



## 17F Ånge NO baksidestext

<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>	<span></span>
---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------

ÅLDRE METAGRANITOIDER och METAMAFITER

Äldre, deformerade och omvandlade tidigrogena granitoider täcker ungefär hälften av kartområdetets yta och de olika granitoidtyperna ser ut att tillhöra en enda stor intrusion med smärre variationer i sammansättningen. Den vanligaste granitoidtypen är en blågrå, ganska glest grovporfyrisk granodiorit. De flesta strökmass utgörs av stora låtformade mikrokristalliser, vilket ger ett karaktäristiskt utseende. En uran-bydätaring av zirkoner i ett prov från Heveletesbrännan (9 e) gav en ålder av 1891±12 miljoner år. Den "tidporfyrisk" bergarten förekommer i ett stort sammanhängande område, från sjön Brehungen i norr (8 d), mot sydost till Ånge (8 i) och vidare österut till kanten av kartområdet. Där granitoider saknar strökm, främst i den centrala norra delen av kartområdet, är bergarten en oljämteförg granodiorit till tonfall. Även stora områden med grant med eller utan strökm förekommer, främst i de sydvästra och sydvästra delarna av kartområdet. Grantens utbredning fortsätter mot söder in i kartområdet 17F SV50, och en zirkondatering (uran-blymetoder) av ett prov från Hölmåsjöalen i norra delen av 17F SV2 gav en ålder av 1856±19 miljoner år (Delin & Aaro 1994). Rester av metagråvacka samt gångar av jugsrå, senorogen grant förekommer allmänt i de äldre granitoiderna, i vissa områden mycket rikligt.

Deformationen av de äldre granitoiderna tar sig vanligen uttryck i en måttigt stark foliation, men odeformerade granitoider är också vanligt förekommande. I de västra och sydvästra delarna av kartområdet är bergarterna generellt sett starkt deformerade (gnejsiga till mylonitiska) och delvis ådergnejsomvandlade. Zoner med starkt gnejsiga och veckade granitoider förekommer också i kartområdets sydvästra och östra delar.

Endast ett fåtal förekomster av äldre metagabbroida bergarter har lokaliserats i undersökningsområdet. De flesta har observerats i håll men några är endast geofysiskt indikerade, bl.a. den största förekomsten som ligger söder om Myckeimyrtorget (5 c). Bergarten är i samtliga fall mörkt grå till gröngrå, grovt medelkornig till finkornig och odeformerad eller svagt folierad.

De äldre metagranitoiderna har nästan genomgående låg magnetisk susceptibilitet, utom lokalt i kartområdets västra delar. Densiteten är också relativt låg, vilket gör att de till viss del bdrar till den regionala, negativa tyngdkraftsanomalin i den centrala norra delen av 17F NV. Huvuddelen av anomalin förorsakas, enligt den analys som gjorts, av en förteckning av jordkorpan som hänger samman med de tektoniska aktivitetn som inträffade i samband med bildandet av Hasselazelazonen (HSZ). Små gabbroida kroppar, varav endast en del bekräftats i håll, indikerar av lokala högmagnetiska anomalier och vissa fall även av positiva tyngdkraftsanomalier. Normalt är haltena av uran och torium låga för de tidigrogena intrusionerna, inom vissa områden förekommer dock värden över 16 ppm uran, vilket innebär ett radiumindex större än 1. Densiteten för de granitiska och granodioritiska leden som dominerar denna grupp är 2658 respektive 2688 kg/m³.

##### YNGRE DJUPBERGARTER

Synrogena bildningar utgörs av migmatitmobilisat, som är relaterat till den regionala metamorfa kulminationen. Mobilisatet är vanligen utblåst som sliror, gångar och oregelbundna partier med spökrukturer och sliriga rester av metasedimentära bergarter. I kartområdets sydvästra del utgörs mobilisatet av starkt röd, eller ljus grå till vit pegmatitgranit. Pegmatitgranit ingår även i en del av de senorogena granitförekomsterna men har inte skjutit ut från dessa på kartan. I migmatitområdena bergarter längre österut är mobilisatet grått och har tonfalliskt till granodioritisk sammansättning.

Senorogen granitoid förekommer som små och medelstora intrusioner, spridda över hela undersökningsområdet. Sammansättningen är huvudsakligen granitisk, endast en liten tonfallisk och några få granodioritiska förekomster har observerats. Granten uppträder som två olika varieteter, varav den ena är en ganska jämn finkornig, jugsrå till ljusrå typ som är allmänt förekommande i regionen, särskilt i form av ljust grå gångar. Den andra granittypen är djupt grådd och småporfyisk, delvis med låtformade mikrokirkingen. De senorogena graniterna är i många fall av typen blåligmergitant och svagt deformerad eller massformiga. Vid Karlsborgsberget (7 d) finns dock en mycket homogen grant som är relativt starkt folierad av en yngre, plastisk deformation. Kartområdets båda typer av senorogen grant bedöms tillhöra gruppen Härnösgrän (Lundqvist m.f., 1990), som förekommer allmänt i stora delar av Väster-norrlands län.

Strängberg (8 c) är ett framträdande, nästan helt kall berg av röd, delvis småporfyrisk grant, i västra delen av bergat klippa "Strängbergsgranten" av den något yngre Revsundsgranten (se nedan). Stora delar av Strängberget är starkt breccierat och kvartsläkt, och i norra delen finns en mycket stor kvartsgång med en bredd av ca 20 meter och minst 100 meters längd. Längst i nordost (8 j) finns en del av en större intrusion med småporfyrisk grant, vars utbredning fortsätter in i angriptionskartområdena. Några mindre, större förekomster av senorogen grant finns öster om sjön Brehungen (9 d), vid Karlsborgsberget (7 d, se ovan), Finnberget (7 h) och vid Källberget (8 i), i nära anslutning till en av intrusionerna med småporfyisk grant finns en hällsvävsens med röt granitporfyr (8 j). Granitporfyren är troligen en randlav av den småporfyriska granittypen eller gångar från densamma. I området kring Dyrjön (9 i) finns en blandning av synrogen migmatitgranit, senorogen grant av Härnötyp samt gångar av den senare. Hela komplexet har lagts med samma beteckning på kartan.

Till de senorogena bildningarna hör också några små kroppar och ett stort antal gångar av pegmatit samt spridda åplitgångar. Gångarna förekommer i större delen av kartområdet utom i de yngsta bergarts-etheterna.

Härnögranit har vanligen hög toriumhalt och relativt låg uranhalt. Mätningar med spektrometer visar, att sådana toriumanomalya värden förekommer i senorogen grant inom vissa delar av undersökningsområdet. Den högsta ekvivalenta uranhalten som uppmätts på senorogen grant inom undersökningsområdet är 35 ppm, vilket motsvarar radiumindex 2,2. Pegmatitförekomster i undersökningsområdet har i de flesta fall låg uranhalt, endast ett mindre indikerer en halt överstegande 20 ppm. Detta är anmärkningsvärt, då mätningar från pegmatit i andra områden vanligen visar höga värden för uran.

Sen- till postorogena intrusioner förekommer endast i de nordvästra och norra delarna av kartområdet (8 a–c). Huvudsakligen som en sammanhängande intrusin av typisk Revsundsgrent. Huvuddelen av intrusionen är mycket homogen, och bergarten är vanligen grovporfyrisk, grådd, massformig till svagt folierad och spräckad med mikrokristallströkm av varierande storlek. I vissa delar är granten småporfyrisk utblåst, och på några få lokaler nära kontakten med äldre berggrund är den granitporfyrisk, dvs. mellanmassan är finkornig. En uran-bydätaring av zirkoner från ett prov av grovporfyrisk grant (9 a) gav en ålder av 1797±4 miljoner år. På några ställen, vanligen i anslutning till huvudintrusionen, klipps den äldre berggrunden av gånger och små kroppar av Revsundgranit. Revsundsgrenten är själv fattig på gånger och innehåller endast spridda förekomster av pegmatit och åplit. Öster om Slugaånarna (9 i) finns ett sammanhängande område med en ljus grå till rödgrå, glest småporfyrisk grant som bedöms tillhöra Revsundsväven. Bergartens utbredning fortsätter mot norr utanför kartområdet.

Revsundsvävens bergarter har en bemätlad magnetisk fördelning inom undersökningsområdet. Magne-tiseringen är relativt hög i den nordvästligaste delen och låg i den centrala norra delen. Gränsen mellan Revsundsväven i norr och tidigrogena granitoider i söder är inte skönjbar inom det senare området, vare sig på den magnetiska anomalikartan, Urn- och toriumhalten eller genomgående. Urn- och toriumhalten är ganska låga för den typiska Revsundsgrenten, 3 resp. 14 ppm. Densiteten för Revsundsgrenten, 2688 kg/m³, överensstämmer i stort sett med den för de tidigrogena granitoiderna.

Milli Storsjön-Edsbyszononen (7 b) finns en mindre intrusion som nämns i Delin & Aaro (1997). Den består av en huvuddel med kvartsmonozonorit och ett par mindre, tonfalliska till granodioritiska delar i nordöstra kanten. Bergarterna är mörkt grå till grå, medelkorniga och odeformerade. Kvartsmonozonoritn innehåller fragment av äldre, deformerad amfibolit. Förekomsterna är troligen likåldringa med Ribbanintrusionen, vars östra front ligger väster och sydväst om kartområdet.

Den kvartsmonozonoritiska intrusionen ger upphov till en tydlig, praktiskt taget cirkelformad magnetisk anomal. Även på tyngdkraftskartan syns en relativt distinkt positiv anomal. Spektrometermätningar visar att intrusionsen bergarter har låga halter av uran och torium.

##### FELSISKA GÅNGBERGARTER

På Hölmåset (5 e) finns en lokal med en ljus grå till rödgrå, nästan tät felsisk bergart. Bergarten är odeformerad och innehåller mycket små (<1 mm) strökm av lilsputt samt enstaka biotitflgor. Samma bergart är könt från ett totalt lokalt i norra delen av kartområdena 17F SV50 samt 16F NO, där den uppträder som gångar i den äldre berggrunden (se Delin & Aaro 1992 och 1994). Gångarnas ålder är okänd, men de är yngre än de tidigrogena granitoiderna.

##### ÅLDRE DIABAS

Turingendiabasen är en udda företeelse i regionen och sannolikt i hela landet. Den förekommer i trakten nordväst om Överturingen (5 a) och klipper kartbladsområdets sydvästra hörn. Hela intrusionen är ca 20 km lång och några km bred, och geofysiska data visar att även djupgåendet är avsevärt, två till tre km. Smärre gånger av bergarten har observerats vid ett antal lokaler i nära anslutning till huvudintrusionen. Turingendiabasen har jämnkornig till subfoliisk textur och är vanligen finkornig. Mineralogiskt skiljer den sig från den vanliga förekommande postjõniska diabasen, bl.a. genom förekomsten av både orlo- och klynoproxen. Sammansättningen har beskrivits av Ginet (1980) och Lundqvist m.f. (1990). Rester av äldre, omvandlade bergarter har observerats i Turingendiabasen, liksom granitliknande (monozonit, kvarts-monozonit, granit) gångar. Dessa har hög susceptibilitet och liknar de gånger, som i norrvästra delen av 17F SV står genom metabaren (Delin & Aaro 1994). Gångarna har där lokals som tillhörande Ribbanintrusionen. Detta samband pekar på en minimiålder av ca. 1700 miljoner år för Turingendiabasen. En inneslutning av senorogen granit indikerar en maximal ålder på drygt 1800 miljoner år (se även Lundqvist m.f., 1990). Även enstaka gångar av pegmatit förekommer.

Turingendiabasen ger upphov till starka, positiva magnetiska anomalier. Dessa, och särskilt tyngd-kraftsdata, visar att intrusionen har en mycket stor måktighet till skillnad från de flesta andra diabas-intrusioner i Sverige. Bergarten är lågt strålande liksom andra diabasförekomster, uranhalten är ca 1 ppm, toriumhalten ca 2 ppm och kaliumhalten något under 1 %. Turingendiabasens densitet är 2990 kg/m³, vilket är normalt för diabaser.

##### YNGRE DIABAS

Postjõnisk diabas finns framför allt i den östra halvan av kartområdet och har stor utbredning omkring tätorten Ånge. Diabasen uppträder mest som flackt liggande täcken, men även brantstående gånger är vanligt förekommande. Förekomsterna utgör västra delen av den centralskandinaviska diabasgruppen, som är den yngsta (ca 1200 miljoner år) större bergartsenheten i regionen. Diabasen är av normal typ, dvs. mörkt grå och olisk, i vissa måttigen gånger grovkornig olisk. Vid en lokal har en avkrynings-kontakt med pelarförkryfning observerats. På ett par ställen klipps diabasen av åplitgångar, vars ursprung för närvärande är okänt. Den grovkorniga diabasen grusvittrar lätt, och växter om Ånge tätort täcks stora områden av tätburn diabasvärn med frodig vegetation.

I den magnetiska anomalibilden framträder de postjõniska diabaserna som smala, distinkta positiva drag. De blågfomade anomalierna representerar vanligen flackt liggande gånger och de långsträcktta anomalierna mer brantstående sådana. Diagramomskiktningen visar ett massöverskott som liknar mot öster, vilket tyder på att den sammantagda måktigheten av diabasgångarna är betydande i de östra delarna av kartområdet. Vid tolkningen av detta massöverskott bör dock beaktas att en del av överskottet sannolikt hänger samman med att jordkorpan är något tunnare här än i de västra delarna av under-sökningsområdet. Den postjõniska diabasen är (liksom Turingendiabasen) synnerligen lågt strålande p.g.a. låga uran-, torium- och kaliumhalter. Detta innebär att diabasen är ett utmärkt fyllnadsmaterial för användning inom planlagt område.

##### DEFORMATION OCH METAMORFOS

Den strukturella utvecklingen i det karaterade området, särskilt i de västra delarna, är mycket komplex och har beskrivits ingående av Bergman & Sjöström (1994). Stora delar av kartområdet 17F Ånge ligger i ett flera mil brett deformationsbälte, som sträcker sig i en båge från Storsjön i norr, över Ljusdal i sydost och detsrutt mot Botenområdet. Den första deformationslinjen i den äldre berggrunden inom det aktuella kartområdet (17F NV/NO) utgörs av en plastisk deformation av varierande styrkedg, i de sydvästra delarna är den vanligen utblåsd som en starkt penetrativ, regional gnejsighet och stångighet. Dessutom finns ett antal små, plastiska skjuvzoner, som domineras av horisontella rörelser. I övriga områden pågläda den äldre berggrunden av en svag till måttigt stark foliation samt begränsade, gnejsiga eller mylonitiska zoner.

Nästa steg i regionens strukturella utveckling omfattar bildningen av flera mycket långa zoner med en intan-siv, flerfasig deformation av plastisk till halvspård typ. Zonerna är delvis parallelia och har huvudsakligen nord-nordvästlig riktning. I den västra delen av kartområdet 17F NV/NO finns den viktigaste av dessa, den så kallade Storsjön-Edsbyszonen (SEDZ, Bergman & Sjöström 1994). Zonen korsar den västra delen av området genom Överturingen och har en total längd av mer än 100 km samt ett högevärde (dextral) rörelse-måttster i zonen, och i anslutning till den, finns ett stort antal mylonter, vilkas vertikala rörelsekomponent dominerar över den horisontella.

En liknande zon, den så kallade Hasselazelazonen (HSZ) har definierats av Sjöström m.f. (2000) som en ca 1,6 miljårer år gammal plastisk skjuvzon med högevärde (dextral) rörelsemåttster. Zonen korsar den västra delen av kartområdet 17F NV i nordvästlig riktning från till SEDZ och är där inrotat i denna. Detta visar att Hasselazelazonen är något äldre än SEDZ.

Den yngsta deformationsfasen i området representeras av ett antal brantstående spröda skjuvzoner och mindre förestättningar. Några tycks sammanfalla med de centrala delarna av de ovan nämnda regionala skjuv-zonerna (SEDZ och HSZ), och skjuvrörelserna är huvudsakligen horisontella. I hållar långa zonerna påträffas vanligen kataklaast, breccia och breccierad äldre mylonit.

Metamorfograden i kartområdet är generellt hög i de västra delarna och vanligen kopplad till graden av deformationen. Detta innebär, att en stor del av de äldre ytbergarterna och granitoiderna där har genomgått regionalmetamorfo i övre amfibolitfacies. Från kartbladsområdet 17F SV finns även omvandling i granulit-facies rapporterad (Lundqvist m.f., 1990). Från ett maximum långa Storsjön-Edsbyszonen minskar metamor-fograden successivt mot nordost, ungefär fram till stråket med välbevarad metagråvacka (Åldern-Byberget, 5–6 e–g). Längre österut och söder om Åldern (5 g) finns heterogent spridda områden med starkare omvand-lad berggrund (migmatit, ådergnejs). Grant, corderit och silimantit förekommer ställvis i metasedimentära bergarter i den västra, högre metamorfa delen av kartområdet, men inte lika allmänt som i samma bergarter längre söderut, bl.a. i området 17F SV. Detta beror troligen på att inslag av metaargillit är relativt under-ordnade inom det nu karaterade området (17F NV/NO). Delar av den äldre berggrunden har också utsatts för partiell uppghäthning i form av ådergnejsbildning och stark migmatitavvandning. De sen- till postorogena intru-sionerna är i princip ometamorfä och odeformerade.

##### MINERALISERINGAR OCH NYTTOSTEN

Inga välgigra mineraliseringar är kända inom undersökningsområdet, men det västliga stråket med ytberg-arter, som fortsätter ca 50 km mot sydost längs Storsjön-Edsbyszonen, bedöms vara intressant ur prospek-teringsynpunkt. Vid Gammelebdösan (7 a) finns en språngod, rostig håll med sulfidimpregnation i en migmatit-isk metasedimentär bergart med amfibolitinsler. Sulfiderna utgörs huvudsakligen av magnetisk. Söder om kartområdet, i ovan nämnda stänk, finns ett flertal sulfid- och uranmineraliseringar, varav de största uranför-komsterna ligger strax utanför kartområdets sydvästra hörn (se Delin & Aaro 1994).

Postjõnisk diabas bryts av Banverket i en större bergglävt vid Moradal (7 h), ca 6 km nordväst om Ånge. Revsundgranit har brutits en mindre bergglävt vid Finnsved (8 a). Granten är ganska mörkt brungrå och djupvittrad och har använts som krossberg för vägbyggnad. En rödstimmig, ådergnejsig metsargillit, så kallad Haverögnejs, har probarutits som bygggnadsten vid sjön Enatern (17F SV), ca 10 km söder om Överturingen. Samma bergartstyp förekommer även inom 17F NV.

##### LITTERATUR

- Bergman, S. & Sjöström, H., 1994. *The Storsjön-Edsbyn deformation zone, central Sweden*. Opublicerad FoU-rapport till SGU. Dnr:enummer 03-SOU92:78, 46 s.
- Delin, H., 1989. Bergrundskartorna 150 Ljusdal, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning* AI 33–36
- Delin, H. & Aaro, S., 1992. Bergrundskartorna 16F Kårböle, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska under-sökning AI 56–59*.
- Delin, H. & Aaro, S., 1994. Bergrundskartorna 17F Ånge SV och SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska under-sökning AI 62–63*.
- Delin, H. & Aaro, S., 1997. Kartbladen 17F Ånge NV och NO. J.C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrunds-geologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1996. *Sveriges geologiska under-sökning Rapport* och meddelanden 89, 20–27.
- Delin, H. & Aaro, S., 1998. Kartbladen 17F Ånge NV och NO. J.C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrunds-geologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1997. *Sveriges geologiska under-sökning Rapport* och meddelanden 97, 30–39.
- Delin, H. & Aaro, S., 1999. Kartbladen 17F Ånge NV och NO. J.C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrunds-geologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1998. *Sveriges geologiska under-sökning Rapport* och meddelanden 98, 33–42.
- Ginet, C.E., 1980. *Geological evolution of the Ådösjö area, Central Sweden*. Akademisk avhandling, Université de Genève, nr 1964, 174 s.
- Gorbatschov, R., Kornfält, K.-A. & Lundegårdh, P.H., 1997. Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1 - Utberget. *Sveriges geologiska undersökning* Ca 53 I, 250 s.
- Lundegårdh, P.H., Gorbatschov, R., Kornfält, K.-A., Strömberg, A., Karis, L., Zachrisson, E., Sjöstrand, T. & Skoglund, R., 1984. Kartor över berggrunden i Jämtlands län utom förvarande Fjällsjö km. *Sveriges geologiska undersökning* Ca 53
- Lundqvist, L., Antal, I. & Korja, A., (under arbete): Bergrundskartan 18F Bräcke NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning AI 192*.
- Lundqvist, L., Antal, I. & Korja, A., (under arbete): Bergrundskartan 18F Bräcke NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning AI 191*.
- Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, L. & Kresten, P., 1990. Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län. *Sveriges geologiska undersökning* Ba 21, 429 s.
- Mattson, H. & Elmöy, S.-Å., 2001. Magnetic fabrics and paleogeomism of the Storsjön-Edsbyn deformation zone, central Sweden. *Precambrian Research* 107, 265–281.
- Sjöström, H., Höglåhl, K., Aaro, S. & Bergman, S., 2000. The Hassela shear zone in central Sweden, the western part of a Paleoproterozoic tectonic domain boundary across the Baltic Shield? J.E. Eide (red.): Abstract volume, 24. Nordiske Geologiske Vintermøte, Trondheim, Georvtt nr 1, 153.