

Paleomagnetisk bestemmelse av lokale
blokkrotasjoner ved Izmir, Tyrkia

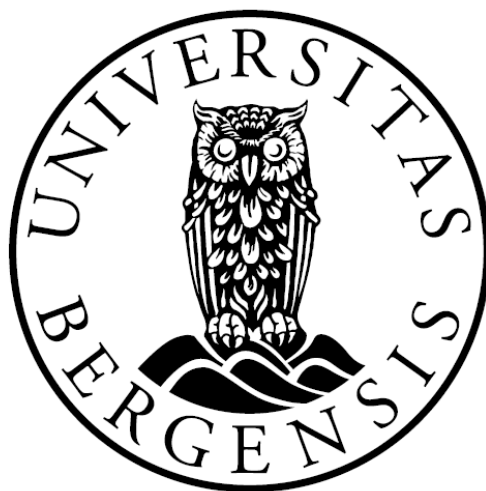
av

Stine Tjomlid Maal

Mastergradsoppgave

i

Geovitenskap, geodynamikk



Institutt for Geovitenskap

Universitetet i Bergen

September 2010

ABSTRAKT

Dagens Tyrkia ligger midt i sonen hvor den Arabiske- og Afrikanske platen kolliderer med den Eurasiske platen. Kollisjonen har ført til at den Anatoliske mikroplaten blir ”presset” vestover, og ut i Egeerhavet, som igjen har resultert i en svært kompleks tektonikk i vestlige deler av platen. Denne masteroppgaven konsentrerer seg om området rundt storbyen Izmir, Tyrkias tredje største by, lokalisert på vestkysten av Tyrkia. Dette området ligger midt i den svært seismisk- og tektonisk aktive overgangssonen mellom Egeerhavsmikroplaten og den Anatoliske mikroplaten.

Det er blitt utført paleomagnetiske undersøkelser for å kartlegge hvor store blokkrotasjoner det har vært i områdene rundt byen over de siste 10 millioner årene. Dette for å gi et klarere bilde av det tektoniske regimet i regionen. Kartlegging av forkastningssystemer og jordskorpebevegelser er viktig del av flere typer undersøkelser som blir gjort for å få en bedre forståelse av hvor omfattende ødeleggelser et stort jordskjelv i området kan medføre. 150 bergartsprøver, hovedsakelig kalksteiner, men også noen sandsteiner og rhyolitter, ble samlet inn under feltarbeidet våren 2009 og fraktet til det paleomagnetiske laboratoriet ved Universitetet i Bergen. Her ble det gjort målinger av prøvenes magnetiseringsintensiteter og –retninger. Det deretter gjennomført ulike målinger og undersøkelser for å sjekke at retningene var primære, og om disse avspeiler det magnetiske feltet som var tilstede da bergartene ble dannet.

Prøvene har generelt gitt mer konsistente retninger og indikerer mindre rotasjoner enn andre paleomagnetiske studier i området, som tidligere hovedsaklig er utført på vulkanske bergarter. Majoriteten av prøvene viser ingen sterke indikasjoner på reoppvarming, sekundære kjemiske hendelser eller gjennomgående deformasjon. Retningene kan tyde på at prøvene er hentet fra et område som kun beveger seg sørover, uten signifikante rotasjoner. Det kan likevel være vanskelig å bortforklare tidligere store rotasjoner funnet i samme området som enkelte av prøvelokalitetene i denne studien. Helt sikkert er det at regionen er preget av en svært kompleks tektonikk, som er vanskelig å kartlegge og forstå. Flere, både paleomagnetiske-, GPS- og seismologiske undersøkelser bør utføres for å utvide forståelsen av det tektoniske regimet i området.

FORORD

Først og fremst vil jeg rette en stor takk til hovedveilederen min, Professor Harald J. Walderhaug, for god veiledning, interessante diskusjoner og inspirasjon gjennom de to siste årene. Takk for et godt og givende samarbeid! En stor takk går også til medveileder Professor Kuvvet Atakan for kyndige innspill angående den tektoniske settingen i studieområdet.

Gjennom dette prosjektet har det vært et tett samarbeid med forskere fra Dokuz Eylül Üniversitesi i Izmir. Jeg vil gjerne takke Professor Talip Güngör for faglige innspill til oppgaven. Dessuten var han, sammen med Professor Coşkun Sari og PhD Emre Timur, til stor hjelp under feltarbeidet i Tyrkia.

Jeg vil også rette en stor takk til Louise Wedderkopp Bjerrum både for faglig og moralsk støtte gjennom mastergraden, og ikke minst for et engasjert og flittig bidrag som ”feltassistent” gjennom feltarbeidet i Izmir. Jeg vil også takke Morten André Ims for hjelp under feltarbeidet, og for gode tips og råd gjennom arbeidet med denne masteroppgaven. En takk skal også Professor Reidar Løvlie og forskningstekniker Martina Suppersberger ha for teknisk hjelp med måleinstrumenter og annet utstyr på det paleomagnetiske laboratoriet ved UiB.

Mine medstudenter og venner ved Institutt for Geovitenskap fortjener en stor takk for å ha gjort studietiden til en fabelaktig tid, med mange festlige minner, ikke minst fra de mange feltturene vi har hatt sammen.

Sist men ikke minst vil jeg rette en stor takk til familien min og kjæresten min. Mamma og pappa for timer med korrekturlesing av oppgaven, og for oppmuntring og støtte, både moralsk og økonomisk, gjennom hele studietiden. Søsteren min, Guro, for hjelp til kutting og klargjøring av prøver på laboratoriet, og for ellers å være verdens beste lillesøster. Til slutt, takk til Jan Ivar for å være en fantastisk kjæreste. Din støtte, oppmuntring og tålmodighet betyr alt for meg.

Stine Tjomlid Maal

September 2010

INNHALDSFORTEGNELSE

ABSTRAKT	i
FORORD	iii
INNHALDSFORTEGNELSE.....	1
1. INNLEDNING.....	3
2. TEKTONISK RAMMEVERK.....	5
2.1 Regional tektonikk	5
2.2 GPS- målinger	11
2.3 Lokal tektonikk	14
2.4 Bergartenes dannelse og aldre	19
2.5 Tidligere paleomagnetiske undersøkelser	20
2.6 Prøvetaking.....	26
3. PALEOMAGNETISK RETNINGSANALYSE	29
3.1 Metoder.....	29
3.2 Resultater fra demagnetisering.....	31
3.3 Statistikk	41
4. MAGNETISK MINERALOGI	49
4.1 Metoder.....	49
4.1.1 IRM-H.....	49
4.1.2 Lowries metode	51
4.1.3 Hysterese	52
4.1.4 Mikroskopi	53
4.2 Bulkmagnetiske egenskaper.....	54
4.3 Mineraldiagnostikk	56

4.3.1 IRM-H.....	56
4.3.2 Lowries metode	62
4.3.3 Hysterese	70
4.3.4 Mikroskopi	74
5. AMS (Anisotropisk Magnetisk Susceptibilitet)	79
5.1 Metode	79
5.2 Resultater.....	81
6. DISKUSJON	87
6.1 Troverdigheten av måleresultatene fra svake prøver	87
6.2 Ulike forklaringsmodeller for remanensretningene.....	90
6.2.1 Hypotese I	90
6.2.2 Hypotese II.....	92
6.2.3 Hypotese III.....	92
6.3 Rhyolittområdet sør for Yenikøy.....	93
6.4 Videre analyse av antatt primære retninger, og tektoniske implikasjoner	95
7. KONKLUSJON	99
8. REFERANSER	101

1. INNLEDNING

Izmir er Tyrkias tredje største by, med bortimot 3 millioner innbyggere. Byen er lokalisert i den diffuse overgangssonen mellom *Egeerhavsmikroplaten* og *den Anatoliske mikroplaten* i nordøstlige deler av Middelhavsområdet, som er et svært aktivt og komplekst tektonisk område. I løpet av de siste 2500 årene har et stort antall jordskjelv med magnitudo $M > 6$ rammet Izmir, og byen har blitt totalødelagt flere ganger, siste gang i 1778 ($M = 6.4$). Byen er plassert i nærheten av tre store aktive forkastninger som utgjør en stor risiko for å generere ødeleggende jordskjelv i løpet av nær framtid. Den ene av disse forkastningene, *Izmir forkastningen*, går rett gjennom bykjernen, mens de to andre, *Tuzlaforkastningen* og *Gülbahceforkastningen*, ligger henholdsvis sørvest og vest for byen.

Grunnen til den komplekse tektonikken i området er at dagens Tyrkia ligger midt i sonen hvor den Arabiske-, Afrikanske og Eurasiske platen kolliderer med hverandre. Kollisjonen fører til at den Anatoliske platen har en tvungen vestoverbevegelse, og ekstruderer ut i Middelhavet. Når den Anatoliske platen blir "tvunget" ut i Middelhavet får den bedre plass, noe som har gjort at den er utsatt for en N-S ekstensjon som vises i form av omtrentlig Ø-V orienterte normalforkastninger. I tillegg har vestoverbevegelsen ført til dannelse av strøkforkastninger. Det meste av deformasjonen skjer langs de to store strøkforkastningene den *Nord-Anatoliske forkastningen* og den *Øst-Anatoliske forkastningen*.

Izmir er svært tett befolket, og et nytt stort jordskjelv kan medføre store tap av menneskeliv. Det er derfor viktig å kartlegge forkastningssystemene og bevegelsene i jordskorpen rundt byen, i tillegg til å undersøke tilleggsrisikoen forbundet med "liquefaction" og jordsmonnamplifikasjoner i forbindelse med jordskjelv, for å få en bedre forståelse av hvor store ødeleggelser et nytt skjelv i dette området kan medføre. Det finnes en rekke GPS-målinger fra denne regionen. GPS-data er spesielt nyttig for å bestemme bevegelser i jordskorpen og kvantifisere den regionale kontinentale deformasjonen over korte tidsintervaller, men gir ikke informasjon om tektoniske prosesser over geologisk tid. Denne studien har vært konsentrert om å kartlegge blokkrotasjonene i området rundt Izmir ved hjelp av paleomagnetisme, som gir oss et bedre bilde av hvor store rotasjonene har vært de siste 10 millioner årene.

I denne studien ble det totalt samlet inn 150 prøver fra 17 lokaliteter i området rundt Izmir. Majoriteten av disse prøvene var kalksteinsprøver, men det ble også samlet inn prøver fra to rhyolittlokaliteter og to sandsteinslokaliteter. Alle prøvene ble orientert, og deretter medbrakt til paleomagnetisk laboratorium ved Universitetet i Bergen, hvor de ble målt og analysert.

Opgaven er delt inn i 8 kapitler. Kapittel 2 gir en beskrivelse av regional og lokal tektonikk i studieområdet, samt tidligere GPS- og paleomagnetiske studier utført her. Kapittel 3 gir en analyse av remanensretningene funnet fra demagnetisering av prøvene. Kapittel 4 og 5 tar for seg henholdsvis den magnetiske mineralogien til bergartene og AMS (anisotropisk magnetisk susceptibilitet) i prøvene. Deretter følger en diskusjon av resultatene i Kapittel 6, og til slutt en kortfattet konklusjon i Kapittel 7. Kapittel 8 gir en liste over referansene benyttet i denne oppgaven.

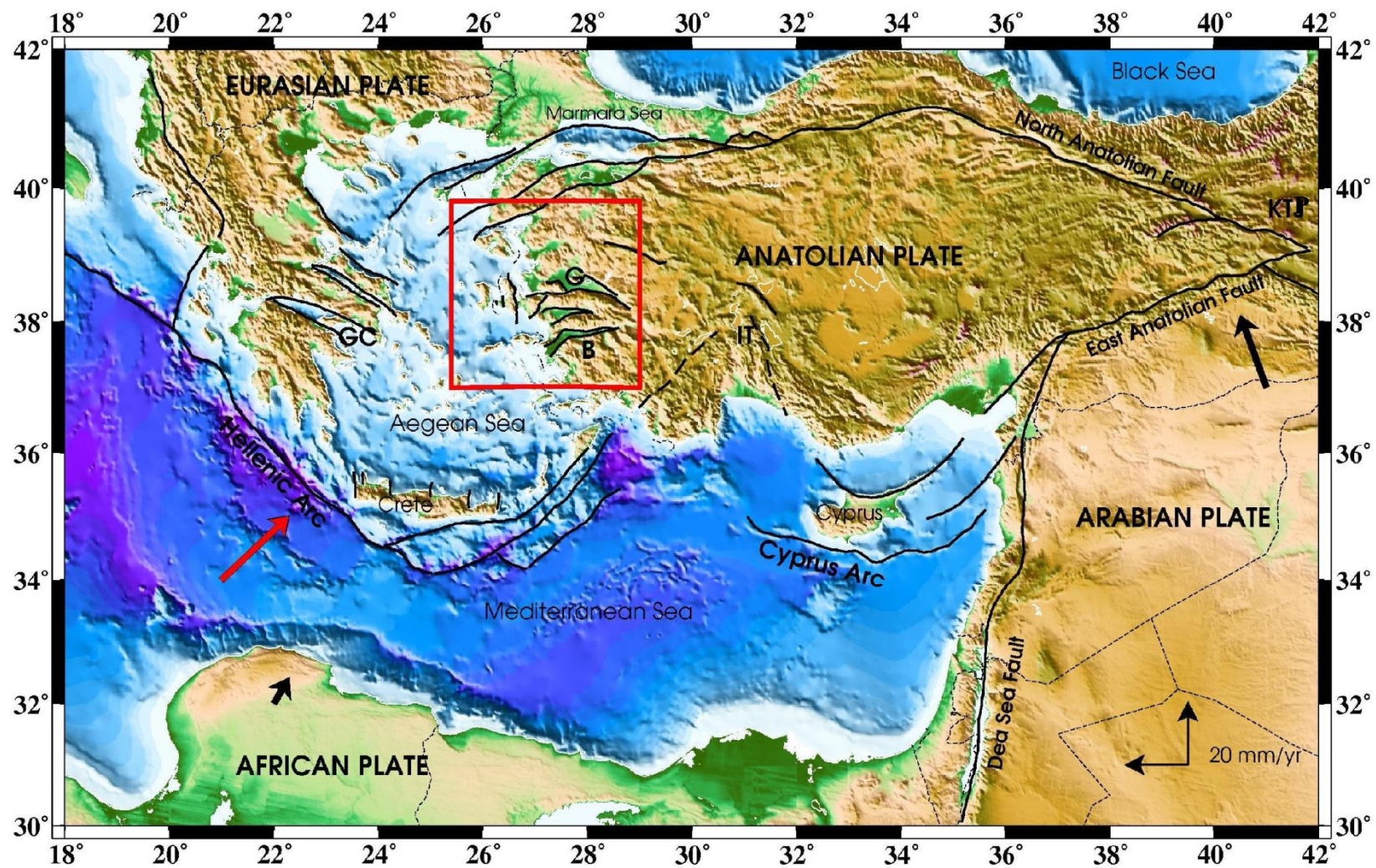
2. TEKTONISK RAMMEVERK

To tredjedeler av det moderne Tyrkia ligger på den Anatoliske platen ("Asia minor"), som utgjør en halvøy i Sydvest-Asia mellom Svartehavet og Middelhavet. På samme måte som Anatoliaplatten har hatt en rik kulturell historie, som fødested for mange sivilisasjoner helt tilbake til oldtiden grunnet sin strategiske beliggenhet, har den også en svært omstendelig og kompleks tektonisk historie. Området er et møtepunkt for en rekke tektoniske mikroplater. Det er definert av et rammeverk av forkastninger, og er en av de mest seismisk og tektonisk aktive områdene i verden.

2.1 Regional tektonikk

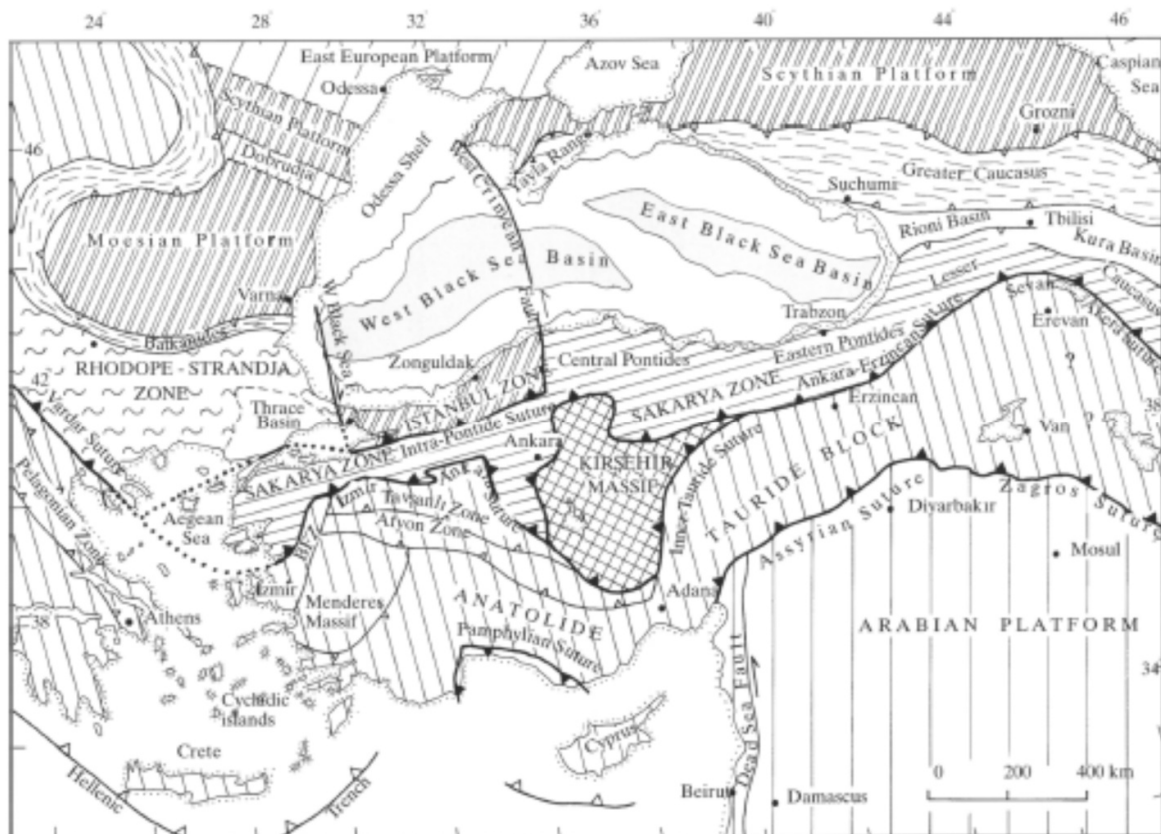
Tyrkia utgjør det østlige segmentet av den Alpine orogenesen i Middelhavet, og er i dag lokalisert i det Alpine-Himalayiske fjellkjedebeltet i knutepunktet mellom den Eurasiske-, Arabiske- og Afrikanske platen (Fig. 2.1). Regionen har vært i stadig forandring, og landmassene som utgjør det meste av dagens Tyrkia befant seg en gang på hver side av Neotethyshavet (Bozkurt og Mittwede, 2001). Landmassene ble liggende i kollisjonssonen mellom to superkontinenter, Gondwanaland i sør og Laurasia i nord, da havet begynte å lukke seg tidlig i Øvre Kritt (78-68 Ma). Området består av en rekke litosfæriske fragmenter som stammer fra marginene til de to superkontinentene, og som ble ført sammen under den Alpine orogenesen da den Afrikanske/Arabiske platen kolliderte med den Eurasiske platen (Bozkurt og Mittwede, 2001). GPS-målinger har vist at kollisjonshastigheten mellom den Afrikanske og Arabiske platen relativt til et stabilt Eurasia er på henholdsvis 10 mm/år mot nordøst og 18-25 mm/år mot nordvest (McClusky m.fl., 2003).

De litosfæriske fragmentene er separert av sutursoner, som representerer grensene til de tidligere adskilte mikroplatene. Disse sonene er viktige å identifisere for å prøve å forstå og rekonstruere tidligere tektoniske konfigurasjoner. I et ideelt tenkt tilfelle av kontinental kollisjon vil suturene vises som omfattende forkastninger i den øvre, sprø delen av skorpen, og som skjærsoner i den duktile, nedre skorpen til øvre del av mantelen. Disse sonene er enkle å skille fra andre store intraplateforkastninger fordi de danner mer betydelige og dyptgående strukturelle, stratigrafiske, magmatiske og metamorfe skiller.



Figur 2.1: Tektonisk kart over Egeerhavsområdet. De svarte linjene representerer plategrenser, modifisert fra Bird (2003), ten Veen (2004) og McClusky m.fl. (2000). De svarte pilene viser platebevegelsen til den Afrikanske og Arabiske platen relativt til et stabilt Eurasia. Den røde pilen viser bevegelsen av den Afrikanske platen relativt til en stabil Anatolisk plate. Figuren er modifisert fra Bjerrum (2007).

Skillet mellom de to tidligere superkontinentene Gondwanaland og Laurasia er i de fleste regioner ikke representert av kun én enkelt sutur. Dette er helt klart også tilfellet i Tyrkia, hvor en rekke suturer skiller tidligere litosfæriske fragmenter som lå drivende mellom de to kontinentene. Mikrokontinentene har kontinuerlig forandret form og orientering som et resultat av en mer eller mindre sammenhengende serie av rifting, kollisjon og skjærbevegelse seg imellom. Disse hendelsene har derfor gjort det vanskelig å fastslå antallet mikrokontinenter i området, og å rekonstruere deres tektoniske utvikling. (Sengör og Yilmaz, 1981).

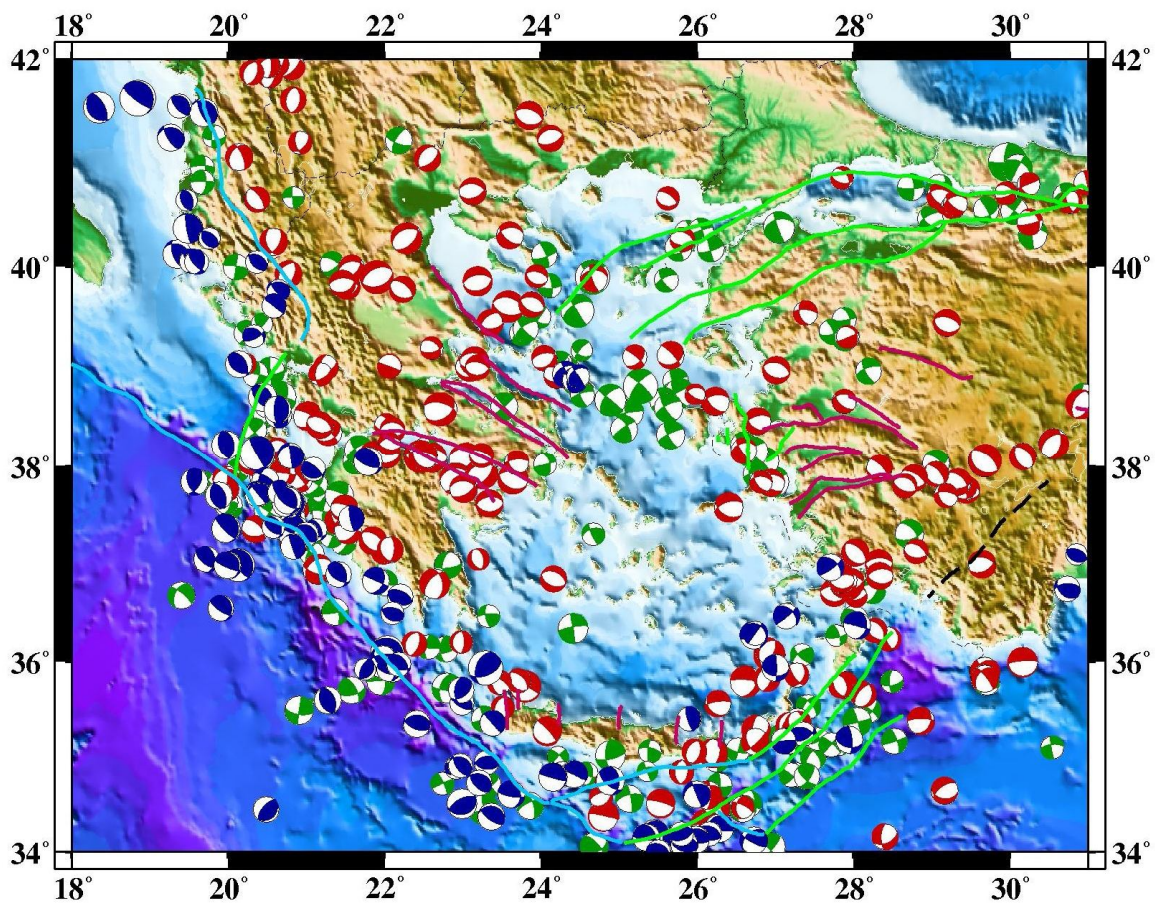


Figur 2.2: Tektonisk kart over den nordøstlige regionen av Middelhavsområdet med sutursoner og kontinentale blokker. Fylte trekanter angir polariteten til tidligere subduksjonssoner mens åpne trekanter representerer aktive subduksjonssoner. Modifisert av Okay og Tüysüz (1999) fra flere tidligere arbeid.

Okay og Tüysüz (1999) hevder at dagens Tyrkia og de omkringliggende regionene hovedsakelig består av seks store litosfæriske fragmenter (Fig. 2.2) Disse er fra vest mot øst; *Strandja-*, *Sakarya-* og *Istanbul sonene*, *Anatolide- Taurideblokken*, *Kirşehir Massivet* og *den Arabiske platform*. De tre førstnevnte fragmentene blir også referert til som *Pontidene*. Pontidene skilles fra Anatolide- Taurideblokken og Kirşehir Massivet langs *Izmir- Ankara- Erzincan suturen*, som strekker seg fra Egeerhavet i vest helt til det Tyrkisk- Iranske Platået og Kaspiske hav i øst. Denne suturen blir sammen med *Intra- Pontide suturen* (Fig. 2.2)

regnet som de to hovedsuturene dannet da Neotethyshavet lukket seg under den tidlig paleogene kontinentale kollisjonen, og den påfølgende subduksjonen mot nord (Okay og Tüysüz, 1999).

I over 30 år har geovitere gjennomført feltstudier i Tyrkia og vestre deler av Anatoliaplaten. Studiene har avslørt at vi i denne regionen både finner Ø-V orienterte strøkforkastninger og omtrentlig Ø-V orienterte normalforkastninger i forbindelse med N-S ekstensjon. Dette gjenspeiles også i framstillinger av fokalmekanismene fra jordskjelv i Egeerhavsområdet (Fig. 2.3). Fokalmekanismene i nordøstlige deler av Egeerhavet og Tyrkia representerer strøkforkastninger (grønn), mens de lenger sør på begge sidene av Egeerhavet representerer normalforkastninger (rød). Langs den Helleniske buen og nordover langs den kontinentale kollisjonssonen mellom nordvestlige deler av Hellas og Albania og den Apula- Adriatiske plattformen, framstilles fokalmekanismene som lavvinklede reversforkastninger (thrust forkastninger) (blå) (Bjerrum, 2007).



Figur 2.3: Aktive forkastninger og fokalmekanismer i Egeerregionen. Røde symboler representerer hendelser med normalforkastning, blå representerer revers- (thrust-) forkastninger og grønne representerer strøkforkastninger (Bjerrum, 2007).

De to store strøkforkastningene, *den Nord-Anatoliske forkastningen* og *den Øst-Anatoliske forkastningen* (Fig. 2.1), er godt synlige grunnet sine veldefinerte relativt smale deformasjonssoner. Forkastningene oppsto da den Arabiske platen kolliderte med Eurasia langs *Bitlis-Zagros sutursonen* i den sørøstlige delen av Tyrkia i nedre- midtre Miocen (~20-10 Ma). Kollisjonen resulterte i dannelsen av den Anatoliske platen, som er avgrenset av den høyrelaterale Nord-Anatoliske forkastningen i nord og den venstrelaterale Øst-Anatoliske forkastningen i øst sammen med den Hellenske subduksjonssonen i sør-vest (Dewey m.fl., 1973; Sengör m.fl., 1985; Sengör og Yilmaz, 1981). Strøkforkastninger av forskjellige størrelser og med forskjellige orienteringer er svært vanlige i forbindelse med kontinentale kollisjonssoner. Ekstreme heterogeniteter og lav skjærstyrke hos kontinentale bergarter kan resultere i dannelsen av komplekse ”rømnings ruter” fra områder med plassmangel langs uregelmessige kollisjonsfronter mot områder hvor det som følge av subduksjon er ”god plass”. Helt siden Serravallian tid (~12 Ma) og fram til i dag har dette vært tilfellet i Tyrkia, hvor tektonikken har vært, og fortsatt er, dominert av den vestgående migrasjonen av den Anatoliske blokken fra *Karliova trippelpunktet* i øst (se KTP Fig. 2.1) til Egeerhavet i vest. Hoveddeformasjonen og bevegelsen skjer langs den Nord-Anatoliske forkastningen og den Øst-Anatoliske forkastningen. Den vestgående bevegelsen kan i tillegg til å bli observert i overflatestrukturer også sees igjen på GPS- målinger. Dette vil bli nærmere diskutert i delkapittel 2.2.

Normalforkastninger indikerer vanligvis ekstensjon av jordskorpen, og finnes i denne regionen i forbindelse med Ø-V orienterte grabenstrukturer og omtrentlig NØ-SV orienterte bassenger. Opphavet til disse strukturene er stadig et hett diskusjonstema, og gjennom de siste tiårene har flere forskjellige modeller vært foreslått. Bozkurt (2003) har diskutert fire ulike modeller lagt fram av forskjellige forfattere:

1. **Anatoliaplatsens ekstrusjon vestover (”tectonic escape”)**

Anatoliaplatsen beveger seg som tidligere nevnt vestover langs den høyrelaterale Nord-Anatoliske forkastningen og den venstrelaterale Øst-Anatoliske forkastningen som et resultat av kollisjonen med den Arabiske platen i Serravallian tid. Den blir skjøvet ut i Egeerhavet, hvor den får ”større plass”, og ekspanderer derfor i N-S retningen. Dette fører til dannelsen av Ø-V orienterte normalforkastninger.

2. "Back- arc"-ekstensjon

Den Afrikanske platen kolliderte med den Eurasiske en gang for 30-25 Ma siden. Platens absolutthastighet ble som følge av kollisjonen kraftig redusert, og den ble subduert under den Eurasiske platen langs den *Hellenske buen*. Subduksjonen går raskere enn platen beveger seg nordover. Dette har resultert i "trench-roll-back", som vil si at dyphavsgropen har migrert sørover, som igjen har ført til at det har blitt en "back- arc"- ekstensjon. Slik "roll-back" er vanlig i subduksjonssoner hvor den nedadgående platen er veldig gammel, og derfor veldig tung. Alderen til den delen av den Afrikanske platen som består av havbunns skorpe har blitt anslått til å være mellom 80 og 100 millioner år gammel (Fairhead og Wilson, 2005). Modellen hevder altså at "back- arc"- ekstensjon (ekstensjon nord for dyphavsgropen) førte til en overgang fra kompresjonsregime til ekstensjonsregime, som igjen gav opphav til Egeerhavet og normalforkastningene som finnes i forbindelse med grabenstrukturene og bassengene i Vest-Anatolia.

3. Orogen kollaps

En tredje modell hevder at ekstensjonen er et resultat av orogen kollaps av fortykket jordskorpe dannet under kontinent-kontinent kollisjonen. Det hevdes her at det har skjedd en reaktivering og reversering av de tidligere dannende reversforkastningene som følge av gravitasjonskrefter, og nye ekstensjonsstrukturer har oppstått. Flere forfattere har lagt fram teorier om at normalforkastningene i Vest-Anatolia er et resultat av orogen kollaps av *Menderes Massivet*. Denne modellen ble først beskrevet av Dewey (1988) og er senere blitt støttet opp om i flere publikasjoner.

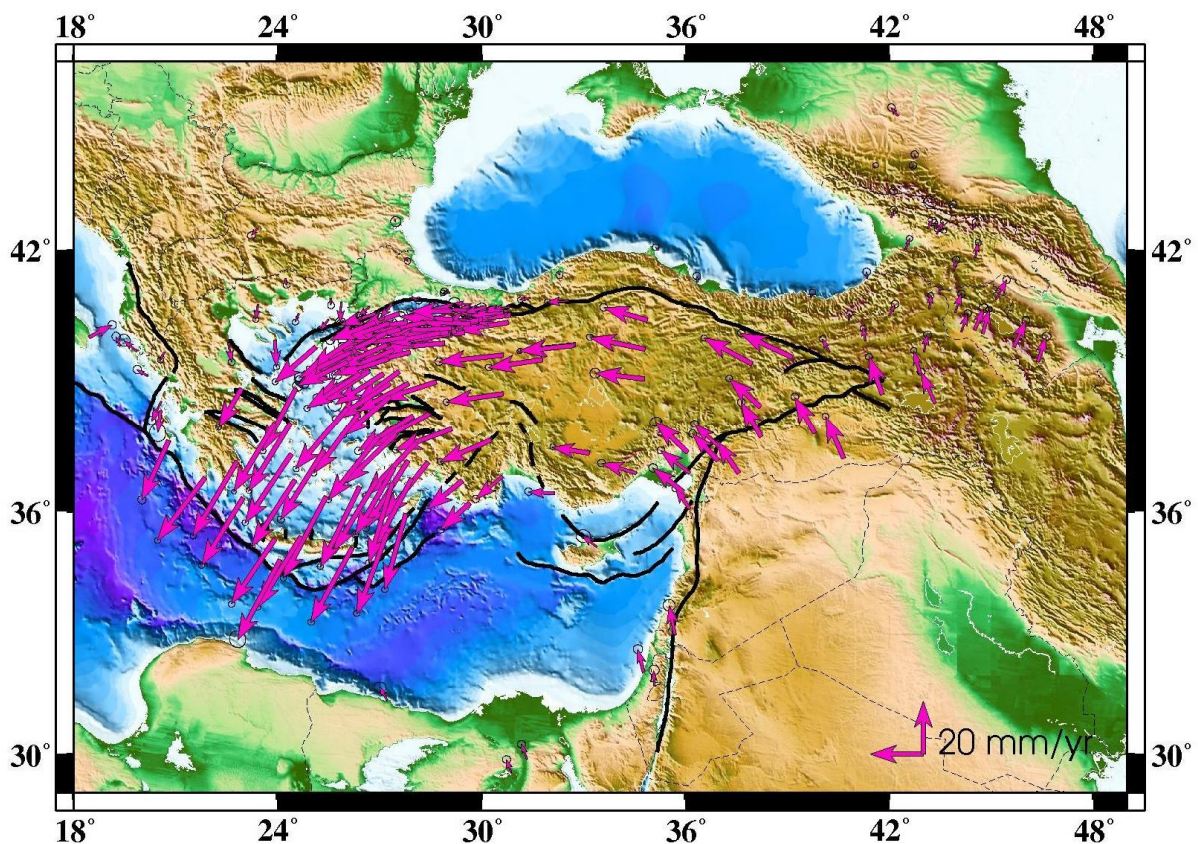
Nyere geologisk data har allikevel sådd tvil om gyldigheten til denne modellen. Okay og Satir (2000) kom med flere argumenter for at modellen ikke var troverdig. De hevdet blant annet, basert på stratigrafiske-, paleontologiske- og strukturelle data, at skorpetykkelsen, før ekstensjonen startet, mest sannsynlig ikke var så ulik dagens skorpetykkelse (ca. 35 km.). Eklogittene og blåskifrene funnet i Kykladene ble tidligere brukt som bevis på en tykk kontinentalskorpe før ekstensjonen tok til. Det har i senere studier vist seg at disse bergartene i stor grad var blottet på jordoverflaten, på grunn av erosjon av den overliggende bergartsmassen, før ekstensjonen startet (Okay og Satir, 2000).

4. Kombinasjon av to eller flere av de overnevnte modellene

I senere tid har det kommet en del teorier som går ut på at flere av de overnevnte mekanismene har hatt innvirkning i Vest- Anatolia. En av disse går ut på at ekstensjonen i regionen kan uttrykkes ved to distinkte strukturelle deformasjonstadier. Det første stadiet er dannelsen av et tidlig- midtre Miocen kjernekompleks (forårsaket av orogen kollaps), mens den andre fasen er plio- kvartær grabendannelse (forårsaket av Anatolieplatens migrasjon vestover og N-S ekstensjon). De to stadiene er i tillegg separert av en kort periode med N-S kompresjon i sen Serravalian- sen Tidlig Pliocen tid. Denne modellen blir kalt "den episodiske to- fase graben modellen" (Kocyigit m.fl., 1999).

2.2 GPS- målinger

GPS- data er særlig nyttig for å bestemme bevegelser i jordskorpen og kvantifisere den regionale kontinentale deformasjonen over korte tidsintervaller. GPS- studier utført i senere tid har støttet opp om *tectonic escape- modellen*, og viser at den Anatoliske platen beveger seg vestover. Studiene viser også at platen helt vest har en rotasjon mot klokken og her får en mer sørovergående bevegelse relativt til den Eurasiske platen (Fig. 2.4.).

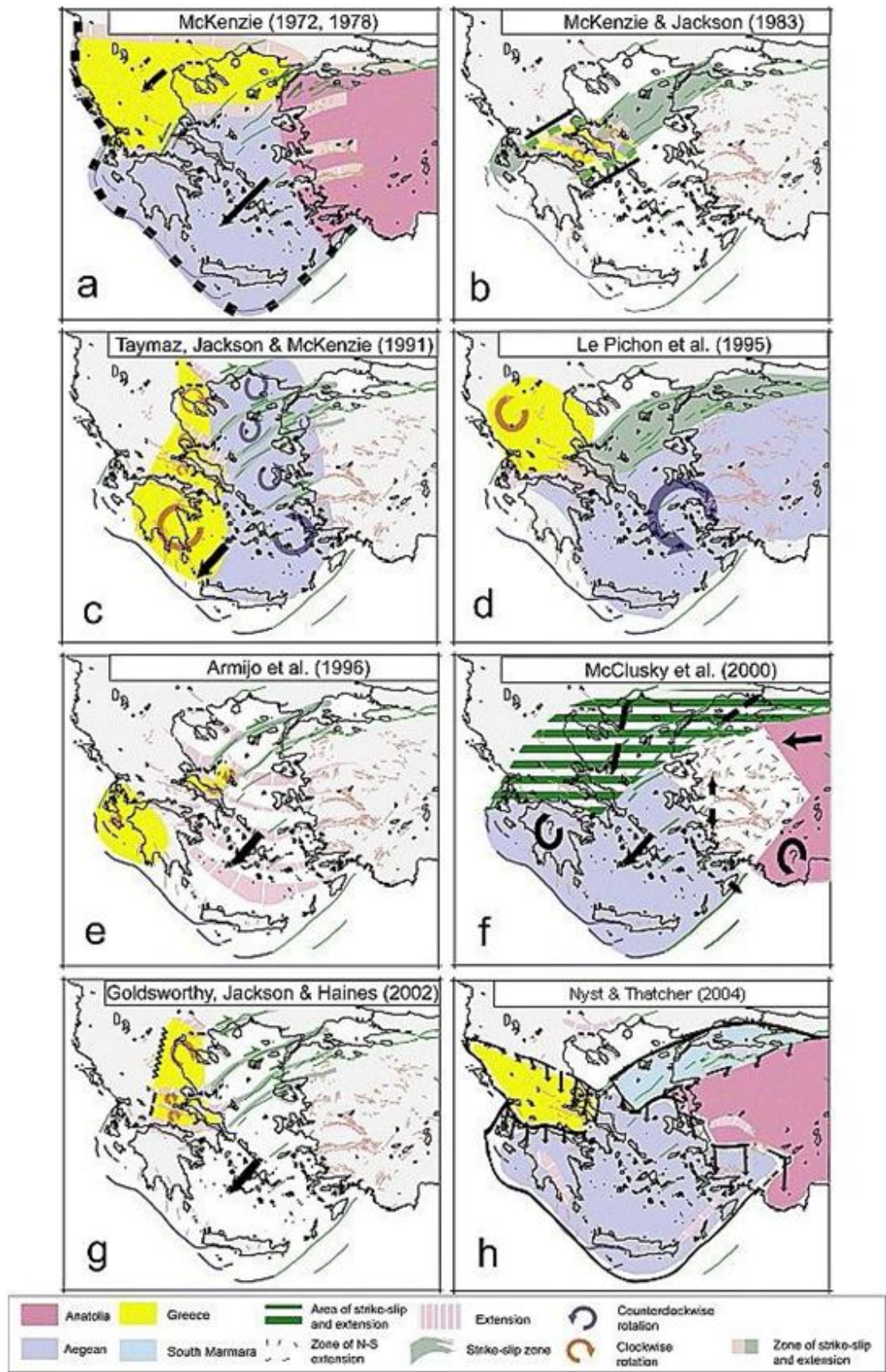


Figur 2.4: Observert hastighetsfelt funnet fra GPS- målinger gjort i flere tidligere studier (Ayhan m.fl., 2002; Clarke m.fl., 1998; Cocard m.fl., 1999; Kotzev m.fl., 2001; McClusky m.fl., 2000; Meade m.fl., 2002). Resultatene er samlet av Nyst & Thatcher (2004). Figuren er hentet Bjerrum (2007).

Meijer og Wortel (1997) var relativt tidlig ute med å gjennomføre og dokumentere GPS-målinger i studier av Anatoliaområdet. Det kalkuleres stressfeltet og den assosierte forflytningen. Deretter sammenlignet de resultatene med observasjoner av stresstilstanden basert på geologiske studier av forkastningskinematikk (horisontalt stress), deformasjon (strain) uttrykt ved fokalmekanisme, og horisontal forflytning målt ved hjelp av satellitt geodesi (GPS). Forfatterne foretok målinger som viste at Vest-Tyrkia beveger seg vestover med en hastighet på 25 mm/år. Konklusjonen var at denne platebevegelsen sannsynligvis var et resultat av kollisjonen mellom Eurasia og Arabia, og den påfølgende fortykningen av kontinentalskorpen, for eksempel i Kaukasusfjellene, som denne kollisjonen førte til (Meijer og Wortel, 1997).

Det er en pågående diskusjon om hvorvidt Anatoliaplaten, for å forstå dagens kinematikk og deformasjonsmønster, skal betraktes som én rigid plateenhet, eller om den bør splittes opp i flere mindre enheter. De forskjellige studiene gjennomført i Egeer- Anatolia regionen har kommet fram til flere ulike kinematiske modeller av tektonikken i området. Figur 2.5 hentet fra Nyst og Thatcher (2004), summerer det kinematiske deformasjonsmønsteret foreslått i åtte store studier i området gjennom de siste 30 årene. Fra figuren ser vi at to motstridende teorier eksisterer; en hvor det er foreslått én enkelt mikroplate for vestre deler av Anatoliaplaten og Egeerhavet (Armijo m.fl., 1996; Goldsworthy m.fl., 2002; Le Pichon m.fl., 1995; McKenzie og Jackson, 1983), og en annen hvor man opererer med to mikroplater for dette området (McClusky m.fl., 2000; McKenzie, 1972, 1978; Nyst og Thatcher, 2004; Taymaz m.fl., 1991). Grensen mellom den Anatoliske mikroplaten og Egeerhavsmikroplaten er lagt der den ligger på figuren på grunn av et skifte i bevegelsesretningen og -hastigheten akkurat her.

Flere studier har vist at det er en endring av hastighetene fra østlige til vestlige deler av Anatolia- og Egeerregionen. Økningen i hastighet fra øst til vest vises igjen som lengre vektorer til venstre i Figur 2.4. Målinger viser at bevegelsen i sentrale deler av Anatolia er på 15-20 mm/år relativt til Eurasia, mens det i den vestlige delen av Anatolia er målt hastigheter på 30-40 mm/år (Barka og Reilinger, 1997). Det er også en forskjell i deformasjonsstrukturene fra de sentrale delene av Anatoliaplaten til de vestlige delene. Mens de sentrale områdene er preget av strøkforkastninger og kompresjonsstrukturer, blir Vest-Anatolia karakterisert ved Ø-V orienterte grabenstrukturer og omtrentlig NØ-SV orienterte bassenger. Dette kan i følge Barka og Reilinger (1997) være et tegn på at Vest-Anatolia er i ferd med å løsrive seg fra Sentral-Anatolia.



Figur 2.5: Tidligere kinematiske modeller (a-g) sammenlignet med Nyst og Thatcher sin modell (h). Hentet fra Nyst og Thatcher 2004.

2.3 Lokal tektonikk

Studieområdet er i denne oppgaven området rundt byen Izmir, lokalisert på vestkysten av Tyrkia (Fig. 2.6). Byen er Tyrkias tredje største, med bortimot 3 millioner innbyggere. Som tidligere nevnt er dette området preget av høy seismisitet, og byen har blitt totalødelagt av store jordskjelv flere ganger i moderne tid. De tre mest ødeleggende skjelvne i nyere tid forekom med ca. 50 års mellomrom innenfor en hundreårsperiode fra 1688 til 1788. De siste 230 årene har det derimot ikke vært noen store jordskjelv nær byen, noe som sannsynligvis indikerer at det er en opphopning av stress i området, som kan komme til å bli utløst om ikke så altfor lenge (Atakan, 2006). Historien, og tidligere studier, har vist at Izmir befinner seg i et område som kan betegnes som en seismisk høyrisikosone (Ims, 2009). Det seismiske regimet i Izmir og omkringliggende områder er utførlig beskrevet i Bjerrum (2007).

Mer enn 40 aktive forkastninger er lokalisert i området rundt Izmir. De tre største er *Izmirforkastningen*, *Tuzlaforkastningen* og *Gülbahceforkastningen*. Disse forkastningene utgjør en betydelig risiko for å produsere store, ødeleggende skjelv i framtiden. Data fra historiske jordskjelv viser også at det er disse forkastningene, spesielt Izmir- og Tuzla forkastningene, som har vært og er de mest aktive, og som også har produsert de største jordskjelvne i området (Bjerrum, 2007). De tre forkastningene definerer tektoniske blokker som fra vest mot øst på Fig. 2.6 kalles *Karaburunhalvøya* (Karaburunblokken), *Urlablokken* og litt løst definert, *Øst for Tuzlaforkastningen* (Ims, 2009).

Den videre skildringen av de dominerende tektoniske enhetene er, på lik linje med Ims (2009), hovedsakelig hentet fra Pucci (2007).

Gülbacheforkastningen er en N-S orientert, høyrelateral strøkforkastning, og skiller Karaburunhalvøya fra Urlablokken. Forkastningen har fått navnet sitt fra byen Gülbache som er lokalisert inne i et asymmetrisk transtensjonsbasseng (pull-apart basin) relatert til denne. Deler av bassenget er lokalisert offshore, øst for hovedforkastningen, mens onshore delen av bassenget er koblet til en NØ-SV orientert normalforkastning sørøst.

Tuzlaforkastningen er orientert NNØ-SSV, og er også en høyrelateral strøkforkastning. I tillegg til den horisontale komponenten har den også en betydelig vertikal komponent.

Forkastningen skiller pre-Neogene metamorfe bergarter på Uurlablocken i vest fra Neogene vulkanske- og sedimentære bergarter i øst.

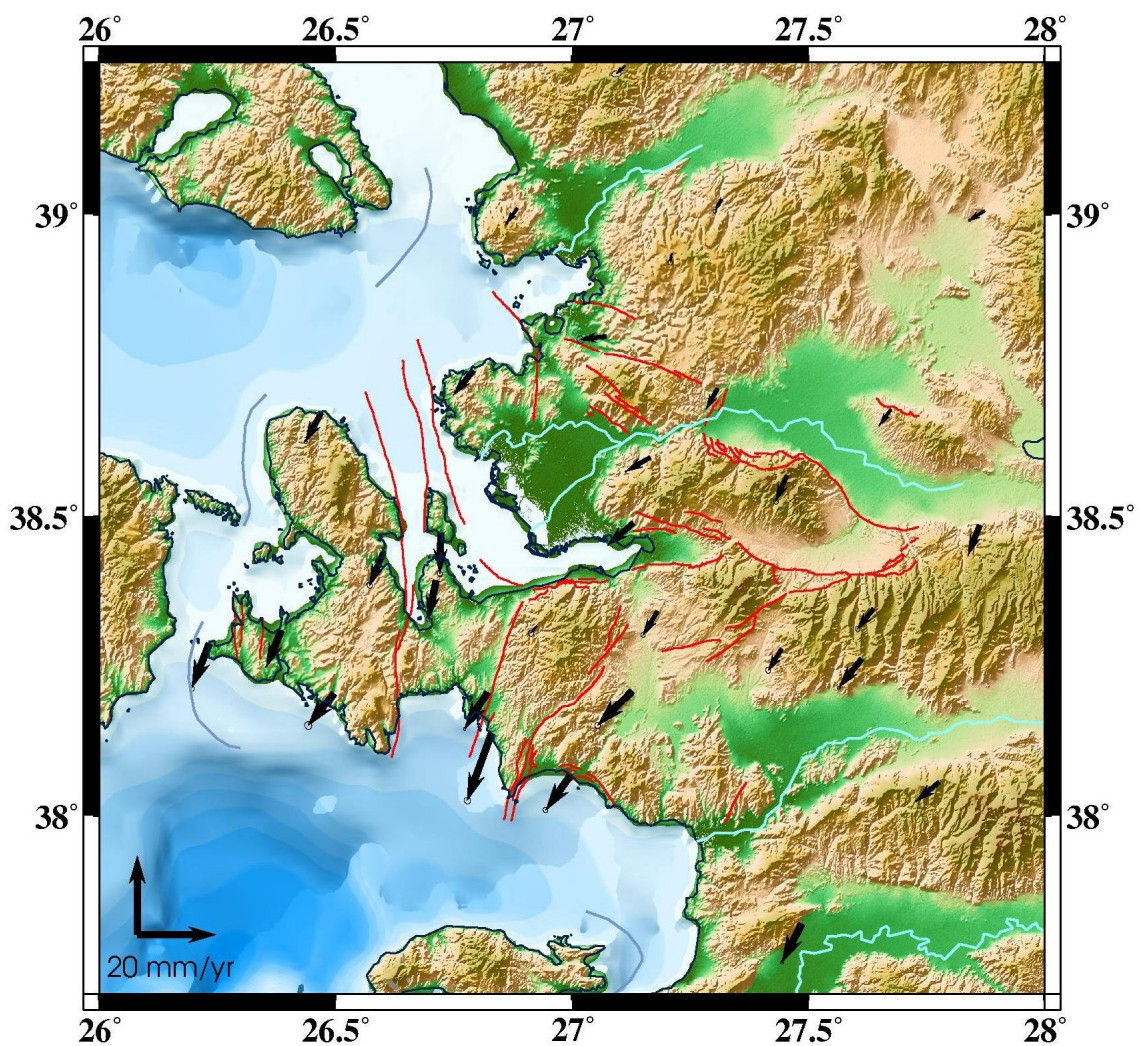
Izmirforkastningen er orientert Ø-V, og går rett gjennom bykjernen, parallelt med sørkysten av Izmirbukten. Det er en normalforkastning, og er delt opp i et vestlig og et østlig overlappende segment.



Figur 2.6: Oversikt over hovedforkastningene (røde linjer) og tilhørende blokker i området rundt Izmir (markert med gul stjerne). De tre største forkastningene er markerte som svarte linjer. GF = Gülbağçeforkastningen, TF = Tuzlaforkastningen, IF = Izmir forkastningen. Aktive forkastninger er basert på Emre m. fl., (2005) og figuren er modifisert fra Atakan (2006).

For å undersøke den neotektoniske deformasjonen i vestlige deler av Anatolia og området rundt Izmir, ble det i 2001 opprettet et relativt tett nettverk, med 37 målepunkter, for å overvåke deformasjonshastighetene i regionen ved hjelp av GPS- målinger. Aktug og Killçoglu (2006) har blant annet gjort grundige GPS- undersøkelser spesielt konsentrert om området rundt Izmir, og da med særlig vekt på de tre hovedforkastningene. Undersøkelsene

gjorde det mulig å kartlegge småskala blokkrotasjoner i stedet for å måtte se på hele vestre Anatolia som én enkelt rigid blokk. Hastighetsfeltet som ble målt er vist i Figur 2.7. Resultatene fra studiene viste at det var signifikante blokkrotasjoner i området rundt byen, spesielt var de relative hastighetene rundt sørlige deler av Tuzlaforkastningen betydelige. Målingene viste også større GPS- hastigheter sør for Izmirbukten enn nord, noe som tyder på at bukten er i ferd med å åpne seg. Det neotektoniske regimet i Izmirbukten og områdene rundt er i følge Aktug og Killıçoglu (2006), dominert av en sørovergående bevegelse av Uurlablokken, og en korresponderende Ø-V forkorting mellom Karaburunhaløya og nordlige deler av Izmirbukten. Siden Uurlablokken befinner seg mellom to høyrelaterale forkastninger konkluderte forfatterne med at det måtte finnes en venstrelateral strøkforkastning mellom Gülbacheforkastningen og Tuzlaforkastningen for at den sørgående forflytningen av blokken skulle være mulig.



Figur 2.7: GPS-feltet i området rundt Izmir med en stabil Anatolieplate som referanseramme. Basert på studiet gjort av Aktug og Killıçoglu (2006), hentet fra Bjerrum (2007).

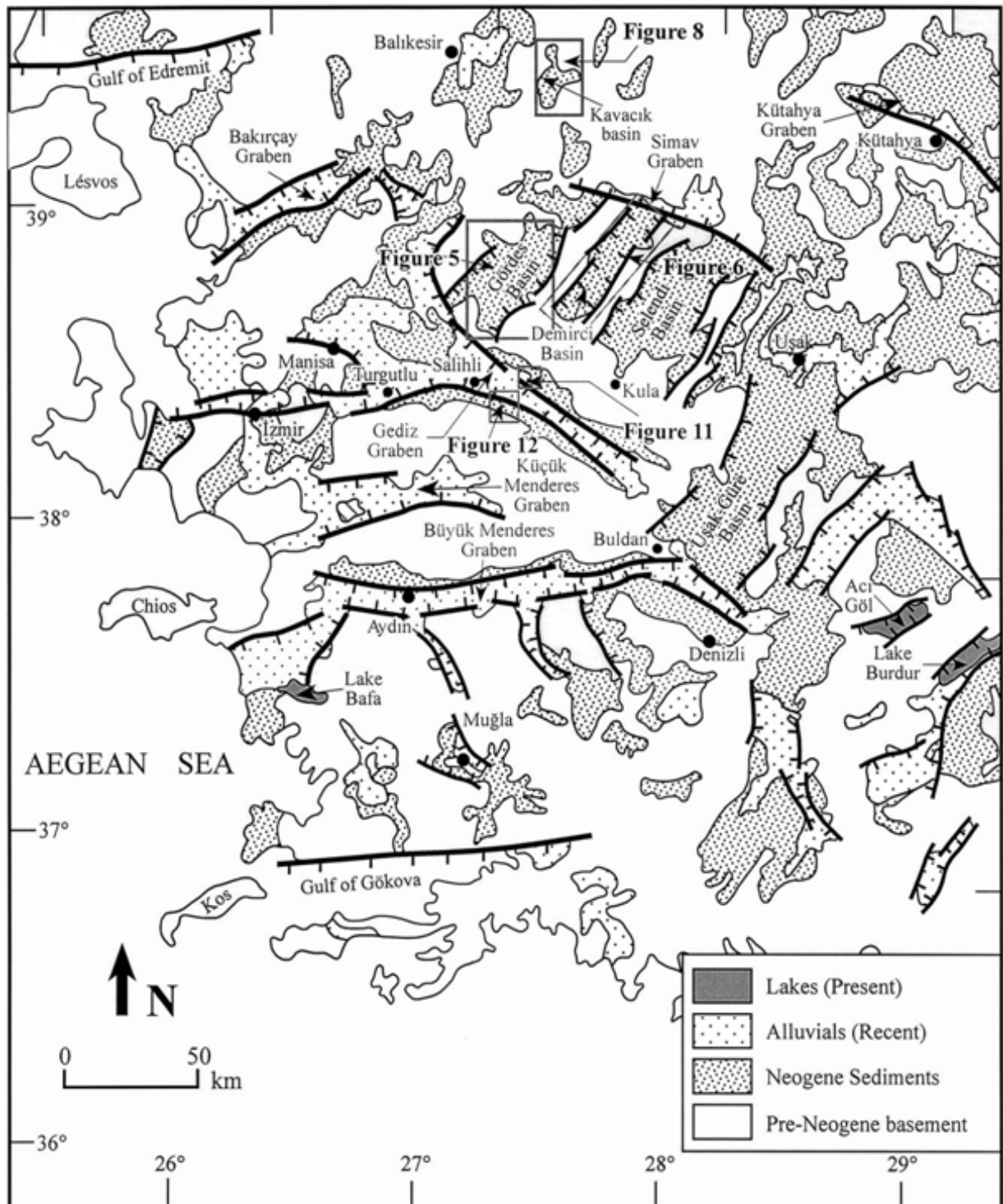
Som tidligere nevnt er vestlige deler av Anatoliplaten, da følgelig også området rundt Izmir, dominert både av strøkforkastninger og ekstensjonsrelaterte grabenstrukturer og basseng. Grabenstrukturene har en Ø-V orientering, mens bassengene har en mer NØ-SV orientering (Fig. 2.8). Ulike teorier om opphavet til ekstensjonen i området ble diskutert i delkapittel 2.1. Det vil nå videre bli diskutert hvorfor det finnes to generasjoner av basseng- og grabenstrukturer med forskjellig orientering. Opphavet til disse strukturene, og hva slags relasjon de har til hverandre har lenge vært et hett diskusjonstema. Følgende avsnitt er hovedsakelig basert på arbeidet til Bozkurt (2003) og tilhørende siteringer.

Det er de Ø-V orienterte grabenstrukturene med mellomliggende horster og tilhørende normalforkastninger som er de mest fremtredende ekstensjonsstrukturene i området. *Edremit-, Bakırçay-, Kütahya-, Simav-, Gediz-, Küçük Menderes-, Büyük Menderes- og Gökova graben* (Fig. 2.8) er de største og best utviklede grabenstrukturene, og sammen med de tilhørende forkastningene, utgjør disse strukturene de mest seismisk aktive elementene i Vest-Tyrkia. Alderen til disse grabenene har vært diskutert i mange år. Sengör og Yilmaz (1981) mente at de ble dannet sent i Miocen (Tortonian) som en følge av kollisjonen mellom den Arabiske platen og Eurasia, og den påfølgende vestgående migrasjonen av Anatolia. Denne teorien ble senere støttet opp om i publikasjoner av Sengör m.fl. (1985) og Sengör (1987). Av andre forfattere ble det hevdet, basert på palynologiske data (dateringer av pollen og sporer) fra Gediz graben og Menderes graben, at strukturene stammer fra tidlig Miocen, og har fortsatt utviklingen sin siden da (Gessner m.fl., 2001; Seyitoglu og Scott, 1991; Seyitoglu og Scott, 1992, 1996; Seyitoglu m.fl., 2002). Nyere studier fra begge grabenstrukturene indikerer imidlertid at de Miocene sedimentene ikke har noe forbindelse til dagens grabenstrukturer, og at den neotektoniske N-S ekstensjonen i vestre deler av Tyrkia og den resulterende grabendannelsen begynte å utvikle seg for maksimalt 5 millioner år siden (Bozkurt (2003) og tilhørende siteringer).

De strukturelle bassengene er orientert omtrentlig NØ-SV, og er litt mindre fremtredende enn grabenstrukturene. *Gördes-, Demirci-, Selendi- og Usak-Güre bassengene* er noen av de best utviklede bassengene i området, og er lokalisert i området mellom Gediz graben i sør og Simav graben i nord (Fig. 2.8). Bassengene viser lokal Miocen sedimentasjon og vulkanisme. Det har blitt foreslått tre ulike modeller for opphavet til disse bassengene:

1. Sengör m.fl. (1985) mente blant annet at bassengene var paleotektoniske "Tibettype" kryss-grabener (cross-grabens) dannet under den N-S paleogene kompresjonen da Neotethyshavet var i ferd med å lukke seg. Kompresjonen ble senere etterfulgt av N-S ekstensjon i Tortonian, og førte til en ny generasjon med bassengdannelse; neotektoniske "Egeer-type" kryss-grabener. De samme forfatterne vurderte også om store Ø-V orienterte grabenstrukturer som Mendes- og Gediz graben kunne ha sitt opphav fra N-S ekstensjon relatert til den vestgående migrasjonen av Anatoliablokken.
2. En annen modell foreslår at grabenstrukturene og bassengene har utviklet seg samtidig som følge av det neotektoniske N-S ekstensjonsregimet siden tidlig Miocen tid. Ekstensjonen er en følge av den orogene kollapsen umiddelbart etter opphøret av den siste Paleogene kollisjonen (Collins og Robertson, 1998; Seyitoglu og Scott, 1991; Seyitoglu og Scott, 1992).
3. Det er også en tredje modell som går ut på at de NØ-SV orienterte bassengene ikke er relatert til ekstensjon i det hele tatt, men derimot kun er et resultat av en saktegående innsynkning etter den tidlige Tertiære kollisjonen mellom Eurasia og den Anatoliske platen. Bassengene utviklet seg på det kollisjonsrelaterte pre-Mezosoiske grunnfjellet og ble innfylt av fluviale sedimenter erodert fra nærliggende høyder (Inci, 2002).

Bozkurt (2003) hevder derimot at ingen av disse modellene har en helt tilfredsstillende forklaring på graben- og bassengstrukturenes opphav. Han mener at bassengene utviklet seg i hengblokkene på store nord-dippende normalforkastninger dannet som følge av ekstensjon. Forkastningene langs bassenggrensene ble tolket som "tilpasningsforkastninger" ("accomodation faults"), som tilpasset seg differensiel strekking i hengblokken. De Miocene sedimentene funnet i bassengene har blitt deformert langs vidstrakte folder med foldeakser parallelt med bassengmarginene. Forfatteren hevder derfor at ekstensjonen delvis har blitt etterfulgt av kompresjon fra en annen retning som har ført til at tilpasningsforkastningene og blokkene de grenset til har rotert rundt en vertikal akse. Dette regimet skal ha opphørt i tidlig Pliocen. De Ø-V orienterte grabenstrukturene skal ha kommet senere under den neotektoniske ekstensjonen. De kuttet lavvinklede normalforkastninger og de tidligere dannede NØ-SV orienterte bassengene. Bassengene ble fanget inne i, eller liggende igjen som henggrabener (hanging grabens), på liggblokkene som grenset til de nye grabenstrukturene. Man kan finne rester av de NØ-SV orienterte bassengene inne i og langs kantene av de Ø-V orienterte grabenene, noe som støtter opp under denne teorien (Yilmaz m.fl., 2000).



Figur 2.8: En oversikt over basseng- og grabenstrukturene i Vest- Tyrkia. Fra Bozkurt (2003).

2.4 Bergartenes dannelse og aldre

Lukkingen av Neotethyshavet i Miocen, den påfølgende fortykningen og hevingen av sentrale Tyrkia og den vestgående ekstrusjonen av Anatoliablokken ble etterfulgt av intens vulkanisme. Den kollisjonsrelaterte vulkanismen tidlig i Miocen (< 21 Ma) resulterte i dannelse av vulkanske bergarter og pyroklastiske avsetninger som varierte i sammensetning

fra basaltisk andesitt til rhyolittiske bergarter. Den vulkanske aktiviteten i midt Miocen var hovedsakelig knyttet til ekstensjonen i jordskorpen og dannelse av ekstensjonsbassenger, og var dominert av lavastrømmer og vulkanske tverrganger ("dykes"). Sammensetningen til de vulkanske bergartene dannet på denne tiden var basaltisk til andesittisk. I sen Miocen (< 11 Ma) var også vulkanismen knyttet til ekstensjonssoner, men var dominert av alkaliebasalter og basanitter (Aldanmaz m.fl., 2000). Rhyolittene undersøkt i denne studien er datert, ved hjelp av K/Ar datering, og har blitt anslått å være 12.5 Ma. (Borsi m.fl., 1972).

Kalksteinsavsetningene i Vest-Anatolia er av lakustrin opprinnelse, og av midt-sen Miocen alder (Fig. 2.14 og Talip Güngör, pers. kom., 2009). Lite er skrevet om kildeområdet, opphavet og alderen til disse bergartene.

2.5 Tidligere paleomagnetiske undersøkelser

Paleomagnetiske undersøkelser er et viktig bidrag til studier av bevegelse av plater og forkastningsblokker. De skaffer betydningsfull informasjon om blokkrotasjoner i forbindelse med seismisk aktive forkastninger over et lengre tidsintervall (> 10 mill. år) enn det som er mulig å få fra andre metoder, for eksempel GPS-målinger. Selv om slike studier gir mye og nyttig informasjon, har de tidligere deformasjonene i området rundt Izmir kun blitt undersøkt i noen få paleomagnetiske studier.

Gürsoy m.fl. (2003) gjorde paleomagnetiske undersøkelser av de vulkanske bergartene dannet i Miocen på 82 lokaliteter fordelt utover Anatoliaplaten. Resultatene viste store rotasjoner mot klokken i Øst-Tyrkia, men nesten ingen rotasjon i det sentrale til vestlige Tyrkia. Undersøkelser gjort av både neotektoniske og paleotektoniske vulkanske enheter viste de samme resultatene, og forfatterne konkluderte derfor med at rotasjonen etter all sannsynlighet startet etter sen Miocen tid. Piper m.fl. har i en nyere publikasjon fra 2009 samlet resultatene fra Gürsöy m.fl. (2003) og forskjellige andre studier gjort i de samme områdene, for å poengtere den generelle overensstemmelsen av storskala tektonisk rotasjon (Fig. 2.9). Majoriteten av målepunktene kommer fra studier av vulkanske bergarter. Oppsummeringen gjort av Piper m.fl., (2009) viser også flere målepunkter fra området rundt Izmir, hvor denne studien er konsentrert (innrammet område).

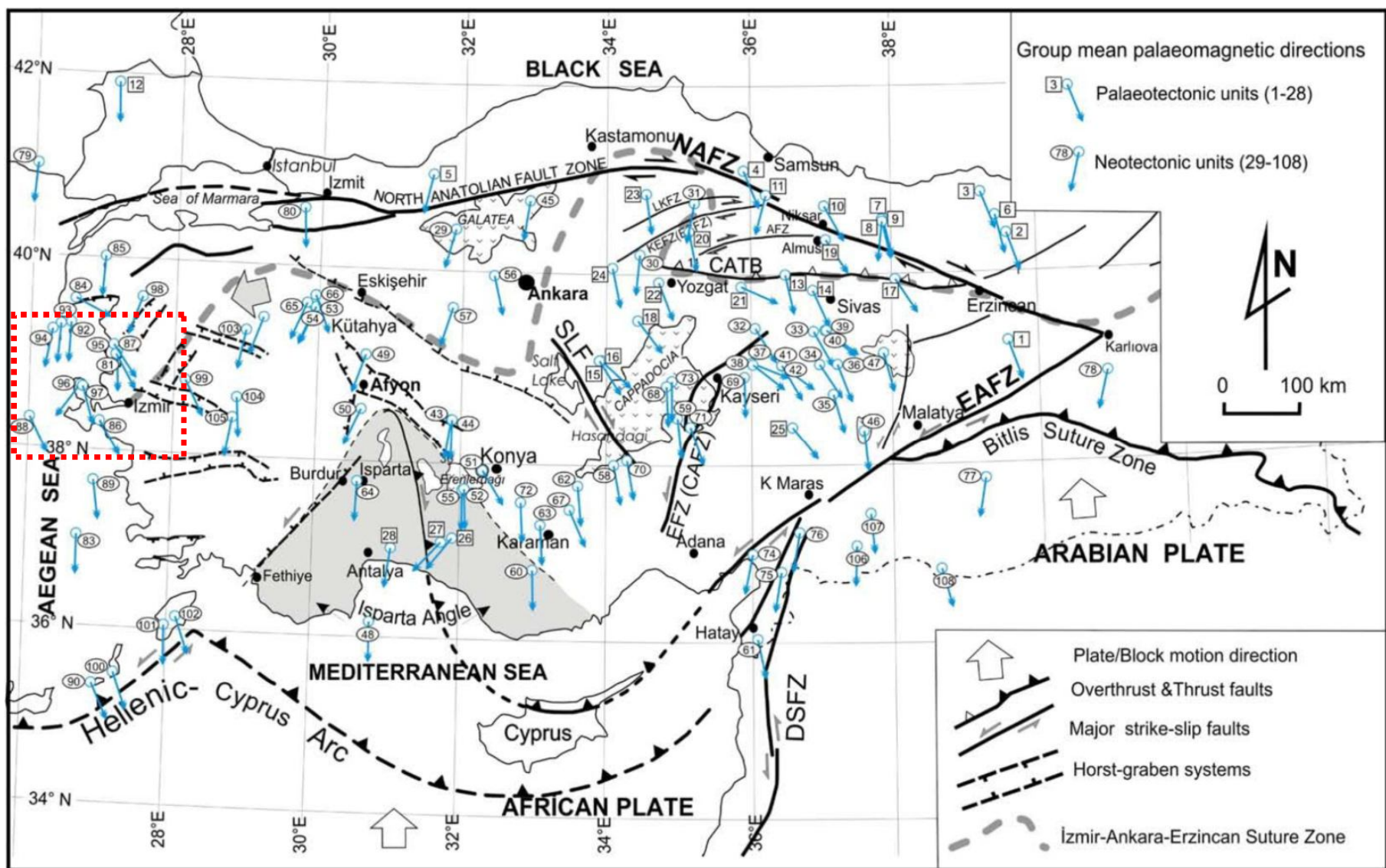
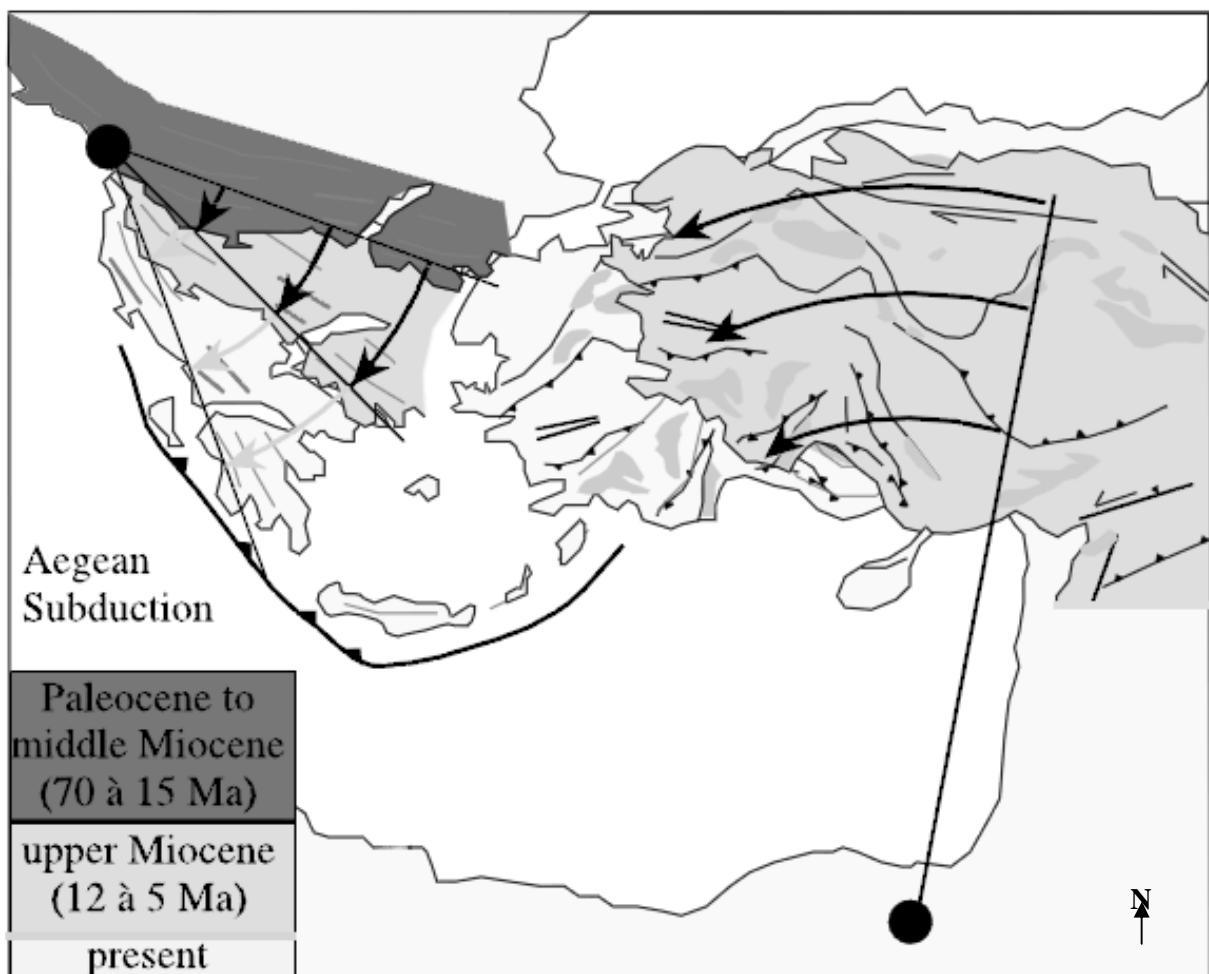


Figure 2.9: Samling av paleomagnetiske retninger, vist med reversert polaritet, funnet fra ulike studier i østlige deler av Middelhavet og på den Anatoliske platen. Stiplet ramme viser område hvor denne studien er konsentrert. Modifisert fra Piper m.fl. (2009).

Kissel m.fl. (2003) gjorde paleomagnetiske målinger på totalt 113 lokaliteter fordelt rundt omkring på Anatoliaplaten. 37 av disse viste troverdige remanente paleomagnetiske retninger, og var fra bergarter av Paleocen til Miocen alder. De kombinerte resultatene sine med tidligere resultater fra samme område, og kom fram til at den Kenozoiske utviklingen av østlige deler av Middelhavet ser ut til å ha bestått av to post-tidlig Miocene rotasjoner med motsatte retninger (Fig. 2.10). Det vestlige segmentet av Egeerbuen har rotert ca. 25 ° med klokken i to faser, den første i midten av Miocen og den andre i forbindelse med Arabia-Eurasia kollisjonen i Plio-Pleistocen. Rotasjonen mot klokken observert i østlige deler av Tyrkia startet først når den første rotasjonsfasen av vestlige deler av Egeerbuen opphørte.



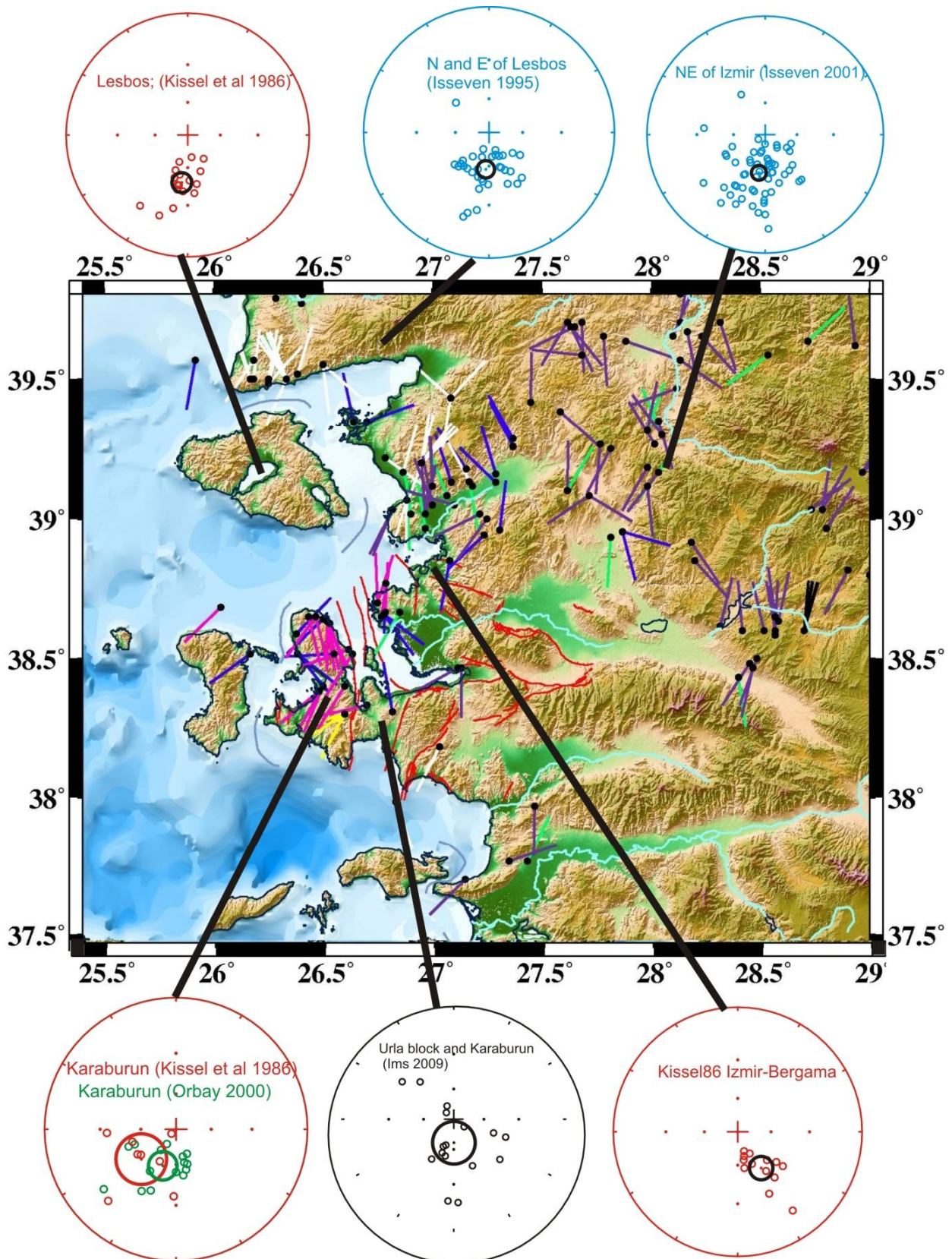
Figur 2.10: Skjematisk utvikling av det østlige middelhavet dedusert fra paleomagnetisk data. Figuren viser at den vestlige og østlige delen av Egeerhavsområdet roterer i motsatte retninger. Fra Kissel m.fl. (2003).

I følge GPS-målinger foretatt over de siste 20 årene er de to rotasjonene på hver sin side av Egeerhavet fortsatt aktive i dag. GPS-målingene viser imidlertid en lavere rotasjonshastighet enn den man regner ut fra de paleomagnetiske resultatene. Årsaker til dette kan blant annet

være at GPS-målingene er midlet over et begrenset tidsintervall og ikke avspeiler rotasjoner over geologisk tid. Vi har mest sannsynlig hatt midlertidige endringer av stressfeltet og deformasjonshastigheten har variert opp gjennom tiden. GPS-data viser heller ikke plutselige forskyvninger i jordskorpen assosiert med store jordskjelv (Gürsoy m.fl., 2003).

Kissel m.fl. (1987) utførte paleomagnetiske undersøkelser i området rundt Izmir; Canakkale regionen, Izmir-Bergama regionen, Karaburunhalvøya og på øya Lesbos like utenfor Tyrkias vestkyst. Resultatene fra dataene samlet mellom den Nord-Anatoliske forkastningen og Alasehirforkastningen viste signifikante rotasjoner av koherente blokker både med og mot klokken. Rotasjonen går fra å være 49 ° med klokken på Karaburunhalvøya til å være 33 ° mot klokken nord for Izmir (mellom Izmir og Bergama). En rotasjon med klokken av Karaburunhalvøya har også blitt støttet opp under av senere paleomagnetiske studier i området (Ims, 2009; Orbay, 2000).

Figur 2.11 viser en oppsummering av de tidligere paleomagnetiske resultatene fra Izmirområdet, og framstiller reverserte magnetiseringsvektorer presentert i en stereografisk projeksjon. Det vises tydelig fra figuren at det er forskjellige rotasjoner av blokkene rundt Izmir. Det er knyttet stor usikkerhet til lokalitetene samlet i databasen av Tapirdamaz (2006) (vist som fargede "pinner" på figuren). Flere av målepunktene er plassert ute i havet utenfor kysten, noe som sannsynligvis er lokasjonsfeil. Målepunktene på Karaburunhalvøya viser rotasjoner med klokken, mens målinger gjort i Izmir-Bergama området viser rotasjoner mot klokken, noe som er i samsvar med GPS-målinger gjort i området (Aktug og Killıçoglu, 2006). Målepunktene registrert på og nord- øst for Lesbos viser ingen statistisk signifikante rotasjoner.



Figur 2.11: Tidligere paleomagnetiske resultater fra Izmirområdet. Punktene i stereonettene representerer reverserte magnetiseringsvektorer (Ims, 2009; Isseven, 2001; Kissel, 1986; Kissel m.fl., 1987; Orbay, 2000; Tapirdamaz, 2006).

Ims (2009) innhentet i alt 134 orienterte prøver fra 16 lokaliteter fordelt på Karaburunhalvøya, Uurlablokken og fra østsiden av Tuzlaforkastningen. Prøvene ble hentet både fra lokaliteter bestående av vulkanske bergarter og kalksteiner, begge av Miocen alder. Han kom fram til at kalksteinene generelt viste mer konsistente retninger og en mindre rotasjon enn vulkanske bergarter, som har blitt brukt i alle tidligere paleomagnetiske undersøkelser i området. Noe data ble hentet fra Karaburunhalvøya vest for Gülbahceforkastningen, og indikerer en mindre rotasjon med klokken enn hva tidligere studier har vist. Resultatene fra området mellom Gülbahceforkastningen og Tuzlaforkastningen indikerer en liten, men ikke statistisk signifikant, rotasjon mot klokken, med unntak av to lokaliteter på halvøya nord for Urla. Resultatene fra disse lokalitetene viser stor rotasjon med klokken, og er også understøttet av målinger foretatt av Kissel (1986) i samme område. Målinger tatt av rhyolittiske bergarter fra tre lokaliteter i området øst for Tuzlaforkastningen indikerer store rotasjoner med klokken. Resultatene er oppsummert i Figur 2.12.



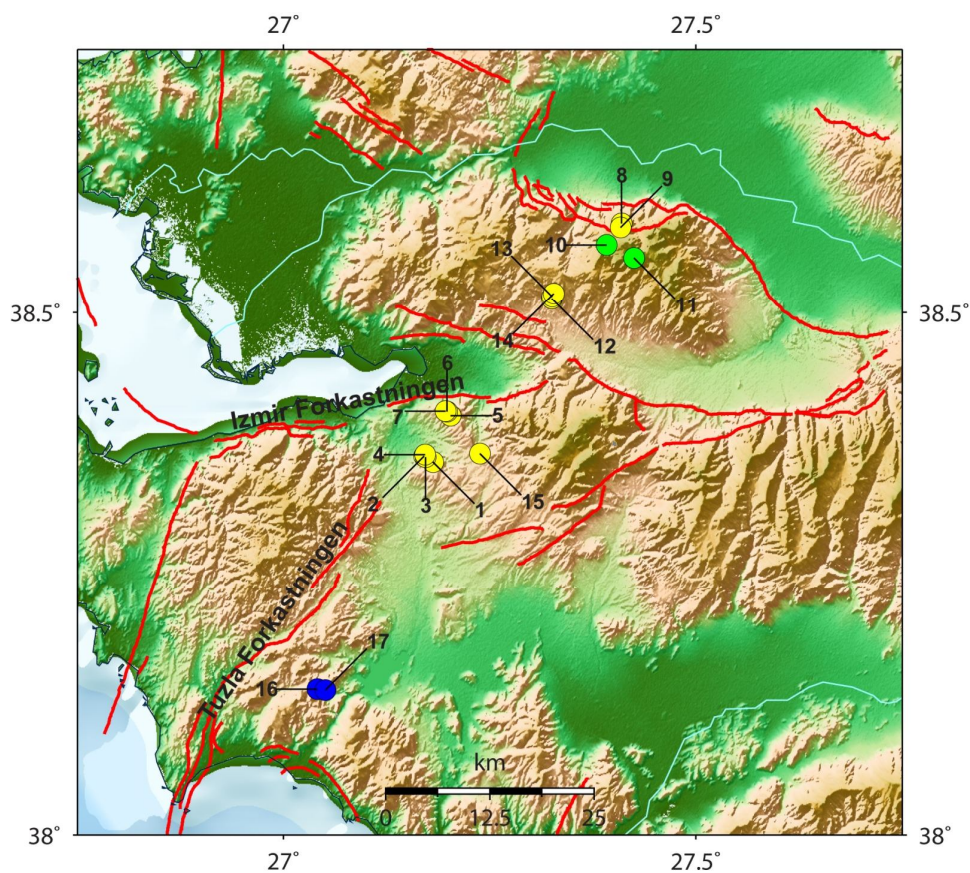
Figur 2.12: Gjennomsnittlig deklinasjonsretning funnet av Ims (2009) på Karaburunhalvøya, Uurlablokken og øst for Tuzlaforkastningen. Mengden rotasjon sees som avviket fra N-S linjen.

2.6 Prøvetaking

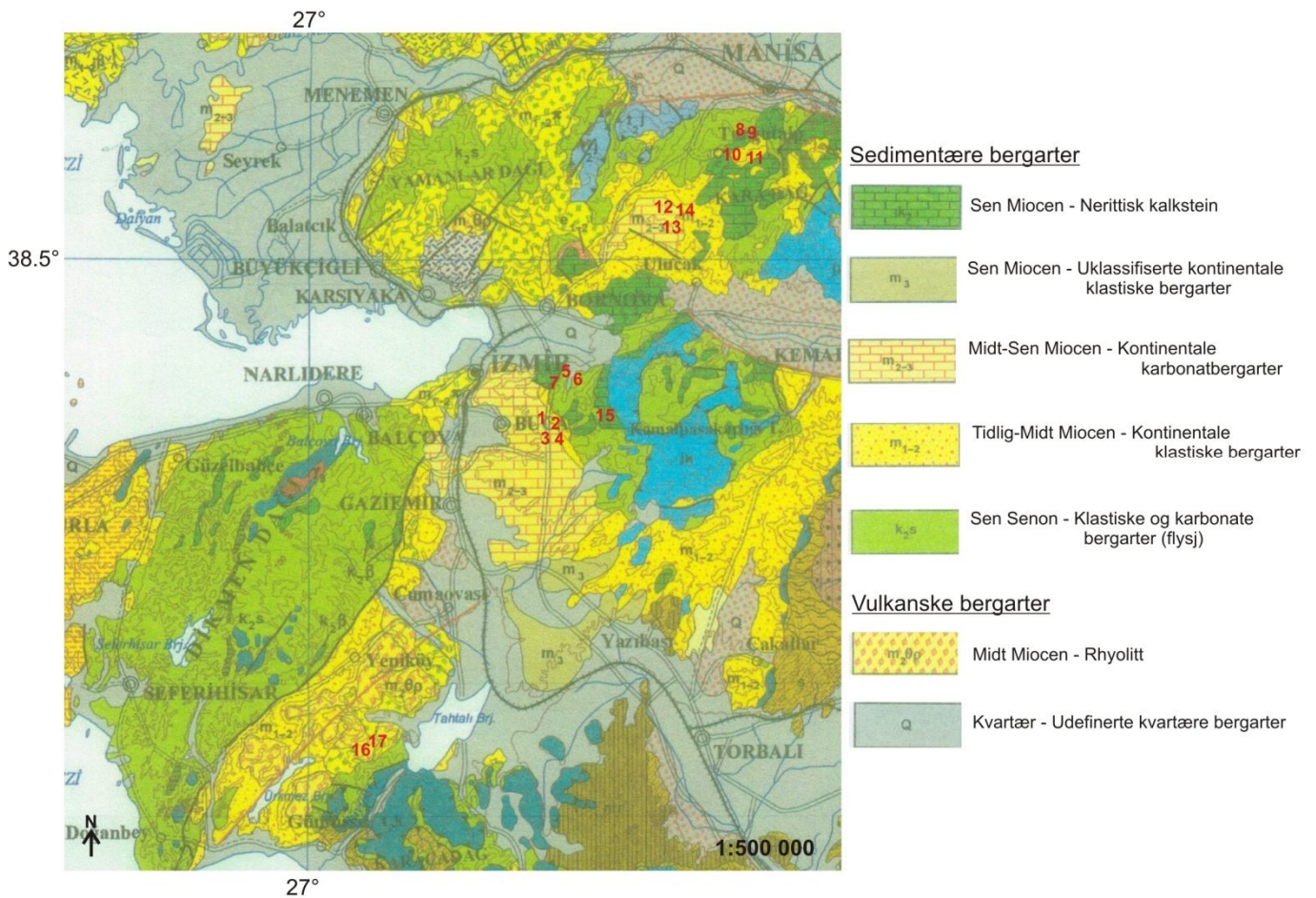
I denne studien ble det i alt samlet inn 150 prøver fra området rundt Izmir (Fig. 2.13 og 2.14). Majoriteten av disse prøvene var kalksteiner samlet inn på lokaliteter nord og sør for Izmirforkastningen. Det ble også hentet inn prøver fra to rhyolittlokaliteter og to sandsteinslokaliteter. Fig. 2.14 viser et kart over de viktigste geologiske enhetene i området, og en oversikt over hvilke av disse enhetene prøvene er hentet fra.

Nord for Izmirforkastningen ble det hentet inn kalksteinsprøver fra tre lokaliteter rett sør for Spil Mountains, som ligger N-Ø for Izmir, i et område kalt Yaka. Det ble også samlet inn prøver fra fire lokaliteter oppe i Spil Mountains. Her ble det hentet kalksteiner fra Lokalitet 8 og 9, mens det fra Lokalitet 10 og 11 ble hentet henholdsvis kalkholdige sandsteiner og svært røde sandsteiner.

Sør for Izmirforkastningen ble det innhentet kalksteiner fra åtte lokaliteter rett sør for Izmir by, i Menderes-Gümüldür området. Rhyolittprøvene ble tatt fra to lokaliteter rett sør for Yeniköy, som ligger 3-4 mil sørvest for Izmir.



Figur 2.13: Kartet viser en oversikt over lokalitetene hvor prøvene målt i denne studien ble hentet fra. Gule sirkler representerer kalksteinslokaliteter, røde sirkler representerer sandsteinslokaliteter, og blå sirkler representerer rhyolittlokaliteter.



Figur 2.14: Lokalitetene vist i et geologisk kart over studieområdet. Den stratigrafiske søylen viser kun forklaring til enheter nær lokalitetene i denne studien. Figuren er en liten del av et mye større kart som har blitt skannet inn og forminsket på dataen, noe som fører til en litt nedsatt kvalitet. Modifisert fra *Geological map of Turkey (Izmir)* (Isikev, 2002).

Aktive forkastninger kan føre til dannelse av sekundær magnetisering ved forskjellige prosesser, blant annet reoppvarming, og det ble derfor passet på at de utvalgte lokalitetene ikke lå for nære kjente forkastninger.

Prøvene ble boret ut ved hjelp av et vannavkjølt, bensindrevet bor. Det ble gjort målinger av strøk og fall på alle lokalitetene for å senere kunne korrigere for beddingen. Når det var sol tilgjengelig ble det i tillegg gjort orientering med solkompass. Dette er vanlig fordi sterkt magnetiserte prøver kan påvirke målinger tatt med magnetisk kompass.

3. PALEOMAGNETISK RETNINGSANALYSE

Paleomagnetiske undersøkelser er basert på bestemmelser av retningen (deklinasjon og inklinasjon) og intensiteten til den naturlige remanente magnetiseringen (NRM) i bergartsprøver. Disse parametrene blir funnet ved å gjennomføre målinger på ulike typer magnetometre. Magnetometrene er konstruert for å kunne gjøre nøyaktige, repeterbare målinger med høy sensitivitet over kort tid. For å finne den primære remanente magnetiseringen som utviklet seg da bergarten ble dannet, må man først gjennomføre en demagnetisering av bergartsprøvene. Målet med demagnetiseringen er å skille primær NRM fra sekundær remanent magnetisering dannet i bergarten på et senere stadium. I dette kapittelet vil det først være en beskrivelse av metodene som er brukt, og deretter en beskrivelse av resultatene fra demagnetiseringen.

3.1 Metoder

I dette studiet ble demagnetiseringen av prøvene gjennomført på to ulike instrumenter: en MMTD1 demagnetiseringsovn (termisk demagnetisering) og et 2G AF demagnetiseringsinstrument (vekselfelt-/ AF demagnetisering). Under den termale demagnetiseringen ble prøvene gradvis varmet opp til høyere temperaturer. Dette skjedde i 13 steg, fra 23 °C (romtemperatur) opp til 700 °C. Etter hver temperaturøkning ble prøvene avkjølt i nullfelt, slik at alle magnetiske korn med blokkeringstemperatur under den aktuelle temperaturen fikk en randomisert NRM retning. Det er som regel, men ikke alltid, kornene med sekundær NRM (ofte VRM) som er de minst stabile. Disse har da lavere blokkeringstemperaturer, og vil bli randomisert først. På denne måten oppnår man en selektiv fjerning av sekundære komponenter, og kan lettere identifisere den primære NRM retningen.

Under vekselfelt demagnetiseringen ble prøvene utsatt for et alternerende magnetisk felt i tre ortogonale retninger. Demagnetiseringen ble utført trinnvis i 17 steg opp til et maksimalfelt på 250 mT. Bølgeformen til det alternerende feltet er en sinusbølge, og magnituden avtar lineært med tiden fra maksimalverdien på hvert trinn, noe som randomiserer remanensen i korn med koersivkraft lavere enn det aktuelle feltet (Butler, 1992). Ved å gradvis øke feltstyrken vil de ”mykeste”, antatt sekundære, komponentene randomiseres, og man står igjen med den ”hardeste”, antatt primære, komponenten.

Termisk demagnetisering ble foretrukket framfor vekselfelt demagnetisering. Ved oppvarming til 700 °C er man sikre på at all magnetiseringen er forsvunnet, siden den maksimale curietemperaturen til ferromagnetiske mineraler som opptrer i bergarter er 675 °C (hematitt). Høykoersive mineraler, som hematitt, kan forhindre full demagnetisering ved vekselfelt demagnetisering, fordi koersivkraften overstiger det maksimale demagnetiseringsfeltet. Det vil derfor være en fordel å bruke termisk demagnetisering på prøver hvor hematitt er det dominerende ferromagnetiske mineralet (Butler, 1992). I tillegg kan vekselfelt demagnetisering gi opphav til ”falske” komponenter grunnet gyroremanent magnetisering (GRM) i singeldomene korn (Fig. 3.5) (Stephenson, 1981). AF demagnetisering ble allikevel gjennomført på 42 av de 150 prøvene for å kunne sammenligne resultatene fra begge typene demagnetisering. En fordel med AF demagnetisering er at den ikke fører til kjemisk omdanning av magnetiske mineraler, noe som kan forekomme ved termisk demagnetisering. Dette muliggjorde derfor senere undersøkelser som krevde uforandret mineralogi.

Underveis i demagnetiseringen ble remanensen målt på et 2G SQUID (Superconducting Quantum Interference Device) magnetometer. Dette instrumentet har den høyeste følsomheten av alle kommersielle magnetometre, og er derfor et viktig hjelpemiddel ved målinger av prøver med lav magnetiseringsintensitet. Fornuftige måleresultater fås på prøver med magnetisk moment $\leq 10^{-10}$ Am². Dette tilsvarer en magnetiseringsintensitet på 10⁻⁵ A/m dersom man, som i dette studiet, har prøver med volum på 10 cm³. Ved intensiteter høyere enn ca. 2 A/m må instrumenter som JR-5- og Digico spinner magnetometre brukes. SQUID magnetometeret måler det magnetiske momentet i tre ortogonale retninger; x, y og z. Målingene blir registrert i programmet 2Gmeter, laget av Trond H. Torsvik og modifisert av Jose Ojeda og Harald J. Walderhaug, og omregnet til inklinasjonsvinkel, deklinasjonsvinkel og magnetisk intensitet. Noen av kalksteinsprøvene i denne studien er så svake at de har magnetiseringsintensiteter nær nedre målegrense for SQUID magnetometeret; noe som vil bli videre diskutert i Kapittel 6 (Diskusjon).

Resultatene fra demagnetisering blir framstilt grafisk enten ved hjelp av stereografisk projeksjon eller i et Zijderveld diagram. Ved stereografisk projeksjon blir endring av retning (deklinasjons- og inklinasjonsvinkel) ved økende grad av demagnetisering vist som punkter på en halvkule. Det er vanlig å kun projisere på den nedre hemisfæren. ”Normal” (nedpekende) inklinasjon blir da vist som fylte punkter, mens reversert inklinasjon blir vist

som åpne punkter. Den stereografiske projeksjonen forteller ingenting om magnetiseringsintensiteten, og blir derfor ofte framstilt sammen med en graf som viser intensitetsvariasjonen med temperatur/felt brukt under demagnetiseringen.

Et Zijderveld diagram viser endepunktene til vektorene underveis i demagnetiseringen som x, y og z komponenter i et kartesisk koordinatsystem. For å kunne skrive dataene på vektorform blir deklinasjon (D), inklinasjon (I) og intensitet (Int) omgjort til kartesiske koordinater fra følgende sammenheng:

$$x = Int * \cos I * \cos D, \quad y = Int * \cos I * \sin D, \quad z = Int * \sin I$$

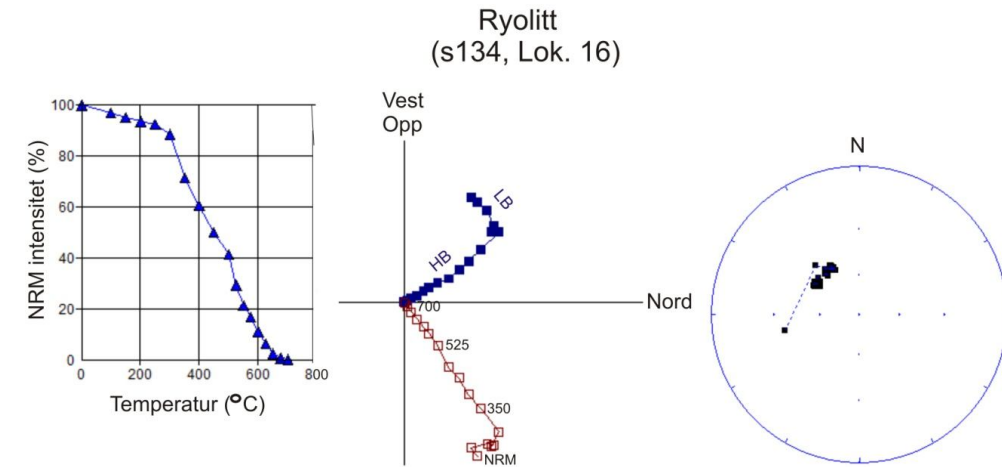
x representerer geografisk Nord, y geografisk Øst og z ned. Fylte symboler viser punkter i horisontalplanet (x-y) mens åpne symboler viser punkter i vertikalplanet (x-z). Zijderveld diagrammet angir, i motsetning til stereografisk projeksjon, både retningen og intensiteten til den remanente magnetiseringen under demagnetiseringen.

Etter demagnetiseringen av prøvene ble det utført komponentanalyse i programmet IAPD2000 for Windows laget av T.H. Torsvik, J.C. Briden og M. A. Smethurst. Komponentanalyse blir brukt for å identifisere og estimere rette linjer og plan ved hjelp av minste kvadraters metode (Kirschvink, 1980). De lineære segmentene antas å representere remanensvektorer i en prøve. Vanligvis er man ute etter å finne den stabile høyblokkerings-NRM komponenten, som normalt sett representerer primær NRM. Denne komponenten blir gjenkjent som en rett linje ut fra origo, noe som betyr at remanensvektorene under denne delen av demagnetiseringen ikke har endret retning, kun fått svekket intensitet (Fig. 3.1).

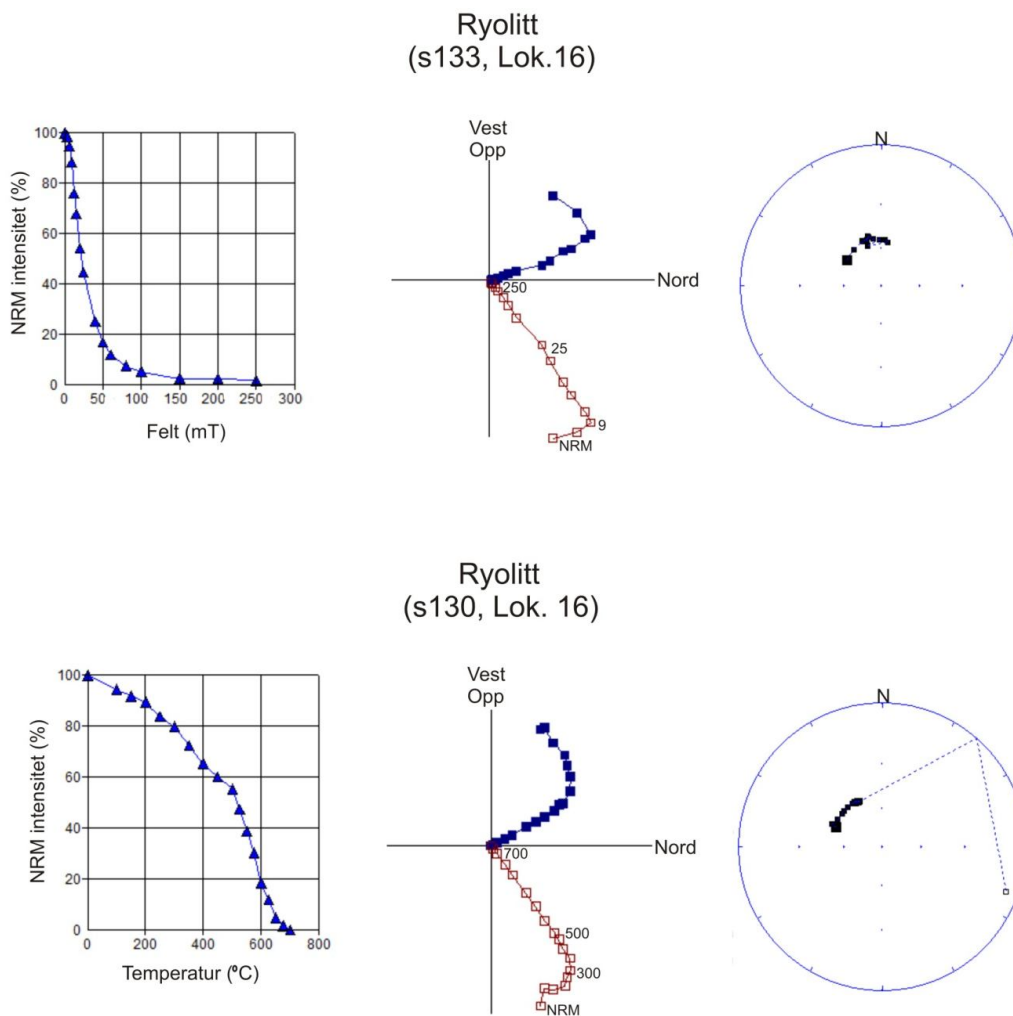
3.2 Resultater fra demagnetisering

Flere prøver viste tegn til å ha mer enn én komponent. De forskjellige komponentene var enklest å skille fra hverandre i rhyolittene og sandsteinene, prøvene med høyest intensitet. Figur 3.1 viser eksempel på termisk demagnetisering av en rhyolittprøve fra lokalitet 16. En generell trend hos prøver fra Lokalitet 16 er at skiftet mellom lavblokkeringskomponenten (LB) og høyblokkeringskomponenten (HB) skjer ved oppvarming til rundt 300 °C (Fig. 3.1). Ved dette punktet viser også intensitetskurven en brattere nedadgående gradient. Ved

vekselt demagnetisering skjer det en tilsvarende endring fra LB til HB når prøvene blir utsatt for et felt på rundt 9 mT (= 90 Oe) (Fig. 3.2).



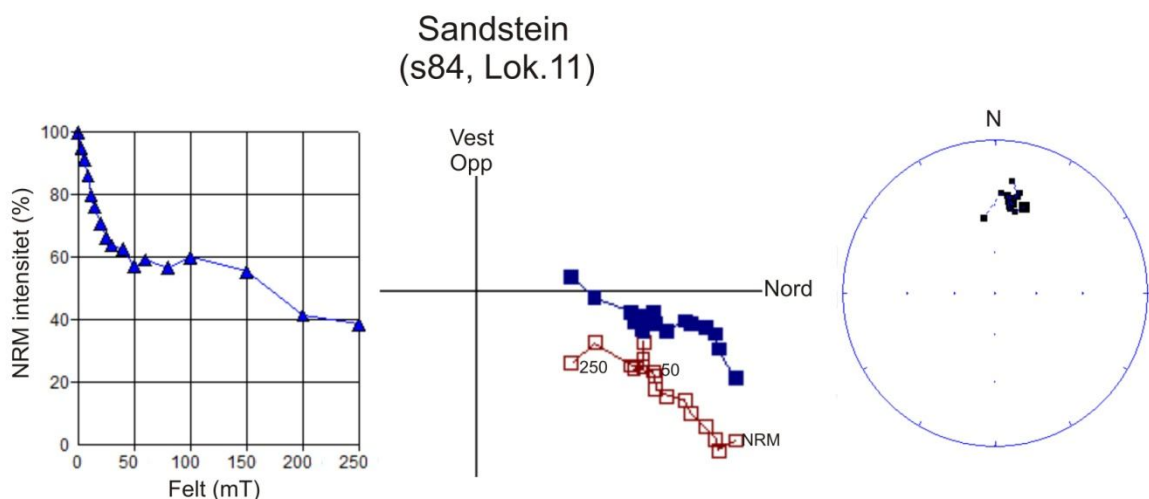
Figur 3.1: Demagnetisering av en ryolittprøve hentet fra Lokalitet 16. Her kan man tydelig identifisere en lavblokkeringskomponent, LB, og en høyblokkeringskomponent, HB, etter demagnetisering. Skiftet mellom de to komponentene skjer omtrent ved 300 °C. Ukorrigert stereografisk projeksjon.



Figur 3.2: Figuren viser tydelig tilstedeværelsen av to remanenskomponenter som kommer til syne både ved termisk- og vekselfeld-demagnetisering. Prøve s130 viser også at de to segmentene har overlappende stabilitetsområder. Den stereografiske projeksjonen viser ukorrigerede retninger. Begge prøvene viser kontinuerlig utblokkering, i form av skrå intensitetskurver.

Av prøvene som viste veldefinerte komponenter og retninger, hadde de fleste kontinuerlig utblokkering, som sees av "skrå" intensitetskurver (Fig. 3.2). Dette kan tyde på en blanding av flere kornstørrelser. Mange av disse prøvene viste også tegn til overlappende stabilitetsområde i Zijderveld diagrammet, som framtrer som en bue mellom to rette segment (Fig. 3.2)

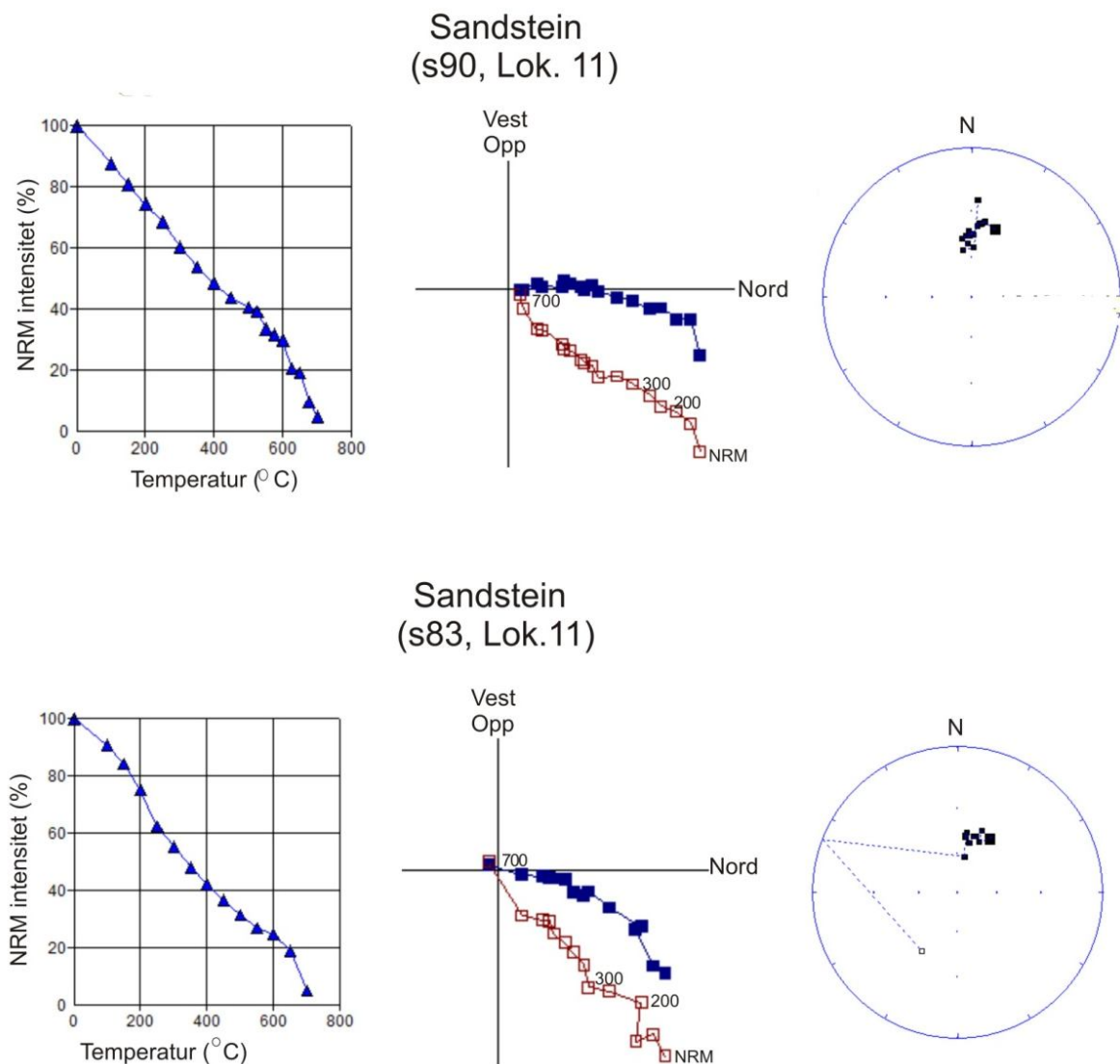
Det at vi har en lavblokkeringskomponent som ser ut til å forsvinne rundt 300 °C kan indikere at remanensen her enten er båret av pyrrotitt (Fe_{1-x}S , $0 < x \leq 1/8$) eller en TM-fase utsatt for litt sekundær oksidasjon ($\text{Fe}_{2.5}\text{Ti}_{0.5}\text{O}_4$) (Ade-Hall m.fl., 1971). Alternativt kan prøven ha fått en sekundær partiell TRM/TVRM ved reoppvarming.



Figur 3.3: Retning og intensitet til prøve s84 etter vekselfelt demagnetisering. Ukorrigeret stereografisk projeksjon.

De fleste kalkholdige sandsteinene og sandsteinene, henholdsvis fra Lokalitet 10 og 11, viser relativt konsistente retninger, dog med større usikkerhet (større MAD vinkel (Kirschvink, 1980)) enn det rhyolittene viser. Sandsteinene fra Lokalitet 11 viser antydning til en brattere gradient på intensitetskurven ved 300-400 °C, på samme måte som hos rhyolittene. Fullstendig tap av intensitet skjer ved rundt 650-700 °C, og kan være en indikasjon på tilstedeværelse av hematitt ($T_c = 675$ °C). På denne lokaliteten er kun prøve s84 demagnetisert i vekselfelt. Denne antyder omtrent samme retning som resten av prøvene fra Lokalitet 11. Intensitetskurven viser en utflatning ved felt på rundt 50 mT, og lite tap av intensitet etter dette (Fig. 3.3). Det at prøven har vanskelig for å bli demagnetisert ved AF demagnetisering er en annen indikasjon på tilstedeværelsen av hematitt, eventuelt sammen med goethitt, noe som vil bli nærmere undersøkt i Kapittel 4 (Magnetisk mineralogi). Zijderveld diagrammene

og stereonettene fra Lokalitet 11 indikerer en litt mer N-Ø orientering på remanensretningene enn rhyolittene (Fig. 3.4).

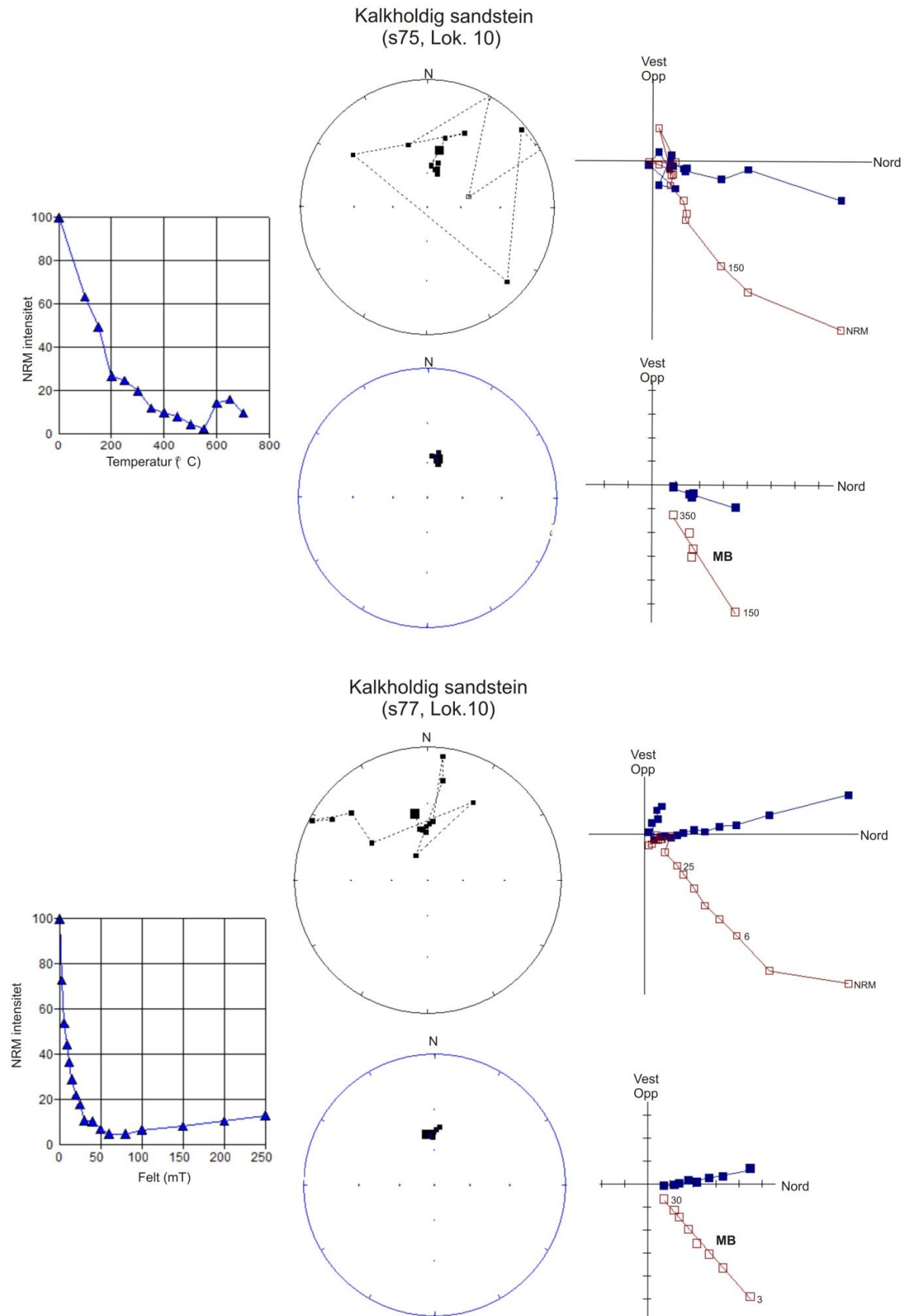


Figur 3.4: Retning og intensitet til prøve s90 og s83 etter termisk demagnetisering. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

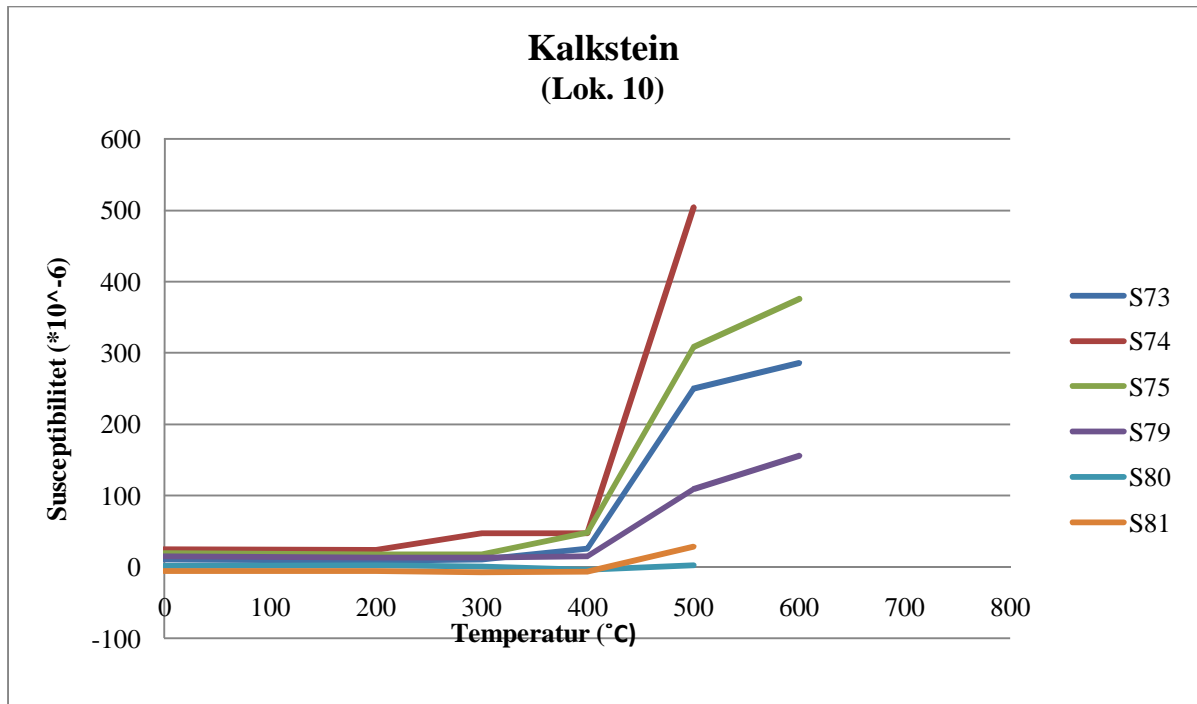
Prøvene fra Lokalitet 10 har svakere magnetiseringsintensitet enn prøvene fra Lokalitet 11, og viser også litt mer varierende NRM retninger. Her er det de vekselfelt demagnetiserte prøvene som viser de mest konsistente retningene. Det er allikevel mulig å finne NRM retninger fra tre av de termisk demagnetiserte prøvene. Figur 3.5 viser eksempler på termisk- og vekselfelt demagnetiserte prøver med stabile MB (middelblokkeringskomponenter) fra 150-350 °C (s75) og 3-30 mT (s77), men ingen stabil HB komponent. Dersom man ser på målinger av susceptibiliteten med økt temperatur fra denne lokaliteten, ser man at det skjer en kraftig økning av susceptibiliteten fra rundt 400 °C og oppover (Fig. 3.6). Dette kan bety at prøvene

fra denne lokaliteten kan ha hatt stabile HB komponenter, men at den kraftige økningen i susceptibiliteten, som sannsynligvis kommer av kjemisk omdanning av mineraler i prøvene ved økt temperatur, kan ha ødelagt muligheten for å identifisere disse komponentene. Dette kan også forklare intensitetsøkningen man ser fra rundt 550 °C i prøve s75 (Fig. 3.5). Trenden med kraftig økning av susceptibilitet var også tilfellet ved flere av kalksteinsprøvene fra andre lokaliteter hvor det ikke var mulig å plukke ut HB komponenter (Blant annet Lok. 1, 2 og 3) Prøve s77 viser tegn til dannelse av gyroremanent magnetisering når feltet overstiger rundt 50 mT. Dette kan, som tidligere nevnt, skje ved vekselfeltdemagnetisering av prøver som inneholder singeldomene korn. Flere av prøvene på denne lokaliteten viste retninger som kunne tyde på at NRM ble dannet i en periode med reversert magnetisk jordfelt. s80 viser en klar antiparallell (reversert) retning av NRM, og en ellers tydelig, stabil HB komponent og kontinuerlig utblokkering (Fig. 3.7).

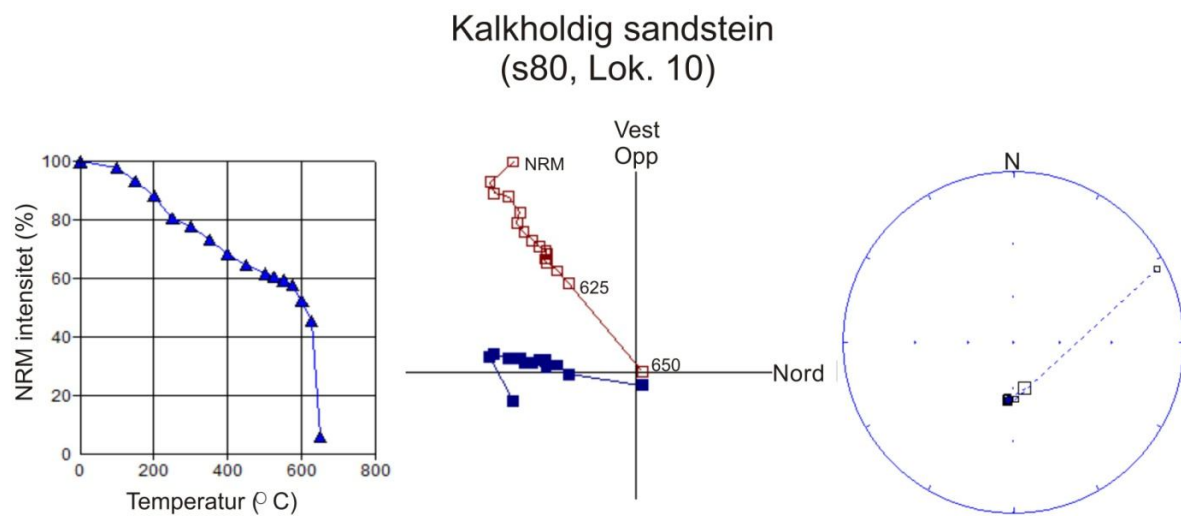
Kalksteinslokalitet 14 ble utelatt fra statistikken fordi NRM intensitetene til prøvene var så lave, enkelte helt ned i 0.005 mA/m. Et fåtall av disse svake prøvene viste allikevel resultater som kan indikere stabile remanente retninger. Prøve s118 antyder på samme måte som enkelte av prøvene fra Lokalitet 10 en reversert retning (Fig. 3.8). I utgangspunktet er denne prøven så svak at man ikke ville tro at man kan få noen fornuftig resultat fra den, men stereonettet viser at retningene holder seg relativt i ro ved økende grad av demagnetisering, noe som mest sannsynlig betyr at de tilsynelatende retningene ikke kun er tilfeldig støy. Dette vil bli videre diskutert i Kapittel 6.



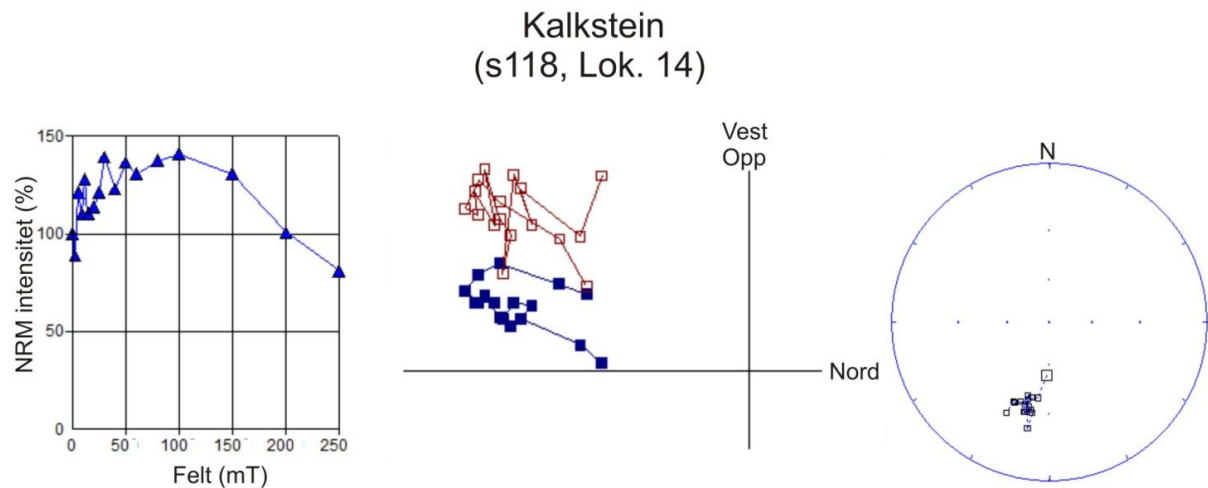
Figur 3.5: Prøve s75 (termisk demagnetisert) og s77 (vekselt demagnetisert). Det øverste Zijderveld diagrammet og stereonettet til hver prøve viser remanens retningene før komponentanalysen. De nederste diagrammene viser de stabile MB komponentene plukket ut etter komponentanalysen. s77 viser tegn til dannelse av gyroremanent magnetisering ved påføring av felt større enn ~ 50 mT. Ukorrigert stereografisk projeksjon.



Figur 3.6: Susceptibiliteten som funksjon av økende temperatur, fra Lok. 10.

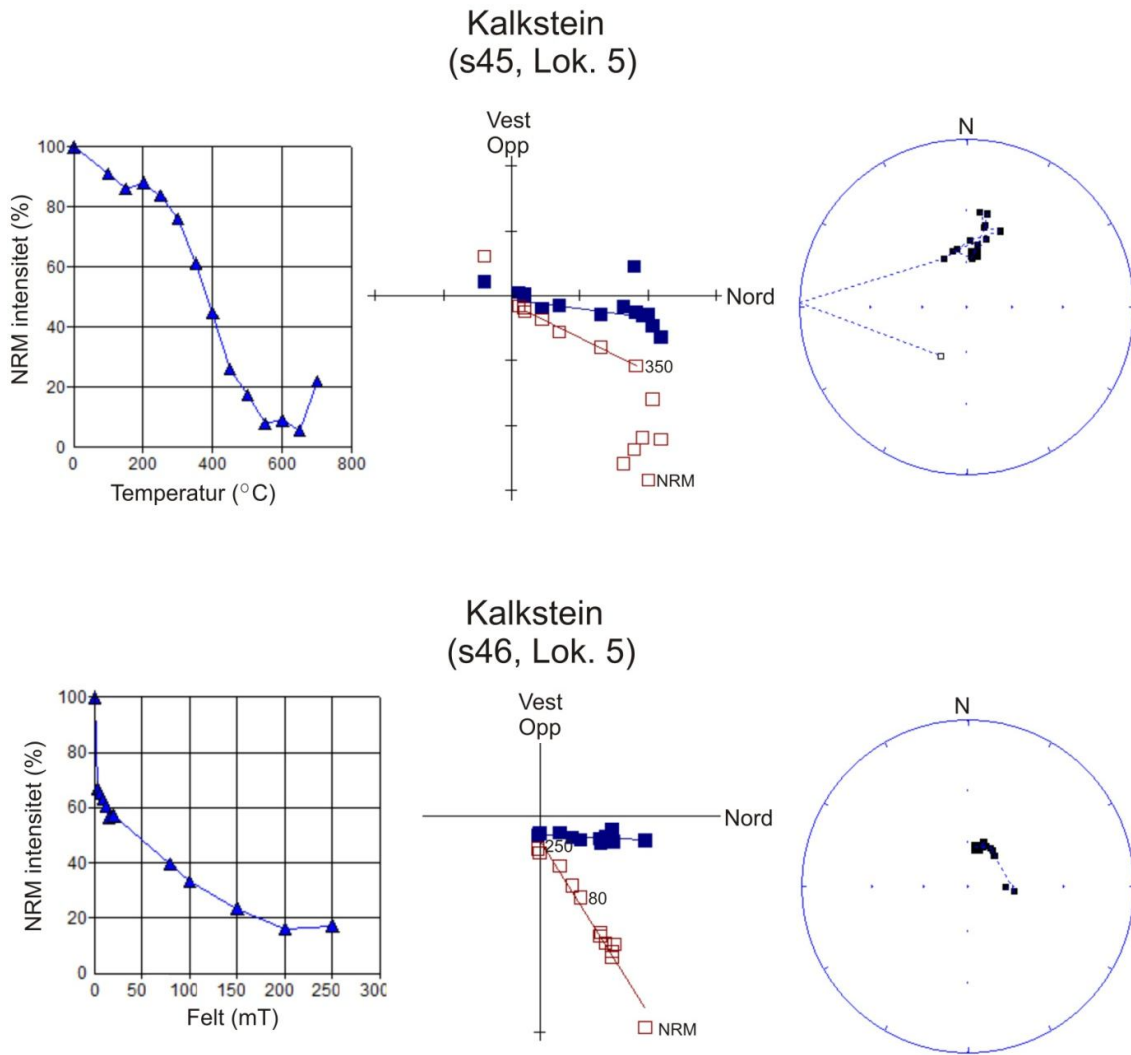


Figur 3.7: s80 har en reversert magnetisering. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

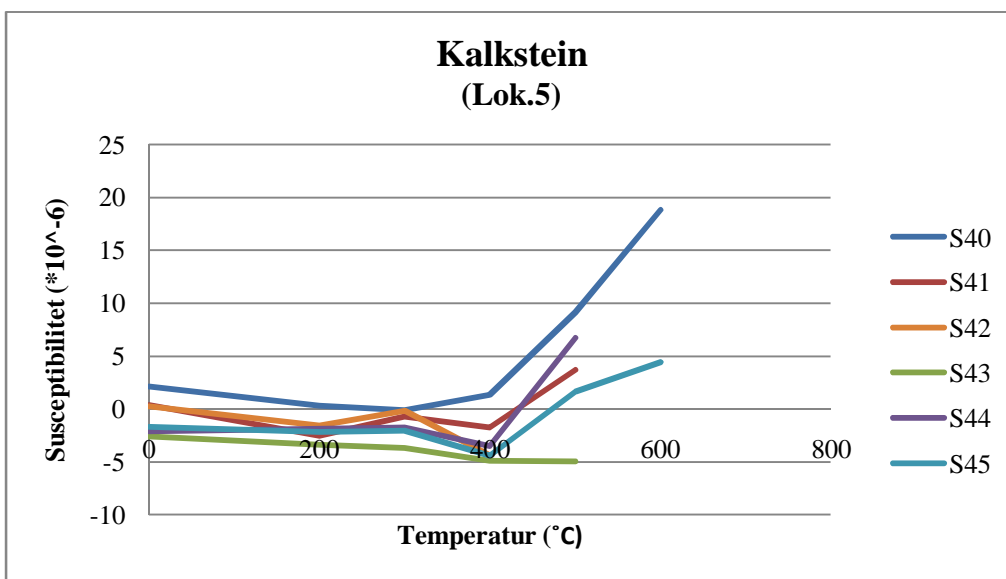


Figur 3.8: Selv med en veldig lav NRM intensitet antyder også prøve s118 en reversert magnetisering. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

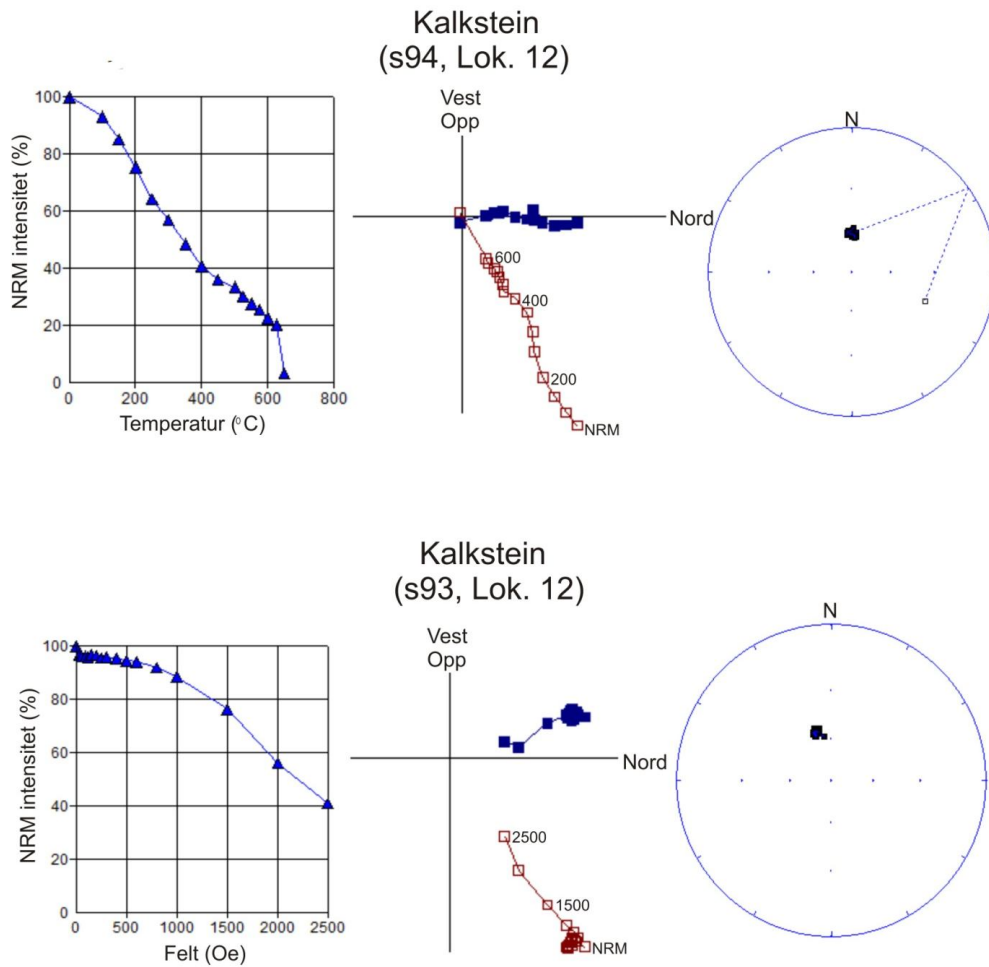
Selv om kalksteinsprøvene hadde lave magnetiseringsintensiteter, viste også en del av disse veldefinerte retninger under demagnetiseringen. Fem av sju prøver fra Lokalitet 5 viser, på samme måte som de fleste kalkholdige sandsteinene, stabile MB komponenter som ligger i temperaturintervallet mellom ~ 100 °C og ~ 350 - 400 °C. På samme måte som på Lokalitet 10, viser susceptibilitetsøkning under termisk demagnetisering over 400 °C at kjemisk dannelse av nye ferromagnetiske mineraler under oppvarming kan ha vanskeliggjort identifikasjon av remanenskomponenter for $T > 400$ °C (Fig. 3.10). Etter fjerning av tre datapunkter som viste helt urimelige retninger, sannsynligvis grunnet feilmålinger, viser den vekselfelt demagnetiserte prøven fra Lokalitet 5 en stabil HB komponent (Fig. 3.9). Lokalitet 12 er en annen lokalitet som viser bra retninger. Både den termiske- og vekselfelt demagnetiseringen viser stabile HB komponenter (Fig. 3.11). Merk at prøvene fra denne lokaliteten ikke viser samme store susceptibilitetsøkning ved demagnetiseringen som prøvene fra Lokalitet 5 og 10 (Fig. 3.12). Dette kan være med på å forklare hvorfor det er mulig å identifisere HB komponenter her, i motsetning til de to andre lokalitetene.



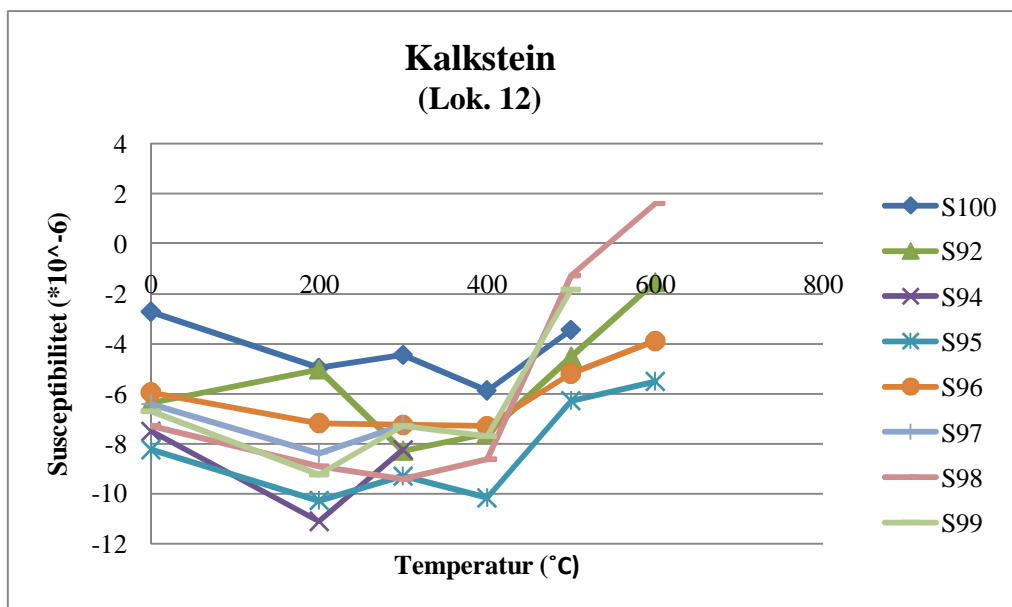
Figur 3.9: s45 viser en stabil MB komponent etter termisk demagnetisering. s46 viser en stabil HB komponent etter vekselfeltdemagnetisering. Målingene fra felt på 30, 40 og 60 mT er her fjernet fordi de viste helt urimelige retninger og kraftig hopp i intensiteten, sannsynligvis grunnet feilmålinger. Ukorrigert stereografisk projeksjon.



Figur 3.10: Susceptibiliteten som funksjon av økende temperatur, fra Lok. 5.

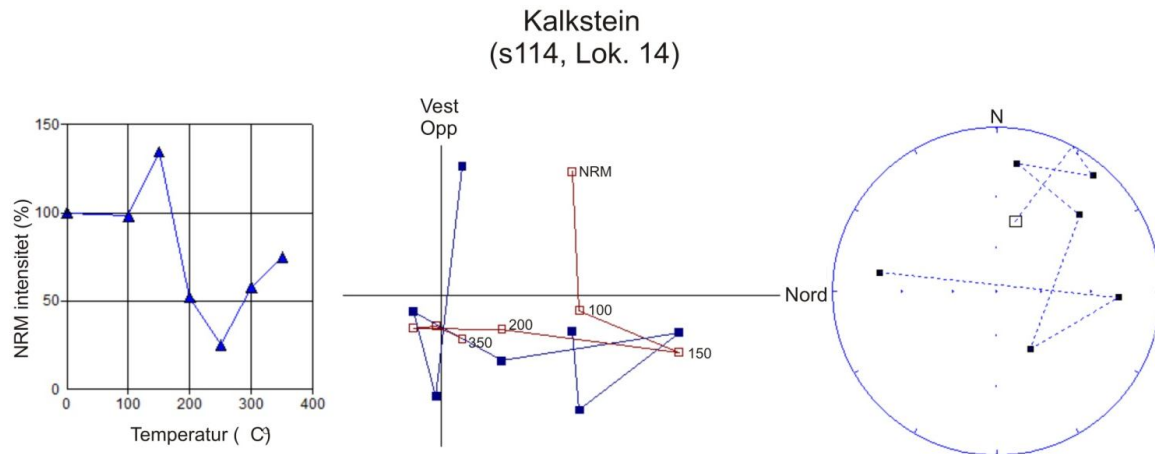


Figur 3.11: Den termiske demagnetiseringen og vekselfeltdemagnetiseringen viser stabile retninger hos de fleste prøvene fra Lokaltitet 12. Ukorrigert stereografisk projeksjon.



Figur 3.12: Susceptibiliteten som funksjon av økende temperatur, fra Lok. 12.

De aller svakeste kalksteinene hadde NRM intensiteter ned til rundt 10^{-5} A/m. Prøvene tatt i disse svakeste kalksteinene gav svært ukonsistente NRM retningene under demagnetisering, og gjorde det umulig å identifisere komponenter (Fig. 3.13). Dette gjelder alle prøvene fra Lokalitet 13 og 15, og de fleste fra Lokalitet 14.



Figur 3.13: Resultatet fra demagnetisering av prøve s114. Ukorrigert stereografisk projeksjon.

Figur 3.13 viser resultatet av demagnetisering av kalksteinsprøve s114, fra Lokalitet 14. NRM intensiteten er så lav som 0.005 mA/m, retningene i stereonettet er ikke konsistente. Som man kan se er det her umulig å finne stabile remanenskomponenter i Zijderveld diagrammet.

3.3 Statistikk

I forbindelse med den statistiske retningsanalysen blir de karakteristiske remanensvektorene fra hver enkelt prøve, uttrykt ved inklinasjon og deklinasjon, normalisert til enhetsvektorer. Intensiteten vil derfor ikke ha noen praktisk betydning i denne sammenheng, selv om den kan være en viktig parameter ellers i den paleomagnetiske analysen. Det ble utført lineær regresjon for å finne de stabile NRM komponentene til enkeltprøvene fra hver lokalitet i studien. Deretter ble disse komponentene samlet til et lokalitetsmiddel ("site mean"). På grunnlag av dette kunne man da finne middelerdien for ulike områder og blokker separat.

For en utfyllende beskrivelse av de statiske metodene og analyseverktøyene som er brukt, se Ims (2009).

De statistiske dataene fra hver lokalitet er oppsummert i Tabell 3.1. Kalksteinsprøvene tatt fra Lokalitet 13, 14 og 15 var så svake at det var vanskelig å finne brukbare remanensretninger

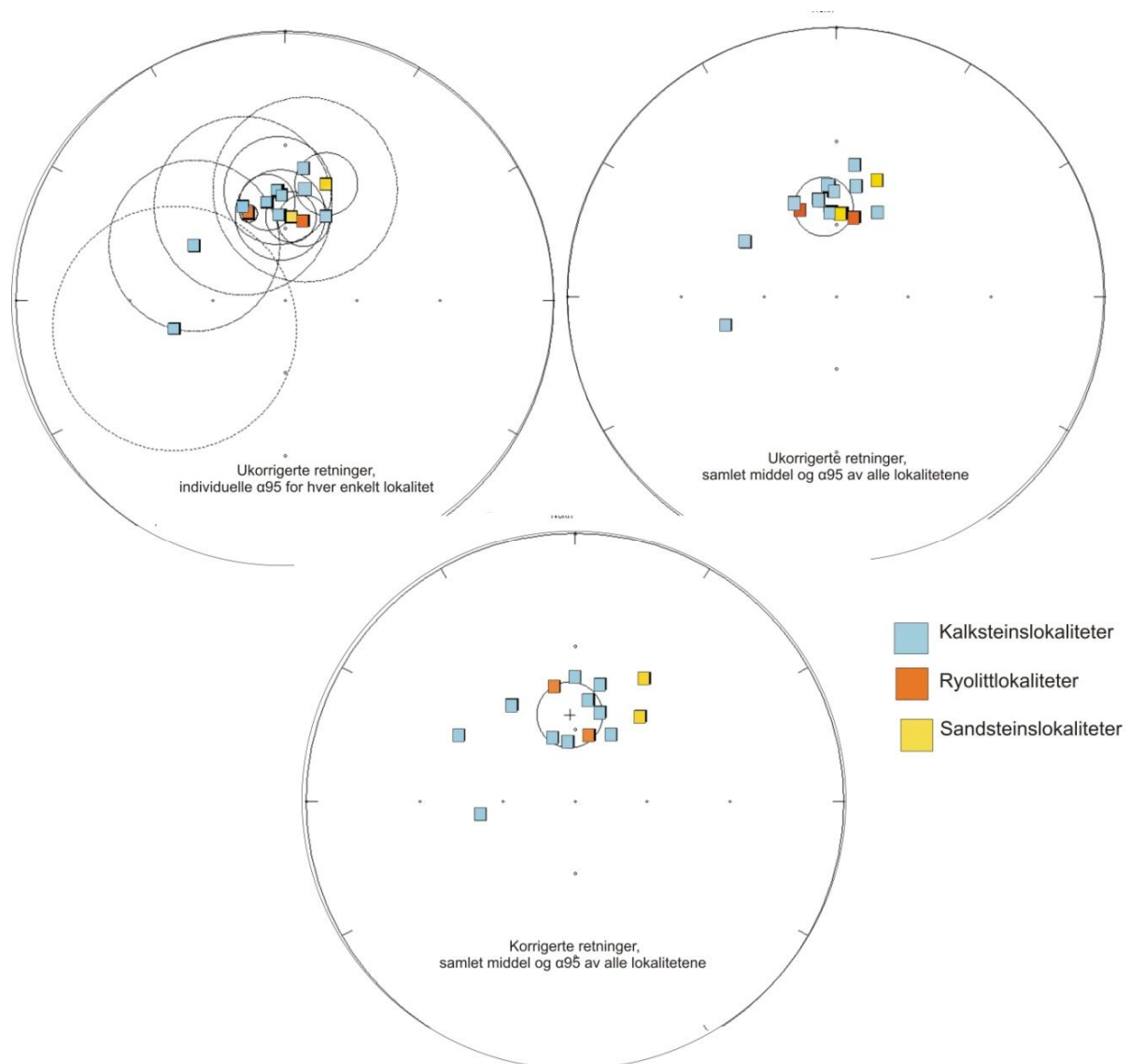
fra disse. Disse tre lokalitetene, samt Lokalitet 4, har gjennomsnittlige NRM intensiteter helt ned i 0.03 mA/m. Det kan diskuteres om Lokalitet 4, med kun én brukbar prøve ($n = 1$), burde vært utelatt fra statistikken. At denne prøven allikevel er tatt med kan forsvares med at retningen (Dec/Inc = 358/47) ligger nær middelretningen (Dec/Inc = 353/53), og derfor uansett ikke endrer resultatet vesentlig.

Tabell 3.1 og Figur 3.14 viser at tektonisk korreksjon generelt har lite å si for remanensretningene, noe som er forventet ut fra moderat tektonisk fall på de ulike lokalitetene. Man kan muligens se antydning til større spredning av retningene etter korreksjon på figuren, noe som vil bli nærmere undersøkt ved hjelp av statistiske tester senere i kapittelet (foldtest, Watson test). I begge tilfeller ligger middelretningene for både ukorrigerede og korrigerede retninger svært nær dagens felt i dette området (inklinasjonsvinkelen ved 38 °N er på ~ 57 °).

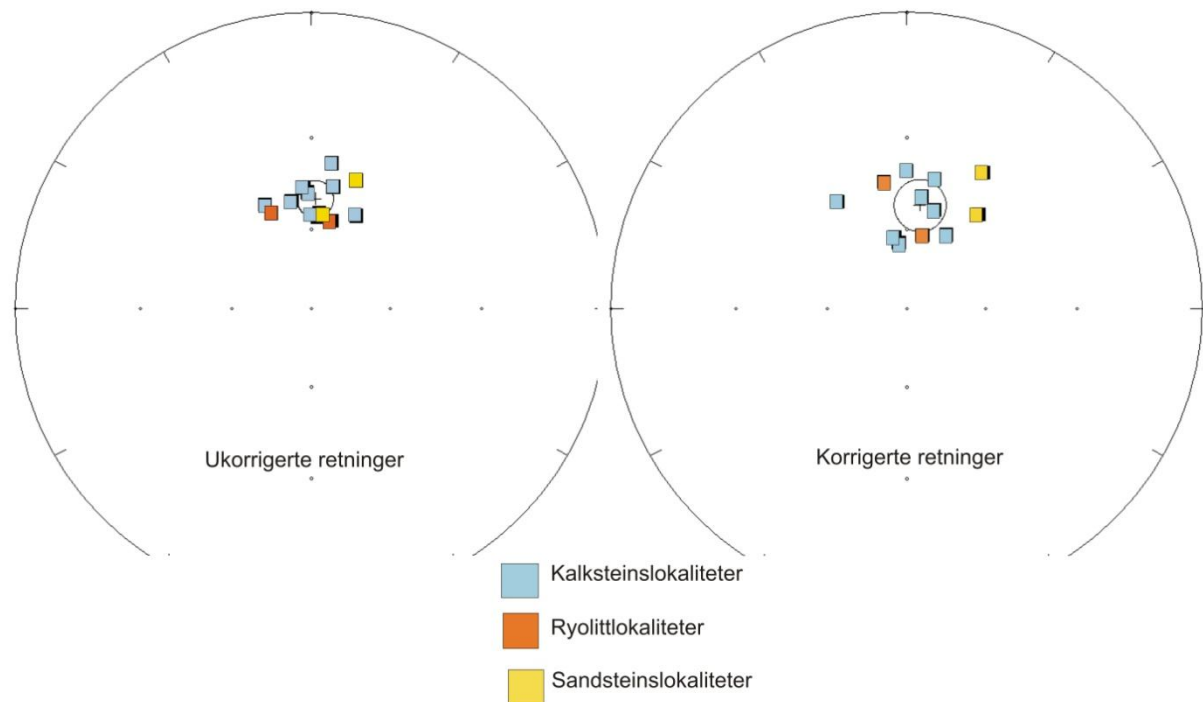
Tabell 3.1: Sammendrag av de paleomagnetiske resultatene fra hver lokalitet. M_{NRM} = gjennomsnittlig NRM intensitet, k_{NRM} = gjennomsnittlig NRM susceptibilitet, N = totalt antall demagnetiserte prøver fra hver lokalitet, n = antall prøver brukt til å regne ut lokalitetsmiddelet, Dec = ukorrigert gjennomsnittlig deklinasjon, Inc = ukorrigert gjennomsnittlig inklinasjon, κ = Fishers presisjonsparameter, α_{95} = konfidensparameter som angir 95 % sikkerhet rundt snittretningen, TDec = gjennomsnittlig deklinasjon korrigert for tektonisk strøk og fall, TInc = gjennomsnittlig inklinasjon korrigert for tektonisk strøk og fall.

Lokalitet	Bergart	M_{NRM} (10^{-3} A/m)	k_{NRM} (10^{-6} SI)	N	n	Dec (°)	Inc (°)	κ	α_{95}	TDec (°)	TInc (°)
1	Kalkstein	0.04	-4.87	11	4	301	47	10	30.4	300	37
2	Kalkstein	0.08	5.98	10	5	10	45	7	32.1	12	42
3	Kalkstein	0.05	9.22	9	6	256	44	4	41.1	262	51
4	Kalkstein	0.03	-9.00	8	1	358	47	-	-	8	48
5	Kalkstein	0.11	-0.79	7	6	357	55	16	17.3	341	62
6	Kalkstein	0.05	-1.48	8	3	8	37	5	59.5	0	40
7	Kalkstein	0.17	-5.85	10	3	336	48	16	31.8	327	43
8	Kalkstein	0.18	-4.95	8	2	26	52	29	48.2	28	58
9	Kalkstein	0.18	-7.88	11	2	356	46	167	19.4	16	52
10	Kalkholdig sandstein	0.65	13.16	9	4	4	55	90	9.8	29	34
11	Sandstein	3.70	75.72	10	6	20	41	38	11	38	46
12	Kalkstein	0.08	-6.42	10	5	350	49	55	10.4	353	65
13	Kalkstein	0.03	-3.16	9	-	-	-	-	-	-	-
14	Kalkstein	0.03	-8.93	9	-	-	-	-	-	-	-
15	Kalkstein	0.03	-2.74	7	-	-	-	-	-	-	-
16	Rhyolitt	61.50	2477.63	8	8	337	51	278	3.3	12	62
17	Rhyolitt	232.98	4409.43	7	7	13	56	37	10	350	43

Figur 3.14 viser en oversikt over middelretningene til alle lokalitetene utenom Lokalitet 13, 14 og 15. De to kalksteinslokalitetene som ligger lengst fra middelretningene, mot vest i stereonettene, er fra Lokalitet 1 og 3. Fra disse lokalitetene var det ikke mulig å finne stabile HB komponenter, så begge retningene er tatt fra LB komponenter med store usikkerheter (α_{95}). Fjerning av disse to lokalitetene fører til at usikkerheten reduseres fra $\alpha_{95} = 11.3$ til $\alpha_{95} = 6.3$, og middelretningen endres fra Dec/Inc = 353/53 til Dec/Inc = 002/49 (for ukorrigerede retninger) (Fig. 3.15)



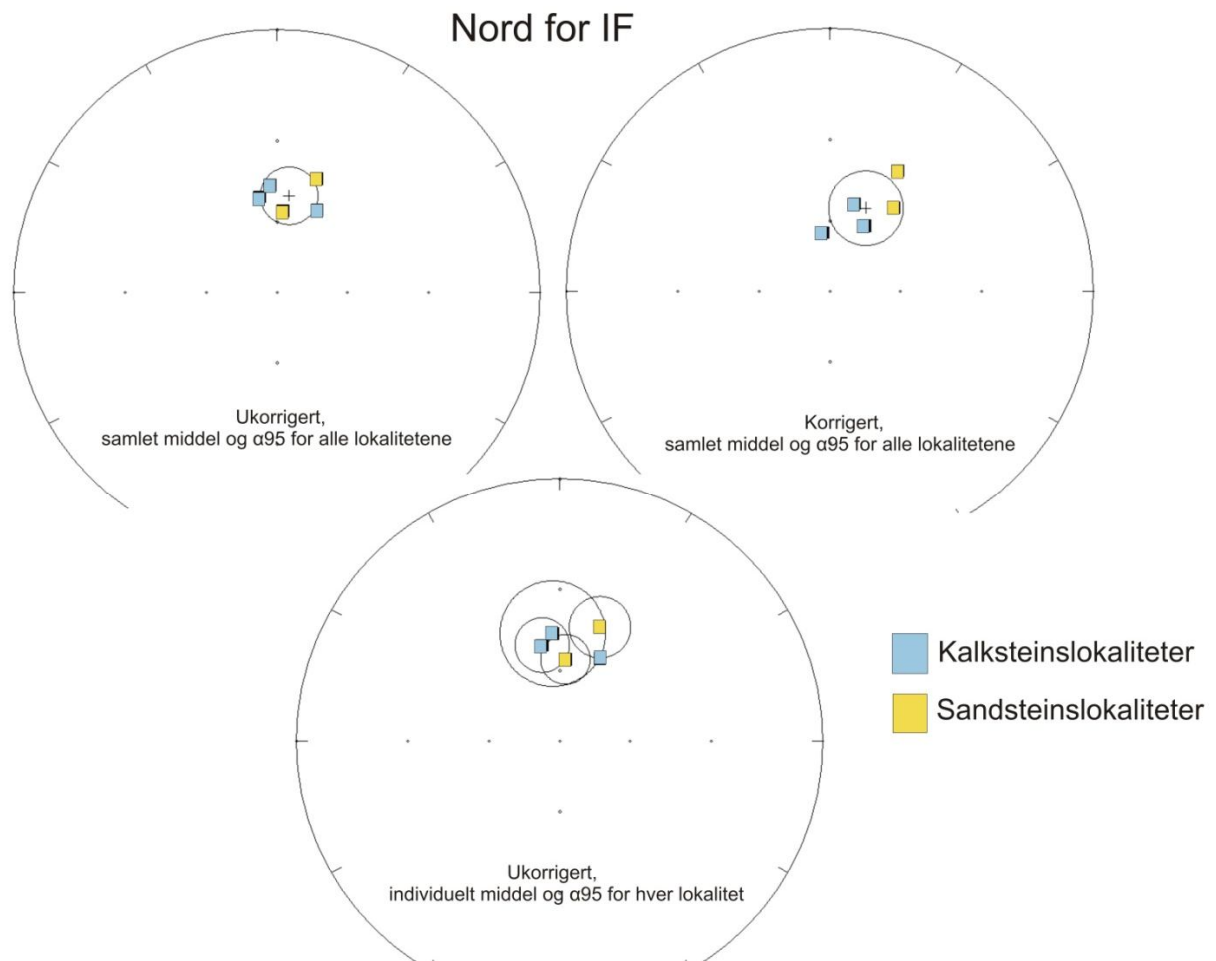
Figur 3.14: Stereografiske projeksjoner av alle lokalitetenes middelretninger. Projeksjonen øverst til venstre viser ukorrigerede retninger med individuelle α_{95} for alle lokalitetene. Projeksjonen øverst til høyre viser ukorrigerede retninger med et samlet middel og α_{95} av alle lokalitetene. Den nederste projeksjonen viser korrigerede retninger med et samlet middel og α_{95} av alle lokalitetene.



Figur 3.15: Middelretning og α_{95} for ukorrigerete og korrigerete retninger etter at retningene fra Lokalitet 1 og 3 er fjernet.

Prøvene i dette studiet er tatt fra områder nord og sør for Izmirforkastningen (Fig. 2.13) Det kan derfor være gunstig å se på statistikken for disse to områdene hver for seg. Figur 3.16 viser middelverdien for ukorrigerete og korrigerete retninger til de fem lokalitetene nord for Izmirforkastningen plottet i stereonett. Tabell 3.2 viser den samlede statistikken for remanensvektorene i dette området. Figur 3.18 og Tabell 3.3 viser det samme, bare for retningene tatt fra lokalitetene sør for Izmirforkastningen.

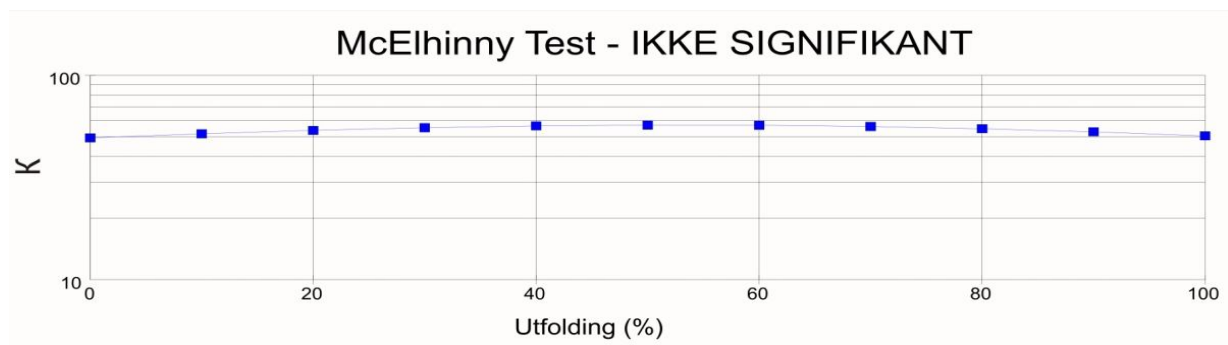
Det ble også gjennomført en klassisk McElhinny foldtest (McElhinny, 1964) for hvert av de to områdene for å se om målepunktene spredningsgrad får en statistisk signifikant endring på 95 % konfidensnivå etter utfolding (Fig. 3.17 og 3.19). Begge testene viste at tektonisk korreksjon ikke fører til signifikante endringer. Samlingen av punkter, κ , og usikkerheten, α_{95} , er nesten identiske før og etter utfolding for de to områdene. Man kan se at samlingen av punktene i begge områdene er marginalt større ved 50 % utfolding, noe som assosieres med synfold-magnetisering, men denne testen er altså ikke statistisk signifikant, noe som gjør at den ikke gir noen sikre holdepunkter om remanensens alder.



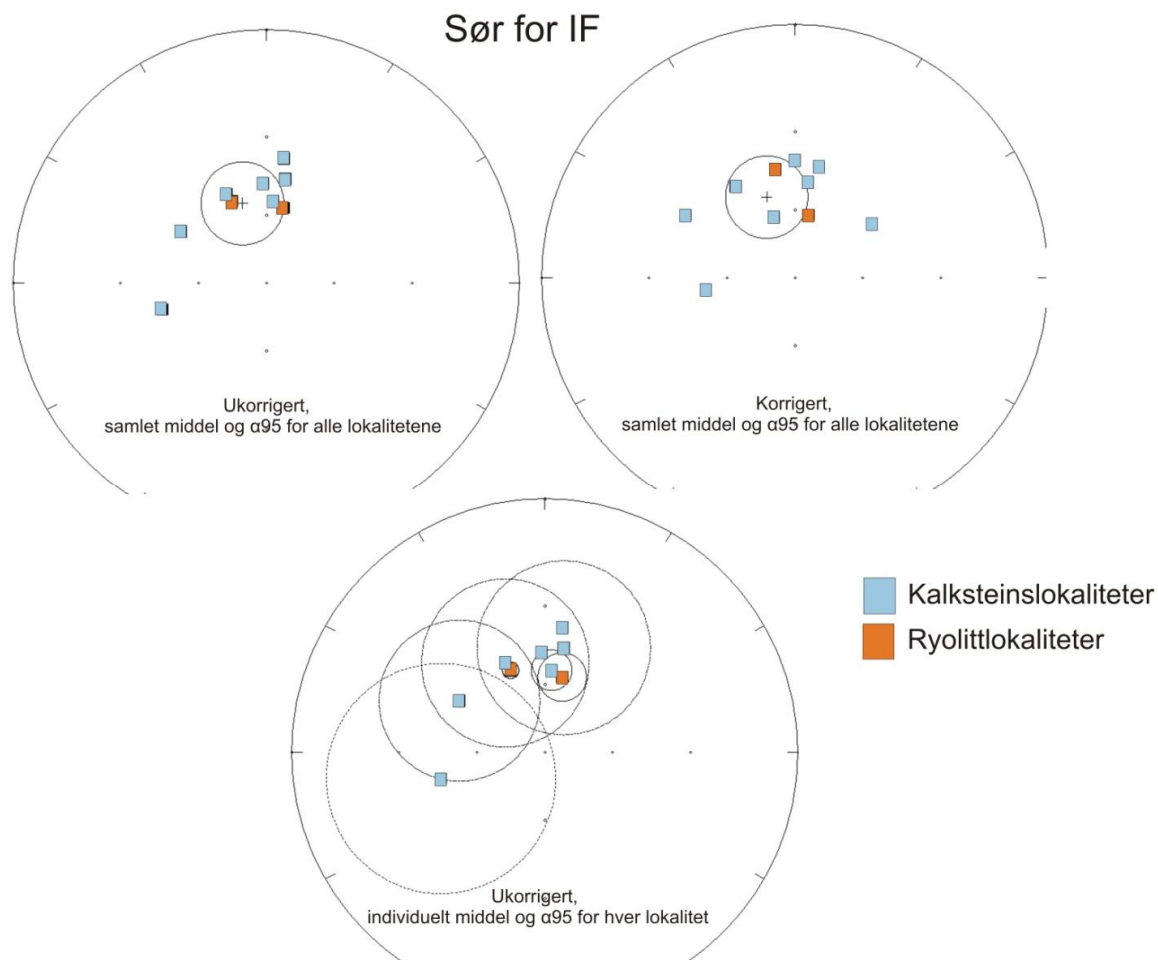
Figur 3.16: Retningene til remanensvektorene til lokalitetene nord for Izmirforkastningen. Prosjeksjonen øverst til venstre viser ukorrigerede retninger og et samlet middel og α_{95} av de fem lokalitetene. Prosjeksjonen øverst til høyre viser korrigerede retninger og et samlet middel og α_{95} av de fem lokalitetene. Prosjeksjonen nederst viser ukorrigerede retninger og individuelt middel og α_{95} for hver av lokalitetene.

Tabell 3.2: Statistikk for remanensvektorene fra lokalitetene nord for Izmirforkastningen.

Område	n	Dec (°)	Inc (°)	κ	α_{95}
Nord for IF (ukorrigert)	5	7	49	49.4	11
Nord for IF (korrigert)	5	23	56	50.6	10.9



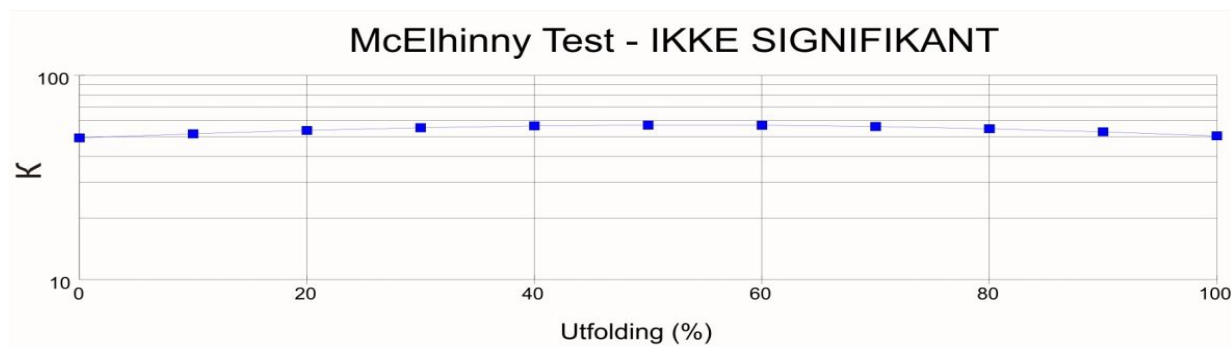
Figur 3.17: Fishers presisjonsparameter, κ , angir hvor godt retningene er samlet. Spredningsgrad av retningene nord for Izmirforkastningen endres ikke statistisk signifikant ved utfolding.



Figur 3.18: Retningene til remanensvektorene til lokalitetene sør for Izmirforkastningen. Prosjeksjonen øverst til venstre viser ukorrigererte retninger og et samlet middel og α_{95} for de ni lokalitetene. Prosjeksjonen øverst til høyre viser korrigererte retninger og et samlet middel og α_{95} for de ni lokalitetene. Prosjeksjonen nederst viser ukorrigererte retninger og individuelt middel og α_{95} for hver av lokalitetene.

Tabell 3.3: Statistikk for remanensvektorene fra lokalitetene sør for Izmirforkastningen.

Område	n	Dec (°)	Inc (°)	κ	α_{95}
Sør for IF (ukorrigert)	9	342	54	10.5	16.6
Sør for IF (korrigert)	9	341	53	10.6	16.6



Figur 3.19: Fishers presisjonsparameter, κ , angir hvor godt retningene er samlet. Spredningsgrad av retningene sør for Izmirforkastningen endres ikke statistisk signifikant ved utfolding.

Det ble også gjennomført en Watson test (Watson, 1956) som går ut på å sammenligne gjennomsnittsretninger for to grupper av data. Når konfidenssirklene overlapper, som de gjør i dette tilfellet (Fig. 3.20), må man gjennomføre en statistisk test for å se om gjennomsnittsretningene er signifikant forskjellige på et 95 % konfidensnivå. Man bruker da følgende sammenheng:

$$F = (\sum N_i - 2) \left(\frac{\sum R_i - R}{\sum N_i - \sum R_i} \right)$$

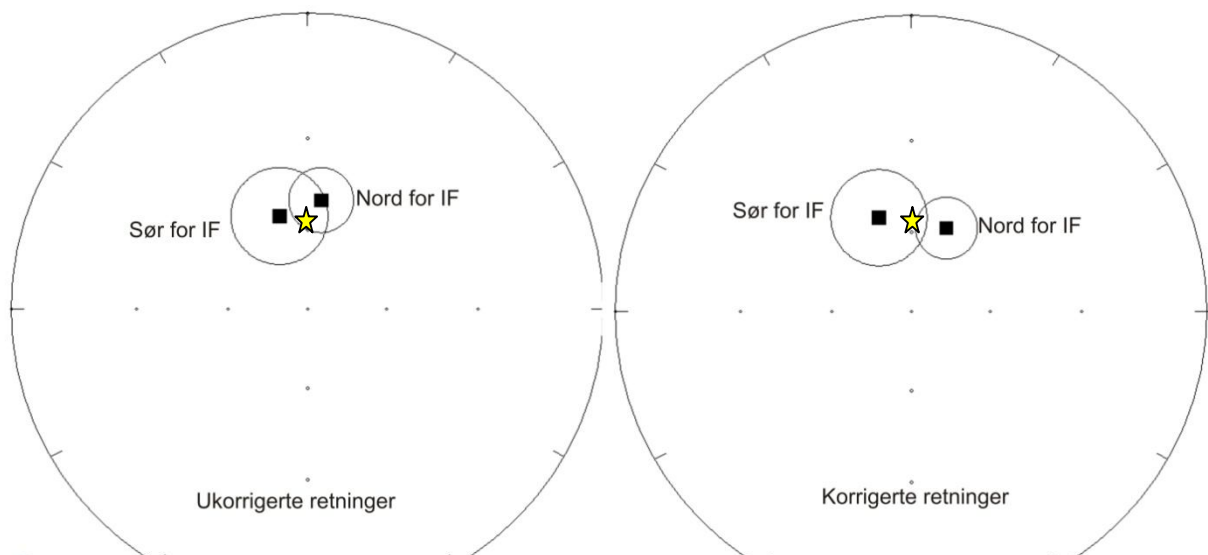
$\sum N_i$ = Totalt antall av vektorer i de to gruppene

$\sum R_i$ = Summen av lengden til resultatvektorene fra begge grupper, $R_1 + R_2$

R = Lengden til resultatvektoren regnet ut fra alle individuelle vektorer i begge gruppene

Den utregnede F-verdien blir så sammenlignet med henholdsvis 2 og $2(\sum N_i - 2)$ frihetsgrader i en tabell som viser F-fordelingen. Dersom F-verdien vi har fått er større enn tabellverdien betyr dette at gjennomsnittsverdiene er forskjellige på et 95 % konfidensnivå.

Denne testen ble gjennomført både for de ukorrigerste- og de korrigerste retningene nord og sør for Izmirforkastningen.

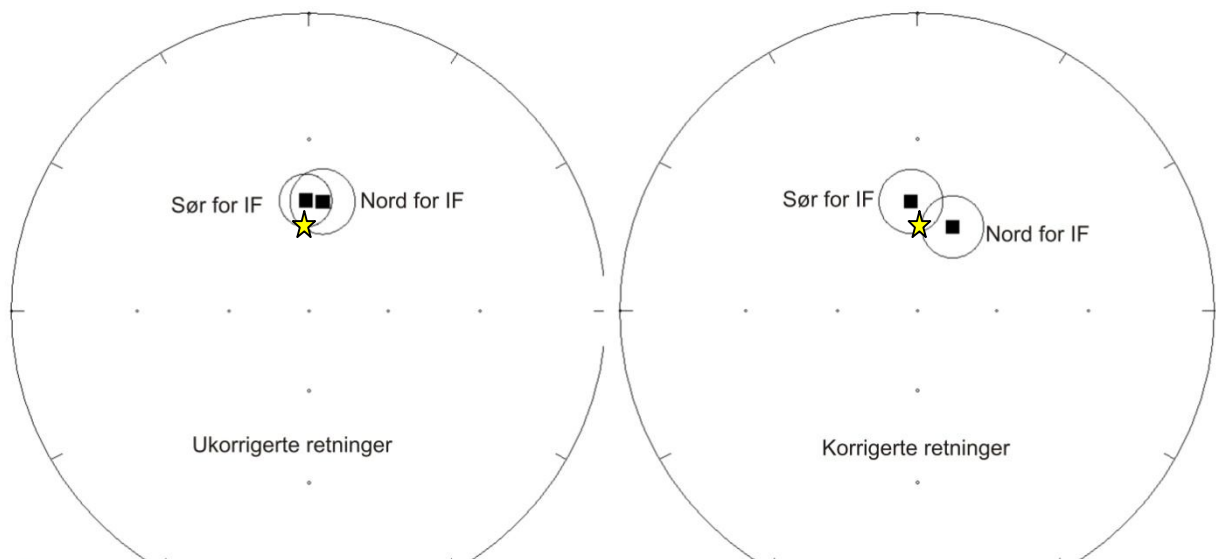


Figur 3.20: Sammenligning av gjennomsnittsretningene nord og sør for Izmirforkastningen, både for ukorrigerste og korrigerste retninger. Den gule stjernen viser retningen til dagens magnetiske felt i Vest-Tyrkia.

De utregnede F-verdiene var på 1.58 for de ukorrigerste retningene, og på 3.79 for de korrigerste retningene. Når man sammenligner disse verdiene med verdien man får for 2 og

$2 \cdot (14 - 2) = 24$ frihetsgrader i F-fordelings tabellen, som er på 3.40, ser man at man får to forskjellige resultat. Testen viser at gjennomsnittretningene for de ukorrigerede retningene ikke er statistisk forskjellige på et 95 % konfidensnivå, mens det motsatte er tilfellet for de korrigerede retningene.

Testen viser det samme resultatet om man fjerner retningene fra kalksteinsprøvene fra Lokalitet 1 og 3. Da får de korrigerede retningene en F-verdi på 4.44, og viser altså signifikant forskjellige gjennomsnittretninger. For de ukorrigerede retningene er det her ikke nødvendig å gjøre noen utregning, fordi konfidenssirkelene fra de to områdene helt overlapper begge gjennomsnittretningene (Fig. 3.21)



Figur 3.21 Sammenligning av gjennomsnittretningene nord og sør for Izmirforkastningen, både for ukorrigerede og korrigerede retninger etter at retningene fra Lokalitet 1 og 3 er fjernet. Den gule stjernen viser retningen til dagens magnetfelt i Vest-Tyrkia.

Stjernene som viser dagens forventede dipolfeltretning for prøvelokalitetene faller innenfor konfidenssirkelene til alle de åtte alternative gruppemidlene presentert i de fire stereonettene i Figur 3.20 og 3.21. Dette betyr at ingen av middelverdiene er signifikant forskjellige fra dagens felt.

4. MAGNETISK MINERALOGI

For å kunne foreta en sikrere tolkning av resultatene fra demagnetiseringen i et geologisk perspektiv, er det nødvendig å ha kunnskap om den magnetiske mineralogien. De magnetiske egenskapene til mineraler er først og fremst avhengig av den kjemiske sammensetningen og krystallstrukturen (Løvlie, 1994). Stabiliteten til magnetisk remanens er i tillegg sterkt avhengig av kornstørrelse og domenetilstand. Reoppvarming, diagenese og sirkulerende væsker kan gi opphav til kjemiske endringer i de magnetiske mineralene, som igjen kan føre til dannelsen av sekundære remanenskomponenter, eller i verste fall total remagnetisering av en bergart.

Hensikten med dette kapitlet er i all hovedsak å prøve å identifisere, og kvantifisere, de magnetiske mineralene tilstede i prøvene, samt å bestemme domenetilstand og se etter tegn på sekundære endringer og prosesser. En utfordring er å prøve å knytte de enkelte komponentene av NRM funnet fra demagnetiseringen til bestemte magnetiske mineral. Fra et anslag av kornstørrelsen og domenetilstand vil det i tillegg være mulig å få en indikasjon på stabiliteten til den magnetiske remanensen.

Metodene som er brukt er IRM-H kurver, Lowries metode, hysteresese og mikroskopering. Det ble også gjort en registrering av susceptibilitetsendring som funksjon av oppvarmingstemperatur underveis i den termiske demagnetiseringen for å se etter tegn til endring i mineralogien. Metodene blir beskrevet i delkapittel 4.1. I delkapittel 4.2 er det en kort beskrivelse av de gjennomsnittlige bulkmagnetiske egenskapene til mineralene fra de ulike lokalitetene. Til slutt er det i delkapittel 4.3 gjort et forsøk på mineraldiagnostikk ved hjelp av de overnevnte metodene.

4.1 Metoder

4.1.1 IRM-H

Termomagnetiske kurver (TMA) (Curie balansen) er ofte den foretrukne metoden for identifisering av magnetiske mineraler, men de fleste prøvene i denne undersøkelsen er for svakt magnetiserte til å gi pålitelige kurver på tilgjengelig apparatur. Kalksteinene, som utgjør hovedtyngden av prøvematerialet i denne studien, har generelt svake NRM intensiteter. I

denne studien ble det i stedet brukt Lowries metode i kombinasjon med IRM-H kurver til identifikasjonen av de magnetiske mineralene. Fordelen med generering av IRM-H kurver er at denne metoden kan brukes på svært svakt magnetiserte prøver, og kan i tillegg enkelt identifisere og skille mellom høykoersive mineraler (som hematitt) og lavkoersive mineraler (som magnetitt), noe som ofte er vanskelig å se på TMA-kurver. Metoden innebærer heller ikke oppvarming, og fører derfor ikke til endringer i den magnetiske mineralogien. Kurvene blir generert for å identifisere typen magnetiske mineraler i en prøve, og i tillegg gi informasjon om kornstørrelse og domenetilstand. Identifikasjonen er basert på formen til kurven, og feltet det er nødvendig å påføre for å nå metningsremanensen (M_{rs}).

En prøve som kun inneholder titanomagnetitt (eller ferrimagnetisk titanohematitt) går vanligvis i metning i felt $H \leq 300$ mT, og oppnår ingen ny IRM ved økende felt utover dette. Dersom bare hematitt (eller goethitt) er tilstede i prøven krever den mye høyere felt for å oppnå maksimal IRM. Hematitt går vanligvis (men ikke alltid) i metning ved felt på rundt 4 T, mens goethitt i noen tilfeller krever felt på opptil 20 T før det går i metning. IRM-H kurvene til prøver som inneholder både titanomagnetitt og hematitt (eller goethitt) får først en ”knekk” i kurven ved felt på rundt 300 mT, og deretter stiger den gradvis videre. Denne metoden gjør det på denne måten mulig å identifisere små mengder av hematitt eller goethitt, selv om de sameksisterer med sterkere ferromagnetisk titanomagnetitt (Butler, 1992).

Metoden ble kun benyttet på prøvene som tidligere hadde vært utsatt for AF demagnetisering, fordi det i de termiske demagnetiserte prøvene kunne være mineralogiske forandringer som følge av oppvarmingen. Prøvene ble utsatt for et stadig høyere magnetisk felt i z-retningen ved bruk av en Sorensen strøm/spenningsregulator koblet til en spole (felt opp til ca. 175 mT) og et Redcliffe Magtronics ltd. pulsmagnetiseringsapparat (felt mellom 175 mT og 4 T). Deretter ble den remanente magnetiseringen til kalksteinene og til den kalkholdige sandsteinen fra Lokalitet 10 målt på et SQUID magnetometer (se forklaring i Kapittel 3, (Paleomagnetisk retningsanalyse)). Rhyolittprøvene fra Lokalitet 16 og 17, og sandsteinsprøven fra Lokalitet 11 fikk etter hvert for høy magnetiseringsintensitet til at de kunne bli målt på SQUID magnetometeret, og måtte derfor måles på et Digico spinner magnetometer. Instrumentet fungerer slik at én og én prøve blir plassert på et spinnende skaft, mens en sensor registrerer det oscillerende magnetiske feltet som oppstår når de magnetiske momentene i prøvene spinner. Signalet fra sensoren blir deretter sendt videre til en fasesensitiv detektor, laget for å forsterke signalene ved den korrekte rotasjonsfrekvensen til

skaftet. Et spinner magnetometer kan gjøre pålitelige målinger av prøver med magnetisk moment ned til rundt 10^{-10} Am² (Butler, 1992). Ulempen med instrumentet er at svake prøver vil gi et lavt signal/instrumentstøy- forhold, og ta lengre tid å måle. Det er også mer følsomt for prøvens form enn SQUID magnetometeret.

4.1.2 Lowries metode

Prosedyren har blitt beskrevet av Lowrie (1990), og går ut på å utsette en prøve for felt med ulik styrke i tre ortogonale retninger, for deretter å termisk demagnetisere prøven. Ved å bruke pulsmagnetiseringsapparatet og spolen beskrevet i forrige avsnitt ble prøvene utsatt for felt først på 4 T, deretter 0.3 T og til slutt 0.1 T i henholdsvis z, y og x retningen. Dette fører til at det blir en fordeling av koersivfraksjoner langs hver av de tre aksene; høykoersive mineraler (hematitt, goethitt) blir innrettet langs z-aksen, intermediære (pyrrhotitt, single domene magnetitt/titanomagnetitt, maghemitt) langs y-aksen og lavkoersive (multidomene magnetitt/titanomagnetitt, $x \geq 0.6$) langs x-aksen. Den termiske demagnetiseringen av hver av de ortogonale IRM komponentene blir plottet som tre separate kurver i et diagram. På denne måten kan man identifisere blokkeringsstemperaturene til de forskjellige koersivfraksjonene, og ved hjelp av dette identifisere de ulike mineralene tilstede i prøven. Vanlige ferromagnetiske mineraler, deres maksimale remanente koersiviteter og avblokkeringsstemperaturer er vist i Tabell 4.1.

Kalksteinsprøvene ble, som ved de tidligere IRM målingene, målt på SQUID magnetometeret. De to rhyolittprøvene fra Lokalitet 16 og 17 og sandsteinsprøven fra Lokalitet 11 måtte igjen måles på Digico spinner magnetometeret, fordi intensiteten var for høy til at de kunne måles på SQUID magnetometeret.

Tabell 4.1: Vanlige ferromagnetiske mineraler, deres maksimale koersivitet og avblokkeringsstemperaturer. Tabellen er reproduisert fra Lowrie (1990).

Ferromagnetisk mineral	Maksimal koersivitet (T)	Maksimal avblokkeringsstemperatur (°C)
Magnetitt	0.3	575
Maghemitt	0.3	≈ 350
Titanomagnetitt: $x = 0.3$	0.2	350
$x = 0.6$	0.1	150
Pyrrhotitt	0.5 - 1	325
Hematitt	1.5 - 5	675
Goethitt	> 5	80 - 120

4.1.3 Hysterese

Ferromagnetiske mineraler inneholder både industert magnetisering, M_i , og remanent magnetisering, M_r , når et ytre felt er tilstede. Responsen et ferromagnetisk materiale får til et påført felt vises som en kompleks irreversibel kurve, kalt en magnetisk hysteresekurve. Hovedformålet med å generere slike kurver er å finne domenetilstand/kornstørrelse til kornene som er tilstede i prøvene. Fra kurven kan vi finne metningsmagnetiseringen (M_s), metningsremanensen (M_{rs}) og koersivkraften (H_c), mens remanent koersivkraft (H_{cr}) finnes fra den tilhørende IRM-H kurven. Forholdet mellom metningsmagnetiseringen og metningsremanensen, og mellom koersivkraften og den remanente koersivkraften kan brukes til å anslå den dominante kornstørrelsen i en prøve (Tabell 4.2). Forholdene M_{rs}/M_s og H_{cr}/H_c plottes så vanligvis mot hverandre i et Day-diagram (Day m.fl., 1977) for å få en bedre oversikt over domenetilstandene (Fig. 4.25). Området omsluttet av hysteresekurven er et mål på energitapet gjennom magnetiseringssyklusen. Desto ”hardere” (høykoersive) mineraler som er tilstede i prøven, desto mer energi må til for å generere kurven, og desto større blir området inne i kurven. Stabile SD og PSD korn fører derfor til ”feite” hysteresekurver, mens ustabile MD korn gir ”tynne” parallelle kurver.

Tabell 4.2: Tabellen viser sammenhengen mellom parametrene funnet fra hysteresekurven og kornstørrelse. Tabellen er reprodusert fra McElhinny og McFadden (2000).

Forhold	Kornstørrelse		
	SD	PSD	MD
M_{rs}/M_s	≥ 0.5	0.5 - 0.1	≤ 0.1
H_{cr}/H_c	1.0 - 1.5	1.5 - 4.0	≥ 4.0

For å generere hysteresekurvene ble prøvene målt på et Kazan koersivitetspektrometer. Bergartsfragmenter på rundt 1 gram ble først knust til et finkornet pulver, puttet i en liten plastbeholder og veid på en nøyaktig analysevekt. Kazan spektrometeret har høy følsomhet og gir nøyaktige målinger både av i-felt (hysterese) og null-felt (IRM-H) magnetiseringskurver i felt opptil 500 mT, noe som er tilstrekkelig til å mette magnetitt/titanomagnetitt, men ikke hematitt og goethitt. Målingene er automatiske, og tar omtrent 5 minutter på hver prøve.

Siden metningsmagnetiseringen, M_s , i motsetning til susceptibiliteten og metningsremanensen, M_{rs} , er uavhengig av kornstørrelse, vil den også gi et bedre mål på det totale prosentinnholdet av ferromagnetiske mineraler i en prøve.

4.1.4 Mikroskopi

Mikroskopering er en av de viktigste primære måtene å undersøke mineraler, og bergartene disse bygger opp, på. Mikroskoperingen ble utført i luft på et Nikon polarisasjonsmikroskop med en maksimal forstørrelse på 1000x. Mikroskopet kunne benyttes med både pålys og gjennomfallende lys, og hadde påmontert utstyr for digital fotografering. Identifikasjonen av mineralene er basert på krystallform, farge og anisotropiske egenskaper, samt indre strukturer som tvillingdannelse, lameller, kløv osv. (Løvlie, 2008).

Alle ferromagnetiske mineraler er, uten unntak, opake. De slipper altså ikke gjennom noe lys, og vil framstå som helt svarte ved bruk av gjennomfallende lys. Ved pålys (reflekterende lys) vil de derimot vises i farger, fra grå- brunlig ("tan") (titanomagnetitter og ilmenitt) til skinnende blanke eller hvite (hematitt og maghemitt) områder i tynnslipet. Magnetitt/titanomagnetittserien og maghemitt har en kubisk krystallform, mens hemoilmenitt og pyrrhotitt har en heksagonal form.

Ved bruk av mikroskop kan man også finne ut om de magnetiske kornene har vært utsatt for oksidasjon, og i så fall hvilken type (lav- eller høytemperaturoksidasjon). Ved høytemperaturoksidasjon blir i utgangspunktet homogene korn omdannet til heterogene faser. Dette skjer ved migrasjon av Fe-ioner og utfelling av Ti-rike lameller, avhengig av oksidasjonsgraden. Denne prosessen har blitt klassifisert i seks steg, ut ifra hvilke mineralfaser bergarten inneholder (Ade-Hall m.fl., 1971). Krummede krympesprekker dannes som følge av volumendringen i forbindelse med lavtemperaturoksidasjon av kornene. Antall og utstrekning av disse sprekkene øker med økende oksidasjonsgrad. Oksidasjonsgraden kan, i tillegg til gjenkjenning av lameller og/eller sprekker, klassifiseres ut fra fargeendringer i kornet og dannelsen av røde "rustflekker" i de omkringliggende silikatene (Akimoto m.fl., 1984).

Det kan være vanskelig å bruke mikroskopi til å gjenkjenne de ferromagnetiske mineralene grunnet lav konsentrasjon av mineralene i bergartsprøvene og små kornstørrelser. Ved bruk av et optisk mikroskop med hvitt lys er det teoretisk ikke mulig å skille punkter som ligger nærmere hverandre enn lysets bølgelengde, som er $\sim 0.5 \mu\text{m}$. Dette tilsier at det er umulig å se et helt skarpt bilde ved mer enn 500x forstørrelse. SD og stabile PSD korn, som er de dominerende bærerne av remanent magnetisering i magnetitt/titanomagnetitt, har en størrelse på $\leq 1 \mu\text{m}$, og derfor ofte under grensen til den optiske oppløsningen (Butler, 1992).

I denne oppgaven ble det utført mikroskopianalyse av fire polerte tynnslip av rhyolitter hentet fra Lokalitet 16 og 17. Det ble ikke gjort mikroskopianalyse av sandsteinene eller kalksteinene, da konsentrasjonen av magnetiske korn i disse prøvene sannsynligvis vil være for liten til å kunne studere dem i mikroskopet.

4.2 Bulk magnetiske egenskaper

Tabell 4.3 viser en oversikt over gjennomsnittet av de bulk magnetiske egenskapene til bergartsprøvene hentet fra de 17 lokalitetene. For en grundig beskrivelse av parametrene som inngår i tabellen og hva de representerer, se Butler (1992).

Königsberger forholdet, Q , er et stabilitetsmål som indikerer en bergarts evne til å ivareta remanens. Denne størrelsen er forholdet mellom remanent magnetisering (M_{NRM}) og induert magnetisering. Indusert magnetisering, M_i , er et produkt av susceptibiliteten, k_{NRM} , og det geomagnetiske feltet, H . H er i dette tilfellet beregnet til å være 35.1 A/m på grunnlag av en aksial dipolmodell for innsamlingsstedet.

$$Q = \frac{M_r}{M_i} = \frac{M_{NRM}}{35.1 \text{ A/m}}$$

Stabile SD korn karakteriseres av høy remanens og lav susceptibilitet sammenlignet med MD korn, og vil derfor gi de høyeste verdiene for Q . Det er allikevel en usikkerhet knyttet til bruken av denne parameteren for svakt magnetiserte bergarter, hvor den diamagnetiske susceptibiliteten er av samme størrelsesorden som det ferromagnetiske og paramagnetiske bidraget. Kalksteinene i denne undersøkelsen har lite innhold av ferro- og paramagnetiske mineraler, og vil derfor kunne gi en høy Q verdi, fordi M_i da nærmer seg 0. En tommelfingerregel er allikevel at bergarter dominert av SD korn har $Q > 1$, mens bergarter dominert av MD korn har $Q < 1$.

Tabell 4.3 viser at de fleste kalksteinene, med unntak av prøvene tatt fra Lokalitet 2 og 3, har negative Q verdier. Dette kommer av den negative susceptibilitetsverdien, som indikerer at bergartene er dominert av diamagnetiske mineraler som kalsitt. De to kalksteinslokalitetene med positiv Q verdi har $Q < 1$, som mest sannsynlig betyr at bergartene inneholder MD korn. Prøvene tatt fra Lokalitet 10, 11 og 17 har høyere susceptibilitet, og Q verdier større enn 1.

Disse bergartene inneholder trolig stabile SD korn. Rhyolittprøvene fra Lokalitet 16 har relativt høye verdier for magnetiseringsintensiteten og susceptibiliteten, men en Q verdi på mindre enn 1. Dette kan tyde på at også disse bergartene inneholder MD korn.

Tabell 4.3: Oversikt over bulkmagnetiske egenskaper. M_{NRM} = naturlig remanent magnetisering, k_{NRM} = susceptibiliteten, N = antall prøver målt på hver lokalitet, Q = Königsberger forhold.

Lokalitet	Bergart	M_{NRM} (10^{-3} A/m)	k_{NRM} (10^{-6} SI)	N	Q
1	Kalkstein	0.044	-4.865	11	-0.26
2	Kalkstein	0.081	5.978	10	0.39
3	Kalkstein	0.051	9.218	9	0.16
4	Kalkstein	0.034	-8.996	8	-0.11
5	Kalkstein	0.11	-0.789	7	-3.97
6	Kalkstein	0.045	-1.475	8	-0.87
7	Kalkstein	0.172	-5.847	10	-0.84
8	Kalkstein	0.175	-4.953	8	-1.01
9	Kalkstein	0.184	-7.883	11	-0.66
10	Kalkholdig sandstein	0.648	13.164	9	1.40
11	Sandstein	3.7	75.718	10	1.39
12	Kalkstein	0.076	-6.424	10	-0.34
13	Kalkstein	0.031	-3.156	9	-0.28
14	Kalkstein	0.025	-8.932	9	-0.08
15	Kalkstein	0.034	-2.738	7	-0.35
16	Rhyolitt	61.499	2477.625	8	0.71
17	Rhyolitt	232.976	4409.429	7	1.51

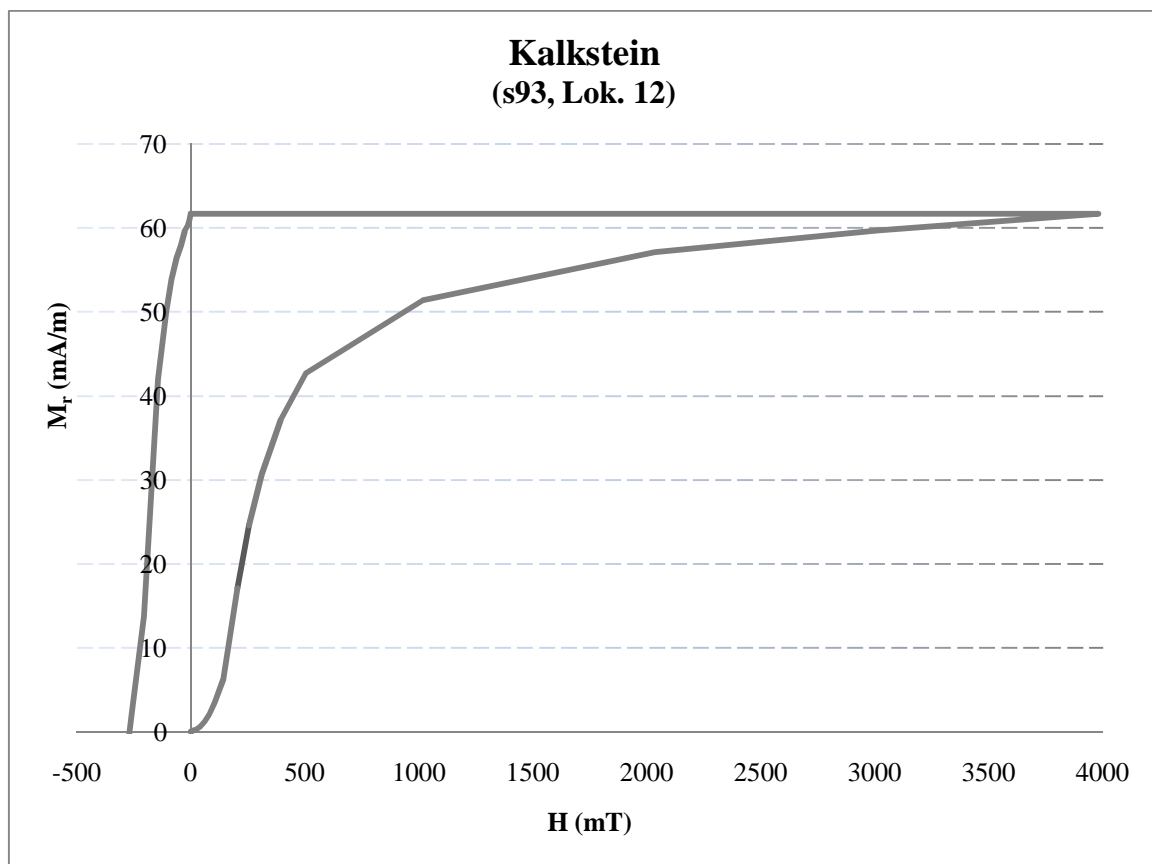
Man bør nok være forsiktig med å stole på Q faktoren i *alle* kalksteinene, siden dette nok har mest med balansen mellom para-/ferro- og diamagnetiske mineraler å gjøre. Dette stabilitetsmålet er nok mest pålitelig hos prøvene fra Lokalitet 11, 16 og 17.

4.3 Mineraldiagnostikk

4.3.1 IRM-H

Det ble generert IRM-H kurver fra 15 prøver, og da bare fra prøver som ikke hadde vært utsatt for oppvarming. Et uvalg av grafene fra de tre ulike bergartene fra seks forskjellige lokaliteter er vist i Fig. 4.1-4.6.

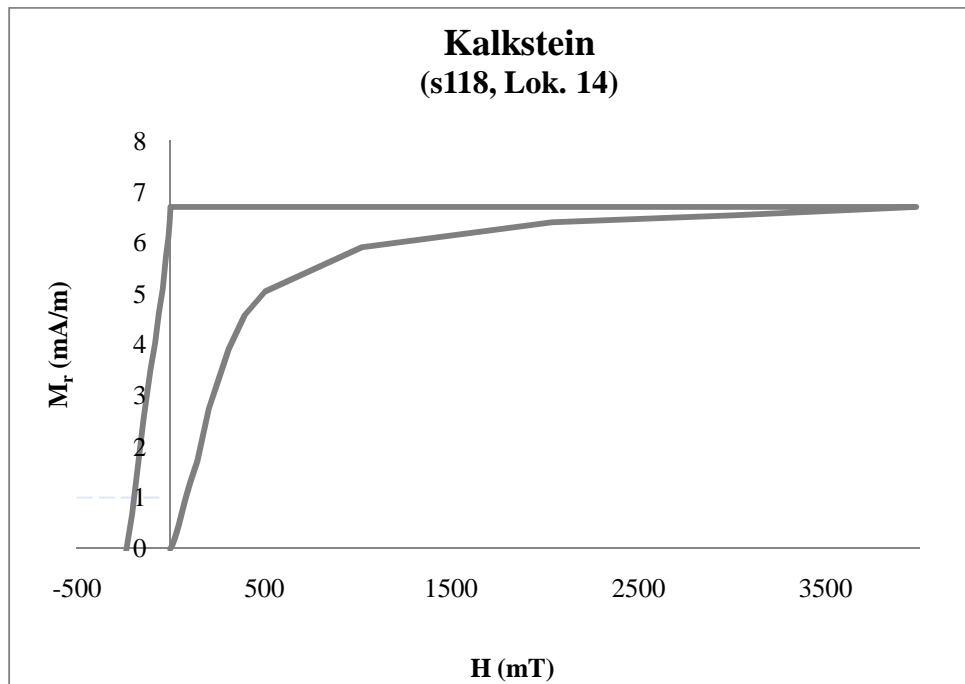
Flere av kurvene ser ut til å ha små ”knekk” i kurven ved 500 mT, 1000 mT og 2000 mT. Dette skyldes sannsynligvis at PCen ikke har klart å lage jevne kurver gjennom målepunktene på disse stedene, men i stedet har laget rette linjer mellom to målepunkter. Disse kan være vanskelig å skille fra faktiske metningspunkter, men blir enklere å tolke om man sammenligner med Lowrie-kurvene senere i kapittelet.



Figur 4.1: IRM-H kurve av kalksteinsprøve, s93.

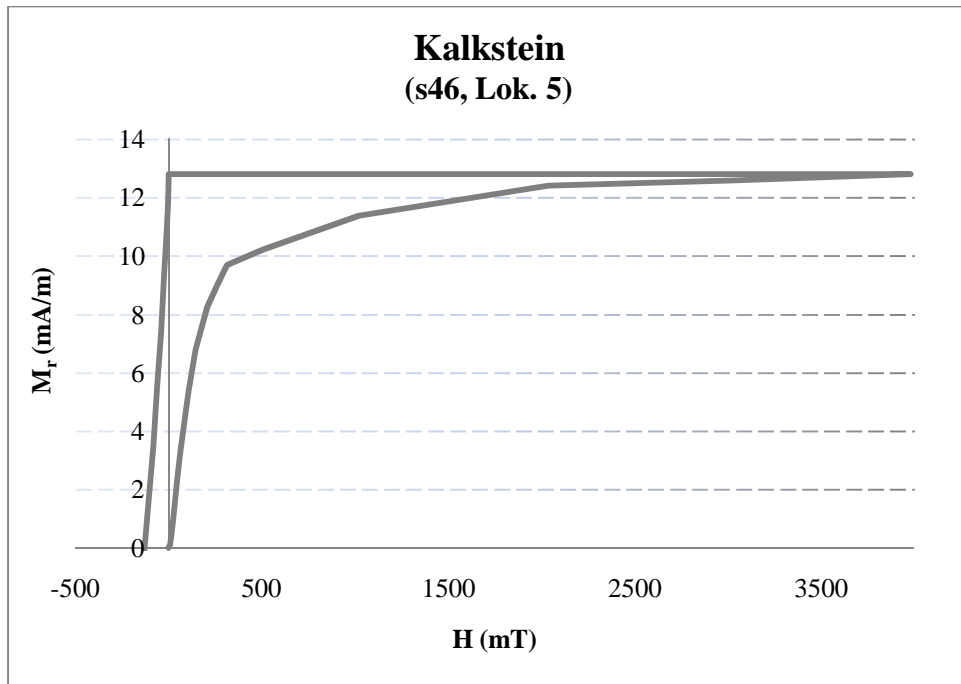
IRM-H kurvene til mange av kalksteinene viser omtrent den samme trenden, med en svak bue som starter rett rundt 500 mT, og metning av prøven omkring 4 T (Fig. 4.1 og 4.2). Buen rundt 500 mT kan bety tilstedeværelse av pyrrhotitt, men det er neppe så mye om man

sammenligner med de tilhørende Lowrie-kurvener (Fig. 4.11 og 4.12). Disse prøvene inneholder mest sannsynlig ulike koersiviteter av hematitt. Grafen i Fig. 4.1 viser en svak bue helt i starten, noe som er karakteristisk for prøver som inneholder korn med SD- egenskaper (Walderhaug, 2008b).



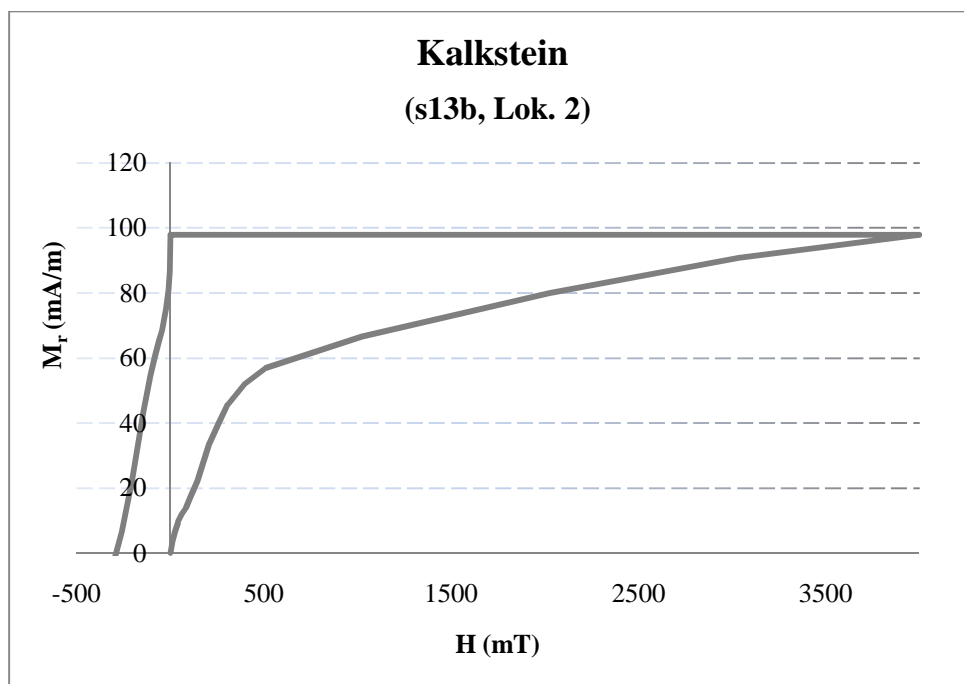
Figur 4.2: IRM-H kurve av kalksteinsprøve, s118.

Kalksteinen fra Lokalitet 5 (Fig. 4.3) viser en brattere stigning i starten av grafen enn de to foregående grafene, før den flater mer ut ved 200-300 mT. Heller ikke denne grafen går i metning før rundt 4 T. Dette kan tyde på at prøven inneholder både magnetitt/titanomagnetitt og hematitt. Den tilhørende Lowrie-grafen (Fig. 4.13) bekrefter tilstedeværelsen av magnetitt, men ikke ren hematitt, så det er muligens også et lite innslag av titan i prøven.



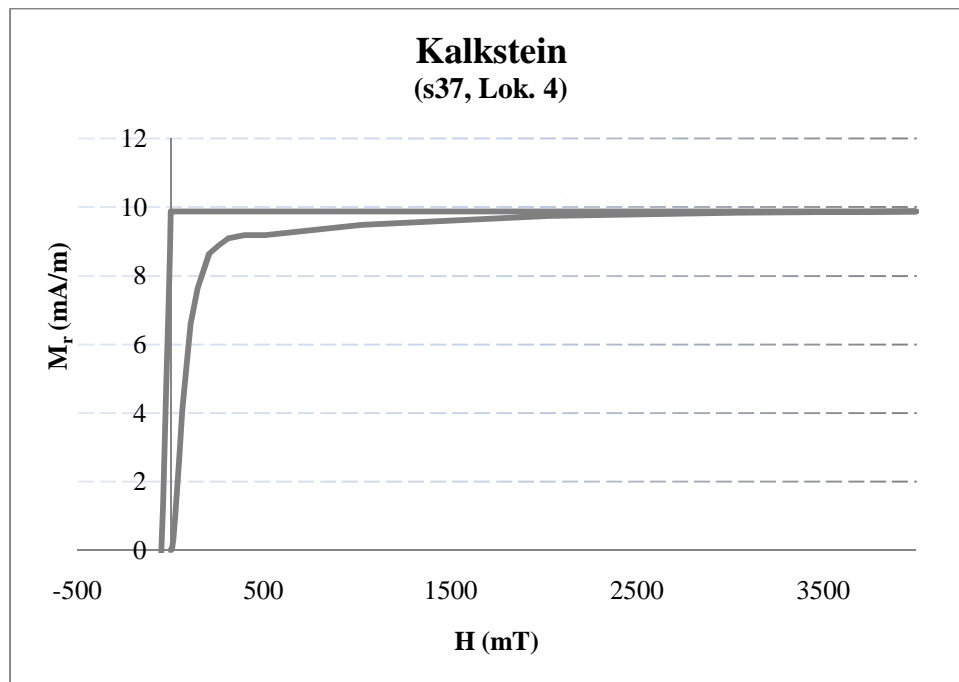
Figur 4.3: IRM-H kurve av kalksteinsprøve, s46.

Kalksteinen fra Lokalitet 2 (Fig. 4.4) går ikke i metning i det tilgjengelige feltet på 4T, noe som kan indikere tilstedeværelsen av høykoersiv hematitt og/eller goethitt. Den karakteristiske buen rundt 300-500 mT som sees igjen i nesten alle kalksteinene er et tegn på lavkoersiv hematitt eller en TM fase. Den tilhørende Lowrie-kurven (Fig. 4.14) ser ut til å bekrefte tilstedeværelse av både goethitt og magnetitt.

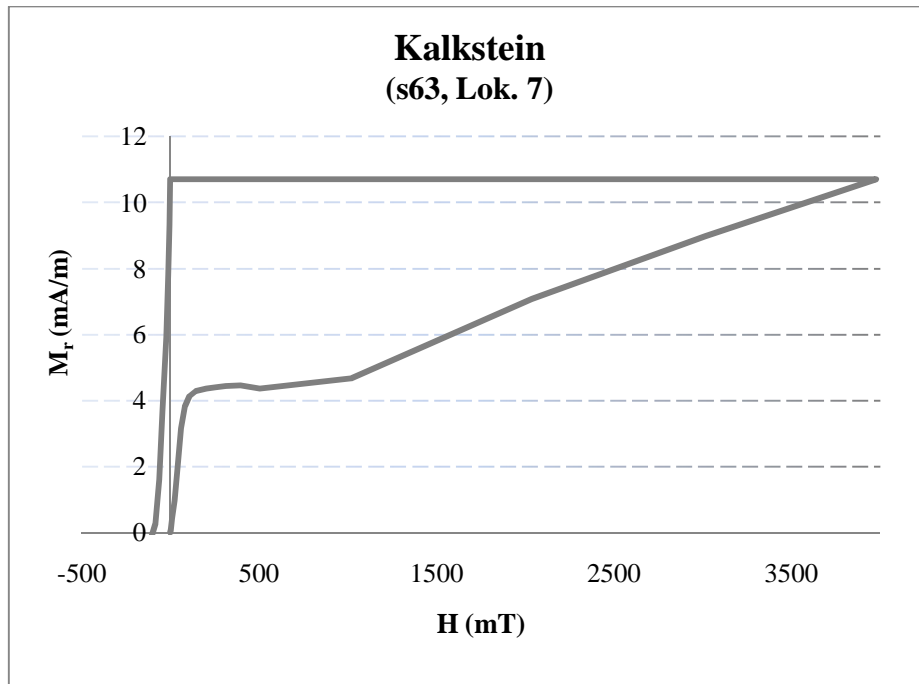


Figur 4.4: IRM-H kurve av kalksteinsprøve, s13b.

Kalksteinene fra Lok. 4 og 7 (Fig. 4.5 og 4.6) viser begge en tydelig bøy i kurvene ved rundt 200-300 mT. Dette er en klar indikasjon på at prøvene inneholder magnetitt/titanomagnetitt som raskt går i metning, noe som også blir bekreftet om man ser på Lowrie-kurvene i Fig. 4.15 og 4.16. Kalksteinen fra Lokalitet 4 er dominert av magnetitt/titanomagnetitt, men går ikke fullstendig i metning ved 200-300 mT, og inneholder muligens også litt høykoersiv hematitt eller goethitt. IRM-H kurven generert fra kalksteinen fra Lok. 7 er den eneste kurven hvor man kan være relativt sikre på tilstedeværelsen av goethitt kun ved å se på denne kurven alene. Grunnen til dette er at den først flater ut før den får en lineær stigning som ikke viser noe tegn til å avta ved 4 T (hematitt). Tilstedeværelsen av goethitt kommer også tydelig fram fra den tilhørende Lowrie-kurven i Fig. 4.16.

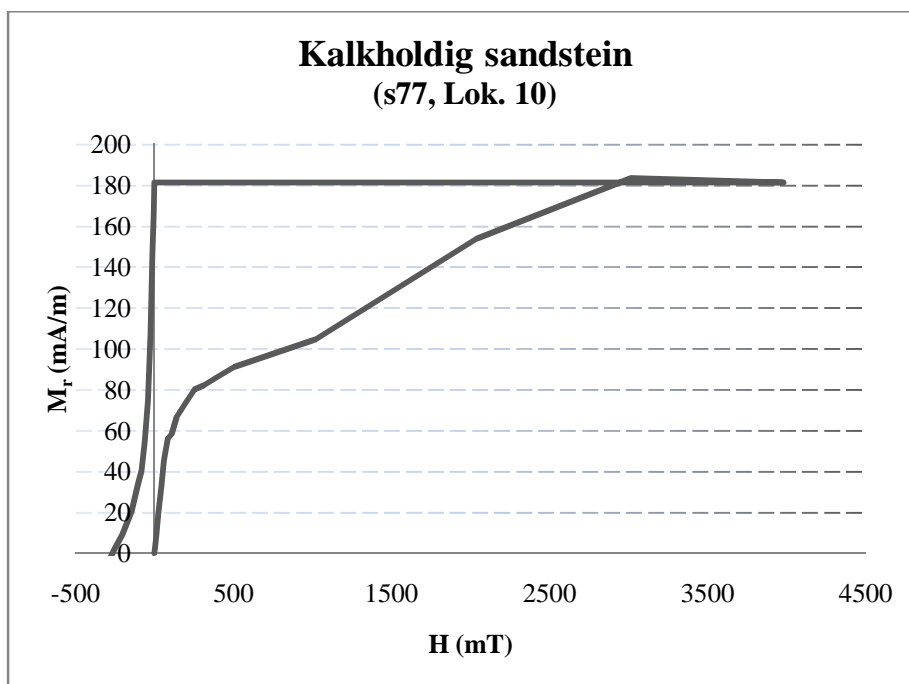


Figur 4.5: IRM-H kurve av kalksteinsprøve, s37.



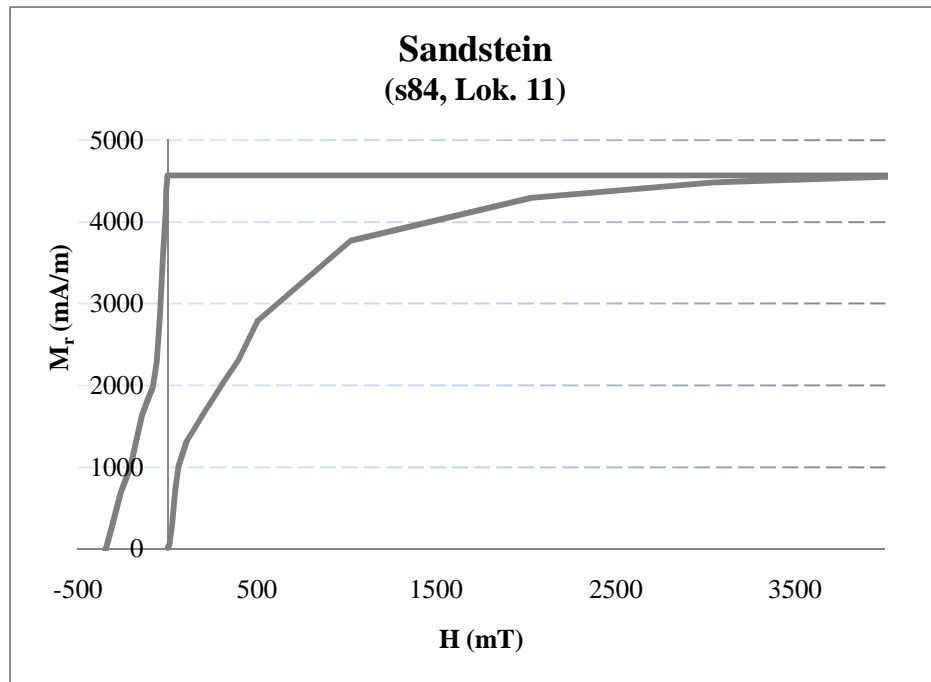
Figur 4.6: IRM-H kurve av kalksteinsprøve, s63.

Den kalkholdige sandsteinen fra Lokalitet 10 (Fig. 4.7) ser ut til å inneholde både magnetitt (rask stigning opp til ~ 300 mT, deretter utflatning), hematitt (liten ”knekk” ved ~ 2 T) og goethitt. Tilstedeværelsen av disse tre mineralene vises enda tydeligere på den tilhørende Lowrie-grafen (Fig. 4.17).



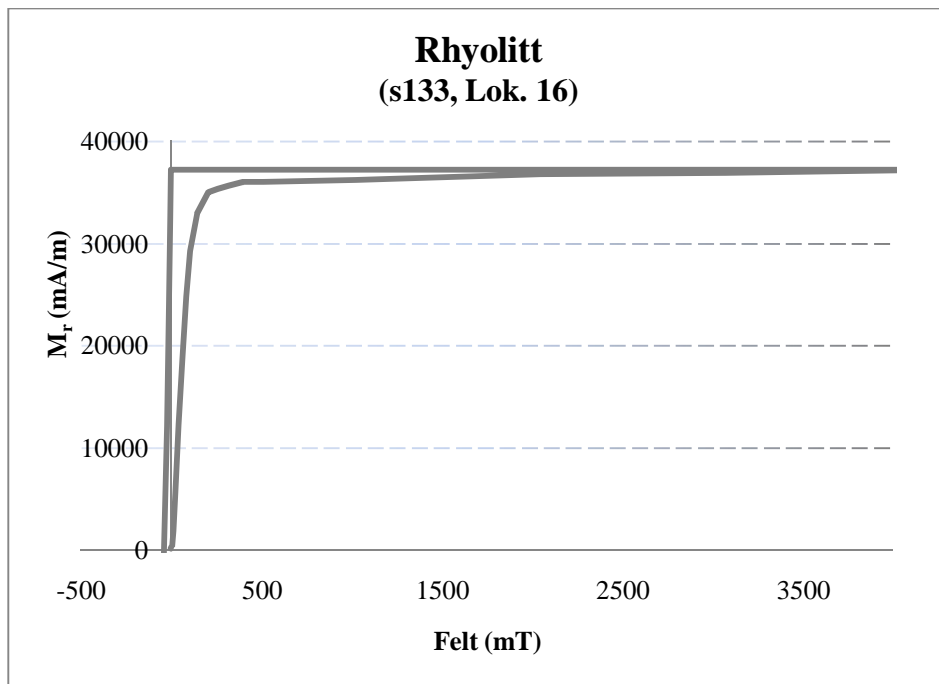
Figur 4.7: IRM-H kurve av kalkholdig sandsteinsprøve, s77.

IRM-H kurven fra sandsteinen hentet på Lokalitet 11 (Fig. 4.8) viser først en liten ”bøy” på kurven ved 200-300 mT. Dette er et tegn på at prøven inneholder titanomagnetitt eller maghemitt som går i metning her. Kurven går i fullstendig metning rundt 4 T, noe som tyder på at prøven også inneholder hematitt. Knekket i bakfeltskurven understøtter også tilstedeværelsen av to ulike mineraler i prøven. Den tilhørende Lowrie-kurven i Fig. 4.18 bekrefter det samme.

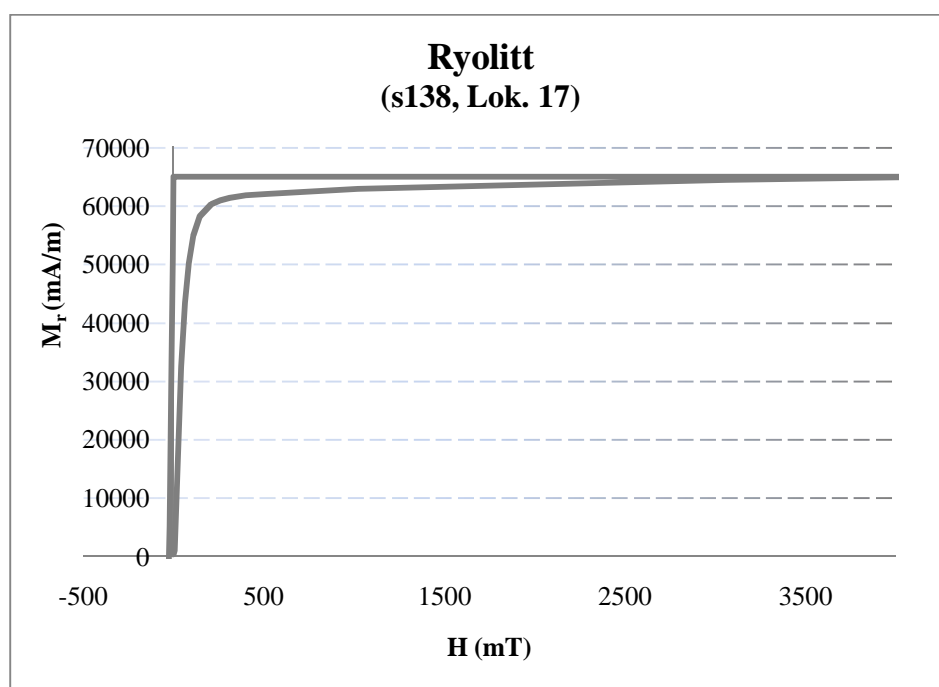


Figur 4.8: IRM-H kurve av sandsteinsprøve, s84.

IRM-H kurven generert fra rhyolittprøvene hentet fra Lokalitet 16 og 17 er nesten identiske (Fig. 4.9 og 4.10). Begge kurvene viser tydelig at prøvene inneholder magnetitt som går i metning rundt 200-300 mT. De inneholder i tillegg et mineral som går i metning rundt 2500 mT, sannsynligvis hematitt. H_{cr} er svært lav hos begge prøvene, ~ -20 mT, noe som betyr at prøvene for det meste består av lavkoersive mineraler.



Figur 4.9: IRM-H kurve av rhyolittprøve, s133.

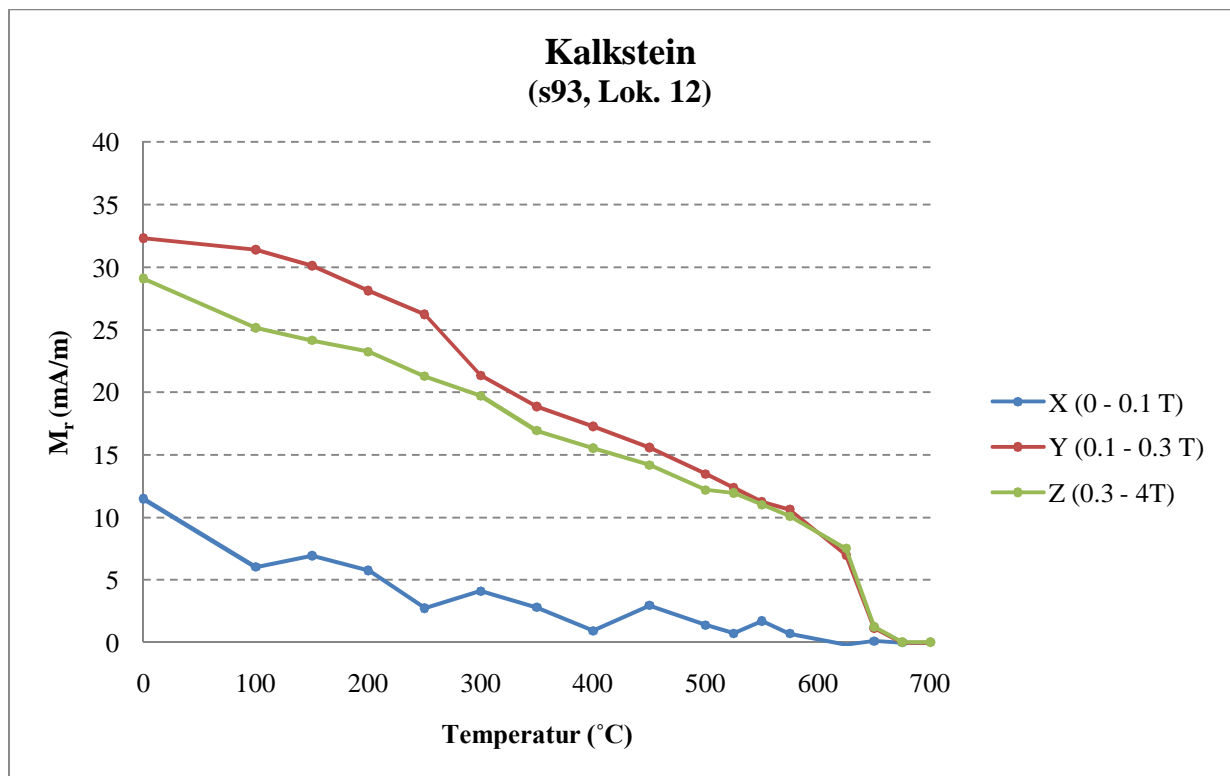


Figur 4.10: IRM-H kurve av rhyolittprøve, s138.

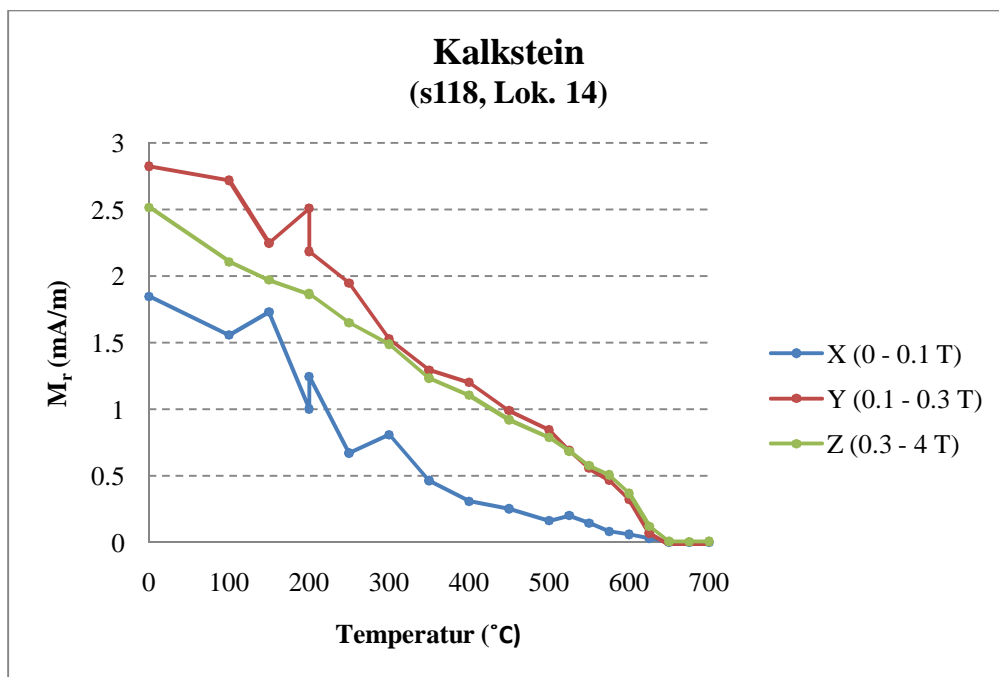
4.3.2 Lowries metode

De samme 15 prøvene som ble brukt til å generere IRM-H kurver, ble igjen brukt til Lowries metode. Grafene til de samme prøvene som ble vist i forrige delkapittel, blir tatt med i dette delkapittelet, for å kunne sammenligne og få et tydeligere bilde av mineralogien til prøvene.

Selv om M_r intensiteten er forskjellig, viser Lowrie-kurvene tilhørende kalksteinene fra Lok. 12 og 14 (Fig. 4.11 og 4.12) de samme trendene, på samme måte som de tidligere genererte IRM-H kurvene (Fig. 4.1 og 4.2). Kurven fra Lok. 14 er mye mer ujevn enn den fra Lok. 12. Grunnen til dette er nok at intensiteten er så lav at ytre støy har hatt større innvirkning på måleresultatet, noe som kan ha gjort det vanskelig å generere en jevn kurve. Begge prøvene inneholder mest høykoersive- og middelkoersive mineraler. All IRM blir brutt ned ved 675 °C, noe som er en klar indikasjon på hematitt.

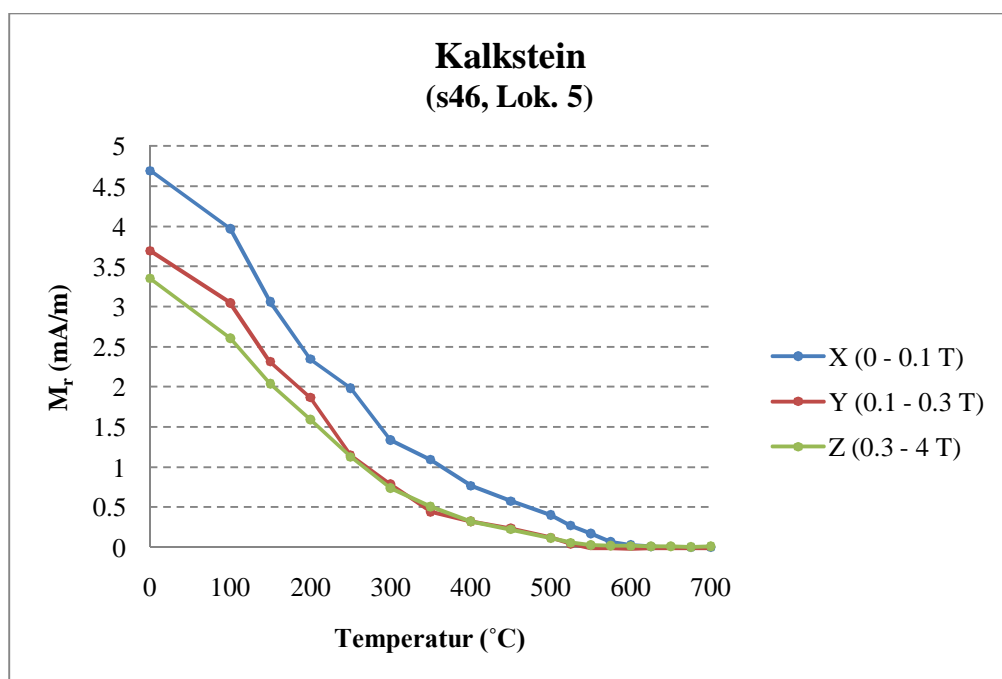


Figur 4.11: Lowries metode utført på kalkstein fra Lokalitet 12.



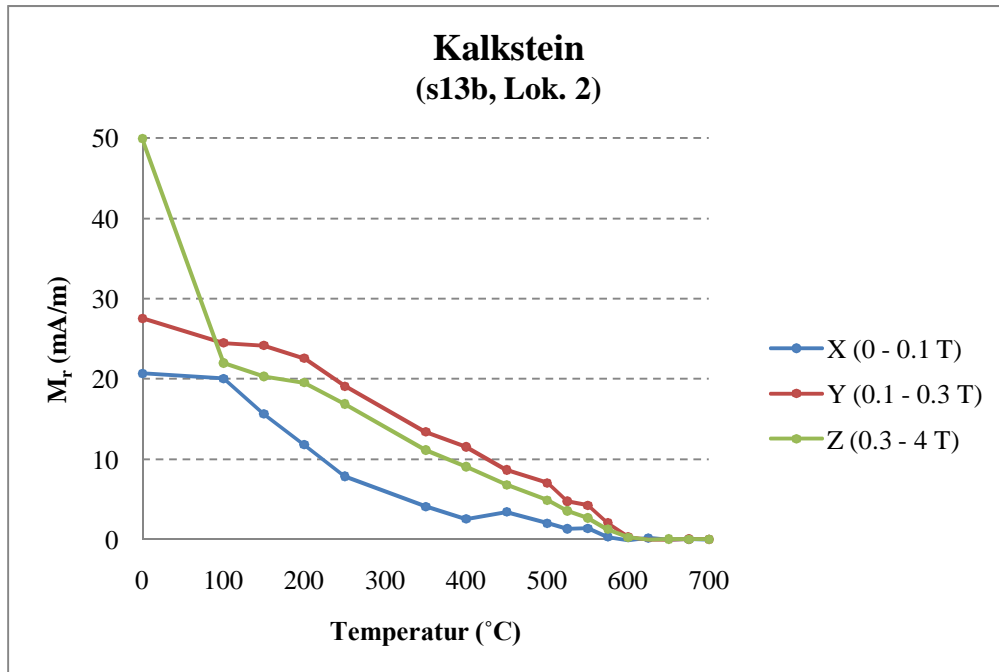
Figur 4.12: Lowries metode utført på kalkstein fra Lokalitet 14.

Kurven tilhørende kalksteinen fra Lokalitet 5 (Fig. 4.13) skiller seg klart fra de andre kalksteinsgrafene, ved at det meste av remanensen er båret av lavkoersive mineraler. Aksene viser en kontinuerlig utblokkering, og all magnetisering forsvinner et sted mellom 550-600 °C. Dette indikerer at prøven inneholder magnetitt og/eller titanohematitt, noe som også tidligere blir antydnet fra IRM-H kurven (Fig. 4.3).



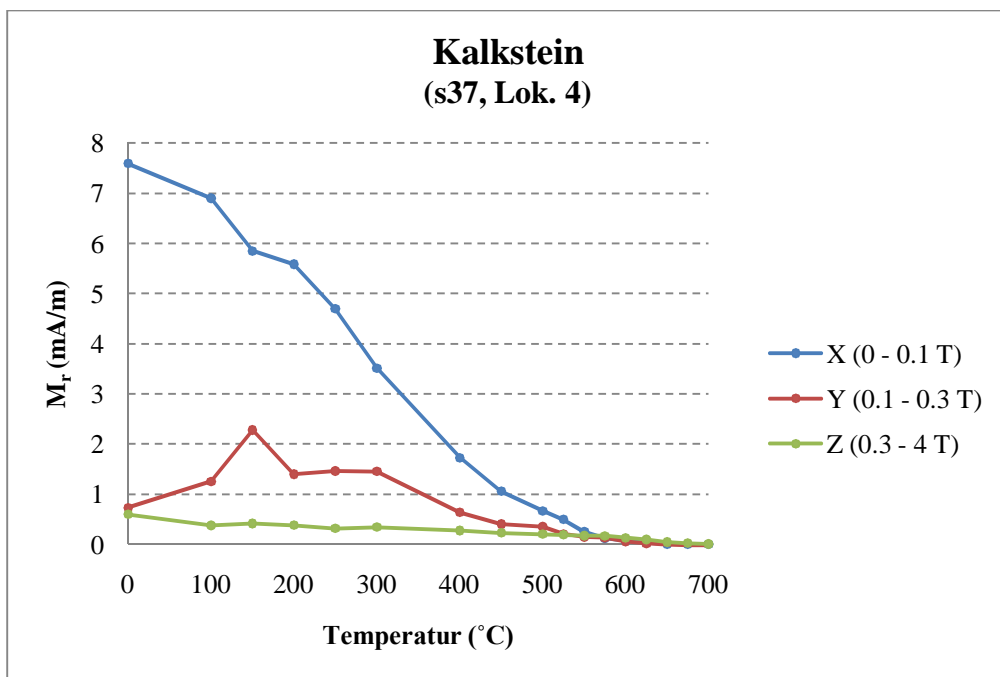
Figur 4.13: Lowries metode utført på kalkstein fra Lokalitet 5.

Kalksteinen fra Lok. 2 (Fig. 4.14) ser ut til å inneholde goethitt, som forsvinner før oppvarming til 100 °C. Deretter forsvinner all magnetisering rett under 600 °C, som betyr at den mest sannsynlig også inneholder magnetitt.

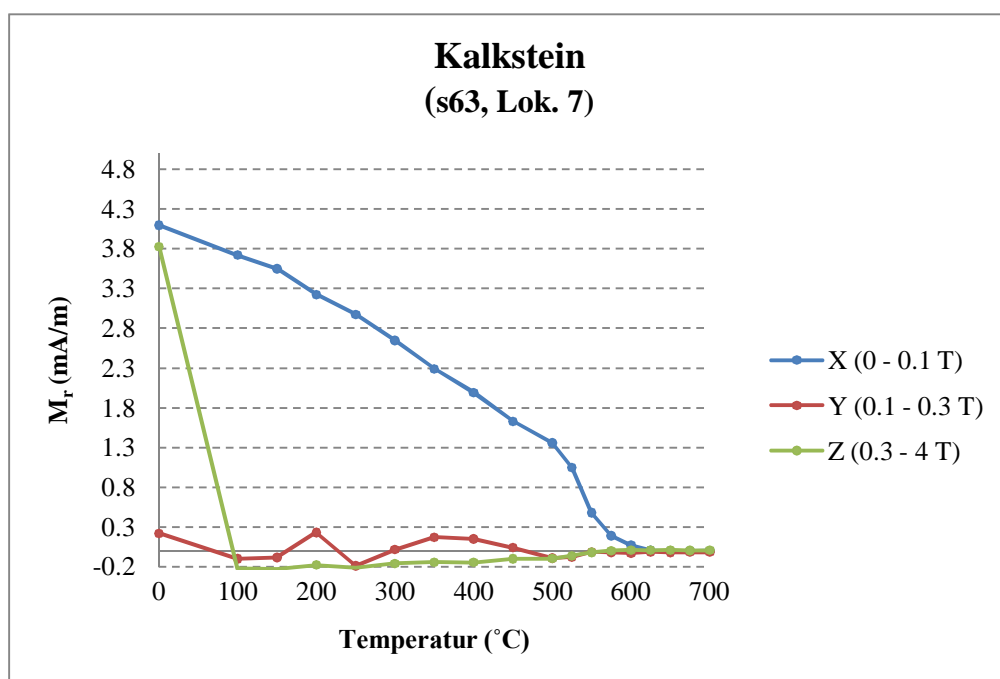


Figur 4.14: Lowries metode utført på kalkstein fra Lokalitet 2.

Lowrie-kurvene fra Lok. 4 og 7 (Fig. 4.15 og 4.16) ligner hverandre, med unntak av at kalksteinen fra Lok. 7 har en høykoersiv komponent som forsvinner helt i løpet av oppvarmingen til 100 °C. Denne komponenten er goethitt, og bekrefter derfor det samme som IRM-H kurven også tydelig viste (Fig. 4.6). Begge kalksteinsprøvene mister all IRM ved 575 °C, et tydelig tegn på tilstedeværelse av magnetitt.



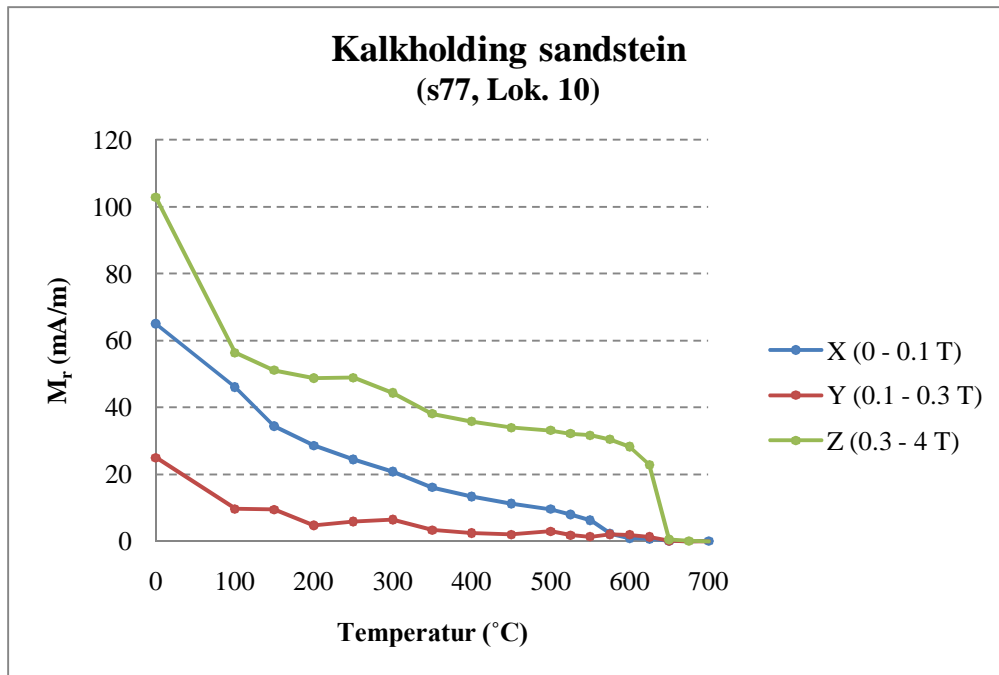
Figur 4.15: Lowries metode utført på kalkstein fra Lokalitet 4.



Figur 4.16: Lowries metode utført på kalkstein fra Lokalitet 7.

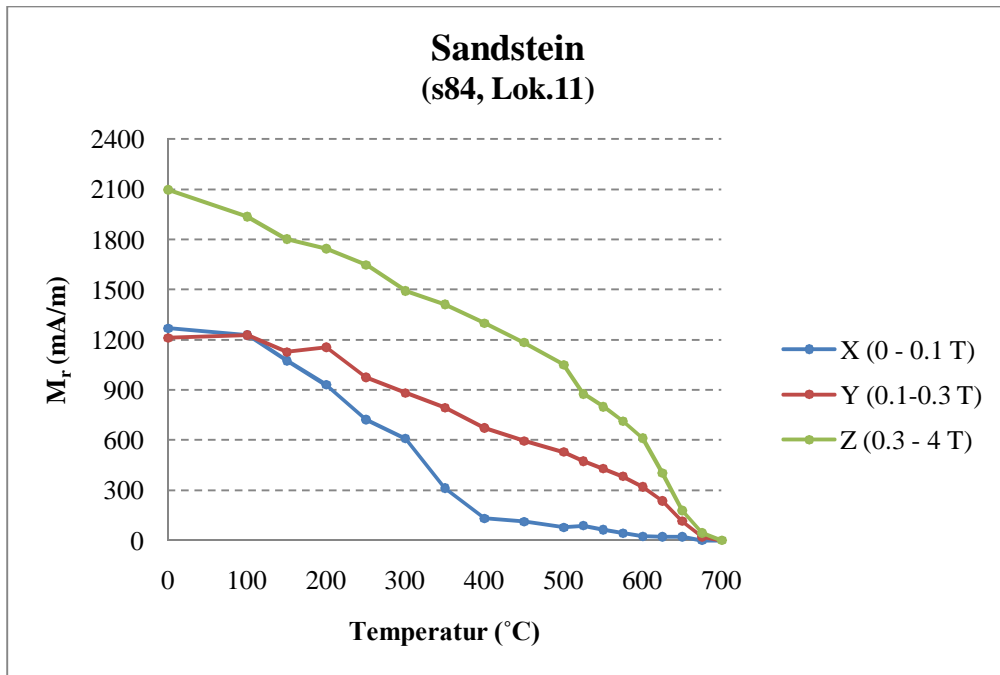
Den kalkholdige sandsteinen fra Lok. 10 (Fig. 4.17) viser tydelig at den "harde" aksen først mister mye av intensiteten ved oppvarming til 100 °C, og deretter får en gradvis nedgang, før den brått mister all intensitet ved 675 °C. Denne høykoersive fraksjonen i prøven består sannsynligvis derfor av henholdsvis goethitt og hematitt. Tilstedeværelsen av disse

mineralene har også tidligere blitt antydnet fra IRM-H kurven (Fig. 4.7). Den intermediære- og lavkoersive aksene mister all intensitet ved 575 °C, og er en klar indikasjon på at prøven i tillegg inneholder magnetitt, noe som også kom tydelig fram av den tilhørende IRM-H kurven.

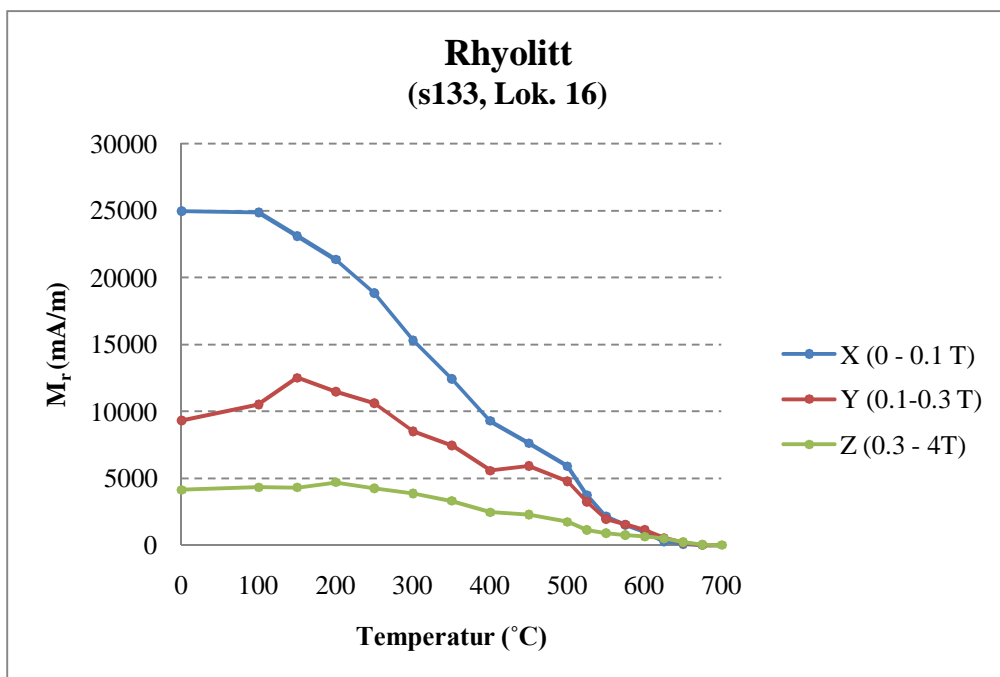


Figur 4.17: Lowries metode utført på kalkholdig sandstein fra Lokalitet 10.

I sandsteinen fra Lokalitet 11 (Fig. 4.18) er det meste av remanensen båret av høykoersive mineraler. Alle de tre aksene mister all intensitet ved 675 °C, og inneholder, som forventet, en god del hematitt. Den ”myke” aksene har også et tydelig fall, som starter ved 100 °C og går ned til rundt 400 °C, hvor kurven flater ut litt igjen. Dette er nok mest sannsynlig en TM fase. Dersom prøven hadde inneholdt maghemitt ville nok ikke kollapsen ha startet allerede ved 100 °C. Tolkningen av Lowrie-kurven stemmer godt overens med hva som ble funnet fra IRM-H kurven i Fig. 4.8.



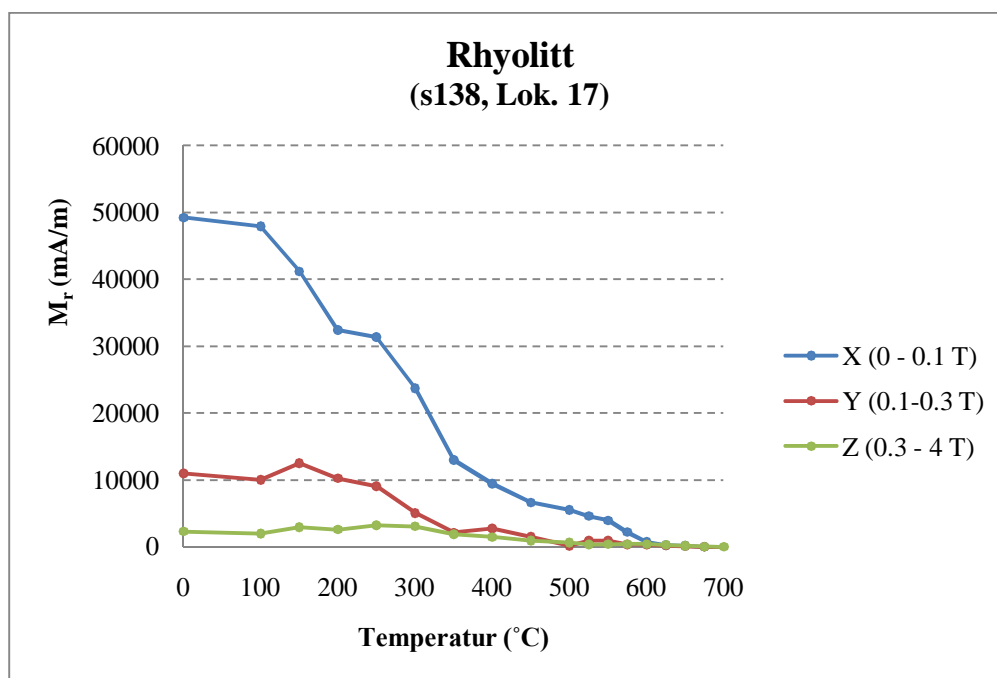
Figur 4.18: Lowries metode utført på sandstein fra Lokalitet 11



Figur 4.19: Lowries metode utført på rhyolitt fra Lokalitet 16.

Lowrie-kurvene tilhørende de to rhyolittprøvene fra Lokalitet 16 og 17 (Fig. 4.19 og 4.20) er svært like, på samme måte som de to tilhørende IRM-H kurvene (Fig. 4.9 og 4.10). De viser begge at det meste av remanensen er båret av lavkoersive fraksjoner som forsvinner ved 650-700 °C. Også de intermediære- og ”myke” aksene mister all intensitet ved denne temperaturen. Begge prøvene inneholder derfor sannsynligvis hematitt. Det kan også se ut

som om kurvene fra begge lokalitetene har en liten "kollaps" ved 575 °C, som betyr at de også inneholder litt magnetitt. På kurvene fra prøve s138 (Fig. 4.20) kan man også se en antydning til en liten "kollaps" ved ~350 °C. Dette tyder sannsynligvis på tilstedeværelsen av enda en TM fase ($x = 0.3$). Hvorfor y-komponenten i begge figurene får en økning i intensiteten opp til 200 °C kan være vanskelig å forklare. Det kan muligens bety at et mineral som bærer y-remanensen (intermediær koersivitet) endres kjemisk til noe mer magnetisk ved oppvarming.

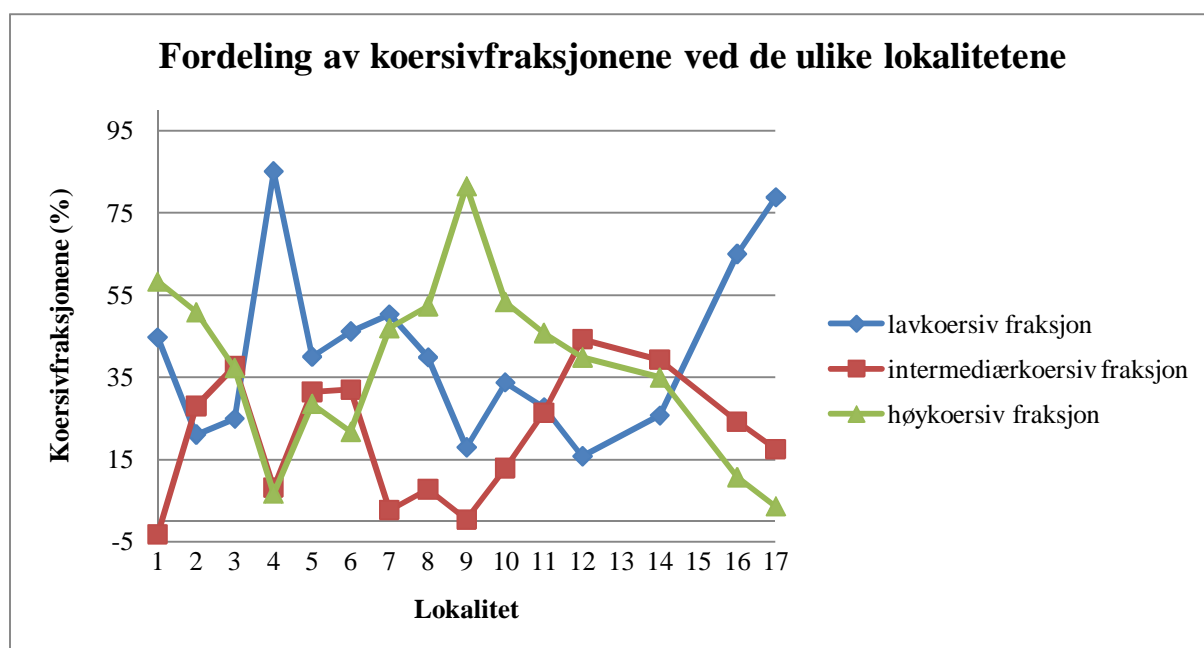


Figur 4.20: Lowries metode utført på rhyolitt fra Lokalitet 17.

En oppsummering av den prosentvise fordelingen av de lave-, intermediære- og høykoersive fraksjonene, samt tilhørende blokkeringstemperaturer påvist i hver kurve blir vist i Tabell 4.4 og den tilhørende grafen (Fig. 4.21). Fra grafen ser man at det er fire lokaliteter som skiller seg ut. To av disse, Lok. 16 og 17, er rhyolittene, og er derfor også ventet å skille seg ut fra de andre. Grafen viser også at det er to kalksteinslokaliteter som skiller seg litt ut fra de andre, Lokalitet 4 og Lokalitet 9. I prøvene fra Lokalitet 4 er det meste av remanensen båret av en lavkoersiv fraksjon, mens det motsatte er tilfellet i prøvene fra Lokalitet 9, hvor det meste av remanensen er båret av den høykoersive fraksjonen. Verdt å merke seg er at det fra disse to lokalitetene kun var mulig å få brukbare retninger fra henholdsvis 1 av 8 prøver, og 2 av 11 prøver.

Tabell 4.4: Tabellen viser den prosentvise fordelingen av de lave-, intermediære- og høykoersive fraksjonene, samt tilhørende blokkeringsstemperaturer.

Lok.	Prøve	% lav	% int	% høy	TB (°C)
1	s4	44.7	-3.1	58.4	100, 300, 575
2	s13b	21.1	28.1	50.9	100, 575
3	s27	24.9	37.8	37.3	575, 675
4	s37	85.1	8.2	6.7	575
5	s46	40.0	31.5	28.6	575, 600
6	s49	46.1	32.1	21.8	575
7	s63	50.3	2.7	47.0	100, 575
8	s67	39.8	7.8	52.3	100, 350, 575, 675
9	1s81	17.9	0.5	81.6	100, 675
10	s77	33.7	12.9	53.3	100, 575, 675
11	s84	27.7	26.5	45.8	400, 675
12	s93	15.8	44.3	39.9	300, 675
14	s118	25.7	39.3	35.0	675
16	s133	65.0	24.3	10.7	575, 675
17	s138	78.8	17.5	3.7	350, 575, 675

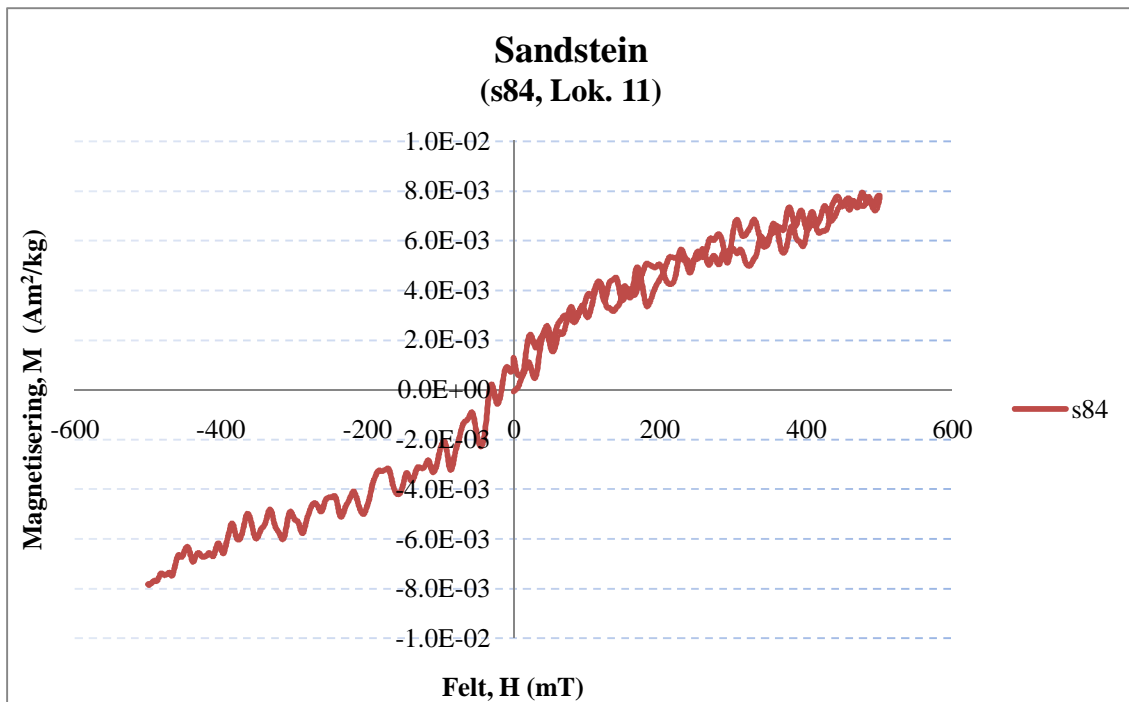


Figur 4.21: Fordeling av koersivfraksjonene ved de ulike lokalitetene.

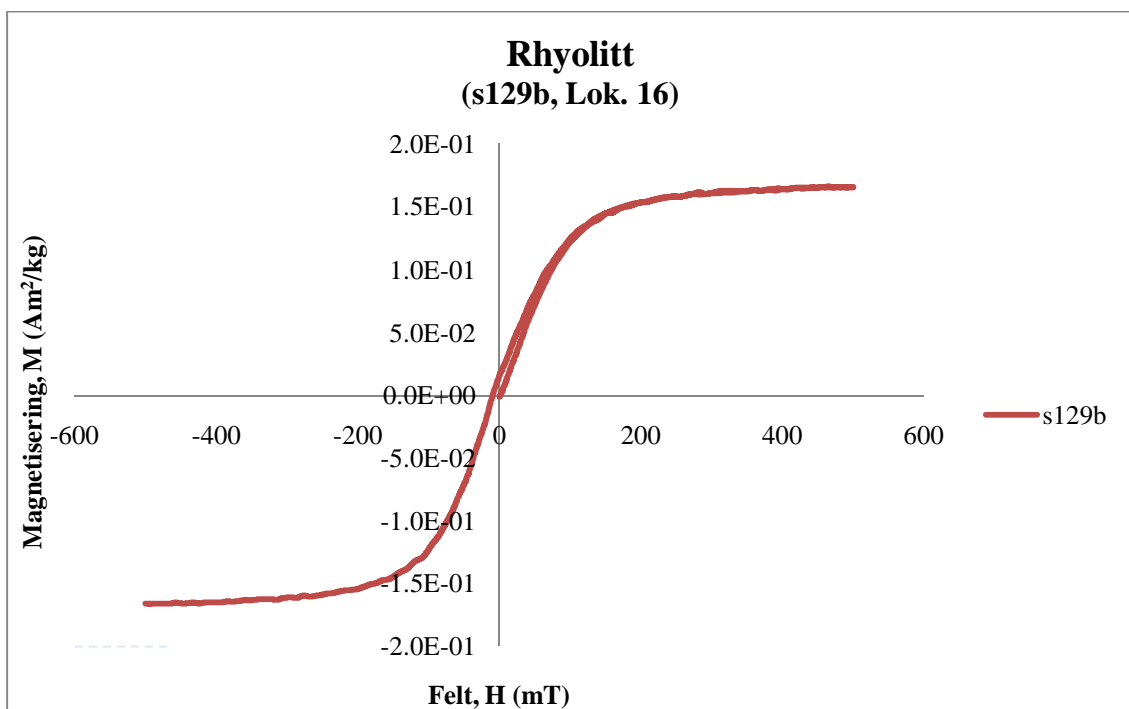
4.3.3 Hysterese

I denne studien ble det målt hysteresekurver på prøver som var tilstrekkelig sterke til å få fornuftige resultater, det vil si de to rhyolittlokalitetene, Lok. 16 og 17, og den ene sandsteinslokaliteten, Lok. 11. Etter at kurvene ble laget, viste det seg at det også kunne være

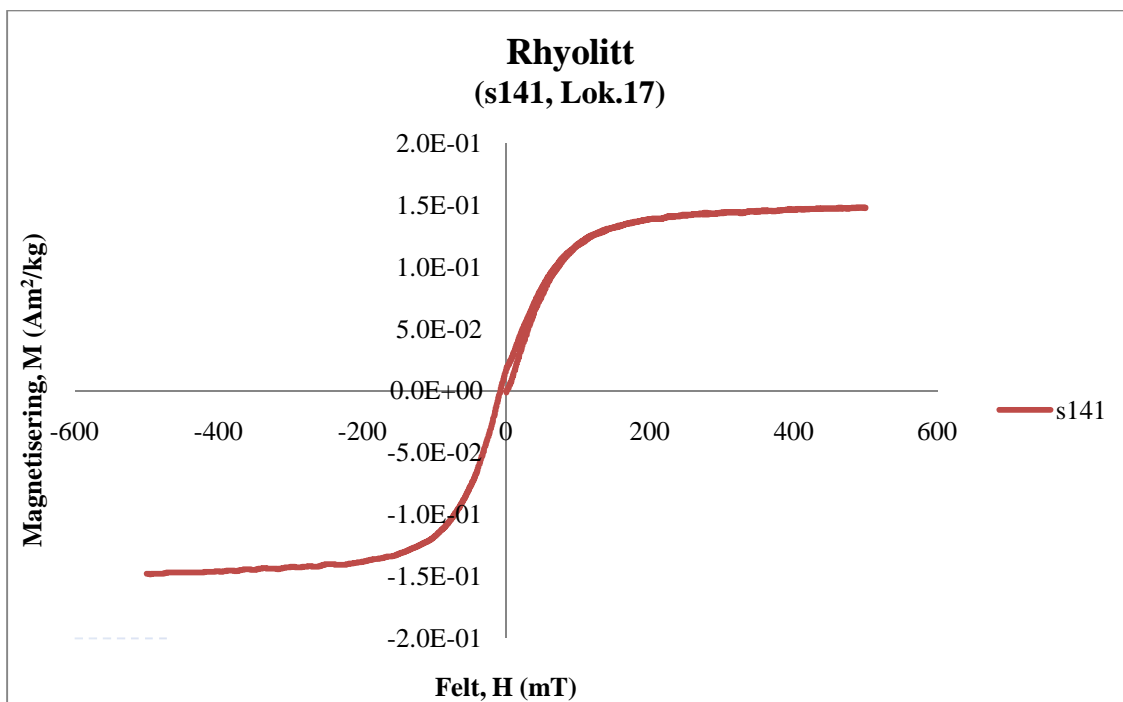
vanskelig å tolke noe ut fra sandsteinene (Se Fig. 4.22). Rhyolittkurvene ble derimot fine og jevne (Fig. 4.23 og 4.24).



Figur 4.22: Hysteresekurve tilhørende sandstein fra Lokalitet 11.



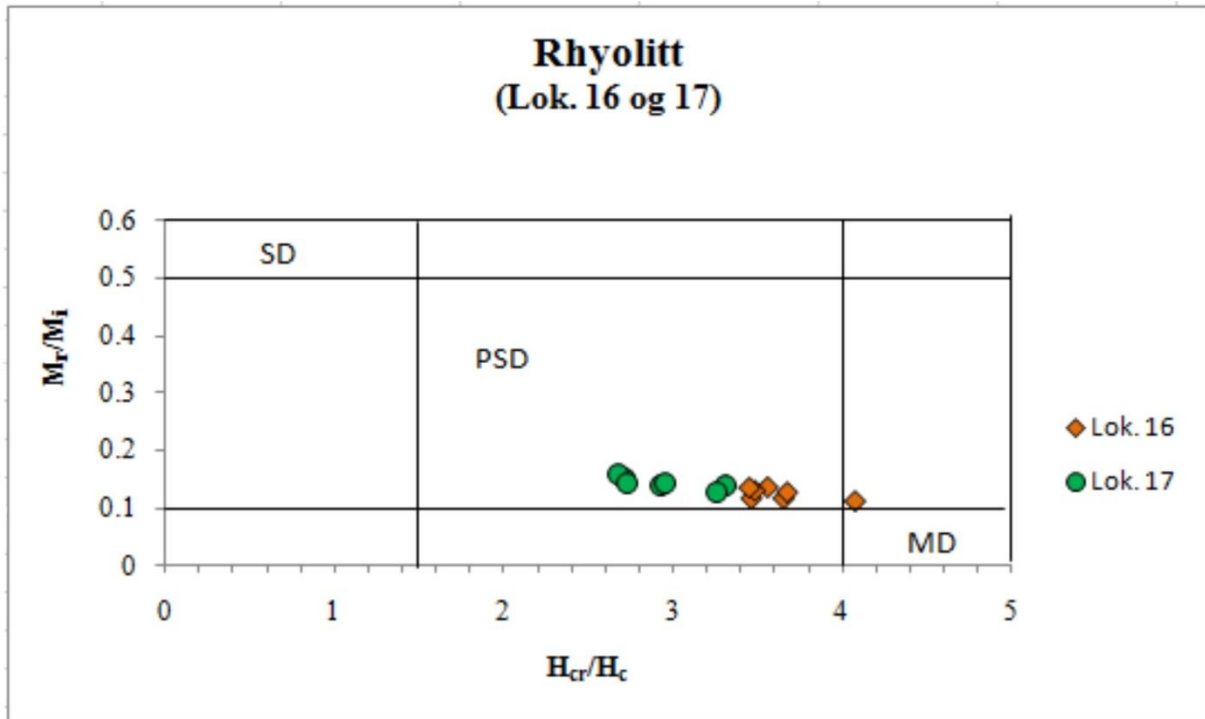
Figur 4.23: Hysteresekurve tilhørende rhyolitt fra Lokalitet 16.



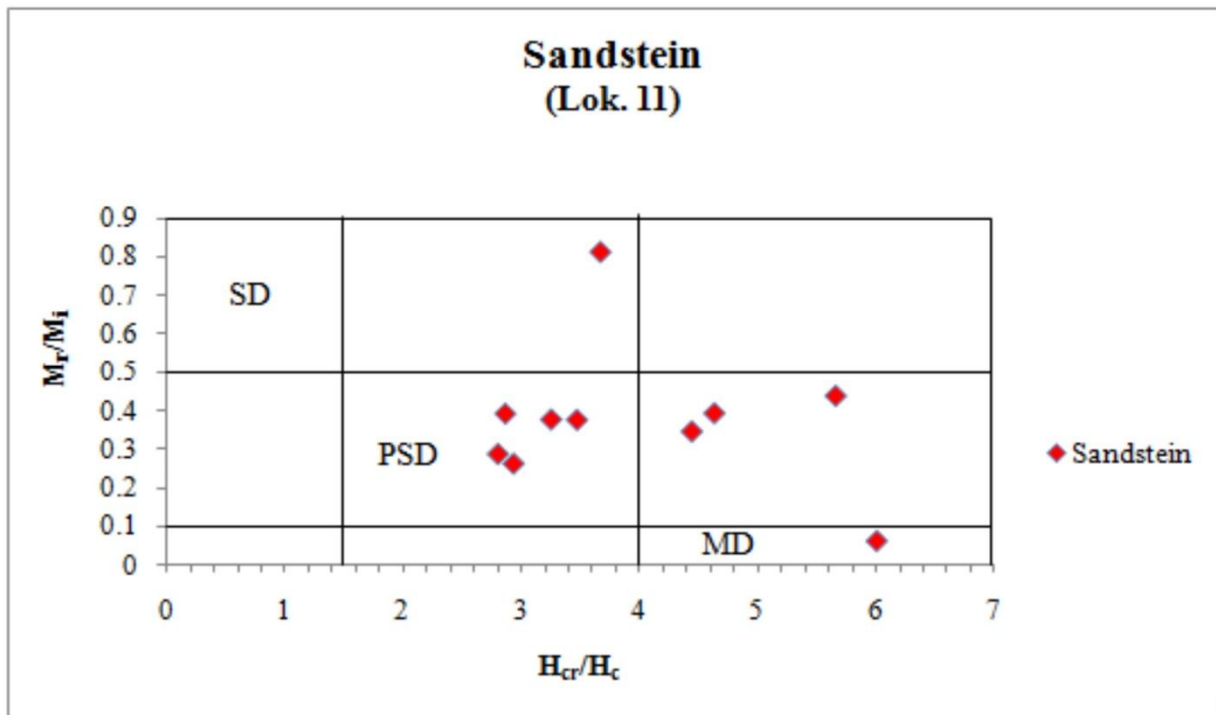
Figur 4.24: Hysteresekurve tilhørende rhyolitt fra Lokalitet 17.

M_{rs}/M_s og H_{cr}/H_c til de to rhyolittlokalitetene ble plottet mot hverandre i et Day-diagram (Fig. 4.25). Figuren viser at rhyolittprøvene fra Lokalitet 17 er plassert litt til venstre for rhyolittprøvene fra Lokalitet 16 i diagrammet, og derfor består av litt mer stabile PSD korn. Alle prøvene, med unntak av prøve s130 fra Lokalitet 16 faller innenfor PSD området i Day-diagrammet. Det at remanensen i prøvene er båret av relativt små PSD korn (1-10 μm) kan bety at smelten har størknet relativt raskt, og derfor kun i liten grad har vært utsatt for høytemperatur- (deuterisk) oksidasjon. På den annen side kan også stor grad av høytemperatur oksidasjon gi stabile PSD/SD korn som følge av lamelledannelse som deler opp kornet.

Siden sandsteinene inneholder en del hematitt, og derfor ikke går i metning i det påførte feltet, er det strengt tatt ikke metningsverdier for koersivitet og magnetisering som måles her, og Day-diagrammet vil ikke kunne gi sikker informasjon om domenetilstand. Prøvene fra Lokalitet 11 ble derfor plottet i et separat M_r/M_i vs. H_{cr}/H_c diagram (Fig. 4.26). Her ligger punktene mer spredt enn rhyolittpunktene i Day-diagrammet, og det er vanskelig å tolke de observerte verdiene.



Figur 4.25: Day-diagram som viser rhyolittprøver fra Lok. 16 og 17.

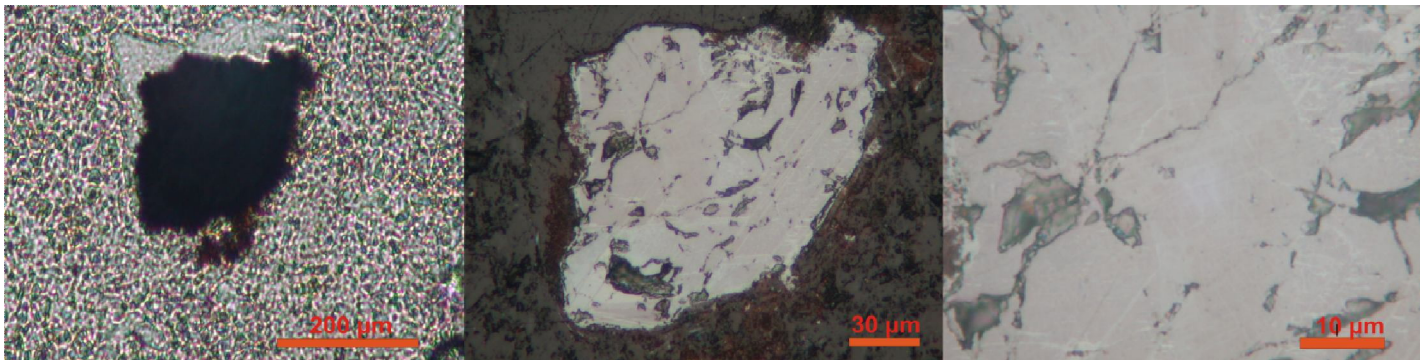


Figur 4.26: M_r/M_i vs. H_{cr}/H_c diagram som viser sandsteinsprøver fra Lok. 11.

4.3.4 Mikroskopi

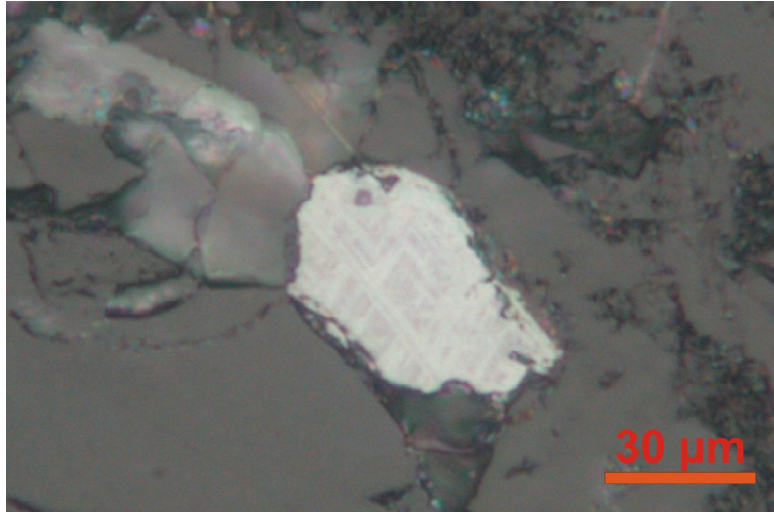
Det ble gjennomført mikroskopering av rhyolittene, to tynnslip fra Lokalitet 16 og to fra Lokalitet 17.

Figur 4.27 viser bilder tatt av prøve s127, fra Lokalitet 16. Bildet helt til venstre er tatt med gjennomfallende lys, mens de to andre er tatt med pålys. Bildet tatt med gjennomfallende lys er 50x forstørret, og viser et korn som ikke slipper lys gjennom, noe som er karakteristisk for ferromagnetiske mineraler. Ved 100x og 400x forstørrelse, og pålys (bildet i midten og til høyre), ser man at kornet har en grålig farge, noe som er typisk for titanomagnetitt. Inne i kornet kan det skimtes lyse lameller av ilmenitt. Disse vises som helt hvite rette streker, og kan tyde på at prøven har vært utsatt for høytemperaturoksidasjon. Ilmenittlamellene dekker mindre enn halvparten av kornoverflaten, og oksidasjonen blir derfor klassifisert som en deuterisk oksidasjon av klasse 2 (Ade-Hall m.fl., 1971). Man kan også se en antydning til sprekke dannelse inne i kornet. Sprekkeene er buede og ujevne, og kan være krympesprekker som stammer fra lavtemperaturoksidasjon.



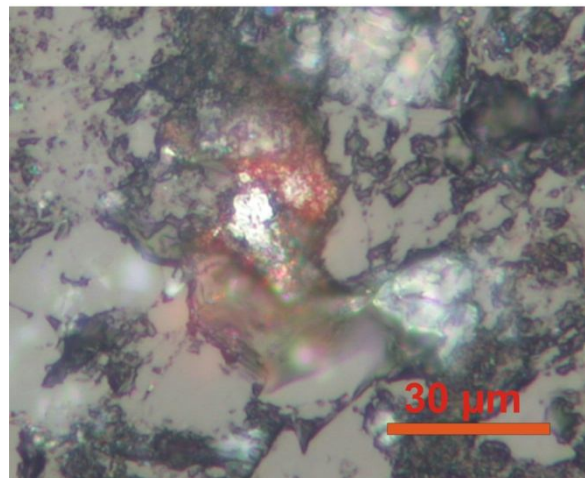
Figur 4.27: Magnetisk mineralkorn fra rhyolittprøve tatt på Lok. 16. Bildene er tatt med en forstørrelse på henholdsvis 50x, 400x og 1000x, fra venstre mot høyre.

Et annet korn fra samme prøve (Fig. 4.28) viser en litt mer omfattende lamelledannelse, som dekker mer enn 50 % av kornets overflate, men viser derimot mindre tegn til lavtemperaturoksidasjon. Den deuteriske oksidasjonen i dette kornet ser ut til å være av klasse 3 (Ade-Hall m.fl., 1971).



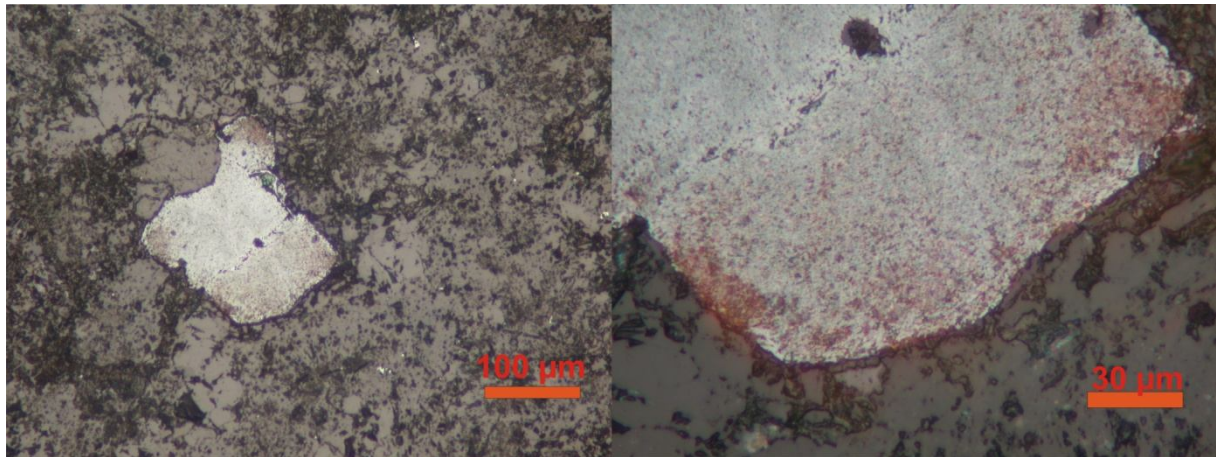
Figur 4.28: Magnetisk mineralkorn, også fra Lok. 16. 400x forstørrelse.

Figur 4.29 viser et ertskorn i tynnslipet fra prøve s131, også fra Lokalitet 16. Her kan man tydelig se et rødt område rundt kornet, som trolig skyldes at jern har ”lekket” ut av kornet ved oksidasjon.



Figur 4.29: Fra Lok. 16. 400x forstørrelse.

Figur 4.30 viser bilder med økende forstørrelse tatt av et mineralkorn fra prøve s137, fra Lokalitet 17. Kornet har en nesten fullstendig kubisk form, som er karakteristisk for titanomagnetittkorn. Også her kan man skimte en rødlig farge rundt kornet. Man kan også se tegn til granulering, som antyder at prøven har vært utsatt for en viss grad av høytemperatur oksidasjon.

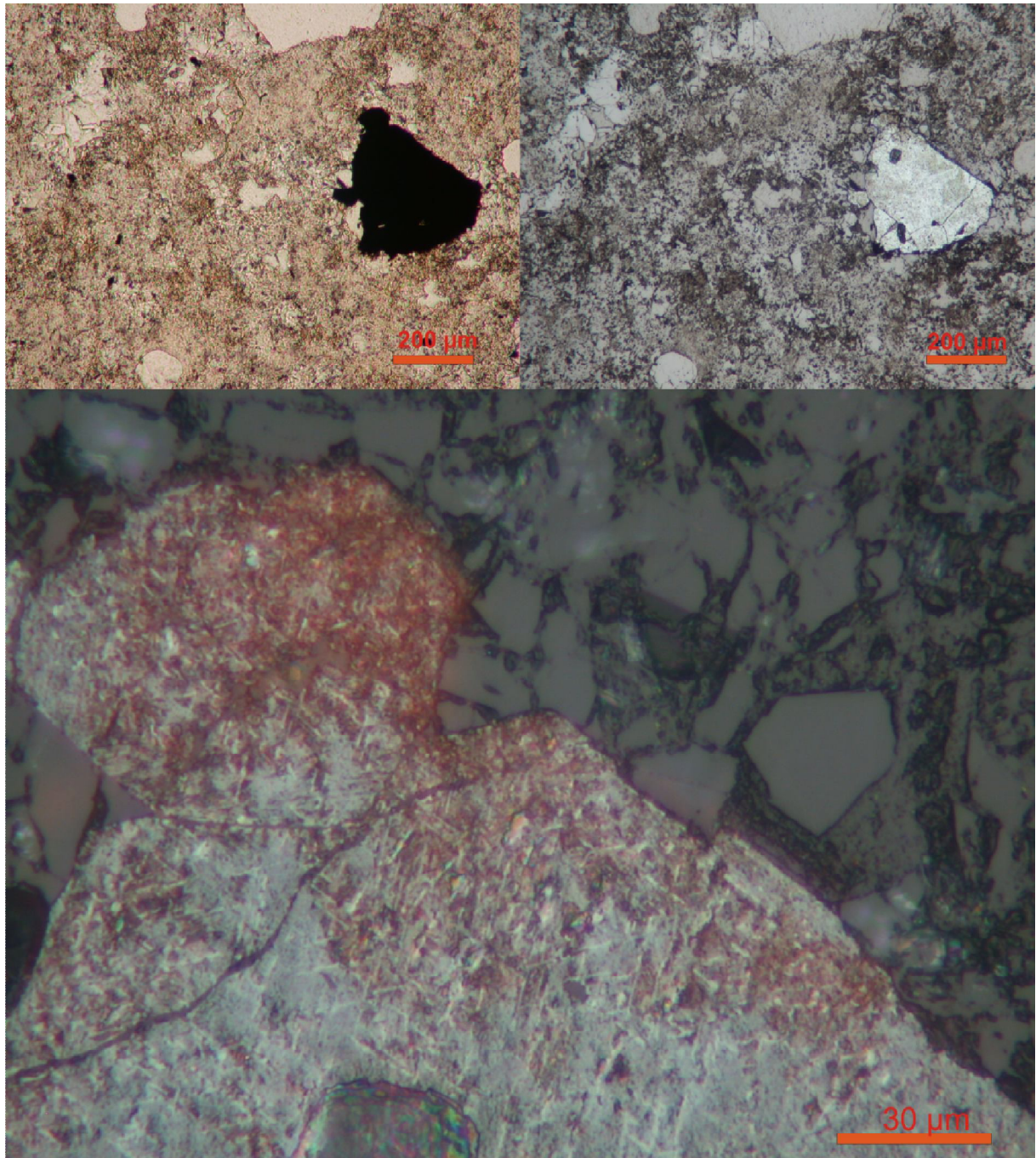


Figur 4.30: Magnetisk mineralkorn fra Lok. 17. Bildene er av samme korn tatt med 100x og 400x forstørrelse.

Figur 4.31 er fra prøve s140 fra Lokalitet 17. De to bildene øverst er tatt med henholdsvis gjennomfallende- og pålys. Det store bildet viser toppen av det samme kornet tatt med en forstørrelse på 400x. På dette bildet er det tydelig en stor buet krympesprekk som nesten strekker seg gjennom hele kornet. Det er også dannelse av små, hvite ilmenittlameller, og en tydelig rødfarge, spesielt langs den øvre kanten av kornet. Kornet har en ufullstendig kubisk form. Det er sannsynligvis et titanomagnetittkorn som har gjennomgått en viss grad av både lavtemperatur- og høytemperaturoksidasjon.

Selv om TM dominerer i prøvene kan rødfargingen i enkelte av kornene tyde på at oksidasjonsprosessene har gått langt nok til at noe hematitt er dannet, noe som også bekreftes av de observerte blokkeringstemperaturene/koersivfraksjonene i Tabell 4.4 og fra Lowrie og IRM-H kurvene fra samme lokaliteter. Noen av de observerte kornene viste i motsetning kun enkelte krympesprekker, og ingen tegn til høytemperaturoksidasjon.

Kort oppsummert er magnetomineralogien på de to rhyolittlokalitetene dominert av TM korn som viser varierende grad av både høy- og lavtemperaturoksidasjon. Kornene varierer også i størrelse, men de største kornene har diametre på rundt 200 µm (Fig. 4.27, 4.30 og 4.31).



Figur4.31: Ertskorn i tynnslipet fra Lok. 17. Bildene er tatt med 50x og 400x forstørrelse.

5. AMS (Anisotropisk Magnetisk Susceptibilitet)

Både magnetisk remanens og magnetisk susceptibilitet viser anisotropi i bergarter. I denne studien er det valgt å gjøre målinger av anisotropien til den magnetiske susceptibiliteten. Metoden går prinsipielt ut på å orientere og samle inn bergartsprøver for deretter å bestemme magnetiseringsintensiteten en prøve oppnår når et magnetfelt blir påført i ulike retninger. De viktigste kildene til anisotropien er kornformen (formanisotropi) og grad av innretning i krystallgitteret (magnetokrystallin anisotropi). Susceptibiliteten er vanligvis størst langs kornets langakse, men i noen sjeldne tilfeller, hvor bergarten er dominert av SD korn, kan det motsatte være tilfellet. Anisotropien kan fortelle oss noe om influert kornorientering ved avsetning av sedimenter, stress og foliasjon i metamorfe bergarter, og gi informasjon om magmatiske prosesser som lavaens strømming, størkning etc. i vulkanske bergarter. Med andre ord kan denne metoden brukes som et hjelpemiddel til å oppnå geologisk informasjon; som bergartenes opprinnelse og avsetningsmiljø, og om de er påvirket av senere deformasjon. Høy grad av anisotropi vil kunne gi defleksjon av remanensen i en bergart. Avbøyningen øker med økende anisotropigrad, og varierer mellom NRM retningen og retningen til størst susceptibilitet, med maksimal avbøyning på 45° (Cogné, 1987).

5.1 Metode

AMS beskrives vanligvis matematisk ved hjelp av en symmetrisk tensor hvor både retningen til prinsipalaksene med maksimal-, intermediær- og minimum susceptibilitet og størrelsesforholdet mellom disse er av interesse. En mengde forskjellige parametre har blitt brukt i publiserte studier for å definere og beskrive magnetisk anisotropi; disse er oppsummert av Cañón-Tapia (1994).

De primære parametrene brukt i denne AMS-analysen er (fra Walderhaug (2008a)):

- k₁:** Vektoren som gir retning og størrelse til prøvens ”lette” magnetiseringsakse (størst susceptibilitet). Størrelsen blir vanligvis normalisert, for eksempel blir vektorlengden gitt relativt til prøvens gjennomsnittlige susceptibilitet.
- k₂:** Vektoren som beskriver den intermediære magnetiseringsaksen.

k_3 : Vektoren som beskriver minimumsaksen til magnetiseringen.

Ved hjelp av disse basisparametrene kan man definere en parameter som beskriver ellipseform, U (Jelinek, 1981), hvor $-1 < U < 1$:

$$U = (2k_2 - k_1 - k_3)/(k_1 - k_3)$$

U varierer mellom -1 og 1 . Positive verdier for U indikerer at kornformen er oblat ("pannekakeformet"), mens negative verdier betyr at kornformen er prolata ("sigarformet"). En alternativ "formparameter" er T , også beskrevet av Jelinek (1981), og definert som:

$$T = (2n_2 - n_1 - n_3)/(n_1 - n_3)$$

hvor $n_1 = \ln k_1$, $n_2 = \ln k_2$ og $n_3 = \ln k_3$

Også her gjelder at positive verdier for T indikerer en oblat kornform, mens negative verdier indikerer en prolata form.

U og T er tilnærmet like for moderat anisotropi.

Retningene til k_1 , k_2 og k_3 aksene blir vanligvis framstilt i stereoplot, hvor punktene representerer "nedpekende" del av akseretningen. Disse blir ofte vist sammen med diagrammer for ellipseform, hvor T eller U blir plottet mot grad av anisotropi, P . P er i sin enkleste form definert av Nagata (1961) som forholdet mellom den største- og den minste susceptibilitetsaksen:

$$P = k_1/k_3$$

Beregninger av usikkerheten til de gjennomsnittlige akseorienteringene kan ikke gjøres ved hjelp av Fisherstatistikk, som ellers er vanlig å bruke til statistiske beregninger av remanensretninger. Grunnen til det er at det her blir regnet med tensorer, ikke vektorer, hvor retninger kan være fordelt i et plan, og hvor man kan få en elliptisk fordeling av usikkerheten rundt middelet. Fisher statistikk forutsetter en symmetrisk fordeling rundt et middel.

Tensorstatistikk ble utviklet av Jelinek og Kropá (1978), og er implementert i programvaren brukt i denne studien av AMS.

Instrumentet brukt til å måle AMS er en Agico MFK1 susceptibilitetsbro med en følsomhet på $2 \cdot 10^{-8}$ SI. I praksis betyr dette at prøvene bør ha susceptibilitetsverdier på 10^{-6} eller mer, avhengig av deres anisotropigrad, fordi AMS avhenger av nøyaktig målte forskjeller i susceptibilitetsverdier langs de ulike retningene. Dersom disse verdiene ligger i nærheten av måleinstrumentets følsomhet er det vanskelig å definere riktige AMS ellipsoider. Prøvene ble målt langs 15 forhåndsdefinerte retninger. Prosessering av måleresultater, utregning av de ulike parametrene og generering av plottene med tilhørende usikkerheter ble utført på ulike dataprogram fra produsent av instrumentet ANISOFT3/SAFYR/ANYSOFT 4.2.

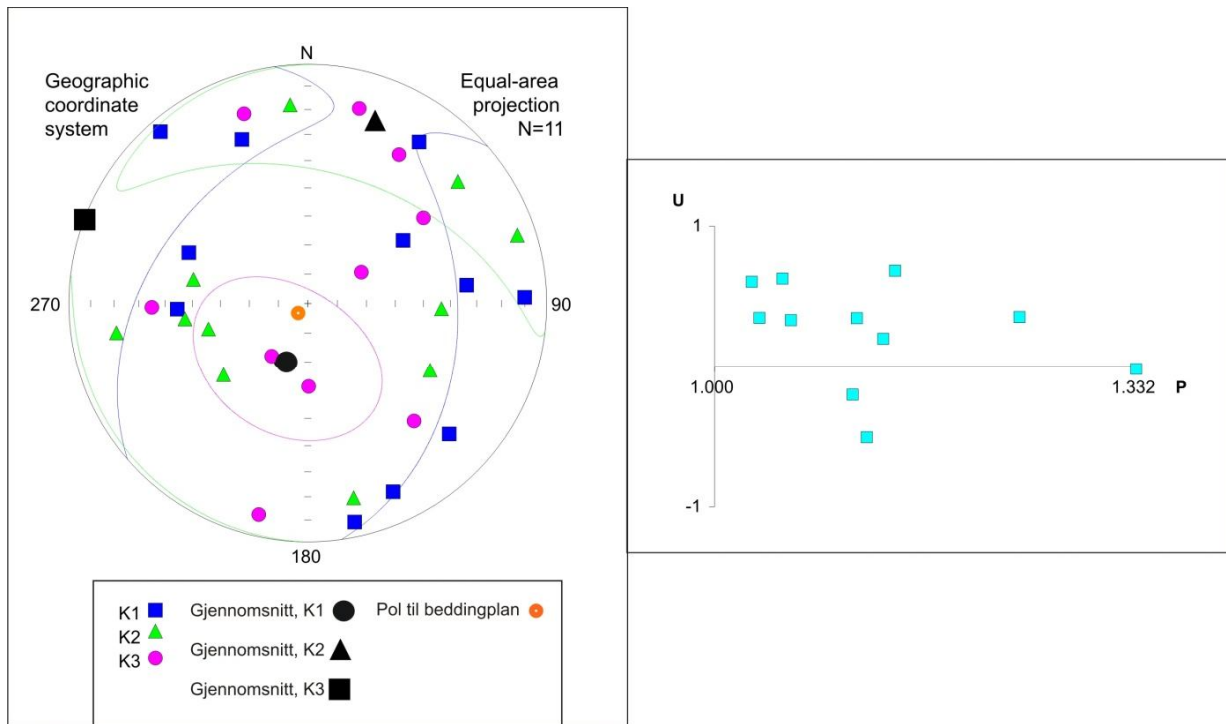
5.2 Resultater

Det ble gjort et forsøk på å måle AMS på prøver fra alle lokalitetene, men det viste seg at det kun var 2 av kalksteinslokalitetene som hadde høy nok susceptibilitet til at målinger av AMS var mulige å gjennomføre. AMS målinger ble derfor gjennomført på 2 kalksteinslokaliteter, (Lok. 2 og 3), 2 sandsteinslokaliteter (Lok. 10 og 11) og 2 rhyolittlokaliteter (Lok. 16 og 17). Resultatene blir vist i stereoplottene og tilhørende P-U diagrammer for ellipseform i Fig. 5.1-5.6.

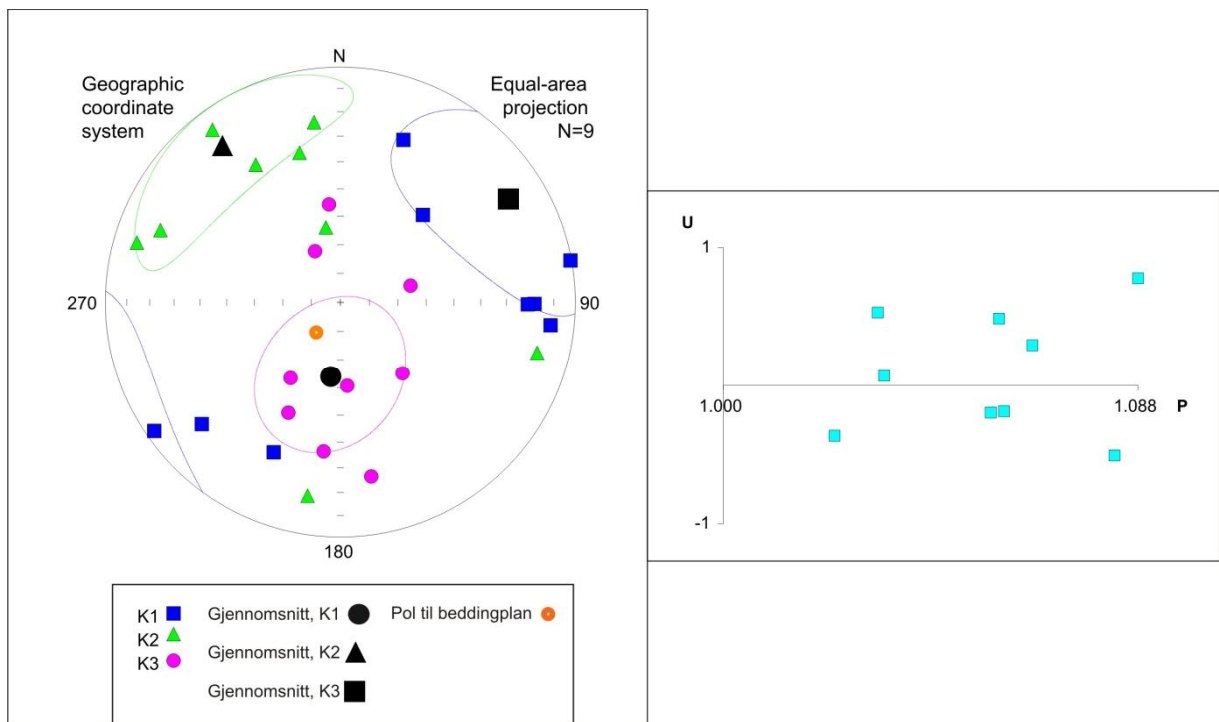
Generelt viser alle lokalitetene, med unntak av den første kalksteinslokaliteten (Fig. 5.1), grad av anisotropi på mindre enn 10 %, $P < 1.1$. Dette tilsier at remanensdefleksjon ikke vil være noe signifikant problem (Cogné, 1987). Polen til beddingplanet ligger hos kalksteins- og sandsteinslokalitetene (Fig. 5.1 - 5.4) innenfor konfidensellipsene for middelretningen til k_3 . Dette er noe man forventer i sedimentære bergarter avsatt på et flatt underlag. Dersom underlaget i tillegg er utiltet, skal minimumsaksene ideelt sett ligge midt i sentrum av stereonettet, som betyr at disse står 90° på beddingplanet. De fleste prøvene fra kalksteins- og sandsteinslokalitetene viser oblat fabric i P-T diagrammene. Oblate ellipsoider hos sedimentære bergarter tenkes å reflektere primær avsetning av korn og senere kompaksjon.

Selv om middelretningen og beddingpolen hos Lok. 2 (Fig. 5.1) er plassert nær midten av stereonettet, er retningene svært spredd. Det er også denne lokaliteten som viser størst grad av anisotropi. Det er vanskelig å se en veldefinert fabric her, noe som kan skyldes at prøvene fra

denne lokaliteten har svært lave susceptibilitetsverdier (gjennomsnittlig susceptibilitet på Lok.2 er $5.98 \cdot 10^{-6}$ SI).

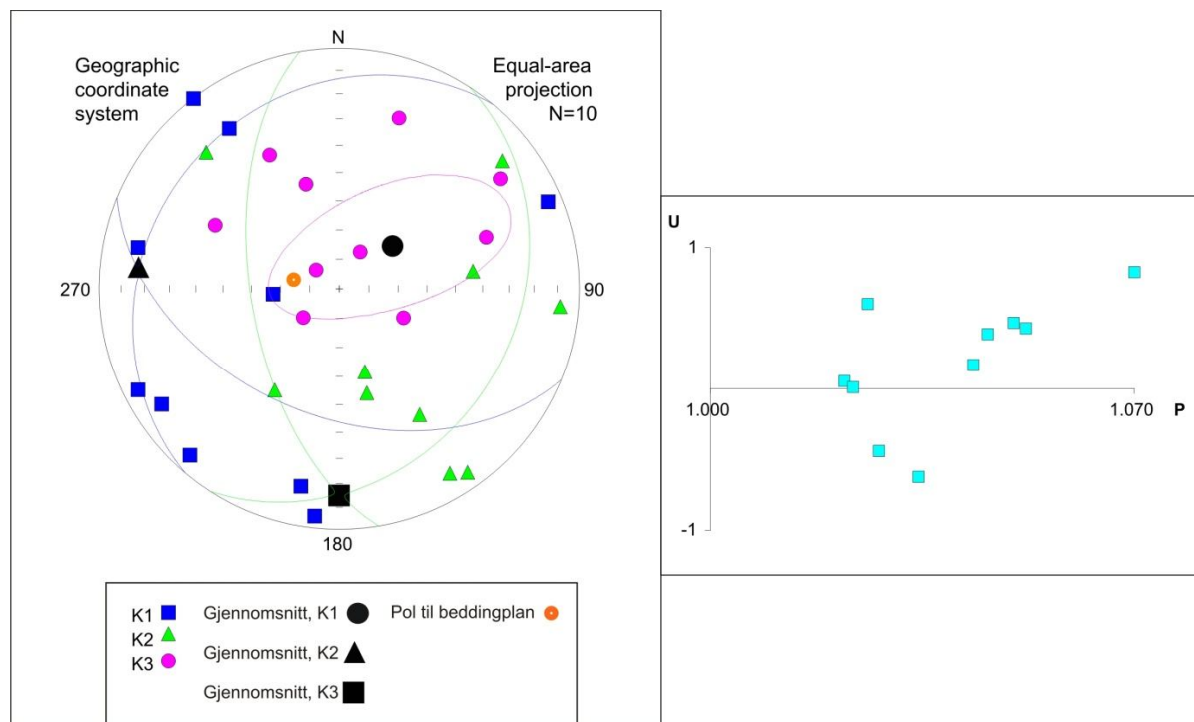


Figur 5.1: AMS målinger fra Lokalitet 2.



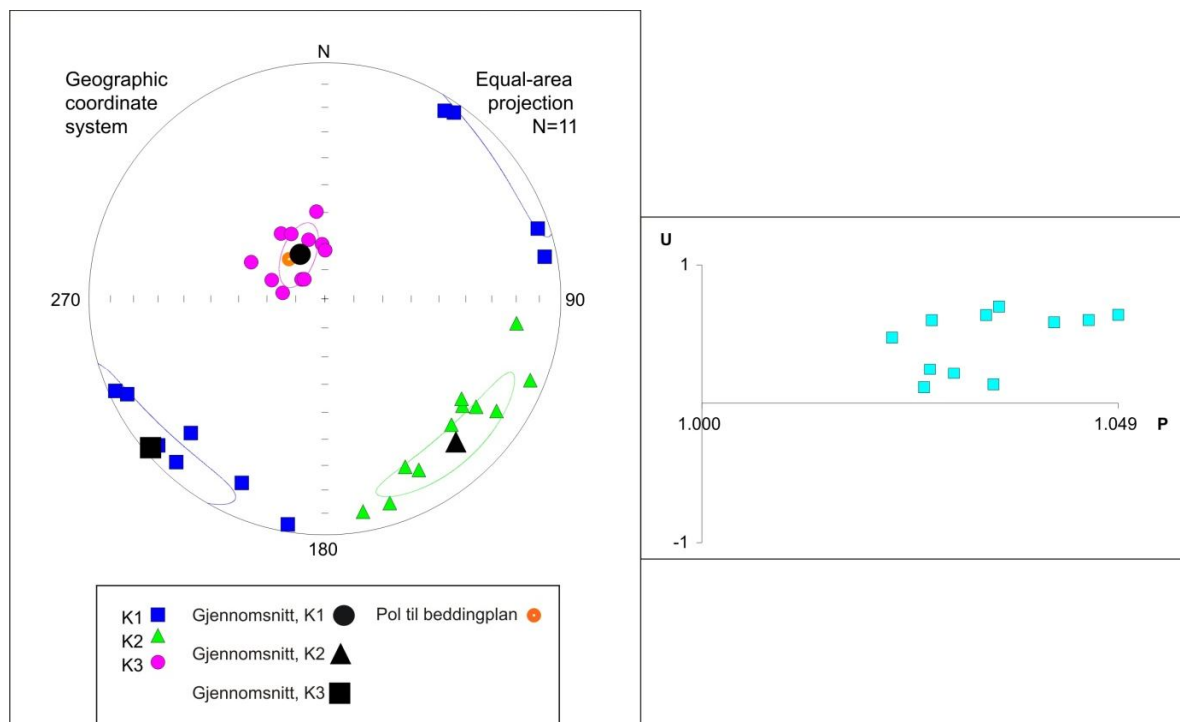
Figur 5.2: AMS målinger fra Lokalitet 3.

Lokalitet 3 (Fig. 5.2) viser litt bedre samling av aksene. Man kan se en antydning til at maksimumsaksen, k_1 , har stilt seg inn i en NØ-SV retning. Siden kalksteinen er antatt å være avsatt i stille vann kan denne innretningen eventuelt skyldes sekundær influens fra tektoniske hendelser. Influensen er allikevel ikke veldig stor siden graden av anisotropi er relativt lav ($P < 1.088$). Også denne lokaliteten har svært lav gjennomsnittlig susceptibilitet ($9.22 \cdot 10^{-6}$ SI), som kan gjøre det vanskelig å definere en riktig AMS ellipsoide.



Figur 5.3: AMS målinger fra Lokalitet 10.

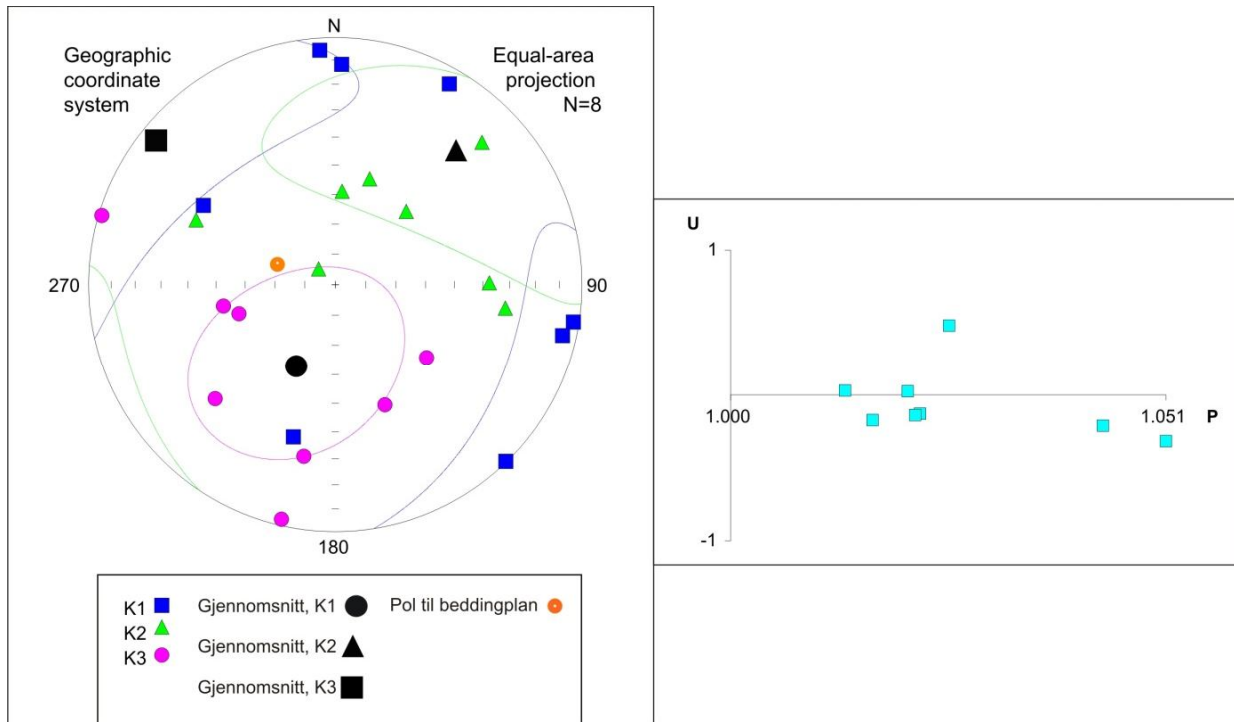
Sandsteinene viser svært forskjellig kvalitet på AMS målingene. Lokalitet 10 (Fig. 5.3) viser på samme måte som Lok. 2 stor spredning av aksene, som gjør det vanskelig å se en veldefinert fabric. Lokalitet 11 (Fig. 5.4), som er sandsteinslokaliteten med høyest susceptibilitetsmålinger (gjennomsnittlig susceptibilitet = $75.72 \cdot 10^{-6}$ SI), viser derimot god samling av aksene. Også her kan man se at maksimumsaksene er innrettet i en NØ-SV retning, som eventuelt kan tyde på en liten grad av sekundær tektonisk influens.



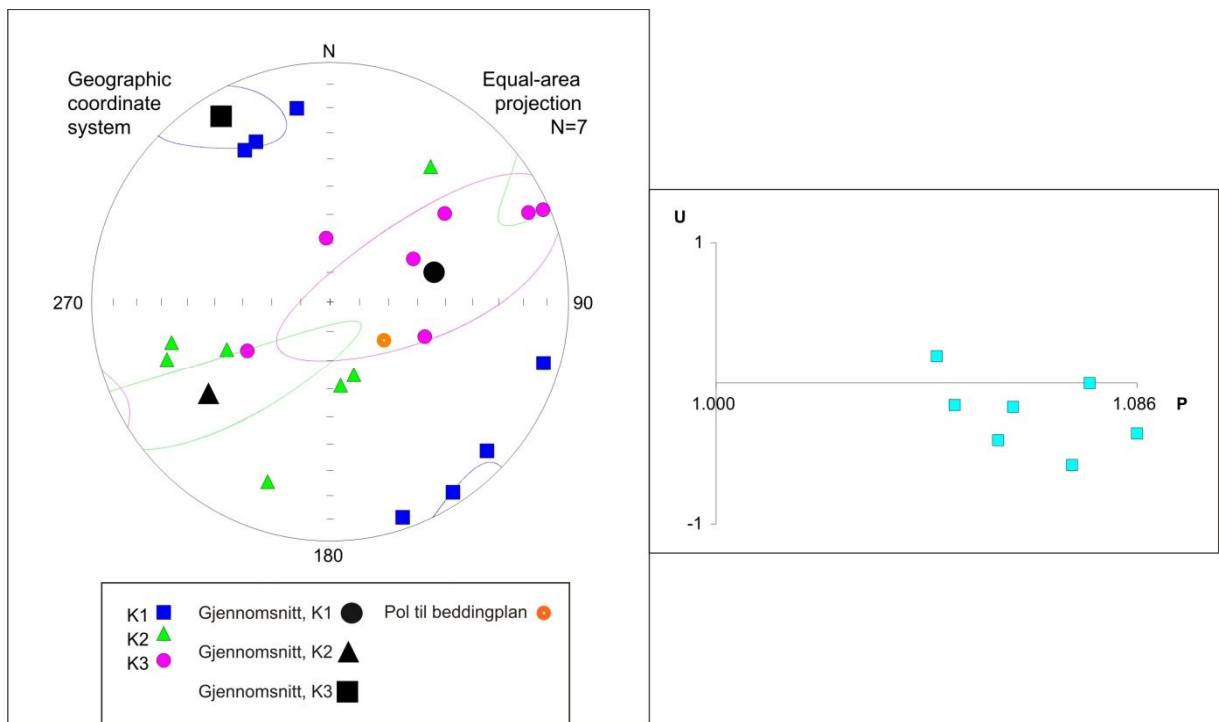
Figur 5.4: AMS målinger fra Lokalitet 11.

Hos den ene rhyolittlokaliteten (Fig. 5.5) ligger polen til det opprinnelige horisontalplanet rett utenfor konfidensellipsen til k_3 , mens den hos den andre lokaliteten (Fig. 5.6) ligger rett innenfor. I begge tilfellene er konfidensellipsen noe større enn hos de sedimentære bergartene. Identifikasjon av paleohorisontalen og påfølgende beddingkorreksjon er generelt vanskeligere hos vulkanske bergarter enn hos sedimentære bergarter. Grunnen til dette er at man ved identifisering av paleohorisontalen hos vulkanske bergarter i feltet må basere seg på orienteringen til lavasøyler, kjølesprekker, og lavastrømstrukturer. Man antar at strømmingen har vært horisontal, noe som ikke nødvendigvis trenger å være tilfellet, og som da kan føre til at det antatte horisontalplanet ikke alltid avspeiler sann paleohorisontal.

Rhyolittlokalitetene gir stor spredning av k_1 , k_2 og k_3 , som gjør det vanskelig å gjøre tolkninger av fabric. I den grad det er mulig å tyde noe fra resultatene viser maksimumsaksen hos rhyolittene en annen orientering enn hos de tolkbare kalksteins- og sandsteinslokalitetene. De ulike bergartstypene har gjennomgått totalt forskjellige prosesser, da spesielt rhyolittene kontra de sedimentære bergartene, noe som kan gi ulike AMS resultater. I tillegg er rhyolittprøvene hentet et godt stykke fra de andre prøvene, og kan derfor ha vært utsatt for en annen, lokal, sekundær tektonisk influens.



Figur 5.5: AMS målinger fra Lokalitet 16.



Figur 5.6: AMS målinger fra Lokalitet 17.

Det er kun mulig å få tolkbare AMS resultater fra noen få lokaliteter. Disse lokalitetene gir, som vist i figurene, steile minimumsaksler for susceptibiliteten, noe som er konsistent med primær fabric, og som igjen betyr at bergartene ikke er gjennomgående deformerte.

6. DISKUSJON

Resultatene av retningsanalysen viser i hovedsak konsistente troverdige retninger, og en bedre samling enn mange av de tidligere studiene gjort i samme området. I dette kapittelet vil det først bli diskutert ulike faktorer som kan ha påvirket måleresultatene, og deretter hva remanensretningene kan fortelle oss om det tektoniske regimet i regionen.

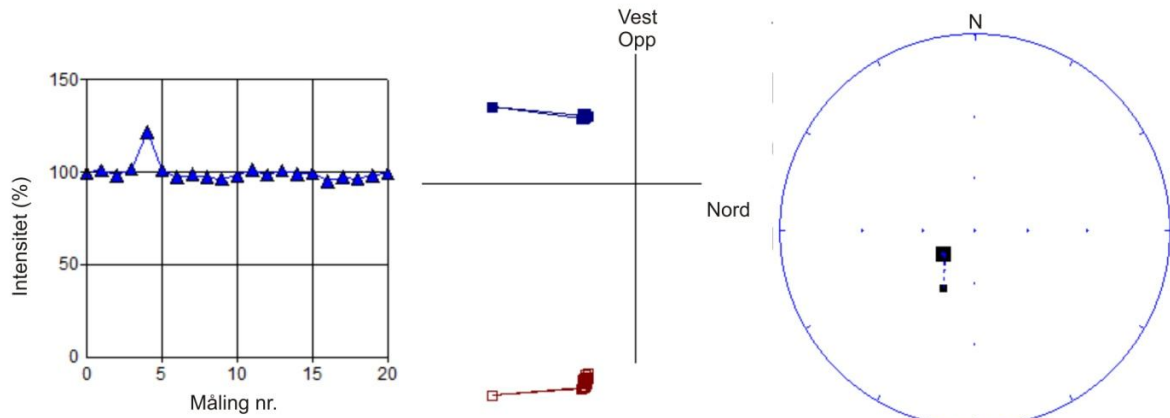
6.1 Troverdigheten av måleresultatene fra svake prøver

Flere av kalksteinslokalitetene som er brukt til å finne middelretninger som danner grunnlaget for retningsanalysen har NRM-intensiteter i størrelsesorden 0.05 mA/m. Dette er svært lave utgangsverdier, og det er derfor på sin plass å undersøke om vi kan forvente troverdige demagnetiseringsresultater fra slike prøver. Her følger derfor en undersøkelse av støygrenser og repeterbarhet for 2G SQUID magnetometeret som ble brukt.

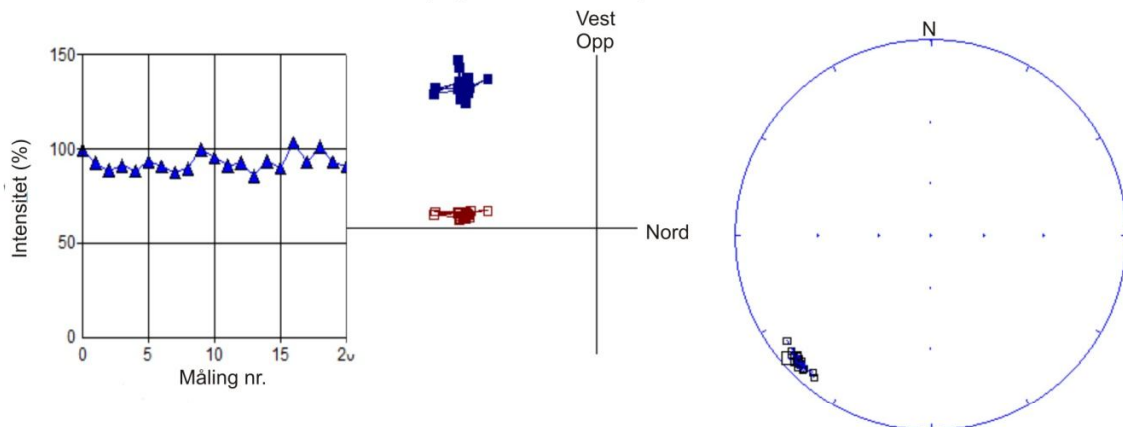
Målinger av tre av de svakeste innsamlede prøvene ble repetert 20 ganger for å sjekke repeterbarheten til instrumentet. Dette var kalksteinsprøver fra lokalitet 2, 13 og 15 med intensiteter på henholdsvis 0.038 mA/m, 0.011 mA/m og 0.02 mA/m. Resultatene vises i Fig. 6.1. Måling nr. 4 av prøven fra lokalitet 2 avviker tydelig fra de andre målepunktene i denne serien, både i intensitet og retning. Dette er mest sannsynlig en feilmåling, og blir derfor ikke tatt med i de videre beregningene.

Standardavviket til vektorlengden for hver av de tre prøvene er relativt konstant; henholdsvis 0.00081, 0.00096 og 0.00070 mA/m fra svakeste til sterkeste prøve. Variasjonen ser altså ut til å være uavhengig av vektorlengde, og vi kan derfor anta at det gjennomsnittlige standardavviket på 0.00082 mA/m gir en indikasjon på instrumentets støygrense. Denne verdien kan så brukes til å gjøre et grovt estimat av vinkelusikkerheten (vinkelen mellom den målte og den "sanne" (støyfrie) vektoren) for forskjellige intensiteter. Vi antar at støyvektoren (S) kan plassere seg vilkårlig i alle retninger. Maksimal "feil" i målingen får vi dersom denne vektoren står vinkelrett på den målte vektoren (Fig. 6.2). Vinkelen (V), mellom "sann" (M) og målt (T) vektor vil da være $V = \tan^{-1}(S/T)$. Denne verdien kan plottes som en kurve i et diagram som en funksjon av vektorintensiteten, T, hvor S er lik det gjennomsnittlige standardavviket, 0.00082 mA/m. På denne måten får vi et estimat av hvordan retningsusikkerheten (i grader) endrer seg med vektorintensiteten (Fig. 6.3)

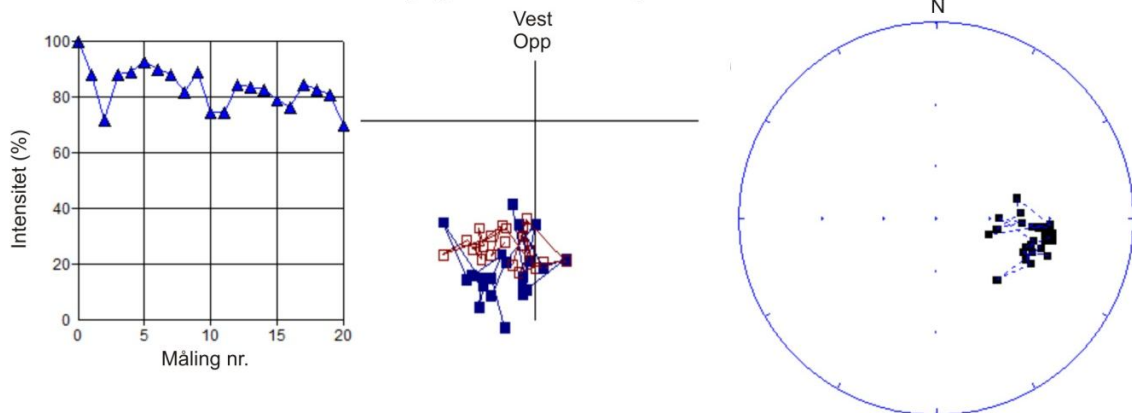
Test av repeterbarhet,
Kalksteinsprøve fra Lok. 2
($M_0 = 0.038 \text{ mA/m}$)



Test av repeterbarhet,
Kalksteinsprøve fra Lok. 15
($M_0 = 0.02 \text{ mA/m}$)

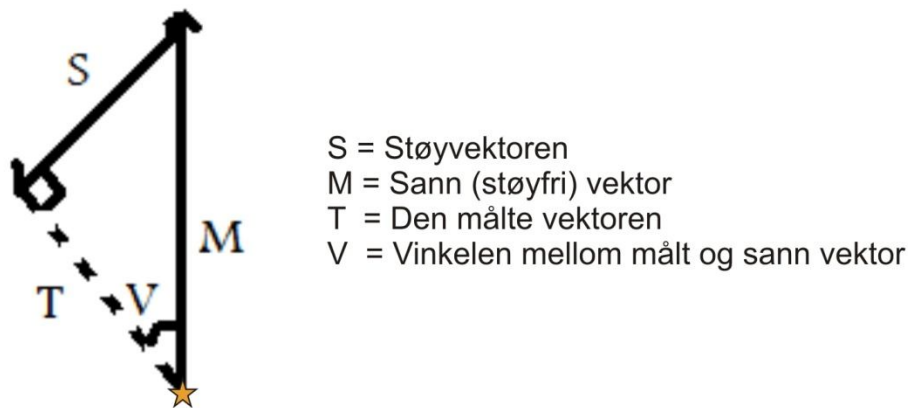


Test av repeterbarhet,
Kalksteinsprøve fra Lok. 13
($M_0 = 0.011 \text{ mA/m}$)



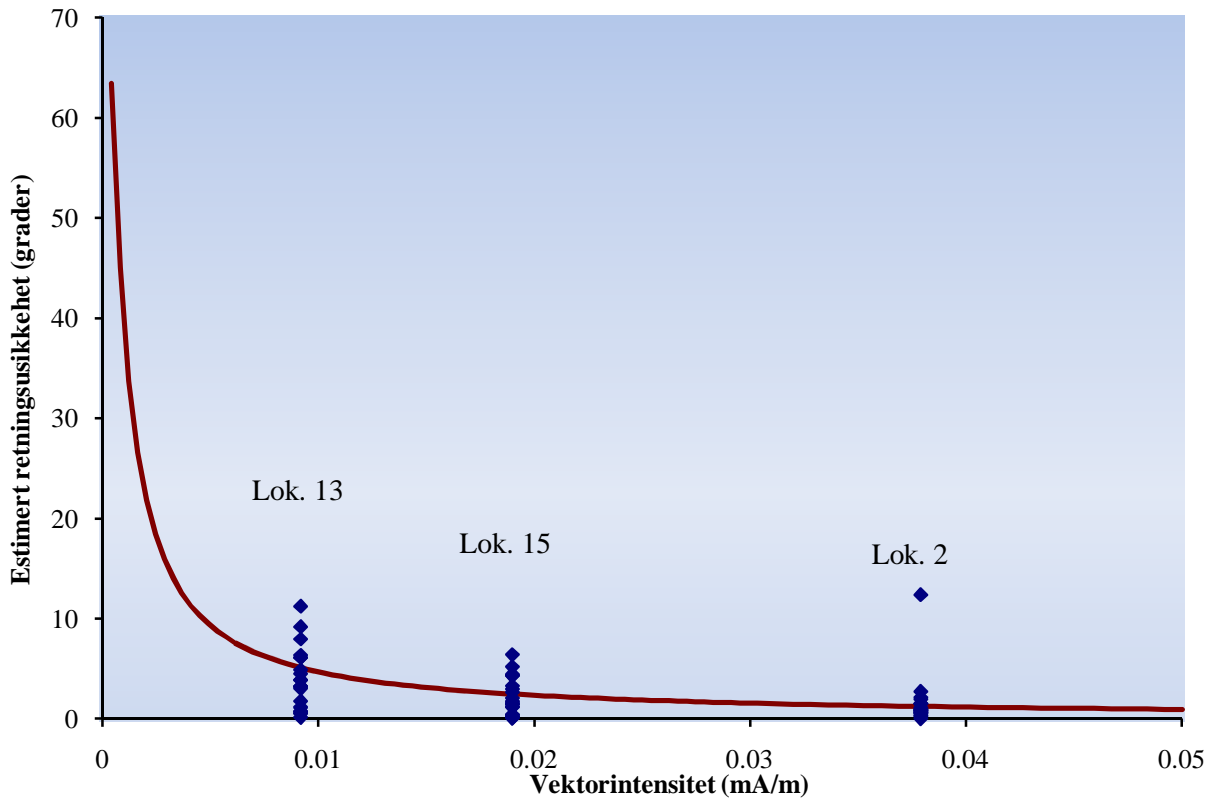
Figur 6.1: Målinger gjort av tre kalksteinsprøver med lav magnetiseringsintensitet for å teste repeterbarheten til SQUID magnetometeret.

De blå punktene i diagrammet på Fig. 6.3 representerer de reelle målte avvikene fra prøvens middelværdi for de 20 separate målingene gjort av hver prøve. Statistisk sett skal 67 % av målingene i en normalfordeling være mindre enn ett standardavvik fra middelet. På figuren tilsvarer det at ca 2/3 av målepunktene skal ligge under kurven, noe som ser ut til å stemme bra. Grafen viser at "normalfeilen" ved måling ikke skal overstige 10 grader før ved intensiteter under 0.005 mA/m, og at feilen er nede i under 1 grad for intensiteter på 0.05 mA/m. Instrumentuavhengig "magnetisk støy" i form av ustabile korn i prøvene som gir remanens i "tilfeldige" retninger på hvert demagnetiseringstrinn er på et tilsvarende lavt nivå i så svake kalksteinsprøver. Det kommer også godt fram av Fig. 6.3 at det ene punktet fra Lok. 2 gir et unormalt avvik, og trolig er en feilmåling.



Figur 6.2: Forholdet mellom støyfri vektor, målt vektor og støyvektoren.

En annen ting som er verdt å merke seg er at retningene til alle tre prøvene i stereonettene (Fig. 6.1) er klart forskjellige. Dette betyr at instrumentet ikke har en signifikant systematisk støyvektor i tillegg til den tilfeldige støyen beskrevet over. En slik systematisk støyvektor ville gjort at punktene fra de tre målingene hadde plassert seg i noenlunde samme område av stereonettet, avhengig av styrken på denne vektoren.



Figur 6.3: Forholdet mellom retningssikkerheten (i grader) og vektorintensiteten. De blå punktene representerer de 20 målingene gjort av prøver fra lokalitet 2, 13 og 15.

6.2 Ulike forklaringsmodeller for remanensretningene

I kontrast til tidligere paleomagnetiske undersøkelser gjort på Karaburunhalvøyen, Uurlablocken, og i områdene nord for Izmir, av Kissel (1986), Isseven (1995), Isseven (2001), Orbay (2000) og Ims (2009) (Fig. 2.11), viser denne studien lite rotasjoner, og relativt god samling av de fleste lokalitetsmidlene. Dette kan forklares ved hjelp av tre ulike hypoteser:

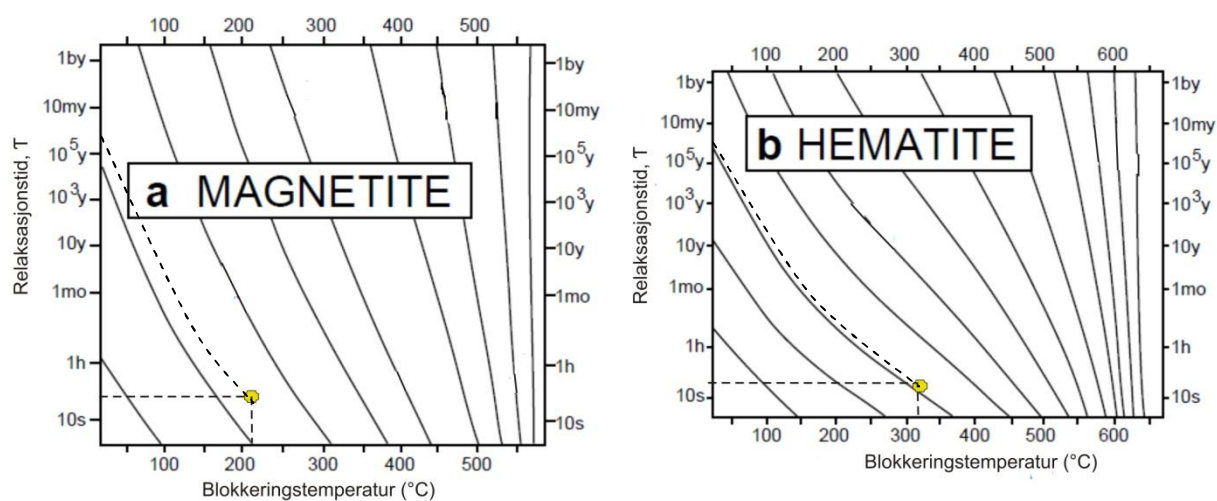
6.2.1 Hypotese I: *Prøvene er gjennomgående remagnetiserte*

Foldtestene ville normalt sett kunne gi oss en god indikasjon på remagnetisering. Remanensretningene ville da sannsynligvis vært godt samlet før utfoldningen, mens det hadde blitt en større spredning etter utfoldning. Siden de tektoniske korreksjonene gjennomgående er moderate, gir ingen av testene en statistisk signifikant endring av spredningen ved utfolding, og er derfor ikke mye til hjelp her (se Fig. 3.17 og 3.19).

Retninger nær dagens felt, og med gjennomgående normal polaritet *kan* være konsistent med en ung remagnetisering. Men det er i denne studien også registrert prøver med reversert

polaritet (se Fig. 3.7 og 3.8) som taler mot denne teorien. Retninger nær dagens felt er dessuten også konsistent med primær magnetisering kombinert med lite rotasjon.

Majoriteten av prøvene viser heller ingen sterke indikasjoner på reoppvarming, sekundære kjemiske hendelser eller gjennomgående deformasjon. Fra seks av lokalitetene viste allikevel enkelte prøver tegn til å inneholde goethitt, som er et sekundært dannet mineral, ved generering av IRM-H- og Lowrie-kurver. Denne komponenten forsvinner ved oppvarming til 100 °C, og gjør det derfor likevel mulig å finne stabile komponenter over denne temperaturen dersom også andre magnetiske mineraler er tilstede. Susseptibilitetsplottene viser stort sett heller ingen signifikante endringer av susceptibiliteten ved økende temperatur. Unntaket er noen få lokaliteter hvor enkelte av prøvene viser en plutselig økning ved rundt 400 °C (Fig. 3.6 og 3.10), som kan skyldes nydanning av sterkere magnetiske faser, som magnetitt. Undersøkelser av AMS viste også at det var relativt lav grad av anisotropi, og en primær bedding fabric ser ut til å være bevart, noe som tyder på at prøvene ikke har vært utsatt for stor grad av gjennomgående deformasjon.



Figur 6.4: Blokkeringsdiagram for magnetitt og hematitt. De heltrukkede linjene i diagrammene knytter sammen relaksasjonstider og tilhørende blokkeringstemperaturer som kan avblokkere ("nullstille") den opprinnelige magnetiseringen i en samling magnetiske korn. Diagrammene er i utgangspunktet beregnet for SD-korn. I denne studien ble det brukt en demagnetiseringstid på 20 minutter for å demagnetisere prøvene. Modifisert fra Pullaiah m.fl. (1975).

Et annet viktig argument som taler mot remagnetisering, er at både kalksteiner, sandsteiner og rhyolitter, med vidt forskjellig mineralogi og blokkeringstemperaturer, alle viser de samme retningene. Det er lite trolig at en "usynlig" remagnetiseringsmekanisme ville virket like godt på alle disse bergartstypene. Det meste av remanensen i prøvene er båret av magnetitt og hematitt. Dersom man ser på blokkeringsdiagrammene laget av Pullaiah m. fl. (1975) (Fig.

6.4), ser man at den maksimale blokkeringstemperaturen for en ren VRM dannet i dagens felt siden forrige feltreversering, for 780 000 år siden, er på rett over 200 °C for magnetitt og på rett over 300 °C for hematitt. Blokkeringstemperaturene til de stabile komponentene fra lokaliteter dominert av magnetitt og hematitt funnet fra retningsanalysen er høyere enn disse. VRM vil derfor teoretisk sett ikke alene kunne ha dannet de stabile komponentene benyttet til å finne remanensretningene.

6.2.2 Hypotese II: Resultater fra undersøkelser gjort på kalksteiner gir mer pålitelige retninger enn tidligere undersøkelser som nesten utelukkende er utført på vulkanske bergarter

Selv om kvaliteten og konsistens av retningene i vulkanske bergarter gjennomgående vil være høyere enn i sedimentene, på grunn av et sterkere magnetisk signal, så er tektonisk korreksjon ved hjelp av beddingplanene i sedimenter mer pålitelig enn korreksjoner i de vulkanske bergartene. Grunnen til dette er som nevnt i Kapittel 5 at man ved målinger av strøk og fall hos vulkanske bergarter i feltet må basere seg på orienteringen til søyler, kjølesprekker, og flow-strukturer. Man antar at strømmingen har vært horisontal, noe som ikke nødvendigvis trenger å være tilfellet, som igjen kan føre til at det antatte horisontalplanet ikke alltid avspeiler sann paleohorisontal. Et problem i Ims (2009) sitt arbeid er at de vulkanske bergartene generelt har en mye større tektonisk korreksjon enn kalksteinene med mer pålitelige bestemmelser av fall.

Dersom kalksteinene er avsatt langsomt, og i tillegg har vært utsatt for pDRM-effekter, vil de dessuten ha remanensretninger dannet over lang nok tid til å utmidle sekularvariasjoner. Remanensretningene faller da sammen med det gjennomsnittlige aksiale dipolfeltet som var tilstede i perioden da kalksteinen ble avsatt. Hurtigstørknede vulkanske bergarter vil derimot kunne gi øyeblikksavlesninger ("spot readings") av feltet, og derfor en større spredning av retninger.

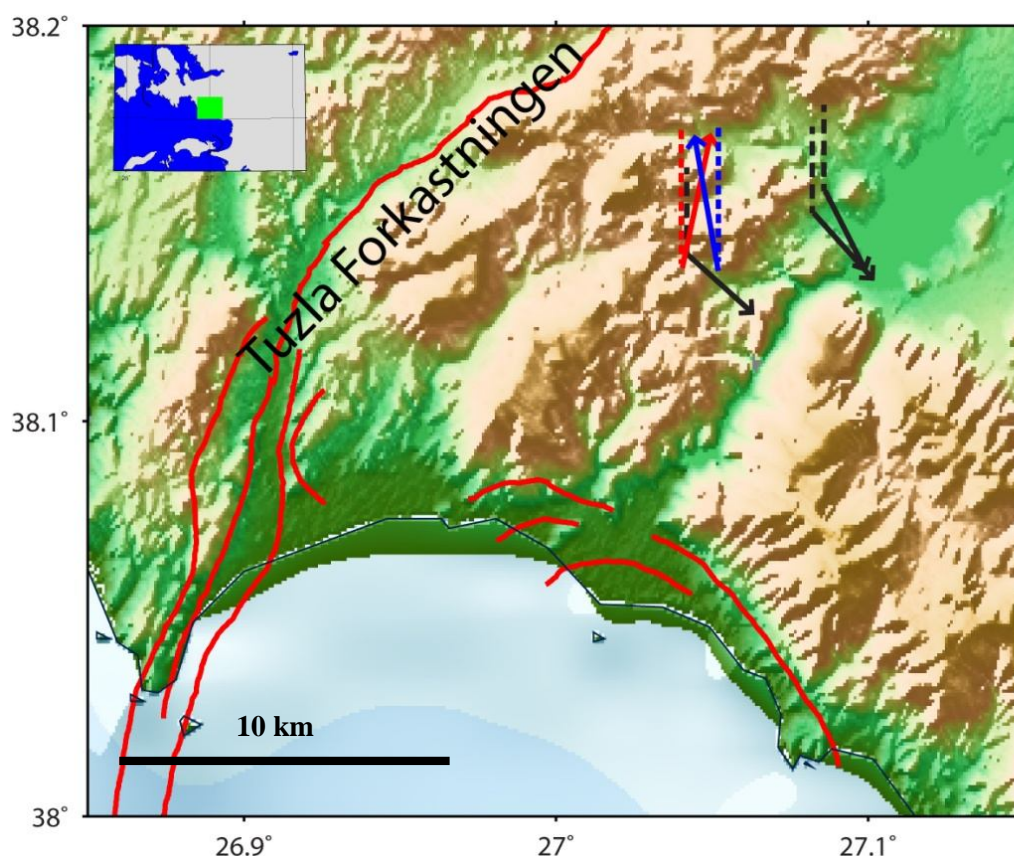
6.2.3 Hypotese III: Både resultatene i denne studien og tidligere studier utført på vulkanske bergarter gir i hovedsak pålitelige primære retninger

Lokalitetene i denne studien befinner seg mellom Karaburunhalvøya, hvor det i tidligere studier er funnet signifikante rotasjoner med klokken (Ims, 2009; Kissel, 1986; Orbay, 2000), og området nord for Izmir, mellom Izmir og Bergama, hvor studier har vist rotasjoner mot klokken (Kissel, 1986). Det er derfor tenkelig at remanensretningene utledet i dette studiet viser en orientering som er et naturlig resultat av en kontinuerlig endring i rotasjon fra

Karaburunhalvøyen i vest til områdene nord for Izmir. Rotasjonen kan også ha vært oppdelt mellom flere blokker. Denne teorien vil bli beskrevet ved hjelp av en "tannhjulmodell" senere i kapittelet (Fig. 6.10)

6.3 Rhyolittområdet sør for Yenikø

Remanensretningene til rhyolittprøvene hentet i denne studien bekrefter ikke retningene Ims (2009) fikk fra rhyolittene i samme område (Fig. 6.5). Rhyolittprøvene i denne studien er derimot konsistente med kalksteinsprøvene og sandsteinsprøvene fra denne studien og fra Ims sin tidligere studie på kalksteiner i det samme området.



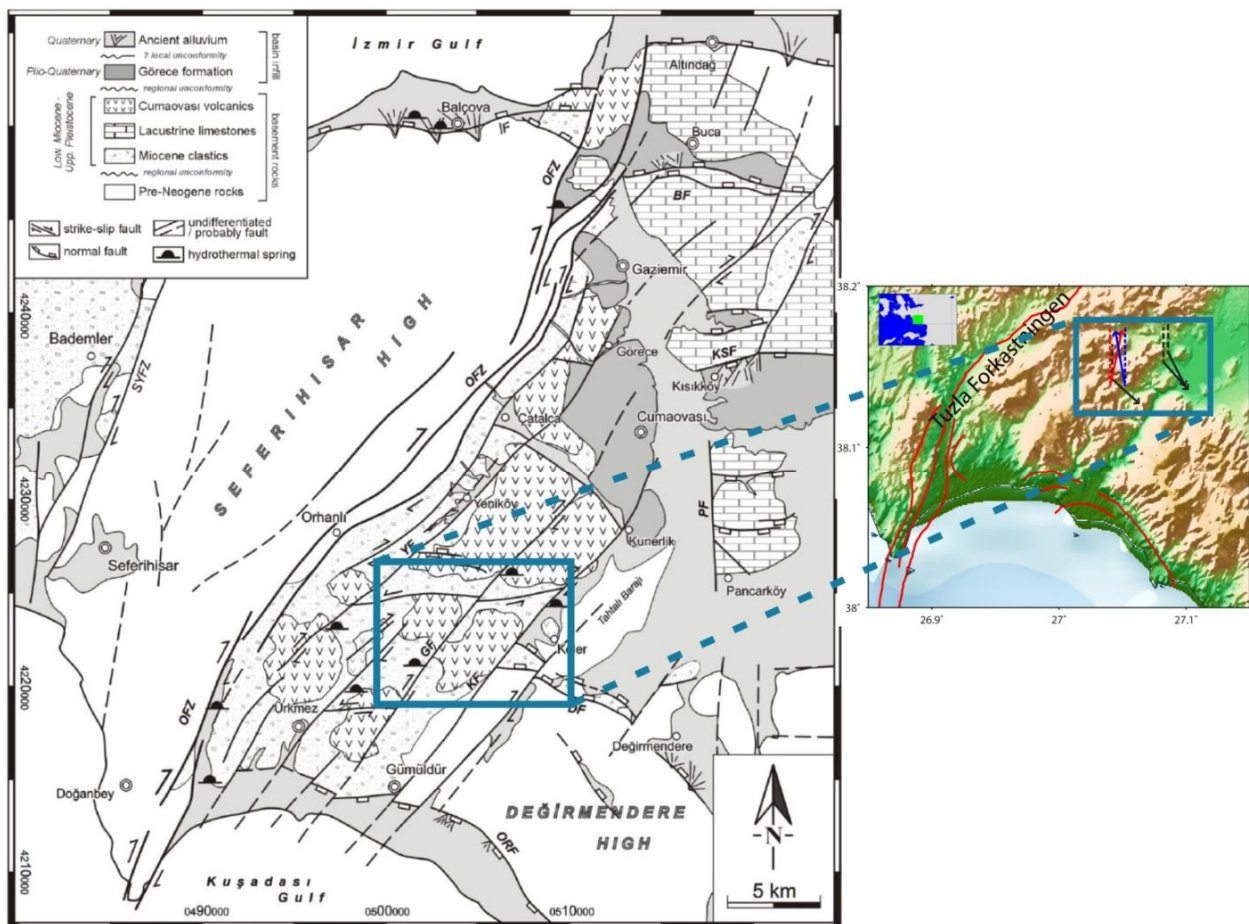
Figur 6.5: Rotasjonene funnet fra rhyolittlokalitetene. Sorte piler representerer Ims (2009) sine retninger, mens rød og blå pil representerer rotasjonene funnet fra henholdsvis Lok. 16 og 17 i denne studien.

Det kan være flere mulige svar på hvorfor rhyolittene viser forskjellige retninger:

I) *Både Ims (2009) og denne studien viser riktige retninger på rhyolittene*

Dersom denne teorien stemmer impliserer det store lokale rotasjonsforskjeller, noe som må bety at det finnes mange små separate blokker i dette området. Tuzlaforkastningen gjør en

sving rett nord for området, som gjør at den her går fra å ha en høyrelateral strøkbevegelse til i tillegg å ha ekstensjonsbevegelse ("transtensjon") (Fig. 2.6, 6.5 og 6.6). Dette gjør at det er en svært komplisert tektonikk, med flere separate småforkastninger her (Fig. 6.6) (Uzel, 2007). En mulig forklaring på forskjellen i retninger kan derfor være at målingene fra denne studien og målingene til Ims (2009) er tatt på hver sin side av en av disse småforkastningene.



Figur 6.6: Uzel (2007) hevder at området sør for Yeniköy, hvor rhyolittlokalitetene i denne studien, og tre av rhyolittlokalitetene i Ims (2009) sin studie ligger, er preget av en rekke separate småforkastninger. Det innrammede området viser hvor prøvene er hentet.

Et problem er derimot at Ims (2009) har fått svært avvikende inklinasjonsvinkler på to av de tre lokalitetene i området. Dersom magnetiseringen er primær, er den forventede inklinasjonsvinkelen her på rundt 57° ($I = \tan^{-1}(2 * \tan 38^\circ)$). Dette stemmer bra overens med målingene gjort i denne studien, som viser ukorrigerede inklinasjonsvinkler på 51° og 56° . Korreksjon basert på søyleorienteringer øker forskjellen mellom lokalitetene, og midlere inklinasjon blir da henholdsvis 62° og 43° . Ims (2009) sine korrigerede inklinasjonsvinkler fra to av rhyolittlokalitetene (Lok. 12 og 14) er på hele 75° og 80° .

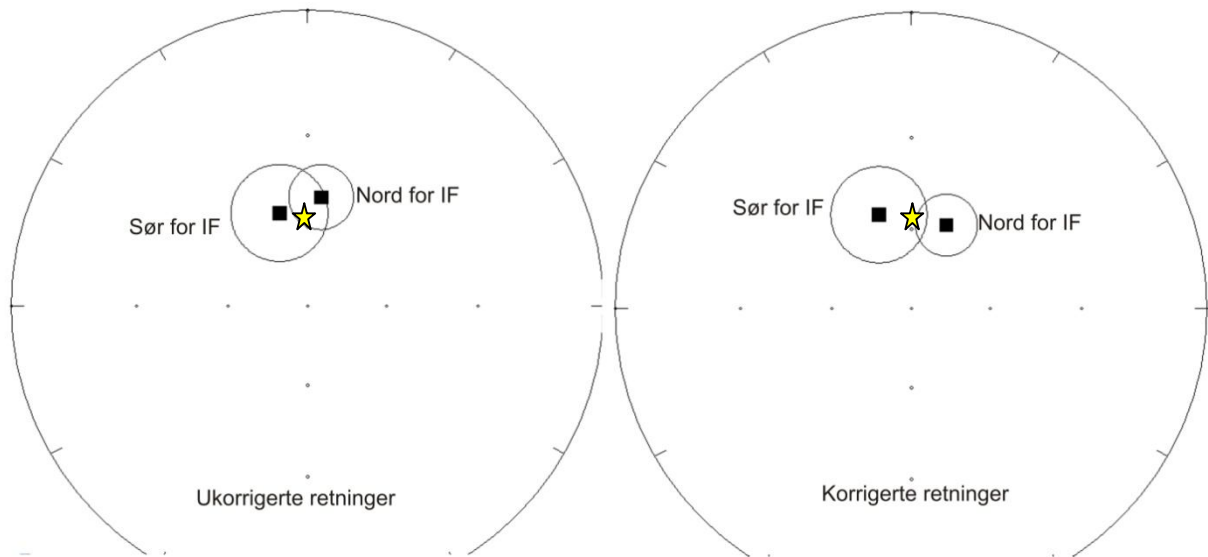
II) *Det er kun rhyolittprøvene i denne studien som viser riktige (primære) retninger*

Denne hypotesen innebærer at retningene funnet av Ims (2009) ikke reflekterer feltet ved dannelsen. Dette kan være vanskelig å begrunne siden retningene er så veldefinerte og samlede. Det kan likevel, selv om dette er lite trolig, ha skjedd feil ved orientering av prøvene i felten, eller under laboratoriearbeidet, som gjør at det har blitt så avvikende retninger.

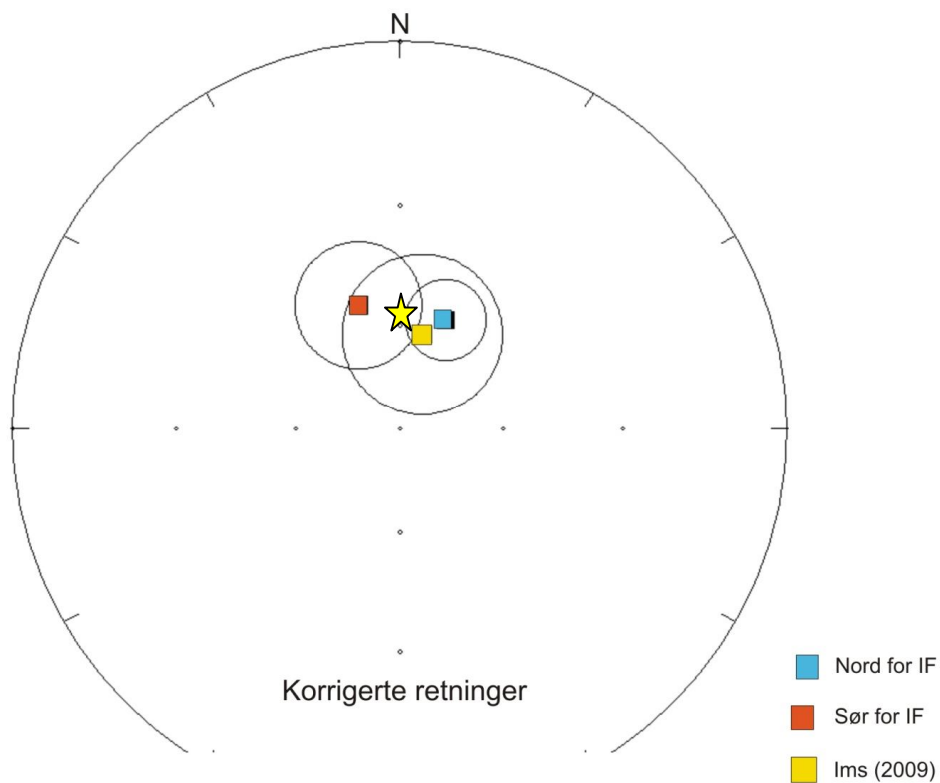
Et annet poeng som kan være med på å forklare hvorfor Ims (2009) har så avvikende rhyolittretninger i forhold til retningene funnet i denne studien, er at mineralkornene i prøvene hans var mindre, og forskjellige fra rhyolittprøvene i denne studien. Ims (2009) sine prøver inneholdt korn som hadde diametre på 2.5 μm og mindre, mens det i denne studien er flere prøver som inneholder korn med diametre på opptil 200 μm . Det at kornene er så forskjellige kan også ha ført til at de har reagert ulikt på sekundære prosesser. Mindre korn med et større overflate/volumforhold gir bedre tilgang på oksygen, noe som kan medføre en mer omfattende sekundær lavtemperaturoksidasjon, som igjen *kan* svekke overlevelsessevnen til den primære remanensen. En sekundær remanens gir allikevel heller ingen god forklaring på de avvikende inklinasjonsvinklene, siden også denne remanensen burde ha reflektert retningen til et ("yngre") jordfelt.

6.4 Videre analyse av antatt primære retninger, og tektoniske implikasjoner

Som vist i Kapittel 3, gir Watson testen en statistisk signifikant forskjell mellom de korrigerede middelretningene funnet i denne studien, nord og sør for Izmirforkastningen, men ingen av dem er signifikant forskjellige fra dagens felt (Fig. 6.7). Dersom man også inkluderer Ims (2009) sin middelretning for kalksteinene hentet vest for Tuzlaforkastningen (mellom Tuzlaforkastningen og Gülbahceforkastningen), viser ikke denne en statistisk signifikant forskjell fra noen av middelretningene til kalksteinene funnet i denne studien. Konfidenssirkelen rundt Ims (2009) sin middelretning er så stor at begge middelretningene fra denne studien faller innenfor (Fig. 6.8).

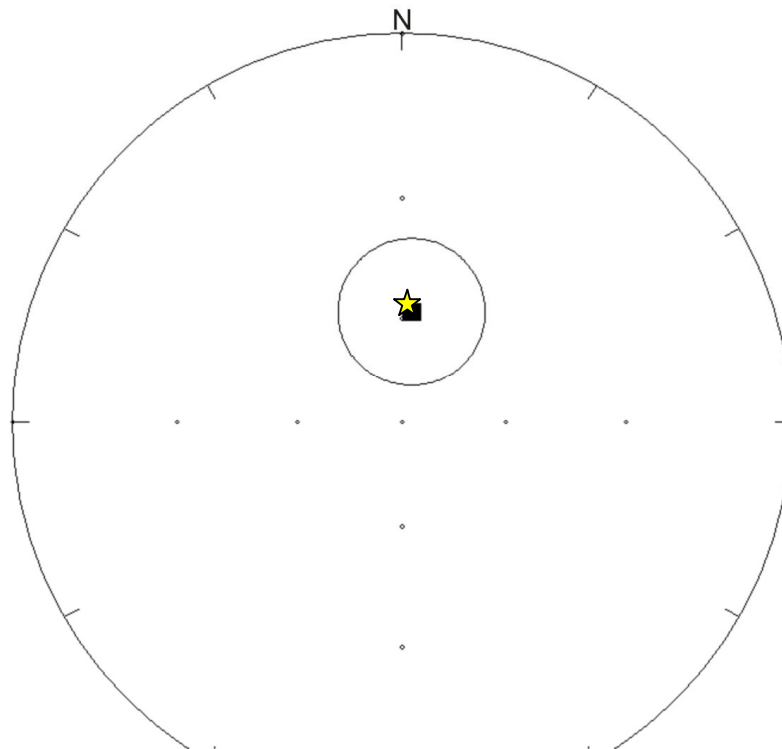


Figur 6.7: Sammenligning av ukorrigerete og korrigerete middelretninger funnet nord og sør for Izmirforkastningen.



Figur 6.8: Middelretningene funnet nord og sør for Izmirforkastningen, sammenlignet med Ims (2009) sine kalksteinsretninger hentet vest for Tuzlaforkastningen og dagens felt (gul stjerne).

Dersom man finner gjennomsnittet mellom kalksteinsretningene fra denne studien og Ims (2009) sine kalksteinsretninger, får man en gjennomsnittsretning som viser så godt som ingen rotasjon, og ligger tett opp i mot retningen på dagens dipolfelt i dette området (Fig. 6.9).

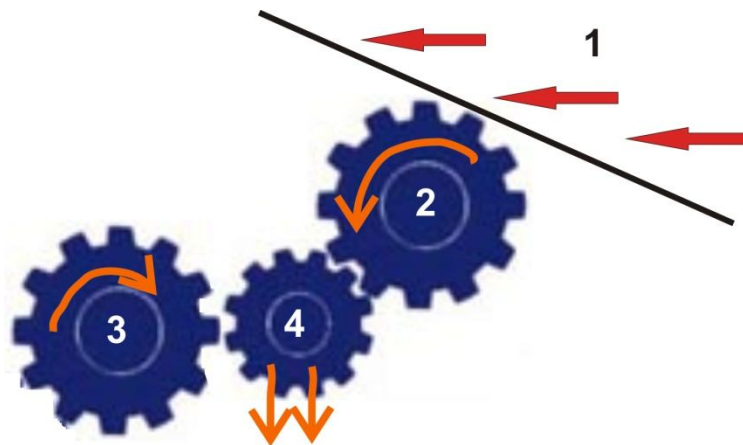


Figur 6.9: Gjennomsnittet av kalksteinsretningene funnet i denne studien og Ims (2009) sine kalksteinsretninger funnet vest for Tuzlaforkastningen, sammenlignet med dagens felt (gul stjerne).

Tidligere paleomagnetiske studier i området rundt Izmir har vist at remanensretningene funnet på linje med, og rett nord for øyen Lesbos viser samlede og konsistente remanensretninger som peker mot nord. Lenger sør er retningene mer spredt, og viser rotasjoner med klokken vest for Izmir, mens retningene nordøst for byen viser rotasjoner mot klokken (Fig. 2.11). Grensen mellom de konsistente nordoverpekende retningene og retningene som viser større rotasjoner, ser ut til å gå et sted rett nord for Izmirbukten. Denne grensen faller bra sammen med mikroplategrensen foreslått av Nyst og Thatcher (2004) fra GPS-studier av Egeerhavsområdet (se grense mellom den Anatoliske platen og Egeerhavsplaten, Fig. 2.5). Platebevegelsen går her fra å være vestoverorientert til å bli mer sørgående. Man antar at det tektoniske regimet som var gjeldende i regionen da bergartene målt i denne studien ble dannet (Miocen), fortsatt er gjeldende i dag. Det er derfor fullt forsvarlig å sammenligne tektoniske grenser funnet fra paleomagnetiske undersøkelser med grenser funnet fra GPS-studier.

Studien er gjort i et område med svært kompleks tektonikk. GPS-målinger har vist at platebevegelsen akkurat i denne regionen går fra å være vestoverorientert til å bli sør-vest orientert (Fig. 2.4). Siden den litosfæriske platen er rigid skjer ikke denne overgangen i en

kontinuerlig bevegelse, og det må rimeligvis foregå en hel masse kompleks deformasjon og forflytting av blokker akkurat her i ”hengselssonen” hvor platebevegelsen endrer retning. Denne komplekse tektonikken oppstod trolig da den Nord-Anatoliske forkastningen bredte seg vestover langs den Anatoliske platen. Forkastningen nådde Marmarahavet så sent som for 200 000 år siden, men en bred sone med skjærrelatert deformasjon i området var allerede oppstått sent i Miocen (Sengör m.fl., 2005). Hvorfor retningene utledet i denne studien allikevel viser konsistente retninger uten tegn til særlig rotasjon kan muligens forklares ved hjelp av en ”tannhjulmodell” (Fig. 6.10). 1. representerer sentrale deler av Anatoliaplatten, som beveger seg vestover. 2 representerer områdene nord for Izmir, mellom Izmir og Bergama, hvor det er funnet rotasjoner mot klokken. 3 representerer Karaburunhalvøyen, hvor remanensretningene viser rotasjoner med klokken. Tannhjulet i midten, 4, representerer da områdene hvor prøvene fra denne studien, og kalksteinene fra Ims (2009) sin studie er hentet. Modellen er tektonisk sett realistisk (Kuvvet Atakan, pers. kom., 2010), og hjelper oss å bedre forstå hvordan det er mulig at noen blokker kan bevege seg i en relativt rett linje sørover, uten signifikante rotasjoner.



Figur 6.10: ”Tannhjulmodell”. 1- Sentrale deler av Anatolia. 2- Området mellom Izmir og Bergama. 3- Karaburunhalvøyen. 4- Områdene rett nord for og sør for byen Izmir, hvor bergartsprøvene i denne studien er hentet. Sammenlign med Fig. 2.11.

7. KONKLUSJON

I denne studien ble det gjort paleomagnetiske undersøkelser, hovedsakelig av kalksteinsprøver men også av enkelte sandsteins- og rhyolittprøver, i området rundt Izmir for å finne ut om det har vært signifikante blokkrotasjoner siden bergartenes dannelse i Miocen. Følgende konklusjoner kan trekkes ut fra resultatene utledet i studien:

- Kalksteinene har generelt lave magnetiseringsintensiteter, men gir allikevel konsistente retninger, inkludert enkelte prøver med reversert magnetisering, som taler mot remagnetisering.
- De Miocene kalksteinene viser generelt sett mer konsistente retninger og indikerer mindre rotasjoner enn tidligere paleomagnetiske studier, som hovedsakelig er utført på vulkanske bergarter i denne regionen. Dersom man antar at remanensretningene er primære, kan dette resultatet skyldes at prøvene er hentet i et mindre område som hovedsakelig ser ut til å bevege seg rett sør, uten signifikante rotasjoner. Sandsteinsprøvene og rhyolittprøvene målt i denne studien bekrefter også remanensretningene funnet fra kalksteinene.
- Den magnetiske mineralogien viser ingen sterke indikasjoner på reoppvarming, sekundære kjemiske hendelser eller gjennomgående deformasjon. Seks prøver viser allikevel antydning til å inneholde goethitt, men denne komponenten forsvinner før reoppvarming til 100 °C. Det har derfor sannsynligvis ikke mye å si for retningsanalysen, som for det meste baserer seg på stabile komponenter funnet over denne temperaturen.
- AMS-målinger gjort i studien gir kun tolkbare resultater fra noen få lokaliteter. Disse lokalitetene gir allikevel steile minimumsakser for susceptibiliteten, noe som er konsistent med primær fabric, og som igjen betyr at bergartene ikke er gjennomgående deformerte.
- Studieområdet er preget av en svært kompleks tektonikk, som er vanskelig å kartlegge og forstå. Flere, både paleomagnetiske-, GPS-, og seismologiske undersøkelser bør utføres i området for å få et klarere bilde av det tektoniske regimet her.

8. REFERANSER

- Ade-Hall, J.M., Palmer, H.C., og Hubbard, T.P. (1971). The magnetic and opaque petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24(2), 137-174.
- Akimoto, T., Kinoshita, H., og Furuta, T. (1984). Electron probe microanalysis study on processes of low-temperature oxidation of titanomagnetite. *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2), 263-278.
- Aktug, B.I., og Killiçoglu, A. (2006). Recent crustal deformation of Izmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field. *Journal of Geodynamics*, 41(5), 471-484.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., og Mitchell, J.G. (2000). Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 67-95.
- Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A., og Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, 126(1), 11-53.
- Atakan, K. (2006). Aramis draft document: Earthquake Potential in Western Anatolia and the Associated Risk Assessment and Mitigation in Izmir and its Surroundings (ARAMIS). UiB, Bergen., 10 pp.
- Ayhan, M.E., Demir, C., Lenk, O., Kilicoglu, A., Altiner, Y., Barka, A.A., Ergintav, S., og Ozener, H. (2002). Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 216.
- Barka, A., og Reilinger, R. (1997). Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annals of Geophysics*, 40(3).
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst*, 4(3), 1027.
- Bjerrum, L. (2007). *Ground Motion Simulations for Izmir, Turkey, Based on Earthquake Rupture Scenarios*. Unpublished Master Thesis, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Borsi, S., Ferrara, G., Innocenti, F., og Mazzuoli, R. (1972). Geochronology and petrology of recent volcanics in the eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). *Bulletin of Volcanology*, 36(3), 473-496.

- Bozkurt, E. (2003). Origin of NE-trending basins in western Turkey. *Geodinamica Acta*, 16(2-6), 61-81.
- Bozkurt, E., og Mittwede, S. (2001). Introduction to the geology of Turkey—a synthesis. *International Geology Review*, 43(7), 578-594.
- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Boston: Blackwell Scientific.
- Cañón-Tapia, E. (1994). Anisotropy of magnetic susceptibility parameters: Guidelines for their rational selection. *Pure and Applied Geophysics*, 142(2), 365-382.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., og Ashkenazi, V. (1998). Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements the interval 1989-1997. *Geophysical Journal International*, 135(1), 195-214.
- Cocard, M., Kahle, H.G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., og Billiris, H. (1999). New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 39-47.
- Cogné, J.P. (1987). TRM deviations in anisotropic assemblages of multidomain magnetite. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91(3), 1013-1023.
- Collins, A.S., og Robertson, A.H.F. (1998). Processes of Late Cretaceous to Late Miocene episodic thrust-sheet translation in the Lycian Taurides, SW Turkey. *Journal of Geological Society*, 155(5), 759.
- Day, R., Fuller, M., og Schmidt, V.A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4), 260-267.
- Dewey, J.F. (1988). Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., og Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84(10), 3137.
- Emre, Ö., Dogan, A., Özalp, S., Yildirim, C. (2005). 17 Ekim 2005 Sigacik (Izmir) Depremleri Ön Degerlendirme Raporu. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü*, 8.
- Fairhead, J.D., og Wilson, M. (2005). Plate tectonic processes in the South Atlantic Ocean: Do we need deep mantle plumes? *Geological Society of America Special Papers*, 388, 537.

- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R., Passchier, C.W., og Güngör, T. (2001). An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology*, 29(7), 611.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., og Haines, J. (2002). The continuity of active fault systems in Greece. *Geophysical Journal International*, 148(3), 596-618.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., og Tatar, O. (2003). Neotectonic deformation in the western sector of tectonic escape in Anatolia: palaeomagnetic study of the Afyon region, central Turkey. *Tectonophysics*, 374(1-2), 57-79.
- Ims, M.A. (2009). *Paleomagnetisk bestemmelse av lokale blokkrotasjoner ved Izmir, Tyrkia*. Unpublished Masteroppgave, Universitetet i Bergen, Bergen.
- Inci, U. (2002). Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 51(1), 1-29.
- Isikev, A.K. (Cartographer). (2002). *Geological map of Turkey (Izmir)*
- Isseven, T. (1995). *Kuseybatı Anadolu'nun tektonigi ve paleomanyetik sonuclar*. ITÜ Fen Bilimleri Enst.
- Isseven, T. (2001). *Bati Anadolu'nun neotektonik rejiminin paleomanyetik calismalarla incelenmesi*. Unpublished Doctoral thesis.
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79(3-4), T63-T67.
- Jelinek, V., og Kropá ek, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50-62.
- Kirschvink, J.L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62(3), 699-718.
- Kissel, C. (1986). *Apport Du Paleomagnetisme A La Comprehension De L'evolution Geodynamique Tertiare Du Domanie Egeen De L'epire A L'anatolie Occidentale. Le Grade De Docteur Es Sciences, A L'universite De Paris Sud Center D'orsay*.
- Kissel, C., Laj, C., Poisson, A., og Görür, N. (2003). Paleomagnetic reconstruction of the Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 362(1-4), 199-217.
- Kissel, C., Laj, C., Senqör, A.M.C., og Poisson, A. (1987). Paleomagnetic evidence for rotation in opposite senses of adjacent blocks in northeastern Aegea and western Anatolia. *Geophysical Research Letters*, 14, 907-910.

- Kocyigit, A.L.Y., Yusufodlu, H., og Bozkurt, E. (1999). Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society*, 156(3), 605-616.
- Kotzev, V., Nakov, R., Burchfiel, B.C., King, R., og Reilinger, R. (2001). GPS study of active tectonics in Bulgaria: results from 1996 to 1998. *Journal of Geodynamics*, 31(2), 189-200.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., og Veis, G. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. geophys. Res.*, 100(12), 675-612.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2), 159-162.
- Løvlie, R. (1994). Magnetomineralogi: Et forelesningshefte. Institutt for den faste jords fysikk, UiB.
- Løvlie, R. (2008). Geof280, Øvelse 6: Ore Microscopy. Institutt for Geovitenskap, UiB.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., og Kahle, H. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 105(B3), 5695-5720.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., og Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155(1), 126-138.
- McElhinny, M.W. (1964). Statistical significance of the fold test in paleomagnetism *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, 8, 338-340.
- McElhinny, M.W., og McFadden, P.L. (2000). *Paleomagnetism: Continents and oceans*. San Diego: Academic Press.
- McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30(2), 109-185.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55(1), 217-254.
- McKenzie, D., og Jackson, J. (1983). The relationship between strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(1), 182-202.

- Meade, B.J., Hager, B.H., McClusky, S.C., Reilinger, R.E., Ergintav, S., Lenk, O., Barka, A., og Ozener, H. (2002). Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 208.
- Meijer, P.T., og Wortel, M.J.R. (1997). Present-day dynamics of the Aegean region: a model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics*, 16(6), 879-895.
- Nagata, T. (1961). *Rock magnetism*. Tokyo: Maruzen Co.
- Nyst, M., og Thatcher, W. (2004). New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. geophys. Res*, 109, 23.
- Okay, A.I., og Satir, M. (2000). Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, 137(05), 495-516.
- Okay, A.I., og Tüysüz, O. (1999). Tethyan sutures of northern Turkey. *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*, 156, 475–515.
- Orbay, N., Sanver, M., Hisarlı, M., Isseven, T., Ozep, F. (2000). Karaburun Yarımadasının paleomagnetizması ve tectonik evrimi. *Bati Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu kitabı*, 59-67.
- Piper, J.D.A., Gürsoy, H., Tatar, O., Beck, M.E., Rao, A., Ko bulut, F., og Mesci, B.L. (2009). Distributed neotectonic deformation in the Anatolides of Turkey: A palaeomagnetic analysis. *Tectonophysics*, 488(1-4), 31-50.
- Pucci, S., Masana, E., Santanach, P. (2007). Early field survey along active faults surrounding the city of Izmir: exploring possibilities. EPIWA Project Report., 1-12.
- Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L., og Dunlop, D.J. (1975). Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(2), 133-143.
- Sengör, A.M.C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. *Geological Society London Special Publications*, 28(1), 575.
- Sengör, A.M.C., Görür, N., og Saroglu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Strike-slip faulting and Basin formation*, 37, 227–264.
- Sengör, A.M.C., Tüysüz, O., Imren, C., Sakinç, M., Eyidogan, H., Görür, N., Le Pichon, X., og Rangin, C. (2005). The North Anatolian fault: a new look. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 33, 37–112.

- Sengör, A.M.C., og Yilmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75(3-4), 181-190.
- Seyitoglu, G., og Scott, B. (1991). Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geological Magazine*, 128(2), 155.
- Seyitoglu, G., og Scott, B.C. (1992). The age of the Buyuk Menderes Graben (West Turkey) and its tectonic implications. *Geological Magazine*, 129(2), 239.
- Seyitoglu, G., og Scott, B.C. (1996). The age of the Alasehir graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, 31, 1-12.
- Seyitoglu, G., Tekeli, O., ÇEmen, I., Sen, S., og Isik, V. (2002). The role of the flexural rotation/rolling hinge model in the tectonic evolution of the Alasehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139(01), 15-26.
- Stephenson, A. (1981). Gyromagnetic remanence and anisotropy in single-domain particles, rocks, and magnetic recording tape. *Philosophical Magazine Part B*, 44(6), 635-664.
- Tapirdamaz, M.C., Alparslan, E., Yüce, H. (2006). CBS Ortamında Türkiye Paleomanyetizma Veri Katologu (Turkey's Paleomagnetism Data Catalog in GIS Environment. *Cografî Bilgi Sistemleri Bilisim Günleri*, 13-16.
- Taymaz, T., Jackson, J., og McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106(2), 433-490.
- ten Veen, J.H. (2004). Extension of Hellenic forearc shear zones in SW Turkey: the Pliocene-Quaternary deformation of the Ee Çay Basin. *Journal of Geodynamics*, 37(2), 181-204.
- Uzel, B. (2007). The first record of Quaternary pull-apart basin in western Anatolia: The Cumaovasi Basin, Izmir. 24.
- Walderhaug, H. (2008a). Geof280, Exercise 3: Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS). Institutt for Geovitenskap, UiB.
- Walderhaug, H. (2008b). Geof280, Exercise: Hysteresis- and Isothermal remanent magnetization curves. Institutt for Geovitenskap, UiB.
- Watson, G.S. (1956). A test for randomness of directions. *Geophysical Journal International*, 7(s4), 160-161.
- Yilmaz, Y., Genç, S.C., Gürer, F., Bozcu, M., Yilmaz, K., Karacik, Z., Altunkaynak, S., Elmas, A., Bozkurt, E., og Winchester, J.A. (2000). Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area.