetiska med värden mellan 2000 och 10000x10 ⁻⁷ SI-enheter. På den flygmagnetiska kartan syns rikligt med tunna, öst-västliga anomalier vilka huvudsakligen utgår från Mårdsjömassivet eller från den orkestrandade högmagnetiska anomalin på Häggenäs SV, vars övriga tolkas ligga på 200 meters djup. Samtidigt motvaras anomalierna av ovan nämnda gångar.
Diabas
Flackt liggande diabas, som bildar flera utgåenden av en oregeitunden talrikformad intrusion, täcker stora områden av framför allt kartbladsområdena Bräcke NV och NO. Diabaserna utgör en del av de Central-skandinaviska diabaserna (Gorbatschev m. fl. 1979). Bergarten är olivinsk, i regel är kornstorleken medelkornig och texturen svagt oftsikt eller suboftsikt. I mindre omfattning förekommer s.k. diabaspegmatit. De Central-skandinaviska diabaserna är daterade till ca 1200 miljoner år (Patchett 1978), i kartingsområdet norr om Indalsälven uppträder diabas betydligt mer sparsamt. Diabasfåcklets tjocklek varierar kraftigt. I de västra delarna av kartbladsområdet är det relativt tunt (vanligen <30 m). I öster täcker det stora områden och har betydande måkighet. Minst 150 m måkighet är observerad i kontakten mellan diabasen och områdena av sen- till postogena granit förekommer lokalt en viss uppenmärkning orsakad av det stora värmeffödet som diabasen avgiv under avkylningsprocessen. Brantstående diabasgångar förekommer också. De har vanligen en bredd på ca 1–3 m. De brantstående och de flackt liggande diabaserna tolkas som ungefär samtida, även om kontaktnationer antyder att de brantstående gångarna är något yngre. Den geoemiska signalen för de blöjge tyerna är olivitisk. De flacka förekomsterna präglar det magnetiska anomalifältet inom kartingsområdet 18F NV och NO. Susceptibilitetsvärdena varierar mellan 500 och 6000x10 ⁻⁷ SI-enheter och D-värdena mellan 0,5 och 1,5. Den remanenta magnetiseringen har huvudsakligen negativa inklinationsvärden, men positiva inklinationsvärden förekommer.
Pegmatiter och yngre granitgångar
Flera generationer av pegmatit och yngre granitgångar har identifierats i området. Den grå Revsundgraniten har tillhörande pegmatitgångar som karakteriseras av att de endast innehåller kvarts och vit kallfältspat samt ställvis lite glimmer. De bildar sällan några större sammanhängande gångar eller enheter. I Revsundgraniten förekommer också ljusgrå, jämnkorniga, flackt liggande granitgångar med en förhöjd toriumhalt (upp till 50 ppm). Gröttinggraniten är associerad med en pegmatitgeneration som är rik på bl.a. flusspat. Pegmatitgångar rika på muskovit och turmalin är associerade med melagrävackan och den äldre vita till ljusgrå graniten. I dessa kan lokalt uppträ förekomma, liksom beryll och topas. Pegmatitgångarna varierar i tjocklek och kan lokalt vara bredare än 50 m. De är vita till färgen och varierar i kornstorlek från medel- till grovkornig. Även de äldre granodioritiska intrusioner har associerade pegmatitgångar. Då

förekomsten av pegmatit är riklig i kartingsområdet och sammansättningen på de olika generationerna är likartad, är det omöjligt att inom ramen för denna kartering särskilja dem i fält. De har därför lagts med en och samma färg på den berggrundsgesologiska kartan.

METAMORFOS
Metamorfosgraden varierar starkt i området. Ytterst få indikatormineral har påträffats och inga detaljstudier av tryck och temperatur är därför gjorda. I de mest välbevarade bergarterna är det dock troligt att metamorfograden nått lågt amphibolfacies, definierat av pseudomorfer eller andalusit och förekomst av almandin-granit. I andra områden, där sedimentngns och migmatitovandande sedimentära bergarter dominerar, är den metamorfa graden högre, vilket bl.a. indikeras av lokal förekomst av upp till 3 cm stora sillimantitkristaller. Troligen har dock inte metamorfosen överskridit amphibolfacies. Den vita till ljusgrå äldre graniten (se ovan) tolkas, som redan nämnts, vara bildad genom total uppmärkning av sedimentära bergarter. Den bör tidmässigt följa efter den metamorfa höjtpunkten vilken då placeras före 1860 miljoner år. En så gammal migmatitbildning är tidigare inte känd från området.
STRUKTUREGEOLOGI
De regionala strukturerna är svaga i området, utom inom migmatitområdena där lokalt en allmän gnejssighet med starkt varierande styrkning kan urskiljas. De äldre graniterna uppvisar endast en svag deformation i form av en lineation. De senogena graniterna är vanligen massformiga eller visar lokalt en mycket svag planstruktur. I Revsundgraniten syns ofta en parallellställning av fältspatögonen. Strukturen tolkas som magmatiska flytstrukturer utbildade i magnaskammaren under intrusionsfasen. I det sydvästra hörnet av kartbladsområdet, längs med och löder om Locknesjön och Forsåån (18F NV, 5–6 a–b), är en flera hundra meter bred och flera mil lång, nordnordvästlig plastisk skjuvzon belägen. Zonen är sammansatt av ett flertal intensiva, meter breda individuella zoner med mellanliggande, svagare deformerade partier. Detaljerade studier av denna zon är gjorda av Högdahl m.fl. (1999) och Högdahl & Sjöström (1999, 2000).
Längs den sen- till postogena granitens östra kontakt, längs sjösystemet Ismunden-Börjesjön-Hölmåsjön (18F NV och NO, 7–9 e–h), finns en liknande, skaledes mycket bred och inållande, plastisk skjuvzon. Skjvzonerna har påverkat samtliga bergartersheter med undantag för diabasen, vilket indikerar att deformationen är äldre än 1200 miljoner år. Detta överensstämmer med tidigare nämnda åldersbestämningar (Högdahl & Sjöström 1999). Både dextral (högervänd) och sinistral (vänstervänd) rörelse har observerats i zonen. Den troligaste tolkningen är att huvudrörelsen från zonen är dextral, vilket är jämförbart med vad som observerats längre västerut i den parallellt strykande, regionala Storån-Edsbynzonen (Bergman & Sjöström 1994). Två skilda lineationer har kopplats till skjvzonen invid Locknesjön, dels den dominerande som stugar brant mot sydost, dels en underordnad vilken slapar fläkt mot söder.
Sprödrtektioniken inom området karakteriseras framför allt av de stora regionala lineament som bryter sönder landskapet. Styrkningen är huvudsakligen nordväst-nordnordvästlig vilket även överensstämmer med den dominerande sprödrtektioniken i området (Sjöström 1995). Denna riktning överensstämmer också med huvudriktningen i de plastiska skjvzoner som beskrivits ovan. I flera fall förefaller de spröda deformationszonerna följa de äldre plastiska zoner. Sjöström (1995) beskriver även lineament i västnordvästlig och öst-nordöstlig riktning, vilka också framträder tydligt. Ett exempel är det lineament som skär Indalsälven. Sen tektonisk aktivitet har noterats i form av ett jordstökiv i september 1956, nära nor om det karterade området.
MINERALISERINGAR OCH STENBROTT

Endast små mineraliseringar är observerade inom kartbladsområdet. Nordost om sjön Ismunden (18F NV 9 e, 18F SV 0 v) uppträder horisonter av en kvartsilisk bergart inom de metasedimentära bergarterna. Dessa kan tolkas antingen som hydrotermala enheter med silicifierade sediment associerade med närliggande skjufvörelser eller som horisonter av kemiska sediment (malmkvarstat, chert.) i anslutning till horisonterna förekommer en kraftigt sulfidiserad zon, vilken visat sig vara guldanomal. Även arsenikkis är observerad i horisonten. Ett examensarbete som behandlar denna mineralisering har gjorts av Petter Tyrenius (opublicerad). I samma område finns också ett gammalt LKAB-uppslag på tern och wolfram i pegmatit.

Mindre mineraliseringar förekommer i anslutning till de andesitiska metavulkaniterna invid Locknesjön och en mindre skiktning (Gulgruvan) med magnetisk och kopparskiffa finns invid Locknesjöns sydöstra strand. På västra sidan av Locknesjön har en mindre mängd kopparskiffa och malakt observerats. Dessutom finns i profilen över 18F NV en magnetitmalmkropp markerad. Denna kropp är lokaliserad under Locknesjön och tolkad utifrån den flygmagnetiska underlaget och tyngdkraftkartan. Öster om sjön förekommer dock höga halter magnetit i de vulkaniska enheterna. I urbergsmrådet finns ett mindre antal bergtäkter. De förekommer huvudsakligen i diabas, men även husbehovstakter i migmatitovandande metasedimentära bergarter förekommer. Materialet används huvudsakligen för välgbyggnad.

REFERENSER
Anderson, U.B., 1997: Petrogenesis of some Proterozoic granitoid suites and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and isotope geology). <i>Sveriges geologiska undersökning Rapport</i> och meddelanden 97, 216 s.
Bergman, S. & Sjöström, H., 1994: The Storån-Edsbyn Deformation Zone, central Sweden. Research Report of a project entitled "The metamorphic history of a major shear zone in central Sweden – integrated geological-geophysical study".
Gorbatschev, R., Solyom, Z. & Johansson, I., 1979: The Central Scandinavian Dolerite Group in Jämtland, central Sweden. <i>GFF</i> 107, 177–190.
Gorbatschev, R., Kornfält, K.-A. & Lundegårdh, P.H., 1997: Beskrivningen till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget, 175–202. <i>Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1</i> .
Hallman, L., 1999: <i>Magnetic and gravimetric modelling of the Mårdsjö massif, Sweden</i> . Thesis of the degree of Master of Science. Stockholm Universitet, Sverige.
Högbom, A.G., 1894: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. Med 2 kartor. <i>Sveriges geologiska undersökning C 140, 107 s.</i>
Högbom, A.G., 1920: Geologisk beskrivning över Jämtlands län. Med 2 kartor. <i>Sveriges geologiska undersökning C 140, 138 s.</i>
Högdahl, K., Lundqvist, L. & Sjöström H., 1998: Major shear deformation in the post-orogenic Revsund granite in Jämtland, central Sweden. I J.R. Wilson (red.) 23. <i>Nordiske Geologiske Vintermedde, Åhus, Danmark</i> , 125 s.
Högdahl, K. & Sjöström, H., 1999: Timing and kinematics of Paleoproterozoic shear zones in central Sweden. <i>Journal of Conference abstract -4, EUG 10, Strasbourg, France</i> , 828 s.
Högdahl, K. & Sjöström, H., 2000: Timing of emplacement and shearing of apot-orogenic(?) granitoid in central Sweden. I E. Eide (red.) <i>24 Nordiske Geologiske Vintermede, Trondheim, Norway</i> , 88 s.
Juhogrenn, N., Juhlin, C. & Dyrelius, O., 2001: Crustal reflectivity underneath the Central Scandinavian Caledonides. <i>Tectonophysics</i> 334, 191–210.
Kornfält, K.-A., 1997: Ragunda- och Mårdsjömassiven. I R. Gorbatschev, K.-A. Kornfält & P.H. Lundegårdh: <i>Beskrivningen till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget. Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1</i> , 175–202.
Lindström, M., Sturkell, E.F.F., Törnberg, R. & Örmö, J., 1996: The marine impact crater at Locke, central Sweden. <i>GFF</i> 118, 193–206.
Lundegårdh, P.H., Gorbatschev, R., Kornfält, K.-A., Strömberg, A., Karis, L., Zachrisson, E., Sjöstrand, T. & Skoglund, R., 1984: Karta över berggrunden i Jämtlands län utom förvarande Fjällsjö k.n. <i>Sveriges geologiska undersökning Ca 53</i> .
Lundqvist, L., Karis, L. & Korja, A., 1996: Berggrunden på kartbladen 18F Bräcke NV, NO och 19F Häggenäs SV. SO. I G.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrundsgesologiska undersökning – sammanfattning av pågående undersökning 1997. <i>Sveriges geologiska undersökning Rapport</i> er och meddelanden 97, 40–49.
Örmö, J., 1998: Impact cratering at sea. Doktorsavhandling. <i>Meddelanden från Stockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi</i> , No. 300.
Patchett, P.J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. <i>Sveriges geologiska undersökning C 747, 63 s.</i>
Sjöblom, B., 1982: Berggrundskartan 18F Bräcke NO. <i>Sveriges geologiska undersökning. Opulicerad rapport till Länsstyrelsen i Jämtlands län</i> .
Sjöblom, B., 1982: Berggrundskartan 18F Bräcke NV. <i>Sveriges geologiska undersökning. Opulicerad rapport till Länsstyrelsen i Jämtlands län</i> .
Sjöblom, B., 1982: Berggrundskartan 19F Häggenäs SO. <i>Sveriges geologiska undersökning. Opulicerad rapport till Länsstyrelsen i Jämtlands län</i> .
Sjöblom, B., 1982: Berggrundskartan 19F Häggenäs SV. <i>Sveriges geologiska undersökning. Opulicerad rapport till Länsstyrelsen i Jämtlands län</i> .
Sjöström, H., 1995: Topografiska lineamentmönster i Mittnordenområdet. <i>Sveriges geologiska undersökning FRAP 95401</i> .
Sturkel, E. 1998: The origin of the marine Locke impact structure, Jämtland. <i>Meddelanden från Sockholms Universitets Institution för Geologi och Geokemi, Nr. 296</i> .
Tyrenius, P., 1997: Origin of a gold anomalous structure in the Ismunden area, central Sweden. Opulicerad rapport till Länsstyrelsen i Jämtlands län.
Wickman, F.E., 1989: Possible impact structures in Sweden. I A. Bodén & K.G. Eriksson (red.): <i>Deep Drilling in Crystalline Bedrock, Vol. 1</i> , 299–327.