brap 170
119 A4/A3

BRAP 170

Vulkaniska gråvackor och vulkaniter i Arvidsjaurfältet

av

Lennart Falk

Geologiska institutionen
Lunds universitet

Lund 1973

© Sveriges geologiska undersökning (SGU)
(Geological Survey of Sweden)

VULKANISKA GRÅVACKOR OCH VULKANITER I ARVIDSJAURFÄLTET

av
Lennart Falk
Fil. kand., Vrml

AKADEMISK AVHANDLING

som för avläggande av filosofie doktorsexamen vid matematisk-naturvetenskapliga fakulteten vid universitetet i Lund kommer att offentligen försvaras å Geografiska institutionens i Lund föreläsningssal torsdagen den 24 maj, 1973, kl. 10.15.

Lund 1973

VULKANISKA GRÅVACKOR OCH VULKANITER I ARVIDSJAURFÄLTET

Lennart Falk

Lund 1973

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

1.	Inledning	sid. 3
2.	Undersökningsmetoder	6
3.	Tidigare arbeten	7
4.	Översikt över berggrunden	10
5.	Stratigrafi	11
6.	Petrografisk beskrivning av bergarterna	16
	6.1. Tuffitformationen	16
	6.2. Kvartskeratofyrformationen	25
	6.3. Undre Abmorälvsformationen	32
	6.4. Dacitformationen	38
	6.5. Mellersta och Övre Abmorälvsformationen	47
	6.6. Granater	69
	6.7. Arvidsjaurgranit	74
	6.8. Gångbergarter	79
7.	Tektonik	83
8.	Sedimentära strukturer	91
	8.1. ABC-index	96
9.	Sammanfattning, Abmorälvsområdet	107
10.	Abmorälvsområdets relation till omgivande berggrund	108
	Erkännande och tack	110
	Summary	111
	Källor och litteratur	114

1. INLEDNING

Arvidsjaurfältets centrala del är belägen inom Arvidsjaurs kommun. Som geologiskt begrepp omfattar Arvidsjaurfältet området norr om Skelleftefältet mellan Arjeplog i väster och Älvsbyn i öster. Den nuvarande geologiska uppfattningen av detta områdes centrala delar grundar sig på Grips (1935, 1946) arbeten.
Enligt Grip (1935, 1946) är de äldsta bergarterna inom området en serie basiska till sura, vulkaniska bergarter, Arvidsjaurporfyrerna. Dessa vulkaniter intruderas av Arvidsjaurgraniter. Arvidsjaurporfyrerna och Arvidsjaurgraniterna betraktas som svekofenniska. De yngsta bergarterna är, förutom en del gångbergarter, de senkarelska Lina-Palja-Arjeploggraniterna (Grip 1946, Ödman 1957). Den ungefärliga utbredningen av dessa bergarter framgår av fig. 2.

Vid de karteringar, som utförts av SGU (malmbyrån) inom det topografiska kartbladet 25J Moskosel, beläget i den centrala, norra delen av Arvidsjaurfältet, har nya geologiska fakta framkommit. Stora delar av den suprakrustala berggrunden utgöres av andra bergarter än de av Grip (1935) beskrivna Arvidsjaurporfyrerna.
Dessa andra bergarter är framför allt blottade i de stora hällområdena norr och nordväst om Moskosel i anslutning till Pite älvs dalgång samt i området mellan Malmesjaur och Pite älv.
Föreliggande arbete behandlar ingående ett av dessa hällområden, nämligen det som är beläget vid Abmorälvens utlopp i Pite älv. Detta hällområde har kallats Abmorälvsområdet (fig. 1).
I den bergartsgrupp vari Abmorälvsområdets bergarter ingår återfinns de äldsta kända bergarterna inom denna del av Arvidsjaurfältet.

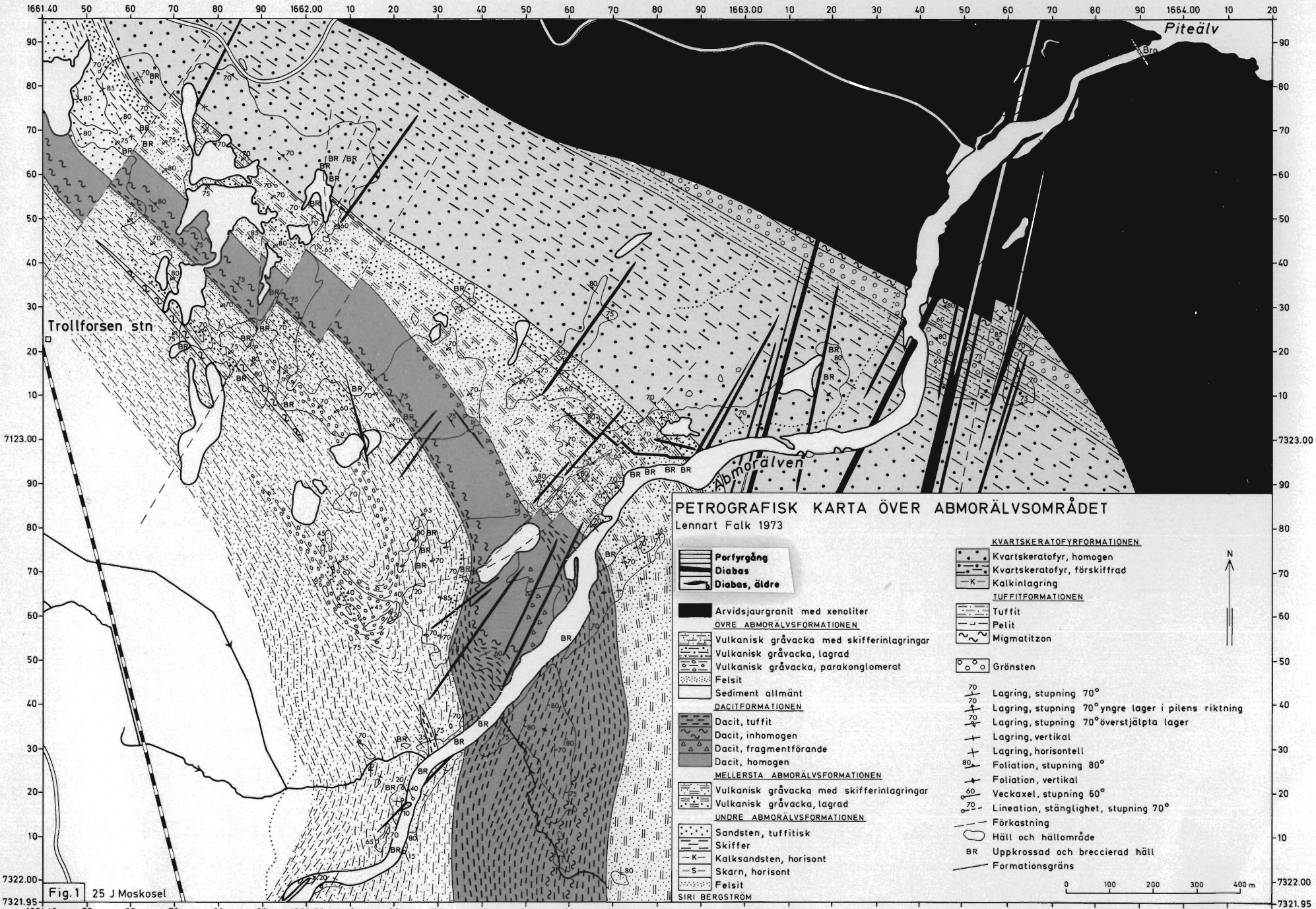


Fig. 1 25 J Moskosel

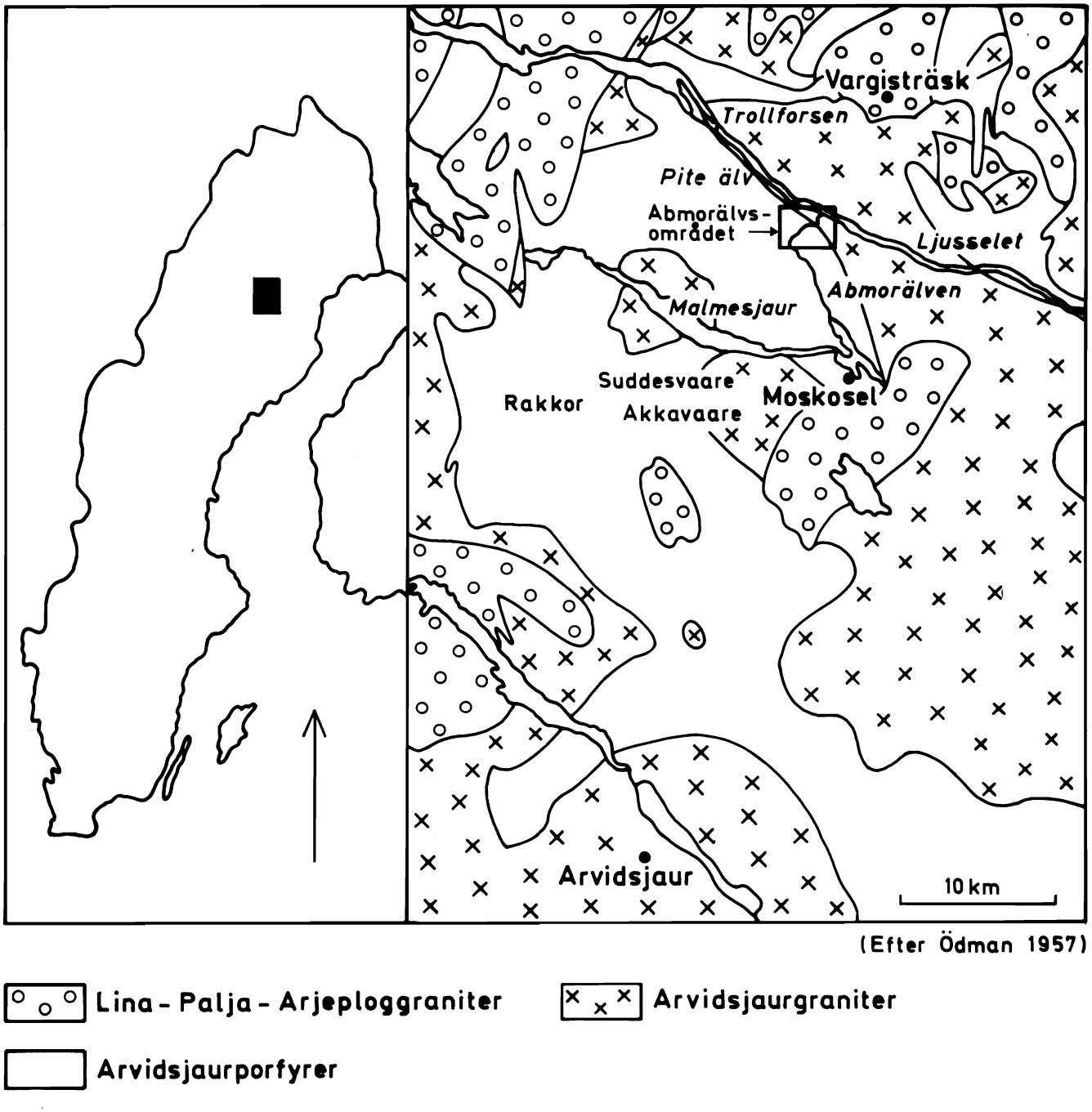


Fig. 2. Abmorälvsområdets läge i den norra delen av Arvidsjaurfältet.

2. UNDERSÖKNINGSMETODER

Fältarbetet har bedrivits periodvis under somrarna 1970-1972 inom ramen för Sveriges geologiska undersöknings (malmbyrån) verksamhet i denna del av Norrbotten.

Underlagsmaterial för detaljkarteringarna i Abmorälvsområdet och angränsande områden har varit flygbilder i skala 1:5000. För de regionala karteringarna inom området har använts dels flygbilder i skala 1:20000, dels rektifierade flygbilder i samma skala. För studier av den regionala geologin har dessutom geologiska kartor, flygmagnetiska kartor och dagböcker från SGU:s arkiv begagnats.

Trögers (1956, 1967) tabeller har använts för optisk bestämning av de ingående mineralen. Plagioklasens anortithalt har bestämts med U-bord. Utvärderingen av mätvärdena har skett med Burris m.fl. (1967) diagram. Den mineralogiska, volumetriska sammansättningen av bergarterna har, där detta varit möjligt, skett med hjälp av "point counter"-analyser.

I texten har mineralen indelats i huvudmineral 25 %, väsentliga mineral 5-25 %, underordnade mineral 1-5 % och accessoriska mineral 1 %. För kornstorleksindelningar och sedimentologisk nomenklatur har, där ej annat angives, Pettijohns (1957) samt Dzulynski och Waltons (1965) arbeten följts. De sura Na-dominanta vulkaniterna i området har kallats keratofyrer (Schermerhorn 1973). I övrigt har Rittmans (1952) indelning följts. Prefixet meta- har av praktiska skäl genomgående utlämnats vid behandling av de olika bergarterna. Indelningen av bergarterna i formationer har skett i enlighet med de rekommendationer, som ges av Krumbein m.fl. (1963).

De kemiska bergartsanalyserna har utförts vid SGU:s laboratorier. Analyserna har databehandlats enligt BENORM-programmet, varvid en beräkning av nigglivärden, CIPW-norm och vissa triangelfunktioner erhållits. Även mikrosondbestämningarna av granaternas kemiska sammansättning har skett hos SGU. Dessa analyser har databehandlats enligt MINORM-programmet. Lokalangivelser, läget av profiler, provtagningspunkter m.m. har angivits med hjälp av det runt kartan (fig. 1) lagda koordinatsystemet (UTM-systemet). De fyra första siffrorna avser längdkoordinaterna, de fyra sista breddkoordinaterna.

3. TIDIGARE ARBETEN

Förekomsten av en serie mycket väl bevarade basiska och sura vulkaniter inom de norra delarna av "Skellefteåfältet" omnämnes först av A.G. Högbom (1899). "Skellefteåfältet" omfattade då även delar av Arvidsjaurs socken. En kortfattad beskrivning av dessa vulkaniter lämnas av samme författare i "Precambrian Geology of Sweden" (A.G. Högbom 1910).

För den mer ingående kännedomen av dessa vulkaniska bergarters stratigrafi, petrografi och utbredning svarar Grips (1935) avhandling och karta. Det stratigrafiska schemat baserar sig på en översiktlig kartering samt ett antal valda profiler från olika delar av Arvidsjaurfältet.

De understa, äldsta delarna av Arvidsjaurporfyrerna utgöres i huvudsak av basiska lavor, som via dacitiska och keratofyriska led övergår till sura lavor och tuffer i de stratigrafiskt högst belägna delarna. Enligt Grip (1946) torde vulkaniternas tilltagande surhetsgrad bero på att den basiska magman assimilerat och mobiliserat sitt underlag, vilket består av sura vulkaniter och sediment.

Den sammanlagda mäktigheten för Arvidsjaurporfyrerna uppskattas till 1500 m (Grip 1935).

Förhållandet mellan Arvidsjaurporfyrerna och Skelleftefältets vulkaniter och sediment har behandlats av flera författare. A. Högbom (1931 b, 1937 a,b) anser, att Arvidsjaurporfyrerna (porfyr-porfyritserien) är att hänföra till den yngre delen av den "Äldre suprakrustalformationen". Denna omfattar "leptit-hälleflintserien" (i botten) och "fyllitserien" med effusiva grönstenar. Gavelin och Grip (1946) anser i likhet med A. Högbom (1931 b, 1937 a,b) att vulkanismen i Arvidsjaurfältet är samtidig med sedimentationen i Skelleftefältet. De basiska effusiv, som påträffas i Skelleftefältets skifferserie (A. Högboms "fyllitserie") är direkt korrelerbara med de undre, basiska delarna av Arvidsjaurporfyrerna. Följande stratigrafiska schema uppställdes av Gavelin och Grip (1946) för Skellefte- och Arvidsjaurfälten:

Karelska orogenesen	Sorselegranitserien Arjeplog-Linagranitserien Vargforsserien	
	Diskordans	
Svekofenniska orogenesen	Revsundsgranitserien Arvidsjaur-Jörngranitserien	
	Arvidsjaurporfyrserien Skelleftefältets skifferserie	Övervägande vulkanism inom Arvidsjaurfältet, sedimentation i Skelleftefältet.
	Skelleftefältets vulkanitserie	

Det ovan nämnda stratigrafiska schemat återfinnes även i Gavelins (1955) beskrivning till berggrundskartan (urbergsdelen) över Västerbottens län.

I Kautskys stratigrafiska schema (1956, 1957) för Skellefteфältet sammanföres Skellefteфältets skifferserie med Vargforskonglomeraten till Elvabergsserien. Elvabergsseriens bergarter kommer således att vara yngre än Jörn-Arvidsjaurgraniterna och därmed även yngre än Arvidsjaurporfyrerna. Kautsky (1956, 1957) anser även att Revsundsgraniten är karelsk och stratigrafiskt bör inplaceras under Sorselegraniten.

Typlokalen för Arvidsjaurporfyrerna i anslutning till det aktuella undersökningsområdet är Suddesvaare-Akkavaare-Rakkoområdet med dess lågmetamorfa, ytterligt väl bevarade vulkaniter. Detta område är beläget ca 20 km sydväst om Abmorälvsområdet (fig. 2). Vid Buoksejaure, omedelbart nordväst om Trollforsarna i Pite älv och ca 15 km nordväst om Abmorälvsområdet, omnämner Grip (1935) förekomsten av grå och röda leptiter, vilka underlagrar en andesit tillhörande Arvidsjaurporfyrerna. Dessa leptiter sammanför Grip (1935) med leptiterna söder om Kåbdalis och vid Vargisträsk och anser, att de kan parallelliseras med de av A. Högbom (1931 a) beskrivna leptiterna från Jokkmokksområdet. Dessa leptiter indelas av A. Högbom (1931 a) i två formationer. Den övre utgöres av sediment med bl.a. "rostiga" skiffrar och den undre av biotitfattiga leptiter av utpräglat vulkaniskt ursprung. Grip (1946) anser, att dessa bergarter är helt att jämställa med de undre delarna av Skellefteфältet (Skellefteфältets skifferserie resp. Skellefteфältets vulkanitserie). På Grips (1946) karta har samtliga vulkaniter norr om Pite älv upp till sydväst om Kåbdalis förts till Arvidsjaurporfyrerna. Författaren nämner, att inom den centrala delen av Arvidsjaurfältet har inga äldre bergarter än Arvidsjaurporfyrer påträffats. Emellertid finns, som framgår av denna karta, vid Laver, i den östra delen av Arvidsjaurfältet, sediment tillhörande Skellefteфältets skifferserie. På Grips karta över Lavertraktens geologi, som återfinnes i Ödmans (1943) beskrivning av Lavers kopparmalm, har samma område betecknats som gråvacka och konglomerat. Som framgår av kartan är denna gråvacka, som tillhör "Skellefteфältets sedimentserie", veckad tillsammans med bergarter tillhörande Arvidsjaurporfyrgruppen. Dessa äldre bergarter har ej närmare kommenterats av Grip (1946). Emellertid uppträder sediment, som anses tillhöra Skellefteфältets skifferserie, på flera ställen inom de övriga delarna av Arvidsjaurfältet. Bland annat nämner Grip (1946) de starkt metamorfoserade och förgnejsade sedimenten sydväst om Kåbdalis, vilka "stupar in under Arvidsjaurporfyrerna" samt förekomsten av bandade sediment och konglomerat i de västra delarna av Arvidsjaurfältet. Härifrån omnämner Grip

(1946) den rikliga förekomsten av basaltiska och andesitiska lavor söder om Gubblijaure och sura vulkaniter vid St. Radnekvaare som bergarter tillhörande Arvidsjaurporfyrerna. Grip (1946) framhåller, att de basiska lavorna inom detta område vilar på en äldre "sedimentserie".
Denna västra del av Arvidsjaurfältet kallar Padget (1966) Radnejaurområdet. Han visar, att de av Grip (1946) omnämnda vulkaniterna (Padgets "The main greenstone group" och "Radnekvaare acid group") är de två yngsta suprakrustala bergartsgrupperna inom området. Således är de övriga, bandade, arkosiska och ibland konglomeratiska leptiterna med inlagrade grönstenar (Padget 1966) äldre än de av Grip (1935, 1946) beskrivna Arvidsjaurporfyrerna.

Inom Arvidsjaurfältet förekommer i huvudsak två veckaxelriktningar, dels en i nordväst-sydost, den s.k. skelleftefältsriktningen (svekofennisk), dels en i ungefär nord-syd (karelsk) (Grip 1946). Den yngre (karelska) veckaxelriktningen dominerar inom Arvidsjaurfältet med undantag för ett större område i anslutning till Pite älvs dalgång. Inom detta område är bergarterna veckade efter den äldre (svekofenniska) veckaxelriktningen.

Graniterna inom de centrala och norra delarna av Arvidsjaurfältet har beskrivits av Grip (1935, 1946). Två huvudtyper urskiljes, dels en äldre (svekofennisk), Arvidsjaurgraniter, dels en yngre (karelsk), Lina-Palja-Arjeploggraniter.
Arvidsjaurgraniterna utgöres av en differentierad serie från gabbro till salisk granit. Inom området kring Pite älv och Malmesjaur dominerar grå, dioritiska och kvartsdioritiska former. Dessa benämnes gnejsgraniter och är "syntektoniska till porfyr-leptitformationen" (Grip 1935), d.v.s. till bergarter likåldriga med Skelleftefältets äldre sediment och vulkaniter. Grip (1946) anser, att gnejsigheten i Arvidsjaurgraniten i dess norra utbredningsområde har orsakats av en senare orogenes med intrusioner av en yngre granit, Arjeploggraniten. De yngre Lina-Palja-Arjeploggraniterna utgöres ofta av grova, kalirika former och har i en del fall en gnejsig utbildning. Dessa graniter har stor utbredning inom de norra delarna av Arvidsjaurfältet och inom området mellan detta och Jokkmokksområdet. Lina-Palja-Arjeploggraniterna sammanföres av Ödman (1957) till den stora gruppen senkarelska graniter.

Några radiometriska åldersbestämningar av Arvidsjaurporfyrer finns ej publicerade. Däremot har Arvidsjaurgranitens och Revsundsgranitens ålder bestämts (Rb-Sr) till 1785$^{+}_{-}$ 25 milj. år (Welin 1970). En åldersbestämning föreligger även av en porfyr från Dubblonområdet i nordvästra Västerbotten, visande en ålder på 1725$^{+}_{-}$75 milj. år (Welin 1970). Dubblonporfyrerna betraktades tidigare som likåldriga med Arvidsjaurporfyrerna (A. Högbom 1937 a), men Ejnars-

son (1970) visar, att Dubblonporfyrerna är yngre än både Arvidsjaurporfyrerna och den "äldre" graniten (Revsundsgraniten).

Övriga arbeten, som speciellt rör Arvidsjaurfältet är Du Rietz (1945) arbete från Lavers koppargruva och Padgets m.fl. (1969) beskrivning av ett prospekteringsuppslag i Vargisträsktrakten.

4. ÖVERSIKT AV BERGGRUNDEN

De suprakrustala bergarterna inom Abmorälvsområdet har indelats i sex olika formationer. Dessa påträffas vid ett flertal lokaler efter Pite älv. De olika formationernas bergarter är från äldsta till yngsta led: tuffit, kvartskeratofyr, tuffitisk sandsten, vulkanisk gråvacka, dacit, vulkanisk gråvacka. Bergarterna intruderas i sina undre delar (tuffiten) av Arvidsjaurgranit. Yngsta led inom området är en svärm gångbergarter.
Vid Trollforsarna, belägna 10 km nordväst om Abmorälvsområdet, uppträder kvartskeratofyr, dacit och vulkanisk gråvacka i samma stratigrafiska läge som vid Abmorälven. Vid Ljusselet, några km nordväst och sydost om landsvägsbron över Pite älv, har kvartskeratofyr och vulkanisk gråvacka påträffats. Abmorälvsområdet är beläget ungefär mitt emellan Trollforsarna och lokalerna vid Ljusselet. Avståndet mellan Trollforsarna och den längst bort belägna lokalen vid Ljusselet är 25 km.
Området nordost om Pite älv utgöres av Arvidsjaurgranit. Den svaga foliationen i denna ökar markant med minskat avstånd mot omgivande bergarter. Kontakten mot suprakrustalen löper parallellt med älven något hundratal meter sydväst om denna mellan Abmorälvens utlopp i Pite älv och Trollforsarna. Vid Trollforsarna böjer granitkontakten av mot norr och nordost. Inom detta område möts de två regionala veckaxelriktningarna inom Arvidsjaurfältet, den svekofenniska (skellefteFältsriktningen) i NW-SE och den karelska i N-S (Ödman 1957). Den senare riktningen är den yngsta.

Inom området mellan Pite älv i norr och Malmesjaur i söder har övriga bergarter indelats i tre huvudgrupper: a) bergarter veckade efter NW-SE-axlar, b) bergarter veckade efter N-S till NNE-SSW-axlar, c) Arvidsjaurgranit.
a) Bergarterna är veckade med slutna eller isoklinala veck med vertikala axialplan. Dessa bergarter utgöres av sura och intermediära lavor eller tuffer. Intermediära, dacitiska bergarter har en underordnad utbredning. En betydande del av vulkaniterna utgöres av agglomerat och det pyroklastiska ma-

terialet är ibland mycket grovt. Basiska vulkaniter, tuffiter eller sediment har icke påträffats. Denna grupp av huvudsakligen sura vulkaniter, som påträffas i de centrala och östra delarna av området mellan Malmesjaur och Pite älv, är troligen den terrestriska ekvivalenten till Abmorälvsformationernas vulkaniska gråvackor och sediment.
b) Bergarterna är veckade efter slutna veck med vertikala axialplan. Vulkaniterna är desamma som i den förra gruppen. Övergångsformer mellan agglomerat och konglomerat uppträder ofta liksom övergångsformer mellan vattenavsatta tuffer, tuffiter och sandstenar. Genomgående är en stor del av bergarterna vattenavsatta. Gruppens bergarter uppträder i ett brett stråk från Malmesjaurs västra del i riktning mot Trollforsarna.
c) Arvidsjaurgraniten, som uppträder i ett mindre massiv, är blottad kring den mellersta och västra delen av Malmesjaur samt i området omedelbart norr därom. Arvidsjaurgraniten i detta massiv är av samma typ som den inom Abmorälvsområdet.

På grundval av de hittills utförda karteringarna har konstaterats, att Arvidsjaurgraniten är yngre än de suprakrustala bergarterna inom området. Åldersförhållandena mellan de olika suprakrustala bergartsgrupperna (a och b) och den exakta utbredningen av dessa har hittills ej kunnat klarläggas.

5. STRATIGRAFI

De suprakrustala bergarterna inom Abmorälvsområdet utgöres av sura och intermediära tuffer, tuffiter och sediment. På grundval av den detaljerade undersökningen av området har ett stratigrafiskt schema för dessa bergarter kunnat uppställas. Formationerna är ordnade från äldsta till yngsta led (fig.3).

Tuffitformationen

Underst i lagerserien uppträder en väl bandad tuffit med inlagringar av pelitiskt material. Den intruderas av Arvidsjaurgranit och har rönt en viss påverkan från denna i kontaktzonen. I den centrala delen av formationen uppträder en 50 m bred inlagring av porfyrisk grönsten. Den sammanlagda mäktigheten för denna formation är inklusive grönstenen 150 m.

Kvartskeratofyrformationen

Denna formation har en maximal mäktighet inom området av 475 m. Kvartskeratofyren är kraftigt förskiffrad och något inhomogen i de basala delarna, men övergår uppåt till en mera homogen, fragmentförande kvartskeratofyrtuff, vilken i sin tur övergår, utan någon skarp gräns, i bandade sediment.

Undre Abmorälvsformationen

Formationens mäktighet varierar mellan 10 och 200 m. Dominerande bergart är en tuffitisk sandsten med inlagringar av felsit och skiffer. I sandstenen och felsiten uppträder dessutom inlagringar av karbonatbergarter.

Mellersta Abmorälvsformationen

Denna formation utgöres av en serie turbiditavsatta, vulkaniska gråvackor med mycket väl bevarade primära sedimentära strukturer. Formationens maximala mäktighet är 275 m.

Dacitformationen

På de vulkaniska gråvackorna följer en dacitisk kristalltuff med varierande sammansättning och mäktighet. Daciten är i sina basala delar oftast homogen, men ibland även fragmentförande. I de övre delarna och med tilltagande mäktighet blir den emellertid inhomogen och tuffitisk. Vackra bandade tuffiter uppträder i de mäktigaste delarna av formationen. Mäktigheten varierar mellan 100 och 400 meter.

Övre Abmorälvsformationen

Formationen utgöres av vulkaniska gråvackor av samma typ som i den Mellersta Abmorälvsformationen. I de övre delarna uppträder inlagringar av mer grovklastiskt material, som ibland övergår i parakonglomerat. Bollmaterialet utgöres av vulkaniska och sedimentära bergarter. I de övre delarna av formationen uppträder även smärre inlagringar av dacitiska kristalltuffer av samma typ som underliggande formation. Den totala mäktigheten på Övre Abmorälvsformationen är minst 200 meter.

Den sammanlagda mäktigheten av formationerna varierar mellan 1100 och 1700 meter. På grund av faciesväxlingar och granitkontaktens läge varierar mäktigheten med ca 600 m. Den regionala mäktigheten för dessa formationers bergarter torde uppgå till minst 1500 m. Mäktighetsvariationerna för de olika formationerna inom de skilda delarna av Abmorälvsområdet framgår av figur 3.

Arvidsjaurgranit

Den som Arvidsjaurgranit betecknade infrakrustala bergarten är en folierad, grå granodiorit. Denna har intruderat i samband med den regionala synforma veckningen av de suprakrustala bergarterna. Kontakten mellan dessa och Arvidsjaurgraniten är parallell med foliationen och den regionala veckaxeln. Veckaxelns riktning är i nordväst-sydost.

Gångbergarter

De yngsta bergarter, som påträffats inom Abmorälvsområdet, är olika gångbergarter. De folierade, basiska gångarna, som genomsätter graniten, är de äldsta. Både Arvidsjaurgraniten och suprakrustalen genomslås av ett mäktigt system diabaser av varierande bredd. De yngsta gångarna inom området är kvarts-fältspatporfyrgångarna.
Samtliga gångbergarter har intruderat efter samma huvudriktning, ungefär i N-NNE. Gångarnas riktning sammanfaller i stort med ett förkastningssystem.

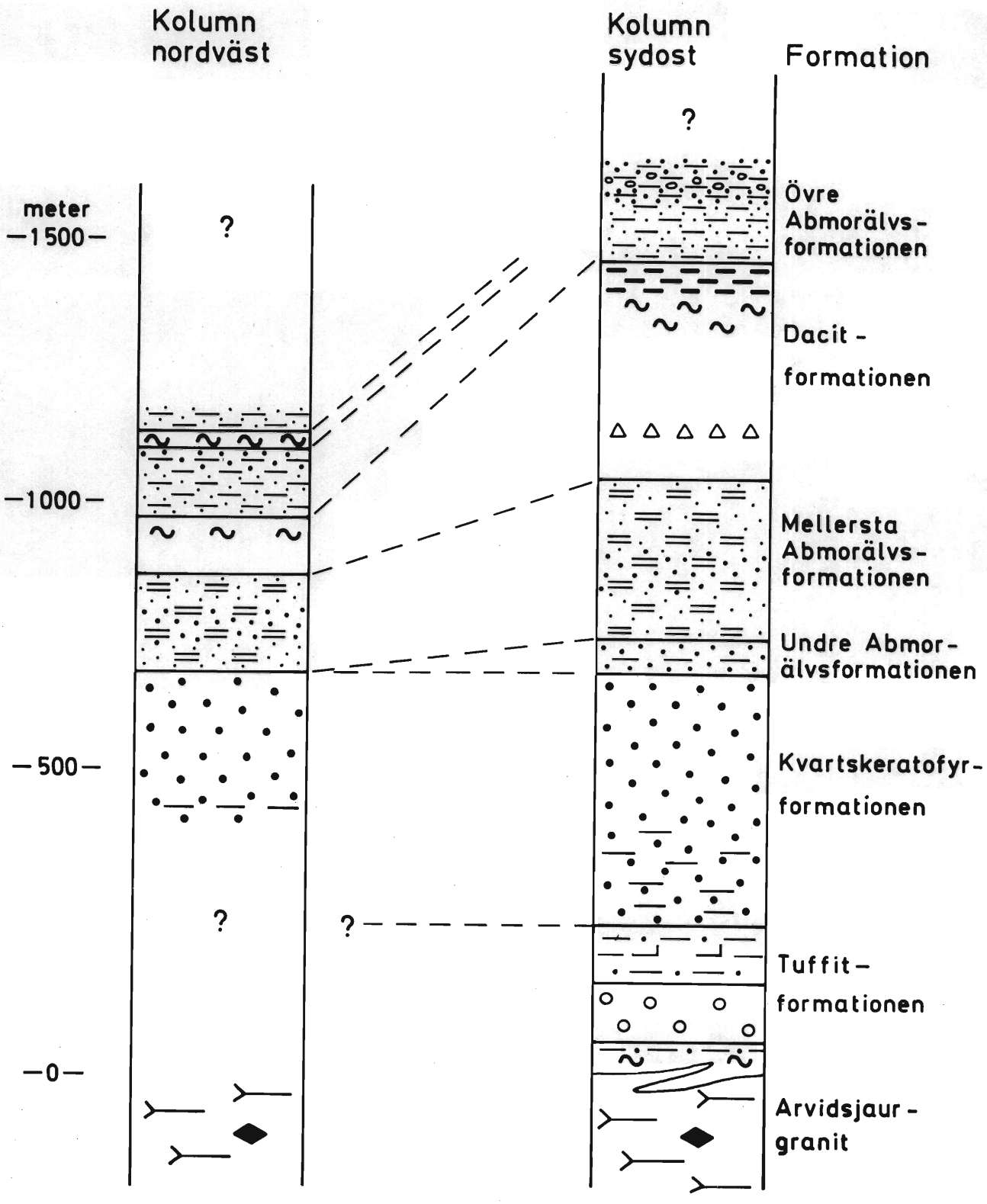


Fig. 3. Stratigrafiska kolumner för Abmorälvsområdet. Kolumn nordväst representerar formationerna i den nordvästra delen av området och kolumn sydost formationerna i en profil ungefär parallell med Abmorälven. Legenden är densamma som till fig. 1.



Foto 1. Abmorälvens utlopp i Pite älv.



Foto 2. "Graded bedding" i vulkanisk gråvacka. Lok. 6271 x 2290.

6. PETROGRAFISK BESKRIVNING AV BERGARTERNA

6.1. Tuffitformationen

Dominerande bergart är en väl bandad tuffit. I denna uppträder inlagringar av pelitiskt material av växlande bredd. Mot granitkontakten övergår tuffiten i en gnejsig, migmatiserad porfyr. I formationens centrala del är en porfyrisk, basaltisk grönsten konkordant inlagrad. Bredden av denna uppgår till 50 m.

Läge och utbredning

Tuffitformationen är blottad i hällområdet längst i nordöst på den östra sidan av älven samt i ett par mindre hällar invid den västra älvstranden. Bergarter tillhörande denna formation har även påträffats i de stora hällområdena vid Ljusselet och Trollforsarna. Vid den sistnämnda lokalen har dessa sin största kända utbredning.
Inom området vid Abmorälven är lagring, kontakter och foliation i stort sett parallella. De uppmätta värdena varierar mellan N45W och N65W. Stupningen är vertikal eller brant mot nordost.
Observationerna av de primära strukturerna har i väsentlig grad försvårats, dels genom en omkristallisering i samband med den höga metamorfosgraden, dels av den kraftiga foliationen i anslutning till granitkontakten. Området genomslås även av en svärm diabas- och granitporfyrgångar ungefär vinkelrätt mot lagringen. En stor del av den blottade hällytan upptas av dessa gångbergarter.

Tuffit

Tuffiten har en utpräglad lagring med sura, ljusgrå till gulvita band växlande med mm- till cm-breda basiska, mörkgrå och svarta band. Dessa är mycket uthålliga och de enskilda lagren kan oftast följas flera meter utan avbrott, d.v.s. ofta så långt som den enskilda blottningen medger. Några säkra sedimentära strukturer förutom lagring har icke observerats.

De sura leden i tuffiten uppträder även som självständiga, meterbreda, homogena bankar i formationen. Dessa utgöres av en finkornig eller mikrokristallinisk kvartsfältspatbergart bestående av ungefär lika delar kvarts och plagioklas. Huvudmineralen har ibland en tendens att dominera över varandra och bildar i en del fall tunna, monomineraliska band.

De kvartsdominanta banden tycks vara resultatet av en metasomatisk omvandling. De utgöres ofta av större poikiloblastiska aggregat med inneslutningar av hornblände och epidot.
Plagioklasen är undantagslöst mer eller mindre kraftigt saussuritiserad. Enstaka svagare omvandlade korn har bestämts till en basisk oligoklas (An 23--27). Saussuritiseringen av plagioklasen blir ibland mycket intensiv och övergår i cm-breda, svagt gröna, grumliga band med en riklig förekomst av små, xenoblastiska korn av epidot. Denna nedbrytning av plagioklas tillsammans med epidotbildning är ett led i den metasomatiska omvandlingen av bergarten. Som väsentligt mineral uppträder kalifältspat. Denna är oftast klar och i enstaka fall pertitisk. Som underordnade mineral uppträder små korn av biotit och muskovit. Även enstaka större poikiloblastiska korn av muskovit har påträffats. Accessoriska mineral är titanit, klorit och apatit.

I de bredare, mörka banden ingår huvudsakligen ett vanligt subidioblastiskt hornblände ($z \wedge c$ 24-26°, $2V_x$ 80°). Detta har en kraftig pleokroism i blågrönt till svagt gulbrunt. Tvillingbildningar efter (100) har påträffats.

Tillsammans med hornbländet uppträder aggregat av grumlig epidot. I de större epidotaggregaten förekommer rödbruna korn av ortit. Underordnat uppträder biotit, kvarts och magnetit. Magnetiten bildar i en del fall tunna, sammanhängande band inne i eller i anslutning till hornblände-epidotbanden. Accessoriskt förekommer titanit-leukoxen, apatit, klorit och zirkon.

De tunnare mörka, mm-breda banden skiljer sig i en del fall klart från de bredare genom att i dessa uppträder hornbländet som mm-stora, poikiloblastiska korn med inneslutningar av framför allt kvarts. Dessa tunna band övertvärar i en del fall den normala bandningen i tuffiten.
Det är mycket vanligt att dessa band är omgivna av tunna, ljusa zoner, vilka huvudsakligen består av stora, poikiloblastiska kvartskorn med spridda inneslutningar av hornblände, epidot och titanit. I de flesta fall är de även omgivna av cm-breda, svagt gröna band, vilka består av en filtartad, mikrokristallinisk sericit-muskovitmassa med aggregat av finkornig klinozoizit-epidot ($2V_x$ 80-90°).

De metasomatiska omvandlingarna har skett under utbyte och omfördelning av elementen i bergarten. Denna metamorfa differentiation har uppenbarligen omfattat samtliga element. De ljusa Si-rika banden har befriats från större delen av de övriga elementen (foto 3), vilka i stället tillförts de mörka banden. Dessa rörelser har till största del skett utefter de gamla S_1-ytorna, vilket bl.a. framgår av att omvandlingen inklusive epidotiseringen i

huvudsak är bunden till dessa. I samband med de metasomatiska omvandlingarna av bergarten har en svag tillförsel av sulfider skett. Dessa utgöres huvudsakligen av svavelkis och magnetkis och bildar en tunn "film" mellan kornen i tuffiten samt orsakar rostiga stråk på hällarna.
Eftersom inga kemiska analyser föreligger av de enskilda banden och en modalanalys av bergarten ej går att utföra på grund av omvandlingen och finkornigheten kan dessa elementtransporter ej kvantifieras.

Texturerna hos de olika leden i tuffiten är typiska för en termal metamorfos, där bergarten omkristalliserats vid hög temperatur och lågt lateralt tryck (Spry 1969). Sålunda har de ljusa kvarts-fältspatdominanta banden en vacker hornfelstextur (granoblastisk-polygonal) med väl utbildade "tripplepoints" (foto 4). De mörka, hornbländedominanta banden med sin större kornstorlek har en granoblastisk-"decussat" textur.

Pelit

Med en ökad halt av biotit i tuffiten övergår denna till en bandad, grå till mörkgrå, förskiffrad pelit. I formationen uppträder två pelitiska inlagringar, men endast den norra har en sådan mäktighet (ca 10 m), att den kunnat markeras på kartan (fig. 1). Den andra inlagringen utgör en 2 å 3 m bred zon ca 25 m söder om grönstensinlagringen.
Bandningen i peliten är i likhet med den i tuffiten av primärt ursprung. Den framträder framför allt på vittrade hällytor och är orsakad av en ojämn fördelning av de mörka mineralen. Peliten uppvisar i norr en vacker veckning med slutna veck utan någon förtjockning av banden vid omböjningarna (F_2). Veckaxlarnas riktning är N50-60W/50NW.

I den södra peliten, vilken är mycket finkornig (ca 0,04 mm), ingår förutom biotit även kalifältspat och kvarts som huvudmineral.
Biotiten utgöres av små, pleokroistiska, bruna till gulbruna korn. Dessa är alla parallellt orienterade.
Kalifältspaten är i likhet med kvartsen helt klar och endast i undantagsfall pertitisk. Accessoriskt uppträder epidot, apatit och titanit.

Peliten i norr skiljer sig avsevärt från den i söder genom en mindre halt av kalifältspat och en större halt av hornblände och plagioklas. Den genomsnittliga kornstorleken är även något större (ca 0,1 mm). Huvudmineral är plagioklas och hornblände, medan biotit, kvarts och kalifältspat uppträder som väsentliga mineral. Hornbländet är av samma typ som i tuffiten ($z \wedge c$ 23°, $2V_x$, 75°, n_z-n_x 0,016-19). Pleokroismen är emellertid ej fullt så kraftig.

Hornbländet uppträder vanligtvis som långsträckta korn och i aggregat tillsammans med biotit, ofta med en utpräglad parallell orientering. Accessoriskt mineral är små korn av titanit, vilka oftast ligger som glittrande, bruna band i hornblände-biotitaggregaten.
Plagioklasen är en xenoblastisk till subidioblastisk andesin (An 38-41) med vackra albit- och Karlsbadtvillingar. Den är helt omkristalliserad, troligtvis på bekostnad av en äldre plagioklas, vilken ibland påträffas som sericit-epidotgrumliga rester. Biotiten är av samma typ som i peliten i söder förutom att den ställvis är något kloritomvandlad.
Kvarts uppträder som klara eller svagt undulösa korn och är oftast bunden till de ljusare banden.

Biotit, men även hornblände är parallellt orienterad i bergarten. Detta har givit denna ett väl utvecklat "cleavage". Anledningen till att "cleavage" följer biotithalten är att den deformationsfas, som primärt givit biotiten dess orientering, F_1, efterträtts av en andra deformationsfas, F_2, vid en högre temperatur och ett lägre lateralt tryck. Eftersom de båda deformationsfaserna är parallella, har biotiten bibehållit sin primära F_1-orientering, medan den F_1-deformerade kvartsen och fältspaten omkristalliserats vid den högre metamorfosgraden och erhållit en granoblastisk-polygonal textur. Detta har effektivt svetsat samman bergartens biotitfattiga partier.
På grund av att S_2 är parallell med S_1 kommer hornbländet att visa en samhörighet med de båda deformationsfaserna. Det är dels orienterat parallellt med biotiten och dels har det en hornfelstextur, som är förbunden med den senare högre, termala metamorfosen och den svagare deformationen.
Att hornbländet även tillhör den senare deformationsfasen framgår tydligt av att det har kristalliserat i axialplanets riktning i pelitens F_2-veckade delar (fig. 13). I dessa veck är biotiten (S_1) veckad.

Migmatitzon

Mot granitkontakten övergår tuffiten i en grå, gnejsig porfyr. I en ett par meter bred zon mellan tuffiten och porfyren börjar strökorn av plagioklas uppträda tillsammans med de tunna banden av hornblände, epidot och biotit. När plagioklashalten ökar sker en minskning av halten mörka mineral och bandningen upphör så småningom helt.
Bergarten utgöres av en finkornig hornfels med en utpräglad granoblastisk-polygonal textur. I denna uppträder relikta, mm-stora plagioklasporfyroklaster samt enstaka rester av ett primärt matrix med en bibehållen lepidoblastisk textur.

I detta hornfelsmatrix har ibland skett en omkristallisation av plagioklasen och en nybildning av kalifältspat. Denna omkristallisation och mineralnybildning har huvudsakligen ägt rum efter de gamla S_1-ytorna, vilket resulterat i en ytterligare förstärkning av foliationen. Som framgår av tabell 1 är modalsammansättningen något varierande.

Huvudmineralen är kvarts, plagioklas och mikroklin. Plagioklasen, som är av primärt ursprung, uppträder som porfyroklaster. Dessa är ofta saussuritiserade och sericitiserade. Omvandlingen är så kraftig att anortithalten ej med säkerhet kunnat fastställas. An-halten verkar dock understiga 20 %. Plagioklasporfyroklasterna är kataklastiskt påverkade. De är ofta granulerade och omkristalliserade. Den nybildade klara plagioklasen (An 22-30) uppträder som linsformade pseudomorfoser, ofta med kärnor av mer eller mindre identifierbara rester av äldre plagioklas.
Kalifältspaten utgöres av en pertitisk mikroklin ($2V_x$ 76-80, z:001=16-18°) och uppträder som xenoblastiska korn och aggregat. Mycket ofta har plagioklasen förträngts av mikroklin. I de större mikroklinaggregaten återfinnes ibland rester av plagioklas.
Kvarts dominerar i matrix och i detta påträffas även enstaka större korn med inneslutningar av sericit och epidot. De mörka mineralen är biotit, hornblände och klorit. Dessa uppträder vanligtvis tillsammans och är orienterade efter de gamla S_1-ytorna.
Biotiten, som i en del fall är utpräglat poikiloblastisk, har pleokroismen ljust gulbrunt (x)-brunt (y=z). Pleokroistiska gårdar är vanliga kring inneslutningar av titanit och zirkon. Hornbländet, som är av vanlig typ, bildar även det i flera fall mm-långa, poikiloblastiska aggregat.
Kloriten är en omvandlingsprodukt av biotit. Den har en ljusgrön till färglös pleokroism och blålila, anomala interferensfärger. Kloriten uppträder alltid tillsammans med biotit. Talrika övergångsformer mellan de båda mineralen kan observeras.
Av de accessoriska mineralen är titanit vanligast och uppträder alltid tillsammans med de mörka mineralen och som titanit-lukoxenbårder kring opaka korn. I övrigt uppträder accessoriskt rutil, zirkon, epidot, apatit och kalcit. I den nordöstra delen av hällområdet (6358x2329) ligger en större lins av granit en bit inne i suprakrustalen, ca 20 m söder om den egentliga granitkontakten. Kontaktbergarten är lokalt en finkornig, grå pelit.

I en dm-bred zon omedelbart i anslutning till kontakten uppträder en vacker fläckbildning (foto 5). Texturen är stiktiolitisk enligt Mehnert (1968). Fläckarna (melanosom), vilkas diameter i genomsnitt är 2-3 mm, består huvud-

sakligen av brun biotit samt hypidioblastiska till ibland poikiloblastiska korn av en grönblå amfibol. Underordnat uppträder xenoblastiska korn och aggregat av epidot samt kvarts och kalifältspat. Accessoriskt påträffas titanit, apatit och rutil.
Leukosomen utgöres av kalifältspat och kvarts. Kalifältspaten, som ibland är pertitisk, dominerar markant över kvartsen. Accessoriska mineral är apatit, epidot och sericit.
Fläckarna är kraftigt utdragna till ibland dm-långa, tunna spolar. Detta har i kontaktzonen givit upphov till en markant stänglighet i N55W brant NW. En bit från kontakten har även graniten en stänglighet i samma riktning. Peliten (paleosom), i vilken fläckbildningen uppträder, har som huvudmineral kvarts, pertitisk mikroklin och plagioklas samt som väsentligt mineral biotit.
Fläckbildningen är i likhet med omvandlingen av tuffiten ett exempel på metamorf differentiation i relativt liten skala. Skillnaden mellan de båda är endast den att i kontaktzonen är företeelsen parallell med stängligheten, medan den i tuffiten är parallell med lagringsplanen och S-ytorna.

Grönsten

Inlagrad i tuffiten, ungefär mitt emellan granitkontakten och den överlagrade kvartskeratofyren, ligger en 50 m bred, basaltisk grönsten. Den utgöres av en lätt förskiffrad, grönsvart porfyrit med cm-stora, tavelformiga plagioklasfenokrister, vilkas genomsnittliga storlek minskar mot kontakterna. Den norra kontakten har kunnat studeras i detalj och plagioklasen är där orienterad sub-parallellt i förhållande till denna. Plagioklasfenokristerna ger intryck av att vara fluidalt arrangerade. I anslutning till kontakterna är tuffiten vackert veckad (F_2).
På grundval av föreliggande information framgår det att grönstenen är pretektoniskt bildad både med avseende på F_1 och F_2. Huruvida den är av extrusivt ursprung eller en lagergång går ej att avgöra vid denna lokal. Vid Ljusselet, ca 4 km sydost om Abmorälvsområdet, har en liknande inlagring påträffats. Denna är med all sannolikhet intrusiv.

Av grönstenen föreligger en kemisk analys (spektralanalys, smältisoformering B), vilken klart anger bergartens basaltiska sammansättning. (I viktprocent: SiO_2: 50,1, TiO_2: 0,87, Al_2O_3: 17,9, Fe_2O_3 = Fe totalt: 10,7, MnO: 0,29, CaO: 9,5, MgO: 5,0, Na_2O: 2,3, K_2O: 1,4.)

Huvudmineral är plagioklas och hornblände. Större delen av plagioklasen utgöres av en nybildad, subidioblastisk labrador (An 54-58). Denna har bildats dels på bekostnad av granulerade fenokrister, dels i matrix. Fenokristerna, som är kraftigt saussuritiserade, utgöres av euhedrala till subhedrala, tabulära kristaller med en utpräglad zonering. An-halten i kärnan har i ett fall kunnat bestämmas till 75 % men minskar till An 60-62 i de yttre delarna av kornen. På grund av att saussuritiseringen drabbat framför allt kärnorna, får det erhållna värdet enbart tas som ett indicium på att anortithalten är avsevärt högre där än i de förhållandevis oomvandlade yttre delarna av plagioklasfenokristerna.

Hornbländet ($z \wedge c$ 16-19°, $2V_x$ 65°, n_x-n_z: 0,018) utgöres av subidioblastiska korn med moderat pleokroism (x = ljust gulbrun, y = ljust grön, z = grön). Hornbländet dominerar ofta i band parallella med foliationen i bergarten. Här liksom i tuffiten förekommer zoner med större poikiloblastiska inneslutningar av framför allt kvarts.

Underordnade mineral är brun biotit, oftast något kloritomvandlad, kvarts och opaka mineral. De sistnämnda uppträder ofta i form av kristallskelett och utgöres huvudsakligen av ilmenit och hematit. Accessoriska mineral är apatit, framför allt som långa prismatiska individer i plagioklasfenokristerna, epidot, klorit och zirkon. Bergartens modala sammansättning framgår av tabell 1.

Vid den södra kontakten mellan grönstenen och tuffiten nere vid älvstranden (6341x2320) har en meterbred "granatamfibolit" innehållande rikligt med ½-cm stora granater påträffats. Dessa ligger i ett folierat matrix bestående av brun biotit, poikiloblastiskt, grönt hornblände, kraftigt saussuritiserad plagioklas, kvarts och klorit.

Genom amfiboliten löper två system av mm-breda, ptygmatiskt veckade kvarts-fältspatådror. Granaternas sammansättning har bestämts med mikrosond. Genom att plotta halterna av CaO+MnO mot FeO+MgO erhålles en känslig indikator på huvudbergartens metamorfosgrad. Orsaken härtill är att halten CaO+MnO avtar och halten FeO+MgO tilltar med ökad metamorfosgrad (Sturt 1962). Som framgår av tabell 10 svarar sammansättningen av granaterna från amfiboliten mot den lägre delen av almandin-amfibolitfacies. Denna fixering av granaterna till en metamorfosgrad (de är icke zonerade), som är förbunden med den sista deformationen, F_2, i samband med Arvidsjaurgranitens intrusion, anger att den svaga granuleringen och de diffusa biotitansamlingarna i anslutning till dem är av sekundär karaktär och att de spridda inneslutningarna av biotit, som observerats, anger ett relikt S_1.

Bergart	Grönsten	Grönsten	Migmatitzon	Migmatitzon
Slip nr	33 - 70	68 - 70	72 - 71	70 - 71
Kvarts	4.2	1.7	43.2	34.8
Plagioklas	43.1	48.8	29.9	44.2
" ä.	-	-	(11.7)	(6.3)
" y.	-	-	(18.2)	(37.9)
Kalifältspat	1.0	0.5	7.6	10.6
Biotit	5.9	2.1	11.5	5.8
Amfibol	38.8	42.3	3.1	2.5
Klorit	acc.	acc.	2.2	0.3
Sericit	1.2	0.7	acc.	acc.
Opaka min.	3.5	2.1	acc.	acc.
Acc. min.	2.3	1.8	2.5	1.7
Summa	100.0	100.0	100.0	99.9
Räknade punkter	513	586	488	456

Tabell 1. Mineralsammansättning i vol.% enligt "point-counter"-analys.

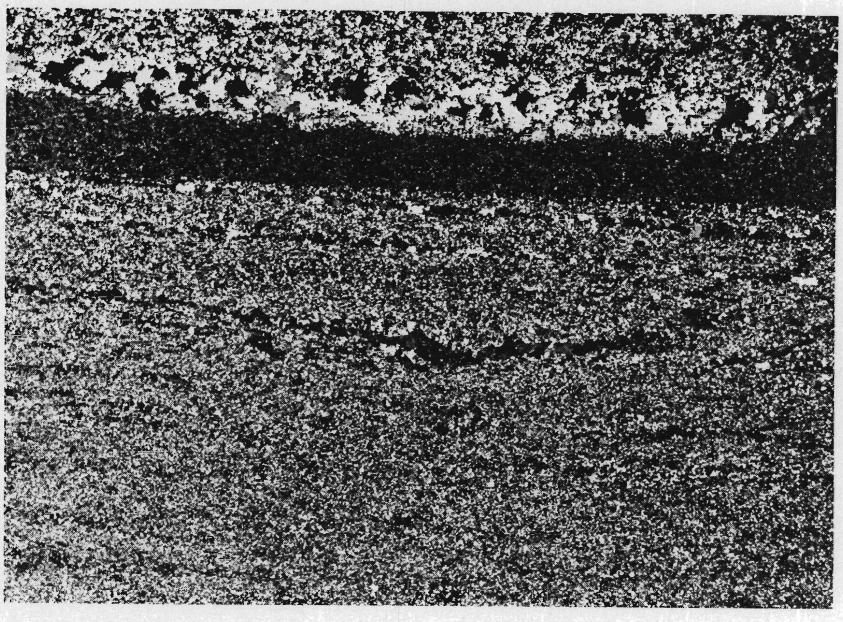


Foto 3 Tuffit. Metasomatisk omvandling invid ett tunt band av hornblände och epidot. 2 nic., 8x. Lok. 6345 x 2316.

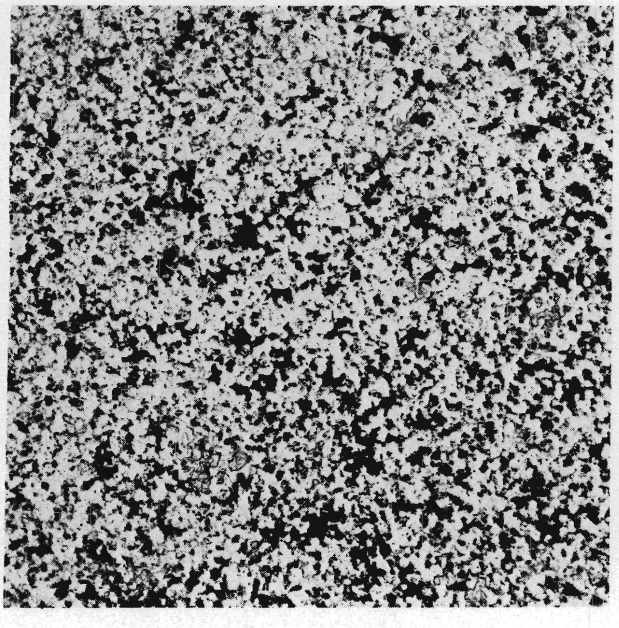


Foto 4. Hornfels i tuffit. De mörka kornen utgöres av hornblände och epidot, de ljusa av kvarts och fältspat. 1 nic., 25x. Lok. 6354 x 2325.

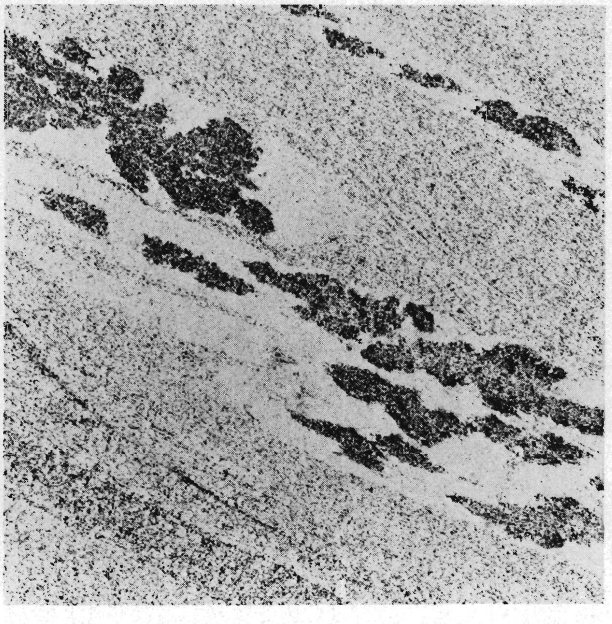


Foto 5. Fläckbildning i pelit invid granitkontakten. Fläckarna är utdragna i stängligheten riktning. 1 nic., 8x. Lok. 6360 x 2328.

6.2. Kvartskeratofyrformationen

De vulkaniska bergarter, som vanligtvis påträffas associerade med geosynklinala sediment är spilitiska lavor och keratofyrer. De karakteriseras av höga natrium- och låga kaliumhalter och har i de surare leden även ett lågt kalciuminnehåll. Plagioklasen är av albitisk sammansättning, vilket tillskrivs en albitisering av de ursprungligen mera kalkhaltiga plagioklaserna (Turner-Verhoogen 1960).
Som tidigare nämnts, uppbygges området mellan Pite älv och Malmesjaur till största delen av sura till dacitiska vulkaniter. Inom Abmorälvsområdet är kvartskeratofyren att hänföras till denna grupp och definieras som en leukokrat, natrondominant, "felsic", kvarts-albit-porfyrisk, vulkanisk bergart (Schermerhorn 1973).

Formationen uppvisar såväl primära som sekundära variationer. Till de primära hör de diffusa övergångarna mot under- och överlagrande formationer. Inlagringar av andra bergarter påträffas också ofta inom dessa övergångszoner. Till de sekundära variationerna hör dels uppkrossningen, som skett i anslutning till de i nordost-sydväst gående förkastningarna och dels foliationen och de omvandlingar av bergarten, som är förbundna med denna. Det är framför allt på grundval av de sekundära variationerna som formationen uppdelats i två led. Det är dels en övre homogen del med obetydlig eller moderat foliation och dels en undre, kraftigt folierad heterogen och omvandlad del.

Kvartskeratofyren har en maximal bredd av 450 m och är den mäktigaste formationen inom Abmorälvsområdet. Den uppträder, som en brant, överstjälpt skiva i N40-50W och stupar ca 70 mot nordost.
Den homogena kvartskeratofyren är blottad i hällområdet i anslutning till den västra älvstranden samt på något avstånd från den övre kontakten inom området nordväst därom. Kvartskeratofyren har även påträffats i några hällar omedelbart sydost om undersökningsområdet.
Den undre, folierade kvartskeratofyren är huvudsakligen blottad i området kring den lilla sjön väster om älvkröken (6315x2315) och vid kontakten mot Tuffitformationen på den östra sidan av älven. Den påträffas även i de nordostligaste delarna av de två hällområdena mitt i undersökningsområdet.

Kvartskeratofyr, homogen

Kvartskeratofyren utgöres av en mörkgrå, finkornig till mikrokristallinisk bergart med mm-stora strökorn av vit och rosafärgad plagioklas samt spridda mörka kvartskorn.
I två smärre stenbrott nere vid älvstranden finns ett flertal små hällytor med en diffus flammighet parallell med den svaga foliationen i N45W/75NE. Vid dessa lokaler framträder även bergartens pyroklastiska karaktär mycket väl genom de rikligt uppträdande, skarpkantade, cm-stora fragmenten. Dessa fragment har i övrigt endast observerats i slip och polerade stuffer.
På bergartens ljusa, vittrade hällytor framträder endast plagioklas och kvartsströkorn i ett svagt folierat matrix.

Den låga metamorfosgraden, grönskifferfacies, och den måttliga förskiffringen har tillåtit en uppdelning av de ingående komponenterna i två huvudgrupper, en primär och en sekundär. Till den primära hör huvudsakligen strökorn av plagioklas och kvarts samt fragment. Den sekundära utgöres av de omkristalliserade mineralen, d.v.s. matrix och en del underordnade mineral.
Plagioklasen, som utgör mellan 20 och 30 % av bergarten är en albit (An 0-6) med enstaka, vackra, polysyntetiska albittvillingar. De flesta kornen saknar eller har dåligt utbildade tvillingar och uppträder som helt sfäriska till lätt kantrundade, euhedrala kristaller och kristallfragment. Plagioklasen är oftast saussuritiserad eller sericitiserad. Inneslutningar av kvarts och apatit har påträffats. De större plagioklaskornen är ibland något granulerade och ibland uppträder vackra kinkbands. I anslutning till de granulerade partierna har en viss nybildning av en finkornig, pertitisk kalifältspat ägt rum. Kalifältspat uppträder dock oftast som små, klara, antipertitiska fläckar i plagioklasen.
De runda kvartskornen är maximalt 1-2 mm stora, kraftigt polygoniserade och svagt undulösa. I en del fall har även enstaka större, skärvliknande korn påträffats.
Fragmenten är svåra att skilja från matrix, men kan i en del fall identifieras genom en avvikande textur (foto 7).
För att mer exakt kunna fastställa sammansättningen av matrix har fältspaten etsats och färgats (Bailey 1960). Matrix utgöres av ungefär lika delar plagioklas och kvarts samt underordnat kalifältspat. Förhållandet mellan de båda huvudmineralen varierar något, vilket torde vara orsaken till en del av den på vittringsytan framträdande flammigheten. I samband med färgningen kom fragmenten att framträda tydligare genom sin avvikande kvarts-fältspatfördelning. Skillnaden mellan fragment och matrix beror på att plagioklas-

kvartsförhållandet ej varierar nämnvärt inom fragmenten men väl mellan dem. Fragmentens sammansättning torde i huvudsak motsvara sammansättningen av matrix.
Övriga sekundära mineral i matrix utgöres av poikiloblastiska korn av muskovit samt smutsigt brungrön biotit. Denna biotit förekommer dels som små, parallellt ordnade korn i matrix (S_1), dels och huvudsakligen som spridda svagt utdragna aggregat i förskiffringsriktningen. I anslutning till dessa biotitaggregat uppträder ofta smärre, subidioblastiska korn av klinozoizit ($2V_x$ 95°), som ibland har små, rödbruna kärnor av ortit. De accessoriskt uppträdande mineralen apatit, titanit, klorit och opaka korn, däribland svavelkis, förekommer huvudsakligen i dessa aggregat, vilka sannolikt är pseudomorfoser av femiska mineral. Som ovan nämnts, förekommer nybildning av kalifältspat i anslutning till plagioklasporfyroklasternas granulerade delar. Denna granulering har skett i samband med huvuddeformationen av bergarten (F_1). I slip visar sig sambandet mellan förskiffring och omkristallisation mycket väl. De granulerade porfyroklasterna tenderar att ligga i band med ett något grövre, grano- till lepidoblastiskt matrix med en notabel halt av pertitisk kalifältspat. Sannolikt är det dessa förändringar, som är orsak till en del av flammigheten på de lätt vittrade hällytorna.

Kvartskeratofyr, förskiffrad

Mot den undre kontakten sker en markant förändring av bergarten. Förskiffringen ökar successivt och blir slutligen den helt dominerande strukturen i bergarten. Övergången, som är diffus, sker dels genom en ökande halt av muskovit och biotit och dels genom att granuleringen av plagioklasporfyroklasterna blir total. Förskiffringen har markerats på kartan (fig. 1) och gränsen har lagts där plagioklasströkornen försvinner.
Den homogena kvartskeratofyren har inom detta område övergått i en rödlätt, finkornig, väl förskiffrad bergart med varierande halt av biotit och muskovit. Den förskiffrade kvartskeratofyren är djupt vittrad, vilket ger bergarten ett "torrt" utseende.

Förskiffringen av kvartskeratofyren åtföljs av en förändring av bergartens totalsammansättning. En markant ökning av kalifältspat-, biotit- och muskovithalten har skett, medan däremot halten av plagioklas har minskat. Mikroskopiskt framträder granuleringen och omvandlingen av plagioklasen mycket vackert (foto 6). Den utgöres av något utdragna pseudomorfoser fyllda med finkornig, xenoblastisk, pertitisk kalifältspat. Mot tuffitkontakten på den östra sidan av älven, där metamorfosgraden är något högre (almandin-amfibo-

litfacies), har en nybildning av plagioklas skett. Lokalt uppträder små, xenoblastiska korn av oligoklas (An 22-25). Bergarten har förutom förskiffringen en diffus, grov bandning, vilken beror på muskovitens och biotitens tendens att lokalt dominera över varandra. De polygoniserade strökornen av kvarts har helt försvunnit.
Texturen är granoblastisk till svagt lepidoblastisk med utpräglad parallell orientering av fyllosilikaten. Med högre metamorfosgrad övergår texturen till granoblastisk-polygonal med väl utbildade "tripple-points". Detta avspeglar samma utveckling som i den underliggande tuffitformationen. En stark F_1-deformation har efterträtts av en svagare F_2-deformation förbunden med en högre temperatur.

Kemiska analyser

Från de två små stenbrotten vid älven (6295x2300 och 6307x2302) föreligger kemiska analyser av den homogena kvartskeratofyren (8049 och 8050 tabell 6). Likaså föreligger en analys av den förskiffrade kvartskeratofyren (8051 tabell 6) från den nordöstra delen av hällen mitt i undersökningsområdet (6266x2330).
Analyserna från de homogena kvartskeratofyrerna är praktiskt taget identiska med varandra, vilket visar att variationerna inom bergarten sannolikt är små.
Enligt Rittmanns (1952) nomenklatur är bergarten en kvartslatit. Enligt samme författare (Rittmann 1962) har kvartskeratofyren ett "suite index" på 2,0 till 2,1 och är således av "average pacific type". Analyserna visar att Na_2O dominerar över K_2O och att summan av de båda närmar sig 8 % (7,6 resp. 7,7 %). Detta tillsammans med den låga halten av CaO är det mest karakteristiska för keratofyrer och kvartskeratofyrer (Schermerhorn 1973). Enligt Turner och Verhoogen (1960) är även en låg halt av Al_2O_3 typisk för hela spilit-keratofyrgruppens bergarter.
Vid en jämförelse med analysen från den förskiffrade kvartskeratofyren framgår, att denna på en väsentlig punkt avviker från den homogena kvartskeratofyren. Halten av K_2O är 2 % högre och halten Na_2O 2 % lägre än hos den homogena kvartskeratofyren. Summan av de båda är densamma, 7,7 %.
Skillnaden i de båda bergarternas kemiska sammansättning överensstämmer väl med de observerade förändringarna i mineralsammansättningen. Granuleringen av plagioklasen har skett i samband med F_1-deformationen. Under denna har troligen inga metasomatiska förändringar av betydelse ägt rum. I samband med Arvidsjaurgranitens intrusion, under den senare delen av F_2-deformationen, har en metasomatisk omvandling av sidobergarten ägt rum. För den för-

skiffrade kvartskeratofyren har dessa förändringar resulterat i ett bortförande av ca 2 % Na_2O och en tillförsel av motsvarande mängd K_2O.
Det bör även påpekas att den omfördelning av natrium och kalium som skett i viss utsträckning även påverkat kvartskeratofyren, något som skulle kunna förklara det förhållandevis låga Na_2O/K_2O-förhållandet.

Diskussion

Som tidigare nämnts saknar [illegible]keratofyrformationen skarpa kontakter gentemot omgivande formationers [illegible]rter. Mot underlaget, tuffitformationen, är den blottade kontaktzonen relativt liten. Den markanta skillnaden mellan tuffiten och den förskiffrade kvartskeratofyren har emellertid ändå gjort det relativt lätt att dra kontakten. Vid den övre kontakten är förhållandet något annorlunda. Där är det närmast fråga om en övergångszon av 5-15 meters bredd. Den överlagrande formationens bergarter utgöres huvudsakligen av skiktade, tuffitiska sandstenar med inslag av pelitiska skiffrar. Övergångszonen karakteriseras närmast av en till en början sparsam inlagring av pelitiskt material i tuffen. Inblandningen sker successivt. Smärre linser, av någon meters längd och ett par decimeters tjocklek, har påträffats i den i övrigt homogena kvartskeratofyrens övre del, ibland ett tiotal meter från kontakten. I den nordvästra delen av området har även smärre inlagringar av kalkarenit påträffats i samma stratigrafiska läge.
Generellt kan sägas, att inblandningen av sedimentärt, skiktat material ökar efterhand. Kontakten mot undre Abmorälvsformationen har lagts där den sedimentära bandningen klart dominerar. Den successiva övergången från en pyroklastisk tuff till sedimentära bergarter ger utrymme för olika tolkningar av kvartskeratofyrens genes.

a) Kontakten representerar en diffus gräns mellan terrestriskt och marint avsatta bergarter.
b) Kontakten utgör en gräns mellan en tillförsel av vulkaniskt och vulkaniskt-sedimentärt material i en och samma bassäng.

För det första alternativet talar frånvaron av primär skiktning och sortering i kvartskeratofyren.
För det andra alternativet talar dels det faktum att bergarten stratigrafiskt är inlagrad mellan två klart vattenavsatta formationer, dels de diffusa kontakterna med en total frånvaro av material eller strukturer, vilket indikerar en transgression respektive regression. Slutligen, kvartskeratofyrer hör till den stora grupp geosynklinala vulkaniter, som omfattas av spilit-keratofyrgruppens bergarter.

Slip nr	7146	7020 a	7020 c	7025
Plagioklas (albit)	29.6	36.0	27.0	32.1
Kvarts	5.6	7.1	7.2	6.8
Fragment	1.6	5.3	4.0	-
Matrix	63.2	51.6	62.0	61.1
Summa	100.0	100.0	100.2	100.0
Räknade punkter	675	493	564	500

Tabell 2. Kvartskeratofyr. Mineralsammansättning i vol.% enligt "point-counter" analys. Slip nr 7020 a och 7020 c svarar mot de kemiska analyserna 8049 och 8050 i tabell 6.

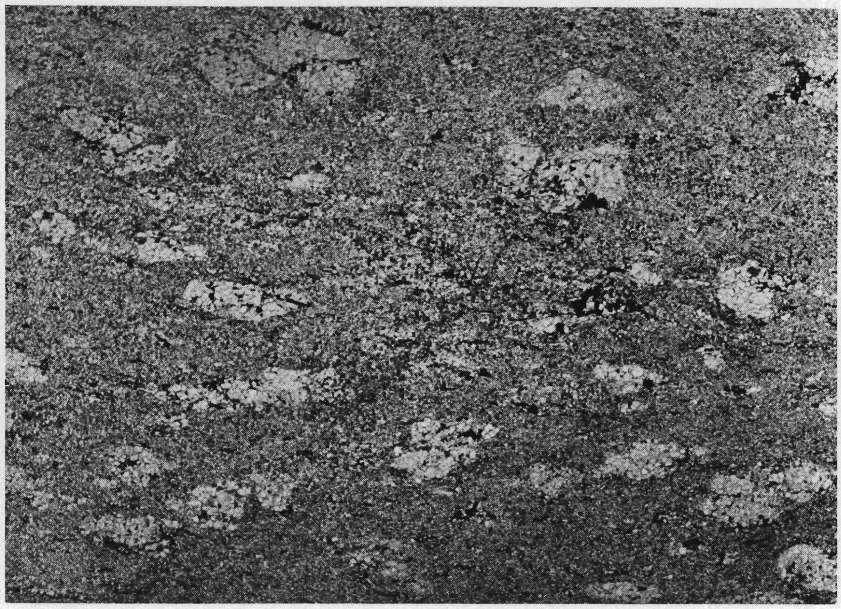


Foto 6. Förskiffrad kvartskeratofyr. Pseudomorfoser av plagioklas fyllda med finkornig kalifältspat. 1 nic., 7x. Lok. 6320 x 2316.

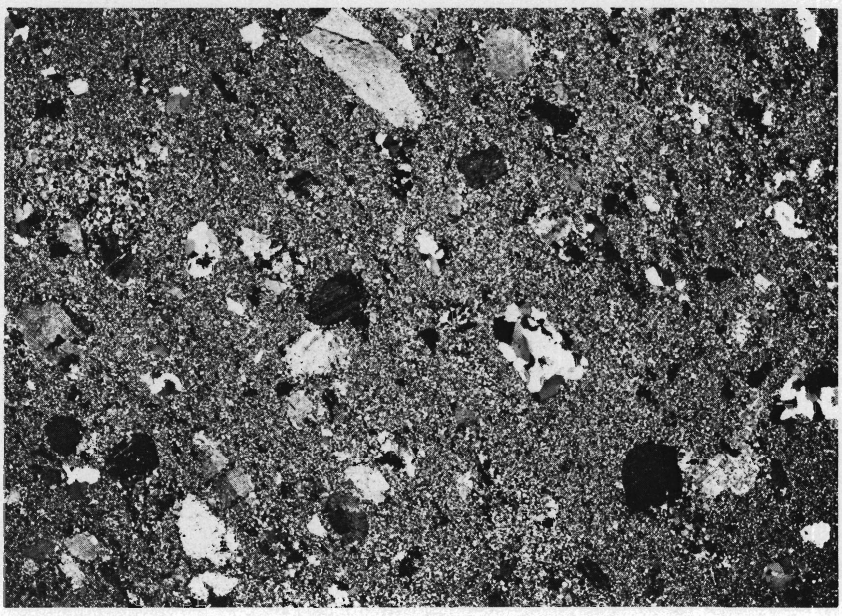


Foto 7. Kvartskeratofyr. Strökorn av plagioklas, polygoniserad kvarts och enstaka bergartsfragment i ett mikrokristalliniskt matrix. 2 nic., 7x. Lok. 6295 x 2303.

6.3. Undre Abmorälvsformationen

I kontaktzonen mot kvartskeratofyren uppträder meterbreda inlagringar av grå till gråvit felsit. Med felsit avses här, liksom i det följande, en mikrokristallinisk kvarts-fältspatbergart. Ovanpå denna följer en rad bergarter av varierande utseende och sammansättning. Växlingarna är störst och snabbast inom hällområdet omedelbart väster om den lilla sjön vid älven (6285x2303). På felsiten följer där skarnhorisonter, tuffitiska sandstenar, kalkareniter, skiffrar samt övergångsformer mellan dessa. Den inom formationen dominerande bergarten är en medelgrov, grå, tuffitisk sandsten. Denna har sin utbredning huvudsakligen inom hällområdet längst i väster (6148x 2368), men uppträder även tillsammans med de övriga leden inom formationen. Litologiskt kännetecknas formationen av snabba växlingar mellan de olika bergartsleden.

Mot nordväst avtar formationen i mäktighet och i hällområdet kring sjöarna i nordväst är den endast ca $\frac{1}{2}$ m, varför den ej kunnat markeras på kartan (fig. 1). Sin största mäktighet uppvisar formationen i samma hällområde på den nordvästra sidan av den i N35W gående förkastningslinjen.

Felsit och skarnhorisonter

Felsiten uppträder underst i formationen i anslutning till kvartskeratofyren och utgöres av en mikrokristallinisk, mörkgrå bergart med mussligt brott och en gråvit, närmast glasig, vittringsyta. Felsiten visar ofta en fin, mm-bred laminering.
Huvudmineralen utgöres av kvarts och plagioklas och dessa har också observerats som mycket sparsamt uppträdande strökorn. Som väsentliga och underordnade mineral ingår kalifältspat, biotit och muskovit. Kornstorleken varierar mellan 0,03 och 0,01 mm. Texturen är grano- till lepidoblastisk. Kvartsen är något förlängd i förskiffringsriktningen (S_1). Lamineringen i bergarten orsakas av en ojämn fördelning av kvarts och fältspat, biotit och muskovit.

Felsiten övergår i en bandad, arenitisk bergart med cm-breda, rosafärgade band, växlande med tunnare, diffust avgränsade, grönsvarta band. De rosa banden har ett finkornigt matrix av samma sammansättning som felsiten. I detta matrix uppträder kantrundade fenoklaster av en saussuritiserad, albitisk plagioklas (An 3-6).
I plagioklasen uppträder mycket ofta inneslutningar av små "droppar" av pertitisk kalifältspat, framför allt efter (001) och (010) ytorna samt i

granulerade partier. I flera fall återstår endast smärre, saussuritiserade rester av plagioklas i den finkorniga kalifältspaten. I matrix uppträder även enstaka större korn av polygoniserad kvarts.

De grönsvarta banden består av en brungrön biotit och ansamlingar av idioblastiska till hypidioblastiska korn av svagt pleokroistisk epidot ($2V_x$ 85°) med ibland rödbruna kärnor av ortit med vacker tvillingbildning efter (100) (foto 9). Biotiten och epidoten ligger i samma matrix som kvarts- och plagioklasfenoklasterna. I dessa mörka band uppträder accessoriskt kalcit, titanit, apatit, muskovit, zirkon och magnetit.
Något högre upp i formationen blir de mörka banden bredare, 3-4 cm. De är vanligtvis utvittrade ned till några centimeters djup. Banden utgöres av skarn, bestående av kalcit, epidot, biotit och kvarts med ansamlingar och klumpar av finkornig magnetit och granat i en mikrokristallinisk, rödgrå felsit. Skarnbanden är metasomatiskt omvandlade inlagringar av karbonat i felsiten.

Sandsten, tuffitisk

Den bergart, som dominerar inom formationen är en grå, medelgrov, tuffitisk sandsten, som huvudsakligen består av omlagrat och sorterat, vulkaniskt material. Den är vanligtvis homogen, men lokalt finns inlagrat pelitiskt material.

Huvudmineral är fenoklaster av plagioklas och kvarts. Dessa är primära (epiklastiska) partiklar i likhet med de fragment, som underordnat ingår i bergarten. Plagioklasen uppvisar olika grader av rundning, från korta prismatiska till nästan helt sfäriska korn. Den sistnämnda typen dominerar. Flertalet plagioklaskorn är klara och endast måttligt sericitiserade. Det förekommer dock olika grader av omvandling, från måttlig sericitisering till något som närmast kan beskrivas som muskovit-sericitfyllda pseudomorfoser av plagioklas. Till en del torde dessa omvandlingar representera graden av primär vittring.
Plagioklasen förekommer i två varianter, dels som en albit (An 0-6), vilken endast i undantagsfall uppvisar tvillingbildning, dels som korn med tvillingar efter albit- och Karlsbadlagarna. Hos den senare typen, vilken är den minst företrädda, har flera korn av oligoklas påträffats (An 25-28). I övrigt utgöres även den av albit.
De plagioklaser, som har en högre anortithalt, visar ofta en (progressiv) zonering med en lägre anortithalt i kornens yttre delar. Vanligast är emel-

lertid en relikt zonering, huvudsakligen i albiten, med sericitiserade band och kärnor inne i kornen (jfr foto 18). Detta indikerar en tidigare högre anortithalt. Förekomsten av primär zonering i plagioklasen anger ett plutoniskt ursprung för denna (Pittman 1963).
Kvartsfenoklasterna är genomgående väl rundade och uppträder som klara, oftast polygoniserade korn. De är i de flesta fall svagt undulösa.

Som framgår av tabell 3 ingår bergartsfragment som en väsentlig del i den tuffitiska sandstenen. De påträffade fragmenten är alla av rent vulkaniskt eller blandat vulkaniskt-sedimentärt ursprung och utgöres huvudsakligen av rundade, felsitiska partiklar av i stort sett samma kornstorlek som plagioklas-kvartsfenoklasterna (mm-stora). I enstaka fall har även något större, porfyriska fragment påträffats med strökorn av plagioklas i ett felsitiskt-mikrokristalliniskt matrix. Halten av fragment kan dock vara avsevärt högre än vad som framgår av tabell 3 eftersom dess sammansättning (fältspat, kvarts och muskovit-sericit-biotit) gör dem svåra att särskilja från matrix.

Även av tabell 3 framgår sammansättningen av matrix. Kornstorleken hos detta är $\leq$ 0,03 mm och texturen är närmast granoblastisk. Biotiten är brungrön och uppträder dels rikligt som små, spridda korn, dels som enstaka, komplexa aggregat och då ofta tillsammans med subidioblastiska korn av epidot. Muskovit är det dominerande fyllosilikatet och förekommer rikligt i de mer pelitiska partierna. I sandstenen uppträder den som enskilda poikiloblastiska individer. Accessoriskt förekommer klorit, apatit, titanit, zirkon och opaka korn.

Biotitens och muskovitens orientering är i huvudsak parallell med lagringen, $S_0=S_1$. I detalj bestämmes dock orienteringen av fyllosilikaten av fenoklasterna, vilka lokalt är av större betydelse än deformationen av bergarten. Följaktligen blir texturen i de mer pelitiska partierna lepidoblastisk med en avsevärt minskad halt av fenoklaster.

Skiffer

Skiffern i Undre Abmorälvsformationen utgöres av pelitiskt material uppblandat med en växlande mängd finkornigt, epiklastiskt material. Inom hela formationen uppträder skiffern som grå bankar. De har på kartan markerats då flera av dessa uppträder tillsammans och således får en avsevärd tjocklek. Den grå skiffern är väl bandad. Ljusa "siltstone"-band alternerar med mörka pelitiska band. Lagertjockleken understiger oftast 1 cm. På polerade ytor kan man ofta observera en diffus "graded bedding" (uppåt mot sydväst).

Kornstorleken uppgår maximalt till 0,2 mm i lagrens botten. Den mörkgrå skiffern är oftast fullständigt homogen. Vittringsytan är vanligtvis grå, men i en del fall rostig.

Skiffern består huvudsakligen av kvarts, fältspat och små korn brungrön biotit. Även finkornig muskovit ingår som väsentligt mineral. Enstaka rundade fenoklaster av albit (An 0-3) och kvarts har påträffats. En hel del av den finkorniga fältspaten utgöres av kalifältspat enär enstaka större pertitiska korn observerats. Texturen är grano- till lepidoblastisk.
Orsaken till de lokalt rostiga vittringsytorna är bergartens höga halt av sulfider. I polerprov har huvudsakligen svavelkis observerats, men även magnetkis, zinkblände, kopparkis och magnetit förekommer. Dessa mineral uppträder i skiffern huvudsakligen som en mycket riklig pigmentering med en kornstorlek, som endast i undantagsfall överstiger 0,01 mm. Halten av dessa mineral är i ett fall så hög, att skifferns specifika vikt överstiger 3,0 g/cm^3.

Kalksandsten

I den tuffitiska sandstenen uppträder meterbreda kalkcementerade partier. De har framför allt påträffats på båda sidor av den lilla sjön vid älven (6285x2368) och i hällområdet längst i väster (6160x2368). Längden på inlagringarna uppgår som mest till ett tiotal meter.

Halten av kalcit avspeglas i vittringsytans utseende. De kalcitrikaste partierna är svarta och delvis utvittrade. Därvid kommer det ingående kiselhaltiga materialet att vara framvittrat i ljusa, cm-breda band. Vanligast är dock en måttlig inblandning av kalcit i den tuffitiska sandstenen, vilket resulterat i en mer eller mindre brunsvart, svagt bandad vittringsyta. I färskt brott är bergarten en finkornig, ljusgrå kalksandsten med spridda mörkgröna och svagt rosa, diffust avgränsade fläckar.

Sammansättningen framgår av tabell 3. Kalciten uppträder som subidioblastiska korn, ofta ansamlade i aggregat (foto 8). Den är ojämnt fördelad i bergarten men har dock en viss tendens till parallell anordning av de större kalcitaggregaten. Övriga mineral är olivgrön biotit, som uppträder som enskilda korn och aggregat, epidot och amfibol. Amfibolen är gräsgrön och xenoblastisk. Enstaka hypidioblastiska korn har observerats. På grund av den starka pleokroismen har dubbelbrytningen ej kunnat bestämmas. De optiska värdena varierar mellan $2V_x$:72-84° och z∧c 14-24°. Med tanke på den ke-

miska miljön och metamorfosgraden är det sannolikt ett aktinolitiskt hornblände.

I övrigt förekommer enstaka fenoklaster av plagioklas, som i flera fall är helt omvandlade till pertitisk kalifältspat. Kvarts uppträder, som lätt polygoniserade, klara fenoklaster, men förekommer huvudsakligen i matrix tillsammans med fältspat. Accessoriskt förekommer muskovit, apatit, turmalin, zirkon samt opaka korn.

Bergart	Sandsten tuffitisk	Sandsten tuffitisk	Kalksandsten
Plagioklas	26.8	31.1	2.3
Kvarts	16.8	20.0	1.7
Fragment	6.2	7.7	-
Kalcit	-	-	35.1
Amfibol	-	-	2.7
Epidot	-	-	1.1
Biotit	-	-	1.6
Matrix och acc. min.	50.2	41.2	54.5
" fyllosilikat	(27)	(18)	acc. 1.1
" fältspat	(11)	(13)	-
" kvarts	(12)	(10)	-
	100.0	100.0	100.1
Räknade punkter	507	496	632

Tabell 3. Mineralsammansättning i vol.% enligt "point-counter" analys. I de fall där sammansättningen av matrix har bestämts, redovisas detta inom parentes.

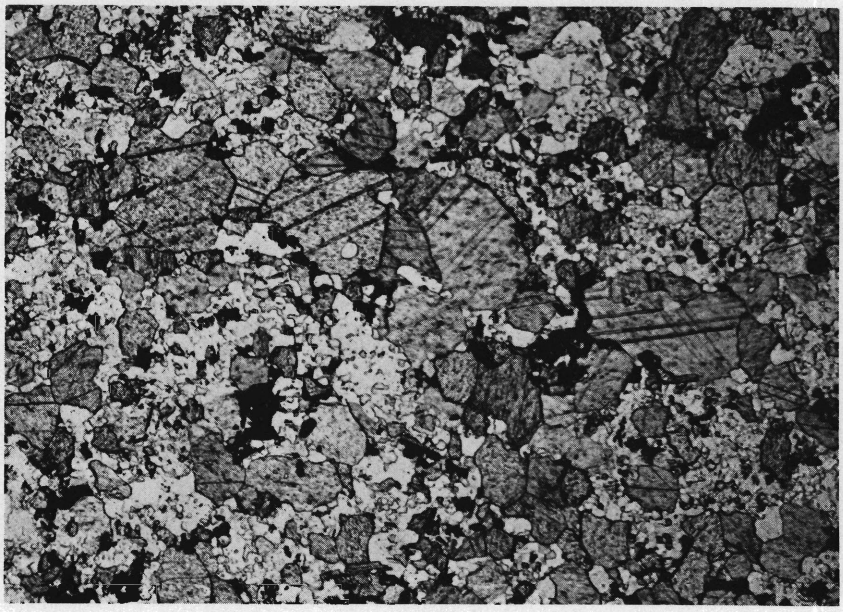


Foto 8. Kalksandsten. Kalcit tillsammans med spridda aggregat av biotit och amfibol i ett finkornigt matrix. 1 nic., 14x. Lok. 6282 x 2325.



Foto 9. Skarn. Hypidioblastisk epidot, i några fall med mörka kärnor av ortit, tillsammans med biotit och plagioklas i ett finkornigt matrix. 1 nic., 45x. Lok. 6295 x 2327.

6.4. Dacitformationen

Dacitformationen ligger som en mäktig inlagring i de vulkaniska gråvackorna. På grundval av uppåtbestämningarna i gråvackorna har Dacitformationen indelats i en undre och en övre del. Genom att sedimentationsriktningen är känd i sedimenten har Dacitformationen även indelats i en proximal och en distal del. Dacitformationen uppbygges av fyra olika led, vilka alla har sitt bestämda stratigrafiska läge (fig. 4).
De undre basala och proximala delarna utgöres av en homogen kristalltuff, som ställvis är fragmentförande. Denna har sin huvudsakliga utbredning i området nordväst om älven och kan följas i de olika hällområdena genom hela undersökningsområdet.
Den övre distala delen består av en bandad tuffit och övergångszonen mellan denna och den homogena kristalltuffen betecknas som "inhomogen" dacit. Den bandade tuffiten har sitt huvudsakliga utbredningsområde söder om älven, men påträffas även vid den övre kontakten.

Dacit, homogen

Den homogena daciten uppträder, som tidigare nämnts, i formationens basala och proximala delar som en cirka 30 m bred inlagring i den bandade tuffiten på den södra sidan av älven. Bergarten är en medelkornig, grå till mörkgrå kristalltuff med rikligt uppträdande mm-stora strökorn av plagioklas. Bergarten har ofta en foliation i N40-45W/70NE, dvs. parallell med omgivande kontakter. I enstaka fall påträffas skarpkantade, cm-stora, något surare, täta fragment.
Från den homogena daciten föreligger två kemiska analyser (8043 och 8055, tabell 6) från lok. (6246x2284 och 6192x2338). Enligt Rittmann (1952) är bergarten en dacit och har ett "suite index" av 1,6 och 1,7 och är av "strong pacific type" (Rittmann 1962).

Det helt dominerande mineralet är plagioklas. De övriga primära komponenterna är kvarts och bergartsfragment. Dessa ligger i ett omkristalliserat, mikrokristalliniskt kvarts-fältspatmatrix tillsammans med sekundära mineral som biotit, amfibol m.m. Den volumetriska sammansättningen framgår av tabell 4.

Plagioklasporfyroklasterna har varierande rundningsgrad och storlek. I allmänhet har de större kornen en kort prismatisk form med någon eller några bibehållna kristallytor. Rundningsgraden hos plagioklasen ökar med minskad kornstorlek. Det är huvudsakligen de större kornen, som ger daciten dess

porfyriska struktur (foto 11). Plagioklasen är oftast kraftigt saussuritiserad och/eller sericitiserad. Den är huvudsakligen en oligoklas eller andesin (An 25-33). Enstaka korn av albit (An 3-6) har påträffats. I markant zonerade kristaller har i kärnan uppmätts högre anortithalter (An 42). De zonerade individerna har vanligtvis en progressiv zonering och endast i enstaka fall har en oscillatorisk zonering påträffats. Den senare är med all säkerhet av primärt ursprung medan den progressiva åtminstone delvis är sekundär och orsakad av en partiell albitisering av plagioklasens yttre delar eftersom zoneringen ofta följer kornens klastiskt betingade begränsningsytor.
Ofta påträffas inneslutningar av apatit och grön amfibol i plagioklasen liksom små pertitiska droppar av kalifältspat. De senare uppträder även sparsamt i granulerade partier samt efter spaltplanen (001) och (010). I samband med granuleringen har en omfattande omkristallisation och omstrukturering av plagioklasen skett. De granulerade partierna och i många fall även kornens begränsningsytor, har erhållit samma struktur och sammansättning som matrix (jfr foto 17).
Kvarts uppträder som rundade polygoniserade porfyroklaster. Den är i allmänhet klar och endast måttligt undulös. I de större kornen påträffas inneslutningar av bl.a. klorit.
Fragmenten utgöres vanligen av mikrokristalliniska, felsitiska, vulkaniska bergarter med varierande halt av biotit och klorit. Storleken varierar från någon mm till 5-6 cm. En del av fragmenten är rikligt pigmenterade med opaka korn. Enstaka fragment av en mer basisk sammansättning har påträffats. Dessa utgöres av skarpkantade "sammangyttringar" av biotit, amfibol, epidot och opaka korn. De är helt omkristalliserade.

Matrix består av en mikrokristallinisk, granoblastisk kvarts-fältspatmassa med rikligt inströdda små korn av biotit och amfibol. Dominerande fältspat är en sur plagioklas (An 3-20). De felsitiska fragmenten är i många fall svåra att skilja från matrix, som troligtvis till stor del består av omkristalliserade fragment.
Biotit, amfibol och epidot uppträder som större individer i matrix. Biotiten är brungrön och ofta något kloritomvandlad. Den uppträder förutom i matrix även i större aggregat tillsammans med enstaka hypidioblastiska korn av epidot och titanit.
Amfibolen utgöres av idioblastiska till hypidioblastiska korn av ett kraftigt pleokroistiskt, blågrönt hornblände ($2V_x$: 68-70, $z \wedge x$ 20°) med pleokroismen x = gulgrön, y = grön, z = mörkgrön. På grund av den kraftiga pleokroismen har dubbelbrytningen ej kunnat bestämmas.

Dessa biotit-amfibolaggregat med epidot och titanit har många gånger samma storlek och uppträdande som plagioklas- och kvartsporfyroklasterna. Anhopningarna av mörka mineral är med all sannolikhet pseudomorfoser av femiska mineral och/eller fragment.
De accessoriska mineralen är titanit-leukoxen, klorit, opaka korn, apatit och kalcit. Dessa uppträder huvudsakligen i anslutning till pseudomorfoserna. På flera ställen påträffas även granat som accessoriskt mineral. Vid älven (6262x2278) har mm-stora aggregat av en kraftigt sållstruerad, hypidioblastisk granat påträffats (fig. 5).

Dacit, fragmentförande

Fragment har framför allt påträffats i omedelbar anslutning till den basala kontakten samt vid enstaka lokaler i den mellersta, homogena delen av formationen. Dessa fragment framträder bl.a. tydligt på renspolade hällytor nere vid älvstranden (6253x2254). Vid den basala kontakten vid lokal (6238x2305) är daciten rikligt fragmentförande (foto 10). Fragmenten är vanligtvis cm-stora och skarpkantade. Sällan överstiger de 6-7 cm. De är av två slag, dels sura, felsitiska med enstaka strökorn av plagioklas, dels basiska, huvudsakligen bestående av biotit och amfibol.
Vid den basala kontakten på lokal (6238x2305) avviker daciten även i övrigt från den homogena huvudtypen. Bergarten är något grövre och har en mellangrå färg. Detta beror på att daciten har en lägre halt av mörka mineral samt att plagioklasfenoklasterna genomgående är något större (ca 2 mm). Genomgående för den basala delen i det centrala och nordvästra området är förekomsten av spridda, halvcentimeterstora, runda och kraftigt polygoniserade strökorn av kvarts.

Dacit, inhomogen

Den inhomogena daciten påträffas inom hela den övre delen av formationen på den nordvästra sidan av älven. Ett par smärre stråk har även påträffats i formationens sydligaste häll.
Inhomogeniteten i bergarten avspeglas som en grov foliation, parallell med lagring och S_1 i omgivande sediment. Foliationen är framför allt synlig på vittrad yta. Den framträder som diffust avgränsade och något urvittrade, cm-breda band av endast ringa uthållighet. Foliationen och den diffusa bandningen orsakas av att de mörka mineralen, huvudsakligen biotit och amfibol, tenderar att samlas i diffust avgränsade band (de utvittrade). I de ljusa ban-

den sker en minskning av halten mörka mineral samt en ökning av halten kvartsströkorn. Plagioklasmängden är tämligen konstant.

Dacit, tuffitisk

I det stora hällområdet på den södra sidan av älven utgöres bergarten till största delen av en vackert bandad, dacitisk tuffit. Undantagen är den 25 m breda inlagringen av en homogen dacit vid lokal (6247x2235) samt ett par inlagringar av en grovt folierad, inhomogen dacit i hällen längst i söder (6258x2205). Lagringen och foliationen är parallella inom detta område och varierar mellan NS-N30E/90-70E. I övrigt påträffas den väl bandade tuffiten i omedelbar anslutning till den övre kontakten i undersökningsområdets västra del. Den regelbundna lagringen är ibland svår att observera, dels på grund av en lokal uppkrossning och dels genom att banden är veckade med slutna veck efter en mot nordväst moderat stupande axel (F_2).

Bandningen i tuffiten utgöres av 2-4 cm breda, mörka lager av porfyrisk dacit, växlande med lika breda, ljusa band. De ljusare banden består av lika delar kvarts- och plagioklasfenoklaster i ett matrix bestående av samma komponenter. Kornstorleken är genomsnittligt större i de mörka banden än i de ljusa.
Längst i sydväst i formationens översta del börjar tuffitens sedimentära prägel att dominera. Kontakten mot överlagrande sediment har lagts där det pelitiska inslaget är markant.
Vid den övre kontakten inom områdets västra del, t.ex. vid lokal (6178x2336), har de ljusa banden ersatts av lika breda, svagt porfyriska, rosa band. Strökornen utgöres av kraftigt sericitiserade porfyroklaster av plagioklas, som för rikligt med inneslutningar av nybildad, pertitisk kalifältspat. Matrix, vilket utgör huvuddelen av banden, består av kalifältspat, kvarts och plagioklas. Accessoriskt uppträder rikligt med små, opaka korn.
De mörka banden består, förutom av plagioklasfenoklaster, av ett kvarts-plagioklasdominant matrix. I detta uppträder ljusgrön klorit och rester av kloritiserad, brungrön biotit samt titanit och epidot.
Ovanpå daciten följer en 1,5 m bred horisont av en grå, svagt bandad felsit, vilken sannolikt är av vulkaniskt ursprung. Felsiten är mikrokristallinisk (<0,01 mm) och innehåller kalifältspat, kvarts och underordnat en ljusbrun biotit. Accessoriska mineral är granat, apatit och turmalin. Från felsiten föreligger en partiell analys på kalium och natrium. Denna gav K_2O = 7,81 % och Na_2O = 0,66 % och således är samtlig fältspat i felsiten kalifältspat.

För att närmare undersöka fördelningen av kalium i kontaktzonen mellan daciten och ovanliggande formation, har ett antal prover tagits dels från övergångszonen, dels från felsiten. Dessa har polerats och behandlats med koboltnitrit, vilket färgat kalifältspaten intensivt gul. Halten kalifältspat avtar successivt och upphör helt en bit ned i dacitformationen. Denna fördelning av kalifältspaten inom området avspeglar samma förhållande, som iakttagits i formationens övre sydvästra del. I Dacitformationens övre tuffitiska delar har således skett en inlagring av material av samma sammansättning och ursprung som i ovanliggande bergart.

Basal kontakt

Den basala kontakten är blottad på ett flertal ställen i undersökningsområdet. Av avgörande betydelse för tolkningen av formationens genes är hällarna i anslutning till sjöarna i nordväst (6164x2363 och 6190x2342) samt den östra delen av det centrala hällområdet (6238x2305).
Vid de två förstnämnda lokalerna är kontaktförhållandena komplicerade. Sedimenten, som normalt utgöres av växellagrande gråvacka och "siltstone"-skiffer, utgöres på dessa lokaler av en ljusgrå, fint medelkornig sandsten med en diffus, nästan flammig bandning. I sandstenen har skett en uppblandning med dacitiskt material, vilket också yttrar sig som dm-långa, homogena linser av dacit. Dessa linsformade dacitinlagringar ökar i antal för att övergå i en lokalt inhomogen dacit med linser av sandsten. Bredden på denna kontaktzon växlar från någon meter till ca fyra meter.
På den andra lokalen är kontakten knivskarp (foto 10). Underlaget är en vulkanisk gråvacka med "graded bedding", växellagrande med tunna, mörkgrå "siltstone"-skifferband. Vid kontakten finns en tendens hos daciten att bilda små "loadcasts" i den tunna, underlagrande, pelitiska horisonten.

Sammanfattning av Dacitformationen

Det mest framträdande draget i denna formation är den regelbundna uppbyggnaden med en homogen, ibland fragmentförande basal del och den diffusa övergången via en grovt folierad dacit till en väl skiktad tuffit. De olika ledens utbredning framgår av fig. 4.

Inom Abmorälvsområdet, som karakteriseras av snabba växlingar mellan sedimentation och vulkanism, är diffusa kontakter mellan bergarterna snarare regel än undantag. Formationens basala kontakt är förhållandevis skarp och har endast en obetydlig övergångszon även med hänsyn taget till växlingen

mellan sediment och tuff i kontaktzonen samt störningarna i underlagrande sediment.

I ett vulkaniskt område är även höjningar och sänkningar av stora landmassor vanliga. Detta resulterar antingen i snabba växlingar mellan terrestriska och lakustrina bergarter eller mellan proximal och distal facies hos sedimenten.
Dacitformationen över- och underlagras av sediment av gråvacketyp. Dessa sediment har avsatts på djupt vatten i ett förhållandevis proximalt läge. De avspeglar även en kontinuerlig sedimentation under en längre tidsrymd i en sannolikt intrakraton bassäng.

Av de nu gjorda undersökningarna inom området har det framkommit, att daciten avsatts i samma facies som underlagrande sediment. Avsättningen har skett i flera etapper. Först har skett en avsättning av en några meter bred bädd av en rikligt fragmentförande, grov dacit (lokal 6238x2305) med enstaka stora, runda strökorn av kvarts. Tillförseln kan ha skett som en fleuxoturbidit (Dzulynski 1959) eller vara av pyroklastiskt ursprung. Därefter har skett en momentan avsättning av större delen av den undre homogena kristalltuffen. Denna laterala avsättning av en stor volym har orsakat slumpingeffekter, glidningar och blandningar med underlaget. Detta torde förklara inhomogeniteten vid kontakten mot underlagrande sediment. Den väl bevarade basala kontakten vid (6238x2305) har sannolikt legat skyddad i en lokal fördjupning.
Som framgår av fig. 20 är sedimentationsriktningen inom båda Abmorälvsformationerna från WSW mot ENE. I det befintliga snittet representerar bergarterna vid Abmorälven liksom bergarterna sydost därom en mer distal facies än de i det nordvästra området. Inom Dacitformationen har inga observationer av "paleo-current" gjorts. Det är emellertid sannolikt, att tillförselriktningen av tuffen ej nämnvärt avvikit från sedimentens.
I det mer distala området på den sydvästra sidan av älven ökar formationens mäktighet till det dubbla. Samtidigt sker en regelbunden inlagring av sedimentärt material tillsammans med daciten. Orsaken till den regelbundna bandningen är i båda fallen en sortering av daciten. De mörka banden representerar en ursprunglig tungmineralfraktion (de större plagioklasporfyroklasterna, magnetit, ilmenit, pyroxen och amfibol). I de ljusare banden har skett ett tillskott av sedimentärt material, framför allt kvarts.

När inlagringen av sedimentärt material pågått en tid har ytterligare en större volym dacit tillförts. Den representeras av den 25 m breda, homogena banken i tuffiten på den sydöstra sidan av älven. Någon motsvarighet till

denna bank har ej påträffats inom det nordvästra området. Banken verkar i stället höra direkt samman med den homogena undre delen av formationen. Efter detta har tillförseln av dacitiskt material successivt upphört och en inblandning av sedimentärt material har ånyo skett, vilket givit upphov till den övre tuffiten innan sedimentationen åter helt dominerat (Övre Abmorälvsformationen).

Inlagringen av dacit i den Övre Abmorälvsformationen representerar en liknande kortvarig tillförsel av en petrografiskt identisk kristalltuff. Även denna dacit har ett inslag av tuffitiskt material i hällarna nere vid älven.

Bergart	Dacit homogen	Dacit homogen	Dacit inhomogen	Dacit tuffitisk
Plagioklas	38.8	41.5	36.6	25.3
Kvarts	7.1	4.2	8.7	13.4
Fragment	4.4	3.6	3.1	-
Biotit	15.1	17.4	16.2	10.1
Hornblände	5.5	7.1	4.1	-
Epidot	1.3	1.1	1.9	2.7
Matrix	26.8	24.6	28.6	46.8
Acc. min.	1.0	0.5	0.8	1.7
Summa	100.0	100.0	100.0	100.0
Räknade punkter	436	448	511	784

Tabell 4. Mineralsammansättning i vol.% enligt "point-counter" analys.

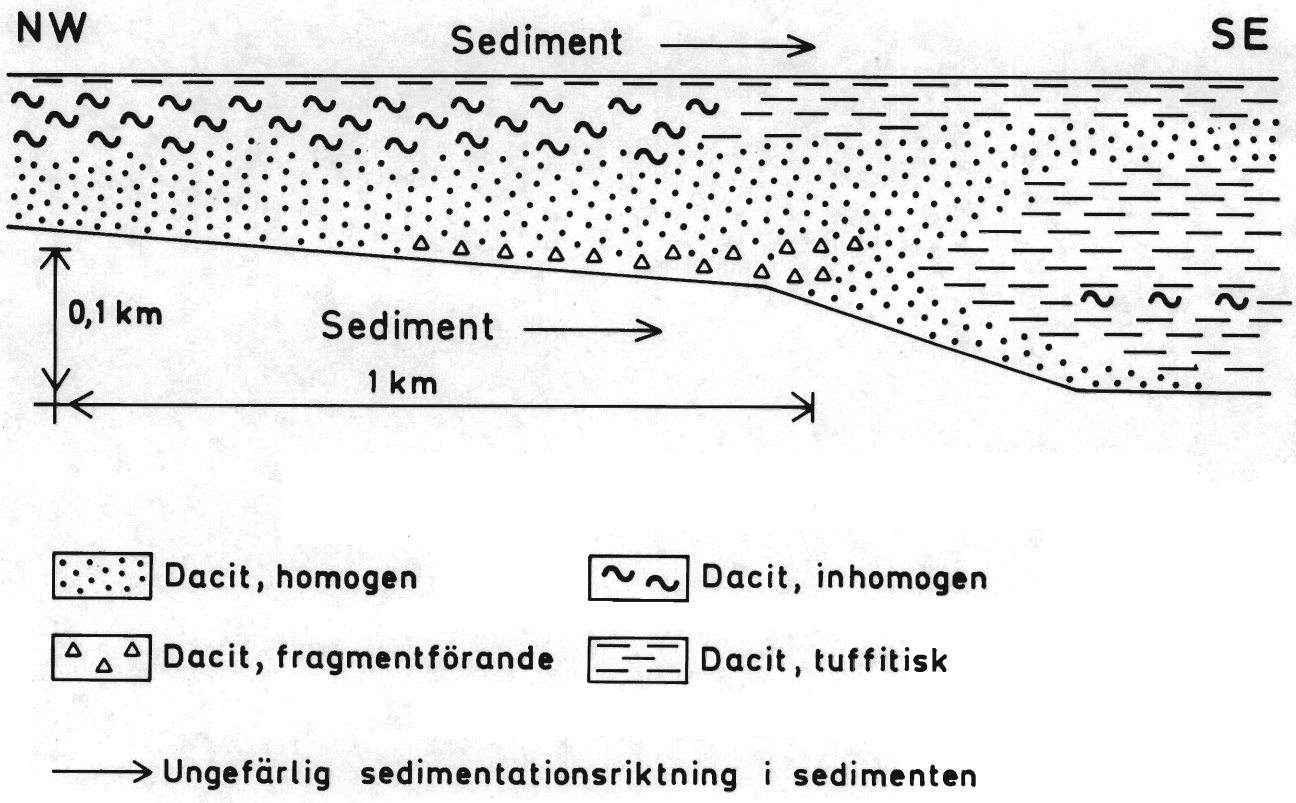


Fig. 4. Schematisk framställning av Dacitformationens faciesväxlingar.

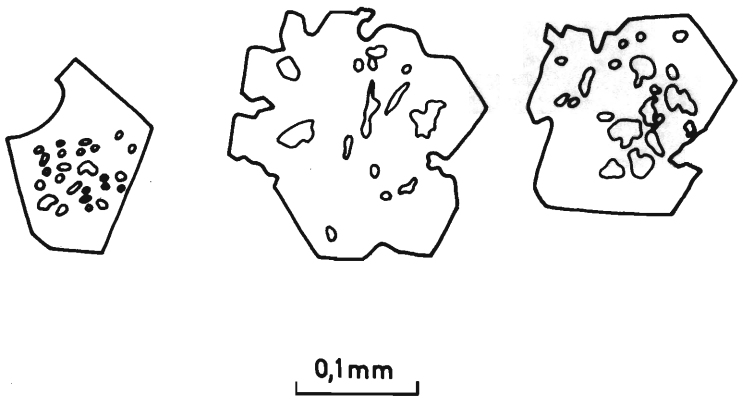


Fig. 5. Sållstruerade granater i homogen dacit. Lokal 6262 x 2278. Skiss från fotografi.



Foto 10. Kontakt mellan fragmentförande dacit och underlagrande sediment. Vid kontakten bildar daciten små "load casts" i det tunna pelitiska lagret.

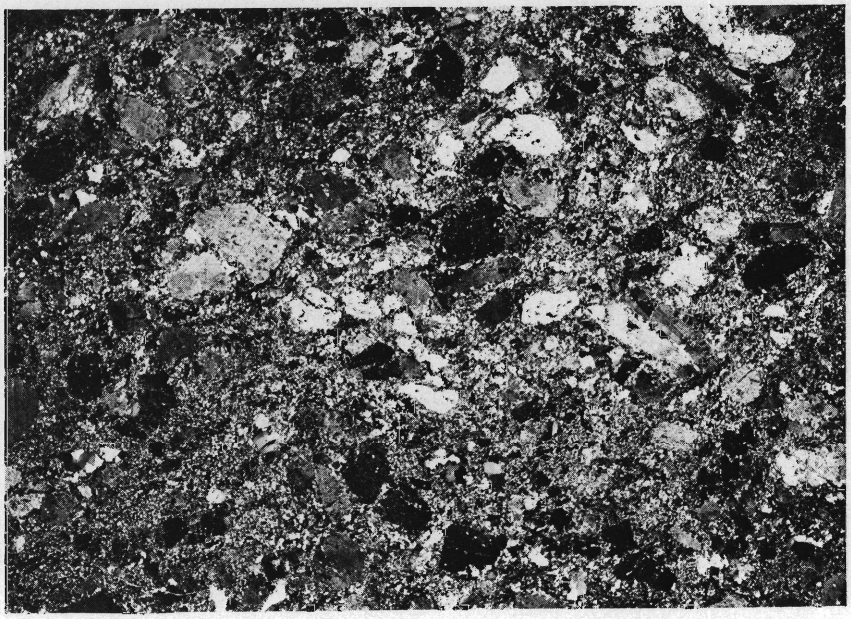


Foto 11. Mikrofoto av homogen dacit. Strökorn av plagioklas i ett mikrokristalliniskt matrix tillsammans med enstaka kvartskorn och bergartsfragment. 2 nic., 7x. Lok. 6194 x 2335.

6.5. Mellersta och Övre Abmorälvsformationen

Mellersta och Övre Abmorälvsformationernas bergarter är petrografiskt likartade. De kommer därför i det följande att behandlas tillsammans. Dock har särskild vikt lagts vid de särdrag, som påträffats.
Sedimenten i dessa formationer utgöres av gråvackor med inlagrat finkornigt material. I formationerna ingår även enstaka sura och dacitiska tuffiter. Det epiklastiska materialet i gråvackorna kommer huvudsakligen från keratofyrer och de har därför kallats vulkaniska gråvackor (Williams m.fl. 1954).

Mellersta och Övre Abmorälvsformationerna åtskiljes av Dacitformationen. Formationerna kan följas från den nordöstra delen i sydostlig och sydlig riktning genom hela Abmorälvsområdet. Den låga metamorfosgraden (grönskifferfacies) och den mycket måttliga förskiffringen kombinerat med en hög blottningsgrad har medgivit studier av sedimentationsmekanismer, faciesväxlingar och "paleo-current".
Inom den södra delen av området är den Övre Abmorälvsformationen något mer metamorfoserad. Detta i kombination med en lokalt kraftig veckning och uppkrossning har avsevärt reducerat möjligheterna att observera de sedimentära strukturerna.
Som nämnts är sedimenten av gråvacketyp (Pettijohn 1957, Packham 1954, McBride 1963). De är regelbundet lagrade och har samtliga de sedimentära strukturer, som kännetecknar en turbiditavsättning (Kuenen 1964, Dzulynski 1965).
På vittrad yta och i färskt brott varierar färgen på sedimenten mellan olika grå nyanser, ju finkornigare desto mörkare. Vittringsytan är vanligen någon eller några nyanser ljusare. I den Mellersta Abmorälvsformationen antar lokalt den grövre sandstenen en rödlätt färg såväl på vittringsytan som i färskt brott.

Sedimentens grovlek varierar från konglomerat till pelitiska skiffrar. Dominerande kornfraktioner är sand till "silt".
Tre litologiska huvudtyper av sediment har urskilts och på kartan (fig. 1) markerats där de varit karteringsbara.

Vanligast förekommande är en regelbundet lagrad gråvacka med "graded bedding", som alternerar med lager av "siltstone" och ibland skiffer. Lagertjockleken är vanligtvis mellan 5 och 25 cm. Kornstorleken i lagrens basala delar överstiger sällan en grov sands.

Nästa typ utgöres av en likartad, något grövre gråvacka. De enskilda lagren är ofta 0,5-1 m mäktiga och som regel saknas "siltstone"-skifferdelen helt. "Graded bedding" förekommer i de flesta lager. Övergången från grov- till mellansand är svår att följa från bas till topp i tjockare lager. De finare variationerna i kornstorlek och färg framträder tydligast på våta, något vittrade hällytor, där oftast också kontakten mellan de olika lagren är väl synlig. Denna typ av sediment påträffas framför allt i den mellersta delen av den Mellersta Abmorälvsformationen och i anslutning till den övre delen av den Övre Abmorälvsformationen.

Den tredje typen har ett från de övriga avvikande uppträdande och utseende. Den utgöres av 2-3 m tjocka lager av helt osorterat material. I dessa ligger inströdda större och mindre väl rundade bollar av vulkaniskt och i enstaka fall sedimentärt material. Denna typ av grovklastiska, bollförande sediment kallas parakonglomerat (Pettijohn ü957). De grovklastiska vulkaniska gråvackorna har sin huvudsakliga utbredning inom den övre delen av Övre Abmorälvsformationen.

Formationernas övriga bergarter är de "siltstone"- och skifferinlagringar, som uppträder i de vulkaniska gråvackorna. Felsit förekommer som inlagringar i de båda formationernas basala delar. Endast i den Övre Abmorälvsformationen har dessa inlagringar en sådan mäktighet (ca 2 m), att de kunnat markeras på kartan (fig. 1). I de övre delarna av den Övre Abmorälvsformationen finns en ca 20 m mäktig inlagring av en dacitisk tuffit. Denna har kunnat följas i samma stratigrafiska läge genom hela formationen.

Vulkaniska gråvackor

Det relikta, epiklastiska materialet i sedimenten utgöres av plagioklas, kvarts, bergartsfragment samt några accessoriska mineral.
Matrix ($<$0,03 mm) är helt omkristalliserat och utgöres av kvarts, fältspat och fyllosilikat. Underordnade, nybildade mineral är biotit, epidot och amfibol. Accessoriskt förekommer apatit, titanit, malmkorn, turmalin, rutil, zirkon och i flera fall granat.

Den helt dominerande fenoklasten i de vulkaniska gråvackorna är plagioklas. Kornstorleken hos denna bestämmer vanligtvis grovleken på sedimenten. Kornstorleken i en gråvackebädd är normalt mellan 2-0,2 mm. Plagioklasfenoklasterna är oftast fullt identifierbara i slip ner till 0,05 mm. Vanligtvis är fenoklasterna rundade, men alla övergångar till skarpkantade, efter spalt-



Foto 12. Regelbundet lagrad turbiditavsatt vulkanisk gråvacka. Ovanpå bädden med "grading" följer oftast ett laminerat parti. Skala: 7 cm. Lok. 6216 x 2308.

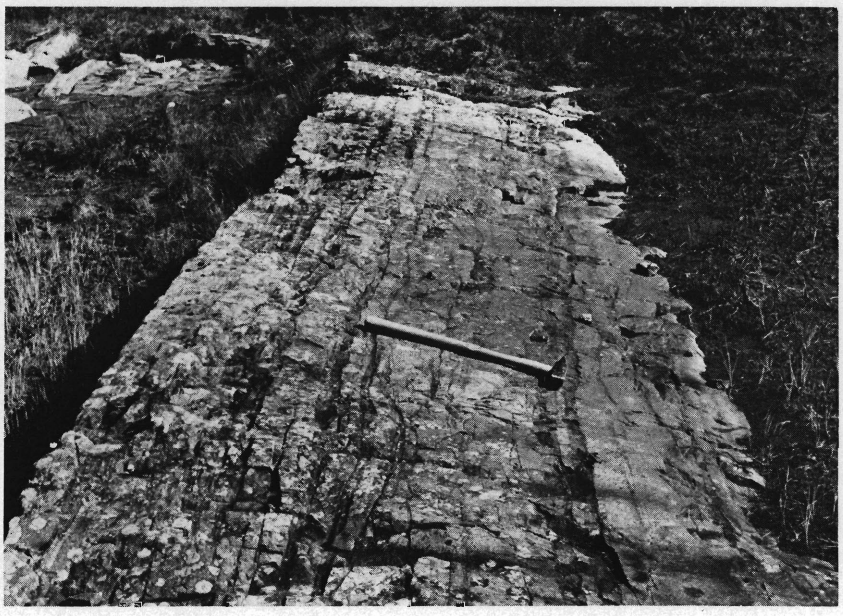


Foto 13. Häll med brant stående gråvacke-skifferlager. De mörka banden utgöres av finkornigt material. I den högra delen av hällen består de breda gråvackebäddarna av flera sammansvetsade turbiditer. Lok. 6208 x 2320.

ytorna uppbrutna kristallfragment och prismatiska, subhedrala kristaller har påträffats.

Kvarts förekommer i mindre omfattning än plagioklas, men kan i enstaka, något finkornigare lager ändå vara den dominerande fenoklasten. Vanligtvis uppträder kvarts som anhedrala korn och aggregat. Subhedrala till euhedrala kristaller har endast påträffats i undantagsfall. De mindre kvartskornen saknar i allmänhet en klart klastisk karaktär beroende på diffusa begränsningar gentemot matrix orsakade av en omkristallisation i samband med metemorfosen. Detta gör att övergången från kvartsfenoklaster till kvarts i matrix sker helt gradvis.

Fragment och bollmaterial är huvudsakligen av vulkaniskt ursprung. Ofta påträffas dessutom bollar och fragment av sediment, t.ex. gråvacka, "siltstone" och skiffer.
Rundningsgraden är i allmänhet god. Med minskad partikelstorlek övergår det epiklastiska materialet diffust i matrix.

Foliation och "cleavage" är beroende av sedimentens kornstorlek. I skiffrarna, som till stor del saknar epiklastiskt material, är fyllosilikaten parallellt orienterade. Detta ger dessa bergarter en accentuerad foliation och ibland är även ett "cleavage" utbildat. Med ökad halt av epiklastiskt material avtar foliationen i sedimenten, beroende på att fyllosilikatens orientering helt kommer att bestämmas av fenoklasterna, som är kringsvepta av biotit, klorit eller muskovit.
Inom större delen av Mellersta och Övre Abmorälvsformationerna har de sandiga sedimenten en typisk gråvacketextur med kantiga fragment av kvarts och fältspat regellöst orienterade i ett finkornigt matrix (foto 14 och 15).

Primära komponenter

Plagioklas

Den epiklastiska plagioklasen i de vulkaniska gråvackorna och i de övriga sedimenten utgöres av albit (An 0-6). Två typer uppträder, dels en med väl utvecklad tvillingbildning efter albit- och albit-Karlsbadlagarna, dels en med svagt utbildad eller obefintlig tvillingbildning. I båda fallen har en zonering eller rester därav påträffats. Zoneringen är vanligtvis progressiv och i större korn har i kärnan halter på An 26 påträffats. En relikt zonering, som framträder som sericitiserade band i plagioklasen, har i flera fall påträffats (foto 18). Anortithalten är i dessa fall densamma i kärnan

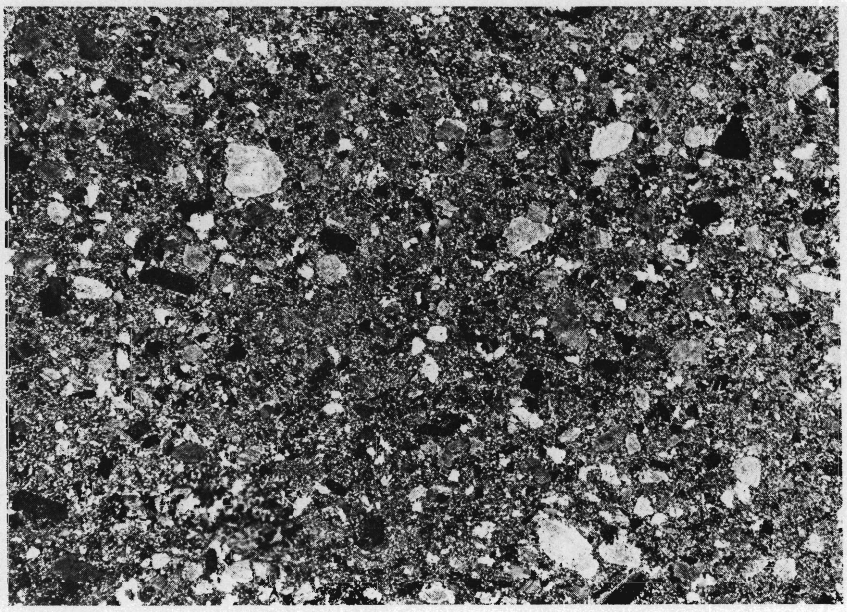


Foto 14. Mikrofoto av vulkanisk gråvacka. Kantiga korn av plagioklas och kvarts tillsammans med diffust begränsade bergartsfragment i ett mikrokristalliniskt kvarts-fältspatmatrix. 2 nic., 7x. Lok. 6184 x 2358.

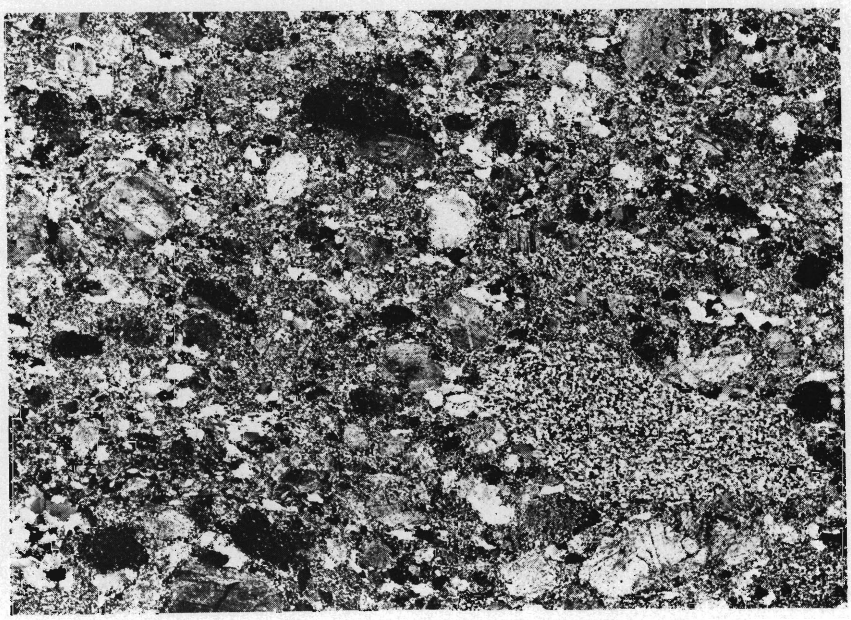


Foto 15. Mikrofoto av grov vulkanisk gråvacka. Plagioklas, kvarts och felsitiska fragment i ett mikrokristalliniskt kvarts-fältspatmatrix. 2 nic., 7x. Lok. 6215 x 2263.

som i randzonen (albit). Den progressiva zoneringen följer oftast kornens klastiskt betingade begränsningsytor. Detta innebär att en avkalkning (albitisering) skett efter det att plagioklasen avlagrats i sedimenten.
Den relikta zoneringen anger att plagioklasen är av vulkaniskt-plutoniskt ursprung (Pittman 1963). En faktor, som ytterligare understryker detta är att samtlig epiklastisk plagioklas inom undersökningsområdet är av högtemperaturform (Burri 1967).

Albitisering av plagioklas, framför allt i gråvackor, har beskrivits av flera författare (Huckenholz 1967, Dickinson m.fl. 1969, Ojakangas 1968, Reimer 1972). Denna albitisering i sediment av gråvacketyp har visat sig vara av diagenetiskt ursprung och kan ske under "deep burial". Dessa diagenetiska förändringar av plagioklasens sammansättning inträder vid låg karbonathalt på ett djup av 3000 meter. På 10 000 meters djup är albitiseringen markant även vid en hög karbonathalt (Dickinson m.fl. 1969).
Flera slipprov har etsats med HF och färgats med koboltnitrit och bariumrhodizonat för att fördelningen av kalifältspat och plagioklas skulle kunna bestämmas. Bariumrhodizonat är ett reagensmedel för kalciumjonen i plagioklasen och färgar denna starkt röd. Detta resulterar i att albit med en anortithalt $<$ An 3 förblir ofärgad (Bailey m.fl. 1960). Det framgår klart av det undersökta materialet, att färgningen av plagioklasen är ytterst ojämn och att endast oregelbundet fördelade öar har blivit färgade av bariumrhodizonat. Som framgår av foto 16 är denna albitisering inte bara bunden till kornens begränsningsytor utan också till de granulerade och i övrigt omvandlade delarna av plagioklasen. Endast de klara, oomvandlade partierna i kornens centrala delar har en högre anortithalt än An 3.

I samband med albitiseringen har skett en saussuritisering av plagioklasen. Oftast påträffas små, kortprismatiska kristaller av klinozoicit-epidot regellöst utströdda i albiten. Den genom albitiseringen frigjorda An-molekylen utgör förutsättningen för bildningen av klinozoicit-epidot (Palivcová 1964). Sericit förekommer allmänt som "glittrande", små fjäll i plagioklasen, ibland regelbundet ordnade efter spaltplanen. I enstaka fall är sericitiseringen total och har resulterat i vad som närmast kan karakteriseras som sericit-muskovitfyllda pseudomorfoser av plagioklas. Dessa pseudomorfoser är i en del fall svåra att skilja från vissa fragment. Denna sporadiskt uppträdande kraftiga sericitisering kan ha sitt ursprung i en kemisk, primär vittring av plagioklasen.

I så gott som all plagioklas uppträder små, ofta pertitiska droppar av kalifältspat. Dessa förekommer framför allt ordnade efter spaltplanen, i granu-

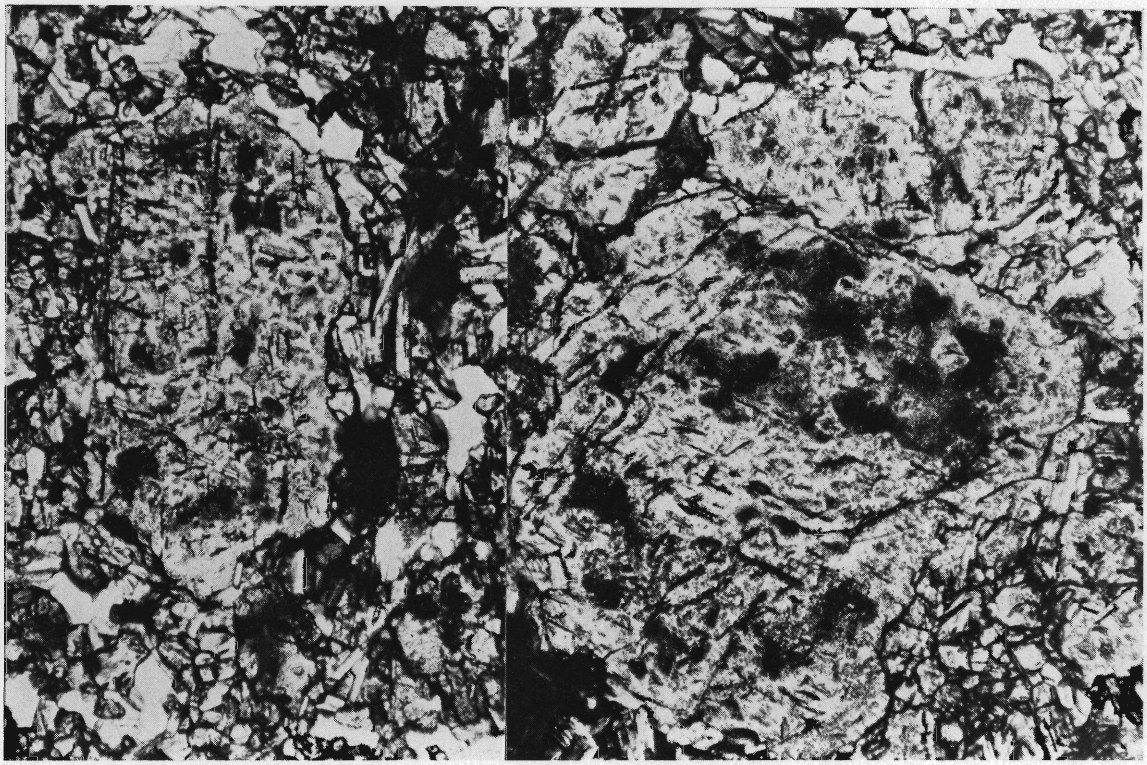


Foto 16. Plagioklas etsad med HF och färgad med bariumrhodizonat. De mörka fläckarna har en högre anortithalt än 3 %. 1 nic., ca 80x.

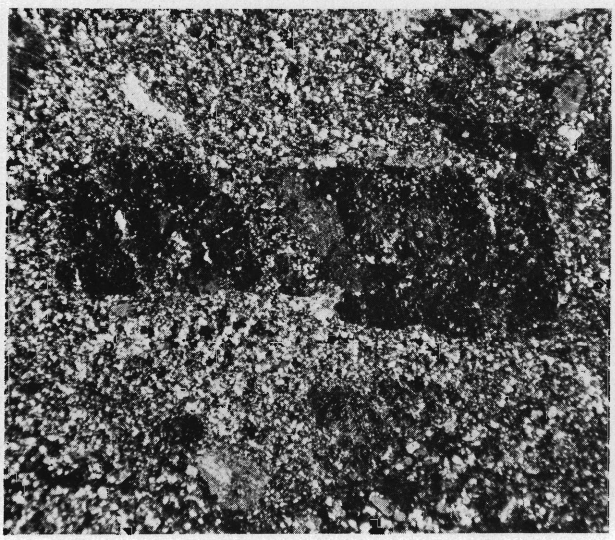


Foto 17. Granulerad plagioklas. De granulerade omkristalliserade banden i plagioklasen består av finkornig kvarts och kalifältspat. 2 nic., 7x.



Foto 18. Zonerad sönderbruten plagioklas (albit) invid polygoniserat kvartskorn. 2 nic., 20x.

lerade partier samt i vissa fall som tunna bårder kring plagioklas-fenoklasterna. I en del fall är kalifältspatiseringen i det närmaste total. Den högsta metamorfosgraden inom området har nåtts i samband med Arvidsjaurgranitens intrusion. Nybildningen av kalifältspat i plagioklasen har sannolikt skett i samband härmed.

I anslutning till de metasomatiska omvandlingarna har antingen en tillförsel av kalium skett utifrån eller också har en ytterst lokal omfördelning skett av redan befintligt kalium i sedimenten.

Som framgår av den partiella analysen av felsiten (sid. 41) är kalihalten primärt mycket hög i en del av formationernas bergarter. Av den kemiska analysen från en av de vulkaniska gråvackorna (tabell 6) framgår att halten K_2O här är ett par procent högre än hos "average graywacke" (Pettijohn 1963). Skillnaden beror sannolikt på den primära sammansättningen av formationernas bergarter även om avvikelsen ytterligare har kunnat accentueras genom tillförsel av kalium utifrån.

Kvarts

Strökorn av kvarts förekommer i samtliga slipprov från de vulkaniska gråvackorna. Som framgår av fig. 6 varierar halten mellan 8 och 20 %. Kvartsen indelas i tre olika typer med avseende på utseende och uppträdande.

1. Monokristallinisk kvarts. Denna har en genomsnittligt liten kornstorlek, 0,1-0,3 mm.
2. Polykristallinisk kvarts med mindre än sex kristallografiska domäner. Denna utgör den största delen av kvartsen.
3. Polykristallinisk kvarts med mer än sex kristallografiska domäner. Denna typ övergår gradvis i fragment bestående av omkristalliserad, vulkanisk flinta med en granoblastisk polygonal textur.

De två sista grupperna kan sedan indelas i undergrupper beroende dels på graden av undulös utsläckning, dels på karaktären hos de polykristallina kornens interna kontakter. Generellt kan fastslås, att med ökad kornstorlek följer ökad grad av polykristallinitet och undulös utsläckning hos kvartsen. Blatt (1963) har visat att dessa faktorer kan indikera ursprunget och utvecklingen hos den klastiska kvartsen. Framför allt är sannolikheten större, att kvarts med mer än sex kristallografiska domäner är av metamorft ursprung än av vulkaniskt-plutoniskt.

Den allmänt förekommande polykristalliniska kvartsen i Abmorälvssedimenten avspeglar endast sedimentens utveckling och innebär icke att kvartskornen härrör från metamorfa bergarter.

Som tidigare nämnts, har den första veckningen (F_1) skett under ett relativt högt lateralt tryck. Detta har resulterat i en deformation av kvartsen. När denna deformation efterträtts av en högre temperatur och ett lägre lateralt tryck har den inbyggda spänningen släppt och en polygonisering av kvartsen skett (Voll 1960).
I konglomeraten och den grova sandstenen i den Övre Abmorälvsformationen sker en gradvis övergång från större polygoniserade kvartskorn med väl utvecklade "tripple-points" till närmast kvartsitiska fragment med komplicerade, suturerade, intergranulära kontakter. Dessa två typer förekommer ofta tillsammans i samma slip. Denna olikhet i utformning kan teoretiskt antingen bero på att fragment av metamorft ursprung tillförts sedimenten eller, vilket är mera troligt, på anisotropieffekter i det grovklastiska materialet. Samma tendens har iakttagits i de mer högmetamorfa södra delarna av området i samma formation, där övergångsformer från polygoniserad kvarts till xenoblastiska, ibland poikiloblastiska korn med suturerade, intergranulära kontakter påträffats. Inom detta område är sambandet mellan den något högre metamorfosgraden och omkristallisationen av kvartsen fullt klar.

Fragment och bollmaterial

Klastika med en kornstorlek större än 2 mm utgöres så gott som uteslutande av brottstycken av vulkaniskt och sedimentärt material. Partikeldiametern varierar dock från några tiondels mm till 2 à 3 dm. Bergartsfragment har påträffats i samtliga sandiga lager.
Bergartsfragment och bollar av metamorft eller plutoniskt ursprung, som indikerar en erosion av ett "basement", har inte påträffats inom undersökningsområdet.

Det vulkaniska materialet utgöres till övervägande del av olika typer av sura vulkaniter. Något mer basiskt material än enstaka bollar av dacitisk sammansättning har ej påträffats.
I så gott som samtliga slip av gråvackorna återfinns felsitiska fragment. De är oftast mikrokristalliniska och har en väl utbildad granoblastisk-polygonal textur (foto 15). Helt dominerande mineral i dessa är kvarts. Kalifältspat (belagt genom etsning och färgning) förekommer i varierande mängd, men dominerar till synes aldrig över kvartsen. Sekundära mineral är biotit, muskovit och opaka korn. Accessoriskt uppträder apatit.
I några fall förekommer en riklig pigmentering av finkornig magnetit i felsiten, vilken då får en mörkgrå färg. Normalt är de felsitiska fragmenten och bollarna svagt bandade eller flammiga och ljusgrå till bruna. De har

även ett mussligt brott. I flera fall har fragment och bollar enbart bestående av finkornig till mikrokristallinisk kvarts med enstaka opaka korn påträffats. Dessa representerar säkerligen omkristalliserade fragment av vulkanisk flinta eller kalcedon.

Det grövre bollmaterialet förekommer i parakonglomeraten i den övre delen av den Övre Abmorälvsformationen. Enstaka bollar har dock även påträffats i den grova sandstenen i den centrala delen av den Mellersta Abmorälvsformationen (6274x2296). Detta bollmaterial utgöres förutom av de rikligt förekommande felsitbollarna av olika porfyrer. Dessa varierar i färg från ljust gråbruna till mörkt grå. De är vanligtvis helt strukturlösa, täta och innehåller strökorn av plagioklas och kvarts i varierande mängd. Med en ökad halt av plagioklas och mörka mineral sker en successiv övergång till en porfyrisk dacit. Enstaka större bollar av agglomerat har påträffats. Några ignimbritiska strukturer har däremot ej hittats i bollmaterialet.

De sedimentära fragmenten och bollarna utgöres av två genetiskt olika typer. I den stora hällen vid lokal (6208x2268) har flera dm-stora bollar av gråvacka påträffats. Dessa är med all sannolikhet epiklastiska och av intraformationellt ursprung och skiljer sig från Abmorälvens gråvackor genom sin mörkare färg och ett för gråvackor typiskt klorit-muskovitdominant matrix. I övrigt består dessa bollar av albit, kvarts och vulkaniska fragment. De övriga sedimentära fragmenten utgöres av "siltstone" och skiffer, huvudsakligen bestående av biotit-muskovit och med varierande mängd kvarts och fältspat. Mycket ofta är dessa "siltstone"-skifferbitar böjda, hoptryckta eller på annat sätt deformerade. I ett par fall har de även kunnat följas i tunna horisonter som imbrikerade, ibland boudinerade band mellan två gråvackelager. Dessa fragment härrör från uppbrutna delar av det underliggande lagrets finkorniga del och är således av synsedimentärt ursprung.

Övriga primära mineral

Bland övriga primära mineral märks framför allt magnetit, som förekommer spritt i sedimenten. Oftast påträffas detta mineral i de basala, grövre delarna av gråvackelagren. I den Övre Abmorälvsformationen har på ett par ställen i anslutning till strömskiktade partier tunna tungmineralhorisonter huvudsakligen bestående av magnetit påträffats. I flera fall uppträder titanit-leukoxenbårder kring magnetitkornen. Apatit har påträffats i samtliga slipprov. Enstaka, något större korn förekommer och har ett med magnetiten likartat uppträdande. Huvuddelen av apatiten är dock sannolikt av sekundärt ursprung.

Sekundära mineral

I matrix, som är helt omkristalliserat, uppträder ett flertal underordnade och accessoriska mineral.
Biotit förekommer allmänt som små, bruna till smutsigt grönbruna lister i matrix. Större korn av biotit uppträder som komplexa aggregat, ofta tillsammans med epidot och titanit. Biotiten är ofta kloritomvandlad. Muskovit och sericit påträffas i mindre omfattning än biotit. Förutom i kraftigt omvandlad plagioklas och i sericit-muskovitomvandlade pelitiska fragment uppträder muskovit som små korn på samma sätt som biotit. Muskovit uppträder även som större xenoblastiska, ibland poikiloblastiska korn eller aggregat i de mer omvandlade gråvackorna i områdets södra del.
Klorit förekommer huvudsakligen som omvandlingsprodukt av biotit. I ett par fall har en vacker, strålig klorit påträffats i sprickor och aggregat. Samtlig klorit i gråvackorna har en pleokroism i ljusgrönt-färglöst med dunkla, blålila, anomala interferensfärger.
Epidot påträffas underordnat som mindre, färglösa eller svagt pleokroistiska, idioblastiska korn, ibland med god tvillingbildning efter (100). I allmänhet uppträder epidoten i eller i omedelbar anslutning till biotitaggregaten. Enstaka korn har rödbruna kärnor av ortit. I den södra delen av området ökar halten epidot i gråvackorna. Mineralet uppträder där som xenoblastiska aggregat tillsammans med hornblände och granat.
Granat påträffas dels i större delen av den Mellersta Abmorälvsformationen som mycket små idioblastiska korn, dels i de mer högmetamorfa delarna tillsammans med större aggregat av små, idioblastiska, prismatiska korn av blågrönt hornblände. I övrigt uppträder hornblände mycket sparsamt tillsammans med biotitaggregaten. Kalifältspat påträffas förutom i matrix i omvandlad plagioklas. Enstaka större korn av pertitisk mikroklin ($2V_x$ 78°) förekommer i de mer högmetamorfa delarna. Övriga accessoriska mineral är kalcit, flusspat, pyrit och zinkblände.

De tidigare nämnda biotitaggregaten har ofta en i det närmaste prismatisk form. Till dessa aggregat är andra mineral såsom epidot, titanit eller, vid högre metamorfosgrad, hornblände associerade. Aggregaten uppträder överallt i de sandiga delarna av sedimenten. De syns ofta väl i färskt brott som små, glest fördelade, mörka strökorn. Aggregaten är sannolikt pseudomorfoser av epiklastiska, femiska mineral eller, vilket inte helt kan uteslutas, av basiska fragment.

Matrix

Oftast definieras en gråvacka som en mörk sandsten bestående av kantiga fragment av kvarts, fältspat och bergarter. Den har närmast karaktären av en mikrobreccia i ett omkristalliserat, mikrokristalliniskt matrix, huvudsakligen bestående av kvarts, fältspat och fyllosilikat (Pettijohn 1957). I och med Kuenens m.fl. arbeten (Kuenen m.fl. 1950, 1953 och Kuenen 1953) framstod klart att huvuddelen av det, som kallades gråvackor var en speciell typ av geosynklinala sediment avsatta av turbiditer på djupare vatten och att de oftast klart skilde sig från grundvattenavsatta sediment. Packham (1954) tog med de sedimentära strukturerna som en av parametrarna för klassificering av sediment. De övriga parametrarna är matrix (M), instabila mineral, huvudsakligen fältspat och fragment, (L), kvarts och flinta (Q). Crooks (1960) klassificering är en vidareutveckling av Packhams system. Crook föreslår ett ogenetiskt QLM-diagram för areniter, där sedimenten indelas i en "graywacke suite" och i en "sandstone suite". Denna indelning baserar sig på de sedimentära strukturerna. (Grunt vatten: t.ex. en litologi dominerar, strömskiktning, torksprickor m.m. Djupt vatten: oftast en växellagring mellan grova och finkorniga sediment. De grovkorniga sedimenten bildar oftast tjockare lager än de finkorniga. "Graded bedding" är vanlig.) Klassificeringens styrka ligger framför allt i att matrix som namngivande faktor utelämnats.

Matrix ansågs ursprungligen vara av primärt ursprung, även om andra åsikter framfördes, och härröra från ett för turbiditavsättning typiskt intergranulärt slam, som omkristalliserats i samband med den svaga metamorfos, som så gott som samtliga gråvackor varit utsatta för.
Cummings (1962) framförde starka argument för att matrix var av sekundärt diagenetiskt ursprung och bland annat härrörde från nedbrytning av instabilt, epiklastiskt material.

Det har senare experimentellt påvisats, att den primära andelen matrix i en sandig turbidit normalt är 1-2 % och att den endast genom en väsentligt minskad genomsnittlig kornstorlek skulle kunna överskrida 10 % (Kuenen 1966). Dessa resultat överensstämmer med iakttagelser, som visar att recenta, sandiga djuphavssediment mer eller mindre saknar matrix och är påfallande väl sorterade (Shepard 1951).

Vid en undersökning av de diagenetiska reaktionerna i en tidigt prekambrisk gråvacka har konstaterats, att matrix huvudsakligen är av sekundärt ursprung och att det kemiskt aktiva mediet är det porvatten, som fyller ut hålrummen

mellan de klastiska partiklarna. Under diagenesen sker en nedbrytning och omkristallisation av de instabila komponenterna såsom fältspat, bergartsfragment av olika slag och mafiska mineral. Dessa reaktioner fortgår tills porutrymmet är fyllt av sekundära mineral, som då hindrar lösningarna från att fritt cirkulera. Det påpekas även att det är samma diagenetiska reaktioner, som orsakar albitiseringen av plagioklasen (Reimer 1971).
Att matrix härrör från diagenetiska reaktioner under "deep-burial" styrkes av de hydrotermala experiment med flodsand, som utförts av Whetten m.fl. (1970).

I Abmorälvsformationernas vulkaniska gråvackor utgöres matrix huvudsakligen av kvarts och fältspat samt underordnade mängder biotit, muskovit, sericit och klorit. Fältspaten består av plagioklas och kalifältspat med en viss dominans för den senare (verifierat genom etsning och färgning). Detta matrix, som utgör mellan 30 och 63 % av bergarten (fig. 6), är fullständigt omkristalliserat och har en mikrogranoblastisk textur.
Variationerna mellan kvarts-fältspat och glimmer beror till mycket liten del på metamorfosgraden, eftersom bollarna av gråvacka med "normalt" fyllosilikatdominant matrix är fullständigt opåverkade.
Ursprungsmaterialet till de vulkaniska gråvackorna har utgjorts av plagioklas, kvarts, femiska mineral samt av fragment av vulkaniskt och sedimentärt ursprung. De vulkaniska fragmenten, t.ex. glas och askpartiklar, har huvudsakligen haft en sur sammansättning.
Huvuddelen av dessa komponenter är mycket instabila och sammansättningen av matrix kommer att avspegla den ursprungligen klastiska sammansättningen. Den varierande, men genomgående underordnade halten av fyllosilikat torde motsvara en primärt låg halt av fragment av sedimentärt och mafiskt ursprung. Dominansen för kvarts-fältspat i matrix har således sin förklaring i den ursprungligen höga halten av surt vulkaniskt material.
Samma iakttagelse angående orsaken till variationerna mellan kvarts-fältspat och fyllosilikat i matrix har gjorts av Henderson (1972) vid studier av arkeiska gråvackor i Kanada.

I Abmorälvsmaterialet är det genomgående svårt att skilja fragment från matrix, eftersom övergångarna oftast är mycket diffusa. I de volumetriska analyserna av gråvackorna framgår relationerna mellan matrix och fragment väl (tabell 5 och fig. 6). I de slip där andelen matrix är mellan 40 och 63 % har mycket få synliga fragment påträffats. Den troliga ursprungliga sammansättningen och utvecklingen genom diagenes och metamorfos av de vulkaniska gråvackorna har angivits i fig. 6. Detta visar att när de vulkaniska

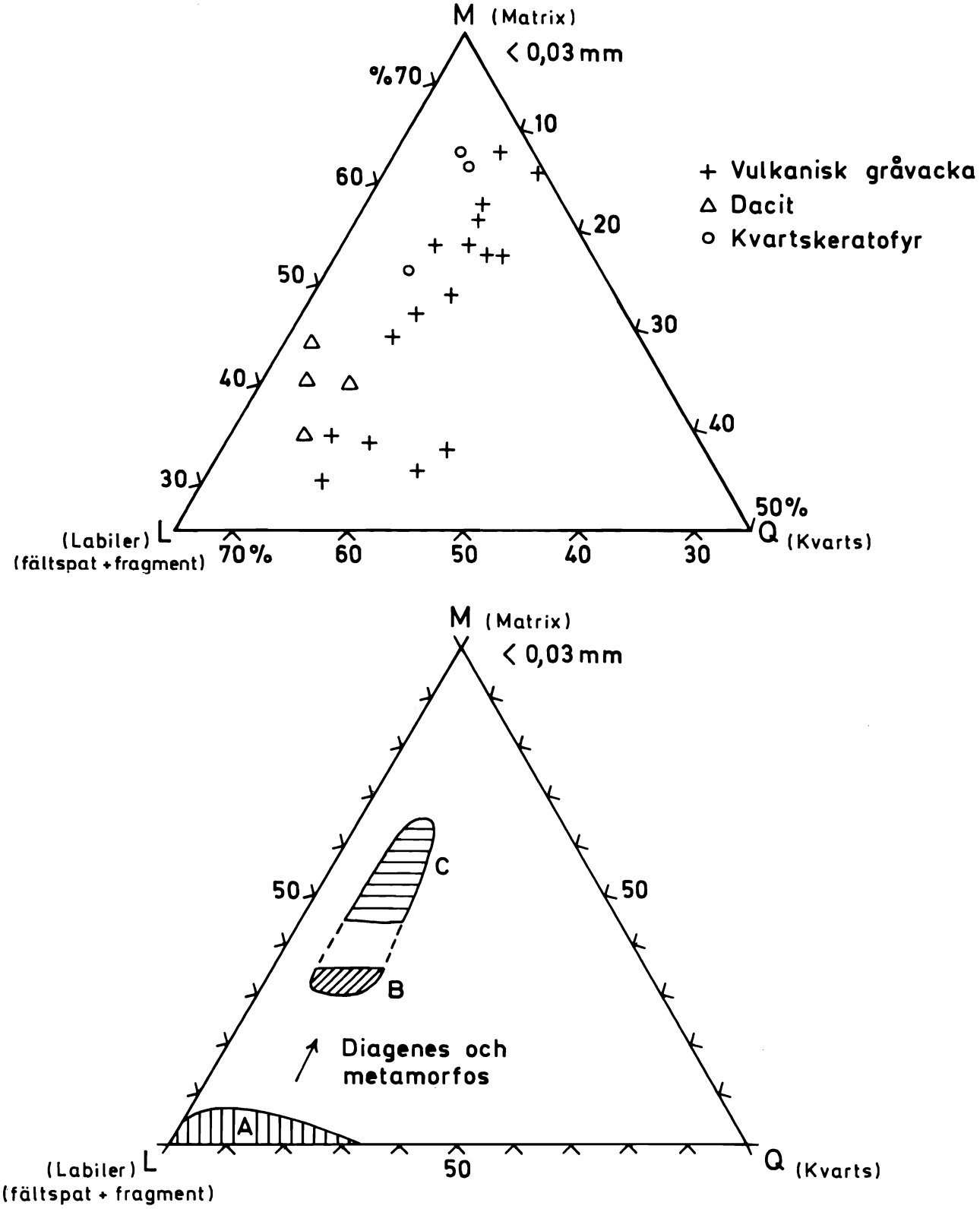


Fig. 6. QLM-diagram för de vulkaniska gråvackorna i Mellersta och Övre Abmorälvsformationerna.

Den undre triangeln visar de vulkaniska gråvackornas utveckling genom diagenes och metamorfos. Fält A: De vulkaniska gråvackornas primära sammansättning. Fält B: Vulkaniska gråvackor med fragment. Fält C: Vulkaniska gråvackor utan (eller med ytterst lite) fragment.

Den övre triangeln visar i detalj gråvackornas sammansättning inom fälten A-B i den undre triangeln. För jämförelse har några av modalanalyserna för daciten och kvartskeratofyren markerats.

gråvackorna avsattes var de enligt Pettijohns (1957) klassificering en "lithic sandstone, subgraywacke". Efter diagenes och metamorfos är de enligt samma klassificering a) "lithic graywacke", b) "feltspathic graywacke". Med den av Crook (1960) föreslagna klassificeringen "labile arenite" och när sedimentationsmiljön är känd, "labile graywacke", oberoende av diagenes och metamorfos.

Övriga bergarter

Som tidigare nämnts, är de turbiditavsatta vulkaniska gråvackorna mycket regelbundet lagrade. "Graded bedding" förekommer genomgående. Det sandiga lagret övergår via en laminerad "siltstone" till en pelitisk skiffer. Som framgår av kartan (fig. 1) är denna "siltstone"-skifferdel ej bevarad i sin helhet utan har ibland borteroderats helt eller delvis av det ovanpå liggande turbiditlagret.

Den finkorniga delen är vanligtvis 3-5 cm mäktig. Emellertid har enstaka lager av en mäktighet på 30 cm påträffats. Mikroskopiskt utgöres den av finkornig, parallellt orienterad (S_1) muskovit-sericit och något biotit tillsammans med varierande mängder av kvarts och fältspat. Till skillnad från gråvackorna dominerar här muskovit helt över biotit. Halten av kvarts-fältspat och fenoklaster av kvarts och albitisk plagioklas ökar i den laminerade "siltstone"-delen, som övergår diffust i gråvacka.

Lamineringen beror dels på en mikroskopisk "graded bedding", dels på att mm-tjocka, kvarts-fältspatdominanta band alternerar med glimmerrika. I de mest pelitiska, glimmerrika lagren påträffas ofta små, prismatiska kristaller av turmalin Kubiska kristaller och aggregat av pyrit uppträder allmänt i de finkornigare delarna av sedimenten. Med största sannolikhet är både turmalin och pyrit bildade under diagenesen och anger därmed en reducerande marin bottenmiljö.
Dessa pelitiska delar av lagerserien är även de mest känsliga vid en regional metamorfos. I den centrala delen av undersökningsområdet påträffas inga andra mineral än de hittills nämnda, men både i den nordvästra och sydvästra delen av undersökningsområdet uppträder lokalt granat som accessoriskt mineral. I det sistnämnda området påträffas granat som små, idioblastiska korn tillsammans med prismatiska, poikiloblastiska korn av grönt hornblände. Dessa granater har analyserats med mikrosond och sammansättningen framgår av tabell 7.

I den nordvästra delen av den Mellersta Abmorälvsformationen vid dess kontakt med kvartskeratofyren uppträder en 2-5 dm tjock horisont av felsit av samma typ som i den Undre Abmorälvsformationen. Denna felsit hör litostratigrafiskt till den Undre Abmorälvsformationen. Inom detta område finns små, hypidiomorfa granatkristaller, vilka uppträder sparsamt i felsiten. Storleken på dessa är ca 0,02 mm och de är alla omgivna av kvartsaureoler. Fältspat, muskovit och biotit saknas invid granaterna.

Även vid den Övre Abmorälvsformationens basala kontakt i den nordvästra delen av området i anslutning till den tuffitiska metadaciten uppträder, som tidigare nämnts, en några meter bred zon av gråvit, bandad felsit. Bandningen utgöres av mm-tjocka, diffust avgränsade, ljusgrå band. Mikroskopiskt består felsiten av en mikrokristallinisk kvarts-fältspatmassa med underordnad ljusbrun biotit. Accessoriskt uppträder 0,5 mm långa, prismatiska turmalinkristaller och små aggregat av subhedral granat med aureoler. Dessa aureoler består av kvarts och fältspat. En analys av halterna K_2O och Na_2O i denna felsit har givit 7,81 % respektive 0,66 %. Fältspaten är således uteslutande en kalifältspat.
På grund av felsitens uppträdande (lagring, bandning och textur) bedöms bergarten vara av vulkaniskt ursprung med en obetydlig del inlagrat sedimentärt material.

Stratigrafiskt högre upp i den Övre Abmorälvsformationen finns en 15-25 m bred inlagring av dacit. Denna dacit har samma sammansättning och uppträdande som bergarterna i Dacitformationen. Den basala kontakten mot de underlagrande vulkaniska gråvackorna är skarp, medan den övre delen av daciten diffust övergår i ovanliggande sediment. Observationerna vid den övre kontakten störs av en omfattande uppkrossning av bergarterna.

Bergart nummer	Vulk.gråv. 1	Vulk.gråv. 2	Vulk.gråv. 3	Vulk.gråv. 4	Vulk.gråv. 5
Plagioklas	34.7	34.8	27.1	27.7	26.4
Kvarts	12.3	10.1	10.3	18.2	14.3
Fragment	4.3	8.1	4.9	23.3	25.9
Sa fenoklaster	51.3	53.0	42.3	69.2	66.6
Sa Matrix	48.7	47.0	57.7	30.8	33.4
" Kvarts + fspt	36.0	35.1	45.8	24.1	27.2
" Fyllosilikat	10.2	11.5	11.3	6.4	6.2
" Övriga mineral	2.5	0.4	0.6	0.3	-
Summa	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Räknade punkter	693	600	497	510	517

Tabell 5. Mineralsammansättning i vol.% enligt "point-counter" analys av de vulkaniska gråvackorna. Nummer 1-3 representerar normala, sandiga gråvackor, medan nummer 4 är från en grov fragmentförande vulkanisk gråvacka och nummer 5 från matrix i ett parakonglomerat.

Kemiska analyser

Fyra av de kemiska analyserna i tabell 6 är av Abmorälvsformationernas sediment. Analys 8057 är av en normal, sandig, vulkanisk gråvacka utan större innehåll av fragment. De finkorniga sedimenten är representerade av analyserna 8054, 8047 och 8270.
Provtagningen har skett i 0,5-1 m långa sektioner vinkelrätt mot lagring och foliation. Provtagningslokalernas läge framgår av fig. 9.

Gråvackor utgöres av lätt vittrat och ovittrat epiklastiskt material. Eftersom matrix är av diagenetiskt ursprung avspeglar en gråvacka normalt ursprungsområdets genomsnittliga sammansättning (Henderson 1972, Ojakangas 1972).
Enligt Pettijohn (1963) karakteriseras en gråvacka kemiskt av en dominans för Na_2O över K_2O och FeO över Fe_2O_3 samt av en hög halt av MgO. I den vulkaniska gråvackan i Abmorälvsområdet (analys 8057) dominerar Na_2O över K_2O även om dominansen ej är markant. Gråvackan uppvisar även en i jämförelse med "average graywacke" (Pettijohn 1963) hög halt av Al_2O_3 och SiO_2.

Korrelationen mellan Al_2O_3 och Na_2O+K_2O är positiv, vilket innebär att dessa oxider huvudsakligen är bundna till fältspat (Pettijohn 1963). Som tidigare nämnts, utgöres matrix huvudsakligen av mikrokristallinisk kvarts och fältspat och är bildat av omkristalliserat, surt, vulkaniskt material med en hög primär halt av K_2O.
Dominansen av FeO över Fe_2O_3 anses bero på, att gråvackor normalt avsätts i en reducerande miljö. Tvåvärt järn och magnesium är bundet till kloritmineralen i matrix (Pettijohn 1963). Reimer (1971) påpekar emellertid att kloritmineralen i matrix till största delen är nedbrytningsprodukter av mafiska mineral, som härrör från basiska och ultrabasiska vulkaniter. Dessa mineral är instabila och bryts lätt ner under diagenetiska förhållanden. Detta innebär, att halterna av FeO och MgO kan tas som ett mått på den primära andelen basiskt, vulkaniskt material i en gråvacka. Eftersom gråvackor "normalt" har höga halter av FeO och MgO och detta har ett samband med ett "typiskt lerigt" matrix är det normalt, att gråvackor innehåller nedbrytningsprodukter av basiska bergarter.

Abmorälvens vulkaniska gråvackor har låga halter av FeO och MgO. Mafiska mineral och pseudomorfoser av sådana uppträder således endast i underordnad mängd. Som framgår av fig. 8 är den normativa mängden femiska mineral endast 5,6 %.
Det framgår således klart, att utseendet och sammansättningen av matrix står i direkt relation till det epiklastiska materialet, vilket även avspeglas i bergartens kemiska sammansättning.

De finkorniga, delvis pelitiska sedimenten har en hög halt av K_2O i relation till Na_2O (fig. 7). En dylik dominans är normal för betydligt SiO_2-fattigare peliter än dessa. Förklaringen till den höga SiO_2-halten torde vara, att en hel del finkornigt material såsom kvarts och fältspat (vulkanisk aska?) avsatts tillsammans med det pelitiska materialet.
Att ursprungsområdet varit utsatt för en kemisk vittring framgår av den höga halten Al_2O_3, vilken givit 3,2-5,2 % corundum i den normativa sammansättningen av bergarterna (tabell 6).

Sammanfattningsvis kan sägas, att de kemiska analyserna bekräftar det huvudsakligen sura, vulkaniska ursprunget för sedimenten. Dacitens inflytande på sedimentens sammansättning är begränsad, vilket de låga halterna av FeO och MgO också tyder på. Sammansättningen av de finkorniga sedimenten visar att en kemisk vittring av det vulkaniska materialet ägt rum.

Bergart	"silt-stone"	"silt-stone"	"silt-stone"	vulk. gråv.	kvarts-keratof.	kvarts-keratof.
Analysnr.	8047	8054	8270	8057	8049	8050
%						
SiO_2	74,5	77,2	72,9	69,0	73,2	72,7
TiO_2	0,18	0,16	0,3	0,48	0,14	0,2
Al_2O_3	12,7	11,5	13,7	15,6	13,3	13,2
Fe_2O_3	1,6	1,7	1,7	1,7	1,5	1,2
FeO	1,7	1,3	1,6	1,4	1,5	1,5
MnO	0,1	0,05	0,05	0,08	0,07	0,06
MgO	1,1	0,75	1,1	0,41	0,45	0,46
CaO	0,5	0,5	0,8	2,3	0,8	0,8
Na_2O	1,4	1,5	1,9	3,7	4,2	4,3
K_2O	4,4	4,6	3,8	3,6	3,4	3,4
H_2O	1,5	0,9	1,2	0,8	0,6	0,7
H_2O	0,4	0,2	0,4	0,2	0,2	0,3
P_2O_5	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02
CO_2	0,01	0,01	-	0,22	0,07	0,09
F	0,05	0,05	0,07	0,02	0,06	0,05
S	0,01	0,01	0,06	-	-	-
BaO	0,11	0,13	0,1	0,12	0,11	0,12
Summa	100,3	100,59	99,72	99,69	99,63	99,10
CIPW-norm						
Q	46,11	48,20	43,86	28,74	33,22	32,22
C	4,88	3,26	5,23	2,05	1,58	1,31
Or	25,92	27,02	22,52	21,34	20,17	20,27
Ab	11,81	12,62	16,12	31,41	35,67	36,72
An	2,01	2,10	3,41	9,77	3,12	3,16
En	2,73	1,86	2,75	1,02	1,12	1,16
Fs	1,66	0,79	1,01	0,52	1,42	1,56
Mt	2,31	2,45	2,47	2,47	2,18	1,76
Il	0,34	0,30	0,57	0,91	0,27	0,38
Ap	0,09	0,07	0,10	0,14	0,07	0,05
Övrigt	0,14	0,14	0,25	0,53	0,28	0,31
Summa	98,00	98,81	98,29	98,90	99,10	98,90

Tabell 6. Kemiska analyser och normativ sammansättning. Provtagningslokalernas läge framgår av fig. 9.

Bergart	kvarts-keratof.	dacit	dacit
Prov nr	8051	8043	8055
%			
SiO_2	72,6	64,5	66,2
TiO_2	0,2	0,48	0,51
Al_2O_3	12,8	16,6	16,0
Fe_2O_3	0,9	2,2	1,8
FeO	2,8	4,1	4,0
MnO	0,1	0,18	0,13
MgO	0,64	1,4	1,4
CaO	0,7	3,6	4,1
Na_2O	2,3	4,6	4,1
K_2O	5,4	1,4	1,3
H_2O 105^oC	0,8	1,1	0,9
H_2O 105^oC	0,4	0,3	0,2
P_2O_5	0,02	0,16	0,15
CO_2	0,02	0,03	-
F	0,04	0,09	0,04
BaO	0,31	0,10	0,08
Summa	100,03	100,84	100,91
CIPW-norm			
Q	34,14	20,71	24,33
C	1,89	1,55	0,76
Or	31,90	8,20	7,61
Ab	19,46	38,60	34,38
An	3,50	16,12	19,14
En	1,59	3,46	3,46
Fs	4,25	5,21	5,21
Mt	1,30	3,16	2,59
Il	0,38	0,90	0,96
Ap	0,05	0,38	0,35
Övrigt	0,12	0,22	0,05
Summa	98,58	98,51	98,84

Tabell 6, forts.

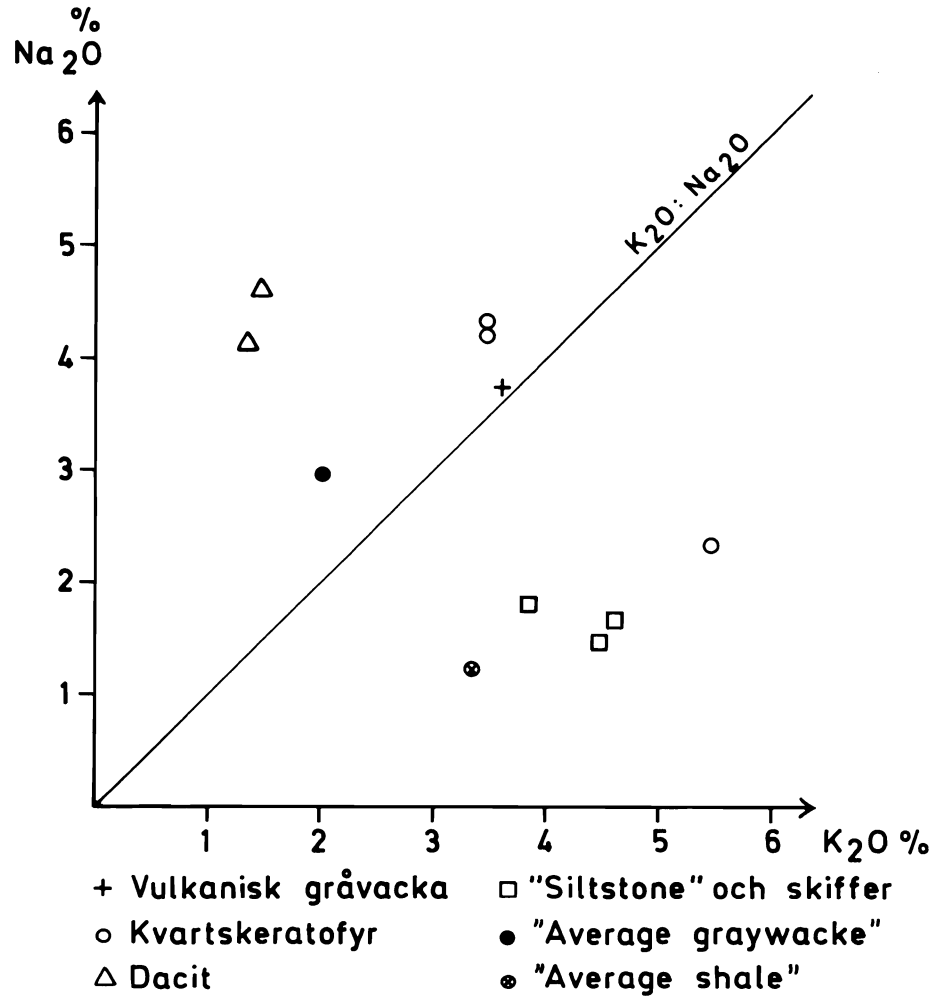


Fig. 7. Na_2O:K_2O-förhållandet för de suprakrustala bergarterna i Abmorälvsområdet. För jämförelse har plottats "average graywacke" och "shale" (Pettijohn 1963).

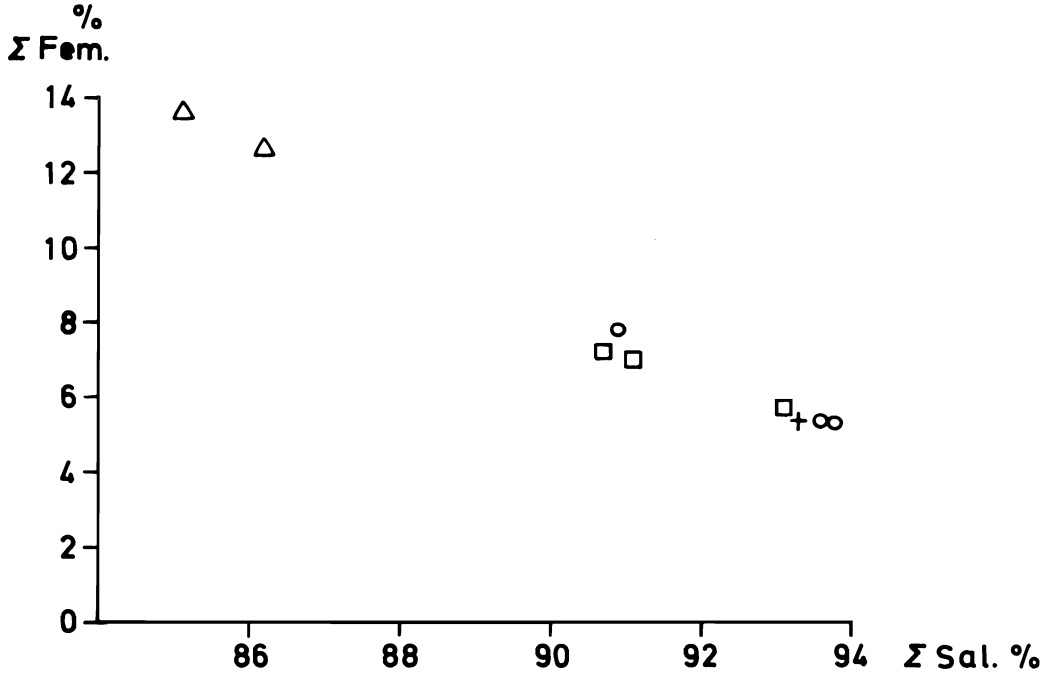
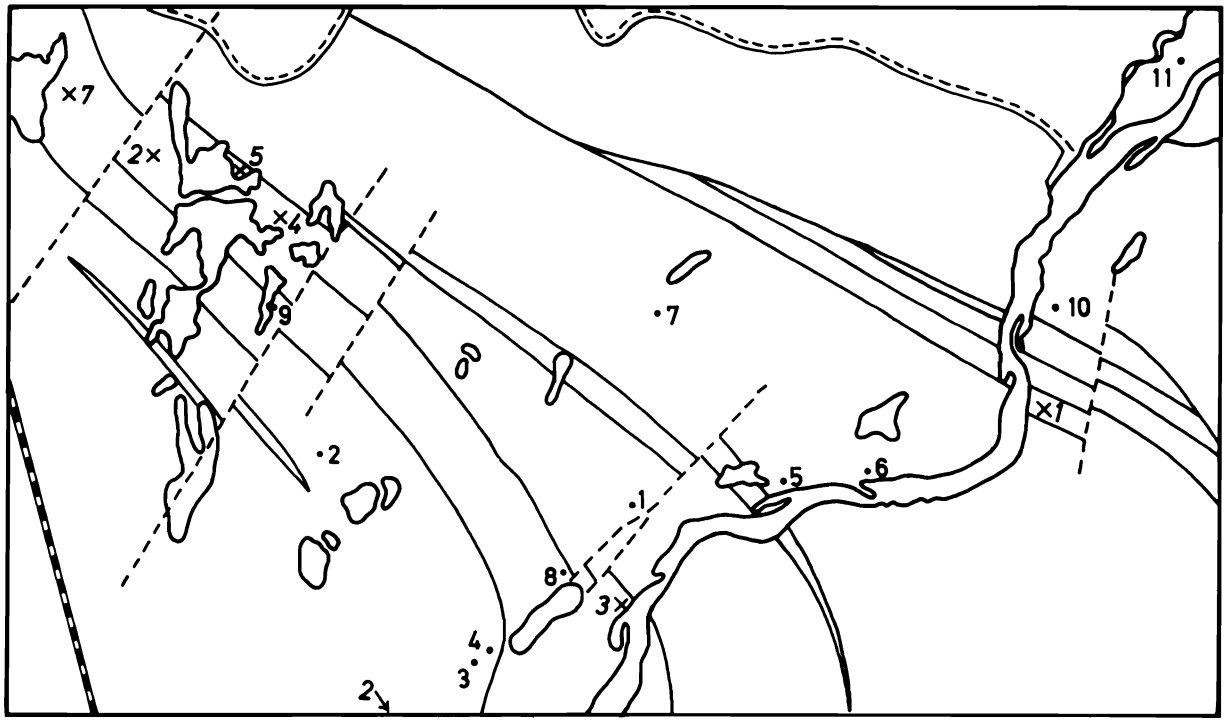


Fig. 8. Förhållandet mellan de saliska och femiska komponenterna (normativ sammansättning). Symbolerna är desamma som i fig. 7.

Abmorälvsområdet



Provtagningslokaler för kemiska analyser av bergarter (•)

1	8047	7	8051
2	8054	8	8043
3	8270	9	8055
4	8057	10	8062
5	8049	•11	8066
6	8050		

Provtagningslokaler för mikrosondanalyser av granater (×)

1	*126:1-3*	*6*	*50A:1-3*
2	*110:1-3*	*×7*	*103:1-3*
3	*15B:1-3*		
4	*108:1-3*		
5	*1C:1-3*		

Fig. 9. Siffrorna invid lokalnumret anger analysnumret i tabell 6 (kemiska bergartsanalyser) och i tabell 7 (mikrosondanalyser av granater).

6.6. Granater

Som framgår av den petrografiska beskrivningen av de suprakrustala bergarterna inom Abmorälvsområdet påträffas granat i flera fall som accessoriskt mineral. Endast i ett fall ingår granat som underordnat mineral. Det är i "granatamfiboliten" i Tuffitformationen, där granater även är makroskopiskt iakttagbara. I övriga bergarter är granaterna små. Storleken varierar mellan 0,2 och 0,02 mm.

Från området har sju prov med granater valts ut och i vart och ett av dessa har tre granater analyserats med mikrosond. Proven fördelar sig på följande bergarter: pelit (prov nr 1C, 103, 110, 108), granatamfibolit (prov nr 126), dacit (prov nr 15) och vulkanisk gråvacka (prov nr 50). Granaternas kemiska sammansättning framgår av tabell 7.

De kemiska analyserna har databehandlats enligt MINORM-programmet och på grundval av "jon/formula" har mol.-sammansättningen av granaterna beräknats. Vid mikrosondanalyser redovisas allt Fe som FeO_{tot}. Detta innebär att i de fall där Fe^{3+} finns i granaterna är halten av Fe^{2+} för hög. För att begränsa effekten av detta har först mol.-halterna för spessartin ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$), pyrop ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) och grossular ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) beräknats. Den resterande mängden Al har sedan fått bestämma mol.-halten av almandin ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$). Samtliga analyser visar, vilket redovisas i tabell 7, ett överskott av Fe. Pyrop, almandin och spessartin är blandbara med varandra ("pyralspite"), medan däremot grossular endast är blandbar med andradit ($CaFe_2^{3+}Si_3O_{12}$) ("grandite"). Detta innebär att mol.-halten grossular i tabell 7 även omfattar den andradit, som eventuellt finns. Vid bildandet av andradit ersättes Al^{3+} av Fe^{3+}. Detta resulterar då i att mol.-halten almandin kommer att öka eftersom mängden tillgängligt Al^{3+} bestämmer mängden almandin.

Det ovan sagda innebär att mol.-halterna av spessartin, pyrop och grossular+andradit är tämligen exakta medan däremot halten almandin är ett minimivärde. Den exakta halten av almandin har således icke kunnat bestämmas eftersom endast den totala järnhalten är känd (Fe_{tot}=FeO).

Miyashiro (1953) visar att hos granater i pelitiska, metamorfa bergarter minskar halten MnO, medan halten FeO+MgO ökar med ökad metamorfosgrad. Sturt (1962) tillägger att CaO har samma relation till metamorfosgraden som MnO. Detta innebär att i pelitiska, metamorfa bergarter kommer, med ökad metamorfosgrad, summan av CaO+MnO att avta och summan av FeO+MgO att öka. Orsaken till detta är att de stora katjonerna Mn^{2+} och Ca^{2+} substitueras av de mindre katjonerna Fe^{2+} och Mg^{2+}.

Samtliga mikrosondanalyserade granater har plottats i fig. 10. De plottade punkterna tenderar att falla efter en rät linje och fördelar sig efter denna på tre grupper. De tre analyserna från granatamfiboliten faller inom området för "garnet grade" (amfibolitfacies) och samtliga analyser från peliterna utom en (103:3) faller inom "biotite grade" (grönskifferfacies) (jfr Sturt 1962).

De övriga granatanalyserna från den vulkaniska gråvackan och daciten bildar tillsammans med en av analyserna från peliterna en egen grupp. Dessa granater har höga grossularhalter och låga almandinhalter. Den höga grossularhalten svarar mot en lägre halt av almandin (FeO).

Denna avvikelse i granaternas kemiska sammansättning hos den vulkaniska gråvackan och daciten måste innebära att bergartens totalsammansättning även avspeglar sig i granaternas sammansättning. Med tanke på mineralparagenesen hos dessa båda bergarter (kvarts, albit, kalifältspat, hypidioblastisk amfibol, biotit och epidot) kan metamorfosgraden knappast understiga grönskifferfacies, "biotite grade".

För jämförelse har granaternas kemiska sammansättning (vikts-%) beräknats från dess mol.-sammansättning (fig. 10). De framräknade "ideala" kemiska sammansättningarna faller på en i det närmaste rät linje och avvikelsen mellan den ursprungliga analysen (kryss) och den beräknade (punkt) är i stort proportionell mot Fe-överskottet i respektive analys.

Prov	126:1	126:2	126:3	110:4	110:5	110:6
Vikts-%						
SiO_2	37,51	37,00	36,82	35,26	36,24	36,21
Al_2O_3	19,84	19,82	20,07	19,52	18,92	18,97
MgO	0,97	0,74	0,95	0,32	0,17	0,11
FeO	33,16	31,42	32,57	23,34	23,25	23,80
MnO	6,18	6,46	6,37	16,58	16,97	17,13
CaO	4,21	5,13	4,98	1,71	1,66	1,76
Summa	101,87	100,57	101,76	96,73	97,21	97,98
Mol.procent						
Pyrop	3,71	2,87	3,59	1,32	0,70	0,30
Almandin	61,34	59,89	58,80	50,61	47,51	46,57
Spessartin	13,44	14,35	13,57	39,11	40,09	39,82
Grossular+ andradit	11,58	14,43	13,57	5,11	4,96	5,17
Fe-överskott	9,87	8,54	10,99	3,76	6,75	7,98
Summa	99,94	100,08	100,65	99,91	100,01	99,84

Prov	15B:1	15B:2	15B:3	108:1	108:2	108:3
Vikts-%						
SiO_2	36,99	38,44	36,92	35,05	36,37	36,66
Al_2O_3	19,18	18,42	18,33	18,18	20,32	19,16
MgO	0,39	0,31	0,26	0,46	2,07	0,44
FeO	16,76	17,49	16,28	25,03	24,06	25,24
MnO	16,56	16,58	15,58	14,83	15,05	15,34
CaO	7,53	6,61	7,51	1,29	0,41	1,21
Summa	97,41	97,85	94,88	94,84	98,28	98,05
Mol.procent						
Pyrop	1,58	1,27	1,10	1,92	8,48	1,82
Almandin	30,61	29,80	30,57	49,26	54,00	52,50
Spessartin	38,23	38,82	37,49	35,34	35,03	36,04
Grossular+ andradit	21,99	19,58	22,83	3,89	1,20	3,60
Fe-överskott	7,58	10,57	8,05	9,62	1,30	5,96
Summa	99,99	100,04	100,04	100,03	100,01	99,92

Tabell 7. Mikrosondanalyser av granater. Mol.-sammansättningen beräknad efter "jon/formula" enligt MINORM-programmet.

Prov	1C:1	1C:2	1C:3	50A:1	50A:2	50A:3
Vikts-%						
SiO_2	36,60	35,29	36,46	35,22	35,03	33,59
Al_2O_3	18,95	18,17	18,49	18,92	19,58	19,80
MgO	0,15	0,15	0,15	0,17	0,06	0,11
FeO	25,15	26,24	26,01	15,94	15,48	16,48
MnO	15,00	15,28	14,86	16,21	16,20	16,32
CaO	1,19	1,21	1,45	9,62	9,38	9,23
Summa	97,04	96,34	97,42	96,08	95,73	95,53
Mol.procent						
Pyrop	0,62	0,60	0,60	0,67	0,24	0,43
Almandin	54,76	48,51	50,78	23,71	27,84	24,09
Spessartin	36,05	35,55	34,88	36,49	37,30	36,70
Grossular+ andradit	3,62	3,56	4,3	27,39	27,37	26,27
Fe-överskott	4,92	11,76	9,49	11,59	7,34	12,50
Summa	99,97	99,98	100,05	99,85	100,09	99,99

Prov	103:1	103:2	103:3
Vikts-%			
SiO_2	37,50	37,28	36,02
Al_2O_3	18,97	20,70	19,73
MgO	0,23	0,25	0,11
FeO	24,60	24,49	16,50
MnO	16,48	16,74	16,33
CaO	0,49	1,67	9,25
Summa	98,27	101,13	97,94
Mol.procent			
Pyrop	0,97	1,01	0,44
Almandin	52,87	54,98	28,59
Spessartin	39,45	38,52	36,72
Grossular+ andradit	1,48	4,86	26,31
Fe-överskott	5,25	0,61	8,04
Summa	100,02	99,98	100,10

Tabell 7, forts.

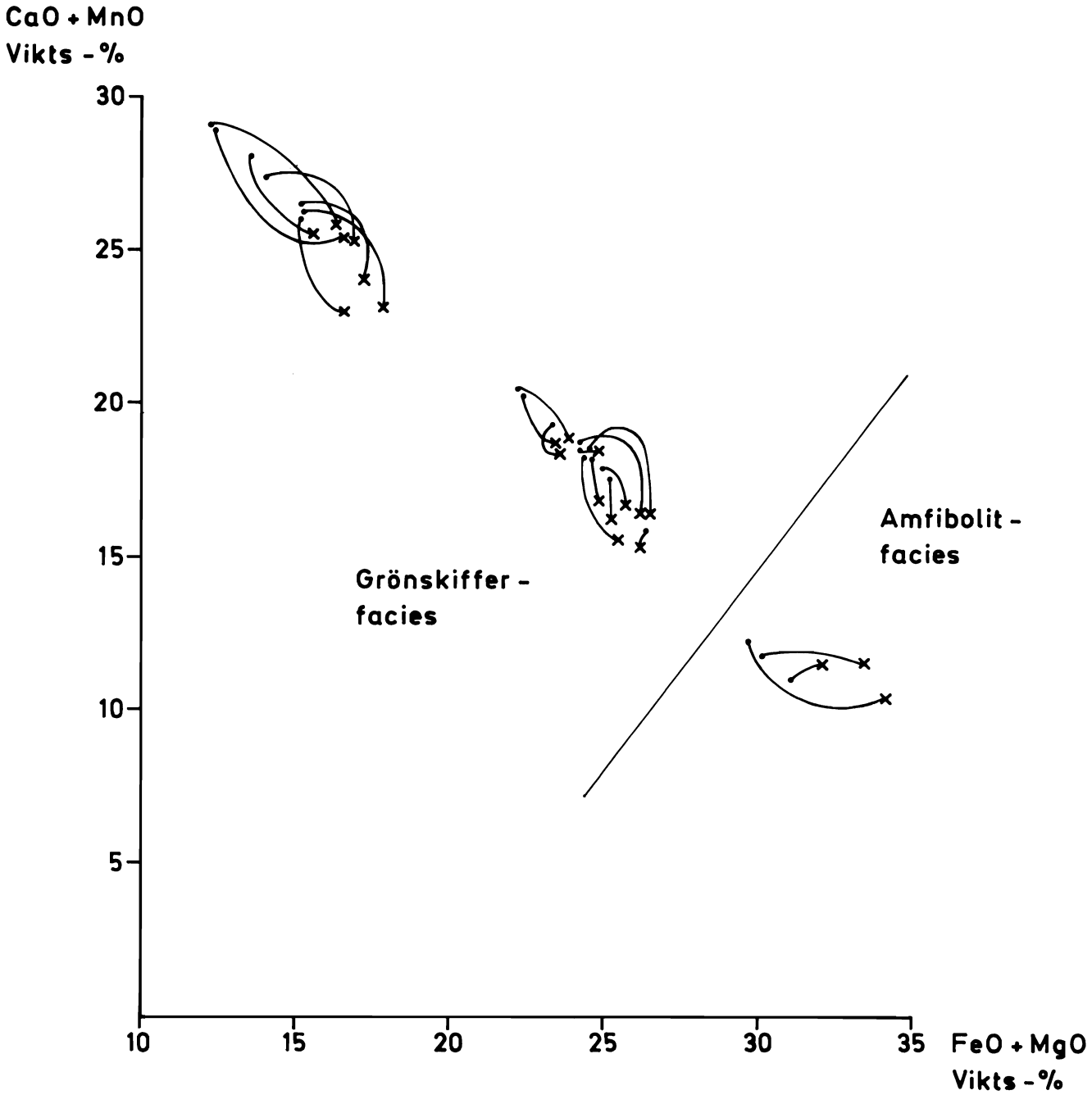


Fig. 10. Plottning av CaO+MgO mot FeO+MgO från mikrosondanalyserna av Abmorälvsområdets granater (kryss). Punkterna som är förbundna med kryssen representerar den kemiska sammansättningen i vikts-%, som beräknats av mol-sammansättningen i tabell 7. För indelningen i facies, jfr Sturt (1962).

6.7. Arvidsjaurgranit

De plutoniska bergarter, som kallas Arvidsjaurgraniter beskrivs som en differentierad serie, varierande från gabbro till granit (Grip 1946). Dess huvudsakliga utbredningsområde är inom de centrala och västra delarna av Arvidsjaurfältet.
Arvidsjaurgraniterna är primorogena (A. Högbom 1931 a, Grip 1935, 1946) och har intruderat i samband med en veckning av Arvidsjaurfältet efter axlar i nordväst-sydost. Denna riktning sammanfaller med den första Skellefteфältsveckningen och Arvidsjaurgraniten är åldersmässigt jämställd med Jörngraniten (Grip 1946, Ödman 1957).

De suprakrustala bergarterna inom Abmorälvsområdet har intruderats av Arvidsjaurgranit. Kontakten, som är blottad i det nordöstra hällområdet, löper i N50-60W och tenderar att böja av mot söder i sin östra del. Den inom detta område blottade graniten utgör en liten del av ett ca 3 km långt hällområde i anslutning till Pite älv.

Grip (1946) nämner förekomsten av grå och röda kvartsdioriter i området kring Pite älv norr om Moskosel. Förutom i hällområdet i anslutning till Abmorälvens utlopp i Pite älv påträffas Arvidsjaurgranit i de stora hällområdena vid Trollforsarna och inom de östra delarna av Ljusselet. Vid dessa lokaler är graniten i kontakt med suprakrustala bergarter tillhörande samma grupp som Abmorälvsområdets.

Arvidsjaurgraniten inom undersökningsområdet och i hällområdet i anslutning till detta utgöres av en medelkornig, svagt porfyrisk, grå granodiorit (Streckeisen 1967). Den är oftast folierad, "gnejsig", och ibland påträffas även en svag stänglighet orsakad av en parallell orientering av de mörka mineralaggregaten. Foliationen är parallell med granitkontakten och foliationen i suprakrustalen. Vid mätningar i området mellan Abmorälven och Trollforsarna framgår att granitens foliation och stänglighet är ungefär parallell med den regionala veckaxeln, d.v.s. N45-60W (fig. 14).

I Arvidsjaurgraniten uppträder rikligt med basiska xenoliter inom hela det område, där denna är utbildad som granodiorit-kvartsdiorit. Med en ökad halt av kalifältspat tenderar xenoliterna att assimileras av Arvidsjaurgraniten. Dessa basiska xenoliter har påträffats i samtliga hällar mellan Ljusselet och Trollforsarna. De är av regional karaktär och är ett av Arvidsjaurgranitens karakteristika inom Piteälvsområdet. De basiska xenoliterna saknas i den omedelbara närheten av kontakten och har sannolikt icke sitt ursprung

från suprakrustalen. Xenoliterna är oftast finkorniga och svarta samt innehåller enstaka större strökorn av plagioklas. Övergångsformer mellan dessa och av graniten nästan helt assimilerade rester har observerats.

Foliationen är kraftigast utbildad inom en 2-300 m bred zon i anslutning till kontakten. Den är icke jämnt fördelad i bergarten utan kraftigast utbildad i 5-10 m breda zoner. Xenoliterna visar samma deformationsmönster. Förlängningen av dessa ökar i likhet med foliationens intensitet med minskat avstånd till kontakten. Förhållandet mellan längd och bredd är ofta 1:6-1:8 i kontaktens närhet, medan xenoliterna vanligtvis endast är svagt deformerade eller helt opåverkade 2-400 m från kontakten. De basiska xenoliterna tillhör primärt graniten och är deformerade efter ett mönster, som bestämmes av den regionala veckäxeln, F_2. Det är troligt att graniten varit kristalliserad vid tidpunkten för dess intrusion och att rörelserna, som ledsagat denna, huvudsakligen skett efter 5-10 meter breda zoner parallella med kontakterna.

I kontaktzonen mot tuffitformationen får Arvidsjaurgraniten en något annan karaktär. Bredden på denna zon är 2-10 meter. Kontakten är klart intrusiv och gångar och linser påträffas upp till ett tiotal meter in i tuffitformationen. Xenoliter av suprakrustalt ursprung förekommer endast i omedelbar anslutning till kontakten. Granodioriten har inom denna zon en något mindre halt av mörka mineral och är ej lika kraftigt folierad som något tiotal meter från kontakten.

Den grå, "gnejsiga" Arvidsjaurgraniten har som huvudmineral plagioklas och som väsentliga mineral kvarts, kalifältspat, biotit och hornblände. Texturen är granoblastisk, hypidiomorf.
Bergartens modala sammansättning (tabell 8) svarar mot en granodiorit i likhet med den normativa sammansättningen av den ena av de kemiska analyserna (fig. 11) (Streckeisen 1967). Den andra kemiska analysens normativa sammansättning svarar mot en granits (fig. 11).
Plagioklasen utgöres vanligtvis av subhedrala korn med en väl utvecklad tvillingbildning. Zonering är mycket vanlig och sammansättningen av plagioklasen varierar mellan oligoklas och sur andesin (An 18-35). De större plagioklaskristallerna är ofta kraftigt sericitiserade och har rikligt med små inneslutningar av epidot, biotit och i en del fall även av hornblände. I en del fall utgöres plagioklaskornen av flera mindre, något oregelbundet orienterade korn omgivna av en tunn euhedral randzon.
Plagioklasen förträngs av en vackert pertitisk kalifältspat ($2V_x$ 75-82, 001:x 69-80°), sannolikt mikroklin. Ofta påträffas mer eller mindre serici-

tiserade öar av plagioklas som rester i kalifältspat. I kontakterna mellan de båda fältspaterna påträffas nästan alltid myrmekit. Kvartsen fyller mer eller mindre ut mellanrummen mellan fältspaten och de mörka mineralen. Den är alltid anhedral, kraftigt undulös och bildar i en del fall större aggregat eller linser.

De mörka mineralen utgöres huvudsakligen av biotit och hornblände. De är vanligtvis samlade i långsträckta aggregat, vilka tillsammans med den deformerade kvartsen ger bergarten dess foliation och stänglighet. Biotiten, som är kraftigt pleokroistisk, uppträder som större, oftast kraftigt deformerade korn eller komplexa aggregat tillsammans med hornblände. Biotiten har alltid rikligt med små inneslutningar av titanit. I de fall zirkon uppträder i biotiten är den omgiven av pleokroistiska gårdar.

Hornblände ($2V_x$ 76-80 $z\wedge x$ 15-19°) uppträder vanligtvis som hypidioblastiska korn eller aggregat. Pleokroismen är mycket kraftig (x = ljust gulbrun, y = grön, z = kraftigt blågrön) och har därför tillsammans med rikligt uppträdande små inneslutningar av opaka korn förhindrat en bestämning av dubbelbrytningen. Mycket ofta påträffas en lamellär tvillingbildning efter (100).
Framför allt hornbländet men även biotiten har sannolikt bildats på bekostnad av äldre pyroxen. För detta talar dels det rikliga uppträdandet av titanit tillsammans med biotit och dels den rikliga pigmenteringen av små opaka korn i de centrala delarna av hornbländekornen. Accessoriska mineral är dessutom apatit, klorit, magnetit med leukoxen och ortit.

Prov	7170-96	7170-95	7172-94	7186-93	7172-84
Plagioklas	39.4	38.7	41.2	42.2	42.9
Kvarts	21.9	23.2	21.3	21.3	23.2
Kalifältspat	17.2	13.6	20.6	12.9	11.1
Biotit	13.6	14.9	10.3	14.8	16.1
Hornblände	5.5	7.6	4.7	6.6	5.0
Titanit	0.8	0.7	0.5	1.1	0.4
Övr. acc.	1.5	1.3	1.4	0.9	1.4
Summa	99.9	100.0	100.0	99.8	100.1
Antal räknade punkter	972	1007	1454	426	519

Tabell 8. Arvidsjaurgranit. Mineralsammansättning i vol.% enligt "point-counter" analys.

Bergart	Arvidsjaurgranit	Arvidsjaurgranit
Prov nr	8062	8066
%		
SiO_2	66,0	69,0
TiO_2	0,6	0,59
Al_2O_3	15,2	13,9
Fe_2O_3	1,5	1,4
FeO	3,2	3,2
MnO	0,09	0,09
MgO	2,0	0,96
CaO	4,0	2,1
Na_2O	3,3	3,3
K_2O	3,1	4,9
H_2O 105°C	0,9	0,6
H_2O 105°C	0,3	0,2
P_2O_5	0,18	0,18
CO_2	0,08	0,03
F	0,07	0,11
BaO	0,12	0,13
Summa	100,64	100,69
CIPW-norm		
Q	22,42	23,96
C	-	0,02
Or	18,20	28,76
Ab	27,75	27,73
An	17,40	8,54
Wo	0,20	-
En	4,95	2,37
Fs	3,79	3,89
Mt	2,16	2,02
Il	1,13	1,11
Ap	0,42	0,42
Övrigt	0,29	0,26
Summa	98,71	99,08

Tabell 9. Arvidsjaurgranit. Kemiska analyser och normativ sammansättning. Provtagningslokalernas läge framgår av fig. 9.

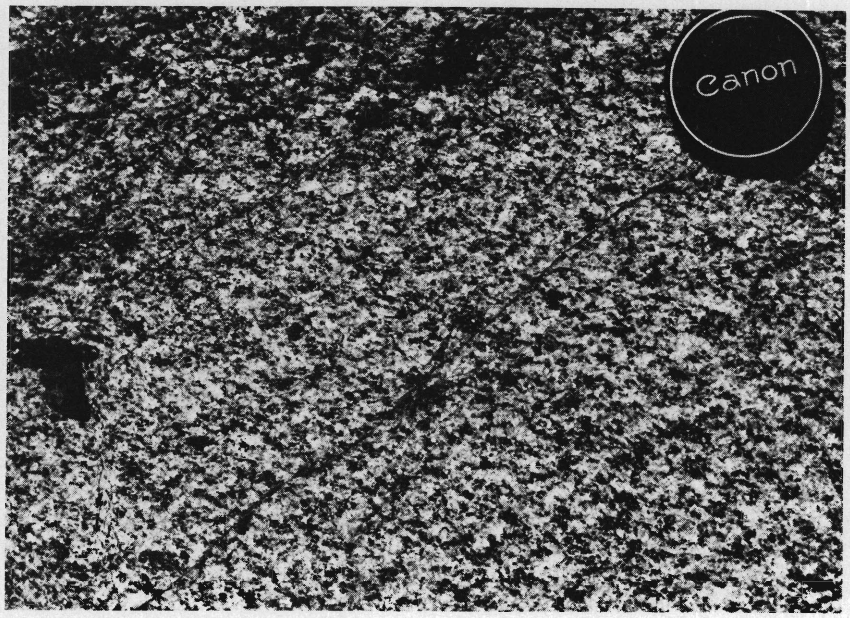


Foto 19. Svagt folierad, grå Arvidsjaurgranit. Lok. 6385 x 2390.



Foto 20. Mikrofoto av Arvidsjaurgranit. 2 nic., 7x. Lok. 6385 x 2390.

6.8. Gångbergarter

Inom denna del av Arvidsjaurfältet är gångbergarter vanliga. Både basiska och sura gångar samt övergångsformer dem emellan har rapporterats (A. Högbom 1931 a, Ödman 1943, 1957, Grip 1946).

Under de senare årens regionala karteringar i SGU:s regi (malmbyrån) har konstaterats att framför allt två riktningar dominerar hos de basiska gångarna, nämligen en i NS-N20E och en i EW-N70W.
Arvidsjaurgraniten genomslås av sura och basiska gångar i NS-N20E. Dessa förekommer i ett stort antal i en km-bred zon vid Abmorälvens mynning i Pite älv. Basiska gångar med kylda, täta kontakter har påträffats i de stora hällområdena norr och nordväst om Vargisträsk. I detta område genomslår de även graniter av Lina-Palja-Arjeplogtyp (Grip 1946). Åldersförhållandet mellan gångarna i de olika regionala riktningarna har ej kunnat bestämmas.

Inom Abmorälvsområdet uppträder tre olika typer av gångbergarter. Äldst är de förskiffrade och delvis omvandlade diabasgångarna i Arvidsjaurgraniten. De övriga gångarna utgöres av diabaser och granitporfyrer. Diabaserna uppträder inom detta område i två huvudriktningar, dels i NS-N20E och dels i N40-50W (fig. 12). Gångarna i den senare riktningen, vilken är en lokal företeelse inom Abmorälvsområdet, är likåldriga med de övriga och utgör i de flesta fall apofyser till dessa och har intruderat efter förskiffringsplanen i suprakrustalen. Porfyrgångarna uppträder i anslutning till svärmen av diabaser i den nordvästra delen av området. De uppträder dels som självständiga gångar, dels omgivna av diabaser eller med basiska randzoner.

Diabaser, äldre

Två mindre gångar vid den nordvästra älvstranden (6375x2375 och 6393x2383) är äldre diabaser. Dessa är förskiffrade till skillnad från de övriga diabaserna inom området och saknar även ett lineärt uppträdande. De verkar i viss mån ha deformerats samtidigt som graniten. De är genomgående mörka, grönsvarta, med spridda, små, förlängda aggregat av biotit.

Huvudmineral är plagioklas, biotit och uralitisk, grönblå amfibol. Plagioklasen (An 55-60) uppträder dels som saussuritiserade fenokrister och dels som små kristaller delvis täckta av uralit. Biotit förekommer rikligt tillsammans med uralit och talrika övergångsformer kan iakttagas. I en del fall uppträder biotiten i makroskopiskt iakttagbara aggregat. Underordnat upp-

träder xenoblastiska korn av pertitisk kalifältspat samt korn av epidot och titanit-leukoxen.

Diabaser, yngre

De flesta yngre diabaser påträffas i den nordöstra delen av undersökningsområdet. Diabasernas riktning sammanfaller med förkastningsriktningen inom området. Den dominerande riktningen är således i N10-20E. Emellertid påträffas spridda, smärre gångar parallella med lagring och förskiffring inom suprakrustalen. I en del fall är dessa apofyser till de större gångarna, som intruderat i de svaghetszoner som förskiffringsplanen utgjort.
Bredden på diabaserna varierar mellan 2 cm och 10 m. Ofta uppträder de i zoner med flera gångar parallella med varandra. Där gångarna legat tätt har de betecknats som en gång på kartan (fig. 1).
Diabasernas kontakter är alltid täta (kylda), där de kunnat studeras. På en del lokaler återstår inget annat av diabasen än rester av kontakterna. Övriga delar av gångarna har borteroderats och kan följas som 4-5 m djupa ravin er (6292x2300).
Diabaserna består av plagioklas och en nästan totalt uralitiserad pyroxen. Såväl i färskt brott som i slip framträder en något diffus ofitisk textur. Uraliten har en pleokroism i ljust gröna till blågröna färger och för rikligt med inneslutningar av små opaka ilmenitlister. Uraliten är en omvandlingsprodukt av pyroxen, som i flera fall kan ses som relikta tvillingbildningar och pseudomorfoser i uraliten. Enstaka euhedrala korn av augit ($2V_x$ 42°) har påträffats i en av de täta kontakterna.
Biotit och klorit uppträder i de flesta fall tillsammans med uralit. Underordnat förekommer kristallskelett av magnetit och ilmenit. Accessoriska mineral är kvarts, apatit, titanit, epidot och pyrit.

Porfyrgångar

I det nordöstra hällområdet uppträder i anslutning till diabaserna två bredare gångar av granitporfyr (5-8 m) med cm-stora fenokrister av kalifältspat och mm-stora, mörka fläckar. Dessutom har ett par mindre, dm-breda gångar påträffats, dels i kontakterna mellan diabas och sidobergarter och dels i diabasernas centrala delar.
Porfyrgångar med karakteristiska mörka fläckar omnämnes först av Högbom (1931 a). Lokalerna där dessa gångar påträffats är belägna ca 40 km norr och nordost om Abmorälvsområdet.

Ödman (1957) omnämner och beskriver granitporfyr- och kvartsporfyrgångar samt diabaser från området mellan Kåbdalis och Vargisträsk. På grundval av beskrivningen och gångarnas riktning och uppträdande är dessa sannolikt av samma typ som porfyrgångarna i Abmorälvsområdet. Dessa granitporfyrgångar uppträder även tillsammans med diabaser, såväl äldre som yngre. Gångarna anses vara av "Sorseletyp" och sammanhänga med Sorselegranitens intrusion (Ödman 1957).

De bredare porfyrgångarna är vanligtvis omgivna av diabaser, men även kylda, täta kontakter mot sidobergarten har observerats.

I de fall där porfyrerna uppträder i diabaserna eller är omgivna av dessa är kontakterna något diffusa och en övergång från porfyr till diabas kan ske över en några dm bred zon. Där porfyr påträffats i kontakten mellan diabas och sidobergart har båda haft en väl kyld kontakt.

Sannolikt är porfyrerna något yngre än diabaserna och har intruderat innan dessa helt kristalliserat i sina centrala delar. Någon större skillnad i ålder mellan de båda typerna anses ej föreligga.

Porfyrgångarna har ett karakteristiskt utseende. I ett grått, mikrokristalliniskt matrix ligger rikligt utströdda, 1-2 cm stora, euhedrala fenokrister av svagt rosa eller vit kalifältspat. Dessutom uppträder mörka, några mm stora, runda aggregat, huvudsakligen bestående av brun biotit, men även av titanit, leukoxen, magnetit, epidot och grön amfibol. I varierande mängd påträffas även euhedrala till subhedrala korn av kvarts och sericitiserad oligoklas (An 18).

Kalifältspaten är pertitisk och ofta omgiven av en tunn, granofyrisk bård. I flera fall är den även zonerad med rikligt uppträdande, små inneslutningar av kvarts i kornens ytterdelar.

Matrix är vanligen granofyriskt eller granoblastiskt och består av kvarts, albitisk plagioklas, kalifältspat samt accessoriskt av biotit och apatit.

I de fall där porfyren uppträder som tunna, väl kylda, dm-breda gångar är den utbildad som en kvartsporfyr med euhedrala, något rundade, ljusblå strökorn av kvarts och enstaka subhedrala, antipertitiska korn av albitisk plagioklas. Matrix är ljusgrått, mikrokristalliniskt och uteslutande granofyriskt och består av kvarts och fältspat. Accessoriskt uppträder titanit och enstaka större korn av kraftigt zonerad zirkon.

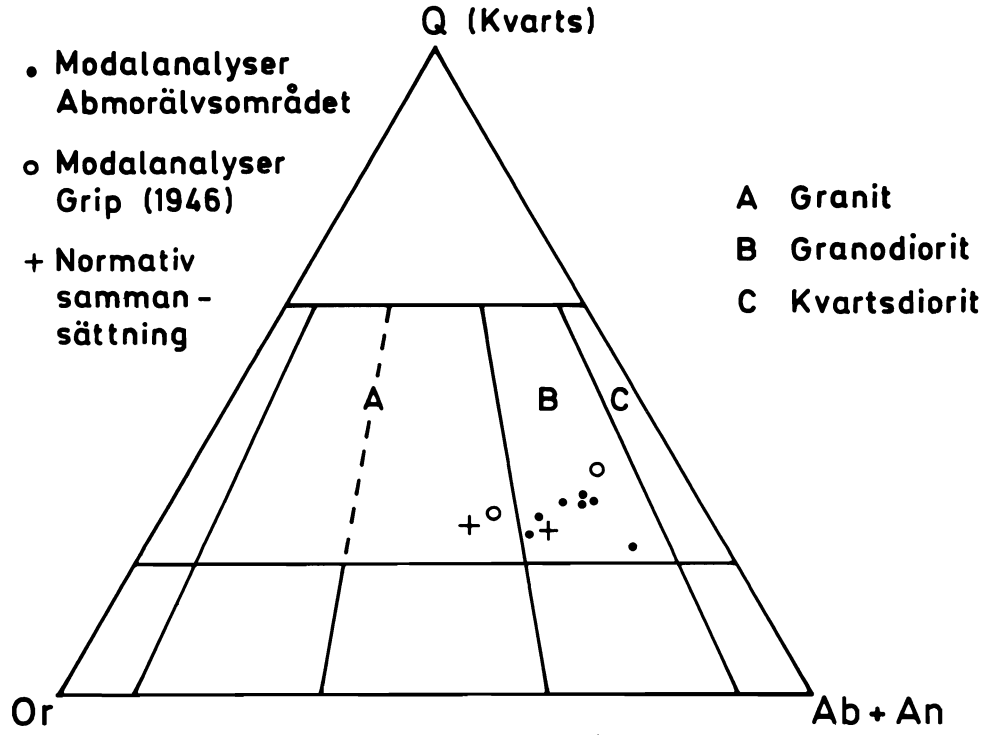


Fig. 11. Q + Or + (An+Ab)-diagram för Arvidsjaurgraniten. Terminologi efter Streckeisen (1967).

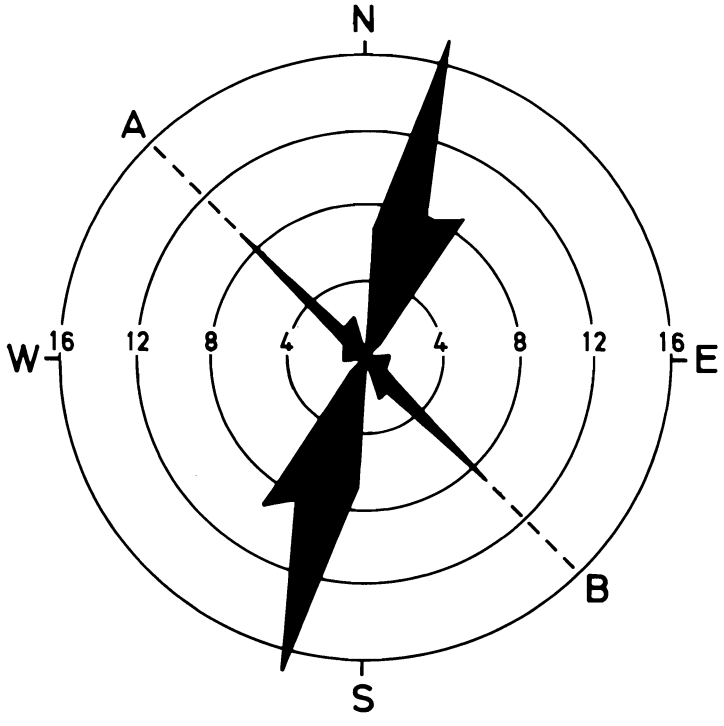


Fig. 12. Frekvensros för 54 basiska och 4 sura gångar. Dessa fördelar sig på två huvudgrupper, en i NS-N40E och en i N40-50W. Den senare gruppens riktning sammanfaller med foliation och lagring (den streckade linjen A-B) inom den västra delen av området.

7. TEKTONIK

Samtliga formationer inom Abmorälvsområdet är blottade i den nordöstra skänkeln av en regional synform med en strykning i N40-50W. Synformen kulminerar inom undersökningsområdet, där den sammanfaller med Abmorälvens sträckning, d.v.s. N40-50E. Omböjningen och den sydvästra skänkeln är delvis blottad i den centrala södra delen av området. Två veckningar kan urskiljas inom Abmorälvsområdet, nämligen F_1 och F_2. Den regionala veckningen och axelriktningen hänför sig till den senare.

Undersökningsområdet genomdrages av en serie förkastningar och krosszoner i N10-40E. I denna riktning uppträder även huvuddelen av områdets gångbergarter, vilkas frekvens är störst i anslutning till den regionala veckaxelns kulmination.

Lagringen är mycket konstant och varierar med undantag för omböjningen och området längst i söder (fig. 14 D, F, H) huvudsakligen mellan N35-45W/75NE. Abmorälvsområdets suprakrustala bergarter är således huvudsakligen blottade i en mot sydväst överstjälpt monoklinal.

F_1-deformation

Den foliation (S_1), som påträffats i områdets bergarter på något avstånd från granitkontakten hänför sig uteslutande till F_1-deformationen, vilken är den äldsta veckningen inom området.
Endast de finkornigare sedimenten (skiffer, "siltstone" och ibland felsit) har en lepidoblastisk orientering av fyllosilikaten. Denna orientering ger bergarterna en svag foliation (S_1). I enstaka fall övergår foliationen till ett "cleavage". Fyllosilikatens orientering är i övrigt beroende av strökorn i sediment och tuffer. Dessa strökorn är kringsvepta av biotit, muskovit och klorit.
F_1-deformationen har icke orsakat någon mätbar deformation av det grövre, epiklastiska materialet i sedimenten. Däremot påträffas ofta en svag granulering av plagioklas- och kvartsfenoklasterna i samtliga suprakrustala bergarter.

S_1 är alltid parallell eller subparallell med S_0. Endast i enstaka fall bildar S_1 en spetsig vinkel med S_0. S_1/S_0-lineationen är svag och påträffas endast i undantagsfall. Samtliga mätningar av denna lineation inom den monoklinala delen av lagerserien redovisas i fig. 14E.

De enstaka F_1-veckaxlarna, som mätts är parallella med lineationen, vilken har sitt maximum i N35-40E/70NE. De små F_1-veck, som påträffats i Mellersta Abmorälvsformationen och i Tuffitformationen är alla isoklinala (fig. 13 A, B). Det bör dock påpekas, att i det enskilda fallet föreligger stora svårigheter att skilja sedimentära veck från tektoniska. I de fall där veckstilen ej kunnat bestämmas (isoklinala och "similar") har någon veckaxel ej markerats.
Den första defo mationsfasen inom området har således resulterat i en isoklinal veckning av formationernas bergarter. Denna veckning har primärt haft en avsevärd amplitud. Detta framgår av att S_1 och S_0 är parallella inom hela undersökningsområdet.

Metamorfosgraden i anslutning till F_1-deformationen har icke överstigit grönskifferfacies. Till grund för detta påstående ligger det faktum, att albiten förblivit stabil och att de klorit-muskovitdominanta fragmenten och bollarna i sedimenten till stor del kunnat bibehålla sin form och primära textur. Att mer exakt definiera metamorfosgraden låter sig icke göras på grund av att en senare något högre metamorfosgrad i anslutning till granitens intrusion överpräglat bergarterna.

F_2-deformationen

F_2-deformationen har veckat de suprakrustala bergarterna synformt efter en axel i N30-45W. Samtidigt eller i anslutning till denna deformation har Arvidsjaurgraniten intruderat.

Inom undersökningsområdet är hela lagerserien överstjälpt mot sydväst och lagringen, S_1-foliationen och F_2-axialplanet stupar ca 70 NE. Detta innebär, att inom lagerseriens monoklinala del från Abmorälven och mot nordväst är S_0, S_1 och S_2 parallella.

Makroskopiskt iakttagbar S_2-foliation påträffas endast i de F_2-veckade delarna av Tuffitformationen, där en mot S_1 klart penetrativ foliation kan observeras i veckens omböjningar (fig. 13C). I övrigt är S_1 och S_2 parallella och kan alltså ej åtskiljas.

Kvartskeratofyrformationens undre delar har liksom Tuffitformationen en kraftig foliation parallell med "gnejsigheten" i Arvidsjaurgraniten (fig. 14 B, C). Stängligheten i Tuffitformationen sammanfaller med stängligheten i graniten och båda är parallella med F_2-veckaxlarna (fig. 14 B, C). Detta

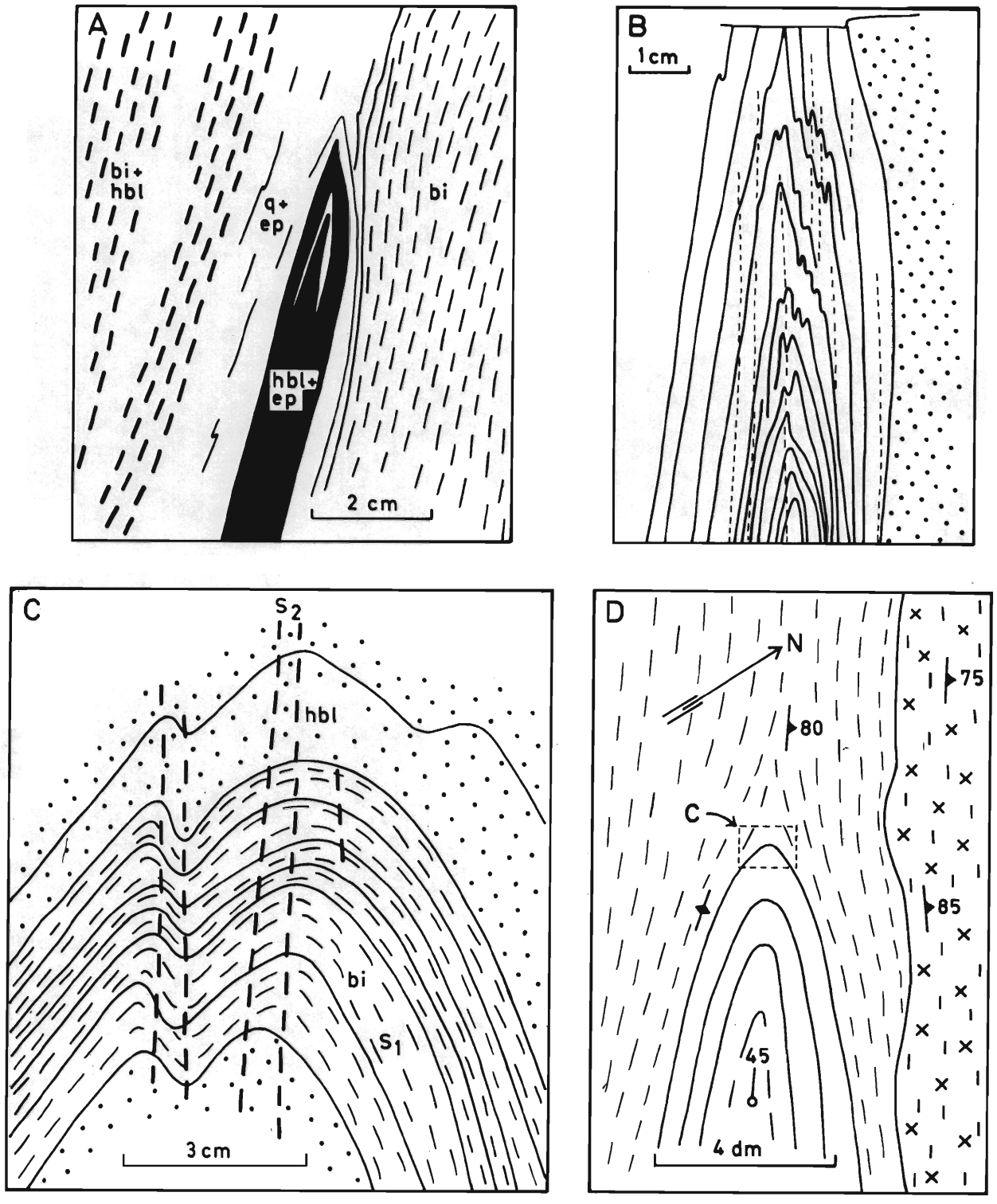


Fig. 13. Isoklinala F_1-veck och slutna F_2-veck.
A. F_1-veck från Tuffitformationen. Inom detta område har bergarten utsatts för en metasomatisk omvandling, vilken huvudsakligen följt S_1-planen. Vecket består i sina centrala delar av hornblände och epidot (hbl+ep) och gränsar på ena sidan till ett pelitiskt lager med biotit (bi) och på andra sidan till en metasomatiskt omvandlad zon. Denna zon består dels av ett band finkornig kvarts och epidot (q+ep) och dels av biotit och hornblände (bi+hbl). B. F_1-veck från ett pelitiskt, laminerat lager invid en gråvackebädd (prickar) i Mellersta Abmorälvsformationen. C. F_2-veck, detalj. S_1 (biotit) veckas runt och penetreras av F_2. I S_2-planet uppträder ett prismatiskt hornblände (hbl). D. Läget av C i förhållande till granitkontakten.

innebär att graniten intruderat syntektoniskt med områdets F_2-deformation.

Den regionala veckaxeln kulminerar inom undersökningsområdet. Kulminationen sammanfaller med Abmorälvens sträckning. Inom synformens centrala del sammanfaller således kulminationen med hällarna vid älven i områdets södra del. Inom denna del har dock skett en omfattande uppkrossning av bergarterna, vilket avsevärt försvårat observationsmöjligheterna. Dock har ett flertal, närmast horisontella veckaxlar mätts och riktningen på dessa sammanfaller med den veckaxel, som är konstruerad med hjälp av π-cirkeln för S_0 och S_1 (fig. 14 F). Riktningen på de uppmätta F_2-veckaxlarna avviker dock ca 40° från synformens regionala sträckning och övriga observationer inom området (fig. 14 F). Denna avvikelse kan sannolikt tillskrivas rotationer i samband med uppkrossningen samt lokala avvikelser inom kulminationsområdet.

Inom undersökningsområdets centrala södra del (6222x2265) kan den regionala omböjningen studeras i detalj. S_0 och S_1 är synformt veckade efter en axel i N30-40W/40NW. F_2-axialplanet stupar ca 70 NE, vilket gör att maxima för polpunkterna kommer att falla på samma sida i stereogrammet (fig. 14 H). Som även framgår av fig. 14 H finns en betydande övervikt för mätvärden från synformens nordöstra skänkel. Detta snedvrider kanske π-cirkeln något. Dessutom kan detta i sin tur medverka till att polpunkten till de mätta axialplanen inte exakt faller på denna storcirkel.

De F_2-veck, som observerats är alla slutna och har en vinkel mellan veckbenen på $20\text{-}30^\circ$ samt en riktning och stupning av axialplanet, som varierar mellan N30-40N/70-65NE. Riktningen, formen och stupningen på F_2-vecken är konstant inom hela undersökningsområdet undantagandes själva veckaxelkulminationen.

Den högsta metamorfosgraden har nåtts vid slutfasen av F_2-deformationen i samband med Arvidsjaurgranitens intrusion. I kontaktzonen, Tuffitformationen, är metamorfosgraden hög (amfibolitfacies, almandin zon). På något hundratal meters avstånd sjunker metamorfosgraden till grönskifferfacies (biotit zon) (Turner 1968). De nybildade mineralen är i kontaktzonen i de basiska och pelitiska leden följande: hornblände, oligoklas—andesin, epidot och almandin. Längst i nordost, liksom i anslutning till veckaxelkulminationen vid älven, påträffas nybildad epidot, hornblände, biotit och spessartinalmandin. De vanliga indexmineralen är förutom albit, biotit och epidot samt i de pelitiska leden muskovit och klorit. De nybildade mineralen, framför allt amfibol och granat, är ej granulerade eller roterade. De har således bildats efter eller i slutskedet av F_2-deformationen.

I anslutning till granitens intrusion har omfattande metasomatiska omvandlingar ägt rum. Framför allt gäller detta i Tuffitformationen, där lösningarna huvudsakligen följt de gamla S_1-planen (fig. 13 A). Texturerna i dessa bergarter är typiska för en termal metamorfos i anslutning till en granitintrusion (Spry 1969).

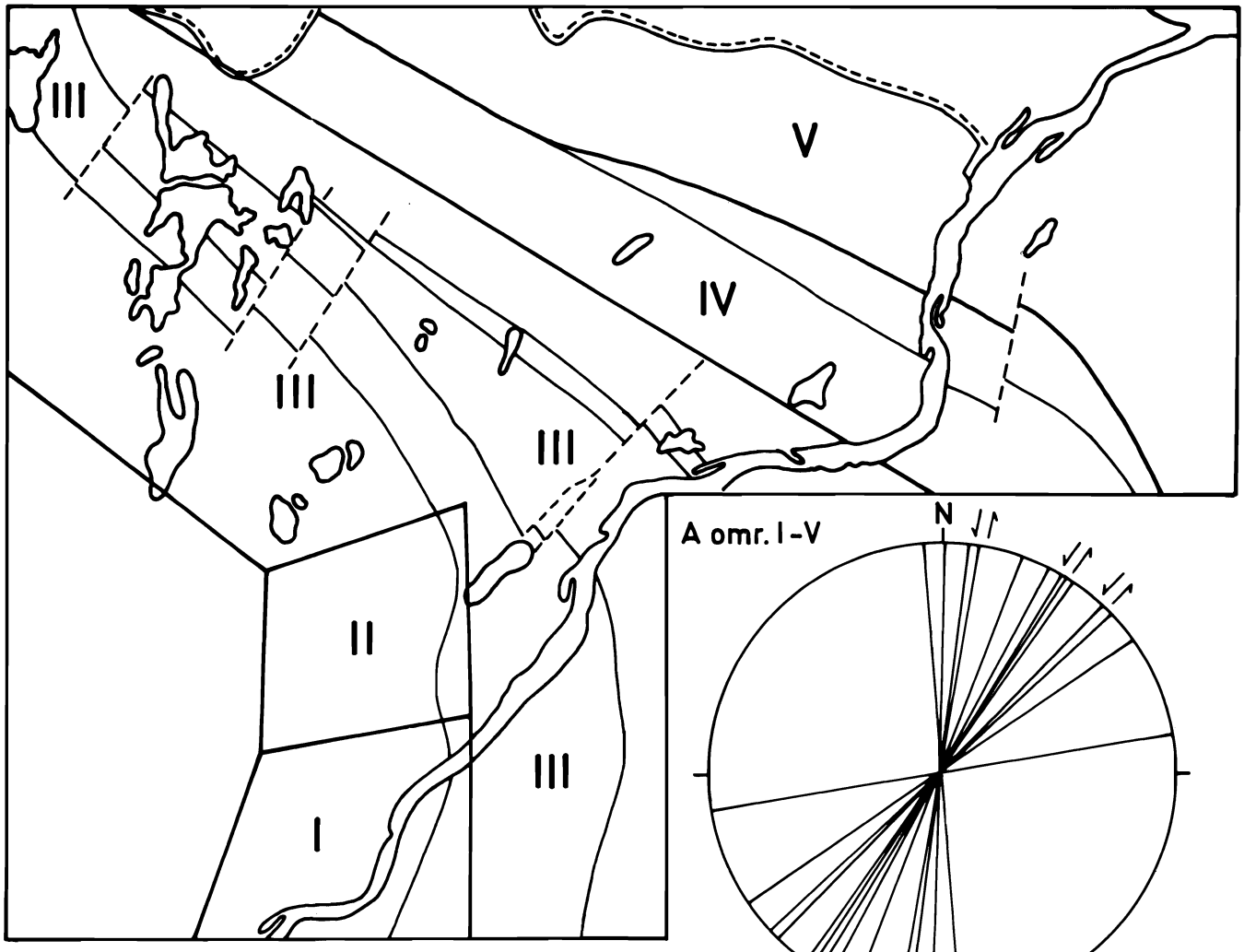
Den senare omkristallisationen av områdets bergarter, under lågt lateralt tryck och hög temperatur, har resulterat i omfattande texturella förändringar. Den från F_1-deformationen sannolikt lepidoblastiska texturen i de finkornigare bergarterna har ersatts av en mikrogranoblastisk textur med en lepidoblastisk orientering av fyllosilikaten. Fyllosilikaten har bibehållit sin primära F_1-orientering. Denna är i huvudsak parallell med den senare, svagare F_2-deformationen.

I samband med F_1-deformationen har de primära mineralen i bergarterna, framför allt kvarts, blivit svagt deformerade och undulösa. Vid den senare, högre metamorfosen har den "strain", som kvartsen erhållit, lösts upp, vilket resulterat i en omfattande polygonisering av denna. Detta förhållande gäller även plagioklasen, som genomgående visar tecken på en svag granulering och en efterföljande omkristallisation, ofta med kalifältspat, av de granulerade partierna.

Förkastningar m.m.

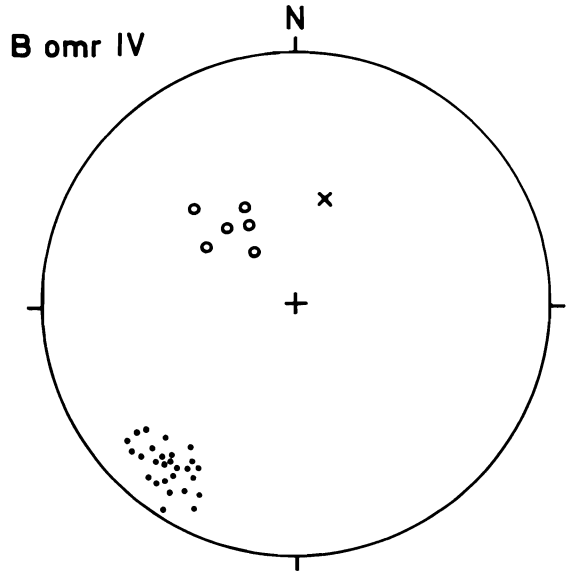
Genom Abmorälvsområdet löper en serie förkastningar och med dem sammanhörande krosszoner i N20-45E. I samma riktning har även huvuddelen av de inom området påträffade gångbergarterna intruderat.

Utvecklingen av detta system av sprickor, gångbergarter och krosszoner har sannolikt tillgått på följande sätt. I området har skett en anläggning av sprickor, delvis vinkelräta mot F_2-veckaxeln (ac-plan ?). Dessa sprickor har öppnats och basisk och sur magma har intruderat. Huvuddelen av gångarna uppträder vid graniten och i anslutning till F_2-veckaxelns kulmination. På ett sent stadium i områdets geologiska utveckling har omfattande rörelser skett efter samma huvudlinjer. Detta har oftast resulterat i en närmast total uppkrossning av framför allt de sura, suprakrustala bergarterna. Krosszonernas bredd är i flera fall 2-10 m. Förkastningen vid granitkontakten (6255x2325) är däremot mycket tunn och distinkt. Den mest omfattande uppkrossningen påträffas i anslutning till Abmorälven.

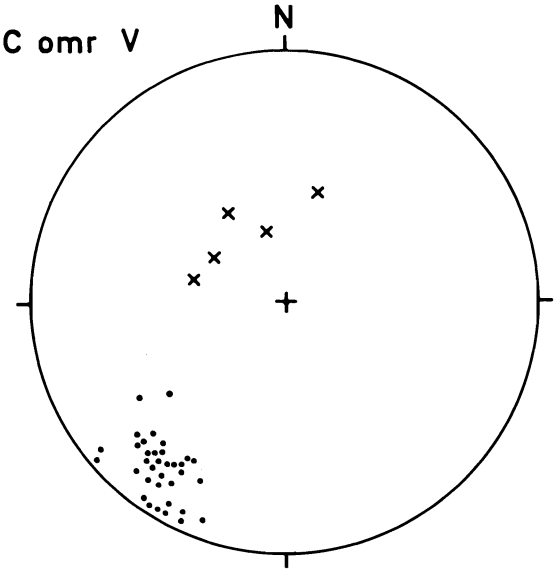


Förkastningar

Fig. 14 Stereografiska projektioner A-I.

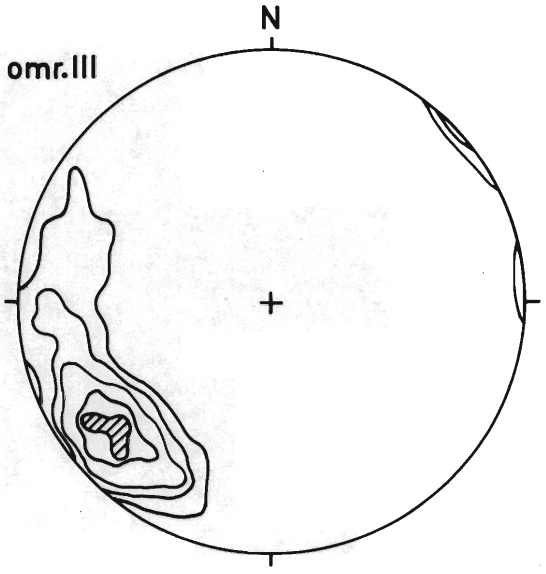


• Polpunkter, foliation (27 π S)
o F_2 veckaxel (6 st)
× Stänglighet



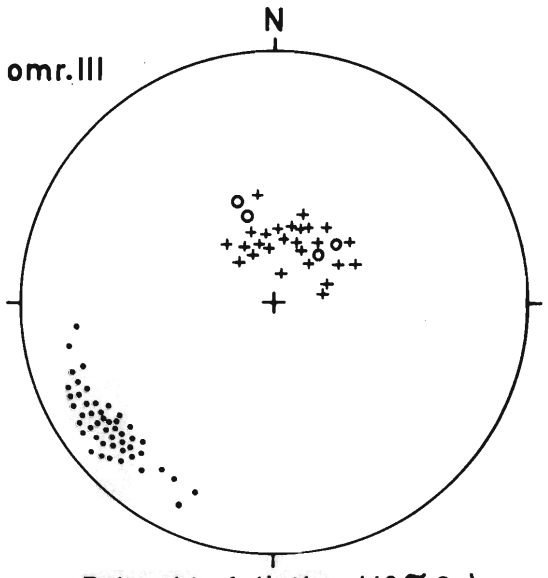
• Polpunkter, "gnejsighet" (37 π S)
× Stänglighet

D omr.III



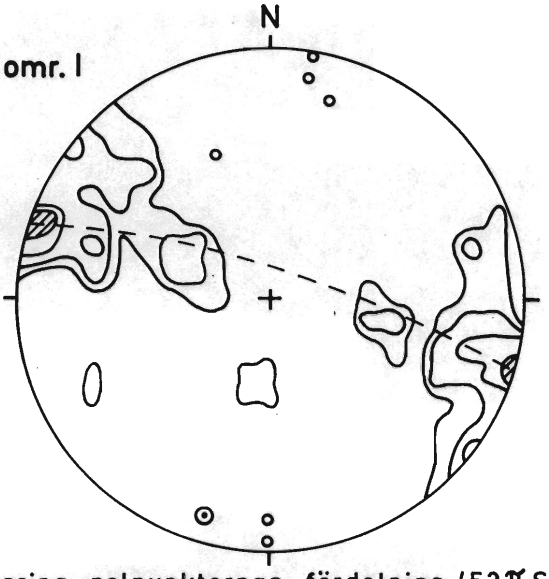
Lagring, polpunkternas fördelning (384 π S_0)

E omr.III



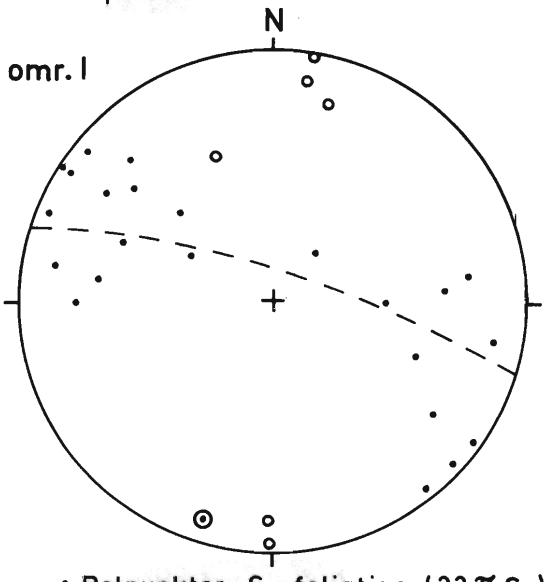
• Polpunkt, foliation (49 π S_1)
+ S_1/S_0 lineation (26 st)
○ F_1 veckaxel

F omr. I



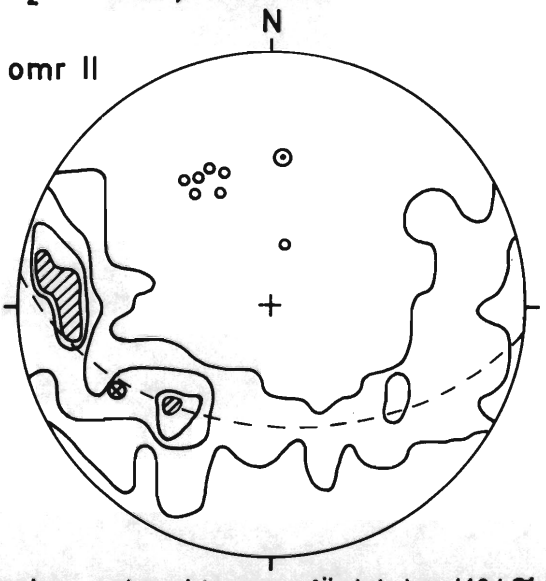
Lagring, polpunkternas fördelning (52 π S_0)
○ F_2 veckaxel (6 st)
⊙ F_2 veckaxel, konstruerad

G omr. I



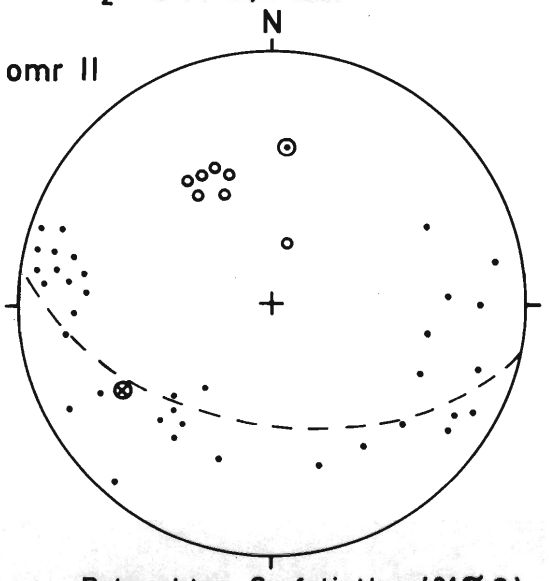
• Polpunkter, S_1-foliation (23 π S_1)
○ F_2 veckaxel (6 st)
⊙ F_2 veckaxel, konstruerad

H omr II



Lagring, polpunkternas fördelning (124 π S_0)
○ F_2 veckaxel (7 st) ⊗ Polpunkt axialplan
⊙ F_2 veckaxel, konstruerad

I omr II



• Polpunkter, S_1-foliation (31 π S)
○ F_2 veckaxel (7 st)
⊙ F_2 veckaxel, konstruerad

Fig. 14

A. Förkastningar. Samtliga uppmätta förkastningar inom området är vertikala och visar en sinistral rörelse. I anslutning till förkastningarna har skett en omfattande uppkrossning. Abmorälven rinner i denna krosszon.

B. Område IV. Polpunkter för foliationen från den kraftigast folierade delen av suprakrustalen. F_2-veckaxlarna har mätts i Tuffitformationen och ibland även i omedelbar anslutning till granitkontakten. Varje markering representerar en mätning.

C. Område V. Polpunkter för "gnejsigheten" i Arvidsjaurgraniten och stängligheten i denna. Dessa mätvärden visar samma fördelning som foliationen, veckaxlarna och stängligheten i området nära graniten (IV). Varje markering representerar en mätning.

D. Område III. Fördelningen av lagringens polpunkter. Konturerna för S_0-normalerna är ($384\pi S_0$) 1:10%, 2:5%, 3:2%, 4:1%, 5:0% (Schmidt-nät per 1% area). Polpunkten för veckaxelns axialplan sammanfaller med S_0-normalernas maximum. Område III omfattar huvuddelen av den blottade monoklinala delen av suprakrustalen inom Abmorälvsområdet.

E. Område III. Polpunkterna för foliation (S_1) och lineation, S_1/S_0. Lineationen är parallell med F_1-veckaxelns riktning, vilket bekräftas av att de F_1-veckaxlar som mätts faller inom samma område som S_1/S_0-lineationen. Varje markering representerar en mätning.

F. Område I. Fördelningen av lagringens polpunkter i anslutning till F_2-veckaxelns kulmination samt läget av de mätta F_2-axlarna. Konturerna för S_0-normalerna är: ($52\pi S_0$), 1:5%, 2:3%, 3:2%, 4:0% (Schmidt-nät, per 1% area).

G. Område I. Polpunkterna för S_1-foliationen. Dessa visar samma fördelning som lagringens polpunkter, och är således veckade efter samma axel. Varje markering representerar en mätning.

H. Område II. Fördelningen av lagringens polpunkter samt de mätta och konstruerade riktningarna för F_2-veckaxeln. Axialplanet till F_2-veckaxeln stupar ca 65-70° NE, vilket resulterar i att de båda veckbenens maxima kommer att ligga i samma del av nätet, på ömse sidor av axialplanets polpunkt. Konturerna för S_0-normalerna är $124\pi S_0$) 1:3%, 2:2%, 3:1%, 4:0% (Schmidt-nät per 1% area).

I. Område II. Polpunkterna för S_1-foliationen. Dessa visar samma fördelning och relation till F_2-veckaxeln som lagringen (H) inom detta område.

8. SEDIMENTÄRA STRUKTURER

Abmorälvsformationernas vulkaniska gråvackor är turbiditavsatta. De flesta sedimentära strukturer, som är typiska för en sådan avsättning har påträffats (Kuenen 1964).
På senare tid har sedimentologiska arbeten om prekambriska gråvackor presenterats av bl.a. Walker m.fl. (1971), Ojakangas (1972) och Henderson (1972). Föreliggande arbete behandlar till stor del samma företeelser som de ovan nämnda författarna, men med speciell referens till Abmorälvsformationernas vulkaniska gråvackor.

Det mest signifikanta för sedimenten är "graded bedding" och en uthållig, regelbunden lagring (foto 21). Gråvackebäddens kontakt mot underlaget är oftast distinkt och bädden övergår uppåt i en finkornig, laminerad "siltstone". I enstaka fall avslutas turbiditen av ett tunt skifferlager. En gråvackebädd med ovanpå liggande finkorniga sediment, upp till basen på nästa gråvackebädd, betraktas som en enhet och definieras som ett lager (Stanley m.fl. 1964). Gråvackebäddarnas tjocklek är vanligtvis 5-10 cm, men varierar från någon cm till 2-3 meter. Mäktigast är de bollförande, grova, vulkaniska gråvackorna (parakonglomeraten) i den Övre Abmorälvsformationen.
På grund av det ensartade, rent vulkaniska ursprunget hos det epiklastiska materialet är den maximala kornstorleken hos mineralkornen relativt konstant (ca 2 mm, d.v.s. en grov sand). Eftersom ett samband föreligger mellan maximal kornstorlek och tjocklek på en turbiditavsatt gråvacka (Potter m.fl. 1966) följer, att det grövre epiklastiska materialet i basen på de väl sorterade, bredare turbiditerna uteslutande består av fragment.
Gråvackebäddar, som i sina basala delar huvudsakligen för vulkaniska, felsitiska och porfyriska fragment, har påträffats på flera ställen i den Övre och Undre Abmorälvsformationen. De övergår alltid uppåt i normala, sandiga gråvackor. I parakonglomeraten är förhållandet dock något annorlunda. Någon sortering att tala om existerar inte utan dessa breda, bollförande bäddar består av en blandning av samtliga kornstorlekar och slutar oftast abrupt med finkorniga sediment. Dylika bäddar kallades tidigare "fleuxoturbiditer" (Dzulynski 1959). De har visat sig utgöra de mest proximalt, strandnära, avsatta delarna av "normala" turbiditer (Walker 1967).

Det föreligger ingen korrelation mellan gråvackebäddens och ovanliggande finkorniga materials mäktighet beroende på, att olika stora delar av det finkorniga materialet borteroderats av ovanliggande turbidit.



Foto 21. Tunna turbiditavsatta gråvacke-skifferlager i Övre Abmorälvsformationen. De ljusa banden utgöres av gråvacka, de mörka av "siltstone" och skiffer. Linjalens längd: 20 cm. Lok. 6172 x 2338.

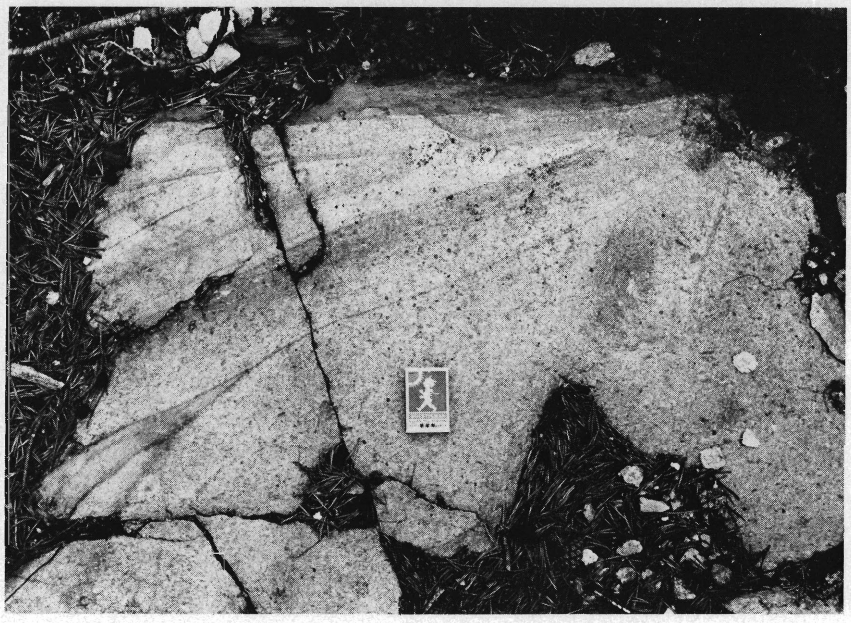


Foto 22. "Cross-bedding" i grov vulkanisk gråvacka visande "upp" mot nordost. Lok. 6208 x 2272.

Där det finkorniga materialet saknas, uppträder mäktigare, sammansatta gråvackelager, vilka oftast kan följas i grupper genom formationerna. I dessa fall kan de enskilda bäddarna endast urskiljas vid kontakterna eller genom horisonter av fragmentliknande, uppbrutna rester av finkornigt material.

På grundval av de sedimentära strukturernas fördelning och dominans i olika delar av ett turbiditavsatt lager, indelas detta i fem olika intervall (Bouma 1962). Det maximalt utbildade turbiditlagret kallas "The complete Bouma sequence" (fig. 17). Benämningen intervall ändrades av Walker (1967) till "division" för att undvika en sammanblandning med vedertagen paleontologisk nomenklatur.
"Division" A är ett lagers understa del och omfattar vanligtvis gråvackedelen. "Graded bedding" är den karakteristiska strukturen. "Divison" B kännetecknas av en parallell laminering av det finkorniga materialet. "Division" C kännetecknas av "current ripple" och "convolute lamination". I "division" D återkommer den parallella lamineringen. "Division" E utgöres av pelitiskt material.

"Division" A

I Abmorälvsformationernas vulkaniska gråvackor är "graded bedding" mycket vanlig. I de flesta fall visar bädden en relativt jämn övergång från grovt till fint material och övergår utan skarp gräns i den (undre) laminerade delen. I en del fall finns en "grading" endast i bäddens undre del, i andra fall utgöres gråvackebädden av ett homogent sandstenslager med ibland enstaka fragment i botten, men med tydlig "grading" i den allra översta delen. I flera fall påträffas gråvackelager utan synlig "grading" och med skarpa kontakter mot över- och underlagrande finkorniga material. I slip liksom på polerade ytor framträder dock i de flesta fall en svag "grading".

"Division" B

Parallell laminering börjar mycket diffust genom en sortering av kvarts och fältspat redan i gråvackebäddens övre och finkorniga del. Vanligtvis sker en fortsatt minskning av den genomsnittliga kornstorleken uppåt i banden samtidigt som inlagringen av pelitiskt material ökar. Eftersom det finkorniga kvarts-fältspatmaterialet har en ljus vittringsyta framgår det tydligt att "grading" fortsätter en bra bit upp i den laminerade delen. Denna typ av laminering kallas "graditional laminated bedding" (Dzulinsky m.fl. 1965). Regelbundenheten i fördelningen mellan moigt och pelitiskt material har gjort det möjligt att särskilja flera lager, vilka alla börjar med "division"

B. Walker (1965, 1967) ger en god sammanfattning av olika bildningsbetingelser för laminering i samband med turbiditavsättning.

"Division" C

"Current ripple lamination" har huvudsakligen påträffats i enstaka bredare lager av finkornigt material i den Övre Abmorälvsformationen. "Convolute lamination" uppträder i enstaka fall ovanpå den undre laminerade delen ("division" B) inom stora delar av området. Denna typ av laminering anses vara en synsedimentär vidareutveckling av "current ripple lamination". Om så verkligen vore fallet borde fler exempel på "current ripple lamination" ha påträffats på de detaljundersökta lokalerna, såvida inte dessa mycket fina strukturer helt utplånats från de vittrade ytorna. "Convolute lamination" däremot, som är en betydligt mer omfattande och iögonfallande struktur, skulle således ha bevarats. "Convolute lamination" kan även bero på förändringar i det hydrostatiska trycket orsakat antingen av glidningar i redan konsoliderade lager, seismisk aktivitet, eller av tryck från ovanliggande lager (Dzulinsky m.fl. 1965). De vackraste exemplen på "convolute lamination" (foto 26) ligger i en tre meter mäktig zon, som karakteriseras av omfattande glidningar och rörelser i de halvkonsoliderade sedimenten.

"Division" D och E

"Division" D har ej påträffats inom undersökningsområdet. Den tunna avslutande skifferbädden, som påträffats i enstaka lager, anses tillhöra "division" E (Walker 1967).

"Sole marks"

De strukturer, som bildas av en turbidit, när den rör sig fram över underlaget eller efter det att den avsatts, kallas "sole marks" (Kuenen 1957). Sådana finns bevarade som fördjupningar eller upphöjningar i kontakten mellan gråvackebädden och dess underlag. Eftersom endast en liten del av lagren avslutas med en pelitisk horisont är lagren vanligtvis väl sammansvetsade på grund av metamorfosen. Detta har resulterat i att lagringsplanen ej går att bryta upp annat än i undantagsfall. Huvuddelen av dessa strukturer har alltså endast kunnat studeras i tvärsnitt (fig. 15).
"Load casts" påträffas i så gott som alla de fall, där "division" A vilar på finkornigare material, vanligtvis "division" B (foto 24). "Flute casts" och "groove casts" återfinns på olika lokaler inom området. Det är huvudsakligen med hjälp av dessa "sole marks" som en "paleocurrent" med en någorlunda kon-

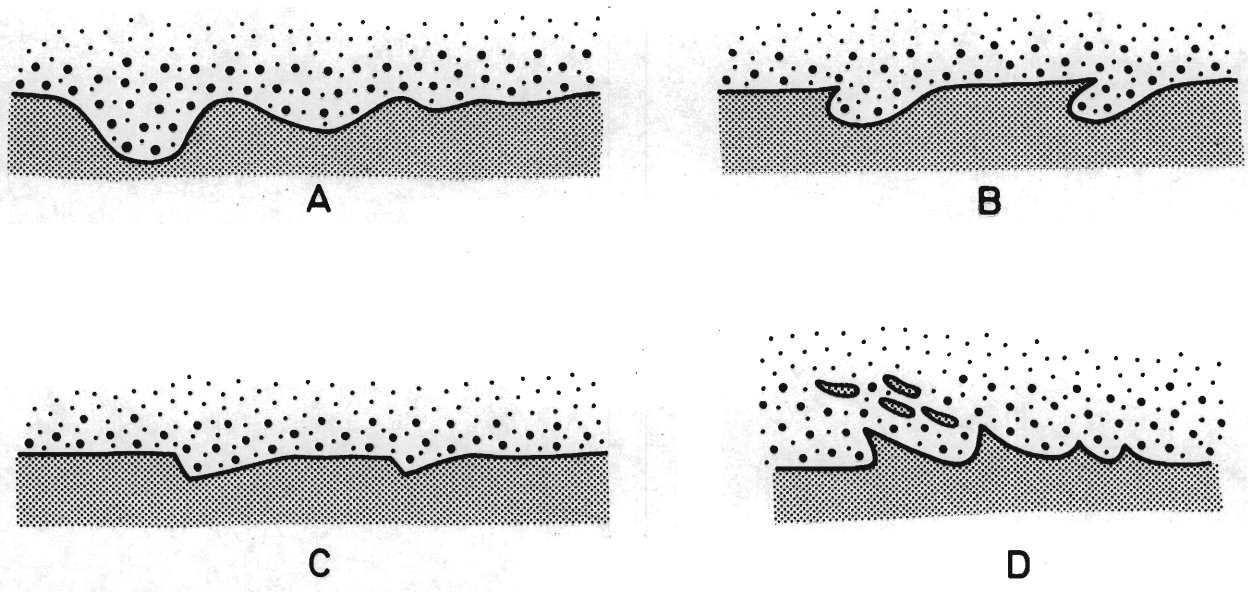


Fig. 15. "Sole marks" som de vanligtvis påträffas på de plana hällytorna. A: "Load casts" B: "Flute casts" C: "Groove casts", "toolmarks" eller osymmetriska "flute casts" D: "Flame structure".

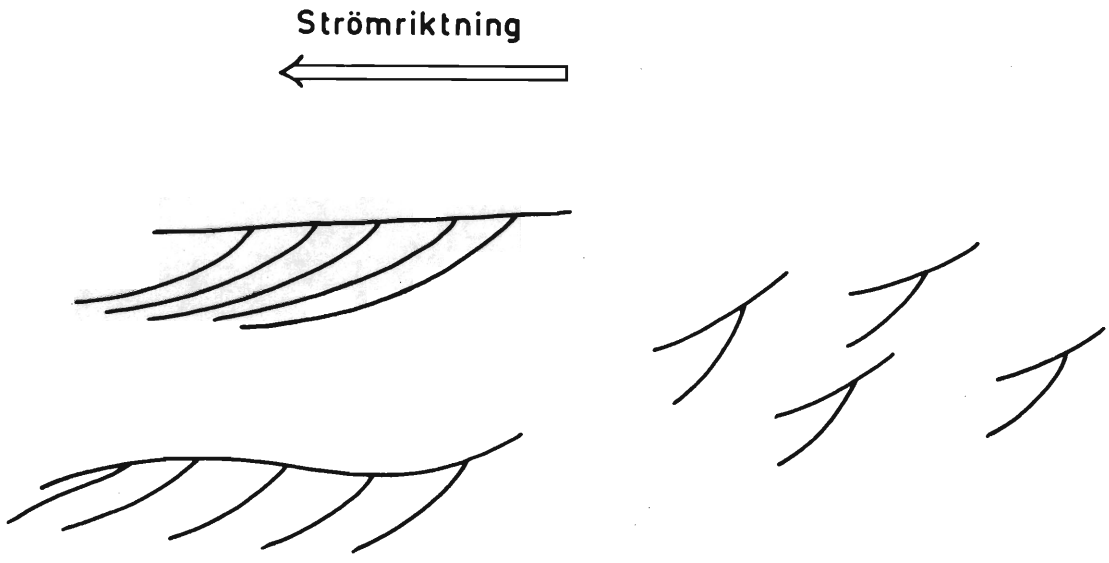


Fig. 16. "Current ripple lamination".

stant riktning har kunnat rekonstrueras. Övriga "sole marks", som påträffats, är förutom enstaka "flame structures" framför allt kraftigt undulerade erosionskontakter ("scour marks") mellan lager i de bredare sammansatta sandstensbankarna. Dessa "scour marks" finns framför allt i den centrala delen av den Mellersta Abmorälvsformationen, men påträffas på de flesta lokaler där två eller flera tjockare gråvackelager är i kontakt med varandra.

"Slumping"

Som tidigare nämnts, förekommer en tre meter bred zon vid lokal (6214x2305). Där har omfattande glidningar och sönderslitningar skett av de sandiga lagren i de huvudsakligen finkorniga sedimenten. En del av de mer kompetenta gråvackebäddarna har veckats på ett sätt, som visar, att lagren mer eller mindre skjutits ihop (foto 25). I horisontalplanet har glidningar skett från NW mot SE, men tangenten till veckaxeln, som mätts ligger med ungefär 50° vinkel från "paleocurrent". Sannolikt beror glidningarna på höjningar och sänkningar i bassängens botten genom tektonisk aktivitet. Denna tektoniska aktivitet kan för övrigt antas vara orsaken till en del av de förändringar i sedimentationsmönstret, som konstaterats i formationernas bergarter.

Parakonglomerat

De i den övre delen av Övre Abmorälvsformationen belägna parakonglomeraten har stora likheter med fleuxoturbiditer (Dzulinsky 1959). Den huvudsakliga rörelsen i dessa är fortfarande glidning, innan den för turbiditer karakteristiska turbulensen utbildats genom en inblandning av tillräckligt stora vattenmassor i turbiditens front. Detta innebär att den suspension, som orsakar den goda sorteringen både vertikalt och lateralt, ej hunnit utbildas. De grova bäddarna har flera av de karakteristika, som Walker (1967) redovisar för mycket proximala turbiditer.
Inom denna zon, som således karakteriseras av en mycket proximal sedimentation, har områdets få exempel på "crossbedding" påträffats (foto 22). I enstaka fall har tunna tungmineralhorisonter påträffats i anslutning till denna zon.

8.1. ABC-index

Bouma (1962) indelar ett turbiditavsatt lager efter dess sedimentära strukturer och anger i vilka facies dessa "divisions" uppträder. Bakgrunden till detta är, att en turbidit först avsätter sitt grovklastiska material och sedan får en allt finare genomsnittlig kornstorlek under transporten sam-

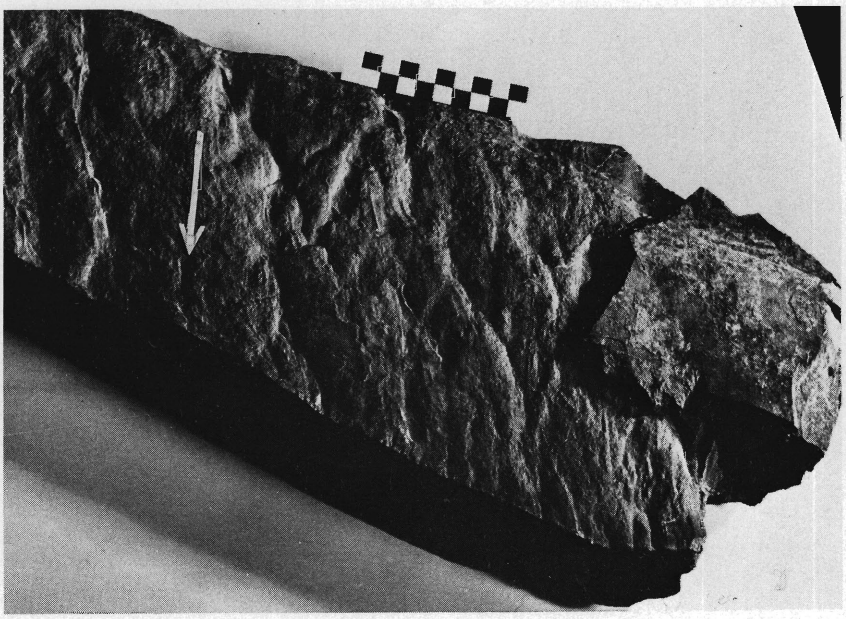


Foto 23. "Flute casts" som överpräglats av "load casts". Strömriktning i pilens riktning. Skala i cm. Lok. 6270 x 2288.
Foto: U. Lindemark.

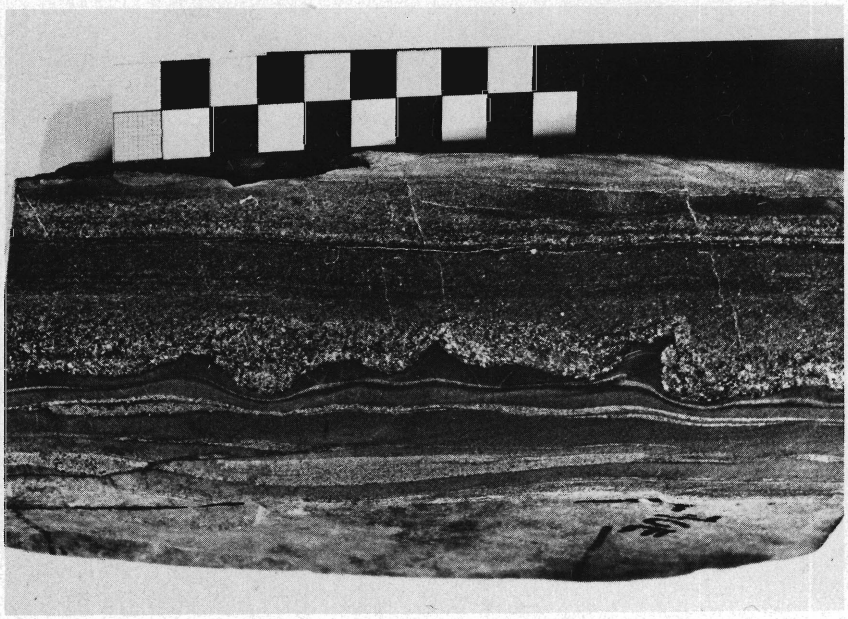


Foto 24. Polerad stuff visande "load casts" och "flame structures" i kontakten mellan gråvackebädd med "graded bedding" och laminerat parti. Skala i cm. Lok. 6271 x 2280.
Foto: U. Lindemark.

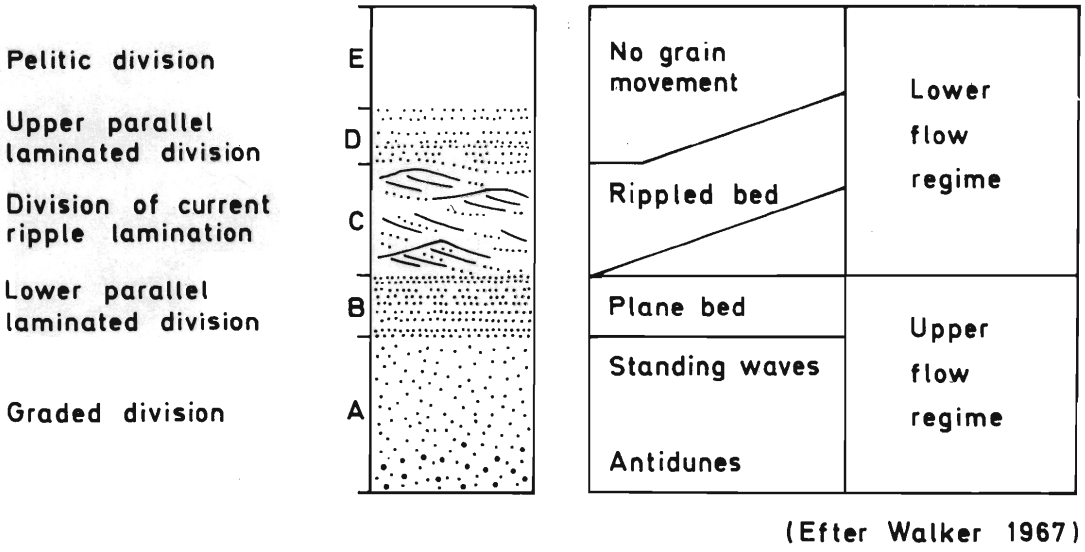


Fig. 17. Boumas indelning av ett lager efter dess sedimentära strukturer samt tolkningen av dessa i "flow regimes".

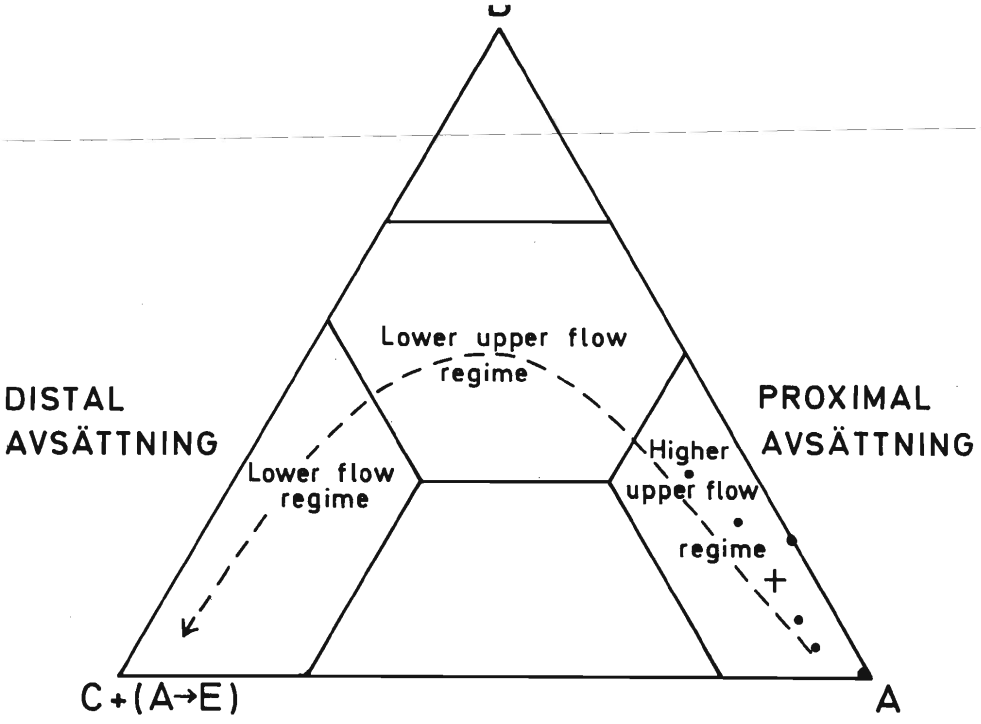


Fig. 18. Plott av de lager, som börjar med division A mot de, som börjar med division B och C + (A-E). Varje punkt refererar till en av de sex kolumnerna i fig. 19. Krysset representerar medelvärdet för samtliga lager. Den streckade linjen anger förändringen i "flow regime" för en homogen grupp turbiditer med ökad distal avsättning.

tidigt som erosionskraften mot underlaget minskar. Detta innebär att lager, som börjar med "division" A är mer proximala än lager som börjar med "division" B, vilka i sin tur är mer proximala än lager som börjar med C, D eller E. "Division" A och B tillhör "upper flow regime" (proximal avsättning) och "division" C, D och E tillhör "lower flow regime" (distal avsättning) (Walker 1967).

Eftersom de flesta sedimentationsbassänger med turbiditavsatt material är avlånga och parallella med strandlinjen, kommer turbiditerna i huvudsak att röra sig parallellt med kustlinjen. Detta innebär, att ett lager, som avsatts i "lower flow regime" kan mellanlagras av lager, som avsatts i "upper flow regime" från en annan ursprungsort eller av annan primär volym. Båda lagren är lika proximalt avsatta i förhållande till stranden men icke i förhållande till ursprungsorten.
De faktorer som i huvudsak påverkar det slutliga utseendet och sammansättningen av en turbiditavsatt lagerserie är sedimentationsbassängens geometri, i vilken "flow regime" lagren avsatts, den mängd epiklastiskt material som transporterats av varje turbidit, det epiklastiska materialets sammansättning, varifrån bassängen mottager materialet samt den tid, som förflyter mellan avsättningen av de enskilda lagren.

De båda ytterligheterna vid en turbiditavsättning är dels breda, grova, ibland bollförande sandstensbäddar med utpräglade erosionskontakter mellan lagren och med inget eller helt underordnat finkornigt material, dels skiffer med underordnat inslag av epiklastiskt material. I det första fallet dominerar "division" A och i det andra "division" E. I en turbiditavsatt lagerserie förekommer alltid variationer i de olika lagrens utformning. I ett lager kan antingen en eller flera "divisions" saknas, mäktigheten variera eller en "division" helt dominera över andra.
Ett lager, som består av en tunn, sandig bottenbädd, som diffust övergår i en finkornig del, har antingen bildats av en turbidit med en stor mängd epiklastiskt material, som avsatts distalt, eller av en turbidit med en liten mängd epiklastiskt material, som avsatts proximalt. Ju mer proximalt en lagerserie avsatts desto större är variationerna mellan de enskilda lagren. Orsaken härtill är att vid en proximal avsättning spelar lokala faktorer större roll, t.ex. den enskilda turbiditens volym, riktningen och tiden mellan de olika avsättningarna samt variationen i strandlinjens läge. I de mest distala delarna i "lower flow regime" har de lokala variationerna helt eliminerats, vilket resulterat i en rytmiskt avsatt lagerserie med förhållandevis små inbördes variationer mellan de olika lagren. Tidsfaktorn har stor

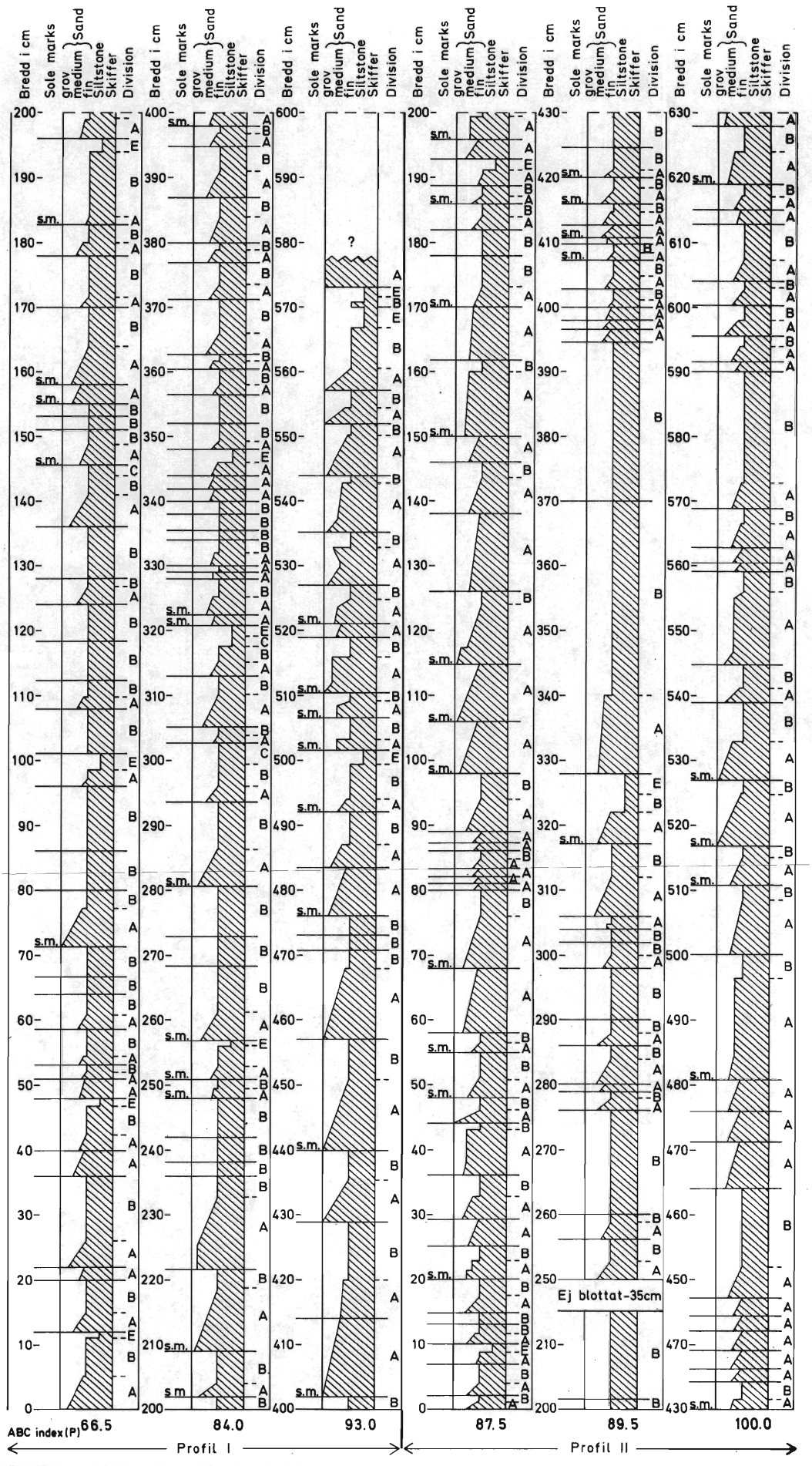


Fig. 19

Grafisk logg från Övre Abmorälvsformationen omfattande 187 turbiditavsatta lager. ABC index P_{tot} : 86,0. Indelning i "divisions" efter Walker (1967).
I de fall där "sole marks" påträffats, vanligtvis "load casts," anges detta med s.m. vid den basala kontakten mellan lagren.

betydelse, eftersom "division" E till stor del utgöres av pelagiskt avsatt material, vars sedimentationshastighet är konstant.

Genom att i fält upprätta en logg (Bouma 1962) eller på annat sätt notera varje lagers mäktighet, ingående "divisions" och deras mäktighet samt i vilken ordning de uppträder, erhålles ett material, som möjliggör en numerisk bestämning av sedimentens facies och en indelning av dessa i "flow regimes". I en del av Abmorälvsområdet, där bergarterna är väl bevarade, har två kortare profiler om vardera knappt 6 meter uppmätts (fig. 19). Profilernas läge framgår av fig. 20. Inom detta område kännetecknas sedimenten av stor regelbundenhet och saknar breda, sammansatta lager eller lager med varierande tjocklek. Området representerar således de till synes mest distalt avsatta turbiditerna inom Abmorälvsformationerna.

På grundval av Boumas (1962) indelning av ett turbiditavsatt lager i olika "divisions" framlade Walker (1967) en metod att numeriskt och grafiskt bestämma avsättningsmiljön för en serie kontinuerligt avsatta lager. Till grund för dessa beräkningar ligger det faktum, att olika divisions är utbildade under olika "flow regimes", d.v.s. distalt och proximalt avsatta lager visar fundamentala skiljaktigheter. Utformningen av den basala delen av ett lager ger en anvisning om under vilken "flow regime" detta är avsatt. För en uppmätt profil av turbiditavsatta lager kan ett ABC-index (P) framräknas med hjälp av den procentuella andelen av de lager, som börjar med division A, B eller C. Till de distalt avsatta lagren (C) föres förutom D även de lager, som börjar med A och mjukt övergår i E (A→E). I dessa lager får tjockleken på A ej överstiga 3 cm och kornstorleken ej 0,2 mm ("fine sand")(Walker 1967).
ABC-index (P) beräknas på följande sätt:

$$P = (A-(A-E)) + \tfrac{1}{2}B \qquad \text{(Walker 1967)}$$

För att undvika missförstånd torde dock formeln bäst skrivas

$$P = (A-(D+/A-E/)) + \tfrac{1}{2}B$$

P är ett tal mellan 0 och 100. Ju större talet P är desto mer proximalt avsatt är den uppmätta lagerserien och omvänt.
Samma parametrar ligger även till grund för konstruktionen av ett triangeldiagram, där de olika hörnen utgöres av A, B och C+D+(A→E).
För en serie turbiditavsatta lager, som kunnat följas under successivt avtagande "flow regime" (P→0), kommer den konstruerade kurvan att utgöras av en parabel från A till C + (A→E) (fig. 18).

Fördelarna med denna beräkningsmetod är dels att effekten av enstaka lager elimineras, hur dominanta dessa än må vara, dels att ett enhetligt referenssystem för angivande av "flow regime" för en sektion turbiditavsatta lager erhålles.
Som framgår av fig. 19 är ABC-index (P) mycket högt för de båda profilerna, P = 84 respektive 91,5 och för samtliga lager är P = 86. Detta index anger i likhet med fig. 18 att dessa lager avsatts i "higher upper flow regime". Profilerna representerar de vulkaniska gråvackor, som har den förhållandevis största andelen finkornigt material. Det finkorniga materialet består till största delen av "siltstone", medan pelitiskt material endast utgör en relativt liten del. På grund av det finkorniga materialets betydelse, har dessa delar av lagerserien på kartan (fig. 1) betecknats som "vulkanisk gråvacka med skifferinlagringar". Normalt ingår även en hel del bredare, sammansatta gråvackelager i dessa delar av formationerna. De övriga turbiditavsatta delarna av lagerserien, vilka betecknas som vulkanisk gråvacka, lagrad respektive vulkanisk gråvacka, parakonglomerat saknar till stor del finkornigt material. Endast i undantagsfall har lager med "division" B och C påträffats. ABC-index för dessa delar torde vara P = 90-100.

Walker (1967, tabell 1) redovisar mätresultat från sju olika formationer omfattande 3352 turbiditavsatta lager avsatta under olika "flow regimes". De olika formationernas ålder är från ordovicium till tertiär.
Ur dessa tabeller framgår, att i de grupper av lager, som har P>80 är den genomsnittliga lagertjockleken (A+B+C) cirka 60 cm. Genomsnittstjockleken för de 187 uppmätta lagren i Övre Abmorälvsformationen är däremot endast sex centimeter. I Walkers (1967) tabell är grupper av lager med denna medeltjocklek förhållandevis få och de som finns har ett index P = 15-25, d.v.s. de är distalt avsatta i "lower flow regime". Detta innebär, att de turbiditavsatta lagren i Övre Abmorälvsformationen, som är avsatta i "high flow regime", har en mycket ringa medeltjocklek i jämförelse med normala turbiditer. Orsaken till detta kan endast vara att de turbiditer, som avsatt denna ringa mängd material i "high flow regime" varit små i jämförelse med andra turbiditer.
Profilerna i Övre Abmorälvsformationen representerar således endast ett område i "high flow regime" under ett tidsavsnitt, då sedimentationen haft ett lugnt förlopp och endast små turbiditer med ringa erosionskraft mot underlaget avsatts och på så vis lämnat en hel del av det finkorniga materialet ("divisions" B, C och E) i underliggande lager. Dessa delar av formationen skiljer sig således inte i "flow regime" från övriga delar, där lager-



Foto 25. Sedimentärt veck orsakat av glidningar i delvis konsoliderade lager. Lok. 6214 x 2305.



Foto 26. "Convolute lamination". Lok. 6214 x 2305.

tjockleken och den genomsnittliga kornstorleken är större. Skillnaden är endast, att inom de andra delarna har turbiditer av större primär volym och erosionskraft gentemot underlaget avsatts. Samtliga vulkaniska gråvackor i Mellersta och Övre Abmorälvsformationerna är således proximalt avsatta i "high flow regime".

"Paleocurrent"

En turbiditavsatt lagerserie kännetecknas i allmänhet av en mycket konstant sedimentationsriktning, vilket är till avsevärd hjälp vid bestämning av "paleocurrent" (Teen Haaf 1957, Allen 1970).

Vid en bestämning av "paleocurrent" är "flute" och "groove casts" de sedimentära strukturer, som ger de säkraste riktningsangivelserna. I de vulkaniska gråvackorna har riktningen på dessa "sole marks" mätts på 14 olika lokaler (fig. 20). I övrigt har två "crossbeddings" samt en "current ripple lamination" mätts. Eftersom de övriga "current ripple laminations" endast påträffats på horisontella hällytor har asimut för "forset beds" ej kunnat bestämmas. Förhållandet mellan "topset" och "forset beds" ger dock ett enhetligt belägg för att riktningen på "paleocurrent" varit från väster till öster (fig. 16).

Vid mätningar av "paleocurrent" är det av största vikt, att områdets och bergartens tektoniska utveckling är väl känd, eftersom avvikelserna i riktningen ökar med ökad deformationsgrad (Ramsay 1961).
F_1-deformationen av sedimenten har varit mycket moderat, vilket visar sig dels i den svaga lineationen och dels i att det grövre epiklastiska materialet lämnats helt odeformerat. I F_2-fasen har endast en obetydlig deformation träffat bergarterna i den centrala delen av synformen.
När en sedimentär lineation i en veckad bergart omorienteras bör hänsyn tas till det "strain", som finns i vecket och en kompensation för detta ske med avseende på veckstilen och mekanismen, som orsakat veckningen (Ramsy 1967). Eftersom det "strain", som sedimenten upptagit under de båda deformationerna, varit så svagt, att det ej kunnat kvantifieras, har någon kompensation för en deformerad "paleocurrent" ej utförts.
Inom ett område, som veckats upprepade gånger, får ett angivande av rätt kvadrant för riktningen på "paleocurrent" betraktas som godtagbart (jfr Henderson 1972). Som framgår av fig. 20 är spridningen av de omorienterade "paleocurrentriktningarna" ca 90°. Eftersom sedimentationsriktningen hos denna typ av bergarter normalt ej varierar med mer än $40\text{-}50^{\circ}$ (jfr Allen 1970),

beror spridningen sannolikt på att samtliga de faktorer, som påverkat "paleocurrentlineationen" ej är kända.

De flesta mätningar har utförts i den monoklinala delen av lagerserien och för dessa har en kompensation utförts med avseende på F_2-veckaxeln. I detta sammanhang är F_1-veckningen försumbar, eftersom lagerserien på de lokaler där en "paleocurrentlineation" mätts icke inverterats under deformationsfasen.

Av de utförda mätningarna är det endast en, som avsevärt avviker från de övriga. Det gäller den ena av strömskiktningarna, som mätts i den övre delen av Övre Abmorälvsformationen. Denna typ av sedimentära strukturer tillhör även en annan sedimentationsmiljö än gråvackorna och är typisk för mer grundvattenavsatta sediment.

Av de utförda mätningarna framgår, att den huvudsakliga sedimentationsriktningen varit från nordväst mot sydost.

I de flesta turbiditavsatta formationer varierar riktningarna mellan de enskilda turbiditerna, under förutsättning, att de härrör från samma källa, med mindre än 40-50° (Allen 1970). Eftersom turbiditer genom sin högre täthet "rinner" från de grundare till de djupare delarna av en bassäng, ger sedimentationsriktningen en viss uppfattning om bassängens geometri.

Inom Abmorälvsområdet har sedimentationsriktningen för turbiditerna varit parallell med veckaxlarna. Detta innebär, att den bassäng, som Abmorälvsområdets bergarter avsatts i och som kan följas tektoniskt och litologiskt från Trollforsarna i nordväst ca 20 km i sydostlig riktning kan ha anlagts av samma tektoniska krafter, som senare orsakat en upprepad veckning av denna.

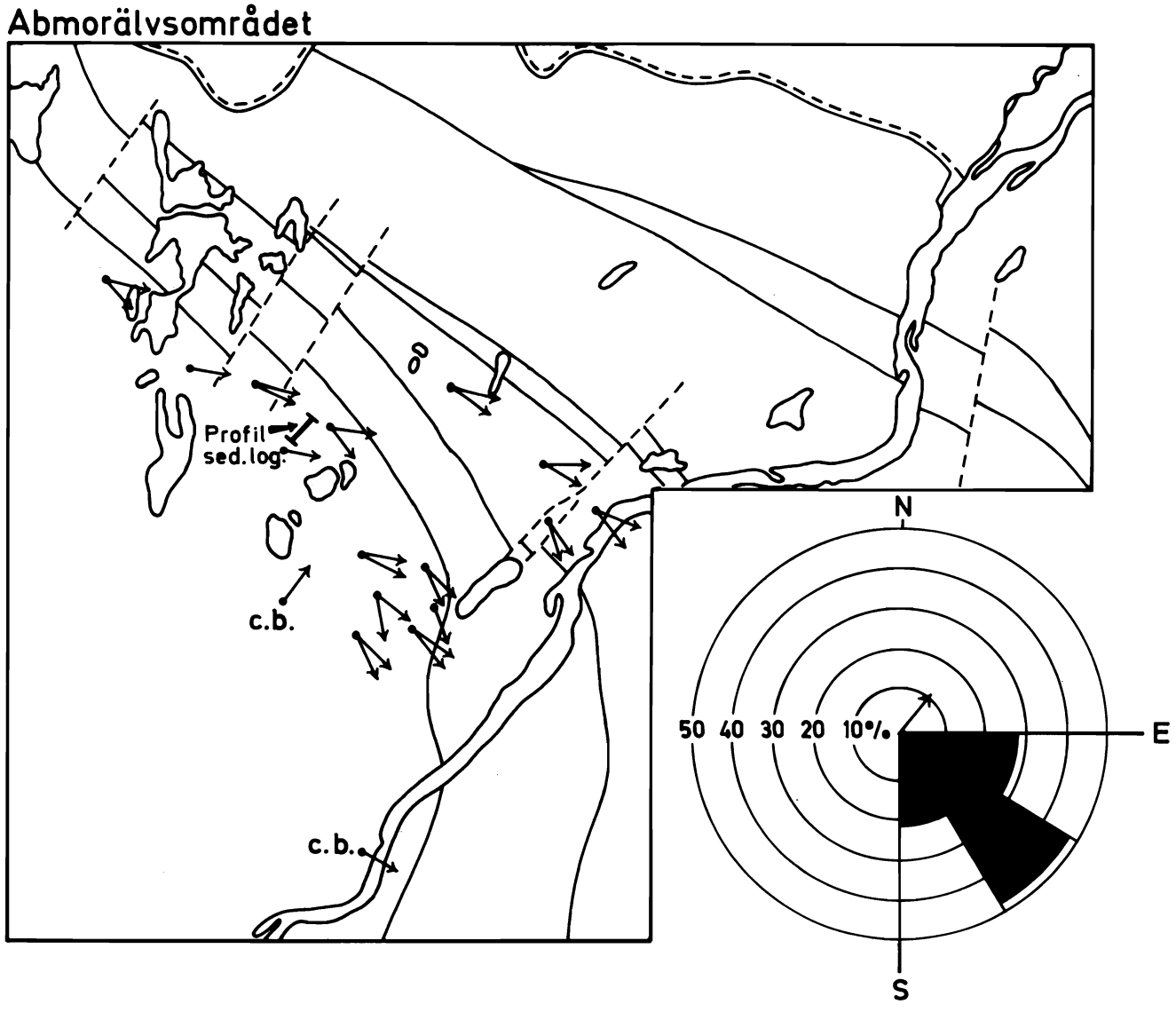


Fig. 20. "Paleocurrent" inom Övre och Mellersta Abmorälvsformationerna. Punkterna visar mätlokalernas läge och pilarna riktningen och spridningen av de omorienterade mätvärdena för "paleocurrent" på respektive lokal. Där "crossbedding" mätts, anges detta med c.b.
Diagrammet visar "paleocurrent"-riktningen för samtliga 48 mätningar. Den från de övriga mätvärdena markant avvikande "crossbeddingen" markeras med en pil.
Läget för de sedimentära loggerna (fig. 19) i Övre Abmorälvsformationen anges.

9. SAMMANFATTNING, ABMORÄLVSOMRÅDET

Abmorälvsområdets bergarter utgör en heterogen grupp av dacitiska och keratofyriska vulkaniter avsatta tillsammans med vulkaniska gråvackor. Eftersom huvuddelen av dessa bergarter tillförts bassängen avspeglas det omkringliggande områdets geologi i fördelningen och sammansättningen av de avsatta bergarterna.

Vid den regionala karteringen inom området mellan Pite älv och Malmesjaur har konstaterats, att de suprakrustala bergarterna utgöres av sura vulkaniter med underordnat inslag av intermediärt, dacitiskt material. På grundval av det rikliga inslaget av grova agglomerat inom detta område, bedöms dessa bergarter vara avsatta i närheten av ett eller flera vulkancentra.

Av sedimentologiska och tektoniska skäl antas Abmorälvsområdets formationer ha avsatts i en bassäng med samma huvudriktning som den nuvarande synformens, d.v.s. i nordväst-sydostlig riktning (kap. 8).

Den paleogeologiska bilden för denna del av Arvidsjaurfältet har varit den, att ett område med aktiv vulkanism i nordost har begränsats av en marin bassäng av minst ett par mils längd. Bredden på denna är okänd.

Som framgår av den petrografiska beskrivningen av de turbiditavsatta, vulkaniska gråvackorna är dessa till sin sammansättning mycket lika kvartskeratofyren. I detta landskap, som domineras av sura vulkaniter och som i sin ena del begränsas av en marin bassäng, finns flera faktorer, som speciellt gynnar en turbiditavsättning. För det första finns en riklig tillgång på lätteroderat material och för det andra är reliefen i landskapet avsevärd. Dessutom kan en kraftig, seismisk aktivitet, som "startar" turbiditerna, förväntas. Någon inblandning av påtagliga mängder dacitiskt material i de vulkaniska gråvackorna har icke observerats.

Generellt gäller för Abmorälvsområdet och angränsande områden (Trollforsarna, Ljusselet), att de understa delarna av lagerserien utgöres av kvartskeratofyrer, som till största delen är homogena (Abmorälvsområdet), men även påträffas associerade med stora mängder tuffitiskt material (Trollforsarna). När denna sura vulkanism avtar kommer en sedimentation att dominera i bassängen.

Först sker en avsättning av tuffitiska sandstenar tillsammans med bl.a. meterbreda inlagringar av kalksten och skiffer (Undre Abmorälvsformationen). Kalkstenen anger en oxiderande bottenmiljö och skiffern, i de fall där den är sulfidimpregnerad, en klart reducerande bottenmiljö. Vattendjupet vid avsättningen av dessa bergarter har sannolikt ej varit betydande. Med ökat

vattendjup övergår sedimentationen till en turbiditavsättning av vulkanisk gråvacka med växlande mängd finkornigt material. Denna sedimentation har skett i en reducerande marin bottenmiljö.

När turbiditsedimentationen pågått en tid (Mellersta Abmorälvsformationen), uppträder dacitiska kristalltuffer och tuffiter i gråvackorna (Dacitformationen). Avsättningen av dessa dacitiska tuffer har initialt varit av eruptiv, pyroklastisk natur. Efterhand har emellertid tillförseln av dacitiskt material avtagit och i de översta och distala delarna av bassängen har en inblandning av sedimentärt material skett. Därefter har en avsättning av de vulkaniska gråvackorna åter kommit till stånd (Övre Abmorälvsformationen) och med undantag för smärre inlagringar av felsit och dacitiskt material avslutas lagerserien med dessa.

Sammanfattningsvis har den geologiska utvecklingen av Abmorälvsområdet präglats av en primärt helt dominerande sur vulkanism, som när denna nästan helt avslutas efterträtts av en dacitisk av betydligt mindre regional omfattning och utbredning.

10. ABMORÄLVSOMRÅDETS RELATION TILL OMGIVANDE BERGGRUND

De suprakrustala bergarterna inom denna del av Arvidsjaurfältet utgöres av två från varandra skilda grupper av vulkaniska bergarter. Det är dels vulkaniterna och sedimenten inom Abmorälven-Trollforsarna-området och dels de av Grip (1935) beskrivna vulkaniterna från Suddesvaare-Akkavaare-Rakkorområdet. Dessa båda grupper uppvisar fundamentala skiljaktigheter. Akkavaare-Rakkorvulkaniterna är en av hörnpelarna i Grips (1935) stratigrafiska schema för Arvidsjaurfältet. De utgöres av en serie ytterligt väl bevarade vulkaniter med basiska lavor i botten och sura vulkaniter i de stratigrafiskt högst belägna delarna. De sura vulkaniterna utgöres till stor del av ignimbriter. Denna bergartsgrupp är svagt veckad med till stor del horisontella lagerställningar efter flacka veckaxlar i nord-sydlig riktning (Grip 1946).

Utvecklingen av vulkaniterna inom Abmorälven-Trollforsarna-området går från en primärt dominerande, sur vulkanism till en senare intermediär. Bergarterna är, som nämnts, isoklinalt veckade efter NW-SE axlar. I anslutning till F_2-veckningen av dessa bergarter har Arvidsjaurgraniten intruderat. De suprakrustala bergarterna och den primorogena Arvidsjaurgraniten utgör de

ä
äldsta kända bergarterna inom denna del av Arvidsjaurfältet. Vid Trollforsarna är samtliga dessa bergarter veckade efter en yngre nord-sydlig veckaxel.
Ännu en faktor, som understryker skillnaden mellan de båda bergartsgrupperna, är att dessa har bildats under olika skeden av en orogenes. Abmorälvens natron-dominanta vulkaniter, vulkaniska gråvackor och sediment hör till den geosynklinala, tidigt orogena gruppen av bergarter, medan ignimbriterna i Akkavaare-Rakkor-området är av postorogen typ (jfr van Bemmelen 1953).

Arvidsjaurgranitens primorogena karaktär tilldrog sig tidigt ett visst intresse (A. Högbom 1931 a och Grip 1935). Författarna korrelerade de suprakrustala bergarter ("leptiter"), som intruderats synkinimatiskt av denna granit med de undre delarna av Skellefteфältets vulkaniter och sediment. Mycket talar för att en korrelation mellan Abmorälven-Trollforsarna-områdets bergarter och Skellefteфältets undre delar är riktig, men eftersom de båda suprakrustala bergartsgrupperna i Arvidsjaurfältet ej har påträffats i kontakt med varandra och utbredningen av och variationerna inom grupperna i övrigt ej är kända, bör dock i avvaktan på de pågående regionala undersökningarna någon definitiv korrelation med omkringliggande områden tills vidare ej göras.

ERKÄNNANDEN OCH TACK

Till min lärare, professor Sven Hjelmqvist vill jag rikta ett varmt tack för råd och uppmuntran under arbetets gång. Jag vill även tacka byråchef Gunnar Kautsky vid Sveriges geologiska undersökning, malmbyrån, för att fältarbetet kunnat utföras inom ramen för SGU:s verksamhet i södra Norrbotten.
Avdelningsdirektörerna Hans Sarap och Peter Padget, under vars ledarskap jag haft förmånen att arbeta, tackas varmt för de råd och anvisningar samt den uppmuntran, som kommit mig till del och för att SGU:s resurser välvilligt ställts till mitt förfogande. Jag vill i detta sammanhang även varmt tacka geolog K-A Sandahl för all den värdefulla hjälp som lämnats mig under arbetets gång. Fr David Gee och Dr Richard Russel har vid exkursioner inom undersökningsområdet och genom diskussioner, råd och anvisningar i anslutning därtill väsentligt underlättat författarens arbete. Manuskriptet har i sin helhet kritiskt granskats av Dr Lars Persson samt delar därav av FK Ulf Wiklander, FK Sven-Åke Svensson, FK Björn Sundqvist och FK Kenneth Röshoff.
De kemiska analyserna har utförts genom Kurt Johanssons försorg och mikrosondanalyserna av Claes Åhlinder, båda vid SGU.
Renritning av kartor, skisser och diagram har utförts av kartriterskan Siri Bergström. Fotografering av stuffer, framställning av kopior m.m. har gjorts av FS Ulf Lindemark.
Språkgranskningen av den engelska sammanfattningen har utförts av fru Margery Palmgren och utskriften av manuskriptet av fröken Mare Sergo.
Till ovan nämnda personer samt till vänner och kolleger vid Geologiska institutionen i Lund och Sveriges geologiska undersökning, vilka genom råd och diskussioner medverkat i detta arbete riktas ett varmt tack.

Arbetet har delvis finansierats genom medel ur Matematisk-naturvetenskapliga fakultetens fältarbetsanslag samt ur dess anslag för ograduerade forskare.

SUMMARY

The investigated area is situated in the southern part of Norrbotten county, northern Sweden. The central part of this area, the Arvidsjaur field, is especially known for its well-preserved basic to acid volcanics, the so-called Arvidsjaur porphyries (Grip 1935). These supracrustal rocks are Svecofennian in age, Rb/Sr 2000-1725 ± 75 m.y. (Welin 1970). The plutonic rocks within the area are, except the Svecofennian Arvidsjaur granites, the Karelian Lina, Palja and Arjeplog granites, Rb/Sr 1800-1540 m.y. (Welin 1970). The youngest rocks are different kinds of dyke-rocks.
A somewhat older group of supracrustal rocks (still Svecofennian in age) than the Arvidsjaur porphyries previously described by Grip (1935), has been observed. This group consists of acid and intermediate volcanics, volcanic graywackes and tuffaceous sandstones. These supracrustal rocks are mainly exposed in some large outcropping areas in connection with the Pite river valley north and northwest of the village Moskosel (fig. 2). This paper describes the stratigraphy, petrology, structure and sedimentology in one of these exposed areas, the Abmorälven area (fig. 1), situated at the Abmorälven river's outflow into the Pite river. The rocks of this area are very well-preserved and due to "way ups" in the sediments and knowledge of structural geology a detailed stratigraphic column has been outlined (fig. 3).

Rock unit	Formation
Volcanic graywackes and associated fine-grained sediments	Upper Abmorälven Formation
Dacitic tuffs and tuffites	Dacitic Formation
Volcanic graywackes and associated fine-grained sediments	Middle Abmorälven Formation
Tuffaceous sandstones and pelitic rocks	Lower Abmorälven Formation
Quartzkeratophyre	Quartzkeratophyre Formation
Tuffite and greenstone	Tuffitic Formation

The supracrustal rocks were intruded in their lower parts (the Tuffitic Formation) by the Arvidsjaur granite. The total thickness of the formations varies between 1600 and 1700 m (fig. 3) depending on the facies and the

location of the contact to the Arvidsjaur granite.

Dominating member of the Tuffitic Formation is a regularly layered tuffitic rock made up by cm-dm thick, microcrystalline, quartz-feldspar-dominating bands alternating with dark, hornblende-dominating ones. Towards the granite contact the tuffite gradually changes into a foliated, migmatized porphyry. There are smaller intercalations of pelitic material in connection with the tuffite. A fifty m thick porphyritic, basaltic greenstone is intercalated in the central part of the formation.

The Quartzkeratophyre Formation is mainly built up of a gray, porphyric tuff, which consists of phenocrysts of quartz, albitic plagioclase and fragments in a microcrystalline matrix. The lower parts of the formation have been influenced by the intrusion of the granite. This has resulted in a break-down of the albitic plagioclase, which has been replaced by a fine-grained perthitic kalifeldspar.

The lower Abmorälven Formation is mainly built up of a tuffaceous, feldspathic sandstone consisting of albitic plagioclase and quartz in a fine-grained matrix. In this formation intercalations of pelitic schists, felsitic rocks and thin limestones are found.
The Dacitic Formation lies as a thick intercalation in the volcanic graywackes. Due to "way ups" in the graywackes the formation has been divided into one lower and one upper part and due to paleocurrent in the sediments, into a proximal and a distal part. The formation is built up by four members, all of them with a specific stratigraphic position (fig. 4). The lower proximal part consists of a homogenous crystal tuff, sometimes with fragments. This tuff contains phenocrysts of plagioclase (An 25-33) in a microcrystalline matrix consisting of biotite, plagioclase and sometimes hornblende. The upper distal part consists of a layered dacitic tuffite.

Middle and Upper Abmorälven Formations consist of regularly layered volcanic graywackes with associated fine-grained and pelitic sediments. The graywackes have all the sedimentary structures characteristic of a turbidite deposition (Kuenen 1964). The epiclastical material in the graywackes consists of redeposited and somewhat weathered keratophyric material. The primary epiclastical material in these graywackes is albitic plagioclase, quartz and volcanic fragments set in a fine-grained quartzfeldspar-dominated matrix. This matrix, which is of a secondary origin (cf. Cummings 1962), has been formed by a break-down of unstable components, mainly volcanic glass. The matrix was formed at the same time as the albitisation of the

former more anortite-rich plagioclase took place. Due to the sedimentary structures of the turbidite-deposited volcanic graywackes an ABC-index has been determined to P = 86.0 (Walker 1967) in one profile consisting of 187 turbidite layers (fig. 19). Thus the graywackes have been deposited in a proximal facies in "high flow regime". The paleocurrent of these sediments is from NW towards SE (fig. 20).

Two phases of folding can be recognized in the Abmorälven area, F_1 and F_2. The first folding (F_1) has resulted in an isoclinal folding of the supracrustal rocks. The second folding (F_2) has folded the rocks in a synform. The F_2 fold-axis strikes in NW and plunges approximately 40° to the northwest. The Arvidsjaur granite has intruded in connection with this deformation.

The metamorphic grade is low, greenschistfacies, for the main part of the supracrustal rocks. The highest metamorphic grade in the area, amfibolite facies, is met with in the Tuffitic Formation in connection with the granite contact. This metamorphic grade has been reached at the end of the F_2-deformation. In order to decide the metamorphic grade a number of garnets from the pelitic schists have been analysed by micro-probe (table 7) and Ca+Mn has been plotted towards Fe+Mg (fig. 10) (cf. Sturt 1962).
The Arvidsjaur granite within the area consists of a foliated, slightly porphyric, gray granodiorite (Streckeisen 1967). Basic xenolites are frequently found in the Arvidsjaur granite. They obviously do not originate from the supracrustal rocks. Dominating minerals in the granodiorite are plagioclase (An 18-35), perthitic kalifeldspar, quartz, biotite and hornblende.

The youngest rocks within the area are the frequently occurring dykes. They are divided into older and younger dolerites and granite-porphyries. The younger dolerites have a somewhat disturbed ophitic texture due to uralitisation. In the older dolerites a faint foliation can be observed.
The granite porphyries consist of big kalifeldspar-phenocrysts in a fine-grained, sometimes granophyric matrix.

The volcanic graywackes and volcanics of the Abmorälven area have obviously been deposited in a large-sized intracratonic basin. These supracrustal rocks differ considerably from the Arvidsjaur porphyries described by Grip (1935, 1946).

KÄLLOR OCH LITTERATUR

Allen, J.R.L., 1970: Physical Processes of Sedimentation. London.

Bailey, E.H. and Stevens, R.E., 1960: Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. Am. Mineral. 45, 1020-1025.

Bemmelen, R.W. van, 1963: Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the USA. Bull. Volc. 25.

Blatt, H. and Christie, J.M., 1963: Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. J. Sediment. Petrol. 33, 559-579.

Bouma, A.H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam.

Burri, C., Parker, R.L., Wenk, E., 1967: Die optische Orientierung der Plagioklase. Basel und Stuttgart.

Mc Bride, E.F., 1963: A classification of common sandstones. J. Sediment. Petrol. 33, 664-669.

Crook, K.A.W., 1960: Classification of arenites. Am. J. Sci., 258, 419-428.

Cumming, W.A., 1962: The greywacke problem. Liverpool Manchester Geol. J., 3, 51-72.

Dickinson, W.R., Ojakangas, R.W. and Stewart, R.J., 1969. Burial metamorphism of the late Mesozoic Great Valley Sequence, Cache Creek, California. Bull. Geol. Soc. Am., 80, 519-526.

Du Rietz, T., 1945: The alteration of the rocks in the copper deposit at Laver in N. Sweden. SGU C 467.

Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M. and Kuenen, Ph.H., 1959: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian mountains. Bull. Geol. Soc. Am. 70, 1089-1118.

Dzulynski, S. and Walton, E.K., 1965: Sedimentary features of flysch and greywackes. Dev. in Sedimentology 7. Amsterdam.

Einarsson, Ö., 1970: Dubblonområdets berggrund. Opublicerad lic.avhandling. SGU:s arkiv.

Gavelin, S. och Kulling, O., 1955: Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. SGU Ca 37.

Gavelin, S. och Grip, E., 1946: Skellefte och Arvidsjaurfälten. GFF 68, 151-170.

Grip, E., 1935: Die Arvidsjaurporphyre. BGIU 25.

Grip, E., 1946: Arvidsjaurfältet och dess förhållande till omgivande berggrund. SGU C 474.

Henderson, J.B., 1972: Sedimentology of Archean Turbidites at Yellowknife, Northwest Territories. Can. J. Earth Sci., 9, 882-902.

Huckenholz, H.G., 1967: Petrographie und Mineralfazies einer konglomeratischen Tanner Grauwacke aus dem Unterharz. Contr. Mineral. and Petrol. 14, 65-71.

Högbom, A.G., 1899: Skellefteåfältets geologi och bergarter. GFF 21, 636--638.

Högbom, A.G., 1909: Precambrian Geology of Sweden. BGIU 10.

Högbom, A., 1931 a: Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930. SGU Ser C 369.

Högbom, A., 1931 b: Nya iakttagelser inom Norr- och Västerbottens Urberg. GFF 59.

Högbom, A., 1937 a: Skellefteфältet. SGU C 389.

Högbom, A., 1937 b: Åldersindelningen av Västerbottens och södra Norrbottens urberg. GFF 59, 237-241.

Kautsky, G., 1956: Skellefteфältets stratigrafi och geologiska historia. GFF 78, 569-572.

Kautsky, G., 1957: Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skellefteфeldes, Nordschweden. SGU C 543.

Krumbein, W.C. and Sloss, L.L., 1963: Stratigraphy and Sedimentation. 2nd Ed. San Francisco.

Kuenen, Ph.H., 1951: Properties of turbidity currents of high density. Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Spec. Publ., 2, 14-33.

Kuenen, Ph.H., 1953: Significant features of graded bedding. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 37, 1044-1066.

Kuenen, Ph.H., 1957: Sole markings of graded graywacke beds. J. Geol., 65, 231-258.

Kuenen, Ph.H., 1964: Deep-sea sands and ancient turbidites. In: A.H. Bouma and A. Brouwer (Ed.), Turbidites. Amsterdam.

Kuenen, Ph.H., 1966: Matrix of turbidites; Experimental approach. Sedimentology 7, 267-297.

Kuenen, Ph.H. and Migliorini, C.I., 1950: Turbidity currents as a cause of graded bedding. J. Geol. 58, 91-127.

Kuenen, Ph.H. and Carozzi, A., 1953: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. Jour. Geology, 61, 363-373.

Mehnert, K.R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. Amsterdam.

Miyashiro, A., 1953: Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et Cosmoch. Acta, 4, 179-208.

Ojakangas, R.W., 1968: Cretaceous sedimentation, Sacramento Valley, California. Bull. Geol. Soc. Am., 79, 973-1008.

Ojakangas, R.W., 1972: Archean volcanogenic graywackes of the Vermilion district, northeastern Minnesota. Bull. Geol. Soc. Am., 83, 429-442.

Packham, G.H., 1954: Sedimentary structures as an important factor in the classification of sandstones. Am. J. Sci., 252, 466-476.

Padget, P., 1966: The geology and mineralization of the Radnejaure area, Norrbotten county, Sweden. SGU C 609.

Padget, P., Ek, J. and Eriksson, L., 1969: Vargisträsk, a case-history in ore-prospecting. Geoexploration 7, 163-175.

Palivcova, M., 1964: Epidotbildung in tonalitischen und verwandten Gesteinen. Casopis pro mineralogii a geologii. 9, 317-326.

Pettijohn, F.J., 1963: Chemical composition of sandstone exclusive of carbonates and volcanic sands. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 440-s.

Pettijohn, F.J., 1957: Sedimentary Rocks. 2nd ed. New York.

Pittman, E.J., 1963: Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. J. Sediment. Petrol., 33, 380-386.

Potter, P.E. and Scheidegger, A.E., 1966: Bed thickness and grain size: graded beds. Sedimentology, 7, 233-241.

Ramsay, J.G., 1961: The effects of folding upon the orientation of sedimentary structures. J. Geol., 69, 84-100.

Ramsay, J.G., 1967: Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

Reimer, T.O., 1971: Diagenetic-Reactions in early precambrian graywackes of the Barberton Mountains Land (South Africa). Sedimentary geology 7, 263-282.

Rittmann, A., 1952: Nomenclature of Volcanic Rocks. Bull. Volc. 12.

Rittmann, A., 1962: Volcanoes and their Activity. 2nd ed. London.

Schermerhorn, L.J.G., 1973: What is keratophyre? Litos 6, 1-11.

Shepard, F.P., 1951: Transportation of sand into deep water. Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Spec. Publ., 2, 53-65.

Spry, A., 1969: Metamorphic Textures. Pergamon Press, London.

Stanley, D.J. and Bouma, A.H., 1964: Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations: a summary of studies in the Maritime Alps. In: A.H. Bouma and A. Brouwer (Ed.), Turbidites. Amsterdam.

Streckeisen, A.L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. J.b. Miner. Abh. 107, 144-214.

Sturt, B.A., 1962: The Composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism. Journal of Petrology, 3, 181-191.

Teen Haaf, E., 1957: Tectonic utility of oriented resedimentation structures. Geol. Minjnbouw, 19, 33-35.

Tröger, W.E., 1956, 1957: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1-2. Stuttgart.

Turner, F.J. and Verhogen, J., 1960: Igneous and metamorphic petrology. New York.

Voll, G., 1960: New work on petrofabrics. Liverpool Manchester geol. J., 2, 503-567.

Walker, R.G., 1965: The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. Yorkshire Geol. Soc. Proc., 35, 1-32.

Walker, R.G., 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. J. Sediment. Petrol. 37, 25-43.

Walker, R.G. and Pettijohn, F.J., 1971: Archean sedimentation: Analyses of the Minnitaki Basin, northwestern Ontario, Canada. Bull. Geol. Soc. Am., 82, 2099-2130.

Welin, E., 1970: Den svekofenniska orogena zonen i norra Sverige - En preliminär diskussion. GFF 92, 433-451.

Whetten, J.T. and Hawkins, J.W., 1970: Diagenetic origin of graywacke matrix minerals. Sedimentology, 15, 347-361.

Williams, H., Turner, F.J. and Gilbert, C.M., 1954: Petrography. San Francisco.

Ödman, O., 1943: Geology of the copper deposit at Laver, N. Sweden. SGU C 452.

Ödman, O., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. SGU Ca 41.

I käll- och litteraturförteckningen använda förkortningar:

BGIU Bulletin Geol. Inst. Uppsala

GFF Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

SGU Sveriges Geologiska undersökning