Beskrivning till delar av berggrundskartorna 10G ESKILSTUNA SV OCH SO

Dick Claeson & Peter Hedin





ISSN 1652-8336 ISBN 978-91-89421-44-8

Omslagsbild: Diatexitisk migmatit med granit som neosom (6560062/581136).

Fotograf: Dick Claeson.

Författare: Dick Claeson & Peter Hedin Granskad av: Stefan Bergman, Johan Jönberger Ansvarig enhetschef: Ildikó Antal-Lundin

Redaktör: Lina Rönnåsen

Utgivningsår: 2022

Sveriges geologiska undersökning Box 670, 751 28 Uppsala tel: 018-17 90 00 e-post: sgu@sgu.se

www.sgu.se

INNEHÅLL

| Abstract | 5 |
|---|----|
| Sammanfattning | 5 |
| Inledning | 6 |
| Geofysisk översikt | 9 |
| Flygburna geofysiska mätningar | 9 |
| Flygburna magnetfältsmätningar | 9 |
| Flygburna VLF-mätningar | 10 |
| Flygburna gammaspektrometriska mätningar | 13 |
| Topografi | 13 |
| Geofysiska markmätningar | 19 |
| Tyngdkraft | 19 |
| Gammaspektrometri | 21 |
| Petrofysik | 23 |
| Markprofiler | 25 |
| Bergarter | 25 |
| Ytbergarter | 25 |
| Marmor | 25 |
| Sedimentära bergarter – paragnejs – migmatit | 27 |
| Vulkaniska bergarter av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år | 31 |
| Gångar av amfibolit, basaltoid och diabas | 37 |
| Generation av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år | 37 |
| Generation av trolig ålder 1,82 till 1,78 miljarder år | 37 |
| Hälleforsgången, troligen cirka 1,60 miljarder år | |
| Diabasgångar orienterade i öst-väst, generation trolig runt 1,60 miljarder år | 48 |
| Djupbergarter | 52 |
| Äldre sura och intermediära bergarter av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år | 52 |
| Äldre gabbro till kvartsdiorit av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år | 54 |
| Samtida generation av granit i samband med migmatitisering, 1,82 till 1,78 miljarder år | 56 |
| Yngre generation granit tillhörande Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), cirka 1,80 miljarder år | 62 |
| Pegmatit | 63 |
| Strukturer och metamorfos | 66 |
| Naturresurser | 78 |
| Järnoxidmineraliseringar | 78 |

| Sulfidmineraliseringar | |
|-------------------------------|--|
| Krossberg och industrimineral | |
| Referenser | |
| | |

ABSTRACT

The project Bergslagen, etapp 2 is part of SGU's systematic geological surveying of areas of interest for mineral exploration, including the sub-project Eskilstuna SV/SO. Location determinations have been made in the coordinate system SWEREF99 TM.

The purpose of the project is to update the local bedrock and geophysical databases, which may constitute documentation for planning and resource management for exploration companies, municipalities, county administrative boards and others in Bergslagen. The data from the project will include updates to digital maps, outcrop observations, lithogeochemistry, mineral deposits, petrophysical properties and geophysical field measurements. The project started as mapping project 80027, in the beginning of 2009 and stopped in the autumn 2010. During 2020, the survey work was resumed, but now as project 80038 and part of the project Bergslagen, etapp 2, ore potential areas, and was expected to be completed in early 2022. Most geological and geophysical field investigations were carried out during summer and autumn 2020 and 2021 to improve our understanding of the geological record.

The following description presents mainly new information from the 2020–2021 field seasons, analysis results, and modelling results.

SAMMANFATTNING

Representativa fältobservationer inom delprojektområdet Eskilstuna SV/SO av projektet Bergslagen, etapp 2 dokumenteras och analyseras.

Ett urval av nya geofysiska markmätningar och petrofysiska mätningar redovisas för bergarter och mineraliseringar inom delprojektområdet Eskilstuna SV/SO. Det bristfälliga underlaget av petrofysiska mätningar av prover från olika typer av mineraliseringar har vi systematiskt utökat med nya stuffer, vilka nu är uppmätta i SGU:s petrofysiska laboratorium. Även det litogeokemiska underlaget av analyser från mineraliseringar och malmer har utökats, då det var rudimentärt när projektet startades. Geofysiska markmätningar och modellering över Hälleforsgången presenteras.

I rapporten beskrivs järnoxid- och sulfidmineraliseringar inom delprojektområdet Eskilstuna SV/SO, vilka bland annat innehåller basmetallen järn. De undersökta sulfidmineraliseringarna har enbart låga halter av koppar, zink och bly, samt ädelmetaller. Ett mindre urval litogeokemiska analysdata presenteras. Huvuddelen av den insamlade informationen finns nu i SGU:s databaser.

INLEDNING

Karteringen för delar av kartområdena 10G Eskilstuna SV och SO påbörjades under 2009 med planerad slutleverans 2014, för att läggas i malpåse under hösten 2010. Under 2020 återupptogs undersökningsarbetet, som del av projektet *Bergslagen, etapp 2, malmpotentiella områden* och beräknades avslutas tidigt 2022. Arbetet ingår i SGU:s systematiska geologiska undersökningar av prospekteringsintressanta områden. Två rapporter med preliminär information om undersökningsområdet är publicerade (Bergman & Kübler 2011, Bakker m.fl. 2021).

Syftet är att för delar av kartområdena 10G Eskilstuna SV och SO producera berggrundsgeologisk information i skala 1:50 000 som ett planerings- och resurshållningsunderlag för prospekteringsbolag, kommuner och länsstyrelse samt andra intressenter (fig. 1).

Uppdatering av SGU:s databaser (malmkemi, bergartskemi, petrofysik, geofysiska data, fyndighetsdata) sker kontinuerligt allt eftersom resultat från nya analyser och mätresultat kommer in från SGU:s olika karteringsprojekt. Delar visualiseras i SGU:s kartvisartjänster på https://apps.sgu.se/kartvisare/.

Lägesbestämningar har gjorts i koordinatsystemet SWEREF99 TM.

Då flertalet bergartsled inom undersökningsområdet har genomgått olika grad av omvandling har prefixet "meta" utelämnats, vilket annars avser en metamorf bergart, till exempel metagabbro. I stället används de magmatiska termerna då bergarterna fortfarande är relativt enkla att avgöra ursprunget på, till exempel gabbro, och de metamorfa termer som beskriver de metamorfa bergarter där ursprung är svårt eller omöjligt att med säkerhet avgöra, till exempel diatexitisk migmatit.



Figur 1. Projektområdet är markerat med röd linje och utgör delar av kartområdena 10G Eskilstuna SV och SO. Se teckenförklaring på nästa sida.

Eskilstuna SV/SO karterat område

- Regional plastisk deformationszon, sned rörelse, dextral
- ----- Deformationszon, ospecificerad
 - ——— Spröd deformationszon
- ----- Spröd till plastisk deformationszon

• Järnmalmsgruva, nedlagd

- Järnskärpning eller uppslag
- Sulfidskärpning eller uppslag
- Industrimineral, täkt i drift
- Industrimineral, nedlagd täkt

Vita prickar = porfyrisk

Sandsten, terreneuv-kambrium serie 2, 542–510 Ma

Postsvekokarelska intrusivbergarter, låggradigt metamorf

- Diabas, gång med huvudsaklig riktning i N–S, 1,00–0,91 Ga
- Diabas, gång med huvudsaklig riktning i O–V, 1,60–1,47 Ga
- Diabas, 1,60–1,47 Ga

Svekokarelska intrusivbergarter, varierande grad av metamorfos





Granitoid-syenitoid, 1,91–1,86 Ga Granit, 1,91–1,86 Ga Granodiorit-granit, 1,91–1,86 Ga Tonalit-granodiorit, 1,91–1,86 Ga

Gabbroid-dioritoid, 1,91–1,86 Ga

Svekokarelska ytbergarter, varierande grad av metamorfos

Diatexitisk migmatit, 1,82–1,78 Ga

Karbonatsten, marmor, 1,91–1,86 Ga
Glimmerskiffer, 1,91–1,86 Ga
Paragnejs, 1,91–1,86 Ga
Arenit, 1,91–1,86 Ga
Vacka, 1,91–1,86 Ga
Ryolit, 1,91–1,86 Ga
Dacit-ryolit, 1,91–1,86 Ga

Basalt-andesit, 1,91-1,86 Ga

Figur 1. (Fortsättning) Teckenförklaring till berggrundskartan.

GEOFYSISK ÖVERSIKT

Flygburna geofysiska mätningar

Projektområdet för Eskilstuna SV och SO ingick i 2020 års flyggeofysiska kampanj där SGU mätte det jordmagnetiska totalfältet, det elektromagnetiska fältet inom frekvensbandet för VLF (eng. *Very Low Frequency*, 15–30 kHz), samt markens naturliga gammastrålning. Mätningarna gjordes längs nord–sydliga flyglinjer med nominellt linjeavstånd på 200 m och på flyghöjden 60 m över markytan. Systemet som används vid moderna flygmätningar är utrustat med en magnetometer med <0,3 nT noggrannhet, ett VLF-instrument som registrerar data från två sändare, en spektrometer, samt GPS för lägesbestämning.

Jämfört med tidigare flyggeofysiska mätningar över området, utförda av SGU under åren 1975 och 1977, ger de nya mätningarna flera viktiga förbättringar. Förutom GPS-positionering, tätare mätpunktsavstånd och förbättrad känslighet och upplösning för samtliga instrument, så registrerar det moderna systemet VLF-data från två sändare i stället för en. Tidigare mätningar med enbart information från en sändare hade hög känslighet för elektriska ledare som är orienterade i riktning mot sändaren, men mycket låg känslighet för elektriska ledare orienterade vinkelrätt mot densamma. De moderna VLF-data som registrerar information från två sändare gör det möjligt att identifiera elektriskt ledande zoner i marken som är oberoende av deras riktning mot sändaren. Moderna VLF-data gör det också möjligt att beräkna markens skenbara resistivitet och strömtäthet. De äldre mätningarna utfördes längs nord–sydliga flyglinjer med nominellt linjeavstånd på 200 m men på 30 m flyghöjd över markytan, vilket framför allt kan ge något bättre definierade anomalier i de magnetiska mätningarna. Därför har även de äldre flygmagnetiska data, trots mätnoggrannhet på 5 nT och generellt sämre datakvalitet, använts som komplement till moderna data vid tolkning av strukturer.

Flygburna magnetfältsmätningar

En magnetisk anomalikarta över området, baserad på 2020 års flygmätningar, visas i figur 2. Positiva avvikelser (röda nyanser) visar områden med starkare magnetiska egenskaper, vilket främst är kopplat till högre halter av ferro- och ferrimagnetiska mineral såsom till exempel magnetit i berggrunden.

Området domineras i flygmagnetiska data av Hälleforsgången, som sträcker sig i öst-västlig riktning genom områdets centrala delar. Flygmagnetiska data visar även att ett flertal nord-sydliga och öst-västliga diabasgångar korsar området.

Centralt i kartområdets södra delar ses ett veckat mönster av högmagnetiska anomalier. Dessa anomalier orsakas av vulkaniska bergarter med högre halter av magnetit. I de sydligaste delarna begränsas anomalimönstret mot sydväst av en tydlig västnordväst–ostsydostligt riktad deformationszon. På norra sidan av denna deformationszon fortsätter stråket med högmagnetiska vulkaniska bergarter mot väster, söder om Äsköping och under sjön Öljaren. Även väster om Öljaren ses regional veckning av de högmagnetiska vulkaniska bergarterna. De magnetiska anomalierna tyder på att vulkaniterna fortsätter till Hjälmarens östra strand och vidare västerut under sjön. Även där ses en tydlig nordväst–sydostligt riktad deformationszon som skär genom anomalierna kopplade till de vulkaniska bergarterna.

Ett flertal äldre järnmalmsgruvor är kopplade till dessa vulkaniska bergarter inom projektområdet; gruvfältet Ökna gruvor, Valfallagruvorna, Lorentsbergsgruvorna och Petterstorpsgruvorna i den östra delen, Asköfältet och Ättersta väster om sjön Öljaren, samt Blomsterhults grufvor vid Hjälmarens östra strand.

Ett flertal lokala och regionala deformationszoner med i huvudsak nordväst–sydostlig riktning ses inom hela området. Även ett flertal deformationszoner med nordost–sydvästlig riktning finns i området, framför allt i de nordöstra och centrala delarna av kartområdet Eskilstuna SV. I området kring Äsköping och söder därom finns både de nordväst–sydostligt och nordost–sydvästligt orienterade deformationszonerna, samt stråket med de högmagnetiska vulkaniska bergarterna som tillsammans ger ett komplicerat och svårtolkat magnetiskt anomalimönster.

En öst-västligt orienterad regional deformationszon uppträder längs Hjälmarens södra strand och fortsätter vidare förbi sjön Öljarens södra del mot ostsydost. Norr om denna deformationszon ses ett anomalimönster med stor variation och komplexitet kopplat till de vulkaniska bergarterna vilket tyder på stark deformation i området. Söder om deformationszonen är den magnetiska intensiteten generellt lägre och uppvisar inte ett veckat mönster. Troligtvis förekommer där vulkaniska bergarter som ger upphov till de magnetiska anomalierna i sydväst, dock med lägre magnetithalt och mindre deformation jämfört med de som förekommer norr om den öst-västliga deformationszonen.

I undersökningsområdets östliga delar visar anomalimönstret, frånsett Hälleforsgången och andra diabasgångar, generellt sett lägre amplituder men även här kan en magnetisk bandning ses som skulle kunna orsakas av varierande magnetithalt mellan olika horisonter inom metasedimentära eller metavulkaniska bergarter.

Flygburna VLF-mätningar

VLF-mätningarna ger information om markens elektriska ledningsförmåga och utifrån detta har markens skenbara resistivitet beräknats och visas i figur 3. Blå nyanser indikerar låg elektrisk resistivitet, det vill säga god elektrisk konduktivitet eller ledningsförmåga, vilket kan tyda på förekomst av till exempel elektriskt ledande mineraliseringar i berggrunden eller vattenförande formationer, strukturer eller sprickzoner, men även sjöar, vattendrag och viss infrastruktur ger en sådan respons. Där områden eller stråk med hög elektrisk ledningsförmåga sammanfaller med positiva magnetiska anomalier kan det tyda på vissa typer av mineraliseringar i berggrunden. En noggrann uppföljning av kända vattenförekomster och infrastruktur är nödvändig innan tolkning för att utesluta dessa.

Berggrunden i undersökningsområdet utgörs överlag av resistiv berggrund som genomkorsas av konduktiva zoner. Det stråk med vulkaniska bergarter som i magnetdata kopplas till kända järnoxidmineraliseringar är till största delen högresistivt. Skärpningen på sulfidmalm vid Ekeberg, mellan sjön Öljaren och Hjälmaren, och Petterstorpsgruvorna (järnoxid och sulfider) är belägna längs zoner med något högre konduktivitet jämfört med omgivningen. I övrigt ses ingen tydlig koppling mellan kända mineraliseringar och förhöjd elektrisk konduktivitet.

Merparten av de konduktiva anomalier som inte kan förklaras med infrastruktur är därför troligen kopplade till deformationszoner som skär genom en annars resistiv berggrund. Likt magnetanomalikartan (fig. 2), ses ett flertal nordväst–sydostliga deformationszoner över hela området, nordost–sydvästliga deformationszoner som skär genom Äsköpingtrakten samt den deformationszon med riktningen västnordväst–ostsydost som följer Hjälmarens och sjön Öljarens södra stränder. Däremot är de nordväst–sydostliga deformationszonerna, öster om vulkanitstråket och söder om Hälleforsgången, tydligare i kartan över markens skenbara resistivitet (fig. 3).



Figur 2. Magnetisk anomalikarta baserad på flygburna magnetiska mätningar från 2020 (10G SV-SO) samt från 1975 och 1977 (utanför 2020 års flygområde). Anomalierna är beräknade som differensen mellan det polreducerade magnetiska totalfältet och en analytisk uppåträkning till 1 000 m av detsamma. Svarta punkter visar lokaler där bergartsprov för petrofysisk analys har samlats in under 2020–2021, medan vita trianglar visar lokaler där bergartsprov för petrofysisk analys har samlats in före 2020. Röda linjer (P1, P2, P4, P6–P9) markerar profiler längs vilka magnetiska mätningar utfördes på marken under 2020–2021. Geofysiska data och resultat från 2D-inversion av VLF-data från markmätningar längs profil 6 (P6) visas i figur 27. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde, medan den blå polygonen markerar 2020 års flygområde. Semitransparenta områden är vattenytor.



Figur 3. Karta över markens skenbara resistivitet beräknad från flygburna VLF-mätningar utförda under 2020 (10G SV-SO). Blå linjer markerar profiler längs vilka VLF-mätningar utfördes på marken under 2020–2021 (P4, P6–P9). Geofysiska data och resultat från 2D-inversion av VLF-data från markmätningar längs profil 6 (P6) visas i figur 27. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde, medan den blå polygonen markerar 2020 års flygområde. Semitransparenta områden är vattenytor.

Flygburna gammaspektrometriska mätningar

Gammaspektrometriska data insamlade under 2020 års flygmätningar ligger till grund för den ternärkarta som visas i figur 4. Gröna nyanser betyder att kalium dominerar i den uppmätta gammastrålningen, medan röda och blå nyanser betyder en övervikt för uran respektive torium. Svarta eller mörka områden indikerar låg strålning, typiskt för vattenytor och våtmark samt basiska bergarter, medan vita områden tyder på hög strålningshalt utan dominans av något av elementen. De uppmätta halterna av kalium, uran respektive torium presenteras även separat i figur 5–7.

Gammaspektrometri mäter generellt strålning från material på markytan ner till några decimeters djup under densamma och strålning från berggrunden kan därför avskärmas av ovanpåliggande sediment, vegetation och viss infrastruktur. Inom undersökningsområdet kan en gradvis ökande blottningsgrad av berggrunden ses från väst till öst. Därför reflekterar data från flygmätningarna i de östra delarna i högre grad strålning från berggrunden, jämfört med de västra delarna där berggrunden i större omfattning är täckt av kvartära avlagringar.

Hälleforsgången syns mycket tydligt som en lågstrålande kropp i områdets centrala till östra delar. Den smala gröna anomalin med nord–sydlig till nordväst–sydostlig riktning strax öster om Äsköping representerar hög kaliumhalt och kan kopplas till en ås av isälvssediment (fig. 4). Ett antal strålningsanomalier som påvisar framför allt förhöjd toriumhalt i närheten av Hälleforsnäs och nordöst därom (fig. 7) är troligtvis kopplade till kroppar av anatektisk granit inne i den migmatitiska berggrunden. I karteringsområdets centrala och västra delar ses flera större områden med anomalt hög uranhalt vilka troligtvis även de är kopplade till anatektiska graniter (fig. 6). Flera av dessa följdes upp med gammaspektrometriska mätningar i fält.

Topografi

En högupplöst topografisk modell, baserad på flygburen laserscanning (LiDAR), har erhållits från Lantmäteriet och omarbetats till att ha en upplösning på 20×20 m (fig. 8). Tydliga regionala topografiska lineament observeras som också visar på fin korrelation med de flygburna magnetfälts- och VLF-mätningarna. I områdets östra delar kan spröda förkastningar och sprickor ses i stor omfattning, ända ner till en längd av tiotalet meter. De regionala lineament som observeras i flyggeofysiska data med riktning nordväst–sydost till västnordväst–ostsydost korrelerar väl med storskaliga strukturer i den topografiska modellen i denna del av området.

I de västra delarna, där berggrunden i större utsträckning täcks av djupare kvartära avlagringar, observeras en stor mängd glaciala landformer i den topografiska modellen. De berggrundsstrukturer som observeras och tolkas som spröda deformationszoner i denna del av området är storskaliga och i många fall något diffusa. Den deformationszon som har en öst–västlig riktning via Hjälmarens och sjön Öljarens södra stränder och därefter svänger av mot ostsydost ses tydligt i topografiska data. De lineament med riktning ostnordost–västsydväst som ses i undersöknings-området i närheten av Äsköping, framgår även de tydligt och påvisar även en markant nivå-skillnad öster om Äsköping, med den sydöstra sidan något upphöjd.

Hälleforsgången står endast lokalt ut som en topografisk höjd i jämförelse med omgivningen, till exempel i områdets centrala delar, men topografiska lineament kan följas längs dess norra och södra gräns från strax öster om Äsköping och vidare österut. I området kring Äsköping och väster därom ses den inte i topografiska data och dess utsträckning mot väst ges därför via markobservationer och i det geofysiska dataunderlaget. Flera av de nord–sydliga diabasgångarna förekommer i topografiska sänkor, exempelvis strax väster om Hälleforsnäs.



Figur 4. Ternärkarta baserad på uppmätta halter av kalium, uran och torium från flygburna mätningar av markens naturliga gammastrålning utförda under 2020 (10G SV-SO) samt från 1975 och 1977 (utanför 2020 års flygområde). Gula stjärnor visar lokaler för gammaspektrometriska markmätningar utförda på hällytor under 2020–2021. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde, medan den blå polygonen markerar 2020 års flygområde. Grå områden är vattenytor.



Figur 5. Uppmätta halter av kalium från flygburna mätningar av markens naturliga gammastrålning utförda under 2020 (10G SV-SO) samt från 1975 och 1977 (utanför 2020 års flygområde). Gula stjärnor visar lokaler för gammaspektrometriska markmätningar utförda på hällytor under 2020–2021. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde, medan den blå polygonen markerar 2020 års flygområde. Gråblå områden är vattenytor.



Figur 6. Uppmätta halter av uran från flygburna mätningar av markens naturliga gammastrålning utförda under 2020 (10G SV-SO) samt från 1975 och 1977 (utanför 2020 års flygområde). Gula stjärnor visar lokaler för gammaspektrometriska markmätningar utförda på hällytor under 2020–2021. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde, medan den blå polygonen markerar 2020 års flygområde. Gråblå områden är vattenytor.



Figur 7. Uppmätta halter av torium från flygburna mätningar av markens naturliga gammastrålning utförda under 2020 (10G SV-SO) samt från 1975 och 1977 (utanför 2020 års flygområde). Gula stjärnor visar lokaler för gammaspektrometriska markmätningar utförda på hällytor under 2020–2021. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde, medan den blå polygonen markerar 2020 års flygområde. Gråblå områden är vattenytor.



Figur 8. Topografisk modell med 20 × 20 m upplösning, baserad på flygburen laserscanning (LiDAR) utförd av Lantmäteriet. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde. Semitransparenta områden är vattenytor.

Geofysiska markmätningar

Tyngdkraft

SGU har utfört tyngdkraftsmätningar på land i undersökningsområdet i flera omgångar sedan sent 1970-tal för regional täckning med en mätpunkttäthet på 1–1,5 km. Under åren 2020–2021 utfördes totalt 1 077 nya kompletterande tyngdkraftsmätningar längs väg inom projektområdet samt i dess omedelbara omgivning med målet att uppnå en genomsnittlig mätpunkttäthet på 500– 1 000 m på land. Tyngdkraftsmätningarna genomförs idag med en Scintrex CG-5 gravimeter där höjd- och lägesbestämningen för mätpunkterna görs med GNSS instrument från Topcon, som använder GPS-, Glonass- och Galileo-satelliter och korrektioner via nätverks-RTK från SWEPOS.

Tyngdkraftsanomalikartan är baserad på samtliga tyngdkraftsdata i området och har beräknats som differensen mellan Bougueranomalin och en analytisk uppåträkning av Bougueranomalin till 3 000 m (fig. 9). Generellt sett har basiska bergarter, såsom gabbro och diabas, relativt hög densitet som ger upphov till positiva tyngdkraftsanomalier, så kallade lokala massöverskott (röda nyanser). Sura bergarter, såsom granit, har generellt sett relativt låg densitet och ger därför upphov till negativa tyngdkraftsanomalier eller lokala massunderskott (blå nyanser). Även deformationszoner kan framträda i tyngdkraftsdata.

Tyngdkraftsanomalikartan över kartområdet domineras av Hälleforsgången som ger upphov till en stor positiv anomali, vilken sträcker sig i ost–västlig riktning (fig. 9). Utöver detta kan en regional ost–västlig negativ anomali ses sträcka sig från väster och in till de sydligaste centrala delarna (fig. 9). Denna kan vara kopplad till bergarter med lägre densitet, exempelvis anatektisk granit och migmatit med lägre andel mafiska mineral, samt en eller flera större deformationszoner som sträcker sig genom området och ses i flyggeofysiska data (fig. 2–3, 8).



Figur 9. Tyngdkraftsanomalikarta baserad på tyngdkraftsmätningar fram till och med 2021, beräknad som differensen mellan den uppmätta Bougueranomalin och en analytisk uppåträkning till 3 000 m av densamma. Plustecken markerar tyngdkraftsmätningar som gjordes före 2020, medan stjärnor markerar nya tyngdkraftsmätningar gjorda under 2020–2021. Isolinjer följer 0,5 mGal (tunna) och 1 mGal (tjocka) ekvidistans. Svarta punkter visar lokaler där bergartsprov för petrofysisk analys har samlats in under 2020–2021, medan vita trianglar visar lokaler där bergartsprov för petrofysisk analys har samlats in före 2020. Den röda polygonen avgränsar projektets undersökningsområde. Semitransparenta områden är vattenytor.

Gammaspektrometri

Under åren 2020–2021 utfördes gammaspektrometriska markmätningar på olika bergarter vid 82 platser med exponerad berghäll inom projektområdet, för att karaktärisera bergarternas sammansättning av kalium, uran och torium och koppla den gammaspektrometriska signaturen i de flyggeofysiska data till dess strålningskälla (fig. 4–7). Instrumentet som använts vid mätning är en RS-230 från Radiation Solutions Inc. och positionering har gjorts med handhållen GPSmottagare. Upp till tre mätningar har utförts per bergart och lokal, där så varit möjligt, och utifrån dessa har medelvärden beräknats för totalt 102 mätdatapunkter som presenteras i figur 10.

Vid flera strålningsanomala platser som identifierats i flygdata gjordes uppföljning med markmätningar. Norr om Hälleforsgången i områdets östra delar kan flera starka strålningsanomalier (fig. 7) kopplas till granitiska och migmatitiska bergarter med framför allt höga toriumhalter som vid individuella mätningar varierar mellan 52 och 215 ppm (medelvärden 58–138 ppm per bergart och lokal; fig. 10B) och kaliumhalter mellan 2,9 % och 7,8 % (medelvärden 3,3–5,5 %; fig. 10B). Det högsta medelvärdet för torium i häll, 169 ppm, uppmättes på en grovkornig till pegmatitisk granit intill migmatit i de sydvästra delarna av undersökningsområdet, med lokal variation från 47 till 291 ppm torium. Denna lokal har högre uranhalt jämfört med de toriumanomala granitiska till migmatitiska bergarterna i områdets nordöstra del (fig. 10C).

Ett flertal platser i områdets västra delar där flygburna gammaspektrometermätningar påvisar anomalt höga uranhalter har besökts i fält (fig. 6). Samtliga av dessa är granitiska till migmatitiska med pegmatitiska delar. Medelvärdena på uppmätt uranhalt för de strålningsanomala bergarterna vid dessa lokaler varierar från 12,3 till 50,0 ppm och kaliumhalten är mellan 2,8 % och 5,4 % (fig. 10A). Figur 10C visar vidare att de toriumanomala bergarterna generellt har låga uranhalter och vice versa. En möjlig förklaring är att det i samband med bildandet av magmorna finns en relativt H₂O-, CO₂- och Cl-rik fluid löst i desamma. När en fri fluid bildas från magman tar den med sig uran medan torium till större delen blir kvar i magman. Studier av partitionskoefficienter för uran och torium i smälta respektive H₂O-rik fluid i systemet haplogranit–H₂O–CO₂, visar att vid ökande halter av Cl och CO₂ i fluiden medför att uran kan bilda klorid- och karbonatkomplex vid magmatiska temperaturer med dessa och på så sätt fraktioneras från torium som inte bildar komplex (Keppler & Wyllie 1991). Pegmatit och granit som sedan bildas med stort inslag av den separerade H₂O-rika fluiden kommer därför att vara fattig på torium och rik på uran.



Figur 10. Uppmätta halter av **A**. uran mot kalium, **B**. torium mot kalium och **C**. torium mot uran, baserat på medelvärdet från 1–3 mätningar per bergart och lokal.

Petrofysik

Samtliga av de totalt 81 bergartsprov som har insamlats för analys av petrofysiska egenskaper inom projektområdet före 2010 är tagna från eller i nära anslutning till Hälleforsgången. Vid 2010 års berggrundskartering i de sydligaste delarna av Eskilstuna SO insamlades ytterligare 12 bergartsprov. Under somrarna 2020 och 2021 samlades ytterligare 181 bergartsprov in för petrofysisk analys inom området (se fig. 2, 9). Bland de provtagna bergarterna återfinns bland annat Hälleforsgången, öst–västliga diabasgångar, sura till intermediära vulkaniter, metasedimentära bergarter, migmatit och granitiska till granodioritiska bergarter. Järnmineraliseringar har provtagits i varphögar vid flera historiska gruvor. Samtliga diabasgångar med en nord–sydlig riktning som har identifierats i flygmagnetiska data och som har följts upp i fält sammanfaller med topografiska sänkor där ingen blottad berggrund har påträffats.

Densitet och magnetiska egenskaper har mätts vid SGU:s petrofysiska laboratorium efter vilket Q-värdet (Koenigsbergers kvot) har beräknats. För prov med magnetisk susceptibilitet mindre än 3×10^{-5} SI eller naturlig remanent magnetisering mindre än 30 mA/m har Q-värdet inte beräknats, då osäkerheten blir för stor. Q-värdet ger en indikation på om bergartens totala magnetisering domineras av inducerad (Q < 1) eller remanent magnetisering (Q > 1). Resultaten presenteras i figur 11.

I figur 11A kan man se flera kluster, där det största finns vid densiteter mellan 2 550 och $3\,050$ kg/m³ och magnetiska susceptibiliteter mellan 1 och 150×10^{-5} SI. Inom detta område är de flesta granitoider, migmatiter och paragnejser samt flertalet prov av vulkaniter samlade i en huvudgrupp med densiteter inom 2 600–2 800 kg/m³ och magnetiska susceptibiliteter mellan 1 och 100×10^{-5} SI. Bland granitoiderna i denna huvudgrupp har granitiska prov en densitet omkring 2 650 kg/m³, medan prov med mer granodioritisk till tonalitisk sammansättning har högre densitet, över 2 700 kg/m³. Vid densiteter mellan 2 700 och 3 050 kg/m³ innefattar det största klustret framför allt intermediära till basiska vulkaniter och gabbroida djupbergarter.

En grupp med lägre densitet (2 600–2 750 kg/m³), men med högre magnetisk susceptibilitet (200–8 000 × 10^{-5} SI), innefattar framför allt granitiska bergarter, sura till intermediära vulkaniter samt ett prov av marmor, vilka samtliga innehåller magnetit som lokalt kan ses som upp till ett par mm stora mineralkorn.

De basiska djupbergarterna, gabbroid-dioritoid i figur 11A, kan ses uppdelade i två grupper. Den ena finns i det ovannämnda största klustret med densiteter mellan 2 700 och 3 050 kg/m³ och magnetiska susceptibiliteter från 50 till 150×10^{-5} SI, medan den andra finns inom densitetsintervallet 2 800–3 200 kg/m³ med magnetiska susceptibiliteter från 2 000 till 16 000 × 10⁻⁵ SI. Samtliga 13 prov inom gruppen gabbroid-dioritoid med högre magnetisk susceptibilitet tillhör Hälleforsgången och har höga halter av magnetit som kan ses i upp till cm-stora kristaller. Fem av de åtta prov i gruppen med lägre magnetisk susceptibilitet tillhör också Hälleforsgången, men innehåller ingen större mängd magnetit. Denna tydliga uppdelning beror på i vilket stadie som bergarterna kristalliserades. Magman kristalliserade i ett tidigt stadie inte magnetit i någon större utsträckning utan i stället andra Fe-Mg mineral. Först något senare, då magman utvecklats genom fraktionering, började magnetit att kristallisera i större omfattning ur densamma.

Samtliga prov av järnoxidmineraliseringar, vilka utgör ett eget större kluster i figur 11A med densiteter över 3 500 kg/m³ och magnetiska susceptibiliteter över 60 000 × 10⁻⁵ SI, är tagna i varphögar vid flera av de gamla gruvorna i området. Ett prov av skarnomvandlad bergart med granat och amfibol plottar för sig själv med densiteten 3 617 kg/m³ och den magnetiska susceptibiliteten 893 × 10⁻⁵ SI. Det här provet är taget i en varphög vid Valfallagruvorna. Den järnsulfidmineraliserade felsiska vulkaniten vid Ekebergs sulfidskärpning, innehållande pyrit och magnetkis, har densiteten 2 927 kg/m³ och den magnetiska susceptibiliteten 2 250 × 10⁻⁵ SI.



Figur 11. Resultat från petrofysiska mätningar av bergartsprov tagna under 2010 samt 2020–2021. Uppmätta värden av magnetisk susceptibilitet mot **A**. densitet, **B**. naturlig remanent magnetisering och **C**. beräknat Q-värde.

I figur 11C plottas magnetisk susceptibilitet mot Q-värdet för prov med magnetisk susceptibilitet större än 3×10^{-5} SI eller naturlig remanent magnetisering större än 30 mA/m. Ett stort antal prov av granitiska och migmatitiska bergarter med svaga magnetiska egenskaper är därför inte presenterade i figur 11C. Ett tydligt kluster av bergartsprov med magnetiska susceptibiliteter under 150×10^{-5} SI och Q-värden mellan 2 och 25 kan ses, där de flesta migmatiter och paragnejser samt flertalet prov av granit och vulkanit ingår. För prov med högre magnetisk susceptibilitet ses en stor spridning i Q-värdet. Generellt har också en stor del av proven Q-värde över 1, vilket tyder på att remanent magnetisering är betydande i områdets bergarter.

Markprofiler

Det magnetiska- och elektromagnetiska (VLF) fältet mättes under åren 2020–2021 längs flera markprofiler inom undersökningsområdet i syfte att öka förståelsen för de storskaliga regionala strukturerna och formationerna (fig. 2–3). Till mätningarna har en GSM-19 från GEM Systems Inc. använts, med kombinerad magnetometer och VLF-sensor för tre frekvenser samt inbyggd GPS-mottagare. Tre magnet- och VLF-profiler mättes i nord–sydlig riktning över Hällefors-gången (P4, P6 och P8), två magnet- och VLF-profiler mättes över två deformationszoner i områdets nordöstra (P7) och sydvästra delar (P9), och två magnetprofiler mättes över en av de många öst–västliga diabasgångarna i områdets sydöstra del (P1 och P2). Infrastruktur och mätförhållanden, såsom strukturernas riktning i förhållande till VLF-sändare, gjorde att resultaten i de flesta fall inte bidrog med användbar information.

BERGARTER

Ytbergarter

Marmor

Kalksten, eller snarare marmor som är omvandlad kalksten, förekommer på ett flertal platser inom karteringsområdet. Det är inte känt när kalkstenen bildades i området på annat sätt än relativt de vulkaniska avsättningar som den förekommer tillsammans med. De vulkaniska bergarterna är daterade på andra platser i Bergslagen där resultaten visar på åldrar från 1,91 till 1,86 miljarder år gamla. Den största förekomsten finns strax väster om sjön Öljaren och där finns Forsby kalkbrott, en större bergtäkt i marmor som även är ett riksintresse, se nedan i avsnitt Krossberg och industrimineral. Marmor finns även i berghäll öster om Öljaren mot Äsköping. En tolkning av SGU:s magnetiska flygdata är att de utgör en och samma enhet och att marmor möjligen finns även under sjön Öljaren. Marmorn i Forsby kalkbrott varierar kraftigt i kulör från snövit till smutsgrå och grönpigmenterad, ett fåtal observationer av mer rosa till orange marmor ses i häll och sprängda stenar (fig. 12A). Färgskiftningarna beror främst på halten av kalksilikat i marmorn (fig. 12B). Bland silikatmineral noterades olivin, diopsid och flogopit med hjälp av mikroskop. Välbevarad olivin som tillväxt under metamorfos och diopsid vilken till delar konsumerats i samband med bildandet av olivin, noterades i marmor från Forsby kalkbrott (fig. 13). Olivin i marmor indikerar hög metamorf grad. Marmorn och de äldre basiska bergartslagren är ställvis veckade, annars verkar de äldre basiska bergartslagren ligga konformt med foliation och lagring som ses i marmorn samt är boudinerade (fig. 12C–D). I marmorn och ovanpå marmorn ses ställvis inslag av en sur till intermediär vulkanit, mestadels grå, som har mycket små granatkristaller (fig. 12E), se vidare nedan i avsnitt Vulkaniska bergarter av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år. Yngre diabas av en ost-västlig generation, se nedan i avsnitt Gångar av amfibolit, basaltoid och diabas, slår igenom samtliga bergarter och har kylda kontakter mot marmorn (fig. 12F). Ett prov om 2,63 kg av marmor från Forsby kalkbrott med litet inslag av kalksilikater analyserades och visar förutom huvudelementen i tabell 1 på en glödgningsförlust om 41,6 %.

SGU K 731 25

Marmor förekommer ofta i mer eller mindre stor utsträckning där malmer och mineraliseringar samt skarn finns inom karteringsområdet, se även nedan i avsnitt *Naturresurser*. Det är vanligt att kalksten omvandlas eller förbrukas i samband med mineraliseringsprocesserna och eventuell kvarvarande marmor hittas då först på ett avstånd från själva mineraliseringen.



Figur 12. A. Marmor kan variera kraftigt i kulör från snövit till smutsgrå och grönpigmenterad, ibland rosa till orange. **B.** Färgskiftningarna beror främst på halten av kalksilikat i marmorn. **C.** Foliation/lagring i marmor. **D.** Marmor med boudinerade lager av basisk bergart konformt med foliation/lagring som ses i marmorn. **E.** Grå, granatförande, sur till intermediär vulkanit ovanpå den ljusa marmorn. **F.** Yngre, meterbred diabasgång med ost–västlig utbredning som slår igenom både marmor och vulkanit. Samtliga foton tagna i Forsby kalkbrott (6557754/554673). Foto: Dick Claeson.



Figur 13. Välbevarad olivin som tillväxt under metamorfos, lila och ljusgrön i korsade nicoler, och metamorf diopsid vilken till delar konsumerats, ljusblå i korsade nicoler, i marmor från Forsby kalkbrott, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler, (6557754/554673). Foto: Dick Claeson.

Tabell 1. Litogeokemisk analysresultat för marmor från Forsby kalkbrott, huvudelement angett i procent.

| Prov | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | CaO | MgO | Na2O | K2O | TiO2 | MnO | P2O5 | S | С |
|---------------|------|-------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|-------|------|
| Marmor, få | 1,41 | 0,21 | 0,33 | 54,0 | 1,09 | <0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,09 | 0,01 | <0,01 | 11,6 |
| kalksilikater | | | | | | | | | | | | |

Sedimentära bergarter – paragnejs – migmatit

Samtliga ursprungligen sedimentära bergarter är mycket kraftigt omvandlade och i de flesta fall även kraftigt deformerade inom det undersökta området. Åldrar på de sedimentära ursprungsbergarterna tolkas vara från 1,91 till 1,86 miljarder år gamla (t.ex. Andersson m.fl. 2006). Den metamorfa händelse som skapat paragnejs till migmatit inom det undersökta området tolkas ha ägt rum för 1,82 till 1,79 miljarder år sedan (Andersson 1997, Persson m.fl. 2002, Andersson m.fl. 2006). Resultatet av den metamorfa händelsen är strikt inte bildandet av ytbergarter, eftersom omvandlingen sker på ansenligt djup, men avsnittet allokeras till avsnitt *Ytbergarter* då protoliterna anses vara det. Bergartsnamn i texten som för tankarna till välbevarade sedimentära bergarter är bara försök att benämna ursprungliga, möjliga sammansättningar. Vid de flesta berghällar går detta inte att fastslå, utan en klassificering som paragnejs är den minst missvisande, det vill säga en gnejs med sedimentära bergarter som föregångare. De mineral som bildas i samband med omvandlingarna beskrivs mer ingående i avsnitt *Strukturer och metamorfos*.

Paragnejs är vanligen antingen metatexitisk eller diatexitisk till sin karaktär i det nu karterade området och ur ett kartläggande perspektiv svårligen möjlig att avgränsa som ytor, utan anges med punktsymboler för respektive typ av metamorf överprägling och har en bottenfärg som representerar den omvandling som det tolkas vara mest av rent ytmässigt. Hos den metatexitiska paragnejsen har partiell uppsmältning resulterat i en migmatit med avgränsade leukosom, mesosom och melanosom, däremot har inte de mörka mineralen deltagit i processen i allt för stor omfattning (fig. 14A). Vid bildandet av en diatexitisk paragnejs har den partiella uppsmältningen varit ännu kraftigare med starkt utvecklad migmatitisering och bildande av migmatitgranit och leukosom, där även de mörka mineralen har deltagit i uppsmältningen (fig. 14B). Ställvis förekommer sandstenslika lager eller band av arenit i migmatitisk paragnejs, vilka också kan vara boudinerade (fig. 14C). Dessa sandstenslika bergartsled innehåller inte så hög halt av hydrerade mineral, till exempel glimmer, klorit och amfibol. Detta gör att arenitisk sandsten i samband med omvandlingen och uppsmältningen av de bergarter som de själva förekommer i, aldrig själva i någon större omfattning genererat några partiella smältor, eftersom vatten fungerar som ett effektivt fluxmedel och avsaknaden gör att de är relativt inerta (fig. 14C).



Figur 14. A. Metatexitisk migmatit till paragnejs med vindlande strukturer i flertal riktningar, sillimanitförande (6549662/ 553976). **B.** Diatexitisk paragnejs med granat, cordierit och kalifältspatporfyroblaster (6559090/592383). **C.** Diatexitisk paragnejs med boudinerade band av arenitisk sandsten (6559405/589344). **D.** Metamorft överpräglad och kraftigt deformerad gnejs som troligen har varit någon form av sandsten (6550582/546178). **E.** Granat, andalusit och cordierit förekommer i den vulkaniska och sedimentära avsättningen (6550582/546178). **F.** Troligen vulkanisk avsättning med inslag av paragnejs, ställvis granatglimmerskiffer (6548881/547298). Foto: Dick Claeson.



Figur 14. (Fortsättning) **G.** Glimmerskiffer med inslag av arenitiska lager (6549635/548032). **H.** Glimmerskiffer till metatexitisk migmatit med neosom och gångar av pegmatit (6550788/548653). Foto: Dick Claeson.

Längst i sydväst inom projektområdet, söder om Läppe, finns bättre bevarade metasedimentära bergarter vilka kan benämnas granatglimmerskiffer till glimmerskiffer (fig. 14E-H). Om bevaringsgraden beror på ett regionalt, signifikant skifte i metamorf grad och deformation eller om området utgör ett anomalt område har inte undersökts vidare. Deras utbredning väster och söderut är heller inte undersökta i samband med detta arbete. Ursprungsbergarterna till dessa avsättningar är inte självklart enbart klastiska utan är även troligen till delar vulkanoklastiska eller rent av ej omlagrade vulkaniska avsättningar (fig. 14D, G). I de senare ses vad som uppfattas som sedimentära avlagringar av troligen sur till intermediär bergart av vulkaniskt ursprung, ställvis med inslag av basiska lager. I dessa avsättningar förekommer även inslag av paragnejs utan signifikant åderbildning, vilken troligen har varit någon form av sandsten (fig. 14D, F). Denna typ av vulkanoklastiska och sedimentära avlagringar slås igenom av gångar av granit till pegmatit. Granatkristaller upp till två cm stora, cordierit och, vid ett fåtal lokaler, upp till cm-stora kristaller av andalusit med svag skär till rosa kulör finns i glimmerskiffer (fig. 14E, G). Vid några lokaler som uppvisar ökad metamorf grad ses övergångar mellan glimmerskiffer och metatexitisk migmatit (fig. 14H). Vid de lokalerna ses neosom och gångar av pegmatit som innehåller schorlturmalin i grundmassan. Kalifältspatporfyroblaster som tillväxt i samband med tidig metamorfos och deformation, har blivit till roterade porfyroklaster och därefter har en andra generation porfyroblaster tillväxt efter att deformation mer eller mindre har upphört samt då även tvärs över den äldre foliationen. Vid lokalerna med övergångar mellan glimmerskiffer och metatexitisk migmatit ses både M-veck och S-veck. Kvartsfyllda sprickor i de troligen vulkaniska leden är ptygmatiskt veckade.

De analyserade proverna av paragnejs, migmatitgnejs, migmatitgranit *in situ* och grå migmatitgranit visar i både multielementdiagram och REE-diagram på snarlika mönster och indikerar att deras ursprungsmaterial är av liknande sammansättning (fig. 15–16). Halterna för huvudelement varierar, men de flesta har en granitisk sammansättning och några sulfidmineralförande prover har intermediära sammansättningar (tabell 2). Migmatitgranit *in situ* och grå migmatitgranit behandlas mer ingående i avsnitt *Djupbergarter*.



Figur 15. Multielementdiagram av prover från migmatitiska bergarter. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 16. Diagram över REE av prover från migmatitiska bergarter. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

| Prov | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | CaO | MgO | Na2O | К2О | TiO2 | MnO | P2O5 | S | С |
|--|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| Paragnejs EDB200021A | 68,2 | 15,8 | 5,66 | 1,03 | 1,95 | 2,06 | 3,77 | 0,60 | 0,05 | 0,09 | 0,05 | 0,13 |
| Migmatitgranitoid EDB200028A | 69,9 | 15,0 | 3,34 | 1,8 | 0,92 | 3,42 | 4,07 | 0,46 | 0,02 | 0,09 | 0,03 | <0,01 |
| Migmatit EDB200029A | 71,2 | 14,6 | 4,76 | 1,01 | 1,57 | 2,24 | 3,55 | 0,44 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,12 |
| Migmatitgranit EDB200079A | 70,0 | 14,7 | 4,17 | 1,84 | 0,93 | 2,91 | 3,85 | 0,30 | 0,10 | 0,07 | 0,01 | 0,02 |
| Paragnejs EDB200111A | 56,4 | 18,9 | 11,1 | 1,46 | 4,50 | 1,74 | 2,00 | 0,76 | 0,08 | 0,04 | 1,55 | 0,20 |
| Paragnejs EDB200122A | 62,1 | 16,0 | 7,29 | 3,11 | 2,64 | 3,11 | 2,73 | 1,16 | 0,05 | 0,14 | 0,14 | <0,01 |
| Migmatitgnejs EDB210095A | 67,9 | 13,0 | 6,64 | 0,76 | 2,69 | 3,58 | 2,93 | 0,87 | 0,04 | 0,18 | <0,01 | 0,03 |
| Paragnejs, diatexitisk TOB100003A | 70,5 | 14,3 | 5,94 | 1,21 | 1,90 | 1,84 | 3,13 | 0,51 | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,14 |
| Paragnejs, diatexitisk TOB100084A | 68,8 | 14,8 | 5,19 | 1,18 | 2,04 | 1,84 | 3,05 | 0,63 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,55 |
| Paragnejs, migmatitgnejs TOB100129A | 69,3 | 15,4 | 4,73 | 1,25 | 1,56 | 2,11 | 4,43 | 0,54 | 0,04 | 0,07 | 0,01 | 0,07 |
| Diatexitisk migmatit TOB100240A | 67,4 | 16,6 | 4,5 | 0,53 | 1,82 | 1,67 | 4,04 | 0,54 | 0,04 | 0,08 | 0,33 | 0,17 |
| Anatektisk granit, <i>in situ</i> DCL200048A | 72,6 | 14,0 | 3,82 | 0,99 | 1,30 | 2,24 | 4,36 | 0,33 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,10 |
| Anatektisk granit, <i>in situ</i> DCL200060A | 69,3 | 13,9 | 5,51 | 1,61 | 1,70 | 2,35 | 4,42 | 0,59 | 0,05 | 0,04 | 0,14 | 0,15 |
| Migmatitgranit, grå DCL200013A | 73,1 | 13,8 | 2,67 | 0,72 | 0,53 | 2,53 | 6,36 | 0,34 | 0,02 | 0,10 | 0,02 | 0,10 |
| Migmatitgranit, grå FDB200142A | 71,9 | 13,6 | 2,68 | 0,33 | 0,51 | 2,55 | 6,44 | 0,36 | 0,02 | 0,13 | <0,01 | 0,02 |

Tabell 2. Litogeokemiska analysresultat för paragnejs, migmatitgranit, metatexitiska och diatexitiska migmatitbergarter, huvudelement angett i procent.

Vulkaniska bergarter av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år

Samtliga vulkaniska bergarter inom det undersökta området är mer eller mindre kraftigt omvandlade och deformerade. Sura vulkaniska bergarter dominerar och då främst ryolit och dacit. I mindre utsträckning finns basiska vulkaniska bergarter, främst basalt, och intermediära vulkaniter med sammansättningar från basaltisk andesit till andesit. Ofta förekommer skarn och marmor tillsammans med de vulkaniska bergarterna. I avsnitt *Naturresurser* framgår det att i princip samtliga förekomster av järnmineraliseringar och sulfidmineraliseringar inom det undersökta området är associerade med förekomster av vulkaniska bergarter, i något fall förekommer även större mängder magnetit i pegmatit.

Ställvis kan det vara mycket svårt att avgöra om man studerar en ortognejs (magmatiskt ursprung) eller en paragnejs (sedimentärt ursprung) och i de fallen kan en del utgöras av vulkanoklastiskt material (fig. 17A). Det ingår ställvis även smala band av en basisk bergart i sekvensen och några har rostiga partier med sulfidmineral. Rent generellt innehåller de vulkaniska avsättningarna ringa mängder uppsmält material i form av neosom (fig. 17B), mestadels granitisk, jämfört med de klastiska, mer eller mindre långtransporterade ursprungligen klastiska, sedimentära bergarterna, där det inom de högmetamorfa migmatitområdena förekommer ymnigt med neosom. Den högmetamorfa överpräglingen har förändrat kornstorleken och en förgrovning av den ursprungliga har ägt rum i de flesta vulkaniska avsättningarna inom det undersökta området.



Figur 17. A. Ortognejs med smala band av basisk bergart från en trolig vulkanisk sekvens, där en del utgörs av vulkanoklastiskt material. Notera rostiga partier med sulfidmineral (6559573/566775). Foto: Dick Claeson. **B.** Röd, mycket finkornig till finkornig, veckad ryolit (6556960/553889). Foto: Dick Claeson. **C.** Metamorft överpräglad och deformerad vulkanisk avsättning med ryolitoid till dacitoid och lager av basaltoid (6551391/547998). Foto: Dick Claeson. **D.** Närbild av C, med lagring, körtlar med karbonatmineral och skarn, samt magnetit som sliror i foliationsplanet. Foto: Dick Claeson. **E.** Svagt plagioklasporfyrisk andesit till dacit, kraftigt deformerad med sliror och ådror av trondhjemit (6555279/547652). Foto: Dick Claeson. **F.** Plagioklasporfyrisk andesitoid (6558956/588899). Foto: Edine Bakker.

Längst i sydväst inom projektområdet, söder om Läppe, är även de vulkaniska avsättningarna bättre bevarade. De är metamorft överpräglade och deformerade vulkaniska avsättningar som till största delen utgörs av ryolitoid till dacitoid och mindre mängd lager av basaltoid (fig. 17C). Skarn förekommer med magnetit, amfibol, epidot och granat, i större körtlar ses även karbonatmineral som i övrigt verkar vara utvittrade på ytan (fig. 17D). Mindre mängder neosom som granit och pegmatit ses främst parallellt med foliationen. Magnetit ses även som tunna sliror och den magnetiska susceptibiliteten är högst varierande i både sura och basiska vulkaniter.

Vulkaniten som ses ovanpå marmorn i Forsby kalkbrott har en ryolitisk sammansättning (tabell 3, fig. 12E). I mikroskop identifierades kvarts, kalifältspat, plagioklas, biotit, amfibol, granat och epidot (fig. 18A–B). De tre sistnämnda mineralen är metamorfa och indikerar amfibolitfacies. Biotit är ibland retrogradomvandlad till klorit med blå, anomala interferensfärger i främst de sura till intermediära vulkaniterna.

De intermediära vulkaniska bergarterna utgörs främst av andesit och trakyandesit inom det undersökta området (tabell 3). Ofta är de svagt plagioklasporfyriska, grå till mörkt grå och finkorniga (fig. 17E). De intermediära vulkaniska bergarterna är ställvis kraftigt deformerade och innehåller *in situ* uppsmält plagioklasrikt material i form av ljusa sliror och ådror av trondhjemit. I mikroskop ses plagioklas, kvarts, glimmer och amfibol (fig. 18C–D).

Basalt och basiska vulkaniter förekommer underordnat och oftast tillsammans med övriga varianter av vulkaniter. Deras kemiska sammansättning är gynnsam för en frodig växtlighet och gör att de ofta är övervuxna och kan vara underrepresenterade i kartbilden, liksom de basiska djupbergarterna. Den metamorfa överpräglingen har medfört att de sällan har kvar några av de primära, mafiska mineralen och oftast ses metamorft bildad amfibol i deras ställe (fig. 19).



Figur 18. Ryoliten ovanpå marmorn i Forsby kalkbrott innehåller bland annat metamorf amfibol, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6557754/554673). Deformerad, svagt plagioklasporfyrisk andesit till dacit (se fig. 17E), **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6555279/547652). Foto: Dick Claeson.



Figur 19. A. Basalt i kontakt med ryolit (6556960/553889). B. Folierad basalt (6548817/554286). Mikrofoto av basalt i A., C. planpolariserat ljus och D. korsade nicoler (6556960/553889). Mikrofoto av folierad basalt i B., E. planpolariserat ljus och F. korsade nicoler (6548817/554286). Foto: Dick Claeson.

Skarn utgör en viktig markör om man studerar vulkaniska avsättningar i Bergslagen. De bildas där varma vattenrika lösningar har cirkulerat i berggrunden, och det finns ofta en koppling till mineralisering och malmbildning, se avsnitt *Naturresurser* nedan. Skarn i det undersökta området innehåller vanligen amfibol, granat, epidot, klinopyroxen, magnetit, karbonatmineral och kvarts i varierande grad och ofta noteras endast ett fåtal av mineralen vid en och samma lokal. I lager med marmor i vulkaniska avsättningar ses skarn förekomma relativt ymnigt (fig. 20A). Skarn

förekommer lokalt som små oansenliga stråk, cm-breda och vita i en sur vulkanisk bergart, vilka ändå ger en indikation om hydrotermal aktivitet och är väl värda att följa upp vid prospekteringsintresse (fig. 20B).

Vulkaniska bergarter provtogs för litogeokemiska analyser och resultaten visar på snarlika egenskaper inom de tre olika grupperingarna ryolit, andesit och basalt i multielementdiagram (fig. 21). De sura och intermediära vulkaniterna visar en anrikning av de lätta REE (LREE) och relativt flack kurva för de tunga, medan basalt visar en mycket svag anrikning för LREE till flack kurva (fig. 22). REE-mönstren indikerar att mineralet granat inte har funnits kvar i de områden där deras magmor har genererats.



Figur 20. A. Lager av marmor i kontakt med basalt där skarn med flertal mineral förekommer, dominerat av amfibol (6556960/553889). **B.** Några centimeter bred horisont med skarn i en sur vulkanisk bergart som innehåller svart klinopyroxen (1 till 5 mm), vita karbonatmineral som mellanmassa och ett fåtal mm-stora, brunaktiga granatkristaller (6548430/550952). Foto: Dick Claeson.

| Prov | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | CaO | MgO | Na2O | K2O | TiO2 | MnO | P2O5 | S | С |
|---|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|
| Ryolit, Forsby kalkbrott DCL210054B | 71,3 | 12,4 | 3,96 | 1,60 | 1,23 | 0,44 | 7,78 | 0,24 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,11 |
| Ryolit DCL200132A | 76,3 | 11,6 | 2,04 | 0,62 | 0,41 | 2,84 | 4,96 | 0,10 | 0,03 | <0,01 | <0,01 | 0,05 |
| Ryolitoid TOB100170A | 71,4 | 13,8 | 4,86 | 1,87 | 0,85 | 4,30 | 1,54 | 0,64 | 0,04 | 0,11 | 0,06 | 0,06 |
| Ryolitoid EDB210022A | 82,0 | 9,82 | 0,97 | 1,11 | 1,03 | 4,57 | 0,50 | 0,08 | 0,02 | 0,01 | <0,01 | 0,03 |
| Dacit till ryolit TOB100013A | 70,3 | 14,5 | 4,28 | 2,25 | 1,92 | 4,31 | 1,81 | 0,56 | 0,02 | 0,13 | 0,03 | 0,03 |
| Andesit till dacit DCL200122A | 63,3 | 16,0 | 7,02 | 3,08 | 1,91 | 4,04 | 2,43 | 0,91 | 0,06 | 0,20 | 0,04 | 0,02 |
| Sulfidmineraliserad trakyandesit (latit) DCL200036A | 58,1 | 16,6 | 8,36 | 0,96 | 3,11 | 1,87 | 4,61 | 0,75 | 0,05 | 0,09 | 1,85 | 1,27 |
| Andesit EDB200094A | 60,1 | 16,3 | 8,52 | 5,82 | 2,59 | 1,67 | 1,97 | 1,01 | 0,12 | 0,21 | 0,12 | 0,01 |
| Basalt DCL200132B | 51,0 | 12,5 | 15,8 | 7,82 | 4,89 | 3,12 | 1,87 | 1,50 | 0,26 | 0,21 | 0,09 | 0,11 |
| Basalt DCL210032A | 50,0 | 16,0 | 9,82 | 10,5 | 7,29 | 2,43 | 1,58 | 0,86 | 0,24 | 0,13 | 0,02 | 0,06 |
| Basalt EDB210022B | 48,1 | 13,7 | 13,0 | 10,6 | 7,47 | 2,93 | 0,94 | 0,66 | 0,23 | 0,05 | <0,01 | 0,04 |

Tabell 3. Litogeokemiska analysresultat för vulkaniska bergarter, huvudelement angett i procent.



Figur 21. Multielementdiagram av prover från vulkaniska bergarter. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 22. Diagram över REE av prover från vulkaniska bergarter. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).
Gångar av amfibolit, basaltoid och diabas

Generation av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år

Amfibolitgångar med en ålder av troligen 1,91 till 1,86 miljarder år, innehåller ställvis granat och är av en generation diabasgångar som har bildats före den regionala metamorfa överpräglingen av berggrunden i området (fig. 23A). En del av dessa amfibolitgångar förekommer i ost–västlig riktning. En litogeokemisk analys av en ost–västlig, granatförande amfibolitgång visar att den i huvudsak har snarlika halter som de yngre generationerna som har bildats efter de regionala metamorfa händelserna med samma riktning (tabell 4). Bergarten har nästan enbart metamorf amfibol som mafiskt mineral och med sammansättning som en basalt. I multielementdiagram och i REE-diagram visar den mer eller mindre identiska mönster som de övriga basiska gångbergarterna och även de betydligt mindre omvandlade (fig. 31–32). Mätningar på prov av bergarten vid SGU:s petrofysiklaboratorium visar densiteten 3 039 kg/m³, den magnetiska susceptibiliteten 115 \times 10⁻⁵ SI och den naturliga remanenta magnetiseringen 21,7 mA/m.

Generation av trolig ålder 1,82 till 1,78 miljarder år

Basiska till intermediära gångar av en äldre generation är högmagnetiska och genomslår anatektisk granit (fig. 23B). Flera av dem stryker mer eller mindre i ost–väst. De observerade gångarna är mellan 0,5 och 2 meter breda. Denna äldre generation är kraftigt omvandlad och i mikroskop ses endast mycket små rester av klinopyroxen, biotit och plagioklas. I stället domineras bergarten idag av amfibol, klorit och saussurit tillsammans med kvarts och opakmineral utgörs främst av magnetit (fig. 24).

Mätningar på prov av bergarten vid SGU:s petrofysiklaboratorium visar densiteten 3 001 kg/m³, den magnetiska susceptibiliteten 23 000 \times 10⁻⁵ SI och den naturliga remanenta magnetiseringen 1 340 mA/m. En litogeokemisk analys av en intermediär gång visar att bergarten har sammansättning som en basaltisk andesit (tabell 4). Jämfört med de yngre basiska gångbergarterna, som också är orienterade i ost–väst, har den betydligt lägre halt av Na₂O och signifikant högre CIPW-normativ kvarts. I multielementdiagram och i REE-diagram visar denna basaltiska andesit mer eller mindre identiska mönster som de mer basiska gångbergarterna, där de flesta även är betydligt mindre omvandlade (fig. 31–32).

Det finns en generation av gabbroida gångar som är likåldriga med bildningen av porfyrisk anatektisk migmatitgranit. Dessa basiska gångar är mycket svagt folierade och visar relativt låg metamorf överprägling. De gabbroida gångarna har ställvis plagioklasströkorn, 5 till 10 mm stora och upp till några procent. Ofta finns bitar av porfyrisk anatektisk migmatitgranit i den basiska bergarten som xenoliter och väldigt sällan ses något som kan tolkas som avkylningsfenomen i kontakterna mellan bergarterna (fig. 23C). I några av dessa gabbroida gångar finns smala gångar med betydligt mörkare kulör och som troligen har en mer basisk sammansättning. Genetiskt tillhör även de den gabbroida magman och saknar helt kylda kontakter (fig. 23D).



Figur 23. A. Äldre generation granatförande amfibolitgång (6552304/576832). Foto: Edine Bakker. **B.** Äldre generation basaltisk andesit vilken uppträder som gång i anatektisk granit (6562818/555664). Foto: Dick Claeson. **C.** Gabbroid gång som är likåldrig med porfyrisk, anatektisk migmatitgranit (6560567/586814). Foto: Dick Claeson. **D.** Smal, mörk gång i en grövre och plagioklasrikare gabbroid gång, tolkas genetiskt tillhöra samma magma (6560567/586814). Foto: Dick Claeson.



Figur 24. Kraftigt omvandlad gång av basaltisk andesit som domineras av amfibol, klorit, saussurit, kvarts och magnetit (se fig. 23B), **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6562818/555664). Foto: Dick Claeson.

Hälleforsgången, troligen cirka 1,60 miljarder år

Hälleforsgången är Sveriges bredaste basiska gång, upp till 1 km bred och cirka 41 km lång. De relativt närliggande Brevengången och Rejmyregången som har liknande orientering, har daterats med U-Pb metoder till bildningsåldrar av cirka 1 600 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005 och referens däri). Hälleforsgången har tidigare varit föremål för undersökningar (t.ex. Törnebohm 1877, Krokström 1936, Lopez-Montano 1986). Hälleforsgången kallas ofta för en diabas men bör egentligen benämnas gabbro eller i de mer fraktionerade delarna för diorit, då den vanligen är grovt medelkornig till grovkornig (fig. 25). I en kort profil i gångens norra ände cirka 1 km öster om Svalbovikens krossbergstäkt studerades gabbrons kontaktuppträdande; nära kontakten till omgivande berggrund, cirka 40 meter ifrån, så har gabbron ett relativt homogent utseende och är för det mesta medelkornig (fig. 25A). Fortsatt vinkelrätt mot kontakten till cirka 180 meter in i Hälleforsgången är gabbron heterogen, där en mycket stor variation i kornstorlek och modala mineralsammansättning noteras. På en liten yta av 100 kvadratmeter förekommer delar som är pegmatitiska, delar som är plagioklasporfyriska, delar som är mer mafiska och delar som är mer ordinär gabbro (fig. 25B–D). En mer eller mindre brantstående ost–västlig lagring uppmättes. Även samtida och komagmatiska gångar i olika riktningar av finkornig gabbro ses där och de saknar kylda kontakter mot de grövre delarna (fig. 25E–F).

Hälleforsgången uppvisar på ett flertal platser magmatisk lagring. Lagringsfenomen som kan ses är kornstorleksvariationer mellan olika lager och variationer i halten av olika mineral mellan olika lager, samt olika sammansättningar på mineralen som ingår i lagren (fig. 25G) Variation förekommer även hos den magnetiska susceptibiliteten inom gabbron och mellan olika lager. Halten av magnetit är ställvis relativt hög och storleken på aggregaten av magnetit kan ibland överstiga 10 mm (fig. 25H). Ställvis är gabbron även pegmatitisk på begränsade ytor och även som lager i lagrade delar (fig. 25I). Mindre körtlar med mycket hög halt av plagioklas ses i vissa lager (fig. 25J).

I krossbergstäkten öster om Svalboviken finns i huvudsak en massformig, plagioklasporfyrisk gabbro och i den ses svarta, pegmatoida körtlar med betydligt lägre andel plagioklas (fig. 25K–L). Vid mikroskopstudier konstaterades att de båda har likartat mineralinnehåll men i olika proportioner och att det i gabbropegmatiten även finns mineral som saknas i den plagioklasporfyriska gabbron, till exempel alkalifältspat (fig. 26). I de litogeokemiska resultaten från de två bergarterna ses i multielementdiagram att den plagioklasporfyriska gabbron har positiva anomalier för Sr och Ti, medan gabbropegmatiten har en negativ anomali för Sr och saknar Ti anomali, i övrigt är mönstren snarlika (fig. 31). I REE-diagrammet har gabbropegmatiten generellt högre halter och en negativ Eu anomali, medan plagioklasporfyriska gabbron saknar Eu anomali (fig. 32). Slutsatsen från mikroskopering och litogeokemiska resultaten är att de svarta, pegmatoida körtlarna är resultatet av en intern fraktionering av den plagioklasporfyriska gabbron, där de grundämnen som inte först togs upp av de mineral som kristalliserade tidigt i plagioklasporfyrisk gabbro ansamlades ihop med fluider i pegmatoida körtlar (tabell 4).

I den östra delen av Hälleforsgången finns fraktionerade basiska till intermediära bergarter med sammansättningar av ferrodiorit till basaltisk trakyandesit. Delar av gången med basaltisk trakyandesitisk sammansättning är porfyrisk med både plagioklas och kalifältspat som strökorn, där den förra dominerar (fig. 25M–N). Anortithalten hos plagioklas i denna bergart har beräknats enligt CIPW-norm till runt 15, en albitrik oligoklas. Sprickfyllnader och mindre partier med pistagegrön epidot är relativt vanliga och tolkas som postmagmatiska i dessa bergartsled. Inom de evolverade delarna ses även lagring med olika modal sammansättning av mineralinnehåll (fig. 25O). Små "gångar" av tät "gabbroid", från någon mm till cm breda och upp till ett par dm långa, finns i de mest evolverade delarna (fig. 25P). Troligen är gångarna de allra sista resterna av magma som rört sig i spricksystem som uppkommit i samband med stelnandet av de extremt fraktionerade delarna. Sammansättningen är troligen betydligt rikare på SiO₂ och är snarare syenit till kvartssyenit, även om ingen litogeokemisk analys har utförts på dem. I mikroskop noteras att

den basaltiska trakyandesiten har en glomeroporfyrisk textur, där albitrik oligoklas och kalifältspat som strökorn bildar flera glomerokrister, ansamlingar av strökorn, i en afanitisk grundmassa (fig. 26M–N). Den har även enstaka megakrister av klinopyroxen.

Hälleforsgången provtogs på några platser för litogeokemiska analyser och visar på sammansättningar som basalt, tefrit och basaltisk trakyandesit av typen shoshonit (tabell 4). Den litogeokemiska analysen av afanitisk fältspatporfyrisk basisk bergart har sammansättning som en basaltisk trakyandesit av typen shoshonit (Na₂O – 2 < K₂O). Bergarten har höga halter av Ba (1985 ppm) och Zr (842 ppm), samt även relativt höga REE+Y (490 ppm) för en bergart med så låg SiO₂-halt. Dess extremt låga Mg# (8,3) tyder även det på att det är frågan om en extremt fraktionerad del av Hälleforsgången, då de andra analyserna från Hälleforsgången som nu har utförts visar ett spann på 29–44 för Mg#.

I Hälleforsgången har de titanrika mineralen titanomagnetit och ilmenit fraktionerat och i större andel kristalliserat relativt sent. Titan uppvisar i de flesta analyserade proverna av tidigt kristalliserade delar ingen anomali och först vid cirka Mg# = 29 ses en kraftig positiv Ti-anomali (fig. 31). Det nästa, senare kristalliserade och mer fraktionerade provet från Hälleforsgången i denna undersökning, har mycket lägre Mg# = 8,3 och uppvisar en kraftig negativ anomali för Ti. Det kan även noteras att fraktionering av plagioklas har givit upphov till variationen som ses för Sr i multielementdiagrammet (fig. 31).

| Prov | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | CaO | MgO | Na2O | К2О | TiO2 | MnO | P2O5 | S | С |
|--|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| Granatamfibolit EDB200029B | 48,7 | 13,4 | 18,2 | 7,56 | 5,00 | 0,47 | 1,07 | 2,09 | 0,23 | 0,29 | 0,49 | 0,02 |
| Gabbro, äldre TOB100009A | 49,5 | 17,1 | 12,8 | 7,69 | 3,46 | 2,95 | 1,33 | 2,13 | 0,13 | 1,04 | 0,15 | 0,06 |
| Basaltisk andesit DCL200074A | 53,9 | 13,9 | 14,2 | 6,72 | 3,25 | 0,13 | 1,75 | 2,22 | 0,23 | 0,45 | 0,04 | 0,10 |
| Diabas öst–väst DCL200110A | 45,7 | 16,1 | 15,7 | 8,62 | 6,49 | 2,68 | 0,79 | 2,08 | 0,20 | 0,29 | 0,14 | <0,01 |
| Diabas öst–väst EDB200028B | 45,3 | 13,8 | 18,8 | 6,85 | 4,43 | 2,44 | 1,86 | 3,00 | 0,22 | 0,69 | 0,18 | 0,08 |
| Diabas öst–väst EDB200030A | 48,0 | 16,8 | 12,4 | 5,77 | 5,95 | 3,46 | 1,57 | 1,28 | 0,16 | 0,24 | 0,06 | 0,04 |
| Diabas öst–väst TOB100030A | 47,7 | 17,4 | 14,0 | 7,37 | 6,88 | 2,57 | 1,08 | 1,34 | 0,16 | 0,23 | 0,53 | 0,07 |
| Hälleforsgången basalt EDB200084A | 48,8 | 18,5 | 11,4 | 7,37 | 4,60 | 3,87 | 1,05 | 1,31 | 0,17 | 0,20 | <0,01 | 0,02 |
| Hälleforsgången tefrit eller basalt DCL200040A | 44,4 | 11,8 | 20,6 | 8,83 | 4,23 | 2,79 | 1,18 | 4,91 | 0,25 | 0,45 | 0,29 | 0,04 |
| Hälleforsgången basalt DCL200040B | 48,4 | 12,2 | 17,7 | 8,22 | 3,57 | 3,63 | 1,23 | 3,31 | 0,23 | 0,59 | 0,16 | 0,07 |
| Hälleforsgången basaltisk trakyandesit, shoshonit EDB200083A | 51,0 | 12,6 | 19,0 | 2,34 | 0,87 | 3,74 | 4,09 | 2,08 | 0,25 | 0,58 | <0,01 | 0,03 |

Tabell 4. Litogeokemiska analysresultat för gångar av amfibolit, basaltoid, diabas och gabbro intrusion, huvudelement angett i procent.



Figur 25. A. Cirka 40 m vinkelrätt från kontakten är gabbron relativt homogen (6558803/578157). Cirka 180 m vinkelrätt från kontakten är gabbron heterogen, med **B.** gabbropegmatit, **C.** plagioklasporfyrisk gabbro, **D.** mafisk gabbro med plagioklasströkorn, **E.** lagring och **F.** komagmatiska gångar, notera kontaktrelationerna och avsaknad av kylningsfenomen (6558667/578160). Foto: Dick Claeson



Figur 25. (Fortsättning) G. Lagring som variation i modal andel mineral (ljusa/mörka) och kornstorlek (6558678/567304). H. Flera centimeter stora och frekventa aggregat av magnetit i lagrad del där andra intilliggande lager har mindre och färre aggregat av magnetit (6558724/556320). I. Pegmatitisk gabbro som lager i en lagrad sekvens mot den norra kontakten (6558678/567304). J. Mindre körtlar med mycket hög halt plagioklas i en lagrad del (6558678/567304). I krossbergstäkten öster om Svalboviken i Hälleforsgången finns i huvudsak K. massformig, plagioklasporfyrisk gabbro och L. en variant med svarta, pegmatoida körtlar (6558951/577031). Foto: Dick Claeson.



Figur 25. (Fortsättning) **M.** Afanitisk plagioklas- och kalifältspatporfyrisk basaltisk trakyandesit (6557141/585297). Foto: Edine Bakker. **N.** Bergartsled med basaltisk trakyandesitisk sammansättning är ställvis porfyriska med både plagioklas och kalifältspat som strökorn, där det förra dominerar. Sprickfyllnad med pistagegrön epidot i nederkant tolkas som postmagmatisk (6557179/585344). Foto: Dick Claeson. **O.** Inom de evolverade delarna ses lagring som olika halter av de ingående mineralen (6557179/585344). Foto: Dick Claeson. **P.** Små "gångar", från någon mm till cm breda och upp till ett par dm långa av tät "gabbroid" i extremt fraktionerad del av Hälleforsgången (6557179/585344). Foto: Dick Claeson.



Figur 26. Massformig, plagioklasporfyrisk gabbro med plagioklas, klinopyroxen, opakmineral och amfibol i form av uralit (se fig. 25K), **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler. Notera att opakmineral är tidigt bildade och somliga inneslutna i klinopyroxen, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler. **E.** Snabb tillväxt av magnetit och exempel på avblandning av ilmenit i magnetit i reflekterat ljus. **F.** Stor mängd avblandade ilmenitkristaller i en magnetitkristall med DIC (dvs. differential interferenskontrast) i reflekterat ljus. Samtliga från plagioklasporfyrisk gabbro (6558951/577031). Foto: Dick Claeson.



Figur 26. (Fortsättning) Massformig körtel av svart, pegmatoid gabbro med klinopyroxen, plagioklas (saussuritiserad), opakmineral, amfibol främst i form av uralit och mm-stora euhedral alkalifältspat, troligen anortoklas-sanidin (se fig. 25L), **G.** planpolariserat ljus och **H.** korsade nicoler. Tabulär och euhedral alkalifältspat upp till 5 mm långa, **I.** planpolariserat ljus och **J.** korsade nicoler. Notera i samtliga foton att alkalifältspaterna är ursprungliga och i princip saknar den hydrotermala omvandlingen som ses i de flesta andra mineralen. Opakmineral i de svarta körtlarna är magnetit, ilmenit och pyrit, där magnetit har avblandade lameller av ilmenit och ilmenit även finns som större diskreta kristaller, **K.** i reflekterat ljus och **L.** med DIC (dvs. differential interferenskontrast) i reflekterat ljus, närbild från E. roterad 20 grader med ilmenitkristaller i nedkant utan avblandningar och pyrit är här mörkbrun i stället för gul. Samtliga från svart pegmatoid gabbro (6558951/577031). Foto: Dick Claeson.



Figur 26. (Fortsättning) Albitrik oligoklas och kalifältspat som strökorn vilka bildar en glomerokrist i en afanitisk grundmassa med enstaka megakrister av klinopyroxen i basaltisk trakyandesit (se fig. 25M), **M.** planpolariserat ljus och **N.** korsade nicoler. (6557141/585297). Foto: Dick Claeson.

De petrofysiska mätningarna visar en tydlig uppdelning av proverna från Hälleforsgången mellan magnetitrika delar, med magnetiska susceptibiliteter mellan 2 059 och 15 924 × 10⁻⁵ SI och densiteter mellan 2 830 och 3 168 kg/m³, och magnetitfattiga delar, med magnetiska susceptibiliteter mellan 63 och 143 × 10⁻⁵ SI och densiteter mellan 2 703 och 2 943 kg/m³ (fig. 11A). De magnetitrika delarna uppvisar en spridning i remanent magnetisering; tre av de inom projektet insamlade proven har remanenta magnetiseringar inom 1 617–2 207 mA/m och Q-värden < 1, medan resterande magnetitrika prov har remanenta magnetiseringar inom 7 324–90 204 mA/m och Q-värden mellan 4,2 och 70,0 (fig. 11). Det återspeglar väl den fraktionering av magnetit som ägde rum i samband med magmans kristallisation.

Figur 27 visar resultaten från markgeofysiska mätningar längs profil P6 som mättes under sommaren 2020, och som går över Hälleforsgångens centrala delar i nordnordostlig riktning. Magnetfältsmätningarna i figur 27B visar god korrelation mellan mätningar utförda på marken och med flyg. Den skillnad som ses mellan flygdata och de 60 m analytiskt uppräknade markdata är närmast konstant längs profilen och beror framför allt på att samtliga magnetfältsdata från flygmätningar justeras till DGRF epok 1965. Magnetfältsmätningarna som utfördes på marken visar stor variation över Hälleforsgången och styrker iakttagandet om lagring eller zonering. Den kraftigaste magnetiska anomalin som ses vid cirka 1 170 m avstånd längs profilen är kopplad till magnetitrik gabbro med magnetisk susceptibilitet över 10 000 \times 10⁻⁵ SI och en hög naturlig remanent magnetisering, över 70 000 mA/m. En liknande skarp anomali i Hälleforsgångens nordligaste delar observerades även i profil 4, som korsar intrusionen längre österut. Sambandet mellan VLF-mätningarna utförda på marken och med flyg visas i figur 27D är inte lika tydlig och en förklaring i just detta fall kan vara profilens riktning i förhållande till sändare. 2D inversionen av markdata i figur 27E visar på lite variation i ledningsförmåga i Hälleforsgången men att förhöjd ledningsförmåga sammanfaller med intrusionens nordliga gräns, även om osäkerheter finns gällande ledarens läge, lutning och styrka.



Figur 27. Resultat från markgeofysiska mätningar längs profil P6 under 2020. **A**. Topografi längs profilen. **B**. Magnetfältets intensitet från markmätningar och flygburna mätningar. Den grå linjen är en analytisk uppåträkning av markprofilen till motsvarande 60 m flyghöjd och visar på god korrelation mellan mätningar på mark och med flyg. **C**. Real- och imaginärkomponenterna från markmätningar av VLF-data längs profilen. **D**. Beräknad skenbar resistivitet baserad på markmätningar och flygburna mätningar. **E**. Variation i elektrisk ledningsförmåga på djupet och i sidled, baserad på 2D inversion av markmätta VLF-data i C. Lokaler för geologisk observation (gröna romber) och petrofysisk provtagning (blå cirklar) längs profilen har märkts ut vid markytan. Horisontell upplösning är 5 m.

Diabasgångar orienterade i öst-väst, generation trolig runt 1,60 miljarder år

De övriga basiska gångarna som är orienterade i mer eller mindre öst–västlig riktning är vanligen inte bredare än 10 meter, med några få undantag. Det stora flertalet av dessa diabasgångar representeras som linjer i SGU:s kartdatabas, förutom ett fåtal ytor söder om Hälleforsgången där gångar bedöms vara bredare än 50 meter (fig. 1). De är massformiga, mörkt grå till svarta och mycket finkorniga till medelkorniga. Somliga är plagioklasporfyriska men vanligen saknas porfyrisk textur. Litogeokemiska analyser visar på sammansättningar från basalt till trakybasalt (tabell 4). Där man kan observera kontaktrelationen till den omgivande berggrunden är det vanligt att se kylda kontakter när den basiska magman stelnat snabbt och diabasen är tät samt svart (fig. 28A). Även meterbreda diabasgångar framgår tydligt i flygmagnetiska data då de har betydligt högre magnetisk susceptibilitet än de bergarter som de har intruderat i (fig. 28B och fig 2). Ofta finns det även små gångar som grenar ut från huvudgången som så kallade apofyser.

I mikroskop ses olika innehåll av mineral i diabasgångarna, en variation som också noteras vid studie av de provtagna gångarnas geokemi (fig. 29–32, tabell 4). Det tolkas som att olika öst– västliga diabasgångar har bildats från snarlika men inte identiska magmasammansättningar. Om det föreligger en större åldersskillnad kopplat till variationerna går inte att uttala sig om utan att genomföra en större forskningsinsats med dateringar av ett flertal gångar. I SGU:s kartdatabas anges samtliga tillhöra samma förlopp för cirka 1 600 miljoner år sedan.

I det nu undersökta materialet finns öst–västliga diabasgångar med både klinopyroxen och ortopyroxen samt plagioklas och opakmineral. Olivinförande diabas är ovanlig bland proverna, men ett bra exempel har även klinopyroxen och plagioklas samt opakmineral (fig. 29A–B). Magnetit dominerar som opakmineral med mindre mängd ilmenit, men det förekommer även gångar som innehåller pyrit, kopparkis och magnetkis i ringa mängder. Opakmineralen visar att de har bildats snabbt, ofta med dendritiska till skeletala former, vilket observeras i de smala gångarna eller då man har tagit provet i närheten av en kontakt (fig. 29C–F).



Figur 28. A. Diabasgång med kyld kontakt i öst–väst och ett flertal cm-breda apofyser i omgivande diatexitiska migmatit (6561732/593044). Foto: Dick Claeson. **B.** Diabasgång i öst–väst, 0,5 till 1 meter bred inom de orange linjerna (6551828/577096). Foto: Edine Bakker.



Figur 29. Olivin, klinopyroxen och plagioklas i massformig diabas som är minst 7 meter bred med riktning öst-väst, A. plan-polariserat ljus och B. korsade nicoler (6551500/594484). Diabasgång i öst-väst, cirka 5 meter bred med kylda kontakter, som består av klinopyroxen, plagioklas och främst magnetit som opakmineral, C. planpolariserat ljus och D. korsade nicoler.
E. Pyrit som kluster med dendritisk till skeletal tillväxt, samma vy som i C. och D. med påfallande ljus. F. Närbild av pyritkluster i övre vänstra delen av E. (6562398/589743). Foto: Dick Claeson.

Oikokrister av klinopyroxen i form av titanaugit finns i en del av de öst–västliga gångarna (fig. 30A–B). I några av de studerade proven ses en påtaglig optisk sektorzonering hos titanaugiten (fig. 30C–D). Det är högst troligt att dessa sektorer också är kemiskt olika och zonerade i samband med titanaugitens tillväxt (Claeson m.fl. 2007). I samma diabasgång ses

olivin, plagioklas och opakmineral som primärmagmatiska mineral samt uralit, serpentin, klorit och saussurit som omvandlingsprodukter. Magnetiten innehåller ibland relativt stora kristaller av ilmenit och mängder av små kristaller som avblandningar (fig. 30E–F).



Figur 30. Diabas med oikokrister av titanaugit **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler. **C.** Optisk sektorzonering hos titanaugit, korsade nicoler, notera att det även finns olivin i vänstra nedre delen. **D.** Närbild på titanaugit med optisk sektorzonering, korsade nicoler. Magnetit med större och mindre kristaller av ilmenit, **E.** påfallande ljus och i **F.** samma utsnitt men med DIC (dvs. differential interferenskontrast) samt roterad cirka 45 grader (6549361/550692). Foto: Dick Claeson.

I Forsby kalkbrott finns yngre diabas av en öst–västlig generation, vilken slår igenom både marmor och vulkanit, och har kylda kontakter mot marmorn. Den diabasgång som studerades närmare är cirka en meter bred och brantstående (fig. 12F). Det finns även äldre, amfibolitomvandlade gångbergarter i Forsby kalkbrott som troligen är mer eller mindre samtida med vulkaniterna.

Från multielementdiagrammet över diabasgångar och den lagrade intrusionen Hälleforsgången kan några petrogenetiska slutsatser dras. Samtliga prover uppvisar snarlika mönster, oavsett om de är klassade som amfibolit eller har annan riktning än den öst–västliga orientering som de flesta diabasgångarna bland proverna har, inklusive de från Hälleforsgången (fig. 31). Detta tolkas som att även om gångarna kan variera i ålder med några hundra miljoner år, så har de bildats ur en snarlik källa med likartad grad av uppsmältning och högst troligt på ungefär samma djup i krustan, annars hade skillnader kunnat påvisas i REE- och multielementdiagrammet.



Figur 31. Multielementdiagram av prover från basiska bergarter. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Figur 32. Diagram över REE av prover från basiska bergarter. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Det framgår tydligt i flygmagnetiska data att det finns ett flertal diabasgångar i nord–sydlig riktning inom undersökningsområdet (fig. 2), så kallade Blekinge-Dalarna diabaser, vilka är de yngsta i området (Söderlund m.fl. 2005). Dock lokaliserades ingen av dessa i blottad häll i samband med detta arbete.

Djupbergarter

Äldre sura och intermediära bergarter av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år

Granodiorit dominerar bland de undersökta äldre granitoida bergarterna i undersökningsområdet, vilka är bildade för 1 910 till 1 860 miljoner år sedan (tabell 5). De är alltid folierade eller minerallinjerade, ofta veckade och migmatitiska (fig. 33A). Vid några lokaler finns en ögonförande granodiorit av en äldre generation. Granodioriten är kraftigt deformerad och flertalet av de stora kalifältspatkristallerna är porfyroblaster, vilka är svagt deformerade eller odeformerade. Några av porfyroblasterna har tillväxt över bergartens foliation och efter den huvudsakliga deformationen av bergarten (fig. 33B). Äldre granit är vanligen jämnkornig och kan ställvis också vara relikt kalifältspatströkornsförande, alltid folierad eller minerallinjerad, ofta veckad och migmatitisk (fig. 33C). De äldre granitoida bergarterna har i samband med de metamorfa förloppen bildat granoblastisk textur och i mikroskop är detta tydligt (fig. 34). Granodiorit innehåller vanligen både amfibol och biotit.



Figur 33. A. Folierad äldre generation av granodiorit med biotit och amfibol i grundmassan (6556935/571723). Foto: Edine Bakker. **B.** Porfyroblastisk granodiorit av äldre generation (6560495/557702). Foto: Dick Claeson. **C.** Äldre granit, relikt kalifältspatströkornsförande, folierad, veckad och migmatitisk (6550182/555132). Foto: Dick Claeson. **D.** Tonalit till dioritoid med inneslutningar av paragnejs till migmatit (6563258/590532). Foto: Dick Claeson.



Figur 34. Folierad äldre generation av granodiorit med biotit och amfibol i grundmassan (se fig. 33A), **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6556935/571723). Porfyroblastisk granodiorit av äldre generation med allanit (se fig. 33B), **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6560495/557702). Foto: Dick Claeson.

Tonalit till dioritoid som ställvis innehåller inneslutningar av paragnejs till migmatit tolkas tillhöra denna äldre generation av bergarter (fig. 33D). Kristaller av granat observeras ställvis i berghäll. I mikroskop ses plagioklas, kvarts, klinopyroxen, amfibol, biotit med kraftig egenfärg, apatit, granat och magnetit samt pyrit som opakmineral (fig. 35). Ett prov av tonalit till dioritoid provtagen för petrofysik visar densitet 2 897 kg/m³, magnetisk susceptibilitet 65×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 26,4 mA/m.



Figur 35. Tonalit till dioritoid med plagioklas, kvarts, klinopyroxen, amfibol, biotit med kraftig orange till roströd egenfärg, apatit och opakmineral, **A.** och **C.** planpolariserat ljus, **B.** och **D.** korsade nicoler. Pyrit (gul) och magnetit (stålgrå) som vuxit i kornfogarna mellan silikatmineral, **E.** korsade nicoler genomfallande ljus, **F.** påfallande ljus (6563258/590532). Foto: Dick Claeson.

Äldre gabbro till kvartsdiorit av trolig ålder 1,91 till 1,86 miljarder år

Ett fåtal mindre intrusioner av gabbro till kvartsdiorit av tolkad ålder tillhörande generationen av bergarter bildade för 1 910 till 1 860 miljoner år sedan, förekommer inom det undersökta kartområdet. De varierar från att vara massformiga till folierade och veckade. Ställvis har gabbro heterogen mineralsammansättning, där delar kan vara rika på amfibol och pyroxen samt andra på plagioklas (fig. 36A). Det finns även mindre delar med gabbropegmatit (fig. 36B). I en del gabbrointrusioner domineras mineralinnehållet av ortopyroxen, klinopyroxen, plagioklas, amfibol och biotit (fig. 36C–D). I andra dominerar amfibol, plagioklas, biotit, kvarts och apatit (fig. 36E–F). Opakmineral i dessa äldre gabbrokroppar domineras av magnetit med inslag av pyrit och kopparkis ställvis. Den analyserade äldre gabbrointrusionen visar snarlika mönster som de flesta diabasproverna, inklusive de från Hälleforsgången (tabell 4, fig. 31).



Figur 36. A. Gabbro med olika modal mineralsammansättning bildar ljusa respektive mörka delar. **B.** Körtlar med gabbropegmatit. I mikroskop noteras ortopyroxen, klinopyroxen, amfibol, plagioklas, biotit och opakmineral, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6563804/595438). Gabbro dominerad av amfibol, plagioklas, biotit, apatit och opakmineral, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicoler (6548999/592412). Foto: Dick Claeson.

Samtida generation av granit i samband med migmatitisering, 1,82 till 1,78 miljarder år

Det finns inom det nu undersökta området anatektisk granit till migmatit där uppsmältningen inte inneburit att smältorna lämnat protolitbergarten helt och hållet. Dessa ses mellan olika delar av protolitbergarten och är ställvis folierade, bandade och granatförande (fig. 37). En stor kornstorleksvariation ses hos dessa anatektiska graniter, vilka troligen är bildade mer eller mindre *in-situ*. Dessa har troligt en relikt struktur i form av bevarad foliation och ibland lineation, men deformation har även till delar ägt rum i samband med bildandet av de anatektiska bergarterna. Detta gäller främst de bergarter som bildas först i detta metamorfa förlopp medan de sist bildade kan helt sakna överpräglande deformation. Bergarten har sammansättning som en granit (tabell 2). I mikroskop noteras svagt undulös kvarts, kalifältspat, plagioklas, muskovit och biotit som delvis är omvandlad till klorit med blå anomala interferensfärger (fig. 38). I multielementdiagram och REE-diagram har de i princip samma mönster som de undersökta proverna av paragnejs till migmatitgnejs (fig. 15–16).



Figur 37. A. Folierad och bandad migmatitgranit med stor kornstorleksvariation, troligen genererad mer eller mindre *in-situ*. **B.** Närbild av bergarten i A. (6562797/564013). **C.** Granatförande, folierad och linjerad, kalifältspatporfyrisk *in-situ* genererad migmatitgranit, **D.** samma som i C. men sedd vinkelrätt mot lineationen (6562222/560481). Foto: Dick Claeson.



Figur 38. Anatektisk granit, *in situ*, med svagt undulös kvarts, kalifältspat, plagioklas, biotit och muskovit (se fig. 37A), **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6562797/564013). Anatektisk granit, *in situ*, med svagt undulös kvarts, kalifältspat, plagioklas och biotit som delvis är omvandlad till klorit med blå anomala interferensfärger (se fig. 37C). Notera mängden sub-korn i en del större kristaller. **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6562222/560481). Foto: Dick Claeson.

Anatektisk, porfyroblastisk granit med kalifältspatströkorn är en relativt vanlig bergart inom delar av det undersökta området. Gångar av gabbroid som bedöms vara likåldriga eller något senare förekommer. Ställvis pekar den noterade foliationen i graniten åt en mängd olika riktningar och lämnas då utan inmätning. Man kan observera de gradvisa övergångarna från en inhomogen granit med ett klart inslag av dess ursprung från migmatit, till en mer homogen granit utan okulära bevis för att dess ursprung är ur migmatitgnejser (fig. 39A–B). Även om lokalerna är få till antalet så noteras att båda varianterna där är kalifältspatporfyriska. Endast då dessa varianter kan observeras i en och samma häll kan man vara helt säker på den senare variantens ursprung och därmed troliga bildningsålder, vilket också bör gälla inom övriga delar av undersökningsområdet och därmed försvara de omtolkningar som har genomförts av kartbilden för denna bergart.

Ställvis är den anatektiska kalifältspatporfyroblastiska migmatitgraniten kraftigt deformerad, både folierad och stänglig (fig. 39C). Vid tidigare karteringar har dessa på grund av deformationen hänförts till att vara av den äldsta generationen graniter och omtolkas i detta arbete till att vara bildade i samband med den tidiga fasen av genererandet av anatektiska migmatitgraniter. Vid andra lokaler är den endast svagt folierad med en bandning och euhedrala kalifältspatströkorn (fig. 39D). Ibland ses även körtlar med mafiska mineral samt kärvar av sillimanit och mm-stora kristaller av cordierit och granat, samt restitmaterial från de sedimentära ursprungsgnejserna i

samband med bildningsprocessen av anatektisk migmatitgranit (fig. 39E). Tidigare har större delar av denna berggrund tolkats som äldre granit som har genomgått metamorf överprägling, utan kopplingen till själva genererandet ur migmatiterna av sedimentärt ursprung, och då klassats som en äldre generation granitiska magmor bildade för 1 910 till 1 860 miljoner år sedan på de äldre kartorna.



Figur 39. A. Anatektisk, porfyroblastisk migmatitgranit med kalifältspatmegakrister, notera den gradvisa övergången från inhomogen granit med ett klart inslag av ursprunglig diatexitisk migmatit till homogen granit utan någon skarp kontakt (6560567/586814). B. Närbild av kalifältspatporfyroblastisk, homogen migmatitgranit från diatexitisk migmatit (6560567/ 586814). C. Anatektisk, porfyroblastisk migmatitgranit som uppvisar både foliation och stänglighet (6555148/553224). D. Endast svagt bandad anatektisk migmatitgranit med upp till 40 mm stora, euhedrala kalifältspatströkorn (6549861/ 559988). E. Inneslutningar med mafiska mineral samt kärvar av sillimanit och millimeterstora kristaller av cordierit och granat i anatektisk migmatitgranit (6549861/559988). Foto: Dick Claeson. Större områden som tidigare har varit tolkat som tillhörande generationen bildad för 1,92–1,87 miljarder år sedan av granodiorit till granit är i detta arbete omtolkade till att vara resultatet av en mer fullständig uppsmältning av de sedimentära gnejserna och att inte ha någon direkt genetisk koppling till den äldre generationen granitoider, annat än som möjligen eroderat och sedimenterat material till sedimenten. I vissa delar av dessa finns mängder av inneslutningar av sedimentgnejs kvar i en annars relativt homogen migmatitgranit (fig. 40A–B). Ställvis är inneslutningar av sedimentgnejs så stora att de utgör delar av hällområden men med ett större inslag av migmatitgranit (fig. 40C). Migmatitgraniten har nästan alltid ett mycket typiskt utseende på fältspaterna i dess mellanmassa och oftast mindre halt glimmer jämfört med den äldre generationen granodiorit till granit (fig. 40D). Migmatitgraniten av detta slag har ofta upp till dm-stora kalifältspatporfyroblaster. Ställvis är de mer eller mindre massformiga och ställvis kraftigt deformerade samt folierade (fig. 40B). Gränsdragningen har ibland varit svår för när man ska ange på kartan en migmatitgranit eller sedimentgnejs då proportionerna kan vara tämligen lika.



Figur 40. A. Relativt homogen grå migmatitgranit med inneslutningar av något mörkare sedimentgnejser, **B.** migmatitgraniten är folierad (6561195/549468). **C.** Parti med inneslutning av sedimentgnejs i större delen av bilden (innehåller vita stråk av neosom) och relativt homogen migmatitgranit i dess övre del (6560687/550288). **D.** Migmatitgraniten har nästan alltid ett mycket typiskt utseende på fältspaterna i dess mellanmassa och oftast mindre halt glimmer än den äldre generationen granit (6560687/550288). Foto: Dick Claeson.

Inom de av paragnejs och diatexitisk migmatit dominerade områdena finns lokalt en homogen, ljust grå granit, en så kallad migmatitgranit, vilken skapats genom att partiella smältor från främst paragnejs ansamlats i krustan och intruderat i sin omgivning (fig. 41A). Denna anatektiska migmatitgranit är vanligen massformig och jämnkornig, även om den ställvis kan vara svagt folierad. Två litogeokemiska analyser av massformig till svagt folierad, jämnkornig, ljust grå migmatitgranit visar att halten av huvudelementen är mycket likartade (tabell 2, DCL200013A och EDB200142A). Bergarten har sammansättning som en granit. I multielementdiagrammet visar de kraftiga positiva anomalier för Th (89 respektive 100 ppm) och för Rb, i övrigt liknar de övriga granitoida bergarter inom det undersökta området (fig. 46). De ljust grå migmatitgraniternas REEmönster visar en negativt lutande profil, mer markant för de tunga REE (HREE, fig. 47). Detta tolkas bero på att i det restitmaterial av migmatit och gnejs som blev över vid uppsmältningen fanns granater kvar. Mineralet granat innehåller större mängder HREE med en positiv lutning, vilket medför att den nybildade graniten får ett underskott av dessa element och en negativ lutning i sitt HREE-mönster då granat blivit kvar där graniten skapades. Trots att det är fyra kilometer mellan de två proven som har tagits av ljust grå migmatitgranit, med helt andra bergarter däremellan, så visar de överensstämmande litogeokemiska karaktärer vilka därmed bör vara relaterade till de genetiska processerna. I mikroskop ses svagt undulös kvarts, kalifältspat, plagioklas, biotit och muskovit (fig. 42). De ljust grå migmatitgraniterna inom den nordöstra delen av undersökningsområdet framträder mycket tydligt i de flygburna mätningarna av markens naturliga gammastrålning och Th uppmättes på häll till mellan 78 och 142 ppm, med endast 2,9 till 7,6 ppm U (fig. 6–7). En möjlig förklaring till detta beskrivs ovan i avsnitt Gammaspektrometri.

I ett cirka 3 km² stort område väster om sjön Öljarens sydspets, finns en grovkornig granit med 10 till 30 mm stora, och från några till 10 procent, kalifältspatströkorn (fig. 41B–C). Färgen är grå till rödgrå, där de rödgrå har partiellt rödfärgad kalifältspat i stället för grå (fig. 41B–C). Associerat



med granit förekommer större partier och mindre gångar av pegmatit, vilka innehåller biotit, cordierit och granat. Dessa båda bergartsled tolkas vara bildade genom uppsmältning av de forna sedimentära bergarterna, men på ett något större djup och där magman har homogeniserat, haft tillväxt av strökorn på djupet samt fraktionerat i samband med intrusion i omgivande migmatiter. Fraktioneringen resulterade i de pegmatitiska delarna. De båda bergartsleden är vanligen folierade. Graniten har mycket låg magnetisk susceptibilitet, vid hällmätning oftast < 15 × 10⁻⁵ SI, pegmatiten < 5 × 10⁻⁵ SI. Den typiska S-granitkaraktären och extremt låga magnetiska susceptibiliteten talar för att den grovkorniga, kalifältspatströkornförande graniten hör ihop med de magmatiska förlopp som är kopplade till migmatitisering av berggrunden och relativt höga temperaturer i samband med den regionala metamorfa överpräglingen. I de något senare magmatiska magmatiska bältet (TMB) för runt 1 800 miljoner år sedan, genererades främst I-granit på avsevärt större djup och med andra protoliter än sedimentära bergarter, vilket resulterade i generellt högre magnetisk susceptibilitet.

Det finns på ett flertal lokaler snarlika bergarter som de väster om Öljaren, främst västerut mot Läppe, både de med stora kalifältspatströkorn och de som saknar dessa och som vanligen är massformiga eller svagt deformerade. Även dessa tolkas vara skapade sent i förloppet av genereringen av S-granit i undersökningsområdet, men dessa är vid ytan inte lika stora intrusioner som den väster om Öljaren.



Figur 42. Jämnkornig, massformig, ljust grå migmatitgranit med kvarts, kalifältspat, plagioklas, biotit och muskovit (se fig. 41A), **A.** planpolariserat ljus, **B.** korsade nicoler. Notera svagt undulös kvarts och större mängd sub-korn **C.** planpolariserat ljus, **D.** korsade nicoler (6560763/591023). Foto: Dick Claeson.

Yngre generation granit tillhörande Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), cirka 1,80 miljarder år

I området vid Uddens fritidsområde, 1 km SV om Hjälmaresunds södra brofäste, förekommer en massformig, ojämnkornig granit som troligen är av en yngre generation då den saknar det mesta av deformationsstrukturer och den metamorfa överprägling som de något äldre graniterna uppvisar (fig. 43A). En litogeokemisk analys visar att den jämfört med de övriga granitoida bergarterna har ett snarlikt mönster i multielementdiagram (fig. 46), men att dess REE-mönster avviker med ett högre HREE-innehåll och en nästan spikrak kurva, samt för LREE ser en mycket svag anrikning (fig. 47). Även vid andra lokaler finns det massformig, kalifältspatporfyrisk, grovkornig granit (fig. 43B), med enstaka massformiga enklaver av gabbroid (fig. 43C). Dessa attribut gör att den tolkas tillhöra en yngre generation, då den yngre saknar deformationsstrukturer som ses i bergarterna den intruderat i. Det mest troliga är att den hör ihop med de magmatiska förlopp som gav upphov till det Transskandinaviska magmatiska bältet. I mikroskop noteras kvarts, kalifältspat, plagioklas, biotit, muskovit och allanit (fig. 44).



Figur 43. A. Kalifältspatporfyrisk TMB-granit (6566081/561704). B. Trolig TMB-granit med enklaver av gabbroid. C. Närbild av den gabbroida enklaven i B. (6560146/587603). Foto: Dick Claeson.



Figur 44. Kalifältspatporfyrisk TMB-granit med kvarts, kalifältspat, plagioklas, biotit och allanit (se fig. 43A), **A.** planpolariserat ljus, **B.** korsade nicoler, och med muskovit **C.** planpolariserat ljus, **D.** korsade nicoler (6566081/561704). Foto: Dick Claeson.

Pegmatit

Det finns flera generationer av pegmatit, somliga är deformerade och genomsatta av en yngre generation pegmatit. I varpen vid Valfallagruvan ses huvudsakligen en röd kvartssyenitisk till syenitisk pegmatit med megakrister av magnetit (tabell 5, fig. 45A). Trots den avvikande huvudelementkemin så har denna pegmatit snarlika mönster som granitoiderna i det undersökta området, både i multielementdiagram och REE-diagram, förutom en kraftig negativ Zr-anomali (fig. 46–47). Däremot har en analyserad anatektisk pegmatit en helt annan karaktär i multi-elementdiagrammet och låga halter av REE förutom Eu, vilket ger en kraftig positiv Eu-anomali (fig. 46–47). I en kraftigt deformerad granit till granodiorit av den äldsta generationen ses pegmatit som foliationsparallella gångar. En cirka 60 cm bred gång är förkastad cirka 10 cm. Gången har även cirka 10 cm bred centralkvarts (fig. 45B). Skörl, svart turmalin ses i ett fåtal av gångarna i det undersökta området (fig. 45C).



Figur 45. A. Varp vid Valfallagruvan med röd kvartssyenitisk till syenitisk pegmatit och megakrister av magnetit (6554136/569305). Foto: Edine Bakker. B. En cirka 60 cm bred massformig pegmatitgång med 10 cm bred centralkvarts är förkastad cirka 10 cm (6549883/549714). Foto: Dick Claeson. C. Skörl, svart turmalin, ses i ett fåtal av gångarna i det undersökta området (6549883/549714). Foto: Dick Claeson.



Figur 46. Multielementdiagram av prover från granitoida bergarter. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 47. Diagram över REE av prover från granitoida bergarter. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

| Tabel | l 5. Litogeol | kemiska aı | nalysresulta | at för sura | a till inter | mediära c | djupbergarter | , huvudele | ement angett i | procent |
|-------|----------------------|------------|--------------|-------------|--------------|-----------|---------------|------------|----------------|---------|
|-------|----------------------|------------|--------------|-------------|--------------|-----------|---------------|------------|----------------|---------|

| Prov | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | CaO | MgO | Na2O | K2O | TiO2 | MnO | P2O5 | S | С |
|--|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| Granodiorit, äldre EDB210011A | 68,6 | 14,2 | 3,33 | 4,99 | 1,75 | 3,15 | 0,84 | 0,82 | 0,06 | 0,18 | <0,01 | 0,03 |
| Granodiorit, äldre porfyrisk DCL200071A | 66,5 | 15,2 | 4,66 | 2,92 | 0,77 | 2,99 | 3,58 | 0,53 | 0,05 | 0,14 | 0,06 | 0,06 |
| Granodiorit, äldre EDB200074A | 64 | 15,35 | 7,37 | 3,56 | 2,08 | 3,05 | 2,52 | 0,97 | 0,10 | 0,15 | 0,07 | <0,01 |
| Granodiorit, äldre EDB210025A | 66,5 | 16,8 | 4,98 | 3,70 | 0,81 | 3,65 | 2,96 | 0,61 | 0,04 | 0,18 | 0,08 | 0,01 |
| Tonalit- kvartsdiorit TOB100038A | 63,6 | 15,5 | 6,82 | 4,10 | 2,58 | 2,42 | 2,61 | 0,99 | 0,08 | 0,17 | 0,08 | 0,03 |
| Granit EDB200079A | 70 | 14,7 | 4,17 | 1,84 | 0,93 | 2,91 | 3,85 | 0,30 | 0,10 | 0,07 | 0,01 | 0,02 |
| Granit EDB210021A | 76,7 | 11,8 | 1,89 | 0,46 | 0,06 | 3,46 | 4,52 | 0,09 | 0,01 | 0,02 | <0,01 | 0,03 |
| Granit EDB210082A | 77,3 | 11,6 | 1,28 | 0,38 | 0,15 | 3,58 | 3,90 | 0,05 | 0,01 | 0,04 | <0,01 | 0,02 |
| Granit äldre EDB210092A | 71,7 | 14,4 | 3,24 | 1,33 | 0,54 | 3,05 | 4,11 | 0,41 | 0,02 | 0,12 | 0,02 | 0,04 |
| Granit, TMB DCL200092A | 73,7 | 14,1 | 2,88 | 1,56 | 0,74 | 3,47 | 3,44 | 0,25 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,06 |
| Pegmatit EDB210036A | 59,0 | 14,5 | 15,6 | 0,66 | 0,21 | 3,85 | 5,63 | 0,30 | 0,12 | 0,11 | <0,01 | 0,07 |
| Pegmatit EDB210092B | 77,1 | 13,0 | 0,73 | 0,55 | 0,11 | 2,52 | 5,57 | 0,01 | 0,01 | 0,13 | <0,01 | 0,04 |

STRUKTURER OCH METAMORFOS

Planstrukturer, främst foliation, gnejsighet och metamorf bandning, som har uppmätts i undersökningsområdet visar att huvuddelen har öst–västlig riktning med relativt branta stupningar, med lokala omböjningar mot nord–syd (fig. 48). Studerar man variationen i fält ses foliationen i viss utsträckning följa bergarternas utbredning. I områden med mycket hög grad av uppsmältning har foliationen ofta alla möjliga riktningar och kan inte på samma sätt användas för att extrapolera bergarternas utbredning. Linjära strukturelement, främst minerallineation, har främst riktningar mot öster och relativt flacka stupningar (fig. 48). Veckning av berggrunden inom undersökningsområdet har resulterat i S-, Z- och M-veck (fig. 49). På flera lokaler med diatexitisk migmatit noteras veckning, men det går inte alltid att mäta in veckaxlarna eller så är de orienterade åt flertalet håll med stark variation av stupningar. De 65 veckaxlar som uppmättes vid denna undersökning av flertalet deformerade bergarter har ett medelvärde med en riktning av 97 och stupning 33 grader. Vid plottning av veckaxlarna i stereonät så framgår det tydligt att det i de flesta fallen rör sig om relativt flacka, mot öster stupande veckaxlar, med endast ett fåtal branta (fig. 48). Samtliga av dessa strukturelement har använts vid tolkningen av bergarternas utbredning.

Lokala deformationszoner genomkorsar undersökningsområdet främst i riktningarna NV–SO och O–V, vilka är främst tolkade från flygmagnetiska data men ses ställvis i häll (fig. 2). I stora drag visar berggrunden samma strukturella trend som i omkringliggande kartområden (Persson m.fl. 2010, 2013). Tyvärr är det vanligt att där berggrunden är kraftigt deformerad så är också jorddjup betydligt större och hällar som går i dagen där man kan studera deformationszonerna betydligt färre eller obefintliga.

I östra delen av Läppe finns berghällar i en deformationszon som innehåller mylonitiska delar och där en kraftig kornstorleksreduktion ägt rum i samband med plastisk deformation av mineral i en anatektisk granit. Myloniten är mycket finkornig till tät och ursprungsbergarten medelkornig till grovkornig med kalifältspatströkorn (fig. 50A–B).

Även en del av de mindre framträdande eller ihållande deformationszonerna kan visa en mycket kraftig deformation. Exempelvis ses en mycket kraftigt deformerad, diatexitisk paragnejs i undersökningsområdets östra del. Zonen har en öst–västlig riktning med brant till vertikal stupning samt ställvis möjligen mylonitiska stråk (fig. 50C). Pegmatitiska, smala gångar ses i foliationsplanet och även veckade i S-veck (fig. 50D). I deformationszonen ses upp till flera cm stora kalifältspatporfyroblaster och upp till några cm långa aggregat av granat. Upp till cm-stora kristaller av cordierit förekommer i flertalet bergartsled inom deformationszonen, oftast i mafiska band eller möjligen lager.

Ett annat exempel på deformation i en mindre deformationszon är en kraftigt deformerad metatexitisk till diatexitisk paragnejs med breccierade kvartsgångar i foliationsplanet och småvågig foliation, rödbrun granat och violett cordierit samt kalifältspat som porfyroblaster (fig. 50E–F).



Figur 48. Strukturmätningar från undersökningsområdet som visualiserats i rosdiagram till vänster och som konturkartor till höger, poler till plan och undre hemisfär för planmätningarna plottade i Schmidtnät.



Figur 49. A. Diatexitisk paragnejs som visar ett M-veck med veckaxel i riktning 50/45 och granat, cordierit samt kalifältspat som porfyrblaster (6560792/555868). Foto: Dick Claeson. **B.** Glimmerskiffer till metatexitisk migmatit med neosom som bildar S-veck med veckaxel i riktning 95/30 (6550788/548653). Foto: Dick Claeson. **C.** Veckat arenitiskt lager i migmatit, utsnitt från ett Z-veck med veckaxel i riktning 190/80 (6555834/555388). Foto: Peter Hedin. **D.** Närbild av ett veckben från Z-vecket i C. med tunna kvartsrika ådror parallella med lagringen som i sin tur är veckade. Foto: Peter Hedin. **E.** Starkt folierad och laminerad metamorf ryolitoid med gång av migmatitisk pegmatit i foliationsplanet (6554439/572452). Foto: Peter Hedin. **F.** Metamorf bandning i granatförande migmatit med finkorniga och grovkorniga band (6560623/587068). Foto: Peter Hedin.



Figur 50. A. Mylonit bildad genom plastisk deformation av B. ursprunglig bergart i form av granit (6554774/546428). C. Mycket kraftigt deformerad, migmatitisk paragnejs, ställvis möjligen mylonitiska stråk i riktning 275/88 och D. ett S-veck i deformationszonen med veckaxel i riktning 270/38 (6564382/593742). E. Paragnejs, metatexitisk till diatexitisk, folierad 280/70 och linjerad 280/30, kraftigt deformerad med breccierad kvartsgång i foliationsplan (6563700/595533). F. Kraftigt deformerade metatexitisk till diatexitisk paragnejs med granat, cordierit och upp till dm-stora kalifältspatporfyroblaster, foliation 275/88 (6563804/595438). Foto: Dick Claeson.

I berghällar som utgörs av flertalet äldre bergarter och de bergarter som skapats i samband med migmatitiseringen i undersökningsområdet ses ofta metamorfa så kallade indexmineral. Upp till flera cm långa kristaller av andalusit (fig. 51A), upp till dm-stora kalifältspatporfyroblaster och i flera generationer (fig. 51B), upp till 4–5 cm stora granatkristaller (fig. 51C–D), upp till dm långa och flera cm breda aggregat av sillimanit (fig. 51E) och blå, flera cm stora kristaller av cordierit (ijolit) (fig. 51F) har observerats. De flesta indexmineral förekommer i de diatexitiska och metatexitiska migmatiterna och ett flertal av dem kan finnas vid en och samma lokal.



Figur 51. A. Ett par flera cm långa rosa kristaller av andalusit (till höger i bilden) i diatexitisk paragnejs (6562281/594238). B. Kalifältspatporfyroblast som tillväxt efter deformation, tvärs över foliationen som en andra generation (6550788/548653).
C. Diatexitisk paragnejs med upp till 4 cm stora granater, cordierit, sillimanit och andalusit, D. närbild av uppsprucken granat (6562872/588670). E. Metatexitisk till diatexitisk migmatit med upp till 6 cm långa knippen av sillimanit (6549662/553976). F. Blå, klara, stora kristaller av cordierit (ijolit) samt granat och sillimanit som omvandlingsmineral i en diatexitisk migmatit (6560214/583026). Foto: Dick Claeson.

Metamorfa indexmineral och andra relevanta mineral från metamorfa bergarter beskrivs med foton från mikroskop (fig. 52–56). Tolkningar görs från det som har setts i tunnslipen och rör främst mineralen granat, sillimanit, andalusit, cordierit, grafit och monazit. För ursprungligen dolomitisk marmor är forsterit (olivin, se avsnitt *Marmor*) som tillväxer på bekostnad av diopsid, diagnostisk i samband med regional metamorfos för antingen granulitfacies eller indikerar att H₂O-rika fluider har rört sig i marmorn och möjligen vid en något lägre metamorf grad (Bucher & Grapes 2011).

70 SGU K 731

Granatkristallerna är oftast välbevarade i tunnslipen. Ibland noteras inneslutningar av sillimanit och biotit (fig. 52A–B). I en deformationszon noterades i tunnslip två generationer av granat. Den första generationen granatkristaller är deformerad och veckad och tolkas ha tillväxt före eller samtida med den plastiska deformationen i zonen, medan en andra generation av odeformerad granat tros ha tillväxt efter det plastiska förloppet (fig. 52C–F).



Figur 52. Välbevarad granat med inneslutningar av sillimanit och biotit, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler, (6550978/592880). Granat som är deformerad och veckad vilket tyder på en tidig tillväxt, före eller samtida med den plastiska deformationen, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler, och odeformerad granat vilket indikerar tillväxt efter den plastiska deformationsfasen i deformationszonen, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicoler, (6564382/593742). Foto: Dick Claeson.

Sillimanit och andalusit är de två morfer av Al₂SiO₅-mineral som har noterats i häll och i tunnslip från migmatiter och migmatitgranit i undersökningsområdet. I en deformationszon ses sillimanit som två generationer av tillväxt. Den första generationen, som utgör huvuddelen av sillimanitkristallerna i tunnslipet, är uppbrutna och orienterad i foliationsplanet, medan den andra generationen har tillväxt efter att deformationen har upphört (fig. 53A–B). Den diamantformade kristallen med (010) spaltning i figur 53A–B, strax ovanför fotots mitt, indikerar tillväxt vinkelrätt mot första generationen då kristallen är skuren vinkelrätt mot sin längdriktning och tolkas tillhöra en andra generation. I några andra prover från undersökningsområdet uppvisar sillimanit flera orienteringar av kristallernas längdriktning men tolkas vara av samma generation, vilket då indikerar att tillväxten har skett i ett spänningsfält med minst två likstora spänningsaxlar (fig. 53C–D).

Kristaller av andalusit observerades med mikroskop i ett enstaka prov från den deformationszon med två generationer sillimanit och granat som omnämns ovan. Andalusiten i provet tolkas ha tillväxt efter deformationen och samtidigt med den andra generationen sillimanit och granat (fig. 53E–F). Vanligen saknades detta Al₂SiO₅-mineral i de undersökta tunnslipen, men noterades i berghällar vid ett flertal platser i undersökningsområdet.

Cordierit förekommer i både metatexitisk och diatexitisk migmatit samt i nybildad migmatitgranit inom det undersökta kartområdet. De studerade kristallerna av cordierit saknar tvillingbildning eller uppvisar polysyntetiska tvillingar (fig. 54A–D). Cordierit är i de undersökta proverna i mycket olika omfattning omvandlad till pinit, ett finkornigt, gul-grönt aggregat av klorit + biotit + muskovit (fig. 54E–H). I cordierit från de migmatitiska bergarterna ses ofta inneslutningar av andra indexmineral som sillimanit och även enstaka monazitkristaller (fig. 54E–H). Den glimmerskiffer som finns i det sydvästra hörnet av undersökningsområdet har korn som har kvar kristallformen av cordierit men är till större delen ersatt av andalusit, med ett stort inslag av inneslutningar av främst biotit och kvarts. Några kristaller av andalusit i provet har tillväxt till delar helt utan inslag av inneslutningar (fig. 54I–L).


Figur 53. Sillimanit och andalusit är de två morfer av Al₂SiO₅-mineral som har noterats i häll och i tunnslip från migmatiter i undersökningsområdet. Sillimanit i deformationszon ses som två generationer, den första generationen orienterad i foliationsplanet och den andra har växt efter deformationen, där den diamantformade kristallen med (010) spaltning strax ovanför fotots mitt indikerar tillväxt vinkelrätt mot 1:a generationen, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6564382/593742). Sillimanit som uppvisar minst två samtida tillväxtriktningar, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6549106/584415). Andalusit i samma tunnslip som i A. ovan och tolkas ha tillväxt efter deformationen, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicoler (6564382/593742). Foto: Dick Claeson.



Figur 54. Välbevarade cordieritkristaller vilka uppvisar polysyntetiska tvillingar, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6550978/592880). Relativt välbevarade cordieritkristaller som saknar tvillingbildning, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6552653/589808). Pinit som omvandlingsprodukt i cordierit och sillimanit som inneslutningar, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicoler (6549106/584415). Foto: Dick Claeson.



Figur 54. (Fortsättning) Mycket kraftigt pinitomvandlad cordierit, det klargula inneslutna mineralet i korsade nicoler är monazit, **G.** planpolariserat ljus och **H.** korsade nicoler (6551613/591314). Mer eller mindre fullständig pseudomorf andalusit efter cordierit med stort inslag av inneslutningar främst av biotit och kvarts, **I.** planpolariserat ljus och **J.** korsade nicoler (6550582/546178). Kristall av andalusit som i dess övre del har ett stort inslag av inneslutningar av biotit och kvarts samt i kristallens centrala del växt utan inslag av inneslutningar, **K.** planpolariserat ljus och **L.** korsade nicoler (6550582/546178). Foto: Dick Claeson.

Grafit finns ibland i undersökningsområdets gnejser av sedimentärt ursprung och har troligen bildats ur lösningar rika på CO_2 eller CH_4 i samband med metamorfos (t.ex. Luque m.fl. 2014, Dharmapriya m.fl. 2017, Touret m.fl. 2019). De i mikroskop studerade grafitkristallerna är ofta lamellära och somliga har ett utseende som indikerar att de har genomgått en deformation (fig. 55).



Figur 55. Grafit från migmatiter i undersökningsområdet, samtliga foton med påfallande ljus. **A.** Intrikat lamellbildning hos grafit (6551613/591314). **B.** Lamellär grafit med inslag av sulfidmineral (6550978/592880). **C.** Deformerade grafitkristaller som uppvisar kinkband (6564382/593742). **D.** Deformerad och anfrätt grafit (6549106/584415). Foto: Dick Claeson.

Fosfatmineralet monazit (Ce, La, Nd, Th)PO₄ observerades i tunnslip främst från diatexitisk migmatit (fig. 56). Där finns de som inneslutningar i till exempel plagioklas, biotit och cordierit. Vanligen har monaziten någon form av halobildning runt själva kristallen, vilken orsakas av strålningsskador från alfapartiklar, främst från innehållet av det radioaktiva grundämnet torium (fig. 56A–D). Några monazitkristaller saknar dock halo och innehåller då troligen låga halter av torium (fig. 56E–F).



Figur 56. Monazit med halo i cordierit, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6550978/592880). Monazit med halo i plagioklas, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6549106/584415). Monazit utan halo och granat i plagioklas, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicoler (6552653/589808). Foto: Dick Claeson.

NATURRESURSER

Järnoxidmineraliseringar

Blomsterhults grufvor består av två gruvhål upptagna i en järnoxidmalm som domineras av magnetit (fig. 57A–B). Dessa anses ha samma karaktär som Askö gruvor längre åt öster vid sjön Öljarens västra strand (Geijer & Magnusson 1944). År 1849 producerades 220 ton järnmalm. Flertalet mätningar i fält av magnetisk susceptibilitet på malmstuffer i varphögarna visade att den överstiger $100\ 000 \times 10^{-5}$ SI. Mätningar vid SGU:s laboratorium av malmstuffer från respektive gruvhål gav magnetisk susceptibilitet 2,16 SI för det södra och 5,73 SI för det norra gruvhålet. Densitet uppmättes till 3 684 respektive 3 946 kg/m³, naturlig remanent magnetisering till 33 400 samt 75 700 mA/m och Q-värden beräknades till 0,39 respektive 0,33. I varphögarna finns förutom stycken av järnmalm också skarn. Skarnet består till stora delar av brun till rödbrun granat, pistagefärgad epidot, grön amfibol och vit kalcit (fig. 57C-F). Skarnet är ställvis breccielikt med sprickor läkta av vit kvarts. Ställvis förekommer sulfidmineral i varpen, främst magnetkis och kopparkis, tillsammans med magnetitrik malm (fig. 57G). Skarn och järnmalm är intimt förknippade och magnetit med granat, epidot, amfibol och kvarts ses som bandade formationer (fig. 57H). Huvuddelen av troliga värdbergarter är de vulkaniska bergarter som finns i varpen. Vid det södra gruvhålet finns en basaltoid vulkanit (fig. 57I), vilken har starkt varierande magnetisk susceptibilitet, från mycket höga värden runt $40\ 000 \times 10^{-5}$ SI där magnetit sitter disseminerad i bergarten, till varianter med mycket låg magnetisk susceptibilitet, nedåt 100×10^{-5} SI. Vid det norra gruvhålet förekommer främst en röd ryolitoid associerad med malm och skarn bland varpen.



Figur 57. A. Det norra gruvhålet vid Blomsterhults grufvor (6557460/550948). B. Järnoxidmalm dominerad av magnetit (6557460/550948). C. Skarn av granat, epidot, kalcit och kvarts (6557420/550898). D. Skarn av granat, epidot, magnetit och kvarts (6557420/550898).



Figur 57. (Fortsättning) **E.** Skarn av granat, amfibol och kalcit (6557420/550898). **F.** Järnoxidmalm med band av skarn i form av granat och epidot (6557420/550898). **G.** Magnetkis och kopparkis tillsammans med magnetitrik malm (6557420/ 550898). **H.** Skarn och järnmalm är intimt förknippade och ses ställvis växellagrade (6557420/550898). **I.** Vid det södra gruvhålet ses en basaltoid vulkanit som trolig värdbergart till järnmineraliseringen. Vulkaniten har starkt varierande magnetisk susceptibilitet (6557420/550898). Foto: Dick Claeson.

Skarnmineralen granat, amfibol och kvarts är välbevarade i de med mikroskop undersökta tunnslipen (fig. 58A–B). Pyrit och kopparkis förekommer i tunnslipen och i reflekterat ljus ses en mindre omfattande omvandling av magnetit till hematit i främst sprickor, men även mer omfattande i större delar av enstaka magnetitkristaller (fig. 58C–E).

Huvudelementen från en litogeokemisk analys av magnetitmalm från det södra gruvhålet visas i tabell 6 och förhöjda halter av Bi 7,06 ppm, Cu 1 120 ppm, In 2,2 ppm och Au 0,087 ppm

noteras i spårelementdata. De fyra sistnämnda grundämnena sitter troligen i sulfidmineral. Järnhalten är avsevärt högre (tabell 6) än den som tidigare rapporterats från ett knackprov på 19,3 % Fe, liksom för mangan 0,6 % Mn men likvärdig för titan 0,14 % Ti (Wik m.fl. 1999).

I multielementdiagram har provet av järnoxidmalm från Blomsterhults grufvor en signatur med tråg för Sr-P, distinkta negativa anomalier för Nb, Ti, och något mer varierat för Zr, samt positiv anomali för Pb (fig. 66). Provet visar generellt svag anrikning av de lätta REE och en relativt flack kurva för de tunga REE (fig. 67).



Vid **Skarendalsgruvan** finns två relativt små, vattenfyllda gruvhål invid stora mängder varp. Gruvhålen är grävda i morän och har inga bergblottningar. Det större av gruvhålen är cirka 5 meter i diameter. Varpen utgörs av röd, kalifältspatrik gnejs med partier och klumpar av magnetit. Grå, biotitrik varp finns, och grovt aktinolit-kvarts-magnetitskarn är relativt vanligt.

Skarn i form av klinopyroxen, olivin, amfibol och kvarts ses tillsammans med magnetit i mikroskop (fig. 59). Olivin i samma paragenes som kvarts är möjligt tack vare att fayalit, Fe-rik olivin, är stabil med kvarts vid lägre tryck i motsats till forsterit, Mg-rik olivin, som reagerar och bildar ortopyroxen tillsammans med kvarts. Även den gröna egenfärgen hos olivin vid Skarendalsgruvan indikerar att det är fayalit (fig. 59C–D).

Två prover togs för litogeokemisk analys av skarnig magnetitrik varp, ett domineras av klinopyroxen, amfibol och magnetit och visar förhöjd halt av MnO (tabell 6) och spårelementdata för Be (1,78 ppm). Det andra provet domineras av magnetit, amfibol, olivin och kvarts.

I multielementdiagram visar de två proven snarlika mönster, men med generellt lägre halter för provet innehållande olivin (fig. 66). Båda proven har relativt flacka REE-mönster och avsevärt lägre halter för provet med olivin i (fig. 67).



Figur 59. I Skarendalsgruvan ses skarn i form av klinopyroxen och amfibol med magnetit, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler, samt olivin, amfibol och kvarts med magnetit, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6551077/ 573433). Foto: Dick Claeson.

Två vattenfyllda gruvhål utgör **Gruvtorpet**, 5 × 10 meter respektive 4 × 4 meter stora. Ingen häll noterades i närheten. Av varpen på platsen att döma utgörs mineraliseringen eller malmen av bandat magnetit-aktinolit-kvartsskarn. Små mängder pyrit noterades också. Den magnetiska susceptibiliteten uppmätt på magnetitrik varp i fält är mycket hög och varierar från 60 000 till >100 000 × 10⁻⁵ SI-enheter. I mikroskop ses även större mängd av klinopyroxen i mineraliseringen (fig. 60). Mätningar vid SGU:s petrofysiska laboratorium på två malmstuffer gav magnetisk susceptibilitet 7,66 SI och 8,33 SI. Densitet uppmättes till 3 987 respektive 3 857 kg/m³, naturlig remanent magnetisering till 204 000 samt 275 000 mA/m och Q-värden beräknades till 0,66 respektive 0,81.

Huvudelementen från en litogeokemisk analys av magnetitmalm från varp visas i tabell 6. Spårelementdata visar en något förhöjd halt av Cd (2,70 ppm).



Figur 60. Vid Gruvtorpet finns skarn med klinopyroxen, amfibol och kvarts med lokalt låg andel magnetit, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler, och i andra delar större andel magnetit, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6552197/572621). Foto: Dick Claeson.

Gruvstuggruvan, även benämnd **Nya Skarndalsgruvan**, är ett långsträckt vattenfyllt gruvhål. Intill gruvhålet finns stora mängder varp av Fe-aktinolit-skarn och sidoberg. Generellt är det järnfattig varp som finns på platsen men vissa stuffer är relativt rika på magnetit-aktinolit-skarn. Epidot och kvarts är också relativt vanligt förekommande. I mikroskop noteras även klinopyroxen i skarnet (fig. 61).

Huvudelementen från en litogeokemisk analys av magnetitmineralisering visas i tabell 6 och en förhöjd halt av Be (2,05 ppm) noteras i spårelementdata.

Askögruvor utgörs av Frösvi gruva och Fröshälls gruva. Enligt en informationstavla från Österåkers Hembygdsförening, uppsatt 2014-09-03, står bland annat följande att läsa: "I Österåker bröt man järnmalm redan på 1500-talet. [...] Storhetstiden för Askö gruva börjar 1937. Det var tyskägda Stora Långsviks gruvaktiebolag i Hedemora som ägde gruvan. Inom gruvområdet finns två dagschakt om cirka 30–40 meters djup, vidare djupschaktet på cirka 100 meter, över vilket gruvlaven stod. Mot Frösvi nås en ort på cirka 460 meter, mot Öljaren en ort om 70 meter och mot arbetsbostäderna drevs en ort om cirka 200 meter, alla med sidoorter. Totala längden på orterna är över tusen meter. [...] Brytningen vid gruvan upphörde 1946. [...] Det var dålig avsättning av malmen som var orsaken till nedläggningen skriver en tidning, medan gruvfogden menar att det var på direkt order av en ny statlig myndighet *'flyktkapitalbyrån*'." I Wik m.fl. (1999) finns ytterligare fakta om gruvbrytningen vid Askö.

Frösvi gruva är vattenfylld. Förutom magnetit ses sparsamt med kristaller av pyrit och magnetkis. Vid Frösvi gruva finns skarn av klinopyroxen, amfibol och kvarts med magnetit (fig. 62). Mätningar vid SGU:s petrofysiklaboratorium på prov från järnoxidmineraliseringen visar på en densitet om 3 557 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 3,85 SI, naturlig remanent magnetisering på 690 000 mA/m och ett beräknat Q-värde på 4,42. Varp från gruvan analyserades och huvudelementen visas i tabell 6. I spårelementdata noteras förhöjd halt av As 32,3 ppm och anomalt med Ba 4 140 ppm. Barium finns troligtvis i mineralet baryt i provet.



Figur 61. Magnetit, klinopyroxen och grön amfibol från Gruvstuggruvan, A. planpolariserat ljus och B. korsade nicoler (6551840/573140). Foto: Dick Claeson.



Figur 62. Vid Frösvi gruva finns skarn av klinopyroxen, amfibol och kvarts med magnetit, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6556050/556881). Foto: Dick Claeson.

Slätmosse gruva utgörs av två vattenfyllda gruvhål, ett i öst–västlig riktning cirka 20×4 meter stort och ett ovalt cirka 9×7 meter stort. Det är en magnetitmineralisering med inslag av sulfidmineral som pyrit och magnetkis (fig. 63A). Skarn utgörs av granat, pyroxen, amfibol och kvarts (fig. 63C–D). Euhedrala cm-stora, bruna granater ses i varpen men granat förekommer mest i större körtlar och som band (fig. 63B). Mineraliseringen sitter i en vulkanisk sekvens med både sur och basisk vulkanit.

Mätning vid SGU:s petrofysiklaboratorium på prov från mineraliseringen visar en densitet på 3 922 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 2,62 SI, naturlig remanent magnetisering på 51 200 mA/m och ett beräknat Q-värde på 0,48. Järnoxidmineraliseringen provtogs för litogeokemi och huvudelementen redovisas i tabell 6, analysen visar på förhöjd halt av MnO, S och i spårelementdata noteras As (32,7 ppm), samt svagt förhöjda för Bi (2,8 ppm) och Se (11,8 ppm).

Varpen vid **Valfallagruvorna** utgörs främst av röd, kvartssyenitisk till syenitisk pegmatit med större aggregat av magnetit. Mindre mängd sur vulkanit finns också i varpen. Det finns underordnat granat och amfibol som skarn och sulfidmineral, men varpen är inte alls rik på kalksilikatmineral (fig. 64). I Wik m.fl. (1999) anges järnmalmen som har brutits som magnetit i kraftigt förskarnad kalksten.

Mätning vid SGU:s petrofysiklaboratorium av magnetitmalm visar en densitet på 4 273 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 6,51 SI, naturlig remanent magnetisering på 865 000 mA/m och ett beräknat Q-värde på 3,27. Magnetitrik varp provtogs för litogeokemi och huvudelementen presenteras i tabell 6 med förhöjd halt MnO och anomal halt Ba (3 520 ppm) noteras i spårelementdata. Barium finns troligtvis i mineralet baryt i provet.



Figur 63. A. Magnetitmineralisering med inslag av sulfidmineral som pyrit och magnetkis vid Slätmosse gruva. **B.** Stuff med skarn av granat, klinopyroxen, amfibol och kvarts. Skarnförande magnetitmineralisering vid Slätmosse gruva med granat och amfibol, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6550854/552466). Foto: Dick Claeson.



Figur 64. Granat och amfibol som skarn tillsammans med magnetit och kvarts från Valfallagruvorna, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6554136/569305). Foto: Dick Claeson.

Vid **Petterstorpgruvan** finns högmagnetiska ryoliter med disseminerad magnetit. Magnetit förekommer även koncentrerat i band eller stråk som följer huvudriktningen hos foliationen i vulkaniten. I magnetitmineraliseringen finns bland annat klinopyroxen som skarn (fig. 65). I Wik m.fl. (1999) anges att det även förekommer en lins av kalksten med malakit och kopparkis nära liggväggen.

Mätning vid SGU:s petrofysiklaboratorium av malmprov visar en densitet på 3 506 kg/m³, magnetisk susceptibilitet på 0,61 SI, naturlig remanent magnetisering på 154 000 mA/m och ett beräknat Q-värde på 6,25. Ett prov av järnmineraliseringen taget från häll vid gruvan visas i tabell 6 för huvudelementen.



Figur 65. Klinopyroxen som skarn tillsammans med magnetit och kvarts från Petterstorpgruvan, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler (6555347/567702). Foto: Dick Claeson.



Figur 66. Multielementdiagram av prover från järnoxidmalm. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 67. Diagram över REE av prover från järnoxidmalm. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

| Prov | | | Eo2O2 | | | Na20 | | | MnO | | c | <u> </u> |
|-------------------|------|-------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|----------|
| PIUV | 3102 | AIZUS | Fe2O5 | CaU | IvigO | Nazu | K2U | 1102 | WINU | P205 | 3 | <u> </u> |
| Blomsterhults | 33,0 | 3,72 | 56,6 | 2,25 | 1,31 | 0,12 | 0,34 | 0,24 | 2,54 | 0,06 | 0,85 | <0,01 |
| grufvor | | | | | | | | | | | | |
| DCL200127A | | | | | | | | | | | | |
| Skarendalsgruvan | 49,4 | 3,17 | 19,5 | 16,3 | 7,88 | 0,57 | 0,21 | 0,10 | 1,60 | 0,04 | <0,01 | 0,13 |
| skarn cpx amf mt | | | | | | | | | | | | |
| TOB100171A | | | | | | | | | | | | |
| Skarendalsgruvan | 38,5 | 3,37 | 53,2 | 2,97 | 1,65 | 0,65 | 0,42 | 0,07 | 0,62 | 0,03 | 0,12 | 0,03 |
| skarn mt amf ol | | | | | | | | | | | | |
| qz TOB100171B | | | | | | | | | | | | |
| Gruvtorpet | 24,1 | 0,51 | 65,7 | 3,78 | 7,09 | 0,11 | 0,03 | 0,01 | 0,19 | 0,05 | 0,03 | 0,04 |
| TOB100196A | | | | | | | | | | | | |
| Gruvstuggruvan | 39,7 | 1,91 | 34,2 | 12,8 | 8,45 | 0,33 | 0,04 | 0,11 | 0,45 | 0,06 | 0,02 | 0,13 |
| TOB100199A | | | | | | | | | | | | |
| Askö-Frösvi gruva | 38,0 | 2,82 | 53,9 | 0,43 | 1,62 | 0,01 | 0,24 | 0,13 | 0,56 | 0,08 | 0,27 | 0,05 |
| DCL210051A | | | | | | | | | | | | |
| Slätmosse gruva | 32,5 | 4,17 | 43,7 | 9,74 | 5,64 | 0,24 | 0,42 | 0,18 | 2,34 | 0,19 | 1,81 | 0,12 |
| DCL210025A | | | | | | | | | | | | |
| Valfallagruvorna | 39,8 | 5,79 | 47,9 | 2,12 | 1,62 | 0,58 | 0,92 | 0,28 | 1,16 | 0,12 | 0,28 | 0,03 |
| EDB210036B | | | | | | | | | | | | |
| Petterstorpgruvan | 31,9 | 1,70 | 65,5 | 0,86 | 0,49 | 0,09 | 0,20 | 0,07 | 0,30 | 0,06 | <0,01 | 0,02 |
| EDB210039A | | | | | | | | | | | | |

Tabell 6. Litogeokemiska analysresultat för huvudelement angett i procent hos järnoxidmineraliseringar

Sulfidmineraliseringar

Nordost om torpet **Ekeberg** finns en mineralisering där mindre försök till brytning har ägt rum (Wik m.fl. 1999). Tre skärpningar, varav två vattenfyllda, påträffades vid detta projekts fältbesök och i terrängen ses en mindre mängd varp och skrotsten. Mineraliseringen är orienterad i öst– västlig riktning parallellt med den vulkaniska sekvensens lagring. I övrigt noterades okulärt mest järnsulfider i form av pyrit och magnetkis i mineraliseringen (fig. 68A). Även den ljust grå, sura vulkanit som mineraliseringen omges av har pyrit och andra sulfidmineral disseminerat i grundmassan. Ett fåtal, upp till några dm breda lager av marmor noterades i den sura vulkaniten. Cirka 150 meter nordväst om mineraliseringen förekommer flertal hällar med internt deformerad, zveckad marmor och sur samt intermediär vulkanit som lager (fig. 68B). Bergartsleden repeteras där, men ingen uppbestämning var möjlig att göra.

Mätning vid SGU:s petrofysiklaboratorium av ett järnsulfidmineraliserat prov visar densiteten 2 927 kg/m³, magnetiska susceptibiliteten 2 250 × 10⁻⁵ SI, naturliga remanenta magnetiseringen 8 770 mA/m och ett beräknat Q-värde på 9,74. En litogeokemisk analys av järnsulfidmineraliseringen visas för huvudelementen i tabell 7, där Fe₂O₃ och S är kraftigt förhöjda, i övrigt noteras från analysens spårelementdata As (16 ppm), Bi (0,73 ppm), Sb (1,64 ppm), Se (3,8 ppm), med mycket svagt förhöjd Au (0,06 ppm), samt något hundratal ppm av basmetallerna Pb, Cu och Zn.



Figur 68. A. Ekeberg sulfidmineralisering, främst pyrit och magnetkis (6556124/552565). Foto: Dick Claeson. **B.** Marmor med horisonter av skarn och intermediär vulkanit. Notera z-vecket inuti marmorn i nederkanten av bilden (6556224/552445). Foto: Peter Hedin. **C.** Sulfidmineraliserad trakyandesit av typen latit ($Na_2O - 2 < K_2O$) i vägskärning. **D.** Närbild av provtagen trakyandesit i C. (6561477/585618). Foto: Dick Claeson.

En sulfidmineraliserad intermediär vulkanit noterades i ett område som tidigare enbart var karterat som metagråvacka, 3,5 km norr om Hälleforsnäs (fig. 68C–D). I mikroskop ses plagioklas, amfibol, klinopyroxen, kvarts och biotit samt järnsulfider och magnetit som opakmineral (fig. 69).

Mätning vid SGU:s petrofysiklaboratorium av den sulfidmineraliserade andesiten visar densiteten 2 901 kg/m³, magnetiska susceptibiliteten 271×10^{-5} SI, naturliga remanenta magnetiseringen 982 mA/m och ett beräknat Q-värde på 8,92. En litogeokemisk analys visar på trakyandesit av typen latit (Na₂O – 2 < K₂O), där spårelementdata visar något förhöjd halt av Cu på 206 ppm och endast 0,01 ppm Au, samt 1,85 % S (se även tabell 3). Magnetkis och pyrit observerades i bergartsprovet, men även kopparkis bör alltså finnas. Den höga halten kol i provet beror troligen på förekomst av karbonatmineral (tabell 3), men inget karbonatförande mineral eller grafit noterades i häll där provet togs vid fältbesöket. I multielementdiagram har provet ett snarlikt mönster som de provtagna sura och intermediära vulkaniterna och sulfidmineraliseringen vid Ekeberg (fig. 21 och 70). Provet visar generellt svag till måttlig anrikning av de lätta REE och har en relativt flack kurva för de tunga REE, liksom det från Ekeberg (fig. 71).



Figur 69. Sulfidmineraliserad andesit med främst plagioklas, amfibol, klinopyroxen (se fig. 68D), **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicoler, och del av samma tunnslip dominerat av plagioklas, biotit och kvarts, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicoler (6561477/585618). Foto: Dick Claeson.



Figur 70. Multielementdiagram av prover från sulfidmineraliseringar. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 71. Diagram över REE av prover från sulfidmineraliseringar. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

| Tabell 7. | Litogeokemiska anal | ysresultat för hu | vudelement angett i | procent hos sulf | fidmineraliseringar |
|-----------|---------------------|-------------------|---------------------|------------------|---------------------|
| | | | | | |

| Prov | SiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | CaO | MgO | Na2O | K2O | TiO2 | MnO | P2O5 | S | С |
|--|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ekeberg DCL210007A | 37,6 | 6,89 | 32,5 | 0,61 | 1,00 | 1,01 | 2,42 | 0,15 | 0,09 | 0,04 | 16,7 | 0,06 |
| 3,5 km norr om Hälleforsnäs DCL200036A | 58,1 | 16,6 | 8,36 | 0,96 | 3,11 | 1,87 | 4,61 | 0,75 | 0,05 | 0,09 | 1,85 | 1,27 |

Krossberg och industrimineral

Öster om Svalboviken finns en större, aktiv krossbergstäkt som drivs av Svalbovikens Kross AB. Täkten är upptagen i Hälleforsgångens diabas eller snarare gabbro, med tanke på dess grovkorniga mellanmassa (fig. 72A–B). För närmare beskrivning av bergarterna se avsnitt *Hälleforsgången, troligen cirka 1,60 miljarder år*.

Väster om Forsby finns en större bergtäkt i marmor som även är ett detaljavgränsat riksintresse för kalksten (fig. 72C–D). Här utgick transporterna på den nu avvecklade "Kalklinbanan Forsby– Köping", som var en 41,2 km lång elektrifierad linbana, till den numera nedlagda cementfabriken i Köping. Idag körs den krossade marmorn med lastbil till Köping och uttaget anges till cirka 150 000 ton/år. Täkten drivs av Nordkalk som förser närliggande lantbruk med pH Bas kalk och råvara till Fostop Strukturkalk, fyllnadsmedel Limus för betongtillverkning som delvis ersätter cement, samt till stålindustrin och pappersindustrin. Av den bästa och renaste kalkstenen med hög löslighet framställs även foderkalk, en livsnödvändig byggsten för friska och välmående djur. För närmare beskrivning av bergarterna se avsnitt *Marmor*.



Figur 72. Krossbergstäkt öster om Svalboviken, A. lastning av krossat berg, B. sprängd pall i Hälleforsgången (6558951/ 577031). C. Forsby kalkbrott, D. lastning av krossat berg (6557754/554673). Foton: Dick Claeson.

REFERENSER

- Andersson, U.B., 1997: The late Svecofennian, high-grade contact and regional metamorphism in southwestern Bergslagen (central southern Sweden). Final report 970519, SGU-project 03-819/93, 36 s [opublicerad rapport].
- Andersson, U.B., Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S., 2006: Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U–Pb geochronology. *Geological Magazine* 143, 679–697.
- Bakker, E., Hedin, P. & Claeson, D., 2021: Bergslagen, etapp 2: Berggrundskartering i området Eskilstuna SV och SO. *SGU-rapport 2021:11*. Sveriges geologiska undersökning, 21 s.
- Bergman, T. & Kübler, L., 2011: Eskilstuna, berg. SGU-rapport 2011:6. Sveriges geologiska undersökning, 30–36.
- Boynton, W.V., 1984: Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. I P. Henderson (red.): Rare earth element geochemistry. Elsevier Science B.V., 63–114.
- Bucher, K. & Grapes, R., 2011: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Claeson, D.T., Meurer, W.P., Hogmalm, K.J. & Larson, S.-Å., 2007: Using LA-ICPMS mapping and sector zonation to understand growth and trace-element partitioning in sector-zoned clinopyroxene oikocrysts from the Norra Ulvö Gabbro, Sweden. *Journal of Petrology* 48, 711– 728.
- Dharmapriya, P.L., Malaviarachchi, S.P.K., Kriegsman, L.M., Galli, A., Sajeev, K. & Zhang, C., 2017: New constraints on the P-T path of HT/UHT metapelites from the Highland Complex of Sri Lanka. *Geoscience Frontiers* 8, 1405–1430.
- Geijer, P. & Magnusson, N.H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. Sveriges geologiska undersökning Ca 35, 654 s.
- Keppler, H. & Wyllie, P.J., 1991: Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H2O-HCl and haplogranite-H2O-HF. *Contributions* to Mineralogy and Petrology 109, 139–150.
- Krokström, T., 1936: The Hällefors dolerite dike and some problems of basaltic rocks. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala 26*, 113–263.
- Lopez-Montano, R., 1986: Origin and composition of the Hällefors composite dyke, central Sweden. *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution 267*, 1–113.
- Luque, F.J., Huizenga, J.M., Crespo-Feo, E., Wada, H., Ortega, L. & Barrenechea, J.F., 2014: Vein graphite deposits: geological settings, origin, and economic significance. *Mineralium Deposita* 49, 261–277.
- Persson, L., Antal Lundin, I. & Reginiussen, H., 2010: Beskrivning till bergrundskartan Eskilstuna kommun. *Sveriges geologiska undersökning K 275*, 43 s.
- Persson, L., Antal Lundin, I., Göransson, M., Hildebrand, L. & Reginiussen, H., 2013: Bergrundskartan Eskilstuna kommun, två delar. *Sveriges geologiska undersökning K 275*.
- Persson, L., Persson, P.-O. & Sträng, M., 2002: A new occurrence of orbicular granite in Stockholm, Sweden. I S. Bergman (red.): Radiometric dating results 5. Sveriges geologiska undersökning C 834, 50–57.
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *I A.D. Saunders & M.J. Norry (red.)*: Magmatism in ocean basins. *Geological Society of London, Special Publication 42*, 313–345.
- Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. & Andersson, U.B., 2005: U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining

repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contributions to Mineralogy and Petrology 150*, 174–194.

- Touret, J.L.R., Huizenga, J.M., Kehelpannala, K.V.W. & Piccoli, F. 2019: Vein-type graphite deposits in Sri Lanka: The ultimate fate of granulite fluids. *Chemical Geology 508*, 167–181.
- Törnebohm, A.E., 1877: Sveriges vigtigare diabas- och gabbro-arter. Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens handlingar, bandet 14 nr. 13, 1–55.
- Wik, N-G., Sundberg, A. & Wikström, A. 1999: Malmer, industriella mineral och bergarter i Södermanlands län. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 100, 199 s.