



Universitetet
i Stavanger

DET TEKNISK-NATURVITENSKAPELIGE FAKULTET

BACHELOROPPGAVE

Studieprogram/spesialisering: Geovitenskap - Bachelorstudium i ingeniørfag	Vårsemesteret, 2022 Åpen
Forfatter: Lars Erik Berland (signatur forfatter)
Fagansvarlig: Alejandro Escalona Varela Veileder(e): Carita Augustsson	
Tittel på bacheloroppgaven: Geomorfologisk effekt på sedimentær sammensetning i den permiske Rotliegend-gruppen i Nordsjøen	
Studiepoeng: 20	
Emneord: Perm Rotliegend-gruppen Nordsjøen Facies Sedimentær sammensetning	Sidetall: 37 + vedlegg/annet: 14 Stavanger, 15.05.22 dato/år

**Geomorfologisk effekt på sedimentær sammensetning i den
permiske Rotliegend-gruppen i Nordsjøen**

Av

Lars Erik Berland

BACHELOROPPGAVE

UNIVERSITETET I STAVANGER

MAI 2022

Anerkjennelser

Jeg vil først og fremst takke veilederen min, professor Carita Augustsson, for gode og konstruktive tilbakemeldinger på oppgaven min.

Jeg ønsker også å takke Oljedirektoratet for at de har lånt meg tynnslipene og lokaler til kjernevisning, slik at oppgaven min kunne bli realisert.

Jeg vil også takke Ann Michelle van Achterberg for gode samtaler og godt samarbeid gjennom hele løpet.

Jeg vil også takke andre medstudenter for alt det kjekke vi har funnet på i løpet av semesteret.

Til slutt vil jeg takke familie og venner for god støtte gjennom hele prosessen og gjennom studieløpet generelt.

Innholdsfortegnelse

Abstrakt	5
Introduksjon	6
Geologisk bakgrunn	8
Metoder	10
Resultater	11
Brønn 15/9-9	11
Brønn 17/4-1	14
Brønn 25/10-2R	17
Brønn 16/2-13A	21
Diskusjon	23
Tolkning av brønn 15/9-9	23
Tolkning av brønn 17/4-1	25
Tolkning av brønn 25/10-2R	27
Tolkning av brønn 16/2-13A	28
Regional-geologisk tolkning	29
Konklusjon	33
Litteratur	34
Vedlegg	38

Abstrakt

Den permiske Rotliegend-gruppen i Nordsjøen er delt inn i to bassenger, det nordlige permiske bassenget og det sørlige permiske bassenget. Det nordlige permiske bassenget, som også omfatter den norske sektoren, er mindre undersøkt i form av facies, stratigrafi, kildeområder og transportretninger enn det sørlige permiske bassenget. Dette skyldes at i det sørlige permiske bassenget er det lettere tilgang til brønner og formasjoner som kan studeres på overflaten. Man har derfor ikke så god kjennskap til det nordlige permiske bassenget. I dette studiet har derfor faciesvariasjonen i den permiske Rotliegend-gruppen i Nordsjøen blitt undersøkt for å finne ut om det er forskjeller i den sedimentære sammensetningen med facies. Det er også blitt foreslått mulige kildeområder til sedimentene funnet i de ulike brønnene. For å bestemme faciesvariasjonen og kildeområder til de undersøkte brønnene fra det nordlige permiske bassenget, har kjerneprøver blitt logget med fokus på facies, og tynnslip har blitt punkttelt med fokus på primære og sekundære komponenter. For punkttellingen er det funnet ut at sandsteinene har en arkotisk, subarkotisk til litisk arkotisk sammensetning, at de er dominert av delvis avrundede korn, og sementert sammen av Fe-rik karbonatsement, illittsement og hematittsement. For konglomeratene har det blitt funnet ut at de har en litisk arkotisk til feltspatisk litarenitisk sammensetning, at de består av delvis avrundede til avrundede vulkanske, plutonske og metamorfe litiske fragmenter, sementert sammen av Fe-rik karbonatsement, illittsement og hematittsement. I de studerte kjerneintervallene er det funnet forskjellige faciessoner i de forskjellige brønnene. I øst og i midten av det studerte området har det blitt funnet alluvialvifte- og alluvialplanavsetninger, med klaster av dominerende vulkansk og plutonsk sammensetning. Utsira-høyden og Sele-høyden har blitt foreslått som mulige kildeområder for sedimentene funnet i disse områdene. I den vestlige delen av det studerte området har det blitt funnet eoliske ørkenavsetninger med wadiavsetninger tilknyttet dette miljøet. Studiet har resultert i at sammensetningen varierer mellom konglomeratene og sandsteinene funnet i de ulike faciessonene. Konglomeratene funnet i den østlige og midtre delen av det studerte området ser ut til å være påvirket av rifthendelser, som indikeres ved alluvialvifte facies, som gjør at sammensetningen i dette området har flere litiske fragmenter i seg enn sandsteinene funnet i den vestre delen, som er eoliske ørkenavsetninger. Dette området ser ikke ut til å være påvirket av rifthendelsene som fant sted i de østlige og midtre delene.

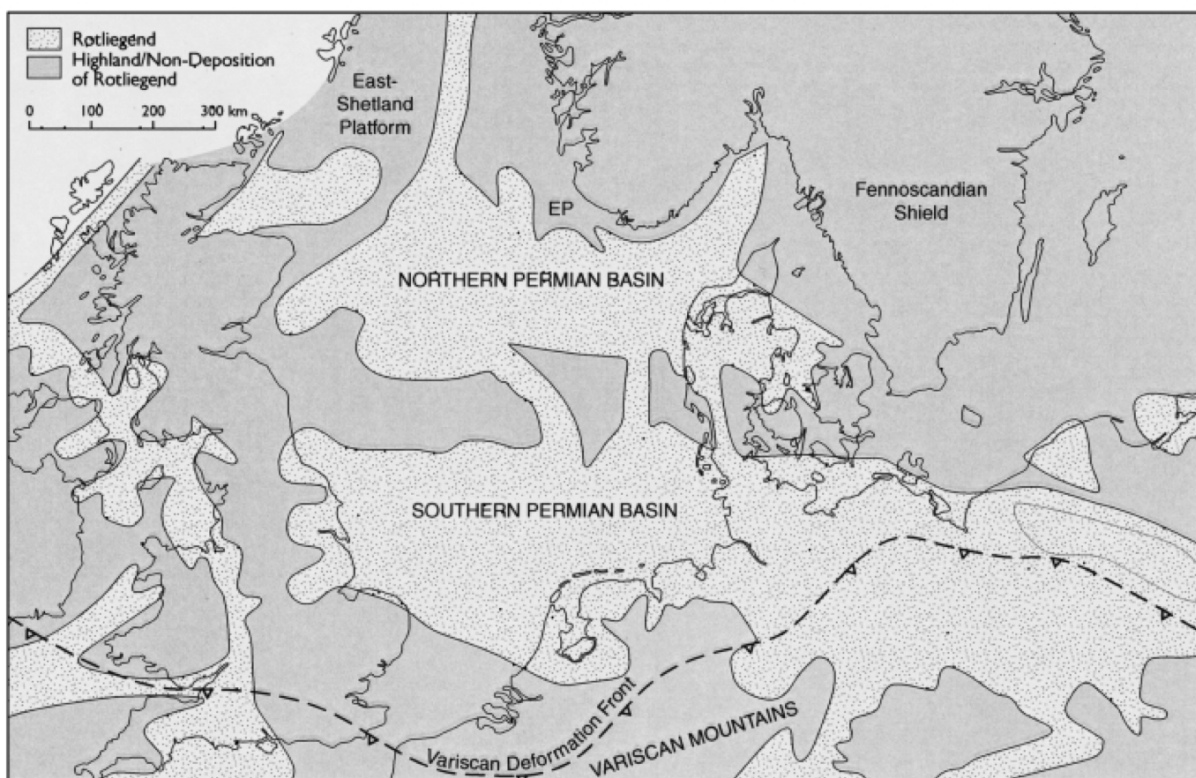
Introduksjon

I de nedre sekvensene av de permiske bergartene i de sentrale og nordre delene av Nordsjøen finner man en gruppe som blir kalt for Rotliegend-gruppen, som hovedsakelig består av sandsteiner, med lokale vulkanske bergarter i bunnen av gruppen (Glennie et al., 2003). Navnet på Rotliegend-gruppen kommer av den karakteristiske rødfargen på avsetningene (Larsen et al., 2013). Fargen har oppstått som et resultat av at jern (hematitt) i bergartene har blitt delvis oksidert i kontakt med luft (Larsen et al., 2013).

Det er funnet ut at i tidlig permisk tid fantes det vulkaner i områdene som i dag utgjør Nordsjøen, som er der det studerte området fra denne oppgaven er lokalisert (Larsen et al., 2013). De vulkanske avsetningene har blant annet vist seg å ha basaltisk sammensetning, som det er påvist i flere borehull fra den sentrale delen av Nordsjøen (Larsen et al., 2013). Disse basaltene er datert til å ha blitt avsatt for rundt 300 millioner år siden, som var i begynnelsen av permtiden (Larsen et al., 2013). Man vet at flere steder i Nord-Europa var det store vulkanutbrudd på denne tiden (Larsen et al., 2013). For eksempel i Nord-Tyskland kan man finne flere typer vulkanske lag, som er flere kilometer tykke, som ligger begravd under overflaten (Larsen et al. 2013). Det er også funnet vulkanske og plutonske bergarter i det nordlige permbassenget, langs Sorgenfrei-Tornquist-sonen (Larsen et al., 2013). Det største lavaområdet fra Rotliegend-avsetningen kan man finne begravd under tykke sedimentpakker i østlige deler av Tyskland (Larsen et al., 2013). De vulkanske bergartene og sedimentene avsatt under denne perioden har fått navnet «den nedre Rotliegend-gruppen» (Larsen et al., 2013).

De fleste vulkanske bergartene og sedimentene fra den nedre Rotliegend-gruppen er betydelig påvirket av tektoniske hendelser (rifthendelser), som har forårsaket at de er forkastet og skråstilt (Larsen et al., 2013). Et eksempel på dette kan man se i Skagerrakgraben som ligger i sørgående retning for Risør på sørøstlandet i Norge (Larsen et al., 2013). I liket med Skagerrakgraben kan man også se tegn til dette i Nordsjøen av det som kalles en «paleorelieff» dannet ved erosjon av de harde vulkanske bergartene (Larsen et al., 2013). Denne erosjonsprosessen kan observeres over store deler av Nord-Europa i tidlig permisk tid, det vil si at i store deler av Nord-Europa, ble det ikke avsatt sedimenter (Larsen et al., 2013). Denne perioden med erosjon har fått navnet «den saaliske inkonformiteten» (Larsen et al., 2013).

Rifthendelsene i perm førte til at det utviklet seg to store kontinentale bassenger i øst-vestlig retning i Nordvest-Europa, som har fått navnene det nordlige perm bassenget og det sørlige perm bassenget (Fig. 1) (Glennie et al., 2003). Disse to bassengene er adskilt av Midt-Nordsjøhøyden, som ligger i den britiske sektoren øst fra Newcastle upon Tyne, og Ringkøbing-Fynhøyden, som strekker seg fra den danske sektoren i vest til Sjælland i øst. (Glennie et al., 2003). Det sørlige permiske bassenget strekker seg fra østkysten av England til grensen mellom Russland og Polen (Glennie et al., 2003). Det nordlige permiske bassenget strekker seg fra øst i Skottland til omtrent vestkysten av Skåne i Sverige (Glennie et al., 2003). Samtidig med rifthendelsene ble det avsatt sedimenter i de to store permiske bassengene (Larsen et al., 2013). Sedimentene som ble avsatt i denne perioden med rifthendelser utgjør den «øvre Rotliegend-gruppen» (Larsen et al., 2013). Fra denne perioden finner man blant annet store mengder med vindavsatte sanddyneavsetninger, som er røde og gule i fargen (Larsen et al., 2013).



Figur 1: Kart som viser posisjonen til det nordlige og sørlige permiske bassenget. Fra Stemmerik et al. (2000).

Under Rotliegend-gruppen finner man sedimentære lag som er avsatt i karbon, devon og silur, men også krystalline bergarter fra det kaledonske grunnfjellet (Glennie et al., 2003). Og over de permiske avsetningene finner man sedimentære bergarter fra triastiden (Glennie et al.,

2003). Heving i sen jura, nærme grabensystemet i Nordsjøen, har ført til at det i lokale områder har den øvre delen av de permiske bergartene forsvunnet, slik at de permiske bergartene som var igjen har blitt dekket av sedimenter som varierer i alder helt opp til sen kritt (Glennie et al., 2003).

Avsetningene som har blitt undersøkt i denne bacheloroppgaven har blitt avsatt i det nordlige permibassenget i den norske sektoren. Rotligend-avsetningene fra dette bassenget vet man mindre om enn for det sørlige permiske bassenget, på grunn av at det ikke har blitt boret så mange brønner i dette området (Stemmerik et al., 2000). Målet med denne bacheloroppgaven har derfor vært å si noe om faciesvariasjonene og komposisjonsforskjellene basert på variasjonene i facies fra Rotligend-gruppen i det nordlige permibassenget gjennom å se på kjerner fra 4 brønner og 13 tynnslip fra tre av brønnene.

Geologisk bakgrunn

I løpet av karbontiden (359–299 Ma) kolliderte kontinentene Gondwana og Laurasia sammen og skapte den variskiske fjellkeden (Larsen et al., 2013). Kollisjonen startet i vest og utviklet seg gradvis østover, slik at havet som var i dette området på denne tiden, Proto-Tethyshavet, ble lukket fra vest mot øst (Larsen et al., 2013). De variskiske fjellene hadde en utstrekning som strakte seg fra den sørlige delen av Irland i vest, gjennom den nordlige delen av Frankrike, Belgia og Tyskland til Polen i øst (Larsen et al., 2013). På nordsiden av de variskiske fjellene ble det dannet et stort forlandsbasseng (Larsen et al., 2013). Dette bassenget var i begynnelsen delvis marint, men i løpet av karbon- og permtiden ble bassenget i større grad påvirket av kontinentale avsetninger (Larsen et al., 2013)

Som følge av de tektoniske spenningene som oppstod under platekollisjonen i sør, førte dette til en større forskyvning i jordskorpen (forkastningsaktivitet) i områdene nord for de variskiske fjellene (Larsen et al., 2013). Disse forkastningene i nord følger Sorgenfrei-Tornquist-sonen, som har en nordvest-sørøstlig retning (Larsen et al., 2013). Sorgenfrei-Tornquist-sonen har en utstrekning som går omtrent fra Sleipner-feltet i Nordsjøen gjennom Skagerrak, Danmark, Skåne, inn i Polen og videre mot sørøst inn i restene av det daværende Proto-Tethyshavet (Larsen et al., 2013). En senkning i jordskorpen fungerte som en forbindelsesvei for havvannet i Proto-Tethyshavet opp til Nord-Europa (Larsen et al., 2013). Jordskorpen ble strukket både nord og sør for Sorgenfrei-Tornquist-sonen, og skjærbevegelsene førte til at det ble dannet riftstrukturer og grabener (Larsen et al., 2013).

Disse grabenene og riftstrukturene som ble skapt da, kan man i dag finne begravd under yngre sedimentære lagrekker i Danmark, Nord-Tyskland og i Nordsjøen (Larsen et al., 2013).

Mot slutten av karbontiden (299 Ma) ble det variskiske forlandet i Nord-Europa kontinentalt (Larsen et al., 2013). Rifthendelser i jordskorpen førte til vulkanisme som fortsatte inn i tidlig permisk tid (Larsen et al., 2013). I begynnelsen av permtiden (299 Ma) gikk området som Nordsjøen ligger i, inn i en semi-ørken klimatisk sone, som kan minne om det klimaet man finner i dagens Arabia (Glennie, 1997). Klimaet hang sammen med at superkontinentet Pangea beveget seg nordover, og det sentrale Nord-Europa passerte derfor gjennom klimabeltet omkring ekvator til klimabelte nord for ekvator (Larsen et al., 2013). Nord-Europa havnet også i regnskyggen for den variskiske fjellkeden (Larsen et al., 2013).

I sen permisk tid (252 Ma) hadde Nord-Europa en breddegradsposisjon som ligner på en passatvindørken som man finner i dagens Sahara (Glennie et al., 2003). Sanddynesystemene i disse Rotliegend-ørkenene ser ut til å ha blitt avsatt under forhold med relativt stabilt lufttrykk som ble kontrollert av gjentatt tilstedeværelse eller fravær av stort høytrykk over den sørpolare Gondwana-isen (Glennie, 1998).

Under Rotliegend-avsetningen ser det ut til at det har foregått en innsynkning av både det sørlige permiske bassenget og det nordlige permiske bassenget (Glennie et al., 2003). I det sørlige permiske bassenget førte dette til at det ble dannet en ørkeninnsjø med marginale sabkhaer som dekket et område som er omtrent halvparten av det moderne Kaspiske hav (Glennie et al., 2003). I det nordlige permiske bassenget derimot, er fordelingen av lakustrine forhold mindre tydelig, men det er funnet flere områdene med sannsynlige innsjøer eller sabkha-avsetninger som er identifisert ved hjelp av kabellogging (Glennie et al., 2003). Det er antatt at smeltingen av Gondwana-isen, førte til økende havnivå, som forårsaket oversvømmelsen av både det nordlige permiske bassenget og det sørlige permiske bassenget (Glennie & Buller, 1983). Da havvannet begynte å flomme inn, sannsynligvis mest gjennom Vikinggraben, kan det være at disse bassengene ble fullstendig fylt med havvann for å skape Zechsteinhavet i løpet av noen måneder eller år (Glennie & Buller, 1983). Ved slutten av Rotliegend-avsetningen antas de sentrale delene av ørkenbassengene å ha vært 200 til 300 meter under det globale havnivået (Smith, 1979; Ziegler, 1990; Glennie, 1998).

Metoder

For denne bacheloroppgaven har det blitt telt 7 sandsteiner og 6 konglomerater (Vedlegg 1), ved å bruke punkttellingsmetoden, og kjernene som tynnslipene her hentet fra har blitt logget (Vedlegg 2). Det har i tillegg blitt logget én ekstra kjerneprøve, 16/2-13A, som ikke har tynnslip tilknyttet seg (Vedlegg 2). Kjerneintervallene har blitt logget hos Oljedirektoratet og de fleste tynnslipene som er undersøkt, er lånt fra dem. Tynnslipene som er telt er fra 3 brønner i Nordsjøen, disse er 15/9-9, 17/4-1 og 25/10-2R. I brønn 15/9-9 er tynnslipene hentet fra 3032,2 m, 3032,56 m, 3035,03 m, 3036,03 m og 3041,02 m (Vedlegg 1). I brønn 17/4-1 er tynnslipene hentet fra 3881,95 m og 3883,35 m i brønn 17/4-1 (Vedlegg 1). I brønn 25/10-2R er tynnslipene hentet fra 9896 ft, 9884 ft, 9910 ft, 9950 ft, 9965,5 ft og 9976 ft (Vedlegg 1).

Alle tynnslipene, bortsett fra 15/9-9, 3032,2 m og 25/10-2R, 9890,1 ft, er farget. Tynnslipene er farget med gul farge for å se forskjellen på alkalifeltspat og plagioklas, rød for å se forskjellen på kalsitt og annen karbonat, mørk blå for å se forskjellen på jernrik (Fe^{2+}) karbonat fra annen karbonat, og lys blå for å se porerom. Siden 15/9-9, 3032,2 m ikke er farget, er det vanskelig å skille alkalifeltspat og plagioklas fra hverandre, derfor er alkalifeltspat og plagioklas slått sammen i én kategori «feltspat» i tynnslipsprotokollen. I tillegg er det en kategori som heter «ukjent», både ukjente mineraler, ukjent matriks og sement går under denne kategorien siden det er så lite som er telt i denne kategorien at det ikke har stor betydning for tolkningen.

For punkttellingen har det blitt brukt en modifisert versjon av Gazzi-Dickinson metoden. Slik Gazzi-Dickinson metoden fungerer er at man skal telle korn med sandsteinstørrelse ($\geq 63 \mu\text{m}$), som det mineralet det består av (Dickinson, 1970). I likhet med Gazzi-Dickinson metoden har korn under $63 \mu\text{m}$ i denne tellingen blitt regnet som matriks, og korn over denne grensen har blitt regnet som korn. Ifølge denne metoden skal også chertkorn regnes som kvarts, og karbonatklaster skal ikke regnes med i tellingen (Dickinson, 1970). Forskjellen fra Gazzi-Dickinson i denne tellingen, er at karbonatklaster har blitt regnet med. Gazzi-Dickinson metoden sier også at hvis man kan se at kvarts- og feltspatkorn inneholder andre komponenter skal disse regnes som litiske fragmenter (Ingersoll, 1984). For denne tellingen har kvarts- og feltspatkorn, som har inneholdt små inklusjoner, ikke blitt klassifisert som litiske fragmenter. På noen kvarts- og feltspatkorn kan man se at de har flekker som er farget gult på kanten av kornene, som man ellers ikke ville ha lagt merke til hvis de ikke var farget. Dette kan være en fargefeil, og disse har ikke blitt klassifisert som litiske fragmenter.

I brønn 15/9-9 har det blitt telt 270–530 komponenter per prøve. For disse ble 1 mm brukt som intervall i vertikal og horisontal retning under tellingen. I brønnene 17/4-1 og 25/10-2R var dette for det meste ikke mulig grunnet større korn. Derfor ble et telleintervall på 1,5 mm brukt. Her ble 67–180 komponenter telt med unntak av 9965,5 ft og 9976 ft dybde der henholdsvis 409 og 259 komponenter kunne telles. 1 mm ble brukt som intervall for denne tellingen (1,5 mm i vertikal retning for prøven fra 9910 ft).

Når sandsteinene har blitt klassifisert har klassifiseringsdiagrammet for sandstein til McBride (1963) og klassifikasjonsskjemaet til Udden (1914) og Wentworth (1922) blitt brukt. De statistiske usikkerhetene for sandsteinene har blitt bestemt ved å bruke diagrammer av Howarth (1998). Granulometri (sortering, rundhet, sfærisitet, kornkontakt) har blitt bestemt ved å bruke diagrammene til Pettijohn et al. (1987), Longiaru (1987) og Nichols (2009).

Resultater

Brønn 15/9-9

Kjerneintervallet fra denne brønnen består av sandstein i de nedre delene (3037–3043 m) og varierer mellom breksje og sandstein i den øvre delen av intervallet (3032–3037 m). Fargen er generelt rød for hele prøven. Fra ca. 3037–3043,1 m er det godt sortert mediumkornet sandstein som har laminerte strukturer med lav til horisontal helningsvinkel (Vedlegg 2). Kornstørrelsen i sanden endrer seg ikke jo lenger opp man kommer i kjerneintervallet. Ved 3037 m kan man finne strømningsriflestrukturer. Man finner sekundære sprekker fra 3043–3038 m som har blitt fylt inn med kvarts.

Fra 3037–3032 m er det funnet breksje og laminerte sandsteinlag. Breksjen varierer mellom å være matriksstøttet og klaststøttet oppover i kjerneintervallet (Vedlegg 2). Klastene er som regel delvis angulære og har medium til høy sfærisitet, og har en størrelse på rundt 1–3 cm. Fra kjerneloggen kan man se en trend at det først har blitt avsatt tyngre klaster etterfulgt av lettere sandkorn som har lagt seg horisontalt. Det kan se ut som at klastene består av det samme materialet som sanden de ligger i, og sandsteinen i de nedre delene av kjerneintervallet (Fig. 2). Man kan ikke se disse klastene i tynnslipene. Men det er mulig å se dem i kjerneprøven fordi de har en lysere farge og er ikke så røde som sanden som ligger rundt dem (Fig. 2).



Figur 2: Breksje med sandsteinklaster som er hentet på 3036 m dybde.

I tynnslipene er sandsteinene fra brønn 15/9-9 generelt godt sortert og har mediumkornede sandkorn. Kornene er delvis avrundet og har medium sfærisitet, og subarkotisk til arkotisk sammensetning (Vedlegg 3). Den dominerende kornkontakten er plankontakt. Kornene har et gjennomsnittlig størrelsesintervall på 250–300 μm .

Det er 31–52 % kvarts i prøvene. Kvartskornene er som regel delvis avrundet og har medium sfærisitet, og har et størrelsesintervall på 250–300 μm . Det er undulatorisk kvarts som dominerer i alle prøvene. For de polykrystalline kornene er det de med metamorf opprinnelse som dominerer. Kornene har suturerte kontakter på krystallene som er inne i kornet. Krystallene har undulatorisk utslettelse, og retning i seg. Det er også funnet polykrystalline korn med plutonsk opprinnelse. I disse kornene har krystallene et flekkemønster uten suturerte kontakter. Krystallene har ingen retning i seg. Det er derimot undulatorisk utslettelse på krystallene.

Det er 8–25 % feltspat i prøvene. Feltspatkornene er som regel delvis avrundet og medium sfærisitet, noen av kornene har den typiske firkantede/rektangulære formen som kjennetegner feltspat. De har et størrelsesintervall på 250–300 μm . På de aller fleste kornene kan man ikke se tvillinger. Det er alkalifeltspat som dominerer i alle prøvene. Plagioklaskornene har begynt å bli veldig svakt illittisert i kløvretningene. Illitten i disse kornene ser ut som tynne nåler. De oppløste feltspatkornene er som regel erstattet av Fe-rik karbonatsement, illittsement eller

kaolinitement. I mange tilfeller finner man også bare intragranulære porer i de oppløste kornene.

Det er < 3 % litiske fragmenter i prøvene. Det er mest litiske fragmenter med metamorf opprinnelse i brønnen. De metamorfe fragmentene er som regel delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 200–300 µm. De består hovedsakelig av kvarts og feltspat, med innslag av muskovitt og biotitt. Krystallene inne i kornene har suturerte kontakter, undulatorisk utslettelse og retning i seg. Det er også funnet metapelittkorn i prøvene. De er som regel avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 250–300 µm. De består av kvarts, feltspat og illitt. Illitten har en tydelig retning i seg, og illittkrystallene ser ut som små tynne nåler. I tillegg er det funnet noen plutonske litiske fragmenter og vulkanske litiske fragmenter. De plutonske fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet og har høy til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 200–250 µm. De består hovedsakelig av kvarts og feltspat. De er flekkete, har ikke suturerte kontakter, men kvartskrystallene har undulatorisk utslettelse. De vulkanske fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet, og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 200–300 µm. De har en mafisk sammensetning. Mange av fragmentene har små tynne nåler i seg, som antakeligvis er feltspat.

Det er 16–48 % sement i prøvene. Det er for det meste funnet Fe-rik karbonatsement, hematittsement og kaolinitement. Men det er også funnet intragranulær Fe-rik karbonatsement, intragranulær illittsement, intragranulær kaolinitement, kvartssement og feltspatsement. Man kan observere at kvartssementen ligger utpå hematittsementen. De intragranulære sementtypene ligger inne i oppløste feltspatkorn. Man kan også observere at det er minst hematittsement i den prøven som er hentet i den dypeste delen på 3041,02 m.

Det er også funnet < 4 % porer, 1 % muskovittkorn, < 1 % biotittkorn, < 1 % opake mineraler, < 2 % fyllosilikatmatriks og < 1 % ukjent mineral i prøvene. Det er mest intragranulære porer i prøvene. De opake mineralene er som regel avrundet og har høy sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 100–200 µm. Det som har blitt satt som ukjent mineral har enten vært for mørkt eller for uklart til å se hva det var. I noen tilfeller har det vært en preparasjonsfeil eller en skade på glasset slik at det man så på var for uklart til å klassifisere det man så på. For prøven hentet på 3032,2 meters dybde er det funnet 6 % som er materiale som har falt ut under preparasjonen av tynnslipet.

Brønn 17/4-1

Kjerneintervallet fra denne brønnen består av en nokså så homogen konglomerat (Vedlegg 2). Det er ikke funnet lag. Det er ikke funnet noen strukturer. Kornstørrelsen varierer ikke i prøven – man kan ikke se progradering. Den er klastestøttet, matriksen mellom klastene har grov til mediumkornet sandstørrelse. Fargen er generelt rød til mørk brun gjennom hele kjerneintervallet. Den består for det meste av mafiske vulkanske fragmenter og plutonske fragmenter, med innslag av metamorfe fragmenter noen steder (Fig. 3). De mafiske vulkanske fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet og har medium til høy sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 1–3 cm. De består av en finkornet mørk grunnmasse, og det gjør at det er vanskelig å si noe om hvilke mineraler de består av. De plutonske fragmentene er som regel avrundet og har medium til høy sfærisitet. De består hovedsakelig av kvarts og feltspat, med innslag av muskovitt og biotitt. Det er antatt at mange av de plutonske fragmentene er granittklaster. Klastene har et størrelsesintervall på 1–3 cm. De metamorfe fragmentene er avrundet og har medium sfærisitet. De består av kvarts, feltspat og biotitt. Man kan se en klar retning i mineralene i denne prøven. Det er antatt at dette er gneisklaster.



Figur 3: Konglomerat med vulkanske og plutonske fragmenter hentet på 3882,5 m dybde.

I den nedre delen av kjerneprøven, fra 3883–3884 m, finner man vulkanske og plutonske fragmenter som ligger i en klastestøttet matriks. Det er de vulkanske fragmentene som dominerer i dette intervallet. Hvis man beveger seg oppover, fra 3882–3883 m, finner man

også en dominans av mafiske vulkanske fragmenter, med innslag av plutonske fragmenter (granittklaster) og metamorfe fragmenter (gneisklaster), som ligger i en klaststøttet matriks. På toppen, fra 3881–3882 m, er det funnet vulkanske og plutonske fragmenter (granittklaster) i en klaststøttet matriks. Fortsatt er det de vulkanske fragmentene som dominerer.

I tynnslipe er konglomeratene fra brønn 17/4-1 generelt veldig dårlig sortert. Konglomeratene fra denne brønnen har en litisk arkotisk til feltspatisk litarenitisk sammensetning, som skiller seg fra sandsteinene i brønn 15/9-9 som har arkotisk til subarkotisk sammensetning (Vedlegg 3). Likheter med sandsteinen funnet i brønn 15/9-9 er at kornene som regel er delvis avrundet til avrundet og har medium til høy sfærisitet. Den dominerende kornkontakten er plankontakt. Kornene har et gjennomsnittlig størrelsesintervall på 500–600 μm .

Det er funnet 27–35 % kvarts i prøvene. Kvartskornene er for det meste delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 300–500 μm . Det er undulatorisk kvarts som dominerer i prøvene. Samme som for sandsteinene funnet i brønn 15/9-9, er det de polykrystalline kvartskornene med metamorf opprinnelse som dominerer. Disse har suturerte kontakter, undulatorisk utslettelse og retning i krystallene. Det er også funnet polykrystallin kvarts med plutonsk opprinnelse. Disse kornene har ikke suturerte kontakter, ser flekkete ut og ingen retning i krystallene. Men krystallene i kornene har undulatorisk utslettelse. Det er også funnet chertkorn i prøvene. Det er funnet chertkorn som både har grove krystaller og fine krystaller i seg.

Det er funnet 11–18 % feltspat i prøvene. Feltspatkornene er som regel delvis avrundet og har medium sfærisitet. Noen feltspatkorn har en firkantet/rektangulær form selv om de er avrundet. De har et størrelsesintervall på 400–600 μm . I motsetning til brønn 15/9-9 er det plagioklas som dominerer i prøvene fra denne brønnen. På de fleste kornene kan man ikke se tvillinger. Mange av plagioklaskornene har begynt å bli svakt illittisert i kløvretningene. Illitten ser ut som små tynne nåler, som er den samme trenden man ser i brønn 15/9-9. De oppløste feltspatkornene har som regel blitt erstattet av Fe-rik karbonatsement, eller så finner man bare intragranulære porer.

Det er funnet 12–24 % litiske fragmenter i prøvene. I prøvene er det funnet plutonske, metamorfe, vulkanske, sedimentære og litiske fragmenter med ukjent opprinnelse. I

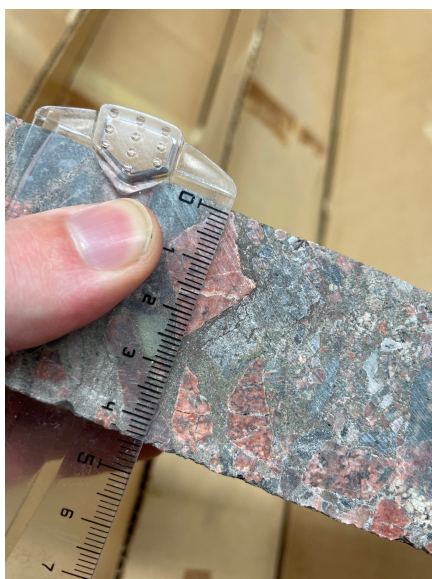
motsetning til brønn 15/9-9 er det de vulkanske fragmentene som dominerer i denne brønnen. De vulkanske fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet og har medium til høy sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 2–8 mm. De har en mafisk sammensetning. De fleste vulkanske fragmentene har krystaller av feltspat i seg. På noen korn ser feltspaten ut som små tynne nåler i grunnmassen, mens på andre korn er krystallene store perfekte krystaller som har den typiske rektangulære formen som kjennetegner feltspat. Det er ingen tydelig retning i feltspatkrystallene eller grunnmassen. I likhet med det som er observert i kjerneintervallet er det de samme vulkanske klastene som er observert i tynnslipene. De plutonske fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet og har høy til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 500–1500 μm . De består hovedsakelig av kvarts, plagioklas og alkalifeltspat, med innslag av muskovitt og biotitt. Det er antatt at dette er granittklaste. Det er feltspat som er det dominerende mineralet i de fleste plutonske fragmentene. Kvartsen inne i fragmentene har som regel undulatorisk utslettelse. De plutonske klastene som er observert i kjerneintervallet, passer med beskrivelsen av de som er observert i tynnslipet. De metamorfe fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet og har lav til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 500–700 μm . De består hovedsakelig av kvarts og feltspat, med innslag av muskovitt og biotitt. Det er antatt at dette er gneisklaster. Disse fragmentene har suturerte kontakter, retning på krystallene inne i kornene, og undulatorisk utslettelse på kvartskornene inne i kornene. I likhet med det som er observert i kjerneintervallet, passer beskrivelsen av sammensetningen og retningen på krystallene med det som er observert der. Det er funnet ett sedimentært fragment under tellingen. Dette kornet er delvis avrundet og har medium sfærisitet. Det har en størrelse på 2,5 mm. Det består av kvarts, feltspat og muskovitt. Kornene inne i fragmentet er dekket av hematittsement. Kornene inne i fragmentet har en størrelse som er innenfor siltområdet, slik at dette nok er et fragment fra en siltstein. I motsetningen til det som er observert i tynnslipene er det ikke observert sedimentære klaster i kjerneintervallet. De litiske fragmentene med ukjent opprinnelse består hovedsakelig av kvarts og feltspat. De er som regel delvis avrundet og har lav til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 1–1,5 mm. I dobbelt polarisert lys ser disse fragmentene ut som en blanding av et sedimentært fragment og metamorft fragment siden det ser ut som fragmentet består av avrundede korn, men har suturerte kontakter. Men i enkelt polarisert lys ser de ut som plutonske fragmenter.

Det er funnet 23–38 % sement i prøvene. I likhet med sandsteinen fra brønn 15/9-9 er det er Fe-rik karbonatsement og hematittsement som dominerer. Det er også funnet intragranulær Fe-rik karbonatsement og kaolinitsement.

I tillegg er det funnet < 5 % porer, < 1 % muskovittkorn, 2 % biotittkorn, 2 % opake mineraler og < 1 % ukjent mineral i prøvene. Det er mest intergranulære porer i prøvene. De opake mineralene er som regel avrundet og har medium til høy sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 100–300 µm. Det som har blitt satt som ukjent mineral har enten vært for uklart, vært dekket av noe mørkt eller så har det vært en preparasjonsfeil slik at man ikke klarte å se hva det var man så på.

Brønn 25/10-2R

Kjerneintervallet fra denne brønnen består av en nokså så homogen konglomerat, med lokale sandsteinlag (Vedlegg 2). Det er ikke funnet noen strukturer i konglomeratlagene. Den er klastestøttet. Matriksen mellom kornene er innenfor intervallet til mediumkornet til grovkornet sand. Man kan ikke se progradering, kornstørrelsen er den samme gjennom hele det loggede intervallet. Fargen er generelt grå til mørk grå. Klastene er som regel delvis avrundet og har medium til høy sfærisitet. Den er dominert av plutonske fragmenter, men det finnes også metamorfe fragmenter, og noen få innslag av mafiske vulkanske fragmenter. Klastene har som regel et størrelsesintervall på 1–4 cm, men det er også funnet noen få klaster som har en størrelse på mer enn 5 cm. Det finnes to forskjellige plutonske fragmenter som er vanlig for denne prøven. De som det er funnet mest av har en karakteristisk rødfarge, og består hovedsakelig av alkalifeltspat og plagioklas. Disse fragmentene ser ut til å mangle eller ha lite kvarts i seg. Disse er klassifisert som kvartsmonzonittklaster (Fig. 4). De andre plutonske fragmentene består hovedsakelig av kvarts og feltspat, med innslag av biotitt og muskovitt. Disse er klassifisert som granittkorn. Man kan kjenne igjen de plutonske fragmentene ved at man kan se krystallene på makroskopisk nivå. De metamorfe fragmentene består hovedsakelig av kvarts, feltspat og biotitt. På de metamorfe fragmentene kan man se en tydelig retning i krystallene. Disse er klassifisert som gneisklaster. De vulkanske fragmentene som er funnet i prøven har en mafisk sammensetning. Man kan kjenne igjen de vulkanske fragmentene ved at de er veldig finkornet grunnmasse, og at de er veldig mørke i fargen.



Figur 4: Kvartsmonzonittklast funnet i kjerneintervallet fra brønn 25/10-2R.

Fra 9976–10008 ft er dette en konglomerat. Dette intervallet er dominert av plutonske fragmenter, med innslag av metamorfe og noen få mafiske vulkanske fragmenter. Det er de plutonske fragmentene som består av alkalifeltspat og plagioklas som dominerer (kvartsmonzonittklaster). Fra ca. 9975–9977 ft er det funnet et tynt sandsteinlag. Sandsteinen er lysere i fargen en matriksen i konglomeraten, og har en kornstørrelse som er satt til å være mediumkornet. Fra 9966–9975 ft er det konglomerat. Dette intervallet er også dominert av de plutonske fragmentene som består av alkalifeltspat og plagioklas (kvartsmonzonittklaster), men det finnes også metamorfe (gneisklaster) og vulkanske fragmenter. I tynnslipet er det funnet en sandstein på 9965 ft, men det er ikke blitt observert et sandsteinlag på denne dybden i kjerneintervallet. Fra 9902–9977 ft er det funnet konglomerat med en dominans av de plutonske fragmentene som består av alkalifeltspat og plagioklas (kvartsmonzonittklaster). Fra 9888–9896 ft er det også en konglomerat, men i dette intervallet forsvinner de plutonske fragmentene som hovedsakelig består av alkalifeltspat og plagioklas (kvartsmonzonittklaster) til man ikke kan observere dem mer. I dette intervallet er det de plutonske fragmentene med kvarts, feltspat og biotitt (granittklaster) som dominerer (Vedlegg 2).

I tynnslipene er konglomeratene fra brønn 25/10-2R generelt (i likhet med brønn 17/4-1) veldig dårlig sortert. Samme som for konglomeratene funnet i brønn 17/4-1 har konglomeratene i denne brønnen en litisk arenitisk til feltspatisk litarenitisk sammensetning, som skiller seg fra sandsteinene funnet i brønn 15/9-9 som har arkotisk til subarkotisk sammensetning (Vedlegg 3). Kornene er delvis avrundet og har medium sfærisitet. Den

dominerende kornkontakten er plankontakt. Kornene har et gjennomsnittlig størrelsesintervall på 600–800 μm .

Det er funnet 21–29 % kvarts i prøvene. Kornene er for det meste delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 300–400 μm . I likhet med brønn 15/9-9 og 17/4-1 er det undulatorisk kvarts som dominerer i prøvene. Det er funnet polykrystallin kvarts med både plutonsk og metamorf opprinnelse i prøvene. Det er polykrystallin kvarts med metamorf opprinnelse som dominerer, som er det samme for brønn 15/9-9 og brønn 17/4-1. Disse kornene har suturerte kontakter, retning i krystallene, og undulatorisk utslettelse på krystallene inne i kornet. De kornene med plutonsk opprinnelse har ikke suturerte kontakter, ingen retning i krystallene, og de ser flekkete ut. Krystallene har derimot undulatorisk utslettelse.

Det er funnet 14–22 % feltspat i prøvene. Kornene er for det meste delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 300–400 μm . På de fleste kornene kan man ikke se tvillinger. Det er alkalifeltspat som dominerer i prøvene. På plagioklaskornene kan man se at de begynner å bli svakt illittisert i kløvretningene. Illitten ser ut som små tynne nåler, som er det samme man kan se i brønn 15/9-9 og brønn 17/4-1. Det er funnet få oppløste feltspatkorn i disse prøvene. De kornene som er oppløst, har som regel intragranulære porer på seg uten noen form for sementering.

Det er funnet 10–40 % litiske fragmenter i prøvene. I prøvene er det hovedsakelig funnet plutonske og metamorfe fragmenter. Men det er også funnet noen få vulkanske fragmenter, karbonatklaster og litiske fragmenter med ukjent opprinnelse. I motsetning til brønn 15/9-9 (dominans av metamorfe fragmenter) og brønn 17/4-1 (dominans av vulkanske fragmenter) er det de plutonske fragmentene som dominerer i prøvene fra denne brønnen. De plutonske fragmentene er som regel delvis avrundet og har medium til høy sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 2–5 mm. De består hovedsakelig av kvarts, alkalifeltspat og plagioklas. Det er plagioklas som er det dominerende mineralene i de fleste fragmentene. Disse har den samme fordelingen som kvartsmonzonittklastene som sett i kjerneintervallet, slik at dette bekrefter at dette er kvartsmonzonittklastene. Det som skiller granittklastene fra kvartsmonzonittklastene er at de inneholder mer kvarts. De metamorfe litiske fragmentene er som regel delvis avrundet og har lav til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 2–6 mm. De består for det meste av kvarts, feltspat, med innslag av muskovitt, biotitt og kloritt.

Det er som regel kvarts som dominerer i de metamorfe fragmentene. Disse klastene er observert i kjerneintervallet. De vulkanske fragmentene er som regel delvis avrundet til avrundet og har høy til medium sfærisitet. De har en mafisk sammensetning.

Karbonatklastene som er funnet i prøven er delvis avrundet og har lav til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 3–10 mm. Det ser ut som de består av flere karbonattyper. De litiske fragmentene med ukjent opprinnelse er delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 1–2 mm. De består av kvarts og feltspat, og kan minne om et sedimentært fragment i dobbelpolarisert lys, siden det ser ut som det er bygget opp av delvis avrundede korn som ligger i en finkornet matriks, men i enkeltpolarisert forsvinner disse «kornene» og da ser det ut som et plutonsk fragment.

Det er funnet 5–25 % sement i prøvene. Det er for det meste karbonatsement og illittsement som dominerer, men man finner også kvartssement og intragranulær karbonatsement. I motsetning til brønn 15/9-9 og brønn 17/4-1 er ikke karbonatsementen Fe-rik. Prøven hentet fra 9910 ft skiller seg ut fra de andre prøvene. Hulrommene i denne prøven er fylt inn med leire.

I prøvene er det også funnet 3–16 % porer, < 3 % muskovittkorn, < 2 % biotittkorn, < 2 % klorittkorn og < 2 % ukjent mineral. Det er mest intergranulære porer i prøvene. Det som har blitt satt som ukjent mineral har enten vært dekket av noe mørkt, for uklart eller en preparasjonsfeil slik at man ikke kunne se hva det var.

Sandsteinene som er funnet i brønn 25/10-2R er generelt moderat til godt sortert og har mediumkornede korn. De er dominert av korn som er delvis avrundet og har medium sfærisitet, med en arkotisk til litisk arkotisk sammensetning, som kan minne om sammensetningen man finner i brønn 15/9-9, bare at sandsteinene fra denne brønnen har litt mer litiske fragmenter i seg. Den dominerende kornkontakten er plankontakt. De har et gjennomsnittlig størrelsesintervall på 300–500 µm.

Det er funnet 46–49 % kvarts i prøvene. Kornene er for det meste delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 300–500 µm. Det er undulatorisk kvarts som dominerer i prøvene. For de polykrystalline kvartskornene er det de med metamorf opprinnelse som dominerer (i likhet med brønn 15/9-9 og brønn 17/4-1), men det er også funnet korn med plutonsk opprinnelse. De kornene med metamorf opprinnelse har suturerte

kontakter, retning i krystallene og undulatorisk utslettelse. De kornene med plutonsk opprinnelse har ikke suturerte kontakter, ingen retning i krystallene, ser flekkete ut, men de har undulatorisk utsettelse i krystallene.

Det er funnet 21–28 % feltspat i prøvene. Kornene er for det meste delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 200–400 μm . Det er alkalifeltspat som dominerer i prøvene, det samme som for brønn 15/9-9. Mange av plagioklaskornene har begynt å bli svakt illittisert i kløvretningene, samme som man kan se i brønn 15/9-9 og brønn 17/4-1. Det er funnet få oppløste feltsparkorn, men de kornene som er oppløst er som regel ikke sementert slik at det bare er intragranulære porer i dem.

Det er funnet 5–8 % litiske fragmenter i prøvene. Det er for det meste funnet plutonske fragmenter, men også noen få metamorfe, vulkanske og litiske fragmenter med ukjent opprinnelse. De plutonske fragmentene er for det meste delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 400–600 μm . De består hovedsakelig av kvarts, alkalifeltspat og plagioklas, med innslag av muskovitt og biotitt. Det er feltspat som er det dominerende mineralet i de fleste fragmentene. De metamorfe fragmentene er delvis avrundet og har lav til medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 300–400 μm . De består hovedsakelig av kvarts og feltspat, med innslag av biotitt og muskovitt. De har suturerte kontakter, retning i krystallene og kvartsen har undulatorisk utslettelse. De vulkanske fragmentene er som regel delvis avrundet og har medium sfærisitet. De har et størrelsesintervall på 300–400 μm . De har mafisk sammensetning.

Det er funnet 12–22 % sement i prøvene. Det er for det meste karbonatsement og illittsement som dominerer, men man finner også intragranulær karbonatsement, hematittsement og kvartssement.

I tillegg er det funnet $< 7\%$ porer og $< 1\%$ ukjent mineral i prøvene. Det er mest intergranulære porer i prøvene. Det som har blitt satt som ukjent mineral har enten vært for mørkt, for uklart eller en preparasjonsfeil slik at det ikke var mulig å si hva det var.

Brønn 16/2-13A

Dette kjerneintervallet skiller seg fra de andre brønnene ved at det ikke er like homogent (Vedlegg 2). Kjerneintervallet består av konglomerater, sandsteiner, siltsteiner og leirsteiner.

Konglomeratene er som regel grå/hvit til rødlig i fargen. Sandsteinene, siltsteinene og leirsteinene varier i farge og er hvite, lys grå, og røde/brune. Klastene i konglomeraten har et størrelsesintervall på 1–5 cm. Men det er funnet noen få klaster som har en størrelse på over 5 cm. Man kan se progradering i kjerneintervallet. Oppover i loggen kan man se at det er intervaller det de tyngste sedimentene (konglomeraten) har blitt avsatt først etterfulgt av de lettere sedimentene som sand, silt og leire (Vedlegg 2).

I konglomeraten på bunnen av kjernen (2659–2669 m) er det funnet plutonske, metamorfe, vulkanske og sedimentære fragmenter. Det er de plutonske fragmentene som dominerer. De er som regel delvis avrundet og har medium til høy sfærisitet. De består hovedsakelig av kvarts, feltspat, med innslag av biotitt og muskovitt. Disse er klassifisert som granittklaster. Det er to forskjellige granitttyper i denne brønnen. Den ene typen er rød, mens den andre er hvit med innslag av røde alkalifeltspatkrystaller (Fig. 5). Man finner også plutonske klaster som hovedsakelig består av alkalifeltspat og plagioklas. De metamorfe fragmentene er som regel delvis avrundet og har lav til medium sfærisitet. De består av kvarts, feltspat og biotitt. Dette er gneisklaster. De har en tydelig retning i krystallene. De vulkanske fragmentene er som regel delvis avrundet og har medium til høy sfærisitet. De har en mafisk sammensetning, og en finkornet grunnmasse. De sedimentære fragmentene som er funnet er leirklaster. De er som regel avrundet og har lav til medium sfærisitet. Det ser ut som de har blitt klemt under kompaksjonen.



Figur 5: Konglomerat med plutonske fragmenter fra den nedre delen av kjerneintervallet fra brønn 16/2-13A.

Fra 2659 m finner man et tydelig skille mellom de grove kornene i konglomeraten og karbonatnoduler som finnes videre oppover i kjerneintervallet, 2643–2659 m (Vedlegg 2). Disse nodulene finner man i sandstein-, silt- og leirlagene. Disse nodulene har antakeligvis oppstått som følge av erstatning av de opprinnelige komponentene som var der, for eksempel røtter, bioturbasjon og fossiler (Fig. 6).



Figur 6: Leirlag med klastnoduler i den øvre delen av kjerneintervallet fra brønn 16/2-13A.

Diskusjon

Tolkning av brønn 15/9-9

Det nedre sandsteinlaget i kjerneintervallet til brønn 15/9-9 og tynnslipene har flere indikatorer som tilsier at det kan være et fluvialt eller eolisk ørkenavsetningsmiljø, men og noen viktige forskjeller som kan være avgjørende for å skille dem fra hverandre. Et fluvialt avsetningsmiljø eller eolisk ørkenavsetningsmiljø kan indikeres ved at det er funnet horisontale sandlaminerte strukturer i en bestemt retning, at de laminerte lagene er veldig godt sortert, og at sandkornene for det meste er mediumkornet (Glennie, 1970; Pettijohn et al., 1987). Men viktige indikatorer som tilsier at dette ikke kan være et fluvialt avsetningsmiljø er at det ikke funnet noe bioturbasjon, røtter eller leirklauster, eller at kornstørrelsen blir finere jo lenger opp man kommer i kjerneintervallet, noe som er vanlig å finne i et fluvialt

avsetningsmiljø (Nichols, 2009). Ut fra disse observasjonene kan dette tyde på at dette mest sannsynlig er et eolisk ørkenavsetningsmiljø. Andre publikasjoner som har sett på Rotliegend-avsetninger fra den øvre Rotliegend-gruppen har kommet til lignende konklusjoner. For eksempel har Stemmerik et al. (2000) foreslått at det finnes både eoliske og fluviale avsetningsmiljøer i den øvre Rotliegend-gruppen, som det vil si at begge avsetningsmiljøene er ifølge denne kilden mulig å finne den øvre Rotliegend-gruppen. Man vet også fra Glennie et al. (2003) som har funnet ut at i permtiden var det et ørkenmiljø som fantes i Nordsjøområdet der prøvene er hentet fra. Ut fra det som er observert og det man vet fra tidligere studier er dette gode indikatorer for at det kan ha vært et eolisk ørkenavsetningsmiljø som sedimentene har blitt avsatt i fra denne brønnen, og man kan konkludere med at dette kan ha vært et eolisk ørkenavsetningsmiljø.

Ut fra at det er observert lav til horisontal helningsvinkel i de laminerte lagene kan man anta at avsetningen kan ha skjedd i et nokså flatt område (Glennie, 1970). Forholdene der avsetningen har skjedd kan ha vært i et område i sanddynen der helningen på dynen må ha vært ganske lav eller flat (Glennie, 1970). Dette kan tyde på at sedimentene har blitt avsatt i bunnen av sanddynen eller i et flat område i ørkenen der helningsvinkelen er ganske horisontal.

I den øvre delen av kjerneintervallet skjer det en endring i facies, dette er breksjen som ligger over de eoliske ørkenavsatte sedimentene. Denne breksjen er tolket til å være avsatt i et wadiavsetningsmiljø, men som er tilknyttet det eoliske ørkenavsetningsmiljøet. Når man ser for seg en ørken, tenker man som oftest på en ørken slik som Sahara-ørkenen. Men alle ørkener ser ikke slik ut. Det finnes ørkener som har fjell eller høyder tilknyttet seg. Det som kjennetegner et wadiavsetningsmiljø er at det i perioder kan komme mye nedbør i en ørken, som gjør at den store mengden av regnvannet som kommer på kort tid kan erodere og avsette sedimenter (Glennie, 1970). Funn av strømningsrifler i kjerneintervallet kan indikere på at det har vært vann involvert i prosessen som kan ha erodert og avsatt sandsteinklastene (Vedlegg 2) (Glennie, 1970). Og funn av karbonatsement i tynnslipene indikerer på at det har vært vann involvert (Vedlegg 1) (Harries et al., 2012). Ut fra denne erosjonsprosessen kan det tyde på at klastene som er funnet i kjerneintervallet kan komme fra, for eksempel en dal, høyde eller et fjell, i nærheten til eller i ørkenområdet. Siden klastene består av det samme materialet (sandstein) som sanden de ligger i, kan det tyde på tidlig diagenese. Grunnvann kan sementere sammen sedimentene i et sabkha miljø (Glennie, 1970). Ved neste nedbørsperiode kan disse

sementerte sedimentene bli erodert og avsatt i wadikanalen i form av sandsteinklastene man finner i kjerneintervallet. De horisontale laminerte strukturene mellom klastavsetningene kan tyde på at de eoliske prosessene har tatt over siden det ikke er konstant tilførsel av vann i wadikanalen (Glennie, 1970). Det kan også tyde på at klastene kan stamme i nærhet til avsetningsområdet siden klastene er delvis angulære, som kan tyde på et kort transportintervall (Pettijohn et al., 1987). Ut fra disse observasjonene kan man anta at avsetningene har blitt avsatt i et wadimiljø.

Et mulig kildeområde for sedimentene i brønn 15/9-9 er vanskelig å fastslå. For det første er det få publikasjoner som har sett på brønnene i nærhet til denne brønnen, slik at det blir vanskelig å sammenligne funn med andre resultater. For det andre er det funnet få litiske fragmenter til å ta et endelig standpunkt. Det er funnet flest metamorfe litiske fragmenter i prøven, og det er polykrystalline korn med metamorft opphav som dominerer. Så det kan argumenteres for at kildeområdet kan ha hatt metamorft opphav.

Tolkning av brønn 17/4-1

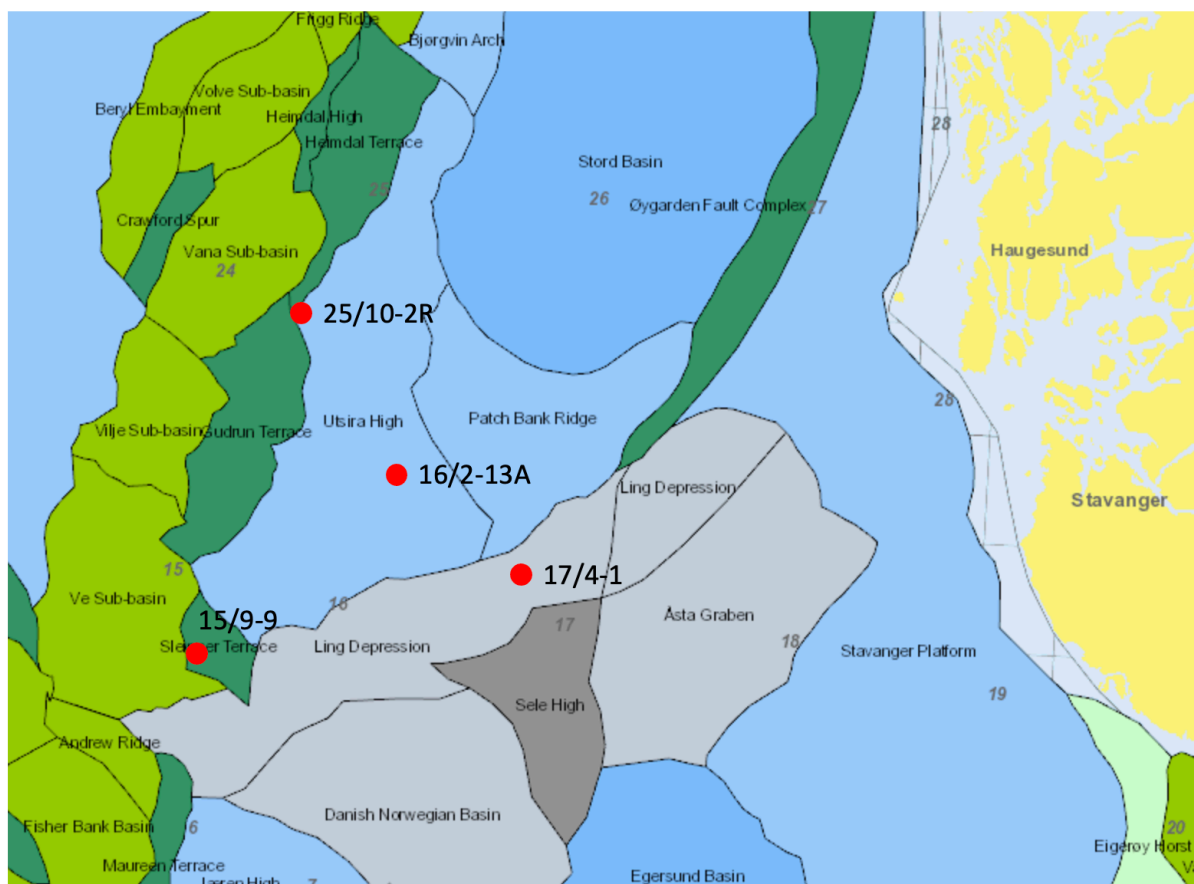
Konglomeraten i det studerte kjerneintervallet og tynnslipene fra brønn 17/4-1 kan tyde at disse har blitt avsatt av en massestrøm. Funn som kan tyde på at sedimentene kan ha blitt transportert ved hjelp av en massestrømprosess er at det ikke er funnet strukturer i kjerneintervallet (konglomeraten er strukturløs), at det i tynnslipene ikke er observert god porøsitet eller permeabilitet, og at det ikke er funnet noe bioturbasjon eller vegetasjon i kjerneintervallet (Blair & McPherson, 1994). Det som indikerer mot at dette kan være en massestrøm er at klastene ikke er angulære, det er vanligere at klastene er angulære i en massestrømvsetning på grunn av kort transportintervall og rask avsetning (Blair & McPherson, 1994). Men dette avhenger av hvilke materialer som blir fraktet av massestrømmen. Siden de vulkanske fragmentene er avrundet kan det være at de består av mykere mineraler som eroderes lettere (Pettijohn et al., 1987). Fra loggen kan det se ut som en massestrøm siden at man ikke kan se progradering eller sandsteinlag (Blair & McPherson, 1994), men kjerneintervallet var bare litt over 3 meter, hadde det vært lenger at man kunne kanskje sett progradering, men tolkningen er basert på det som er observert i kjerneintervallet. Derfor kan man anta at dette har vært en massestrømvsetning.

Funn av vulkanske fragmenter kan indikere på at det har vært vulkansk aktivitet i områdene rundt brønn 17/4-1 når de permiske sedimentene ble avsatt. Siden det er funnet en dominans

av vulkanske fragmenter både i kjerneintervallet og tynnslipene kan det indikere at den vulkanske aktiviteten har vært nærme brønnen eller så har klastene blitt transportert over et lengre område. Det er flere publikasjoner som nevner at det kan ha vært vulkansk aktivitet i Nordsjøen i permtiden, blant annet Stemmerik et al. (2000). Det er da mulig at denne brønnen har ligger nærme områder som har hatt vulkansk aktivitet. Damtoft et al. (1992) og Vejbæk (1997) sier at det var rifthendelser som førte til vulkansk aktivitet i den dansk-norske sektoren i Nordsjøen, som kan indikere på at brønnen har ligget nærme et vulkansk område. Men det skal sies at siden det var mye vulkansk aktivitet i permtiden, og at det ikke har blitt sett på andre brønner i dette området, er det vanskelig å ta et standpunkt over hvor de vulkanske fragmentene faktisk kommer fra. Det kan også være at de har blitt transportert over et lengre område siden klastene er avrundet (Pettijohn et al., 1987).

Det er to høyder i nærheten til brønn 17/4-1 som kan fungere som potensielle kildeområder til brønnen. Disse høydene er Sele-høyden og Utsira-høyden. Det er mulig at sedimentene har blitt transportert mot nordvest med Sele-høyden som kildeområde eller mot sørøst med Utsira-høyden som kildeområde. Det er funnet plutonske fragmenter i kjerneintervallet og tynnslipene som kan gi en indikasjon på hvor sedimentene stammer fra. Det er funnet ut at både Sele- og Utsira-høyden består av granitt (Bartholomew et al., 1993; Achterberg, 2022). Komposisjonen i granitten fra Utsira-høyden, som beskrevet av Achterberg (2022), stemmer ikke overens med den granitten som er observert i tynnslipene og kjerneintervallet fra brønn 17/4-1 som er studert i denne oppgaven. Det kan derfor tyde på at det potensielle kildeområdet for sedimentene som er funnet i brønn 17/4-1, er Sele-høyden.

Hvis klastene kommer fra Sele-høyden kan det indikere på at hovedtransportretningen for sedimentene i dette området har vært mot nordvest. Andre publikasjoner har kommet frem til lignende konklusjoner. Achterberg (2022) foreslår også en hovedtransportretningen for sedimentene i dette området har en retning som går mot nord-nordvest. Dette støtter opp om teorien over hva som er kildeområdet til klastene. På kartet kan man se at Sele-høyden ligger sørøst for brønn 17/4-1 (Fig. 7). Det vil si at klastene kan ha blitt transportert mot nordvest.



Figur 7: Kart som viser posisjonen til brønn 15/9-9, 25/10-2R, 16/2-13A og 17/4-1 med strukturelle elementer. Modifisert fra NPD, 2022.

Tolkning av brønn 25/10-2R

Konglomeraten og sandsteinen i det studerte kjerneintervallet og tynnslipene kan indikere på at avsetningen kan ha skjedd i en massestrømprosess. Det som kan indikere på at dette er en massestrømprosess er at klastene i konglomeraten er veldig dårlig sortert, det er ikke funnet noen strukturer i kjerneintervallet, den er klaststøttet, den har relativ lav porøsitet og permeabilitet, det er ikke funnet noe bioturbasjon eller vegetasjon i kjerneintervallet, og at det er sjeldent å finne sandsteinlag i kjerneintervallet (Blair & McPherson, 1994). Det som derimot skiller seg fra beskrivelsen av en massestrøm i artikkel til Blair og McPherson (1994), er at klastene som er funnet i kjerneintervallet og tynnslipene fra brønn 25/10-2R er at klastene her er delvis avrundet. I deres beskrivelse er klastene fra en massestrøm som regel angulære. Men dette har med hvilke materialer som blir tatt av massestrømmen. For eksempel blir de myke mineraler fortere avrundet enn de harde mineralene (Pettijohn et al. 1987). Ut fra det som er observert i kjerneintervallet og tynnslipene kan det se ut som at dette kan være en massestrømvsetning.

Sedimentene som er funnet i brønn 25/10-2R kan ha kommet fra den nærliggende Utsira-høyden. Dette kan indikeres ved at det i kjerneintervallet og tynnslipene fra brønn 25/10-2R er funnet en dominans av plutonske klaster, som er klassifisert til å være kvartsmonzonittklaster. Achterberg (2022) har sett på kjerneprøver fra grunnfjellet i Utsira-høyden, og beskrivelsen av de klastene som er observert av Achterberg (2022) stemmer god overens med de klastene som er observert i denne brønnen. Det kan derfor indikere på at kildeområdet for sedimentene funnet i brønnen er Utsira-høyden.

På kartet kan man se at brønn 25/10-2R ligger nordvest for Utsira-høyden (Fig. 7). Det er da en mulighet at transportretningen for sedimentene har vært mot nordvest. Achterberg (2022) har også kommet frem til en transportretning for sedimentene i dette område til å være i nord-nordvestlig retning. Man kan ut fra disse resultatene anta at transportretningen for sedimentene har vært i nordvestlig retning i dette området, som er den samme trenden man ser for sedimentene som er funnet i brønn 17/4-1.

Tolkning av brønn 16/2-13A

Karbonatnodulene i leirlagene, siltlagene og sandsteinlagene ovenfor 2659 m tyder på at det har vært vanngjennomstrømning eller at jorden har vært mettet av vann slik at det opprinnelige materialet som var der, for eksempel røtter og bioturbasjon, har blitt erstattet av karbonat (Nichols, 2009). Fra 2659 m og nedover finner man ingen karbonatnoduler, som kan tyde på at vannet ikke har klart å trenge ned til denne dybden slik at karbonat ikke kan ha blitt formert. Det kan tyde på at avsetningene har blitt avsatt av en elv eller alluvialvifte, der vann er en del av prosessen.

Progradering i kjerneintervallet kan tyde på at avsetningsmiljøet må være et miljø som sorterer kornene. Dette finner man blant annet i elver og alluvialvifter, der vann er det som transporterer sedimentene og sorterer kornene (Nichols, 2009). Det kan derfor være at sedimentene har blitt avsatt av en alluvialvifte eller en elv som er tilknyttet alluvialviften på bunnen av alluvialviften, også kalt for alluvialplanet. Fordi en elv kan fortsette videre utover på alluvialplanet når den kommer fra høyden den stammer fra (Nichols, 2009). Når elven treffer alluvialplanet vil den bremses opp, og de tyngre sedimentene vil bli avsatt (Nichols, 2009). Dette kan man blant annet se i kjerneintervallet der de tyngste klastene (konglomeraten) ligger under de lettere sand-, silt- og leirelagene (Vedlegg 2).

Funn av leirklaster i konglomeraten på bunnen av kjerneintervallet (i konglomeratlaget) kan også argumentere for at avsetningene er avsatt på et alluvialplan. På et alluvialplan og i områdene som er tilknyttet alluvialplanet kan det komme perioder med mye nedbør slik at området blir flommet over med vann (Nichols, 2009). På grunn av mer tilførsel av vann, kan elven frakte med seg tyngre sedimenter fra høyden den stammer fra, og så inn i alluvialplanet kan den erodere med seg leirklaster som finnes langs sidene av kanalen og avsette dem sammen med de tyngre sedimentene (Nichols, 2009). Dette kan være en forklaring på at man finner leirklaster i konglomeraten.

På kartet kan det se ut som at sedimentene funnet i brønn 16/2-13A kommer fra den nærliggende Utsira-høyden (Fig. 7). Funn av granittklaster og vulkanske fragmenter kan indikere på at det potensielle kildeområdet for sedimentene funnet i brønnen, er denne høyden. Achterberg (2022) har sett på sammensetningen i Utsira-høyden, og funnet ut at Utsira-høyden består av granitt, og at det i brønn 16/6-1 er funnet vulkanske klaster som er klassifisert som andesitt. Funn av granittklaster og vulkanske fragmenter i kjerneintervallet fra brønn 16/4-1, som kan minne om de som er beskrevet av Achterberg (2022), kan tyde på at disse klastene kan ha kommet fra Utsira-høyden.

Det kan se ut som at transportretningen for sedimentene i dette området har vært mot nordvest. Dette er basert på at på kartet kan man se at brønn 16/2-13A ligger nordvest for Utsira-høyden (Fig. 7). Achterberg (2022) har også forslått en hovedtransportretning for sedimentene som går mot nord-nordvest i dette området. I likhet med brønn 25/10-2R og 17/4-1 har også sedimentene fra denne brønnen en mulig transportretning som går mot nordvest.

Regional-geologisk tolkning

Sammensetningsforskjellene mellom konglomeratene som hovedsakelig er funnet i den østre og midtre delen av det studerte området, og sandsteinene som hovedsakelig er funnet i den vestre delen av det studerte området, kan forklares ved å se på faciesvariasjonene i de studerte brønnene. Det at sammensetningen for konglomeratene er innenfor litisk arkotisk til feltspatisk litarenitisk sammensetning kan forklares ved at det har vært tektonisk aktivitet i dette område, nærmere bestemt en rifthendelse eller flere rifthendelser, som igjen har ført til at det har blitt dannet alluvialvifter som har erodert og avsatt sedimentene. Denne begrunnelsen blir tatt på bakgrunn av at i dette området er det funnet alluvialvifteavsetninger.

For alluvialvifter er gode indikatorer på tektonisk aktivitet (Nichols, 2009). For at en alluvialvifteavsetning skal bli skapt, må man ha en høyde der sedimentene kan bli transportert nedover på (Nichols, 2009). Slike høyder kan bli skapt under rifthendelser der blant annet jordskorpen blir hevet og erodert (Nichols, 2009). Det er flere publikasjoner som har sett på rifthendelser i Nordsjøen, og de diskuterer blant annet når rifthendelsene i Nordsjøen oppsto. Zeigler (1990) foreslår at rifthendelsene startet i triastiden, mens Glennie (1990) foreslår at rifthendelsene startet i tidlig perm. Ut fra at det er funnet alluvialvifteavsetninger (som kan tyde på rifthendelser) i brønnene fra permtiden i denne oppgaven, kan det tyde på at rifthendelsene startet i tidlig perm, slik Glennie (1990) foreslår. Derfor kan rifthendelser være en mulig forklaring på hvorfor sammensetningen for konglomeratene funnet i dette området er innenfor litisk arkotisk til feltspatisk litarenitisk sammensetning.

Det som kan ha skjedd er at rifthendelsene i permtiden har hevet Utsira- og Sele-høyden, som fungerer som potensielle kildeområder til brønnene funnet i den østre og midtre delen av det studerte området. På grunn av denne hevelsen har underliggende eldre formasjoner, fra blant annet grunnfjellet, kommet over de yngre sedimentene og blitt avsatt ved hjelp av alluvialvifter. Achterberg (2022), som har sett på brønner fra grunnfjellet, har beskrevet bergarter som kan minne om klaster som er funnet i brønn 25/10-2R og 16/2-13A. Dette kan være en forklaring på hvorfor man finner plutonske fragmenter fra grunnfjellet i de permiske avsetningene fra dette området.

Det at sammensetningen er annerledes vest i det studerte området, der brønn 15/9-9 ligger, kan ha en sammenheng med at avsetningene som er funnet her har vært et i et eolisk ørkenmiljø. Sedimenter som man finner i ørkener er som regel de mer stabile og harde mineralene, som for eksempel kvarts og feltspat (Nichols, 2009). Det har en sammenheng med at vindtransporterte sedimenter har en ødeleggende evne på de mindre stabile mineralene (Nichols, 2009). For eksempel hvis et kvartskorn kolliderer med et muskovittkorn, er det muskovittkornet som tar størst skade av kollisjonen. Derfor vil man som regel finne de mest harde og stabile mineralene i en ørken. Det kan da være at de litiske fragmentene som fantes i denne ørkenen har blitt ødelagt over tid. Og det kan forklare hvorfor sandsteinene i dette området har en sammensetning innenfor arkose til subarkose.

Det kan se også se ut som at den vestlige delen av det studerte området ikke har vært påvirket av rifthendelsene som den østlige og midtre delene har blitt påvirket av, fordi avsetningene fra

den vestlige delen ikke har de samme faciesene eller sammensetningen som for områdene som er påvirket av rifthendelser. Publikasjoner som har sett på permiske avsetninger i det dansk-norske bassenget i Nordsjøen kan gi en indikasjon på hvordan forholdene har vært i det studerte området. Damtoft et al. (1992) og Vejbæk (1997) foreslår at det har skjedd en avsetning av sedimenter etter rifthendelsene som foregikk tidligere i det dansk-norske bassenget i Nordsjøen, og funnet ut at avsetningene fra denne perioden hovedsakelig består av eoliske og fluvialavsatte sandsteiner. Hvis studiene til Damtoft et al. (1992) og Vejbæk (1997) stemmer, kan det tyde på at avsetningene vest i det studerte området har blitt avsatt etter rifthendelsene, som igjen kan forklare hvorfor sammensetningen er annerledes i dette området.

En annen indikasjon som kan fortelle at det vestlige området ikke har vært påvirket av rifthendelsene er at ifølge Potter (1994) har sandsteinene funnet i det vestlige område har en typisk sammensetning som er vanlig å finne i passive kontinentale marginer. Det er vanlig at slike marginer oppstår etter en rifthendelse (McKenzie, 1978). Dette taler for at avsetningene i den vestlige delen ikke har vært påvirket av rifthendelsene som foregikk i øst og i midten av det studerte området.

Det kan dermed se ut som at den østlige og midtre delen av det studerte området har vært påvirket av rifthendelser, siden man finner alluvialvifte facies her, men at rifthendelsene opphørte da sedimentene i den vestlige delen ble avsatt siden man finner eoliske facies her.

Siden det er funnet vulkanske klaster i brønn 17/4-1, 25/10-2R og 16/2-13A kan se ut som at områdene øst og i midten i det studerte området har blitt påvirket av vulkanisme samtidig som den tektoniske aktiviteten (rifthendelsen) foregikk. Dette er basert på at vulkansk aktivitet kan oppstå i forbindelse med rifthendelser på riftgrensene der platene beveger seg vekk fra en annen (Walker, 1999). Alluvialvifte facies i brønn 17/4-1 og 25/10-2R, og alluvialplan facies i brønn 16/2-13A, kan fortelle oss at det har vært rifthendelser i de områdene da sedimentene ble avsatt (Nichols, 2009). Det som kan ha skjedd er at rifthendelsen har foregått, som har resultert i at vulkanisme har oppstått, og forkastninger har blitt dannet, slik at underliggende plutonske formasjoner fra grunnfjellet kan ha blitt hevet og erodert. Sedimentene fra disse høydene – som har oppstått som følge av hevelsen – har blitt avsatt der man i dag finner disse brønnene. Og siden man finner både plutonske og vulkanske fragmenter sammen i brønn 17/4-1, 25/10-2R og 16/2-13A kan det indikere på at sedimentene må ha blitt avsatt samtidig

som rifthendelsen og den vulkanske aktiviteten. Hvis ikke hadde man ikke funnet dem avsatt sammen.

At det er observert en dominans av vulkanske fragmenter i tynnslipene og kjerneintervallet fra brønn 17/4-1 kan det indikere på at denne brønnen har ligget nærme riftsonen der den vulkanske aktiviteten skjedde. Man vet fra Damtoft et al. (1992) og Vejbæk (1997) at det var vulkansk aktivitet i områdene rundt det dansk-norske bassenget, som har en nærhet til brønn 17/4-1. I motsetning til brønn 25/10-2R og brønn 16/2-13A kan mindre mengder av vulkanske klaster indikere på at de har ligger lenger vekke fra den vulkanske aktiviteten. Nesten fravær av vulkanske fragmenter i sandsteinene fra brønn 15/9-9 kan fortelle at denne brønnen enten har ligget for langt vekke til å bli påvirket av den vulkanske aktiviteten, de vulkanske fragmentene som var i ørkenen har blitt ødelagt av ørkenprosessene eller at den vulkanske aktiviteten hadde stoppet opp da sedimentene fra denne brønnen ble avsatt. Det kan se ut som at den siste teorien stemmer, siden det er antatt at området ikke er påvirket av rifthendelsene (med bakgrunn i studiene til Damtoft et al. (1992) og Vejbæk (1997)), som kan bety at den vulkanske aktiviteten stoppet opp samtidig som rifthendelsene.

Det kan se ut som at transportretningen for sedimentene avsatt i den østlige og midtre delen av det studerte området – der rifthendelsene har foregått– har vært mot nordvest. Hvis man ser på kartet over posisjonen til brønnene i forhold til hvor høydene i dette området ligger (Fig. 7), ligger disse høydene sørøst for brønnene, som kan gi en indikasjon på at transportretningen har vært mot nordvest. Funn av granittklaster i 25/10-2R og 16/2-13A som passer til beskrivelsen av bergartene funnet på Utsira-høyden fra det kaledonske grunnfjellet av Achterberg (2022), kan tyde på at sedimentene har blitt transportert mot nordvest med Utsira-høyden som kildeområde for disse to brønnene. Sele-høyden er foreslått som kildeområde for brønn 17/4-1 basert på at det er funnet granittklaster i denne brønnen, og Bartholomew et al. (1993) sier at Sele-høyden består av granitt. Men komposisjonen til granitten i denne høyden er ikke nevnt, så det er ikke mulig å fastslå at disse klastene kommer fra Sele-høyden, men det er en teori. Achterberg (2022) har også kommet frem til at transportretningen for sedimentene i dette området har vært i nord-nordvestlig retning. Så ut fra disse funnene, kan det se ut som at alluvialviftene har transportert sedimentene i nordvestlig retning.

Konklusjon

Dette studiet har kommet frem til at sammensetningen mellom konglomeratene og sandsteinene som er undersøkt varierer med facies. Konglomeratene, som er avsatt av alluvialvifter, har mer litiske fragmenter i seg enn sandsteinene som er avsatt i et eolisk ørkenmiljø. Alluvialvifteavsetningene tyder på at det har vært rifthendelser i den østlige og midtre delen av det studerte området, som har ført til at det underliggende grunnfjellet har blitt hevet og erodert. Som kan være årsaken til at man finner klaster fra grunnfjellet i avsetningene fra Rotliegend-gruppen. Sandsteinene har blitt avsatt etter rifthendelsene i et ørkenmiljø der bare de hardeste og mest motstandsdyktige mineralene har overlevd de eoliske prosessene som foregår i en ørken.

Litteratur

Achterberg, A. M. v. 2022. North-Sea basement and provenance of the Permian Rotliegend Group. Bachelor Thesis, University of Stavanger, 50 s.

Bartholomew, I. D., Peters, J. M. & Powell C. M. 1993. Regional structural evolution of the North Sea: oblique slip and the reactivation of basement lineaments. *Petroleum Geology Conference series*, 4, 1109-112.

Blair, T. C. & McPherson, J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3), 450-489.

Damtoft, K., Nielsen, L. H., Johannessen, P. N., Thomsen, E. & Andersen, P. R. 1992. Hydrocarbon plays of the Danish Central Trough. I: Spencer, A. M. (utgiver) *Generation Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbon II*. European Association of Petroleum Geoscientist, Special Publications, 2., Springer Verlag, Berlin, 35-58.

Dickinson, W. R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 695-707.

Glennie, K. W. 1970. Wadis and desert fluvial sediments. I: Glennie, K. W. (utgiver) *Desert Sedimentary Environments*. Elsevier Pub. Co., Amsterdam, 29-56.

Glennie, K. W. & Buller, A. T. 1983. The Permian Weisshelg of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sedimentary Geology*, 35, 43-81.

Glennie, K. W. 1990. Outline of North Sea history and structural framework. I: Glennie, K. W. (utgiver) *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea* (3. utgave). Blackwell, Oxford, 34-77.

Glennie, K. W. 1997. Recent advances in understanding the Southern and North Sea Basin: a summary. I: Zeigler, K., Turner, P. & Daines, S. R. (utgiver) *Petroleum Geology of the*

Southern North Sea: future potential. Special Publication of the Geological Society of London, 123, 17-29.

Glennie, K. W. 1998. Lower Permian - Rotliegend. I: Glennie, K. W. (utgiver) Petroleum geology of the North Sea, basic concepts and recent advances (4. utgave). Blackwell Scientific Publications, Oxford, 137-173.

Glennie, K. W., Higham, J. & Stemmerik, L. 2003. Permian. I: Evans, D., Graham, C., Armour, A. & Bathurst, P. (utgiver) The Millennium Atlas: petroleum geology of the central and northern North Sea. The Geological Society of London, London, 212-225.

Harris, P. M., Kendall, C. G. ST. C. & Lerche I. 1985. Carbonate Cementation – A Brief Review. I: Schneidermann, N., Harris, P. M. (utgiver) Carbonate Cements. SEMP, Special Publication, 36, 79-95.

Howarth, R. J. 1998. Improved Estimators of Uncertainty in Proportions, Point-Counting, and Pass-Fail Test Results. American Journal of Science, 298, 594-607.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. R., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. & Sares, S. W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology, 54, 103-116.

Larsen, B. T., Olaussen, S., Sundvoll, B. & Heeremans, M. 2013. Vulkaner, forkastninger og ørkenklima – Osloriften og Nordsjøen i karbon og perm: 359–252 Ma. I: Ramberg, I. B., Bryhni, I., Nøttvedt, A. & Rangnes, K. (utgiver) Landet blir til – Norges geologi (2. utgave). Norsk Geologisk Forening, Trondheim, 288-332.

Longiaru, S. 1987. Visual Comparators for Estimating the Degree of Sorting from Plane and Thin Section. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 791-194.

McBride, E. F. 1963. A Classification of Common Sandstones. Journal of Sedimentary Petrology, 33, 664-669.

McKenzie, D. P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.

NPD, 2022. https://factmaps.npd.no/factmaps/3_0/ (besøkt dato 13.05.22)

Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy* (2. utgave). Wiley-Blackwell, Chichester, England, 419 s.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. 1987. *Sand and Sandstone* (2. utgave). Springer-Verlag, New York, 340 s.

Potter, P. E. 1994. Modern sands of South America: composition, provenance and global significance. *Geologische Rundschau*, 83(1), 212-232.

Smith, D. B. 1979. Rapid marine transgression and regression of the Upper Permian Zechstein Sea. *Journal of the Geological Society of London*, 136, 155-156.

Stemmerik, L., Ineson J. R. & Mitchell J. G. 2000. Stratigraphy of the Rotliegend Group in the Danish part of the Northern Permian Basin, North Sea. *Journal of the Geological Society*, London, 157, 1127-1136.

Udden, J. A. 1914. Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 25, 655-744.

Vejbæk, O. V. 1997. Dybe strukturer i danske sedimentære bassiner. *Geologisk Tidsskrift*, 4, 1-31.

Walker, G. 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 21-34.

Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-394.

Zeigler, P. A. 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe (2. utgave). Geological Society for Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V., The Hague, 239 s.

Vedlegg

Vedlegg 1 – tynnslipsprotokoll

	Brønn 15/9-9									
	15/9-9 3032,2 m		15/9-9 3032,56 m		15/9-9 3035,03 m		15/9-9 3036,03 m		15/9-9 3041,02 m	
	Telt	%	Telt	%	Telt	%	Telt	%	Telt	%
Kvarts, ikke undulatorisk	58	11,0	16	3,9	11	3,1	12	4,4	9	2,4
Kvarts, undulatorisk	181	34,5	160	39,0	89	25,1	85	31,3	174	46,3
Kvarts, polykrystallin	9	1,7	–	–	–	–	–	–	–	–
Kvarts, polykrystallin 2–3	–	–	6	1,5	6	1,7	1	0,4	2	0,5
Kvarts, polykrystallin >3	–	–	15	3,7	4	1,1	2	0,7	10	2,7
Feltspat	39	7,4	–	–	–	–	–	–	–	–
Alkalifeltspat	–	–	52	12,7	24	6,8	39	14,3	42	11,2
Plagioklas	–	–	3	0,7	1	0,3	8	2,9	20	5,3
Oppløst feltspat	4	0,8	–	–	–	–	–	–	–	–
Oppløst alkalifeltspat	–	–	14	3,4	14	4,0	13	4,8	9	2,4
Oppløst plagioklas	–	–	5	1,2	15	4,2	9	3,3	22	5,9
Vulkansk litisk fragment	–	–	2	0,5	1	0,3	–	–	–	–
Metamorft litisk fragment	6	1,1	1	0,2	4	1,1	5	1,8	5	1,3
Plutonsk litisk fragment	2	0,4	–	–	1	0,3	1	0,4	–	–
Metapelitt	–	–	6	1,5	–	–	2	0,7	2	0,5
Muskovitt	7	1,3	5	1,2	4	1,1	3	1,1	5	1,3
Biotitt	1	0,2	1	0,2	1	0,3	1	0,4	–	–
Opakt mineral	1	0,2	–	–	1	0,3	1	0,4	–	–
Karbonatsement	77	14,7	54	13,2	70	19,8	36	13,2	7	1,9
Intragranulær karbonatsement	–	–	–	–	–	–	1	0,4	–	–
Kaolinitsement	20	3,8	7	1,7	30	8,5	16	5,9	17	4,5
Intragranulær kaolinitsement	–	–	–	–	–	–	1	0,4	1	0,3
Hematitsement	73	13,9	42	10,2	55	15,5	11	4,0	4	1,1
Illitsement	–	–	10	2,4	6	1,7	–	–	–	–
Intragranulær illitsement	–	–	–	–	–	–	3	1,1	1	0,3
Kvartssement	–	–	9	2,2	9	2,5	13	4,8	28	7,4
Feltspatsement	–	–	–	–	–	–	1	0,4	–	–
Intergranulære porer	2	0,4	2	0,5	1	0,3	2	0,7	8	2,1
Intragranulære porer	–	–	–	–	5	1,4	2	0,7	6	1,6
Fyllosilikatmatriks	11	2,1	–	–	2	0,6	3	1,1	3	0,8
Tomrom	32	6,1	–	–	–	–	–	–	–	–
Ukjent	2	0,4	–	–	–	–	1	0,4	1	0,3
Sum	525	100	410	100	354	100	272	100	376	100

	Brønn 17/4-1				Brønn 25/10-2R			
	17/4-1 3881,95 m		17/4-1 3883,35 m		25/10-2R 9896 ft		25/10-2R 9884 ft	
	Telt	%	Telt	%	Telt	%	Telt	%
Kvarts, ikke undulatorisk	7	6,3	5	4,3	8	7,3	9	7,7
Kvarts, undulatorisk	22	19,8	20	17,4	22	20,2	13	11,1
Kvarts, polykrystallin 2-3	–	–	–	–	1	0,9	–	–
Kvarts, polykrystallin >3	6	5,4	3	2,6	1	0,9	2	1,7
Chert	4	3,6	3	2,6	–	–	–	–
Alkalifeltspat	1	0,9	1	0,9	14	12,8	13	11,1
Plagioklas	10	9,0	19	16,5	5	4,6	13	11,1
Oppløst alkalifeltspat	–	–	–	–	1	0,9	–	–
Oppløst plagioklas	1	0,9	1	0,9	1	0,9	–	–
Illittisert feltspat	–	–	–	–	1	0,9	–	–
Plutonsk litisk fragment	11	9,9	2	1,7	13	11,9	28	23,9
Metamorft litisk fragment	4	3,6	4	3,5	2	1,8	4	3,4
Vulkansk litisk fragment	9	8,1	6	5,2	–	–	–	–
Sedimentært litisk fragment	1	0,9	–	–	–	–	–	–
Karbonatklast	–	–	–	–	–	–	1	0,9
Litisk fragment med ukjent opprinnelse	2	1,8	2	1,7	2	1,8	1	0,9
Muskovitt	1	0,9	–	–	3	2,8	1	0,9
Biotitt	–	–	2	1,7	1	0,9	–	–
Opakt mineral	–	–	2	1,7	–	–	–	–
Karbonatsement	9	8,1	14	12,2	23	21,1	6	5,1
Intragranulær karbonatsement	1	0,9	2	1,7	–	–	–	–
Hematittsement	15	13,5	23	20,0	–	–	–	–
Kaolinitsement	1	0,9	5	4,3	–	–	–	–
Illittsement	–	–	–	–	3	2,8	7	6,0
Kvartssement	–	–	–	–	1	0,9	–	–
Intergranulære porer	4	3,6	1	0,9	5	4,6	19	16,2
Intragranulære porer	1	0,9	–	–	2	1,8	–	–
Ukjent	1	0,9	–	–	–	–	–	–
Sum	111	100	115	100	109	100	117	100

	Brønn 25/10-2R							
	25/10-2R 9910 ft		25/10-2R 9950 ft		25/10-2R 9965,5 ft		25/10-2R 9976 ft	
	Telt	%	Telt	%	Telt	%	Telt	%
Kvarts, ikke undulatorisk	6	3,3	2	3,0	37	9,0	27	10,4
Kvarts, undulatorisk	30	16,6	11	16,4	125	30,6	87	33,6
Kvarts, polykrystallin >3	2	1,1	2	3,0	26	6,4	12	4,6
Chert	–	–	–	–	1	0,25	–	–
Alkalifeltspat	23	12,7	4	6,0	47	11,5	39	15,1
Plagioklas	10	5,5	3	4,5	36	8,8	31	12,0
Oppløst alkalifeltspat	–	–	1	1,5	–	–	2	0,8
Oppløst plagioklas	–	–	1	1,5	–	–	–	–
Illittisert feltspat	–	–	–	–	1	0,25	–	–
Plutonsk litisk fragment	15	8,3	21	31,3	19	4,6	9	3,5
Metamorft litisk fragment	2	1,1	4	6,0	6	1,5	2	0,8
Vulkansk litisk fragment	–	–	1	1,5	1	0,25	1	0,4
Karbonatklast	1	0,6	–	–	–	–	–	–
Litisk fragment med ukjent opprinnelse	–	–	1	1,5	5	1,2	–	–
Muskovitt	1	0,6	–	–	1	0,25	–	–
Biotitt	–	–	1	1,5	–	–	–	–
Kloritt	–	–	1	1,5	–	–	–	–
Karbonatsement	2	1,1	7	10,4	46	11,2	20	7,7
Intragranulær karbonatsement	7	3,9	–	–	1	0,25	–	–
Leire	82	45,3	–	–	–	–	–	–
Hematittsement	–	–	1	1,5	6	1,5	–	–
Illittsement	–	–	3	4,5	37	9,0	10	3,9
Kvartssement	–	–	–	–	1	0,25	–	–
Intergranulære porer	–	–	2	3,0	12	2,9	19	7,3
Ukjent	–	–	1	1,5	1	0,25	–	–
Sum	181	100	67	100	409	100	259	100

Vedlegg 2 – kjernelogger

Legende



klaststøttet konglomerat



leire



silt



matriksstøttet breksje



sandstein



klaststøttet breksje



laminering



strømningsrifler



sekundære sprekker med kvarts



metamorf klast



granittklast



karbonatnodul



vulkansk fragment




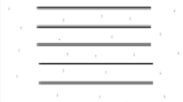




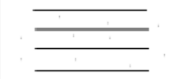

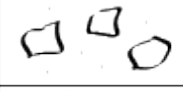
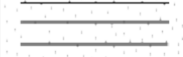
leirklast





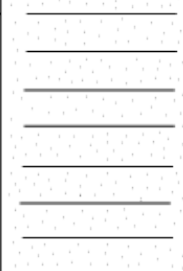


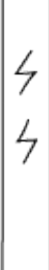






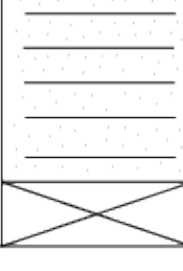
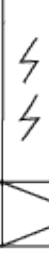


kvartsmonzonittklast



erosjonsgrense

	Litologi	Kornstørrelse		Beskrivelse	Avsetningsmiljø
		medium	pebb		
3032				matriksstøttet	Wadimiljø
3033				laminering	
3034				klaststøttet	
				matriksstøttet	
3035				laminering	
				klaststøttet	
				laminering	
3036				klaststøttet	
				matriksstøttet	
3037					

generelt røf farge








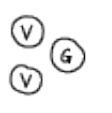


	Litologi	Kornstørrelse sand medium	Beskrivelser	Avsetningsmiljø
3037			strømningsrifler	Eolisk ørkenmiljø
3038			sekundære sprekker med kvarts	
3039			sekundære sprekker med kvarts	
3040				
3040			sekundære sprekker med kvarts	
3041				
3041			sekundære sprekker med kvarts	
3042				

generelt rød farge

Eolisk ørkenmiljø

	Litologi	Kornstørrelse sand medium	Beskrivelse	Avsetningsmiljø
3042			sekundære sprekker med kvarts generelt rød farge	Eolisk ørkenmiljø
3043				

Brønn 17/4-1

	Litologi	Kornstørrelse <small>mm</small>	Beskrivelser	Avsetningsmiljø
3881			funn av vulkanske fragmenter og granittklaster	Alluvialvifte
3882			funn av vulkanske fragmenter, granittklaster og gneisklaster	
3883				
			funn av vulkanske fragmenter og granittklaster	
3884				

	Litologi	Kornstørrelse sand medium pøbb	Beskrivelser	Avsetningsmiljø	
9888		G	I dette intervallet forsvinner kvartsmonzonittklasterne, man finner en dominans av granittklaster i dette intervallet	Alluvialvifte	
9891					
9894					
9897					
9900					
9903		G	Kjerneintervallet er en strukturløs konglomerat som er dominert av kvartsmonzonittklaster med innslag av granitt-, gneis- og vulkanske klaster i hele intervallet. Klasterne ligger i en mørk medlumkornet sandmatriks. Det er ikke observert progradering.		
9906		KM			
9909					
9912					
9915		KM			
9918					
9921		G			
9924		KM			
9927					
9930		V			
9933		KM			
9936					
9939		M			
9942					
9945				KM	
9948					
9951					
9954		KM			
9957				V	
9960					
9963				KM	
9966					

	Litologi	Kornstørrelse medium sand pebb	Beskrivelser	Avsetningsmiljø
9966			medlumkornet sandsteinlag	Alluvialvifte
9969		(KM)		
9972		(KM)		
9975				
9978		(KM)		
9981		(KM)		
9984		(G)		
9987		(KM)		
9990		(G)		
9993				
9996		(KM)		
9999				
1002		(KM)		
1005		(KM)		
1008		(KM)		

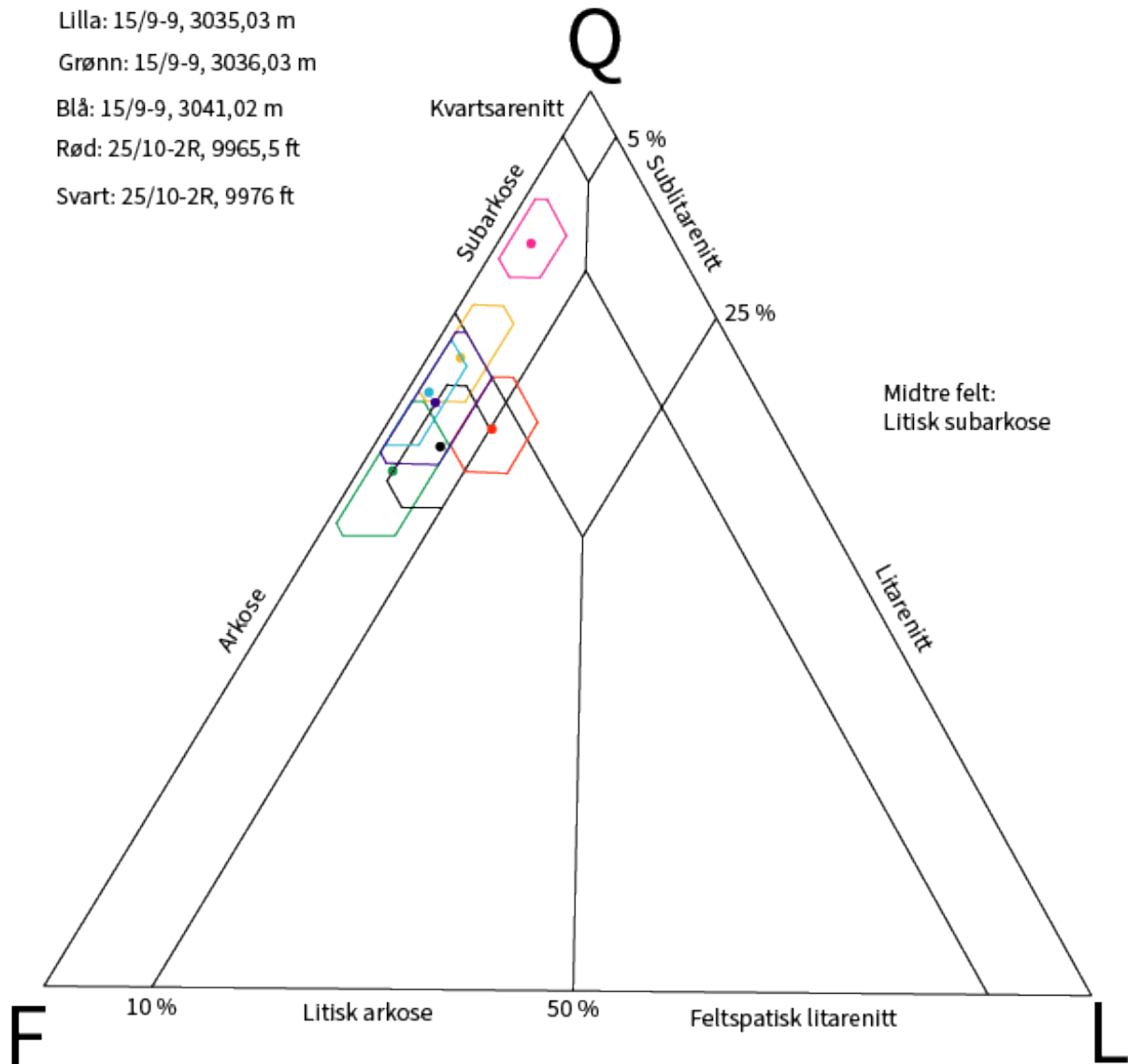
Brønn 16/2-13A

	Litologi	Kornstørrelse				Beskrivelse	Avsetningsmiljø
		leire	silt	vår sand	stein		
2643							
2644						grønngrått leirlag	Paleosol
2645						tynt rødt leilag	
2646							
2647						grønngrått leirlag	
2648							
2649						grønngrått leirlag	
2650						rødt leirlag	
2651							
2652							
2653						erosjonsgrense	
2654							
2655						rødt leirlag	
2656							
2657						rødt leirlag	
2658							
2659						Karbonatnoduler fra 2659 m og oppover strukturløs sandstein	
2660							
2661							
2662							
2663							
2664						Fra 2659-2669 m finner man en dominans av plutonske fragmenter	
2665							
2666						Finner metamorfe- og vulkanske fragmenter, og leirklyster Fargen er grågrønn til rødlig	
2667							
2668							
2669							

Vedlegg 3 – McBride (1963) klassifiseringsdiagram for sandstein

Sandstein

- Rosa: 15/9-9, 3032,2 m
- Oransje: 15/9-9, 3032,56 m
- Lilla: 15/9-9, 3035,03 m
- Grønn: 15/9-9, 3036,03 m
- Blå: 15/9-9, 3041,02 m
- Rød: 25/10-2R, 9965,5 ft
- Svart: 25/10-2R, 9976 ft



Konglomerat

- Blå: 17/4-1, 3881,95 m
- Grønn: 17/4-1, 3883,35 m
- Oransje: 25/10-2R, 9884 ft
- Rød: 25/10-2R, 9896 ft
- Rosa: 25/10-2R, 9910 ft
- Svart: 25/10-2R, 9950 ft

