

Beskrivning till berggrundskartorna 25K Harads NV, NO, SV & SO

Benno Kathol, Johan Jönberger,
Risto Kumpulainen & Daniel Larsson



ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-156-0

Närmare upplysningar erhålls genom
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: kundservice@sgu.se
Webbplats: www.sgu.se

Omslagsbild: Storforsen i Piteälven. Foto: Benno Kathol.

© Sveriges geologiska undersökning, 2012
Layout: Agneta Ek, Jeanette Bergman Weihed, SGU

INNEHÅLL

Inledning	4
Berggrundsgeologisk utveckling	5
Bergarter	6
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,92–1,88 miljarder år (bottniska supergruppen)	6
Sedimentära bergarter	6
Vulkaniska bergarter	6
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,90–1,88 miljarder år (Jörn GI-sviten)	8
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Arvidsjaurgruppen)	13
Sedimentära bergarter	14
Vulkaniska bergarter	15
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Svartlågruppen)	19
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (pertimonzonitsviten)	21
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Linassviten)	22
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Edeforssviten)	23
Gångbergarter	26
Geofysik	27
Petrofysik	27
Metamorfos och omvandlingar	29
Strukturgeologi	29
Naturresurser	30
Referenser	31

INLEDNING

Berggrunden i kartområdet 25K Harads tillhör helt den fennoskandiska (baltiska) urbergsskölden. I stora delar av området dominerar berggrunden av både tidigsvetikokarelska och sen- till postsvetikokarelska intrusivbergarter. Till de förra räknas omvandlad granodiorit till tonalit och underordnat granit, kvartsdiorit, diorit och gabbro som hänförs till den kalkalkalina, ca 1,90–1,88 miljarder år gamla Jörn GI-sviten. Dessa bergarter förekommer i kartområdets östligaste del och i den norra delen av kartområdet 25K Harads SV. En likaledes tidigsvetikokarelsk association av främst granit och i mindre utsträckning kvartsmonzonit och granodiorit förekommer huvudsakligen i kartområdets sydvästra del och räknas till den ca 1,88–1,86 miljarder år gamla pertitmonzonitsviten.

De sen- till postsvetikokarelska intrusivbergarterna bildades för ca 1,81–1,78 miljarder år sedan. Merparten av dessa bergarter är olika typer av granit som räknas till Edeforssviten. Underordnat förekommer även kvartsmonzonit, syenit till monzonit, kvartsdiorit, diorit och gabbro i denna svit. Edeforssvitens bergarter bildar berggrunden i stora delar av främst kartområdena 25K Harads NV och SO. Granit som tillhör Linasviten, som är i stort sett likåldrig med Edeforssviten, uppträder som mindre kroppar spridda över kartområdet.

Kartområdets svekofenniska ytbergarter (vulkaniska och sedimentära bergarter) representeras dels av ådergnejsomvandlade gråvackor med inlagringar av mafiska vulkaniter som hänförs till den bottniska supergruppen och dels av huvudsakligen landavsatta felsiska och mafiska vulkaniter med inslag av vulkaniska sand- och siltstenar som har bildats för ca 1,88–1,86 miljarder år sedan. Både de landavsatta vulkaniterna och de vulkaniska sand- och siltstenarna räknas till Arvidsjaurgruppen. Vulkaniterna är delvis ytterst välbevarade och består av ryolitiska till dacitiska, ställvis ignimbitiska vulkanoklastiter. Dessutom förekommer massflöden, lavaflöden och subvulkaniska intrusioner samt andesitiska till basaltiska vulkanoklastiter och lavor.

I kartområdet 25K Harads NO överlagras den bottniska supergruppens bergarter och i viss mån även Arvidsjaurgruppens vulkaniter av en sekvens av sandstenar, arkoser, gråvackor och argilliter. Denna sekvens sammanfattas under namnet Svartlågruppen och antas vara ungefär likåldrig med eller något yngre än Arvidsjaurgruppens bergarter.

Kartområdet 25K Harads täcks av "Berggrundskarta över urberget i Norrbottens län med beskrivning" i skala 1:400 000 (Ödman 1957). I berggrundskartorna över Nordkalottområdet och Mittnordensområdet i skala 1:1 000 000 (Silvennoinen m.fl. 1987, Lundqvist m.fl. 1996) samt den fennoskandiska skölden i skala 1:2 000 000 (Koistinen m. fl. 2001) ingår även information från senare prospekteringsarbeten. Kartområdet ingår dessutom i en digital karta i skala 1:250 000, sammanställd av Tomas Sjöstrand och Herbert Henkel på SGU under den senare delen av 1980-talet. En sammanfattande beskrivning av berggrunden i Skelleftefältet med omnejd strax söder om kartområdet 25K Harads ges i Kathol & Weihed (2005).

Berggrundsundersökningarna i kartområdet 25K Harads har utförts somrarna 2006 och 2007. Under denna tid har 107 personveckor ägnats åt insamling av geologiska grunddata och 44 personveckor åt geofysiska markmätningar. För en sammanfattning av undersökningsresultaten inom området 25K Harads SV hänvisas till Kathol m.fl. (2007) och för en redovisning av arbetsinsatserna inom områdena 25K Harads NV, NO och SO till Kathol m.fl. (2008a).

Kartområdet 25K Harads omfattar delar av Bodens, Älvsbyns och Jokkmokks kommuner i södra delen av Norrbottens län. Området präglas dels av det för det inre av Norrland typiska landskapet med större höjdområden omgivna av flacka myr- eller moränlandskap och dels av Lule- och Piteälvens dalgångar. Drygt hälften av kartområdet ligger nedanför högsta kustlinjen vilket dock inte återspeglas i blottningsgraden. Inom hela kartområdet är enbart ca 0,8 % av berggrundsytan blottad. På denna yta har det gjorts 2 196 geologiska observationer vilket motsvarar ca 0,9 observationer i genomsnitt per kvadratkilometer. Höllar finns normalt i höjdområden och stora delar av kartområdet täcks helt av kvartära avlagringar med mycket få höllar eller inga höllar alls. Den geologiska kartbilden i dessa områden bygger till stor del

på tolkningen av resultat från de geofysiska flygmätningarna. Samtliga koordinatangivelser i den här beskrivningen är enligt SWEREF99 TM.

BERGGRUNDSGEOLOGISK UTVECKLING

Avsättningen av sedimentära bergarter, huvudsakligen gråvacka och lerskiffer, samt mindre inlagringar av vulkaniska bergarter i den s.k. bottniska bassängen och dess randområden har troligen pågått mellan ca 2,00 och ca 1,85 miljarder år sedan. Den då bildade bergartssekvensen sammanfattas under namnet bottniska supergruppen (Kathol & Weihed 2005). För ca 1,92 miljarder år sedan började vulkaniska bergarter bildas i större utsträckning i bottniska bassängens norra randområde. Avsättningen av sediment i bottniska bassängen pågick samtidigt med vulkaniternas bildning. De senare representerar alltså en lateral faciesvariation till likåldriga sedimentära horisonter i bottniska bassängens sedimentsekvens. Vulkaniterna sammanfattas under begreppet Skelleftegruppens vulkaniter eller Skelleftevulkaniterna. De förekommer i dag huvudsakligen sydväst om kartområdet 25K Harads.

Skelleftevulkaniterna har i stor utsträckning bildats i en marin miljö, sannolikt ganska nära kanten av en kontinent. De är troligen produkter av vulkanism i en vulkanisk öbåge ovanför en subduktionszon där två plattor kolliderade, jämförbart med dagens öbågar i Sydostasien. Genom uppvärmning av havsvatten och dess cirkulation genom de heta vulkaniska bildningarna löstes metaller ur berggrunden vilka sedan vid avkylning utfälldes och koncentrerades till Skelleftefältets malmer och mineraliseringar. Från tiden för ca 1,90 miljarder år sedan avsattes vulkaniska bergarter även på land. Den submarina vulkanismen pågick troligen samtidigt med vulkanismen på land, men upphörde så småningom medan den senare fortsatte till tiden för ca 1,86 miljarder år sedan. De vulkaniter som bildades på land i en subaerisk magmatisk båge för ca 1,88 och 1,86 miljarder år sedan sammanfattas under begreppet Arvidsjaurgruppens vulkaniter eller Arvidsjaurvulkaniter. Dessa har en annorlunda kemisk sammansättning jämfört med Skelleftevulkaniterna på grund av mer kontinentalt ursprungsmaterial. Avsaknaden av havsvatten medförde också att Arvidsjaurvulkaniterna är relativt fattiga på mineraliseringar jämfört med Skelleftevulkaniterna.

I en sen fas av den svekofenniska sedimentationen och vulkanismen avsattes ställvis grovklastiska sedimentära bergarter på den berggrund som utgjorts av bottniska supergruppens, Skelleftegruppens och Arvidsjaurgruppens bergarter. Inom kartområdet är det den trågformade sekvensen av arkoser, sandstenar, gråvackor och argilliter som sammanfattas under namnet Svartlåggruppen som tillhör dessa sensvekofenniska bildningar.

Samtidigt med vulkanismen och i samband med plattkollisionen och subduktion bildades större magmakroppar djupt ner i jordskorpan varifrån magman sedan intruderade den befintliga sekvensen av ytbergarter eller tidigare bildade djupbergarter. Dessa intrusivbergarter delas i kartområdet och dess omgivning in i den s.k. Jörn GI-sviten (Kathol & Weihed 2005) och den s.k. pertitmonzonitsviten (Witschard 1984). Den senare är i stort sett likåldrig och besläktad med de 1,88 till 1,86 miljarder år gamla Arvidsjaurvulkaniterna.

I likhet med vulkaniterna skiljer sig Jörn GI- och pertitmonzonitsvitens bergarter geokemiskt och mineralogiskt, eftersom deras ursprungsmagmor har bildats i olika tektoniska miljöer. Jörn GI-sviten består huvudsakligen av granodiorit, tonalit, diorit och gabbro. Vanliga bergarter i pertitmonzonitsviten är granit, kvartsmonzonit, monzonit, syenit samt kvartsdiorit, diorit och gabbro.

I samband med en sen fas av den svekokarelska orogenesen för omkring 1,85–1,80 miljarder år sedan nedsänktes den ovan beskrivna berggrunden till större djup i jordskorpan och bergarterna omvandlades under höga tryck- och temperaturförhållanden (metamorfose). Beroende på bergarternas läge i det orogena bältet blev de till olika grad deformerade, veckade och omvandlade. Gråvackorna i den bottniska supergruppen är ställvis migmatiserade medan pertitmonzonitsvitens bergarter och speciellt Arvidsjaurgruppens vulkaniter i kartområdets centrala och sydvästra delar är välbevarade. Områdena med starkare deformerad berggrund är för det mesta knutna till regionala skjuvzoner. I stort sett har dagens tektoniska mönster utbildats under den svekokarelska orogenesen.

Under slutfasen av den svekokarelska orogenesisen intruderades den då deformerade berggrunden av stora mängder magma som stelnade till utsträckta granitkroppar. Beroende på magmans bildningsort delas dessa sen- till postsvekokarelska bergarter in i Linasviten och Edeforssviten. De yngsta bergarterna i kartområdet är gångbergarter av diabas och amfibolit som intruderade vid okända tidpunkter.

BERGARTER

Bergartsbestämningarna i fält av vulkaniterna och i viss mån av intrusivbergarterna har kompletterats med hjälp av 175 geokemiska analyser och bygger på klassificering genom TAS-diagrammet (LeBas m.fl. 1986), halter resp. kvoter av TiO_2 , Zr, Nb och Y samt kiselhalt efter Winchester och Floyd (1977) och på normativa beräkningar enligt LeMaitre (2002). Alla geokemiprover har dessutom undersökts med avseende på sin omvandlingsgrad (Hughes 1973). Utöver de geokemiska analyserna har en del modalanalyser av intrusivbergarterna utförts och använts för bergartsbestämningen. Indelning av vulkaniterna har i fält huvudsakligen genomförts med hjälp av strökorshalt och färg enligt McPhie m.fl. (1993).

På grund av bergarternas välbevarade primära texturer och strukturer (förutom i deformationszoner) har prefixet ”meta” utelämnats i bergartsnamnen både i teckenförklaringen till kartorna och i beskrivningen. De nedan använda begreppen ”tidig” eller ”sen- till postsvekokarelsk” relaterar här till den svekokarelska orogenesisens huvudfas, som antas att ha ägt rum mellan 1,80 och 1,85 miljarder år sedan.

Svekofenniska ytbergarter, ca 1,92–1,88 miljarder år (bottniska supergruppen)

Sedimentära bergarter

Bottniska supergruppens sedimentära och vulkaniska bergarter förekommer i ett nord–sydligt strykande, mellan 3 och 18 km brett stråk i den östra delen av kartområdet. En stor del av de sedimentära bergarterna i detta stråk har ursprungligen bestått av gråvackor som i större utsträckning omvandlats till paragnejser. Dessa består vanligen av kvarts, biotit och fältspat och uppvisar lokalt migmatitiska partier samt i samband med dessa förekommande skarnlinser (fig. 1). Det ursprungliga sedimentet bedöms ha varit mer sanddominerat än sedimenten i en stor del av bottniska bassängen sydväst om Älvsbyn och söder om Skellefteälven. Detta beror troligen på att sedimentsekvenserna avsattes nära den arkeiska kontinenten i norr.

Även en i olika grad deformerad sekvens av arkoser och vulkaniska gråvackor på Flarkberget (7318710/779019) anses vara en proximal bildning. Här innehåller de sedimentära bergarterna lager av amfibolporfyrisk mafisk vulkanit som är orienterade parallellt med den nord–sydligt strykande foliationen i området.

Vulkaniska bergarter

Övervägande mafiska vulkaniska bergarter förekommer huvudsakligen i den centrala och nordliga delen av det ovan nämnda gråvacke- och paragnejssträket. Sydväst om Örnäshatten (7347583/766948) uppträder en ställvis starkt deformerad och stänglig listporfyrisk andesit (fig. 2) tillsammans med en lagrad och folierad, omkristalliserad sandsten. Den senare har genomgått samma deformation som andesiten. En svagt folierad, finkornig till fint medelkornig granodiorit klipper de penetrativa deformationsstrukturerna i andesiten. Tillsammans med yngre röd ryolit och pegmatit uppträder denna bergartsassociation i en 2–3 km bred, nordost–sydvästligt strykande zon.

En lagrad, felsisk vulkanisk sandsten i trakten av Skruvhuvudena (7323699/779805) innehåller boudinerade lager av en mafisk bergart. Det uppträder även ett vulkaniskt konglomerat med utdragna klaster i ett rött, primärt matrix med fältspatströkorn och antydan till en ignimbritstrimmighet. Mot väster följs denna sekvens av basaltiska, fältspatporfyriska och mandelstensförande lavar som på ett ställe uppvisar kuddlavestrukturer (Christina Lundmark, pers. medd).



Figur 1. Skarnlins i paragnejs, bottniska supergruppen. Leukosom längst upp till vänster. Häll vid vändplan ca 450 m sydväst om Anders-Persaberget (7323692/748177). Foto: Benno Kathol.



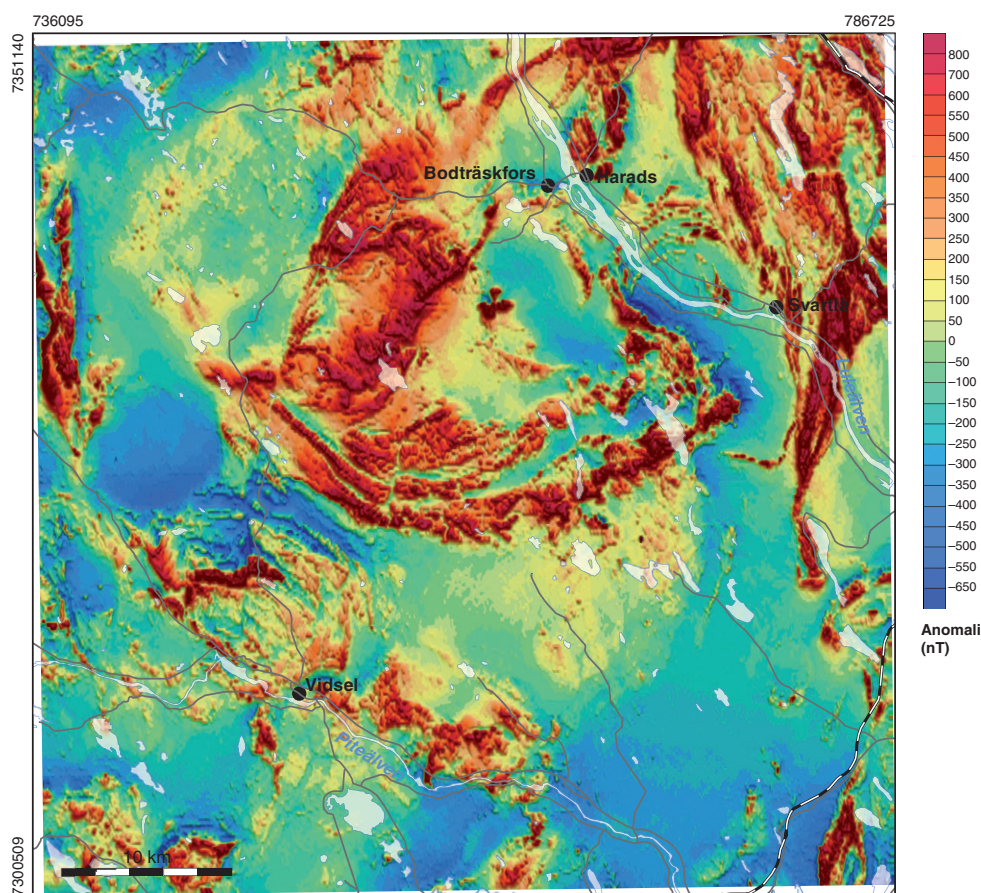
Figur 2. Stänglig listporfyrisk andesit, bottniska supergruppen. Hällområde ca 1,7 km sydväst om Örnäshatten (7347583/766948). Foto: Benno Kathol.

Bottniska supergruppens sedimentära och vulkaniska bergarter framträder på den sydöstra delen av den magnetiska anomalikartan (se fig. 3) som ett i stort sett homogent, lågmagnetiskt område. Detta bekräftas av petrofysiska analyser på bergartsprover från paragnejser och gnejser inom området (tabell 1) som visar ett medianvärde för susceptibiliteten på 36×10^{-5} SI-enheter. Dock finns enstaka bergartsprov med betydligt högre susceptibilitet. Tre bergartsprov, som tagits på vulkaniterna inom samma lågmagnetiska område, har relativt låg susceptibilitet med värden mellan 70 och 350×10^{-5} SI-enheter.

De strålningsmätningar som har gjorts inom bottniska supergruppens bergarter visar generellt låga strålningsnivåer (tabellerna 2–3). Endast en strålningsmätning når upp till radiumindex 1 och aktivitetsindex 2 (för en utförlig förklaring av index-begreppen hänvisas till texten för tabell 2). Den mätningen gjordes på en mylonitiserad bergart vid Granberget (7315804/780384) som har halterna 4,2 % kalium, 16,3 ppm uran och 43 ppm torium.

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,90–1,88 miljarder år (Jörn GI-sviten)

Den tidigsvekokarelska Jörn GI-sviten (Kathol & Weihed 2005) domineras av vanligen medelkornig granodiorit till tonalit. Underordnat förekommer granit, kvartsdiorit, diorit och gabbro. De felsiska led som förekommer i de östra delarna av kartområdena 25K Harads NO och SO öster om det stora stråket av bottniska supergruppens paragnejser är för det mesta folierade. Väster om detta stråk är Jörn GI-svitens bergarter övervägande massformiga med undantag av mindre förekomster av folierad granit till granodiorit nordväst om Junkerträsket (7322375/765354), granodiorit till tonalit mellan St. Globerget



Figur 3. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 25K Harads (skala 1:500 000). Mätdata är reducerade till epok 1965.o. Kartan visar totalfältets avvikelser från DGRF 1965.o. Den baseras på flygburna mätningar utförda under åren 1970–1971. Mätningarna gjordes på 30 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst–västlig flygriktning.

och Storidan (7319148/739898), norr om Isträsk (7314346/763058) och som isolerad kropp i paragnejss på Sörhatten (7311711/ 775890).

De mindre, mafiska kropparna som uppträder spridda i stora delar av kartområdet är massformiga. Folierade varianter är begränsade till området nordost om Luleälven där de utgörs av diorit till gabbro norr om Harads (7344834/770164) och vid Ledinge (7335818/776580) samt tonalit till kvartsdiorit runt Sandträsket (7348833/770113).

De felsiska intrusivbergarterna i Jörn GI-sviten är till övervägande del grå eller ljusgrå. Röd till rödgrå granit till granodiorit förekommer underordnat vid Storberget (7314446/770855) och öster om Åkerholmen (7320002/775184).

Tabell 1. Densitet och magnetiska egenskaper för bergarter inom respektive bergartsenhet inom kartområdet 25K Harads. Tabellen omfattar laboratoriemätningar av prov som insamlats i samband med prospekteringsverksamheten på 1970- och 1980-talen samt prov som insamlats under innevarande projekt.

	Antal prov	Densitet (SI)		Susceptibilitet x 10 ⁻⁵ (SI)			q-värde		
		m	s	min.	max.	median	min.	max.	median
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,92–1,88 miljarder år (bottniska supergruppen)									
Sandsten–siltsten	1	2 774				1 152			0,26
Paragnejs, gnejs	18	2 745	88	0	10 206	36	0,00	0,82	0,06
Ryolit–dacit	1	2 683				1 634			0,09
Andesit–basalt	7	2 952	116	72	7 584	336	0,13	2,88	0,25
Tidigsvekokarelska, kalkalkalina intrusivbergarter, ca 1,90–1,88 miljarder år (Jörn GI-sviten)									
Granit	1	2 635				1 248			0,14
Granit–granodiorit	15	2 651	41	5	1 644	40	0,00	4,22	0,35
Granodiorit	1	2 694				891			0,15
Granodiorit–tonalit	17	2 715	42	10	3 949	932	0,00	0,88	0,16
Diorit–gabbro	19	2 903	63	59	9 980	502	0,00	9,91	1,46
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Arvidsjaurgruppen)									
Sandsten–siltsten	2	2 756		1 659	5 692		0,06	0,82	
Felsiska vulkaniter									
Ryolit	10	2 643	20	8	7 346	1 126	0,12	1,24	0,24
Ryolit–dacit	59	2 660	47	8	5 200	616	0,00	7,19	0,29
Dacit	16	2 738	25	27	6 266	452	0,00	0,91	0,17
Mafiska vulkaniter									
Andesit	9	2 821	73	29	16 852	1 579	0,00	5,06	0,53
Andesit–basalt	4	2 933	108	59	17 031	7 913	0,00	4,12	1,47
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Svartlåggruppen)									
Sandsten–arkos	6	2 652	17	6	32	13	0,00	0,26	0,00
Graåvacka–argillit	6	2 842	77	37	84	55	0,00	2,28	0,23
Ryolit	1	2 675				10			2,46
Andesit–basalt	3	2 824	79	58	79	74	0,20	0,37	0,20
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (pertimonzonitsviten)									
Granit–kvartsmonzonit	40	2 637	32	6	3 985	151	0,00	1,03	0,19
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Linassviten)									
Granit	14	2 613	27	2	2 369	296	0,00	2,99	0,12
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Edeforssviten)									
Granit–kvartsmonzonit	108	2 645	32		4 396	234	0,00	17,62	0,33
Kvartsdiorit–diorit–gabbro	18	2 956	82	39	11 871	604	0,30	9,67	0,64
Syenit–monzonit	6	2 680	16	456	1 148	889	0,64	3,51	0,90
Gångbergarter av okänd ålder									
Pegmatit–aplit	3	2 589	20	2	13	2	0,00	0,00	0,00

m = medelvärde
s = standardavvikelse

Tabell 2. Radium- och aktivitetsindex (gammaindex) för bergarter inom respektive bergartsenhet i kartområdet 25K Harads. Radiumindex, som är ett mått på radiuminnehållet i en bergart, beräknas genom bestämning av urankoncentrationen i bergarten. Värdet 1,0 motsvarar 16,2 ppm uran eller aktivitetskoncentrationen 200 Bq/kg radium-226. Aktivitetsindex har beräknats enligt formeln $C_K/3000 + C_{Ra}/300 + C_{Th}/200$, där C_K , C_{Ra} och C_{Th} är aktivitetskoncentrationen av kalium-40, radium-226 respektive torium-232.

	Antal lokaler	Aktivitetsindex		Radiumindex	
		m	s	m	s
<i>Svekofenniska ytbergarter, ca 1,92–1,88 miljarder år (bottniska supergruppen)</i>					
Paragnejs, gnejs	20	0,52	0,38	0,23	0,21
Ryolit–dacit	2	0,53		0,15	
Andesit–basalt	5	0,24	0,12	0,13	0,07
<i>Tidigsvekokarelska, kalkalkalina intrusivbergarter, ca 1,90–1,88 miljarder år (Jörn GI-sviten)</i>					
Granit	3	0,69	0,18	0,22	0,11
Granit–granodiorit	13	0,76	0,19	0,24	0,19
Granodiorit	3	0,51	0,11	0,19	0,12
Granodiorit–tonalit	25	0,55	0,22	0,24	0,13
Diorit–gabbro	7	0,18	0,11	0,06	0,05
<i>Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Arvidsjaurgruppen)</i>					
Sandsten–siltsten	5	0,72	0,21	0,31	0,10
<i>Felsiska vulkaniter</i>					
Ryolit	18	0,97	0,22	0,29	0,15
Ryolit–dacit	48	0,89	0,19	0,28	0,10
Dacit	18	0,67	0,15	0,28	0,10
<i>Mafiska vulkaniter</i>					
Andesit	9	0,40	0,12	0,15	0,05
Andesit–basalt	6	0,22	0,09	0,07	0,06
<i>Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Svartlågruppen)</i>					
Sandsten–arkos	4	0,67	0,17	0,28	0,11
Graåvacka–argillit	5	0,48	0,11	0,18	0,06
Ryolit	1	0,98		0,31	
<i>Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (pertimonzonitsviten)</i>					
Granit–kvartsmonzonit	41	1,08	0,29	0,39	0,24
Granodiorit	1	0,57		0,23	
Diorit–gabbro	3	0,48	0,03	0,19	0,03
<i>Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Linassviten)</i>					
Granit	15	1,37	0,55	0,63	0,38
<i>Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Edeforssviten)</i>					
Granit–kvartsmonzonit	105	0,84	0,24	0,21	0,16
Kvartsdiorit–diorit–gabbro	7	0,33	0,11	0,11	0,06
Syenit–monzonit	5	0,56	0,02	0,00	0,01
<i>Gångbergarter av okänd ålder</i>					
Pegmatit–aplit	18	1,14	0,26	0,44	0,25

m = medelvärde

s = standardavvikelse

Av de observerade inneslutningarna (vissa är tolkade som xenoliter) inom både de felsiska och mafiska leden består merparten av diorit och andesit, därefter följer felsisk vulkanit och paragnejs (fig. 4). Dessutom har enstaka inneslutningar av granit, granodiorit och sandsten påträffats. Magmablandning mellan felsiska och mafiska led uppträder på enstaka ställen. Vid Gunnaberget (7342654/769299) förekommer avlånga inneslutningar av en mafisk bergart i en starkt folierad kvartsmonzodiorit (fig. 5). Inneslutningarna innehåller enstaka fältspatkorn som verkar härstamma från kvartsmonzodioriten vilket är ett tecken på magmablandning. Deformationen har påverkat båda bergarterna.

De mafiska kropparna i Jörn GI-sviten uppträder i vanliga fall tillsammans med svitens felsiska led. En större kropp av en mörkt grå, fint medelkornig, jämnkornig, massformig kvartsdiorit belägen sydväst om Harads (7339323/767302) är däremot helt omgiven av granit tillhörande Edeforssviten. Kvartsdioriten genomslås av gångar av pegmatit eller pegmatitgranit som relateras till Edeforsgranit. Denna relation antyder att kvartsdioriten är en megaxenolit i Edeforssvitens bergarter och inte en mafisk intrusion tillhörande de senare.

Tabell 3. Radiometriskt bestämda halter av kalium, uran och torium för bergarter inom respektive bergartsenhet i kartområdet 25K Harads. Halterna av kalium, uran och torium redovisas i massandelar, som procent för kalium och miljondelar (ppm) för uran och torium. Halterna kan omräknas till Bq/kg enligt sambanden: 1 % K = 313 Bq/kg, 1 ppm U = 12,35 Bq/kg och 1 ppm Th = 4,06 Bq/kg.

	Antal lokaler	Kalium (%)			Uran (ppm)			Torium (ppm)		
		min.	max.	median	min.	max.	median	min.	max.	median
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,92–1,88 miljarder år (bottniska supergruppen)										
Paragnejs, gnejs	20	0,6	4,2	1,7	0,9	16	2,7	1,9	43	6,9
Ryolit–dacit	2	2,6	3,4		2,3	2,4		5,1	6,5	
Andesit–basalt	5	0,6	1,4	0,7	0,9	3,5	2,1	0,2	4,9	3,7
Tidigsvekokarelska, kalkalkalina intrusivbergarter, ca 1,90–1,88 miljarder år (Jörn GI-sviten)										
Granit	3	3,1	3,7	3,6	2,4	5,7	2,5	5,6	13	8,4
Granit–granodiorit	13	2,6	5,4	3,9	0,6	12	3,2	0,1	17	8,1
Granodiorit	3	2,2	2,6	2,4	0,8	4,5	4,2	4,0	7,7	7,0
Granodiorit–tonalit	25	0,8	3,6	2,2	1,0	8,6	3,1	1,5	18	5,8
Diorit–gabbro	7	0,3	1,8	0,8	0,1	1,9	0,6	0,2	4,3	1,8
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Arvidsjaurgruppen)										
Sandsten–siltsten	5	1,8	3,9	2,8	3,8	7,3	4,0	4,7	19	8,5
Felsiska vulkaniter										
Ryolit	18	3,1	6,6	4,6	1,5	9,9	4,6	5,4	25	16
Ryolit–dacit	48	1,6	7,3	4,2	2,2	9,1	4,3	6,0	24	16
Dacit	18	2,1	4,2	2,9	1,2	8,0	4,5	3,4	13	9,2
Mafiska vulkaniter										
Andesit	9	0,9	2,3	2,1	1,1	3,4	2,4	1,7	11	4,9
Andesit–basalt	6	0,7	1,9	1,3	0,1	2,5	1,0	0,7	3,8	1,9
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Svartlågruppen)										
Sandsten–arkos	4	1,9	3,0	2,4	2,5	6,9	4,2	7,0	15	12
Graåvacka–argillit	5	1,7	2,6	2,3	1,9	4,3	3,0	3,0	8,4	7,8
Ryolit	1			4,6			5,1			14
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (pertimonzonitsviten)										
Granit–kvartsmonzonit	41	3,4	6,0	4,1	1,3	23	6,3	2,2	39	19
Granodiorit	1			2,5			3,7			7,4
Diorit–gabbro	3	2,0	2,4	2,3	2,6	3,7	3,1	5,3	7,0	5,5
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Linassviten)										
Granit	15	2,9	5,2	3,9	2,9	27	9,8	8,3	76	24
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Edeforssviten)										
Granit–kvartsmonzonit	105	3,4	6,5	4,7	0,8	14	2,7	0,6	41	8,5
Kvartsdiorit–diorit–gabbro	7	1,4	2,4	1,8	0,9	4,0	1,4	1,5	6,7	3,3
Syenit–monzonit	5	5,2	5,6	5,4	0,0	0,0	0,0	0,2	0,8	0,4
Gångbergarter av okänd ålder										
Pegmatit–aplit	18	2,2	5,6	4,0	2,3	16,4	6,9	7,8	37,8	20,3

Liknande kalkalkalina intrusivbergarter som de i Jörn GI-sviten (Kathol & Weihed 2005), belägna nordost om kartområdet 25K Harads, sammanfattas vanligen under begreppet Haparandasviten (Ödman m.fl. 1949, Ödman 1957). Gränsdragningen mellan båda sviterna motsvarar den s.k. arkeiska gränsen och baseras till en stor del på isotopgeokemiska kriterier (Mellqvist 1999, Mellqvist m.fl. 1999, 2003). Bergarterna i Jörn GI-sviten bildades i en magmatisk båge som kolliderade i ett sent skede av den svekokarelska orogenesen med den arkeiska kontinenten i norr. Jörn GI-svitens bergarter visar därför i allmänhet positiva $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -värden. I motsats till detta uppvisar Haparandasviten, som bildades i kanten eller inom den arkeiska kratonen, negativa $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -värden. Två Sm-Nd-analyser från Gunnaberget (7342654/769299) och Sandträskberget (7349565/785196) har levererat $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ -värden av +1,45 resp. –2,75 (Kathol & Persson 2008 a, b) vilket antyder att den arkeiska gränsen finns i den nordöstligaste delen av kartområdet 25K Harads NO. Det är möjligt att de starka, nord–sydligt strykande deformationsstrukturerna i kartområdets östra del är relaterade till den ovan nämnda kollisionen längs den arkeiska gränsen.



Figur 4. Xenolit av paragnejs i fint medelkornig tonalit, Jörn G1-sviten. Häll i sydvästbranten av Risleden (7323214/740877). Foto: Benno Kathol.



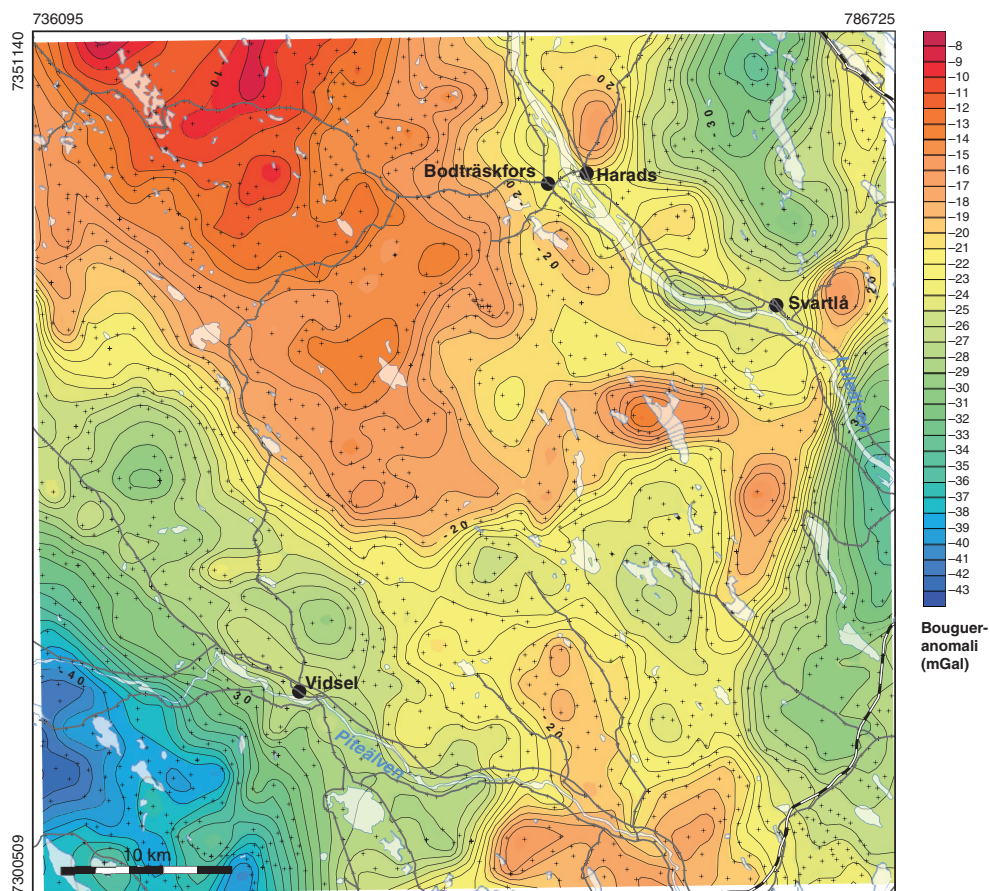
Figur 5. Utdragen enklav av en mafisk bergart i starkt folierad kvartsmonzodiorit. Enklaven innehåller fältspatkorn som härstammar från kvartsmonzodioriten, Jörn G1-sviten. Hällkant strax sydost om parkeringen vid Gunnaberget (7342654/769299). Foto: Benno Kathol.

Bergarterna inom Jörn GI-sviten är generellt lågstrålande (tabellerna 2–3). För samtliga mätningar är både aktivitets- och radiumindex under 1. Bergarternas magnetiska egenskaper varierar mycket, något som åskådliggörs i den magnetiska anomalikartan (se fig. 3). Det högsta susceptibilitetsvärdet inom Jörn GI-sviten uppmättes på en gabbro på Haradsberget (7343416/769547) strax norr om Harads. Gabbrens susceptibilitet är ställvis över $12\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Dess utsträckning syns både på den magnetiska anomalikartan som en högmagnetisk anomali och på bougueranomalikartan (fig. 6) som ett massöverskott.

I den dåligt blottade östligaste delen av kartområdet syns ett massunderskott på bougueranomalikartan. Massunderskottets centrala delar, vid Lappsund (7325133/785417), har tolkats vara orsakat av granitisk berggrund.

Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Arvidsjaurgruppen)

De svekofenniska ytbergarter som bildades i en magmatisk båge består inom kartområdet 25K Harads huvudsakligen av subaeriskt avsatta vulkaniter, subvulkaniska intrusioner och underordnat av i vulkaniterna inlagrade vulkaniska sand- och siltstenar. Dessa bergarter förekommer i fyra skilda områden inom kartområdet. Ytbergarterna i området söder om Piteälven mellan sjön Stor-Laver (7302222/737716) och Vidsel räknas på grund av sin subaeriska karaktär till den 1,88 till 1,86 miljarder år gamla Arvidsjaurgruppen, som har sitt typområde sydväst om kartområdet. De står dessutom i rumsligt sammanhang med en ignimbritisk ryolit som vid Benbryteforsen i kartområdet 25J Moskosel daterats till $1\,874 \pm 13$ miljoner år (Kathol & Persson 2007), vilket inte motsäger korrelationen.



Figur 6. Bouguer-anomalikarta över kartområdet 25K Harads (skala 1:500 000). Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet uttryckt som bouguer-anomali (IGSN 71) och baseras på mätningar med ett mätpunktsavstånd på ca 0,1–4 km. Mätpunkterna är markerade med plustecken.



Figur 7. Brant stående foliation i ignimbritisk ryolit, Arvidsjaurgruppen. Bergtäkt ca 400 m ostnordost om Danielstugan (7338070/781750). Foto: Benno Kathol.

De svekofenniska ytbergarter i det andra sammanhängande och största området i den centrala delen av kartområdet är på många håll omgivna av graniter som räknas till Edeforssviten. De förra kan troligen betecknas som en megaxenolit i de senare. Det tredje området ligger väster om Övre Tväråsel (7306999/767152). Med undantag för mindre kroppar av gnejsig dacit och sandsten till siltsten i den södra delen av det centrala området är ytbergarterna i de nämnda tre områdena, speciellt i det sydvästra, välbevarade och inte särskilt starkt deformerade. De är dock i ganska stor utsträckning omkristalliserade. Denna bevaringsgrad, det subaeriska bildningssättet och det allmänna utseendet tas som anledning att även räkna bergarterna i det centrala området och väster om Övre Tväråsel till Arvidsjaurgruppen.

Den fjärde förekomsten uppträder huvudsakligen öster om den stora deformationszonen som utgör Haradskölens västra brant ner mot Luleälvens dalgång. I motsats till de tre första områdena är de felsiska och mafiska vulkaniterna i det här området genomgående tydligt folierade med brant stående strukturer (fig. 7) och ställvis även stängliga. En datering med U–Pb-metoden på zirkon av en ignimbritisk ryolit från bergtäkten Danielstugan gav en ålder av 1876 ± 6 miljoner år (Kathol m.fl. 2008b) vilket antyder att även dessa starkt deformerade bergarter kan räknas till Arvidsjaurgruppen.

Sedimentära bergarter

De största förekomsterna av sedimentära bergarter i Arvidsjaurgruppen finns i det centrala området mellan Brännspiken (7328127/753881) och Paktavare (7324489/758728). Öster om Brännspiken växellagrar den tydligt lagrade vulkaniska sandstenen med ignimbritiska ryoliter i en meterskala. Sandstenarna har



Figur 8. Skarnlager i lagrad sandsten, Arvidsjaurgruppen. Bilden är tagen på ett av de talrika blocken i området. Vid Långmyran, ca 1,9 km ostnordost om Brännspiken (7328472/755712). Foto: Benno Kathol.

en kornstorlek motsvarande fin- till mellansand och lagringen definieras genom kornstorleksvariationer. I sandstens- till siltstenssekvensen finns det lager och linser av skarn som tyder på inslag av karbonat i det ursprungliga sedimentet (fig. 8).

Vulkaniska bergarter

Den vulkaniskt bildade berggrunden i de tre första ytbergartsområdena väster om bottniska supergrupps bergartsstråk utgörs av ryolit, dacit, andesit och basalt samt övergångsformer mellan dessa bergarter. De felsiska leden är jämnkornigt finkorniga, fältspatporfyriska, kvarts-fältspat- eller kvarts-kalifältspatporfyriska. Plagioklas eller amfibol, eller båda mineralen tillsammans, har observerats som strökorn i de mafiska leden. Ryoliterna i de tre västra områdena varierar i färg mellan rödbrun och grå. Ryoliterna till daciterna och daciterna uppvisar för det mesta grå eller gråröda färger. Daciterna är ställvis mörkgrå. De mafiska leden är grå eller gröna och ofta mörkfärgade. Merparten av de felsiska vulkaniterna är vulkanoklastiska bildningar. Ignimbitstrimmighet är vanlig i det västra och det centrala vulkanitområdet.

Vid Piteälven (7313939/738599) förekommer en vulkanoklastisk ryolit som innehåller 15–25 % delvis rundade och sönderslagna fältspatströkorn, varför bergarten tolkas som en kristalltuff. Den är ställvis massformig och ställvis folierad. Foliationen i kristalltuffen är på många ställen parallell med kontakter till konglomeratiska lager.

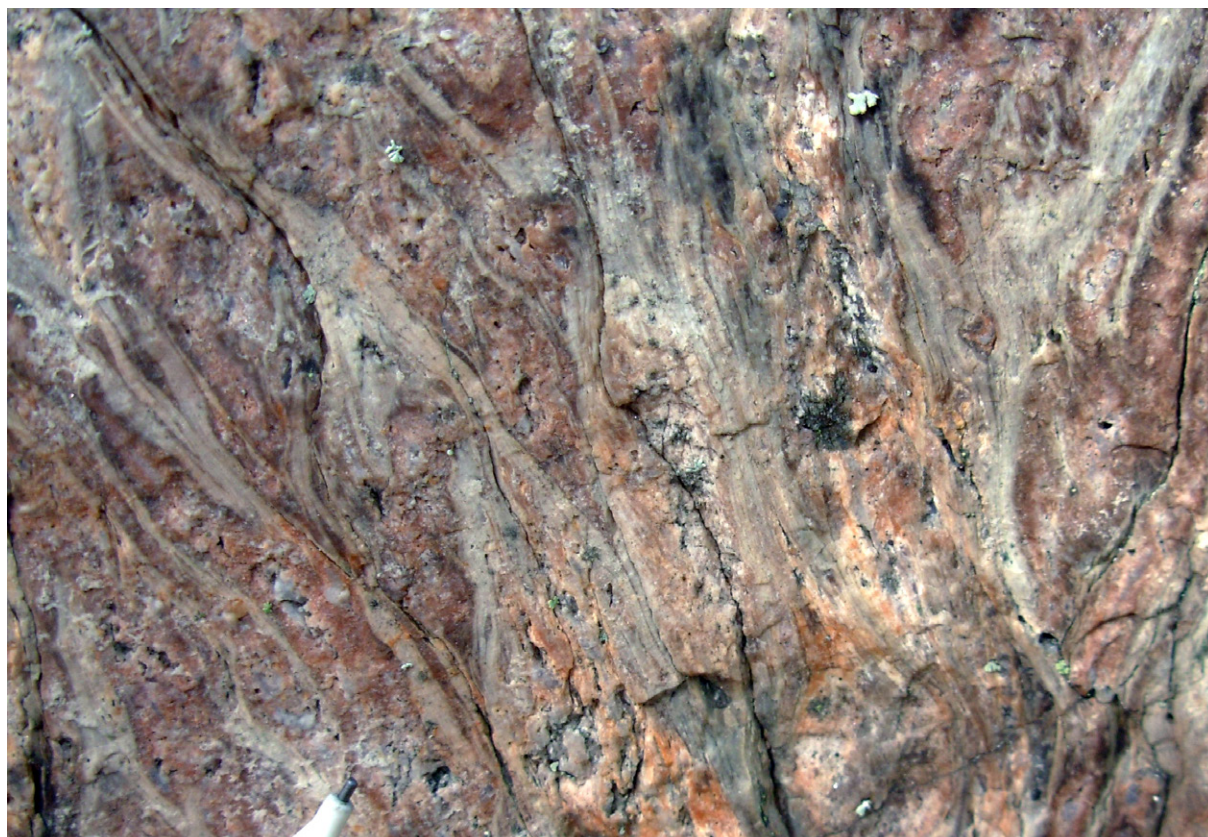
Sparsamt förekommande ”flamme” tyder på att kristalltuffen har bildats som en ignimbit. Berggrunden i hällområdet i västslutningen av Västra Myrberget (7337062/754219) utgörs av en växellagring i 10–20 m skala av dacitiska, vulkaniska sandstenar eller tuffer och ignimbitiska ryoliter. Ignimbitstrimmigheten i de senare är parallell med lagringen. Söder om Långmyran (7328052/756040) uppvisar en röd till rödgrå, ignimbitstrimmig ryolit med enstaka, sammansatta (glomerofyriska) kvartsströkorn ställvis övergångar till partier med granoblastisk textur. Kvartskörtlar eller -aggregat är upp till 3 cm i

diameter. Ryoliten uppvisar en småskalig planstruktur som är definierad genom orientering av biotitflak. Det har inte avgjorts om denna planstruktur är lagring, flödesbandning eller en sekundär struktur. Hela bergartsassociationen tolkas ha bildats genom flera ignimbritflöden med enstaka koherenta partier som antingen är kryptodomer eller återuppsmälta ignimbritpartier.

Subvulkaniska intrusioner förekommer vid Myrberg (7337329/754163), på Östra Myrberget (7336163/756777), nordost och sydost om Rödingsträsk (7331683/758335), på Brännspiken (7328127/753881) och Stor-Granberget (7328885/750672) samt norr om Fällberg (7307945/762940). Mindre förekomster av dacit, dacit till andesit och andesit till basalt har konstaterats utgöra lavaflöden.

De felsiska leden i det östra vulkanitområdet består av antingen jämnkornig eller fältspat- och kvartsfältspatporfyrisk ryolit till dacit. Fältspatströkornen dominerar starkt jämfört med kvartsströkorn. Majoriteten av strökornen är mindre än 2 mm, endast en tredjedel är 2 till 5 mm stora. Den övervägande delen av de felsiska vulkaniterna är röda eller rödbruna, underordnat förekommer grå, gröna eller svarta varianter. Vulkanoklastiter dominerar i ryoliterna till daciterna, i den nordvästra delen förekommer subvulkaniska intrusioner, varav de större har återgivits på kartan som finkornig till fint medelkornig granit eller granodiorit tillhörande pertitmonzonitsviten. Inneslutningar av ryolit eller dacit och underordnat andesit är vanliga, speciellt i den västra delen av den felsiska sekvensen. Enligt en observation på Haradskölen är både inneslutningarna och den omgivande vulkaniten folierade. Väster om Gåvoberget (7346257/776495) förekommer en vulkanisk breccia med flödesbandad matrix som bildats som antingen en reomorf ignimbrit eller en intrusionsbreccia i en subvulkanisk ryolit (fig. 9).

Väster om Svanisträsket (7346197/778250) är de felsiska vulkaniterna ställvis sericitomvandlade och uppträder i dag som starkt deformerad, ställvis rostig sericitkvartsit eller som i ett fall dumortieritkvartsit (fig. 10). Förutom dumortierit (ett borsilikat) innehåller kvartsiten pyrit, kopparkis och små nålar av turmalin.



Figur 9. Vulkanisk breccia med flödesbandad matrix. Breccian har bildats som antingen en reomorf ignimbrit eller som en intrusionsbreccia i subvulkanisk ryolit. Arvidsjaurgruppen. Häll ca 230 m väster om Gåvoberget (7346257/776495). Foto: Stefan Persson.

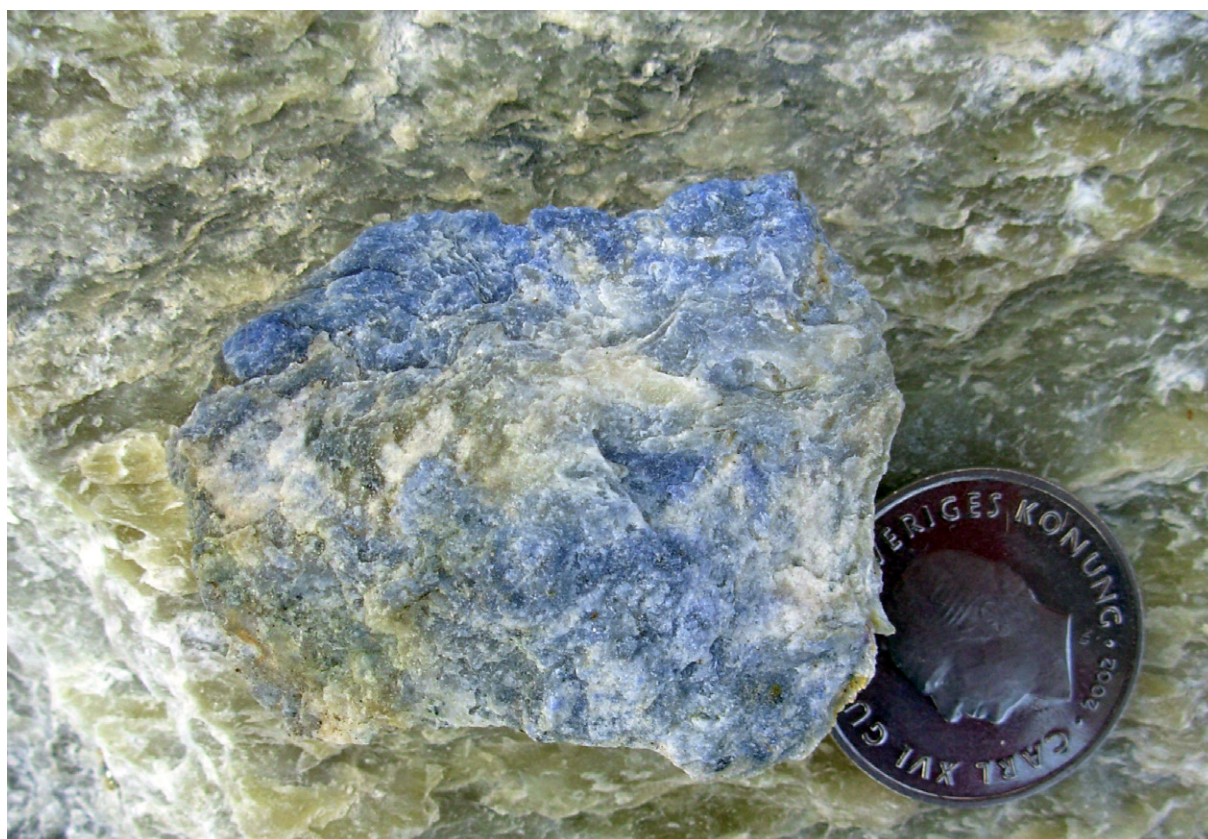
Den största delen av de mafiska vulkaniterna i det östra området utgörs av fältspatporfyrisk andesit som på några ställen uppträder som lava. I ett litet område längst i norr förekommer förutom fältspat även amfibol som strökorn. De flesta strökornen är mindre än 2 mm, endast en fjärdedel är större än 5 mm. Till färgen är dessa bergarter mörkt grå, gröna eller svarta.

Toppen av berget Storklinten (7336630/783815) utgörs av en grovt listporfyrisk, mandelförande andesit (fig. 11). En del av plagioklaslisterna bildar sfäriska kärvar som har vuxit fritt och tyder tillsammans med mandlarna på att andesiten är en koherent bergart, troligen en lava. Mandlarna är 2–7 mm i diameter och består av ett svartfärgat mineral. Epidot- och kloritomvandling är vanliga i båda bergartstyperna. Även täta, mandelförande bergarter har observerats i området och tolkats som lavar.

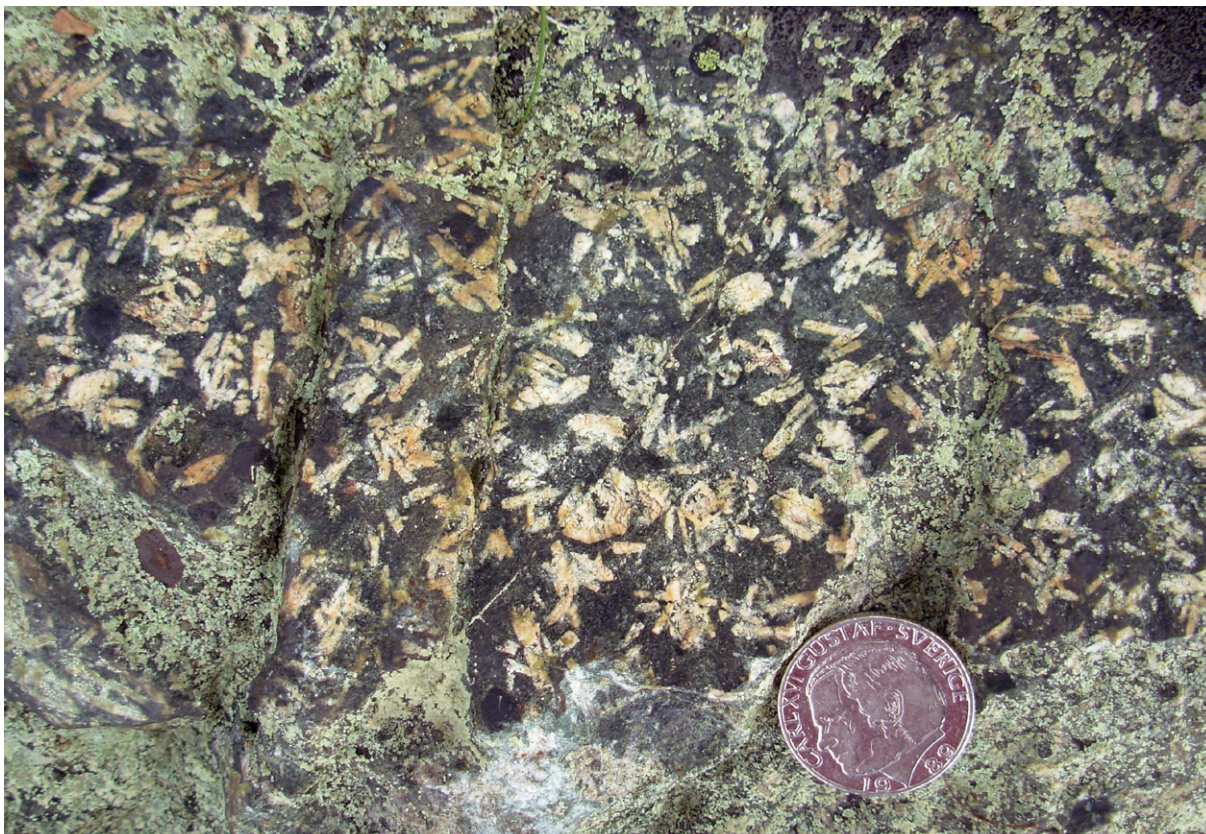
Mellan Åkerby (7332187/781926) och Nyberget (7326580/781298) samt väster om Långsjön (7320493/782277) förekommer grå, lagrade vulkaniska sandstenar med andesitisk sammansättning. Den norra förekomstens utsträckning i nord–syd är parallell med både lagringen och foliationen som stupar brant mot väst.

Både de felsiska och mafiska Arvidsjaurvulkaniterna ger generellt positiva anomalier i den magnetiska anomalikartan (se fig. 3). Det finns en skarpt begränsad, högmagnetisk anomali i ett hållfritt område vid Inre Råberget (7335190/762789). Detaljerade tyngdkraftsmätningar i området antyder ett massöverskott, vilket tyder på förekomsten av ytnära bergarter med relativt hög densitet. Eftersom mafiska vulkaniter förekommer västerut har det antagits att det är liknande bergarter som orsakar anomalin.

Haradskölen är en markant topografisk skiljelinje som sträcker sig i nordnordväst–sydsydöstlig riktning inom kartområdet 25K Harads NO. Väster om Haradskölen är markytan ca 200 m lägre än öster om densamma. Även magnetfältets signatur och berggrunden skiljer sig åt. Strax väster om Haradskölen finns djupbergarter och sedimentära bergarter, medan stora områden av sura vulkaniter breder ut sig



Figur 10. Dumortieritkvartsit, Arvidsjaurgruppen. Övertäckt provbrytning, ca 1 km väster om Svanisträsket (7346197/778250). Foto: Benno Kathol.



Figur 11. Plagioklaslister i mandelförande, koherent andesit, Arvidsjaurgruppen. Intill toppstugan på Storklinten (7336630/783815). Foto: Benno Kathol.

österut. Den magnetiska anomalikartan antyder kraftiga variationer hos de sura vulkaniternas innehåll av magnetiska mineral. Det bekräftas av mätresultat från de petrofysikprov som tagits i området. Provernas susceptibilitet varierar mellan 8 och $2\,080 \times 10^{-5}$ SI-enheter, med de högsta värdena strax norr om Hapträsket (7338456/781164).

Strålningsmätningarna som har utförts på vulkaniterna över hela kartområdet finns i tabell 3. De felsiska (ryolit, ryolit till dacit samt dacit) har relativt låga uran- och toriumhalter. Uranhalterna ligger vanligtvis under 7 ppm och toriumhalterna under 20 ppm. Den högsta kaliumhalten uppmättes på en ryolit vid Klöverhuvudet (7340472/777646) med en kaliumhalt på drygt 7 %. De mafiska vulkaniterna, andesit och basalt, har vanligtvis kaliumhalter mellan 1 och 2,1 % och uran- samt toriumhalter under 3 respektive 7 ppm.

Densiteten för de felsiska vulkaniterna är relativt låg med i medeltal $2\,673 \text{ kg/m}^3$, medan den är hög för de mafiska ($2\,855 \text{ kg/m}^3$, tabell 1). De mafiska leden är jämförelsevis rika på magnetiska mineral. Det gäller i synnerhet den andesit till basalt vid Storklinten (7336469/783879) som vid mätningar i fält visade susceptibilitetsvärden upp till $20\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter, motsvarande 6 % magnetit. Dessutom finns det en remanent magnetisering som är upp till fyra gånger större än den inducerade (q-värdet anger kvoten mellan dessa).

Vid Kvarnån (7333506/752312) har prospektering efter uran ägt rum sedan 1971 och resulterat i att ett uranuppslag påträffades (Gerlach 1982). Vid den här karteringen gjordes anomaliuppföljningar i området och det påträffades gulfärgade block med uraninnehåll mellan 180 och 1 700 ppm. Dessa är minimivärden eftersom mätförhållandena inte var optimala.



Figur 12. Tunt lagrad tuff, Svartlågruppen. Häll ca 800 m norr om Kängesberget (7329890/780465). Foto: Risto Kumpulainen.

Svekofenniska ytbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (Svartlågruppen)

Svartlågruppens bergartsenheter ligger i en i nord–sydlig riktning avlång, åt väster stupande skål och underlagras av botteniska supergruppens ytbergarter. I skålens östra del vilar Svartlågruppen på Arvidsjaurgruppens delvis ignimbitiska ryoliter. Övergångszonen från ryoliterna till de överliggande huvudsakligen sedimentära bergarterna utgörs sannolikt av tunt lagrade tuffer (fig. 12). I områdena söder om Kängesberget finns även basalter, delvis som kuddlava. Andesitiska bergarter finns på Bovallsklinten (7340571/775299) nordväst om Svartlå.

Svartlågruppen består av sandstenar och strukturlösa arkoser med kornstorlekar från mellansand till mycket grov sand, samt mellansandiga till siltiga gråvackor och argilliter. Lagertjockleken varierar från några centimeter till 10–20 cm, lokalt upp till 50 cm. Andalusitporfyroblaster förekommer sporadiskt i de finkornigare lagren (fig. 13). Inom dessa sedimentära sekvenser förekommer mindre inlagringar av felsiska, laminerade till tunt lagrade tuffer och vulkaniska breccior (fig. 14). Gråvackorna uppvisar nästan alltid strukturer som är karaktäristiska för turbiditer, såsom normalt graderade lager och belastningsstrukturer (fig. 15). Den dominerande delen av de sedimentära bergarterna har en sur till intermediär sammansättning. En del av det klastiska materialet härstammar från vulkaniska bergarter, troligen från den underlagrande och i öster angränsande Arvidsjaurgruppen. Den stora andelen grova kvarts- och fältspatkorn i arkoserna tyder på att även djupbergarter funnits i leveransområdet för Svartlågruppen. De olika bergartstyperna växellagrar med varandra. Gränsdragningen mellan sandstens- och arkosenheter å ena sidan och gråvacke- och argillitenheten å den andra sidan är generaliserad på kartan.

Den ignimbitiska karaktären av vissa led av de underlagrande felsiska vulkaniterna tyder på att kontinentala förhållanden åtminstone tidvis rådde i området. Den turbiditiska karaktären i enhetens gråvackor, och förekomsten av kuddlava vittnar, i motsats till detta, om att hela Svartlågruppen avsat-



Figur 13. Sandig till siltig, turbiditisk gråvacka med andalusitporfyroblaster, Svartlågruppen. Vägghäll ca 1,5 km väster om Kängsberget (7329250/778821). Foto: Benno Kathol.



Figur 14. Breccia med utdragna, dacitiska och andesitiska fragment som är anordnade i foliationen. Grundmassan består av ryolitisk vulkanisk sandsten med arkosisk sammansättning. Lokalt block på Flakaberget, ca 2,6 km sydost om Österby (7332242/778172), Foto: Benno Kathol.



Figur 15. Belastningsstrukturer i turbiditisk sandsten, Svartlågruppen. Häll på Flakaberget, ca 2,5 km sydost om Österby (7332380/778630). Foto: Risto Kumpulainen.

tes under vattenytan. Turbiditerna växellagrar med tufferna och de vulkaniska brecciorna även relativt långt nere i stratigrafin inom gråvacke- och argillitenheten. Ett vanligen accepterat minsta vattendjup för turbiditers avsättningsmiljö är kring 300 m. Man kan anta att denna ändring av vattendjupet kan vara förenad med en kalderabildning.

I tidigare litteratur har Svartlågruppen betraktats som likåldrig med exempelvis Snavva-Sjöfallsgruppen eller Vargforsgruppen. Alltså skulle den i likhet med dem ligga diskordant på en äldre berggrund. En av orsakerna till detta antagande kan vara att bergarterna i Svartlågruppen är relativt välbevarade. Fältobservationer under den här karteringen inklusive den gradvisa övergången antyder däremot att Svartlågruppen är konform med de underlagande vulkaniterna.

På den magnetiska anomalikartan (fig. 3) framträder Svartlågruppens sedimentära bergarter som ett lågmagnetiskt område med de centrala delarna vid Havsträsk (7335950/775148), vilket bekräftas av de bergartsprov som tagits i området (tabell 1). Det finns högmagnetiska stråk i de norra delarna av Svartlågruppen (vid 7338962/772240). Dessa stråk har tolkats som horisonter av mafisk vulkanit. De strålningsmätningar som har gjorts på berghällar inom Svartlågruppen antyder genomgående låga halter av kalium, uran och torium (tabell 3), dock är det statistiska underlaget relativt begränsat. Vid den södra avgränsningen av Svartlågruppen (vid 7326292/778402) finns en markant högmagnetisk struktur som har tolkats vara orsakad av en mafisk vulkanit. Detta är dock inte belagt genom hällobservation.

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år (pertimonzonitsviten)

Bergarter som räknas till den tidigsvekokarelska pertimonzonitsviten (Witschard 1984) bygger upp berggrunden i stora delar av kartområdets sydvästra del. Här domineras pertimonzonitsviten av medel- till grovkorniga graniter och, i något mindre utsträckning, fint medelkorniga till medelkorniga graniter samt underordnat fint medelkornig granodiorit.

De stora massiven av granit i den sydvästra delen av kartområdet, huvudsakligen belägna söder om Pite-älven, är för det mesta massformiga. Folierade varianter förekommer i betydligt mindre utsträckning sydväst om Nybyn (7301843/762718) samt väster och söder om Manjärva (7305047/747479, 7302049/755416). Granodioriten i den mindre intrusionen vid Granberget (7302571/764109) är massformig.

Utanför det sydvästra området förekommer enbart mindre subvulkaniska intrusioner av fint medelkornig, massformig eller folierad granit, framför allt i den norra delen av det östra vulkanitområdet väster om Svanisträsket. Här finns också en mindre intrusion av kvartsmonzodiorit.

Graniterna i pertitmonzonitsviten är för det mesta röda till gråröda. Grå eller rödgrå bergarter förekommer underordnat. Inneslutningar eller xenoliter är ovanligt sällsynta i pertitmonzonitsvitens graniter. De som finns består av granit till granodiorit samt ryolit och andesit.

Två åldersbestämningar med U–Pb-metoden på zirkon har tidigare utförts inom det stora granitmassivet i kartområdet 25K Harads SV. Den äldre från Kåtaberget (7307429/746148) har gett en ålder av 1892 ± 64 miljoner år (Öhlander & Billström 1989). Det andra provet har tagits på Nattberget (7300587/748901) strax söder om kartområdet och det har gett en ålder av 1890 ± 27 miljoner år (Thelander & Bastani 2006a).

Graniterna inom pertitmonzonitsviten är ställvis svåra att skilja i fält från graniter tillhörande Edeforssviten. Den indelning som vi presenterar på kartorna baseras, förutom på ovan nämnda dateringar och fältobservationer, på jämförelse av spårelement och gammastrålningsdata (kalium, torium, uran och kvoter av dessa). Det bör dock sägas att det fortfarande finns en viss osäkerhet i den givna indelningen.

I kartområdet 25K Harads SV sammanfaller pertitmonzonitsvitens graniter med ett framträdande massunderskott på tyngdkraftskartan (fig. 6). Det finns 13 bergartsprov från pertitmonzonitgraniten från det här området. Provernas densitet är i medeltal 2622 kg/m^3 . Från Edeforsgraniten i samma område finns två bergartsprov med densiteterna 2655 och 2660 kg/m^3 . Det finns också stora områden med Arvidsjaursvulkaniter som sammanfaller med massunderskottet. Från dessa vulkaniter visar 14 prov en densitet av i medeltal 2695 kg/m^3 . Sammantaget tyder det här på att graniterna i pertitmonzonitsviten har större djupgående är de andra bergartsenheterna.

Pertitmonzonitsvitens graniter har generellt sett lägre halter av kalium, uran och torium än graniterna i Linasviten, men högre jämfört med de i Edeforssviten (tabell 3). Endast en gråröd, fint medelkornig granit, belägen vid molybdenmineraliseringen på Kåtaberget (7307147/745965) uppvisade strålningsnivåer som resulterade i aktivitetsindex över 2 och radiumindex över 1. Mätningarna gav halter på 5,3 % kalium, 23 ppm uran och 28 ppm torium. Samtliga bergartsprov som tagits inom pertitmonzonitsviten kommer från graniter till kvartsmonzoniter (tabell 1).

De mafiska bergartsleden inom pertitmonzonitsviten har förhållandevis höga strålningsnivåer (tabell 3). Dock har strålningsmätningar endast utförts på tre lokaler så det statistiska underlaget är dåligt. Strax sydväst om Brännträskliden (7319500/747843) finns en utpräglad, högmagnetisk anomali som sträcker sig huvudsakligen i öst–västlig riktning. Det finns inga hållblottningar på anomalin men resultat från detaljerade tyngdkraftsmätningar visar ett massöverskott. Sannolikt orsakas anomalin av en mafisk bergart, möjligen diorit till gabbro.

Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Linasviten)

Graniter tillhörande Linasviten uppträder som mindre kroppar som är spridda över kartområdet. De står ofta i rumsligt samband med den botteniska supergruppens paragnejser. Linagraniterna är för det mesta massformiga; folierade varianter uppträder endast i kartområdets östligaste del vid Um-tjärnberget (7347693/774727), på Degerberget (7319019/784295) och öster om Inre Rengårdsberget (7303572/781829). På alla dessa ställen verkar foliationen vara relaterad till det stora systemet av deformationszoner längs Haradskölen i kartområdets östra del. Kornstorleken bland Linagraniterna varierar kraftigt från finkornig till grovt medelkornig med en viss dominans av de fint medelkorniga varianterna. Graniterna är röda eller ljus röda till gråröda och underordnat rödgrå till grå. Pegmatitiska partier, ofta

med skriftgranitisk textur, har framför allt observerats i de kroppar av Linagranit som ligger i den östra delen av området 25K Harads SO. Inneslutningar förekommer främst i de mindre kropparna som är omgivna av paragnejs och består också av samma bergart.

Det finns ingen datering av Linasviten inom kartområdet 25K Harads. Men i grannområdet 25J Moskosel SO har en pegmatitlirig monzogranit från Stenselskojan (7313159/712147) daterats till $1\,792 \pm 16$ miljoner år (Kathol m.fl. 2006).

Linagraniten har i medeltal ett aktivitetsindex som överstiger 1 (tabell 2) men strålningsnivåerna varierar mycket, även över korta avstånd. Strålningsmätningar på en pegmatitgranit strax sydost om Snärkölen (7309470/782156) gav halter av 3,9 % kalium, 27 ppm uran och 76 ppm torium, vilket är de högsta uran- och toriumhalterna inom Linasviten.

Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,81–1,78 miljarder år (Edeforssviten)

De sen- till postsvekokarelska intrusivbergarterna tillhörande Edeforssviten dominerar berggrunden i kartområdet 25K Harads NV samt de nordvästra delarna av områdena 25K Harads SO och NO. Mindre intrusioner förekommer spridda inom kartområdets södra del. De felsiska leden utgörs vanligen av massformiga, medel- till grovkorniga, för det mesta jämnkorniga men ställvis små- eller små- till grovporfyrisk graniter. Syenit till monzonit förekommer i en mindre intrusion öster om Nedre Tväråsel (7302720/776506) och kvartsmonzonit runt Laduberg (7301462/779722). Även dessa bergarter är vanligen massformiga. Kornstorleken hos graniterna i Edeforssviten varierar starkt och på relativt korta avstånd från fint medelkornig till grovkornig. Den dominerande kornstorleken är dock grovt medelkornig. De mafiska leden i Edeforssviten är vanligen fint medelkorniga till medelkorniga och består av kvartsdiorit, diorit och gabbro. De är övervägande massformiga; en foliation har enbart observerats på två ställen.

De felsiska intrusivbergarterna i Edeforssviten är för det mesta röda, underordnat gråröda eller rödgrå. Endast den små- till grovporfyrisk graniten (fig. 16) som bildar den distinkta intrusionen vid Vitberget (7327066/741396) är ljus grå. Grusvittring är vanligt förekommande i de medel- till grovkorniga graniterna. Ortopyroxen i granit (charnockit) har observerats i fält vid Spikberg (7343378/755312) och öster om Orrmyrberget (7347750/752533). Förekomsten av ortopyroxen kunde bekräftas i tunnslip. Rapakivitextur är vanlig och flytstrukturer har observerats ställvis.

Av de observerade inneslutningarna och xenoliterna inom de felsiska leden består de flesta av diorit, därefter följer granit och granodiorit, andesit, sandsten och paragnejs samt ryolit till dacit. Angående xenoliter utmärker sig ett litet område norr om Inre Rengärdberget (7303572/781829) där medelkornig, småporfyrisk, massformig Edeforsgranit ställvis innehåller upp till 30 % xenoliter. De består av metamorf massiv sandsten, paragnejs med tydlig gnejsighet och underordnat av en amfibolporfyrisk mafisk vulkanit (fig. 17). Många av xenoliterna är avlånga och parallellt orienterade och definierar troligen en flytstruktur i graniten. Ställvis är xenoliterna också anordnade längs kontakten mellan två olika intrusioner.

Tecken på magmablandning mellan felsiska och mafiska led har observerats på enstaka ställen. I en ojämnkornig till småporfyrisk, kalifältspatporfyrisk, medelkornig granit vid Vålberget (7336003/743660) förekommer enklaver av en finkornig, felsisk bergart som uppvisar glest liggande kalifältspatströkorn som härstammar från graniten (fig. 18). Längs kontaktzonen mot enklaverna har graniten intruderats av enklavernas magma och den granitiska korntexturen har brutits upp. Båda strukturerna tyder på en växelverkan eller magmablandning mellan båda magmafaserna. Liknande fenomen har påträffats nordväst om Lövudden (7342542/752296). Där antyds magmablandning även av förekomsten av inneslutningar som består av en hybridbergart med granodioritisk till tonalitisk sammansättning.

En massiv, röd till ljus röd, grovt medelkornig granit från Spikberg (7343378/755312) har daterats med U–Pb-metoden på zirkon till $1\,803 \pm 10$ miljoner år (Kathol & Persson 2008c). Kvartsmonzoniten vid Laduberg tillhör samma bergartsenhet som en syenit från Hundberget vid Älvsbyn strax söder om det här området som har en ålder på $1\,803 \pm 4$ miljoner år (Thelander & Bastani 2006b).



Figur 16. Små- till grovporfyrisk granit med orienterade fältspatströkorn, Edeforssviten. Häll i sydvästsluttningen av Vitberget (7325700/739879). Foto: Benno Kathol.



Figur 17. Småporfyrisk granit med xenoliter av paragnejs (t.h.) och amfibolporfyrisk mafisk vulkanit (t.v.), Edeforssviten. Häll ca 350 m norr om Inre Rengärdsberget (7303572/781829). Foto: Benno Kathol.



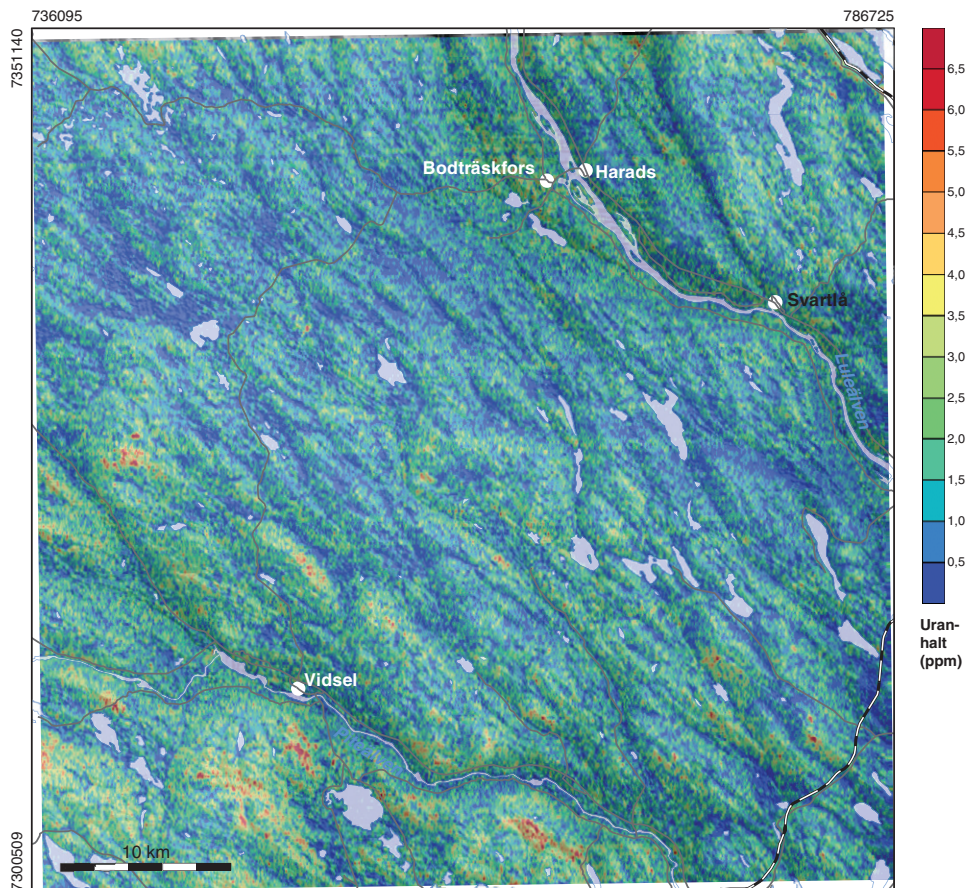
Figur 18. Enklav av en finkornig, felsisk bergart med glest liggande fältspatkorn som härstammar från den omgivande medelkorniga, småporfyrisk graniten, Edeforssviten. Vägghäll vid Vålberget, ca 4,7 km nordväst om Vitbergsträsk (7336003/743660). Foto: Benno Kathol.

Stora delar av berggrunden i de nordvästra delarna av kartområdet 25K Harads utgörs som nämnts ovan av olika graniter som tillhör Edeforssviten, men enligt bougueranomalikartan (fig. 6) saknas ett utpräglat massunderskott över de här delarna. Istället finns det en regional, svagt åt nordnordväst ökande trend i tyngdkraftsfältet. Även när tyngdkraftsdata har bearbetats för att lyfta fram de mer ytnära förhållandena finns tendenser kvar som tyder på ett visst massöverskott, främst över de centrala och norra delarna av området 25K Harads NV. Orsaken till detta är att bergarter med högre densitet ligger under Edeforsgraniterna, och att graniterna har ett relativt litet djupgående över stora delar av detta område.

Bergarterna i Edeforssviten har som helhet låga uran- och toriumhalter (tabell 3) och det gäller i synnerhet den syenit som finns på Pestberget (7302414/776010). Syeniten har kaliumhalter på drygt 5 %, men är extremt uran- och toriumfattig med 0,0 respektive 0,4 ppm. De högsta uranhalterna inom Edeforssviten uppmättes på en porfyrisk granit belägen vid Vitberget (7325401/741112). Graniten uppvisade halter av i medeltal 4,2 % kalium, 14 ppm uran och 25 ppm torium vilket resulterar i ett aktivitetsindex på 1,5. Uranhalten ger ett radiumindex på 0,9. På den kombinerade uran- och topografikartan (fig. 19) syns den förhöjda strålningen vid Vitberget jämfört med omgivningen. Graniten framträder som ett cirkelformat, lågmagnetiskt område på den magnetiska anomalikartan (fig. 3). För samtliga susceptibilitetsmätningar på berghällar i området är medianvärdet 67×10^{-5} SI-enheter.

Strålningsmätningar på Edeforsgraniten vid Slättberget (7326205/760127) gav de högsta toriumhalterna i Edeforssviten inom hela kartområdet 25K Harads. Graniten vid denna lokal uppvisade halter av i medeltal 4,4 % kalium, 13 ppm uran och 41 ppm torium vilket resulterar i ett aktivitetsindex på 1,8.

I de nordvästra delarna av kartområdet (7344467/737330) gav ett petrofysikprov från graniten inom Edeforssviten det högsta q-värdet på 17,6, trots att susceptibiliteten för samma bergartsprov är relativt hög med 170×10^{-5} SI-enheter. I hela kartområdet 25K Harads är detta det högsta q-värde som har uppmätts för ett bergartsprov med icke försumbar susceptibilitet.



Figur 19. Karta över markens uranhalt över kartområdet 25K Harads (skala 1:500 000). Kartan visar den beräknade fördelningen av uran i markens ytskikt. Halten uran är uttryckt i ppm ekvivalent uranhalt, vilket innebär att den är beräknad under antagande av radioaktiv jämvikt. Kartan baseras på flygburna mätningar utförda under åren 1970–1971 på 30 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst–västlig flygriktning. Terrängskuggningen i bakgrunden antyder de relativa höjdskillnaderna inom området. Terrängskuggningen baseras på Lantmäteriets digitala höjddatabank med 50 meters rutnät.

Gångbergarter

Diabasgångarna öster om Vidsel (7311634/754293), norr om Gransel (7313984/742664) och väster om Manjärv (7307283/750350) är inte belagda genom hällobservation utan endast tolkade från den magnetiska anomalikartan. Mindre gångar av diabas eller amfibolit har observerats i häll på endast fem ställen i kartområdet.

Granit-, pegmatit- och aplitgångar förekommer över hela kartområdet med en viss koncentration i bottniska supergruppen och Edeforssviten. Det är delvis oklart vilken svit de tillhör, varför de beskrivs i detta avsnitt. Majoriteten av strålningsmätningarna på pegmatit indikerar en kaliumhalt på 3,5–5 %, 3–10 ppm uran samt 10–30 ppm torium. Ingen mätning når upp till aktivitetsindex 2. Den högsta uranhalten uppmättes på Bullerberget (7313031/773100) med 16,4 ppm som resulterar i ett radiumindex strax över 1. Strax väster om Karl-Jonsaberget (7323463/762796) uppmättes den högsta toriumhalten för pegmatiterna med 33 ppm. Strålningsvärdena varierar mycket över kort avstånd hos de pegmatiter som förekommer i bottniska supergruppens paragnejser.

Pegmatiterna innehåller överlag en liten andel magnetiska mineral. Medianvärdet för samtliga susceptibilitetsvärden som har uppmätts på pegmatiter i fält är 4×10^{-5} SI-enheter. Det högsta värdet är $10\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter, uppmätt vid Högmyrkläppen (7337354/768668) i en pegmatit som förekommer nära en mafisk intrusion.

De aplit- och granitgångar som har varit föremål för strålningsmätningar finns främst i kartområdet 25K Harads SO. Deras kaliuminnehåll varierar från 3,1 till 5,6 %, medan uran- och toriumhalterna ligger

mellan 2,3 och 11,3 ppm respektive 8,3 och 38 ppm. Ingen strålningsmätning når upp till radiumindex 1, dock ligger majoriteten inom aktivitetsindex 1–2. Den mest högstrålande apliten, med 3,1 % kalium, 11,3 ppm uran och 38 ppm torium, finns mellan sjöarna Långsjön och Slyträsket (7317304/784096). Apliten är även anomal med hänsyn till dess innehåll av magnetiska mineral, med susceptibilitetsvärden upp till $1\,400 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Typiska susceptibilitetsvärden för apliterna inom kartområdet 25K Harads ligger mellan 1 och 80×10^{-5} SI-enheter.

GEOFYSIK

Flyggeofysiska mätningar över kartområdet 25K Harads utfördes 1970 och 1971 av Sveriges geologiska undersökning (SGU) samt 1985 av Nämnden för Statens Gruvegendom (NSG).

Vid SGUs mätningar, som utfördes på 30 m flyghöjd över markytan och med 200 m flyglinjeavstånd, mättes magnetfältet och gammastrålningen över hela området. Mätningarna utfördes i öst–västlig riktning vilket innebär att nord–sydliga strukturdrag framhävs betydligt tydligare än de öst–västliga (fig. 3).

NSGs mätningar från 1985 utfördes även de på 30 m flyghöjd över markytan och med 200 m flyglinjeavstånd. Mätningarna berör i huvudsak de östra delarna av kartområdet och utfördes i öst–västlig riktning, förutom ett område inom 25K Harads NO som även mättes i nord–sydlig riktning. NSGs mätningar omfattar magnetfält, gammastrålning och elektromagnetiska fält med slingram och VLF (very low frequency) från två sändare.

Tyngdkraftskartläggningen har främst utförts under 1970-talet och början på 2000-talet. Förutom SGU har även Lantmäteriet, NSG och Luleå tekniska universitet (LTU) bidragit till datamängden. Mätpunkterna är relativt jämnt fördelade över kartområdet och har ett genomsnittligt avstånd på 1,2 till 1,3 km. Objektsorienterade tyngdkraftsmätningar med ett punktavstånd av 100 till 300 meter utfördes 2007 av SGU över områden med intressanta magnetfältsanomalier (fig. 6).

Förutom de ovan beskrivna geofysiska undersökningarna har SGU och NSG utfört markmätningar över vissa malmpotentiella områden i samband med prospekteringsverksamhet under 1970- och 1980-talen (fig. 20). Mätningarna är i flera fall mycket detaljerade och omfattar magnetfält, inducerad polarisation (IP), resistivitet, ekvivalent uranhalt i jordluft samt elektromagnetiska fält med slingram och VLF. Resultaten från markmätningarna finns både som kartor vid SGUs arkiv i Malå och i digital form.

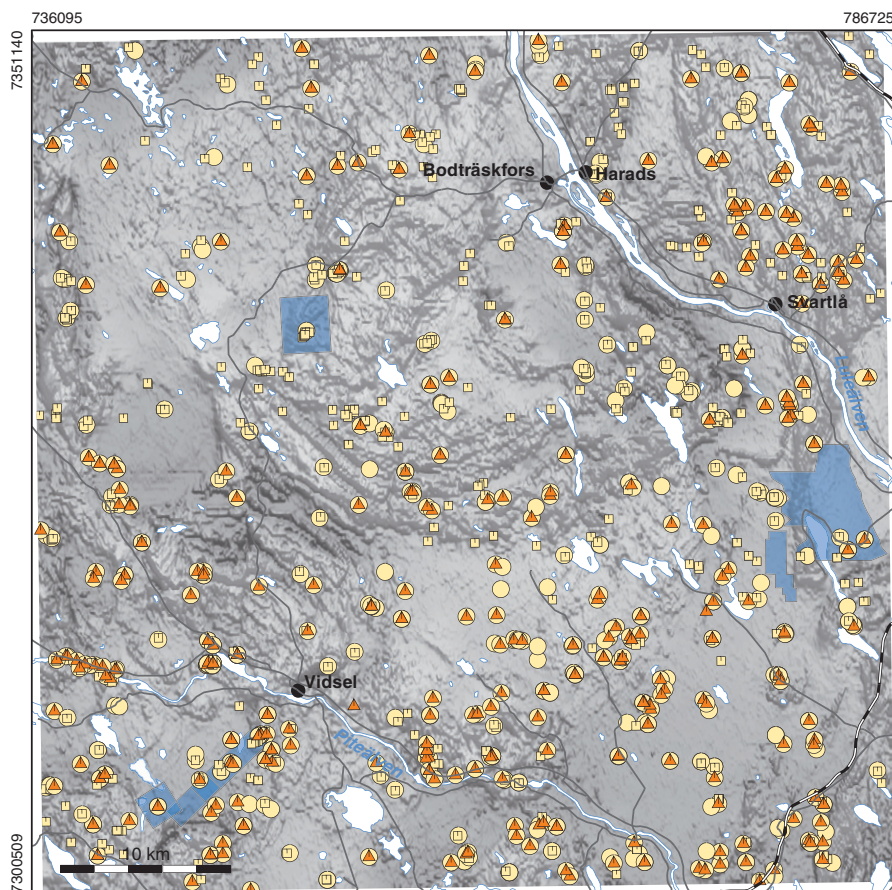
I samband med prospekteringsverksamheten insamlades också ca 430 bergartsprov för mätning av densitet, susceptibilitet och Königsbergerkvot (q-värde). Av dessa prov är 32 orienterade, vilket innebär att det finns vissa uppgifter om den remanenta magnetiseringens riktning.

De geofysiska fältinsatserna under den här karteringen omfattar 505 lokaler, 1 369 gammastrålningsmätningar med spektrometer på håll och 308 analyser av bergarters petrofysiska egenskaper samt 39 korta mätprofiler. Profilerna har mätts med magnetometer och i vissa fall med VLF-instrument med syftet att erhålla en mer detaljerad bild av den magnetiska signaturen av bergartskontakter, gångar och större deformationszoner.

Den regionala magnetfälts- och tyngdkraftsinformationen antyder att områdets större deformationszoner i huvudsak har en nordnordöstlig till sydsydvästlig utbredning, dvs. samma riktning som Karesuando–Arjeplogdeformationszonen (Bergman m.fl. 2001) och den deformationszon som i nordöst ansluter till Lansjärvförkastningen (Lagerbäck & Sundh 2008). Vidare finns vissa antydningar i magnetfältet till förekomsten av nordväst–sydöstligt strykande deformationszoner som alltså har samma riktning som Raahe–Ladogazonen (Kahma 1978). De tre nämnda zonerna är större regionala strukturer och ligger utanför kartområdet 25K Harads.

Petrofysik

Strålningsmätningarna har, med några få undantag, utförts på berghällar. På varje mätlokal har om möjligt upp till tre, i vissa speciella fall fler, mätningar utförts på samma bergart. På berghällar mindre än



Figur 20. Geofysiska fältundersökningar inom kartområdet 25K Harads. Områden där geofysiska markmätningar utförts i samband med prospekteringsverksamhet på 1970- och 1980-talen har markerats som blå ytor. De gula kvadraterna representerar analyserade bergartsprover som insamlats i samband med prospektering. Lägena för de geofysiska fältundersökningar 2006–2007 markeras med gula cirklar (lägen för susceptibilitetsmätningar och radiometrisk mätningar med spektrometer) samt orange trianglar (lägen för analyserade petrofysikprov). Lägena för de markmätta profilerna har utelämnats. I bakgrunden syns den magnetiska totalfältsanomalin som en reliefkarta där ljus ton anger hög intensitet.

ca 1 m² gör de geometriska förhållandena att mer än en mätning inte är meningsfull. Sammanställningar av strålningsmätningarna i respektive bergartsenhet presenteras i tabellerna 2–3 samt laboratoriemätningarna baserade på knytävsstora bergartsprov i tabell 1. Figur 20 visar var undersökningar bedrivits. Även läget för äldre provtagningslokaler för petrofysik samt läget för äldre geofysiska markmätningar (magnetfält, VLF, slingram, etc.) är angivna.

Medelvärde för aktivitetsindex understiger 2,0 och radiumindex 1,0 för alla undersökta bergarter inom kartområdet (tabell 2), men lokalt förekommer enstaka högre värden.

Rent generellt antyder strålningsmätningarna på berghällar (tabell 3) och de flygburna gammastrålningsmätningarna att strålningsnivåerna är låga inom kartområdet 25K Harads. De högsta strålningsvärdena uttryckt i isotopekvivalenter som har uppmätts på håll finns inom kartbladområdets östra del och är 8,9 % kalium, 64 ppm uran och 172 ppm torium. Den högsta kaliumhalten har erhållits i en sur vulkanit (7326225/767522), medan de högsta uran- och toriumhalterna uppmättes i en pegmatitgranit (7309470/782156).

Densiteten är, som sig bör, låg för de sura bergarterna och hög för de basiska (tabell 1). De högsta susceptibilitetsvärdena uppvisar mafiska vulkaniter i Arvidsjaurgruppen. Lokalt förekommer också enskilda höga värden inom många andra bergartsenheter, t.ex. de basiska bergarterna inom Edefors- och Jörn GI-sviten. Königsbergerkvoten (q-värdet) har ett medianvärde omkring 0,1 och 0,5 för de flesta bergarterna. Den största avvikelsen från detta med medianvärden upp till 1,5 uppvisar diorit till gabbro

inom Jörn GI-sviten och andesit till basalt inom Arvidsjaurgruppen. Det finns enskilda petrofysikprov med betydligt högre q-värde, t.ex. inom Edeforssviten.

METAMORFOS OCH OMVANDLINGAR

Bergarterna inom kartområdet 25K Harads är i allmänhet välbevarade med låg metamorfosgrad. Detta gäller speciellt Svartlågruppens och Arvidsjaurgruppens ytbergarter väster om den stora deformationszonen vid Haradskölen samt intrusivbergarterna i pertitmonzonitsviten. Högre metamorfosgrad förekommer endast i den botteniska supergruppens ställvis migmatiserade gråvackor och paragnejser samt i gruppens förgnejsade vulkaniter. De sen- till postsvekokarelska intrusivbergarterna har i stort sett inte drabbats av någon metamorf händelse.

Hydrotermalombvandling av felsiska vulkaniter i området väster om Svanisträsket (7346197/778250) har lett till bildning av sericit- och dumortieritkvartsit. Omkristalliserade korn är vanliga i Arvidsjaurgruppens ytbergarter i det centrala vulkanitområdet. Omkristalliseringen skedde sannolikt när den omgivande Edeforsgraniten intruderade. Granat har observerats i botteniska supergruppens paragnejser öster om Harads (7342487/769490) och i Granbergets nordostsluttning (7315797/780383), i granodiorit till tonalit tillhörande Jörn GI-sviten vid Harads (7341835/769924) och Storforsen (7313960/746430) samt i felsiska vulkaniter tillhörande Arvidsjaurgruppen vid Laver (7304593/739655) och norr om Svartlå (7337128/780359). Andalusit uppträder i Svartlågruppens gråvackor och argilliter på Kängesberget (7329251/778825) och på Flakaberget (7332261/778468). Epidotombvandling är vanlig framför allt i de svekofenniska ytbergarterna och de tidigsvekokarelska intrusivbergarterna. Klorit uppträder i både ytbergarterna och de tidigsvekokarelska intrusivbergarterna huvudsakligen i den sydvästra delen av kartområdet 25K Harads.

STRUKTURGEOLOGI

De tidigsvekokarelska intrusivbergarterna och de svekofenniska ytbergarterna har blivit påverkade av den svekokarelska orogenesens huvudfas som ägde rum för mellan 1,85 och 1,80 miljarder år sedan. Bergarterna har dock blivit deformerade i olika grader. Väster om botteniska supergruppens paragnejsstråk är intrusivbergarterna ofta massformiga och Arvidsjaurgruppens ytbergarter endast ställvis penetrativt folierade. De senare uppvisar i det centrala vulkanitområdet (se ovan) långvågig veckning av den ganska flackt liggande lagerföljden. Deformationsgraden är betydligt högre i botteniska supergruppens paragnejser och de bergarter som ligger öster om det östliga systemet av plastiska deformationszoner (se nedan). Inom den förra enheten finns det även tecken på en äldre deformationsfas. Strukturella drag i den södra delen av paragnejsstråket fortsätter inte in i Arvidsjaurgruppen (Christina Lundmark, pers. medd. 2007). Xenoliter av folierad paragnejs i en tonalit tillhörande Jörn GI-sviten (fig. 4) tyder på att denna deformationsfas har föregått bildningen av Jörn GI-svitens intrusivbergarter. En liknande åldersrelation har observerats sydväst om Örnäshatten (7347583/766948), där penetrativa deformationsstrukturer i en listporfysisk andesit klipps av en granodiorit. Detta skulle innebära att Svartlågruppens sedimentära bergarter har avsatts efter denna deformationsfas och att de deformerats (de är ställvis isoklinalt veckade) liksom Arvidsjaurvulkaniterna endast under den svekokarelska huvudfasen. Detta tyder också på att kontakten mellan Svartlågruppen och den botteniska supergruppen är diskordant.

Två större system av plastiska deformationszoner stryker nordnordost till nordnordväst. Det västliga av dessa ligger mellan Bäckdal (7302166/748916) i söder och Spikberg (7343939/754977) i norr. Det östliga är kartområdets mest markanta system och sträcker sig från Laduberg (7301859/779517) i söder till Umtjärnberget (7347693/774727) i norr, varifrån det fortsätter norrut och svänger in i den s.k. Nautanen-zonen sydost om Gällivare. Norr om Svartlå har en gren av detta system gett upphov till Haradskölens markanta brant mot Luleälvens dalgång. Deformationszonen längs Haradskölen är en litologisk och strukturell gräns. Medan de generella strukturella dragen väster om paragnejsstråket stryker ungefärligen

ost–väst, uppvisar vulkaniterna öster om Haradskölens deformationszon nord–sydliga riktningar. Den skiljer också den bottniska supergruppens och Svartlågruppens bergarter från vulkaniterna av Arvidsjaurgruppen i öster.

De flesta deformationszonerna, både plastiska och spröda, har tolkats med hjälp av magnetfältsdata. Endast ett fåtal har tolkats från elektromagnetiska data (VLF) eller från den digitala höjdmodellen. Deformationszonerna har endast på några få lokaler kunnat verifieras med hällobservation. Till exempel har de observerats på flera ställen längs Haradskölen, väster om Myrberg (7337329/754163), på Skruvhuvudena (7323699/779805) och vid Storbergträsket (7309515/748121).

NATURRESURSER

Kopparmineraliseringen vid Laver (7304401/739988) lokaliserades av Bolidens Gruvaktiebolag 1930 med geoelektriska mätmetoder under uppföljning av en kopparkisförande blocksvans. Mellan åren 1934 och 1946 bröts 1,5 miljoner ton kopparmalm med 1,51 % koppar, 0,2 g/t guld och 36 g/t silver (Fredriksson 1983). Enligt en beskrivning av Ödman (1943) förekommer mineraliseringen huvudsakligen i kontakten mellan ryolit och överliggande bandad tuff tillhörande Arvidsjaurgruppen. Kontakten mellan bergarterna stryker i nordväst–sydöstlig riktning med en stupning av ca 70° mot sydväst. Malmen förekom enligt följande: 1 – ”brecciemalm” i ryolit, 2 – ådror i kontakten mellan ryolit och tuff, 3 – malmförande förkastningar vilka klipper ”brecciemalm” och ådror. Kopparkis och magnetkis är de dominerande malmmineralen. Förutom kopparmineraliseringen förekommer även blyglans och zinkblände i ådror som är 1 till 2 meter långa och några centimeter breda. En lokal förekomst av gediget silver påträffades på 130-metersnivån i en ost–västligt strykande förkastning (Ödman 1945).

I samma stratigrafiska position som Lavermineraliseringen förekommer kopparmineraliseringen Laver Kronprins, vilken ligger i strykningsriktningen från Laver, 1,5 km mot sydost i den mot väster stupande kontaktzonen mellan ryolit och tuff. Huvuddelen av mineraliseringen ligger på 150 meters djup i ett skarpt veck där bergarterna är starkt tektoniserade och skarnomvandlade. Mineraliseringen, vilken endast påträffats i borrhål, utgörs av magnetkis med kopparkisimpregnationer. Halten koppar överstiger sällan 1%. Lokalt förekommer en förhöjd guldhalt på i genomsnitt 4,9 g/t (Fredriksson 1983).

Uranmineraliseringen vid Kvarnån (7333304/752215) upptäcktes 1971 av Sveriges geologiska undersökning i häll och i ett stort antal block vid uppföljningen av en flygradiometrisk anomali. Fyndigheten undersöktes 1971 till 1973 med bland annat hammarborrning. Diamantborrningar påbörjades inte förrän 1978 och avslutades 1983 då totalt 19 450 meter hade borrats i 107 borrhål. Mineraliseringen är av impregnationstyp och förekommer i metaarenit vilken mellanlagrar två metavulkanithorisonter av intermediär sammansättning. Dessa bergarter och mineraliseringen stryker i nordost–sydvästlig riktning och stupar ca 35° mot nordväst. Det uranförande malmmineralet är uraninit som förekommer antingen i biotitrika ådror eller i gröna aggregat huvudsakligen bestående av hornblände och epidot (Gerlach 1982). En preliminär beräkning av indikerad och känd mineraltillgång utförd 2005 påvisade ett tonnage på 1,94 miljoner ton uranmalm med en medelhalt på 731 ppm (Phillips 2005).

Ungefär 5 km sydsydväst om mineraliseringen vid Kvarnån förekommer en mindre uranmineralisering vid Brännspiken (7328549/755626). Mineraliseringen som förekommer i häll är av samma typ som i Kvarnån och förekommer i kontaktområdet mellan metaarenit och metavulkanit. Analys av prov tagna från häll visar uranhalt upp till 1700 ppm (Kullman 1984, Svensson m.fl. 1981).

Sulfidmineraliseringar vid Svanisträsk II förekommer ca 2 kilometer sydost om Svanisträsk I (se nedan). Dessa utgörs av pyrit, kopparkis och spår av molybdenglans och förekommer i kvartsrika zoner och ådror i en hydrotermalt omvandlad bergart som övergår till en röd porfyrisk granit. Mineraliseringen är känd sedan 1950-talet och analyser av hällprov från den tiden påvisade guldhalt på 0,6 respektive 0,4 g/t. Provtagning och analyser gjorda 1982 av Sveriges Geologiska AB under projektet Guld i Norrbotten påvisade lägre guldanomalier mellan 0,1 och 0,2 g/t samt silverhalter mellan 20 och 45 g/t. Proverna hade anmärkningsvärt höga vismuthalter mellan 62 och 200 g/t (Carlson m.fl. 1983).

Vid Gruvberget (7335716/786026) förekommer ett par mindre gruvhål av okänd men sannolikt mycket hög ålder. Gruvhålen är vattenfyllda, har en diameter på 2 meter och är upp till 5 meter djupa. Den blottade delen av mineraliseringen är starkt vittrad och innehåller malakit. Värdbergarten är en intermediär vulkanit. Mineraliserade block och hållar har hittats på Gruvbergets nordvästra sluttning i samband med Mineraljakten som arrangeras årligen av Sveriges geologiska undersökning. Mineraliseringen är endast 0,5 meter bred och det dominerande malmmineralet är kopparkis, vilket förekommer disseminerat och i aggregat. Spår av bornit och kopparglans förekommer. Fynden ligger mindre än en kilometer från gruvhålen och en analys av ett mineraliserat prov uppvisar 2,2 % koppar, 89 g/t silver och 0,62 g/t guld.

Molybdenuppslaget vid Kåtaberget (7307228/746011) hittades under mineraljakten 1971 men undersöktes först 1978 till 1980 av Sveriges geologiska undersökning då bland annat geofysiska mätningar gjordes och ett 800 m² stort område jordavrymdes. Mineraliseringen utgörs av ojämnt fördelad molybdenglans i en leukogranit. Spår av flusspat och kopparkis förekommer. Uppskattningar av genomsnittlig molybdenhalt i ett 17 000 m² stort område bedömdes vara sannolikt mindre än 0,05 %, medan i ett område på 3 300 m² bedömdes halten ligga mellan 0,1 och 0,15 %. Tonnage och halter ansågs vara för låga för att motivera vidare undersökningar (Sjöstrand 1981).

I ett område strax väster om sjön Svanisträsk hittades 1979 ett flertal blå kvartsitblock vilka bestod av mineralen kvarts, andalusit, muskovit och det sällsynta mineralet dumortierit. Vid dikesgrävning utförd av Sveriges geologiska undersökning i början på 1990-talet hittades dumortieritkvartsiten i fast klyft i en meterbred zon som kunde följas i trettio meter. Lokalen har benämningen Svanisträsk I (7346197/778250). Fem borrhål med en sammanlagd längd av 143 meter sattes ut 1992. Kvartsiten ansågs kunna användas inom byggnadsvaruindustrin samt till prydnadssten. Någon produktion påbörjades inte.

Nordost om Grundsand (7347303/766836) bryter man en finkornig, svart, omvandlad basisk bergart för produktion av krossberg. En annan bergtäkt för krossberg har tagits upp i en starkt deformerad, ignimbritisk ryolit ca 400 m ostnordost om Danielstugan (7338075/781845). Nedanför utsiktspunkten vid Gunnaberget utanför Harads (7342645/769197) finns ett nedlagt stenbrott i fint medelkornig diorit till gabbro.

REFERENSER

- Bergman, S. Kübler, L. & Martinsson, O., 2001: Description of regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian orogen). *Sveriges geologiska undersökning Ba* 56, 1–110.
- Carlson, L., Fjellström, M., Lundqvist, A. & Niva, B., 1983: Guld i Älvsbyområdet – Resultat av 1982-års prospektering med sammanfattning och rekommendationer av prospekteringssituationen. *Sveriges geologiska undersökning, PRAP* 83025, 23 s.
- Fredriksson, G., 1983: Estimate of mineral resource potential for five areas in Sweden. *LKAB Prospektering AB, PRO*8336.
- Gerlach, R., 1982: Kvarnån – results from prospecting activities during 1970–1981. *Sveriges geologiska undersökning, BRAP* 82049, 22 s.
- Hughes, C.J., 1973: Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine* 109, 513–527.
- Kahma, A., 1978: The main sulfide ore belt of Finland between Lake Ladoga and the Bothnian Bay. *Geological survey of Finland, Bulletin* 50, 39–43.
- Kathol, B. & Persson, P.-O., 2007: U-Pb zircon age of an ignimbitic rhyolite from Benbryteforsen in the area between Moskosel and Vidsel, southern Norrbotten County, Sweden. I F. Hellström & J. Andersson (red.): Isotope analytical results 1. *SGU-rapport* 2007:28, 17–19.
- Kathol, B. & Persson, P.-O., 2008a: Sm-Nd analysis of a quartz monzodiorite from Gunnarberget at Harads, southern Norrbotten County, Sweden. I F. Hellström (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 2. *SGU-rapport* 2008:28, 29–30.

- Kathol, B. & Persson, P.-O., 2008b: Sm-Nd analysis of a quartz diorite from Sandträskberget, southern Norrbotten County, Sweden. *I F. Hellström (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 2. SGU-rapport 2008:28*, 31–32.
- Kathol, B. & Persson, P.-O., 2008c: U-Pb zircon age of a massive granite to monzonite from Spikberg, c. 14 km to the west of Harads, southern Norrbotten County, Sweden. *I F. Hellström (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 2. SGU-rapport 2008:28*, 27–28.
- Kathol, B. & Weihed, P., (red.) 2005: Description of regional geological and geophysical maps of the Skellefte District and surrounding areas. *Sveriges geologiska undersökning Ba 57*, 1–197.
- Kathol, B., Aaro, S. & Hartvig, F., 2006: Moskosel–Harads, baskartering berg. *I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2005. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 123*, 21–27.
- Kathol, B., Aaro, S., Hartvig, F., Jönberger, J. & Lundmark, C., 2007: Moskosel–Harads, baskartering berg. *I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2006. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126*, 10–27.
- Kathol, B., Aaro, S. & Jönberger, J., 2008: Moskosel–Harads, baskartering berg. *I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2007. Sveriges geologiska undersökning Rapport 2008:24*, 7–11.
- Kathol, B., Rimša, A. & Hellström, F., 2008: U-Pb zircon age of a strongly deformed rhyolite from Danielstugan, c. 3.5 km north-northeast of Svartlå, southern Norrbotten County, Sweden. *I F. Hellström (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 2. SGU-rapport 2008:28*, 36–38.
- Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia*.
- Kullman, F., 1984: Kvarnå-området – kortfattad beskrivning till berggrundsgeologisk karta i 1:50 000. *Sveriges Geologiska AB, IRAP 84123*, 9 s.
- Lagerbäck, R. & Sundh, M., 2008: Early Holocene faulting and paleoseismicity in northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 836*, 1–80.
- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanetti, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- LeMaitre, R.W. (red.), 2002: *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. University press, Cambridge, 236 s.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P., 1996: Bedrock map of central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala)*.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R., 1993: *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 196 s.
- Mellqvist, C., 1999: Proterozoic crustal growth along the Archaean continental margin in the Luleå and Jokkmokk areas, northern Sweden. *Doktorsavhandling 1999:24, Luleå tekniska universitet, Sverige*, 15 s.
- Mellqvist, C., Öhlander, B., Skiöld, T. & Wikström, A., 1999: The Archaean–Proterozoic Palaeoboundary in the Luleå area, northern Sweden: field and isotope geochemical evidence for a sharp terrane boundary. *Precambrian Research* 96, 225–243.
- Mellqvist, C., Öhlander, B., Weihed, P. & Schöberg, H., 2003: Some aspects on the subdivision of the Haparanda and Jörn intrusive suites in northern Sweden. *GFF* 125, 77–85.
- Phillips, A.H., 2005: *Revised introductory technical report on eight uranium properties in northern Sweden*. Report prepared for Continental Precious Minerals Inc. www.sedar.com.
- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: Geological map, Pre-Quaternary rocks, Northern Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden*.

- Sjöstrand, T., 1981: Kåtaberget – redovisning av grävningsarbeten utförda hösten 1980. *Sveriges geologiska undersökning, BRAP 81041*, 8 s.
- Svensson, S., Troeng, B., Forsberg, L-O., Kullman, F., Gustafsson, B., Laurikko J. & Gerlach, R., 1981: Uranium prospecting in Norrland, Interim report nov. 1981. *Sveriges geologiska undersökning, BRAP81083*, 28 s.
- Thelander, T. & Bastani, M., 2006a: Berggrundskartan 24K Älvsbyn NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 17*.
- Thelander, T. & Bastani, M., 2006b: Berggrundskartan 24K Älvsbyn NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 18*.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using mobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Witschard, F., 1984: The geological and tectonic evolution of the Precambrian of northern Sweden – a case for basement reactivation? *Precambrian Research* 23, 273–315.
- Ödman, O.H., 1943: Geology of the copper deposit at Laver, N. Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 452*, 35 s.
- Ödman, O.H., 1945: A nickel-cobalt-silver-mineralization in the Laver copper mine, N. Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 470*, 10 s.
- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*, 151 s.
- Ödman, O.H., Härme, M., Mikkola, A. & Simonen, A., 1949: Den svensk-finska geologiska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 71, 113–120.
- Öhlander, B. & Billström, K., 1989: Regional implications of U–Pb zircon dating of two Proterozoic granites associated with molybdenite mineralized aplites in northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 111, 229–238.

