En fält- och petrologisk studie av Tarfaladalen

Susanne Hjerp



Department of Geological Sciences
Master project 30 hp
En fält- och petrologisk studie av Tarfaladalen
HT 2026
Handledare/Supervisor: Alasdair Skelton
English title: A field and petrological study in Tarfala Valley

Stockholms universitet

Sammanfattning

Tarfaladalen i Kebnekaisefjällen i norra Sverige blottar en välbevarad sektion av det kaledoniska Sevekomplexet. Syftet med denna studie var att kartera dalens berggrundsgeologi, bestämma de metamorfa förhållandena för de huvudsakliga litologiska enheterna samt undersöka förekomsten av högtrycks- (HP) eller ultrahögtrycksmetamorfa (UHP) signaturer.

Fältkartering, petrografiska analyser, SEM-EDS, geotermobarometri med hjälp av genomsnitts- (average) P–T-metoden i THERMOCALC samt mikro-Ramanspektroskopi användes för att karakterisera områdets geologiska utveckling. Åtta huvudsakliga litologiska enheter identifierades: granit, mylonit, gnejs, metapelit nedre, amfibolit nedre, metapelit övre, amfibolit övre samt Kebnegångkomplexet (Kebne Dyke Complex). Strukturmätningar visar på en gemensam deformationshistoria kopplad till den skandiska fasen av den kaledoniska orogenesen.

THERMOCALC-beräkningarna gav inga robusta tryckuppskattningar. Därför antogs ett tryck på 4,5 kbar i beräkningarna, vilket resulterade i uppskattade temperaturer mellan cirka 380 och 760 °C. Den mest tillförlitliga temperaturberäkningen från THERMOCALC erhölls för metapelit nedre (758 ± 47 °C vid ett förbestämt tryck på 4,5 kbar), vilket överensstämmer med metamorfos i övre amfibolitfacies.

Flera prover gav lägre temperaturer än förväntat, vilket sannolikt speglar retrograd återjämviktning, mineralzonering och ofullständig kemisk jämvikt snarare än de maximala metamorfa förhållandena. Petrografiska observationer stöder en komplex metamorf utveckling som omfattar flera stadier av mineraltillväxt och återjämviktning. Inga bevarade HP- eller UHP-signaturer identifierades, och mikro-Ramananalyser av kvartsinneslutningar i granat visade ingen mätbar restspänning.

Resultaten tyder på att Tarfaladalen huvudsakligen återspeglar den skandiska metamorfosen i amfibolitfacies, medan eventuella tidigare högtryckssignaturer till stor del har överpräglats.

Nyckelord: Sevekomplexet, Tarfaladalen, Kaledoniderna, amfibolitfacies, metamorfos, THERMOCALC, granatzonering, Kebnegångkomplexet (Kebne Dyke Complex).

Stockholms universitet

Abstract

The Tarfala Valley in the Kebnekaise Mountains, northern Sweden, exposes a well-preserved section of the Seve Nappe Complex. This study aimed to map the bedrock geology of the valley, determine the metamorphic conditions of the major lithological units, and investigate the presence of high-pressure (HP) or ultra-high-pressure (UHP) metamorphic signatures.

Field mapping, petrographic analyses, SEM-EDS, geothermobarometry using the average P-T method in THERMOCALC, and micro-Raman spectroscopy were used to characterize the geological evolution of the area. Eight principal lithological units were identified: granite, mylonite, gneiss, metapelite lower, amphibolite lower, metapelite upper, amphibolite upper, and the Kebne Dyke Complex. Structural measurements indicate a common deformational history related to the Scandian phase of the Caledonian orogeny.

THERMOCALC calculations did not yield robust pressure estimates. Therefore, a pressure of 4.5 kbar was assumed for the calculations, resulting in estimated temperatures between approximately 380 and 760 °C. The most reliable THERMOCALC temperature estimate was obtained from the metapelite lower (758 ± 47 °C at an assumed pressure of 4.5 kbar), consistent with upper amphibolite-facies metamorphism.

Several samples produced lower-than-expected temperatures, likely reflecting retrograde re-equilibration, mineral zoning, and incomplete chemical equilibrium rather than peak metamorphic conditions. Petrographic observations support a complex metamorphic history involving multiple stages of mineral growth and re-equilibration. No preserved HP or UHP signatures were identified, and micro-Raman analyses of quartz inclusions in garnet showed no measurable residual strain.

The results suggest that the Tarfala Valley primarily records the Scandian amphibolite-facies metamorphism, while any earlier high-pressure signatures have largely been overprinted.

Keywords: Sevekomplexet, Tarfala Valley, Caledonides, amphibolite facies, metamorphism, THERMOCALC, garnet zoning, Kebne Dyke Complex.

Innehåll

1 Syfte 1
2 Inledning 2
3 Geologisk bakgrund 3
3.1 Miljön innan Skanderna bildades 3
3.2 Den kaledoniska orogenesen 3
3.3 Skollkomplexen 5
3.4 Tarfalaområdet 6
3.5 Sammanfattning av Tarfalaområdets deformation och textur 7
3.5.1 Mylonitisering och foliationsutveckling 7
3.5.2 Veckningsstilar 7
3.5.3 Kinematiska indikatorer och skjuvning 7
3.5.4 Primära kontra tektoniska texturer 8
3.5.5 Regionala bevis för kontinental subduktion och högtrycksmetamorfos 8
3.6 Tarfala i ett globalt perspektiv 8
3.6.1 Tektoniska analogier, Himalaya och Tibet 9
3.6.2 Geologiska korrelationer 9
3.6.3 Övriga geologiska analogier 9
3.7 Tidslinje över bildning av Skanderna 10
4 Metamorfos 11
4.1 Indexmineral och reaktioner 12
4.2 Metamorfa facies 13
4.3 Geotermometri och Termobarometri 16
4.4 THERMOCALC och P-T metoden 17
4.4.1 Steg 1: Från sammansättning till aktivitet ($a-x$-relationer) 18
4.4.2 Steg 2: Beräkning av tryck och temperatur ($P-T$) 18
4.4.3 Fördelningskoefficienten (K_D) som används för beräkning i steg 2 19
4.4.4 Felkällor 20
5 Metod 21
5.1 Fältmetodik och provtagning 21
5.2 Provpreparering 21
5.3 Optisk mikroskopi på tunnslip 21
5.4 ZEISS Sigma 300 VP svepelektronmikroskop (SEM) 22
5.5 Geotermobarometrisk modellering och THERMOCALC 23
5.5.1 Beräkning av mineralaktiviteter (AX) 24
5.5.2 Modellering med THERMOCALC och "Average P-T" 24

5.6 Mikro-Ramanspektroskopi av mineralinklusioner 24
6 Resultat 26
6.1 Fältmetodik och provtagning 26
6.1.1 Karta med alla lokaler 26
6.1.2 Litologiska enheter 30
6.1.3 Beskrivning av alla lokaler 32
6.1.4 Kontaktzoner som är synliga 43
6.1.5 Orienteringsdata och sterogram 47
6.2 Provpreparering 49
6.3 Optisk mikroskopi på tunnslip 53
6.3.1 Tunnslips prover 54
6.3.2 Mineraler som hittades i proverna 59
6.3.3 De fyra utvalda tunnslipen för analys 64
6.4 ZEISS Sigma 300 VP svepelektronmikroskop (SEM) 69
6.4.1 Beräkning av oxider 70
6.4.2 Normaliserade värden 70
6.5 Geotermobarometrisk modellering och THERMOCALC 71
6.5.1 Filerna som innehåller slutresultaten 71
6.5.2 Geotermometriska beräkningar 71
6.5.3 Prov 6-TA-MEN-L11-01B 72
6.5.4 Prov 15-TA-MEO-L15-01 72
6.5.5 Prov 17-TA-AMO-L1-01B 72
6.5.6 Prov 11-TA-AMN-L4-02A 73
6.5.7 Sammanfattning av THERMOCALC-resultaten 73
6.6 Mikro-Ramanspektroskopi av mineralinklusioner 74
7 Diskussion 74
7.1 Karteringen av Tarfaladalen 74
7.1.1 Kontaktzonerna 75
7.1.2 Stereonetanalysen 76
7.2 Vad säger mätningarna 77
7.3 Metodologiska begränsningar och framtida forskning 80
8 Slutsats 81
9 Referenser 82
Bilagor 84

1 Syfte

Syftet med studien är att genom geologisk kartering, strukturgeologiska analyser, petrografi och geotermobarometriska metoder undersöka den strukturella och metamorfa utvecklingen i Tarfalaområdet samt relatera resultaten till utvecklingen av Sevekomplexet inom den kaledoniska orogenesen.

- Upprätta en geologisk berggrundskarta och beskriva områdets litologiska och strukturella uppbyggnad.

- Fastställa P-T-förhållanden via termobarometri:
  Genom att utnyttja mineralsammansättningen syftar arbetet till att beräkna metamorfa tryck- och temperaturförhållanden med hjälp av programvaran THERMOCALC och dess Average P-T-metod. Detta görs för att identifiera om berggrunden i Tarfala har genomgått högtrycks- (HP) eller ultrahögtrycksmetamorfos (UHP), vilket är karaktäristiskt för delar av Sevekomplexet.

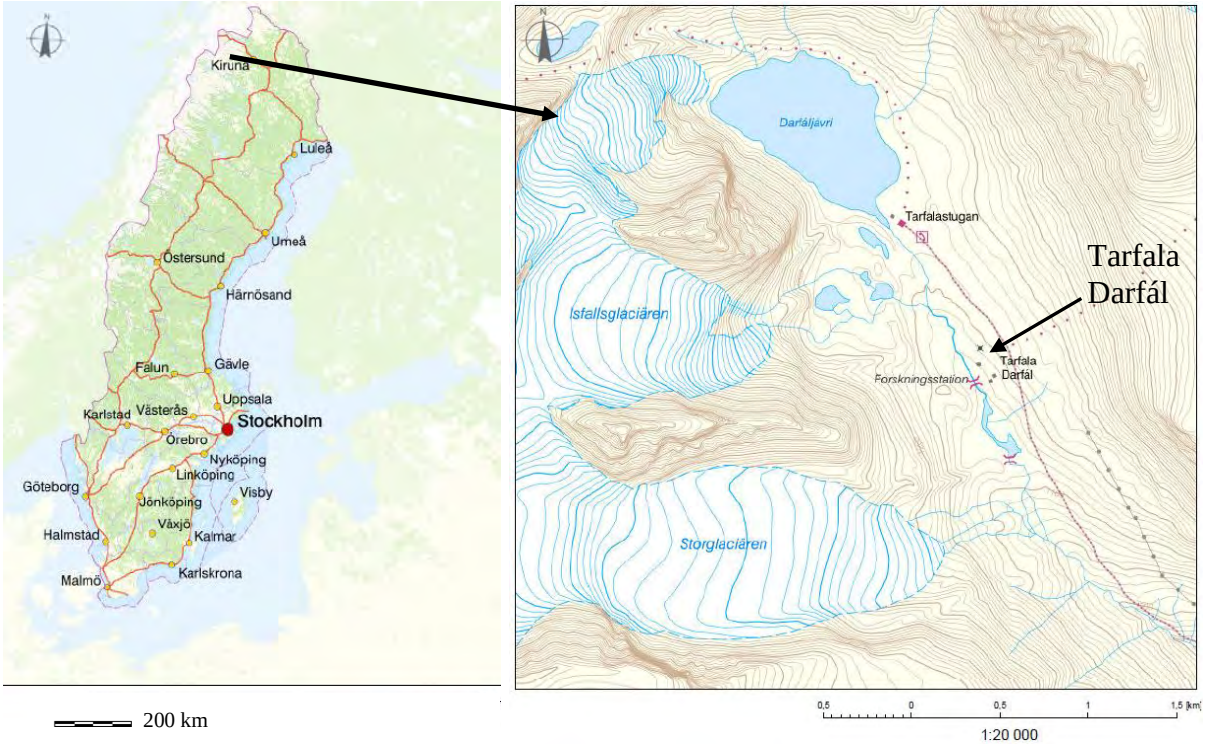
- Oberoende kontroll via mikro-Ramanspektroskopi:
  För att validera de kemiska beräkningarna i THERMOCALC används elastisk geobarometri på kvartsinklusioner i granat. Syftet är att mäta de restspänningar som låsts in i kristallerna för att få en oberoende uppskattning av bergartens fångsttryck vid dess peak-metamorfos.

- Koppla mineralogi till textur och deformation:
  Genom att analysera tunnslip i optiskt mikroskop och svepelektronmikroskop (SEM/EDS) syftar studien till att tolka bergarternas texturella utveckling och kemiska zonering. Detta möjliggör en rekonstruktion av berggrundens resa genom jordskorpan – från subduktion till exhumering.

Genom att integrera dessa metoder syftar uppsatsen till att ge en sammanhängande bild av Tarfalaområdets tektonometamorfa utveckling och att öka förståelsen för de processer som formade Sevekomplexet och den kaledoniska fjällkedjan.

2 Inledning

Tarfala ligger i norra Kebnekaiseområdet i den svenska fjällkedjan (Figur 1). Området står på en grund av den svekonfenniska urskölden som bildades för 1,9-1,8 miljarder år sedan (Andréasson & Gee, 1989). Sedimentavlagringar, bergsbildande processer och erosion har avlagrats på urberget genom årmiljonerna och omformat berggrunden till dagens komplexitet (Lundqvist m.fl., 2011). De skandinaviska Kaledoniderna är en av de bästa platserna i världen för att studera kontinentala kollisionsprocesser, då området bevarar ett mycket komplett geologiskt arkiv (Gee, 2020).



Figur 1. Karta över Sverige som visar placeringen på området över Tarfala. Kartunderlag: Geosecma 2026-10-07.

Området har länge varit föremål för geologisk forskning eftersom de exponerade bergarterna ger goda möjligheter att studera samspelet mellan deformation, metamorfos och tektoniska processer (Andréasson m.fl., 2018). Särskilt Tarfaladalen innehåller välbevarade strukturer och metamorfa bergarter som kan bidra till förståelsen av hur jordskorpan påverkas under bergskedjebildning. Området utgör dessutom en viktig del av Sevekomplexet, vars metamorfa utveckling är central för tolkningen av den kaledoniska bergskedjans utvecklingshistoria (Gee, 2020).

Studier av metamorfa bergarter och deras mineralogi ger värdefull information om de tryck- och temperaturförhållanden (P-T) som rådde under bergskedjebildningen. Genom att kombinera fältbaserade observationer med petrografiska, geokemiska och geotermobarometriska analyser kan de processer som format berggrunden rekonstrueras och sättas in i ett regionalt tektoniskt sammanhang (Holland & Powell, 2011).

3 Geologisk bakgrund

3.1 Miljön innan Skanderna bildades

Före den kaledoniska orogenesen utgjorde området en del av Balticas västra passiva kontinentalrand, där sedimentationssekvenser avsattes mot Iapetushavet (Lundqvist m.fl., 2011). Iapetushavet öppnades i sen neoproterozoikum i samband med att superkontinenten Rodinia splittrades och Baltica separerades från Laurentia (Gee, 2020). En precis U–Pb-ålder på 608 ± 1 Ma för motsvarande mafiska gångsvärmar i Sarek (Sarektjåkkåskollan) fastställdes av Svenningsen (2001), vilket tolkas som den definitiva tidpunkten för havsbottenspridningens start och utvecklingen av en magmarik kontinent–ocean-övergång (COT) längs Balticas yttersta rand (Svenningsen, 2001; Gee, 2020).

Kebnekaisemassivets berggrund tillhör huvudsakligen Sevekomplexet, som representerar denna yttersta del av Balticas passiva kontinentalrand och övergången mot oceanisk litosfär (Andréasson m.fl., 2018). Ett av de mest framträdande inslagen i Sevekomplexet i detta område är Kebne Dyke Complex (KDC), vilket består av omfattande svärmar av mafiska gångar och underordnade gabbroiska intrusioner (Andréasson & Gee, 1989).

Gångarna bildades under den riftrelaterade magmatism som ägde rum före och under öppnandet av Iapetushavet och utgjorde transportvägar för mafisk magma (Gee, 2020). Bergarterna har huvudsakligen tholeiitisk sammansättning och uppvisar geokemiska drag typiska för MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt), vilket speglar en divergerande tektonisk miljö där kontinentalskorpan töjdes ut kraftigt (Svenningsen, 2001; Kirsch & Svenningsen, 2016).

I Tarfaladalen uppträder gångarna ofta som täta paket av parallella mafiska gångar, där intrusionerna lokalt uppvisar avkylningskontakt längs enbart ena kanten, vilket är typiskt för aktiv oceanbottenbildning (Andréasson & Gee, 1989).

De sedimentära sekvenserna längs kontinentalranden – bestående av sandstenar, lerstenar och underordnade karbonater – utgör tillsammans med de mafiska intrusionerna protoliterna till de metamorfa bergarter (psammitiska gnejser, glimmerskiffrar, marmor och amfiboliter) som i dag bygger upp Sevekomplexets skollstack (Andréasson & Gee, 1989; Kirsch & Svenningsen, 2016).

Iapetushavet låg alltså lugnt och stilla mellan kontinenterna Baltica och Laurentia efter uppsprickande av Rodinia och fungerade som en jättelik sedimentationsbassäng där kalkstenar, skiffrar och sandstenar kunde ackumuleras i många miljoner år (Lundqvist m.fl., 2011).

3.2 Den kaledoniska orogenesen

Under Ordovicium (ca 490 Ma) inleddes stängningen av Iapetushavet genom subduktion av oceanisk litosfär. Därmed övergick Balticas passiva kontinentalrand till en aktiv kontinentalrand med vulkanism, magmatism och öbågsbildning längs kontinentranden (Lundqvist m.fl., 2011). De sedimentära, vulkaniska och magmatiska bergarter som bildades under denna period kom senare att utgöra protoliter till

många av de metamorfa bergarter som idag återfinns i den kaledoniska skollstacken (Lundqvist m.fl., 2011).

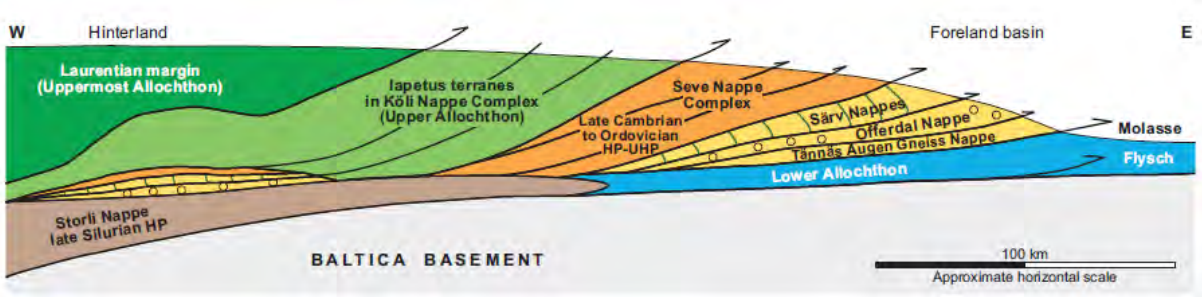
Under den tidiga utvecklingen av den kaledoniska orogenesen genomgick Sevekomplexets bergarter en komplex tektonisk historia. Studier visar att Mårma-terrängen, bestående av gnejser och intrusiva bergarter såsom Vistasgraniten, sammanfogades med det ovanliggande Kebnekaisekomplexet för omkring 487 Ma (Andréasson m.fl., 2018). Sammanfogningen skedde under högtrycks- (HP) och lokalt ultrahögtrycksmetamorfa (UHP) förhållanden, vilket tyder på att bergarterna transporterades till stora djup inom subduktionszonen (Gee, 2020).

En förändring av subduktionssystemets polaritet inträffade därefter när Baltica började pressas in under Laurentia (Andréasson m.fl., 2003). I Kebnekaiseområdet finns spår av denna utveckling i form av koronitiska texturer, där granat bildats mellan klinopyroxen och plagioklas i mafiska bergarter (Andréasson m.fl., 2018). Förekomsten av dessa mineralassociationer visar att delar av berggrunden utsattes för tryck motsvarande djup på över 100 km innan de exumerades mot jordytan igen (Gee, 2020).

Den slutliga kollisionen mellan Baltica och Laurentia ägde rum under Silur och tidig Devon (ca 440-390 Ma) och markerar den skandiska huvudfasen av den kaledoniska orogenesen (Gee, 2020). Kollisionen gav upphov till omfattande deformation, veckning, metamorfos och överskjutningar, (Figur 2), av jordskorpan (Lundqvist m.fl., 2011). Bergarter från den tidigare oceaniska område och Balticas kontinentalrand lossnade och transporterades österut som stora skollenheter över Balticas urberg. För delar av Sevekomplexet kan transportsträckor på mer än 700 km förekommit (Gee, 2020).

Dessa processer resulterade i bildandet av den kaledoniska skollstacken, där bergarter från olika geologiska miljöer staplades ovanpå varandra längs omfattande överskjutningszoner. Den kaledoniska fjällkedjan kom att sträcka sig från nuvarande norra Skottland via Norge och Sverige till Svalbard och bedöms under sin maximala utveckling ha varit jämförbar med dagens Himalaya både i utbredning och höjd (Lundqvist m.fl., 2011).

Berggrunden i Tarfalaområdet utgör en del av denna orogen och präglas idag av metamorfa bergarter med välutvecklade veckstrukturer, överskjutningar och komplexa tektoniska kontakter mellan olika skollenheter (Andréasson & Gee, 1989).



Figur 2. Modell av den skandinaviska skollföljden under den kaledoniska kontinentkollisionen i sen silur (ca 420 Ma) (Gee, 2020).

3.3 Skollkomplexen

När kollisionen skedde mellan Baltica och Laurentia deformerades berggrunden kraftigt och bildade stora isoklinala veck, foliationer och omfattande skjuvzoner. Skjuvzoner är låglutande mylonitiska zoner vid skollkontakter som indikerar rörelse (Lundqvist m.fl., 2011).

Strukturerna i skollorna visar spår av kraftig metamorfos vilket innebär att mineral så som granat, amfibol, kyanit och staurolit är vanliga. Dessa mineral påvisar att skollorna har utsatts för hög tryck och temperatur (Lundqvist m.fl., 2011).

Vid bildandet av Kaledoniderna bildades stora komplicerade skollkomplex som är staplade uppe på varandra. Dessa ger en bild av hur olika geologiska miljöer pressats samman under processen. Fjällkedjan är mycket komplex och skollorna som bildar fjällkedjan delas in i tre olika skollberggrunder som representerar olika geologiska miljöer och protoliter (Lundqvist m.fl., 2011).

- *Övre Skollberggrunden*
  Köli-skollan som är den övre skollberggrunden innehåller metasediment och vulkaniter som representerar havsbotten och vulkaniska öbågar. Denna enhet visar hur oceaniska miljöer inkorporerades i skollstacken.

- *Mellersta Skollberggrunden*
  Sevekomplexet är den mellersta skollberggrunden och består av högt metamorfoserade bergarter så som metamorfa sedimentära och magmatiska bergarter, kvartsiter, gnejser och amfiboliter samt glimmerskiffer.

  Här finns spår av ultrahögtrycksmetamorfos i form av mineralet coesit som indikerar att bergarterna har varit nedpressade till över 100 km djup och subduktion har skett till mantelns övre delar (Gee m.fl., 2012).

  I den här delen hittas metamorfierade strukturer som är kopplade till uppsprickandet av Rodinia och separationen av Baltica från Laurentia. Komplexet består av doleritgångar och gabbroiska kroppar som på vissa platser har omvandlats till amfibolit och ligger inom amfibolitfacies där en temperatur på ca 500-650 ^{o}C och ett tryck på ca 5-8 kbar förekom (Baird m.fl., 2000).

  Sevekomplexet är särskilt viktig för förståelsen av djupmetamorfos och exhumering. Berggrunden är mineralrik och har ekonomisk betydelse och då särskilt i områdena kring Ruotevare och Svappavaara (Lundqvist m.fl., 2011).

- *Undre skollberggrunden*
  Jämtlands skollstack är den undre skollberggrunden och består av plattformssediment såsom kalkstenar från Ordovicium och Silur samt skiffrar som avsattes på Balticas kontinentalsockel. Fossilrik kambrosilurisk berggrund förekommer också samt gråvacka och basiska vulkaniter (Lundqvist m.fl., 2011).

  Sedimenten dokumenterar övergången från en passiv till en aktiv

kontinentalrand samt den efterföljande kaledoniska deformationen (Lundqvist m.fl., 2011).

När kollisionen mellan Baltica och Laurentia hade avstannat följde en lång period av erosion. Bergskedjan som en gång var i paritet med dagens Himalaya nöttes succesivt ned genom glaciärer under istider samt av vind och regn till den form Skanderna har idag (Lundqvist m.fl., 2011).

3.4 Tarfalaområdet

Sevekomplexet syns i dager i både Kebnekaise- och Sarekfjällen. I båda områdena kännetecknas gränsen mellan kontinent-ocean-övergången och de underliggande gnejserna i den mellersta skollberggrunden av en markant tryckökning. I Kebnekaiseområdet antas förekomsten av magmatiska gnejser vara ett resultat av tidig subduktion följt av exhumering (Andréasson m.fl., 2018).

Kebnekaisekomplexet utgörs huvudsakligen av amfibolitiserade mafiska gångsvärmar, Kebne Dyke Complex, med underordnade felsiska gångar. Skollorna utgörs huvudsakligen av olivinförande tholeiitiska basalter med geokemiska signaturer av N-MORB-typ (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt), vilket indikerar bildning i en distal del av Baltikas passiva kontinentalrand eller i övergången till oceanisk skorpa.Granaterna som finns i doleriterna tyder på högt tryck efter kristallisationen (Andréasson m.fl., 2018).

I Tarfaladalen kan man idag studera denna tektoniska skollstapling. Dalens botten består av Tarfala-amfibolit, som överlagras av den mylonitiska Storglaciären-gnejsen (Pomeroy, 2013). Denna gnejs har fungerat som en "glidyta" under överskjutningen av det massiva Kebne Dyke Complex som nu kröner topparna (Baird G. B., 2004). Den geologiska sektionen i Tarfala kännetecknas av en skollstapling bestående av flera tektoniskt överlagrade enheter. De djupaste enheterna, som är exponerade vid Tarfalajåkk, består av deformerade prekambriska granitoider som tillhör Balticas urberg (Andréasson & Gee, 1989). Ovanpå dessa vilar tunna lager av sedimentära bergarter, vilka utgjorde Balticas kustnära sediment före kollisionen (Baird G. B., 2004).

Därefter följer en komplex skollstapling av tektoniskt transporterade enheter. De mylonitiska zonerna, såsom Jåkk-mylonitgnejsen, vittnar om den intensiva skjuvning som uppstod när skollorna rörde sig (Baird G. B., 2004). Strukturerna i området visar en genomgående NW-SE-orientering av lineationer, vilket bekräftar att bergartsmassorna transporterades mot sydost i förhållande till underlaget. Denna tektoniska process var inte en enstaka händelse utan en polyfas deformation, där bergarterna veks och omvandlades i flera omgångar under sin transport (Andréasson m.fl., 2018).

Tarfaladalens dramatiska utseende är direkt kopplat till dess geologi. Den resistenta Storglaciären-gnejsen bildar trösklar i dalgången, vilket har påverkat hur glaciärer som Storglaciären och Isfallsglaciären har eroderat landskapet (Andréasson & Gee, 1989). Topparna kring Kebnekaise, såsom Nordtoppen och Sydtoppen, består av de hårda, mafiska bergarterna i Kebne Dyke Complex (Pomeroy, 2013). Kontrasten mellan dessa och de mer lättvittrade "mjuka" bergarterna i Köli-täcket (som återfinns

längre västerut i Tjäktjavagge) är slående och förklarar varför Kebnekaise-massivet står kvar som Sveriges högsta punkt (Andréasson, m.fl., 2018).

Dagens terräng i och runt om Tarfala är kraftigt format av glaciärer med U-dalar, moränkomplex och glaciärsjöar. Tack vare den senaste nedisningen har isen eroderat bort mängder av material från fjällen och blottalagt tektoniska kontaktzoner vilket gör området särskilt lämpat för att avläsa den kaledoniska strukturen i fält (Lundqvist m.fl., 2011).

3.5 Sammanfattning av Tarfalaområdets deformation och textur

Inom metamorf petrologi är studien av deformation och textur avgörande för att förstå hur berggrunden har reagerat på tektoniska krafter under bergskedjebildningen (Philpotts & Ague, 2022). Regional metamorfos, som karaktäriserar Kebnekaise-området, åtföljs normalt av betydande tektonik som resulterar i utvecklingen av framträdande folierade delar såsom skiffer, gnejs och mylonit (Gee, 2020).

3.5.1 Mylonitisering och foliationsutveckling

I Tarfaladalen är deformationen ofta extremt intensiv, vilket har lett till bildandet av mylonitiska bergarter i skjuvzoner mellan olika skollor. Ett typexempel är Storglaciären-gnejsen och Jåkk-mylonitgnejsen, vilka beskrivs som kvarts- och fältspatsrika ultramyloniter till ögongnejser. Dessa bergarter uppvisar en stark och genomträngande foliation samt en lineation som definieras av utplanade och utsträckta mineralaggregat (Baird G. B., 2004).

Den genomgående foliationen i Kebnekaisemassivet stupar generellt 10–30° mot VNV och representerar den skivighet och skollstapling som bildades under den kaledoniska överskjutningen. Denna plana struktur avbryts lokalt av mer branta stupningar i områden där tidigare isoklinala veck har bevarats (Andréasson m.fl., 2018).

3.5.2 Veckningsstilar

Strukturgeologiska analyser i området visar på en komplex historia av töjning. I Mårma-terrängen och de angränsande enheterna återfinns täta isoklinala veck som i sin tur har veckats om. Förekomsten av mantelveck (sheath folds) och icke-cylindriska veck vittnar om mycket hög töjning under transporten av skollorna. (Andréasson m.fl., 2018).

Ett annat karakteristiskt särdrag är att relativt styva bergarter, exempelvis mafiska gångar i Kebne Dyke Complex, har deformerats genom utdragning och uppdelning till linsformade segment omgivna av en mer duktil matris av gnejs eller skiffer. Denna process är vanlig i Seveskollorna och tolkas ofta som ett resultat av vertikal förkortning och horisontell utsträckning under skolltransporten (Andréasson m.fl., 2018).

3.5.3 Kinematiska indikatorer och skjuvning

För att bestämma transportriktningen används kinematiska indikatorer både i fält och under mikroskop. I Tarfala visar lineationer en konsekvent orientering mot NV-SO, vilket bekräftar en tektonisk transport mot sydost (Baird G. B., 2004).

På mikroskala kan deformationsriktningen utläsas genom studier av tryckskuggor kring styva mineral som granat eller klinopyroxen. När en foliation ”lindas” kring ett större, mer resistent korn uppstår asymmetriska strukturer som i Tsäkkok-linsen och Kebnekaise-området ofta visar på en sydostlig skjuvning (Barnes m.fl., 2020).

3.5.4 Primära kontra tektoniska texturer

Trots den intensiva deformationen finns lokalt välbevarade primära texturer. I de mafiska gångarna i Kebne Dyke Complex kan man i mikroskop observera magmatiska flytstrukturer och slumpmässigt orienterade plagioklaslister, vilket tyder på att vissa delar av massivet har undgått den mest intensiva töjningen. I de kontaktmetamorfa zonerna förekommer även poikiloblaster med utpräglad siltextur, där nybildade mineral har vuxit runt och inneslutit äldre strukturer (Andréasson & Gee, 1989).

3.5.5 Regionala bevis för kontinental subduktion och högtrycksmetamorfos

Tittar man på Jämtland och Härjedalsområdet finns plattformssediment så som kalkstenar och skiffer som har ett lager av skollkomplex över sig. Detta tyder på att hela Balticas kontinentalsockel har tryckts in under fjällkedjan (Lundqvist m.fl., 2011).

Även i Nordnorge och Tröndelag hittas deformerade strukturer och ultrahögtrycksbergarter som dokumenterar subduktion till mantelns övre delar (Lundqvist m.fl., 2011).

Eklogitfacies har bekräftats i specifika delar av Sevekomplexet i Sverige:

- Nordvästra Jämtland
  Här tros ultrahögt tryck ha uppstått genom djup subduktion av Balticas kontinentalrand i samband med att Iapetushavet slöts (Gee m.fl., 2012). Metamorfos vid 4,1–4,2 GPa och 830–840 °C har registrerats, med en senare överprägling i granulitfacies (1,0–1,1 GPa och 850–860 °C).
- Sydvästra Norrbotten (Vaimok-linsen)
  Eklogiter och metasedimentära bergarter har här nått toppförhållanden vid 2,8–3,1 GPa och 660–780 °C.
- Sarekområdet (Tsäkkok-linsen)
  Här finns belägg för allt från blåskiffer- till eklogitfacies. Tsäkkok-linsen uppvisar ett lägsta tryck på 2,2 GPa vid 590 ± 60 °C och vilar ovanpå Sarek-linsen, vilken har genomgått metamorfos i amfibolitfacies (Barnes m.fl., 2020).

3.6 Tarfala i ett globalt perspektiv

Att jämföra Tarfala och den kaledoniska bergskedjan med andra platser på jorden är avgörande för att förstå både historiska geologiska processer och nutida glaciärdynamik. Genom att studera djupt eroderade äldre bergskedjor som de skandinaviska kaledoniderna kan forskare få unik insikt i processer som idag sker på stort djup i aktiva, unga bergskedjor där de annars är otillgängliga för direkt observation (Gee, 2020).

3.6.1 Tektoniska analogier, Himalaya och Tibet

Den mest betydande moderna jämförelsen för den kaledoniska bergskedjan, som Tarfala är en del av, är Himalaya-Tibet-systemet. Den kontinentkollision mellan Baltica och Laurentia som skapade berggrunden i Tarfala anses vara jämförbar i både längd och höjd med dagens Himalaya. Forskare använder de djupt eroderade kaledoniderna i Sverige som en modell för att förstå de processer som idag sker på stort djup under Tibet (Gee, 2020).

3.6.2 Geologiska korrelationer

Berggrunden i Tarfala är en del av den stora kaledoniska bergskedjan och har tydliga geologiska kopplingar till andra platser som en gång satt ihop eller påverkades av samma krafter (Gee, 2020). Genom dessa kopplingar kan forskare använda Tarfala som en modell för att förstå hur kontinenterna Baltica och Laurentia satt ihop i superkontinenten Rodinia och hur de senare interagerade under bergskedjebildningen.

- Nordöstra Grönland:
  Detta område fungerar som en geologisk spegelbild av den skandinaviska sidan. Medan berggrunden i Tarfala representerar den östra delen av den kaledoniska bergskedjan representerar nordöstra Grönland den motsvarande västra delen (Gee, 2020).

- Skottland (Highlands) och Labrador (Kanada):
  Innan det forntida Iapetushavet öppnades och flyttade isär kontinenterna, låg Tarfalas urberg sannolikt i direkt anslutning till dessa områden. Ett tydligt bevis på detta är Vistasgraniten i Tarfala-området, som har direkta motsvarigheter i granitformationer som hittas i de skotska högländerna idag (Andréasson m.fl., 2018).

3.6.3 Övriga geologiska analogier

- Taiwan:
  Ön fungerar som en nutida modell för att förstå hur kollisioner mellan öbågar och kontinenter vandrar längs en plattgräns. Denna jämförelse hjälper forskare att förklara de betydande åldersskillnaderna i högtrycksmetamorfos som observerats inom Sevekomplexet, där tidpunkten för metamorfosen kan skilja sig med 22–32 miljoner år mellan olika geografiska områden (Fassmer, m.fl., 2017).

- Västra Alperna (Italien):
  De extrema förhållandena vid ultrahögtrycksmetamorfos som granaterna i Tarfala vittnar om jämförs med studier av subducerad kontinental skorpa i regioner som Lago di Cignana. Dessa studier ger viktiga insikter om hur djupt och hur snabbt kontinental skorpa begravs under en bergskedjebildning (Fassmer m.fl., 2017).

- Wisconsin, USA:
  Vid analyser av kornstorlek i morän från Tarfala görs direkta jämförelser med

avlagringar från den historiska Laurentide-isen i Wisconsin. Moränen från Isfallsglaciären har visat sig ha en sammansättning av sand, silt och lera som påminner mycket om specifika typer av moräner (såsom Horicon-moränen) som bildades av glaciärlober i Nordamerika (Pomeroy, 2013).

3.7 Tidslinje över bildning av Skanderna

Den skandinaviska fjällkedjan, Skanderna, är resultatet av en komplex geodynamisk utveckling som sträcker sig över mer än en halv miljard år (Gee, 2020). Användandet av en tidslinje är ett fundamentalt verktyg inom geologin eftersom det gör det möjligt att syntetisera utspridda bevis från metamorf petrologi, strukturgeologi och sedimentologi till en sammanhängande berättelse. Genom att strukturera händelserna kronologiskt kan vi följa hela Wilson-cykeln för Iapetushavet: från riftsättningen av superkontinenten Rodinia till den dramatiska kontinentalkollisionen och den efterföljande exhumeringen av djupt begravda bergarter (Gee, 2020).

Nedan följer de viktigaste etapperna i bildandet av Skanderna:

- 600 Ma
  Öppning av Iapetushavet där en ocean bildas mellan Baltica och Laurentia.
- 550 Ma
  Sedimentavsättning där tjocka lager av kalkstenar, skiffrar och sandstenar avsätts på Balticas passiva kontinentalsockel.
- 490 Ma
  Subduktionen börjar och Iapetushavets oceaniska litosfär börjar subduceras under Baltica.
- 470 Ma
  Vulkanism och öbågsbildning längs Balticas kontinentalrand visar att den passiva kontinentalranden hade utvecklats till en aktiv kontinentalrand.
- 430 Ma
  Kontinent-kontinent-kollision när Baltica och Laurentia kolliderar, vilket bygger upp Skanderna.
- 420 Ma
  Skolltransport där stora skollenheter skjuts hundratals kilometer över Balticas urberg.
- 400 Ma
  Metamorfos sker och Sevekomplexet visar spår av ultrahögtrycksmetamorfos, vilket indikerar subduktion till mantelns övre delar.
- 390–300 Ma
  Exhumering och erosion sker över fjällkedjan som bryts ned och bergarterna återförs till ytan.
- Senaste 2,5 Ma
  Glacial erosion där glaciärer formar dagens fjällandskap med U-dalar, moräner och glaciärsjöar.

4 Metamorfos

Metamorfos är den process som omfattar fysikaliska och kemiska omvandlingar som äger rum i en bergart när bergarten utsätts för nya förhållanden i jordskorpan. Denna omvandling sker utan att bergarten smälter till skillnad från magmatiska processer där bergarten har blivit en smälta. Detta innebär att bergarter förändras i fast tillstånd genom variationer i tryck och temperatur och kemisk miljö (Philpotts & Ague, 2022).

Förändringar sker på grund av tryck (P), temperatur (T) och vätskeflöde. Trycket kan ske både litostatiskt och riktat. Processerna förändrar bergarten texturmässigt, mineralogiskt, kemiskt och även ibland isotopiskt. Allt äger rum under mycket lång tid och ursprungsbergarten, protoliten, kan ha helt omvandlats under denna tid och inte vara igenkänningsbar i sin nya form (Philpotts & Ague, 2022).

Protoliten kan vara allt från magmatiskt ursprung (ultramafiskt till felskiskt) till sedimentärt ursprung (sandstenar och peliter) samt även karbonatbergarter (kalksten och dolomiter) (Philpotts & Ague, 2022). När bergarten utsätts för tryck och temperatur kommer mineral att bildas genom rekristallisation vilket innebär att det sker reaktioner mellan befintliga mineral och tillförsel av ämnen via vätskor som transporteras i bergarten (Klein & Philpotts, 2017).

Metamorfa reaktioner börjar ske redan vid temperatur över 150^{o}-200^{o} och pågår ända upp till en temperatur på strax under 1 000^{o} beroende på bergart, tryck och vattenmättnad. Vid ett lågt tryck på ca 0,5 GPa kan denna gräns sjunka ner till 650^{o} i granitiska system, beroende på hur mycket vatten det finns i berget. När metamorfosen når den övre gränsen sker en partiell smältning vilket resulterar i migmatitbildning (Philpotts & Ague, 2022).

Det finns två typer av metamorfos där värme tillförs:

1. Kontaktmetamorfos
   Här tillförs värmen lokalt via intrusiva magmakroppar. Denna metamorfos är lokal och sker i en ring runt magman. Bergarterna som bildas här är ofta hårda och spröda utan tydlig skiktning. I dessa typer av metamorfos hittar man sällan de kraftigt folierade strukturerna så som skiffer eller gnejs (Philpotts & Ague, 2022).
2. Regionalmetamorfos
   Sker regionalt över stora områden vid konvergenta plattgränser vilket kan vara en subduktionszon där sedimentära lager trycks ned under en landplatta eller vid kollisionszoner där bergsbildande processer sker med överskjutning av bergarter. Under dessa förhållanden kommer trycket från vikten av bergarter och den geotermiska gradienten, som är värme, att bidra till omvandlingen. Denna typ av metamorfos är förknippad med deformation som skapar bergartens typiska karaktär av foliering som man hittar i skiffer och gnejs (Philpotts & Ague, 2022).

När bergarterna sedan kyls ner och exhumeras kommer det att ske ytterligare förändringar i de metamorfa bergarterna. Detta kallas för retrograd metamorfos och påverkar båda metamorftyperna (Philpotts & Ague, 2022).

Metamorfa bergarter ger oss insikt i jordskorpans dynamik och fungerar som ett arkiv där vi kan få information om tryck och temperaturförhållandena när de bildades. Vi får

även reda på mineralbildning, strukturer och tektoniska processer. Man kan säga att de metamorfa bergarterna är ett arkiv över bergskedjebildning, subduktion och kontinentkollisioner. Metamorfos är en av de viktigaste geologiska processerna för att omvandla olika bergarter och skapa nya mineralogiska strukturella kombinationer. Runt 60 volymprocent av jordens skorpa består av metamorfa bergarter (Philpotts & Ague, 2022).

4.1 Indexmineral och reaktioner

För att kunna mäta graden av metamorfos utvecklade Barrow (1912) ett system som kartlade den ökade metamorfa intensiteten i metapelitiska bergarterna. Han namngav varje zoner efter de karakteristiska indexmineral som uppträder med ökad metamorf grad. Dessa mineral är klorit, biotit, granat, staurolit, kyanit och sillimanit. Gränserna mellan de olika zonerna heter isograder. (Philpotts & Ague, 2022).

Indexmineralassociationer ger en insikt i de geotermiska gradienter som var aktiva under den metamorfa processen (Winter, 2014). Förekomsten av enbart sillimanit i proverna indikerar att bergarten har utsatts för P–T-förhållanden som ligger inom sillimanitens stabilitetsfält, vilket karaktäriserar medelhög till hög metamorfosgrad (amfibolit övre- till granulitfacies) (Philpotts & Ague, 2022). Enligt fasdiagrammet för Al_2SiO_5 innebär detta att trycket har legat under jämviktslinjen mot kyanit (typiskt under ca 0,6–0,8 GPa beroende på temperatur) vid temperaturer över cirka 550–600 °C (Winter, 2014).

Med utgångspunkt i att 1 GPa motsvarar ett djup på ca 30 km, innebär detta att bergarten befunnit sig på ett djup mindre än ungefär 18–24 km. Dessa förhållanden är karaktäristiska för miljöer med hög temperatur på medeldjup i jordskorpan, vilket är typiskt under det termiska toppstadiet vid konvergenta plattgränser där stora bergsmassiv som Skanderna bildas (Philpotts & Ague, 2022).

Under den metamorfa processen kommer befintliga mineral att reagera med omgivande mineral eller med mineral som tillförs via vätskor. Vissa reaktioner kommer att avge vätskor, vissa inte. Andra reaktioner kommer att reagera med hjälp av vätskor och andra inte (Philpotts & Ague, 2022).

De flesta reaktionerna är beroende av vätskor som strömmar genom berget. Vätskorna kontrollerar utsträckningen för reaktionerna, samt transport av kemiska element och isotoper (Philpotts & Ague, 2022).

Genom involvering eller icke involvering av fluider kan de metamorfa reaktionerna indelas i följande kategorier (Philpotts & Ague, 2022):

1. Fast-fasreaktioner
   Ett bra exempel på en reaktion i fast fas är omvandlingen mellan aluminosilikatpolymorferna. Denna reaktion sker utan inblandning av vätska, där andalusit, kyanit och sillimanit övergår i varandra beroende på förändringar i tryck och temperatur.
2. Flyktiga reaktioner
   Är de reaktioner som involverar frisättning eller konsumtion av flyktiga ämnen så som vatten, koldioxid och metan. De flesta av de flyktiga ämnena som frisätts är i huvudsak närvarande som hydroxylgrupper (OH^-) och då som hydratiserande mineraler så som silikater som är strukturerade i lager, amfiboler och karbonatmineraler så som kalcit.

3. Dehydreringsreaktioner
   Här frigörs vatten och reaktionerna är endoterma. Här krävs det värmeenergi för att reaktionerna ska kunna ske. Ett bra exempel på en sådan reaktion är när muskovit och kvarts som bryts ner till K-fältspat och aluminosilikater.

   $KAl_2AlSi_3O_{10}(OH)_2 + SiO_2 = KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O$
   (Muskovit) + (kvarts) = (K-feldspar) + (Sillimanit) + (vatten)
4. Retrograd hydreringsreaktioner
   Inträffar under avkylning och exhumering använder vatten i reaktionerna men avger värme till berget. Exempel på detta är när klorit bildas runt granater i blåskiffer. Ett annat exempel på omvandling är när olivin och klinopyroxen omvandlas till serpentin i ultramafiska bergarter.

Ett bra exempel på hur vätskorna fungerar under metamorfos är att titta på sedimentomvandlingen till sten går till (Philpotts & Ague, 2022):

1. I första steget sker en kompaktion där nytt marint sediment som innehåller upp till 50% porvätska begravs och pressas samman tills porvätskan är endast 10%. Mellan sedimentkornen och i kanaler runt om uppstår ett hydrostatiskt tryck.
2. En spänning mellan kornen gör mineralerna mer lättlösliga vid kontaktpunkterna vilket skapar en tryckupplösning.
3. När mineralerna löses upp mättas porvätskan och materialet fälls i stället ut i de öppna porutrymmena.

Nästan all porositet försvinner under denna process vilket gör att nästan alla de vätskor som deltar i metamorfos frigörs genom kemisk frigörelse (Philpotts & Ague, 2022).

4.2 Metamorfa facies

Indexmineralzoner är inte det enda sättet att mäta metamorfos intensitet. Facieskonceptet är ett annat system att mäta den metamorfa graden på. Denna metod baseras på observationen av bergets mineralogi som är en funktion av både bulk kemisksammansättning och P-T-förhållanden. Metamorfa facies är ett verktyg för att bestämma under vilka förhållanden en bergart har omvandlats. Det ger även en ledtråd om den tektoniska miljö där den bildades (Philpotts & Ague, 2022).

Den första att införa konceptet var V.M Goldschmidt (1911) som gjorde studier av kontaktmetamorfa bergarter kring alkaliska plutoner i Oslo. Han upptäckte att bergarternas mineralogi var mycket enkel och bestod endast av fyra eller fem mineral och mineralsammansättningen följde Gibbs fasregel. Några år senare gjorde Pentti Eskola (1920) samma undersökning men i Ovijärvi och kom fram till samma sak som Goldschmidt, att det var enkla mineralsammansättningar som följde fasdiagrammet men det var helt andra mineral (Philpotts & Ague, 2022).

De metapelitska bergarterna i Oslo innehöll kalifältspat och andalusit medan motsvarande bergarter i Ovijärvi innehöll muskovit och kvarts. Trots att mineralassociationerna kunde skilja sig åt mellan bergarter från olika regioner hade det samma kemiska totalsammansättning. Eskolas slutsats var att en kemisk jämvikt

hade uppstått på båda ställena men att trycket och temperaturen inte hade varit det samma. Detta ledde honom in på en ny teori om metamorfa facies. Den teorin var att en bergarts kemiska totala sammansättning direkt kan kopplas till de mineral som bildas vid jämvikt under specifika metamorfa grader. Det är de yttre förhållandena som tryck och temperatur som är de avgörande faktorerna för mineralbildningen vid metamorfos.

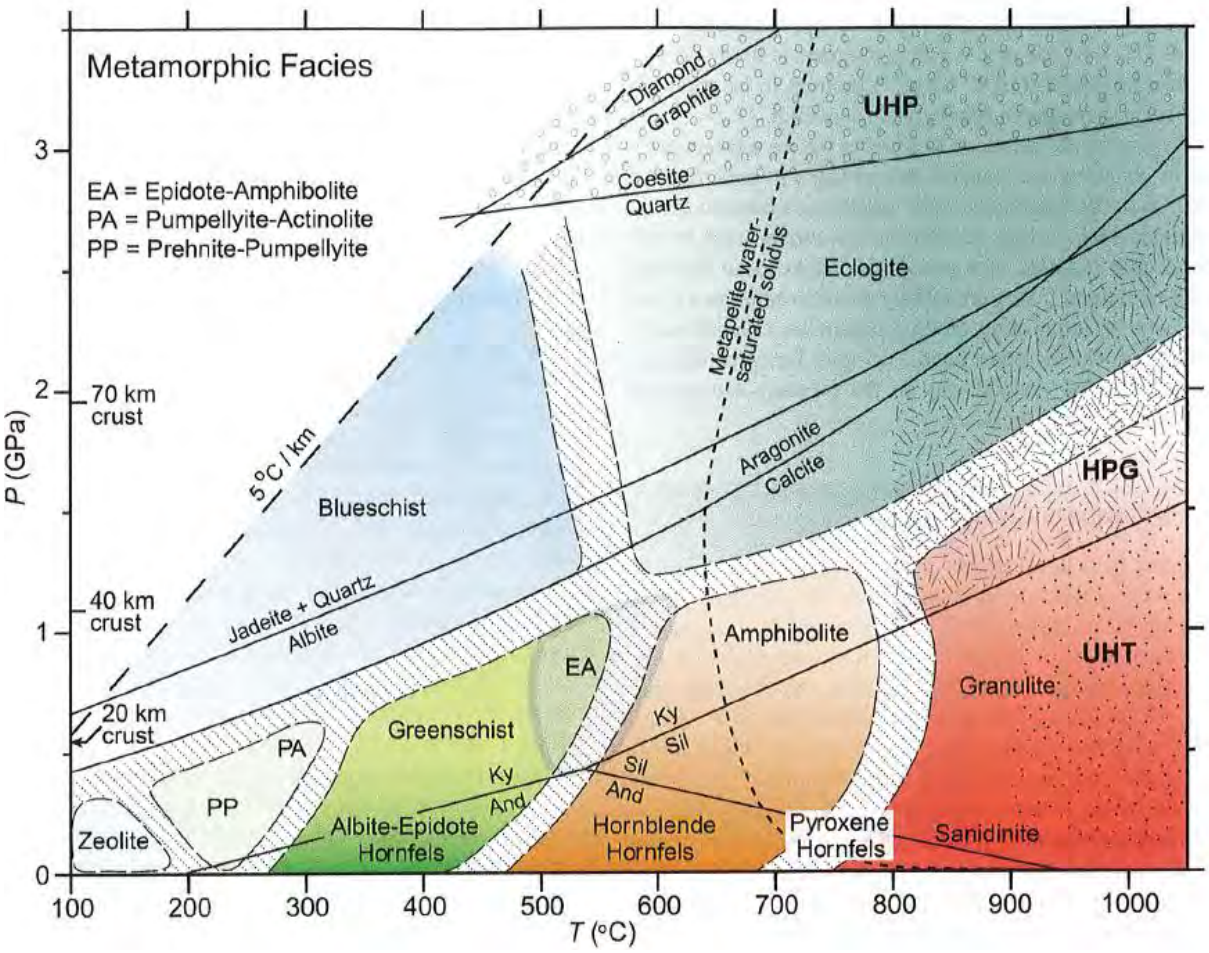
Facies konceptet kan sammanfattas i två grundläggande principer (Philpotts & Ague, 2022):

1. Om bergarterna har genomgott metamorfos under samma fysikaliska förhållanden beror skillnaden i mineralsammansättningen på att deras ursprungliga kemiska sammansättning var olika.
2. För en bergart med samma kemiska sammansättning indikerar olika mineralsammansättningar att de har metamorfoserats under olika fysiska förhållanden.

Eskola studerade termodynamik och skapade även ett diagram där tryck och temperatur kopplas till specifika mineralassociationer som han kallade för facies, Figur 3. Hans ursprungliga diagram innehöll fem facies men idag har vi lagt till ett dussintal nya som täcker in alla tänkbara tryck- och temperaturförhållanden.

Han studerade främst metamorfoserade basalter (metabasiter), vilket återspeglas i namngivningen av de metamorfa facies—såsom grönskiffer-, amfibolit- och eklogitfacies—vilka karaktäriseras av mineralsällskap som är typiska för just dessa bergarter (Gee, 2020). Det är dock viktigt att skilja dessa från isograder, som är de linjer i fältet som markerar gränserna mellan olika metamorfa zoner i lerrika bergarter (metapeliter).

En isograd definieras av det första uppträdandet av ett specifikt indexmineral (till exempel en granat-isograd eller en biotit-isograd) när den metamorfa graden ökar. Vid en isograd sker en specifik mineralreaktion där nyckelmineral antingen bildas eller försvinner, vilket ger forskare möjlighet att kartera hur tryck och temperatur har varierat över ett område (Philpotts & Ague, 2022).



Figur 3. Tryck-temperaturdiagram som visar de metamorfa faciesens stabilitetsfält och de ungefärliga förhållanden under vilka olika metamorfa mineralassociationer bildas. Särskilt relevant för denna studie är amfibolitfacies, där de flesta av de analyserade provernas mineralassociationer är stabila. Diagrammet visar även stabilitetsfälten för Al_2SiO_5-polymorferna andalusit, kyanit och sillimanit, vilka används för att tolka metamorfa förhållanden. Efter Philpotts & Ague (2022).

Här är en sammanställning av alla huvudsakliga facies, deras typiska P-T-förhållanden och karaktäristiska mineral:

- Metamorfos vid låga grader
  Dessa facies representerar de tidigaste stadierna av bergartsomvandling, ofta relaterade till begravning eller hydrotermala processer (Winter, 2014).
  - Zeolitfacies: Den lägsta graden av metamorfos. Sker vid temperaturer under ca 200 °C och låga tryck (< 3 kbar). Karaktäristiska mineral inkluderar zeoliter (såsom laumontit och analcim).
  - Prehnit-pumpellyitfacies: Sker vid något högre förhållanden, ca 200–300 °C och ca 3–4 kbar. Här uppträder mineralen prehnit och pumpellyit tillsammans med klorit och albit.
- Regionalmetamorfos (Medium P/T-serier)
  Denna sekvens är vanlig i bergskedjor som Skanderna och följer normala geotermala gradienter (Winter, 2014).

    - Grönskifferfacies (Låggradig): Temperatur ca 200–400 °C och tryck på 2–5 kbar. Typiska mineral är klorit, epidot, aktinolit och albit, vilket ger bergarterna en karakteristisk grön färg.
    - Amfibolitfacies (Medelgradig): Temperatur ca 500–650 °C och tryck på 5–8 kbar. Karaktäriseras av mineralsällskapet hornblände och plagioklas, ofta med inslag av granat.
    - Granulitfacies (Höggradig): Temperatur >700 °C och tryck ofta >10 kbar. Detta är extremt torra förhållanden där hydrerade mineral bryts ned. Typiska mineral är ortopyroxen, klinopyroxen och plagioklas.
- Högtrycksmetamorfos (Hög P/T-serier)
  Förekommer i subduktionszoner där berggrund trycks ner snabbt till stora djup utan att hinna värmas upp i samma takt (Winter, 2014).
    - Blåskifferfacies: Karaktäriseras av högt tryck (> 6 kbar) men relativt låg temperatur (200–500 °C). Det diagnostiska mineralet är den blå amfibolen glaukofan.
    - Eklogitfacies: Representerar mycket höga tryck (> 12 kbar) och varierande temperaturer. Bergarten består främst av granat och den gräddvita/gröna pyroxenen omfacit. Plagioklas är inte stabilt under dessa förhållanden.
- Kontaktmetamorfos (Låga tryck).
  Sker lokalt kring magmatiska intrusioner där temperaturen är hög men trycket lågt (Winter, 2014).
    - Hornfelsfacies: Delas in i undergrupper (albit-epidot, hornblände och pyroxen-hornfels) beroende på temperaturen nära intrusionen.
    - Sanidinitfacies: Representerar extremt hög temperatur vid mycket lågt tryck, ofta i direkt kontakt med magma.
- Extrema metamorfa förhållanden
    - Ultrahögtrycksmetamorfos (UHP): Sker vid tryck så höga att coesit (en högtryckspolymorf av kvarts) eller mikrodiamant bildas, vilket kräver djup på över 80–100 km (> 25–30 kbar) (Philpotts & Ague, 2022).
    - Ultrahögtemperaturmetamorfos (UHT): Innebär temperaturer på 900–1000 °C eller mer i den kontinentala skorpan, ofta identifierat genom mineral som sapphirin (Philpotts & Ague, 2022).

Dessa förhållanden kan rekonstrueras genom P-T-t-banor (pressure-temperature-time paths), vilka dokumenterar bergartens resa genom jordskorpan och används för att tolka bergskedjors dynamiska utveckling (Powell & Holland, 2008).

4.3 Geotermometri och Termobarometri

Geotermometrar baseras ofta på katjonutbytesreaktioner, där två element (vanligtvis järn och magnesium) byter plats mellan två samexisterande mineral utan att ändra den totala mineralogin. Ett klassiskt exempel är utbytet mellan granat och biotit, ofta kallat GARB(Granat-Biotit-geotermometern). (Philpotts & Ague, 2022).

En av de mest kända geobarometrarna är GASP (Granat-Aluminiumsilikat-Silika-Plagioklas). Denna reaktion involverar komponenterna grossular (i granat), anorthit (i plagioklas), kyanit/sillimanit och kvarts. Eftersom reaktionen är känslig för både sammansättning och temperatur, måste man ofta känna till temperaturen oberoende för att få ett exakt tryck (Philpotts & Ague, 2022).

En annan viktig geobarometer är GRAIL (Granat-Rutil-Aluminiumsilikat-Ilmenit-Kvarts), som är nästan helt oberoende av temperatur, vilket gör den till ett robust verktyg för tryckbestämning. I subduktionsmiljöer används ofta reaktionen där albit bryts ner till jadeit och kvarts för att uppskatta trycket (Philpotts & Ague, 2022).

För att kunna bestämma under vilka tryck och temperaturförhållanden som den metamorfa berggrunden bildades under använder man sig Thermobarometri. Genom att analysera mineralers kemiska sammansättning och jämföra med termodynamiska jämvikten kan man rekonstruera bergartens geologiska historia (Powell & Holland, 2008). För att utföra en sådan beräkning kan man använda sig av programmet THERMOCALC.

Grundläggande för konventionell termobarometri är den termodynamiska jämviktsekvationen:

$$0=\Delta G\circ+RT\ln K$$

där ΔG° är standard Gibbs fria energi för reaktionen, R är den ideala gaskonstanten, T är temperaturen och K är jämviktskonstanten. Denna ekvation beskriver en P–T-linje eller kurva i ett P–T-diagram (Powell & Holland, 2008).

Konventionella metoder bygger på balanserade reaktioner mellan ändmedlemmarna i mineralfaserna. Varje jämviktsrelation ger en ekvation som beskriver förhållandet mellan tryck och temperatur, där observerade mineralsammansättningar används som indata. Metoden förutsätter att mineralen i den valda volymen var i termodynamisk jämvikt vid en specifik tidpunkt (Powell & Holland, 2008).

Ett centralt verktyg för denna metod är "average P–T" (avPT) metoden, implementerad i programvaran THERMOCALC. Denna metod använder en statistisk viktad minsta-kvadrat-analys för att hitta en optimal P–T-punkt där alla oberoende reaktioner korsar varandra. En viktig diagnostisk parameter är rfit, som indikerar om de kombinerade datauppsättningarna är statistiskt konsistenta (Powell & Holland, 2008).

Det finns realistiska osäkerheter i konventionell termobarometri där termobarometri sällan understiger ±50°C och ±1 kbar. Osäkerheter från mineralanalyser, termodynamisk data och a-x-relationer måste propageras genom beräkningarna. Den största källan till osäkerhet är ofta bias (systematiska fel) snarare än slumpmässiga analytiska fel (Powell & Holland, 2008).

4.4 THERMOCALC och P-T metoden

Processen att fastställa en bergarts bildningsförhållanden sker i en stegvis ordning där kemiska data först omvandlas till termodynamiska storheter, vilka sedan ligger till grund för de slutgiltiga beräkningarna av tryck och temperatur (Philpotts & Ague, 2022).

4.4.1 Steg 1: Från sammansättning till aktivitet (*a−x*-relationer)

Det första och mest kritiska steget är att hantera mineralens kemiska sammansättning. Relationerna mellan aktivitet och sammansättning är helt avgörande för att kunna uppskatta tryck- och temperaturförhållanden (P-T) vid metamorfos (Fassmer m.fl., 2017).

- Definition av aktivitet:
  Aktivitet används för att beskriva den effektiva koncentrationen av en kemisk komponent i ett system (Philpotts & Ague, 2022). Måttet beskriver hur tillgänglig en substans är för att kunna delta i kemiska reaktioner. Det är inte samma sak som den rena koncentrationen av ett ämne, utan den tar även hänsyn till komplexa interaktioner mellan joner eller molekyler i lösningen eller den fasta fasen (Philpotts & Ague, 2022).

- Aktivitetens roll i stabilitet:
  Aktivitet används för att modellera mineralreaktioner och jämvikter (Fassmer m.fl., 2017). Det är just aktiviteten som avgör vilka mineral som faktiskt är stabila vid specifika tryck och temperaturer (Holland & Powell, 1998).

- Betydelsen av *a−x*-relationer:
  Sammanställningsvis beskriver a–x-relationer hur ett minerals verkliga kemiska sammansättning i en bergart förhåller sig till dess termodynamiska aktivitet (Fassmer m.fl., 2017). Eftersom naturliga mineral nästan aldrig uppträder som rena ändmedlemmar behövs sådana modeller för att omvandla analyserade sammansättningar (från exempelvis elektronmikrosond eller SEM/EDS) till de aktivitetsvärden som krävs i termodynamiska beräkningar (Fassmer m.fl., 2017). Ett exempel på detta är granat som består av varierande proportioner av almandin, pyrop och grossular.

För att förklara hur programmet AX omvandlar den kemiska sammansättningen (molbråk) till termodynamisk aktivitet kan man använda den generella formeln för komponenter i fasta lösningar:

Aktivitet a_i för en komponent *i* i en fast lösning beräknas som (Winter, 2014):

$a_i=(X_i * y_i)^y$

X_i= molefraktion av komponenten

γ_i= aktivitetskoefficient (beror på blandningsmodell)

y = Antalet kristallplatser där blandningen sker (t.ex. för de åttakoordinerade platserna i granat).

4.4.2 Steg 2: Beräkning av tryck och temperatur (*P−T*)

När aktiviteterna väl är fastställda kan man med hjälp av termodynamiska beräkningar fastställa de faktiska bildningsförhållandena (Philpotts & Ague, 2022).

- Multijämviktsberäkningar (AvePT):
  Genom att kombinera data från flera oberoende termometrar och barometrar

(såsom GARB, GASP och GRAIL) kan man utföra multijämviktsberäkningar (Philpotts & Ague, 2022). Om alla mineral i provet var i jämvikt vid samma tidpunkt bör deras beräknade *P-T*-linjer skära varandra i en enda punkt. Om linjerna istället uppvisar stor spridning tyder det på kemisk ojämvikt eller att mineralen har bildats vid olika tidpunkter under bergartens historia (Philpotts & Ague, 2022).

- Analys av bergartens historia:
  Datorprogram som THERMOCALC används ofta för att hantera dessa komplexa beräkningar och för att rekonstruera en bergarts *P-T*-väg genom jordskorpan (Philpotts & Ague, 2022). Genom detta kan man beräkna vilka mineraler som bildats under olika förhållanden och få fram noggrann information om mineralsammansättningar och fasförhållanden (Holland & Powell, 1998).

- Fasjämviktsmodellering (Pseudosektioner):
  Programvara som THERMOCALC eller Perplex kan även användas för framåtriktad modellering av så kallade pseudosektioner. Här beräknas vilka mineralassemblage som är stabila vid varje given *P-T*-punkt för en specifik bulksammansättning (hela bergartens kemi) (Powell & Holland, 2008). Resultatet presenteras i ett *P-T*-diagram uppdelat i olika fält som visar bergartens stabilitetsområden (Powell & Holland, 2008).

4.4.3 Fördelningskoefficienten (K_D) som används för beräkning i steg 2

Fördelningskoefficienten (K_D) är ett centralt begrepp inom metamorf petrologi som beskriver hur två olika joner (vanligtvis järn, Fe^{2+}, och magnesium, Mg) fördelar sig mellan två mineral som befinner sig i kemisk jämvikt (Philpotts & Ague, 2022).

K_D definieras som kvoten mellan förhållandet av två element i en fas dividerat med förhållandet av samma element i en annan fas (Winter, 2014). För den mycket vanliga granat-biotit-termometern (GARB) uttrycks den ofta som

$$K_D = \frac{(X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt}}{(X_{Mg}/X_{Fe})^{Bt}}$$

Där *X* representerar molbråket av respektive element i mineralet (Gee, 2020). Genom att noggrant analysera kemin i mineralens kanter med exempelvis elektronmikrosond kan forskare mäta detta värde direkt i ett bergartsprov (Philpotts & Ague, 2022).

Betydelsen av K_D ligger i att den är temperaturberoende. Orsaken är att joner av olika storlek (till exempel Mg^{2+} är mindre än Fe^{2+}) föredrar olika kristallplatser beroende på energinivån i systemet (Gee, 2020):

- Vid låga temperaturer:
  Kristallstrukturen är "selektiv". Granat tenderar då att föredra järn, medan biotit föredrar magnesium, vilket ger ett K_D -värde som skiljer sig kraftigt från 1.0

- Vid höga temperaturer:
  Ökad termisk vibration gör att kristallstrukturen blir mindre selektiv. Skillnaden i hur mineralen fördelar elementen minskar, och K_D närmar sig värdet 1.0.

Inom termodynamiken skiljer man på den mätbara fördelningskoefficienten (K_D) och den teoretiska jämviktskonstanten (K) (Gee, 2020). Relationen beskrivs som:

$$K=K_D \cdot K\gamma$$

Om mineralen beter sig som ideala lösningar är aktivitetskoefficienterna (Kγ) lika med 1, vilket innebär att $K=K_D$ (Gee, 2020).

I verkliga system, som granaterna i Kebnekaise, påverkas fördelningen även av andra element (som Ca och Mn), vilket kräver korrigeringar genom a−x-modeller för att få fram ett korrekt temperaturvärde (Gee, 2020).

Genom att plotta $\ln K_D$ mot den inverterade temperaturen (1/T) erhålls en rät linje vars lutning är direkt kopplad till reaktionens entalpi (ΔH°), vilket gör det möjligt att matematiskt fastställa vid vilken temperatur mineralen i Tarfala en gång bildades (Philpotts & Ague, 2022).

4.4.4 Felkällor

Vid användning av THERMOCALC finns det flera felkällor att tänka på. Dessa kan till exempel vara modellrelaterade, analytiska och geologiska osäkerheter. Nedan beskrivs några typer av felkällor (Winter, 2014).

- Aktivitets–kompositionsmodeller (a–X): Osäkerheter i modeller för fasta lösningar är en av de största felkällorna. Naturliga mineral är komplexa, och felaktiga eller orealistiskt extrapolerade modeller kan ge stora avvikelser i beräknade P–T-värden (Winter, 2014).
- Antagandet om kemisk jämvikt: Termobarometri förutsätter att mineralen var i jämvikt vid samma tidpunkt. Detta försvåras av mineralzonering och retrograd omvandling, som kan förändra katjonfördelningen och därmed ge missvisande temperaturer och tryck (Powell & Holland, 2008).
- Analytiska begränsningar: Mikrosondsanalyser påverkas av mätosäkerhet och svårigheten att skilja mellan Fe^{2+} och Fe^{3+}, särskilt i Fe^{3+}-rika mineral. Dessa fel fortplantas direkt in i de termodynamiska beräkningarna (Winter, 2014).
- Statistiska och metodologiska problem i THERMOCALC: Metoder som AvePT kan ge ökad osäkerhet om reaktioner med stora inneboende fel inkluderas. Dessutom innehåller de experimentella kalibreringarna i databaserna egna systematiska fel (Powell & Holland, 2008).
- Geologiska faktorer: Polymetamorfos och reaktioner med låg känslighet kan göra det svårt att definiera en tydlig jämviktspunkt eller få tillförlitliga P–T-resultat (Winter, 2014).

Tillförlitliga THERMOCALC-beräkningar kräver både noggranna kemiska analyser och en god förståelse för bergartens textur, så att man inte beräknar P–T-förhållanden för mineralsällskap som aldrig var i jämvikt (Winter, 2014).

5 Metod

För att rekonstruera de metamorfa processerna och fastställa de termobarometriska förhållandena i Tarfalaområdet tillämpades en metodik som kombinerar fältstudier med avancerad instrumentell analys och termodynamisk modellering. Fokus i studien ligger på att analysera mineralessemblem i jämvikt för att härleda de metamorfosa processerna som har ägt rum i berggrunden under bergsbildningsprocessen.

5.1 Fältmetodik och provtagning

Fältarbetet genomfördes under 10 dagar i Tarfaladalen, där berggrunden karterades och prover samlades in från 13 strategiska platser. 16 handprover (stuffer) valdes ut från dessa platser för vidare analys. Totalt identifierades åtta separata berggrundskomplex. Provtagningen fokuserade särskilt på granatförande bergarter, då granat utgör en kritisk indikator för beräkning av tryck- och temperaturförhållanden inom geotermobarometri (Philpotts & Ague, 2022).

För den strukturella karteringen användes iPad-applikationen Clino Fieldmove för att logga orienteringsdata, vilket verifierades genom manuella mätningar med kompass-klinometer. Appen kunde även fota varje lokal och dokumentera koordinaterna för varje plats.

5.2 Provpreparering

De 16 insamlade handproverna från Tarfaladalen valdes ut för petrografisk analys och preparerades vid Stockholms universitet. Proverna kapades med hjälp av en vattenkyld diamantsåg till mindre delprover om cirka 2–4 cm^3. För att på bästa sätt bevara och dokumentera bergarternas texturella och strukturella egenskaper orienterades snitten vinkelrätt mot den dominerande foliationsriktningen. I de fall där ett handprov uppvisade variationer i mineralogi, textur eller struktur delades det upp i flera delprover för att möjliggöra en mer representativ undersökning.

För varje handprov sparades dessutom en representativ del av stuffet för dokumentation och framtida referens. Den kapade genomskärningsytan dokumenterades för att visa bergartens inre textur och mineralogiska sammansättning, medan den naturligt vittrade ytan dokumenterades för att illustrera bergartens utseende i fältmiljö.

Delproverna skickades därefter till Vancouver Petrographics i Kanada för framställning av polerade tunnslip. Tunnslipen tillverkades med standardtjockleken 30 µm och användes för de efterföljande petrografiska undersökningarna i polarisationsmikroskop.

5.3 Optisk mikroskopi på tunnslip

Den inledande undersökningen genomfördes med optisk mikroskopi i syfte att bestämma mineralogisk sammansättning samt tolka bergarternas metamorfa

utveckling. Utifrån denna analys valdes fyra tunnslip ut av de 26 tunnslipsproverna för vidare detaljstudier baserat på deras innehåll av granat och förekomsten av välbevarade jämviktstexturer.

Samtliga tunnslip analyserades både i planpolariserat ljus (PPL, Plane Polarized Light) och korspolariserat ljus (XPL, Cross Polarized Light). Kombinationen av dessa observationsmetoder möjliggör en detaljerad identifiering av metamorfa mineralparageneser och deras texturala jämviktsrelationer (Bucher & Grapes, 2011; Winter, 2014).

I planpolariserat ljus passerar ljuset genom endast ett polarisationsfilter innan det når provet (Fassmer m.fl., 2017). Under dessa förhållanden studeras mineralens färg, pleokroism, relief, spaltbarhet, kornform och eventuella omvandlingsstrukturer (Andréasson m.fl., 2018). Särskilt pleokroiska mineral, såsom biotit och amfibol, uppvisar färgförändringar när mikroskopbordet roteras, vilket utgör en viktig diagnostisk egenskap för mineralidentifiering. Exempelvis kan amfiboler i området uppvisa stark pleokroism från brunt till blått och tydlig 120° spaltning (Pomeroy, 2013).

I korspolariserat ljus används både en polarisator och en analysator orienterade vinkelrätt mot varandra (Barnes m.fl., 2020). Anisotropa mineral interagerar då med det polariserade ljuset och uppvisar interferensfärger vars intensitet beror på mineralens dubbelbrytning. I XPL kan även egenskaper såsom utsläckningsvinkel, tvillingbildning, zonering och deformation identifieras. Isotropa mineral förblir däremot mörka under hela rotationen. Dessa optiska egenskaper är centrala för att skilja mellan mineral med liknande utseende i planpolariserat ljus (Barnes m.fl., 2020).

Genom att kombinera observationer i PPL och XPL kunde mineralparageneser, reaktionsrelationer och texturer relaterade till metamorf utveckling identifieras. Särskild vikt lades vid förekomsten av granat, dess inneslutningar och relationer till omkringliggande mineral, eftersom dessa texturer ger information om de tryck- och temperaturförhållanden som rådde under bergarternas metamorfos (Andréasson m.fl., 2018). Utifrån denna analys valdes fyra tunnslip ut för vidare detaljstudier baserat på deras granatinnehåll och förekomsten av välbevarade jämviktstexturer.

5.4 ZEISS Sigma 300 VP svepelektronmikroskop (SEM)

Karakteriseringen av provens mikrostruktur och elementfördelning utfördes med ett ZEISS Sigma 300 VP svepelektronmikroskop (SEM) utrustat med fält-emissionskälla (FEG) och energidispersiv röntgenspektroskopi (EDS). Instrumentet genererar en stabil och högintensiv elektronstråle som fokuseras till nanometerskala med hjälp av elektromagnetiska linser. När strålen sveper över provytan produceras sekundär- och backscatter-elektroner, vilka registreras av respektive detektor. Sekundärelektronerna används främst för att visualisera topografiska detaljer, medan backscatter-elektronerna ger kontrast baserad på lokala variationer i atomnummer. Denna kombination möjliggör en detaljerad analys av både morfologi och materialkontrast.

För kemisk analys användes instrumentets integrerade EDS-system. När elektronstrålen exciterar atomernas innerskal genereras karakteristisk

röntgenstrålning, vars energier är specifika för varje grundämne. EDS-detektorn registrerar dessa energier och omvandlar dem till spektra som används för att identifiera och kvantifiera element. Metoden möjliggör punktanalyser, linjeprofiler och tvådimensionella elementkartor, vilket ger en detaljerad bild av provens kemiska heterogenitet.

Samtliga prover kolbelagdes före analys för att säkerställa tillräcklig elektrisk ledningsförmåga. Detta steg är avgörande vid SEM-studier av icke-ledande material, eftersom laddningsuppbyggnad annars kan orsaka bildförvrängning, instabil signal och reducerad EDS-kvalitet. Kolbeläggning valdes eftersom den ger en tunn, homogen och kemiskt inert yta som inte påverkar EDS-analysen i någon större utsträckning.

Mätningarna genomfördes i variabelt tryck-läge (VP). Detta läge möjliggör analys av prover som inte är helt ledande, genom att en kontrollerad mängd gas i kammaren joniseras av elektronstrålen. De bildade jonerna neutraliserar laddning på provytan och minskar därmed risken för laddningsartefakter. VP-läget är särskilt användbart vid analys av geologiska material med varierande porositet och mineralogi.

Instrumentet opererades under följande förhållanden: strålstyrka 464 Pa, accelerationsspänning (EHT) 20,00 kV och arbetsavstånd 8,5 mm. Den valda accelerationsspänningen gav tillräcklig penetrationsdjup och excitation av relevanta röntgenlinjer för EDS-analys, samtidigt som upplösningen bibehölls på en nivå som möjliggjorde detaljerad avbildning av mikrostrukturer. Arbetsavståndet optimerades för att balansera bildskärpa och EDS-detektionseffektivitet, medan strålstyrkan anpassades för att ge stabil signal utan att orsaka termisk påverkan på provet.

Genom att kombinera högupplöst SEM-avbildning med EDS-baserad elementanalys kunde provens mikrostruktur och kemiska sammansättning karakteriseras med hög noggrannhet. De valda inställningarna säkerställde reproducerbara resultat och god signalstabilitet, vilket är centralt för jämförbarhet mellan olika provområden och analyser.

5.5 Geotermobarometrisk modellering och THERMOCALC

Geotermobarometri är den metod som används för att räkna ut exakt hur varmt (temperatur, T) och hur djupt ner i jordskorpan (tryck, P) en bergart befann sig när den bildades. Metoden bygger på termodynamisk jämvikt, vilket innebär att vi antar att mineralen i bergarten har anpassat sig efter varandra och slutat reagera vid en viss punkt i historien. Genom att studera denna balans kan vi återskapa berggrundens resa genom jordskorpan (Philpotts & Ague, 2022). I modern petrologisk analys kombineras ofta inverterad modellering, såsom metoden för genomsnittligt P-T (AvePT), med framåtriktad fasjämviktsmodellering i form av pseudosektioner för att erhålla en robust rekonstruktion av de geodynamiska processerna (Powell & Holland, 2008).

5.5.1 Beräkning av mineralaktiviteter (AX)

För att extrahera P-T-information krävs först noggranna mätningar av mineralens kemiska sammansättning, vilket i denna studie har utförts via SEM/EDS-analys. De erhållna kemiska data omräknades från elementarsammansättning till viktprocent oxider innan de behandlades i programvaran AX. Detta steg är nödvändigt för att beräkna mineralens aktiviteter (a), vilka beskriver det kemiska beteendet hos en specifik komponent i en fas i förhållande till ett standardtillstånd (Philpotts & Ague, 2022).

AX används specifikt för att korrigera för icke-ideal blandning i mineralens fasta lösningar, vilket är avgörande för faser som;

- Granat (Almandin, pyrop, grossular)
- Glimmer (Biotit, muskovit, phengit)
- Pyroxen (Klinopyroxen, omfacit)

där katjoner fördelas över flera olika kristallografiska platser (Philpotts & Ague, 2022). Valet av korrekta aktivitets-kompositionsmodeller (a-x modeller) är kritiskt, då inkonsekvenser i dessa ofta utgör en större källa till osäkerhet i slutresultatet än de termodynamiska data som används för mineralens slutled (end-members) (Powell & Holland, 2008).

5.5.2 Modellering med THERMOCALC och "Average P-T"

De beräknade aktivitetsdata importerades därefter till programvaran THERMOCALC 3.33. Programmet opererar mot en internt konsistent termodynamisk databas, där samtliga data för mineralens slutled har utvärderats tillsammans för att säkerställa kompatibilitet med experimentella resultat.

Den huvudsakliga beräkningsmetoden som tillämpades var "Average P-T"-metoden (AvePT). Till skillnad från traditionell termobarometri, som ofta förlitar sig på enskilda reaktionskalibreringar, söker AvePT-metoden efter en oberoende uppsättning reaktioner mellan samtliga samexisterande mineralfaser i ett prov. Genom en viktad minsta kvadrat-metod kombineras informationen från alla tillgängliga jämviktsekvationer statistiskt för att finna den mest sannolika bildningspunkten i P-T-rymden, vilket minimerar den totala osäkerheten.

Beräkningarna vilar på det fundamentala antagandet om lokal kemisk jämvikt inom en definierad jämviktsvolym vid tidpunkten för mineralens tillväxt. Statistisk konsistens i resultaten utvärderas med hjälp av parametern rfit, där ett för högt värde kan indikera bristande kemisk jämvikt eller att de valda aktivitetsmodellerna inte är optimala för det specifika mineralsällskapet (Powell & Holland, 2008).

5.6 Mikro-Ramanspektroskopi av mineralinklusioner

För att ytterligare precisera de barometriska beräkningarna och rekonstruera berggrundens tryckhistorik utfördes analyser av mineralinklusioner med hjälp av mikro-Ramanspektroskopi. Instrumenteringen bestod av en högupplösande LabRAM HR spektrometer från HORIBA integrerad med ett Olympus BX41 mikroskop. Denna konfokala uppställning möjliggör kemisk analys och identifiering av mineralfaser på submikrometernivå, vilket är kritiskt vid studier av mycket små inneslutningar i

värdmineral som granat. Metoden är icke-förstörande och kräver ingen ytterligare provberedning utöver de framställda tunnslipen.

Analysen fokuserade primärt på kvartsinklusioner i granat, vilket är en etablerad metod inom elastisk geobarometri (Angel m.fl., 2017). Vid mätningen riktas en monokromatisk laserstråle mot inklusionen, varvid ljusets växelverkan med kristallstrukturens vibrationer skapar ett unikt vibrationsspektrum, ett så kallat ”kemiskt fingeravtryck” (Nasdala m.fl., 2004). Den oelastiska spridningen (Ramanspridning) som uppstår ger information om mineralets bindningsstyrka och rådande spänningstillstånd.

För kvarts identifierades den diagnostiska och mycket tryckkänsliga toppen vid ca 465 cm^{-1}. Under höga tryck pressas atomerna i kristallgittret närmare varandra, vilket gör bindningarna styvare och resulterar i en systematisk förskjutning av Ramantoppen mot högre vågtal, ett fenomen som kallas ”blue shift” (Schmidt & Ziemann, 2000). Genom att mäta frekvensskiftet ($\Delta\omega$, cm^{-1}) hos kvartstoppen i inklusionen jämfört med ett ostressat referensprov kan den inneslutna restspänningen (stress) kvantifieras (Ashley m.fl., 2014).

Dessa data användes sedan för att beräkna inklusionens fångsttryck, det vill säga det tryck som rådde när granaten växte kring kvartskornet djupt nere i jordskorpan (Angel m.fl., 2017). Denna metod fungerar som en oberoende barometer som kompletterar THERMOCALC-beräkningarna, särskilt i högmetamorfa miljöer där kemisk jämvikt kan ha påverkats av retrograd diffusion (Holland & Powell, 1998). Vid tolkningen av fångsttrycket vägdes även temperatureffekter in, då den elastiska deformationen i systemet inklusion–värdmineral är beroende av båda parametrarna (Ashley m.fl., 2014).

6 Resultat

6.1 Fältmetodik och provtagning

Totalt identifierades åtta berggrundsenheter inom det karterade området. Berggrundsblottningarna var generellt begränsade eftersom stora delar av dalbotten täcks av morän, rasmaterial och glaciäris. Exponeringsgraden ökade dock högre upp på dalsidorna, där flera av de bästa observationslokalerna återfanns. Vissa partier kunde inte undersökas närmare på grund av branta och svåråtkomliga sluttningar.

Under karteringen registrerades strukturella data från de exponerade bergarterna. Mätningarna visade att de lägre delarna av skollsekvensen huvudsakligen stupar mot väst till sydväst, medan de högre delarna uppvisar stupning mot nordväst. Uppmätta stupningsvinklar varierade mellan 15° och 32°.

Provtagning genomfördes vid 13 strategiskt utvalda lokaler och resulterade i totalt 16 bergartsprover för vidare analys. Särskilt fokus lades på granatförande bergarter eftersom granat är ett viktigt mineral för bestämning av metamorfosförhållanden genom geotermobarometriska beräkningar.

6.1.1 Karta med alla lokaler

Den geologiska karteringen resulterade i en geologisk karta över Tarfaladalen där åtta huvudsakliga bergartsenheter identifierades och avgränsades, figur 4. Kartan visar de tolkade utbredningarna av respektive enhet samt deras inbördes kontaktrelationer. Totalt dokumenterades 20 lokaler i fält, vilka användes för bergartsbeskrivningar, strukturmätningar och studier av litologiska gränser. Från 13 av lokalerna togs stuffer för provtagning och vidare laboratorieanalys.

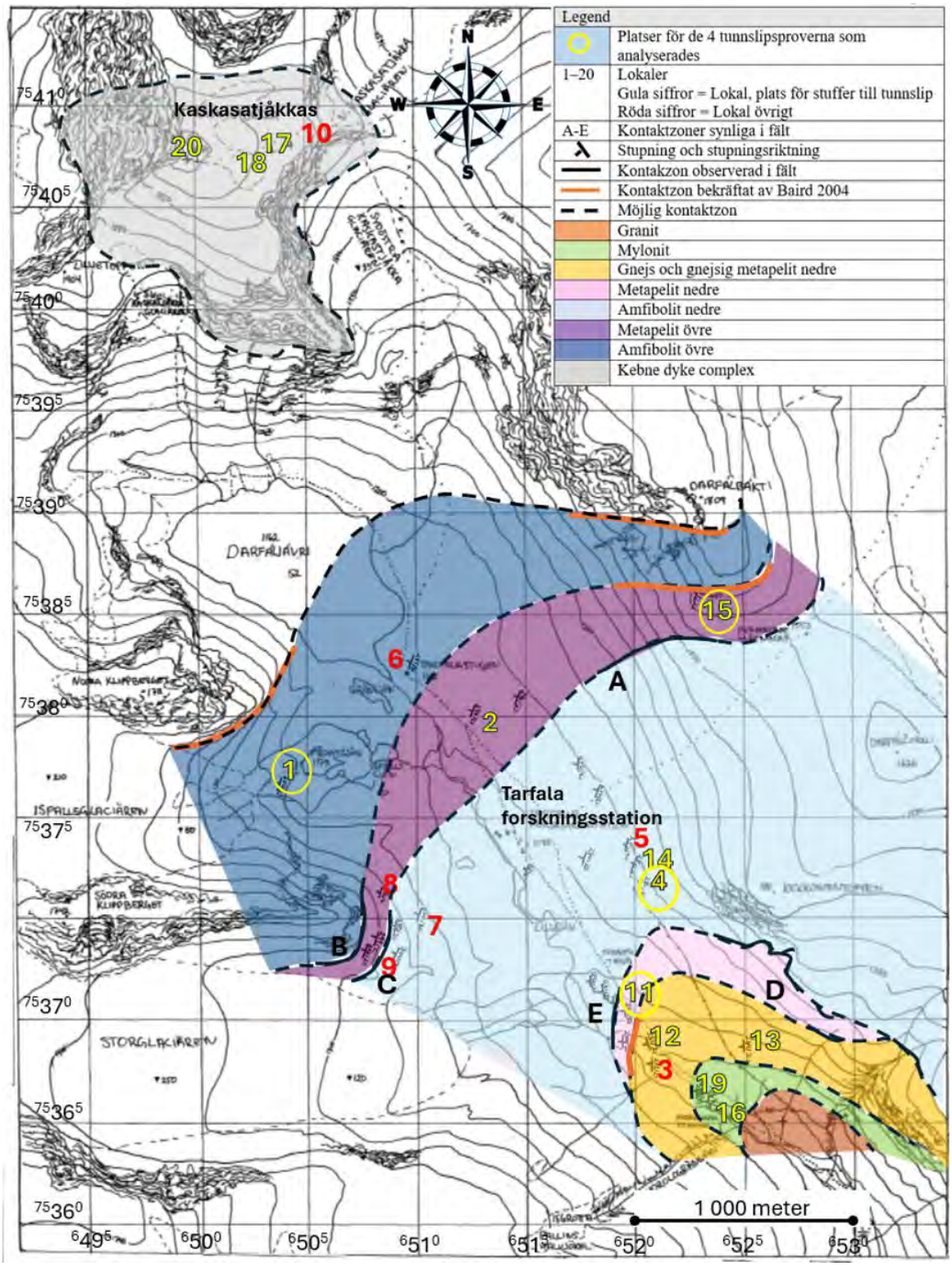
De olika bergartsenheterna uppvisar en fördelning inom studieområdet. I de centrala och norra delarna dominerar metapeliter och amfiboliter, medan de södra delarna utgörs av gnejs, mylonit och urbergsgranit. Längst i norr hittades den yngre magmatiska enheten Kebne Dyke Complex. Flera av enheterna följer en regional struktur med flack till måttlig stupning mot väst eller nordväst, vilket framgår av de uppmätta foliationsorienteringarna.

Fem sannolika kontaktzoner mellan olika bergartsenheter identifierades och markerades som A-E i Figur 4. Dessa kontaktzoner baseras på direkta fältobservationer av blottningar, variationer i blocksammansättning samt förändringar i berggrundens struktur och litologi. I flera fall kunde kontakterna följas över kortare sträckor, medan andra baseras på tolkningar mellan närliggande exponeringar.

Tabell 1 redovisar de färgkoder och benämningar som använts för de identifierade bergartsenheterna i denna studie samt motsvarande nomenklatur som användes av Graham B. Baird under karteringen 2003-2004. Detta möjliggör en jämförelse mellan den aktuella karteringen och tidigare geologiska tolkningar av området. Koordinater, fotografier och övrig dokumentation från samtliga lokaler presenteras i Tabell 2.

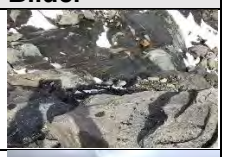
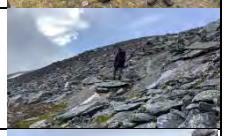
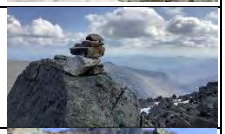
Tabell 1. Visar färgkodningen på kartan och vilket namn som användes på berggrunden vid karteringen och vad Graham B. Baird använde för namn på berggrunden vid hans kartering 2003-2004.

	Bergart namn i karteringen	Bergartsnamn från karta Baird G. B., 2004	Lokal	Stuffer
	Granit	Precambrian Granitoids		
	Mylonit	Jåkk Mylonite Gneiss	16, 19	TA-MYL-L16-01 TA-MYL-L19-01
	Gnejs	Jåkk Mylonite Gneiss	3, 12, 13	TA-GNE-L13-01 TA-GNE/MEN-L12-01
	Metapelit nedre	Quartzo-feldspathic gneiss and pelitic schist	11	TA-MEN-L11-01
	Amfibolit nedre	Tarfala Amphibolite	4, 5, 7, 14	TA-AMN-L4-01 TA-AMN-L4-02 TA-AMN-L14-01
	Metapelit övre	Storglaciären Mylonite Gneiss	2, 8, 15	TA-MEO-L2-01 TA-MEO-L15-01
	Amfibolit övre	Kebne Amphibolite	1, 6	TA-AMO-L1-01
	Kebne Dyke Complex	Kebne Dyke Complex	10, 17, 18, 20	TA-KDY-L17-01 TA-KDY-L18-01 TA-KDY-L18-02 TA-KDY-L18-03 TA-KDY-L20-01



Figur 4. Geologisk karta över det karterade området i Tarfaladalen med karterade bergartsenheter, undersökta lokaler och provtagningsplatser. Siffrorna 1-20 markerar lokaler som dokumenterades under fältarbetet och användes för berggrundsbeskrivningar, strukturmätningar och studier av kontaktrelationer mellan olika enheter. Gula siffror markerar lokaler där handprover (stuffer) samlades in för vidare petrografiska och geokemiska analyser. Bokstäverna A-E markerar särskilt undersökta kontaktzoner mellan olika bergartsenheter. Streckade linjer visar tolkade berggrundskontakter och utbredningen av de identifierade litologiska enheterna inom studieområdet. I bilaga 3 finns kartan in zoomad med stupningsriktning och stupning.

Tabell 2. Koordinater för alla lokaler och stuffer.

Lokal	Latitud	Longitud	Stuffer	Bergart	Bilder
Lokal 1	67.914401	18.586709	TA-AMO-L1-01	Amfibolit övre	
Lokal 2	67.916807	18.604447	TA-MEO-L2-01	Metapelit övre	
Lokal 3	67.900579	18.624363		Gnejs Samma som lokal 13	
Lokal 4	67.909033	18.625132	TA-AMN-L4-01 TA-AMN-L4-02	Amfibolit nedre	
Lokal 5	67.910826	18.625105		Amfibolit nedre	
Lokal 6	67.919375	18.598741		Amfibolit övre	
Lokal 7	67.907571	18.601433		Amfibolit nedre	
Lokal 8	67.907151	18.595898		Metapelit övre	
Lokal 9	67.906965	18.593617		Kontaktzon metapelit övre och amfibolit övre.	
Lokal 10	67.942878	18.592656			
Lokal 11	67.902937	18.622758	TA-MEN-L11-01	Metapelit nedre	
Lokal 12	67.902186	18.623278	TA-GNE/MEN-L12-01	Gnejsig metapelit	
Lokal 13	67.901332	18.635346	TA-GNE-L13-01	Gnejs	
Lokal 14	67.910183	18.624885	TA-AMN-L14-01	Amfibolit nedre	
Lokal 15	67.921655	18.642971	TA-MEO-L15-01	Metapelit övre	

Lokal 16	67.898374	18.633054	TA-MYL-L16-01	Mylonit	
Lokal 17	67.942004	18.579259	TA-KDY-L17-01	Kebne Dyke Complex	
Lokal 18	67.942755	18.587380	TA-KDY-L18-01 TA-KDY-L18-02 TA-KDY-L18-03	Kebne Dyke Complex	
Lokal 19	67.899171	18.631492	TA-MYL-L19-01	Mylonit	
Lokal 20	67.942491	18.580120	TA-KDY-L20-01	Kebne Dyke Complex	

6.1.2 Litologiska enheter

Amfibolit nedre
Representativa lokaler: 4, 5, 7 och 14.

Amfibolit nedre utgör en medel- till grovkornig metamorf bergart som domineras av amfibol och plagioklas med lokala förekomster av granat och pyroxen. Mineralparagenesen indikerar metamorfa förhållanden inom amfibolitfacies. Bergarten uppvisar genomgående en välutvecklad foliation definierad av orienterade mörka och ljusa mineralaggregat.

Foliationen uppvisar generellt flack till måttlig stupning mot väst till västnordväst och överensstämmer väl med den regionala strukturgeometrin inom studieområdet. De olika blottningarna uppvisar varierande grad av deformation, från relativt massiva och kompetenta partier till tydligt foliationspräglade bergarter med utvecklad lineation.

Granatförande amfiboliter förekommer vid flera lokaler och visar att enheten genomgått regional metamorfos under förhöjda tryck- och temperaturförhållanden följt av duktil deformation.

Amfibolit övre
Representativa lokaler: 1, 6 och 9.

Amfibolit övre kännetecknas av en välutvecklad foliation och en högre andel kvartsrika partier än den underliggande amfiboliten. Kvartsådror och kvartsanrikade zoner är vanliga och uppvisar ofta tecken på deformation.

Kvartsådrorna är veckade och utdragna parallellt med foliationen, vilket visar att fluidcirkulation och kvartsutfällning föregick eller sammanföll med den regionala deformationen. Bergarten uppvisar omfattande omkristallisation och tydliga tecken på duktil deformation under metamorfa förhållanden.

Den genomgående väst- till nordväststupande foliationen överensstämmer väl med den regionala strukturutvecklingen inom Tarfaladalen.

Metapelit övre
Representativa lokaler: 2, 8, 9 och 15.

Bergarten karakteriseras av en kvartsrik sammansättning bestående av cirka 70 % kvarts, 10 % granat, 10 % muskovit och 10 % plagioklas. Granatkristaller förekommer frekvent och uppnår storlekar upp till cirka 5 mm.

Enheten uppvisar omfattande duktil deformation i form av veckade mineralband, utdragna kvartslager och lokalt utvecklade augenstrukturer. Granatkristaller förekommer frekvent och indikerar metamorfos under åtminstone medelgradiga metamorfa förhållanden.

Foliationen är genomgående välutvecklad och kan följas över större blottningar. Bergarten uppvisar en konsekvent västlig till nordvästlig stupningsriktning och representerar en av de mest deformerade litologierna i studieområdet.

Metapelit nedre
Representativa lokaler: 11.

Metapelit nedre består av kvarts- och glimmerrika metapeliter med skiffrighet och välutvecklad foliation. Bergarten uppvisar omfattande duktil deformation med småskaliga veck, utdragna mineralband och lokalt oregelbundna folieringsytor.

Foliationen visar huvudsakligen stupning mot sydväst till västsydväst, men följer fortfarande den övergripande regionala strukturtrenden. Texturen och deformationen indikerar regional metamorfos under förhöjda tryck- och temperaturförhållanden.

Ögongnejs
Representativa lokaler: 3 och 13.

Ögongnejsen är en medel- till grovkornig gnejs som kännetecknas av stora linsformade kalifältspatkristaller (augen) inbäddade i en matrix av kvarts och glimmer. Bergarten uppvisar en gnejsig foliation och ett karakteristiskt bandat utseende.

De linsformade kalifältspatporfyroblasterna visar att bergarten genomgått betydande deformation efter eller under metamorfosen. Kombinationen av foliation och augenstruktur indikerar utveckling under duktila deformationsförhållanden.

Gnejsig metapelit
Representativ lokal: 12.

Den gnejsiga metapeliten utgör en övergångstyp mellan metapelit, gnejs och mylonit. Bergarten kännetecknas av en välutvecklad foliation, utdragna kvartslinser, porfyroklaster av fältspat och lokalt mylonitisk textur.

Avsaknaden av tydliga kalifältspatögon skiljer den från ögongnejsen, medan den starka deformationen skiljer den från de vanliga metapeliterna. Bergarten tolkas representera en övergångszon som utsatts för betydande skjuvdeformation.

Mylonit
Representativa lokaler: 16 och 19.

Myloniten utgör en starkt deformerad bergart med välutvecklad mylonitisk foliation. Bergarten kännetecknas av kraftig kornförfining, stark planstruktur och alternerande ljusa och mörka band.

Lokalt förekommer tätt veckade folieringsplan och småskaliga veckstrukturer. Texturen visar att deformationen skett under duktila förhållanden i en regional skjuvzon. Myloniterna representerar sannolikt deformationszoner relaterade till den kaledoniska skolltransporten.

Kebne Dyke Complex
Representativa lokaler: 17, 18 och 20.

Kebne Dyke Complex utgör den högsta bergartsenheten inom det karterade området. Bergarten är ljusgrå till grå, medel- till grovkornig och uppvisar en faneritisk magmatisk textur.

Till skillnad från de underliggande enheterna saknas en genomgripande foliation och bergarten uppvisar endast mycket begränsade tecken på deformation. Mineralogin domineras av plagioklas och pyroxen.

Enheten innehåller lokalt xenoliter, korsskärande gångar och sprickfyllnader som visar att flera magmatiska och hydrotermala processer påverkat bergarten efter dess kristallisation.

6.1.3 Beskrivning av alla lokaler

Lokal 1 Amfibolit övre, stuff TA-AMO-L1-01
Foliationsmätningar: ej uppmätta vid lokalen.
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Representativ blottning av amfibolit övre med tydligt deformerade kvartsådror som är veckade och utdragna parallellt med foliationen. Observationerna visar att fluidcirkulation och kvartsutfällning skedde före eller under den regionala deformationen.

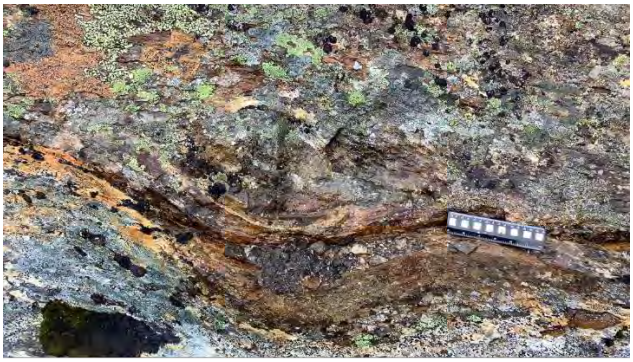


Figur 5. Amfibolit vid Lokal 1 genomkorsad av deformerade kvartsådror. Ådrorna uppvisar veckning och utdragning parallellt med foliationen, vilket indikerar att bergarten har genomgått duktil deformation efter eller under kvartsutfällningen.

Lokal 2 Metapelit övre, stuff TA-MEO-L2-01.
Foliationsmätningar: 21°/315°, 20°/300°, 23°/296°
Exponeringsförhållanden:
Sammanhängande berghäll cirka 40 m lång i nordost-sydvästlig riktning.

Välblottad granatförande metapelit med tydliga augenstrukturer, deformerade kvartsrika band och homogen foliation. Lokalen utgör en av de bästa exponeringarna av den övre metapeliten inom studieområdet.







Figur 6. Metapelit övre från Lokal 2. Bergarten uppvisar en välutvecklad foliation, granatförande mineralogi samt deformerade kvartsrika band. Linsformade ("augen") strukturer och veckade kvartspartier indikerar omfattande duktil deformation och plastisk rörelse i bergarten.

Lokal 3 Ögongnejs
Foliationsmätning: 25°/272°
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Referenslokal för ögongnejs med välutvecklade kalifältspatögon (augen) och gnejsig foliation.

Lokal 4 Amfibolit nedre, stuff TA-AMN-L4-01 och TA-AMN-L4-02.
Foliationsmätningar: 20°/280°, 23°/240°
Exponeringsförhållanden:
Berggrunden kan följas cirka 50 m längs sluttningen.
Exponerad höjd cirka 10 m.

Stor sammanhängande amfibolitblottning med granat och välutvecklad foliation. Lokalen representerar en av de bäst exponerade delarna av den nedre amfiboliten.



Figur 7. Amfibolit från Lokal 4. Bergarten uppvisar en tydligt utvecklad foliation med orienterade amfibol- och plagioklasrika band. Förekomst av granat samt den välutvecklade planstrukturen indikerar deformation och metamorfos under amfibolitfaciesförhållanden.

Lokal 5 Amfibolit nedre
Foliationsmätningar: 18°/280°, 26°/274°, 25°/275°
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Relativt massiv amfibolit med svagare utvecklad foliation än övriga amfibolitlokaler.



Figur 8. Amfibolit från Lokal 5. Bergarten uppvisar en relativt massiv och kompakt karaktär med en svagt utvecklad foliation. Foliationsmätningar visar en konsekvent västlig stupningsriktning, vilket överensstämmer med den regionala strukturgeometrin inom studieområdet.

Lokal 6 Amfibolit övre.
Foliationsmätningar: 22°/275°, 33°/300°, 32°/290°, 26°/299°
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Kvartsrik amfibolit med tecken på fluidpåverkan, omkristallisation och välutvecklad foliation.



Figur 9. Amfibolit från Lokal 6. Bergarten uppvisar en välutvecklad foliationsstruktur med kvartsrika partier och tecken på metamorf omkristallisation. Den relativt höga kvartsandelen och den begränsade förekomsten av klorit indikerar betydande fluidpåverkan under den metamorfa utvecklingen.

Lokal 7 Amfibolit nedre
Foliationsmätningar: 30°/300°, 32°/295°
Exponeringsförhållanden:
Exponerad häll cirka 15 × 20 m.

Mindre amfibolitblottning med homogen nordväststupande foliation.



Figur 10. Amfibolit vid Lokal 7. Bergarten uppvisar en utvecklad foliation med parallella mineralband. Foliationen har en nordvästlig stupningsriktning och överensstämmer med den dominerande strukturgeometrin inom studieområdet.

Lokal 8 Metapelit övre
Foliationsmätningar: 27°/277°, 30°/282°, 30°/300°, 21°/299°, 15°/280°, 29°/289°, 17°/284°, 22°/285°
Exponeringsförhållanden:
Flera sammanhängande blottningar inom ett större område.

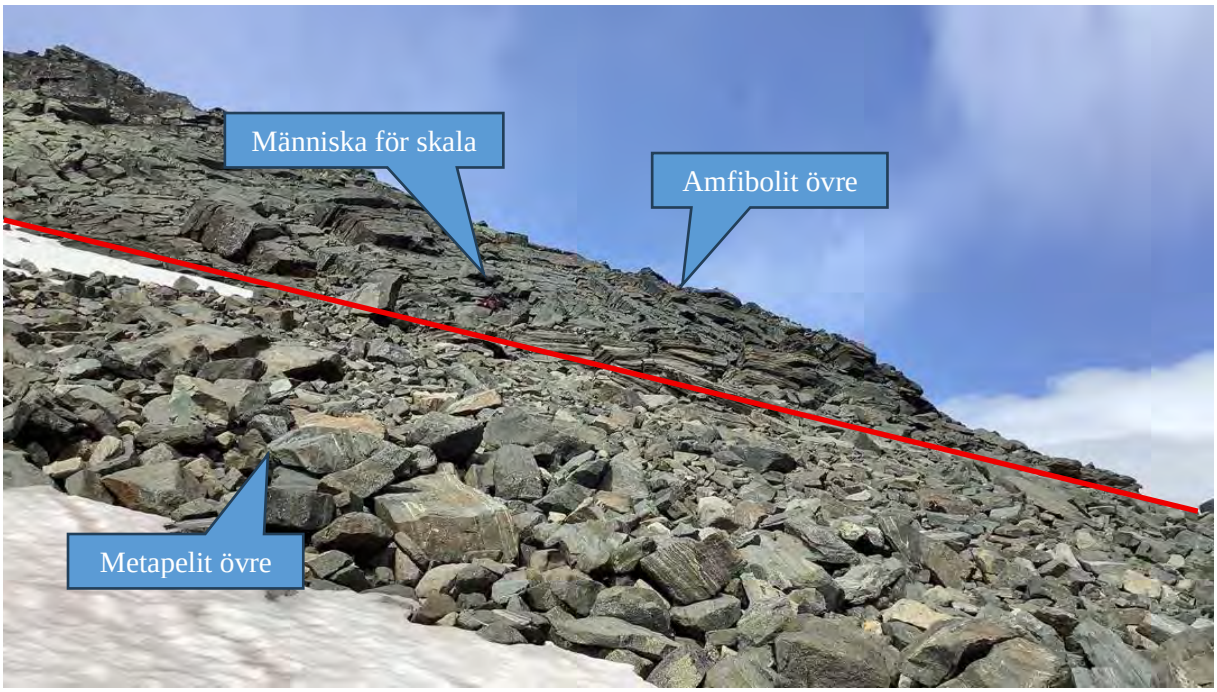
Omfattande exponering av metapelit där foliationen kan följas över flera separata blottningar. Bergarten uppvisar välutvecklad skiffrighet samt veckade mineralband.



Figur 11. Metapelit övre från Lokal 8. Bergarten uppvisar en välutvecklad foliation och skiffrig textur med tydligt orienterade mineralband. Foliationen är genomgående väst- till nordväststupande och kan följas över flera blottningar inom lokalen, vilket indikerar en homogen deformationsgeometri och omfattande duktil deformation.

Lokal 9 Kontakt mellan metapelit övre och amfibolit övre
Foliationsmätningar: 24°/298°, 23°/298°
Exponeringsförhållanden:
Väl exponerad kontaktzon i blockrik sluttning.

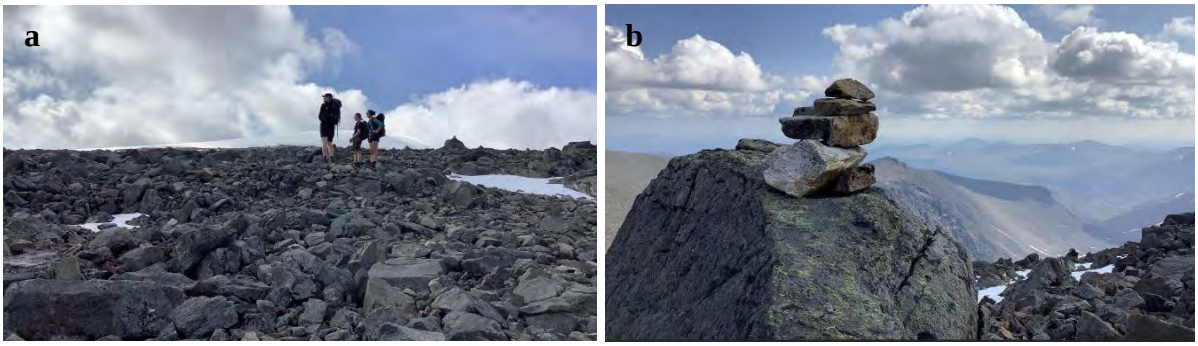
Välblottad kontakt mellan metapelit övre och amfibolit övre där foliationen är kontinuerlig över kontaktytan. Lokalen visar den strukturella kontinuiteten mellan de båda enheterna.



Figur 12. Kontakt mellan metapelit övre och amfibolit övre vid Lokal 9. Den markerade kontakten kan följas längs den exponerade sluttningen och separerar de två litologiska enheterna. Foliationen uppvisar likartad orientering på båda sidor om kontakten, vilket indikerar en gemensam deformationshistoria och en kontinuerlig strukturgeometri över kontaktytan.

Lokal 10
Foliationsmätningar: Ej uppmätta
Exponeringsförhållanden:
Blockrik terräng.
Begränsad berggrundsexponering.
Belägen i Kaskasatjåkkas högre delar.

Översiktslokal som illustrerar topografi, blockighet och exponeringsförhållanden i de högst belägna delarna av studieområdet.



Figur 13. Områdesbilder från Kaskasatjåkka vid lokal 10. (a) Blockrik terräng och sparsamma berggrundsblottningar i de högre delarna av studieområdet. (b) Utsikt från Kaskasatjåkka över Tarfaladalen och omgivande fjällområde.

Lokal 11 Metapelit nedre Stuff TA-MEN-L11-01
Foliationsmätningar: 26°/235°, 30°/245°
Exponeringsförhållanden:
Område cirka 20 × 50 m.
Flera frilagda berghällar mellan blockansamlingar.

Representativ blottning av den nedre metapeliten med veckad foliation och omfattande duktil deformation.



Figur 14. Översiktsbild av den blockrika lokalen med exponerade berghällar. Närbild av den veckade och deformerade foliationen i metapeliten. Linjal och människa för skala.

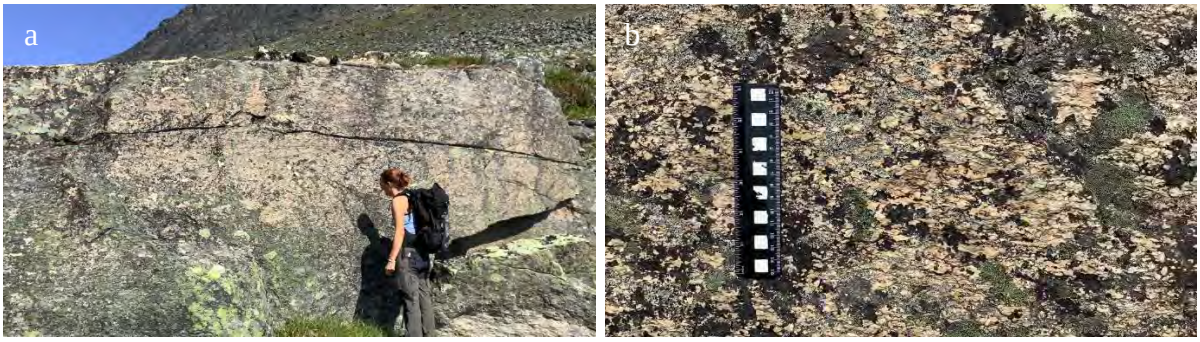
Lokal 12 Gnejsig metapelit, stuff TA-GNE/MEN-L12-01
Foliationsmätningar: 21°/266°, 22°/241°, 22°/245°
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.
Övergångszon mellan metapelit, gnejs och mylonit med stark skjuvdeformation, utdragna kvartslinser och lokalt mylonitisk textur.



Figur 15. Gnejsig metapelit med mylonitisk karaktär vid lokal 12. (a) Översiktsbild av blottningen som visar den välutvecklade foliationen och den flackt stupande plana strukturen. Bergarten uppvisar en övergångskaraktär mellan ögongnejs, metapelit och mylonit, där deformationen har gett upphov till en orienterad textur. Personen i bilden används som skala. (b) Närbild av bergartens foliationsplan med finkornig, starkt deformerad textur och utdragna mineralaggregat parallella med foliationen. Linjal används som skala.

Lokal 13 Ögongnejs, stuff TA-GNE-L13-01
Foliationsmätningar: Ingen säker orientering kunde fastställas för hela lokalen.
Västra delen uppvisar svag västlig stupning.
Exponeringsförhållanden:
Storskalig sammanhängande blottning.

Referenslokal för ögongnejs med välutvecklad augenstruktur och gnejsig foliation.



Figur 16. Ögongnejs vid lokal 13. (a) Översiktsbild av blottningen som visar den storskaliga exponeringen av ögongnejsen och dess svagt utvecklade foliation. Personen i bilden används som skala. (b) Närbild av bergartens karakteristiska augenstruktur, där linsformade kalifältspatporfyroblaster (augen) är orienterade i en finkornigare matrix av kvarts och fältspat. Linjal används som skala.

Lokal 14 Amfibolit nedre samma som lokal 4, 5
Foliationsmätningar: 24°/267°, 20°/285°, 24°/285°, 23°/287°
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Ytterligare exponering av samma amfibolitenhet som vid lokalerna 4 och 5.

Lokal 15 Metapelit övre, stuff TA-MEO-L15-01
Foliationsmätningar: inga dokumenterade.

Exponeringsförhållanden:
Välblottad häll med rikligt blockmaterial runt exponeringen.

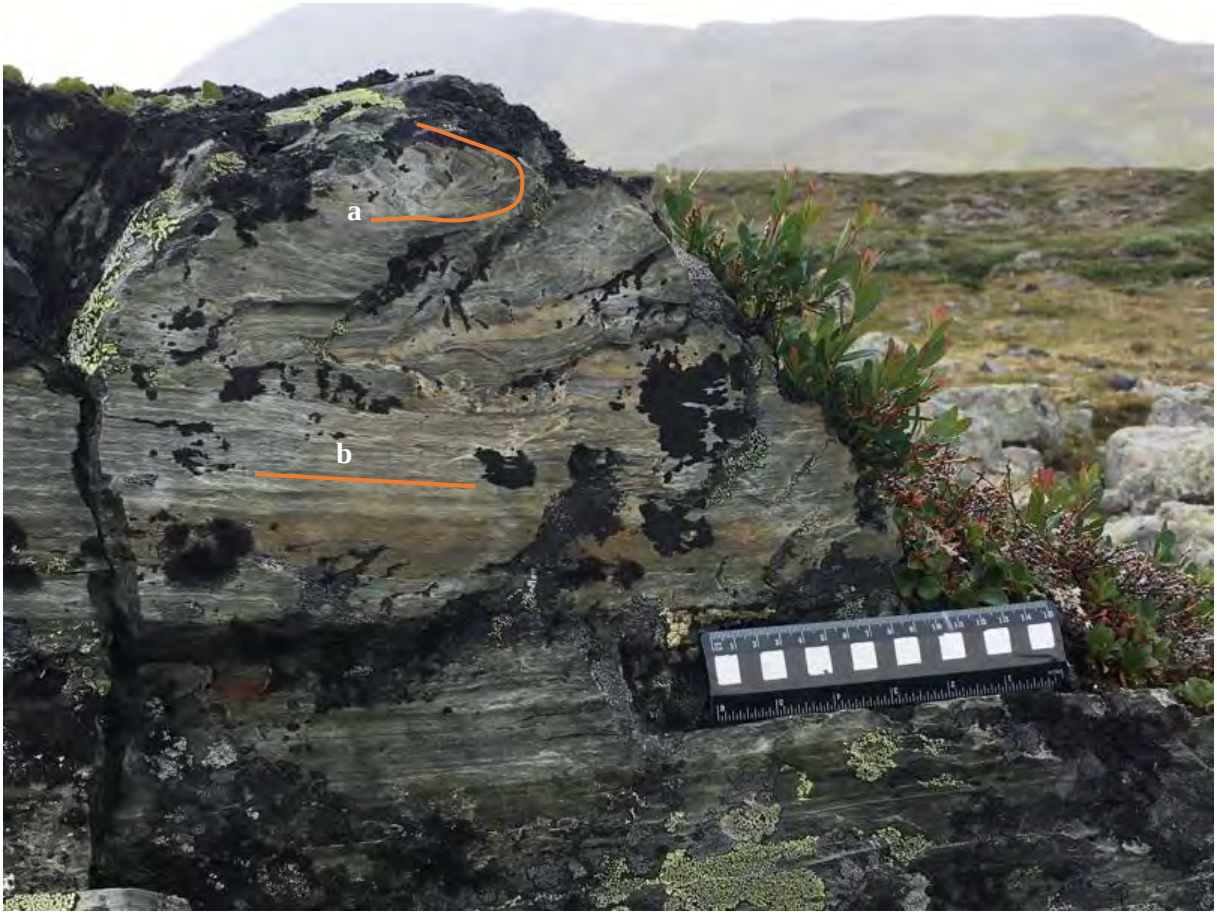
Metapelit med mycket välutvecklad skiffrighet, granatförande mineralogi och tätt veckade kvartsrika band.



Figur 17. Metapelit vid lokal 15. Bergarten uppvisar en välutvecklad foliation med alternerande ljusa kvartsrika och mörkare mineralrika band. Bandningen är skiffrig och kan följas genom hela blottningen, vilket visar på omfattande duktil deformation. Den tydliga skivigheten gör att bergarten vittrar till tunna plattor som ansamlats runt blottningen. Vattenflaska används som skala.

<u>Lokal 16 Mylonit, stuff TA-MYL-L16-01</u>
Foliationsmätningar: Flack stupning mot väster observerades i fält.
Inga numeriska mätningar redovisade i lokalbeskrivningen.
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Mylonit med stark foliation, omfattande kornförfining och centimeterskalig veckning.



Figur 18. Mylonit vid lokal 16 blottningsyta i fält. (a) Exempel på veckning i centimeterskala. (b) Foliationens orientering. Linjal används som skala.

Lokal 17 Kebne Dyke Complex, stuff TA-KDY-L17-01
Foliationsmätningar: inga.
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

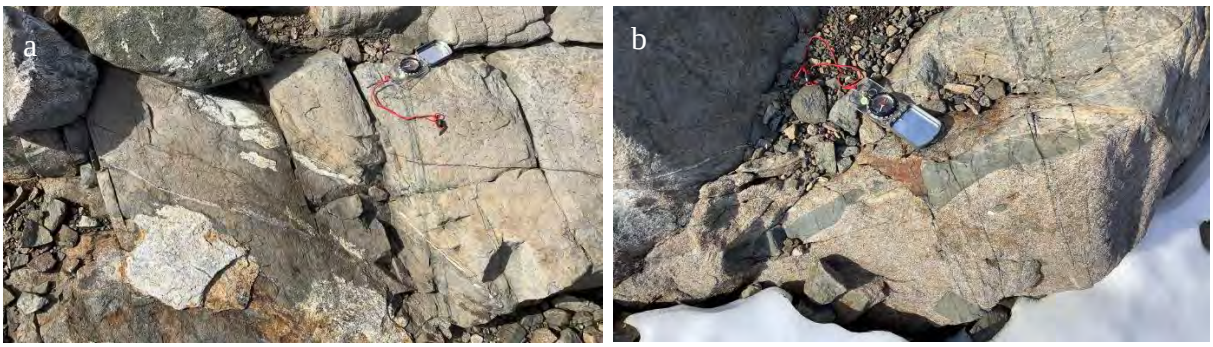
Representativ blottning av Kebne Dyke Complex med xenoliter, korsskärande gångar och begränsade tecken på deformation.



Figur 19. Blottning av Kebne Dyke Complex vid lokal 17. Bergarten uppvisar en massiv och i huvudsak odeformerad faneritisk textur utan tydlig foliation. Ljusgrå, grovkorniga partier dominerar blottningen, medan mörkare, finkornigare områden förekommer som oregelbundna inneslutningar i värdbergarten. Kompass används som skala.

Lokal 18 Kebne Dyke Complex, stuff TA-KDY-L18-01, TA-KDY-L18-02 och TA-KDY-L18-03.
Foliationsmätningar: inga.
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Kebne Dyke Complex med magmatiska relationer mellan värdbergart, xenoliter och gångar.



Figur 20. Kebne Dyke Complex vid lokal 18. (a) Ljus gång som skär genom den grovkorniga, faneritiska värdbergarten. Den korsskärande relationen visar att gångbildningen skedde efter kristallisationen av värdbergarten. (b) Oregelbundna mörkare och finkornigare partier tolkade som xenoliter eller tidigare magmatiska faser inneslutna i den ljusare bergarten. Kompass används som skala.

Lokal 19 Mylonit, stuff TA-MYL-L19-01
Foliationsmätningar: inga numeriska mätningar redovisade.
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Ytterligare exponering av samma mylonitzon som observeras vid lokal 16. Lokalen uppvisar stark foliation, kornförfining och småskaliga veck.

Lokal 20 Kebne Dyke Complex, stuff TA-KDY-L20-01
Foliationsmätningar: inga.
Exponeringsförhållanden: ej kvantifierad.

Massiv och relativt odeformerad blottning av Kebne Dyke Complex med flera magmatiska faser och mörka inneslutningar.



Figur 21. Blottning av Kebne Dyke Complex vid lokal 20. Bergarten uppvisar en massformig, medel- till grovkornig faneritisk textur utan tydlig foliation eller deformationsstrukturer. Både ljusare och mörkare bergartsfaser förekommer i blottningen, där de mörkare partierna bildar oregelbundna inneslutningar i den ljusare värdbergarten. Kontakterna mellan de olika bergartstyperna är skarpa men ojämna, vilket tyder på en komplex magmatisk utveckling med flera kristallisationsfaser. Kompass används som skala.

6.1.4 Kontaktzoner som är synliga

Fem potentiella kontaktzoner mellan de identifierade bergartsenheterna dokumenterades under fältarbetet (

Tabell *3*). Kontaktzonerna identifierades utifrån förändringar i litologi, blocksammansättning, topografiskt läge samt observationer av närliggande blottningar.

Kontaktzon A tolkas som gränsen mellan metapelit övre och den amfibolit nedre. Tolkningen baseras främst på tydliga skillnader i blockmaterialets sammansättning på vardera sidan av den antagna kontakten. Någon direkt blottad kontakt kunde inte observeras, men den abrupta förändringen i litologi indikerar en sannolik berggrundsgräns.

Kontaktzon B utgör en möjlig övergång mellan metapelit övre och amfibolit övre. Området observerades från en högre punkt ovanför lokal 9, där förändringar i berggrundens karaktär och topografi antyder en kontakt mellan de båda enheterna.

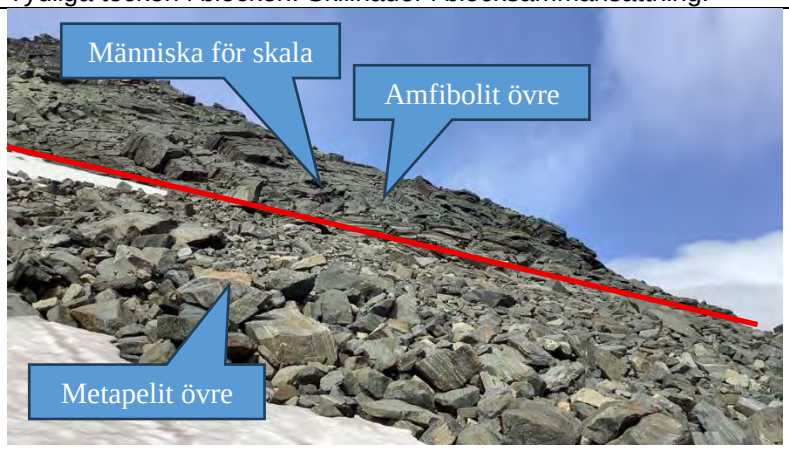
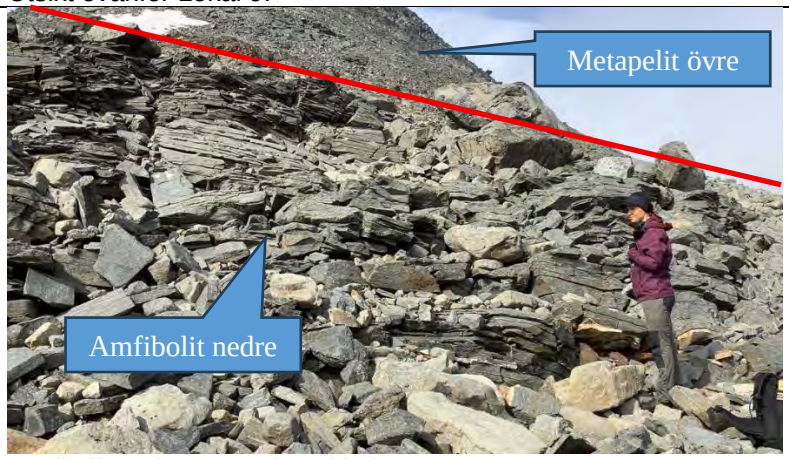
Vid kontaktzon C, som sammanfaller med lokal 9, observerades en övergång mellan metapelit övre och nedre amfibolit. Den nedre amfiboliten uppvisar här en ovanligt stark skiffrighet jämfört med övriga amfibolitlokaler. Foliationen har en relativt enhetlig orientering med stupning mot väst till nordväst, vilket överensstämmer med den regionala strukturutvecklingen inom området.

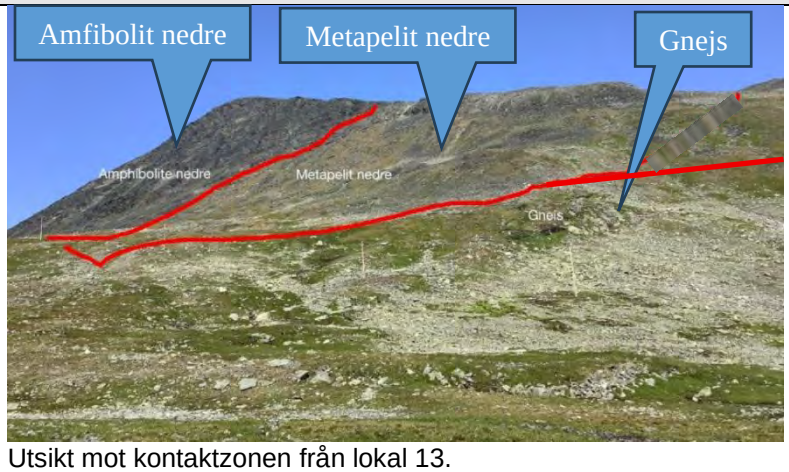
Kontaktzon D representerar en mer komplex övergång där gnejs, nedre metapelit och nedre amfibolit förekommer i nära anslutning till varandra. Kontaktzonen identifierades från observationer vid lokal 13 och markerar sannolikt gränsen mellan flera av de centrala bergartsenheterna i den södra delen av studieområdet.

Kontaktzon E utgör en lite luddigare gräns mellan den nedre metapeliten och den nedre amfiboliten. Kontakten kan följas i fält genom en förändring i bergartens färg, struktur och vittringsmönster. Amfiboliten är mörkare och mer massiv, medan metapeliten är ljusare och mer skiffrig. Båda enheterna uppvisar en flack stupning mot väst till sydväst och har likartade strukturella orienteringar. Övergången visar att bergarterna följer samma regionala strukturutveckling men representerar olika litologiska enheter.

De identifierade kontaktzonerna indikerar en uppdelning av berggrunden i olika bergartsenheter, men kontakternas karaktär varierar mellan olika lokaler. Berggrunden följer generellt den regionala strukturen med flack stupning mot väst till nordväst. Flera av kontakterna är dock tolkade snarare än direkt observerade, då begränsad berggrundsblottning och omfattande blocktäcke försvårade en detaljerad kartläggning av enhetsgränserna.

Tabell 3. Sammanställning av de fem identifierade kontaktzonerna (A-E) inom det karterade området i Tarfaladalen. Tabellen visar de bergartsenheter som möts i respektive kontaktzon, koordinater för observationsplatserna samt fältobservationer som ligger till grund för tolkningen av kontakterna. Kontaktzonerna identifierades genom direkta observationer av litologiska övergångar, strukturmätningar och förändringar i blocksammansättning.

Nr	Bergarter	koordinater	Foto
A	Amfibolit nedre och Metapelit övre.	67°54´58.93´´N 18°37´17.82´´Ö	 Troligen en kontakt mellan metapelit övre och amfibolit nedre. Tydliga tecken i blocken. Skillnader i blocksammansättning.
B	Metapelit övre och amfibolit övre. Ovanför Lokal 9	67°54´25.14´´N 18°36´36. 91´´Ö	 Utsikt ovanför Lokal 9.
C	Metapelit övre och Amfibolit nedre. Lokal 9	67°54´22.57´´N 18°35´48.02´´Ö	 Amfibolit nedre är mycket skiffrig. Lutning och strykning: 22°300°, 20°/301°, 28°315°, 23°/317°. Utsikt från Lokal 9

Nr	Bergarter	koordinater	Foto
D	Amfibolit nedre, Metapelit nedre och gnejs.		 Utsikt mot kontaktzonen från lokal 13.
E	Amfibolit nedre och metapelit nedre	67°54´11.63”N 18°37´11.98´´Ö	 Amfibolit nedre Lutning och strykning: 27°/241°, 23°/220°, 29°/243°, 26°/225°,  Metapelit nedre Lutning och strykning: 20°/261°, 17°/254°, En tydlig övergång från Metapelit nedre och Amfibolit nedre.

6.1.5 Orienteringsdata och sterogram

Under fältarbetet i Tarfaladalen genomfördes 91 strukturgeologiska mätningar av berggrundens planstrukturer. Mätningarna omfattar sex litologiska enheter (Tabell 4). Samtliga orienteringar registrerades i koordinatsystemet SWEREF 99 TM och redovisas som stupningsriktning (dip direction 0–360°) och stupning (dip, 0–90°). Samtliga orienteringsdata återfinns i Bilaga 1.

Tabell 4. Medelvärden för stupningsriktning och stupning inom de olika litologiska enheterna.

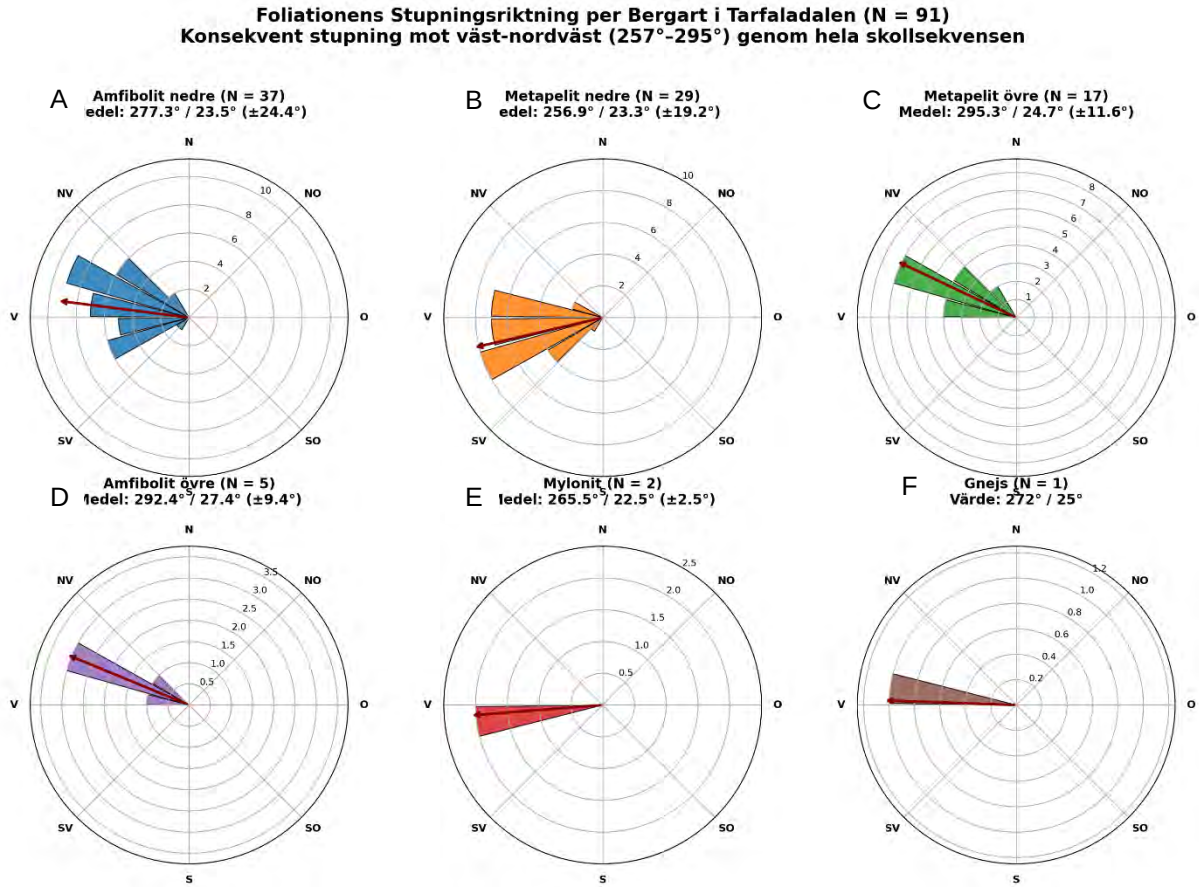
Bergart	Antal mätningar	Medelstupnings-riktning	Medelstupning
Amfibolit nedre	37	278°	23,8°
Amphibolit övre	5	287°	27,4°
Gnejs	1	272°	25,0°
Metapelit nedre	29	259°	23,0°
Metapelit övre	17	295°	24,6°
Mylonit	2	266°	22,5°

För att undersöka eventuella skillnader i orientering mellan de olika litologiska enheterna delades datamaterialet upp i separata rosdiagram för respektive litologi (Figur 22). Analysen visar att samtliga enheter uppvisar en likartad övergripande geometri, men att det förekommer en systematisk variation i stupningsriktning mellan skollkomplexets nedre och övre delar.

De nedre enheterna (Metapelit nedre, n = 29) uppvisar en medelstupningsriktning på 256,9° (VSV) och en medelstupning på 23,3°. De associerade mylonitzonerna har en medelstupningsriktning på 265,5° och en medelstupning på 22,5°.

Mellannivån, representerad av Amfibolit nedre (n = 37), uppvisar en medelstupningsriktning på 277,3° (V) och en medelstupning på 23,5°.

De övre enheterna (Metapelit övre, n = 17, och Amfibolit övre, n = 5) uppvisar en tydlig rotation mot nordväst, med medelstupningsriktningar på 295,3° respektive 292,4° (VNV). Den övre amfiboliten uppvisar dessutom områdets största medelstupning (27,4° ± 4,6°).



Figur 22. Separata rosdiagram över foliationens stupningsriktning för de sex litologiska enheterna i Tarfaladalen. (A) Amfibolit nedre (n = 37, medelstupning 23,5° mot 277,3°). (B) Metapelit nedre (n = 29, medelstupning 23,3° mot 256,9°). (C) Metapelit övre (n = 17, medelstupning 24,7° mot 295,3°). (D) Amfibolit övre (n = 5, medelstupning 27,4° mot 292,4°). (E) Mylonit (n = 2, medelstupning 22,5° mot 265,5°). (F) Gnejs (n = 1, stupning 25,0° mot 272,0°). Röda vektorpilar anger cirkulär medelriktning för respektive enhet.

För att visualisera foliationernas tredimensionella orientering projicerades samtliga mätningar på den undre halvsfären i stereografiska projektionsnät (Figur 23). I Schmidt-nätet (Lambert equal-area-projektion) bevaras ytproportioner, vilket gör projektionen lämplig för statistisk analys av poltätheter. Polerna till foliationsplanen bildar ett kompakt kluster i den östra delen av stereonätet. Sfärisk kärndensitetsestimering (KDE) visar att den högsta poltätheten är lokaliserad vid Stupningsriktning / stupning 095°/68°.

Det sfäriska medelplanet för samtliga foliationsmätningar har orienteringen:

Stupningsriktning / stupning (RHR): 185,4°/22,0°, motsvarande en stupning på 22,0° mot stupningsriktning 275,4° (V).

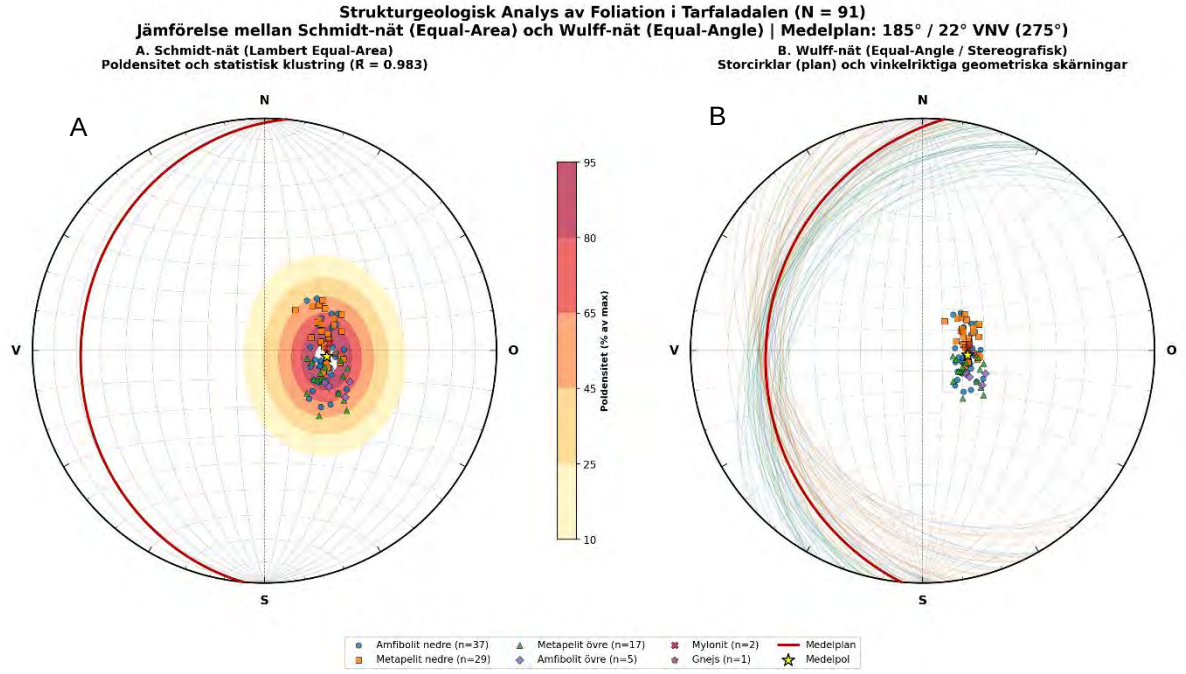
Fishers koncentrationsparameter (k = 59,9; α95 = 1,9°) visar att polerna är starkt koncentrerade kring den sfäriska medelriktningen. Woodcocks parametrar (K = 1,93; C = 5,38) bekräftar att datamängden kännetecknas av ett tydligt punktmaximum med begränsad orienteringsspridning. Detta överensstämmer med stereonetanalysen, där

polerna bildar ett kompakt kluster kring 095°/68°, och indikerar att foliationen representerar en regionalt sammanhängande deformationsstruktur.

Den sfäriska resulterande vektorn uppgår till $\bar{R}$ = 0,9835, vilket indikerar en mycket låg orienteringsspridning och visar att foliationen är strukturellt väl sammanhållen inom hela studieområdet.

I Wulff-nätet (equal-angle-projektion) representeras varje foliationsplan av en storcirkel. Projektionen visar att de individuella foliationsplanen bildar en tät grupp av flackt till måttligt väststupande plan. Medelplanet sammanfaller väl med huvuddelen av mätningarna och illustrerar den dominerande regionala strukturen i Tarfaladalen.

För att belysa både de statistiska och geometriska aspekterna av orienteringsdata presenteras resultaten i både Schmidt- och Wulff-nät (Figur 23). Schmidt-nätet framhäver polernas koncentration och orienteringsspridning, medan Wulff-nätet tydligare illustrerar de uppmätta planens rumsliga orientering och inbördes geometriska relationer.



Figur 23. Jämförelse mellan Schmidt-nät (A; Lambert equal-area-projektion) och Wulff-nät (B; equal-angle-projektion) för samtliga 91 foliationsmätningar i Tarfaladalen. Schmidt-nätet används främst för statistisk analys av poltätheter och orienteringsspridning, medan Wulff-nätet är särskilt lämpat för geometrisk analys av plan- och linjeelement.

6.2 Provpreparering

Kapningen av de 16 stufferna genererade totalt 26 separata delprover som användes för framställning av tunnslip.

De bevarade referensproverna presenteras i Tabell *5*, där varje prov visas genom fotografier av både den kapade genomskärningsytan och den naturligt vittrade ytan.

Totalt framställdes 26 polerade tunnslip. För vissa stuffer framställdes flera tunnslip, vilket gav möjlighet att undersöka variationer mellan olika delar av samma bergart och därmed erhålla ett mer representativt petrografiskt underlag.

Varje prov fick ett unikt namn där namnet betyder följande:

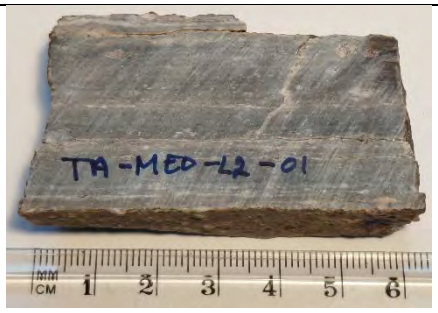
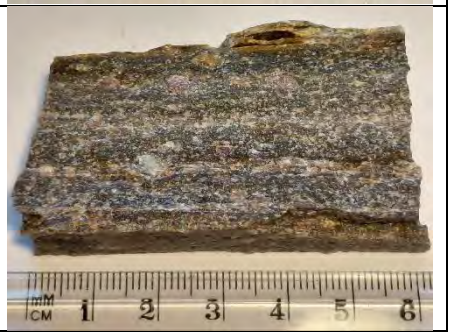
Ex: 16-TA-AMO-L1-01A

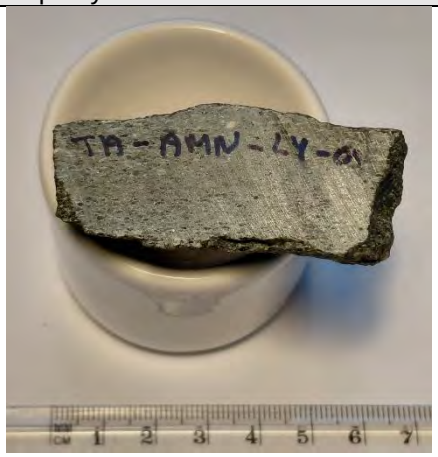
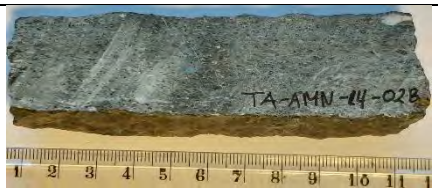
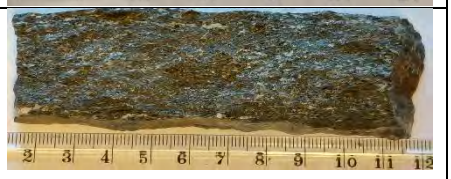
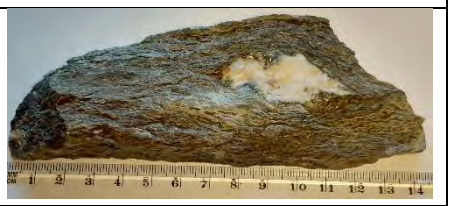
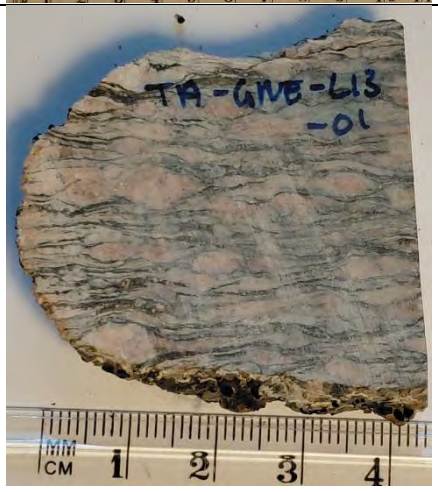
Första siffran är numret på tunnslipet i asken dom förvars i.
TA= Tarfala

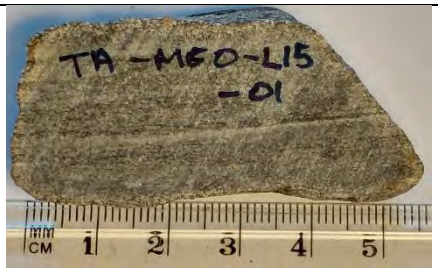
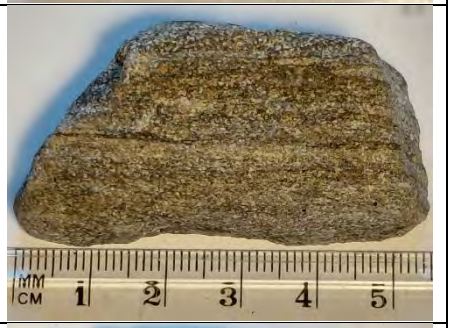
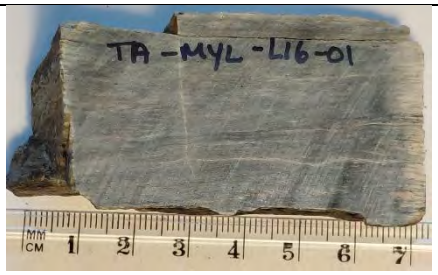
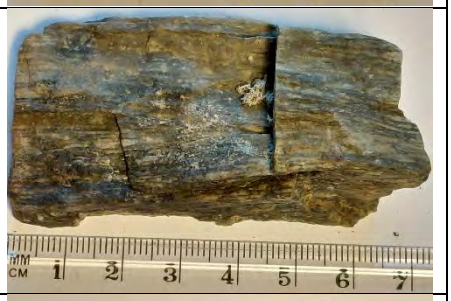
De tre nästa bokstäverna är förkortningar på vad vi trodde vi hittade i fält:
AMO = Amfibolit Övre
AMN = Amfibolit Nedre
MEO = Metapelit Övre
MEN = Metapelit Nedre
MYL = Mylonit
KDY = Kebne Dyke Complex
GNEMEN = Gnejsaktig metapelit, mylonit
GNE = Gnejs

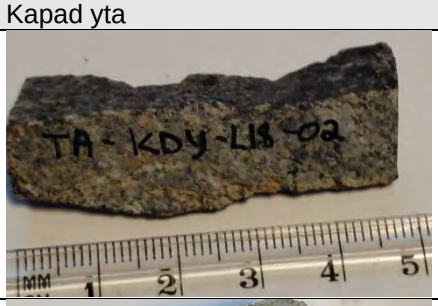
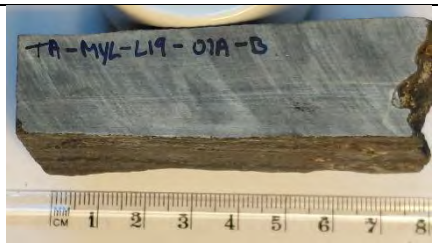
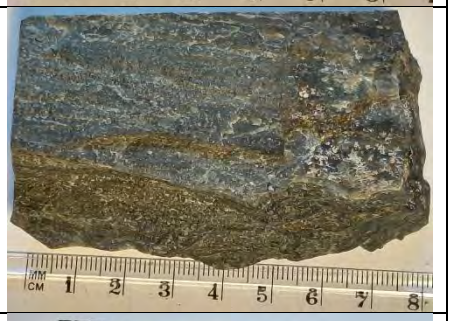
L1 = Lokal nummer (plats)
01 = Numret på stuffet på platsen
A = antalet tunnslip som gjordes av stuffet (A, B, C o.s.v)

Tabell 5. De 16 sparade stufferna från de 13 lokalerna som provtogs. De 4 lokalerna som valdes ut för tunnslip är lokal 1, 4, 11 och 15.

Lokal	Prov	Kapad yta	Rå yta
1	21-TA-AMO-L1-01F		
2	14-TA-MEO-L2-01		

Lokal	Prov	Kapad yta	Rå yta
4	11-TA-AMN-L4-02A		
4	12-TA-AMN-L4-02B		
11	6-TA-MEN-L11-01B		
12	9-TA-GNEMEN-L12-01C		
13	4-TA-GNE-L13-01		

Lokal	Prov	Kapad yta	Rå yta
14	13-TA-AMN-L14-01		
15	15-TA-MEO-L15-01		
16	1-TA-MYL-L16-01		
17	22-TA-KDY-L17-01		
18	23-TA-KDY-L18-01		

Lokal	Prov	Kapad yta	Rå yta
18	24-TA-KDY-L18-02		
18	25-TA-KDY-L18-03		
19	3-TA-MYL-L19-01A-B		
20	26-TA-KDY-L20-01		

6.3 Optisk mikroskopi på tunnslip

Totalt preparerades och analyserades 26 tunnslip från bergartsprover insamlade vid 13 lokaler inom studieområdet i Tarfala, Tabell 6. Proverna representerade flera olika litologier som identifierats i fält, däribland amfibolit, metapelit, mylonit, gnejs, gnejsaktig mylonit och gångbergarter (Kebne Dyke Complex). Samtliga tunnslip undersöktes med optisk mikroskopi i både planpolariserat ljus (PPL) och korspolariserat ljus (XPL) för att identifiera mineralogi, texturer och deformationsegenskaper.

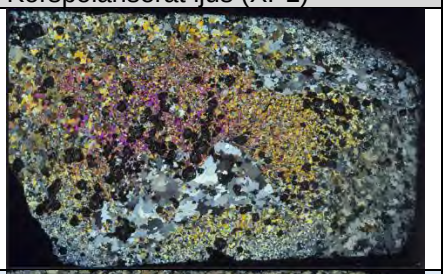
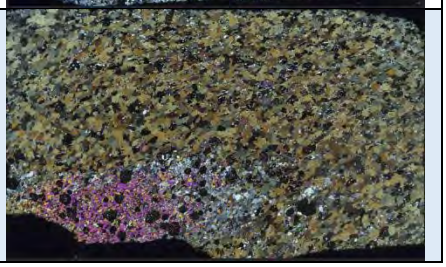
Den petrografiska undersökningen visade att de analyserade proverna uppvisar en betydande variation i både mineralinnehåll och mikroteksturer mellan de olika bergartsenheterna, Tabell 7. Amfibolitproverna dominerades av mafiska mineral och uppvisade lokalt varierande kornstorlek och textur. Metapelitiska prover kännetecknades av en tydligare foliation och en mineralogi typisk för metamorfa sedimentära protoliter. Mylonit- och gnejsproverna uppvisade olika grader av deformation, inklusive orienterade mineralkorn och utvecklade foliationer, vilket indikerar betydande tektonisk påverkan. Gångbergsproverna (Kbene Dyke Complex) visade en mineralogisk sammansättning och textur som skiljde sig från de omgivande metamorfa bergarterna.

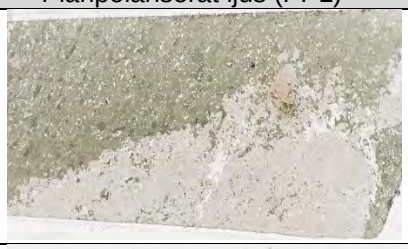
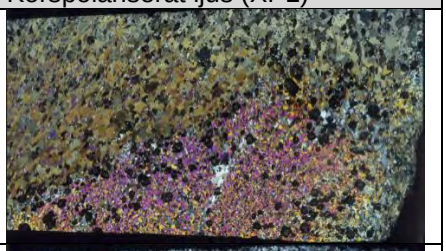
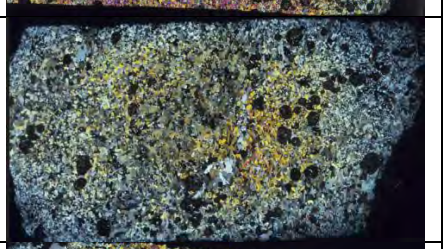
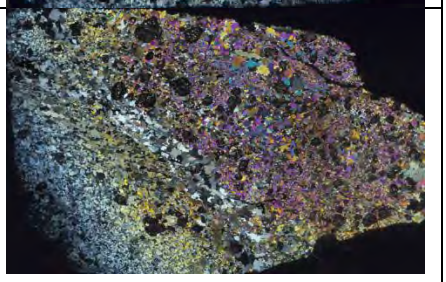
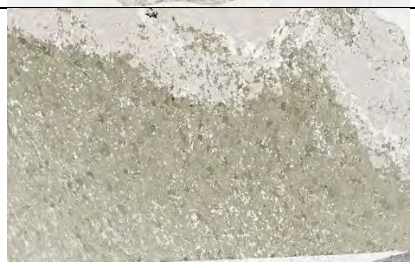
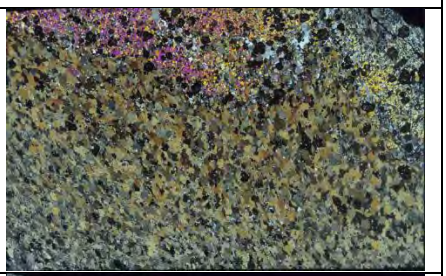
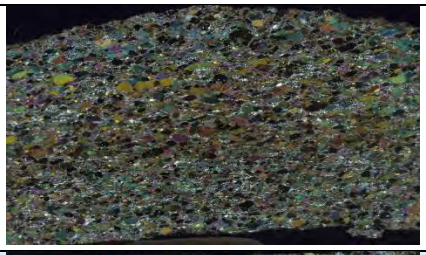
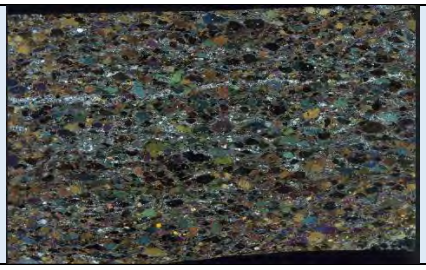
Utifrån den optiska mikroskoperingen valdes fyra tunnslip ut för vidare analys med svepelektronmikroskopi (SEM). Urvalet baserades på förekomsten av mineral och texturer som bedömdes vara särskilt relevanta för studiens syfte. För de utvalda proverna identifierades specifika områden och mineralkorn som dokumenterades i både PPL- och XPL-bilder inför de fortsatta SEM-analyserna. Dessa prover representerade olika litologiska och strukturella miljöer inom studieområdet och bedömdes ge bäst förutsättningar för detaljerad mineralogisk och mikrostrukturell karakterisering.

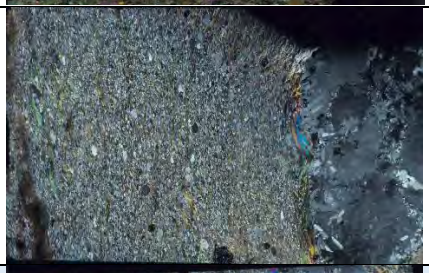
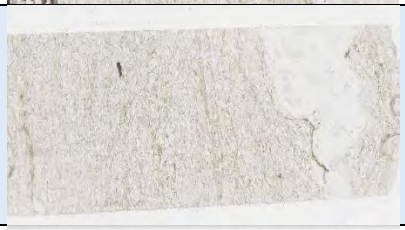
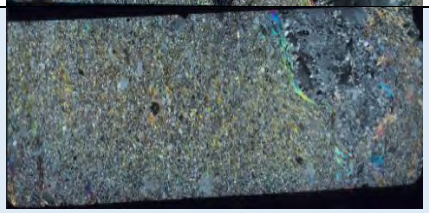
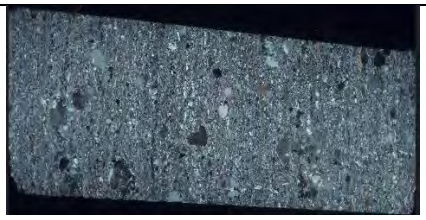
Den optiska mikroskoperingen fungerade därmed som ett viktigt första steg för att kartlägga variationer i mineralogi och deformation mellan proverna samt för att välja ut de mest informativa tunnslipen för efterföljande högupplösta analyser.

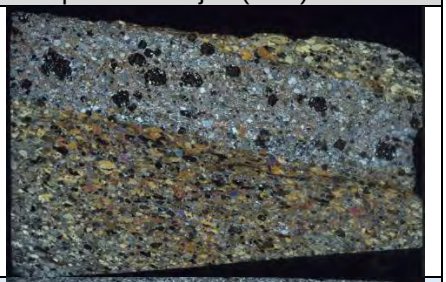
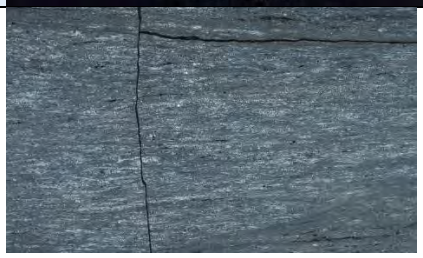
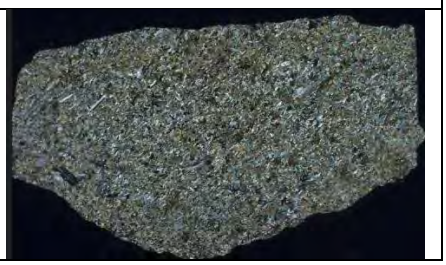
6.3.1 Tunnslips prover

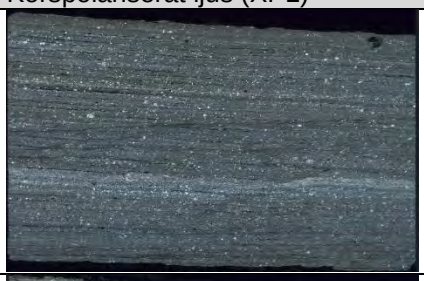
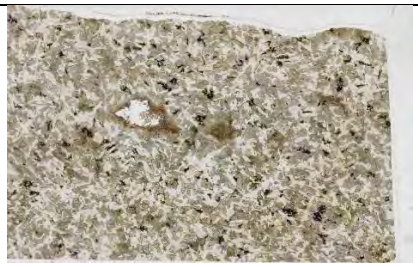
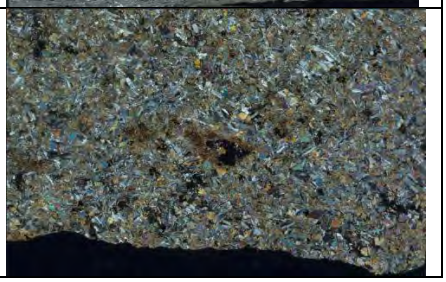
Tabell 6. De 26 inskannade tunnslips proverna. Raderna markerat med ljusblå är de 4 utvalda proverna för analys.

Lokal	Prov	Planpolariserat ljus (PPL)	Korspolariserat ljus (XPL)
1	16-TA-AMO-L1-01A		
1	17-TA-AMO-L1-01B		

Lokal	Prov	Planpolariserat ljus (PPL)	Korspolariserat ljus (XPL)
1	18-TA-AMO-L1-01C		
1	19-TA-AMO-L1-01D		
1	20-TA-AMO-L1-01E		
1	21-TA-AMO-L1-01F		
2	14-TA-MEO-L2-01		
4	10-TA-AMN-L4-01		
4	11-TA-AMN-L4-02A		

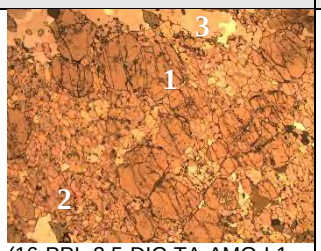
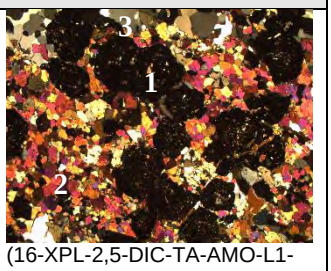
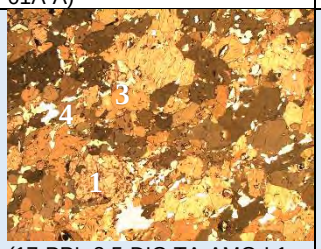
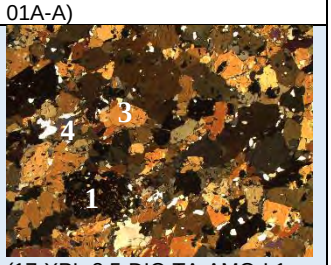
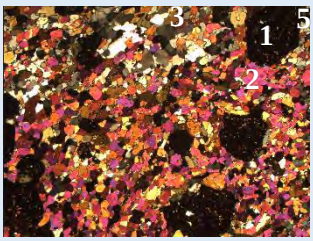
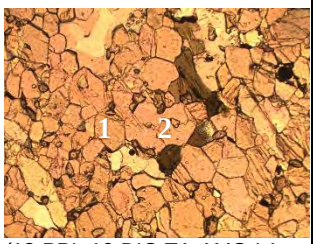
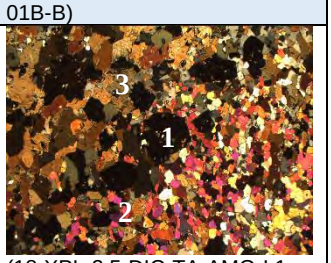
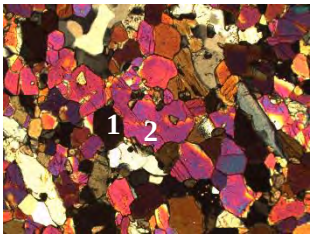
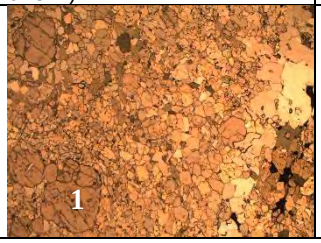
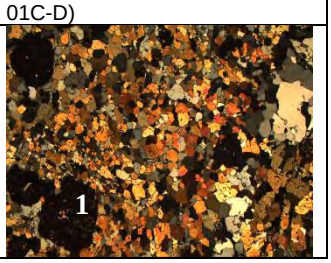
Lokal	Prov	Planpolariserat ljus (PPL)	Korspolariserat ljus (XPL)
4	12-TA-AMN-L4-02B		
11	5-TA-MEN-L11-01A		
11	6-TA-MEN-L11-01B		
12	7-TA-GNEMEN-L12-01A		
12	8-TA-GNEMEN-L12-01B		
12	9-TA-GNEMEN-L12-01C		
13	4-TA-GNE-L13-01		

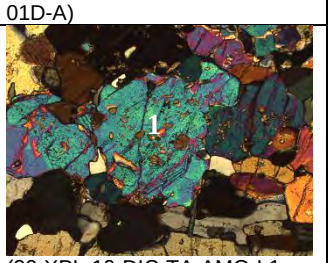
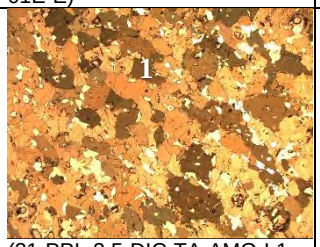
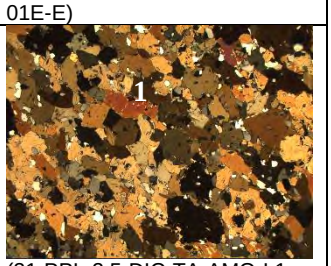
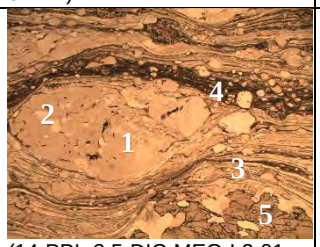
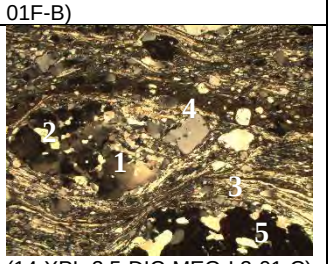
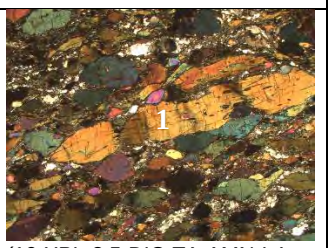
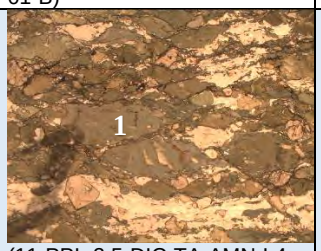
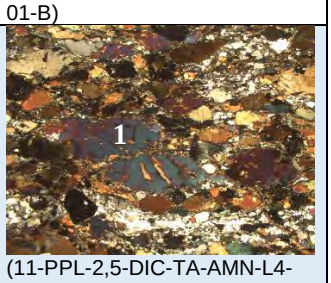
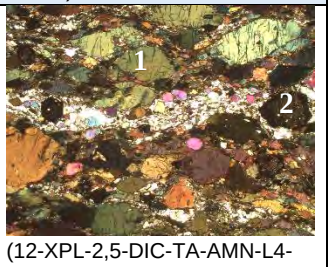
Lokal	Prov	Planpolariserat ljus (PPL)	Korspolariserat ljus (XPL)
14	13-TA-AMN-L14-01		
15	15-TA-MEO-L15-01		
16	1-TA-MYL-L16-01		
17	22-TA-KDY-L17-01		
18	23-TA-KDY-L18-01		
18	24-TA-KDY-L18-02		
18	25-TA-KDY-L18-03		

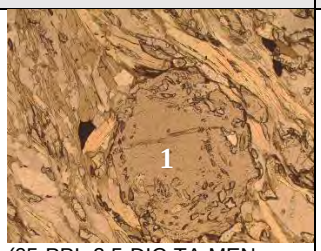
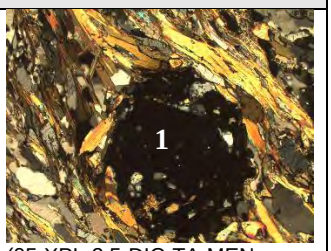
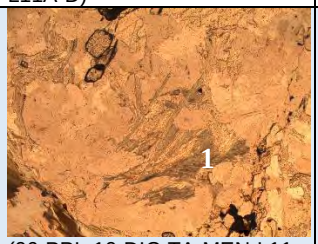
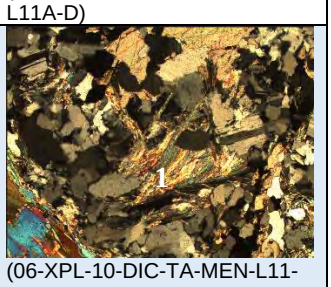
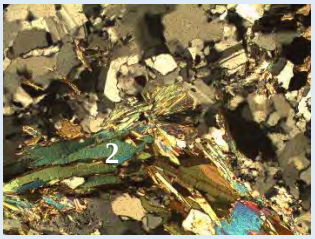
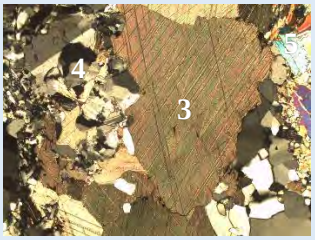
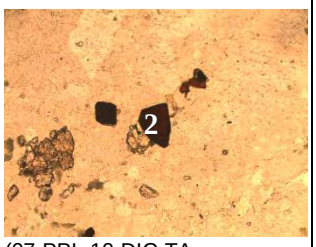
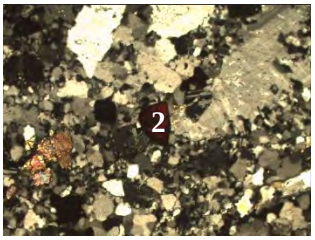
Lokal	Prov	Planpolariserat ljus (PPL)	Korspolariserat ljus (XPL)
19	2-TA-MYL-L19-01A		
19	3-TA-MYL-L19-01B		
20	26-TA-KDY-L20-01		

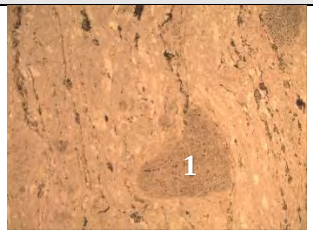
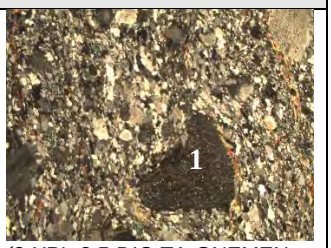
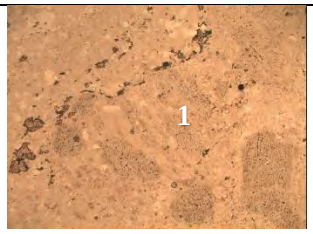
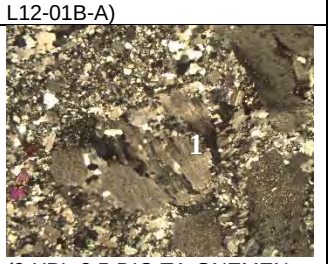
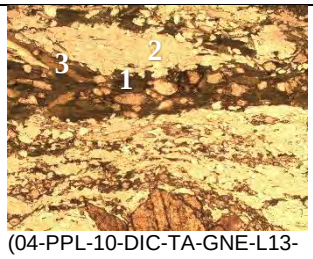
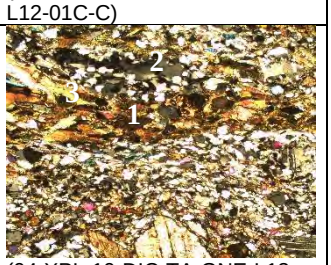
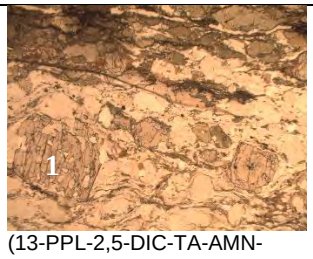
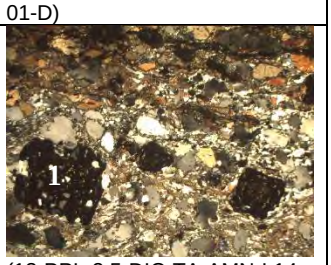
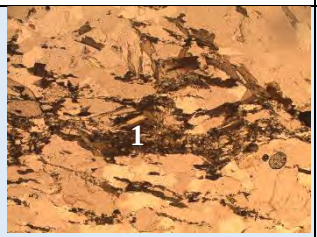
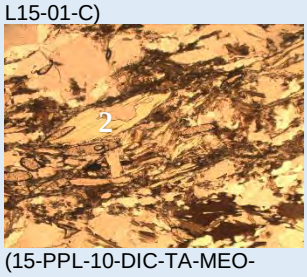
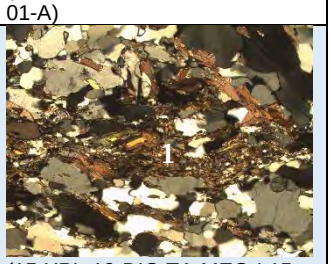
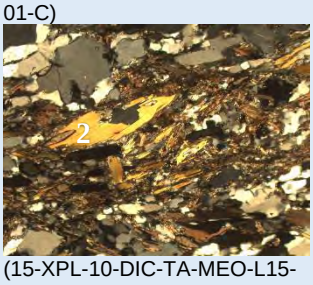
6.3.2 Mineraler som hittades i proverna

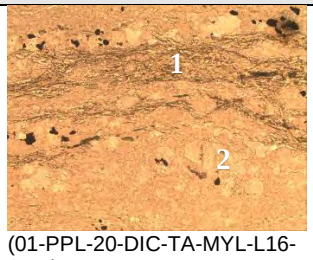
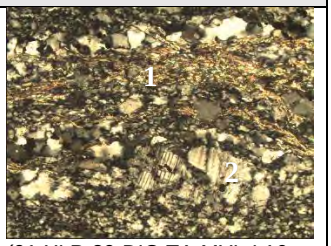
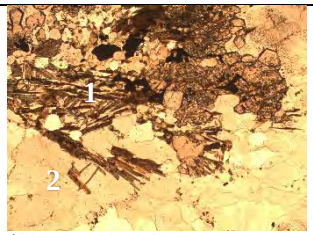
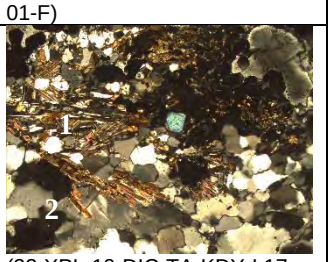
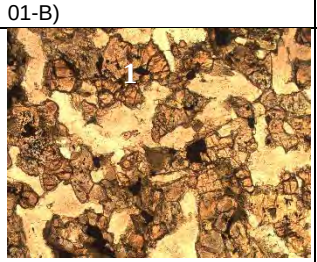
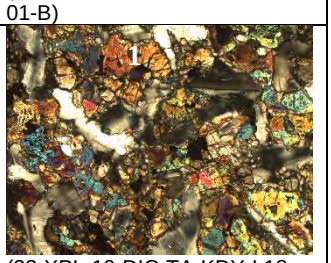
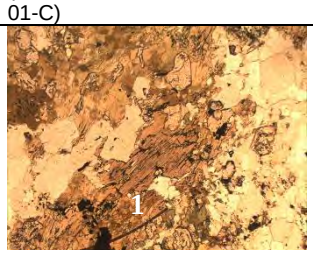
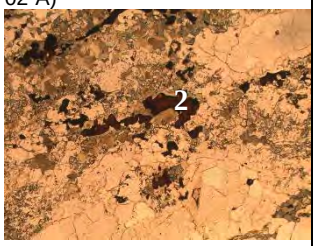
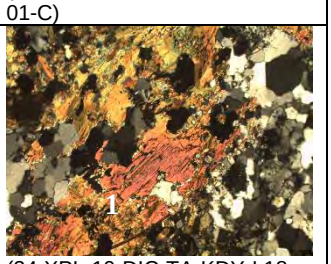
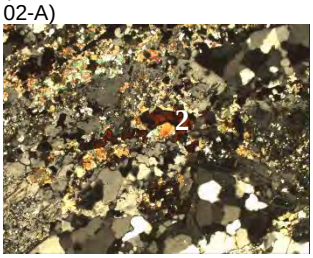
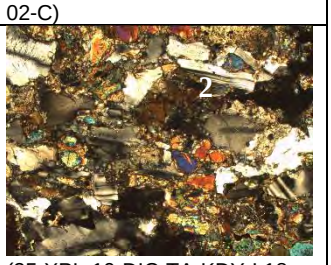
Tabell 7. Mineraler som hittades i varje inskannat tunnslip.

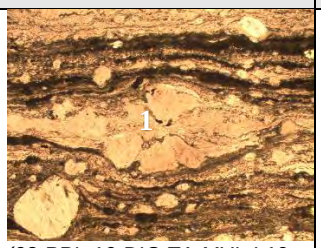
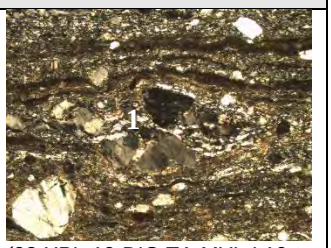
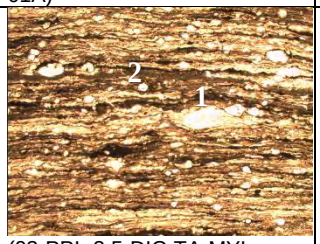
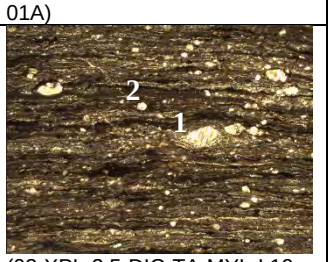
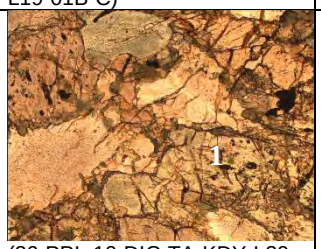
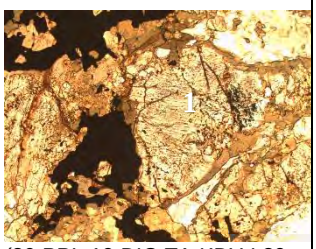
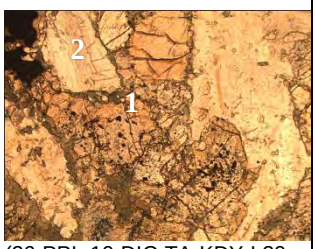
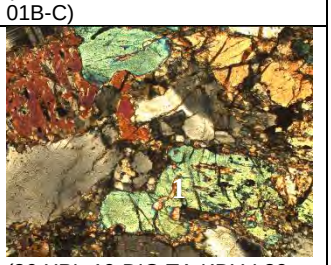
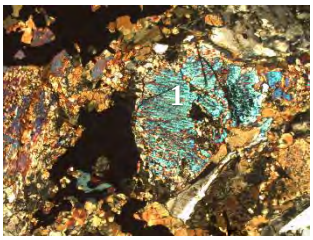
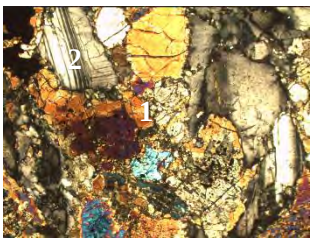
Lokal	Prov	Mineral	PPL	XPL
1	16-TA-AMO-L1-01A	Förstoring 2,5 DIC 1 Granat 2 Epidot 3 Hornblände	 (16-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01A-A)	 (16-XPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01A-A)
1	17-TA-AMO-L1-01B	Förstoring 2,5 DIC Övre bilderna 1 Granat 3 Hornblände 4 Amfibol Nedre bilderna 1 Granat 2 Epidot 3 Hornblände 5 Plagioklas	 (17-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01B-A)  (17-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01B-B)	 (17-XPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01B-A)  (17-XPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01B-B)
1	18-TA-AMO-L1-01C	Förstoring Övre 2,5 DIC Nedre 10 DIC 1 Granat 2 Epidot 3 Hornblände	 (18-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01C-C)  (18-PPL-10-DIC-TA-AMO-L1-01C-D)	 (18-XPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01C-C)  (18-XPL-10-DIC-TA-AMO-L1-01C-D)
1	19-TA-AMO-L1-01D	Förstoring 2,5 DIC 1 Granat		

Lokal	Prov	Mineral	PPL	XPL
			(19-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01D-A)	(19-XPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01D-A)
1	20-TA-AMO-L1-01E	Förstoring 10 DIC 1 Pyroxen	 (20-PPL-10-DIC-TA-AMO-L1-01E-E)	 (20-XPL-10-DIC-TA-AMO-L1-01E-E)
1	21-TA-AMO-L1-01F	Förstoring 2,5 DIC 1 Hornblände	 (21-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01F-B)	 (21-PPL-2,5-DIC-TA-AMO-L1-01F-B)
2	14-TA-MEO-L2-01	Förstoring 2,5 DIC 1 Plagioklas 2 Kvarts 3 Muskovit 4 biotit 5 Granat	 (14-PPL-2,5-DIC-MEO-L2-01-C)	 (14-XPL-2,5-DIC-MEO-L2-01-C)
4	10-TA-AMN-L4-01	Förstoring 2,5 DIC 1 Amfibol	 (10-PPL-2,5-DIC-TA-AMN-L4-01-B)	 (10-XPL-2,5-DIC-TA-AMN-L4-01-B)
4	11-TA-AMN-L4-02A	Förstoring 2,5 DIC 1 Amfibol	 (11-PPL-2,5-DIC-TA-AMN-L4-02A-A)	 (11-PPL-2,5-DIC-TA-AMN-L4-02A-A)
4	12-TA-AMN-L4-02B	Förstoring 2,5 DIC 1 Hornblände 2 Granat	 (12-PPL-2,5-DIC-TA-AMN-L4-02B-C)	 (12-XPL-2,5-DIC-TA-AMN-L4-02B-C)

Lokal	Prov	Mineral	PPL	XPL
11	5-TA-MEN-L11-01A	Förstoring 2,5 DIC 1 Granat	 (05-PPL-2,5-DIC-TA-MEN-L11A-D)	 (05-XPL-2,5-DIC-TA-MEN-L11A-D)
11	6-TA-MEN-L11-01B	Förstorning 10 DIC Övre bilden 1 Biotit Mellarsta bilden 2 Muskovit Nedre bilden 3 Kalcit 4 Plagioklas 5 Muskovit	 (06-PPL-10-DIC-TA-MEN-L11-01B-A)  (06-PPL-10-DIC-TA-MEN-L11-01B-B)  (06-PPL-10-DIC-TA-MEN-L11-01B-D)	 (06-XPL-10-DIC-TA-MEN-L11-01B-A)  (06-XPL-10-DIC-TA-MEN-L11-01B-B)  (06-XPL-10-DIC-TA-MEN-L11-01B-D)
12	7-TA-GNEMEN-L12-01A	Förstoring 10 DIC 1 Microklin 2 Oxid	 (07-PPL-10-DIC-TA-GNEMEN-L12-01A-D)  (07-PPL-10-DIC-TA-GNEMEN-L12-01A-E-OXID)	 (07-XPL-10-DIC-TA-GNEMEN-L12-01A-D)  (07-XPL-10-DIC-TA-GNEMEN-L12-01A-E-OXID)

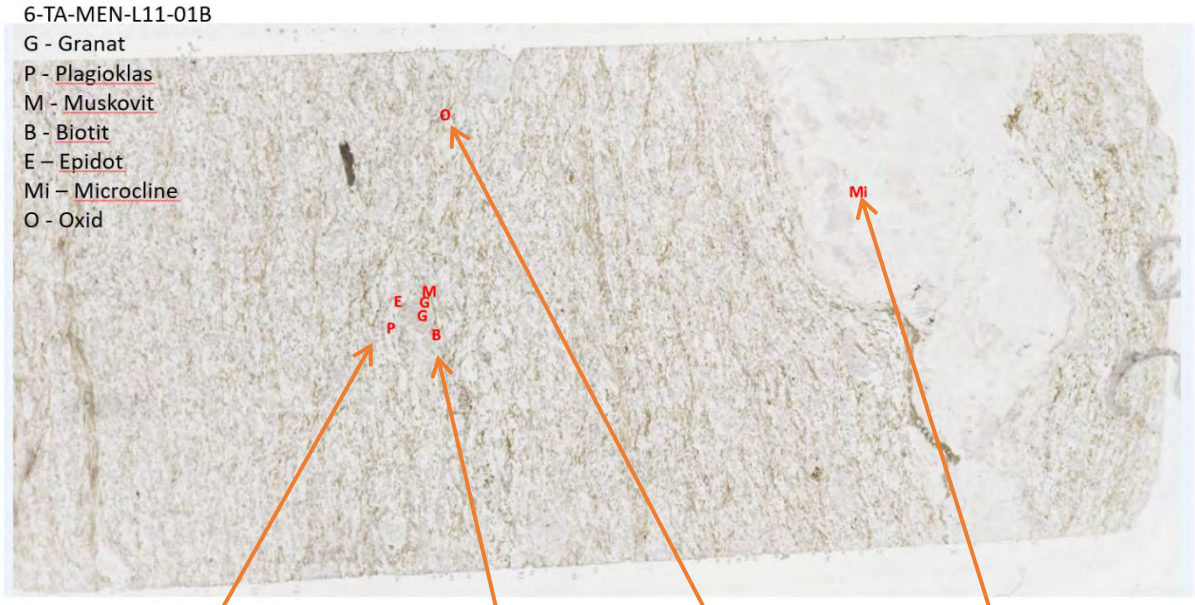
Lokal	Prov	Mineral	PPL	XPL
12	8-TA-GNEMEN-L12-01B	Förstoring 2,5 DIC 1 Granat	 (8-PPL-2,5-DIC-TA-GNEMEN-L12-01B-A)	 (8-XPL-2,5-DIC-TA-GNEMEN-L12-01B-A)
12	9-TA-GNEMEN-L12-01C	Förstoring 2,5 DIC 1 Mikroklin	 (9-PPL-2,5-DIC-TA-GNEMEN-L12-01C-C)	 (9-XPL-2,5-DIC-TA-GNEMEN-L12-01C-C)
13	4-TA-GNE-L13-01	Förstoring 10 DIC 1 Biotit 2 Kvarts 3 Muskovit	 (04-PPL-10-DIC-TA-GNE-L13-01-D1)	 (04-XPL-10-DIC-TA-GNE-L13-01-D)
14	13-TA-AMN-L14-01	Förstoring 2,5 DIC 1 Granat	 (13-PPL-2,5-DIC-TA-AMN-L14-01-A)	 (13-PPL-2,5-DIC-TA-AMN-L14-01-A)
15	15-TA-MEO-L15-01	Förstoring 10 DIC 1 Biotit 2 Muskovit	 (15-PPL-10-DIC-TA-MEO-L15-01-C)  (15-PPL-10-DIC-TA-MEO-L15-01-D)	 (15-XPL-10-DIC-TA-MEO-L15-01-C)  (15-XPL-10-DIC-TA-MEO-L15-01-D)

Lokal	Prov	Mineral	PPL	XPL
16	1-TA-MYL-L16-01	Förstoring 20 DIC 1 Krossat mineral 2 Plagioklas	 (01-PPL-20-DIC-TA-MYL-L16-01-F)	 (01-XLP-20-DIC-TA-MYL-L16-01-F)
17	22-TA-KDY-L17-01	Förstoring 10 DIC 1 Biotit 2 Kvarts	 (22-PPL-10-DIC-TA-KDY-L17-01-B)	 (22-XPL-10-DIC-TA-KDY-L17-01-B)
18	23-TA-KDY-L18-01	Förstoring 10 DIC 1 Pyroxen	 (23-PPL-10-DIC-TA-KDY-L18-01-C)	 (23-XPL-10-DIC-TA-KDY-L18-01-C)
18	24-TA-KDY-L18-02	Förstoring 10 DIC 1 Hornblände 2 Oxid	 (24-PPL-10-DIC-TA-KDY-L18-02-A)  (24-PPL-10-DIC-TA-KDY-L18-02-C)	 (24-XPL-10-DIC-TA-KDY-L18-02-A)  (24-XPL-10-DIC-TA-KDY-L18-02-C)
18	25-TA-KDY-L18-03	Förstoring 10 DIC 1 Plagioklas	 (25-PPL-10-DIC-TA-KDY-L18-03-C)	 (25-XPL-10-DIC-TA-KDY-L18-03-C)

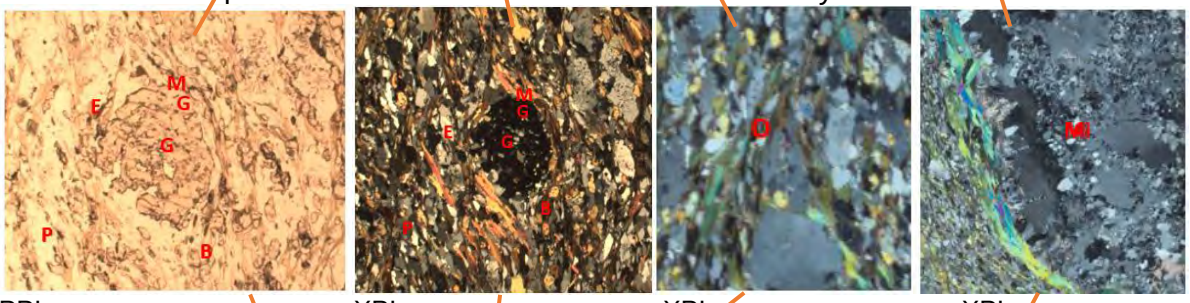
Lokal	Prov	Mineral	PPL	XPL
19	2-TA-MYL-L19-01A	Förstoring 10 DIC 1 Porfyroklast	 (02-PPL-10-DIC-TA-MYL-L19-01A)	 (02-XPL-10-DIC-TA-MYL-L19-01A)
19	3-TA-MYL-L19-01B	Förstoring 2,5 DIC 1 Porfyroklast 2 Krossat mineral	 (03-PPL-2,5-DIC-TA-MYL-L19-01B-C)	 (03-XPL-2,5-DIC-TA-MYL-L19-01B-C)
20	26-TA-KDY-L20-01	Förstoring 10 DIC 1 Hornblände som har delvis omvandlats till pyroxen 2 Plagioklas	 (26-PPL-10-DIC-TA-KDY-L20-01-C)  (26-PPL-10-DIC-TA-KDY-L20-01-E)  (26-PPL-10-DIC-TA-KDY-L20-01-F)	 (26-XPL-10-DIC-TA-KDY-L20-01-C)  (26-XPL-10-DIC-TA-KDY-L20-01-E)  (26-XPL-10-DIC-TA-KDY-L20-01-F)

6.3.3 De fyra utvalda tunnslipen för analys

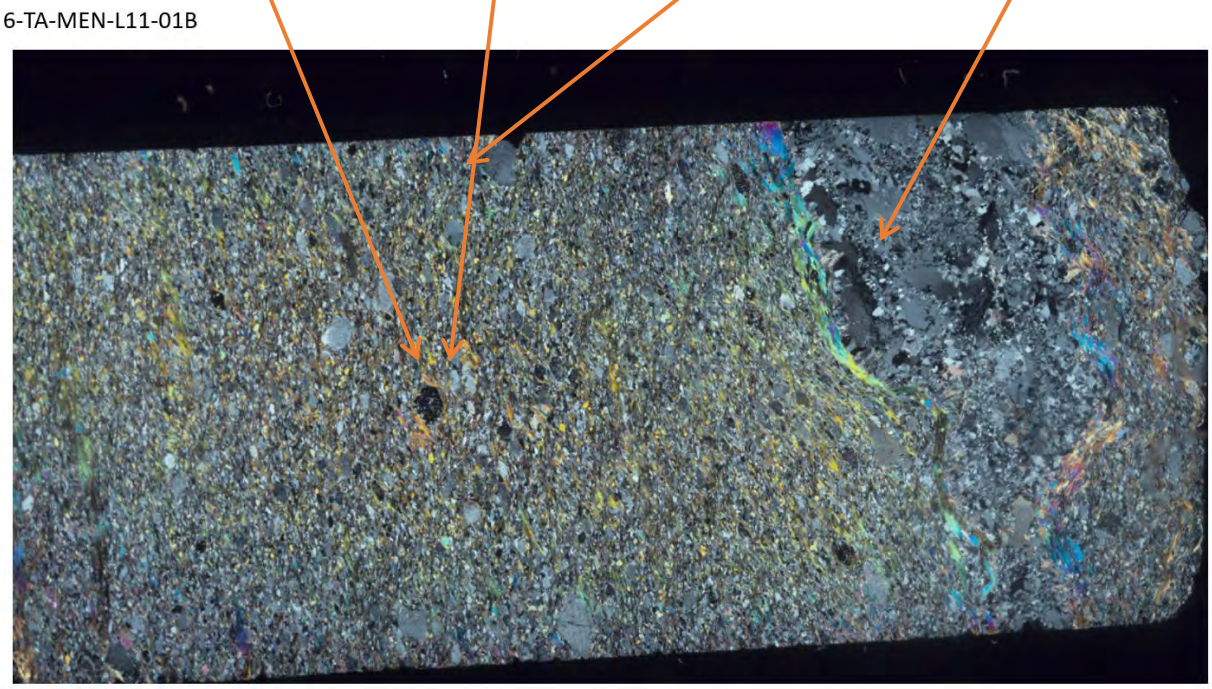
Följande är resultat för vilka tunnslip som valdes ut och vilka mineral som beslutades för att göra ytterligare analyser på i ZEISS Sigma 300 VP svepelektronmikroskop (SEM) i Luleå. Tunnslipet överst visas i PPL och det undre i XPL.



Nedan är närbild på de utvalda områdena för olika mineral analyser.

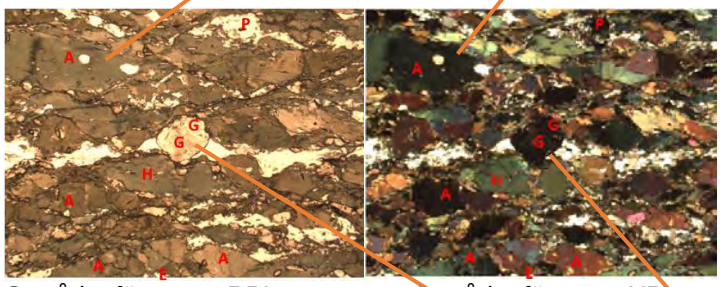


PPL XPL XPL XPL



11-TA-AMN-L4-02A

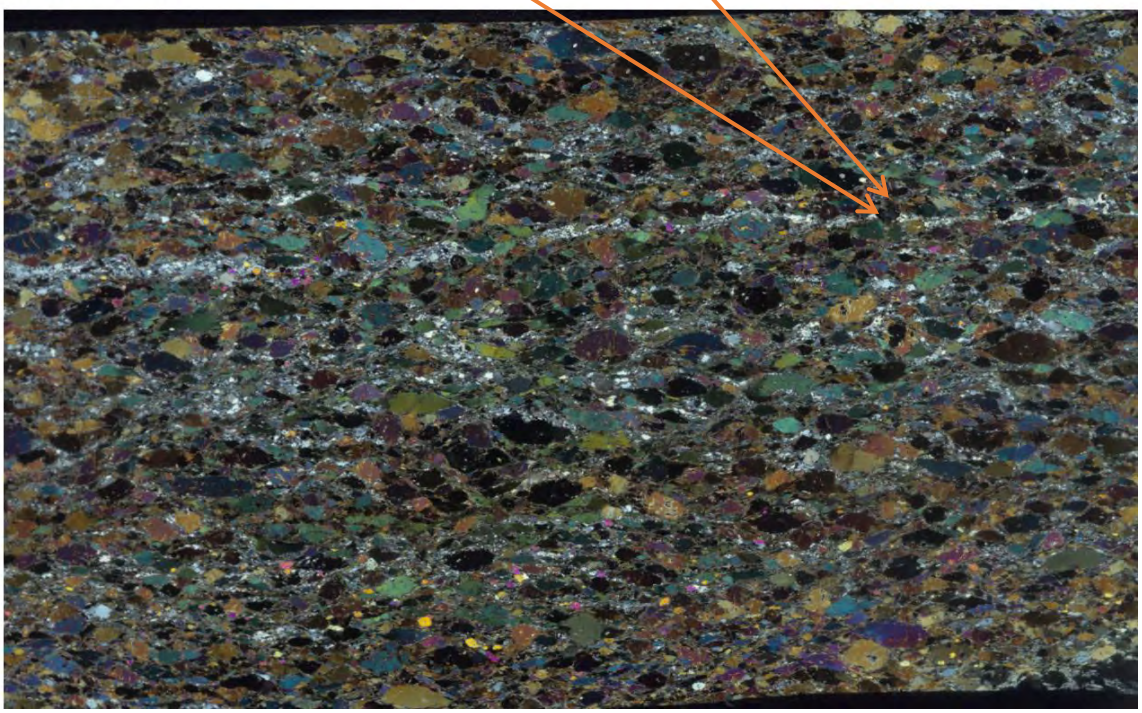




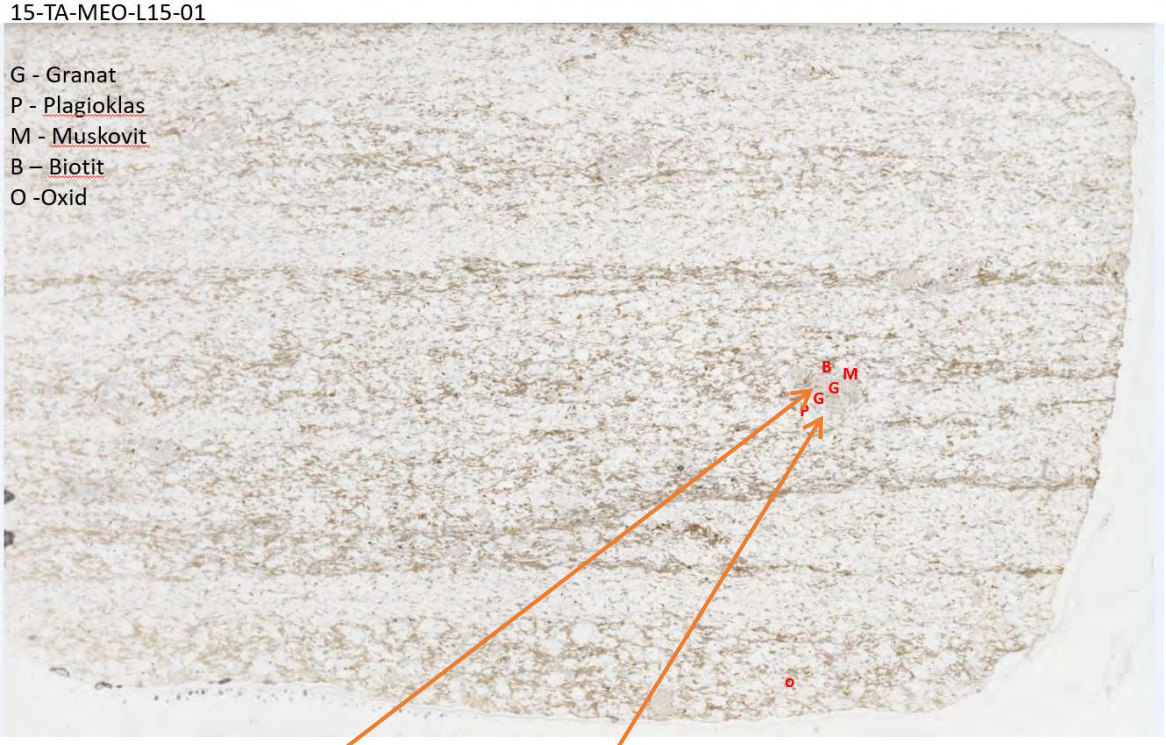
Området förstorat. PPL

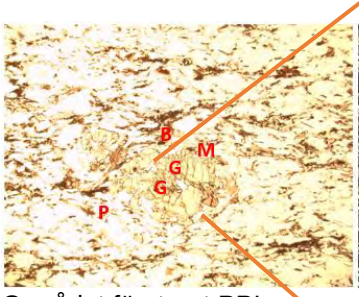
Området förstorat XPL

11-TA-AMN-L4-02A

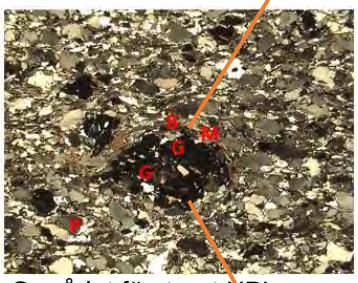


15-TA-MEO-L15-01



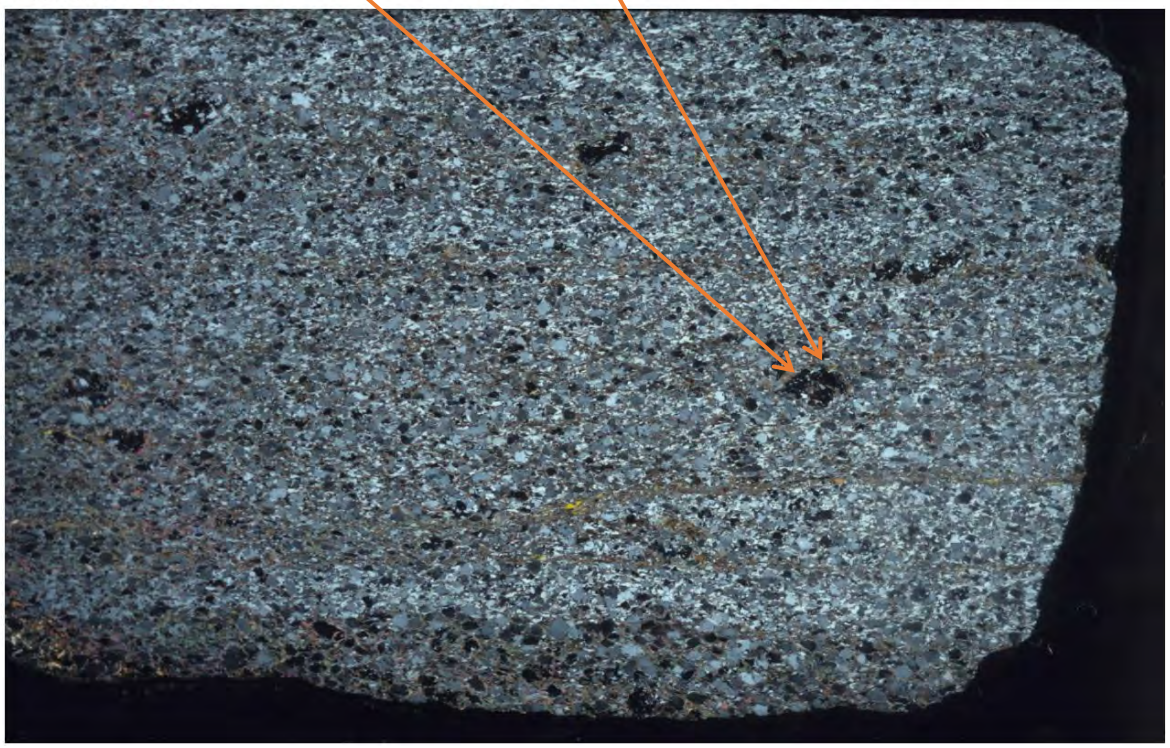


Området förstorat PPL

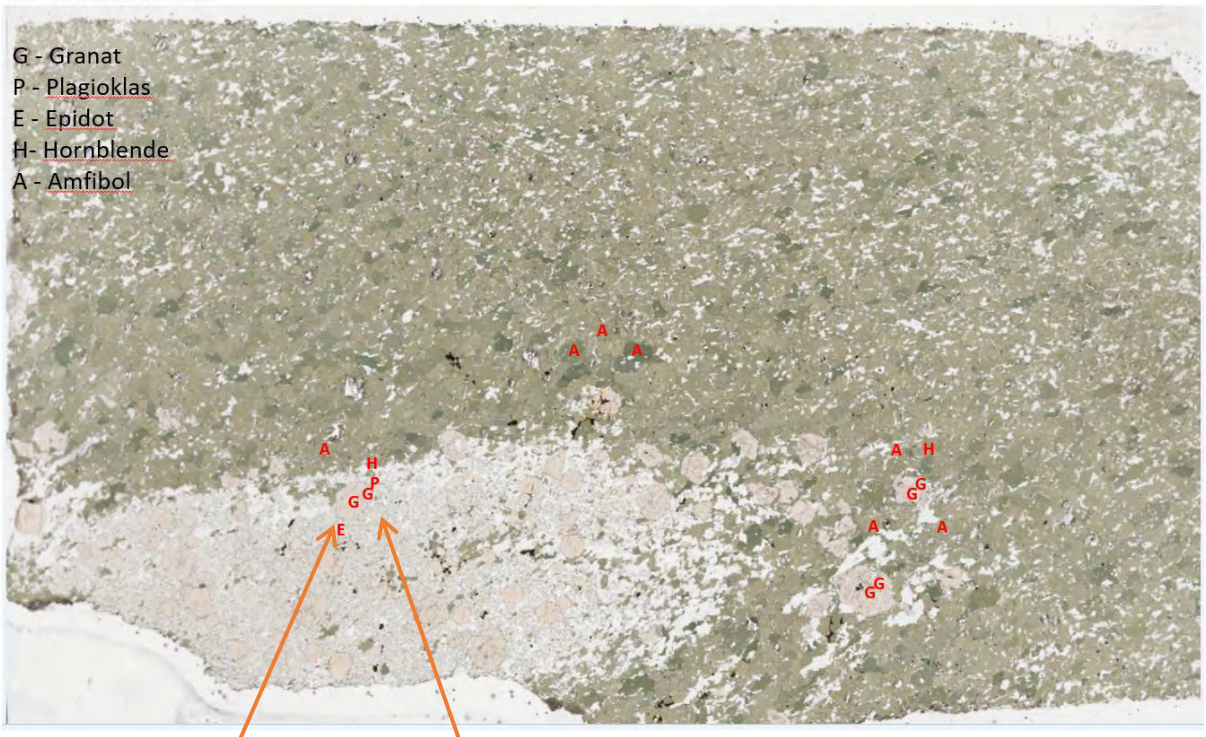


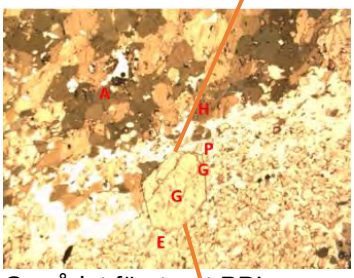
Området förstorat XPL

15-TA-MEO-L15-01

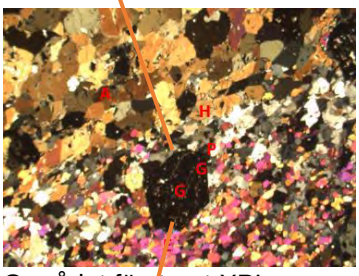


17-TA-AMO-L1-01B



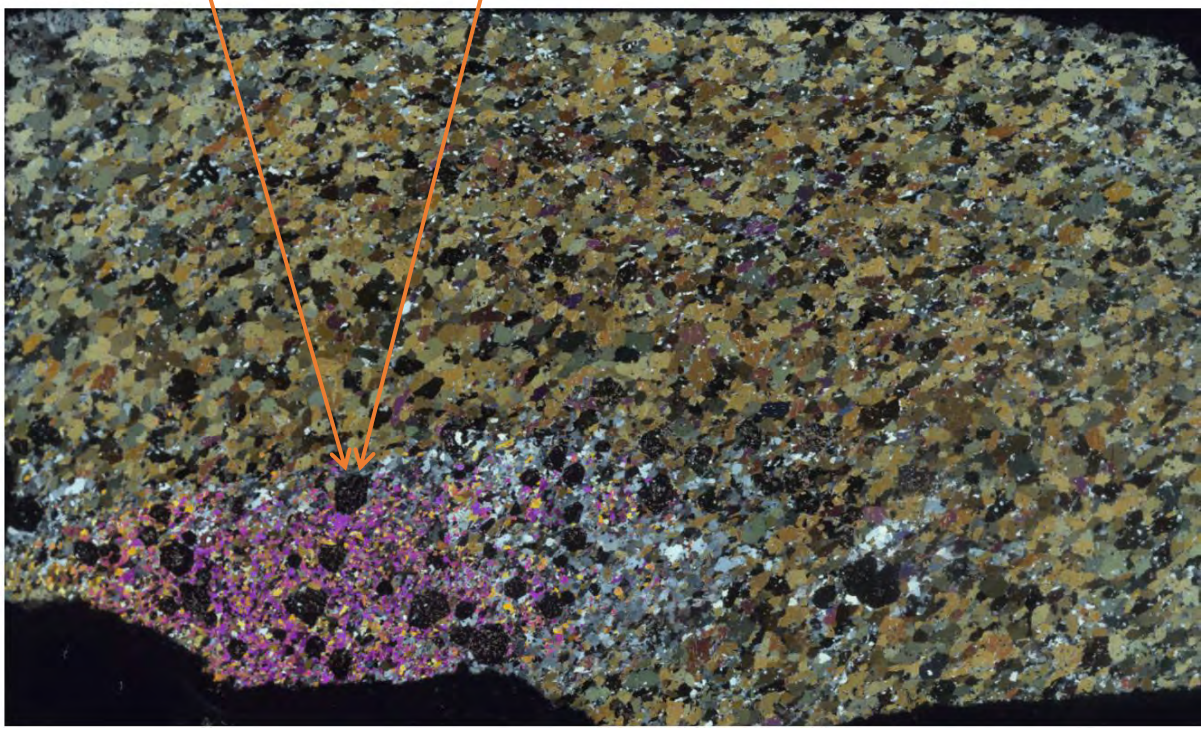


Området förstorat PPL



Området förstorat XPL

17-TA-AMO-L1-01B



6.4 ZEISS Sigma 300 VP svepelektronmikroskop (SEM)

SEM-EDS-analyser av de fyra utvalda tunnslipen bekräftade de mineralbestämningar som tidigare gjorts med optisk mikroskopi och gav samtidigt detaljerad information om mineralens kemiska sammansättning. De analyserade proverna representerade metapeliterna 6-TA-MEN-L11-01B och 15-TA-MEO-L15-01 samt amfiboliterna 11-TA-AMN-L4-02A och 17-TA-AMO-L1-01B. I samtliga prover identifierades mineralsammansättningar som är karakteristiska för respektive litologi och metamorf utveckling.

Metapelitproverna kännetecknades av förekomst av granat, plagioklas, muskovit och biotit, medan prov 6-TA-MEN-L11-01B även innehöll mikroklin, sillimanit, epidot och zirkon. Förekomsten av sillimanit tillsammans med kalifältspat och granat är förenlig med metamorfos vid relativt höga temperaturer. Muskovit och biotit uppvisade generellt begränsad kemisk variation och dominerades av höga halter av aluminium och kisel. Granaterna kännetecknades av höga halter av aluminium, kisel, kalcium och järn, medan zirkon förekom som accessorisk mineralfas.

Amfibolitproverna dominerades av amfibol/hornblände, plagioklas, granat och epidot. Amfibolerna uppvisade kemiska sammansättningar med höga halter av kisel, kalcium, järn, magnesium och aluminium, vilket är typiskt för kalciumrika amfiboler. Granaterna uppvisade genomgående höga järnhalter samt varierande innehåll av magnesium, mangan och kalcium. Epidot förekom i båda amfibolitproverna och kännetecknades av höga halter av aluminium, kalcium och kisel. I prov 17-TA-AMO-L1-01B identifierades även titanit som accessorisk mineralfas.

De kemiska analyserna efter normalisering visade att granat uppvisade den mest framträdande kemiska variationen mellan olika analyspositioner inom samma korn. Variationerna omfattade främst Fe, Ca, Mn och Mg. I vissa granater observerades högre manganhalter i de centrala delarna och lägre halter mot randzonerna, samtidigt som järnhalterna tenderade att öka utåt. Detta mönster är förenligt med prograd granattillväxt under successivt ökande temperatur och tryck. Samtidigt uppvisade flera granater mer komplexa variationsmönster, vilket tyder på att senare metamorf påverkan och retrograd återjämviktning delvis har förändrat den ursprungliga kemiska zoneringen. Vissa analyser uppvisade lokalt förhöjda halter av titan och kalcium, vilket sannolikt återspeglar inneslutningar eller analyser som omfattat flera mineralfaser samtidigt.

Plagioklas uppvisade också kemiska variationer mellan olika mätpunkter, främst relaterade till förhållandet mellan natrium och kalcium. Dessa variationer tyder på viss kompositionszonering och visar att plagioklasen har bildats eller omkristalliserats under varierande metamorfa förhållanden. Muskovit, biotit, epidot och flera av amfibolerna uppvisade däremot relativt begränsad kemisk variation jämfört med granaterna.

SEM-EDS-analyserna visar att de undersökta bergarterna innehåller mineralassociationer och kemiska signaturer som är typiska för regional metamorfos inom amfibolitfacies. Förekomsten av granat, sillimanit, muskovit, biotit, kalifältspat

och plagioklas i metapeliterna samt granatförande amfiboliter med amfibol och epidot visar att bergarterna genomgått en komplex metamorf utveckling. De dokumenterade kemiska zoneringarna, särskilt i granat, visar att mineralen inte har homogeniserats fullständigt och att spår av flera stadier av den metamorfa utvecklingen fortfarande finns bevarade. Dessa resultat utgör ett viktigt underlag för de efterföljande geotermometriska beräkningarna.

Resultatet av mätningarna redovisas i bilaga 4.

6.4.1 Beräkning av oxider

Halterna av grundämnen som erhållits från mineralanalyserna har räknats om till motsvarande oxidhalter. Omräkningen görs eftersom de analyserade mineralen huvudsakligen består av oxider och aluminosilikater, där grundämnena förekommer kemiskt bundna till syre.

Resultaten baseras på SEM-EDS-analyser, vilka har lägre precision än EMPA och inte möjliggör direkt bestämning av Fe^{2+}/Fe^{3+}-fördelningen. Detta utgör en osäkerhetskälla i de aktivitets- och P–T-beräkningar som utförts med THERMOCALC.

Omräkningen har utförts enligt följande formel:

$$\text{Oxidhalt} = \text{vikt från provet} \times \frac{\text{molekylvikt för oxiden}}{\text{molekylvikt för hela grundämnet}}$$

Ett medelvärde per mineral redovisas i Tabell 8.
Varje punktanalys redovisas i bilaga 5.

Tabell 8 Medelvärde per mineral. Representativa oxidhater (vikt %) för analyserade mineral

Mineral	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	FeO	Fe_2O_3	Summa
Plagioklas	8,4	0,0	20,8	55,7	0,0	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	88,0
Mikroklin	0,5	0,0	19,1	57,5	14,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	91,7
Muskovit	0,0	2,7	30,0	44,2	10,6	0,0	0,2	0,0	0,0	5,3	93,0
Biotit	0,0	6,9	17,0	31,8	9,2	0,0	3,1	0,0	23,0	0,0	91,0
Granat	0,0	2,1	21,3	33,4	0,0	12,7	0,0	3,0	25,1	0,0	97,6
Epidot	0,0	0,0	24,1	31,5	0,0	23,5	0,0	0,0	0,0	8,8	88,0
Amfibol/Hornblände	2,2	8,7	13,1	37,4	0,0	12,1	0,9	0,0	18,4	0,0	92,8

6.4.2 Normaliserade värden

Flera av SEM-EDS-analyserna uppvisade låga analyssummor, vilket sannolikt återspeglar metodens större osäkerheter jämfört med EMPA (elektronsondsmikroanalys). Detta kan även ha påverkat THERMOCALC-analysen. De uppmätta värdena normaliserades därför med avseende på mineralens relativa

atomvikter för att erhålla mer representativa kemiska sammansättningar och möjliggöra jämförelser mellan olika mineralfaser. Normaliseringen utfördes enligt följande ekvation: $V_{norm} = V_{mätt} \times \frac{100}{A}$

där V_{norm}är det normaliserade värdet, $V_{mätt}$det uppmätta värdet och Adet normaliserade atomviktsvärdet för respektive mineral. Referensvärdet sattes till 100 för plagioklas, K-fältspat och granat, medan biotit och muskovit tilldelades värdet 94, amfibol 97, klorit 88 samt epidot 96. Normaliseringen innebär att samtliga resultat uttrycks på en gemensam skala, vilket minskar effekten av skillnader i atomvikt mellan mineralen. Den fullständiga tabellen för normaliseringen redovisas i bilaga 6.

6.5 Geotermobarometrisk modellering och THERMOCALC

6.5.1 Filerna som innehåller slutresultaten

De slutgiltiga resultaten från THERMOCALC-beräkningarna finns i de utdatafiler som har prefixet tc- och slutar med -o.txt (Bilaga 2):

- tc-susanne1-o.txt: Innehåller beräkningar för prov 6-TA-MEN-L11-01B
- tc-susanne2-o.txt: Innehåller beräkningar för prov 17-TA-AMO-L1-01B
- tc-susanne3-o.txt: Innehåller beräkningar för prov 15-TA-MEO-L15-01
- tc-susanne4-o.txt: Huvudsaklig utdatafil för prov 11-TA-AMN-L4-02A, men denna beräkning gav meddelandet "insufficient reactions" och kunde inte fullföljas.

6.5.2 Geotermometriska beräkningar

Geotermobarometriska beräkningar genomfördes för de fyra utvalda tunnslip med hjälp av programmet THERMOCALC. Beräkningarna baserades på mineralanalyser från SEM-EDS och utfördes på mineralassociationer som bedömdes representera jämvikt under den metamorfa utvecklingen.

THERMOCALC gav inga robusta tryckberäkningar för de analyserade proverna, vilket medförde att temperaturberäkningarna utfördes vid ett förbestämt tryck på 4,5 kbar. Detta tryck valdes eftersom de petrografiska observationerna och de identifierade mineralsammansättningarna indikerar metamorfos under amfibolitfaciesförhållanden, vilka vanligtvis utvecklas vid måttliga tryck.

Ett tryck på 4,5 kbar bedömdes därför vara en rimlig approximation för de studerade bergarterna och möjliggjorde beräkning av temperaturer som överensstämde med den observerade mineralogin.

Lösningarnas kvalitet utvärderades med hjälp av THERMOCALC:s diagnostiska parametrar (Powell & Holland, 1994; Holland & Powell, 1998). Parametern σfit användes som ett mått på hur väl de beräknade jämvikterna överensstämde med indata, medan e* beskriver avvikelsen mellan en ändmedlems beräknade aktivitet och den aktivitet som krävs för att jämvikterna ska sammanfalla vid den beräknade P–T-lösningen.

Parametern hat anger hur stort inflytande en ändmedlem har på den slutliga lösningen. Ändmedlemmar med höga värden på både e* och hat identifierades som avvikande och exkluderades från beräkningarna. I vissa fall medförde detta att någon P–T-lösning inte längre kunde erhållas, vilket resulterade i att dessa prover uteslöts från den fortsatta analysen.

Resultaten visar att proverna uppvisar varierande grad av kemisk jämvikt, vilket återspeglas i skillnader mellan beräknade temperaturer och modellernas statistiska anpassning.

6.5.3 Prov 6-TA-MEN-L11-01B

Prov 6-TA-MEN-L11-01B innehåller granat, biotit, muskovit, sillimanit, kalifältspat och plagioklas. En första modellering av hela mineralassemblaget gav en medeltemperatur på 680 ± 117 °C, men med en hög fit-parameter (7,88), vilket indikerar att samtliga analyserade mineral inte befann sig i fullständig kemisk jämvikt.

När de mest avvikande komponenterna exkluderades erhölls en förbättrad lösning med en temperatur på 758 ± 47 °C på det förbestämda trycket 4,5 kbar.

Resultatet indikerar metamorf topp under övre amfibolitfacies och överensstämmer väl med förekomsten av sillimanit och kalifältspat. De höga residualerna för vissa granat- och plagioklaskomponenter tyder på bevarad kemisk zonering och att mineralen registrerar flera stadier av den metamorfa utvecklingen.

6.5.4 Prov 15-TA-MEO-L15-01

För prov 15-TA-MEO-L15-01 gav THERMOCALC en statistiskt acceptabel lösning på 382 ± 79 °C vid det förbestämda trycket 4,5 kbar (fit = 1,52).

De individuella reaktionerna uppvisade dock en betydande spridning i temperatur. Reaktion 1 och 2 gav temperaturer på 666 respektive 746 °C, medan reaktion 3 och 4 gav temperaturer på 350 respektive 358 °C.

Resultaten bildar därmed två tydliga temperaturgrupper, en högtemperaturgrupp mellan 666 och 746 °C samt en lågtemperaturgrupp mellan 350 och 358 °C. Den beräknade medeltemperaturen ligger nära den lägre temperaturgruppen trots att samtliga reaktioner tillsammans ger en statistiskt acceptabel lösning.

6.5.5 Prov 17-TA-AMO-L1-01B

Prov 17-TA-AMO-L1-01B innehåller granat, plagioklas, epidot och amfibol. THERMOCALC temperaturberäkningarna genomfördes vid ett förbestämt tryck på 4,5 kbar.

Den första modellen, baserad på fyra oberoende reaktioner, gav temperaturer mellan 432 och 798 °C. Den statistiska medeltemperaturen beräknades till 692 ± 204 °C med ett fit-värde på 3,72. Enskilda reaktioner gav temperaturerna 755 ± 52 °C, 798 ± 55 °C, 432 ± 58 °C respektive 585 ± 221 °C.

Diagnostiken visade avvikelser för flera komponenter, där framför allt grossular (Gr), anortit (An) och ferri-tschermakitkomponenten (Fact) uppvisade höga residualer. De beräknade temperaturerna för enskilda mineralfaser varierade mellan cirka 586 och 777 °C.

En alternativ modell baserad på tre oberoende reaktioner gav betydligt högre temperaturer. Vid det förbestämda trycket 4,5 kbar erhölls en medeltemperatur på 904 ± 262 °C med ett fit-värde på 3,59. De tre reaktionerna gav temperaturer på 1004 ± 98 °C, 571 ± 477 °C respektive 1120 ± 125 °C.

Temperaturberäkningar genomfördes även för flera förbestämda tryck mellan 2 och 7 kbar. För den första modellen ökade medeltemperaturen från 635 °C vid 2 kbar till 754 °C vid 7 kbar, medan fit-värdet minskade från 4,6 till 3,2.

6.5.6 Prov 11-TA-AMN-L4-02A

För prov 11-TA-AMN-L4-02A kunde endast en enskild reaktion mellan epidot, plagioklas och granat modelleras. Beräkningen gav en temperatur på 491 ± 39 °C vid det förbestämda trycket 4,5 kbar.

Eftersom modellen endast bygger på en enda oberoende reaktion kunde ingen statistiskt robust medeltemperatur beräknas. Temperaturen tolkas därför inte representera den metamorfa toppen utan snarare ett senare retrogradt jämviktstillstånd mellan epidot, plagioklas och granat.

Resultatet indikerar att mineralen har påverkats av retrograd återjämviktning och omkristallisation under avkylningen efter den metamorfa toppfasen.

6.5.7 Sammanfattning av THERMOCALC-resultaten

THERMOCALC gav inga tillförlitliga tryckberäkningar för de analyserade proverna. Temperaturberäkningarna genomfördes därför vid ett förbestämt tryck på 4,5 kbar. Vid detta tryck erhölls temperaturer mellan 382 ± 79 °C och 758 ± 47 °C. Den högsta temperaturen erhölls för metapelit nedre (prov 6-TA-MEN-L11-01B), medan den lägsta temperaturen erhölls för metapelit övre (prov 15-TA-MEO-L15-01). Flera av proverna uppvisade höga fit-värden och stor spridning mellan enskilda reaktioner.

Tabell 9. Resultatet av THERMOCALC.

Prov	Bergart	THERMOCALC -resultat (°C)	Standard-avvikelse (°C)	Förbestämt tryck kbar	Fit	Kommentar
6-TA-MEN-L11-01B	Metapelit nedre	758	±47	4,5	7,88	Sillimanit + K-fältspat indikerar övre amfibolitfacies
15-TA-MEO-L15-01	Metapelit övre	382	±79	4,5	1,5	Modellresultatet påverkas sannolikt av retrograd återjämviktning.
17-TA-AMO-L1-01B	Amfibolit övre	692	±204	4,5	3,72	Zonering i granat och plagioklas ger stor osäkerhet.
11-TA-AMN-L4-02A	Amfibolit nedre	491	±39	4,5		Enbart en reaktion kunde modelleras. Retrograd jämvikt.

6.6 Mikro-Ramanspektroskopi av mineralinklusioner

En kvartsstandard analyserades först för att fastställa referenspositionen för kvartsens huvudtopp. De uppmätta spektrumen från kvartsinklusionerna i proverna 6-TA-MEN-L11-01B, 11-TA-AMN-L4-02A, 15-TA-MEO-L15-01 och 17-TA-AMO-L1-01B jämfördes därefter med standarden.

För samtliga analyserade prover registrerades kvartssignaler som överensstämmer med den karakteristiska toppen för kvarts. Någon tydlig systematisk förskjutning av kvartstoppen i förhållande till referensmaterialet kunde dock inte observeras i de uppmätta spektrumen. Kvartsinklusionerna uppvisar därmed ingen påvisbar kvarvarande restspänning inom den upplösning som mätningarna medger.

Avsaknaden av ett mätbart frekvensskifte tyder på att de analyserade kvartsinklusionerna inte längre bevarar den elastiska deformation som uppstod vid inneslutningen i granaten. Resultatet indikerar att tryckavlastning har skett efter granattillväxten, sannolikt genom mikrosprickor eller andra deformationsprocesser i värdmineralet. Därmed saknas förutsättningar för att använda de analyserade kvartsinklusionerna för tillförlitliga beräkningar av fångsttryck med elastisk geobarometri.

De erhållna resultaten visar således att mineralinklusionerna inte bevarat den restspänning som krävs för att rekonstruera tidigare tryckförhållanden. Mikro-Ramananalysen gav därför inget självständigt underlag för bestämning av fångsttryck eller åldersrelaterad tryckhistoria, utan tolkningen av de metamorfa förhållandena baseras i huvudsak på de petrografiska observationerna, SEM-analyserna och THERMOCALC-modelleringen.

Tabellerna redovisas i bilaga 7.

7 Diskussion

7.1 Karteringen av Tarfaladalen

Den geologiska karteringen visar att Tarfaladalen utgör ett exceptionellt väl exponerat tvärsnitt genom den kaledoniska nappstapeln och erbjuder goda möjligheter att studera relationerna mellan de olika enheterna inom Sevekomplexet. Den framtagna berggrundskartan visar en sekvens bestående av granit, mylonit, gnejs, nedre metapelit, nedre amfibolit, metapelit övre, amfibolit övre samt Kebne Dyke Complex. Denna litologiska sekvens överensstämmer i huvudsak med tidigare regionala beskrivningar av Kebnekaiseområdet men ger samtidigt en mer detaljerad bild av kontakterna mellan de olika enheterna (Andréasson, m.fl., 2018).

Ett av de mest intressanta resultaten från karteringen är den observerade upprepningen av sekvensen amfibolit i både de lägre och högre delarna av dalen.

Den nedre delen av den kartlagda sektionen består av mylonit, gnejs och amfibolit medan en liknande association återkommer högre upp i form av gnejs och amfibolit övre. Detta kan tolkas som en tektonisk dubblering genom överskjutning eller veckning. Om denna tolkning är korrekt skulle vissa enheter som idag hänförs till Mellanalloktonen kunna representera delar av samma ursprungliga skollenhet inom Sevekomplexet.

En alternativ förklaring är att de litologiska likheterna speglar närbesläktade men separata enheter inom nappstapeln. Denna tolkning stöds av de petrografiska skillnaderna mellan de två gnejserna. Ögongnejsen innehåller välutvecklade kalifältspataugen medan den gnejsiga metapeliten uppvisar en mer genomgripande deformation och saknar tydliga augenstrukturer. De nuvarande resultaten är därför inte tillräckliga för att avgöra om sekvensen representerar en tektonisk repetition eller två separata enheter. Ytterligare geokronologiska och isotopgeokemiska analyser krävs för att skilja mellan dessa hypoteser.

Den framtagna kartan visar därmed att Tarfaladalen inte enbart bekräftar tidigare regionala modeller utan också identifierar strukturella relationer som kan ha betydelse för förståelsen av den lokala uppbyggnaden av Sevekomplexet.

7.1.1 Kontaktzonerna

De kartlagda kontaktzonerna i Tarfaladalen A-E utgör viktiga indikatorer på relationerna mellan de olika enheterna inom Sevekomplexet. Inom kaledoniska nappsystem representerar kontaktzoner ofta tidigare överskjutningsytor eller andra större deformationszoner som utvecklats under napptransporten (Gee, 2020).

Flera av kontakterna i Tarfaladalen uppvisar en hög grad av strukturell kontinuitet. Ett exempel är kontakten mellan metapelit övre och den amfibolit övre, kontaktzon B, där likartade foliationsorienteringar observerades på båda sidor om kontakten. Detta tyder på att enheterna påverkats av samma regionala deformationshändelse och att den dominerande foliationen utvecklades efter eller under sammanställningen av nappstapeln.

Kontakterna vid kontakzon D mellan de mylonitiska enheterna och de överliggande gnejserna är mycket intressanta. Myloniterna vid Storglaciären och Jåkk uppvisar intensiv duktil deformation och tolkas som regionala skjuvzoner där betydande rörelser skett under den skandiska överskjutningen. Liknande mylonitiska kontaktzoner har tidigare beskrivits från andra delar av Kaledoniderna och betraktas ofta som viktiga transportnivåer inom nappstapeln (Baird G. B., 2004).

Kontakterna mellan de båda amfibolitenheterna och de mellanliggande metapeliterna, kontaktzon A, B och C, är också intressanta eftersom de kan indikera en tektonisk upprepning av samma sekvens. Om detta stämmer kan kontaktzonerna representera överskjutningsplan snarare än ursprungliga stratigrafiska gränser. Liknande repetitionsstrukturer är vanliga inom Sevekomplexet och har kopplats till den omfattande imbrikation som skedde under den kaledoniska kollisionen (Andréasson, m.fl., 2018).

De observerade kontaktzonerna tyder på att den skandiska deformationen kan ha haft stor betydelse för den nuvarande geologiska uppbyggnaden i Tarfaladalen. Ytterligare strukturella data krävs dock för att närmare utvärdera detta samband.

7.1.2 Stereonetanalysen

De strukturgeologiska resultaten utgör ett viktigt stöd för den tektonostratigrafiska tolkningen av Tarfaladalen. Totalt omfattar materialet 91 mätningar av foliationsplan inom metapeliter, amfiboliter, gnejser och myloniter. Stereonetanalysen visar en stark koncentration av polerna till foliationsplanen, med en Fisherkoncentrationsparameter på k = 59,9 och en resulterande vektor på $\bar{R}$ = 0,9835. Detta indikerar en mycket låg orienteringsspridning och visar att foliationen är strukturellt sammanhängande över hela studieområdet.

Det sfäriska medelplanet för samtliga mätningar har orienteringen 185,4°/22,0° (RHR), motsvarande en stupning på 22,0° mot 275,4° (väst). Polerna är koncentrerade kring trend/plunge 095°/68°, vilket överensstämmer med en dominerande flackt till måttligt väststupande foliation. Den begränsade spridningen i orientering tyder på att den nuvarande strukturella geometrin huvudsakligen utvecklades under samma regionala deformationsregim, även om strukturdata ensamt inte kan avgöra om samtliga strukturer bildades under en och samma deformationsfas.

Trots betydande skillnader i litologi, protolit och metamorf utveckling uppvisar samtliga undersökta bergartsenheter jämförbara foliationsorienteringar. Metapeliter, amfiboliter, gnejser och myloniter visar alla en dominerande västlig till västnordvästlig stupningsriktning och en relativt låg stupning. Detta talar för att den genomgående foliationen inte primärt representerar äldre bergartsspecifika strukturer utan i stället speglar en regional deformation som överpräglar hela berggrundssekvensen.

Samtidigt visar rosdiagrammen en svag men systematisk variation mellan olika delar av skollsekvensen. De undre metapelitiska enheterna uppvisar medelstupningsriktningar mot VSV, medan de övre metapelitiska och amfibolitiska enheterna generellt stupar mot VNV. Denna skillnad är begränsad men kan indikera en viss intern rotation eller variation i deformationens geometriska uttryck mellan olika strukturella nivåer inom skollkomplexet. Trots detta domineras hela datasetet av samma regionala orienteringsmönster.

Den observerade geometrin överensstämmer väl med tidigare beskrivningar av strukturer inom Seve skollorna i Kebnekaiseområdet, där en genomgående västligt till nordvästligt stupande foliation utvecklades under den skandiska deformationen ((Andréasson m.fl., 2018; Gee, 2020). Den höga graden av orienteringsöverensstämmelse mellan de olika litologierna stödjer därför tolkningen att foliationen huvudsakligen bildades eller omarbetades under den skandiska orogenesen.

Myloniterna vid Storglaciären och Tarfalajåkk uppvisar samma övergripande orientering som de mindre deformerade metapeliterna och amfiboliterna. Eftersom myloniter representerar deformation lokaliserad till högstrainzoner antyder detta att den regionala deformationen inte var begränsad till enskilda skjuvzoner utan påverkade hela den studerade berggrundssekvensen. Den gemensamma foliationsgeometrin tyder på att de olika enheterna påverkades av samma regionala tektoniska system och att den observerade foliationen är kopplad till de storskaliga deformationsprocesser som formade den kaledoniska skollstapeln.

Stereonetanalysen visar att Tarfaladalens berggrund präglas av en mycket enhetlig regional foliation med låg orienteringsspridning. Resultaten stödjer därmed den etablerade modellen där Seve skollorna transporterades och deformerades under

den skandiska orogenesen, vilket resulterade i den gemensamma strukturgeometri som idag observeras i området (Andréasson m.fl., 2018; Gee, 2020).

7.2 Vad säger mätningarna

De petrografiska observationerna och de geotermobarometriska beräkningarna visar samstämmigt att de undersökta bergarterna huvudsakligen registrerar metamorfos inom amfibolitfacies. SEM-EDS-analyserna visar dock att granaterna uppvisar kemisk zonering i Fe, Mg, Mn och Ca, vilket indikerar att den ursprungliga sammansättningen delvis bevarats trots senare retrograd reekvilibrering. I vissa granater förekommer dessutom högre Mn-halter i kärnan än i randzonerna, ett mönster som är förenligt med prograd granattillväxt under ökande temperatur och tryck. Resultaten antyder därför att bergarterna bevarar information från flera stadier av den metamorfa utvecklingen.

En viktig begränsning i studien är att THERMOCALC inte gav några tillförlitliga tryckberäkningar för proverna. För att ändå kunna uppskatta temperaturförhållandena förbestämdes därför trycket till 4,5 kbar i beräkningarna. Detta värde baserades på tidigare tolkningar och användes som ett arbetsantagande för att möjliggöra temperaturberäkningar. Samtliga temperaturresultat är därför beroende av detta förbestämda tryck, vilket innebär att de bör tolkas med försiktighet. De presenterade temperaturerna är därmed inte fullständiga P-T-lösningar utan temperaturuppskattningar vid ett förbestämt tryck. Detta skapar en betydande osäkerhet i resultaten och begränsar möjligheten att direkt jämföra de beräknade trycken med andra delar av Sevekomplexet.

Trots denna osäkerhet visar både mineralogin och temperaturberäkningarna att den nedre metapeliten sannolikt registrerar de högsta temperaturerna i studien. Efter exkludering av granatkomponenter gav THERMOCALC en temperatur på 758 ± 47 °C. Resultatet stöds av förekomsten av granat, sillimanit, biotit, plagioklas, kalifältspat och kvarts. Kombinationen av sillimanit och kalifältspat är särskilt betydelsefull eftersom den indikerar temperaturer inom övre amfibolitfacies och att muskovitnedbrytande reaktioner sannolikt har ägt rum (Bucher & Grapes, 2011). Förekomsten av välutvecklade granatporfyroblaster tyder dessutom på tillväxt under progressiv metamorfos. Den nedre metapeliten framstår därför som det prov som bäst bevarat information om toppmetamorfosen i området (Philpotts & Ague, 2022).

Metapelit övre uppvisar en mer komplex historia. THERMOCALC-beräkningarna gav temperaturgrupper kring cirka 350-360 °C respektive 666-746 °C, medan den statistiska lösningen gav 382 ± 79 °C. Den låga temperaturen är svår att förena med den observerade mineralogin, som fortfarande domineras av granat, biotit, muskovit och plagioklas. En rimligare tolkning är därför att de lägre temperaturerna återspeglar retrograd kemisk återjämviktning under exhumering, medan de högre temperaturerna bättre representerar de toppmetamorfa förhållandena. Skillnaderna mellan de båda metapeliterna antyder att olika delar av berggrunden påverkats olika starkt av senare omvandling.

Motsvarande mönster återfinns i amfibolitproverna. Den nedre amfiboliten gav endast en användbar reaktion och en temperatur på 491 ± 39 °C, medan den övre amfiboliten gav temperaturer mellan 432 och 798 °C med ett medelvärde på 692 ±

204 °C. De höga osäkerheterna och spridningen mellan reaktionerna visar att mineralen sannolikt inte representerar ett enda jämviktstillstånd. Samtidigt överensstämmer temperaturerna omkring 700-800 °C betydligt bättre med mineralassociationerna granat, hornblände och plagioklas, vilka är typiska för amfibolitfacies. De lägre temperaturerna tolkas därför som resultat av retrograd omkristallisation snarare än toppmetamorfa förhållanden.

Att flera prover visar tecken på omkristallisering stöds även av SEM-EDS-analyserna. Granaterna uppvisar variationer i mangan (Mn), järn (Fe), magnesium (Mg) och kalcium (Ca) mellan olika delar av samma kristall. I vissa granater förekommer högre Mn-halter i kärnan än i randzonerna, vilket är förenligt med prograd granattillväxt under ökande temperatur och tryck. Samtidigt visar den bevarade zoneringen att granaterna inte har homogeniserats fullständigt genom senare metamorf påverkan. Eftersom olika delar av en granat kan representera olika tillväxtstadier är det sannolikt att THERMOCALC delvis registrerar flera metamorfiska händelser samtidigt. Detta kan förklara de höga fit-värdena, den stora temperaturspridningen mellan reaktionerna och de ibland motsägelsefulla resultaten. Prograd granattillväxt är därmed delvis bevarad i vissa granater, medan geotermometriska resultat och observerade mineralassociationer visar att bergarterna senare genomgått retrograd återjämviktning och omkristallisation.

Resultaten tyder på att Tarfaladalens bergarter registrerar flera stadier av den metamorfa utvecklingen. De högsta temperaturerna, cirka 700-800 °C, bedöms representera den skandiska toppmetamorfosen, medan de lägre temperaturerna sannolikt speglar senare retrograd återjämviktning under exhumering och avkylning. Bergarterna verkar därför inte vara fullständigt kemiskt återjämviktade, utan bevarar spår av både prograd granattillväxt och senare retrograd omkristallisation.

Trots att temperaturerna indikerar amfibolitfacies kunde inga säkra belägg för högtrycks- eller ultrahögtrycksmetamorfos identifieras. Detta skiljer sig från andra delar av Sevekomplexet, där betydligt högre tryck har rapporterats. Exempelvis har eklogiter från Tjeliken dokumenterats vid cirka 25-27 kbar (Fassmer m.fl., 2017), medan Tsäkkok- och Vaimokenheterna har uppvisat tryck på upp till 2,2-3,1 GPa (Barnes m.fl., 2020). Eftersom något tillförlitligt tryck inte kunde beräknas i denna studie kan dock inte Tarfaladalens utveckling jämföras direkt med dessa områden. Resultaten visar endast att de nuvarande mineralassociationerna huvudsakligen registrerar amfibolitfaciesmetamorfos.

Mikro-Ramanspektroskopin gav inte heller några säkra indikationer på tidigare HP- eller UHP-metamorfos. Kvartsinklusionerna i granat uppvisade inga tydliga Ramanförskjutningar jämfört med referenskvarts, vilket innebär att några kvarvarande elastiska restspänningar inte kunde påvisas. Detta behöver dock inte betyda att högtrycksmetamorfos aldrig förekommit. Tidigare studier har visat att äldre högtryckssignaturer i Kebnekaiseområdet lokalt har överpräglats av yngre skandisk metamorfos (Andréasson m.fl., 2018). De observerade granatzoneringarna antyder dessutom att delar av en äldre metamorf historia fortfarande kan vara bevarade på mineralskala trots att den inte längre kan identifieras genom geotermobarometri eller Ramananalys.

Ett centralt resultat från studien är att inga entydiga bevis för ultrahögtrycksmetamorfos (UHP) identifierades i det undersökta materialet. Detta är anmärkningsvärt eftersom tidigare studier från Sevekomplexet har dokumenterat högtrycks- (HP) till ultrahögtrycksmetamorfos i andra delar av den skandinaviska fjällkedjan (Barnes m.fl., 2020).

Flera möjliga förklaringar finns till detta resultat. En möjlighet är att de undersökta enheterna aldrig begravdes till de djup som krävs för bildning av ultrahögtrycksmineral, utan representerar strukturella nivåer inom skollstaplarna som genomgick en grundare subduktionsbana (Andréasson m.fl., 2018). En annan möjlighet är att eventuella högtryckssignaturer senare utplånades genom retrograd metamorfos under exhumeringen (Hernández-Uribe m.fl., 2023).

Om bergarterna under upplyftningen utsattes för omfattande diffusion och omkristallisation kan tidigare högtrycksassociationer ha ersatts fullständigt av de amfibolitfaciesmineral som i dag observeras, en process som är väl dokumenterad i polymetamorfa enheter inom Sevekomplexet (Powell & Holland, 2008).

Det är också möjligt att högtrycksmineral förekommer lokalt men att de inte fångats inom de analyserade proverna. Högtrycksindikatorer inom Sevekomplexet uppträder ofta heterogent på grund av töjningspartitionering och kan vara begränsade till stela, inneslutna metabasitlinser eller lokala lågstrain-domäner som undgått genomgripande retrograd foliation (Barnes m.fl., 2020).

Resultaten bör därför inte tolkas som att högtrycksmetamorfos aldrig förekommit i området. Däremot visar studien att den dominerande mineralogiska och texturella signaturen i de undersökta proverna i Tarfaladalen utgörs av medel- till höggradig metamorfos inom amfibolitfacies (Baird m.fl., 2000).

Kombinationen av fältobservationer, strukturdata och petrologiska resultat stödjer en modell där de kartlagda bergarterna ingått i samma regionala deformationssystem under den kaledoniska orogenesen (Andréasson m.fl., 2018). Myloniterna representerar sannolikt högstrainzoner där deformation lokaliserades längs interna skollgränser, medan metapeliter och amfiboliter registrerar samma regionala deformation i form av genomgående foliationsutveckling och duktil omkristallisation (Andréasson & Gee, 1989).

Den gemensamma strukturgeometrin, den starka orienteringskoncentrationen och den utbredda duktila deformationen visar att skolltransporten hade en avgörande betydelse för berggrundens nuvarande arkitektur (Baird m.fl., 2000). Resultaten stödjer därför tidigare modeller där Sevekomplexet transporterades över flera hundra kilometer och därefter exponerades genom exhumering och erosion (Andréasson & Gee, 1989; Barnes m.fl., 2020; Gee, 2020).

Tarfaladalen utgör därmed ett välbevarat exempel på hur bergarter med skilda ursprung – metasediment från kontinentalranden och magmatiska intrusioner från kontinent–ocean-övergången (COT) – kan sammanföras, metamorfoseras och deformeras inom ett gemensamt tektoniskt system (Andréasson m.fl., 2018; Kirsch & Svenningsen, 2016). Den regionala foliationen representerar den mest framträdande

strukturella effekten av denna utveckling och fungerar som en sammanlänkande struktur genom hela den kartlagda berggrundssekvensen (Andréasson m.fl., 2018).

Resultaten stödjer därför tolkningen att de analyserade bergarterna främst bevarar den skandiska amfibolitfaciesmetamorfosen, medan eventuella äldre högtryckshändelser antingen har överpräglats eller endast finns kvar som svaga kemiska signaturer i enskilda mineral. Detta överensstämmer med den komplexa metamorfa utveckling som tidigare beskrivits för Sevekomplexet och Kebnekaiseområdet (Gee, 2020; Andréasson m.fl., 2018).

7.3 Metodologiska begränsningar och framtida forskning

Flera osäkerheter påverkar resultaten och bör beaktas vid tolkningen.

- För det första begränsades karteringen av dålig blottningsgrad i delar av dalen. Vissa litologiska kontakter kunde därför endast följas över kortare sträckor, vilket innebär att alternativa tektonostratigrafiska tolkningar inte helt kan uteslutas.
- För det andra bygger geotermobarometrin på SEM-EDS-analyser. Metoden kan inte direkt bestämma järnets oxidationstillstånd och har lägre precision än elektronmikrosondanalys. Osäkerheter i Fe^{2+}/Fe^{3+}-fördelningen påverkar i sin tur aktivitetsberäkningarna i THERMOCALC.
- En tredje begränsning är att flera mineral uppvisar tydlig zonering. Detta innebär att antagandet om samtidig kemisk jämvikt, som Average P-T-metoden bygger på, sannolikt endast är delvis uppfyllt (Powell & Holland, 2008). De beräknade P-T-värdena representerar därför sannolikt enskilda stadier i den metamorfa utvecklingen snarare än hela P-T-banan.
- Den största begränsningen i studien är det begränsade antalet prover som analyserades geotermobarometriskt. Endast fyra tunnslip valdes ut för SEM-analys, och THERMOCALC-resultaten baseras på ett begränsat antal mineralassociationer.
- Slutligen visar mikro-Ramanresultaten att elastisk geobarometri kan vara svår att tillämpa i polydeformerade terränger där tidigare spänningssignaturer har avlastats.

Framtida studier bör prioritera pseudosektionsmodellering, högupplösta EPMA-analyser av granatzoneringar samt U-Pb-datering av zirkon och rutil. En kombination av sådana metoder skulle möjliggöra rekonstruktion av kompletta P-T-t-banor och ge en mer detaljerad förståelse av Tarfaladalens roll i utvecklingen av Sevekomplexet.

8 Slutsats

Denna studie syftade till att kartlägga berggrunden i Tarfaladalen, undersöka de metamorfa förhållandena inom de identifierade bergartsenheterna samt utvärdera förekomsten av högtrycks- eller ultrahögtryckssignaturer inom den del av Sevekomplexet som exponeras i området.

Den geologiska karteringen resulterade i en berggrundskarta där åtta huvudsakliga bergartsenheter identifierades: granit, mylonit, gnejs, metapelit nedre, amfibolit nedre, metapelit övre, amfibolit övre samt Kebne Dyke Complex. Strukturmätningar från 91 lokaler visar att samtliga enheter uppvisar likartade foliationsorienteringar med huvudsaklig stupning mot väst till nordväst. Den höga koncentrationen i stereonetanalysen indikerar att bergarterna påverkats av samma regionala deformationshändelse, vilket är förenligt med den skandiska överskjutningen av Sevekomplexet.

Petrografiska analyser visar att metapeliterna domineras av granat, biotit, kvarts, plagioklas, kalifältspat och lokalt sillimanit, medan amfiboliterna huvudsakligen består av hornblände, plagioklas, granat och epidot. Närvaron av sillimanit tillsammans med granat och kalifältspat i metapelit nedre indikerar metamorfos under amfibolitfacies.

Geotermobarometriska beräkningar med THERMOCALC visar att de undersökta bergarterna huvudsakligen registrerar amfibolitfaciesförhållanden. Det mest robusta resultatet erhölls från metapelit nedre (prov 6-TA-MEN-L11-01B), som gav en temperatur på 758 ± 47 °C vid det förbestämda trycket på 4,5 kbar. Eftersom inga tillförlitliga tryckvärden kunde beräknas med THERMOCALC bygger temperaturtolkningarna på detta förbestämda tryck, vilket innebär att resultaten främst ska ses som temperaturuppskattningar snarare än fullständiga tryck-temperatur-bestämningar. Flera av de övriga proverna uppvisade lägre temperaturer och större osäkerheter, vilket sannolikt speglar retrograd återjämviktning, mineralkemisk zonering och ofullständig kemisk jämvikt. Resultaten visar därför att de idag bevarade mineralassociationerna i huvudsak registrerar den skandiska amfibolitfaciesmetamorfosen.

SEM-EDS-analyserna visar att granaterna uppvisar kemisk zonering som visar att de inte har homogeniserats fullständigt under senare metamorf påverkan. I åtminstone ett prov (6-TA-MEN-L11-01B) förekommer högre Mn-halter i granatkärnan och lägre halter mot randzonerna, vilket är förenligt med prograd granattillväxt under ökande temperatur och tryck. Samtidigt indikerar de geotermobarometriska resultaten att bergarterna senare genomgått retrograd återjämviktning och omkristallisation.

Mikro-Ramanspektroskopin gav inte några direkta belägg för bevarade högtrycks- eller ultrahögtryckssignaturer. Avsaknaden av elastiska restspänningar i kvartsinklusioner tyder på att sådana signaturer inte längre är bevarade i de analyserade proverna. Resultaten utesluter dock inte att bergarterna tidigare kan ha

genomgått högtrycksmetamorfos. Kombinationen av granatzonering, varierande geotermobarometriska resultat och avsaknaden av Raman-signaturer antyder att eventuella äldre högtryckssignaturer till stor del har överpräglats under den skandiska orogenesen. Detta kan förklaras av omkristallisation och retrograd återjämviktning, vilka sannolikt har bidragit till att de ursprungliga signaturerna försvagats eller raderats.

Sammantaget visar resultaten att berggrunden i Tarfaladalen, som utgör en del av Sevekomplexet, huvudsakligen har genomgått metamorfos under amfibolitfaciesförhållanden. Resultaten bidrar till en mer nyanserad förståelse av Sevekomplexets utveckling genom att visa att olika delar av komplexet inte nödvändigtvis bevarar samma metamorfa historia. Medan vissa delar av Sevekomplexet fortfarande innehåller tydliga högtrycks- och ultrahögtryckssignaturer, illustrerar Tarfaladalen hur senare regional metamorfos och deformation kan modifiera eller helt överprägla tidigare metamorfa signaturer. Studien belyser därmed betydelsen av både bevarade och överpräglade metamorfa miljöer för förståelsen av den kaledoniska orogenens utveckling.

9 Referenser

Andréasson, P., Gee, D. G., Whitehouse, M. J., & Schöberg, H. (2003). *Subduction-flip during Iapetus Ocean closure and Baltica–Laurentia collision, Scandinavian Caledonides.* doi: 10.1046/j.1365-3121.2003.00486.x: Terra Nova.

Andréasson, P.-G., & Gee, D. G. (1989). *Bedrock Geology and Morphology of the Tarfala Area, Kebnekaise Mts., Swedish Caledonides.* https://www.jstor.org/stable/521393: Taylor & Francis.

Andréasson, P.-G., Allen, A., Aurell, O., Boman, D., Ekestubbe, J., Goerke, U., . . . Sandelin, S. (2018). Seve terranes of the Kebnekaise Mts., Swedish Caledonides, and their amalgamation, accretion and affinity. *Taylor & Francis*, https://doi.org/10.1080/11035897.2018.1470200. Hämtat från https://doi.org/10.1080/11035897.2018.1470200

Angel, R., Alvaro, M., Nestola, F., & Mazzucchelli, M. (2017). *Elastic geobarometry: Principles and practice.* . Journal of Metamorphic Geology, 35(8), s. 855–866.

Ashley, K., Caddick, M., Steele-Maclnnis, M., Bodnar, R., & Dragovic, B. (2014). *Mechanically induced residual stresses in quartz inclusions in garnet: An experimental and numerical approach to refine quartz-in-garnet (QuiG) barometry.* . American Mineralogist, 99(5–6), s. 1082–1089.

Baird, G. B. (2004). *On the Bedrock Geology of the Tarfala Valley: Preliminary Results of 2003 and 2004 Fieldwork.* Department of Geology and Geophysics, University of Minnesota.

Baird, G. B., Figg, S. A., & Chamberlain, K. R. (2000). *Intrusive age and geochemistry of the Kebne Dyke Complex in the Seve Nappe Complex, Kebnekaise Massif, Artic Sweden Caledonides.* Tandfonline.

Barnes, C. J., Jeannert, P., Kullerud, K., Majka, J., Schneider, D. A., Bukala, M., & Klonowska, I. (2020). *Exhumation of the High-Pressure Tsäkkok Lens, Swedish Caledonides: Insights From the Structural and White Mica 40Ar/39Ar Geochronological Record.* https://doi.org/10.1029/2020TC006242: TectonicsVolume 39, Issue 7.

Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* Springer.
Fassmer, K., Klonowska, I., Walczak, K., Andersson, B., Froitzheim, N., Majka, J., . . . Whitehouse, M. (2017). *Middle Ordovician subduction of continental crust in the Scandinavian Caledonides: an example from Tjeliken, Seve Nappe Complex, Sweden.* Springer.
Gee, D. G. (2020). *Swedish Caledonides-key components of an early–middle Paleozoic.* Uppsala: Department of Earth Sciences.
Gee, D. G., Janák, M., Majaka, J., Robinsson, P., & van Roermund, H. (den 19 September 2012). Subduction along and within the Baltoscandian margin during closing of the Iapetus Ocean and Baltica-Laurentia collision. *Lithosphere*, ss. 169-178.
Hernández-Uribe, D., Palin, R. M., & Hernández-Montenegro, J. (2023). *Eclogite thermobarometry: The consistency between conventional and phase-equilibrium modelling approaches.* Journal of Metamorphic Geology (2023), vol. 41, nr 4, s. 575–600. DOI: 10.1111/jmg.12708.
Holland, T. J., & Powell, R. (1998). *An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest.* https://doi-org.ezproxy.its.uu.se/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.xopen_in_newISSN: J. metamorphic Geology.
Kirsch, M., & Svenningsen, O. (2000). *Root zone of a continental rift: the Neoproterozoic Kebnekaise Intrusive Complex, northern Swedish Caledonides.* Tandfonline.
Klein, C., & Philpotts, A. (2017). *Earth materials Introduktion to Mineralogy and Petrology.* Cambridge: Cambridge University Press.
Lundqvist , J., Lundqvist, T., Lindström, M., Calner, M., & Sivhed, U. (2011). *Sveriges geologi från urtid till nutid.* Lund: Studentlitteratur AB.
Nasdala, L., Smith, D., Kaindl, R., & Ziemann, M. (2004). *Raman spectroscopy: Analytical perspectives in mineralogical research.* I: Beran, A. & Libowitzky, E. (red.), Spectroscopic Methods in Mineralogy. EMU Notes in Mineralogy, vol. 6, s. 281–343.
Philpotts, A. R., & Ague, J. J. (2022). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, Third Edition.* Cambridge university press.
Pomeroy, J. A. (2013). The Sedimentary and Geomorphic Signature of Subglacial Processes in the Tarfala Valley, northern Sweden, and the Links between Subglacial Soft-bed Deformation, Glacier Flow Dynamics, and Landform Generation. *Submitted in partial fulfillment of the requirements for the award of Doctor of Philosophy of Loughborough University*. http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/2.5/.
Powell, R., & Holland, T. (1994). *Optimal geothermometry and geobarometry.* American Mineralogist 79, 120–133.
Powell, R., & Holland, T. (2008). *On thermobarometry.* https://doi-org.ezproxy.its.uu.se/10.1111/j.1525-1314.2007.00756.xopen_in_newISSN: Journal of Metamorphic GeologyVolume 26, Issue 2.
Schmidt, C., & Ziemann, M. (2000). *In situ Raman spectroscopy of quartz: A pressure sensor for hydrothermal diamond-anvil cell experiments at temperatures to 500 °C.* American Mineralogist, 85(11–12), s. 1725–1734.
Svenningsen, O. (2001). *Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of Sarek Dyke Swarm, northern Swedish Caledonides.* Palisades: Elsevier Science.
Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology.* Pearson Education Limited.

Bilagor

Bilaga 1
Stupning och stupningsriktning

Lutning och strykning	Koordinater (X, Y)	Bergart
21°/284°	400080.482, 7534094.636	Amfibolit nedre
16°/265°	400085.602, 7534085.897	Amfibolit nedre
20°/260°	400088.859, 7534078.239	Amfibolit nedre
25°/251°	400084.294, 7534070.716	Amfibolit nedre
27°/250°	400091.055, 7534068.727	Amfibolit nedre
21°/245°	400090.786, 7534067.073	Amfibolit nedre
29°/243°	400090.695, 7534042.470	Amfibolit nedre
26°/225°	400087.986, 7534040.909	Amfibolit nedre
27°/241°	400097.011, 7534031.197	Amfibolit nedre
17°/289°	400098.768, 7534027.595	Amfibolit nedre
23°/220°	400098.794, 7534020.985	Amfibolit nedre
24°/296°	400167.943, 7534782.667	Amfibolit nedre
27°/274°	400168.388, 7534783.258	Amfibolit nedre
22°/310°	399756.055, 7534734.201	Amfibolit nedre
20°/282°	399756.055, 7534734.201	Amfibolit nedre
30°/309°	399756.055, 7534734.201	Amfibolit nedre
22°/300°	399173.129, 7534373.113	Amfibolit nedre
20°/301°	399173.129, 7534373.113	Amfibolit nedre
28°/315°	399151.526, 7534363.646	Amfibolit nedre
23°/317°	399151.526, 7534363.646	Amfibolit nedre
30°/300°	399342.297, 7534500.631	Amfibolit nedre
32°/295°	399351.891, 7534506.485	Amfibolit nedre
22°/290°	400141.749, 7535338.094	Amfibolit nedre
21°/267°	400141.842, 7535337.950	Amfibolit nedre
25°/290°	400130.311, 7535241.287	Amfibolit nedre
28°/269°	400130.769, 7535240.794	Amfibolit nedre
22°/300°	400216.080, 7535114.642	Amfibolit nedre
20°/286°	400216.775, 7535113.818	Amfibolit nedre
25°/275°	400186.779, 7534796.885	Amfibolit nedre
18°/280°	400331.243, 7534840.717	Amfibolit nedre
26°/274°	400330.981, 7534843.248	Amfibolit nedre
24°/267°	400340.046, 7534774.430	Amfibolit nedre
20°/285°	400339.946, 7534773.448	Amfibolit nedre
24°/285°	400351.961, 7534722.061	Amfibolit nedre
23°/287°	400350.598, 7534720.405	Amfibolit nedre
20°/280°	400350.232, 7534635.782	Amfibolit nedre
23°/240°	400350.232, 7534635.782	Amfibolit nedre
24°/298°	399020.219, 7534457.694	Amphibolit övre
22°/275°	399290.411, 7535830.940	Amphibolit övre
33°/300°	399287.387, 7535829.086	Amphibolit övre
32°/290°	399286.534, 7535830.273	Amphibolit övre
26°/299°	399284.467, 7535828.956	Amphibolit övre
25°/272°	400272.661, 7533690.825	Gnejs
20°/262°	400114.314, 7533978.280	Metapelit nedre
20°/261°	400117.850, 7533979.999	Metapelit nedre

Lutning och strykning	Koordinater (X, Y)	Bergart
17°/254°	400117.168, 7533977.955	Metapelit nedre
20°/261°	400114.341, 7533972.315	Metapelit nedre
22°/281°	400145.526, 7533942.083	Metapelit nedre
22°/281°	400145.116, 7533925.072	Metapelit nedre
22°/273°	400145.217, 7533911.023	Metapelit nedre
23°/259°	400164.350, 7533915.814	Metapelit nedre
18°/217°	400164.350, 7533915.814	Metapelit nedre
21°/242°	400164.350, 7533915.814	Metapelit nedre
22°/290°	400169.746, 7533927.973	Metapelit nedre
22°/279°	400167.961, 7533928.007	Metapelit nedre
23°/285°	400980.707, 7534192.262	Metapelit nedre
23°/255°	400231.108, 7533780.100	Metapelit nedre
27°/274°	400224.145, 7533816.490	Metapelit nedre
27°/279°	400232.727, 7533835.150	Metapelit nedre
28°/276°	400232.748, 7533832.580	Metapelit nedre
21°/251°	400244.259, 7533871.334	Metapelit nedre
25°/230°	400243.676, 7533881.841	Metapelit nedre
23°/227°	400246.043, 7533881.774	Metapelit nedre
27°/245°	400234.959, 7533911.352	Metapelit nedre
26°/250°	400234.959, 7533911.352	Metapelit nedre
27°/229°	400234.959, 7533911.352	Metapelit nedre
26°/235°	400225.949, 7533966.638	Metapelit nedre
30°/245°	400225.044, 7533966.547	Metapelit nedre
28°/256°	400223.751, 7533964.734	Metapelit nedre
21°/266°	400181.331, 7533857.349	Metapelit nedre
22°/241°	400179.320, 7533856.508	Metapelit nedre
22°/245°	400179.652, 7533857.022	Metapelit nedre
22°/297°	401169.972, 7536021.336	Metapelit övre
21°/292°	399077.080, 7534743.528	Metapelit övre
17°/284°	399129.741, 7534541.532	Metapelit övre
22°/285°	399135.658, 7534541.855	Metapelit övre
23°/298°	399021.590, 7534456.836	Metapelit övre
27°/277°	399029.818, 7534421.138	Metapelit övre
30°/282°	399067.837, 7534397.003	Metapelit övre
30°/300°	399069.586, 7534395.012	Metapelit övre
21°/299°	399059.078, 7534432.780	Metapelit övre
15°/280°	399112.381, 7534477.258	Metapelit övre
29°/288°	399112.658, 7534477.214	Metapelit övre
36°/306°	400197.728, 7535645.296	Metapelit övre
30°/320°	400200.523, 7535646.347	Metapelit övre
33°/302°	400199.727, 7535644.417	Metapelit övre
20°/300°	399511.320, 7535530.961	Metapelit övre
23°/296°	399516.218, 7535531.643	Metapelit övre
21°/315°	399516.108, 7535534.046	Metapelit övre
22°/268°	400580.043, 7533509.335	Mylonit
23°/263°	400625.714, 7533435.854	Mylonit

Bilaga 2 THERMOCALC

- tc-susanne1-o.txt: Innehåller beräkningar för prov 6-TA-MEN-L11-01B
- tc-susanne2-o.txt: Innehåller beräkningar för prov 17-TA-AMO-L1-01B
- tc-susanne3-o.txt: Innehåller beräkningar för prov 15-TA-MEO-L15-01
- tc-susanne4-o.txt: Huvudsaklig utdatafil för prov 11-TA-AMN-L4-02A

Tc-susanne1-o

calcs use:

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	phl	ann	east	gr	alm	mu	cel
a	0.0204	0.0770	0.0270	0.130	0.0270	0.520	0.0190
sd(a)/a	0.44085	0.29712	0.41902	0.21912	0.44100	0.10000	0.52632

	san	an	sill	q	H2O
a	0.940	0.0720	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0.05000	0.25836	0	0	

Independent set of reactions

1) 3east + 5q = 2phl + mu + 2sill
2) 3east + 6cel = 4phl + 5san + 3sill + 5H2O
3) 3cel = phl + 2san + 3q + 2H2O
4) ann + sill + 2q = alm + san + H2O
5) 2east + gr + 5cel = 3phl + 4san + 3an + 4H2O

Calculations for the independent set of reactions
at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	549	731	-23.21	1.10	0.01883	-1.921	2.397	1.539
2	565	80	162.11	1.82	-0.42627	13.837	18.737	3.837
3	516	78	65.15	1.04	-0.18898	6.876	7.874	1.642
4	432	82	48.34	0.99	-0.05921	-0.086	-1.110	0.534
5	342	62	154.61	1.63	-0.46046	16.831	9.263	3.173

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	680	117	7.88

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.54 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.42 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
phl	680	117	7.88	-0.1	0.00	0.0204	0.0197	0.00	1.76
ann	685	116	7.77	-2.1	0.01	0.0770	0.0413	-0.01	-4.02
east	680	117	7.87	0.7	0.00	0.0270	0.0363	0.00	-0.63
gr	693	109	7.28	-3.8	0.01	0.130	0.0565	-0.01	-1.87
alm	687	116	7.72	3.1	0.02	0.0270	0.107	0.01	5.96
mu	543	158	6.85	5.3	0.65	0.520	0.885	-0.05	-57.04
cel	682	117	7.85	-1.5	0.01	0.0190	0.00866	-0.01	-4.74
san	641	140	7.65	-2.2	0.18	0.940	0.840	0.03	29.52
an	735	74	4.79	13.5	0.10	0.0720	2.33	0.02	6.62
sill	680	117	7.88	0	0	1.00	1.00	0	0
q	680	117	7.88	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	680	117	7.88	0	0	1.00	1.00	0	0

P	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
av T	587	626	651	680	725	713
sd	90	111	116	117	112	124
sigfit	7.7	8.1	8.1	7.9	7.2	8.1

****

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	phl	ann	east	alm	mu	cel
a	0.0204	0.0770	0.0270	0.0270	0.520	0.0190
sd(a)/a	0.44085	0.29712	0.41902	0.44100	0.10000	0.52632

	san	sill	q	H2O
a	0.940	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0.05000	0	0	

Independent set of reactions
1) 3east + 5q = 2phl + mu + 2sill
2) 3east + 6cel = 4phl + 5san + 3sill + 5H2O
3) 3cel = phl + 2san + 3q + 2H2O
4) 2phl + 3ann + 6sill = 3east + 3alm + 2san + 2H2O

Calculations for the independent set of reactions

at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	549	731	-23.21	1.10	0.01883	-1.921	2.397	1.539
2	565	80	162.11	1.82	-0.42627	13.837	18.737	3.837
3	516	78	65.15	1.04	-0.18898	6.876	7.874	1.642
4	330	155	113.21	3.12	-0.12930	-0.342	-6.319	2.216

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	758	47	2.97

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.61 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.40 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
phl	758	47	2.97	0.1	0.00	0.0204	0.0209	0.00	1.76
ann	764	37	2.35	-2.5	0.01	0.0770	0.0368	-0.01	-3.66
east	758	46	2.94	0.7	0.00	0.0270	0.0364	0.00	-0.63
alm	767	32	2.03	3.7	0.02	0.0270	0.0606	0.01	5.44
mu	719	75	2.78	1.1	0.73	0.520	0.848	-0.05	-57.06
cel	761	44	2.79	-2.0	0.01	0.0190	0.0156	-0.01	-4.74
san	757	59	2.97	-0.0	0.20	0.940	0.921	0.03	29.47
sill	758	47	2.97	0	0	1.00	1.00	0	0
q	758	47	2.97	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	758	47	2.97	0	0	1.00	1.00	0	0

P	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
av T	633	697	729	758	785	811
sd	26	38	42	47	51	56
sigfit	2.1	2.6	2.8	3.0	3.2	3.4

==========

Tc-susanne2-o

calcs use:

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	py	gr	alm	an	ab	tr	fact
a	0.00360	0.0670	0.0860	0.330	0.810	0.166	0.000830
sd(a)/a	0.64527	0.31739	0.28083	0.13467	0.05000	0.21086	0.86185

	parg	cz	q	H2O
a	0.0110	0.0230	1.00	1.00
sd(a)/a	1.09091	0.43478	0	

Independent set of reactions
1) 4cz + q = gr + 5an + 2H2O
2) 3tr + 54cz = 5py + 19gr + 57an + 30H2O
3) 4gr + 5alm + 6cz + 15q = 18an + 3fact
4) 2gr + 5alm + 3parg + 18q = 4py + 6an + 3ab + 3fact

Calculations for the independent set of reactions
at P = 2.0 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	643	50	232.44	1.22	-0.33917	14.155	6.843	1.892
2	703	52	3446.33	16.67	-4.42604	172.916	66.407	25.638
3	264	58	324.15	5.91	-0.74537	41.605	4.475	4.791
4	490	218	258.91	5.90	-0.21431	14.768	-19.871	5.207

Average temperatures at P = 2.0 kbar(for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	635	248	4.64

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.61 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.36 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y

py	542	240	4.08	-3.6	0.18	0.00360	0.000348	0.01	10.89
gr	585	182	3.35	-4.5	0.02	0.0670	0.0160	0.00	6.83
alm	679	239	4.30	-2.0	0.03	0.0860	0.0487	-0.00	-1.13
an	723	223	3.90	3.3	0.08	0.330	0.513	0.01	1.54
ab	635	248	4.64	-0.0	0.00	0.810	0.809	-0.00	0.03
tr	628	249	4.60	0.6	0.01	0.166	0.188	-0.00	-2.04
fact	725	226	3.92	3.7	0.12	0.000830	0.0205	0.01	2.07
parg	636	247	4.62	0.8	0.00	0.0110	0.0264	0.00	-0.58
cz	599	338	4.62	0.6	0.55	0.0230	0.0295	-0.01	-13.12
q	635	248	4.64	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	635	248	4.64	0	0	1.00	1.00	0	0

For P = 2.0 kbar, av T = 635 C, sd = 248, sigfit = 4.6

****

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	py	gr	alm	an	ab	tr	fact
a	0.00360	0.0670	0.0860	0.330	0.810	0.166	0.000830
sd(a)/a	0.64527	0.31739	0.28083	0.13467	0.05000	0.21086	0.86185

	parg	cz	q	H2O
a	0.0110	0.0230	1.00	1.00
sd(a)/a	1.09091	0.43478	0	

Independent set of reactions
1) 4cz + q = gr + 5an + 2H2O
2) 3tr + 54cz = 5py + 19gr + 57an + 30H2O
3) 4gr + 5alm + 6cz + 15q = 18an + 3fact
4) 2gr + 5alm + 3parg + 18q = 4py + 6an + 3ab + 3fact

Calculations for the independent set of reactions
at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	755	52	223.54	1.22	-0.32250	11.060	6.843	1.892
2	798	55	3312.22	16.67	-4.17651	126.844	66.407	25.638
3	432	58	324.11	5.91	-0.74427	41.253	4.475	4.791
4	585	221	256.87	5.90	-0.21190	14.600	-19.871	5.207

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	692	204	3.72

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.61 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.36 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	648	199	3.45	-2.4	0.11	0.00360	0.000764	0.01	8.14
gr	671	150	2.72	-3.6	0.01	0.0670	0.0213	0.00	4.87
alm	733	194	3.41	-1.7	0.04	0.0860	0.0527	-0.00	-1.69
an	765	205	3.37	2.0	0.12	0.330	0.431	0.01	4.24
ab	692	204	3.72	-0.1	0.00	0.810	0.807	0.00	0.09
tr	690	204	3.72	0.2	0.00	0.166	0.174	-0.00	-1.30
fact	777	180	3.04	3.2	0.13	0.000830	0.0132	0.01	3.11
parg	690	199	3.64	1.5	0.00	0.0110	0.0578	-0.00	-1.92
cz	586	273	3.55	1.5	0.58	0.0230	0.0444	-0.01	-14.97
q	692	204	3.72	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	692	204	3.72	0	0	1.00	1.00	0	0

P	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
av T	635	647	666	692	721	754
sd	248	236	221	204	188	172
sigfit	4.6	4.3	4.0	3.7	3.4	3.2

****

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	py	gr	alm	ab	tr	fact
a	0.00360	0.0670	0.0860	0.810	0.166	0.000830
sd(a)/a	0.64527	0.31739	0.28083	0.05000	0.21086	0.86185

	parg	cz	q	H2O
a	0.0110	0.0230	1.00	1.00
sd(a)/a	1.09091	0.43478	0	

Independent set of reactions
1) 15tr + 42cz = 25py + 38gr + 57q + 36H2O
2) 5py + 3fact = 5alm + 3tr
3) 27tr + 57parg + 144cz = 121py + 152gr + 57ab + 156H2O

Calculations for the independent set of reactions
at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	1004	98	3819.47	17.41	-2.50011	3.791	-57.997	27.371
2	571	477	-283.26	5.23	0.08330	-2.194	31.758	4.412
3	1120	12515	790.82	85.43	-9.09105	4.760	-254.936	127.477

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	904	262	3.59

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.73 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.30 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
py	985	351	3.49	0.8	0.45	0.00360	0.00619	0.01	10.01
gr	811	267	3.19	-1.5	0.14	0.0670	0.0412	0.01	7.44
alm	926	237	3.21	-1.5	0.01	0.0860	0.0560	-0.00	0.06
ab	904	262	3.58	-0.1	0.00	0.810	0.796	-0.00	0.04
tr	923	265	3.51	-0.6	0.02	0.166	0.161	-0.00	-1.82
fact	951	204	2.74	2.8	0.03	0.000830	0.00150	0.00	-0.12
parg	924	228	3.10	2.9	0.01	0.0110	0.129	0.00	-0.95
cz	767	290	3.14	1.8	0.33	0.0230	0.170	-0.01	-11.11
q	904	262	3.59	0	0	1.00	1.00	0	0
H2O	904	262	3.59	0	0	1.00	1.00	0	0

P	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
av T	901	905	906	904	901	897
sd	239	252	259	262	263	261
sigfit	3.5	3.6	3.6	3.6	3.5	3.5

==========

Tc-susann3-o
calcs use:

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	phl	ann	east	py	gr	alm	mu
a	0.0137	0.0880	0.0210	0.000750	0.0300	0.0760	0.600
sd(a)/a	0.46776	0.27743	0.43870	0.74389	0.42759	0.29903	0.10000

	cel	an	q	H2O
a	0.00610	0.460	1.00	1.00
sd(a)/a	1.63934	0.08748	0	

Independent set of reactions
1) east + cel = phl + mu
2) phl + east + 6q = py + 2cel
3) phl + gr + 2mu + 6q = 3cel + 3an
4) ann + 3an = gr + alm + mu

Calculations for the independent set of reactions
at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	666	1317	-22.70	0.32	-0.01195	0.315	4.162	1.763
2	746	817	59.81	1.08	0.03739	-4.344	-9.241	3.423
3	350	757	69.71	1.11	-0.05862	2.447	-8.809	4.970
4	358	49	-31.50	1.15	0.12124	-7.405	-1.834	0.654

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	382	79	1.52

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.61 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.40 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
phl	385	58	1.13	1.5	0.00	0.0137	0.0282	0.00	-1.23

ann	352	88	1.44	-0.5	0.16	0.0880	0.0756	0.01	5.64
east	382	77	1.49	-0.6	0.00	0.0210	0.0163	-0.00	0.50
py	386	58	1.13	-1.8	0.00	0.000750	0.000194	-0.00	1.27
gr	420	112	1.47	-0.4	0.42	0.0300	0.0252	-0.01	-7.88
alm	348	89	1.42	0.6	0.19	0.0760	0.0907	-0.01	-6.08
mu	382	81	1.52	-0.0	0.02	0.600	0.599	-0.00	-1.94
cel	383	79	1.52	0.2	0.01	0.00610	0.00802	0.00	0.84
an	397	94	1.50	0.2	0.16	0.460	0.470	0.01	4.84
q	382	79	1.52	0	0	1.00	1.00	0	0

P	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
av T	206	262	320	382	448	512
sd	127	106	89	79	76	72
sigfit	2.5	2.1	1.7	1.5	1.5	1.4

****

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	phl	east	py	gr	mu
a	0.0137	0.0210	0.000750	0.0300	0.600
sd(a)/a	0.46776	0.43870	0.74389	0.42759	0.10000

	cel	an	q	H2O
a	0.00610	0.460	1.00	1.00
sd(a)/a	1.63934	0.08748	0	

Independent set of reactions
1) east + cel = phl + mu
2) phl + east + 6q = py + 2cel
3) phl + gr + 2mu + 6q = 3cel + 3an

Calculations for the independent set of reactions
at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	666	1317	-22.70	0.32	-0.01195	0.315	4.162	1.763
2	746	817	59.81	1.08	0.03739	-4.344	-9.241	3.423
3	350	757	69.71	1.11	-0.05862	2.447	-8.809	4.970

Average temperatures (for x(H2O) = 1.0)

corresponding average T

	avT	sd	fit
lsq	141	108	0.53

diagnostics on this average T

for 95% confidence, fit (= sd(fit) = sqrt(MSWD)) < 1.73 (but larger may be OK)

column:
1-3: result of doubling the uncertainty on ln a.
4: e* = ln a residuals normalised to sd(ln a) : |e*| >2.5 suspect?
5: hat = diagonal elements of the hat matrix : hat >0.38 influential.
6-7: observed and calculated activities of endmembers.
8-9: regression-through-origin x,y values

	T	sd	fit	e*	hat	a(obs)	a(calc)	x	y
phl	166	129	0.47	0.3	0.21	0.0137	0.0155	0.00	1.48
east	144	109	0.51	-0.2	0.02	0.0210	0.0198	-0.00	-0.29
py	149	141	0.53	-0.1	0.39	0.000750	0.000727	-0.01	-2.33
gr	148	135	0.53	-0.1	0.19	0.0300	0.0289	-0.00	-1.60
mu	140	110	0.53	0.0	0.01	0.600	0.609	-0.00	-0.37
cel	121	113	0.32	-0.7	0.11	0.00610	0.00499	0.00	1.92
an	143	119	0.53	0.0	0.07	0.460	0.461	0.00	0.98
q	141	108	0.53	0	0	1.00	1.00	0	0

P	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0
av T	-	-	-	141	206	291
sd	193	127	112	108	112	111
sigfit	1.5	1.1	0.7	0.5	0.5	0.5

==========

Tc-susanne4-o

calcs use:

an independent set of reactions has been calculated

Activities and their uncertainties

	gr	an	cz	q	H2O
a	0.0480	0.480	0.400	1.00	1.00
sd(a)/a	0.36471	0.08112	0.32500		0

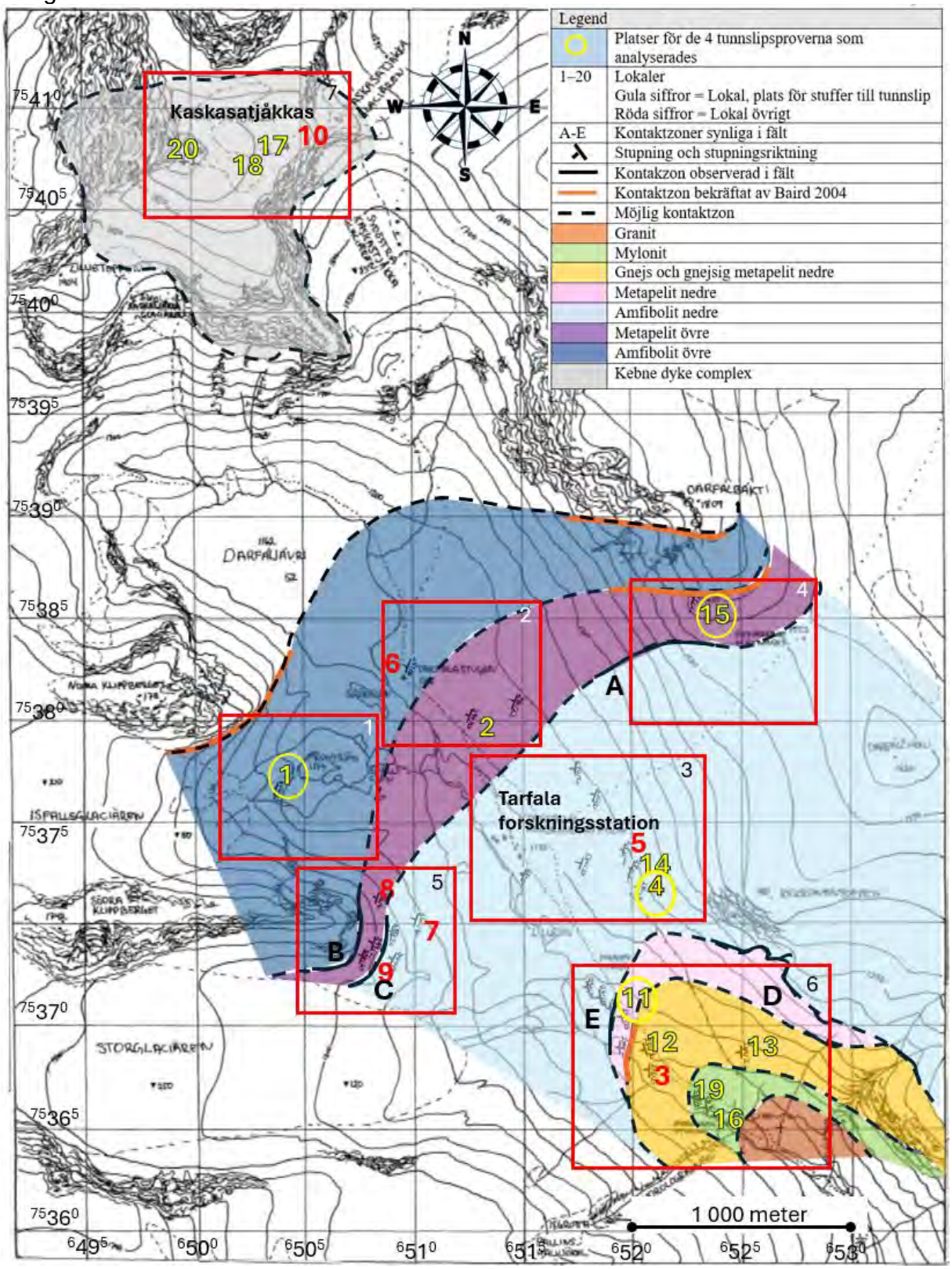
Independent set of reactions
1) 4cz + q = gr + 5an + 2H2O

Calculations for the independent set of reactions
at P = 4.5 kbar(for x(H2O) = 1.0)

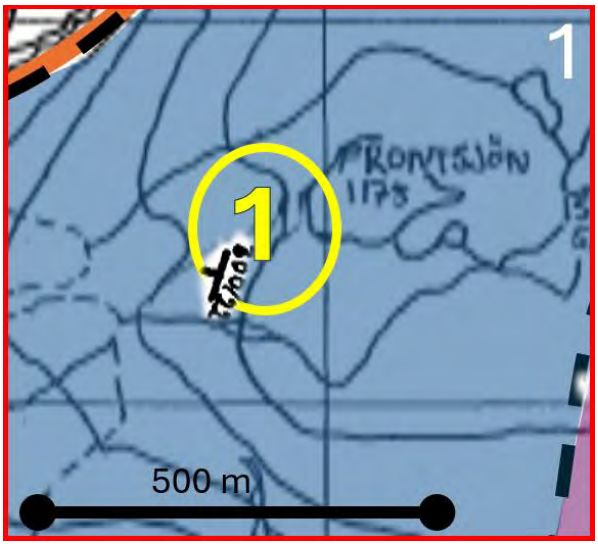
	T(P)	sd(T)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	491	39	223.54	1.22	-0.32250	11.060	-3.041	1.410

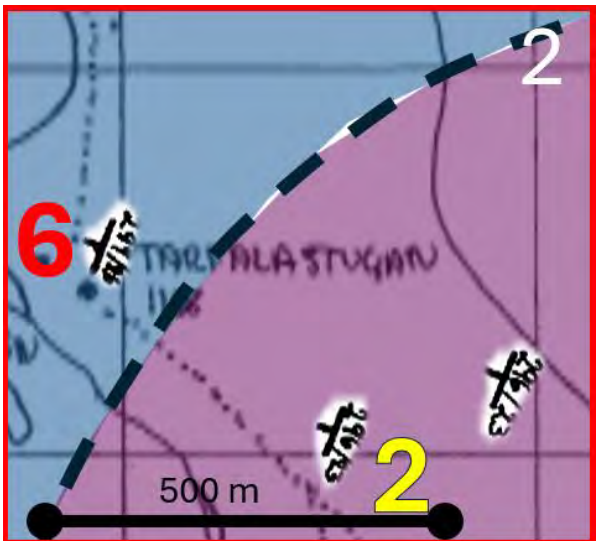
** insufficient reactions for average P/T calculations
==========

Bilaga 3 karta

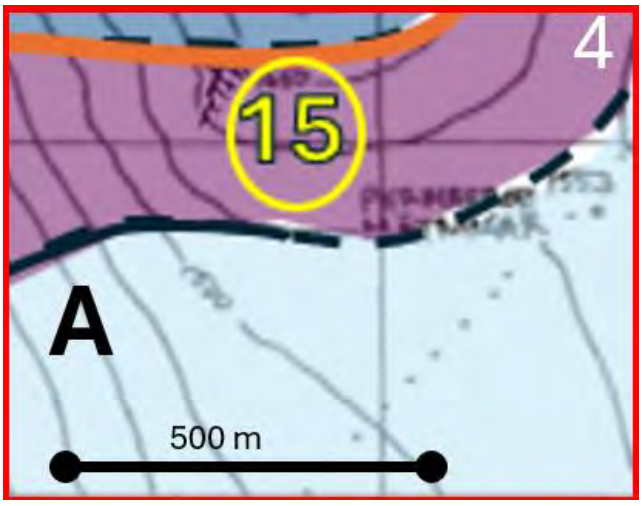


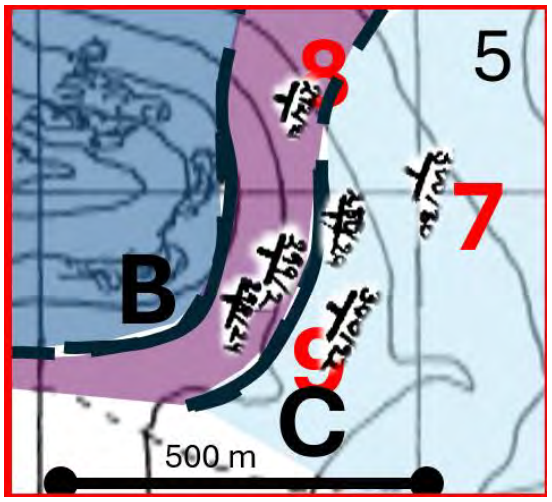
Karta över Tarfala. De röda rutorna är in zoomade delar som visas nedan.

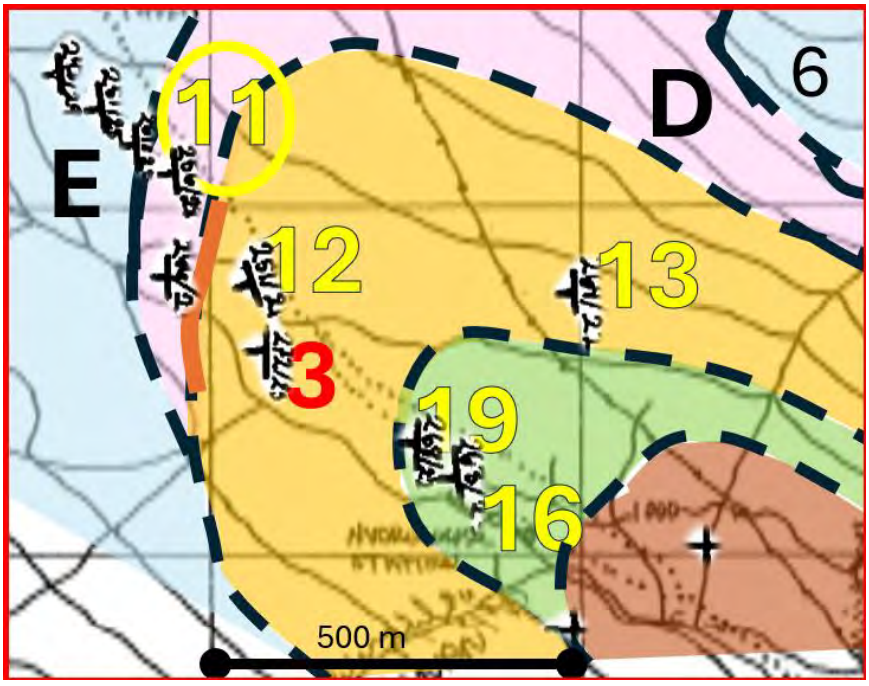

1
1
500 m

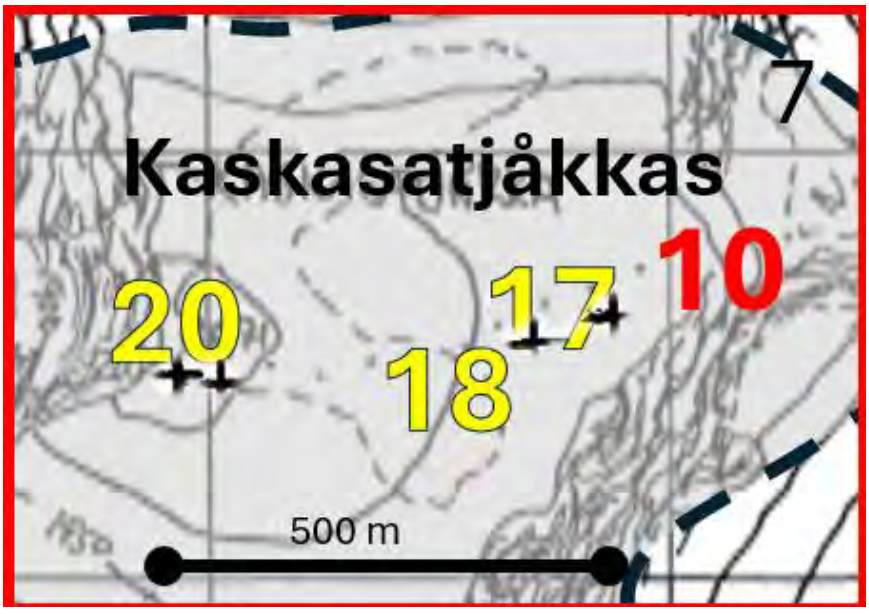

2
6
2
500 m


3
Tarfala
forskningsstation
5
14
4
500 m


4
15
A
500 m

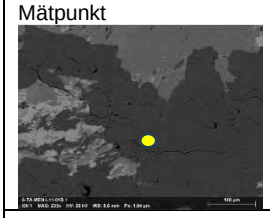
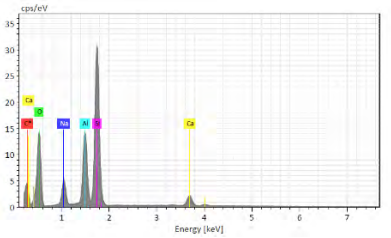
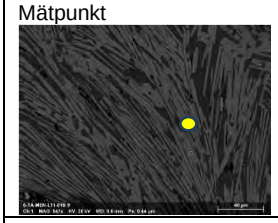
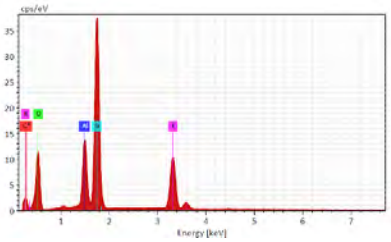
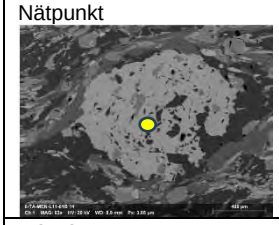
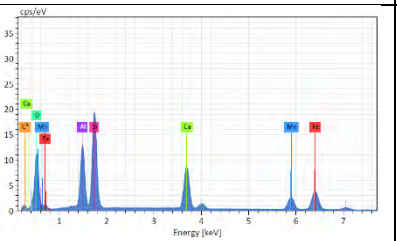
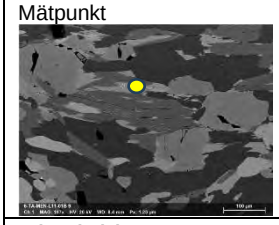
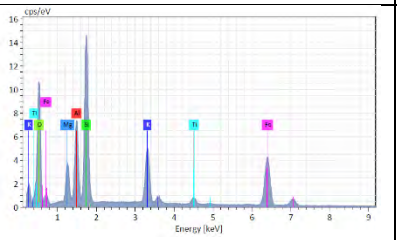
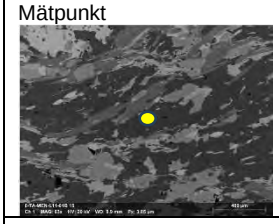
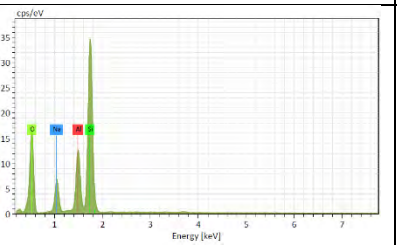
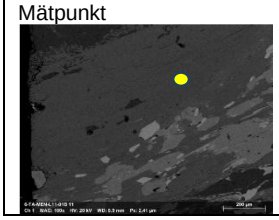
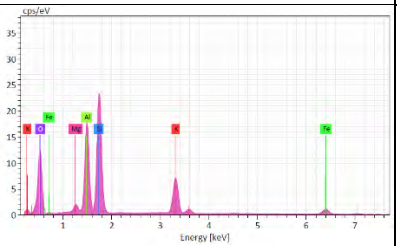

5
8
7
B
3
C
500 m

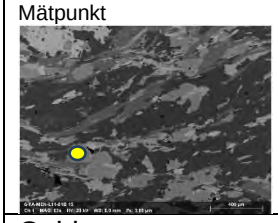
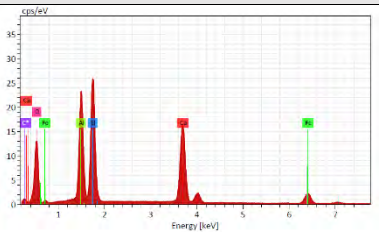
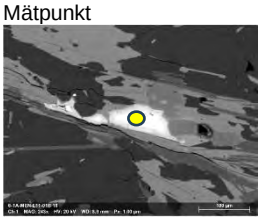
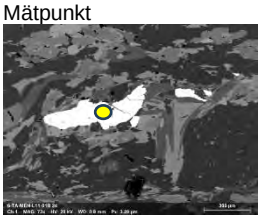
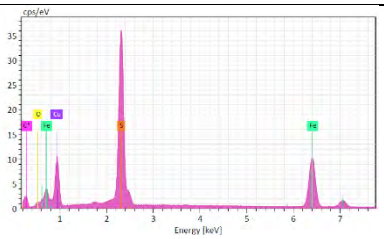
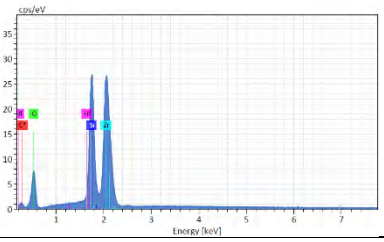
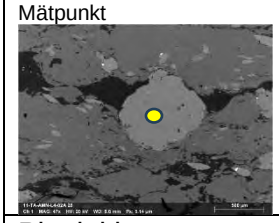
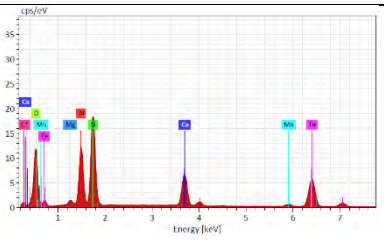
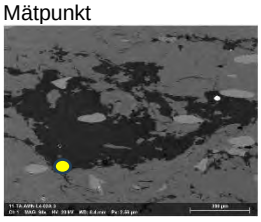
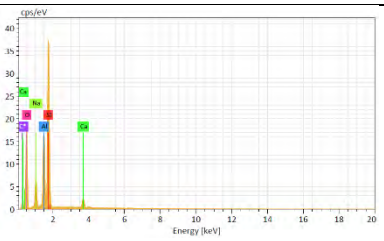
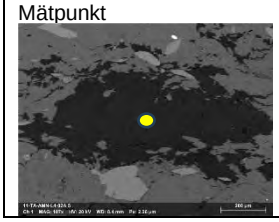
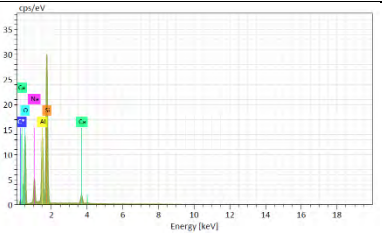

6
11
D
E
12
13
3
19
16
500 m

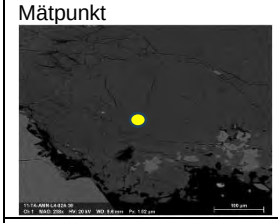
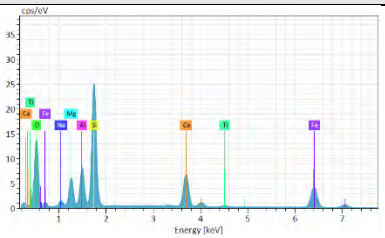
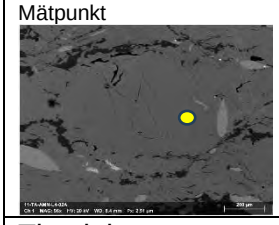
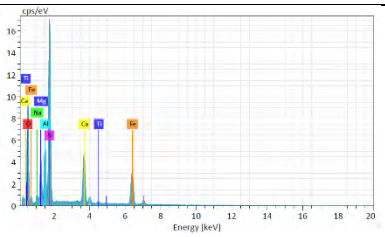
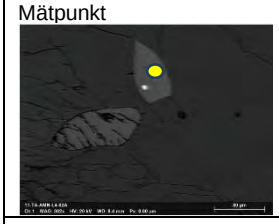
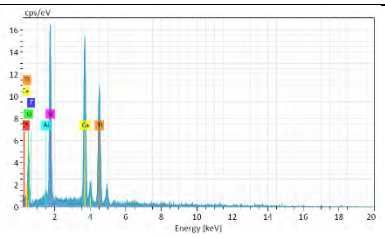
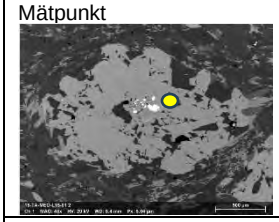
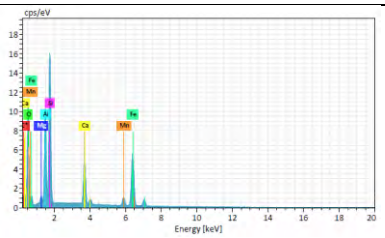
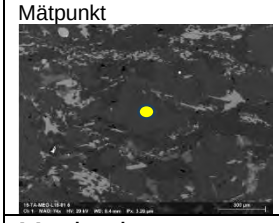
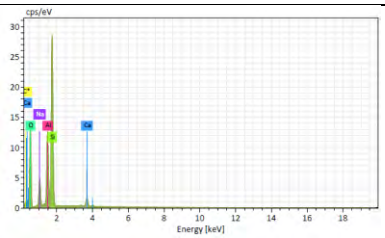
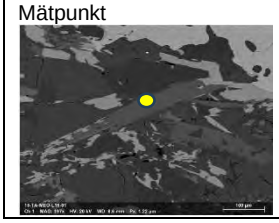
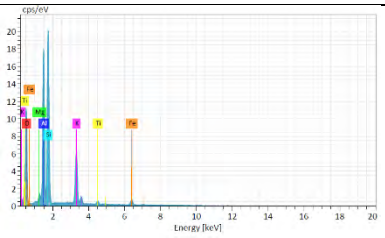

7
Kaskasatjåkkas
10
17
20
18
500 m

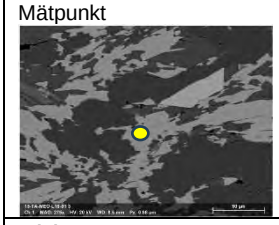
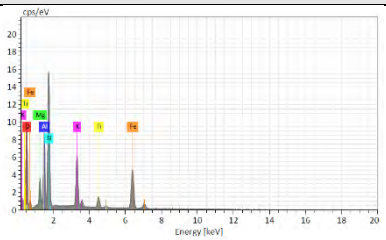
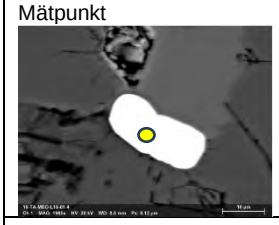
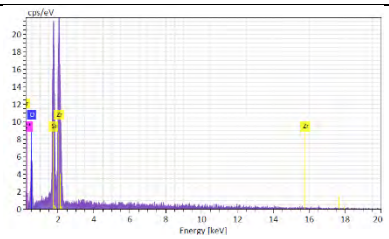
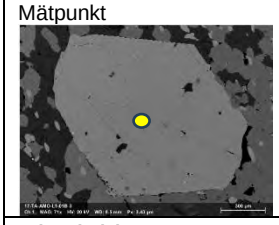
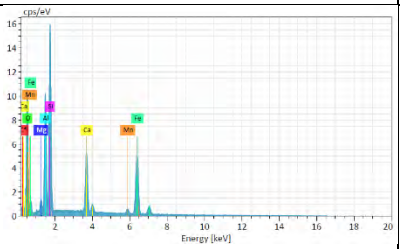
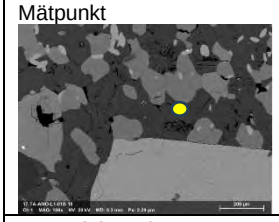
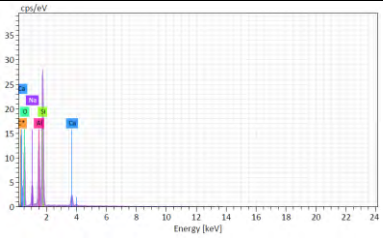
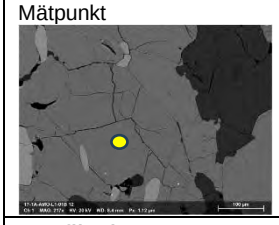
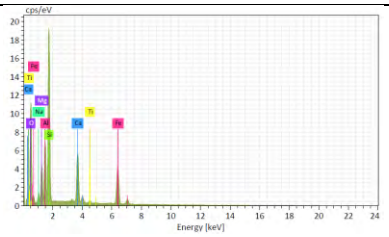
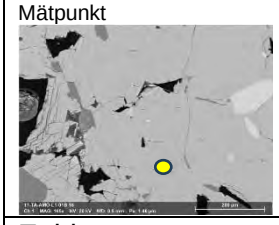
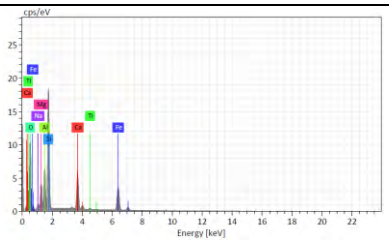
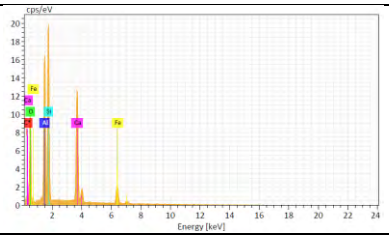
Bilaga 4 Sammanfattning mätdata

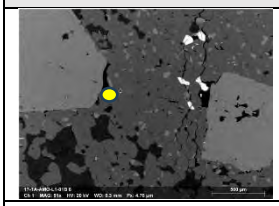
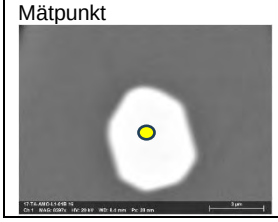
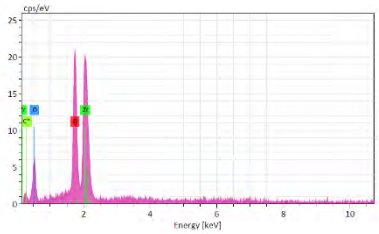
Tabell 10 Visar **en** mätning av varje mineral från varje prov. I tabell 11-18 visas alla mätningar som gjordes.

Mineral	Energi	Sammansättning
6-TA-MEN-L11-0B		
Mikroclin Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 1 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 11483 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 146476 41.39 48.31 61.21 4.60 11.11 Sodium 11 56775 6.73 7.85 6.93 0.46 6.84 Aluminium 13 128584 10.07 11.75 8.83 0.51 5.04 Silicon 14 381483 26.99 31.50 22.74 1.18 4.35 Calcium 20 4376 0.50 0.58 0.30 0.04 8.41 Sum 85.69 100.00 100.00
Sillimanit Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 3 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 10670 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 123040 45.38 48.94 63.92 5.08 11.20 Magnesium 12 8265 0.90 0.97 0.83 0.08 8.53 Aluminium 13 109384 9.66 10.42 8.07 0.49 5.05 Silicon 14 392028 29.29 31.59 23.50 1.27 4.35 Potassium 19 48219 4.78 5.16 2.76 0.17 3.60 Iron 26 8915 2.01 2.16 0.81 0.08 4.15 Barium 56 3572 0.71 0.77 0.12 0.05 6.86 Sum 92.74 100.00 100.00
Granat Nätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 10 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 5398 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 98340 37.95 40.04 60.18 4.30 11.34 Aluminium 13 120607 10.58 11.16 9.95 0.53 5.02 Silicon 14 202736 15.00 15.82 13.55 0.66 4.43 Calcium 20 120427 11.60 12.24 7.34 0.37 3.15 Manganese 25 41028 7.17 7.57 3.31 0.22 3.06 Iron 26 61398 12.48 13.17 5.67 0.36 2.88 Sum 94.79 100.00 100.00
Biotit Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 25 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 113242 37.98 41.50 60.68 4.27 11.25 Magnesium 12 40325 4.65 5.08 4.89 0.28 6.06 Aluminium 13 88143 8.34 9.11 7.90 0.42 5.10 Silicon 14 195383 14.37 15.70 13.08 0.64 4.44 Potassium 19 82880 6.95 7.60 4.55 0.24 3.41 Titanium 22 10698 1.37 1.50 0.73 0.07 4.81 Iron 26 91205 17.86 19.51 8.17 0.50 2.81 Sum 91.52 100.00 100.00
Plagioklas Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 12 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 8271 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 146581 41.13 48.26 61.05 4.57 11.11 Sodium 11 57723 7.02 8.24 7.25 0.48 6.83 Aluminium 13 124724 9.94 11.66 8.75 0.50 5.04 Silicon 14 381378 27.14 31.85 22.95 1.18 4.35 Sum 85.23 100.00 100.00
Muskovit Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 5 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 116476 46.05 47.17 62.62 5.17 11.23 Magnesium 12 15875 1.71 1.76 1.53 0.12 7.07 Aluminium 13 184210 16.33 16.73 13.17 0.81 4.93 Silicon 14 266706 21.27 21.79 16.48 0.93 4.38 Potassium 19 99788 8.53 8.74 4.75 0.28 3.34 Iron 26 17675 3.73 3.82 1.45 0.13 3.45 Sum 97.62 100.00 100.00

Mineral	Energi	Sammansättning
Epidot Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 13 Element At. No. Netto Mass [%] Mass Norm. [%] Atom [%] abs. error [%] (1 sigma) rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 5056 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 88572 40.69 44.75 62.55 4.64 11.41 Aluminium 13 170340 12.70 13.97 11.58 0.63 4.98 Silicon 14 209244 14.64 16.10 12.82 0.65 4.44 Calcium 20 175494 17.09 18.80 10.49 0.53 3.07 Iron 26 28629 5.80 6.38 2.56 0.18 3.16 Sum 90.92 100.00 100.00
Oxid Mätpunkt  Mätpunkt 	 	6-TA-MEN-L11-01B 16 Element At. No. Netto Mass [%] Mass Norm. [%] Atom [%] abs. error [%] (1 sigma) rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 12696 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 4192 1.94 2.34 6.82 0.34 17.47 Sulfur 16 296690 20.79 25.09 36.44 0.77 3.70 Iron 26 124360 29.20 35.23 29.38 0.80 2.75 Copper 29 76317 30.94 37.34 27.36 0.86 2.78 Sum 82.87 100.00 100.00 6-TA-MEN-L11-01B 21 Element At. No. Netto Mass [%] Mass Norm. [%] Atom [%] abs. error [%] (1 sigma) rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 8156 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 49238 29.45 32.89 65.11 3.50 11.89 Silicon 14 203588 13.47 15.04 16.96 0.60 4.45 Zirconium 40 308714 45.84 51.18 17.77 1.76 3.85 Hafnium 72 1716 0.80 0.90 0.16 0.06 6.94 Sum 89.56 100.00 100.00
11-TA-AMN-L4-02A		
Granat Mätpunkt 		11-TA-AMN-L4-02A 24 Element At. No. Netto Mass [%] Mass Norm. [%] Atom [%] abs. error [%] (1 sigma) rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 5653 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 107175 39.32 39.76 59.57 4.44 11.29 Magnesium 12 9553 1.21 1.23 1.21 0.09 7.77 Aluminium 13 118864 11.72 11.85 10.53 0.59 5.00 Silicon 14 201774 16.04 16.21 13.84 0.71 4.42 Calcium 20 95516 9.14 9.24 5.53 0.29 3.21 Manganese 25 7044 1.18 1.20 0.52 0.06 5.10 Iron 26 101801 20.29 20.51 8.80 0.57 2.79 Sum 98.91 100.00 100.00
Plagioklas Mätpunkt 		11-TA-AMN-L4-02A 4 Element At. No. Netto Mass [%] Mass Norm. [%] Atom [%] abs. error [%] (1 sigma) rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 3623 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 136469 42.44 47.92 61.26 4.73 11.14 Sodium 11 49124 5.99 6.76 6.02 0.41 6.90 Aluminium 13 146940 11.51 12.99 9.85 0.58 5.00 Silicon 14 362575 25.89 29.23 21.29 1.13 4.36 Calcium 20 25305 2.74 3.10 1.58 0.11 3.92 Sum 88.56 100.00 100.00
Epidot Mätpunkt 		11-TA-AMN-L4-02A 7 Element At. No. Netto Mass [%] Mass Norm. [%] Atom [%] abs. error [%] (1 sigma) rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 2906 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 136296 46.98 47.75 61.01 5.23 11.14 Sodium 11 49265 7.28 7.40 6.58 0.50 6.82 Aluminium 13 149172 13.21 13.42 10.17 0.66 4.97 Silicon 14 363370 28.04 28.50 20.75 1.22 4.35 Calcium 20 26904 2.89 2.94 1.50 0.11 3.87 Sum 98.40 100.00 100.00

Mineral	Energi	Sammansättning
Hornblände Mätpunkt 		11-TA-AMN-L4-02A 28 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 109726 40.91 42.03 59.82 4.61 11.27 Sodium 11 9728 1.72 1.77 1.75 0.14 8.12 Magnesium 12 50748 5.90 6.06 5.68 0.35 5.93 Aluminium 13 71300 6.94 7.13 6.02 0.36 5.16 Silicon 14 251012 18.69 19.20 15.57 0.82 4.40 Calcium 20 88614 8.64 8.87 5.04 0.28 3.23 Titanium 22 3808 0.49 0.50 0.24 0.04 8.44 Iron 26 68799 14.05 14.43 5.88 0.40 2.86 **Sum 97.34 100.00 100.00**
Amfibol Mätpunkt 		11-TA-AMN-L4-02A 1 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 109625 40.22 41.92 59.75 4.53 11.27 Sodium 11 9371 1.65 1.72 1.70 0.14 8.20 Magnesium 12 49524 5.72 5.96 5.59 0.34 5.95 Aluminium 13 72452 6.99 7.28 6.16 0.36 5.16 Silicon 14 247534 18.29 19.07 15.48 0.81 4.40 Calcium 20 89186 8.70 9.07 5.16 0.28 3.23 Titanium 22 3665 0.47 0.49 0.24 0.04 8.63 Iron 26 70882 13.90 14.49 5.92 0.40 2.86 **Sum 95.93 100.00 100.00**
Titanit i Hornblände Mätpunkt 		6-TA-MEN-L11-01B 38 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 474 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 2340 39.39 40.51 62.05 7.22 18.33 Fluorine 9 41 0.64 0.66 0.85 0.49 76.05 Aluminium 13 381 0.69 0.70 0.64 0.08 11.92 Silicon 14 9448 12.15 12.50 10.90 0.57 4.71 Calcium 20 11710 21.50 22.11 13.52 0.69 3.23 Titanium 22 8905 22.87 23.52 12.04 0.72 3.13 **Sum 97.24 100.00 100.00**
15-TA-MEO-L15-01		
Granat Mätpunkt 		15-TA-MEO-L15-01 1 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 9202 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 109487 37.08 38.74 58.98 4.18 11.28 Magnesium 12 7899 0.99 1.04 1.04 0.08 8.27 Aluminium 13 115173 11.17 11.66 10.53 0.56 5.01 Silicon 14 198021 15.36 16.05 13.92 0.68 4.43 Calcium 20 77051 7.39 7.72 4.69 0.24 3.28 Manganese 25 15610 2.59 2.71 1.20 0.10 3.77 Iron 26 107061 21.14 22.09 9.63 0.59 2.78 **Sum 95.73 100.00 100.00**
Plagioklas Mätpunkt 		15-TA-MEO-L15-01 7 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 5456 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 134530 40.92 47.87 61.27 4.56 11.15 Sodium 11 47207 5.52 6.46 5.76 0.38 6.93 Aluminium 13 145477 11.01 12.88 9.78 0.55 5.01 Silicon 14 363231 25.25 29.53 21.53 1.10 4.36 Calcium 20 25024 2.78 3.25 1.66 0.11 3.91 **Sum 85.49 100.00 100.00**
Muskovit Mätpunkt 		Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 108538 44.57 46.56 61.91 5.02 11.27 Magnesium 12 11715 1.23 1.28 1.12 0.09 7.70 Aluminium 13 207358 17.83 18.63 14.69 0.88 4.92 Silicon 14 255361 20.31 21.21 16.07 0.89 4.39 Potassium 19 98357 8.51 8.89 4.84 0.28 3.34 Titanium 22 6555 0.93 0.97 0.43 0.05 5.81 Iron 26 11315 2.35 2.45 0.94 0.09 3.92 **Sum 95.72 100.00 100.00**

Mineral	Energi	Sammansättning
Biotit Mätpunkt 		15-TA-MEO-L15-01 5 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 100231 36.36 39.50 58.71 4.12 11.33 Magnesium 12 34498 4.07 4.43 4.33 0.25 6.15 Aluminium 13 94349 9.08 9.87 8.70 0.46 5.07 Silicon 14 197098 14.93 16.21 13.73 0.66 4.43 Potassium 19 93841 7.83 8.50 5.17 0.26 3.37 Titanium 22 21638 2.78 3.02 1.50 0.10 3.77 Iron 26 92161 17.01 18.47 7.87 0.48 2.82 Sum 92.06 100.00 100.00
Zirkon Mätpunkt 		15-TA-MEO-L15-01 8 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 567 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 2397 27.40 33.41 65.56 5.00 18.26 Silicon 14 10086 12.21 14.89 16.64 0.57 4.69 Zirconium 40 15182 42.42 51.71 17.80 1.70 4.00 Sum 82.04 100.00 100.00
17-TA-AMO-L1-01B		
Granat Mätpunkt 		17-TA-AMO-L1-01B 1 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 4705 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 110045 39.01 39.52 59.36 4.40 11.27 Magnesium 12 11095 1.43 1.45 1.43 0.11 7.43 Aluminium 13 117285 11.74 11.89 10.60 0.59 5.00 Silicon 14 200224 16.12 16.34 13.98 0.71 4.42 Calcium 20 86037 7.97 8.08 4.84 0.26 3.25 Manganese 25 7211 1.20 1.22 0.53 0.06 5.05 Iron 26 107663 21.23 21.51 9.26 0.59 2.78 Sum 98.71 100.00 100.00
Plagioklas Mätpunkt 		17-TA-AMO-L1-01B 10 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 2661 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 130996 41.91 47.78 61.35 4.68 11.16 Sodium 11 43934 5.40 6.15 5.50 0.37 6.95 Aluminium 13 155494 11.97 13.65 10.39 0.60 4.99 Silicon 14 350891 24.61 28.06 20.52 1.07 4.36 Calcium 20 36725 3.82 4.35 2.23 0.14 3.63 Sum 87.72 100.00 100.00
Hornblände Mätpunkt 		17-TA-AMO-L1-01B 18 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 109661 39.63 41.73 59.99 4.47 11.27 Sodium 11 9447 1.65 1.74 1.74 0.14 8.19 Magnesium 12 43685 5.00 5.26 4.98 0.30 6.02 Aluminium 13 75250 7.10 7.47 6.37 0.37 5.15 Silicon 14 236915 17.12 18.03 14.76 0.76 4.41 Calcium 20 89857 8.78 9.25 5.31 0.28 3.22 Titanium 22 4311 0.55 0.58 0.28 0.04 7.79 Iron 26 76603 15.13 15.93 6.56 0.43 2.84 Sum 94.97 100.00 100.00
Amfibol Mätpunkt 		17-TA-AMO-L1-01B 28 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Oxygen 8 108329 38.75 41.56 59.76 4.37 11.28 Sodium 11 9516 1.63 1.74 1.75 0.13 8.21 Magnesium 12 45152 5.05 5.41 5.12 0.30 6.01 Aluminium 13 75353 6.96 7.47 6.37 0.36 5.16 Silicon 14 240060 16.99 18.22 14.93 0.75 4.41 Calcium 20 88586 8.66 9.28 5.33 0.28 3.23 Titanium 22 4068 0.53 0.57 0.27 0.04 8.03 Iron 26 74522 14.67 15.73 6.48 0.42 2.85 Sum 93.23 100.00 100.00
Epidot Mätpunkt		17-TA-AMO-L1-01B 4 Element | At. No. | Netto | Mass [%] | Mass Norm. [%] | Atom [%] | abs. error [%] (1 sigma) | rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 5185 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 85266 41.89 43.71 61.60 4.79 11.43 Aluminium 13 163772 13.94 14.55 12.15 0.69 4.96 Silicon 14 208564 15.63 16.31 13.09 0.69 4.43 Calcium 20 181161 17.41 18.17 10.22 0.53 3.07 Iron 26 33943 6.96 7.26 2.93 0.21 3.08 Sum 95.83 100.00 100.00

Mineral	Energi	Sammansättning
		
Titanit Mätpunkt 		17-TA-AMO-L1-01B 33 Element / At. No. / Netto / Mass [%] / Mass Norm. [%] / Atom [%] / abs. error [%] (1 sigma) / rel. error [%] (1 sigma) Carbon 6 415 0.00 0.00 0.00 0.00 10.00 Oxygen 8 2445 26.27 34.17 66.32 4.78 18.18 Silicon 14 9817 11.33 14.73 16.29 0.53 4.72 Zirconium 40 14863 39.29 51.10 17.39 1.58 4.01 Sum 76.89 100.00 100.00

Tabell 11 Plagioklas och microklin. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Sodium	Aluminium	Silicon	Potassium	Calcium	Barium	Tot
6-TA-MEN-L11-01B	Mi 1	1	Plagioclas	41,39	6,73	10,07	26,99	0	0,5	0	85,68
	Mi 2	1	Microcline	40,76	0	9,89	26,11	11,59	0	0	88,35
	Mi 2	2	Microcline	40,31	0,51	10,05	26,81	11,46	0	0	89,14
	Mi 2	3	Microcline	40,59	0,47	10,17	27,17	11,92	0	0	90,32
	Mi 2	4	Microcline	41,49	0	9,89	26,59	12,49	0	0	90,46
	Mi 2	5	Microcline	41,84	0,47	10,68	27,52	11,74	0	0,8	93,05
	P 1	1	Plagioclas	41,13	7,02	9,94	27,14	0	0	0	85,23
11-TA-AMN-L4-02A	Pl1	1	Plagioclas	42,44	5,99	11,51	25,89	0	2,74	0	88,57
	Pl1	2	Plagioclas	41,09	6,75	10,41	26,34	0	1,1	0	85,69
	Pl1	3	Plagioclas	43,59	6,27	11,91	26,51	0	2,69	0	90,97
15-TA-MEO-L15-01	Pl1	1	Plagioclas	40,92	5,52	11,01	25,25	0	2,78	0	85,48
	Pl1	2	Plagioclas	41,56	5,39	11,73	24,62	0	3,67	0	86,97
	Pl1	3	Plagioclas	41,49	5,4	11,47	24,9	0	3,52	0	86,78
17-TA-AMO-L1-01B	Pl 1	1	Plagioclas	41,91	5,4	11,97	24,61	0	3,82	0	87,71
	Pl 1	2	Plagioclas	42,78	5,53	12,39	25,03	0	3,96	0	89,69
	Pl 1	3	Plagioclas	42,21	5,42	11,9	24,72	0	3,91	0	88,16

Tabell 12. Sillimanit Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Magnesium	Aluminium	Silicon	Iron	Barium	Tot
6-TA-MEN-L11-01B	Si 1	1	Sillimanite	45,38	0,9	9,66	29,29	2,01	0,71	92,73
	Si 2	1	Sillimanite	43,15	0,95	12,32	22,7	2,97	0,87	89,18

Tabell 13. Muskovit och biotit. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Magnesium	Aluminium	Silicon	Potassium	Titanium	Iron	Tot
6-TA-MEN-L11-01B	M 1	1	Muskovit	46,05	1,71	16,33	21,27	8,53	0	3,73	97,62
	M 1	2	Muskovit	44,97	1,51	15,93	20,58	8,43	0	3,81	95,23
	M 1	3	Muskovit	44,31	1,61	15,28	20,19	9,11	0	3,74	94,24
	M 1	4	Muskovit	46,17	1,72	16,25	21,11	8,75	0	3,62	97,62
	M 2	1	Muskovit	45,74	1,82	15,59	20,79	8,87	0	3,96	96,77
	M 2	2	Muskovit	44,92	1,75	15,2	20,52	8,91	0	3,93	95,23
	M 2	3	Muskovit	44,03	1,7	15,34	19,74	8,81	0	4,54	94,16
	M 2	4	Muskovit	45,57	1,81	15,79	21,18	8,63	0	3,7	96,68
	B 1	1	Biotit	37,98	4,65	8,34	14,37	6,95	1,37	17,86	91,52
	B 1	2	Biotit	38,08	4,62	8,34	14,31	7,55	1,35	18,1	92,35
	B 1	3	Biotit	38,86	4,85	8,84	15,22	7,39	1,53	18,03	94,72
	B 2	1	Biotit	37,68	4,13	8,43	14,98	7,42	1,68	19,73	94,05
	B 2	2	Biotit	35,78	3,66	8,76	14,29	7,56	2,08	18,14	90,27
15-TA-MEO-L15-01	M1	1	Muskovit	44,57	1,23	17,83	20,31	8,51	0,93	2,35	95,73
	M1	2	Muskovit	44,53	1,18	17,76	20,2	8,83	0,98	2,16	95,64
	M1	3	Muskovit	44,2	1,19	17,96	20,41	8,77	0,87	2,35	95,75
	B1	1	Biotit	36,36	4,07	9,08	14,93	7,83	2,78	17,01	92,06
	B1	2	Biotit	36,6	3,94	8,87	14,45	7,66	2,73	16,81	91,06
	B1	3	Biotit	37,17	4,08	9,17	14,66	7,76	2,48	17,07	92,39

Tabell 14. Granat. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	**Plats**	**Nr**	**Mineral**	**Oxygen**	**Sodium**	**Magne-sium**	**Alu-minium**	**Silicon**	**Calcium**	**Titanium**	**Mangan**	**Iron**	**Tot**
	G 1	1	Granat	37,95	0	0	10,58	15	11,6	0	7,17	12,48	94,78
	G 1	2	Granat	37,16	0	0	10,37	14,69	11,63	0	6,52	12,87	93,24
	G 1	3	Granat	37,41	0	0	10,43	14,84	12,24	0	4,96	13,57	93,45
	G 1	4	Granat	37,43	0	0	10,5	14,79	12,87	0	3,85	13,54	92,98
	G 2	1	Granat	39,23	0	0	11,48	15,66	12,16	0	4,97	13,49	96,99
	G 3	1	Granat	41,44	6,94	0	9,76	26,28	0,43	0	0	0	84,85
	G 4	1	Granat	41,8	6,93	0	10,17	27,2	0,45	0	0	0	86,55
11-TA-AMN-L4-02A	G1	1	Granat	39,32	0	1,21	11,72	16,04	9,14	0	1,18	20,29	98,9
	G1	2	Granat	39,04	0	1,42	11,82	16,06	9,17	0	1,83	19,13	98,47
	G1	3	Granat	38,45	0	1,33	11,68	15,95	9,35	0	1,49	19,09	97,34
	G2	1	Granat	38,98	0	1,4	11,75	15,89	8,82	0	2,35	18,8	97,99

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Sodium	Magne-sium	Alu-minium	Silicon	Calcium	Titanium	Mangan	Iron	Tot
	G2	2	Granat	39,48	0	0	4,27	13,54	15,74	14,37	1,56	7,92	96,88
	G2	3	Granat	37,8	0	1,18	11,51	15,45	7,97	0	3,61	18,8	96,32
15-TA-MEO-L15-01	G1	1	Granat	37,08	0	0,99	11,17	15,36	7,39	0	2,59	21,14	95,72
	G1	2	Granat	38,18	0	1,12	11,31	15,54	8,02	0	0	22,04	96,21
	G1	3	Granat	37,91	0	0,72	11,38	15,63	6,9	0	5,85	18,51	96,9
17-TA-AMO-L1-01B	G1	1	Granat	39,01	0	1,43	11,74	16,12	7,97	0	1,2	21,23	98,7
	G 1	2	Granat	39,21	0	1,58	11,48	15,69	8,41	0	0,63	20,94	97,94
	G1	3	Granat	38,19	0	1,54	11,34	15,56	8,25	0	0,81	20,58	96,27
	G3	1	Granat	37,74	0	1,58	11,51	15,76	7,52	0	2	20,41	96,52
	G3	2	Granat	37,67	0	1,28	11,27	15,67	8,16	0	3,46	19,03	96,54
	G3	3	Granat	38,75	0	1,58	11,37	15,6	7,95	0	2,48	19,32	97,05
	G2	1	Granat	43,58	0	0	0,99	11,68	19,31	21,59	0	0	97,15
	G2	2	Granat	38,04	0	1,55	11,24	15,54	8,51	0	2,16	19,27	96,31
	G2	3	Granat	38,15	0	1,55	11,54	15,85	8,41	0	1,92	19,34	96,76
	G2	4	Granat	40,82	0	1,7	11,6	15,83	7,56	0	1,37	20,06	98,94

Tabell 15. Epidot. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Sodium	Aluminium	Silicon	Calcium	Iron	Tot
6-TA-MEN-L11-01B	E 1	1	Epidot	40,69	0	12,7	14,64	17,09	5,8	90,92
	E 1	2	Epidot	39,21	0	12,6	14,16	18,08	4,74	88,79
	E 1	3	Epidot	39,01	0	11,71	14,09	16,08	7,86	88,75
	E 1	4	Epidot	39,22	0	12,9	14,44	16,03	5,46	88,05
	E 2	1	Epidot	39,47	0	12,97	14,4	17,01	5,41	89,26
	E 2	2	Epidot	39,15	0	12,75	14,41	16,61	5,69	88,61
	E 2	3	Epidot	39,47	0	12,85	14,45	16,69	5,7	89,16
11-TA-AMN-L4-02A	E1	1	Epidot	46,98	7,28	13,21	28,04	2,89	0	98,4
	E1	2	Epidot	41,61	6,99	10,45	26,69	0,83	0	86,57
	E1	3	Epidot	41,98	5,88	11,39	25,36	2,84	0	87,45
17-TA-AMO-L1-01B	E1	1	Epidot	41,89	0	13,94	15,63	17,41	6,96	95,83

	E1	2	Epidot	41,14	0	13,66	15,51	16,65	6,82	93,78
	E1	3	Epidot	38,9	0	12,06	14,04	16,86	6,79	88,65
	E2	2	Epidot	41,4	0	13,72	15,32	17,35	6,83	94,62
	E2	3	Epidot	40,07	0	11,9	14,47	17,11	7,04	90,59

Tabell 16. Hornblände och Amfibol. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Sodium	Mag-nesium	Alu-minium	Silicon	Po-tassium	Calcium	Titanium	Iron	Tot
11-TA-AMN-L4-02A	H1	1	Hornblände	40,91	1,72	5,9	6,94	18,69	0	8,64	0,49	14,05	97,34
	H2	1	Hornblände	41,39	1,67	5,78	6,86	18,46	0	8,68	0	13,72	96,56
	A1	1	Amfibol	40,22	1,65	5,72	6,99	18,29	0	8,7	0,47	13,9	95,94
	A1	2	Amfibol	41,33	1,73	5,82	6,99	18,53	0	8,55	0	14,68	97,63
	A1	3	Amfibol	41,2	1,6	5,79	6,91	18,54	0	8,43	0	13,75	96,22
	A2	1	Amfibol	40,19	1,67	5,62	6,71	17,92	0	8,77	0,51	14,14	95,53
	A2	2	Amfibol	41,07	1,7	5,84	6,91	18,64	0	8,71	0	14,11	96,98
	A2	3	Amfibol	40,13	1,59	5,62	6,62	17,86	0	8,72	0	13,97	94,51
17-TA-AMO-L1-01B	H1	1	Hornblände	39,63	1,65	5	7,1	17,12	0	8,78	0,55	15,13	94,96
	H1	2	Hornblände	38,15	1,63	4,9	7,2	17,11	0	8,66	0,53	14,08	92,26
	H1	3	Hornblände	38,91	1,71	5,09	7,06	17,3	0	8,62	0,53	13,88	93,1
	A1	1	Amfibol	38,75	1,63	5,05	6,96	16,99	0	8,66	0,53	14,67	93,24
	A1	2	Amfibol	38,16	1,54	4,59	7,07	16,06	0,43	8,93	0,62	13,81	91,21
	A1	3	Amfibol	39,73	1,63	5,08	7	17,19	0	8,76	0,53	15,05	94,97
	A2	1	Amfibol	31,08	1,26	4,69	6,03	16,1	0	8,25	0,53	15,79	83,73
	A2	2	Amfibol	38,97	1,69	5,26	6,92	17,19	0	8,73	0,55	13,52	92,83
	A2	3	Amfibol	38,83	1,67	5,3	7,02	17,44	0	8,83	0,56	14,59	94,24
	A3	1	Amfibol	39,35	1,69	5,3	6,99	17,5	0	8,68	0,57	14,53	94,61
	A3	2	Amfibol	39,37	1,66	5,35	6,99	17,42	0	8,55	0,56	14,37	94,27
	A3	3	Amfibol	39,04	1,66	5,34	6,9	17,41	0	8,57	0,57	13,19	92,68
	A4	1	Amfibol	38,78	1,69	5,06	7,22	17,08	0	8,65	0,54	14,46	93,48
	A4	2	Amfibol	39,68	1,64	5,27	7,02	17,36	0	8,81	0,6	14,39	94,77
	A4	3	Amfibol	39,41	1,74	5,17	7,11	17,29	0	8,47	0,58	14,67	94,44
	A4	4	Amfibol	39,79	1,68	5,27	7,05	17,26	0	8,61	0,58	14,49	94,73

Tabell 17. Zirkon. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Oxygen	Silicon	Zirconium	Hafnium	Tot
6-TA-MEN-L11-01B	Extra 3	1	Zirkon	29,45	13,47	45,84	0,8	89,56
17-TA-AMO-L1-01B	Oxid 4	1	Zirconium	26,27	11,33	39,29	0	76,89

Tabell 18. Olika oxider. Ej normaliserat (MASS %).

Prov	Plats	Nr	Mineral	Syre	Aluminium	Silicon	Kalcium	Titanium	Svavel	Järn	Koppar	Yttrium	Tot
6-TA-MEN-L11-01B	??	1	Oxide	1,94	0	0	0	0	20,79	29,2	30,94	0	82,87
	Extra 4	1	Oxide 2	2,18	0	0	0	0	20,33	29,14	31,87	0	83,52
17-TA-AMO-L1-01B	Oxid 3	1	Titanit	37,94	0,8	12,6	19,31	21,39	0	0	0	0	92,04
	oxid	1	??	1,91	0	0	0	0	36,5	54,05	0	1,07	92,46
	Oxid 2	1	??	0	0	0	0	0	23,28	58,51	0	0	81,79

Bilaga 5 Beräkning av oxider.

Följande oxider och molekylvikter har använts:

Ämne	Atomvikt
Na	23
O	16
Mg	24,3
Al	27
Si	28
K	39
Ca	40
Ba	137,3
Fe	55,8
Mn	55
P	31
Ti	47,9
S	32

Tabell 19. Oxider.

Mineral	**Sodium**	**Magnesium**	**Aluminium**	**Silicon**	**Potassium**	**Calcium**	**Titanium**	**Manganese**	**Iron**	**Iron**	**Barium**	**Tot**
	Natrium-dioxide	Magnesium oxide	Aluminium oxide	Silicon-dioxide	Kalium-oxid	Calcium oxide	Titanium-oxide	Mangan-oxid		Järnoxid	Barium-oxide	
	62	40,3	102	60	94	56	79,9	71	71,8	159,6	153,3	
	Na20	**MgO**	**Al2O3**	**SiO2**	**K20**	**CaO**	**TiO2**	**MnO**	**FeO**	**Fe2O3**	**BaO**	
6-TA-MEN-L11-01B												
Plagioclas	9,07	0	19,02	57,84	0	0,70	0	0	0	0	0	86,63
Microcline	0	0	18,68	55,95	13,97	0	0	0	0	0	0	88,60
Microcline	0,69	0	18,98	57,45	13,81	0	0	0	0	0	0	90,93
Microcline	0,63	0	19,21	58,22	14,37	0	0	0	0	0	0	92,43
Microcline	0	0	18,68	56,98	15,05	0	0	0	0	0	0	90,71
Microcline	0,63	0	20,17	58,97	14,15	0	0	0	0	0,96	0,89	95,78
Muskovit	0	2,84	30,85	45,58	10,28	0	0	0	0	5,33	0	94,87
Muskovit	0	2,50	30,09	44,10	10,16	0	0	0	0	5,45	0	92,30
Muskovit	0	2,67	28,86	43,26	10,98	0	0	0	0	5,35	0	91,12
Muskovit	0	2,85	30,69	45,24	10,54	0	0	0	0	5,18	0	94,50
Muskovit	0	3,02	29,45	44,55	10,69	0	0	0	0	5,66	0	93,37
Muskovit	0	2,90	28,71	43,97	10,74	0	0	0	0	5,62	0	91,94
Muskovit	0	2,82	28,98	42,30	10,62	0	0	0	0	6,49	0	91,20
Muskovit	0	3,00	29,83	45,39	10,40	0	0	0	0	5,29	0	93,90
Biotit	0	2,94	29,52	44,68	10,50	0	0	0	5,16	0	0	92,79
Biotit	0	2,70	28,52	42,41	10,75	0	0	0	4,94	0	0	89,32
Biotit	0	7,71	15,75	30,79	8,38	0	2,2852401	0	22,98	0	0	87,90
Biotit	0	7,66	15,75	30,66	9,10	0	2,2518789	0	23,29	0	0	88,72
Biotit	0	8,04	16,70	32,61	8,91	0	2,5521294	0	23,20	0	0	92,01
Biotit	0	6,85	15,92	32,10	8,94	0	2,8023382	0	25,39	0	0	92,00
Biotit	0	6,07	16,55	30,62	9,11	0	3,4695616	0	23,34	0	0	89,16
Granat	0	0	19,98	32,14	0,00	16,24	0	9,26	16,06	0	0	93,68
Granat	0	0	19,59	31,48	0,00	16,28	0	8,42	16,56	0	0	92,33
Granat	0	0	19,70	31,80	0,00	17,14	0	6,40	17,46	0	0	92,50
Granat	0	0	19,83	31,69	0,00	18,02	0	4,97	17,42	0	0	91,94
Granat	0	0	21,68	33,56	0,00	17,02	0	6,42	17,36	0	0	96,04
Plagioclas	9,46	0	18,78	58,16	0,00	-	0	0	0	0	0	86,39
Epidot	0	0	23,99	31,37	0,00	23,93	0	0	0	8,29	0	87,58
Epidot	0	0	23,80	30,34	0,00	25,31	0	0	0	6,78	0	86,23
Epidot	0	0	22,12	30,19	0,00	22,51	0	0	0	11,24	0	86,06
Epidot	0	0	24,37	30,94	0,00	22,44	0	0	0	7,81	0	85,56
Epidot	0	0	24,50	30,86	0,00	23,81	0	0	0	7,74	0	86,91
Epidot	0	0	24,08	30,88	0,00	23,25	0	0	0	8,14	0	86,35
Epidot	0	0	24,27	30,96	0,00	23,37	0	0	0	8,15	0	86,75

Mineral	Sodium	Magnesium	Aluminium	Silicon	Potassium	Calcium	Titanium	Manganese	Iron	Iron	Barium	Tot
	Natrium-dioxide	Magnesium oxide	Aluminium oxide	Silicon-dioxide	Kalium-oxid	Calcium oxide	Titanium-oxide	Mangan-oxid		Järnoxid	Barium-oxide	
	62	40,3	102	60	94	56	79,9	71	71,8	159,6	153,3	
	Na20	**MgO**	**Al2O3**	**SiO2**	**K20**	**CaO**	**TiO2**	**MnO**	**FeO**	**Fe2O3**	**BaO**	
Granat	9,35	0	18,44	56,31	0	0,60	0	0	0	0	0	84,71
Granat	9,34	0	19,21	58,29	0	0,63	0	0	0	0	0	87,47
11-TA-AMN-L4-02A												
Granat	0	2,01	22,14	34,37	0	12,80	0	1,52	26,11	0	0	98,94
Granat	0	2,35	22,33	34,41	0	12,84	0	2,36	24,62	0	0	98,91
Granat	0	2,21	22,06	34,18	0	13,09	0	1,92	24,56	0	0	98,02
Granat	0	2,32	22,19	34,05	0	12,35	0	3,03	24,19	0	0	98,14
Granat	0	0	8,07	29,01	0	22,04	23,97	2,01	10,19	0	0	95,29
Granat	0	1,96	21,74	33,11	0	11,16	0	4,66	24,19	0	0	96,81
Hornblände	2,32	9,78	13,11	40,05	0	12,10	0,8173486	0	18,08	0	0	96,25
Hornblände	2,25	9,59	12,96	39,56	0	12,15	0	0	17,65	0	0	94,16
Amfibol	2,22	9,49	13,20	39,19	0	12,18	0,7839875	0	17,89	0	0	94,96
Amfibol	2,33	9,65	13,20	39,71	0	11,97	0	0	18,89	0	0	95,75
Amfibol	2,16	9,60	13,05	39,73	0	11,80	0	0	17,69	0	0	94,03
Amfibol	2,25	9,32	12,67	38,40	0	12,28	0,8507098	0	18,19	0	0	93,97
Amfibol	2,29	9,69	13,05	39,94	0	12,19	0	0	18,16	0	0	95,32
Amfibol	2,14	9,32	12,50	38,27	0	12,21	0	0	17,98	0	0	92,42
Plagioclas	8,07	0	21,74	55,48	0	3,84	0	0	0	0	0	89,13
Plagioclas	9,10	0	19,66	56,44	0	1,54	0	0	0	0	0	86,74
Plagioclas	8,45	0	22,50	56,81	0	3,77	0	0	0	0	0	91,52
Epidot	9,81	0	24,95	60,09	0	4,05	0	0	0	0	0	98,90
Epidot	9,42	0	19,74	57,19	0	1,16	0	0	0	0	0	87,52
Epidot	7,93	0	21,51	54,34	0	3,98	0	0	0	0	0	87,76
15-TA-MEO-L15-01												
Granat	0	1,64	21,10	32,91	0	10,35	0	3,34	27,20	0	0	96,55
Granat	0	1,86	21,36	33,30	0	11,23	0	0	28,36	0	0	96,11
Granat	0	1,19	21,50	33,49	0	9,66	0	7,55	23,82	0	0	97,21
Plagioclas	7,44	0	20,80	54,11	0	3,89	0	0	0	0	0	86,24
Plagioclas	7,26	0	22,16	52,76	0	5,14	0	0	0	0	0	87,32
Plagioclas	7,28	0	21,67	53,36	0	4,93	0	0	0	0	0	87,23
Muskovit	0	2,04	33,68	43,52	10,26	0	1,5512944	0	0	3,36	0	94,41
Muskovit	0	1,96	33,55	43,29	10,64	0	1,6346973	0	0	3,09	0	94,15
Muskovit	0	1,97	33,92	43,74	10,57	0	1,4512109	0	0	3,36	0	95,01
Biotit	0	6,75	17,15	31,99	9,44	0	4,6372025	0	21,89	0	0	91,85
Biotit	0	6,53	16,75	30,96	9,23	0	4,5537996	0	21,63	0	0	89,67
Biotit	0	6,77	17,32	31,41	9,35	0	4,136785	0	21,96	0	0	90,96
17-TA-AMO-L1-01B												
Granat	0	2,37	22,18	34,54	0	11,16	0	1,55	27,32	0	0	99,11
Granat	0	2,62	21,68	33,62	0	11,77	0	0,81	26,94	0	0	97,46
Granat	0	2,55	21,42	33,34	0	11,55	0	1,05	26,48	0	0	96,39
Epidot	0	0	26,33	33,49	0	24,37	0	0	0	9,95	0	94,15
Epidot	0	0	25,80	33,24	0	23,31	0	0	0	9,75	0	92,10
Epidot	0	0	22,78	30,09	0	23,60	0	0	0	9,71	0	86,18
Plagioclas	7,28	0	22,61	52,74	0	5,35	0	0	0	0	0	87,97
Plagioclas	7,45	0	23,40	53,64	0	5,54	0	0	0	0	0	90,04
Plagioclas	7,31	0	22,48	52,97	0	5,47	0	0	0	0	0	88,23
Hornblände	2,22	8,29	13,41	36,69	0	12,29	0,9174322	0	19,47	0	0	93,29
Hornblände	2,20	8,13	13,60	36,66	0	12,12	0,884071	0	18,12	0	0	91,71
Hornblände	2,30	8,44	13,34	37,07	0	12,07	0,884071	0	17,86	0	0	91,97
Amfibol	2,20	8,38	13,15	36,41	0	12,12	0,884071	0	18,88	0	0	92,01
Amfibol	2,08	7,61	13,35	34,41	0,52	12,50	1,0341962	0	17,77	0	0	89,28
Amfibol	2,20	8,42	13,22	36,84	0	12,26	0,884071	0	19,37	0	0	93,19
Zirconium	0	0	0	24,28	0	0	0	0	0	0	0	24,28
Amfibol	1,70	7,78	11,39	34,50	0	11,55	0,884071	0	20,32	0	0	88,12
Amfibol	2,28	8,72	13,07	36,84	0	12,22	0,9174322	0	17,40	0	0	91,44
Amfibol	2,25	8,79	13,26	37,37	0	12,36	0,9341127	0	18,77	0	0	93,74
oxid	0	0	1,68	28,16	0	28,73	36,780689	0	0	0	0	95,35
Amfibol	2,28	8,79	13,20	37,50	0	12,15	0,9507933	0	18,70	0	0	93,57
Amfibol	2,24	8,87	13,20	37,33	0	11,97	0,9341127	0	18,49	0	0	93,04
Amfibol	2,24	8,86	13,03	37,31	0	12,00	0,9507933	0	16,97	0	0	91,35
Amfibol	2,28	8,39	13,64	36,60	0	12,11	0,9007516	0	18,61	0	0	92,52

Mineral	Sodium	Magnesium	Aluminium	Silicon	Potassium	Calcium	Titanium	Manganese	Iron	Iron	Barium	Tot
	Natrium-dioxide	Magnesium oxide	Aluminium oxide	Silicon-dioxide	Kalium-oxid	Calcium oxide	Titanium-oxide	Mangan-oxid		Järnoxid	Barium-oxide	
	62	40,3	102	60	94	56	79,9	71	71,8	159,6	153,3	
	Na20	**MgO**	**Al2O3**	**SiO2**	**K20**	**CaO**	**TiO2**	**MnO**	**FeO**	**Fe2O3**	**BaO**	
Amfibol	2,21	8,74	13,26	37,20	0	12,33	1,0008351	0	18,52	0	0	93,26
Amfibol	2,35	8,57	13,43	37,05	0	11,86	0,9674739	0	18,88	0	0	93,10
Amfibol	2,26	8,74	13,32	36,99	0	12,05	0,9674739	0	18,64	0	0	92,97
Granat	0	2,62	21,74	33,77	0	10,53	0	2,58	26,26	0	0	97,51
Granat	0	2,12	21,29	33,58	0	11,42	0	4,47	24,49	0	0	97,37
Granat	0	2,62	21,48	33,43	0	11,13	0	3,20	24,86	0	0	96,72
Granat	0	0	1,87	25,03	0	27,03	36,013382	0	0	0	0	89,95
Granat	0	2,57	21,23	33,30	0	11,91	0	2,79	24,80	0	0	96,60
Granat	0	2,57	21,80	33,96	0	11,77	0	2,48	24,89	0	0	97,47
Granat	0	2,82	21,91	33,92	0	10,58	0	1,77	25,81	0	0	96,82
Epidot	0	0	25,59	33,00	0	24,16	0	0	0	9,62	0	92,38
Epidot	0	0	25,92	32,83	0	24,29	0	0	0	9,77	0	92,80
Epidot	0	0	22,48	31,01	0	23,95	0	0	0	10,07	0	87,51

Bilaga 6 Normaliserade värden.

Tabell 20. Värdena som mineralerna normaliserades mot.

Ämne	Atomvikt
Plagioclas	100
K-feldspar	100
Biotit	94
Muskovit	94
Amphibol	97
Klorit	88
Granat	100
Epidot	96

Tabell 21. Normaliserade värden.

Mineral	**Sodium**	**Mag-nesium**	**Alu-minium**	**Silicon**	**Po-tassium**	**Calcium**	**Tita-nium**	**Man-ganese**	**Iron**	**Iron**	**Barium**	**Tot**
	Natrium-dioxide	Mag-nesium oxide	Alu-minium oxide	Silico-dioxide	Kalium-oxid	Calcium oxide	Titanium-oxide	Mangan-oxid		Järnoxid	Barium-oxide	
	7	7	19	7	5	4	8	7		15	5	
	Na20	**MgO**	**Al2O3**	**SiO2**	**K20**	**CaO**	**TiO2**	**MnO**	**FeO**	**Fe2O3**	**BaO**	
6-TA-MEN-L11-01B												
Plagioclas	10,47	0,00	21,96	66,76	-	0,81	-	-	-	-	-	100
Microcline	-	-	21,09	63,15	15,76	-	-	-	-	-	-	100
Microcline	0,76	-	20,88	63,18	15,19	-	-	-	-	-	-	100
Microcline	0,69	-	20,78	62,99	15,54	-	-	-	-	-	-	100
Microcline	-	-	20,59	62,81	16,59	-	-	-	-	-	-	100
Microcline	0,66	-	21,06	61,57	14,77	-	-	-	-	-	0,93	98,99346
Sillimanit												0
Sillimanit												0
Muskovit	-	2,81	30,56	45,16	10,19	-	-	-	-	5,29	-	94
Muskovit	-	2,55	30,64	44,91	10,35	-	-	-	-	5,55	-	94
Muskovit	-	2,75	29,77	44,63	11,33	-	-	-	-	5,52	-	94
Muskovit	-	2,84	30,53	44,99	10,49	-	-	-	-	5,15	-	94
Muskovit	-	3,04	29,65	44,85	10,76	-	-	-	-	5,70	-	94
Muskovit	-	2,97	29,35	44,96	10,98	-	-	-	-	5,75	-	94

Muskovit	-	2,91	29,86	43,60	10,94	-	-	-	-	6,69	-	94
Muskovit	-	3,00	29,86	45,43	10,41	-	-	-	-	5,30	-	94
Musc eller Biot	-	2,97	29,91	45,26	10,63	-	-	-	5,23	-	-	94
Musc eller Biot	-	2,84	30,02	44,63	11,31	-	-	-	5,20	-	-	94
Biotit	-	8,25	16,85	32,93	8,96	-	2,44	-	24,58	-	-	94
Biotit	-	8,12	16,69	32,49	9,64	-	2,39	-	24,68	-	-	94
Biotit	-	8,22	17,06	33,32	9,10	-	2,61	-	23,70	-	-	94
Biotit	-	7,00	16,27	32,80	9,14	-	2,86	-	25,94	-	-	94
Biotit	-	6,40	17,44	32,28	9,61	-	3,66	-	24,61	-	-	94
Granat	0,00	0,00	21,33	34,31	0,00	17,34	0,00	9,88	17,14	0,00	0,00	100
Granat	0,00	0,00	21,22	34,10	0,00	17,64	0,00	9,12	17,94	0,00	0,00	100
Granat	0,00	0,00	21,30	34,38	0,00	18,53	0,00	6,92	18,88	0,00	0,00	100
Granat	0,00	0,00	21,57	34,47	0,00	19,60	0,00	5,41	18,95	0,00	0,00	100
Granat	0,00	0,00	22,58	34,94	0,00	17,73	0,00	6,68	18,07	0,00	0,00	100
Plagioclas	10,95	-	21,73	67,32	0,00	-	-	-	-	-	-	100
Epidot	0,00	0,00	26,29	34,39	0,00	26,23	0,00	0,00	0,00	9,09	0,00	96
Epidot	0,00	0,00	26,50	33,78	0,00	28,18	0,00	0,00	0,00	7,55	0,00	96
Epidot	0,00	0,00	24,67	33,68	0,00	25,11	0,00	0,00	0,00	12,54	0,00	96
Epidot	0,00	0,00	27,34	34,72	0,00	25,18	0,00	0,00	0,00	8,76	0,00	96
Epidot	0,00	0,00	27,06	34,09	0,00	26,31	0,00	0,00	0,00	8,55	0,00	96
Epidot	0,00	0,00	26,77	34,33	0,00	25,85	0,00	0,00	0,00	9,05	0,00	96
Epidot	0,00	0,00	26,86	34,26	0,00	25,86	0,00	0,00	0,00	9,02	0,00	96
Granat	11,04	0,00	21,76	66,48	0,00	0,71	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
Granat	10,68	0,00	21,96	66,64	0,00	0,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100
11-TA-AMN-L4-02A												
Granat	0,00	2,03	22,37	34,74	0,00	12,93	0,00	1,54	26,39	0,00	0,00	100

Granat	0,00	2,38	22,57	34,79	0,00	12,98	0,00	2,39	24,89	0,00	0,00	100
Granat	0,00	2,25	22,51	34,87	0,00	13,35	0,00	1,96	25,06	0,00	0,00	100
Granat	0,00	2,37	22,62	34,70	0,00	12,58	0,00	3,09	24,65	0,00	0,00	100
Granat	0,00	0,00	8,46	30,45	0,00	23,13	25,15	2,11	10,69	0,00	0,00	100
Granat	0,00	2,02	22,46	34,20	0,00	11,53	0,00	4,81	24,99	0,00	0,00	100
Hornblände	2,34	9,86	13,21	40,36	-	12,19	0,82	-	18,22	-	-	97,00
Hornblände	2,32	9,88	13,35	40,75	-	12,52	-	-	18,19	-	-	97,00
Amfibol	2,27	9,69	13,49	40,04	-	12,44	0,80	-	18,27	-	-	97,00
Amfibol	2,36	9,78	13,38	40,22	-	12,13	-	-	19,14	-	-	97,00
Amfibol	2,22	9,91	13,46	40,98	-	12,17	-	-	18,25	-	-	97,00
Amfibol	2,32	9,62	13,08	39,64	-	12,67	0,88	-	18,78	-	-	97,00
Amfibol	2,33	9,86	13,28	40,65	-	12,41	-	-	18,48	-	-	97,00
Amfibol	2,25	9,78	13,12	40,17	-	12,81	-	-	18,87	-	-	97,00
Plagioclas	9,06	-	24,39	62,25	-	4,30	-	-	-	-	-	100,00
Plagioclas	10,49	-	22,67	65,07	-	1,78	-	-	-	-	-	100,00
Plagioclas	9,23	-	24,58	62,07	-	4,11	-	-	-	-	-	100,00
Epidot	9,52	0,00	24,22	58,33	0,00	3,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,00
Epidot	10,33	0,00	21,65	62,74	0,00	1,27	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,00
Epidot	8,67	0,00	23,53	59,45	0,00	4,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	96,00
15-TA-MEO-L15-01												
Granat	0,00	1,70	21,85	34,09	0,00	10,72	0,00	3,46	28,17	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	1,93	22,23	34,65	0,00	11,68	0,00	0,00	29,51	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	1,23	22,11	34,45	0,00	9,94	0,00	7,77	24,50	0,00	0,00	100,00
Plagioclas	8,63	-	24,12	62,74	-	4,51	-	-	-	-	-	100,00
Plagioclas	8,32	-	25,38	60,42	-	5,88	-	-	-	-	-	100,00
Plagioclas	8,34	-	24,84	61,17	-	5,65	-	-	-	-	-	100,00

Muskovit	-	2,03	33,53	43,33	10,21	-	1,54	-	-	3,35	-	94,00
Muskovit	-	1,95	33,49	43,21	10,62	-	1,63	-	-	3,08	-	94,00
Muskovit	-	1,95	33,56	43,27	10,46	-	1,44	-	-	3,32	-	94,00
Biotit	-	6,91	17,55	32,74	9,66	-	4,75	-	22,40	-	-	94,00
Biotit	-	6,85	17,56	32,46	9,68	-	4,77	-	22,68	-	-	94,00
Biotit	-	6,99	17,90	32,47	9,66	-	4,28	-	22,70	-	-	94,00
17-TA-AMO-L1-01B												
Granat	0,00	2,39	22,37	34,85	0,00	11,26	0,00	1,56	27,56	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,69	22,25	34,50	0,00	12,08	0,00	0,83	27,65	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,65	22,22	34,59	0,00	11,98	0,00	1,08	27,47	0,00	0,00	100,00
Epidot	0,00	0,00	26,85	34,15	0,00	24,85	0,00	0,00	0,00	10,15	0,00	96,00
Epidot	0,00	0,00	26,89	34,64	0,00	24,30	0,00	0,00	0,00	10,17	0,00	96,00
Epidot	0,00	0,00	25,38	33,51	0,00	26,29	0,00	0,00	0,00	10,82	0,00	96,00
Plagioclas	8,27	-	25,70	59,95	-	6,08	-	-	-	-	-	100,00
Plagioclas	8,28	-	25,99	59,57	-	6,16	-	-	-	-	-	100,00
Plagioclas	8,28	-	25,48	60,04	-	6,20	-	-	-	-	-	100,00
Hornblände	2,31	8,62	13,94	38,14	-	12,78	0,95	-	20,24	-	-	97,00
Hornblände	2,32	8,59	14,38	38,78	-	12,82	0,94	-	19,16	-	-	97,00
Hornblände	2,43	8,90	14,07	39,10	-	12,73	0,93	-	18,84	-	-	97,00
Amfibol	2,32	8,83	13,86	38,38	-	12,78	0,93	-	19,90	-	-	97,00
Amfibol	2,26	8,27	14,51	37,39	0,56	13,58	1,12	-	19,31	-	-	97,00
Amfibol	2,29	8,77	13,76	38,34	-	12,76	0,92	-	20,16	-	-	97,00
Titanit												0,00
Zirconium												0,00
Amfibol	1,87	8,56	12,54	37,98	-	12,71	0,97	-	22,37	-	-	97,00
Amfibol	2,42	9,25	13,87	39,07	-	12,96	0,97	-	18,45	-	-	97,00

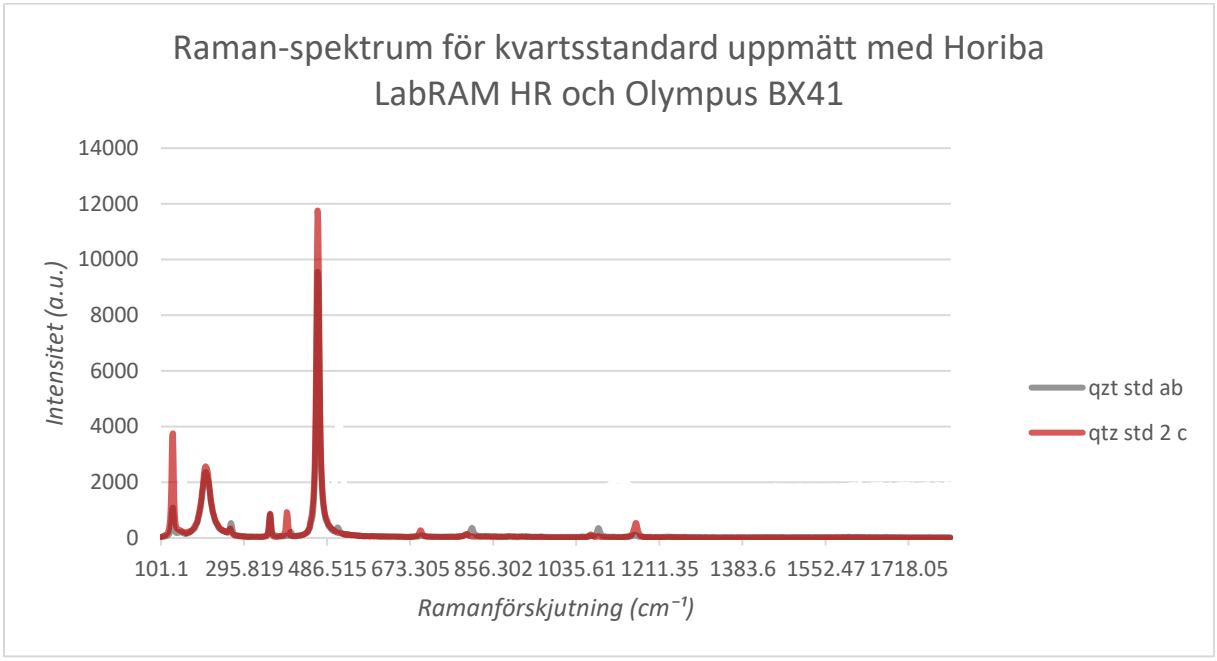
Amfibol	2,33	9,10	13,72	38,67	-	12,79	0,97	-	19,43	-	-	97,00
Amfibol	2,36	9,11	13,69	38,87	-	12,60	0,99	-	19,38	-	-	97,00
Amfibol	2,33	9,25	13,77	38,92	-	12,48	0,97	-	19,28	-	-	97,00
Amfibol	2,38	9,40	13,84	39,61	-	12,74	1,01	-	18,02	-	-	97,00
Amfibol	2,39	8,80	14,30	38,37	-	12,70	0,94	-	19,51	-	-	97,00
Amfibol	2,30	9,09	13,79	38,69	-	12,83	1,04	-	19,26	-	-	97,00
Amfibol	2,44	8,93	13,99	38,60	-	12,35	1,01	-	19,67	-	-	97,00
Amfibol	2,36	9,12	13,89	38,59	-	12,58	1,01	-	19,45	-	-	97,00
Granat	0,00	2,69	22,30	34,64	0,00	10,80	0,00	2,65	26,93	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,18	21,86	34,49	0,00	11,73	0,00	4,59	25,15	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,71	22,21	34,56	0,00	11,51	0,00	3,31	25,70	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	0,00	2,08	27,83	0,00	30,06	40,04	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,66	21,98	34,47	0,00	12,33	0,00	2,89	25,67	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,64	22,36	34,85	0,00	12,08	0,00	2,54	25,53	0,00	0,00	100,00
Granat	0,00	2,91	22,63	35,04	0,00	10,93	0,00	1,83	26,66	0,00	0,00	100,00
Epidot	0,00	0,00	26,60	34,29	0,00	25,11	0,00	0,00	0,00	10,00	0,00	96,00
Epidot	0,00	0,00	26,81	33,96	0,00	25,13	0,00	0,00	0,00	10,10	0,00	96,00
Epidot	0,00	0,00	24,66	34,02	0,00	26,28	0,00	0,00	0,00	11,05	0,00	96,00

Bilaga 7 Raman-spektra för de analyserade kvartsinklusionerna och kvartsstandarden.

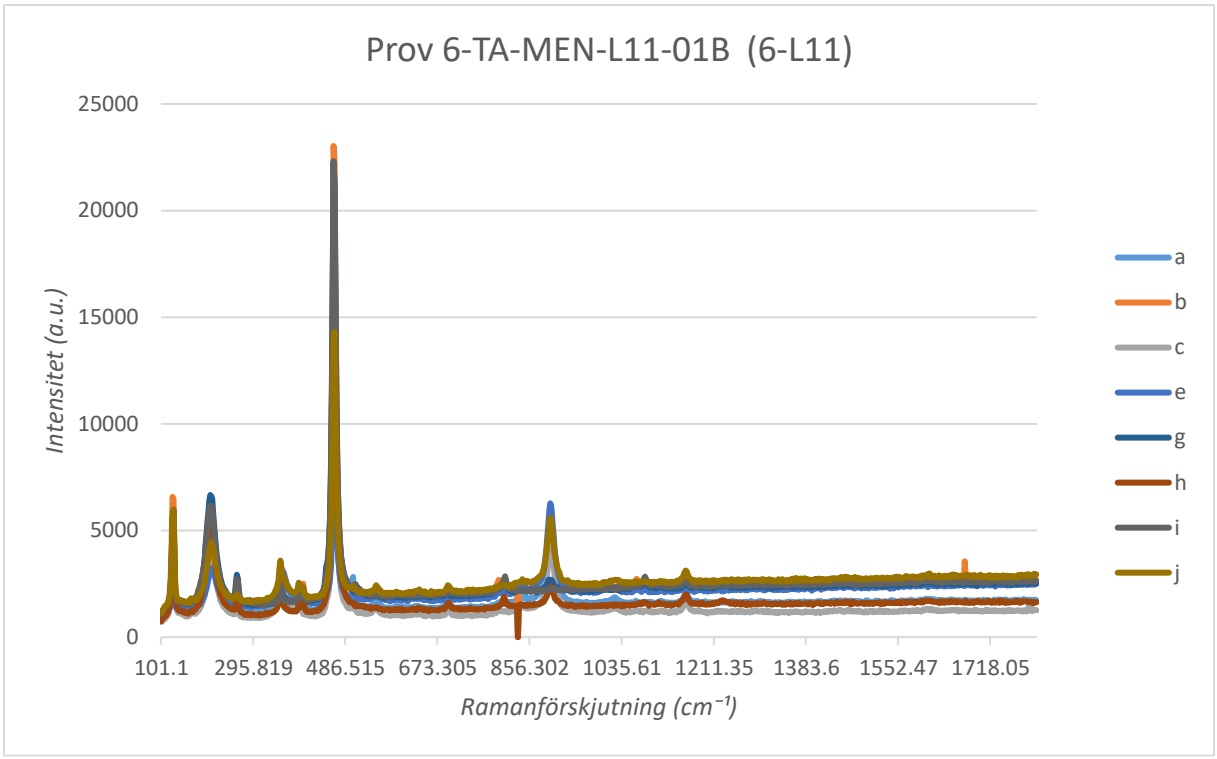
Figurerna nedan visar representativa Raman-spektra för de analyserade kvartsinklusionerna och kvartsstandarden.

Diagrammens y-axel, a.u. står för arbitrary units (godtyckliga enheter), vilket är standard för Raman-spektra när man redovisar relativa signalstyrkor. Varje mätning av kvartsen fick en bokstav a-k. De mätningar som visade sig vara andra mineraler har tagits bort och därmed också den tilldelade bokstaven.

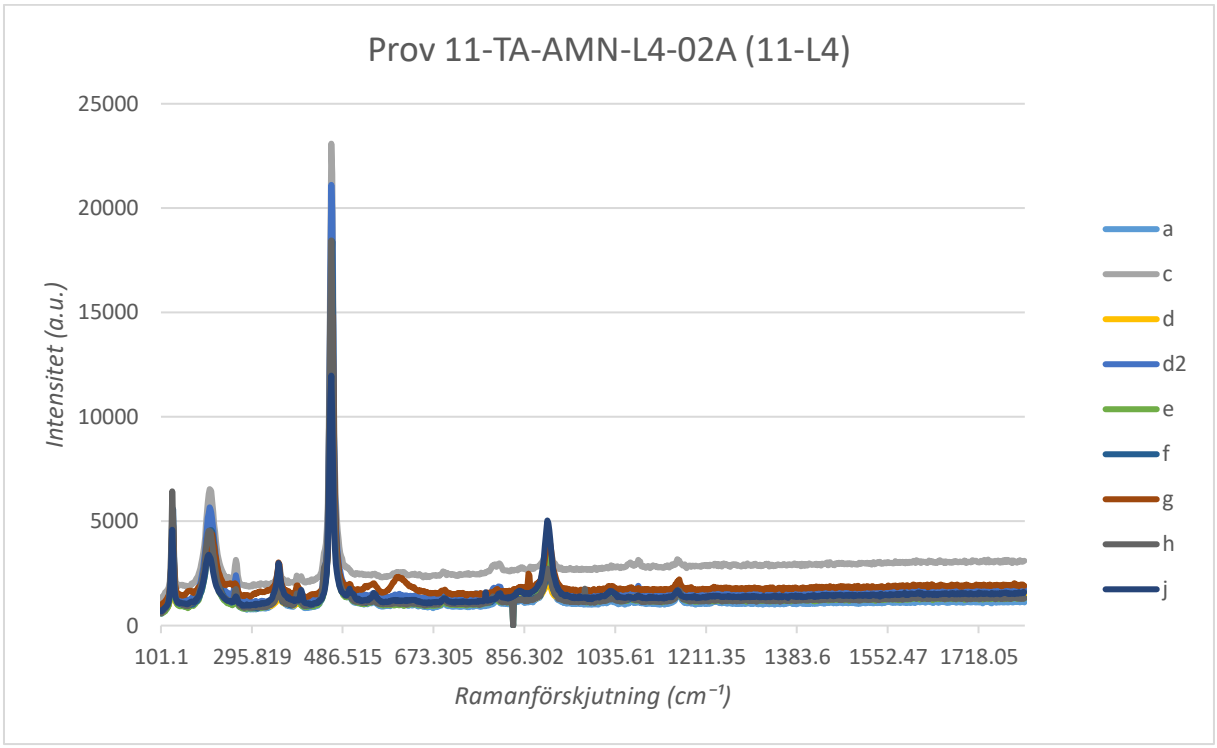
Figur 24. Kvartsstandard



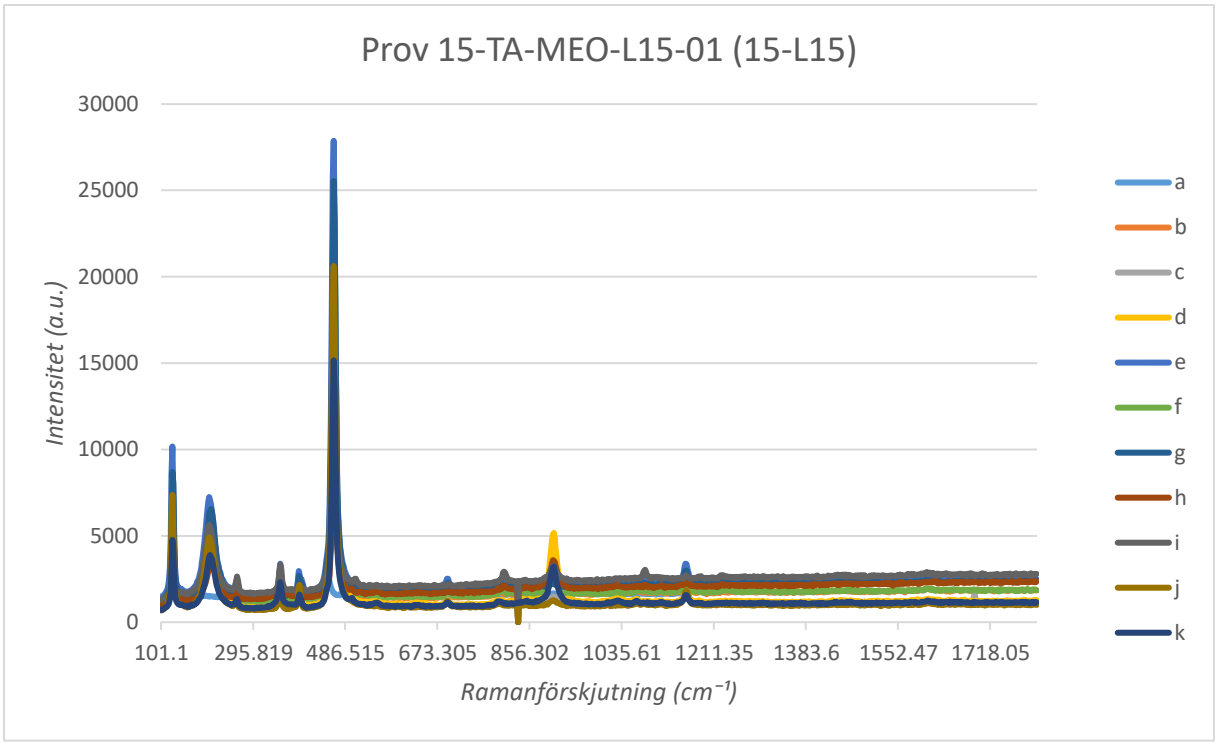
Figur 25. prov 6-TA-MEN-L11-01B



Figur 26. Prov 11-TA-AMN-L4-02A



Figur 27. Prov 15-TA-MEO-L15-01



Figur 28. Prov 17-TA-AMO-L01-01B

