



Stockholm
University

Bachelor Thesis

Degree Project in
Geology 15 hp

Geological analysis of folded metaturbidites belonging to the Colonsay Group, Saligo Bay, Islay

Nina Embretsen



Stockholm 2020

Department of Geological Sciences
Stockholm University
SE-106 91 Stockholm

Sammanfattning

Strukturgeologiska undersökningar och kartering genomfördes i ett utvalt område som sträcker sig ca 220 meter längsmed Saligo Bays strandkant på Islay, Skottland.

Undersökningsområdet består av välexponerade veckade metaturbiditer bestående av alternerande lager av metasandsten och metaslamsten och är en del av the Smaull Greywacke Formation tillhörande the Colonsay Group.

Syftet med detta kandidatarbete var att lokalisera riktningen eller riktningarna av veckomböjningar, dels direkt i fält, dels genom att tyda plottade stereografiska projektioner och därmed tolka fältområdets geologiska utveckling. Strukturmätningar utfördes både på traditionellt sätt med en kompass med klinometer och med iPhones app Lambert med avsikt att samtidigt jämföra de olika mätmetoderna.

Saligo Bays geologiska historia tolkas utifrån erhållna resultat av de insamlade strukturgeologiska data och fältkartering vilket tyder på upprepade faciesförändringar i metaturbiditernas avsättningsmiljö. Dessa graderade metaturbiditer har bildats i en subakvatisk miljö genom avsättning ur graviationsdrivna turbiditströmmar som rasat utmed kontinentalbranten och vidare utmed djuphavsslätten allteftersom strömhastigheten avtar.

Metaturbiditerna har genomgått låggradig regionalmetamorfos i grönskifferfacies som motsvarar samma förhållanden som kloritzonen som har resulterat i veckning och axialplansfoliationer. Områdets strukturella utveckling präglas av en veckfas som har gett upphov till veckomböjningar med subhorisontell stupning mot NO resp. SV. Axialplansfoliationer uppträder i veckomböjningarna parallellt med veckaxelplanet som lutar brant till måttligt mot sydost. Lagren lutar generellt mot sydost men tenderar att övergå mot nordväst i fältområdets södra del vilket definieras som en synklinals veckomböjning som korsar undersökningsområdet orienterad NO-SV med en vergens mot nordväst.

Fältområdet har senare intruderats av en yngre mafisk gång i nordväst-sydöstlig riktning som genomkorsar en äldre gång i norra delen av fältlokalen.

Nyckelord: Saligo Bay, geologisk analys, deformationshistoria, veckade metaturbiditer, Colonsay Group, Smaull Greywacke Formation.

Abstract

Structural analysis and mapping were performed in a selected area that reaches about 220 meters along the shore of Saligo Bay, Islay, Scotland. The studied area comprises of well-exposed folded metaturbidites composed of alternating beds of metasandstone and metamudstone and are part of the Smaull Greywacke Formation belonging to the Colonsay Group.

The aim of this thesis was to locate the orientation or orientations of the fold hinges directly in field and by examining plotted stereographic projections with the purpose to interpret the geological evolution of the field area. The structural measurements were taken with a traditional compass clinometer and by using iPhone's App Lambert in order to compare the different measurement techniques.

The geological history of Saligo Bay was interpreted from the obtained results of the collected structural data and field mapping suggesting repeated facies changes of the metaturbidites depositional environments. These graded metaturbidites were formed in a subaqueous environment deposited by gravity-driven turbidity currents rushing downward the continental slope and onto the abyssal plain as current velocity decreased.

The metaturbidites underwent low-grade regional metamorphism in greenschist facies which encompasses the same conditions as the chlorite zone and development of folding and axial planar foliations. The area's structural evolution demonstrates one phase of folding characterized by subhorizontal fold hinges dipping to the NE and SW. Axial planar foliations occur parallel to the axial plane of the fold hinges dipping steeply to moderately southeast. The beds generally dip to the southeast but tend to change towards northwest in the southern part of the field area indicating a synclinal crossing the studied area NE-SW with NW vergence.

The field area has later been intruded by a younger mafic dyke trending northwest-southeast crossing an older dyke in the northern part of the area.

Key words: Saligo Bay, geological analysis, deformation history, folded metaturbidites, Colonsay Group, Smaull Greywacke Formation.

Innehåll

Sammanfattning.....	1
Abstract	2
Introduktion	5
Syfte och målsättning.....	6
Geologisk Bakgrund	6
The Rhinns Complex.....	8
The Dalradian Supergroup.....	9
The Grampian Group.....	9
The Colonsay Group och the Bowmore Sandstone Group.....	10
The Appin Group.....	12
The Argyll Group.....	12
Iapetushavet och the Grampian phase	13
Ökenklimat till istid.....	14
Beskrivning av fältlokalen Saligo Bay.....	14
Deformation, metamorfos och strukturer.....	16
Deformation	16
Metamorfos	17
Strukturer	23
Lagring	23
Veckning	23
Tektonisk foliation i relation till veck.....	30
Metoder	32
Resultat.....	33
Kartering	33
Litologisk beskrivning.....	34
Strukturer	35
Diskussion	39
Bildningssätt och avlagringsmiljö för metasedimenten.....	39
Metamorf facies.....	40
Saligo Bays deformationshistoria.....	41
Utvärdering av mätmetoder	43
Slutsatser	43

Tackord	44
Referenser	45
Illustrationer.....	47
Appendix	48

Omslagsbild: Saligo Bay, Islay, Skottland. *Foto:* Nina Embretsen

Introduktion

Islay är den sydligaste ön tillhörande ögruppen Inre Hebriderna belägen i Atlanten utanför Skottlands västkust i Storbritannien och är Skottlands femte största ö med en landareal på ca 600 km². Islay uppvisar en unik geologi som skiljer sig märkbart mellan den västra och östra delen av ön och har en komplex geologisk historia med beaktande till den lilla landyta som ön upptar med ett imponerande tidsspänn av bergarter från 1800 miljoner år till 60 miljoner år som vittnar om de storslagna geologiska processer som en gång har verkat (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Islays bergarter kan indelas i fyra huvudsakliga enheter, Rhinns Complex, Colonsay Group, Bowmore Sandstone Group och Dalradian Supergroup där gränserna mellan enheterna är tektoniska (Tanner et al., 2013).

Saligo Bay är belägen längs Islays västkust inom the Colonsay Group som består av lätt metamorfoserade sedimentära bergarter som bildades för 750 miljoner år sedan. Utmed strandkanten exponeras väl synliga formationer av veckade metaturbiditer bestående av lager av metasandsten och metaslamsten som tidigare har avsatts på havsbotten i form av massiva turbiditströmmar och har därefter genomgått metamorfos och deformation (Webster, Anderton & Skelton, 2015).

Detta arbete bygger på en studie längs Saligo Bay som innefattar en strukturell analys av de veckade metasedimentära bergarterna och kartering av ett utvalt område som sträcker sig ca 220 meter längs strandkanten för att därigenom tolka fältområdets geologiska utveckling. Områdets geologiska historia beskrivs genom tolkning av bildningssätt och avsättningsmiljö för metasedimenten, metamorf facies och deformationshistoria.

För att genomföra projektet insamlades en mängd antal strukturella data genom att mäta strukturer såsom lagring, foliationer och veckomböjningar på sju olika lokaler. Mätningarna utfördes både på traditionellt sätt med en kompass med klinometer och med iPhones app Lambert med avsikt att samtidigt jämföra de olika mätteknikerna. Båda mätteknikerna användes för att lokalisera veckomböjningen direkt och genom att utnyttja lagringars polpunkter för att fastställa veckomböjningens orientering.

Målsättningen med studien var att plotta samtliga strukturegeologiska data i stereogram för att lokalisera riktningen eller riktningarna av veckomböjningar och därmed få kunskap om Saligo Bays deformationshistoria för att avgöra om undersökningsområdet genomgått flera veckningsfaser.

Det egna arbetet är en kandidatuppsats i geovetenskap skriven för Institutionen för geologiska vetenskaper vid Stockholms universitet under handledning av professor Alasdair Skelton.

Syfte och målsättning

Syftet med denna studie är att utföra en strukturell analys av de veckade metasedimentära bergarterna tillhörande the Colonsay Group, Saligo Bay, Islay, med avsikt att utreda om fältområdet utsatts för upprepade veckfaser genom att insamla strukturegeologiska data för att kunna beskriva den geologiska utvecklingshistorien. Syftet är även att jämföra resultaten av olika mätmetoder vid strukturmätningar.

Målsättning för projektet är:

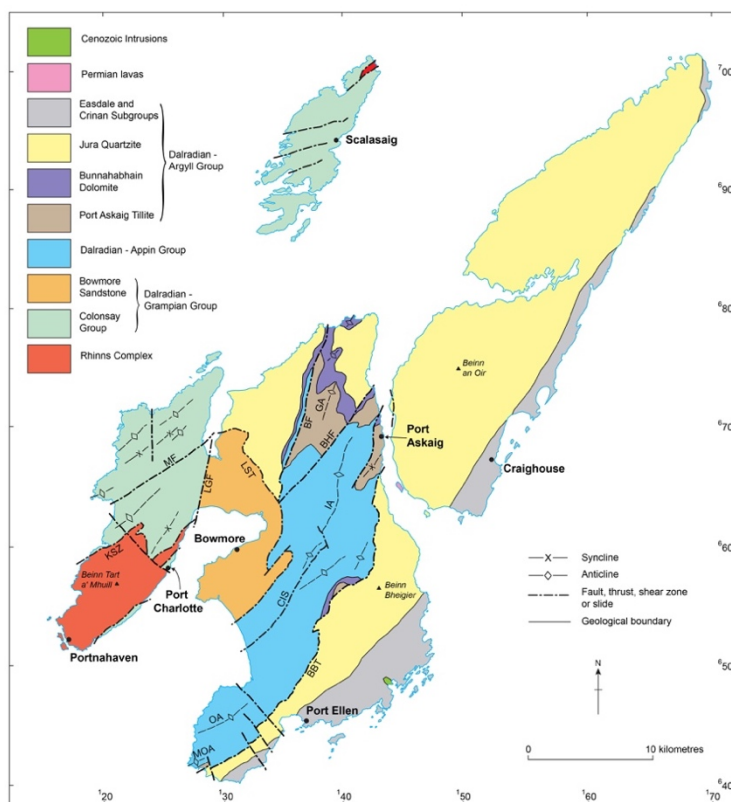
- Kartering av ett utvalt område som sträcker sig ca 220 meter längs Saligo Bays strandkant.
- Insamla strukturegeologiska data genom att mäta strukturer såsom lagring, foliationer och veckomböjningar genom att använda en kompass med klinometer resp. iPhones app Lambert. Båda mätteknikerna används för att lokalisera riktningen eller riktningarna av veckomböjningar direkt och genom att utnyttja lagringars polpunkter för att fastställa veckomböjningens orientering.
- Plotta samtliga strukturmätningar i stereogram.
- Tolka stereogrammen för att lokalisera veckomböjningen.

Geologisk Bakgrund

Islays varierade landskap återspeglar den komplexa geologiska historien av de geologiska processer som har verkat över ett långt tidsperspektiv. Islays bergarter omfattar ett tidsintervall mellan 1800 miljoner år till 60 miljoner år med ett tidsavbrott på ca 1000 miljoner år (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Islays bergarter kan indelas i fyra huvudenheter, Rhinns Complex, Colonsay Group, Bowmore Sandstone Group och Dalradian Supergroup där gränserna mellan enheterna är tektoniska (Tanner et al., 2013).

Litostratigrafisk enhet definieras utifrån berg- och jordartslager, sedimentära el. vulkaniska bergarter alternativt metamorfa bergarter med sedimentärt el. vulkaniskt ursprung som är observerbara och särskiljande genom litologiska egenskaper och stratigrafiska relationer. Litostratigrafiska enheter benämns efter hierarkisk ordning, supergrupp, grupp, formation, led och lager. En litodemisk enhet är en bergartskropp som inte styrs av överlagsprincipen bestående av övervägande kraftigt deformerade el. metamorfoserade magmatiska intrusivbergarter som kan särskiljas baserat på bergartskaraktärer. Litodemisk klassificering inkluderar komplex (complex) utan hierarkisk ordning som används främst för enheter omfattande både magmatiska, metamorfa och sedimentära bergarter definierad utifrån exempelvis strukturella relationer (Kumpulainen, 2016).

En översikt av de litostratigrafiska övergångarna mellan Islays geologiska enheter beskrivs vidare och illustreras i figur 1.



Figur 1. Förenklad geologisk karta över Islay (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Förklaring till förkortningar: **BBT** Beinn Bhan Thrust, **BF** Bolsa Fault, **BHF** Bonahaven Fault, **CIS** Central Islay Slide, **GA** Giur Bheinn Anticline, **IA** Islay Anticline, **KSZ** Kilchiaran Shear Zone, **LGF** Loch Gruinart Fault, **LST** Loch Skerrols Thrust, **MF** Machir Fault, **MOA** Mull of Oa Anticline.

Islays västra halvö, Rhinns av Islay består av the Rhinns Complex till söder som innefattar Islays äldsta bergarter och överskjuts i norr av the Colonsay Group. Ett tidsgap i form av en skjuvzon, the Kilchiaran Shear Zone separerar Rhinns Complex från the Colonsay Group. The Colonsay Group åtskiljs från the Bowmore Sandstone Group av the Loch Gruinart Fault som också delar västra delen av Islay från den östra delen av ön. The Bowmore Sandstone Group är omgiven av förkastningar där the Loch Skerrols Thrust separerar i öst mot den Dalradian successionen. Östra Islay domineras av bergarter som har sitt ursprung i the Dalradian Supergroup, the Appin Group omringas av den överliggande Argyll Group. Flera faser av deformation har skapat Islay antiklinalen i området (Gordon et al., 2002).

The Rhinns Complex

Islays äldsta bergarter, the Rhinns Complex, bildades under prekambrisk tid för 1800 miljoner år sedan och domineras av metasyenit och metagabbro, ursprungligen magmatiska bergarter som har genomgått flera faser av deformation och metamorfos motsvarande amfibolitfacies (Tanner et al., 2013). The Rhinns Complex antogs tidigare vara en del av the Lewisian Gneiss Complex, tillhörande the Hebridean Terrane i nordvästra Skottland medan isotopanalyser nu utesluter den korrelationen. Istället anses the Rhinns Complex vara en länk med ursprung från juvenilt mantelmateriel som härleds till den Svekofenniska delprovinsen inom den Baltiska skölden och the Ketilidian Belt i södra Grönland med karaktär av ett omfattande regionalt mobilt bälte (Stephenson & Gould, 1995).

The Rhinns Complex utgör det underliggande berg av Islays halvö the Rhinns som övergår i norr av det överliggande Colonsay Group. Kontakten mellan enheterna, som är omdebatterad och bitvis oklar, antyder en inkonformitet som har påverkats av tektonisk aktivitet genom skjuvning till att delvis bli mylonitisk (Tanner et al., 2013). Övergången påvisar det ofantliga tidsgap på 1000 miljoner år som uppstår.

Under denna tidsperiod ingår Islay i superkontinenten Rodinia där en successiv uppsplittring inom kontinenten inleds under neoproterozoikum förorsakat av riftbildning. Processer som relateras till Rodinias fullständiga uppsplittring anses troligen generellt bero på en omfattande fas av extensionstektonik medan det råder kontrovers kring mantelplymers involvering som associeras med det magmatiska händelseförloppet (Fettes, Macdonald, Fitton, Stephenson & Cooper, 2011; Stewart, 2009).

The Dalradian Supergroup

Islay består övervägande av bergarter ifrån the Dalradian Supergroup som inleder sin resa inom Rodinia längs Laurentias östra kontinentkant. The Dalradian Supergroup indelas vidare stratigrafiskt i grupper, Grampian, Appin, Argyll och Southern Highland Groups, i ordningen äldst till yngst, varav de tre äldsta grupperna finns representerade på Islay (Gordon et al., 2002). De litostratigrafiska grupperna speglar utvecklingen av den Dalradian successionen depositions miljö (Fettes et al., 2011) mellan tidsperioden neoproterozoikum till tidig ordovicium (Fettes, 2011). Huvudsakliga principen som styr sedimentationsbassängens utformning anses bero på förkastningar relaterat till litosfärens faser av extension, riftning och subsidens.

The Dalradian Supergroup uppskattas till en ansedd sammanlagd mäktighet av mer än 25 km och domineras av marina sedimentära klastiska bergarter med inslag av anmärkningsvärda karbonater och vulkaniter som har genomgått regionalmetamorfos motsvarande grönskifferfacies till amfibolitfacies (Stephenson, Mendum, Fettes & Leslie, 2013). The Dalradian Supergroup sträcker sig från Irlands västkust till Shetland och utgör till största del Skottlands berggrund mellan the Great Glen Fault och the Highland Boundary Fault (Fettes, 2011). Sedimentationen av the Dalradian förmodas ha initierats i en bred ensialisk rift som utvecklades nordost inom superkontinenten Rodinia till att bilda en bukt där avsättning av klastiska sediment ackumulerades i förkastningsrelaterade riftbassänger längsmed kontinentalsockeln (Stephenson & Gould, 1995).

The Grampian Group

Den äldsta gruppen av the Dalradian Supergroup, the Grampian Group, är indelade i tre undergrupper, Glenshirra, Corrieyairack och Glen Spean Subgroups, baserat på olika litofacies som representerar distinkta faser i depositions miljön associerat till perioder av tidigt stadium av bassängutveckling följt av extensivt tektoniskt skede till termisk subsidens (Phillips & Boston, 2013). Den lägsta undergruppen i the Grampian Group består huvudsakligen av arkosisk metasandsten (metapsammit) och metakonglomerat där sedimentära strukturer såsom rippellaminering, trågkorsskiktning och en mer sällsynt struktur lågvinklig korsskiktning (hummocky cross-stratification) indikerar att sedimenten har avsatts av relativa starka strömmar i grundhavsmiljö under tidvis stormförhållanden och tidvis tillflöde av fluviala avsättningar. En kontinuerlig tillförsel av avlagringar från inlandet

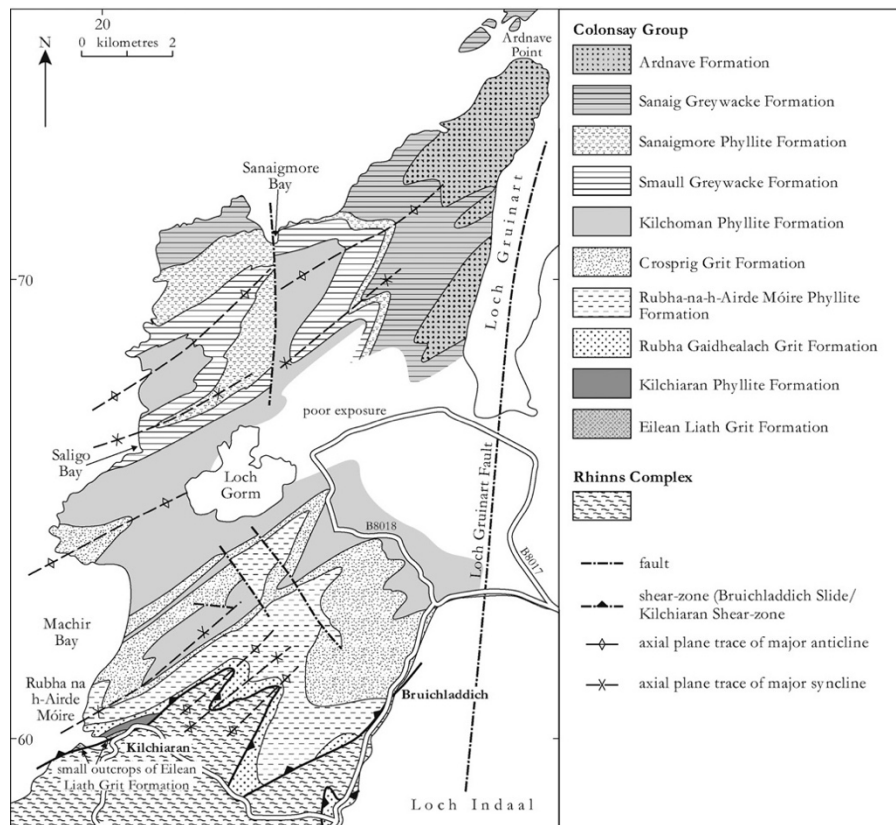
bestående av kvarts-fältspatgnejs och granitiska bergarter skedde alltigenom sedimentationen av the Grampian Group som möjligtvis kan härledas till the Rhinns Complex (Strachan, Smith, Harris & Fettes, 2002). Ökad sedimentationshastighet, tilltagande bassängutfyllnad följt av en övergång av omfattande subsidens och riftrelaterad extension uppvisas distinkt i de ovanliggande metasedimentära bergarter såsom metasiltsten (metasemipelit), metaslamsten (metapelit) och metasandsten (metapsammit). Metakarbonater är inbäddade i metasiltsten som utgör basen till the Corrieyairack Subgroup för att sedan övergå till prograderande utbredning av metaturbiditer. Ett skifte i depositions miljön i den övre delen av undergruppen karakteriseras av sandiga metaturbiditer som avsatts proximalt genom turbiditiska massrörelser (fan-lobe system), (Leslie et al., 2013). The Glen Spean Subgroup följer konformt de underliggande turbiditer i den övre delen av the Corrieyairack Subgroup och domineras av metasiltsten, metasandsten och kvartsit. Välbevarade sedimentära strukturer såsom rippellaminering indikerar en avsättning i grundhavsmiljö där tidvattensprocesser och havsnivåfluktuationer har omfattande påverkat och omarbetat de underliggande turbiditer längs kontinentalsockeln (Strachan et al., 2002).

The Colonsay Group och the Bowmore Sandstone Group

The Colonsay Group, belägen utmed norra Rhinns of Islay åt väst och the Bowmore Sandstone Group, belägen på östra sidan av Islay är tektoniskt isolerade från resten av de prekambrisk bergarterna vilket försvårar tolkningen med att fastställa korrelationen och ursprunget mellan enheterna som tidigare har associerats med the Torridonian och the Moine Supergroup (Webster, Anderton & Skelton, 2015). U-Pb geokronologi av detritiska zirkoner talar för att the Colonsay Group korrelerar med de lägre undergrupperna av the Grampian Group knutet till Laurentias kontinentkant vilket gör Islay till en av de få plaster där underlaget till the Dalradian kan observeras (McAteer et al., 2010). The Bowmore Sandstone Group visar korrelation med the Glen Spean Subgroup baserat på U-Pb-analyser av detritiska zirkoner (McAteer, Daly, Flowerdew & Whitehouse, 2010) vilket tyder på att the Bowmore Sandstone Group är yngre än the Colonsay Group. The Bowmore Sandstone Group är indelade i två formationer och domineras av fin- till grovkornig veckade metasandstenar som är låggradigt metamorfoserad (Stephenson et al., 2013).

En mer utförlig beskrivning av the Colonsay Group framställs här då fältlokalen Saligo Bay härleds till enheten medan en kortare skildring ges av resterande yngre grupper av the Dalradian Supergroup där två av grupperna, Appin och Argyll återfinns längs östra Islay.

The Colonsay Group uppskattas bestå av en 5 till 5,5 km mäktighet av deformerade metasedimentära bergarter såsom metasandsten, fyllitisk metaslamsten och i ringare omfattning lager av karbonater som har genomgått låggradig metamorfos i grönskifferfacies inom kloritzonen. The Colonsay Group är indelade i 18 litostratigrafiska formationer varav de 10 lägre formationerna (se figur 2) är belägna på Islay och de resterande övre på öarna Oronsay resp. Colonsay (Stephenson et al., 2013).



Figur 2. Karta av nordvästra Isay som visar Colonsay Group och underliggande berg Rhinns Complex (Tanner et al., 2013).

Map of north-western Islay showing outcrops of the Colonsay Group and its basement of Rhinns Complex modified after Stewart and Hackman (1973) and Muir et al. (1995).

Vidare korrelerar troligtvis den lägsta delen av the Colonsay Group, som finns representerad på Islay, med den äldsta undergruppen av the Grampian Group, Glenshirra som består av sediment avsatta i fluviala och deltaiska miljöer medan den överliggande delen sannolikt överensstämmer med undergruppen Corrieyairack till en djupare turbiditisk avsättningsmiljö. Radiometrisk datering av zirkoner stödjer sambandet mellan the Colonsay Group och the Grampian Group, likväl att dessa bergarter var deponerade i förkastningsbassänger i den nybildade havsbukten längs superkontinenten Rodinia för omkring 750 miljoner år sedan. Under den Kaledoniska orogenesisen för ungefär 470 miljoner år sedan genomgick dessa

bergarter veckning och metamorfos. I slutfasen av orogenesen runt 440 Ma har magmatiska gångar intruderat i omgivande bergarter följt av senare gångar som trängt in för cirka 60 miljoner år sedan relaterat till öppningen av Atlanten (Webster, Anderton & Skelton, 2015).

The Colonsay Group har undergått fyra deformationsfaser D1-D4, dessa siffror är endast relaterade till the Colonsay Group, vilka samtliga återfinns på Islay. D3 är den mest framträdande deformationsfasen som har gett upphov till samtliga veck visad i figur 2 i form av nästintill upprättstående veck med våglängder uppemot flera hundra meter svagt stupande mot NO och axialplansfoliationer. Den senare deformationsfasen D4 kännetecknas sporadiskt bildande av chevronveck och kinkband förknippat med småveck eller krenulationer. De tidigare deformationsfaserna D1 och D2 ledde till mineralorientering parallell mot lagringen och bildandet av småskaliga asymmetriska täta till isoklinala liggande veck. The Colonsay Group tidigare deformationshistoria skiljer sig dock åt från the Dalradian vilket implicerar frågan om att västra Islay och Colonsay kan representera en separat terräng (terrane) (Tanner et al., 2013).

The Appin Group

The Appin Group är indelad i tre undergrupper, Lochaber, Ballachulish och Blair Atholl där sakta subsidens följt av transgression har gett upphov till en cyklisk sedimentation varierande av metaslammsten, metasiltsten, kvartsit och metakarbonater längs kontinentalsöckeln (Stephenson et al., 2013). Sedimentationen antas ha ägt rum inom öppen oxisk marin miljö till lagunartad anoxisk miljö under en progressiv extension av litosfären som uttalar sig i lateral facies och varierande mäktighet. Den övre delen av gruppen indikerar varmare klimat associerat med kalkstensformationer bestående delvis av ooliter och stromatoliter. Samtliga tre undergrupper av the Appin Group finns idag representerade längsmed mitten av östra Islay i kärnan av Islay antiklinalen (Strachan et al., 2002).

The Argyll Group

Cyklisk sedimentation fortsätter i den överliggande Argyll Group i en övergång till en mer instabil miljö karakteriserad av snabbt sjunkande havsbotten som ger plats för stora sedimentmängder (Strachan et al., 2013). The Argyll Group indelas i fyra undergrupper, Islay, Easdale, Crinan samt Tayvallich Subgroups där basen utgörs av en distinkt glaciomarin tillit, the Port Askaig Tillite Formation, en viktig geologisk tidsmarkör som troligtvis är knuten till en dramatisk global klimatförändring. Direkt ovanpå tilliten täcker lager av karbonater med

bl.a. stromatoliter vilket initierar en återgång till varmare förhållanden, the Bonahaven Dolomite Formation, som har blivit tolkad som en s.k. cap carbonate med betänkligheter (Stephenson et al., 2013). Mäktighetsvariationer i överliggande kvartsit, the Jura Quartzite Formation, styrdes antagligen av listriska förkastningar som förekommer i extensionsmiljöer följt av the Scarba Conglomerate Formation (inkluderat the Jura Slate member) som återspeglar en tydlig förändring i sedimentationsmiljön till djupare vatten (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Dessa formationer omringar idag the Appin Group längsmed östra Islay. På Islay följer the Port Ellen Phyllite Formation och the Laphroaig Quartzite Formation som markerar den övre gränsen av the Easdale Subgroup. I den undre delen av undergruppen Crinan uppträder the Ardmore Formation som avslutar sedimentationen av the Dalradian på sydöstra kusten av Islay (Tanner et al., 2013). The Argyll Group kännetecknas av vulkanisk aktivitet som har inträffat alldeles efter eller under sedimentationen, där metavulkaniska bergarter har kunnat dateras genom radiometriska dateringar.

Iapetushavet och the Grampian phase

Progressiv utsträckning av litosfären leder slutligen till en fullständig uppsprickning av superkontinenten Rodinia, vulkanism och öppnandet av Iapetushavet för ca 600 miljoner år sedan (Stephenson et al., 2013). The Dalradian blir nu en del av den nya kontinenten Laurentia längsmed en passiv kontinentkant med fortsatt sedimentation tillhörande den yngsta gruppen Southern Highland som inte finns representerad på Islay. Paleomagnetiska studier antyder att Laurentia har förflyttats från södra hemisfären norrut och vid slutet av kambrium befinner sig kontinenten i den tropiska zonen (30° S) samtidigt som Iapetushavet börjar sluta sig till följt av att kontinenten Baltica resp. mikrokontinenten Avalonia åter närmar sig. En subduktionszon utvecklas längsmed Laurentias sydöstra kontinentkant och ett vulkaniskt öbågekomplex bildas som senare kolliderar med Laurentia vilket är inledningen och den första fasen av den Kaledoniska orogenesen för omkring 470 miljoner år sedan, the Grampian phase. Laurentias kontinentkant subduceras under den vulkaniska öbågen i kollisionen samtidigt som oceanisk jordskorpa överskjuts (obduktion), veckas och förtjockas till att slutligen bilda bergskedja. Reversförkastningar antas ha bildats av de tidigare normalförkastningarna längs Laurentias kontinentkant och bassänginversion som orsakade storskaliga veckstrukturer. Dalradians bergarter pressas ned och undgår deformation och metamorfos i olika grad och de bergarter som idag finns representerade på Islay metamorfoferades på 20-30 kilometers djup inom bergskedjebildningen där erosion gav

upphov till snabb upplyftning. Vid gränsen silur-devon slöts Iapetushavet helt efter att Laurentia kolliderat med först Baltika och därefter Avalonia till att bilda en ny kontinent benämnd Laurussia.

Ökenklimat till istid

Laurussia driver norrut från ökenklimat mot tropiskt klimat nära ekvatorn under karbon perioden. Islay befinner sig i ett relativt lugnt tidsskede men utsätts för ökenlandskap, intruderande gångar av diabas, mineralisering och vulkanisk aktivitet. Laurussia kolliderar med Gondwana till att bilda superkontinenten Pangea vilket leder till att Islay befinner sig i ett ökenområde under resten av perioden perm och in i eran mesozoikum. Nya faser av extensionstektonik inleder öppningen av Atlanten och runt Islay avsätts stora mängder av kontinental ökensediment i the Loch Indaal bassängen. Uppsprickningen av superkontinenten Pangea börjar under perioden Jura och oceanbottenspridning leder till en marin transgression.

Omkring 55 miljoner år sedan under eran tidig kenozoikum öppnas Nordatlanten mellan Grönland och nordvästra Europa följt av vulkanisk aktivitet vilken har gett upphov till stråk av diabasgångar i nordvästlig-sydöstlig riktning på Islay. Islay befinner sig ovan havsnivån under varma klimatförhållanden där blottad berggrund utsätts för nedbrytande krafter såsom vittring och erosion till att omvandlas till sand och lera tills klimatet ändras för ca 2 miljoner år sedan. Nedisningsperioder pågår i cykler och under den sista istiden, the Last Glacial Maximum (LGM), var Islay täckt med is upp till 500 m. Isen retirerade för ca 15 000 år sedan som orsakade att havsnivån snabbt steg på Islay samtidigt som isostatisk upplyftning skedde (Webster, Anderton & Skelton, 2015).

Beskrivning av fältlokalen Saligo Bay

Saligo Bay är en exceptionellt vacker strand belägen längsmed Islays västkust som består övervägande av metasedimentära bergarter som härleds till den övre delen av the Colonsay Group. Fältlokalen och karteringsområdet sträcker sig ca 220 meter utmed strandkanten och utgörs av välexponerade sekvenser av veckade metaturbiditer bestående av lager av metasandsten och metaslamsten (se figur 3) som bildades för ca 750 miljoner år sedan. De cirka 0,5 till 1 meter tjockare lagren av metasandsten uppvisar en korngradering där kornstorleken succesivt avtar från botten och uppåt till de överliggande tunnare lagren av

metaslamsten bestående av finkornigt material i varierande tjocklek och ibland frånvarande. Kontakten mellan lagren är skarp och eroderad mellan varje repetitiva turbiditsekvens. Överallt observeras kvartsådror.



Figur 3. Metaturbiditer med alternerande lager av metasandsten och metaslamsten i Saligo Bay.

Dessa metasandstenar kallas för gråvacka som innehåller åtskilligt med bergartsfragment och är en del av the Smaull Greywacke Formation och benämns turbiditer (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Turbiditer uppstår genom subakvatiska slamströmmar, s.k. turbiditströmmar som genereras av stormvågor, jordskalv el. undervattensskred där snabbt avsatta sand-, silt- och leravlagringar längs kontinentalsockeln, emellanåt även grövre material rör sig under gravitationens inverkan längsmed en undervattenslutning för att slutligen utbreda sig horisontellt på havsbotten på större djup utmed de plana djuphavslätterna (Marshak, 2005). Varje sandstenslager representerar en händelse av massflödesavlagringar med kort varaktigt från timmar till dagar medan varje tunnare överliggande finkornigt lager kan representera tusentals år av sedimentation vilket utgör en turbiditsekvens (Jensen & Svedberg, 2006).

Turbiditerna har senare veckats och deformerats under den Kaledoniska orogenesen för ca 470 miljoner år sedan (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Fältstudien indelades i sju olika lokaler och bygger på geologiska fältobservationer i kombination med strukturella mätningar som indikerar en övervägande NV lutningsriktning (dip direction) av lagren. Metaturbiditerna uppvisar asymmetrisk veckstruktur i form av tvära förändringar i sin geometriska form från lager till lager i amplitud och våglängd. I vissa metaslamstenar framträder parasitveck som är sekundära småveck som uppkommer i större vecks veckomböjningar relaterat till kompetenskontrasten mellan lagren. Axialplansfoliationer uppträder i veckomböjningar parallellt med veckaxelplanet som utgörs av parallellorienterade skikt-silikater och är mer utbildad i metaslamstenen än metasandstenen.

Metaturbiditerna har utsatts av låggradig regionalmetamorfos i grönskifferfacies som motsvarar samma förhållanden som kloritzonen. Under metamorfosen har lermineral omvandlats till klorit och muskovit (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Där karteringsområdet börjar från söder utgår stora block av en magmatisk gång i riktning SO-NV med tilltagande mindre block, gången delar sig sedan i två olika riktningar. I slutet av det karterade området till norr påträffas ytterligare en magmatisk bergart som genomsöks av gången vilket innebär att den är äldre än gången. En baked contact observeras (figur 18).

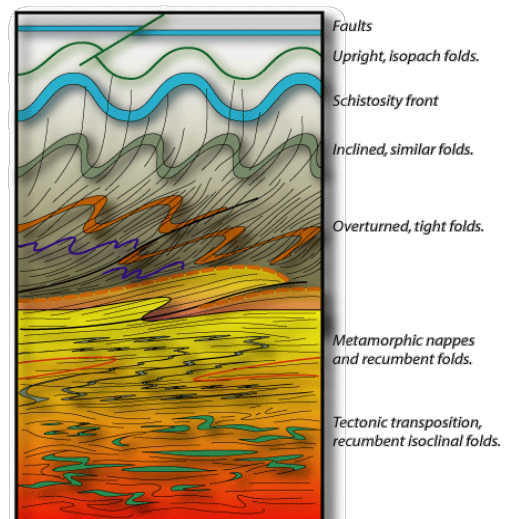
Deformation, metamorfos och strukturer

Saligo Bays metaturbiditer har genomgått låggradig regionalmetamorfos på 20-30 kilometers djup motsvarande grönskifferfacies som har resulterat i veckning och foliation (Webster, Anderton & Skelton, 2015).

En allmän beskrivning av de geologiska deformationsprocesser som resulterar i metamorfos och geologiska strukturer följer nedan för att sedan tolka de fältobservationer knutna till fältlokalen.

Deformation

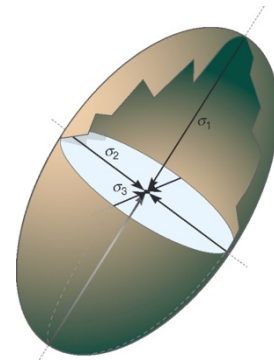
Bergarter som utsätts för riktat tryck, dvs tryck som inte är likformigt i alla riktningar, ger upphov till deformation i samband med tektoniska processer (figur 4). På stort djup och under hög temperatur deformeras bergarterna plastiskt (duktilt) liksom modelleras och ger upphov till irreversibla plastiska strukturer såsom veckning och foliationer. På högre nivåer i jordskorpan där temperaturen är lägre, deformeras bergarterna sprött vilket ger upphov till förkastningar och sprickor. Bergarterna kan utsättas för tre olika sorters spänning (stress) genom kompression, dragning eller skjuvning. Faktorer som styr deformationens utgång är temperatur, tryck, deformationshastighet och mineralsammansättning (beskaffenhet) (Marshak, 2005).



Figur 4. Schematiskt tvärsnitt genom kontinentalskorpan från ytan till Moho illustrerar strukturella övergångar med djup (Rey, u.å.).

Deformation av en bergartskropp orsakas av spänning (stress) och resulterar i en form- och/eller volymändring. Bergmassor kan även förflyttas eller rotera utan att ändra form under deformationen och betraktas som en stelkropp vilket innebär att alla partiklar inbördes avstånd förblir oförändrade under rörelseformen. Formändring sker genom ren resp. enkel skjuvning som uppstår när skjuvspänning verkar parallellt med ett referensplan, skillnaden är att vid ren skjuvning sker ingen rotation. Ren isotropisk volymändring uppstår vid jämn spänning i alla riktningar medan anisotropisk volymändring involverar även formändring eftersom spänning påverkar olika i olika riktningar.

Spänning definieras som kvoten av kraft (F) och area (A) hos den yta på vilken kraften verkar. Spänningstillståndet i en punkt kan uttryckas som $\sigma = \Delta F / \Delta A$ och kan även beskrivas genom spänningskomponenter som verkar i tre vinkelräta plan i en tänkt kub. Varje yta har spänningsvektorer bestående av normalspänningsvektor (σ_n) och skjuvspänningsvektorer (σ_s eller τ) som kan orienteras till att de sistnämnda blir noll varvid de tre normalspänningsvektorena återstår och benämns huvudspänningar ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Spänningstillståndet kan visualiseras genom tre ortogonala axlar som beskriver huvudspänningarnas storlek och riktning orienterade vinkelräta mot resp. huvudspänningsplan i form av en ellipsoid (se figur 5). Huvudspänningsaxlarna är poler till huvudspänningsplanen som är de enda planen där skjuvspänningen är noll (Fossen, 2010).



Figur 5. Spänningsellipsoid (Fossen, 2010).

Metamorfos

Metamorfa bergarter är ursprungligen magmatiska eller sedimentära bergarter (eller tidigare omvandlade bergarter) som har omvandlats till följd av förändringar i sin ursprungsmiljö i form av tryck och/eller temperatur, differentialspänning och eventuellt förekomst av fluider genom tektoniska processer. Metamorfos är den bergartsbildande process som innebär omvandling i fast tillstånd av en metamorf bergarts protolit dvs ursprungsbergart som kan leda till en förändrad mineralogisk sammansättning, kristallstruktur, textur och/eller struktur. Metamorfos sker långsamt och involverar en eller flera omvandlingsprocesser som omfattar omkristallisering av existerande mineral med eller utan bildning av nya mineral, fasövergångar mellan polymorfer, partiell upplösning av mineraler i en bergart till följd av riktat tryck och plastisk deformation.

Metamorfa reaktioner sker vanligtvis i närvaro av hydrotermala lösningar som förekommer i jordskorpan som heta vattenlösningar och/eller i gasform. Fluiderna bidrar till att underlätta metamorfa reaktioner genom att höja reaktionshastigheten, tillskott av vatten som tidigare har absorberats bort under reaktionen och genom tillförsel resp. bortförsel av kemiska komponenter. Metamorfos leder normalt inte till att bergartens ursprungliga kemiska sammansättning ändras (isokemisk), men i vissa fall där de hydrotermala lösningarna åstadkommer en omfattande mineralogisk och kemisk sammansättningsförändring via utbyte av grundämnen mellan en bergart och dess omgivning kallas metasomatos (Marshak, 2005).

Metamorfos kan indelas i metamorfostyper med hänsyn till de olika bildningsmiljöer och dess utbredning i jordskorpan för de metamorfa processer som har verkat. Regionalmetamorfos har storskalig utbredning och förekommer vid konvergerande plattgränser i samband med bergskedjebildning där jordskorpan övre delar veckas och bergarter bildade vid jordytan förs ned på större djup under kraftigt ökat tryck och ökad temperatur. Bergarterna utsätts för temperaturstegring dels genom den geotermiska gradienten, dels av magmor som tränger upp samt ökat litostatiskt tryck, som är det tryck som utövas lika mycket från alla håll på en bergartsvolym till följd av tyngden från ovanliggande bergarter och ökar mot jordens mitt, dessutom inverkar riktat tryck dvs differentialspänning som en faktor av betydelse. Dessa förändringar resulterar i att protoliten omvandlas till olika folierade metamorfa bergarter beroende på vilken grad av metamorfos.

Metamorfosgrad eller omvandlingsgrad är en löst definierad term som är ett relativt mått på den intensitet som bergarten har utsatts för under metamorfosen i form av temperatur (Loberg, 1999) som spelar en viktig roll i vilken omfattning omkristallisering eller nybildning av mineral sker. Låggradig metamorfos övergår från de diagenetiska processerna mellan 200°C - 320°C medan höggradig metamorfos bedöms vara över 600°C och temperaturintervallet där emellan är intermediärgradig metamorfos.

Vid prograd metamorfos ökar tryck och temperatur progressivt vilket innebär att omkristallisering resp. nybildning av mineraler resulterar i ökad kornstorlek och nya mineralassociationer som är stabila under högre temperatur och tryck samtidigt som det frigörs vatten. De höggradiga omvandlade bergarterna tenderar att vara mer ”torra” än de låggradiga och innehåller inga mineraler med -OH i sin kemiska sammansättning. För att motsatsen skulle kunna ske, retrograd metamorfos, där tryck och temperatur minskar adekvat krävs att vatten tillförs vilket endast sker genom hydrotermiska fluider (Marshak, 2005).

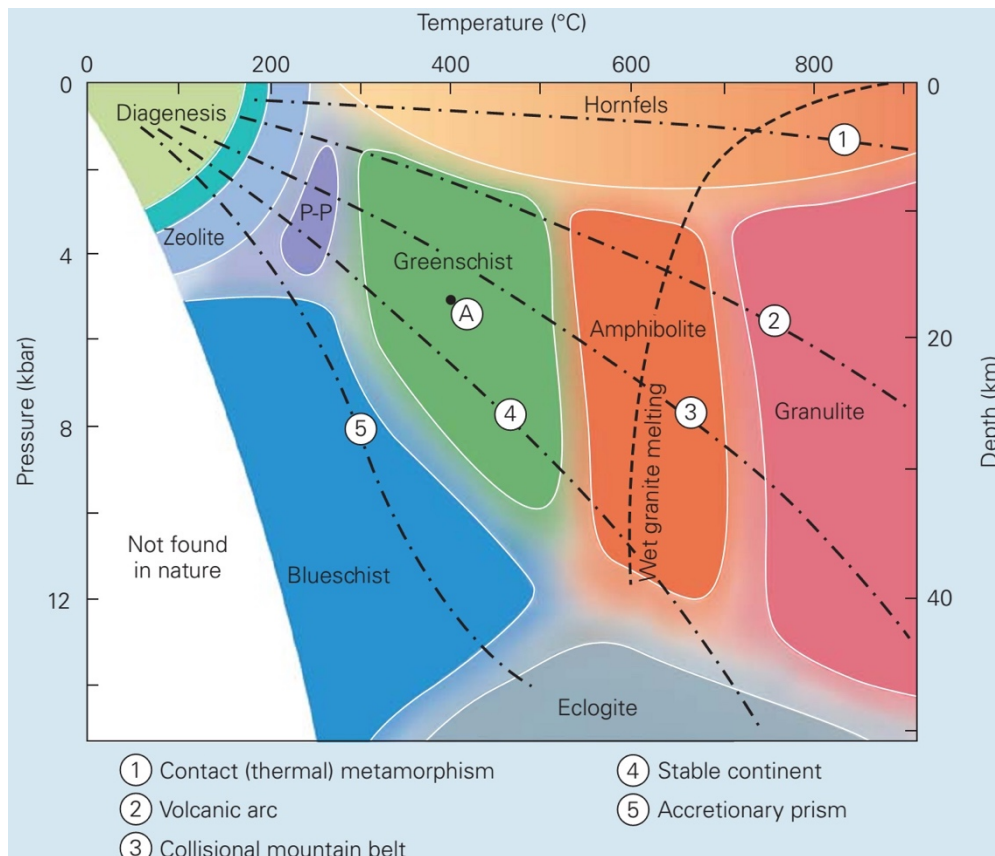
Sillimanitmineral är en sammanfattande benämning för aluminiumsilikatmineralen andalusit, sillimani och kyanit som gemensamt har samma kemiska sammansättning (Al_2SiO_5) men olika kristallstruktur och är stabila vid olika tryck- och temperaturförhållanden, företeelsen kallas polymorfi (trimorfi).

Indexmineral är en serie mineral som är stabila i begränsade temperaturområden och indikerar vilken metamorfosgrad av ursprungligen lermineralrika bergarter har utsatts för. Metamorfa zoner är områden baserade på indexmineral och zonindelning som grundar sig på det första uppdykandet av ett nytt metamorf indexmineral. Avgränsningen mellan de metamorfa zonerna definieras av isograder. Ordnade efter tilltagande metamorfosgrad är klorit, biotit, granat, staurolit, kyanit, sillimanit. Enskilda indexmineral som definierar metamorfosgraden är begränsad då det endast innefattar lerhaltigt ursprungsmaterial, vidare och mer ingående definition framställs genom metamorfa facies.

Metamorfa facies förhåller sig till mineralassociationer där olika metamorfa facies karakteriseras av olika typiska mineral som är stabila inom ett visst tryck- och temperaturintervall som har bildats ur bergarter med olika sammansättning men under förhållanden som innebär samma metamorfostyp och metamorfosgrad. Metamorfa facies relaterar till bildningsmiljön av metamorfa bergarter och tillämpas genom att dela in det enorma tryck- och temperaturområde inom vilket regionalmetamorfos och kontaktmetamorfos förekommer (se figur 6). Den geotermiska gradienten, temperaturförändring i förhållande till djup, varierar med geologiska miljöer. De olika metamorfa facies är namngivna efter karakteristiska mineral eller bergarter som är vanligt förekommande i just det intervallet. Faciesgränserna är tämligen diffusa och övergående beroende på kontinuerliga metamorfa reaktioner i takt med förändrade tryck- och temperaturförhållanden dvs bergarten övergår till nytt facies (Loberg, 1999).

De huvudsakliga metamorfa facies är zeolit-, hornfels-, grönskiffer-, amfibolit-, blåskiffer-, eklogit- och granulitfacies. Vid regionalmetamorfos i samband med kontinentkollision och orogenes utvecklas en faciesserie under stigande temperatur och ökat tryck omfattande zeolitfacies, grönskifferfacies via amfibolitfacies till granulitfacies. Zeolitfacies bergarter omvandlas under lågt tryck och temperatur och om bergartens sammansättning är den rätta bildas en grupp mineral som kallas zeoliter. Grönskifferfacies bergarter karakteriseras av det grönfärgade mineralet klorit och amfibolitfacies bergarter domineras av amfiboler såsom hornblände (Marshak, 2005). Granulitfacies är den högsta graden av regionalmetamorfos

vilket kan leda till att migmatiter bildas genom partiell smältning inom gränsområdet mellan metamorfos och magmatism som benämns ultrametamorfos (Loberg, 1999). Blåskiffer- och eklogitfacies omfattar högtrycksmetamorfa bergarter bildade i subduktionszoner. Blåskifferfacies bergarter omvandlas inom subduktionszoners akkretionsprismor och präglas av en relativt låg geotermisk gradient även under högt tryck. Somliga bergarter i blåskifferfacies innehåller ett blåaktigt mineral glaukofan tillhörande amfibolgruppen (Marshak, 2005).



Figur 6. Tryck- och temperaturdiagram som visar de huvudsakliga metamorfa facies med tillägg av den mer sällsynta facies P-P, prehnit-pumpellyitfacies, namngiven efter två ovanliga metamorfa mineral. Gränserna mellan de olika facies är vida genom att övergången sker successivt och ungefärligt. De streckade linjerna symboliserar geotermiska gradienter för olika geologiska miljöer (bildkälla, Learning Geology, u.å.).

Kontaktmetamorfos sker främst genom att sidobergarter utsätts för kraftig temperaturstegring kring magmatiska intrusioner och i vissa fall av restmagmatiska lösningar som avges från magman vilket skapar en omvandlingszon som kallas kontaktaureol. Kontaktmetamorfos sker under relativt lågt tryck och utan differentialspanning vilket vanligen leder till icke-folierade bergarter såsom hornfels. Kontaktmetamorfa förhållanden motsvarar hornfelsfacies vilket representeras av en hög geotermisk gradient.

Dynamometamorfos sker i den övre delen av jordskorpan i samband med rörelser längs förkastningar och överskjutningar under relativt låga tryck- och temperaturförhållanden. Bergarterna utsätts för starkt, riktat tryck som ger upphov till kataklas som innebär att bergarterna krossas och mals ned. Nedkrossningen av berggrundsmaterialet leder ofta till omkristallisering och även nybildning av mineral på grund av hydrotermala lösningar. Rivningsbreccia bildas ofta i krosszoner som är spröda förkastningszoner medan myloniter bildas på större djup i skjuvzoner som är plastiska förkastningszoner.

Nedsänkingsmetamorfos är en låggradig omvandling som utvecklas då sediment och pyroklastiskt material utsätts för ökat tryck vartefter nytt material avsätts ovanpå i insjunkande sedimentationsbassänger vilket även leder till ökad temperatur med djupet till följd av den geotermala gradienten som resulterar i omkristallisering.

Impakmetamorfos är benämningen på alla de förändringar som uppstår i bergarter som utsätts för högtryckschockvågor med överljudshastighet som sker när en meteorit träffar jordytan. Strukturer som exempelvis bildas är slagkäglor.

Hydrotermal metamorfos är allokemisk i sin karaktär och av typen metasomatos som tidigare har nämnts. Hydrotermala lösningar är heta vattenlösningar med olika ursprung vilka kan utgöras av grundvatten som uppvärmts i närheten av magmatiska intrusioner eller inom delar av jordskorpan där värmeflödet är ovanligt högt bildar geotermala lösningar. Restmagmatiska lösningar är det som återstår efter magmans slutgiltiga kristallisation och vid ökad grad av metamorfos frigörs vatten. De genetiskt skilda typerna av hydrotermala lösningarna kan förekomma i en blandning. Hydrotermal metamorfos uppstår då hydrotermala lösningar cirkulerar genom berggrunden och utbyter kemiska komponenter vilket ger upphov till att bergarten helt eller delvis förändrar sin kemiska sammansättning. Inom de aktiva oceaniska spridningszonerna förekommer hydrotermal omvandling av den nybildade basaltiska oceanskorpan.

Metamorfa bergarter indelas även med hänsyn till makroskopiska strukturer och mikroskopiska texturer. Karakteristisk planstruktur för metamorfa bergarter är foliation som uppstår under metamorfa förhållanden genom riktat tryck. Foliation innebär att bergartens tavelformiga mineraler parallellorienteras och bildar skikt vinkelrätt mot högsta tryckriktningen. Kornstorleken ökar med stigande metamorfosgrad som medför omkristallisering och nybildning av mineraler som definierar foliationen. Finkorniga metamorfa bergarter är av typen skiffrig medan medel- till grovkorniga bergarter kallas

gnejsig, en annan typ av foliation är bandning som kännetecknas av alternerande parallella skikt med olika mineralogisk sammansättning och/eller kornstorlek. Massformig struktur utgörs av att mineralkornen är slumpmässigt fördelade och saknar orientering. Ytterligare karakteristisk struktur för metamorfa bergarter är lineation eller stänglighet dvs en linjärstruktur som kan bildas på flera sätt i en bergart ofta i form av parallellorientering av den längsta axeln hos stavformade mineral.

Metamorfa bergarter uppvisar kristalloblastisk textur (med undantag för de dynamometamorfa bergarterna) som visar under vilka metamorfa förhållanden kristallisationen uppstod.

Metamorfa kristallisationsprocesser sker i ett begränsat utrymme under mineralkornens tillväxt som endast delvis kan utveckla plana ytor vilka ger oregelbundna begränsningsytor. Vissa metamorfa bildade mineral har större förutsättningar att utveckla kristallformers plana ytor och är ordnade i den kristalloblastiska serien efter avtagande förmåga. I den kristalloblastiska texturen framträder specifika former av textur såsom granoblastisk eller porfyroblastisk. Granoblastisk textur karakteriseras av ekvidimensionella mineralkorn som bildar ett mönster av mosaik och är typisk för exempelvis kvartsit, marmor och hornfels. Porfyroblastisk textur utmärks av större enskilda mineralkorn s.k. porfyroblaster som har vuxit under kontakt- eller regionalmetamorfos i omgivande fin- till medelkorning grundmassa (Loberg, 2005).

Bergartens ursprungliga sammansättning har dock nyckelrollen till vilka mineral som kan bildas under metamorfos och nedan framställs en bred indelning baserat på den kemiska sammansättningen av följande protoliter. En sedimentär protolit bestående av aluminiumrika lermineral ersätts av glimmermineral under stigande metamorfos medan mafiska protoliter som är relativt kiselfattiga och domineras av järnmagnesiummineral omvandlas till bland annat amfibolrika bergarter. Kalkhaltiga protoliter genomgår omkristallisation genom metamorfos som leder till att kornstorleken ökar och bildar exempelvis marmor medan granitiska protoliter bestående till mestadels av kvarts och fältspat ombildas till folierade gnejser (Marshak, 2005).

Meta- är ett prefix som indikerar att ursprungsbergarten har genomgått metamorfos (Loberg, 1999)

Strukturer

Då de inhämtade strukturgeologiska data är fokuserade på lagring, veckomböjningar och foliationer längsmed fältlokalen Saligo Bay framställs just de strukturerna.

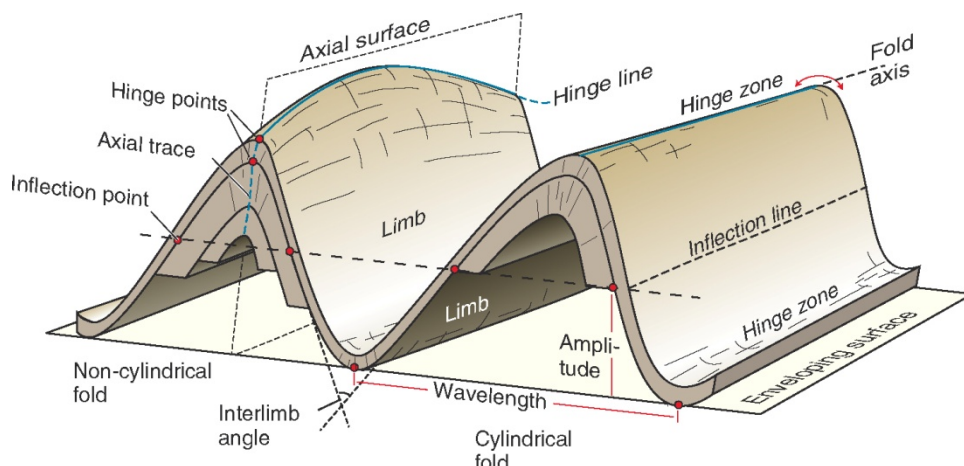
Lagring

Sedimentär lagring (bedding) är en primär struktur som karakteriseras av tydliga separerade lager av sediment eller sedimentär bergart och uppkommer i samband med förändringar i sedimentationsmiljön. Gränsen mellan två lager kallas lagringsyta (bedding plane) och flera lager utgör strata (Marshak, 2005).

Veckning

Veckning är en endogen kraft som förändrar jordskorpan när bergartslager pressas samman och böjs genom kompression, extension el. skjuvning till att skapa veck med några millimeters våglängd till storskaliga veckstrukturer. Vanligen orsakas veckning av plattetektoniska processer som sker vid konvergerande plattgränser. Hur ett veck formas beror på vilken spänning, temperatur och tryck bergarten har utsatts för och dess materialegenskaper.

Ett vecks komponenter består av två veckben och en veckomböjning som är den linje utmed där ett veckat lager har sin maximala kurvatur. Veckaxelplanet är det plan eller yta som sammanbinder veckomböjningarna för varje lager i ett veck. Inflexionspunkten är den punkt längsmed veckbenet där krökningen ändrar riktning. I ett cylindriskt veck sammanfaller veckomböjningen med veckaxeln där linjen är en konstant rak linje men i huvudsak är de flesta veck i viss mån icke-cylindriska och illustreras i figur 7 (Twiss & Moores, 2007) och de mest icke-cylindriska vecken utvecklas i skjuvzoner (Fossen, 2010).



Figur 7. Geometrisk beskrivning av veck (Fossen, 2010).

Veck beskrivs efter sin form och det finns många sätt att klassificera veck beroende på graden av sammanpressning, veckaxelplanets orientering, veckomböjningens lutning, vinkeln mellan veckbenen och tjockleken av de ingående lager.

Formen på ett konvext uppåtgående veck benämns antiform medan ett nedåtgående konkavt veck kallas synform. Om lagrens ålderföljd är känd och består av stratigrafiskt äldre bergarter i kärnan är det en antiklinal och synklinal där kärnan består av stratigrafiskt yngre material.

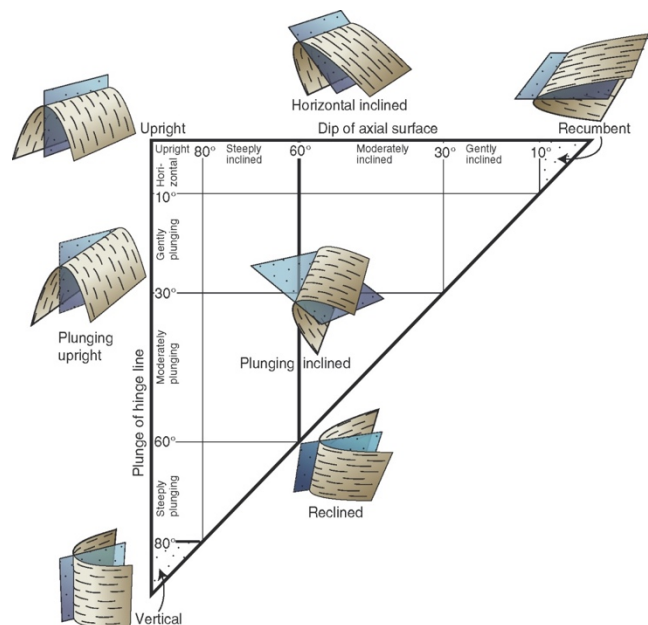
Ett upprättstående veck där veckbenen är lika långa och veckaxelplanet delar vecket i två likadana delar är även ett symmetriskt veck i profilplan till skillnad där veckaxelplanet lutar i förhållande till vertikalplanet och där veckbenen är olika långa definieras som ett asymmetriskt veck. Ett asymmetriskt veck där det korta veckbenet har roterat medurs kallas z-veck och om det kortaste veckbenet har roterat moturs resulterar det i s-veck i sin form.

Vergens är en term som uttrycker åt vilket håll det asymmetriska vecket lutar åt. Små symmetriska veck som kan bildas i kärnan i ett större veck och kallas ibland m-veck (Twiss & Moores, 2007).

Vid kraftigare sammanpressning och där trycket kommer ifrån ett håll bildas överstjälpda veck som resulterar i att ena veckbenet får en inverterad lagerföljd. I extrema fall av deformation bildas isoklinalveck där veckaxelplanet är parallellt med veckbenen (Loberg, 1999).

Ett vecks tredimensionella orientering beskrivs genom veckomböjningens (eller veckaxelns) riktning och stupning resp. veckaxelplanets strykning och lutning. Klassificering av veck som är baserat på dess orientering är en kombination av veckomböjningens stupning och veckaxelplanets lutning (se figur 8) enligt Fleuty (1964).

Lutningen av veckaxelplanet klassificeras som upprätt om veckaxelplanet är nära vertikalt dvs 80° - 90° , lutandes mellan 10° - 80° och vidare indelat i svagt, måttligt resp. kraftigt lutande i takt med att lutningsvinkeln minskar till liggandes veck (recumbent fold)

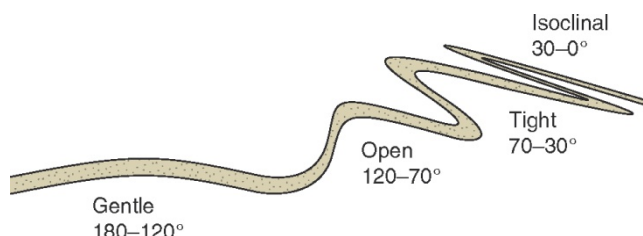


Figur 8. Klassificering av veck baserat på veckomböjningens och veckaxelplanets orientering. Baserat på Fleuty (1964), (Fossen, 2010).

där veckaxelplanet är intill horisontellt 0° - 10° . Stupningen av veckomböjningen klassificeras horisontell om veckomböjningslinjen är parallell med horisontalplanet el. subhorisontell vid 0° - 10° , stupande (plunging) mellan 10° - 80° och vidare indelad i svagt (flackt), måttligt resp. brant stupande till vertikalt 80° - 90° (Twiss & Moore, 2007).

Dom- och bassängstrukturer liknar antiklinal- resp. synklinalstrukturer med cirkulärt el. elliptiskt tvärsnitt där bergartslagren lutar utåt från en mittpunkt i domerna och inåt i bassängerna (Twiss & Moore, 2007). I en komplex deformationshistoria kan en antiklinal ha synformal orientering dvs att veckets kärna består av stratigrafiskt äldre bergarter men är omvänd och formad som en synform dvs synformal. Likaså är en antiformal synklinal, en synklinal bestående av stratigrafiskt yngre bergarter mot veckets kärna men konvext uppåt.

Veck klassificeras även efter vinkeln mellan veckbenen som relaterar till graden av sammanpressning (figur 9) där en svag el. mjuk veckning har en vinkel som är större än 120° - 180° , ett öppet veck är mellan 70° - 120° , ett slutet veck är mellan 30° - 70° , ett tätt veck mellan 0° - 30° och då veckbenen är mer eller mindre parallella, dvs. där vinkeln är $= 0^{\circ}$ benämns isoklinalt (Fossen, 2010).



Figur 9. Klassificering av veck baserat på vinkeln mellan veckbenen (Fossen, 2010).

Veckets geometriska form inverkas av ingående lagars tjocklek där man i huvudsak skiljer på parallella veck resp. similära veck. Parallella veck består av kompetenta lager och kan omges av inkompetenta lager där vecket behåller sin tjocklek genom hela veckstrukturen men där den geometriska formen klingar av på djupet. Similära veck består av inkompetenta mjuka lager där ingående lagars tjocklek varierar. Lagren i vecket har konstant tjocklek i den riktning som är parallell till veckaxelplanet, dvs är tjockare i veckomböjningarna och tunnare längs veckbenen men bibehåller sin form även på djupet (Twiss & Moore, 2007).

Linjer som sammanbinder punkter med lika lutning längs en lagringsyta för vertikalt orienterade veck används för att beskriva förändring i lagrens tjocklek mellan två lager och kan klassificeras genom Ramsay (1967) till tre huvudklasser (se figur 10). Klass 1 karakteriseras av konvergerande lutningslinjer (dip isogons) mot den inre delen av vecket som är tätare än den yttre och indelas vidare i tre underklasser där klass 1A kännetecknas av att veckomböjningen är tunnare än veckbenen medan klass 1B avser parallella veck med konstant lagertjocklek likaså klass 1C men med något tunnare veckben och syftar till ringformade koncentriskt veck. Klass 2 avser simillära veck (kallas också för "shear folds") där lutningslinjerna är parallella med veckaxelplanet (axial trace) och där inre och yttre delen av vecket är identiska. Klass 3 karakteriseras av divergenta lutningslinjerna mot den inre delen av vecket som är mer öppet än övre delen av vecket.

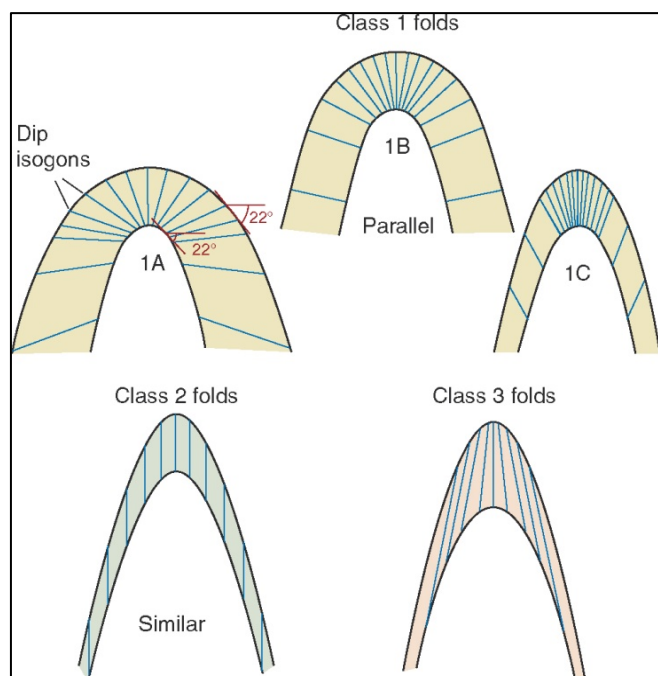
Ett vecks skala uttrycks i våglängd som är det horisontella avståndet mellan två på varandra följande veckomböjningar eller inflexionspunkter (Twiss & Moore, 2007). Amplitud kan liknas som motsvarande definition av havsvågor där avståndet mellan vågtopp eller vågdal och dess mittläge utgör halva våghöjden (Rankka & Rankka, 2003).

Andra former av veck är chevronveck och kinkveck som har skarpa omböjningar och raka veckben.

Chevronveck är symmetriska medan kinkveck är asymmetriska. Båda veckformerna uppstår vid

kompetenskontraster mellan alternerande lager av inkompetent och kompetent karaktär (Twiss & Moore, 2007). Ptygmatisk veckning är en oregelbunden veckstruktur som bildas i individuella lager (Loberg, 1999)

Ett vecks geometriska form är följden av den kinematik och dynamik som har verkat med inverkan av lagrens mekaniska egenskaper. Kinematik beskriver de rörelser som orsakar



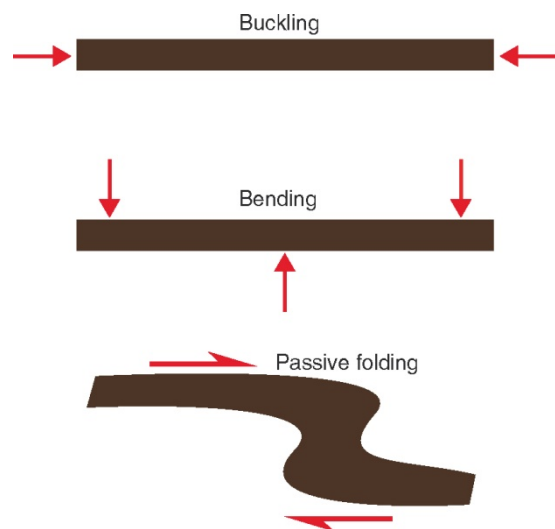
Figur 10. Ramsay's (1967) klassificering baserat på dipisogoner (Fossen, 2010).

geometrin utan hänsyn tagen till de mekaniska egenskaperna eller de verkande krafterna. Dynamik beskriver de verkande krafterna som orsakar rörelsen. (Twiss & Moore, 2007).

Det finns olika förhållningssätt beskrivna i litteraturen som överlappar i definitionen om de processrelaterade termer och mekanismer om hur veck formas med avseende på variation i spänningsaxlars riktning och magnitud i relation till lagringsplanet, kinematik och bergarternas mekaniska och reologiska egenskaper (Fossen, 2010). Reologi avser läran om materials tidsberoende mekaniska egenskaper (Geologisk ordlista, 1988) med andra ord ett materials deformation- och flytegenskaper under tid, förhållandet mellan spänning och töjning involverande elasticitet, viskositet och plasticitet.

En viktig aspekt är huruvida lagren samverkar aktivt eller passivt i veckningsprocessen dvs. om de alternerande lagrens mekaniska egenskaper har påverkan el. inte i relation till de krafter som verkar och där tre distinkta mekanismer för veckning kan beskrivas genom buckling, böjning och passiv veckning (figur 11).

Vid aktiv veckning eller buckling inverkar lagrens olika mekaniska egenskaper under förutsättning att det finns en viskositetsskillnad mellan de veckade lagren som är mer kompetent än omgivande bergmassa. Vid buckling verkar de deformerande krafterna parallellt mot lagringen som vanligtvis orsakas av tektonisk kompression som är horisontellt orienterad där lager förkortas parallellt till lagringen som resulterar i mer el. mindre sinusformade veck.



Figur 11. Mekanismers samverkan mellan krafter och rörelser i jordens inre som orsakar veckning av jordskorpan, geodynamiska processer (Fossen, 2010).

Böjning inträffar när de yttre krafterna appliceras i en hög vinkel tvärs lagren med eller utan kompetenskontrast och utvecklar oftast mjuka veck beroende på olika drivande mekanismer såsom uppträngande magmaintrusioner eller salt diapirer som påverkar ovanliggande bergartslager, monoklinal veckstruktur (ensidigt veck) uppstår i upphöjningen av underlaget i samband med reaktiverade förkastningar, i relation till flacka förkastningar, överskjutning och mellan boudiner.

Vid passiv veckning har lagrens mekaniska egenskaper inget inflytande i veckets geometriska form vilket resulterar i similära (klass 2) och harmoniska veck genom flytning inom lagren eller skjuvning längsmed lagringsplanen som uppstår i plastiska skjuvzoner och som släpveck (drag folds) längs spröda förkastningar. Passiv veckning som genererar i harmoniska veck är frekventa i mylonitzoner och synnerligen i monomineraliska bergarter såsom exempelvis kvartsit.

Det finns tre kinematiska modeller av flexural folding beskrivna i litteraturen som kan bidra till både aktiv veckning och böjning vilket uppstår då skillnaden i mekaniska egenskaper varierar stort från lager till lager. Flexural slip genererar i parallella veck (klass 1B) där lagren bibehåller sin tjocklek under veckningen och utvecklas när lager glider över andra lager utmed en svag gränsyta utan att det förekommer glidning i veckomböjningen och sker i den övre mer spröda till semispröda delen av jordskorpan men uppträder även djupare ned i den plastiska delen. Flexural flow också kallad flexure shear sker under mer duktila förhållanden där skjuvningen ökar nedåt längs veckbenen.

Orthogonal flexure uppstår i kompetenta lager där rätvinkliga linjer mot lagringen är fortsatt vinkelräta efter deformationen som resulterar i att den konvexa lagringsytan i vecket förlängs medan den konkava lagringsytan förkortas, separerade av ett neutralt skikt inom vecket (Fossen, 2010).

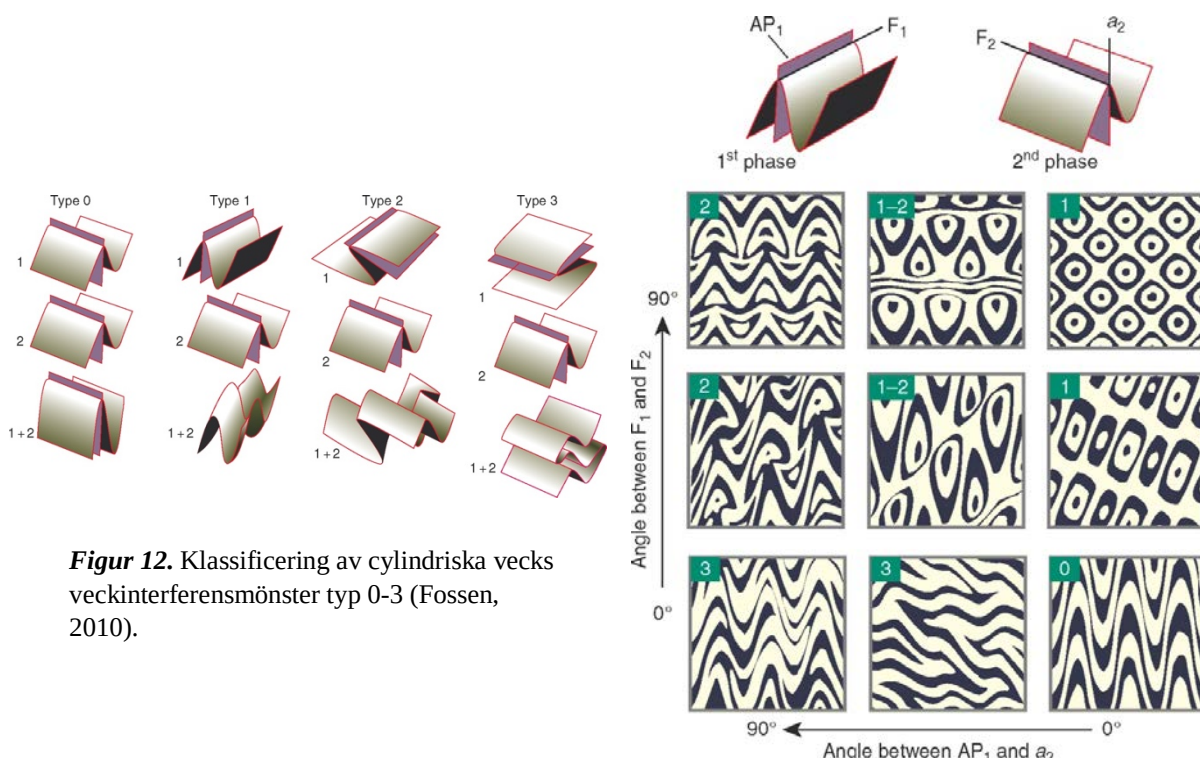
Veck bildas simultant i olika skalor där småskaliga veck uppträder i större vecks veckomböjningar och veckben och kallas även för parasitveck. Veck i olika skalor som är relaterade till en och samma veckningsfas ordnas i storleksordning där storskaliga veck är av första ordningen, "first-order folds". Veck kan genomgå flera faser av veckning där då generationer av veckfaser kan urskiljas i veckets geometri (Twiss & Moore, 2007). En generation av veck refererar till veck som har bildats under ungefärligen samma tidsintervall och under liknande kinematik. Inom ett område kan åtskilliga generationer veck med olika geometri uppstå vilket betecknas med bokstaven F (fold) följt av en siffra i kronologisk ordning. Under en orogenes kan flera deformationsfaser vara involverade och betecknas med bokstaven D1, D2 och så vidare där varje deformationsfas i samband med bergskedjebildningen kan innefatta en eller flera generationer av veck.

Veck som interfererar med varandra bildar komplexa mönster och indikerar en förändring i deformationsprocessen antingen under en och samma deformationsfas över tid eller vid upprepade olika deformationsfaser. Den komplexa geometrin uppstår där veck i liknande

skala överpräglar den tidigare generationen av veck som resulterar i veckinterferensmönster vilket kan observeras i blottad berggrundsytta. Tidigare strukturer inverkar i hur interferensmönster utvecklas och om det förekommer stora variationer i våglängd mellan de olika generationernas veck är det inte säkert att det geometriska relationsmönstret är synbart i blottad berggrundsytta där en vidare regional strukturanalys krävs för att identifiera storskaliga strukturer (Fossen, 2010).

Klassificering av omveckade vecks strukturer baseras på det tvådimensionella interferensmönster som uppstår kombinerat i ett tredimensionellt referenssystem och indelas i fyra typmönster som utgör ändled i en oändlig konfiguration av interferensmönster, typ 0-3, modifierad efter Ramsay (1967) vilket framställs i figur 12. Klassificering av cylindriska vecks veckinterferensmönster refererar till det rumsliga sambandet mellan två generationer av veck där upprättstående F2 veck överpräglar F1 veck i varierande vinklar som definieras genom relativ orientering av veckaxlar, veckaxelplan och skjuvriktningen av den senare veckfasen och där åtminstone andra generationen av veck uppstår som skjuvveck (shear folds), (van der pluijm & Marshak, 2004).

Typ 0 är i praktiken svår att urskilja som omfattar parallella veckaxlar och veckaxelplan av båda veckgenerationerna som resulterar i ett tätare veck. Typ 1 uppträder som dom- och bassängstruktur och liknar en äggkartong och innefattar två generationer av upprättstående veck där veckaxlar och veckaxelplan är vinkelräta mot varandra. Typ 2 beskrivs som en svampliknande struktur där F1 har en subhorisontell veckaxelplan (överstjälpt veck) och där båda generationernas veckaxlar är vinkelräta mot varandra (Rowland, Duebendorfer & Schiefelbein, 2007). Typ 3 interferensmönster benämns ibland för omveckade veck vilket kan anses vara en felbenämning då samtliga typ 0-3 är omveckade veck (van der pluijm & Marshak, 2004). F1 har formen av ett överstjälpt veck medan båda generationernas veckaxlar är parallella (Rowland, Duebendorfer & Schiefelbein, 2007).



Figur 12. Klassificering av cylindriska vecks veckinterferensmönster typ 0-3 (Fossen, 2010).

I avseende att ge en relativ datering i korrekt tidsföljd eller händelseföljd i förhållande till överpräglade strukturer tillämpas överlagsprincipen (principle of superposition) i kombination med att tolka sekundära bildade planstrukturer och linjära strukturer för att tyda veckmönster av olika generationer av veck (van der Pluijm & Marshak, 2004).

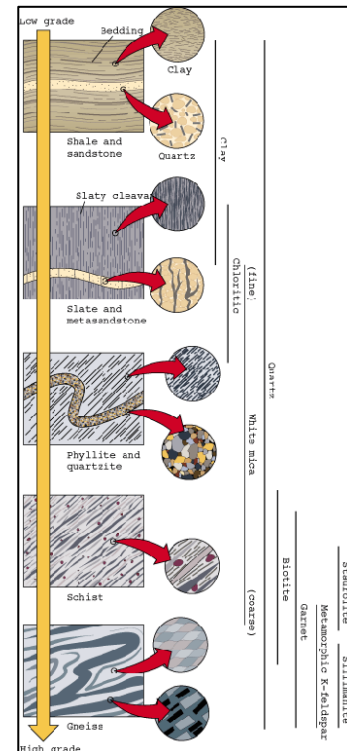
Tektonisk foliation i relation till veck

Foliation är en övergripande term för planparallell struktur och/eller textur i en bergart och omfattar såväl flytstrukturer i magmatiska bergarter som primär lagring av sedimentärt ursprung men associeras generellt till tektonisk foliation eller sekundär foliation i metamorfa bergarter (Milnes et al., 2006). Folierad struktur uppkommer genom att bergarten utsätts för riktat tryck, vilket betyder att trycket inte är likformigt fördelat i alla riktningar, under förändrade tryck- och temperaturförhållanden. Plastisk deformation leder till parallellorientering av mineralkornen vinkelrätt mot tryckriktningen där mineralens formegenskaper och kristallografi är avgörande (Marshak, 2005). Rikttningsberoende förändringar såsom mineralorientering påverkar hela det intakta berget anisotropt som innebär förekomsten av olika egenskaper i olika riktningar (Milnes et al., 2006).

Olika typer av sekundära foliationer är skiffrig, gnejsig och bandad struktur som innebär svagheter i den metamorfa bergarten av den egenskap klyvbarhet, definierad som benägenhet hos bergart vars struktur möjliggör klyvning längsmed parallella ytor. Finkornig folierad bergart benämns skiffrig som ger upphov till täta parallella foliationsplan med utpräglad klyvbarhet medan gnejsig struktur uppstår i kraftigt metamorfoserade bergarter med mindre uttalad klyvbarhet. Bandad struktur uppstår i högmetamorf miljö och kännetecknas genom alternerande parallella lager med olika texturer, färg och/eller mineralsammansättning.

Förskiffring är den process som under metamorfa förhållanden genom riktat tryck och över 300°C anordnar en bergarts tavelformade mineral att parallellorienteras vinkelrät mot den maximala tryckriktningen varvid parallellstrukturen skiffrighet bildas (Loberg, 1999).

Axialplansfoliation bildas parallellt med veckaxelplanet i veckomböjningen under samma veckningsprocess genom att skiktmineraler orienterar sig vinkelrät mot det riktade trycket. Olika typer av foliationer och mineralassociationer bildas i samband med stigande temperatur som återger den omvandlingsgrad som bergarten har utsatts för (se figur 13). Karakteristiska bergartsled kan uppstå ur varandra under stigande grad av metamorfos där ökad kornstorlek och kemiska reaktioner som bildar nya mineral definierar foliationen. Exempelvis finkornigt material som innehåller lermineral är stabila vid lägre tryck och temperatur, förhöjda tryck- och temperaturförhållande i samband med riktat tryck uppträder homogena riktade orienteringar av lermineral och klorit som ger den finkorniga lerskiffern en folierad planstruktur i form av lövtunna skikt under låggradig metamorfos. Fyllit är en finkorning måttligt omvandlad lerskiffer under låggradig metamorfos inom ett tillräckligt temperaturintervall för att omkristallisera klorit samt kvarts och ombilda lermineral till muskovit. Skiffrigheten i fyllitisk skiffer är mer påtaglig genom riktat tryck samtidigt som bergarten får en lyster p.g.a. de ljusa glimmerfjällen. Vid högre metamorfosgrad (medelhög) bildas medel- till grovkorning glimmerskiffer bestående av grövre glimmermineral som muskovit och/eller biotit. Därtill beroende på den kemiska sammansättningen av protoliten

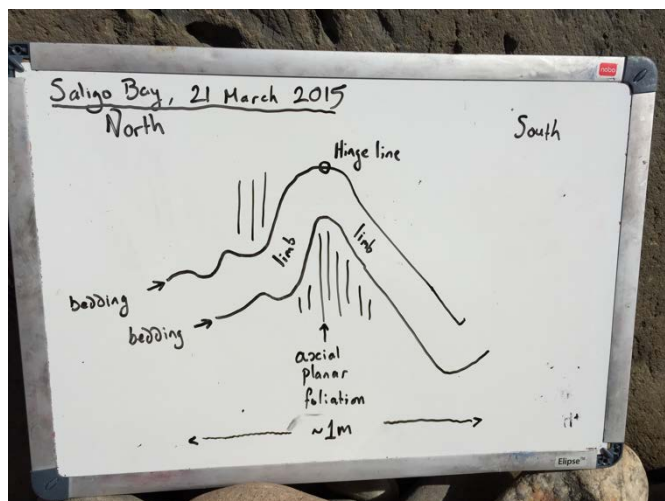


Figur 13. Progressiv regionalmetamorfos av lerskiffer i samband med omvandling av mineral som är stabila inom olika tryck- och temperaturområden (Marshak, 2005).

innehåller glimmerskiffer växlande mängd av kvarts, fältspat, möjligtvis kyanit, granat och amfibol. Foliationen utgörs av en framträdande skiffrighet definierad genom större parallellorienterade glimmerfjäll till följt av riktat tryck. Vid ytterligare stigande tryck och temperatur övergår glimmerskiffer till gnejs (Marshak, 2005). Gnejs är ett samlingsnamn som kännetecknas av bergartens struktur kallad gnejsighet som uppkommer under högmetamorf bildningsmiljö med varierat ursprungsmaterial (Lindström, Lundqvist & Lundqvist, 2000).

Metoder

Fältstudier genomfördes under den 21-24 mars 2015 längs Saligo Bay, Islay och inleddes med en genomgång av professor Alasdair Skelton på plats (figur 14). Fältarbetet bestod dels av strukturella mätningar, dels kartering av området som sträcker sig 220 meter längs strandkanten omfattande sju olika lokaler. Sammanlagt utfördes 326 strukturmätningar såsom lagring, foliationer och veckomböjningar med en kompass med klinometer och med iPhones app Lambert. Koordinater uppmättes med iPhones app Kompass och de observerade hållarna



Figur 14. Genomgång med Professor Alasdair Skelton i fält.

har i fält ritats in för hand på en Google Earth karta. Fältdagbok fördes och en lupp användes för att studera mineraler. Fältassistent Åsa Norén Lundins insats var ovärderlig under långa intensiva dagar med fältarbetet i ett relativt isolerat fältområde vilket Åsa fick erfara vid dagens slut genom att påminna om att det fortfarande råder vänstertrafik på Islay.

Alla insamlade strukturmätningar plottades för hand i stereonät genom att placera transparent skisspapper ovanpå en mall vid plottning. Till den stereografiska projektionen tillämpas ett ekvatoriellt pol-plan stereonät av typen Schmidt (equal area) som användes för att redovisa plan och poler. En pol till ett plan representeras av en punkt i projektionsplanet som motsvarar orienteringen i sfären och definieras som skärningspunkten för normalen till planstrukturen, dvs den linje som skär planet ortogonalt vilket uppstår när normalen tangerar sfärens yttre gräns (Twiss & Moore, 2007). Polpunkter är behändigt att plotta i stereonät vid kvantitativa strukturdata och underlättar visuellt vid analys av strukturerna.

Resultat

Nedan följer framställd karta inritad i fält och en generell litologisk beskrivning baserat på fältobservationer. Strukturella mätningar presenteras i stereogram och i Appendix finns samtliga strukturmätningar redovisade i tabeller samt i vilken lokal de har uppmätts.

Kartering

Resultatet av karteringen visas i figur 15 som inritades i fält och har kompletterats med teckenförklaring, skalstock och norrpil. Samtliga sju lokaler utgörs huvudsakligen av veckade metaturbiditer bestående av lager av metasandsten och metaslamsten. Från söder utgår en 2-3 meter bred diabasgång i riktningen SO-NV som korsar karteringsområdet och genomskär metaturbiditerna och ytterligare en mindre magmatisk intrusion med syenitisk sammansättning i riktning NO-SV. Diabasgången avtar i mindre framträdande block i olika riktningar inom karteringsområdet som i norr skär den magmatiska intrusionen vilket gör diabasgången yngre och fältets yngsta bergart. Ytterligare iakttagelser i fält bekräftar tolkningen i form av en värmepåverkad kontakt (baked contact) mot omgivande berg i samband med diabasgångens inträngande och en viss kontaktmetamorfos har skett (se figur 18). Tolkning av bergart baseras på egna fältobservationer.



Figur 15. Resultat av karteringen av fältlokalen Saligo Bay (som riktmärke förhåller sig lokal 3 med koordinater 55°48'41"N 06°27'25").

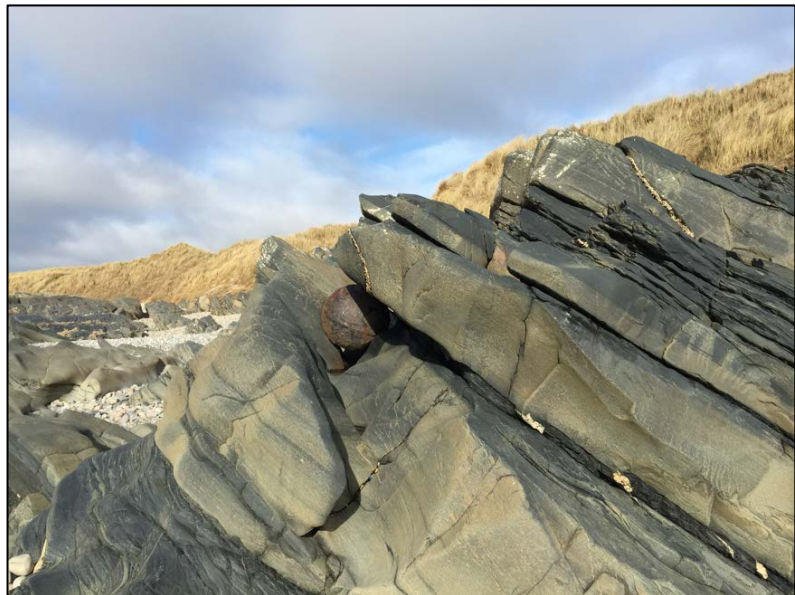
Litologisk beskrivning

Tre olika litologier observerades i fält och beskrivs generellt utifrån karakteristiska drag för bergarten. Metaturbiditer dominerar fältområdet och uppträder på samtliga sju lokaler vilka strukturmätningarna är baserade på i fältstudien. Metaturbiditerna består av upprepade ljusa sandiga och grusiga lager av metasandsten och mörkare leriga lager av metaslamsten (se figur 16). Metasandstens lager är cirka 0,5 till 1 meter tjocka och uppvisar en korngradering där kornstorleken succesivt avtar från botten och uppåt till de överliggande tunnare lagren av metaslamsten bestående av finkornigt material av silt och ler i varierande tjocklek och ibland frånvarande. Kontakten mellan lagren är skarp och eroderad mellan varje repetitiva turbiditsekvens. Denna form av graderad skiktning tyder på sediment som avsatts på relativt djupt vatten varvid de grövsta och tyngsta kornen når botten först utefter en undervattenslutning genom subakvatiska slamströmmar följt av allt finare material i och med

att hastigheten avtar. Dessa metasandstenar kallas för gråvacka som innehåller åtskilligt med bergartsfragment förutom kvartskorn och är en del av the Smaull Greywacke Formation (Webster, Anderton & Skelton, 2015).

Veckade kvartsådror
förekommer i varierande
riktning.

I karteringsområdet påträffas
gångar av två olika
magmatiska bergarter med
olika åldrar (se figur 17). En
yngre brunaktig diabasgång
genomkorsar fältlokalen som
skär en äldre, grovkornig,
mindre gång med syenitisk sammansättning (Webster, Anderton & Skelton, 2015).



Figur 16. Metaturbiditer bestående av alternerande lager av metasandsten och metasiltsten.



Figur 17. Diabasgången skär den äldre magmatiska gången (bilden till vänster).

Figur 18. Baked contact (bilden till höger).

Strukturer

Det undersökta området omfattas av plastisk deformation som har gett upphov till strukturer såsom veckning och foliation. Metaturbiditerna uppvisar en brokig veckstruktur av

asymmetriska antiklinaler och synklinaler (synklinal visas i figur 20) i form av tvära förändringar i veckstrukturens geometriska form, amplitud och våglängd ibland inom ett och samma lager och från ett lager till ett annat. Parasitveck förekommer i vissa metaslamstenar som är sekundära småveck som har uppkommit inom större veckstrukturer och som tydligt påvisar den kompetenskontrast som råder mellan de mindre kompetenta leriga lagersekvenserna och de mer kompetenta sandiga lagren. Den graderade skiktningen är uppåtriktad vilket anger stratigrafin.

Axialplansfoliationer uppträder i veckomböjningar parallellt till veckaxelplanet som utgörs av parallellorienterade skiktsilikater och är mer utpräglad i metaslamstenen än metasandstenen (figur 19). Lerimineral har omvandlats till glimmermineral såsom klorit och muskovit vars tavelformiga mineralkorn parallellorienteras och bildar finkorniga skikt vinkelrätt mot tryckriktningen (Webster, Anderton & Skelton, 2015).



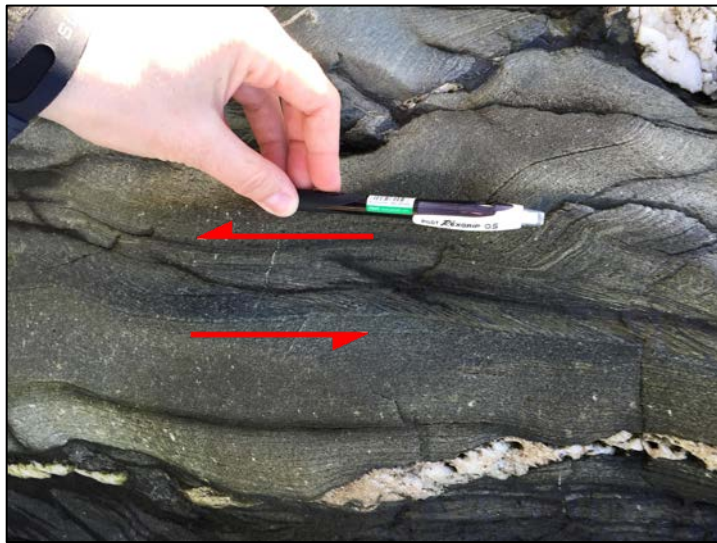
Figur 19. Axialplansfoliationer uppträder i veckomböjningar och är mer utpräglad i metaslamstenen än metasandstenen (fältlokal 6).

Sammanlagt utfördes 326 strukturmätningar i fältområdet med en kompass med klinometer och med iPhones app Lambert genom att mäta lutning och lutningsriktning av veckomböjningar, lagring och foliationer (figur 22). Lutning anges i 0° - 90° i förhållande till horisontalplanet och lutningsriktning anges i 0° - 360° som beskriver lutningens väderstrecsriktning. För att genomföra en strukturgeologisk tolkning redovisas samtliga strukturmätningar av plana och linjära strukturer genom stereografisk projektion bestående av ett ekvatoriskt pol-plan stereonät av typen Schmidt (equal area). Lagring plottas som polpunkter vilka representerar planets normal, medan foliationer är plottade som plan i form av linjer längs storcirklar. Veckomböjningar plottas som linjära strukturer där linjer blir till punkter.

Generellt lutar lagren huvudsakligen mot sydost i det karterade området men lutningsriktningen tenderar att övergå mot nordväst i fältområdets södra del (se *poler till lagring* i figur 22). Veckomböjningar med subhorisontell stupning förefaller i två olika riktningar mot NO resp. SV (se *veckomböjningar* i figur 22). Foliationsplanen lutar brant till måttligt mot sydost vilket indikerar en vergens mot NV och löper parallellt med veckaxelplanet orienterat NO-SV (se *plan till foliationer* i figur 22).

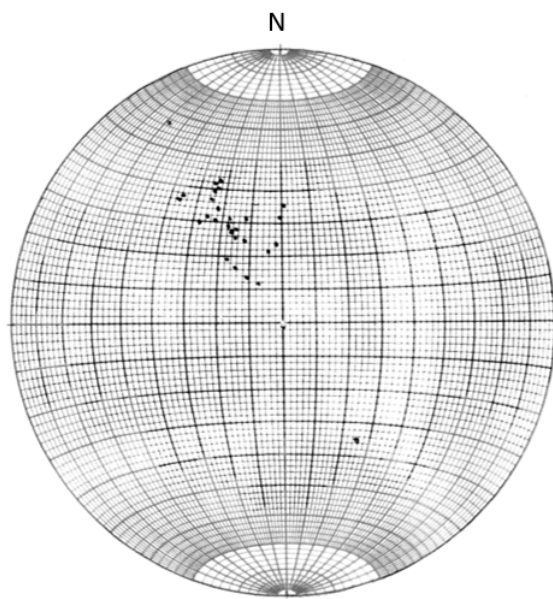


Figur 20. Synklinal veckomböjning till vänster på bild (lokal 6).

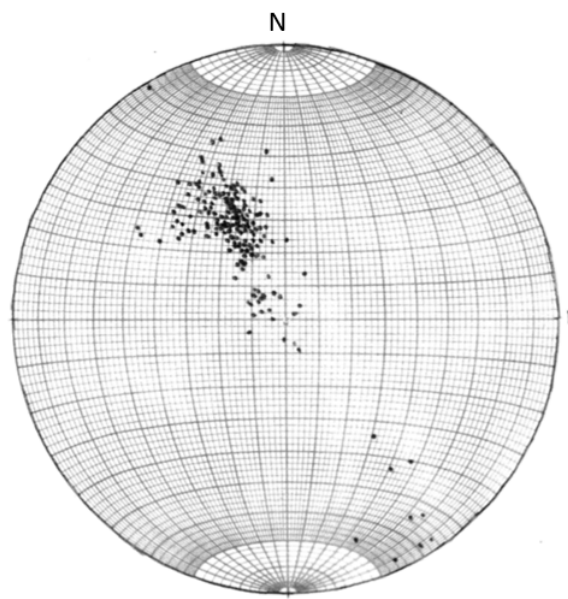


Figur 21. Foliationsriktning i förhållande till lagring, halva pilar indikerar relativa rörelser (lokal 6) till höger på bild.

POLER TILL LAGRING

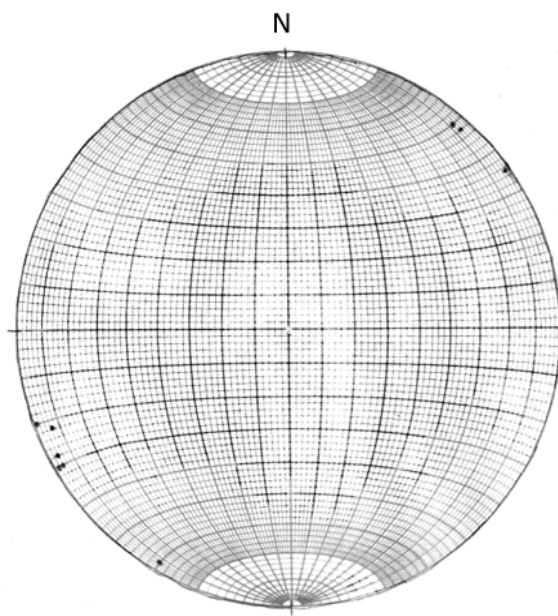


Mätningar med kompass

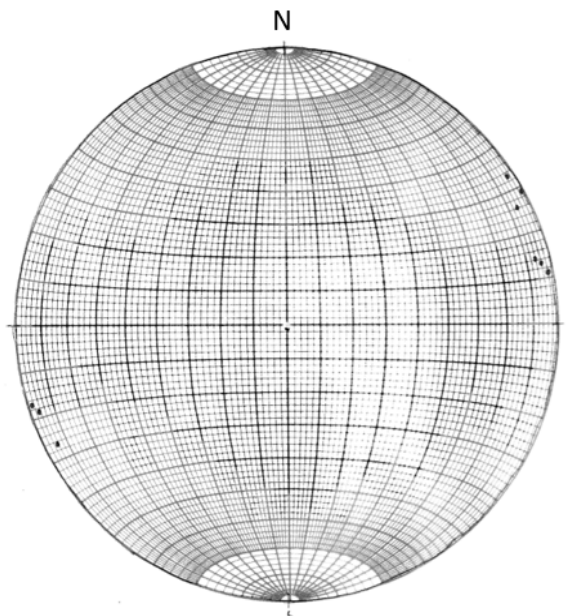


Mätningar med iPhones app Lambert

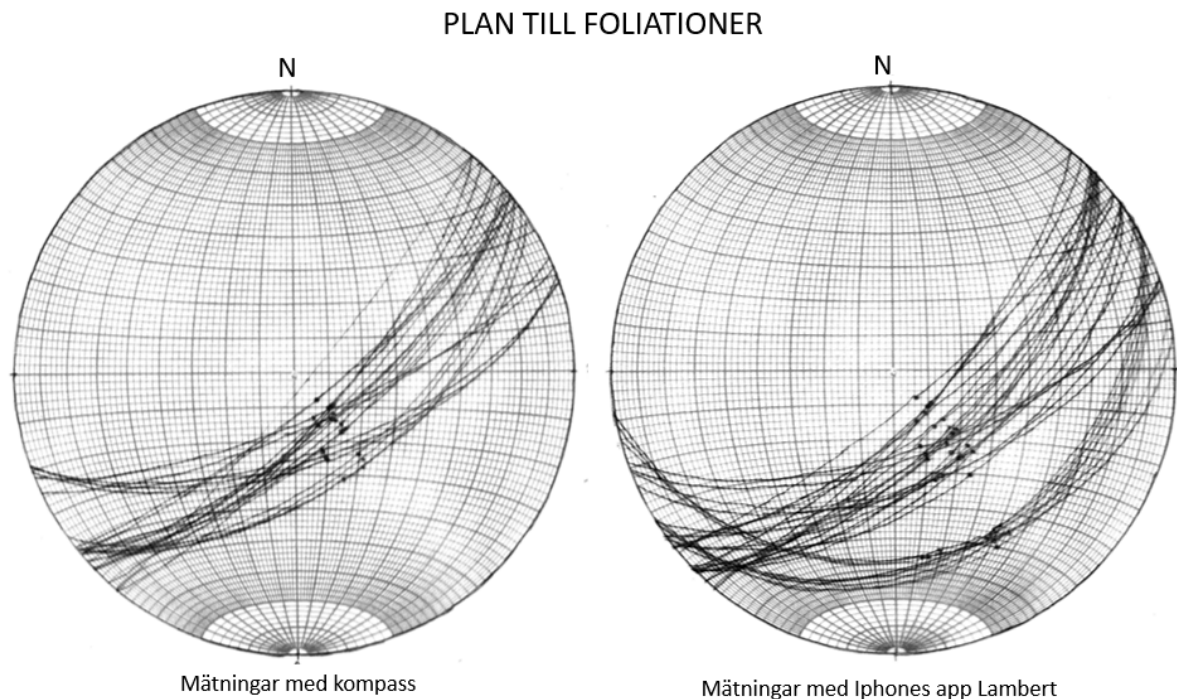
VECKOMBÖJNINGAR



Mätningar med kompass



Mätningar med iPhones app Lambert



Figur 22. Lutning och lutningsriktning framställs i stereografiska projektioner som plottas i stereonät Schmidt (equal area) av polpunkter till lagring, veckomböjningar och plan till foliationer.

Diskussion

Fältområdets geologiska utveckling diskuteras genom tolkning av bildningssätt och avlagringsmiljö för metasedimenten, metamorf facies och deformationshistoria utifrån tolkade strukturmätningar samt utvärdering av de olika mätteknikerna.

Bildningssätt och avlagringsmiljö för metasedimenten

Saligo Bays metaturbiditer består av lager av metasandstenar som utgörs av sandiga metagråvackor med bevarad primärstruktur såsom graderad skiktning och finkorniga leriga lager av metaslamstenar (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Metaturbiditernas bildningssätt och avlagringsmiljö tolkas utifrån primära sedimentära strukturer, kornstorlek och mineralogisk sammansättning som har identifierats genom fältobservationer. Dessa metasandstenar som är kvarts- och fältspatrika innehållande åtskilligt med bergartsfragment inbäddade i en kompakt, lerig matrix kallas gråvacka. Metagråvackorna uppvisar en erosiv bas och graderad skiktning (normal) från grov till finare vilket innebär en återkommande sekvens med succesiv uppåt avtagande kornstorlek som gradvis och delvis övergår till de överliggande lager av finkornig metaslamsten vilka tolkas som metaturbiditer. Turbiditer

bildas i subakvatisk miljö genom avsättning ur gravitationsdrivna turbiditströmmar som rasar med hög hastighet utmed kontinentalbranten och är följaktligen dåligt sorterade. Tidigare klastiska sediment som avlagrats på kontinentalsockeln transporteras av massrörelseprocesser längsmed en undervattenslutning utlösta av stormvågor, jordskalv el. undervattenskred varav stora mängder grövre material avsätts snabbt nära kontinentalbranten medan finkornigare material avsätts under längre tidsperioder då strömhastigheten avtar utmed djuphavsslätten vilket resulterar i graderad skiktning (Stanley & Luczaj, 2015). Förändringen från sandiga metasandstenar till överliggande leriga lager av metaslamstenar tolkas som cykliskt förlopp och en faciesövergång till följd av en ändring i turbiditströmmarnas aktuella hastighet vid avsättningstillfället och därmed energin i det transporterande vattnet. Metasandstenarna som har avsatts under ett snabbt förlopp antyder en proximal avlagringsmiljö och har exponerats avsevärt längre för erosion av bottenströmmar vilket skulle kunna vara förklaringen till den erosiva bas synliga i metasandstenarnas lager. Liknande där en plötslig övergång från grövre till finare material uppstår inom samma turbiditsekvens skulle kunna bero på att det äldre lagrets övre del har skalats av, av inkommande yngre turbiditströmmar.

Metamorf facies

Saligo Bays metaturbiditers primära strukturer är välbevarade vilket antyder att metamorfosgraden varit låg men framförallt associeras metamorfosens intensitet med förekomsten av indexmineral som sammantaget är en serie mineral som är stabila i begränsade temperaturområden. Metaturbiditerna består ursprungligen av lermineralrika bergarter vilket omvandlats till skiktmineraler som klorit och muskovit identifierade utifrån fältobservationer. Indexmineralet klorit är karakteristiskt för grönskifferfacies vilket indikerar att metaturbiditerna genomgått låggradig regionalmetamorfos inom kloritzonen enligt Barrovians mineralzoner. De veckade metaturbiditerna uppvisar sekundär bildade planparallell struktur vilket tolkas som att fältområdet utsatts för plastisk deformation av tektoniskt ursprung genom kompression. Axialplansfoliationer uppträder i veckomböjningarna parallellt med veckaxelplanet och är mer utbildad i metaslamstenen än metasandstenen. Den typ av foliation som bildas genom riktat tryck i en metaslamsten är också en användbar indikator av metamorfostemperatur (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Axialplansfoliationer som bildats i den finkorniga metaslamstenen tolkas som skiffrig planstruktur som har uppstått genom att tavelformade kristaller parallellorienteras i skikt vinkelrät mot den maximala tryckriktningen under låg temperatur.

I det karterade området uppträder två magmatiska bergarter vilka tolkas ha intruderat under två olika tidsintervall och efter metamorfosen av metaturbiditerna. En mafisk gång genomkorsar fältområdet från nordväst till sydost där den skär en ljusare grovkornig gång vilket indikerar att den mafiska gången är den yngre intrusionen. Iakttagelser av en värmepåverkad kontakt (baked contact) tolkas som kontaktmetamorfos mot omgivande metaturbiditer som har uppstått i samband med inträngning av den mafiska gången (visas i figur 18).

Saligo Bays deformationshistoria

Saligo Bays metaturbiditer antas korrelera med den övre gruppen av Colonsay Group tillhörande The Smaull Greywacke Formation som i sin tur härleds till turbiditsekvensen i undergruppen Corrieyairack Subgroup. Radiometrisk datering av zirkoner stödjer sambandet mellan the Colonsay Group och den äldsta undergruppen the Grampian Group från the Dalradian Supergroup vilket innebär att Saligo Bays metaturbiditer var deponerade i förkastningsbassänger i den nybildade havsbukten längs superkontinenten Rodinia under neoproterozoikum för omkring 750 miljoner år sedan (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Fältområdets metaturbiditers bildningssätt och avsättningsmiljö överensstämmer med undergruppen Corrieyairacks turbiditfacies.

I och med uppsprickningen av Rodinia och öppnandet av Iapetushavet fortgår Saligo Bays bergarter sin resa längsmed den nya kontinenten Laurentias passiva kontinentkant. Samtidigt som Iapetushavet börjar sluta sig utvecklas en subduktionszon utmed Laurentias sydöstra kontinentkant och ett vulkaniskt öbågekomplex bildas som senare kolliderar med Laurentia vilket är inledningen till den första fasen av Kaledoniska orogenens för omkring 470 miljoner år sedan. Under the Grampian phase pressas Saligo Bays bergarter ned på 20-30 kilometers djup och genomgår plastisk deformation och regionalmetamorfos i grönskifferfacies vilket gett upphov till veckstrukturer i samband med kompression och skjuvning. Omfattande erosion och upplyftning blottar idag de veckade metaturbiditerna i fältområdet som karakteriseras av nästintill upprätta till lutande veck med axialplansfoliationer som uppträder parallellt till veckaxelplanet som uppstår genom differentialspänning (Webster, Anderton & Skelton, 2015).

Tolkning av mätresultaten i det undersökta området är att Saligo Bays metaturbiditer präglats av en veckfas redovisade i figur 22. En viss tvetydighet råder i resultaten av uppmätta strukturmätningar av veckombøjningar som är tillnärmelsevis horisontella och förefaller i

motsatta riktningar mot NO resp. SV (se *veckomböjningar* i figur 22) vilket skulle kunna vara ett måtfel då det är svårt att utföra precisa mätningar av plana, horisontella strukturer då en väldigt liten variation i stupningsvinkeln gör skillnad mellan NO och SV. Tillräcklig mängd av strukturdata saknas för att kunna stödja en tolkning av flerfasig veckning vilket skulle kunna vara förslag på fortsatta studier.

Generellt lutar lagren huvudsakligen mot sydost i det karterade området men lutningsriktningen tenderar att övergå mot nordväst i fältområdets södra del (se *poler till lagring* i figur 22) vilket motsvarar Webster, Anderton & Skeltons (2015) definition om att en synklinals veckomböjning orienterad nordost-sydväst korsar undersökningsområdet. Synklinalen tolkas som ett icke-cylindriskt, asymmetriskt veck med vergens mot nordväst då foliationsplanen lutar brant till måttligt mot sydost (se *plan till foliationer* i figur 22).

Beskrivning och klassificering försvåras av veckstrukturernas komplicerade geometri som observerats i fält (se figur 19), men den komplexa variationen av veckstrukturers geometriska form tolkas i huvudsak relatera till den markanta kompetensskillnaden mellan de alternerande lager av inkompetent och kompetent karaktär. Förekomst av parasitveck som framträder i metaslamstenen speglar just den kompetenskontrast mellan lagren. Veckstrukturerna består av framförallt asymmetriska men även symmetriska synklinaler och antiklinaler, uppräta till lutande, öppna till slutna mestadels täta veck.

Kinematisk modell för veckningsprocessen baseras på inverkan av lagrens kompetenskontraster vilket skulle kunna förklaras av flexural slip med interaktion av fluider som har gett upphov till parallella veck, klass 1 av de mer kompetenta lagren av metasandsten och klass 3 av de mindre kompetenta lagren av metaslamsten.

De kvartsgångar som har observerats i fält har troligtvis bildats i samspel med deformation och i närvaro av metamorfa fluider vilket beskrivs av Webster, Anderton & Skelton (2015).

Fältområdets norra del har intruderats av en äldre syenitisk gång (figur 17) under den senare fasen i den Kaledoniska orogensen som genomkorsas i nordväst-sydostlig riktning av en yngre diabasgång (Webster, Anderton & Skelton, 2015). Fältobservationer av en värmpåverkad kontakt (baked contact) tolkas ha uppstått i samband med inträngning av diabasgången (figur 18) som associeras med öppningen av Nordatlanten som orsakade vulkanism för ca 60 miljoner år sedan.

Utvärdering av mätmetoder

De strukturella mätningarna utfördes både på traditionellt sätt med en kompass med klinometer och med iPhones app Lambert med avsikt att samtidigt jämföra de olika mätmetoderna. Fördelen med den traditionella mätmetoden är att det är enkelt att bära med sig utrustningen i fält medan nackdelar med metoden är att den är tidskrävande och att avläsningen av kompassen kan påverkas vid hur den placeras vid oregelbundna ytor. Fördelar vid strukturmätningar med iPhones app Lambert är att det är en tidseffektiv mätmetod som underlättar kvantitativa mätningar, vidare sparas insamlad strukturdata automatiskt och kan utan svårigheter överföras till andra enheter. Dessutom är mätverktyget lätthanterligt vid oregelbundna ytor. Nackdelar med mätmetoden är att mätverktyget måste kalibreras med jämna mellanrum och är beroende av batteri. Vid tillfälle försvann sparade mätningar som är en felfunktion och orsakas oftast av iPhones inbyggda magnetometer (digital kompass) (Appel, 2015).

Samtliga strukturmätningar från respektive mätmetod är presenterade i stereogram och visar jämförelsevis liknande resultat vilket tolkas som att iPhones app är ett bra komplement vid kvantitativa mätningar tillsammans med konventionell mätmetod.

Potentiella felkällor uppkomna under genomförd fältstudie kan vara avläsningsfel eller fel mätteknik av de mätmetoder som användes. Kartering och inritad karta i fält baseras på egna tolkningar och generaliseringar som bidrar till otillräcklig noggrannhet.

Slutsatser

Från studien kan följande slutsatser dras:

- Saligo Bays metaturbiditer har bildats i subakvatisk miljö genom avsättning av turbiditströmmar som har rasat utmed kontinentalbranten. Alternnerande lagerföljd av metasandsten och metaslamsten med graderad övergång tyder på upprepade faciesförändringar.
- Klorit uppträder i fältområdet vilket associeras med låggradig regionalmetamorfos i grönskifferfacies, vidare uppvisar metaslamstenarna tektonisk foliation i form av skiffrig struktur vilket tillika indikerar på låg metamorfosgrad.
- Den strukturella utvecklingen präglas av en veckfas baserat på resultat av stereografiska projektioner.

- Generellt lutar lagren mot sydost i det karterade området som tenderar att övergå mot nordväst i fältområdets södra del vilket kan tolkas vara en synklinal som korsar undersökningsområdet NO-SV. Synklinalen tolkas som ett icke-cylindriskt, asymmetriskt veck med en vergens mot nordväst.
- Veckomböjningar med subhorisontell stupning förefaller i riktningar mot NO resp. SV.
- Den komplexa variationen av veckstrukturernas geometriska form bestående av asymmetriska men även symmetriska synklinaler och antiklinaler tolkas i huvudsak relatera till den kompetensskillnad mellan de alternerade lager av kompetent och inkompetent karaktär.
- Området har senare intruderats av en yngre mafisk gång i nordväst-sydostlig riktning som genomkorsar en äldre gång i norra delen av fältlokalen.
- Samtliga strukturmätningar från respektive mätmetod utförda på traditionellt sätt med kompass med klinometer och med iPhones app Lambert visar jämförelsevis liknande resultat vilket tolkas som att iPhones app är ett bra komplement vid kvantitativa mätningar tillsammans med konventionell mätmetod.

Tackord

Ett stort tack till min handledare professor Alasdair Skelton för hans enorma tålamod och ett stort tack till Åsa Lundin Norén för hennes värdefulla insats som fältassistent.

Referenser

- Appel, P. (2015) Lambert (Version 1.93) [Mobilapplikation] Hämtad från <https://itunes.apple.com>
- Fettes, D. J. (2011). Progress on understanding the Dalradian. *The Edinburgh Geologist*, 50, ss. 21-25.
- Fettes, D. J., Macdonald, R., Fitton, J. G., Stephenson, D., & Cooper, M. R. (2011). Geochemical evolution of Dalradian metavolcanic rocks: implications for the break-up of the Rodinia supercontinent. *Journal of the Geological Society*, 168, ss. 1133-1146.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University.
- Geologisk Ordlista, Tekniska nomenklaturcentralen* (1988). Stockholm: Gotab.
- Gordon, J. E., Lees, R. G., Leys, K. F., MacFadyen, C. J., Puri, G., Threadgould, R., & Kirkbride, V. (2002). *Natural Heritage Zones: Earth Sciences*. Edinburgh: Scottish Natural Heritage, ss. 192-195.
- Jensen, E. S. & Svedberg, U (2006). *Våra Stenar*. Stockholm: Prisma.
- Kumpulainen, R. A. (2016). Guide for geological nomenclature in Sweden. [Elektronisk] *Journal of the Geological Society of Sweden*, vol. 139, ss. 3-20. Tillgänglig: Taylor & Francis Online [2019-04-09] DOI: 10.1080/11035897.2016.117866
- Leslie, A.G., Robertson, S., Smith, M., Banks, C. J., Mendum, J. R., & Stephenson, D. (2013). The Dalradian rocks of the northern Grampian Highlands of Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, ss. 263-317.
- Loberg, B. (1999). *Geologi, Material processer och Sveriges berggrund*. 6. uppl. Stockholm: Nordstedts Förlag.
- Lindström, M., Lundqvist J., & Lundqvist T. (2000). *Sveriges geologi från urtid till nutid*. 2. uppl. Lund: Studentlitteratur.
- Marshak, S. (2005). *Earth Portrait of a Planet*. 2nd ed. New York: W. W. Norton & Company, Inc.
- Mcateer, C. A., Daly, J. S., Flowerdew, M. J. & Whitehouse, M. J. (2010). Dalradian Grampian Group affinity for the Bowmore Sandstone Group, Islay, SW Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 46, ss. 97-111
- Mcateer, C. A., Daly, J. S., Flowerdew, M. J., Connelly, J. N., Housh, T. B., Whitehouse, M. J. (2010). Detrital zircon, detrital titanite and igneous clast U-Pb geochronology and basement-cover relationships of the Colonsay Group, SW Scotland: Laurentian provenance and correlation with the Neoproterozoic Dalradian Supergroup. *Precambrian Research*, 181, ss. 21-42
- Milnes, A. G., Hudson, J., Wikström, L., & Aaltonen, I. (2006). *Foliation: Geological Background, Rock Mechanics Significance, and Preliminary Investigations at Olkiluoto*. [Elektronisk] Olkiluoto: Posiva. Tillgänglig. <http://www.posiva.fi/files/798/WR2006-03.pdf> [2019-03-28]

- Phillips, E. R. & Boston, C. M. (2013). Bedrock Geology and Physiography of the Monadhliath Mountains. I Boston, C. M., Lukas, S. & Merritt, J. W. (eds.) *The Quaternary of the Monadhliath Mountains and the Great Glen : field guide*. London: Quaternary Research Association, ss. 3-8.
- Rankka, K. & Rankka, W. (2003). *Mekanismer vid stranderosion*. [Elektronisk]. Linköping: Statens geotekniska institut (SGI Samordningsansvar för stranderosion). Tillgänglig: <http://www.swedgeo.se/globalassets/publikationer/varia/pdf/sgi-v533.pdf> [2019-03-22]
- Rowland, S. M., Duebendorfer, E. M. & Schiefelbein, I. M. (2007). *Structural Analysis and Synthesis: A Laboratory Course in Structural Geology*. 3rd ed. Singapore: Blackwell Publishing Ltd.
- Stanley, S.M. & Luczaj, J. A. (2015). *Earth system history*. 4th ed. New York: W.H. Freeman and Company.
- Stephenson, D. & Gould, D. (1995). *British regional geology: the Grampian Highlands*. 4th ed. London: HMSO.
- Stephenson, D., Mendum, J. R., Fettes, D. J. & Leslie, G. (2013). The Dalradian rocks of Scotland: an introduction. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, ss. 3-82.
- Stewart, J. H. (2009). *Reconstructing Rodinia by Fitting Neoproterozoic Continental Margins*. [Elektronisk] Reston. U.S. Geological Survey. Tillgänglig: Open-File Report 2009-1191 [2019-03-17]
- Strachan, R. A., Smith, M., Harris, A. L. & Fettes, D. J. (2002). The Northern Highland and Grampian terranes. I Trewin, N. H. (ed.) *The Geology of Scotland*. 4th ed. London: The Geology of Scotland, ss. 81-147.
- Tanner, P. W. G., Bendall, C. A., Pickett, E. A, Roberts, J. L., Treagus, J. E. & Stephenson, D (2013). The Dalradian rocks of the south-west Grampian Highlands of Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, ss. 83-147.
- Twiss R. J. & Moores E. M (2007). *Structural Geology*. 2nd ed. New York: W. H. Freeman and Company.
- van der Pluijm, B. A. & Marshak, S. (2004) *Earth Structure: An introduction to Structural Geology and Tectonics*. 2nd ed. New York: WW Norton & Company.
- Webster, D., Anderton, R., & Skelton, A. (2015). *A Guide to the Geology of Islay*. Glasgow: Ringwood Publishing.

Illustrationer

Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University.

Learning Geology (u.å.). *Types of Metamorphic Rocks*. Hämtad från <http://geologylearn.blogspot.com/2016/03/types-of-metamorphic-rocks.html> [2019-06-03]

Marshak, S. (2005). *Earth Portrait of a Planet*. 2nd ed. New York: W. W. Norton & Company, Inc.

Rey, P. F. (u.å.). *Introduction to Structural Geology*. [PowerPoint slides] Hämtad från <https://www.slideshare.net/RolandGuillen/introduction-to-structural-geologypatrice-intro-tosg> [2019-06-03]

Tanner, P. W. G., Bendall, C. A., Pickett, E. A, Roberts, J. L., Treagus, J. E. & Stephenson, D (2013). The Dalradian rocks of the south-west Grampian Highlands of Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, ss. 83-147. Figur 49, s. 142.

Webster, D., Anderton, R., & Skelton, A. (2015). *A Guide to the Geology of Islay*. Glasgow: Ringwood Publishing. Figur S1, s. 15.

Samtliga foton från Saligo Bay är tagna av Nina Embretsen

Appendix

Tabellen redovisar numrerade strukturmätningar med Iphones app Lambert för respektive struktur samt lokal i följande excelark.

Nr (id)	Lokal	Struktur
1-10	2	Foliation
11-20	2	Lagring
21-40	1	Lagring
41-45	1	Foliation
46-66	4	Lagring
67-75	4	Foliation (radera nr 71)
76-136	3	Lagring (radera nr 76)
137-160	3	Lagring
161-191	5	Lagring
(192x-202x)	5	Lagring, försvann men finns som foto (Ingår ej i följande excelark)
192-200	6	Foliation
201-210	6	Lagring
211-220	6	Veckomböjning
221-232	7	Lagring (radera nr 221)

Excelark över samtliga strukturmätningar utförda med iPhones app Lambert.

id	type (s = plane, l = line)	dip direction	dip angle	date
1	s	150	28,9	21/03/2015 @ 15:54:21
2	s	147,8	33,5	21/03/2015 @ 15:54:26
3	s	172,4	34,1	21/03/2015 @ 15:54:36
4	s	166,3	34,7	21/03/2015 @ 15:54:48
5	s	150	32,8	21/03/2015 @ 15:54:55
6	s	145,6	34,2	21/03/2015 @ 15:55:03
7	s	170,4	34	21/03/2015 @ 15:55:14
8	s	150,4	30,5	21/03/2015 @ 15:55:33
9	s	151,1	32,9	21/03/2015 @ 15:55:37
10	s	145,1	30,8	21/03/2015 @ 15:55:51
11	s	160	41,7	21/03/2015 @ 15:56:54
12	s	150,9	31	21/03/2015 @ 15:57:09
13	s	148,4	37,1	21/03/2015 @ 15:57:21
14	s	149,2	33	21/03/2015 @ 15:57:29
15	s	158,2	28,7	21/03/2015 @ 15:57:40

16	s	164,3	29,4	21/03/2015 @ 15:57:58
17	s	157,6	31,8	21/03/2015 @ 15:58:17
18	s	144,9	43,6	21/03/2015 @ 15:58:22
19	s	135,7	34,6	21/03/2015 @ 15:58:27
20	s	145	36,6	21/03/2015 @ 15:58:56
21	s	153,3	50,3	21/03/2015 @ 16:01:19
22	s	157,1	51,9	21/03/2015 @ 16:01:21
23	s	149,9	26,2	21/03/2015 @ 16:01:34
24	s	156,9	35,2	21/03/2015 @ 16:01:39
25	s	158,5	42	21/03/2015 @ 16:01:50
26	s	154,9	38,8	21/03/2015 @ 16:01:53
27	s	158,9	43,7	21/03/2015 @ 16:02:05
28	s	151,4	31,3	21/03/2015 @ 16:02:09
29	s	140,2	37,7	21/03/2015 @ 16:02:12
30	s	173,1	51,7	21/03/2015 @ 16:02:45
31	s	157,1	36,4	21/03/2015 @ 16:04:27
32	s	142	48,8	21/03/2015 @ 16:04:31
33	s	155,8	49,5	21/03/2015 @ 16:04:37
34	s	137	43,1	21/03/2015 @ 16:04:50
35	s	155,2	38,4	21/03/2015 @ 16:04:53
36	s	151,5	42,8	21/03/2015 @ 16:05:25
37	s	159,8	37	21/03/2015 @ 16:05:37
38	s	156	51,1	21/03/2015 @ 16:05:49
39	s	174,4	42,6	21/03/2015 @ 16:05:57
40	s	140,7	41,6	21/03/2015 @ 16:06:53
41	s	135,3	70,2	22/03/2015 @ 11:36:39
42	s	135,6	57,1	22/03/2015 @ 11:36:58
43	s	136,3	66,7	22/03/2015 @ 11:37:06
44	s	137,5	64,6	22/03/2015 @ 11:37:21
45	s	140,7	80	22/03/2015 @ 11:37:32
46	s	124,7	11,9	22/03/2015 @ 14:03:13
47	s	161,6	6,8	22/03/2015 @ 14:03:17
48	s	220,3	5,8	22/03/2015 @ 14:03:20
49	s	128,6	10,2	22/03/2015 @ 14:04:12
50	s	104,5	8,3	22/03/2015 @ 14:04:15
51	s	114,8	6,2	22/03/2015 @ 14:04:18
52	s	1,8	6	22/03/2015 @ 14:04:27
53	s	337	7,8	22/03/2015 @ 14:04:31
54	s	335,8	9,9	22/03/2015 @ 14:04:34
55	s	114,3	12,6	22/03/2015 @ 14:05:04
56	s	112,1	12,1	22/03/2015 @ 14:05:07
57	s	132,7	12,8	22/03/2015 @ 14:05:13
58	s	90	4,1	22/03/2015 @ 14:05:22
59	s	68,5	11,7	22/03/2015 @ 14:05:30
60	s	96,6	10,2	22/03/2015 @ 14:05:34
61	s	157	14,3	22/03/2015 @ 14:06:05

62	s	142,9	20,7	22/03/2015 @ 14:06:08
63	s	133,5	11,6	22/03/2015 @ 14:06:11
64	s	121,4	10,4	22/03/2015 @ 14:06:16
65	s	137,6	20,4	22/03/2015 @ 14:06:29
66	s	127,8	20,4	22/03/2015 @ 14:06:34
67	s	145,2	61,2	22/03/2015 @ 14:16:33
68	s	143,7	63,9	22/03/2015 @ 14:17:05
69	s	143,6	70,4	22/03/2015 @ 14:17:18
70	s	141,9	58,2	22/03/2015 @ 14:17:30
71	s	145,6	40,5	22/03/2015 @ 14:17:45
72	s	143,1	57,8	22/03/2015 @ 14:19:30
73	s	143,7	51,5	22/03/2015 @ 14:20:07
74	s	135,6	58,7	22/03/2015 @ 14:20:57
75	s	133,8	65,3	22/03/2015 @ 14:21:04
76	l	46	0,3	23/03/2015 @ 09:54:59
77	s	161	34,5	23/03/2015 @ 10:33:30
78	s	159,4	28	23/03/2015 @ 10:45:17
79	s	153,6	33,2	23/03/2015 @ 10:45:23
80	s	147,1	41,5	23/03/2015 @ 10:45:36
81	s	143,7	32,1	23/03/2015 @ 10:45:42
82	s	147,7	26,9	23/03/2015 @ 10:45:46
83	s	145,9	41,3	23/03/2015 @ 10:45:50
84	s	146	41,3	23/03/2015 @ 10:45:50
85	s	146,3	50,4	23/03/2015 @ 10:46:00
86	s	151,1	46,2	23/03/2015 @ 10:46:03
87	s	147,1	45,6	23/03/2015 @ 10:46:14
88	s	153,8	36,8	23/03/2015 @ 10:46:28
89	s	155,9	49,1	23/03/2015 @ 10:46:41
90	s	153,3	39,8	23/03/2015 @ 10:46:46
91	s	153,5	39,9	23/03/2015 @ 10:46:47
92	s	156,2	45	23/03/2015 @ 10:46:54
93	s	158,2	41,1	23/03/2015 @ 10:46:59
94	s	150,3	51,7	23/03/2015 @ 10:47:06
95	s	160,1	60	23/03/2015 @ 10:47:43
96	s	151,8	57,4	23/03/2015 @ 10:47:52
97	s	158,1	43,1	23/03/2015 @ 10:48:01
98	s	155,3	36,5	23/03/2015 @ 10:48:27
99	s	155,4	41,6	23/03/2015 @ 10:48:35
100	s	158,7	34,3	23/03/2015 @ 10:48:44
101	s	159,6	37,5	23/03/2015 @ 10:49:25
102	s	156,8	43,6	23/03/2015 @ 10:49:32
103	s	143,9	26,9	23/03/2015 @ 10:50:21
104	s	151,3	36,8	23/03/2015 @ 10:50:29
105	s	144,9	39	23/03/2015 @ 10:50:38
106	s	144,3	50,8	23/03/2015 @ 10:50:44
107	s	161,2	30,6	23/03/2015 @ 10:50:55

108	s	155,5	40,2	23/03/2015 @ 10:51:03
109	s	154,2	21,2	23/03/2015 @ 10:51:07
110	s	160	31,4	23/03/2015 @ 10:51:12
111	s	146,7	35	23/03/2015 @ 10:51:48
112	s	145,6	35,4	23/03/2015 @ 10:51:53
113	s	154,1	38	23/03/2015 @ 10:52:10
114	s	201,4	15,1	23/03/2015 @ 10:52:21
115	s	158,5	20,2	23/03/2015 @ 10:52:26
116	s	166,4	33,2	23/03/2015 @ 10:52:32
117	s	152,6	34,3	23/03/2015 @ 10:52:37
118	s	160,8	25,2	23/03/2015 @ 10:52:44
119	s	155,8	30,8	23/03/2015 @ 10:52:52
120	s	180,1	24,1	23/03/2015 @ 10:53:50
121	s	154,1	35,6	23/03/2015 @ 10:53:59
122	s	160,9	28,5	23/03/2015 @ 10:54:08
123	s	164,4	25,5	23/03/2015 @ 10:54:15
124	s	157,1	25,7	23/03/2015 @ 10:54:22
125	s	151,1	21,8	23/03/2015 @ 10:54:27
126	s	158,1	31,8	23/03/2015 @ 10:54:31
127	s	161,9	41,2	23/03/2015 @ 10:54:35
128	s	146,2	28,1	23/03/2015 @ 10:54:41
129	s	166,4	33,4	23/03/2015 @ 10:54:51
130	s	168,4	37,2	23/03/2015 @ 10:54:54
131	s	155,4	39,8	23/03/2015 @ 10:54:58
132	s	152,1	29,8	23/03/2015 @ 10:55:04
133	s	155	30	23/03/2015 @ 10:55:06
134	s	160,5	41,5	23/03/2015 @ 10:55:09
135	s	147,5	28,8	23/03/2015 @ 10:55:22
136	s	149,3	35,5	23/03/2015 @ 10:55:35
137	s	157,6	60,1	23/03/2015 @ 11:00:28
138	s	152,8	24,9	23/03/2015 @ 11:00:36
139	s	168,3	29,3	23/03/2015 @ 11:00:50
140	s	155,8	46,9	23/03/2015 @ 11:01:03
141	s	147,5	45,6	23/03/2015 @ 11:01:14
142	s	158,5	36,3	23/03/2015 @ 11:01:38
143	s	163,7	38,4	23/03/2015 @ 11:01:51
144	s	154,6	34,6	23/03/2015 @ 11:02:03
145	s	169,3	23,6	23/03/2015 @ 11:02:06
146	s	149,2	42,7	23/03/2015 @ 11:02:47
147	s	155,2	36,2	23/03/2015 @ 11:03:13
148	s	168,7	31,5	23/03/2015 @ 11:03:33
149	s	149,4	23,7	23/03/2015 @ 11:03:41
150	s	151,7	32,5	23/03/2015 @ 11:03:49
151	s	155,3	37,5	23/03/2015 @ 11:03:57
152	s	144,2	33,7	23/03/2015 @ 11:04:10
153	s	157,1	33,2	23/03/2015 @ 11:04:22

154	s	147,1	33,7	23/03/2015 @ 11:04:31
155	s	153,2	42,7	23/03/2015 @ 11:04:35
156	s	154,3	39,3	23/03/2015 @ 11:04:39
157	s	146,1	31,5	23/03/2015 @ 11:04:47
158	s	147,3	25	23/03/2015 @ 11:06:01
159	s	141,9	34,8	23/03/2015 @ 11:06:05
160	s	145,7	48,5	23/03/2015 @ 11:06:16
161	s	145,8	35,3	23/03/2015 @ 11:27:02
162	s	147,7	31,1	23/03/2015 @ 11:27:26
163	s	148,3	40,5	23/03/2015 @ 11:27:39
164	s	134,3	10,3	23/03/2015 @ 11:27:52
165	s	151,5	34,6	23/03/2015 @ 11:28:01
166	s	150,8	21,8	23/03/2015 @ 11:28:11
167	s	152,7	37,6	23/03/2015 @ 11:28:28
168	s	141,1	22,1	23/03/2015 @ 11:28:36
169	s	146,1	34,7	23/03/2015 @ 11:28:47
170	s	141	22,2	23/03/2015 @ 11:28:57
171	s	140,9	53,6	23/03/2015 @ 11:29:08
172	s	145,9	23,3	23/03/2015 @ 11:29:45
173	s	147,4	29,9	23/03/2015 @ 11:29:52
174	s	145,8	27,3	23/03/2015 @ 11:30:00
175	s	150,4	24,3	23/03/2015 @ 11:30:12
176	s	154,2	34,6	23/03/2015 @ 11:30:17
177	s	137,8	22,1	23/03/2015 @ 11:30:26
178	s	142,1	21	23/03/2015 @ 11:30:39
179	s	164,2	32,7	23/03/2015 @ 11:30:48
180	s	158,2	23,9	23/03/2015 @ 11:30:54
181	s	153,4	23,8	23/03/2015 @ 11:31:10
182	s	153,2	40,6	23/03/2015 @ 11:32:00
183	s	150,3	33,1	23/03/2015 @ 11:32:09
184	s	149,5	43,9	23/03/2015 @ 11:32:16
185	s	137,1	46,7	23/03/2015 @ 11:32:30
186	s	139,5	26,8	23/03/2015 @ 11:32:59
187	s	151,7	27,1	23/03/2015 @ 11:33:06
188	s	143,6	36,4	23/03/2015 @ 11:33:19
189	s	155,1	9,4	23/03/2015 @ 11:33:29
190	s	232,1	2,9	23/03/2015 @ 11:33:41
191	s	142,7	46,4	23/03/2015 @ 11:34:26
192	s	131,9	75,8	23/03/2015 @ 11:59:49
193	s	155,7	74,2	23/03/2015 @ 12:01:57
194	s	136	75,5	23/03/2015 @ 12:02:29
195	s	156,2	56,3	23/03/2015 @ 12:04:04
196	s	159,5	56,1	23/03/2015 @ 12:04:12
197	s	160	63,2	23/03/2015 @ 12:04:17
198	s	160,6	64	23/03/2015 @ 12:04:21
199	s	160,7	66,4	23/03/2015 @ 12:04:26

200	s	141,1	74,8	23/03/2015 @ 12:26:25
201	s	128,9	40,5	23/03/2015 @ 12:44:54
202	s	120,7	53,6	23/03/2015 @ 12:45:00
203	s	121,1	46,3	23/03/2015 @ 12:45:05
204	s	132,3	43,4	23/03/2015 @ 12:45:10
205	s	127,1	40,7	23/03/2015 @ 12:45:12
206	s	133,7	39,4	23/03/2015 @ 12:45:23
207	s	328,7	87,4	23/03/2015 @ 12:45:49
208	s	327,4	87,4	23/03/2015 @ 12:45:49
209	s	328,5	86,8	23/03/2015 @ 12:45:56
210	s	148,8	89,6	23/03/2015 @ 12:46:07
211	l	78,8	1,1	23/03/2015 @ 12:50:02
212	l	76,6	3,4	23/03/2015 @ 12:50:11
213	l	250,8	3,8	23/03/2015 @ 12:50:24
214	l	253,4	1,9	23/03/2015 @ 12:50:29
215	l	253,1	2,2	23/03/2015 @ 12:50:33
216	l	60,5	0,3	23/03/2015 @ 12:50:58
217	l	242,9	6,3	23/03/2015 @ 12:51:04
218	l	57	2	23/03/2015 @ 12:55:12
219	l	63,7	5	23/03/2015 @ 12:55:25
220	l	75,8	4,8	23/03/2015 @ 12:55:35
221	s	336,1	86,6	23/03/2015 @ 13:02:21
222	s	343,4	63,7	23/03/2015 @ 13:06:47
223	s	325	56,5	23/03/2015 @ 13:07:13
224	s	318,9	59,4	23/03/2015 @ 13:07:32
225	s	323,3	45	23/03/2015 @ 13:07:40
226	s	324,5	76,5	23/03/2015 @ 13:08:23
227	s	327,8	75,3	23/03/2015 @ 13:08:31
228	s	135,9	48,1	23/03/2015 @ 13:09:19
229	s	133,5	48,4	23/03/2015 @ 13:09:23
230	s	335,7	87,6	23/03/2015 @ 13:09:50
231	s	120,3	52,4	23/03/2015 @ 13:10:11
232	s	128,8	44,9	23/03/2015 @ 13:10:19

Komplettering av mätresultat som foto av nr 192x-202x som oförklarligt försvann i Iphones app Lambert (lagringar, lokal 5) med benämning 192x-202x för att ej förväxlas med de numrerade strukturmätningarna i Excelarket med id 192-202.

ID	Bearing	Angle	Timestamp
190			
191	s 143°	46°	23/03/2015 @ 11:34:26
192	s 148°	34°	23/03/2015 @ 11:34:43
193	s 131°	45°	23/03/2015 @ 11:34:52
194	s 131°	40°	23/03/2015 @ 11:35:17
195	s 140°	34°	23/03/2015 @ 11:35:27
196	s 143°	30°	23/03/2015 @ 11:35:38
197	s 144°	42°	23/03/2015 @ 11:36:00
198	s 139°	37°	23/03/2015 @ 11:36:12
199	s 153°	32°	23/03/2015 @ 11:36:18
200	s 143°	40°	23/03/2015 @ 11:36:39
201	s 147°	50°	23/03/2015 @ 11:36:50
202	s 152°	56°	23/03/2015 @ 11:37:01

Tabell för samtliga strukturmätningar med kompass/klinometer för respektive fältlokal.

Lokal 1. 55°48'39"N 6°27'25"V

Lagring:

Riktning/lutning	Riktning/lutning
140/18	144/60
138/26	138/38
142/50	144/60
328/42	152/48
154/48	160/38
140/40	156/40
150/44	152/54
152/46	162/32
150/40	151/48
156/48	148/40
150/74	148/48
140/50	152/46
144/40	150/42
154/46	138/48
138/22	130/44

Foliationer:

Riktning/lutning	Riktning/lutning
130/85	140/68
130/75	138/68
142/60	142/80
142/58	142/68
144/56	138/72

Veckomböjningar:

Stupning/riktning	Stupning/riktning
04/042	02/040
02/055	04/242
04/240	07/248
04/242	04/040
01/050	04/210

Lokal 2. 55°48'41"N 6°27'26"V

Lagring:

Riktning/lutning	Riktning/lutning
154/28	155/33
160/34	156/54
150/32	158/32
178/32	156/40
168/22	158/40
158/36	162/32
174/24	130/30
152/32	180/37
150/34	147/42
152/36	136/24

Lokal 3. 55°48'41"N 6°27'25"V

Kontrollmätning av lagring:

146/38
150/32

Lokal 4. 55°48'38"N 6°27'24"V

Kontrollmätning av lagring:

146/14

Lokal 5. koordinater saknas.

Kontrollmätning av lagring:

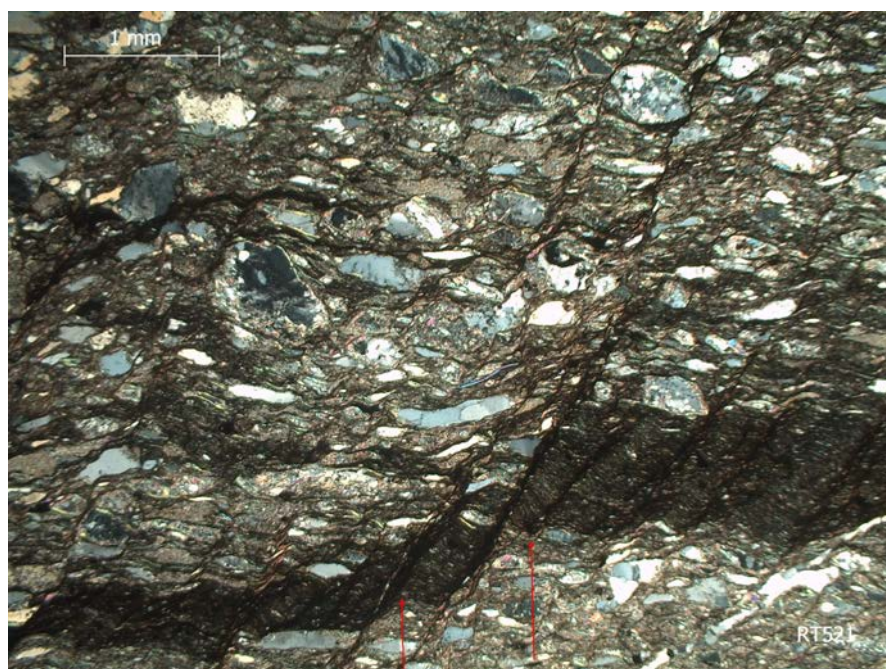
150/30

Lokal 6. 55°48'37"N 6°27'26"V

Foliationer:

Riktning/lutning	Riktning/lutning	Iphones app, idnr
140/80	160/63	197
137/76	161/64	198
132/76	161/66	199
156/74	158/76	
136/76	140/74	
156/56	141/75	200

Uppmätta foliationer med kompass mättes parallellt med iPhone där resultaten av strukturmätningar med id 197-200 (se Excelark) direkt överensstämde.



Figur 23. Tunnslip från Islay som beskriver förekomsten av mikrostrukturer som uppträder i fältlokalen såsom krenuleringar (röda pilar).