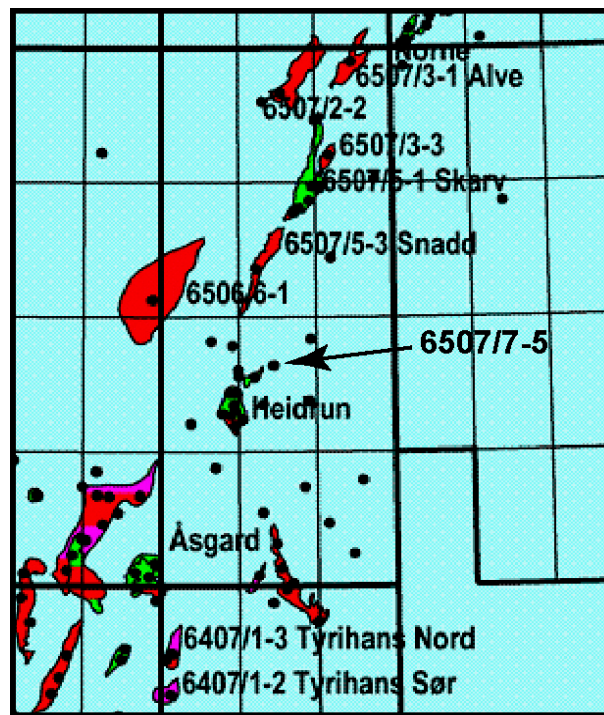


Organisk geokjemi og foraminiferfauna i midtre til øvre jura på Haltenbanken, med vekt på avsetningsmiljø

Ole Tom Grønseth



Cand. Scient oppgave i organisk geokjemi
og mikropaleontologi
Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo



Forsiden: Heidrunfeltet ligger i blokk 6507/7-5 omtrent 270 km nordvest for Trondheim på den Midt-Norske sokkel i den nordlige delen på Haltenterrassen. (Modifisert etter Blystad et al., 1995).

FORORD

Denne hovedfagsoppgave er utarbeidet ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo, under veiledning av professor Jeny Nagy og førsteamanuensis Dag A. Karlsen. En spesiell takk rettes til begge for inspirerende, faglig og praktisk veiledning under hele hovedfagsarbeidet og hjelp til å presentere resultatene fra arbeidet.

Hovedfagsoppgaven var delvis finansiert av VISTA som er et forskningssamarbeid mellom Det Norske Vitenskapsakademi og Statoil. De takkes for økonomisk støtte til gjennomføringen av denne oppgaven, hvor det inngikk mitt opphold i Stavanger i forbindelse med henting av prøvene hos Oljedirektoratet.

Videre en takk til ansatte på organisk geokjemigruppen ved Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo, særlig Kristian Backer-Owe for uunnværlig hjelp i laboratoriet og veiledning ved gjennomførelsen av organisk geokjemiske analyser på Soxtec system HT, Iatroscan tynnlagskromatograf-flammeioniserings detektor (TLC-FID), gasskromatografi-flammeioniserings detektor (GC-FID) og gasskromatografi-massespektroskopi (GC-MS) instrumentene.

Til slutt vil jeg takke min kjære samboer Gun Hilde for all den støtte og hjelp jeg har fått gjennom studiet. Jeg retter også en særlig takk til min mor og far, mine brødre Petter og John, og til slutt Grete og Helge.

Oslo, 5. november 2004

Ole Tom Grønseth
(sign.)

Innholdsfortegnelse

Kapittel 1 – Innledning	1
1.1 Bakgrunn.....	1
1.2 Den undersøkte brønn og formålet med oppgaven.....	1
1.3 Studieområdet og dannelse av organisk rike sedimenter.....	2
Kapittel 2 – Geologisk rammeverk	5
2.1 Haltenbanken og Heidrunfeltets generelt.....	5
2.1.1 Haltenbanken.....	5
2.1.2 Heidrunfeltet.....	8
2.3 Strukturell utvikling av Haltenbankområdet.....	10
2.4 Den Mesozoiske og Kenozoikumske stratigrafi og facies på Midt-Norske sokkel.....	12
2.4.1 Trias.....	13
2.4.2 Nedre jura, Båtgruppen (Åre, Tilje,- Tofte- og Rorformasjonen).....	13
2.4.3 Midtre jura, Fangstgruppen (Ile, Not- og Garnformasjonen.....	16
2.4.4 Midtre til øvre jura, Vikinggruppen, (Melke-, Spekk- og Rognformasjonen).....	18
2.4.5 Kritt.....	19
2.4.6 Tertiær og kvartær.....	20
2.9 Jura paleografi og facies.....	20
Kapittel 3 – Materiale og metoder	24
3.1 Prøvematerialet.....	24
3.2 Laboratorieanalyser a det organiske innholdet.....	24
3.2.1 Soxtec System HT, ekstrahering av kjerneprøvene.....	24
3.2.2 Gasskromatografi - flamme ioniserende detektor (GC-FID.....	25
3.2.3 Kort om modenhet og redokspotensialet.....	28

3.2.4 Pri/n-C17 ved termisk modning og biodegradering.....	28
3.2.5 Gasskromatografi-massespektroskopi (GC-MS).....	29
3.2.6 Molekylær modenhets parametere identifisert ved GC-MS.....	30
3.3 Screening analyser av det organiske materialet.....	31
3.4.1 Kort om screening analyser.....	31
3.4.2 Rock-Eval pyrolyse.....	31
3.4.3 Modningsforløpene til de ulike kerogentypene fra Rock-Eval data og de fire hovedtyper av kerogen.....	35
3.4.4 Analyser av total organisk karbon og total karbon TOC og TC).....	36
3.4.5 Iatroscan TLC-FID metoden (separeringdeteksjon).....	36
3.5 Mikropaleontologiske metoder.....	38
3.5.1 Dispergering av prøver.....	38
3.5.2 Mikroskopering av fossilinnholdet.....	38
3.5.3 Oppbevaring av skallmaterialet i kjerneprøvene.....	39
3.5.4 Diversitets indekser.....	40
3.5.5 Fotografering.....	41

Kapittel 4 – Resultater og datapresentasjon..... 42

4.1 Litologisk beskrivelse av kjernen.....	42
4.1.1 Melkeformasjonen, 2352 meter til 2312 meter.....	42
4.1.2 Spekkformasjonen, 2312 meter til 2307 meter.....	44
4.2 Resultater av Rock-Eval pyrolyse.....	44
4.2.1 Resultater fra de tre formasjoner.....	48
4.3 Resultater av Iatroscan TLC-FID.....	47
4.4 Total organisk karbon (TOC), total karbon (TC) og uorganisk karbon (IC).....	47
4.5 GC-FID, separeasjon deteksjonsteknikk på kjerneekstrakter.....	50
4.6 Biomarkør analyse på GC-MS (separeasjonsteknikk) data på kjerneekstrakter.....	64
4.6.1 Datapresentasjon, terpaner.....	66
4.6.2 Datapresentasjon, steraner.....	70
4.6.3 Data presentasjon, metylfenantren og metyldibenzotiofen.....	71
4.6.4 Data presentasjon, kalkulerte vitrinitreflektivitet verdier.....	76

4.6.5 GC-FID kromatogram til en moden olje prøve.....	78
4.6.6 Feilkilder ved GC-FID og GC-MS analyser.....	79
4.7 Resultater fra litologiske og foraminiferfauna analyser.....	79
4.7.1 Generell faunabeskrivelse av brønn 6507/7-5.....	79
4.8 Inndeling av faunaselskaper.....	80
4.9 Diversitetsindekser og individrikdom.....	82
4.10 Resultater fra litologiske analyser.....	84

Kapittel 5 – Tolkning av avsetningsmiljøet..... 87

5.1 Facies og paleomiljø.....	87
5.1.1 Litologi og gammalogg.....	87
5.1.2 Bestemmelse av kerogentyper (fra Rock-Eval data).....	89
5.1.3 Kerogen karakteristik av formasjonene.....	92
5.1.4 Produksjonsindeksen i formasjonene (fra Rock-Eval data).....	95
5.1.5 Termal påvirkning av organisk materiale (fra Rock-Eval data).....	98
5.2 Ekstraherbart organisk materiale/total organisk karbon (bitumenforholdet).....	99
5.3 Hydrokarbontyper i formasjonene (fra Iatroscan TLC-FID data).....	99
5.4 Diversitet, mengde TOC og pristan/phytan forholdet.....	101
5.4.1 Pristan/phytan i forhold til andre organiske parametere.....	106
5.6 Organisk facies og modenhets parametere fra GC-MS.....	107
5.6.1 Tm/Ts, biologisk markør (modenhets parameter).....	108
5.6.2 Diahopan/(diahopan + normoretan), biologisk markør (modenhets parameter).....	109
5.6.3 22S/(22S + 22R), biologisk markør (modenhets parameter).....	111
5.6.4 C ₃₀ hopan/(C ₃₀ + C ₃₀ normoretan), biologisk markør (facies parameter)	111
5.6.5 Bisnorhopan /(bisnorhopan + norhopan), biologisk markør (facies parameter).....	113
5.6.6 $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C ₂₉ , biologisk markør (modenhets parameter).....	113
5.6.7 20S/(20S + 20R), biologisk markør (modenhets parameter).....	113
5.6.8 5 α (H), 14 β (H), 17 β (H) i C ₂₇ , C ₂₈ , C ₂₉ regilære steraner fra m/z = 218..	114
5.6.9 Metylfenantren forhold, MPR, kjemisk markør (modenhets parameter).....	116

5.6.10 Metylfenantren indeks 1, MPI 1, kjemisk markør (modenhets parameter).....	116
5.6.11 Metylfenantren fordelingsfraksjon 1, MPDF (F1), kjemisk markør (modenhets parameter).....	116
5.6.12 Metyldibenzotiofen forholdet, MDR, kjemisk markør (modenhets parameter).....	116
5.6.13 Kalkulert vitrinitreflektivitet empirisk uttrykk (modenhets parameter).....	116
5.6.14 MDBTs/MPs plottet mot pristan/phytan forholdet.....	119
5.7 Generelt om tolkning av Midt-Norsk jura foraminiferfacies.....	120
5.8 Diversitet.....	121
5.9 Individantall.....	126
5.10 Assosiert fauna.....	127
5.11 Paleooksygenforholdet.....	127
5.12 Paleomiljø tolkning, en syntese.....	129
5.13 Paleogeografisk modell for Melke- og Spekkformasjonen.....	131
Kapittel 6 – Sammedrag og konklusjon.....	136
6.1 Generelt om det undrsøkte materialet.....	136
6.2 Fauna og paleomiljø.....	136
6.3 Oppsummering av momenter som skulle belyses i oppgaven.....	138
Kapittel 7 – Systematisk paleontologi.....	140
7.1 Generelt om artsbestemmelse av foraminiferer.....	140
7.2 Artsregister.....	141
7.3 Beskrivels av foraminiferartene.....	143
Referanselist.....	157

Kapittel 1 – Innledning

1.1 Bakgrunn

Geologien på den norske kontinentalsokkel utenfor Midt-Norge har mange likhetstrekk med Nordsjøen. Det finnes en nesten komplett lagrekke fra trias til kvartær. Intens eksten-sjonstektonikk i utgangen av jura og i tidlig kritt førte til dannelse av roterte forkastningsblokker og horster. I forbindelse med riftingen og transgresjonen i øvre jura utviklet seg stagnerende forhold, og dette har ført til avsetning av organisk rik skifer, Spekkformasjonen, som omfatter de viktigste kildebergarten på Haltenbanken. Analogt har man en tilsvarende skifer, Kimmeridge, i Nordsjøen. Det finnes også gode sandsteins reservoarbergarter i jura og paleocen. Over disse lagene ble det avsatt skifer som fungerer som takbergarter.

1.2 Den undersøkte brønn og formålet med oppgaven

I dette hovedfagsarbeidet gir en stratigrafisk oversikt og faciestolkning av Melke- og Spekkformasjonen fra brønn 6507/7-5, basert på foraminiferanalyser kombinert med data fra organisk geokjemi, for å belyse avsetningsmiljøet for organisk rike skifere i øvre jura på Midt-Norsk sokkel. Antall prøver er totalt 46. Av disse er 23 brukes til kvantitativ foraminiferanalys. De 23 resterende anvendes til organisk geokjemiske analyser. Momenter som skal belyses i hovedfagsoppgaven:

1. Graden av terrestisk påvirkning generelt i Melke og Spekkformasjonene
2. Innfluks av marint organisk materiale
3. Effekt av oppløst oksygen generelt i formasjonene
4. Tolkning av sandlag
5. pH, kalkformaniniferer og andre kalkfossiler
6. Påvisning av eventuelle hiatuser i formasjonene
7. Korrelasjon mellom mikropaleontologiske og organisk geokjemiskeparametre

Hovedmålet med hovedfagsoppgaven er å oppnå en best mulig forståelse av avsetningsforholdene for disse sedimentene, ved hjelp av mikropalentologi og organisk geokjemi. Bestemte problemstillinger innen hvert av de nevnte fagområdene skal belyses.

Til å tolke dannelsesmiljøet er det derfor brukt foraminiferer, som kan fortelle om dannelsesforholdene ved sedimentære avsetninger. Det er gjort lite med hensyn på foraminiferer i dette området tidligere, som har blitt publisert. Innen mikropaleontologi utføres standard kvalitativ foraminiferanalyse. De viktigste parametrene som skal taes med i oppgaven er diversitet, dominans og mengdefordeling av slekter og arter.

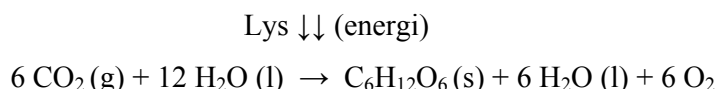
Fra organisk geokjemi skal man benytte følgende analytiske metoder: total organisk karbon (vektprosent), total karbon, Rock- Eval pyrolyse, Soxtec system HT (ekstrahering), Iatroscan tynnlagskromatograf-flammeioniserings detektor (TLC-FID), gasskromatograf-flamme ioniserende detektor (GC-FID), gasskromatografi-massespektroskopi (GC-MS). Det er gjort få undersøkelser fra organisk geokjemi, i likhet med mikropaleontologi, fra dette området som tidligere er blitt publisert. Det skulle derfor utføres en generell beskrivelse av type kerogen og modningsgrad av det organiske materialet. I tillegg skulle det utføres mer detaljert organisk geokjemiske analyser på utvalgte deler fra begge formasjonene.

Hensikten ved å analysere det organiske materialet fra kjerneprøvene, er å kvantifisere det organiske innholdet og å stadfeste materialets temperaturpåvirkning, kerogentyper, TOC, TC og IC, samt indikasjon på sedimentær facies, anoksisk / oksisk avsetningsmiljø - og de ulike typer av molekylære fossiler, det vil si biomarkører.

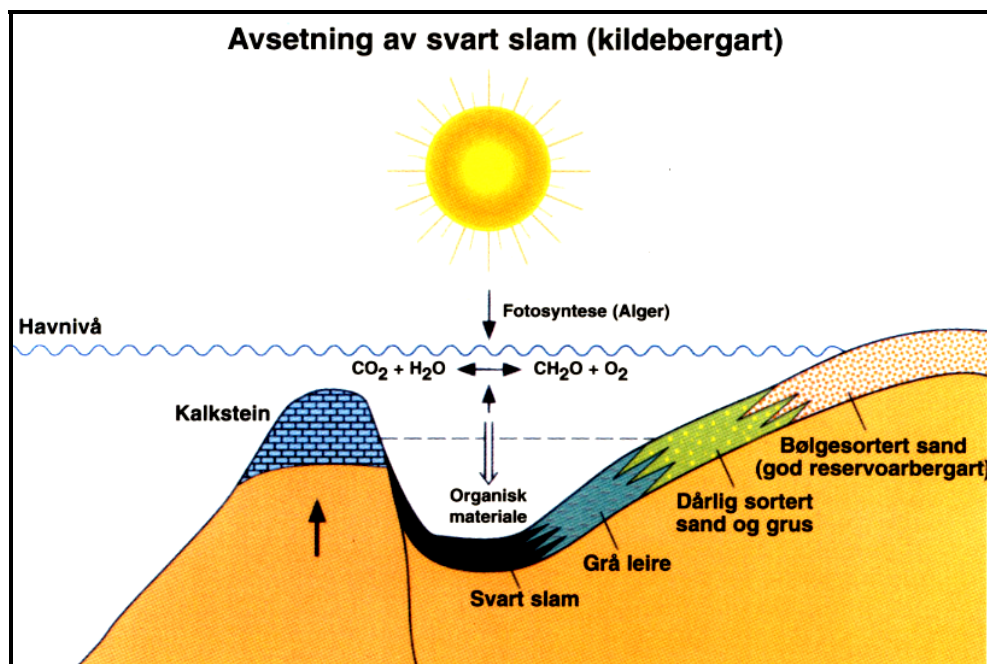
1.3 Studieområdet og dannelselse av organisk rike sedimenter

Haltenbanken er karakterisert ved nord-sør til nordnordøst-sørsørvest gående forkastninger med modifiserte forkastninger i nordnordvest-sørsørøstlig retning, som danner horster og grabener (Hollander, 1984). Heidrunfeltet ligger i blokk 6507/7-5 omtrent 270 km nordvest for Trondheim på den midtnorske sokkel i den nordligste delen på Haltenterrassen. Vikinggruppen (Melke-, Spekk- og Rognformasjonen) ble avsatt i perioden fra bajoc til ryazan og har tykkelse opptil 1000 meter i begrensede nedforkastede områder. Melkeformasjonen er av bajoc til oxford alder, men mektigheten varierer og kan bli opptil 100 meter i nedforkastede områder. Spekkformasjonen (oxford til ryazan) kan i lave

strukturelle områder representere uvanlig tykke lagpakker. En av forutsetningene for dannelse av organisk rike sedimenter er tilstrekkelig tilførsel av organisk materiale. Dette kan være marint produsert, lakkustrint eller terrestrisk materiale. I dannelses prosessene er lys og fotosyntese helt avgjørende. Under fotosyntesen dannes høyenergi karbohydratforbindelser fra lavenergi karbondioksyd og vann ved hjelp av solenergi (Tissot og Welte, 1984) forenklet vist ved følgende likning:



Fotosyntesen, næringsstoffer og plankton, er utgangspunktet for dannelse av organisk karbon (Fig. 1.1).



Figur 1.1. Figuren viser prinsippet for dannelse av organisk rike sedimenter. (Modifisert etter Bjørlykke, 2001).

Planktoniske og alger binder store mengder $\text{CO}_2 (\text{g})$ i den øvre del av vannsøylen, ved hjelp av fotosyntesen. Organisk materiale transporteres ut fra den fotiske sonen ved hjelp av sedimentasjon av hele og delvis nedbrutte celler og fekalier (pellets) fra plankton, eller ved fluvial tilførsel av terrigent organisk materiale. Disse prosesser kan tilføre betydelig mengder med organisk materiale til havbunnen. Type avsetningsmiljø og tilstedeværende

grupper av ulike organismer, vil ha betydning for hvor store mengder av det organiske materialet blir akkumulert i sedimentene. Biologisk produksjon i marine miljøer er spesielt viktig i forbindelse med dannelse av kildebergarter for petroleum. I vannmasser med lavt innhold av på oksygen vil det organiske materialet bli utsatt for mindre grad av nedbrytning, og har dermed større muligheter for å bli inkorporert i sedimentet (Demaison og Moore, 1980). Mangel på bioturbasjon kan føre til avsetning av laminerte sedimenter, og disse kan inneholde mye organisk karbon dersom tilførselen av organisk materiale er høy. Disse faktorene kan føre til dannelse av organisk rike sedimenter.

Kapittel 2 – Geologisk rammeverk

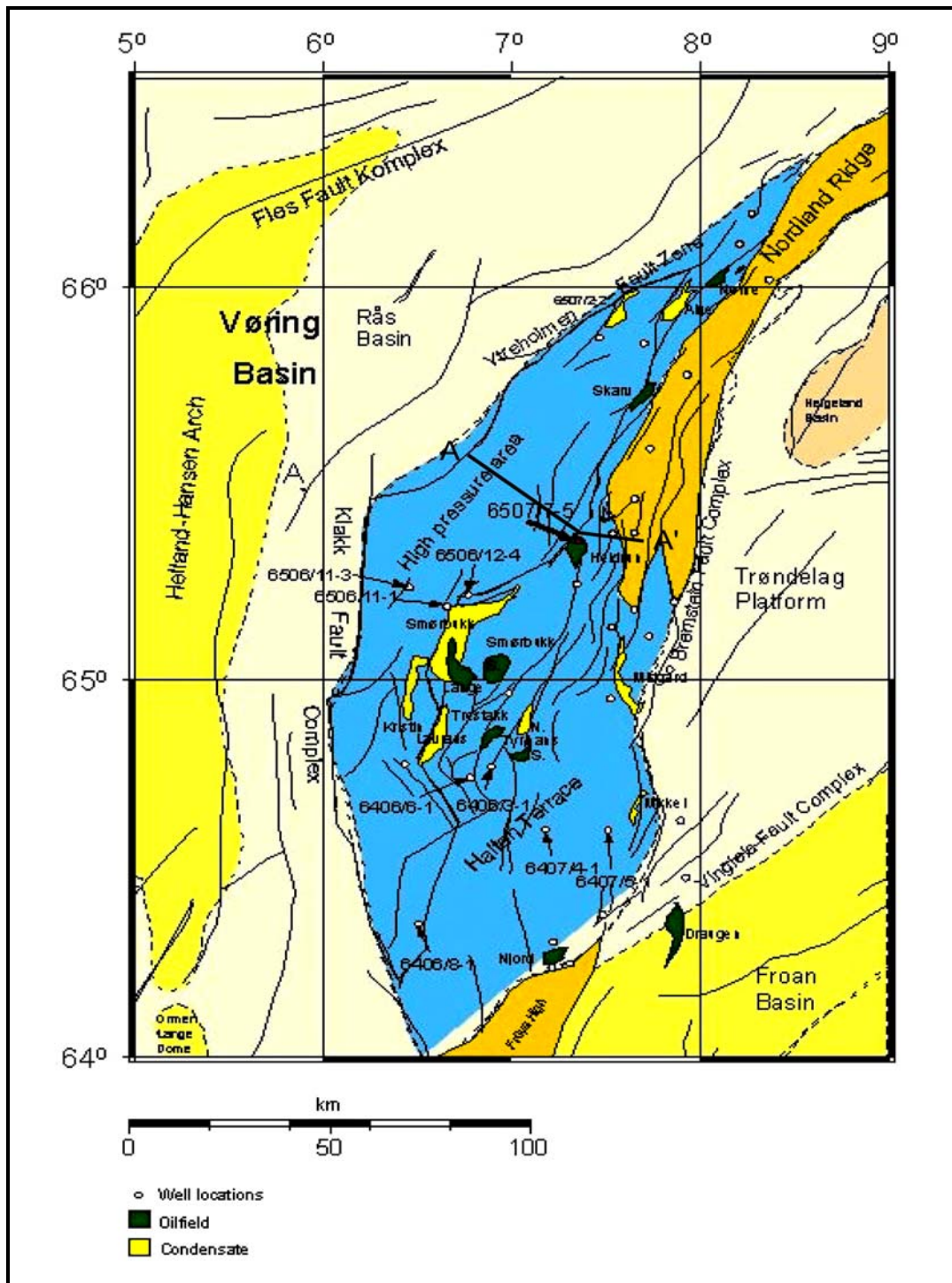
2.1 Haltenbanken og Heidrunfeltet generelt

2.1.1 Haltenbanken

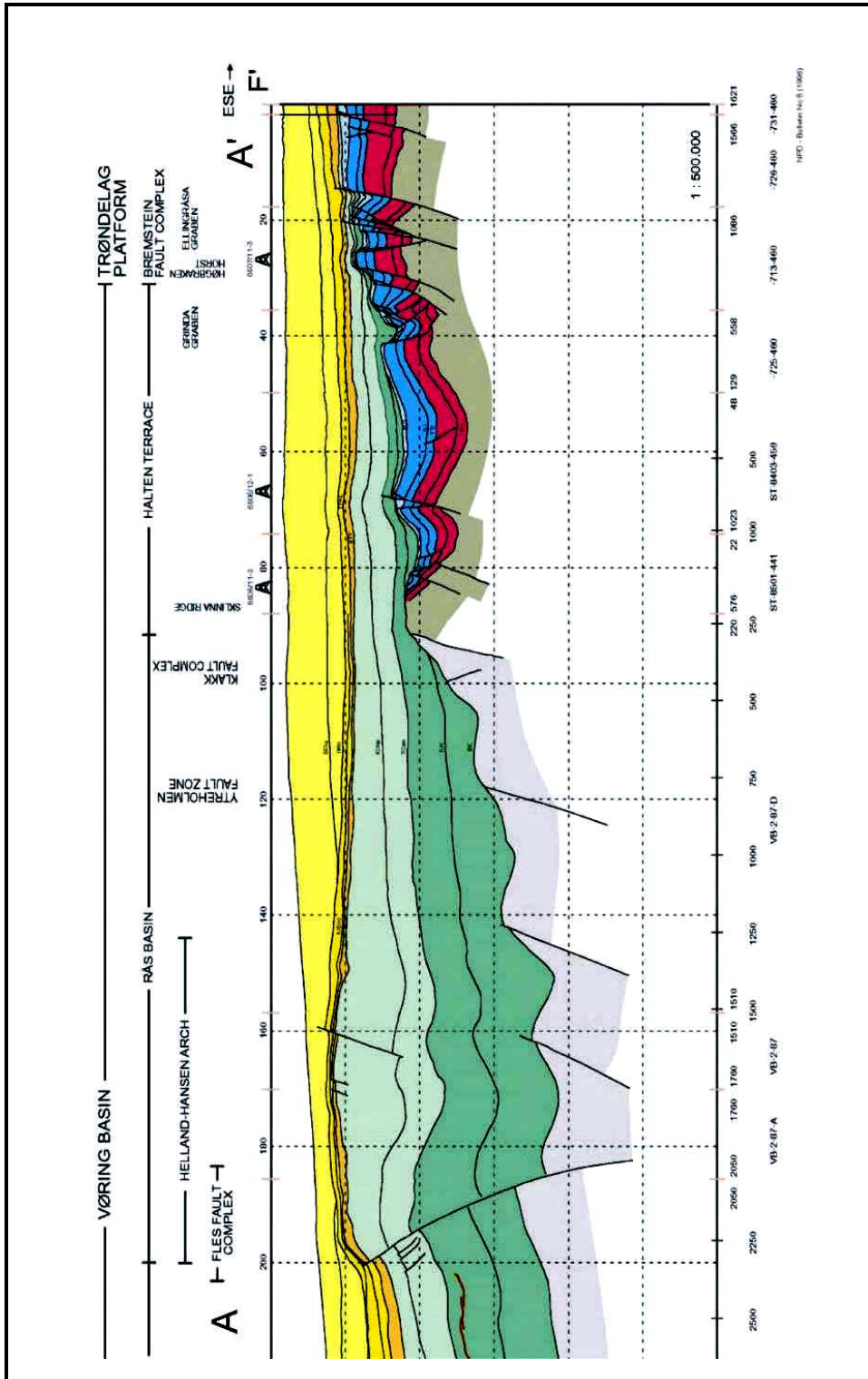
Den Midt-Norske margin er en riftet passiv kontinentalmargin mot Atlanterhavet, mellom 62° N og 72° N. Haltenbanken ligger på den Midt-Norske kontinentalsokkel utenfor Nord-Trøndelag, mellom Trøndelagsplattformen i øst og Vøring-Møre bassenget mot vest (Fig. 2.1). Marginen er dannet som et resultat av kontinental oppsprekning med påfølgende havbunnsbredning og ligger direkte på den Kaledonske suturlinjen mellom Grønland og det Fennoskandiske kratonet (Bukovics et al., 1984).

Haltenbankområdet er karakterisert ved nord-sør- til nordnordøst-sørsørvestgående forkastninger med modifiserte forkastninger i nordnordvest-sørsørøstlig retning, som danner horster og grabner (Hollander, 1984). Hovedstrukturelementene på Haltenbanken er Trøndelagsplattformen, Nordlandsryggen, Haltenterrassen og Vøringsbassenget. Trøndelagsplattformen separeres fra Vøring- og Mørebasengene som ligger på et større vandyp mot vest av vestovergående normalforkastninger (Figur 2.2). Området som separerer disse plattformene kalles Haltenterrassen, som er omkring 130 km lang og 80 km på det bredeste. Haltenterrassen er karakterisert av en serie av roterende forkastningsblokker og inneholder feller for store mengder hydrokarboner (Provan, 1992).

De stratigrafisk grunneste delene av Haltenterrassen er mot nordøst, hvor toppen av den jurassiske lagpakken er funnet mellom 2000 og 3000 meter. I sør er det over 4000 meter ned til den jurassiske lagpakken (Heum et al., 1986). I nord går Haltenterrassen over i det trangere Dønnaterrassen, og i sør er forsyvningen konsentrert langs det trange Klakkforkastnings-komplekset. Liggblokkene i de østlige delene av forkastningssonene som lokaliseres på Nordlandsryggen langs Revefallet-forkastningskompleks, og Frøya og Skinnarryggen langs Klakkforkastningskompleks, er karakterisert av betydelig heving (Ehrenberg et al., 1992).



Figur 2.1 Kart som viser de viktigste strukturelle trekkene på Haltenbanken. Linje A – A' viser traseen for profilet i figur 2.2. (Fra Karlsen et al., 2004).



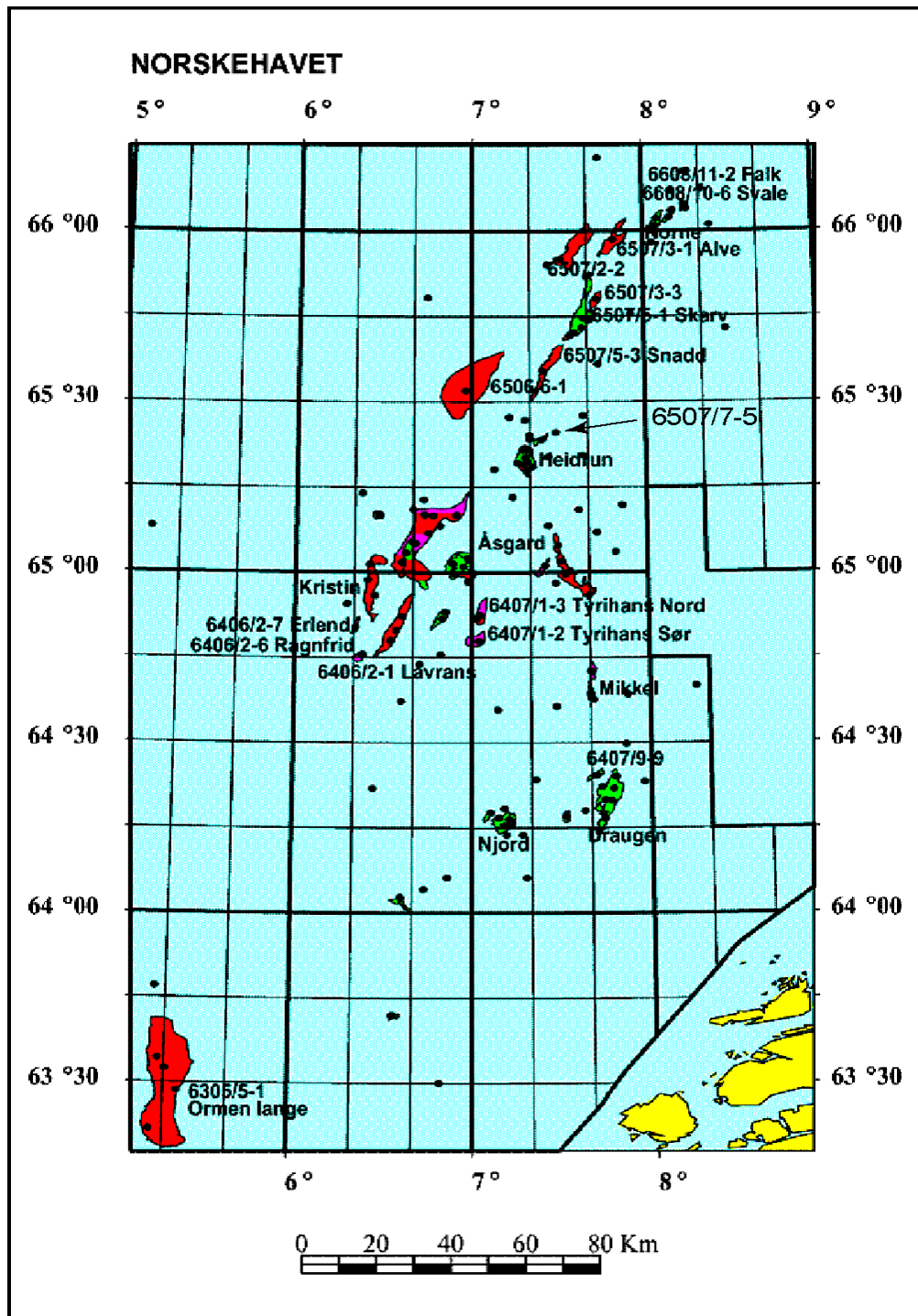
Figur 2.2 Regionalt øst-vest profil over Haltenbanken. Beliggenheten av profillet er vist i figur 2.1. (Fra Blystad et al., 1995).

2.1.2 Heidrunfeltet

Heidrun dekker et areal på 37 km², og er en olje og gassfelt. Feltet er karakterisert av store roterende forkastningsblokker. Disse strukturer regnes til den Kimmeriske tektoniske episode (Whitley, 1992) som fant sted i øvre jura til nedre kritt. Det er disse forkastningsblokkene som inneholder mesteparten av hydrokarbonene en finner i Haltenbanken området. Petroleum er akkumulert i en kompleks lagpakke av nedre til mellomjurassiske sandstein-reservoarer.

Innenfor Heidrunfeltet eksisterer det tre primære reservoarenheter: 1) Åreformasjonen i nedre jura (Båtgruppen) varierer avsetningsmiljøet fra kystslette til deltaavsetninger med sumper og kanaler som går over i marginale facis. 2) Tiljefformasjonen i Båtgruppen fra nedre jura representerer et avsetningsmiljø som er typisk marginalt til grunnmarint med intertidal påvirkning. Reservoarkvaliteten er stort sett god, til tross for av stort lateral utbredelse (Fagerland, 1990). 3) Fangstgruppen i midtre jura består av grunn marin til fluvial sandstein med gode til svært gode reservoaregenskaper (Ehrenberg et al., 1990).

Den kullførende Åreformasjonen er en viktig kildebergart som inneholder type III kerogen (Heum et al., 1986). Øvre juraskifer i Spekkformasjonen som er ekvivalent med Kimmeridgeskiferen, er den primære kildebergarten i området (Heum et al., 1986, Karlsen et al., 1995).



Figur 2.3 Kart over den Midt-Norske kontinentalsokkel som viser de ulike olje og gassfeltene og beliggenheten til brønn 6507/7-5 på Heidrunfeltet. (Modifisert etter Blystad et al., 1995).

2.3 Strukturell utvikling av Haltenbankområdet

Den tektoniske utviklingen på den Midt-Norske kontinentalsokkel er diskutert av:

Bukovics et al. (1984), Jacobsen og van Veen (1984), Hollander (1984), Heum et al. (1986), Harris (1989), Ehrenberg et al. (1992), Whitley, (1992) og Blystad et al. (1995).

Den følgende oversikt er basert på disse publikasjoner.

Åpningen av Nordatlanten foregikk i et tektonisk aktivt område mellom to stabile plater; den Eurasiske og den Nord-Amerikanske. Utviklingen av Nordatlanten og den strukturelle utformingen av Haltenbanken, er en av mange viktige geologiske hendelser som har vært med å forme shelfområdet slik det fremstår i dag. Dannelsen av den kaledonske fjellkjeden i ordovicium til silur, er en prosess man kan se restene av i dag. Bevegelse mellom den Grønlandske-Laurentiske platen og den Fennoskandiske-Russiske platen førte til orogenesisen. I løpet av denne perioden skjedde det kraftig kompresjon, etterfulgt av en rekke sinistrale, strike-slip bevegelser mellom Skandinavia og Grønland i perioden sen devon til tidlig karbon (Whitley, 1992).

Den protoatlantiske riftingen startet i sen paleozoikum og kuliminerte i øvre jura ved den Kimmeriske tektoniske fasen. Øvre karbon var en periode preget av begynnende ekstensjonstektonikk. Dette fortsatte utover i perm til midtre trias med rifting, erosjon og avsetning av klastiske sedimenter. En rekke roterte forkastningsblokker vest for Trøndelagsplattformen og Haltenterrassen ble antageligvis anlagt i riftingperioden i sen perm (Blystad et al., 1995).

I løpet av triasperioden var Haltenbankområdet et stort sedimentært basseng (Harris, 1989). Haltenbankområdet var i likhet med Nordsjøen, utsatt for rifting i løpet av sen trias (Jacobsen og van Veen, 1984). I tidlig jura ble skorpen utsatt for mindre tektonisk bevegelse av ekstensjonell karakter som resulterte i nord-nordøstgående vekstforkastninger over hele Haltenterrassen. Progradering av et deltafront-system (Tiljeformasjonen) ble fulgt av en regional transgresjon, som resulterte i avsetninger av marine skifere (Rorformasjonen). Under avsetningen av Rorformasjonen førte hevingen i nærheten av Sklinnahøyden til avsetning av en lokalt enhet av grovkornet sand (Tofteformasjonen), som prograderte mot sørvest inn i Smørbukk området og videre nordover over deler av

Dønнатerrassen. Dønнатerrassen er en forlengelse av Haltenterrassen nordøstover, som smalner gradvis og blir helt borte vest for Rødøhøgda i nord (Figur 2.1).

I midtre jura ble det avsatt kystnære sandsteiner (Fangstgruppen) som er tidsekvivalent med Brendtgruppen i den nordlige Nordsjøen, og representerer en regressiv prograderende utvikling (Harris, 1989). I denne perioden var det svært liten tektonisk aktivitet i Haltenbankområdet. Sen jura var starten på den Kimmeriske tektoniske hendelse som kulminerte i tidlig kritt (Whitley, 1992), og medførte en heving av liggblokkene, samt dannelse av de store roterte forkastningsblokker. Kristiansund-Bodø forkastningskomplekset er assosiert med en rekke paleohøyder dannet i sen jura og tidlig kritt. Sklinaryggen er navnet på disse høyder. I den Kimmeriske fasen skjedde det en kraftig heving av Sklinaryggen, Frøyahøyden og Nordlandsryggen, mens områdene som grenser til Møre og Vøringbassenget begynte å synke hurtig inn. Den Kimmeriske ekstensjonstektonikken i utgangen av jura og tidlig kritt var intens, og førte til dannelse av roterende forkastningsblokker. Haltenbankområdet bærer preg av denne forkastningsaktiviteten.

Grensen mellom jura og kritt er definert av en inkonformitetsflate som ble dannet etter et betydelig fall i havnivå (Hollander, 1984). Denne havnivåendringen førte til at store områder som før var dekket av hav ble blottlagt, og en fikk dannet tre separate bassenger. Vøring-Trænbassenget, Helgelandbassenget og Haltenbankområdet. I overgangen mellom jura og kritt startet bevegelsen av marine evaporitter fra Trias, som førte til en heving av enkelte områder. Dette bidro til dannelse av strukturelle feller for hydrokarboner. Evaporitt relaterte domstrukturer og roterende forkastningsblokker er den klassiske fellegeometrien på Haltenbanken. I sen jura til tidlig kritt var en periode styrt av en global transgresjon, og bassengene Vøring-Træn, Halten og Helgeland dannet i denne tidsperioden et stort basseng på den Midt-Norsk kontinentalsokkel. Fra sen pliocen og kvarter ble Haltenterrassen og Trøndelags-plattformen utsatt for en hurtig innsynkning. Dette medførte i at omtrent 1 km med dårlig sorterte glasimarine klastiske sedimenter prograderte inn fra sørøst (Naustformasjonen og overliggende pleistocen og kvartære sedimenter). Dette førte til en differensiell termisk innsynkning av den Midt-Norske marginen gjennom en aktiv periode med havbunnsbredning og vulkanisme.

Innsynkningen skjedde i samsvar med riftingen av Grønland fra Fennoscandia i tidlig eocen (Bukovics et al., 1984). Isostatisk heving av Vest-Norge førte samtidig til at Trøndelagsplattformen ble hellende mot vest. Det er hovedsakelig disse hevningsbevegelsene som førte til at Norge nå fremstår som et fjell-land. Denne sene avsetningsepisoden medførte en kraftig nedsynkning og oppvarming av de underliggende sedimenter i hele Haltenbankområdet, samtidig som genereringen og senere migrering av hydrokarboner økte. En annen effekt av sistnevnte innsynkningsperiode var dannelse av overtrykk i jurassiske reservoarer i den vestlige delen av Haltenterrassen. Som et resultat av dette er mesteparten av hydrokarboninnfyllingene funnet sted i løpet av de siste 3 millioner årene (Ehrenberg et al., 1992).

2.4 Mesozoiske og Kenozoikumiske stratigrafi og facies på

Midt-Norske sokkel

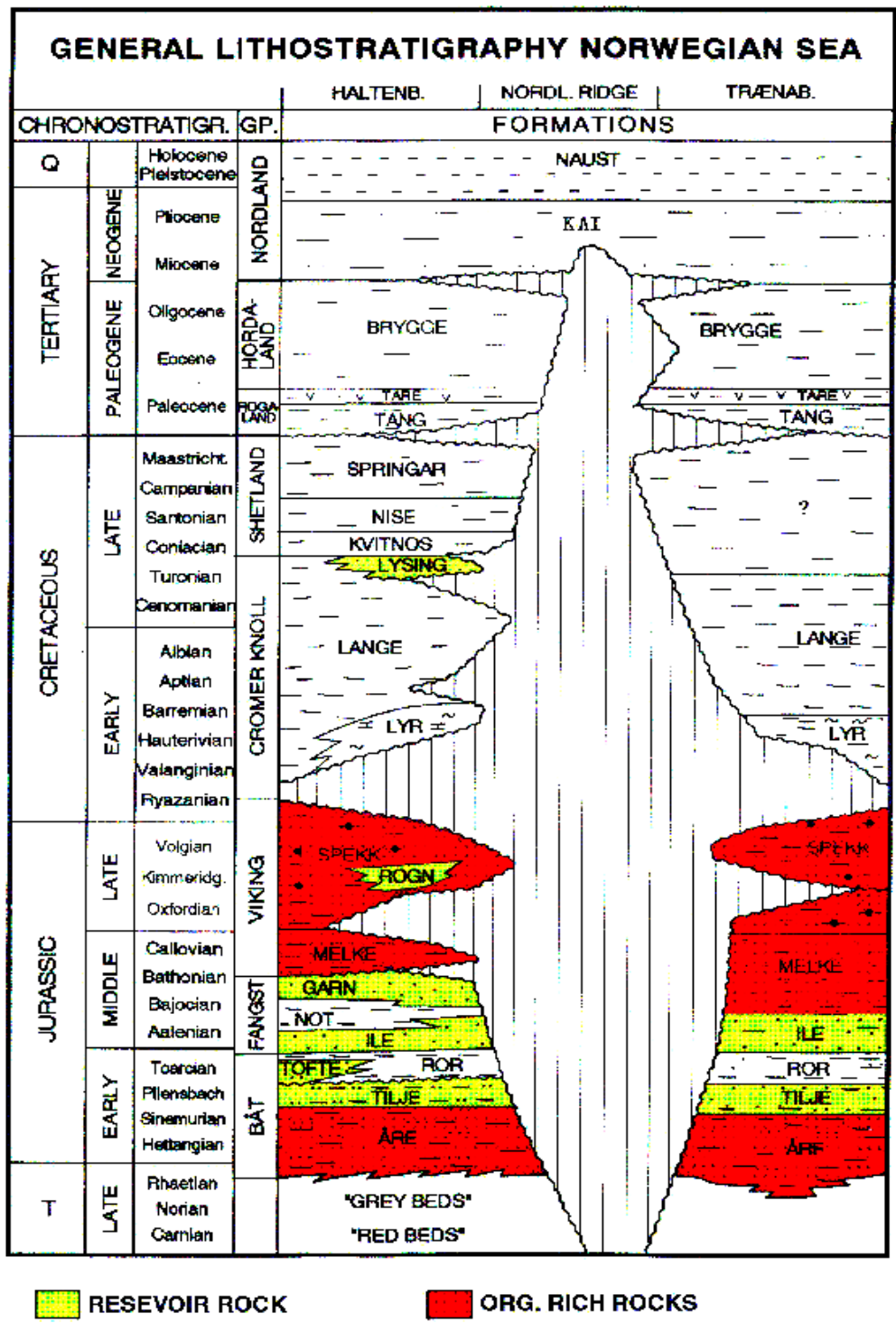
Den jurassiske lagpakken utenfor kysten av Midt-Norge består kun av terrigen klastiske sedimenter, og avsetningsmiljøet varierer fra kontinental til dyp marin shelf. De viktigste reservoarbergartene er av nedre jura og mellomjura alder. Denne lagpakken viser en vekslings av sandsteiner og skifere og omfatter Åre-, Tilje-, Tofte-, Ile- og Garnformasjonene. Hydrokarbonene er akkumulert på et resent dyp fra omtrent 1500 meter til mer enn 4000 meter (Heum et al., 1986; Karlsen et al., 1995). Kildebergarten på Haltenbanken er organisk rik skifer i Spekkformasjonen som ble avsatt under rifting i øvre jura. Disse skiferen svarer til Draupneformasjonen i Nordsjøen og Kimmeridgeformasjonen i England. Den underjurassiske Åreformasjonen inneholder store mengder kull, og er en viktig kildebergart for gass. Ved boring etter hydrokarboner på Haltenbanken, er det få hull som har penetrert eldre bergarter enn trias. Det er derfor liten kunnskap om de pre-triassiske bergartene på Haltenbanken. Heum et al. (1986) nevner at de devonske og karbonske lagpakken, består sannsynligvis av tykke, klastisk avsetninger. De permiske avsetningene er tynnere, og består av klastiske enheter sammen med karbonatholdige lag. Den Mesozoiske stratigrafien på midtnorsk sokkel er behandlet av Hollander, (1984), Heum et al. (1986), Dalland et al. (1988), Ehrenberg et al. (1992) og Whitley (1992). Den følgende stratigrafiske gjennomgåelse er til en vesentlig grad basert på disse avhandlinger.

2.4.1 Trias

De nederste formasjonene av trias alder består hovedsakelig av skifere, siltsteiner og sandsteiner. Overliggende lagpakken inneholder minst to marin evaporittformasjoner separert av flere hundre meter med dolomitt- og anhydrittrike skifre (Ehrenberg et al., 1992). Evaporittavsetningene ble dannet under en periode med tørt klima. Den totale tykkelsen til steinsalt er omlag 800 meter (Ehrenberg et al., 1992, Whitley, 1992). Over det marine saltet finnes kontinentale "red beds", som omfatter hovedsakelig vekslende enheter av brune til rødbrune leir og siktsteiner. I løpet av øvre trias startet en omfattende transgresjon som kuliminerte i pliënsbach-toarch. Avsetningene fra denne perioden omfatter løs grå sandstein, og en grå skifer, "grey beds", etterfulgt av en ca. 400 meter tykk enhet bestående av kullag og karbonholdig skifer med innskutte sandsteinlag. Avsetningsmiljøet var marginalt til marint til deltaisk (Hollander, 1984). Fargeforandringen ved overgangen fra "red beds" til "grey beds", og til det overliggende kullholdige enhet indikerer en overgang fra tørt til mer fuktig klima (Ehrenberg et al., 1992). Den triasiske lagpakken utenfor kysten av Midt-Norge har et ubetydelig kildebergarts potensial (Jacobsen og von Veen, 1984; Fagerland, 1990).

2.4.2 Nedre jura, Båtgruppen (Åre-, Tilje-, Tofte- og Rorformasjonen)

Båtgruppen er av nedre jura alder og består av sedimenter avsatt fra raet til toarc (Fig. 2.5.) Gruppen er delt inn i fire formasjoner: Åre, Tilje, Tofte og Ror. Lagrekken består vekselvis av sandsteiner og skifer/siltsteinenheter som er blitt avsatt under marint til deltaisk miljø. Sandstein er den dominerende litologien. Båtgruppen er identifisert over hele Haltenbanken og Trænabanken med en maksimal tykkelse på 700 meter. Den øvre delen av Båtgruppen avskjæres gradvis mot ytterkantene av Nordlands-ryggen mens hele gruppen mangler på de høyeste delene av ryggen (Dalland et al., 1988).



Figur 2.5 Generell stratigrafi og nomenklatur for Haltenbankområdet. (Fra Karlsen et al., 1995).

Åreformasjonen

Åreformasjonen (Figur 2.5.) ble avsatt i perioden fra rhaet (øverste trias) til pliensbach (nedre jura) og dens tykkelse varierer mellom 350 og 500 meter. Sedimentene er vekselvis sandsteiner og leirsteiner med innskutte kull og kullholdige leirsteiner med størst mektighet i den nordlige delen av Haltenbanken (Cohen og Dunn, 1987). Avsetningsmiljøet varierer fra kystslette til deltaiske med sumper og kanaler som går over i marginal marin facies. Individuelle kullag kan være opp til 8 meter tykke. De mer proksimale litofacies inneholder mindre kull og grovere sandsteiner. Formasjonen er til stede over hele Haltenbank- og Trænabankregionen. Åreformasjonen er delvis ekvivalent til Statfjord-formasjonen i Nordsjøen, men har et lavere sandinnhold. På grunnere dyp i øst ved boring er det funnet konglomerater som trolig er laterale ekvivalenter til Åreformasjonen (Bugge et al., 1984). Reservoarkvaliteten i formasjonen er ansett som generelt dårlig på grunn av et ganske lavt sandinnhold og dårlig sortering (Karlsson, 1984).

Tiljeformasjonen

Den overliggende Tiljeformasjonen har en sedimenttykkelse på ca 100 til 200 meter med en maksimal tykkelse i vest, og er av sinemur til pliensbach alder (Fig. 2.5.). Årsaken til at Tiljeformasjonen er tynnere mot øst skyldes tilbaketrekkingen av det deltaiske system i østlig retning. Formasjonen består av en meget finkornet sandstein med innskutte skifer. Sandsteinen er vanligvis moderat sortert med et høyt leireinnhold og er stort sett biodegradert. Kullfragmenter og skiferklaster er vanlig og formasjonen har et avsetningsmiljø, som er typisk marginalt til grunt marint. Varierende innslag av tidevannsknipper er karakteristisk for Tiljeformasjonen (Dreyer, 1992). Formasjonen er til stede både på Haltenbanken og Trænabanken mens den mangler helt på Nordlandsryggen på grunn av fjerning ved erosjon. På grunn av stor lateral utbredelse endres porøsiteten og permeabiliteten seg gradvis, men reservoarkvaliteten er stort sett god (Fagerland, 1990).

Tofteformasjonen

Tofteformasjonen ble avsatt i perioden pliensbac til toarc, og dens tykkelse varierer mellom 40 og 65 meter (Fig. 2.5). Lagrekken består av moderat til dårlig sorterte grovkornede sandsteiner, som ofte har stor skala kryssjiktning. Kvartsinnholdet er som regel høyt ($\text{SiO}_2 > 90\%$), til tross for at sedimentene er teksturelt umodne (Dalland et al., 1988).

Det organiske materialet i hele formasjonen er biodegradert, spesielt sonene med veldig dårlig sortering og et høyt leirinnhold. Tofteformasjonen er tolket til å være avsatt i deltafront til prodeltamiljø. Den er kun påvist i de vestligste delene av Halten-terrassen. Formasjonen ble trolig avsatt som et resultat av den tektoniske hevingen av Sklinnahøyden mot sørvest og videre nordover over deler av Dønnaterrassen (Ehrenberg, 1993). Enheten tynner kraftig mot øst, hvor den til slutt replaseres av Rorformasjonen (Dalland et al., 1988).

Rorformasjonen

Rorformasjonen er av pliënsbac til toarc alder (Fig. 2.5), og har en tykkelse som varierer mellom 70 til 160 meter med lateral overgang til Tofteformasjonen av samme alder (toarc). Begge formasjonene utgjør den øverste enheten i Båtgruppen. Rorformasjonen består av marine sokkelavsetninger av leirstein, som danner parasekvenser ved oppovergrovning, til siltige og sandige lag vanligvis av noen få meter tykkelse. Parasekvensene blir hyppigere mot toppen av enheten. Sedimentene ble avsatt under bølgebasis som følge av en marin transgresjon (Heum et al., 1986). Generell oppovergrovning av lagrekkene reflekterer et stadig grunnere miljø, som fører til at stormgenererte strukturer kommer inn i sandige lag i de øvre delene av formasjonen (Ehrenberg et al., 1992; Provan, 1992). Rorformasjonen er til stede over hele Haltenbanken men tynner ut mot nordøst.

2.4.3 Midtre jura, Fangstgruppen (Ile-, Not- og Garnformasjonen)

Den mellomjurassiske Fangstgruppen (Fig. 2.5.) ble avsatt fra toarc til bathon, og er en grunnmarin til fluvial regresiv enhet (Ehrenberg, 1990). Gruppen består for det meste av sandstein med mindre mengder siltstein og skifer, og deles inn i tre formasjoner med avtagende alder: Ile, Not og Garn. Fangstgruppen er representert over det meste av Trænabanken og Haltenbankområdet, men finnes ikke på Nordlandsryggen hvor den har blitt erodert bort. Gruppen har størst mektighet i den sørvestlige delen av Haltenterrassen, og alle de tre formasjonene viser en markant uttynning mot nordøst. Fangstgruppen korreleres med Brentgruppen i Nordsjøen og Støformasjonen på Tromsøflaket (Ehrenberg et al., 1992; Whitley, 1992).

Ileformasjonen

Ileformasjonen består hovedsakelig av sandstein er av toarc til aalen alder og dens tykkelse varierer mellom 50 og 100 meter (Fig. 2.5.). Formasjonen representerer forskjellige tidevannspåvirkede delta- eller kystlinjeavsetninger (Provan, 1992). Den blir tykkere mot vest og har en markert tynning mot nordøst. Enheten inneholder kanalavsetninger og enkelte stormavsatte lag og viser god reservoarkvalitet.

Notformasjonen

Notformasjonen (Fig. 2.5.) varierer i tykkelse mellom 24 og 34 meter, og er avsatt i perioden aalen til bajoc. Den nederste delen av enheten består av leirsteiner som går over i bioturberte finkornete sanderstener og siltsteiner (Ehrenberg et al., 1992). Denne delen av formasjonen reflekterer en semiregional transgresjon, som førte til dannelsen av laguner og avgrensede bukter (Dalland et al., 1988). Den øvre delen av enheten består av prograderende deltaiske eller kysfrontsedimenter. Avsetningsmiljøet er klart dypere enn den underliggende Ileformasjonen. Not finnes over hele Haltenbankområdet. De tykkeste delene finnes i de sørvestlige områdene av Haltenterrassen, mens enheten tynner østover på Trøndelagsplattformen. Formasjonen har et ubetydelig kildebergartspotensiale for av hydrokarboner.

Garnformasjonen:

Garnformasjonen (Fig. 2.5) er den øverste formasjonen i Fangstgruppen og ble avsatt i perioden bajoc til baton. Tykkelsen varierer fra 45 til 105 meter. Formasjonen består av middels til grovkornede, moderat til godt sorterte sandsteiner som ble trolig avsatt under fluviale og kystnære forhold i et regressivt viftedelta miljø (Ehrenberg et al., 1990). Garnformasjonen finnes over mesteparten av Haltenbanken, men kan mangle på strukturelle høyder på grunn av erosjon. Formasjonen er en viktig reservoarbergart, og har fra gode til svært gode reservoaregenskaper på grunn av høy porøsitet og permabilitet (Heum et al., 1986).

2.4.4 Midtre til Øvre jura, Vikinggruppen (Melke-, Spekk- og Rognformasjonen)

Vikinggruppen representerer siste del av jura, og består av tre formasjoner (med avtagende alder): Melke-, Spekk- og Rogn. Gruppen ble avsatt i perioden bajoc til ryazan. Fra seismiske data er det indikert tykkelser på opptil 1000 meter i begrensede nedforkastede områder. På Haltenbanken består gruppen nesten utelukkende av skifer og leirsteiner. Tynne karbonatlag og sandsteinslag finnes kun som mindre bestanddeler av gruppen. Bare i Draugenfeltet i Nord-sjøen er sandstein en betydelig komponent (Dalland et al., 1988).

Melkeformasjonen

Melkeformasjonen er av bajoc til oxford alder (Fig. 2.5), og representerer en transgressiv periode på Haltenbankområdet. Enheten består av marine skifre og siltsteiner, er opp til 100 meter mektig og inneholder også enkelte tynne sandsteinslag. Formasjonens tykkelse varierer kraftig, og når maksimale verdier områdene som sank inn i løpet av den mellomjurassiske tektoniske fasen. Avsetningsmiljøet er tolket til å være åpent marint, under normal bølgebasis, men ikke særlig dypt. Den har et moderat organisk karboninnhold (1–3 % TOC), men har ingen betydning som kildebergart for petroleum (Heum et al., 1986). Den er korrelerbar med Heatherformasjonen i Nordsjøen.

Spekkformasjonen

Spekkformasjonen er av oxford til ryazan alder (Fig. 2.5), og består av mørke organisk rike skifre og slamsteiner. Lagrekken ble avsatt på dypt vann under anoksiske forhold, med gode muligheter for oppbevaring av det organiske materiale (Heum et al., 1986). Skiferen inneholder stort sett ikke karbonat. Formasjonen ble opprinnelig avsatt over hele Haltenbank- og Trænabankområdet, men mangler på Nordlandsryggen og andre strukturelle høyder (Dalland et al., 1988). Denne organisk-rike lagpakken er tilnærmet ekvivalent til Kimmeridgeformasjonen i England og Draupneformasjonen i Nordsjøen, er den viktigste kildebergart på Haltenbanken (Heum et al., 1986; Karlsen et al., 1995). Toppen av Spekkformasjonen faller sammen med den øvre Kimmeriske inkonforminiteten (Heum et al., 1986)

Rognformasjonen

Rognformasjonen ble avsatt i perioden oxford til kimmeridge (Fig. 2.5). Litologien viser en oppovergrovende utvikling fra siltstein og skifer til sandstein. Den er avsatt i den østre delen av Haltenbanken. Sandsteinene utgjør mesteparten av formasjonen og representerer trolig midtjurassiske erosjonsprodukter fra Trøndelagsplattformen (Provan, 1992). Formasjonen er å finne i området omkring Draugenfeltet, og tynner lateralt vekk fra dette området.

2.4.5 Kritt

Grensen mellom Viking- og Kromer Knollgruppen er representert ved en inkonformitet som markerer slutten på den senkimmeriske tektoniske fasen (Hollander, 1984). Inkonformitetsflaten ble dannet i ryazan (nederste underkritt) som et resultat av eustatisk fall i havnivå. Mot alb alder steg havnivået gradvis, og det ble avsatt leirsteiner tilhørende Kromer Knollgruppen, som danner en pålapp med bunn kritt inkonformiteten (Hollander, 1984).

Kromer Knollgruppen

Kromer Knollgruppen (Fig. 2.5) fra under kritt kan deles inn i tre formasjoner (med avtagende alder): Lyr-, Lange- og Lysing. På Haltenterrassen er gruppen fra 600 meter til 700 meter mektig, og består hovedsakelig av leirstein og kalkstein med horisonter av sandstein, som finnes hovedsakelig i den øvre delen, og mektigheten av disse øker nordover. Avsetningsmiljøet har vært av dypt marint til grunn marin (Dalland et al., 1988). I Kromer Knollgruppen finnes det fem litofacies (i stigende rekkefølge): 1) grunn marin strandbarriere og deltaiske sandavsetninger; 2) grå, grå-grønn, til rødlig leirstein; 3) svartskifer; 4) kalkholdig leire; 5) sandavsetninger og fin kalkstein. Gode reservoarbergarter fra nedre kritt er ikke oppdaget på Haltenbanken

Shetlandsgruppen

Sammen med Kromer Knollgruppen utgjør Shetlandsgruppen (Fig.2.5) krittavsetningene på Haltenbanken. Shetlandsgruppen representerer øvre del av over kritt, og er bygd opp av tre formasjoner (med avtagende alder): Kvitnos, Nise og Springar. Avsetningene av overkritt

alder består av leirstein, siltstein og noe sandstein avsatt under åpne marine forhold. De sandige lagene er tilført som turbiditter, og er et resultat av kontinuerlig heving av Nordlandsryggen og Trøndelagsplattformen i løpet av krittperioden (Heum et al., 1986). Over kritt er var periode preget av en global transgresjon, og det var kun Nordlandsryggen som var blottlagt i Haltenbankområdet i denne tid.

2.4.6 Tertiær og kvartær

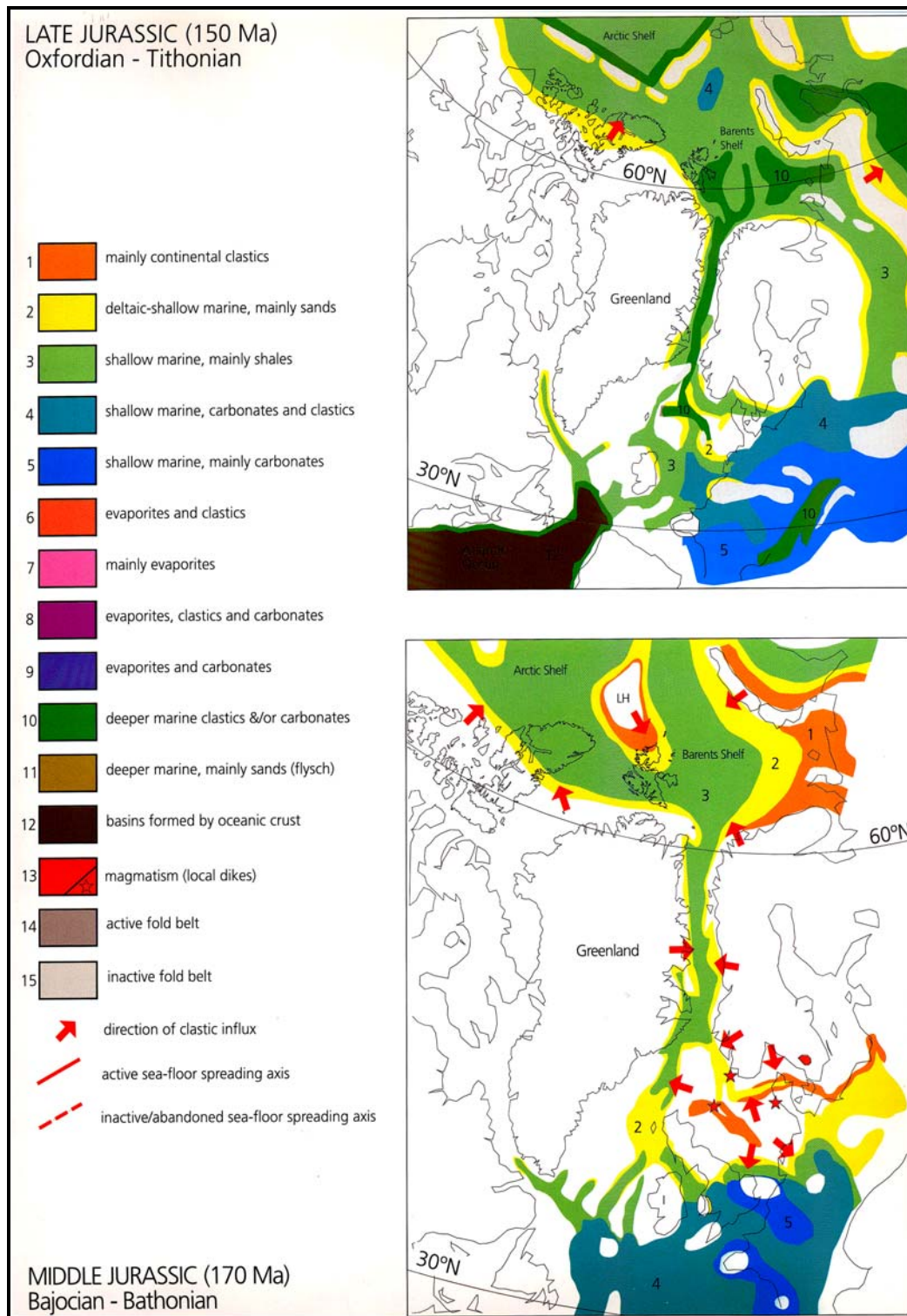
De tertiære avsetningene er fraskilt fra de underliggende krittavsetningene ved en inkonformitetsflate. Nedre tertiær består av de to formasjonene Tang og Tare tilhørende Rogalandgruppen. Tangformasjonen består hovedsakelig av leirstein, mens Tare, som er antatt å være tidsekvivalent med Balderformasjonen i Nordsjøen, består av tuff. Tuffavsetningene er et resultat av den vulkanske aktiviteten som var knyttet til åpningen av Nordatlanteren. Den overliggende enhet, Bryggeformasjonen, består hovedsakelig av marine skifer med noen få sandige og kalkholdige innslag (Ehrenberg et al., 1992).

Nordlandsgruppen består av Kai og Naustformasjonen som er av sen tertiær og kvartær alder. Formasjonene utgjør av en lagpakke av marin leire, som ble avsatt på en innsynkende passiv margin. Den grålig marine leiren tilhørende Nordlandsgruppen er ukonsolidert, og inneholder små mengder sand og bergartsfragmenter (Hollander, 1984).

Sedimentene fra miocen til pleistocen utgjør en lagpakke avsatt i forbindelse med en betydelig innsynkning i Haltenbankområdet. Tykkelsen på denne lagpakken er opp til 2500 meter i den vestlige delen av Haltenterrassen, men sedimentene tynner gradvis ut mot øst. Over denne lagpakken er det bare et tynt lag med holocene sedimenter, som vesentlig er resedimentert materiale fra underliggende pleistocene eller eldre lag. Fra land er det tilført lite av sedimenter i holocen perioden. Dette skyldes at de norske fjordene fungerer som sedimentfeller, og de samler opp det elvene bringer med seg av materiale.

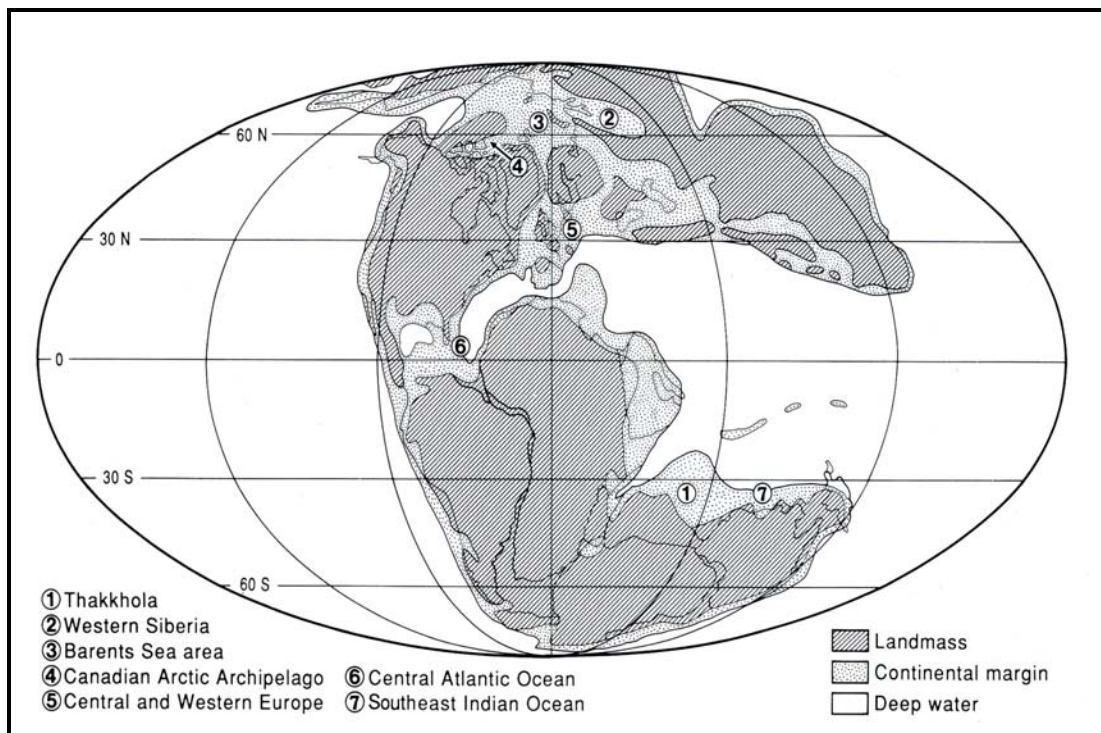
2.5 Jura paleografi og facis

I sen jura til tidlig kritt var Nordsjøen en del av et sammenhengende grunt epikontinentallt hav (Fig. 2.7) bestående av Barentsokkelen, Norskehavet, Wandelhavet i nordøst Grønland, Sverdrupbassenget nordøst i Canada, Timan-Pechorabassenget og det Vest-



Figur 2.7. Paleogeografisk oversikt over Nord-Atlanteren og nærliggende områder i midtre til øvre jura. (Fra Torsvik et al., 2002).

Sibirske bassenget de to sistnevnte på henholdsvis vest- og østsiden av Ural fjellene (Ziegler, 1987). I alle de nevnte havområdene ble det avsatt organisk rike skifre (Fig. 2.8) blant annet representert ved Hekkingformasjonen i Barentshavet og Janusfjellsgruppen på Svalbard. (Laith et al., 1992). Spekkformasjonen på Midt-Norsk sokkel og Draupnerformasjonen i Nordsjøen samt Kimmeridgeformasjonen i England, er alle svært viktige kildebergarter for dannelse av hydrokarboner. De store transgressive episodene i sen jura tid, og utviklingen av en "basin and range" topografi som følge av ekstensjon, bidro til begrenset sirkulasjon og dermed hypoksiske til anoksiske forhold over store områder (Dore og Gagé, 1987). Det uregelmessige bunnrelieffet i de forskjellige bassengene, bidro til dårlig sirkulasjon, og stagnerende forhold med avsetning av gode kildebergarter. En rekke foraminiferselskap kan korreleres mellom disse bassengene, da det er stor grad av likhet mellom faunaene (Fig. 2.9).



Figur 2.9 Global paleografisk kart over øvre jura som viser utbredelsen av veldokumenterte foraminifer fauna markert med nummererte områder. Faunaene i nr. 1 til 4 er agglutinerte eller agglutinert dominerte, og viser varierende grad av likhet med faunaene på Midt-Norsk sokkel. (Fra Nagy et al., 1995).

Kapittel 3 – Materiale og metoder

3.1 Prøvematerialet

Prøvematerialet fra brønn 6507/7-5 som danner grunnlaget til denne hovedoppgave, er hentet på Oljedirektoratets kjernelager i Stavanger. Det er Statoil som har stilt kjerneprovne fra brønn 6507/7-5 til disposisjon til denne hovedoppgave. Til sammen 45 meter kjernemateriale ble logget og prøvetatt. De viktigste kriterier for inndeling av facies har vært kornstørrelse, sedimentære strukturer, fossiler og bioturbasjon.

3.2 Laboratorieanalyser av det organiske innholdet

Flere laboratoriemetoder ble tatt i bruk for å avdekke organisk geokjemiske egenskaper ved prøvematerialet. Alle undersøkelsene ble foretatt på det organisk geokjemisk laboratoriet på Institutt for Geofag, Universitetet i Oslo, unntatt Rock-Eval pyrolyse prøvene. Disse ble utført på Universitetet i Köln, Tyskland av professor Lorenz Schwark. Metodene som ble brukt var screening analyse ved Rock-Eval pyrolyse, TOC (total organisk karbon) og TC (total karbon) analyser, samt TLC-FID Iatronscan (separering deteksjon). Nøyaktige kjemiske analyser av bitumen, ble utført på GC-FID (separerings deteksjon) og GC-MS (separerings deteksjon) instrumentene. Materialet som dannet grunnlaget for analysene var av ekstraksjoner av det organiske materialet fra kjerneprovne.

3.2.1 Soxtec System HT, ekstrahering av kjerneprovne

Apparatet som ble brukt var en Soxtech System HT 1043 Extracion Unit, og temperaturen under kokingen var ca 40 °C. Ekstraheringshylsene ble på forhånd rensset godt, og deretter tørket i romtemperatur. Fem gram av kjerneprovne ble knust til fint pulver i en mortel, og deretter ble det organiske innhold ekstrahert med 50 ml. 7 % metanol (MeOH) i diklormetan løsning (DCM). Hvert enkelt prøveglass ble tilsatt små kuler av saltsyreaktivert kopper for å hindre støtkoking, og for å felle ut elementært svovel i løsningen. Etter ekstraksjonen ble det utfelte svovelet filtrert bort for å unngå veiefeil ved bestemmelse av mengde ekstraherbart materiale. Ved Soxtech metoden foregår det en kontinuerlig resirkulasjon av løsningsmidlet. Først kokes prøvene en time nedsenket i løsningsmidlet,

deretter renses de i to timer. Ved bruk av diklormetan som løsningsmiddel benyttes 100° C som temperatur på varmeplaten. Man kan ved denne metoden ekstrahere seks prøver parallelt. Etter endt ekstaksjon ble det utfelte svovelet fjernet ved filtrering med sugokolbe. Løsningsmidlet ble fjernet ved hjelp av rotavapor apparat. Ekstraktet ble overført til 50 ml små glass og deretter dampet inn, og overført til 2 ml vialer kolber. Mengde ekstraherbart organisk materiale ble bestemt ved veiing. Mengde ekstraherbart organisk materiale per gram TOC (bitumenforholdet), og mengde hydrokarboner per gram TOC (hydrokarbonforhold) ble beregnet.

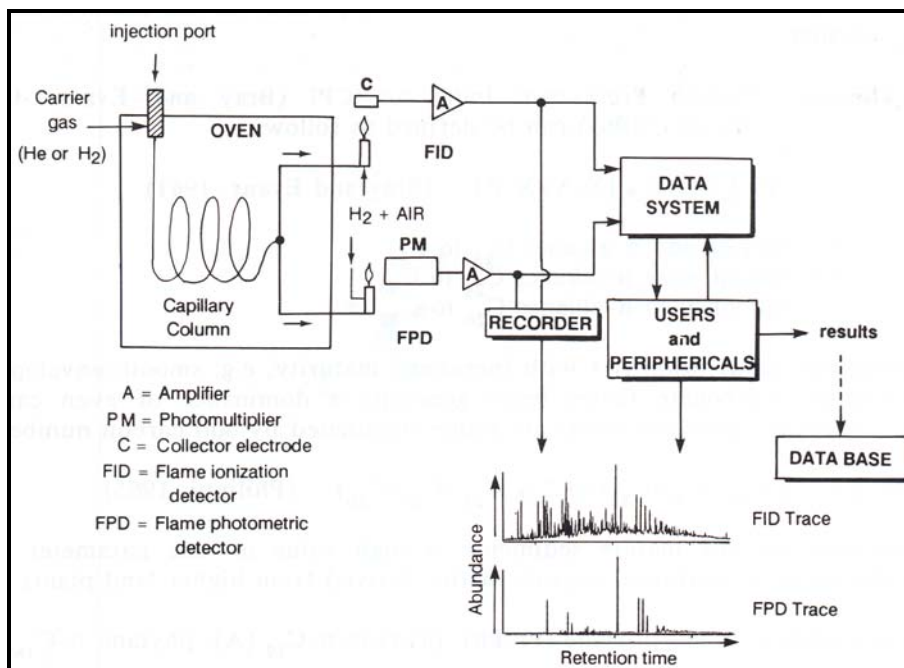
3.2.2 Gasskromatograf-flamme ioniserings detektor (GC-FID)

Bitumenekstraktene fra kjerneprøvene ble analysert på gasskromatograf-flammeioniserings detektor, (GC-FID), på en Varian Capillary Gas Chromatograph Modell 3500 (Fig. 3.1). Instrumentet inneholder et 30 meter langt, spiralformet, tynt kvartsrør av typen Ultra-1 kolonne. Ved analyse av et ekstrakt innfører man en tiendels mikroliter av ekstraktet i denne kvartskolonnen. Analysen av de forskjellige ekstraktene gjøres automatisk av instrumentet. Selve kvartskolonnen har en innvendig diameter på 0,25 µm og en utvendig diameter på 0,50 µm. De ulike typer av hydrokarbonforbindelser går over til dampform ved en temperatur på 320 °C og drives gjennom det kvartsrøret av en strøm av bæregass bestående av nitrogen. Ovnens var programmert fra 80 °C opp til 320 °C, med en pause på to minutter med 4,5 °C økning. Programmet ble avsluttet med en isothermal temperatur på 320 °C i 10 minutter. GC-FID instrumentet er koblet til et digitalt PDP 11/53 datasystem, og både beregningen av toppene og arealet i kromatogrammet ble utført av Multichrom V3. 4 Software (VG Laboratory System).

Anvendelse av data fra GC-FID

Formålet med GC-FID analysene er å bestemme forholdet mellom pristan og phytan. Disse molekylene samt normal-alkaner kan vi lett identifisere ved hjelp av gasskromatografi. Detektoren er en flamme ioniserings detektor som reagerer på alt som kan brennes i en flamme og som er av organisk opprinnelse. Kromatogrammet viser mange forskjellige topper som angir de ulike molekylgruppers tilstedeværelse. X-aksen i kromatogrammet representerer økende tid og temperatur, mens Y-aksen eller høyden av toppene representerer mengden av de forskjellige forbindelser. Pristan og phytan dannes

fra det samme utgangspunktet, det vil si fra phytol som er en sidekjede i klorofyll. Klorofyllmolekylet inneholder en isoprenoid sidekjede, det vil si en metyl gruppe på hvert fjerde karbon, og en porfyrin kjerne som inneholder magnesium. Når høyerestående planter blir begravet, vil porfyrin sidekjeden i klorofyllet frigjøres.

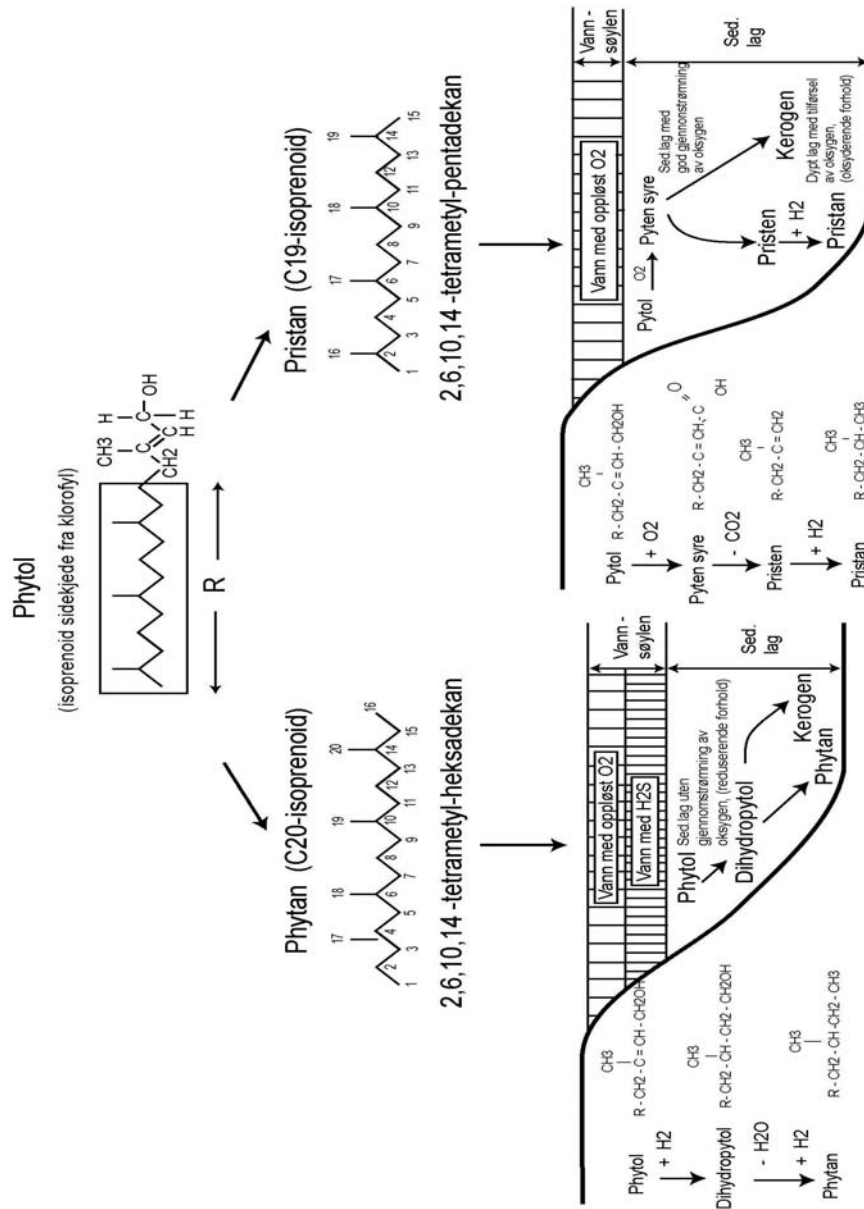


Figur 3.1 Prinsipp tegning av fra gasskromatograf-flamme ioniserings detektor, GC-FID. (Fra Bordenave, 1992).

Dannelse av pristan og phytan fra phytol:

Fra isoprenoid sidekjeden i klorofyllet kan man etter tap av oksygen i det organiske materialet fra en kildebergart, finne hydrokarbonene igjen som pristan eller som phytan (Figur 3.2). Ved phytol diagnose der det i utgangspunktet finnes oksygen til stede i bassenget, får man dannet pristan (Tissot og Welte, 1984). Når man i utgangspunktet ikke har oksygen i det marine bassenget, altså i et anoksisk miljø, får en dannet phytan. I et umodent sediment kan dermed forholdet pristan til $n\text{-C}_{17}$ og phytan til $n\text{-C}_{18}$ belyse aspekter ved kildebergartens sedimentær facies. Forholdet gir opplysninger om det har vært oksyderende forhold eller reduserende forhold i bassenget. Dette gjelder i vannsøylen, eller på noen centimeters dyp i bunnsedimentet. Pristan til phytan forholdet vil

øke med økende modenhet. Dette fordi pristan (C₁₉) som molekyl er kortere enn phytan (C₂₀), og vil være mere stabilt. Pristan til phytan forholdet kalles derfor også en modenhetsparameter, pristan (C₁₉) og phytan (C₂₀).



Figur 3.2. Prinsipp for dannelse av pristan og phytan fra phytol. (Modifisert fra Tissot og Welte, 1984).

3.2.3 Kort om modenhet og redokspotensialet

Pri/n-C₁₇ og phy/n-C₁₈ forholdet brukes til å plote verdiene mot hverandre i et kryssplott. Skalaen er logaritmisk både på x-aksen og y-aksen. Forholdet brukes til å bestemme termisk modning, siden verdiene til disse isoprenoid/n-alkan forholdene vil minke med økende modenhet.

Pri/phy forholdet blir også bruk som indikator på redoks-potensialet, som var til stede når sedimentet ble avsatt. Ved avsetning av organisk materiale uten oksygen til stede kan klorofyllet med isoprenoid sidekjede, frigjøres som en C₂₀-alkohol. Man får da dannet 2,6,10,14-tetrametyl-hexadekan, eller fytan som er en C₂₀-isoprenoid. Har man oksygen til stedet, kan C₂₀-alkohol oksyderes til phytensyre. Da vil det skje en dekarboksylering med tap av et karbon atom. Man får da dannet 2,6,10,14-terametyl-pentadekan, eller pristan som er et C₁₉-isoprenoid. Parameteren brukes til faciesindikator. Følgende verdier (Tab. 4.4) brukes for beskrivelse av pri/phy forholdet:

pri/phy > 1, oksiderende miljø
pri/phy < 1, anoksisk, lakustrint, karbonat/evaporitt miljø
pri/phy = 1,3 - 1,7, marin olje
pri/phy → 2,5, marint med betydelig terrestrisk materiale
pri/phy > 3 - 10 kull, terrestrisk materiale

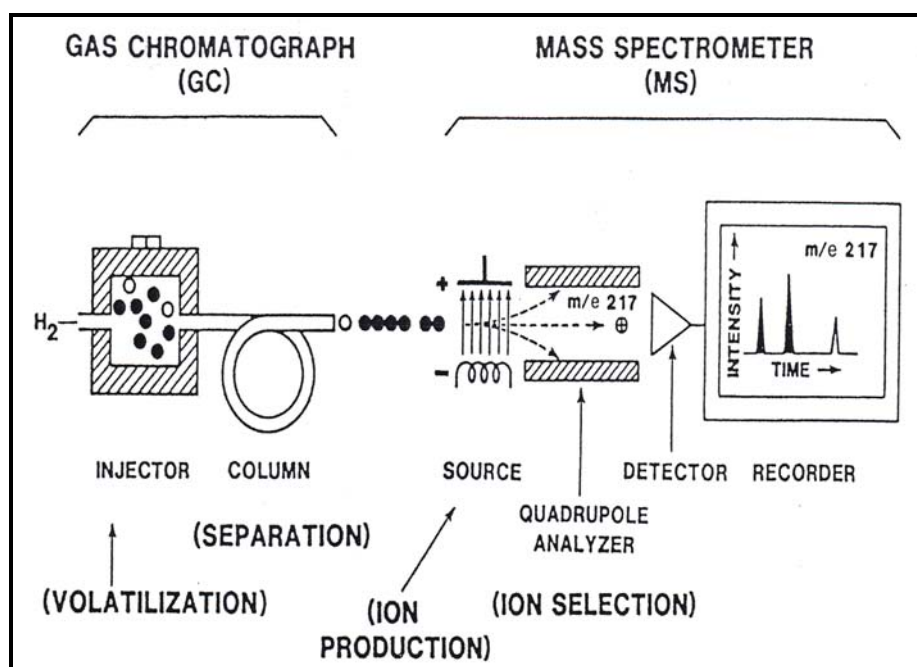
Tabell 4.4. Pristan/phytan forholdet som benyttes ved tolkning av avsetningsmiljøet.

3.2.4 Pri/n-C₁₇ forholdet ved termisk modning og biodegradering

Forholdet mellom pri/phy og de tilhørende normalalkanene n-C₁₇ og n-C₁₈ ble bestemt fra GC-FID. Ved økende termisk modning av kildebergarten, vil pri/n-C₁₇ forholdet avta. Det vil si, at hydrokarboner genereres i større mengder enn acykliske isoprenoider. Kerogen derivert fra terrestrisk materiale som er avsatt under oksiske forhold, vil pri/n-C₁₇ forholdet være høyt. Kerogen type II avsatt i marint miljø har lavere pri/n-C₁₇ forhold (Connan og Cassou, 1980). Ved biodegradering av sedimenter vil pri/n-C₁₇ forhold øke, med stigendegrad av biodegradering (Østfeldt, 1987).

3.2.5 Gasskromatografi-massespektroskopi (GC-MS)

Før bitumenekstraktet kunne analyseres på gasskromatografi – massespektroskopi (GC - MS), ble alle prøvene siktet gjennom en 5Å UOP MHS2-420 LC molekylær sikt for å fjerne mesteparten av n-alkaner og de polare forbindelsene i løsningen. Dette blir gjort for å forsterke biomarkørsignalet på instrumentet, som ellers ville bli preget av høyt signal til støy. Dette ville føre til dårligere tolkningsgrunnlag. Både aromater, polare og mettede hydrokarbon fraksjoner fra bitumen ble analysert på en Fisons MD 800 masse spektrometer koblet opp på en Lab-Base software (Fig. 3.3). Kvartskolonnen er et spiralformet tynt kvarts rør med en lengde på ca. 50 meter. Kvartsrøret har en innvendig diameter på 25 µm og en utvendig diameter på typisk 50 µm. Hydrokarbon bestanddelene fra bitumen drives gjennom kvartsrøret av en strøm av helium som bæregass. Temperaturprogrammet på massespektroskopi (MS) startet på 80 °C og økte med 10 °C/min opp til 180 °C. Etter dette økte temperaturen sakte med 1,7 °C/min opp til en maksimums temperatur på 310 °C, og holdt seg her i 30 minutter før den begynte å synke.



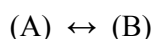
Figur 3.3 Prinsipp tegning av gasskromatografi-massespektroskopi system (GC-MS). (Fra Waples og Machihara, 1991).

Anvendelse av data fra GC-MS

Formålet med gasskromatografi-massespektrometri (GS-MS) er å identifisere biomarkører gjennom en meget presis destillasjon og bruk av et massefilter. Instrumentet vil gi en meget detaljert analyse av bitumenen. GC-MS instrumentet analyserer svært presist de forskjellige forbindelsene som er spesifikke for de ulike grupper av stoffer. Instrumentet har en høyere følsomhet enn GC-FID og hovedelementet er at man har en veldig selektiv detektor. Instrumentet muliggjør å trekke ut signaler fra grupper av molekyler fra en meget komplisert matrix av organiske forbindelser.

3.2.6 Molekylære modenhetsparametere identifisert ved GC-MS

Modenheten av organisk materiale som har blitt termalt påvirket, kan beregnes ved hjelp av molekylære parametere fra GC-MS. Den termale modningen er den temperatur som uttrykkes av fysiske og kjemiske reaksjoner som inntreffer i diagnosen og katagnesen. De beste og mest sikre metoden er måling av konsentrasjonen til antatte reaktanter (A), og antatte reaktanter (B):



K1 og K2 er likevekt konstanter

Graden av isomering i molekylet beregnes ved hjelp av brøken:

$$B/(A + B) \text{ eks. } 22S/(22S + 22R)$$

Når likevektkonstanten K1 er mye større enn K2, går reaksjonen helt ut og B/(A + B) vil ha forholdstall 1,0 ved maksimal termisk modning. Men i de fleste molekylære reaksjoner er likevektkonstanten K2 forskjellig fra null. Dette innebærer en reversibel reaksjon $22S/(22S + 22R)$ hopaner der verdien ved likevekt er 0,60 ved maksimal isomering. Når den molekylære reaksjonen fullstendig vil det ikke registreres videre endringer i den termale modenheten av denne parameteren. Dette vil gjelde for de andre molekylære modenhets parametere i denne hovedfagsoppgave.

3.3 Screening analyser av organisk materialet

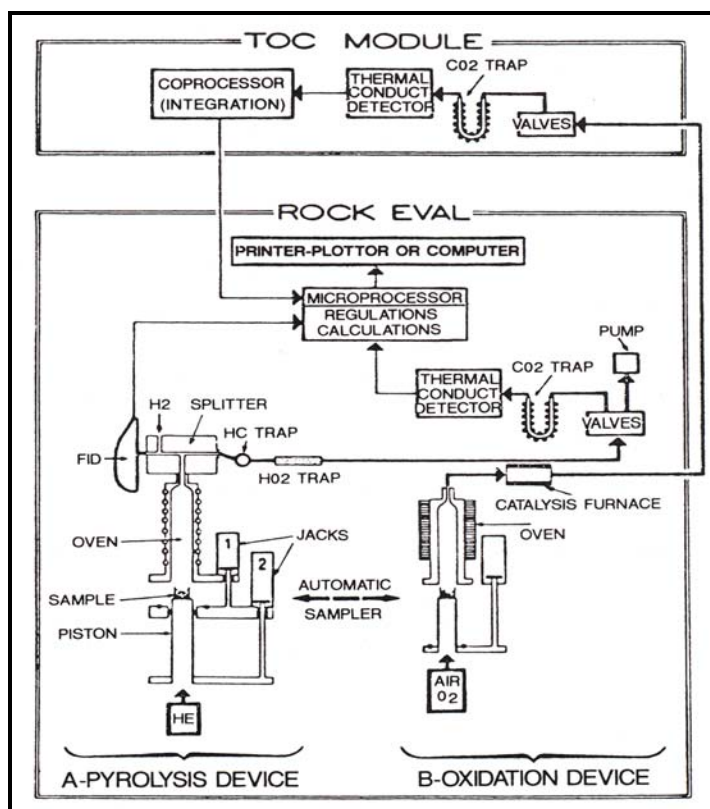
3.4.1 Kort om screening analyser

Screening eller bulkanalyse er en hurtig, økonomisk og tidsbesparende metode for å kvantifisere organisk innhold i sedimentprøver. Metoden er enkel å bruke, man kan analysere en stor mengde med prøver uten noen form, av spesielle forberedelser. Det betyr at dette er en grov analyse som vanligvis utføres før mer spesialisert analyse som er mye mer nøyaktig og har en høyere oppløselighet.

3.4.2 Rock-Eval pyrolyse

Denne screening metoden er en såkalt "whole rock" pyrolyseteknikk (Fig. 3.4) som benyttes for å bestemme type og modningsgrad av det organiske materialet i sedimenter (Tissot og Welte, 1984). Ved Rock-Eval pyrolyse benyttes et temperaturprogram hvor hydrokarboner, som allerede er generert, blir overført til en gassfase. Dette kalles for en termisk destillasjon, som tilsvarer S_1 -toppeni diagrammet. Deretter foregår det en termisk nedbrytning av kerogenet. Termisk nedbrytning vil si at karbon-karbon bindingene i kerogenstrukturen blir brutt. En kunstig generering av petroleum fra kerogen i laboratoriet kalles pyrolyse. Rock-Eval metoden ble opprinnelig utviklet som en enkel metode for hurtig analyse av større prøvesett, beskrevet av Espitaliè et al. (1977). Metoden ble rask populær, og er i dag en av de mest benyttede metoder for kerogentype bestemmelser.

Kerogentyper bestemmes ut fra hydrogenindeksen (HI) og oksygenindeksen (OI). Denne metoden har i stor grad overtatt den rolle som den tradisjonelle van Krevelen metoden hadde, det vil si H/C mot O/C fra elementanalyse. Ved Rock-Eval metoden blir finknust prøvemateriale veid inn i en platinadigel. Prøven på ca. 100 mg blir først varmet i en inert atmosfære av helium, opp til 300 °C i tre minutter. Deretter følger en programmert pyrolyse med temperaturgradient på 25 °C/min opp til en maksimal temperatur på 550 °C. Pyrolyse komponentene som blir frigitt blir så delt og ført til to ulikedetektorer. Den flammeioniserende detektor, (FID), registrerer hydrokarboner og de hydrokarbonliknende komponentene. Termal konduktivitet detektor, (TCD), måler mengden av CO₂ gassen som produseres fra det organiske materialet. Ved hver analyse skrives det ut et pyrogram som viser de relative mengdene av de tre hovedtyper av komponenter.



Figur 3.4 Prinsipp tegning fra Rock-Eval pyrolyse og TOC modulen. (Fra Bordenave, 1993).

Prosedyre for Rock-Eval pyrolyse

1. Volatiler som alt er dannet i kildebergarten men som ikke er migrert ut, inneholder lette hydrokarboner fra C_1 til C_{25} . Dette representerer den første S_1 toppen (mg/g prøve) i pyrolysen, og frigies ved en temperatur på $300\text{ }^\circ\text{C}$.
2. Ved videre oppvarming fra $300\text{ }^\circ\text{C}$ - $550\text{ }^\circ\text{C}$ dannes det ny petroleum fra kerogenet. Generelt får man dannet asfaltener, resiner og andre tunge komponenter, som ikke er flyktige bestandeler (S_1) i kerogenet. Arealet kalles S_2 toppen (mg/g prøve).
3. S_2 toppen er et uttrykk for hvor mye olje og gass som kunne blitt generert hvis kildebergarten hadde blitt begravd dypere.
4. Under oppvarmingen dannes også CO_2 – gass, som samles opp og måles separat etter pyrolysen, som arealet av S_3 toppen (mg/g prøve). CO_2 registreres av TCD detektoren. Det meste av CO_2 gassene spaltes av fra kerogenet mellom $300\text{ }^\circ\text{C}$ og $390\text{ }^\circ\text{C}$.

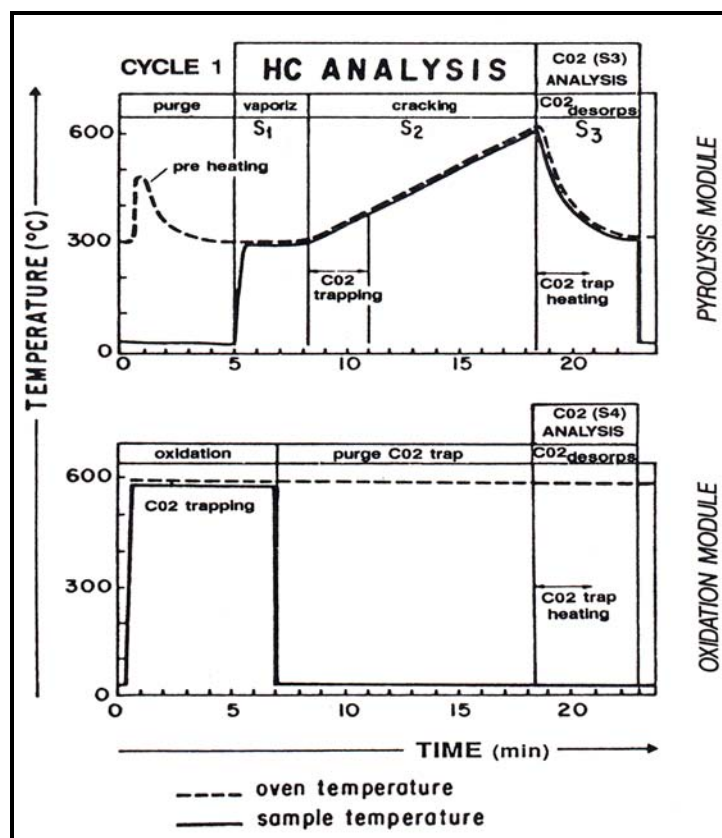
Resultatene av Rock-Eval pyrolyse blir gitt i form av en T_{maks} – verdi og tre potensielle intensitetstopper (Fig. 3.4) av henholdsvis frie hydrokarboner S_1 , hydrokarboner som ble frigitt under pyrolysen S_2 og CO_2 gass av organisk opprinnelse fra uekstraherbart kerogen S_3 (Tissot and Welte, 1984). S_1 , S_2 og S_3 toppene blir så omregnet til mg (pyrolyse komponenter)/gram prøve. Ut ifra disse verdiene kan blant annet HI (hydrogen indeksen), OI (oksygen indeksen) og PI (produksjonsindeksen) regnes ut.

T_{maks} verdi:	400°C – 435° C	→ Umoden kildebergart
T_{maks} verdi:	435° C – 465° C	→ Moden kildebergart (Oljevinduet)
T_{maks} verdi:	> 465° C	→ Overmoden kildebergart (Gassvinduet)

Tabell 1. Oversikt over T_{maks} verdier som modenhetsparametere av kerogen. (Fra Tissot og Welte, (1984).

De ulike parameterene fra Rock-Eval pyrolyse

1. OI: Oksygenindeks = $S_3 \cdot 100 / TOC$ (vektprosent)
2. HI: Hydrogenindek = $S_2 \cdot 100 / TOC$ (vektprosent)
3. OI og HI er gitt i mg/g TOC
4. S_1 , S_2 og S_3 toppene er beskrevet over
5. $S_1 + S_2$: Utrykt i mg hydrokarboner per gram bergart, er et uttrykk for genetisk potensial (Tissot og Welte, 1984). Parameteren er et mål på den totale mengden petroleum som finnes i en kildebergart.
6. PI: Produksjonsindeksen = $S_1 / (S_1 + S_2)$, angir forholdet mellom mengden av hydrokarboner som allerede er dannet og totale genetisk potensialet. Verdiene av PI varierer mellom null og en, og øker med økende dyp og grad av modenhet. Gode kildebergarter har høye produksjonsindekser som maks når 0,41. Høyere verdier indikerer migrasjon av hydrokarboner.
7. T_{maks} : Den temperatur som registreres ved maksimum generering av hydrokarboner, det vil si ved S_2 toppens maksimum. T_{maks} øker ved økende modning av kildebergarten og benyttes derfor som en modningsparameter.



Figur 3.5 Resultatene av Rock-Eval analysen blir gitt i form av tre potensielle intensitetstopper S_1 , S_2 og S_3 . (Fra Bordenave, 1993).

Fordeler ved Rock-Eval pyrolyse

Analysen er rimelig og en enkel metode for hurtig analyser av større prøvesett, hvor hver analyse tar ca. 20 minutter. Man bruker finknust prøvemateriale eller små cuttingsprøver direkte, uten noen spesiell forbehandling.

Feilkilder ved Rock-Eval pyrolyse

De største feilkildene i Rock-Eval analysene er knyttet til mengde organisk materiale i prøvene og kontaminering i apparaturen. Hvis det organiske innholdet er lite vil eventuelle kontamineringer i apparaturen være en betydelig feilkilde. Ved kalibrering av apparaturen mot en standard, kan hydrokarboner fra standarden bli sittende igjen i apparaturen og kontaminere det påfølgende analyseresultatet. Kalibrering av apparaturen vil vanligvis bli

utført etter at 5 til 10 prøver er analysert, for å oppdage eventuelle feil under analysen. For mer detaljerte beskrivelser av metoden, begrensninger og dens anvendelsesmuligheter, se Espitaliè et al. (1977; 1985a; 1985b; 1986).

3.4.3 Modningsforløpene til kerogen fra Rock-Eval data, og de fire hovedtyper av kerogen

Utrykket kerogen er per definisjon en samlebetegnelse på organisk materiale som ikke er løselig i organiske løsemidler, vann og i oksyderende syrer. Kerogen er delt inn i tre typer basert på det relative forholdet mellom tre grunnstoffer: karbon, hydrogen og oksygen (Tissot og Welte, 1984). Modningsforløpene til de ulike kerogentypene er definert som forholdet mellom HI og OI som plottes mot hverandre inn i det modifiserte van Krevelen diagrammet. De termiske utviklingslinjene for type I, II og III er tegnet inn i diagrammet, basert på en rekke pyrolyseforsøk med referanse kerogentyper fra alginitt, eksinitt og vitrinitt. Det modifiserte van Krevelen diagrammet har blitt utviklet for lettere å kunne plote Rock-Eval pyrolyse data i diagrammet.

Type I-kerogen har et høyt H/C forhold ($> 1,5$), og lavt O/C forhold ($< 0,1$). Dette kalles også sapropelisk kerogen, og er dannet av organisk materiale som inneholder mye lipider med lange alifatiske kjeder. Dett er sporer, planktoniske alger og bakterier (alginite) som er blitt nedbrutt av mikroorganismer etter avsetningen i sedimentet (Tissot og Welte, 1984). Den vil gi mye olje og mindre gass. Type I kerogen er typisk for oljeskifer, særlig i ferskvannsbassenger som Green River bassenget i Colorado, men finnes også i marine bassenger.

Type II-kerogen er vanlig i marine bassenger og har en sammensetning med et relativt høyt H/C og et lavt O/C forhold. Inneholder mer oksygenholdige forbindelser som ketoner og karboksylsyregrupper enn type I-kerogen. Type II-kerogen består av en blanding av organisk materiale fra pollen, sporer, cuticula fra høyere planter, fytoplankton, zooplankton og andre mikroorganismer (Tissot og Welte, 1984). Estere og alifatiske kjeder er også vanlig, og denne toppen kerogen utgjør den mest vanlige kildebergarten for olje.

Type III kalles humisk kerogen med et relativt lavt H/C forhold ($< 1,0$), og et høyt O/C forhold ($> 0,2 - 0,3$). Ved modning vil dette kerogenet avgi mye CO_2 , og metan CH_4 , men vil ikke generere olje (van Krevelen, 1962; Tissot og Welte, 1984).

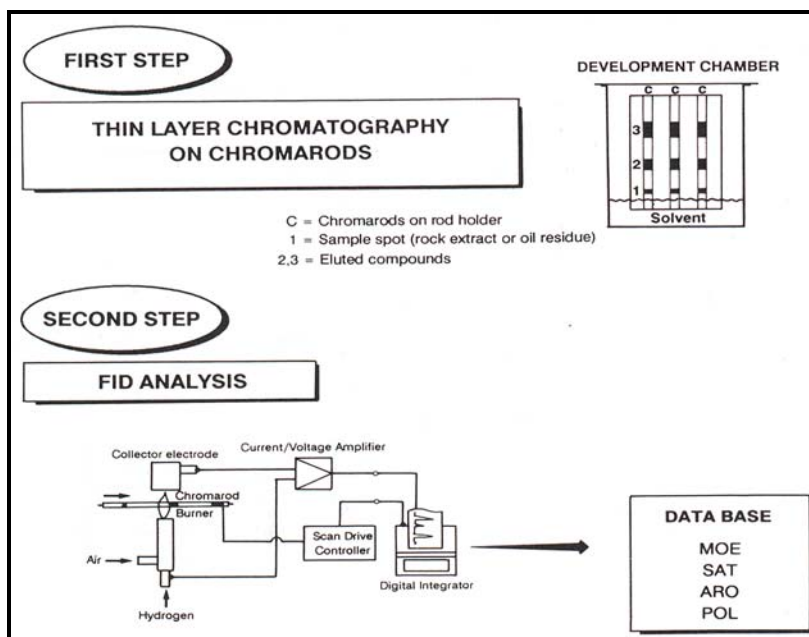
Type IV kerogen omtales ofte som rent kull og er en mellomting av type-III og type-IV. Består for det meste av aromatiske hydrokarboner med et lavere H/C- forhold og et høyt O/C. Blir ofte klassifisert som inert kerogen uten noe potensiale for dannelse av noe form for hydrokarboner, utenom små mengder gass.

3.4.4 Analyser av total organisk karbon og total karbon (TOC og TC)

Innholdet av TOC og TC ble analysert på en LECO CR 12 karbonanalysator. TC innholdet ble bestemt ved at to parallelle analyser ble utført på 0,2 gram finknust og tørket prøvemateriale. Ved bestemmelse av TOC innholdet ble 0,5 gram prøvemateriale veid inn. Eventuelle karbonater i TOC preparatet ble fjernet ved å tilsette fortdynnet saltsyre, HCL, og deretter vasket med ionebyttet vann. Prøvepreparatet av TOC og TC ble så varmet opp til $1350\text{ }^\circ\text{C}$ med oksygentilførsel i en CO_2 fri atmosfære. Mengde CO_2 utviklet fra prøvene ble bestemt av en infrarød detektor. TC-analysene viser innholdet av både uorganisk og organisk karbon. Mengde uorganisk karbon, TIC, total uorganisk karbon, i prøvene ble bestemt ved differansen mellom verdiene fra TC og TOC analysene. Ut fra mengden total organisk karbon og total karbon kan mengden karbonat (CaCO_3) i sedimentet beregnes:
$$\text{TC} - \text{TOC} = \text{IC} \text{ (total uorganisk karbon, det vil si karbon bundet som } \text{CaCO}_3\text{)}$$

3.4.5 Iatroscan TLC-FID metoden (separeringdeteksjon)

Innholdet av ekstraktet fra kjerneprovne brukes til å påvise de forskjellige hovedgrupper av organiske komponenter i løsningen (Fig. 3.6). Metoden er hurtig og man får en oversikt over de forskjellige hovedgrupper av organiske faser hvor det inngår en nøyaktig kvantifisering av mengde polare (NSO) forbindelser, og mettede og aromatiske hydrokarboner (Karlsen og Larter, 1991). Instrumentet som ble brukt er en TH-10 MK IV modell, med en flamme ioniserende dektektor koblet opp til en elektronisk detektor (Perkin-Elmer LCI-100). Denne elektroniske detektoren registrerer det totale areal av de nevnte hydrokarboner og hydrokarbonliknende komponenter i de forskjellige ekstraktene.



Figur 3.6 Skjematisk tegning fra Iatroscan, tynnlagskromatograf-flammeioniserings detektor (TLC-FID). (Fra Bordenave, 1993).

Fire trinn i TLC-FID metoden

1. De organiske ekstraktene fra de forskjellige prøvene ble plassert på tynne kvartstenger av type Chromarods-S III som har en lengde på 12 cm og tykkelse på 0,54 mm. Stengene er belagt med et tynt lag av silikagel, 5 μm i tykkelse, som ble brukt til TLC.
2. De forskjellige ekstraktene ble plassert på et fast punkt og man kjørte 10 prøver av gangen. Alle prøvene ble kalibrert mot en NSO-1 olje standard, for referanser. Kvartstengene ble plassert i løsninger med forskjellig polaritet. Man plasserte prøvene først i en løsning av n-heksan i 35 minutter, etterfulgt av lufttørkning og deretter blir de satt i en ny løsning av toluene i 10 minutter. I løsningen av n-heksan vil de mettede hydrokarbonene bevege seg i den øvre delen av kvartstangen, mens i løsningen av toluene vil aromaten befinne seg i det midtre området av stangen. De polare hydrokarbonene vil befinne seg nederst på stengene.

3. Pøvene ble før analysene på Iatroscan plassert i et tørkeskap med en temperatur på 60 °C i 90 sekunder. Hastigheten på skanningen var 30 sekunder, og flammeioniserende dedektor (FID) bestod av en blanding av hydrogen og luft. Inntaket av hydrogen til apparatet var 180 ml per min ved 20 °C, og tilførselen av luft var på 2,1 L per min ved 20 °C.
4. Alle ekstraktene ble før analysene på Iatroscan justert til et kjent volum. Man brukte så vekten av der organiske materiale man brukte til ekstraheringen for å finne hvor mange ml per gram av de forskjellige hydrokarboner og hydrokarbonliknende forbindelser man har i de forskjellige løsningene.

3.5 Mikropaleontologiske metoder

3.5.1 Dispergering av prøver

Fra prøvene ble det tatt ut 31,26 gram til 54,38 gram (tørr vekt), sediment som ble benyttet til foraminiferanalysene. Sedimentet ble knust ned til ertestørrelse, og man brukte tensid for dispergering av sedimentet. Tensidet som ble brukt heter REVOQUAT W 3690 PG. Det er hverken giftig eller etsende, og det påvirker heller ikke mikrofossilene. Ulempen med tensidet er at det skummer ganske mye under kornfordelingen ved sikting av prøvene. Dispergeringen foregår ved at den prøven tørre og knuste, legges i et begerglass og det helles tensid på og røres godt om. Mengden bør være slik at man har 1/4 del klar tensid over sedimentoverflaten. Over dette helles metanol, i mengde 1/5-del av det som totalt er i begerglasset. Det røres godt rundt, slik at hele blandingen blir lettflytende. Hvor lenge prøvene skal stå i avtrekkskapet er avhengig av graden av sedimentets konsolidering. Har man ukonsolidert leire skal den stå ett døgn eller mindre, halvkonsolidert leire i to til tre døgn og leirskifer fra fire til seks dager. Kjerneprøvene fra brønn 6507/7-5, bestod av halvkonsolidert leire. Prøvene ble satt i avtrekkskapet ved romtemperatur i to døgn og ble rørt om daglig. Sedimentet ble så vasket i lunket vann gjennom en siktesats med følgende maskevidder: 63 µm, 125 µm, 250µm, 500 µm. Hver fraksjon ble tørket og veid for seg.

3.5.2 Mikroskopering av fossilinnhold

Sedimentfraksjoner fra 63 µm til 500 µm ble analysert for mikrofossiltinnhold. Korn-

størrelse over 500 μm ble gjennomgått for alt mikrofossiltinnhold, men viste seg å være tom for dette. For den kvantitative undersøkelsen av foraminiferene er minst 300 individer plukket fra hver prøve, der individantallet var stort nok. Ifølge Phleger (1965) vinner man lite på å telle flere enn 300 individer, og dette tallet brukes som standard. I brønn 6507/7-5 var det stort sett få arter per prøve, færre enn 13. Da vil et plukket antall på 300 individer gi et meget godt bilde av den reelle forekomsten av hver art. I noen få prøver, hovedsaklig fra Spekkformasjonen, hvor to til tre arter utgjør nesten 100 % av individene, er det plukket og telt mellom 270 og 300 individer. I de fattige prøvene i Melkeformasjonen, er alle individene talt. Sedimentprøvene er gjennomsett, og alle artene er registrert.

Mikroskoperingen er foretatt med et Zeiss steromikroskop med 20, 40 og 80 gangers forstørrelse. I tillegg til foraminiferer ble det registrert om andre mikrofossiler som ostracoder, echinodermfragmenter, fisketenner. Alle relevante faktorer skulle trekkes inn under tolkningen av avsetningsmiljøet, men bare foraminiferene er grundig studert i denne hovedfagsoppgaven og danner et av hovedgrunnlagene (ved siden av organisk geokjemi) for tolkning av lagrekken.

Under våtsiktningen og tørkingen av kjernematerialet kan noen mikrofossiler med skjør skallbygning eller med svakt sementerte agglutinerte skall ødelegges, slik at de går tapt. Andre mulige feilkilder er forurensninger som følge av ufullstendig rengjøring av sikter og koster. Ujevn fordeling av materialet på telleskålen, feilbestemmelse og usikkerhet på grunn av fattige prøver, er også feilkilder.

3.5.3 Oppbevaring av skallmateriale i kjerneprøvene

Til artsbestemmelse av foraminiferer vil kvaliteten på skallematerialet være av avgjørende betydning. Grunnlaget til å artsbestemme i denne fossilgruppen er ytre karakterer som skallmateriale, skallform, kammeranordning, samt apperturens plassering og utforming. I de analyserte prøvene varierer oppbevaringen av foraminiferene fra upresset til sterkt sammenpresset. Mange individer har ikke vært mulig å bestemme lenger enn til suborden, mens andre individer kunne bestemmes til familie slekt eller art. Godt oppbevarte eksemplarer innimellom har gjort det mulig å bestemme også de dårlig oppbevarte skall med en høy grad av sikkerhet.

3.5.4 Diversitets indekser

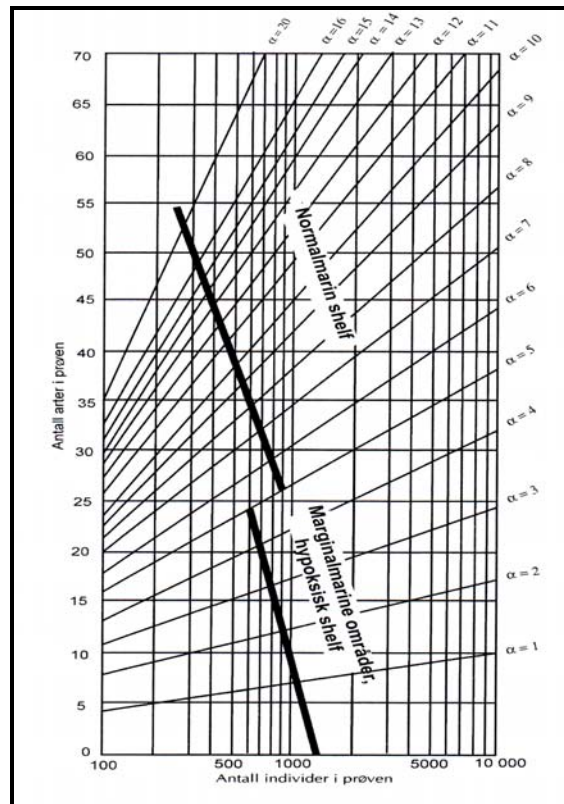
Diversitet er et uttrykk som hvordan antall arter og individer vil forholde seg til hverandre i en prøve. Uttrykket beskriver artsrikdommen i en prøve. Et stabilt og gunstig miljø for eksempel med god tilgang på oksygen og næring vil gi et stort antall arter per prøve og høy diversitet. Man vil i det motsatte tilfelle når individene lever under ugunstige og ustabile forhold få lav diversitet (Murray, 1973). En av de mest brukte målemetodene for diversitet er Fisher α - indeksen (Fisher et al., 1943). Diversiteten blir uttrykt gjennom antall individer og antall arter i en prøve, og legger like stor vekt på hyppige, som på skjeldene arter. Indeksen er uavhengig av prøvens størrelse, og uttrykkes ved formelen:

$$\alpha = N(1 - x) / x$$

α = Prøvens diversitet.

N = Antall individer.

x = Konstant < 1 (verdien x kan leses ut fra en ferdig tabell av Williams (1964)).



Figur 3.7. Figuren viser forholdet mellom antall arter og antall individer i en prøve. Fisher α -indeks under fem indikerer hypoksisk shelf. (Modifisert fra Murray, 1973).

Man kan også bestemme α -indeksen grafisk ved å plote antall individer og arter i prøven i et logaritmisk diagram, istedenfor å regne verdiene (Fig. 3.7). Fra diagrammet leser man α - verdiene direkte. Ved siden av å være lett å bruke er denne indeksen uavhengig av prøvens størrelse og legger like stor vekt på sjeldne som hyppige arter.

En annen metode å utrykke diversiteten på, er ved hjelp av Shannon-Weaver indeksen, utarbeidet av Shannon og Weaver (1963), og senere revidert av Buzas og Gibson (1969). Shannon-Weaver indeksen uttrykkes ved formelen:

$$H(S) = - \sum_{i=1}^s p_i \ln p_i$$

$H(S)$ = diversitet

s = antall arter i prøven

p_i = antall eksemplarer fra en art, og delt på antall eksemplarer i prøven. Maksimum diversitet i en prøve oppnås når alle artene opptrer med samme hyppighet.

3.5.5 Fotografering

Prøvene ble studert under et Nikon MIKROPHOT-SA polarisasjonsmikroskop og bildene ble tatt med et Nikon FX-35DX kamera tilknyttet en Nikon UFX-DX eksponeringsenhet. Mikroskopet var utstyrt med Nikon objektiver med 10X, 20X, 50X og 100X forstørrelse.

Kapittel 4 – Resultater og datapresentasjoner

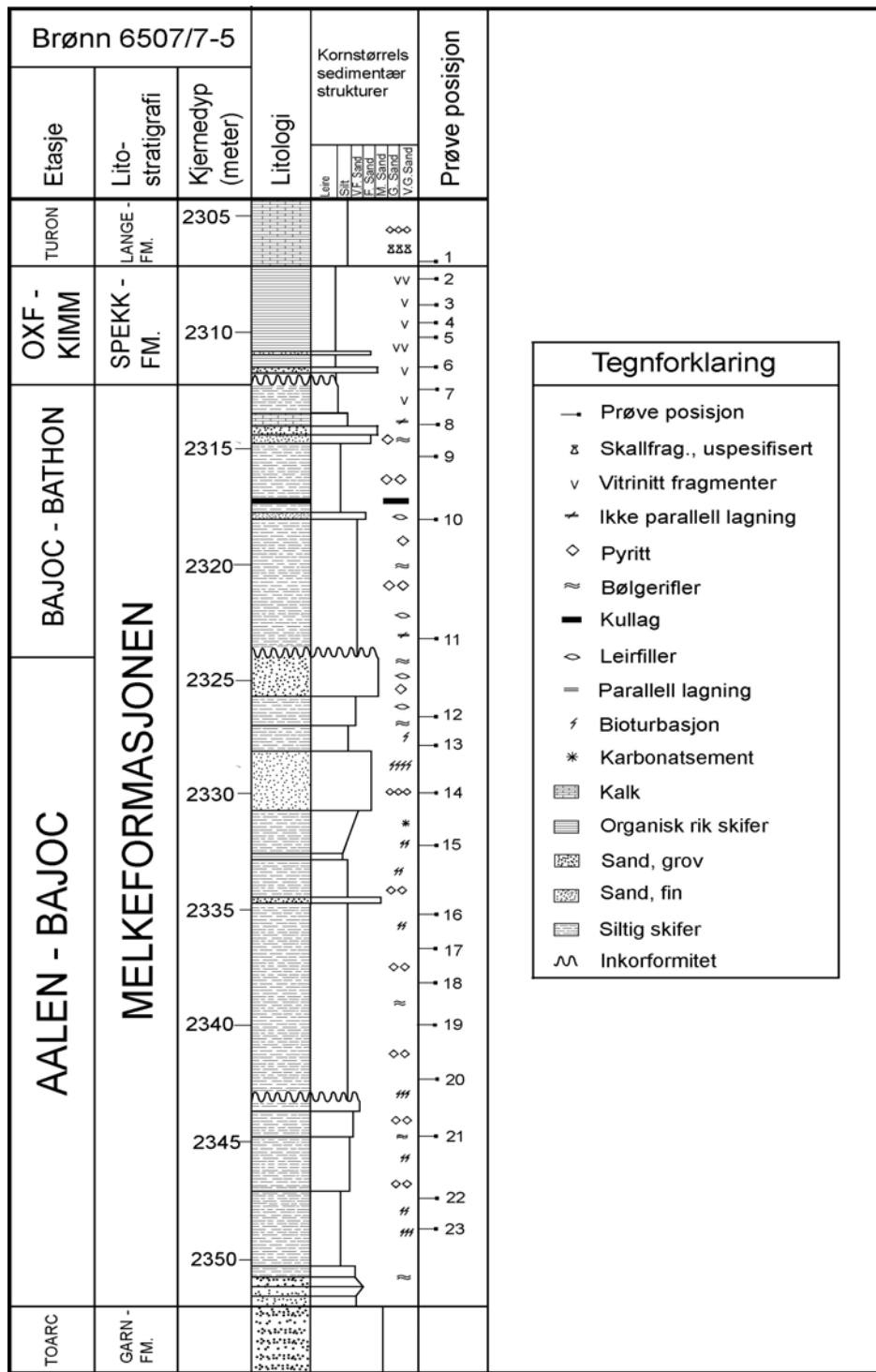
4.1 Litologisk beskrivelse av kjernen

Det gis her en litologisk beskrivelse av utviklingen av Melke-, Spekk- og basis av Langeformasjonen som er blitt undersøkt fra intervall 2306,80 meter til 2348,55 meter (Fig. 4.1). Beskrivelsen er basert på standard litologisk logging av kjernene.

4.1.1 Melkeformasjonen, 2352 til 2312 meter

Melkeformasjonen ligger over Garnformasjonen (Fig.4.1). Den nederste delen av Melke består av meget fin sand som viser en oppoverfining. Fra ca. 2351,00 meter opp til ca. 2344,00 meter har vi en grålig siltstein, som står i sterk kontrast til den underliggende sandsteinen. Dette er sediment som er typisk for Melkeformasjonen, og litologien viser en svak oppovergroving til inkonformiteten ved 2343,80 meter. Sedimentet fra ca. 2352,00 meter opp til inkonformitetsflaten inneholder lite bioturbasjon, pyritt og bølgerifler ved prøve posisjon 21. Fra ca. 2343,50 opp til ca. 2341,50 meter er det en minskning av kornstørrelsen, og øverst er det et tynt karbonatlag på noen få centimeter, og det forekommer pyritt. Fra ca. 2341,50 til ca. 2338,50 meter er det grå siltstein, som ender i et tynt karbonatlag. Deretter følger grå siltstein opp til ca. 2334,80 meter, der siltsteinen blir brutt av en ca. 25 centimeter medium fint sandlag med pyritt (FeS_2) innhold og bioturbasjon. Fra dette tynne sandlaget opp til ca. 2331,00 meter er det en oppovergroving av den siltige skiferen. Intervallet inneholder pyritt og mye bioturbasjon, og et meget tynt med karbonatsementert lag. Enheten avsluttes ved ca. 2331 meter med ren, fin til medium kornet sand, som har en tykkelse på ca 2 meter. Sanden inneholder mye pyritt og bioturbasjon.

Den velsorterte sandlaget avbrytes av en veksling av skifer og siltstein som viser oppovergroving. Dette laget inneholder bioturbasjon, svake bølgerifler og leirfiller. Denne enheten overlages ved ca. 2325,80 meter av medium kornet riflelaminert sand med pyritt og noe leirfiller. Sandlaget har en tykkelse på ca. 1,80 meter. Toppen av dette laget er definert ved en inkonformitet ved ca. 2324,00 meter. Det neste intervallet opp til ca. 2318,00 meter, består av typisk siltstein. Det er mye pyritt i sedimentet, og det forekommer ikke parallell lagning, leirfiller og bølgerifler. Den siltsteinen blir brått avbrutt ved



Figur 4.1. Forenklet litologisk søyle av Melke- og Spekkformasjonen i brønn 6507/7-5 på Haltenbanken.

ca. 2314, 85 meter av et tynt lag med finkornet sand som inneholder leirfiller. Ca. 25 centimeter over dette er det et tynt kullag med en tykkelse på ca. 10 centimeter.

Siltsteinen fortsetter videre opp til ca. 2314,50 meter, der den overlages av en fin til medium kornet sand, som inneholder pyritt. Over dette følger et ca. 30 centimeters tykt karbonatlag. Sandlaget står i sterk kontrast til den overliggende grå siltsten, som inneholder pyritt. Dette intervallet avsluttes med et inkonformitet. Dette danner toppen av Melkeformasjonen og basis av den overliggende Spekkformasjonen. Melkeformasjonen har en total tykkelse på 40 meter. Overgangen Melke og Spekkformasjonen er markert med inkonformitet der man med sikkerhet kan si at hele callov mangler, det vil si ca. 5 millioner år er borte.

4.1.2 Spekkformasjonen, 2312 til 2307 meter

Den totale mektigheten av Spekkformasjonen i brønn 6507/7-5 er 5 meter, som viser at formasjonen her er sterkt redusert i mektighet i forhold til det som er vanlig på Haltenbanken. Formasjonen består av en lagpakke av organisk rik, sort skifer som kun er parallell laminert og uten bioturbasjon men inneholder agglutinerte foraminiferer. Skiferen inneholder to tynne lag av fin til mediumkornet sand avsatt i den nederste del av intervallet. Skiferen har et blankt utseende på grunn av et stort innhold av vitrinitt-fragmenter. Langeformasjonen på 2307,00 meter overlager Spekkformasjonen med skarp grense.

4.2 Resultater av Rock-eval pyrolyse

Resultatene fra analysen av de forskjellige kjerneprøvene er vist i tabell 4.1 og 4.2. Oksygeninnholdet og hydrogeninnholdet i prøvene, er et uttrykk for henholdsvis total mengde hydrokarboner og karbondioksyd, delt på TOC. Dette uttrykkes som oksygen indeksen, ($\text{mgCO}_2/\text{gC}_{\text{organisk}}$) og hydrogen indeksen, ($\text{mgHC}/\text{gC}_{\text{organisk}}$). Kjerneprøve er analysert fra intervallet 2306,80 til 2348,55 meter som dekker Melke- og Spekkformasjonen samt den basale del av Langeformasjonen. Prøvene fordeler seg på 41,75 meter.

Kjernedyp	Formasjon	Periode	S ₁ -toppen	S ₂ -toppen	S ₃ -toppen
2306, 80 m	Lange fm.	Nedre kritt	0,155	0,010	0,595
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	1,455	17,240	2,990
2308, 80 m			1,260	12,260	2,520
2309, 40 m			0,530	4,865	1,795
2310, 40 m			1,450	14,720	2,160
2311, 40 m			1,180	8,045	3,035
2312, 10 m			Melke fm.	Midtre jura	0,525
2314, 10 m	0,240	0,440			0,660
2315, 35 m	0,240	0,350			0,790
2318, 25 m	0,165	0,125			0,665
2323, 60 m	0,250	0,350			1,075
2326, 15 m	0,220	0,160			0,820
2327, 20 m	0,230	0,300			1,160
2329, 80 m	0,185	0,080			0,520
2332, 70 m	0,250	0,625			0,615
2335, 20 m	0,210	0,140			0,660
2336, 60 m	0,220	0,280			0,940
2338, 40 m	0,200	0,200			0,350
2340, 00 m	0,270	0,160			0,560
2341, 60 m	0,230	0,110			0,750
2342, 20 m	0,210	0,150			0,390
2344, 50 m	0,220	0,09			0,480
2347, 70 m	0,300	0,280			0,580
2348, 55m	0,250	0,02	0,620		

Tabell 4.1 Analyseresultater fra Rock-Eval pyrolyse fra brønn 6507/7-5 uttrykt med verdiene av de tre pyrolyse toppene.

Kjernerdyb	Formasjon	Periode	HI	OI	PI	T _{maks}
2306, 80 m	Lange fm.	Nedre kritt	0,75	22,38	0,89	423 °C
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	200,60	34,80	0,08	410 °C
2308, 80 m			137,04	28,17	0,09	410 °C
2309, 40 m			86,91	32,10	0,09	410 °C
2310, 40 m			181,10	26,58	0,08	408 °C
2311, 40 m			90,40	34,10	0,13	411 °C
2312, 10 m	Melke fm.	Midtre jura	181,70	46,02	0,30	342 °C
2314, 10 m			23,60	35,40	0,35	416 °C
2315, 35 m			27,40	61,80	0,40	417 °C
2318, 25 m			9,16	24,40	0,40	412 °C
2323, 60 m			10,11	33,66	0,42	412 °C
2326, 15 m			10,80	55,40	0,58	413 °C
2327, 20 m			14,15	53,80	0,44	417 °C
2329, 80 m			7,27	44,50	0,69	380 °C
2332, 70 m			1,27	31,24	0,91	421 °C
2335, 20 m			12,00	54,80	0,59	387 °C
2336, 60 m			26,27	87,72	0,44	418 °C
2338, 40 m			21,40	37,85	0,50	419 °C
2340, 00 m			57,45	199,30	0,62	366 °C
2341, 60 m			11,40	74,63	0,67	387 °C
2342, 20 m			10,45	26,83	0,59	357 °C
2344, 50 m			7,93	42,30	0,71	321 °C
2347, 70 m			21,70	43,80	0,52	417 °C
2348, 55m	3,60	89,12	0,91	424 °C		

Tabell 4.2 Resultater av Rock-Eval pyrolyse fra brønn 6507/7-5 uttrykt ved HI, OI, PI og T_{maks}.

Melkeformasjonen har både lav hydrogen indeks, 1,27 til 181,70 mgHC/gC_{organisk}, og oksygen indeks, 24,40 til 199,30 mgCO₂/gC_{organisk}. Produksjonsindeksen er relativt høy og varierer mellom 0,13 til 0,91. T_{maks} varierer fra 342 °C til 424 °C og med lavest verdi ved høyest hydrogen indeks. Fra Melkeformasjonen ble det analysert 18 prøver.

Alle prøver i Spekkformasjonen har høy hydrogen indeks som varierer 86,91 til 200,60 mgHC/gC_{organisk}, og lav oksygen indeks som varierer fra 26,58 til 34,80 mgCO₂/gC_{organisk}. Produksjonsindeksen er lav, 0,08 til 0,13. T_{maks} varierer fra 408 °C til 411 °C med et sediment dyp som varierer mellom 2310,40 og 2311,40 meter. Fra Spekkformasjonen ble det analysert fem prøver.

En prøve fra Langeformasjonen ble analysert. Hydrogen indeks er lavt, med en verdi på 0,75 mgHC/gC_{organisk}, og oksygen indeksen på 22,38 mgCO₂/gC_{organisk}. Produksjonsindeksen er relativt høyt med verdi på 0,89, og en T_{maks} verdi på 423 °C.

4.3 Resultater av Iatroscan TLC-FID

Bitumenekstraktet som ble benyttet gir en inndeling av totalekstraktet i polare, mettede og aromatisk fraksjoner (Karlsen og Larter, 1989). Resultatene er beregnet ut fra prøvevekt fra bitumen og organisk innhold av karbon og er oppgitt i µg/g prøve og µg/g organisk karbon. Analyseresultatene viser at de organiske komponentene i blandingen består kun av polare forbindelser, mens de mettede og aromatiske forbindelsene kun foreligger i spormengder. Konsentrasjonen av de polare forbindelsene i forhold til totalekstrakter er den samme for Melke-, Spekk- og Langeformasjonen.

4.4 Total organisk karbon (TOC), total karbon (TC) og uorganisk karbon (IC)

Resultaten av de forskjellige karbon analyser er presentert i tabell 4.3. Generelt viser kjerneprøvene avtagende TOC innhold med økende dyp. Dette er markert tydelig i Melkeformasjonen. TOC innholdet avtar fra en topp på 8,89 % vektprosent i Spekkformasjonen, til et minimum på 0,27 % vektprosent i Melkeformasjonen. Mengde total karbon (TC)

viser samme trend som TOC med et maksimum i Spekkformasjonen og avtar med dypet med størst reduksjon i Melkeformasjonen. Generelt viser uorganisk karbon (IC) liten endring i konsentrasjonen med dyp. Unntak fra Langeformasjonen med en IC verdi på 6,602 %.

Det organiske materiale i Melkeformasjonen viser stor variasjon. Maksimum TOC verdi på 3,19 %, og minimums verdi på 0,27 %. Konsentrasjonen av total karbon (TC) er lav med maksimum verdi på 3,194 % og minimums verdi på 0,723 %. Konsentrasjonen av uorganisk karbon (IC) er lav i hele formasjon med en minimumsverdi på 0,012 % og maksimumsverdi på 0,620 %.

Prøvene fra Spekkformasjonen har alle høye TOC verdier som varierer mellom 8,95 % til 8,13 %. Det er kun en prøve som er avvikende, med TOC på 5,59 %. Mengde av total karbon (TC) er også høyt med en maksimumsverdi på 9,225 % og en minimumsverdi på 5,739 %. Gjennomsnittelig TOC for Spekkformasjonen er på 7,777 %. Konsentrasjon av uorganisk karbon (IC) er lav, med en minimumsverdi på 0,141 og en maksimumsverdi på 0,325 i formasjonen. Gjennomsnittet er på 0,236 %.

Prøven analysert for organisk innhold i har en TOC på 2,66 % vektprosent. Mengde totalt karbon (TC) er høyt med en verdi på 9,261 %. Konsentrasjonen uorganisk karbon (IC) er den høyeste i hele kjernen med en verdi på 6,602 %.

Kjerneredyt	Formasjon	Periode	TOC %	TC %	IC %
2306, 80 m	Lange fm.	Nedre kritt	2,659	9,261	6,602
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	8,596	Ikke målbar	Ikke målbar
2308, 80 m			8,946	Ikke målbar	Ikke målbar
2309, 40 m			5,598	5,739	0,141
2310, 40 m			8,128	8,368	0,240
2311, 40 m			8,899	9,225	0,326
2312, 10 m			Melke fm.	Midtre jura	0,677
2314, 10 m	1,865	1,907			0,042
2315, 35 m	1,279	1,588			0,309
2318, 25 m	2,730	2,817			0,087
2323, 60 m	3,182	3,194			0,012
2326, 15 m	1,481	1,567			0,086
2327, 20 m	2,156	2,846			0,690
2329, 80 m	1,169	1,233			0,064
2332, 70 m	1,969	2,025			0,056
2335, 20 m	1,206	1,423			0,217
2336, 60 m	1,066	1,868			0,802
2338, 40 m	0,912	1,229			0,317
2340, 00 m	0,279	0,880			0,601
2341, 60 m	1,005	1,174			0,169
2342, 20 m	1,435	1,488			0,053
2344, 50 m	1,135	1,197			0,620
2347, 70 m	1,314	1,419			0,105
2348, 55m	0,696	0,836			0,140

Tabell 4.3. Resultater fra total organisk karbon (TOC), total karbon (TC) og uorganisk karbon (IC) analyser.

4.5 GC – FID, separeasjon deteksjonsteknikk på kjerne- ekstrakter

Basert på kromatogrammene har man kvantifisert tre forhold, 1) pri/n-C₁₇, 2) phy/n-C₁₈ og 3) pri/phy. Tallverdiene for disse er presentert på Tabell 4.5. Kromatogrammene til alle prøvene er vist i figurene 4.6. Man ser av kromatogrammene at det er mye støy signaler, og at intensiteten av n-alkanene varierer mellom Melke- og Spekkformasjonen.

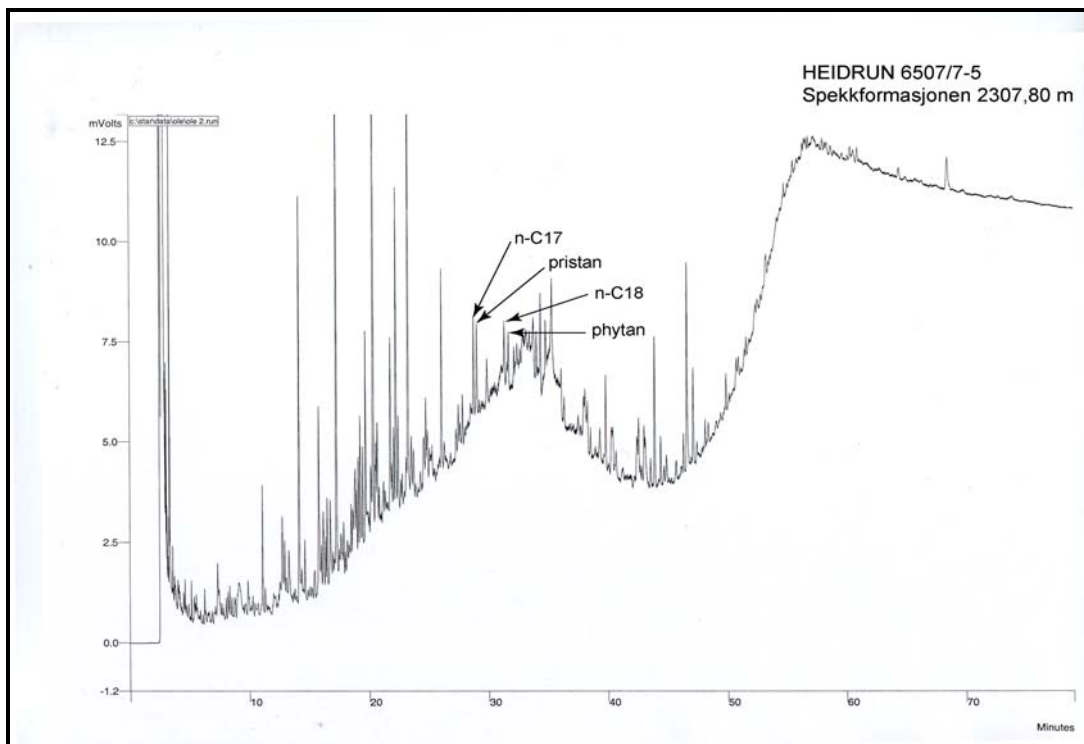
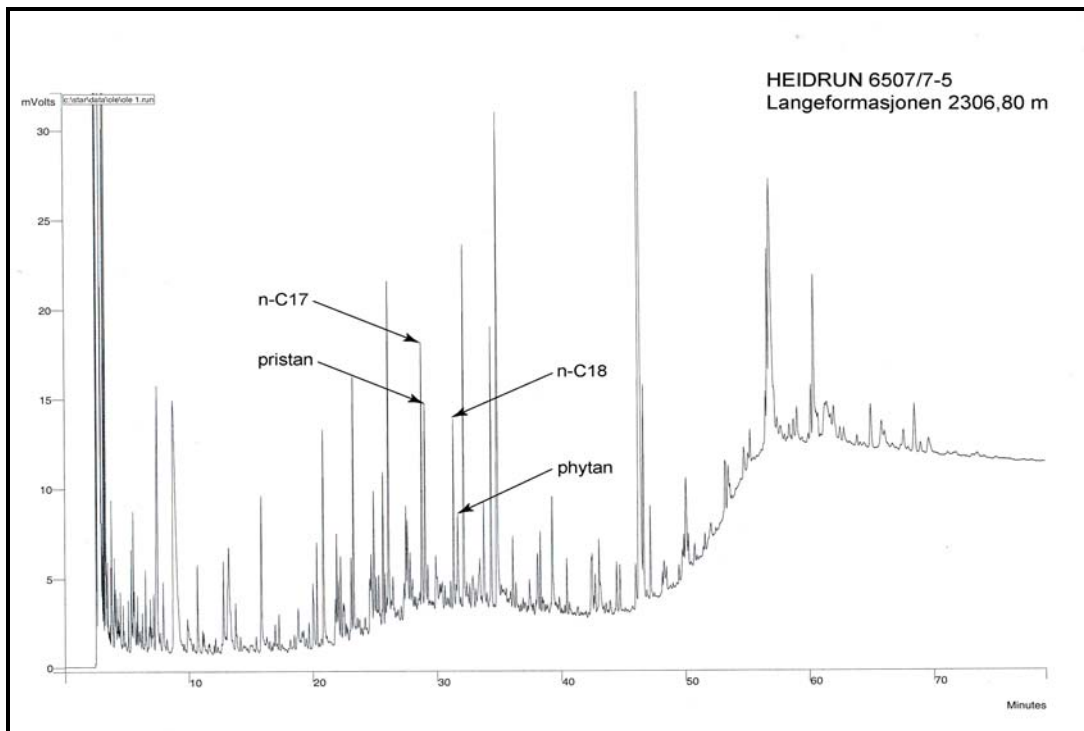
Pristan/phytan forholdet i Melkeformasjonen (Tab. 4.5) varierer mellom 2,00 og 3,60, utenom en prøve som har en verdi på 1,66. Pri/n-C₁₇ verdien er lave i hele formasjonen, og varierer mellom 0,43 og 0,74. Den samme trend observeres i phy/n-C₁₈ verdiene, og varierer mellom 0,29 og 0,76.

Pristan/phytan forholdet i Spekkformasjonen (Tab.4.5) varierer mellom 0,79 og 2,87. Pri/n-C₁₇ verdien er høyere i Spekkformasjonen enn i Melkeformasjonen, og varierer mellom 0,81 og 1,44. Den samme trenden gjelder også for phy/n-C₁₈ verdiene, med verdier som varierer mellom 0,56 og 3,09.

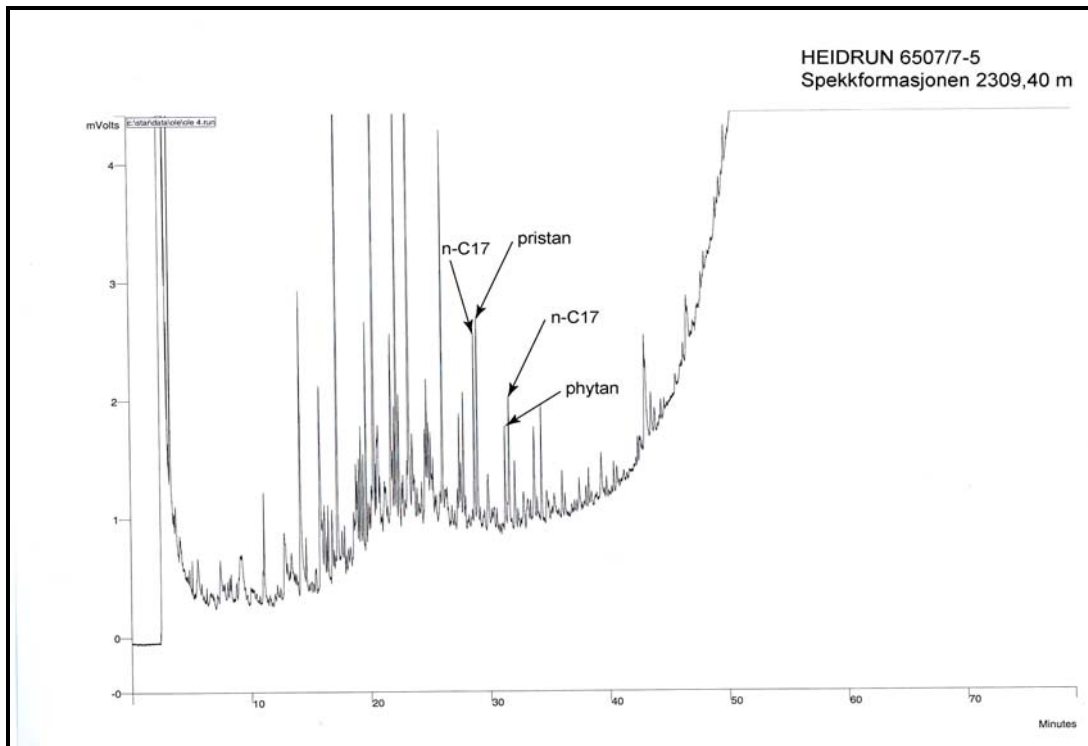
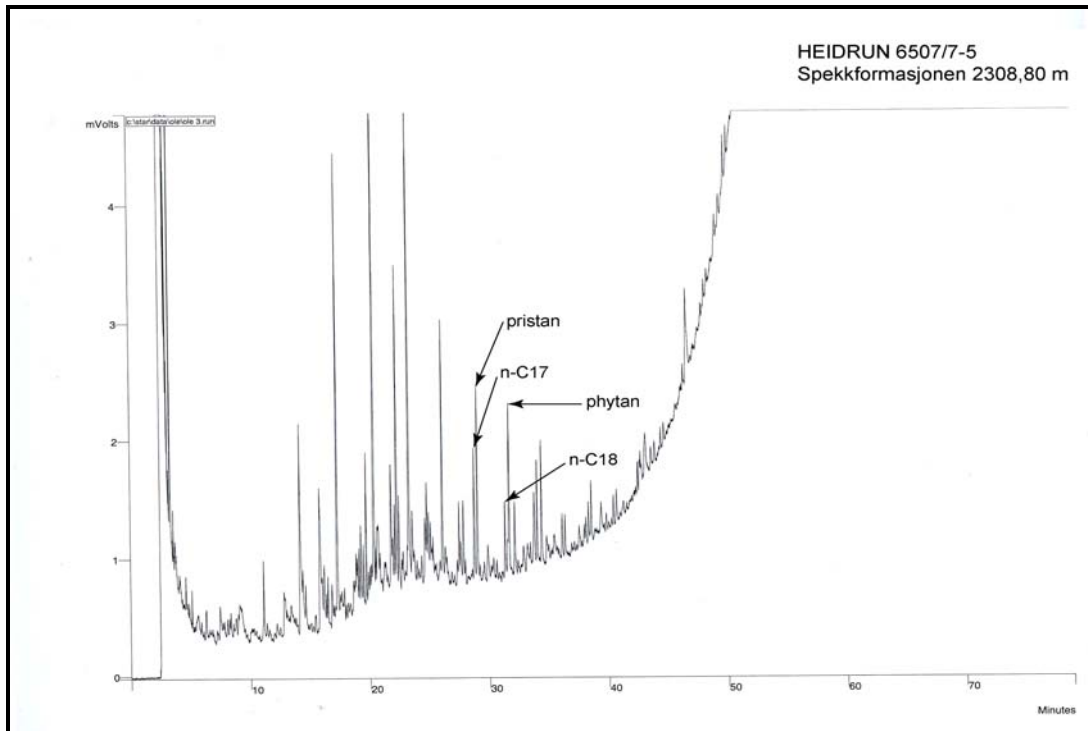
Fra denne formasjonen ble det analysert denne ene prøven. Verdiene fra pri/phy er 2,21, pri/n-C₁₇ verdien er 0,76, og phy/n-C₁₈ verdien er på 0,48. Det legges derfor minimal vekt, på denne ene analysen for å belyse avsetningsmiljøet fra Langeformasjonen.

Kjernedyp	Formasjon	Pri/n-C ₁₇	Phy/n-C ₁₈	Pri/Phy
2306, 80 m	Lange fm.	10,4/13,6 = 0,76	4,7/9,8 = 0,48	10,4/ 4,7 = 2,21
2307, 80 m	Spekk fm.	6,9/7,6 = 0,90	4,5/4,5 = 1,00	6,9/4,5 = 1,53
2308, 80 m		13,3/9,2 = 1,44	1,7/5,1 = 2,29	13,3/11,7 = 1,14
2309, 40 m		14,9/13,7 = 1,09	9,3/7,5 = 1,24	14,9/9,3 = 1,60
2310, 40 m		11,2/7,4 = 1,51	14,2/4,6 = 3,09	11,2/14,2 = 0,79
2311, 40 m		11,8/14,5 = 0,81	4,1/7,3 = 0,56	11,8/4,1 = 2,87
2312, 10 m		4,0/6,3 = 0,63	2,0/3,4 = 0,59	4,0/2,0 = 2,00
2314, 10 m	Melke fm.	10,2/13,9 = 0,73	3,0/6,9 = 0,43	10,2/3,0 = 3,40
2315, 35 m		8,2/13,4 = 0,61	2,3/5,3 = 0,43	8,2/2,3 = 3,56
2318, 25 m		9,0/13,2 = 0,68	2,5/5,2 = 0,48	9,0/2,5 = 3,60
2323, 60 m		7,7/12,6 = 0,61	2,1/5,3 = 0,40	7,7/2,1 = 3,67
2326, 15 m		8,5/13,7 = 0,62	2,9/6,3 = 0,46	8,5/2,9 = 2,93
2327, 20 m		9,4/13,2 = 0,71	3,3/7,3 = 0,45	9,4/3,3 = 2,85
2329, 80 m		9,3/14,5 = 0,64	2,8/6,1 = 0,46	9,3/2,8 = 3,32
2332, 70 m		8,4/11,3 = 0,74	2,6/5,3 = 0,49	8,4/2,6 = 3,23
2335, 20 m		9,4/13,4 = 0,70	3,6/7,6 = 0,47	9,4/3,6 = 2,61
2336, 60 m		9,5/13,7 = 0,69	2,9/13,7 = 0,69	9,5/2,9 = 3,27
2338, 40 m		8,2/13,2 = 0,62	3,5/6,9 = 0,50	8,2/3,5 = 2,34
2340, 00 m		8,3/14,3 = 0,58	2,6/5,4 = 0,48	8,3/2,6 = 3,19
2341, 60 m		7,9/12,7 = 0,62	3,0/7,0 = 0,42	7,9/3,0 = 2,63
2342, 20 m		7,9/14,2 = 0,56	2,6/6,8 = 0,38	7,9/2,6 = 3,00
2344, 50 m		8,1/13,6 = 0,60	2,3/5,6 = 0,41	8,1/2,3 = 3,52
2347, 70 m		8,0/13,9 = 0,58	4,8/6,3 = 0,76	8,0/4,8 = 1,66
2348, 55m		6,4/15,9 = 0,43	2,5/8,7 = 0,29	6,4/2,5 = 2,56

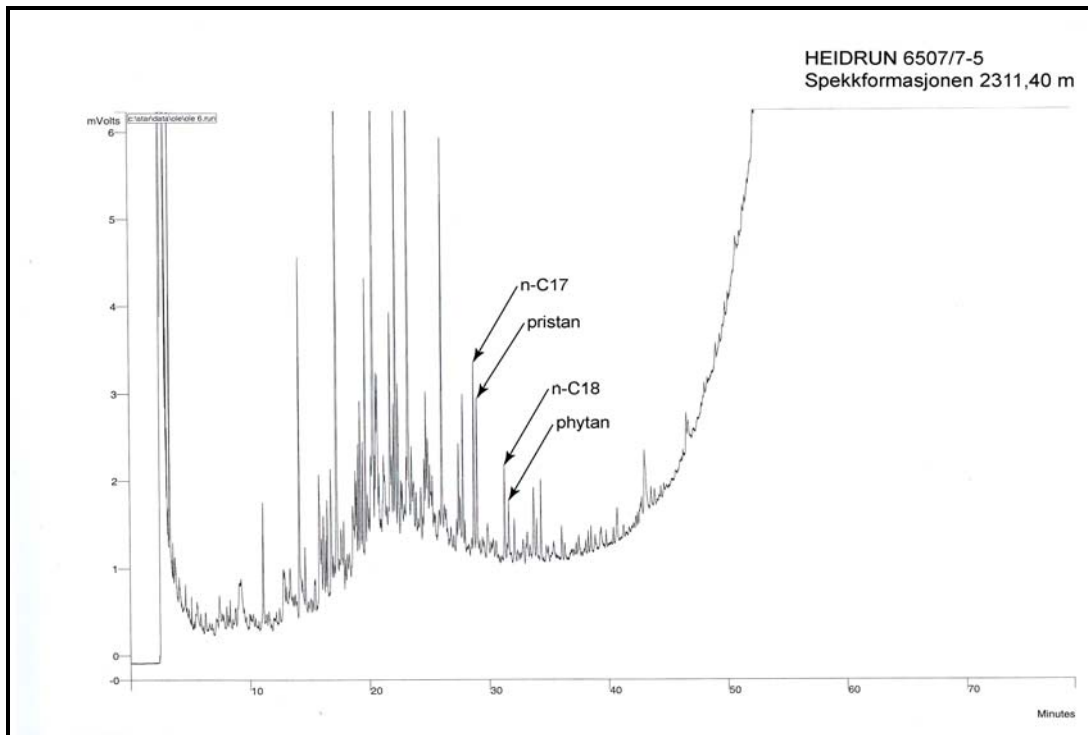
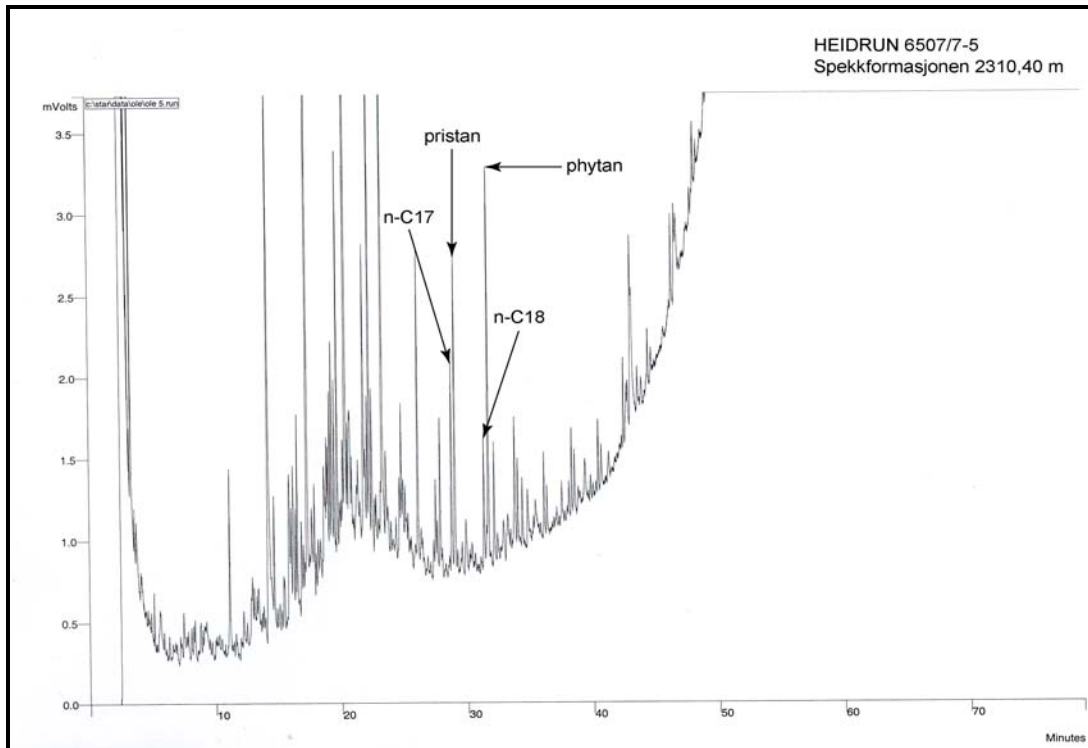
Tabell 4.5. GC-FID resultater der man finner de tre hovedtyper pri/n-C₁₇, phy/n-C₁₈ og pri/phy ved bestemmelse av modenhet og facies.



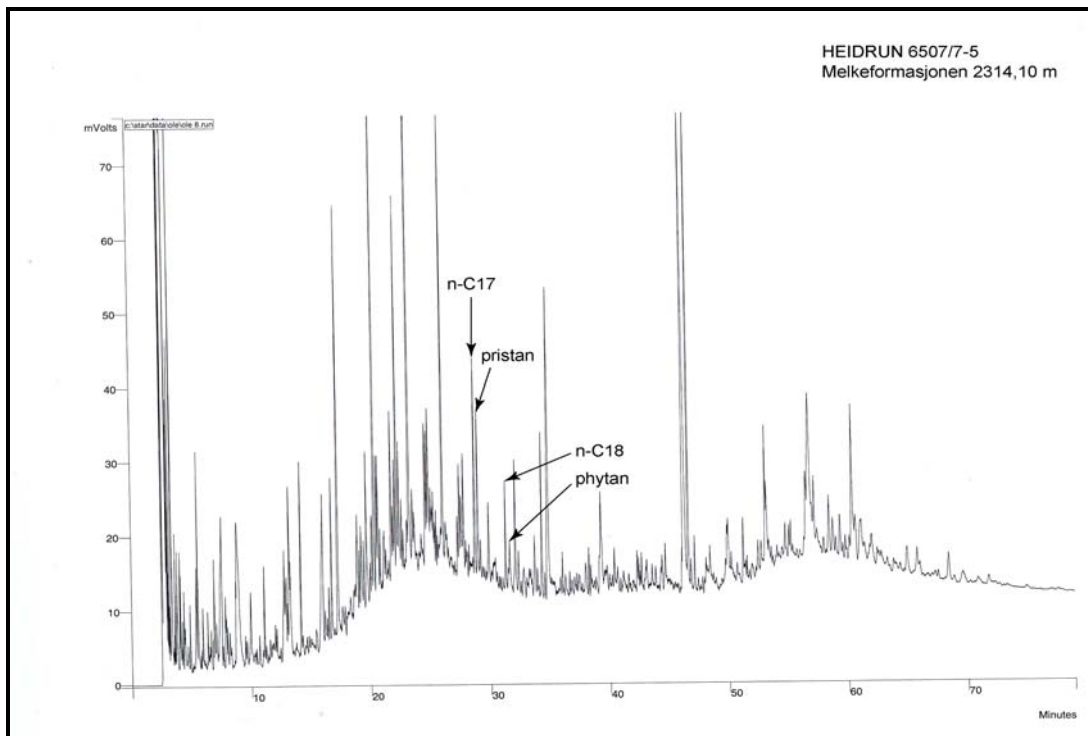
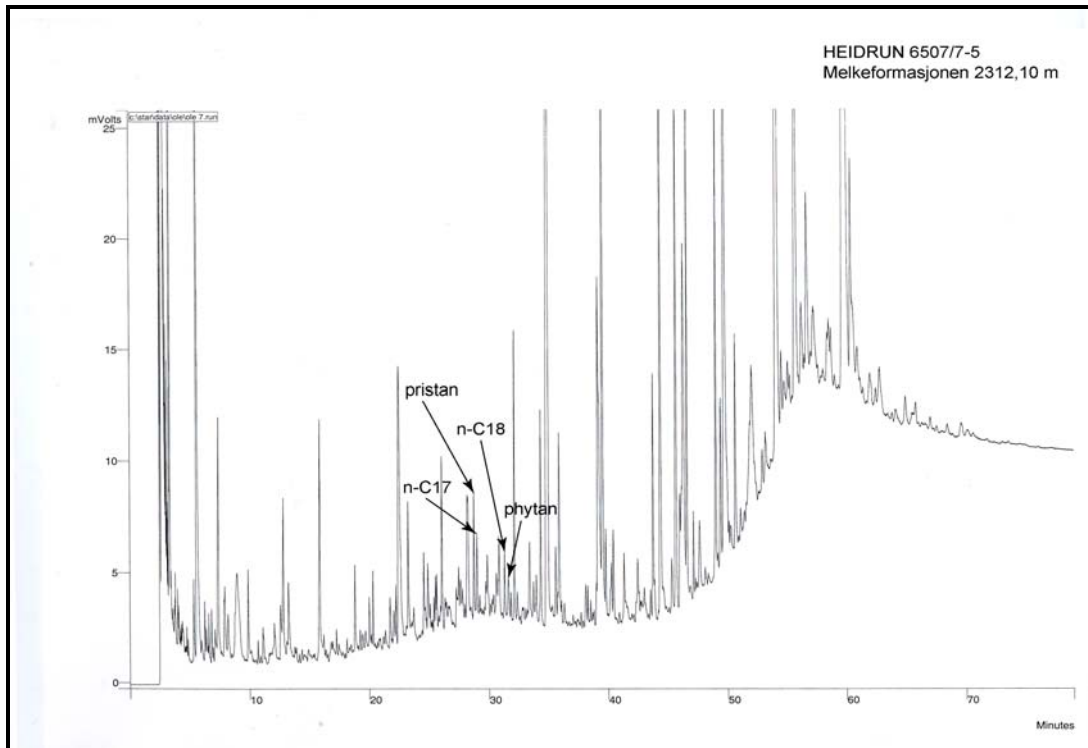
Figur 4.6. Under dette Fig. nr. er det presentert 24 GC-FID kromatogrammer basert på prøver fra Lange-, Spekk- og Melkeformasjonen.



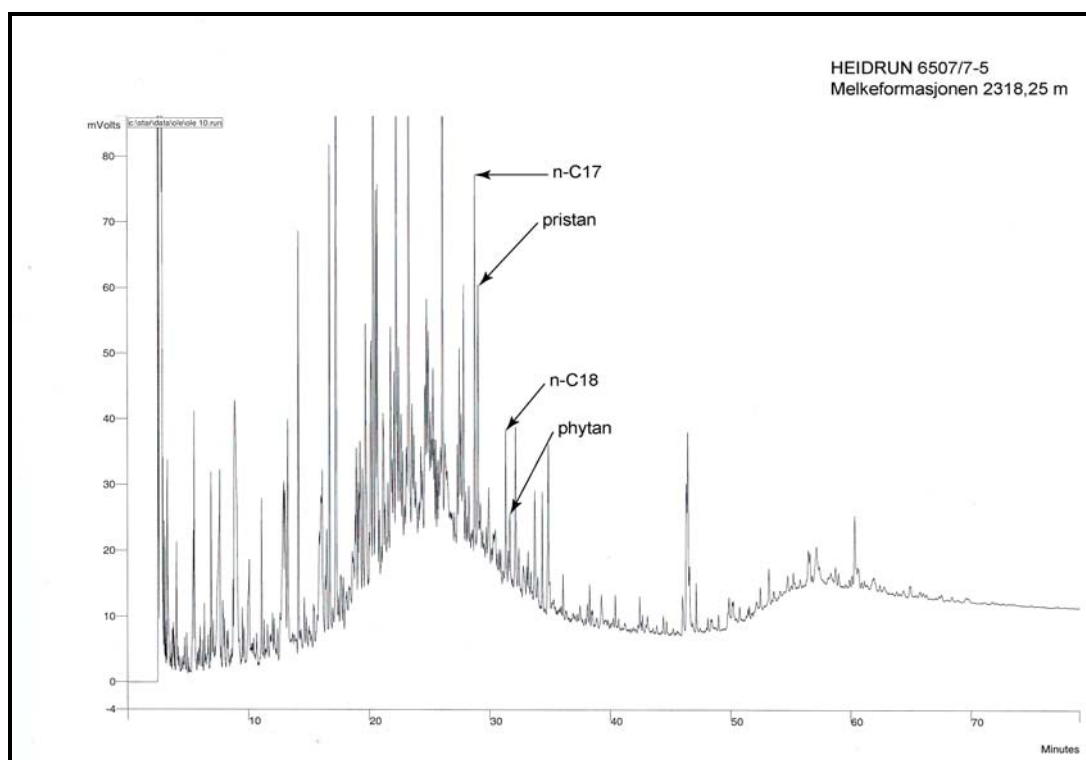
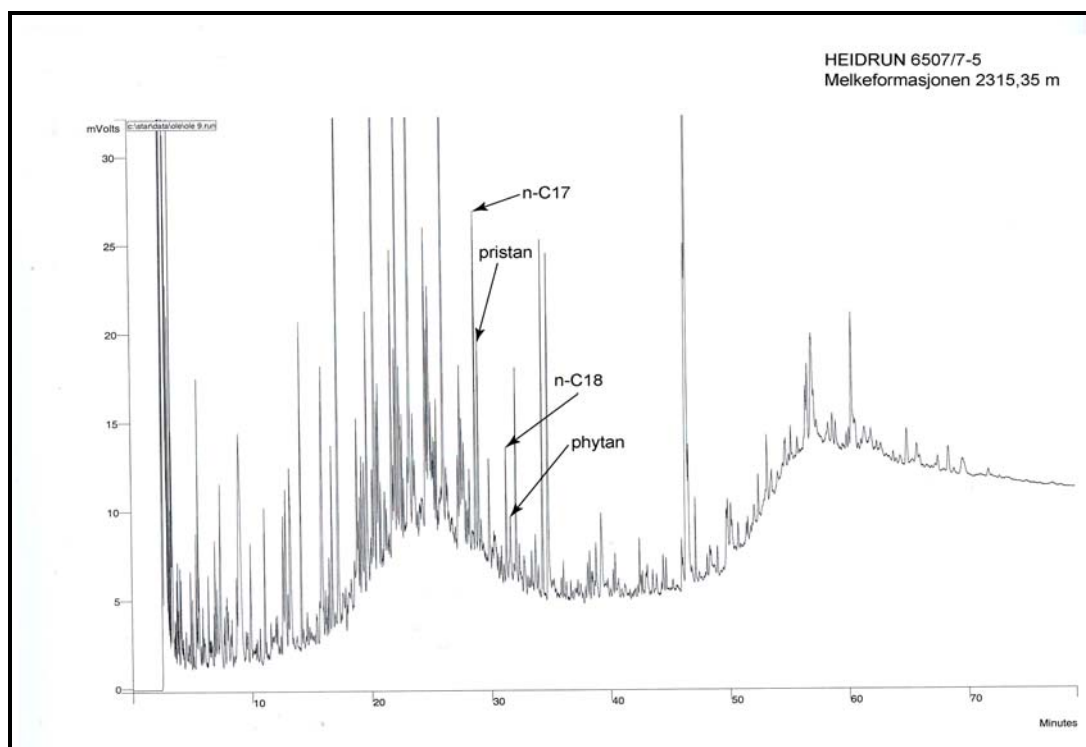
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



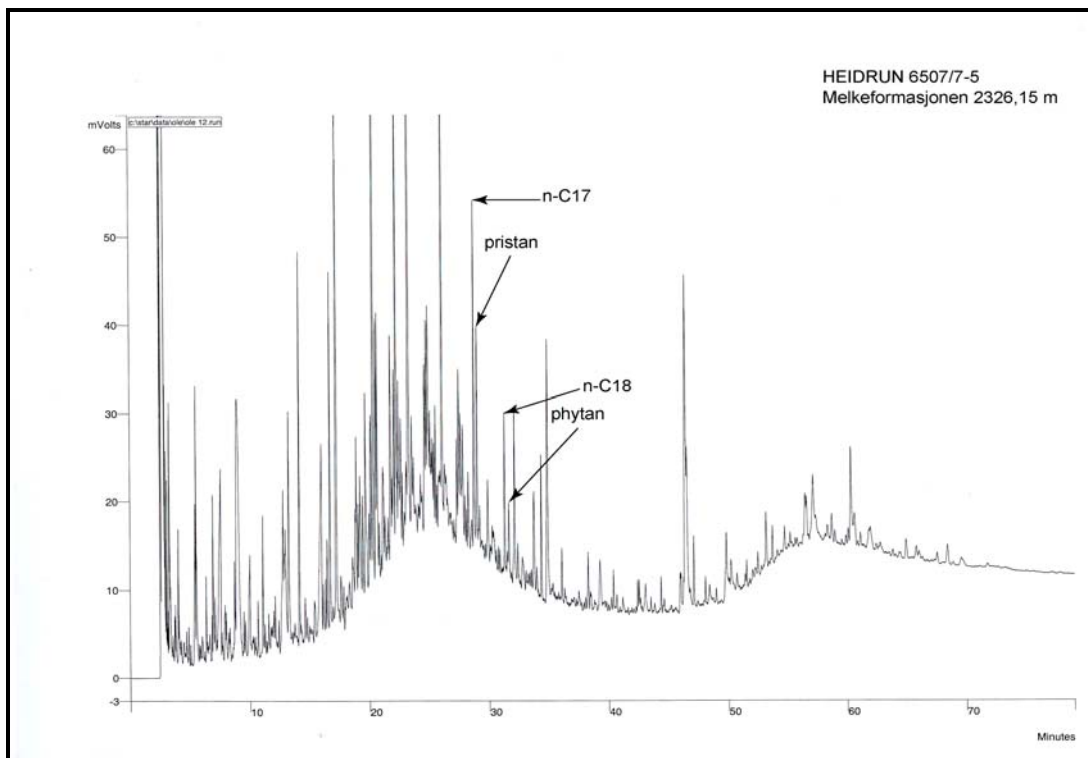
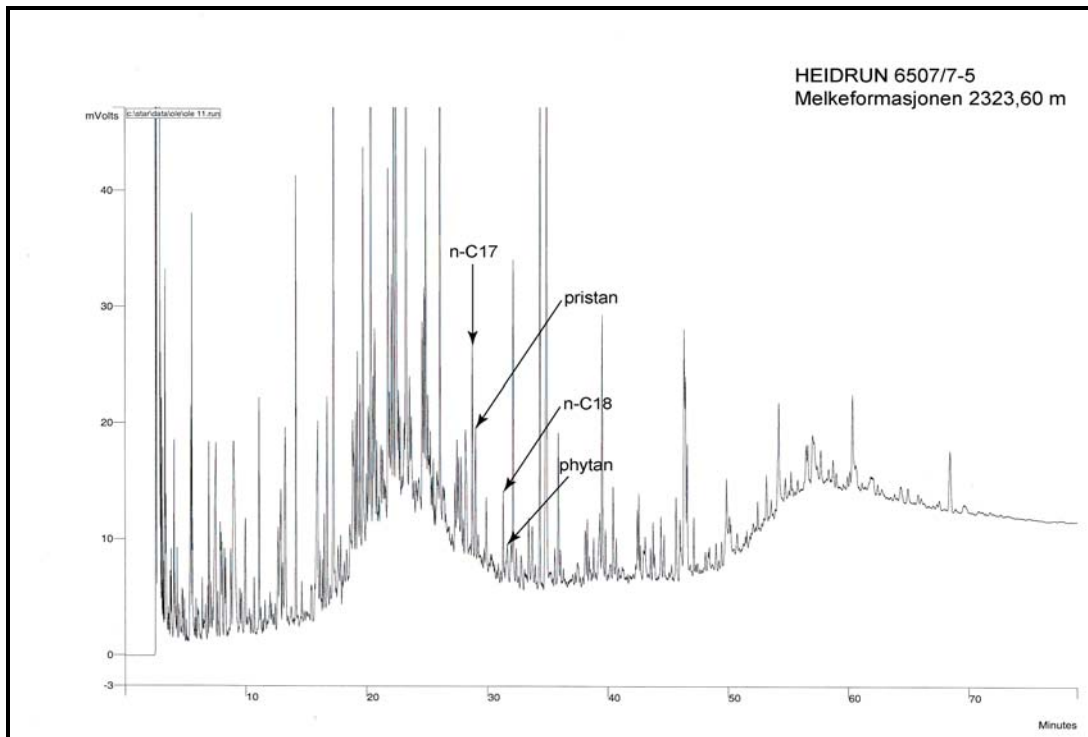
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



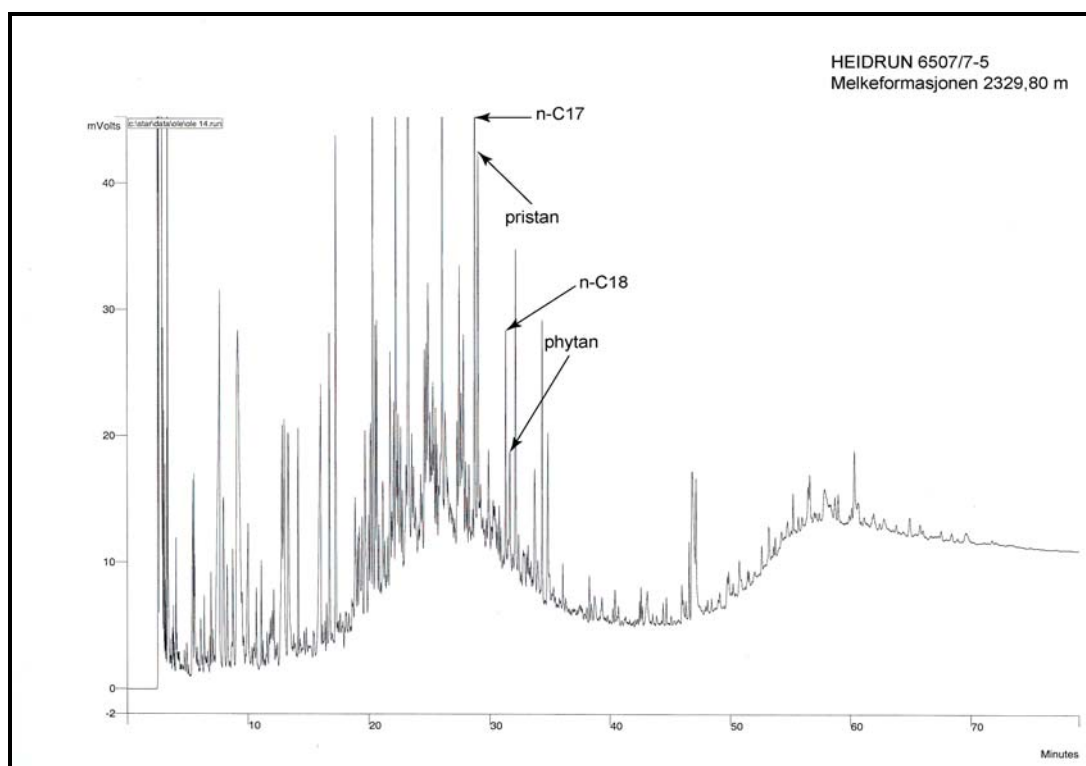
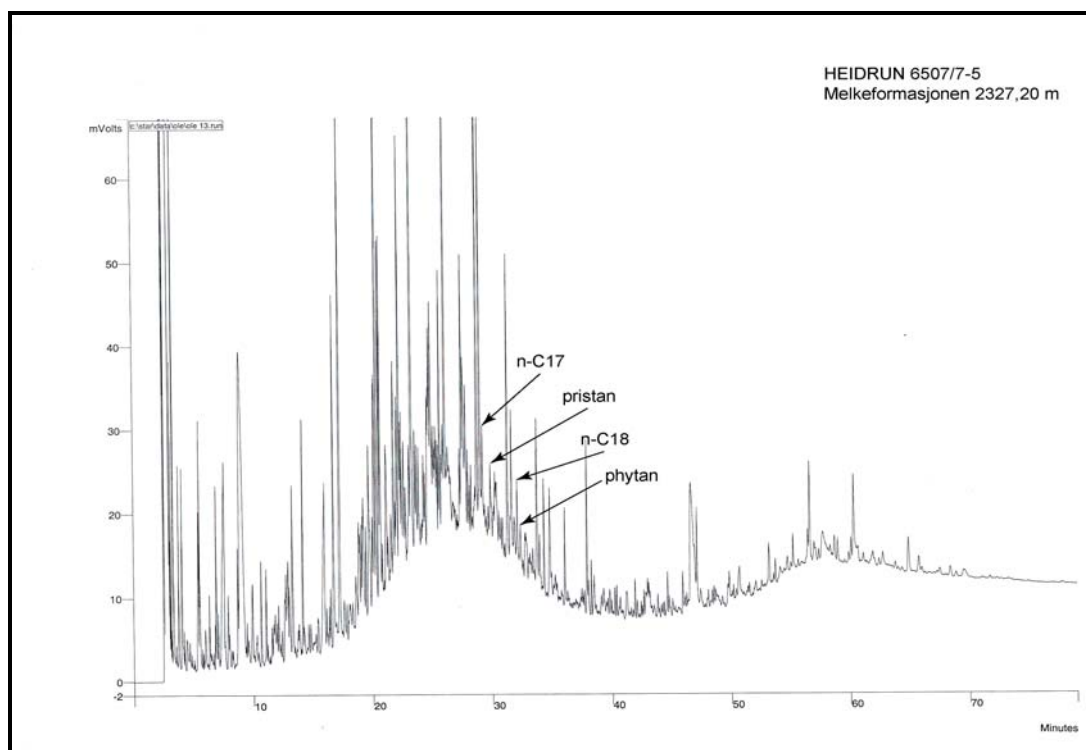
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



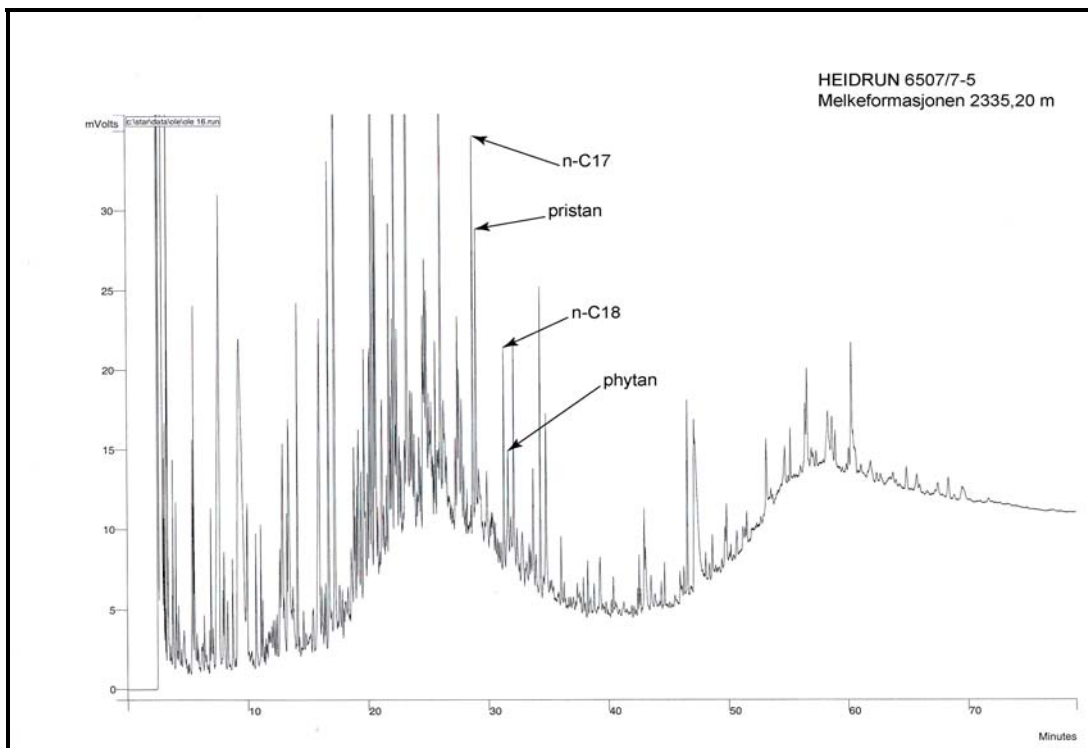
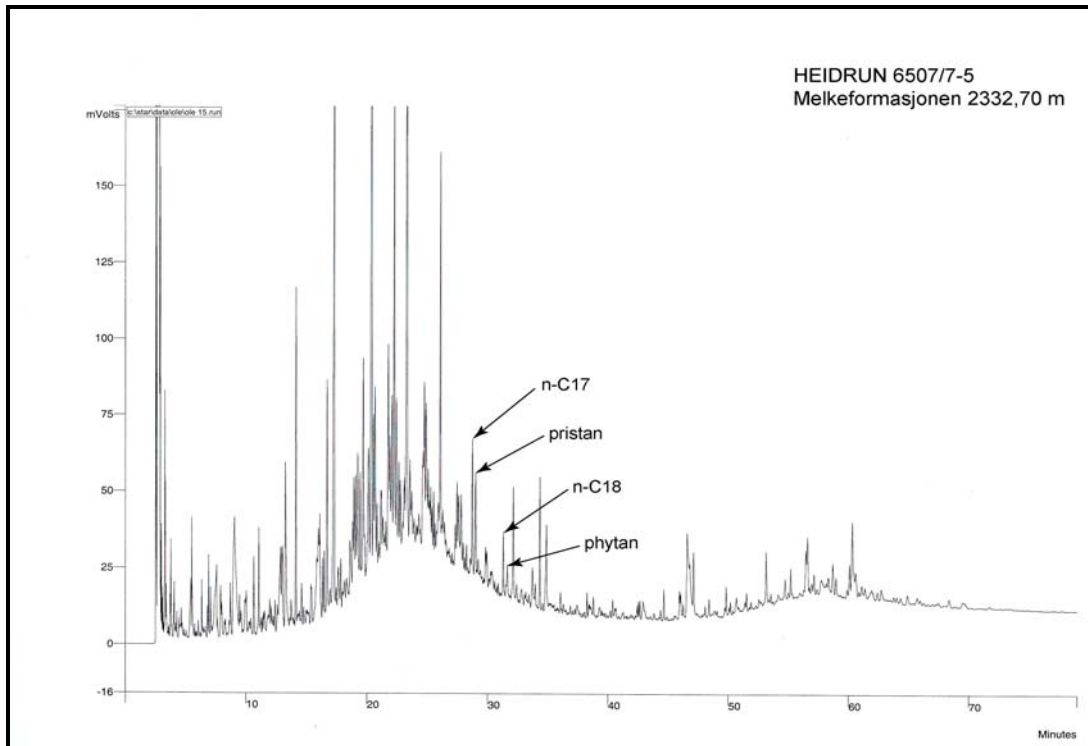
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



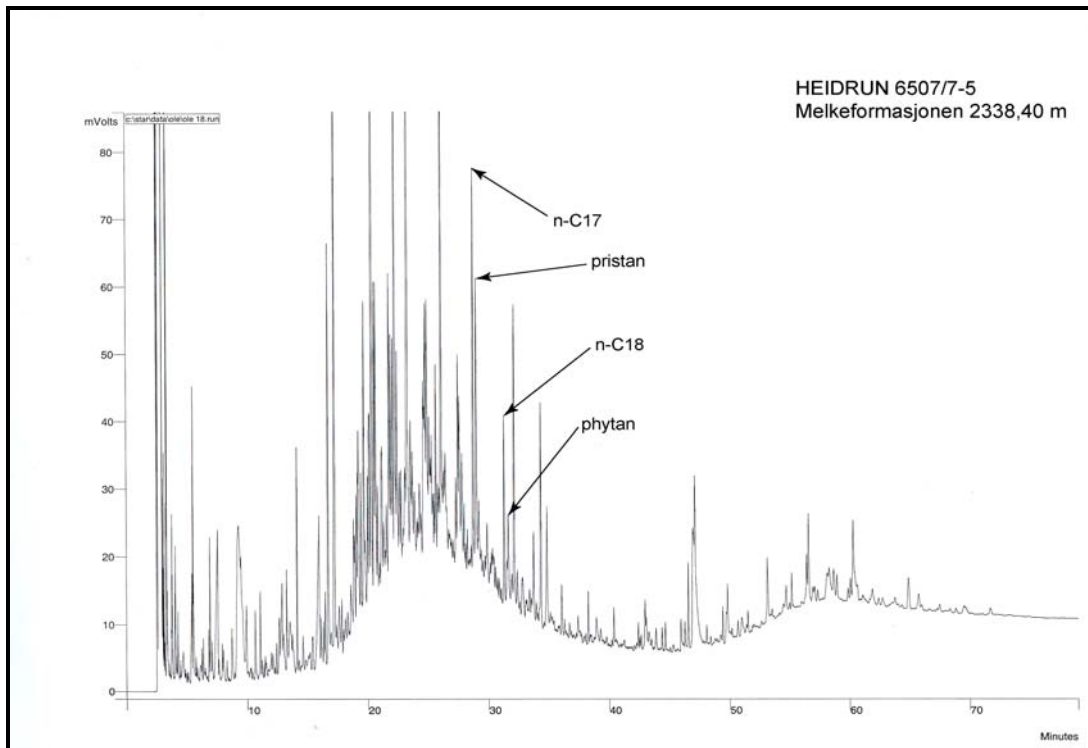
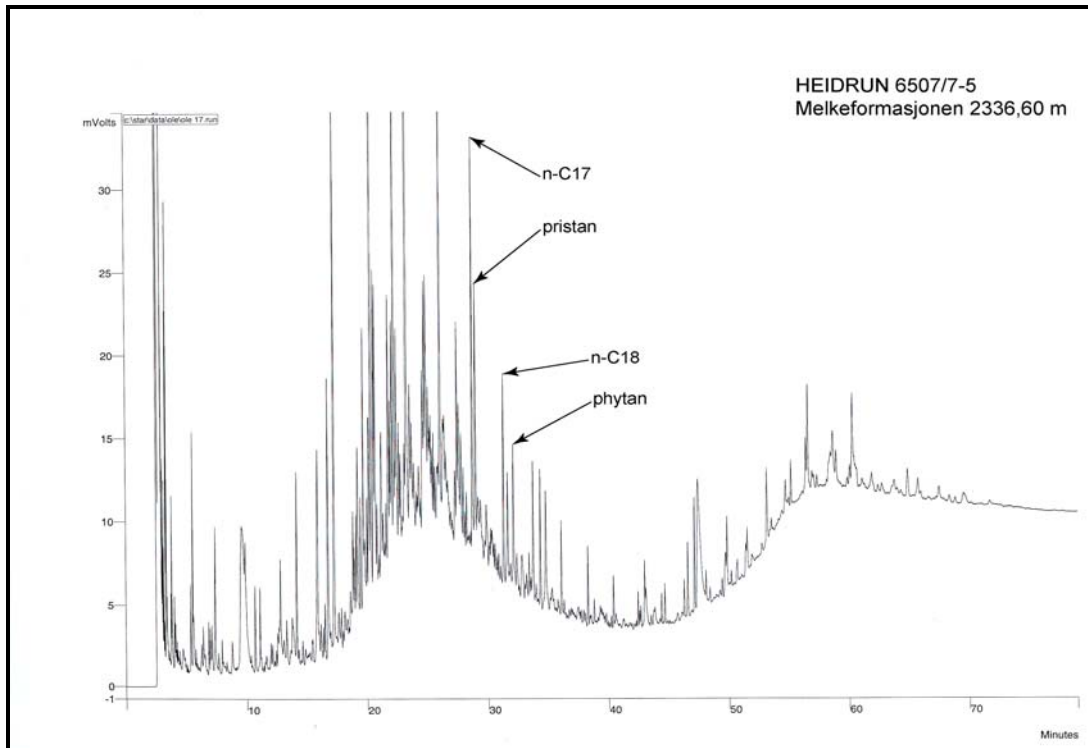
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



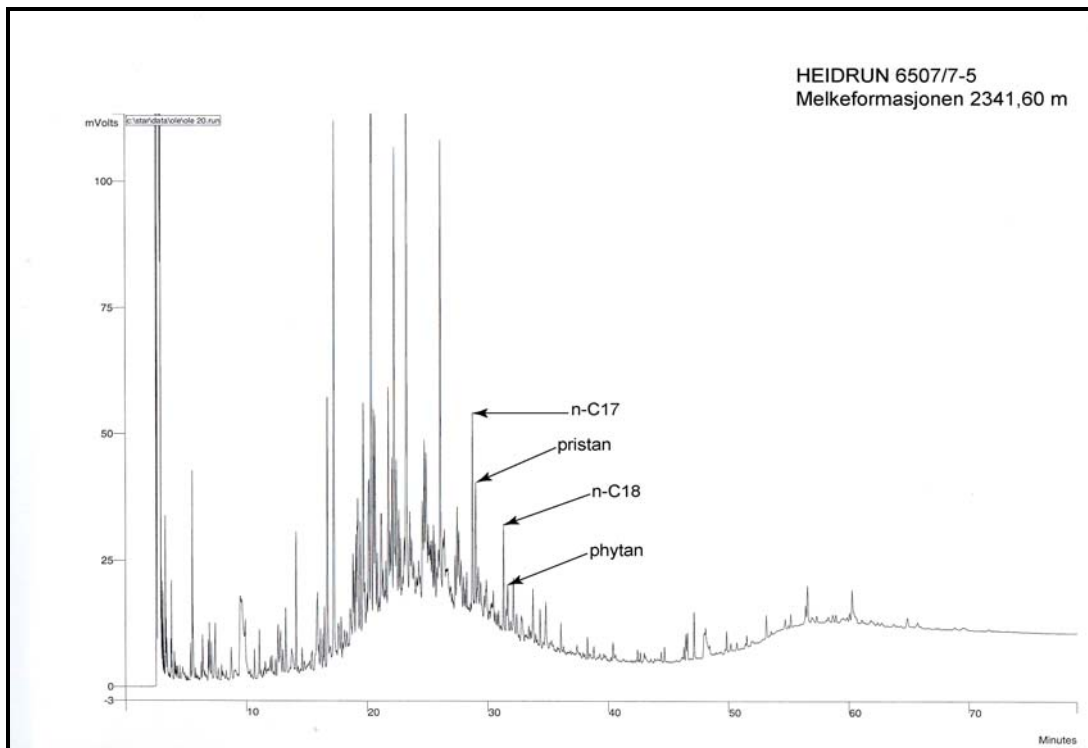
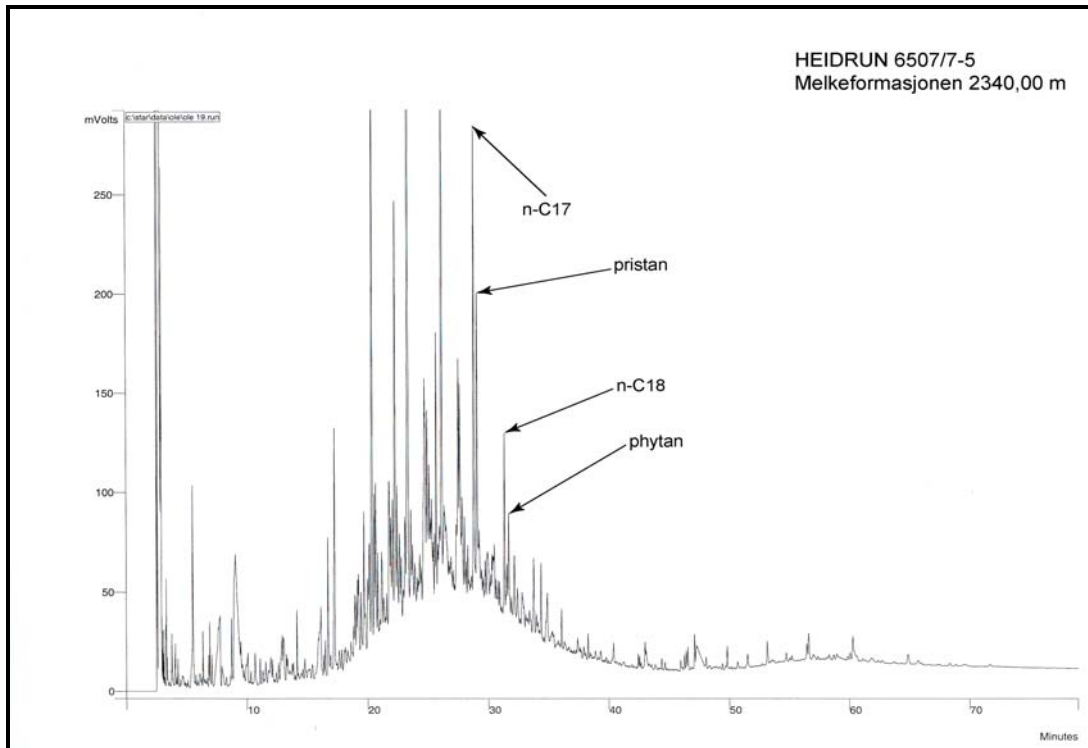
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



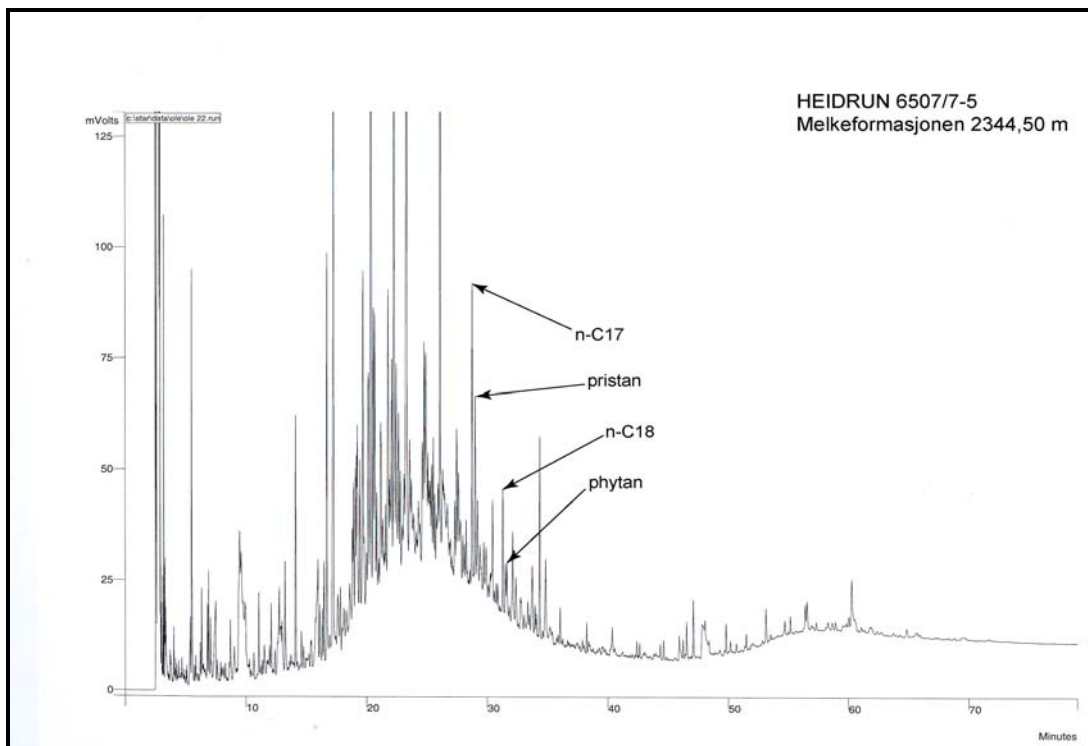
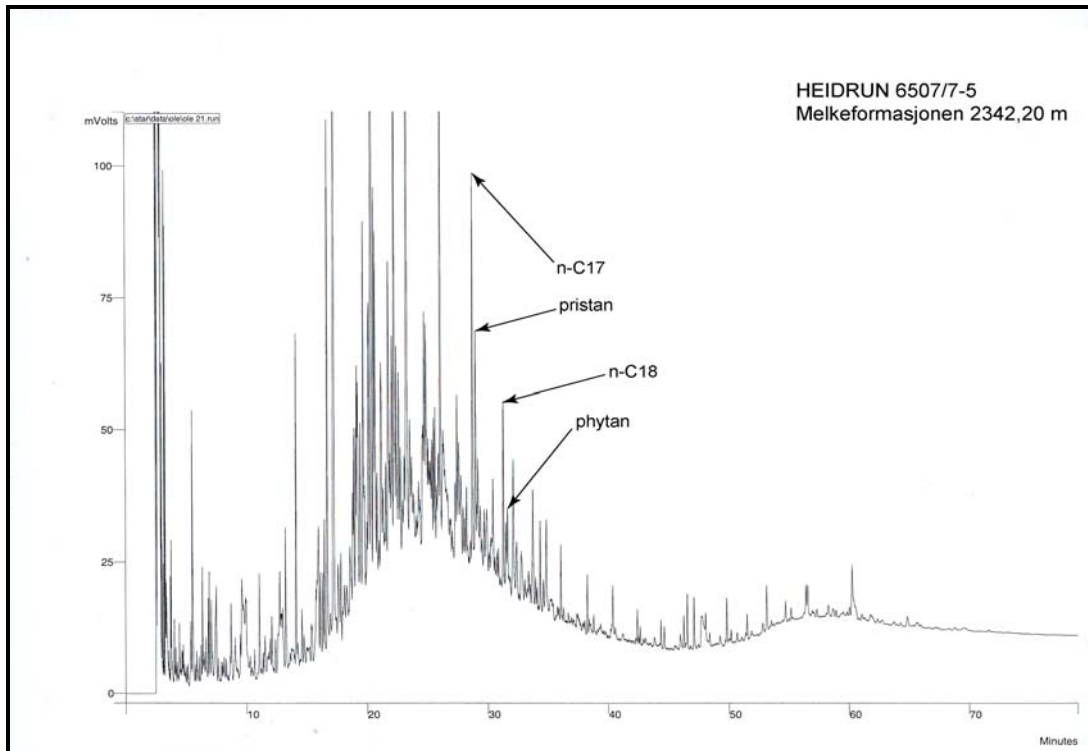
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



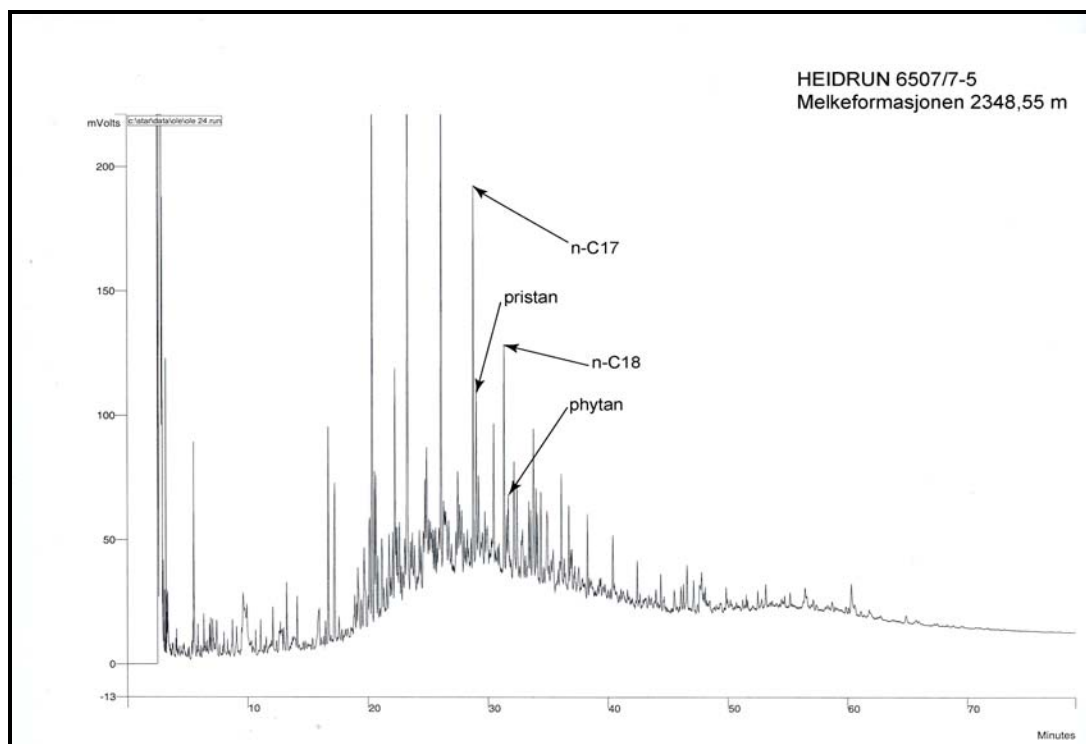
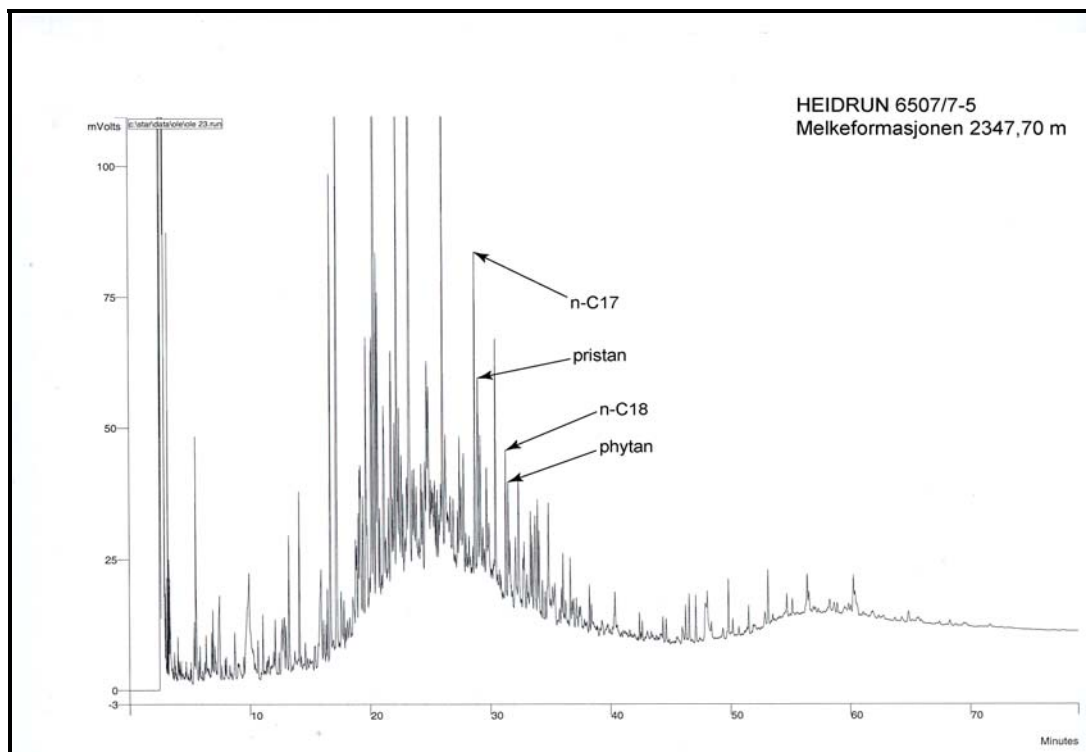
Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.



Figur 4.6. Fortsettelse, GC-FID kromatogrammer.

4.6 Biomarkør analyse data på GC-MS (separasjonsdeteksjonsteknikk) på kjerneekstrakter

Ved denne analysen vil man få en svært detaljert bilde av sammensetningen til det ekstraherbare organiske materialet. Biomarkører kan gi viktig informasjon om modenhet og kilde til det organiske materialet, og dermed bidrar til Melke- og Spekkformasjonen tolkning. Sammenligning med andre molekylære modenhets og facies parametere ble utført for å vurdere påliteligheten av de organisk geokjemiske analysene opp mot mikropalantologiske tolkninger.

For å beregne organisk facies og termisk modenhet karakteristiske ioner (Tab. 4.7 og 4.8) og molekylære parameter (4.9) ble analysert på GC-MS.

Mengde topp	m/z	Molekyl	Formel
Ts	191	18 α (H)trisorneohopan av C ₂₇	C ₂₄ H ₄₄
Tm	191	17 α (H)trisorhopan av C ₂₇	C ₂₅ H ₄₆
D	191	Normoretan, C ₂₇	C ₂₉ H ₅₀
E	191	17 α (H)hopan av C ₃₀	C ₃₀ H ₅₂
F	191	Moretan, C ₃₀	C ₃₀ H ₅₂
G	191	22S i 17 α (H), 21 β (H)hopaner av C ₂₇	C ₃₁ H ₅₄
X	191	17 α (H)diahopan av C ₃₀	C ₃₀ H ₅₂
q	217	20S i $\alpha\alpha$ steraner av C ₂₉	C ₂₉ H ₅₂
r	217	20R i $\beta\beta$ steraner av C ₂₉	C ₂₉ H ₅₂
s	217	20S i $\beta\beta$ steraner av C ₂₉	C ₂₉ H ₅₂
t	217	20R i $\alpha\alpha$ steraner av C ₂₉	C ₂₉ H ₅₂
i	218	20R i 5 α (H), 17 β (H), 21 β (H) av C ₂₇	C ₂₇ H ₅₀
o	218	20R i 5 α (H), 17 β (H), 21 β (H) av C ₂₈	C ₂₈ H ₅₂
s	218	20R i 5 α (H), 17 β (H), 21 β (H) av C ₂₉	C ₂₉ H ₅₄

Tabell 4.7. Molekyler identifisert fra m/z = 191, m/z = 217 og m/z = 218 ved GC-MS.

Mengde topp	m/z	Molekyl
P	178	Fenantren
3	192	3-metylfenantren
2	192	2-metylfenantren
9	192	9-metylfenantren
1	192	1-metylfenantren
4	198	4-metylbenzotiofen
1	198	1-metylbenzotiofen

Tabell 4.8. Molekyler identifisert fra m/z = 178, m/z = 192 og m/z = 198 ved GC-MS.

1: $T_s / (T_s + T_m)$, (Seifert og Moldowan, 1978)
2: Diahopan / (diahopan + normoretan), (Cornford et al., 1986)
3: $22S / (22S + 22R)$ i $17\alpha(H)$, $21\beta(H)$ hopaner, (Mackenzie et al., 1980)
4: $C_{30}\text{-hopan} / C_{30}\text{-hopan} + C_{30}\text{-normoretan}$, (Mackenzie et al., 1984)
5: Bisnorhopan / (bisnorhopan + norhopan)
6: $\beta\beta / (\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C_{29} (20R + 20S) steran isomer, (Mackenzie et al., 1980)
7: $20S / (20S + 20R)$ i $5\alpha(H)$, $14\alpha(H)$, $17\alpha(H)$ steraner, (Mackenzie et al., 1980)
8: % C_{27} av $C_{27} + C_{28} + C_{29}$ $\beta\beta$ steraner, (Mackenzie et al., 1985)
9: % C_{28} av $C_{27} + C_{28} + C_{29}$ $\beta\beta$ steraner, (Mackenzie et al., 1985)
10: % C_{29} av $C_{27} + C_{28} + C_{29}$ $\beta\beta$ steraner, (Mackenzie et al., 1985)
11: Metylfenantren forhold, (MPR), (Radke et al., 1982b)
12: Metylfenantren indeks 1, (MPI 1), (Radke et al., 1982a)
13: Metylfenantren fordelingsfraksjon 1, (MPDF (F1)), (Kvalheim et al., 1987)
14: Metyldibenzotiofen forhold, (MDR), (Radke, 1988)
15: Kalkulert vitrinitreflektivitet, $R_m = 1,1 \times \log_{10} \text{MPR} + 0,95$, (Radke, 1988)
16: Kalkulert vitrinitreflektivitet, % $R_c = 0,60 \times \text{MPI1} + 0,40$, (Radke, 1988)
17: Kalkulert vitrinitreflektivitet, $R_m = 0,073 \times \text{MDR} + 0,51$, (Radke, 1988)
18: Kalkulert vitrinitreflektivitet, % $R_o = 2,242 \times F1 - 0,166$, (Kvalheim et al., 1987)
19: MDBTs / MPs

Tabell 4.9. Molekylære modenhets og faciesparametere identifisert ved hjelp av GC-MS.

4.6.1 Data presentasjon, terpaner

Identifisering av alle terpaner er utført i $m/z = 191$ kromatogrammet. I appendiks finnes alle kromatogrammene fra analysen.

Ts/(Ts + Tm), biologisk markør (parameter1)

Ved økende modenhet vil $17\alpha(H)$ trisorhopan (Tm) gradvis minke, mens $18\alpha(H)$ trisorneohopan (Ts) vil øke. Facies influens gjør Tm/Ts forholdet noe upresist som mål på modenhet (Rullkøtter og Marzi 1988). De viser til at i hypersaline miljøer kan Ts innholdet være høyere enn normalt, men Peters og Moldowan (1993) mener at parameteren er godt egnet for umoden, moden eller overmoden olje. Det ble analysert bare fem prøver fra Spekk, og fem prøver fra Melke (Tab. 4.9). Dette på grunn av for små mengder organiske komponenter i ekstraktet, som ikke gir et målbart resultat for resten av prøvene. I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 47 og 0,14 med en gjennomsnittsverdi på 25,98. Analysene er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 191$, og målt på mengde toppene Ts/(Ts + Tm). Angir termisk modenhet i en sedimentær bergart.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	Tm/(Tm + Ts)
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	30
2308, 80 m			31
2309, 40 m			39
2310, 40 m			32
2311, 40 m			35
2312, 10 m	Melke fm.	Midtre jura	45
2314, 10 m			47
2315, 35 m			45
2318, 25 m			14
2323, 60 m			24

Tabell 4.9. Tm/(Tm + Ts) resultater fra GC-MS instrumentet.

Diahopan/(diahopan + normoretan), biologisk markør (parameter 2)

Diahopan/diahopan+normoretan er regnet ut som gjennomsnitt av disse to modenhetsparameterene. Diahopan blir også kalt for hopan x (Moldowan et al., 1991), men ble beskrevet for første gang av Cornford et al. (1986). Fra Melkeformasjonen ble det analysert fem prøver mens de resterende prøvene ikke ga målbart resultat, for de resterende prøver fra kjerneprøven. I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,60 og 0,11 med en gjennomsnittsverdi på 0,36. Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 191$, og målt på mengde toppene $X/(X + D)$. Angir termisk modenhet i en sedimentær bergart. Verdien er vist i tabell 4.10.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	Diahopan / (diahopan + normoretan)
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,35
2308, 80 m			0,23
2309, 40 m			0,43
2310, 40 m			0,29
2311, 40 m			0,38
2312, 10 m	Melke fm.	Midtre jura	0,60
2314, 10 m			0,51
2315, 35 m			0,43
2318, 25 m			0,11
2323,60 m			0,27

Tabell 4.10. Diahopan/(diahopan + normoretan) resultater fra GC-MS instrumentet.

22S/(22S + 22R), biologisk markør (parameter 3)

Isomeringen som finner sted i posisjon 22 i hopan kan følges i blant $C_{31} - C_{35}$ homohopaner i $m/z = 191$. Metoden kan brukes på gjennomsnittet av alle hopanene, eller man velger ut en. Hopaner med karbon C_{31} og C_{32} er de som vanligvis benyttes da koelueringsproblemer knyttet til andre komponenter her er upresist. Når omvandlingen fra 22R til 22S starter, når reaksjonen likevekt med verdier på ca 0,61 - 0,63 svært hurtig. Denne likevekten skjer innenfor en vitrinitt refleksivitet R_0 mindre enn 0,6 %. Dette betyr at metoden kun er anvendbar på umodne til medium modne prøver. Verdiene er vist i tabell 4.11.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	22S/(22S + 22R)
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,55
2308, 80 m			0,55
2309, 40 m			0,42
2310, 40 m			0,53
2311, 40 m			0,50

Tabell 4.11. 22S/(22S + 22R) resultater fra GC-MS instrumentet.

C₃₀ hopaner/∑C₂₉ steraner, biologisk markør (parameter 4)

Hopane er en undergruppe av triterpane. Stereoisomerer av R og S isomeren av steraner og hopane forteller oss om modenheten i en prøve, men forholdet mellom dem er en faciesparameter. Steraner stammer fra alger og høyerestående planter, mens hopane stammer fra bakterier (Mackenzie et al., 1984). I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 4,85 og 0,07 med en gjennomsnittsverdi på 1,85 (Tab.4.12). Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på m/z = 191 og 217, og målt på mengde toppene E/(q + r + s + t) parameteren. Høyere verdier enn ca 4 – 5 angir økende innhold av bakterielt organisk materiale til protokerogenet.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	Hopane/sterane
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	2,05
2308, 80 m			4,01
2309, 40 m			2,43
2310, 40 m			4,85
2311, 40 m			2,09
2312, 10 m	Melke fm.	Midtre jura	1,71
2314, 10 m			0,07
2315, 35 m			0,12
2318, 25 m			0,84
2323, 60 m			0,37

Tabell 4.12. C₃₀ hopane/∑C₂₉ sterane resultater fra GC-MS instrumentet.

Bisnorhopan/(bisnorhopan + norhopan), biologisk markør, (parameter 5)

Bisnorhopan og norhopan med karbon nummer C₂₉ blir benyttet som indikasjon på anoksiske forhold, og er facies parameter. Bisnorhopan er termalt stabilt og forsvinner ved høy temperatur, og følgelig blir forholdet kun brukt på kildebergarter med lav termal modenhet. I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,61 og 0,75 med en gjennomsnittsverdi på 0,672 (Tab. 4.13). Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på m/z = 191 og 217, og målt på mengde toppene.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	Bisnorhopan/(bisnorhopan + norhopan)
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,62
2308, 80 m			0,68
2309, 40 m			0,61
2310, 40 m			0,75
2311, 40 m			0,70

Tabell 4.13. Bisnorhopan/(bisnorhopan + norhopan) resultater fra GC-MS instrumentet.

 $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C₂₉ (20R + 20S), biologisk markør (parameter 6)

Den viktigste parameteren som brukes blant steranene vedrørende modenhet, er forholdet mellom de to isomerisasjonformene 20R og 20S av 5 α (H),14 α (H),17 α (H) for C₂₉ steraner. Modenheten beregnes ved isomeriske endringer ved karbonatom 20, fra 20R til 20S. Reaktanten 20R vil ha metylgruppen (-CH₃) pekende rett ned, og produktet 20S vil ha metylgruppen (-CH₃) pekende rett opp. Det vil si at ved økende modenhet stiger andelen av 20S. Etter at likevekten har innstilt seg, kan ikke endringer i modenhet fanges opp. Likevekten oppnås i midten av oljevinduet ved verdier på 0,70 for $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ parameteren det vil si ved 0,9 % R_o (Waples og Machihara, 1991). Verdiene er vist tabell 4.14.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	$\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C_{29} (20R + 20S)
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,60
2308, 80 m			0,59
2309, 40 m			0,60
2310, 40 m			0,46
2311, 40 m			0,62

Tabell 4.14. $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C_{29} (20R + 20S) resultater fra GC-MS instrumentet.**20S/(20S + 20R), biologisk markør (parameter 6)**

Parameteren er basert på samme prinsipp som 22S/(22S + 22R). Likevekt ved isomeriseringen er oppnådd ved rundt R_0 0,6 %, og en verdi på ca 0,55 - 0,60 for 20S/(20S + 20R) parameteren. Det betyr at ca. 60 % av isomeren er blitt til 20S isomeren. Parameteren kan påvirkes av facies variasjoner, forvitring og av biodegradasjon vedrørende oljer. Den egner seg best for prøver med en lav modenhet. Verdiene er vist i tabell 4.15.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	20S/(20S + 20R)
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,56
2308, 80 m			0,36
2309, 40 m			0,55
2310, 40 m			0,51
2311, 40 m			0,54

Tabell 4.15. 20S/(20S + 20R) resultater fra GC-MS instrumentet.

4.6.2 Datapresentasjon, steraner**% C_{27} , % C_{28} , % C_{29} av regulære steraner, biologisk markør (parameter 7, 8 og 9)**

Steraner som man kan forbinde til marine, lakustrint og terrestisk materiale ble analysert

med blikk på innholdet av 20R isomeren av 5 β (H), 14 β (H), 17 β (H) formen av C₂₇, C₂₈ og C₂₉ regulære steraner. Relativ mengde av C₂₇, C₂₈ og C₂₉ 20R benyttes til å indikere organisk facies (Mackenzie et al., 1985). Mengdetoppene fra S-isomeren fra de tre ulike komponentene beregnes så prosentandelen ut i fra den totale høyden og resultatet blir så plottet i et trekantdiagram. Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på m/z = 218, de tre benyttede toppene (Fig. 5.19) er normalisert til 100 %. Prosentfordelingen angir facies i en sedimentær bergart. Verdiene til de tre ulike komponentene er vist i tabell 4.16

Dyp i meter	Formasjon	Periode	% av C ₂₇	% av C ₂₈	% av C ₂₉
2307,80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	31	33	35
2308,80 meter			26	36	37
2309,40 meter			18	37	45
2310,40 meter			33	34	34
2311,40 meter			28	31	41
2312,10 meter	Melke fm.	Midtre jura	18	53	29
2314,10 meter			28	33	40
2315,35 meter			23	50	27
2318,25 meter			27	18	55
2323,60 meter			44	28	28

Tabell 4.16. Prosentvis innhold av 20R isomeren av 5 α (H), 14 β (H), 17 β (H) formen av C₂₇, C₂₈, C₂₉ regulære steraner. Relativ mengde av C₂₇, C₂₈ og C₂₉ steraner representerer i noe grad marine, lakustrint og terrestisk materiale.

4.6.3 Datapresentasjon, metylfenantren og metyldibenzotiofen

Metylfenantren forholdet (MPR), metylfenantren indeks 1 (MPI 1), metylfenantren fordelingsfraksjon (F1) og metyldibenzotiofen forholdet (MDR), er fire viktige parametere som forteller om modenheten til kildebergarten. De forandres med økende modenhet, selv opp til meget høye modenhetsnivå. Andre modenhetsparametere som biologiske markører for eksempel hopaner og steraner, er kun brukbare ved relativt lave modenhets nivå, på

grunn av lav termisk stabilitet. Metylfenantren består av tre seksringer, mens metyldibenzotiofen har to seksringer med et svovelatom i en jernring mellom disse to ringene. Prinsippet er at man får en isometrisk forandring av metylgruppen fra den mindre stabile α -posisjonen til den mer stabile β -posisjonen ved økende modenhet. Mye metylfenantren i en prøve indikerer terrestrisk system og mye metyldibenzotiofen er en indikasjon på marint miljø.

MPR, kjemisk markør (parameter 10)

Parameteren er basert på isomerisk endring av metylgruppen ($-\text{CH}_3$), til den mer stabile β posisjonen.

$$\text{MDR} = (2\text{-MP})/(1\text{-MP})$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,57 og 0,85 med en gjennomsnittsverdi på 0,72. Verdiene er vist i tabell 4.17. Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 192$, og målte toppmengdene for 2 -MP/1- MP. Denne parameteren angir termisk modenhet i en sedimentær bergart.

Dyp i meter	Formasjon	Periode	MPR verdier
2307, 80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	0,57
2308, 80 meter			0,79
2309, 40 meter			0,85
2310, 40 meter			0,67
2311, 40 meter			0,71

Tabell 4.17. MPR resultater fra GC-MS instrumentet.

MPI 1, kjemisk markør (parameter 11)

Parameteren er basert på isomerisk endring av metylgruppen ($-\text{CH}_3$), fra α -posisjonen (1-MP) og (9-MP) til den mer stabile β posisjonen (2-MP) og (3-MP). Det vil si at mengden av 2-MP og 3-MP vil øke, mens mengden av (1-MP) og (9-MP) vil avta ved økende termisk modenhet. Høy MPI 1 verdi tilsvarer høy modenhet (Radke, 1988).

Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 192$, og målte høyden for $2 - MP / 1 - MP$. Parameteren angir termisk modenhet i en sedimentær bergart.

$$MPI\ 1 = 1,5 \times (2-MP + 3-MP) / P + (1-MP) + (9-MP)$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,27 og 0,42 med en gjennomsnittsverdi på 0,37. Verdiene er vist i tabell 4.18.

Dyp	Formasjon	Periode	MPR 1
2307,80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	0,39
2308,80 meter			0,42
2309,40 meter			0,38
2310,40 meter			0,40
2311,40 meter			0,27

Tabell 4.18. MPR 1 verdier fra GC-MS instrumentet.

MPDF (F 1), kjemisk markør (parameter 12)

Parameteren er basert på et forhold mellom stabile isomerer med metylgruppen ($-CH_3$) i β -posisjonen, og summen av alle de andre aktuelle strukturelle isomerene i metylfenantren strukturen.

$$F\ 1 = (2-MP) + (3-MP) / (2MP) + (3-MP) + (1-MP) + (9-MP)$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,32 og 0,40 med en gjennomsnittsverdi på 0,35. Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 192$, og måling av toppene $(2-MP + 3-MP) / (2MP + 3-MP + 1-MP + 9-MP)$. Parameteren gir termisk modenhet i en sedimentær bergart. Verdiene er vist i tabell 4.19.

Dyp	Formasjon	Periode	MPDF (F 1)
2307,80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	0,35
2308,80 meter			0,38
2309,40 meter			0,40
2310,40 meter			0,32
2311,40 meter			0,32

Tabell 4.19. MPDF (F 1) verdier fra GC-MS instrumentet. Melke prøvene ga ikke målbare data.

MDR, kjemisk markør (parameter 13)

Prinsippet er også her at man får en isomerisk forandring av metylgruppen til svovelaromaten metyldibenzotiofen fra den mindre stabile og trange α posisjonen til den mer stabile β posisjonen ved økende modenhet.

$$\text{MPR} = (4\text{-MDBT})/(1\text{-MDBT})$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,47 og 1,27 med en gjennomsnittsverdi på 0,78. Verdiene er vist i tabell 4.20. Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 198$, og måling på topphøydene til 4-MDBT og 1-MDBT. Denne parameteren angir termisk modenhet i en sedimentær bergart.

Dyp	Formasjon	Periode	MPR
2307,80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	0,47
2308,80 meter			0,63
2309,40 meter			0,77
2310,40 meter			0,45
2311,40 meter			1,27
2312,10 meter	Melke fm.	Midtre jura	1,06

Tabell 4.20. MDR resultater fra GC-MS instrumentet. Alle prøvene er fra Spekkformasjonen, utenom den siste som kommer fra Melkeformasjonen.

3-metylfenantren/4-metyldibenzotiofen (parameter 14)

3-metylfenantren/4-metyldibenzotiofen (MDBT), brukes sammen med pri/phy parameteren fra GC-FID instrumentet til å bestemme ulike typer facies. I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,07 og 3,42 med en gjennomsnittsverdi på 1,28. Verdiene er vist i tabell 4.21. Analysen er gjort ved hjelp av et GC-MS kromatogram på $m/z = 192$ og 198 , bestemmelsen av 3-MP / 4-MDBT forholdet. Denne parameteren angir termisk modenhet i en sedimentær bergart.

Dyp	Formasjon	Periode	3-metylfenantren/4-metyldibenzotiofen
2307,80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	1,41
2308,80 meter			0,49
2309,40 meter			3,42
2310,40 meter			1,03
2311,40 meter			0,07

Tabell 4.21. 3-metylfenantren/4-metyldibenzotiofen resultater fra GC-MS instrumentet. Det var ikke mulig å få frem av analyser på Melkeprøvene.

MDBTs/MPs (parameter 15)

Metyldibenzotiofen eller MDBT skal i forhold til MP være lavt i terrestrisk organisk materiale. Har man lave verdier indikerer dette forholdet små mengder terrestrisk materiale, det vil si mer distale åpent marine forhold, se Fig. 5.22. Verdiene er vist i tabell 4.22.

Dyp	Formasjon	Periode	MDBTs / MPs
2307,80 meter	Spekk fm.	Øvre jura	0,47
2308,80 meter			0,45
2309,40 meter			0,41
2310,40 meter			0,45
2311,40 meter			0,39

Tabell 4.22. MDBTs/MPs resultater fra GC-MS instrumentet. Melkeprøvene ga ikke målbare data.

4.6.4 Datapresentasjon, kalkulerte vitrinittreflektivitet verdier

Det er i mange tilfeller et ønske å kalibrere biomarkør parametrene MPR, MPI 1, MDR og MPDF (F 1) for å beregne vitrinittreflektiviteten (Tissot og Welte, 1984). Vitrinitt er hovedsakelig derivert fra terrestriske planter inklusive trær. De flyktige komponentene i vitrinitt fragmentene drives ut, og det faste karbonet øker relativt i mengde. Vitrinitt refleksiviteten øker med økende termisk modning som følge av at sidekjeder spaltes av fra kerogenet, og det relative karboninnholdet i vitrinitten øker. Vitrinitt er en kjemisk og fysisk mellomting mellom liptinitt og inertinitt. Liptinitt omfatter hydrogenrike plante-materiale som sporer, algerester, kvae og voks. Inertinitt gruppen består av organisk materiale som er oksidert ved skogbranner eller ved oksidering av bakterier. Ved å kalkulere vitrinitt refleksivitet kan man så beregne de forskjellige stadier ved olje generering. Ved R_o mellom 0,5 til 1,3 % i katagenen genereres olje, mens ved R_o mindre enn 0,5 dannes metan gass. Dette foregår under diagenesen. Er R_o mellom 1,3 % og 2,0 % dannes det kondensat eller våt gass. Dette foregår under metagenesen. Vitrinitt er det maseralet man bruker til å bestemme innkullingsgraden, og er dermed en indikator for modenhet til organisk materiale som kan finnes i sedimentære bergarter. Innkullingsgraden hovedsakelig er bestemt av sedimentets begravningshistorie.

MPR – $R_{c(1)}$, empirisk uttrykk (parameter 16)

Det er benyttet fire metoder for å kalkulere vitrinitt refleksiviteten (Radke et al., 1988).

$$R_{c(1)} = 1,1 \times \log_{10} \text{MPR} + 0,95$$

Parameteren varierer mellom 0,68 og 0,87 med en gjennomsnittsverdi på 0,79 og beskriver termisk modenhet til en sedimentær bergart eller olje. Verdiene er vist i tabell 4. 23.

Dyp	Formasjon	Periode	$R_{c(1)}$ basert på MPR
2307,80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,68
2308,80 m			0,84
2309,40 m			0,87
2310,40 m			0,76
2311,40 m			0,79

Tabell 4.23. Kalkulerte $R_{c(1)}$ verdier fra GC-MS instrumentet.

MDR - $R_{m(2)}$, empirisk uttrykk (parameter 17)

Til $R_{m(2)}$ benyttes en annen formel for å beregne vitrinitt refleksiviteten.

$$R_{c(2)} = 0,073 \times \text{MDR} + 0,51$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,54 og 0,60 med en gjennomsnittsverdi på 0,57 (Tab. 4.24). Denne parameteren beskriver termisk modenhet.

Dyp	Formasjon	Periode	$R_{c(2)}$ basert på MDR
2307,80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,54
2308,80 m			0,56
2309,40 m			0,57
2310,40 m			0,54
2311,40 m			0,60
2312,10 m	Melke fm.	Midtre jura	0,59

Tabell 4.24. Kalkulerte $R_{c(2)}$. Alle prøvene er fra Spekkformasjonen utenom den siste som kommer fra Melkeformasjonen.

MPI 1 – % R_c , empirisk uttrykk (parameter 18)

Vitrinitt refleksiviteten kan også beregnes ut i fra metylfenantrenindeksen % R_c .

$$\% R_c = 0,60 \times \text{MPI 1} + 0,40$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,56 og 0,65 med en gjennomsnittsverdi på 0,62. Verdiene er vist i tabell 4.25. Parameteren beskriver termisk modenhet til en sedimentær bergart.

Dyp	Formasjon	Periode	MPI 1 - % R_c
2307,80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,64
2308,80 m			0,65
2309,40 m			0,63
2310,40 m			0,64
2311,40 m			0,56

Tabell 4.25. Kalkulerte MPI 1 – % R_c verdier fra Spekkformasjonen.

F 1 – % $R_{c(4)}$, empirisk uttrykk (parameter 18)

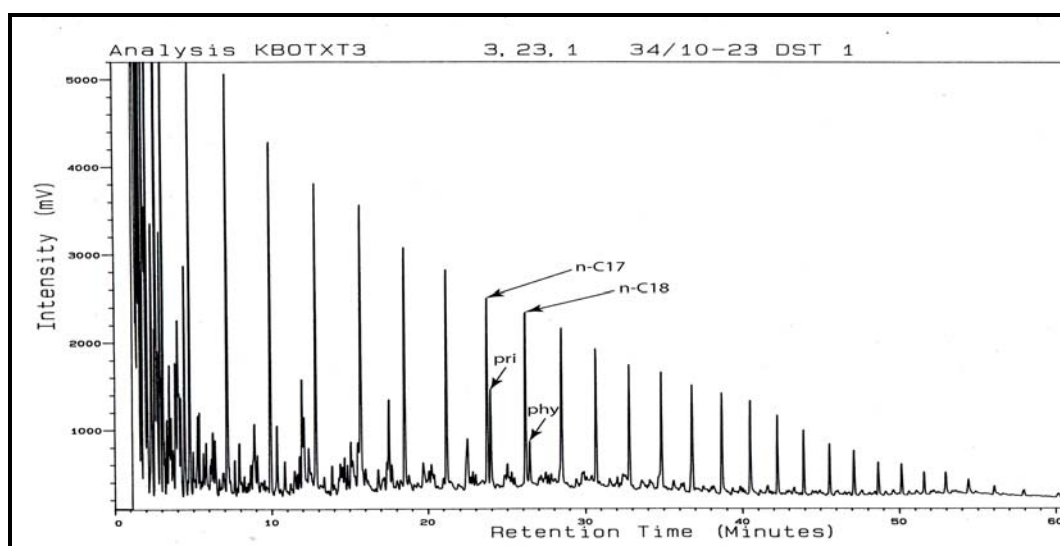
Denne parameteren skiller seg fra Radke et al. (1988) ved at man utelukker fenantren forbindelsen i kalkuleringen av vitrinitt reflektiviteten Kvalheim et al. (1987).

$$\% R_{c(4)} = 2,242 \times F 1 - 0,166$$

I dette analysesettet varierer verdiene for denne parameteren mellom 0,55 % og 0,73 % med en gjennomsnittsverdi på 0,63 %. Verdiene er vist i tabell 4.26. Parameteren beskriver termisk modenhet til en sedimentær bergart.

Dyp	Formasjon	Periode	F 1 - % $R_{c(4)}$
2307,80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0,62
2308,80 m			0,69
2309,40 m			0,73
2310,40 m			0,55
2311,40 m			0,56

Tabell 4.26. Kalkulerte F 1 – % R_o verdier fra Spekkformasjonen

4.6.5 GC-FID kromatogram til en moden olje prøve

Figur 4.7. GC-FID kromatogram til en moden olje.

Fra figurene 4.6. som viser kromatogrammene til Melke- og Spekkformasjonen, inneholder dette kromatogrammet fra en moden oljeprøve i Nordsjøen, og konsentrasjoner av normal-alkaner er høyere i forhold til pristan og phytan. Fra Melke- og Spekkformasjonens umodne kildebergartsprøver ser man av kromatogrammene, at den relative mengde av pristan og phytan skal være høyere i forhold til normal-alkanene. Dette er typisk for prøver med lav modenhet. De svært høye normal-alkan toppene, har sin årsak i signal støy forholdet i de forskjellige umodne prøvene.

4.6.6 Feilkilder ved GC-FID og GC-MS analyser

Muligheter for å gjøre feil i analysene ved å identifisere organiske molekyler, og beregning av kvantitative resultater er tilstede. Det kan være målefeil ved innveining av prøvene. Har man feil i TOC analysene, kan dette påvirke tolkningen. Feil i forbindelse med identifisering av de forskjellige, organiske molekylerne kan heller ikke utelukkes. Analysene er utført på to forskjellige gasskromatografiinstrumenter, GC-FID og GC-MS. Molekylidentifisering er utført ved direkte sammenligninger mellom analysekromatogrammet og referansekromatogram for en kjent standard. Det å identifisere høyden på toppene som korresponderer med mengden av forbindelsen og det organiske molekylet kan være vanskelig på umodne til tidlig modne prøver. De umodne prøvene er karakterisert ved en svært kompleks sammensetning, og det vanskeliggjør ofte analysen. Har man prøver som er mer modne forenkles kompleksiteten og de kjemiske komponentene på gasskromatogrammet separeres bedre. Dette gjør identifisering av de forskjellige molekyltoppene lettere. Ved inndampning av ekstraktet fra Soxtec system HT (ekstrahering) kan det forekomme noe fordampningstap av C₁₅ – komponentene. Tapet vil være størst for de letteste forbindelsene, og avtar med økende molekylvekt. Denne usikkerheten er forholdsvis lik for alle prøvene.

4.7 Resultater fra litologiske og foraminiferfauna analyser

4.7.1 Generell faunabeskrivelse av brønn 6507/7-5

Faunaen i kjerneprøvene består kun av suborden Textulariina, som utgjør hele foraminiferfaunaen i Melke- og Spekkformasjonen. Det forekommer individer som det

ikke har vært mulig å bestemme mer nøyaktig ned en til *Textulariina* genus indet. Disse utgjør en stor andel gjennom hele kjerneintervallet. Den nederste prøven i Melkeformasjonen inneholdt ikke foraminiferer, mens de øvrige 16 var produktive når det gjelder denne fossilgruppen. Prøven uten foraminiferer ligger i et intervall bestående av sterkt bioturbert grov sandstein. Det er ikke observert noe former for av kalkforaminiferer og andre kalkutskillende fossiler i Melke- og Spekkformasjonen i disse kjerneprøvene.

4.8 Inndeling av faunaselskaper

Som nevnt tidligere, alle foraminiferer tilhører suborden *Textulariina* gjennom hele Melke- og Spekkformasjonen. Antall arter er forholdsvis lavt, og det er kun få av artene som opptrer i store mengder, som eksempelvis *Trochammina annae*. Den undersøkte lagrekke er delt inn i fire fauna-selskaper (Fig 4.16). Hver av disse er oppkalt etter en dominerende art, og i tillegg er betegnet ved MNJF (Midt-Norsk jura foraminifersamling). Foraminiferselskapene er følgende (etter avtagende alder):

1) *Ammodiscus asper*, 2) *Kutsevella antiqua*, 3) *Trochammina rushlakensis* og 4) *Trochammina annae*.

MNJF 1- *Ammodiscus asper*

Dette faunaselskap opptrer i intervallet 2348,55m til 2342,20m. Den navngivende art *Ammodiscus asper* er dominerende, og utgjør maksimum 63 % og minimum 14 % av den totale faunaen. Ellers utgjør *Ammodiscus psendoinfinus* en liten del av den totale faunaen i dette faunaselskapet med en maksimumsverdi på 26 %. *Kutsevella memorabilis* forekommer med maksimum på 14 %. *Textulariina* genus indet. representerer en forholdsvis stor andel av faunaen, mellom 4 og 39 %.

MNJF 2- *Kutsevella antiqua*

Faunaselskap MNJF 2 opptrer fra 2341,60 m til 2327,20 m. Intervallet har en dominans av arten *Kutsevella antiqua*, med en maksimumsverdi på 79 %. En annen art som inngår i faunaen er *Kutsevella memorabilis* med en maksimumsverdi på 43 %. Slekten *Ammodiscus* utgjør maksimum 100 % til 0,6 % av den totale fauna, og er representert med

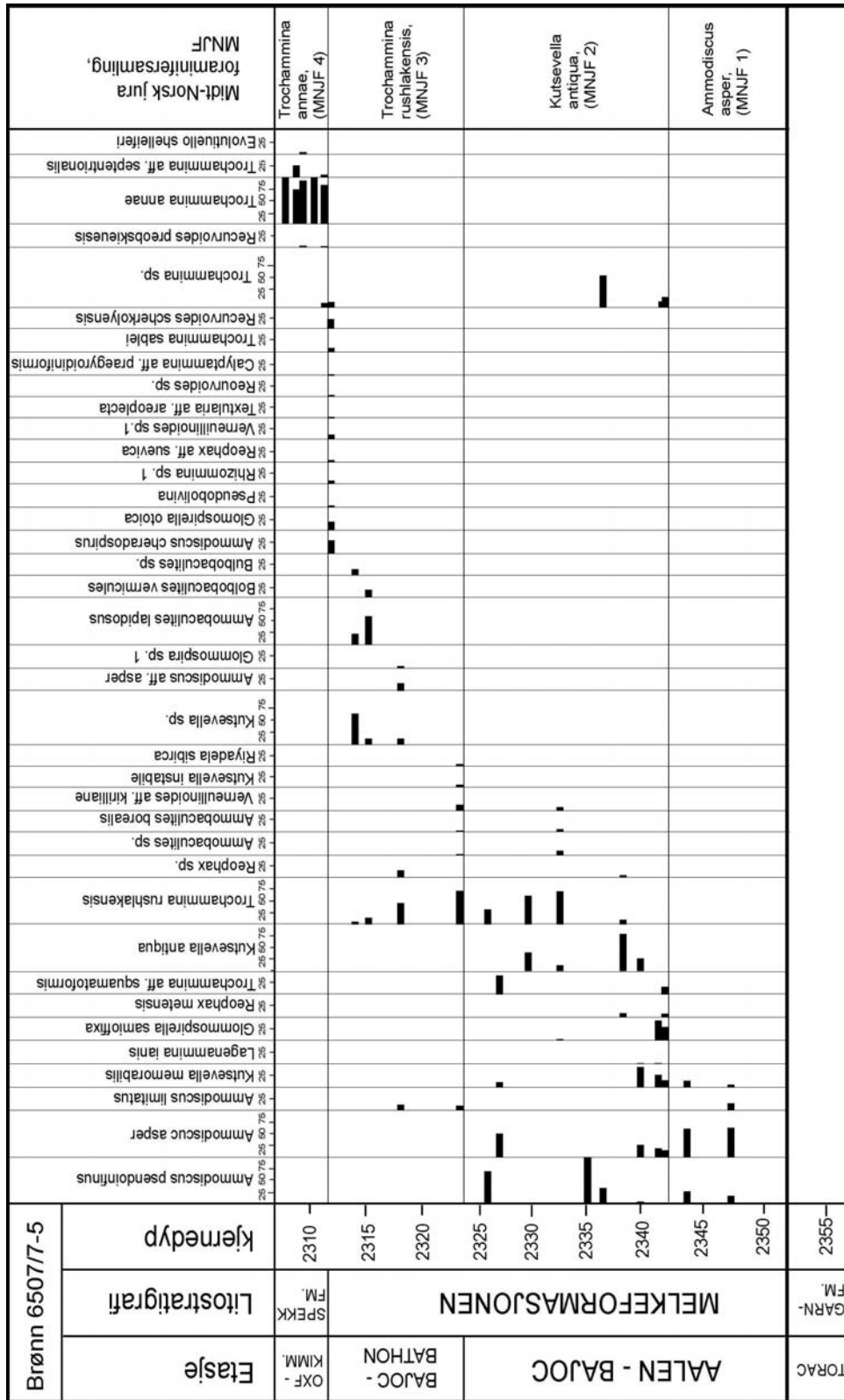


Fig 4.2 Prosentvis opptreden av de stratigrafisk viktigste artene i Melke- og Spekkformasjonen i brønn 6507/7-5, med alder og inndeling i faunaseiskap.

to arter. Antallet individer er her meget lavt. Ellers utgjør Textulariina genus indet. en stor andel, på mellom 38 % til 3 %. Gjennomsnittet for sistnevnte gruppe er på 22,86 %.

MNJF 3- *Trochammina rushlakensis*

Nedre grense for faunaselskapet er satt ved 2326,15 m og øvre grense ved 2312,10 m. Intervallet har en dominans av arten *Trochammina rushlakensis*, med maksimumsverdi på 71 % og minimumsverdi på 5,1 %. Følgende arter utgjør også forholdsvis høye prosentverdier i intervallet: *Ammodiscus psendoinfinus* 69 %, *Ammodiscus lapidosus* 21,4 % til 58,7 %, *Kutsevella* sp. fra 11 % til 64 %. Ellers utgjør Textulariina genus indet. en stor andel av faunaen, på mellom 13 % til 59 %, med gjennomsnittet på 27 %.

MNJF 4- *Trochammina annae*

Nedre grense for faunaselskapet 4 er ved 2311,40 m og derfra fortsetter det opp resten av det analyserte intervall. Faunaen domineres totalt av *Trochammina annae* med minimum på 74 og maksimum på 100 %. *Trochammina* aff. *septentrionalis* utgjør en liten andel av den totale faunaen, med maksimum på 26 %. Ellers utgjør Textulariina genus indet. en stor andel, på mellom 19 % til 51 % med gjennomsnittet 30,8 %. Formasjonsgrensen mellom Spekk- og Langeformasjonen befinner seg på toppen av faunaselskapet.

4.9 Diversitetsindekser og individrikdom

Fordelingen av diversitetsindekser og individrikdom er vist på Fig. 4.27. Det ble ikke analysert foraminiferprøver fra Langeformasjonen.

Melkeformasjonen

Diversitetsindeksene er lave gjennom hele formasjonen med en alfa verdier som varierer mellom 0,01 – 3,00 og gjennomsnitt på 0,69. H(s) indeksen varierer mellom 0,62 – 2,10. Den viser en økning i fra 2342,20 m til 2340,00 m etterfulgt av en nedgang fram til 2318,25 m. Indeksen får en maksimumsverdi i toppen av formasjonen på dyp 2312,10 m. Gjennomsnitt for formasjonen er på 1,03. Antall individer per gram sediment er lavt til middels høyt og varierer fra maksimum 0,11 til 119. Antall arter er middels til lavt og varierer mellom 1 og 13.

Kjernedyp	Formasjon	Periode	H(s)	α -indeks	Antall arter per prøve
2306, 80 m	Lange fm.	Nedre kritt	Ikke målt	Ikke målt	Ikke målt
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	0	0,19	1
2308, 80 m			0,57	0,50	2
2309, 40 m			0,29	0,68	3
2310, 40 m			0	0,51	1
2311, 40 m			0,62	0,78	4
2312, 10 m	Melke fm.	Midtre jura	2,10	3,00	13
2314, 10 m			1,00	0,90	4
2315, 35 m			1,19	1,20	6
2318, 25 m			1,53	1,10	6
2323, 60 m			1,02	1,18	7
2326, 15 m			0,62	0,60	2
2327, 20 m			0,94	0,15	3
2329, 80 m			0,67	0,15	2
2332, 70 m			1,07	1,78	7
2335, 20 m			0	0,01	1
2336, 60 m			0,63	0,01	2
2338, 40 m			0,74	0,90	5
2340, 00 m			1,22	0,80	5
2341, 60 m			1,34	0,80	5
2342, 20 m			1,77	1,80	7
2344, 50 m	0,97	0,85	4		
2347, 70 m	0,74	0,90	4		
2348, 55m	0	0	0		

Tabell 4.27 Oversikt over diversitetsindekser og antall arter per prøve fra brønn 6507/7-5.

Diversitetsindeksene viser endring over grensen mellom Melke- og Spekkformasjonen med en generell nedgang av både Fisher-alfa og en minskning av H(s) indeksen. Det er en økning av antall individer per gram sediment over grensen, mens det er en minskning i antall arter per prøve. Melkeformasjonen domineres av *Ammodiscus asper*, *Kutsevelia antiqua* og *Trochammina rushlakensis*.

Spekkformasjonen

Faunaen består av kun av agglutinerte arter gjennom hele Spekkformasjonen. Formasjonen har lav alfa verdier som varierer mellom 0,19 – 0,78 med et gjennomsnitt på 1,30. H(s) indeksen er meget lav og varierer mellom 0,62 – 0,29. Gjennomsnittet for hele formasjonen er 0,49. Antall individer per gram sediment er svært høyt og varierer fra 6,62 til 265. Antall arter i prøven er lav og varierer mellom 4 og 1. Formasjonen domineres fullstendig av *Trochammina annae*.

4.10 Resultater fra litologiske analyser

Melkeformasjonen

Gammaverdiene er beregnet ut fra rådata fra Statoil Completion logg (1983). Melkeformasjonen har en gjennomsnittelig gammaverdi på 119,23 API, med minimum på 62,54 API på dyp 2335,43 m og maksimum på 256,65 API på dyp 2314,55 meter (Tab. 4.28). Sandinnhold i formasjonen er generelt lav med noen få høye verdier, og en maksimumsverdi på 32,17 % på dyp 2348,55 meter. Gjennomsnitt for formasjonen er på 7,87 %. Innholdet av TOC er lavt til middels med en maksimumsverdi på 3,18 % på dyp 2323,60 meter og minimum på 0,279 på dyp 2340,00 m. Gjennomsnittlig TOC er 1,42 %. Overgangen mellom Melke- og Spekkformasjonene er markert med en hiatus på litologisk logg (Statoil, 1983). Det er en stor økning av TOC i Spekksedimentene samt en nedgang i sandinnholdet på denne grensen.

Spekkformasjonen

Spekkformasjonen har en gjennomsnittlig gammaverdi på 265,59 API, med minimum 53,65 API ved 2309,21m og maksimum på 333,37 API ved 2310,43m.

Kjernedyp	Formasjon	Periode	Gammaverdi	Sandinnhold per gram	TOC
2306, 80 m	Lange fm.	Nedre kritt	62,0402	5,8	2,659
2307, 80 m	Spekk fm.	Øvre jura	85,0587	1,7897	8,596
2308, 80 m			75,1550	1,4816	8,946
2309, 40 m			55,3895	3,8836	5,598
2310, 40 m			333,3654	0,8189	8,128
2311, 40 m			247,0641	3,4177	8,899
2312, 10 m	Melke fm.	Midtre jura	176,1000	8,3994	0,677
2314, 10 m			202,7916	11,9066	1,865
2315, 35 m			164,9583	1,995	1,279
2318, 25 m			111,9356	2,2376	2,730
2323, 60 m			106,0417	4,3124	3,194
2326, 15 m			98,8225	9,312	1,481
2327, 20 m			115,1795	19,6297	2,156
2329, 80 m			88,7029	8,1041	1,169
2332, 70 m			101,1685	1,146	1,969
2335, 20 m			66,9176	9,3594	1,206
2336, 60 m			114,7432	11,8299	1,066
2338, 40 m			97,1763	4,2012	0,912
2340, 00 m			98,5810	3,5598	0,279
2341, 60 m			119,5536	4,5876	1,005
2342, 20 m			121,8559	3,7165	1,435
2344, 50 m			112,9408	1,5653	1,135
2347, 70 m	110,0504	3,5593	1,314		
2348, 55m	106,1224	32,1675	0,696		

Tabell 4.28 Forholdet mellom gamma, sandinnholdet og TOC % i de forskjellige prøvene

Sandinnhold i formasjonen er meget lavt med minimum på 0,82 % ved 2310,40m og maksimum på 3,88 % ved 2309,40m. Gjennomsnitt for formasjonen er på 2,28 %.

Organiske karbon innholdet er meget høyt med maksimum på 8,946 % ved 2308,80 m og

minimum på 5,60 % ved 2309,40 m. Gjennomsnittlig TOC for hele formasjonen er 8,03 %.

Langeformasjonen

Prøven analysert fra denne formasjon har en gammaverdi på 62,04 API. Sandinnholdet er på 5,8 % og det organiske innholdet TOC er på 2,66.

Kapittel 5 – Tolkning av avsetningsmiljø

5.1 Facies og paleomiljø

I dette kapittelet diskuteres paleomiljøet under avsetning av Melke- og Spekkformasjonen ut fra litologiske, organisk geokjemiske og mikropaleontologiske parametere. Det er to hovedfaktorer som er sentrale for miljøtolkningen: 1) Påvirkning fra nærliggende landmasser, 2) Oksygenering av bassengets vannsøyle.

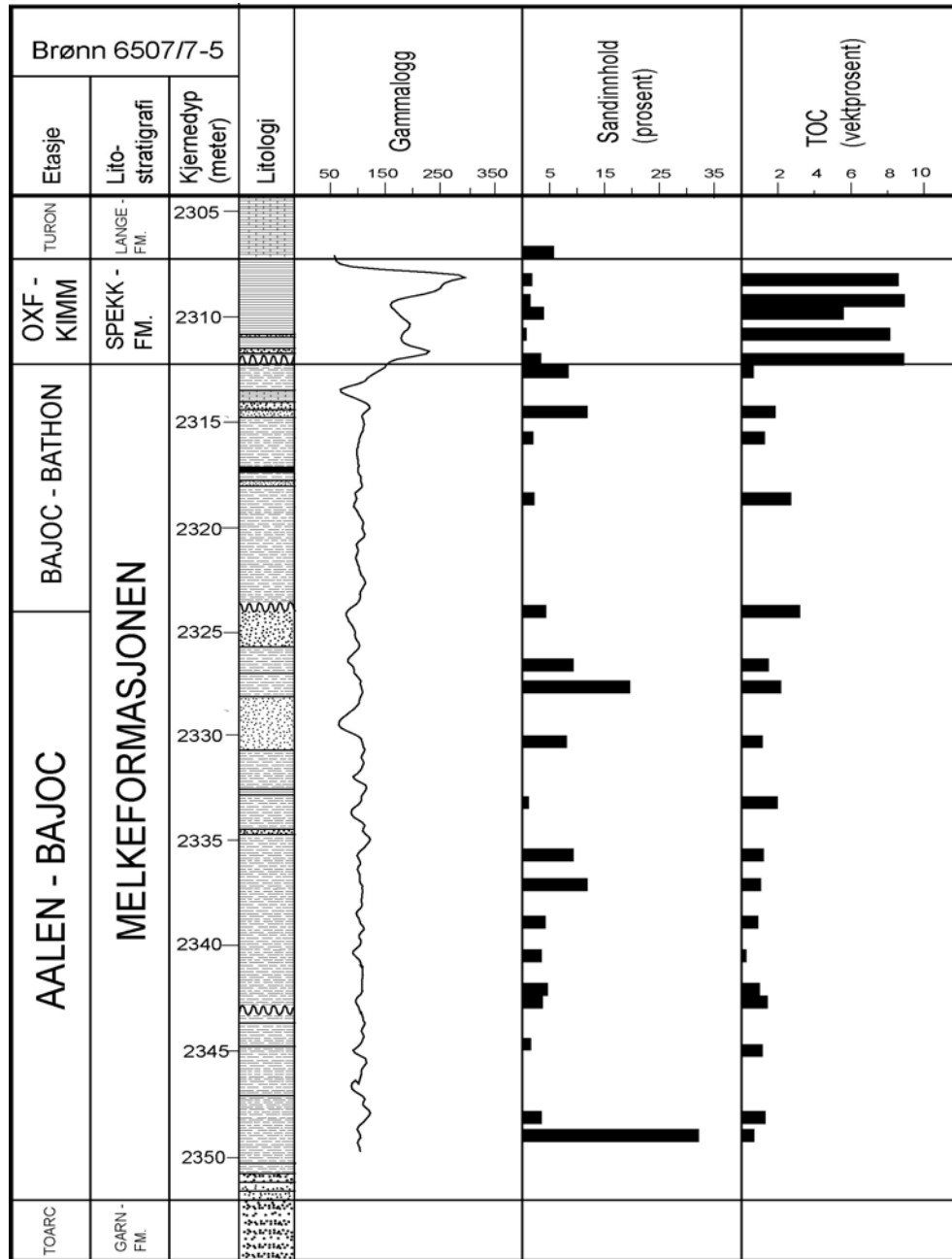
5.1.1 Litologi og gammalogg

Gammaverdiene for hele Spekkformasjonen er høye (Fig. 5.1), med gjennomsnittet på 265,59. Disse verdier stemmer overens med hypoksiske bunnforhold indikert av organisk geokjemiske og mikropaleontologiske parametere. Det er mange organisk rike skiferlagpakker som er anriket på autigent uran, og utfellingen kan være avhengig av type organisk materiale i tillegg til andre faktorer (Myers og Wignall, 1987). For å få en utfelling kreves et miljø som enten er anoksisk eller hypoksisk (Reading, 1996). I tillegg til dette må også sedimentasjonshastighet være lav (Fisher og Wignall, 2001). Gammaverdien for Melkeformasjonen er gjennomsnittelig på 119,64, noe som tyder på noe mer moderat hypoksiske forhold.

Sandinnholdet i Spekkformasjonen er meget lavt, med gjennomsnitt på 2,28 %, mens i Melke er det høyere med gjennomsnitt på 7,87 % (Fig. 5.1). De relativt lave gammaverdiene i Melkeformasjonen er assosiert med lav TOC innhold og økt influks av silisi klastisk materiale som var ugunstig for autigent anrikning av uran. I Melkeformasjonen viser TOC et gjennomsnitt på bare 1,42 %. Spekk-formasjonen har generelt høy TOC, med gjennomsnitt på 8,03 %. Variasjoner i TOC satt i sammenheng med sandinnhold i prosent for hele brønnen tyder på at Melke er avsatt under høyere oksygenforhold. Forekomsten av bioturbasjon støtter denne tolkningen.

Den organiske rike skifren i Spekkformasjonen representerer trolig en periode med begrenset vannsirkulasjon og derav følgende lav oksygen tilførsel til det bentiske miljø, med stor tilførsel av organisk materiale og lav sedimentasjonsrate. Den laminerte skiferen er uten rester av skallbærende invertebrater indikerer også dysaerobe bunnforhold.

Forekomsten av lavdiverse agglutinerte foraminiferfaunaer signaliserer også dysaerobt miljø. Forutsetningen for dette er begrenset vertikal sirkulasjon i vannmassene kan tilskrives en salinitetsbetinget stratifikasjon av vannmassene (brakkvannsløkk).

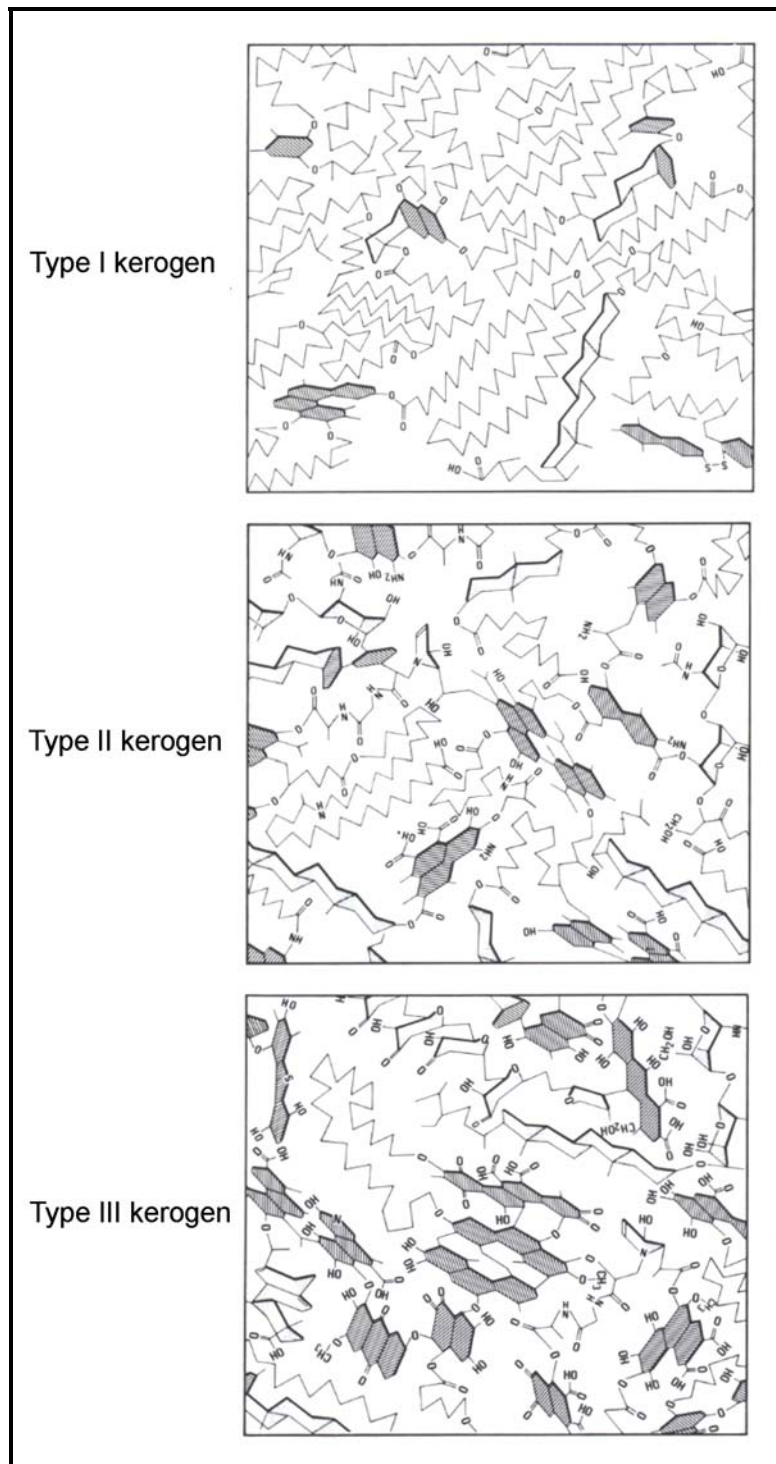


Figur 5.1 Gammaverdier, sandinnhold og TOC verdier fra Melke- og Spekkformasjonen.

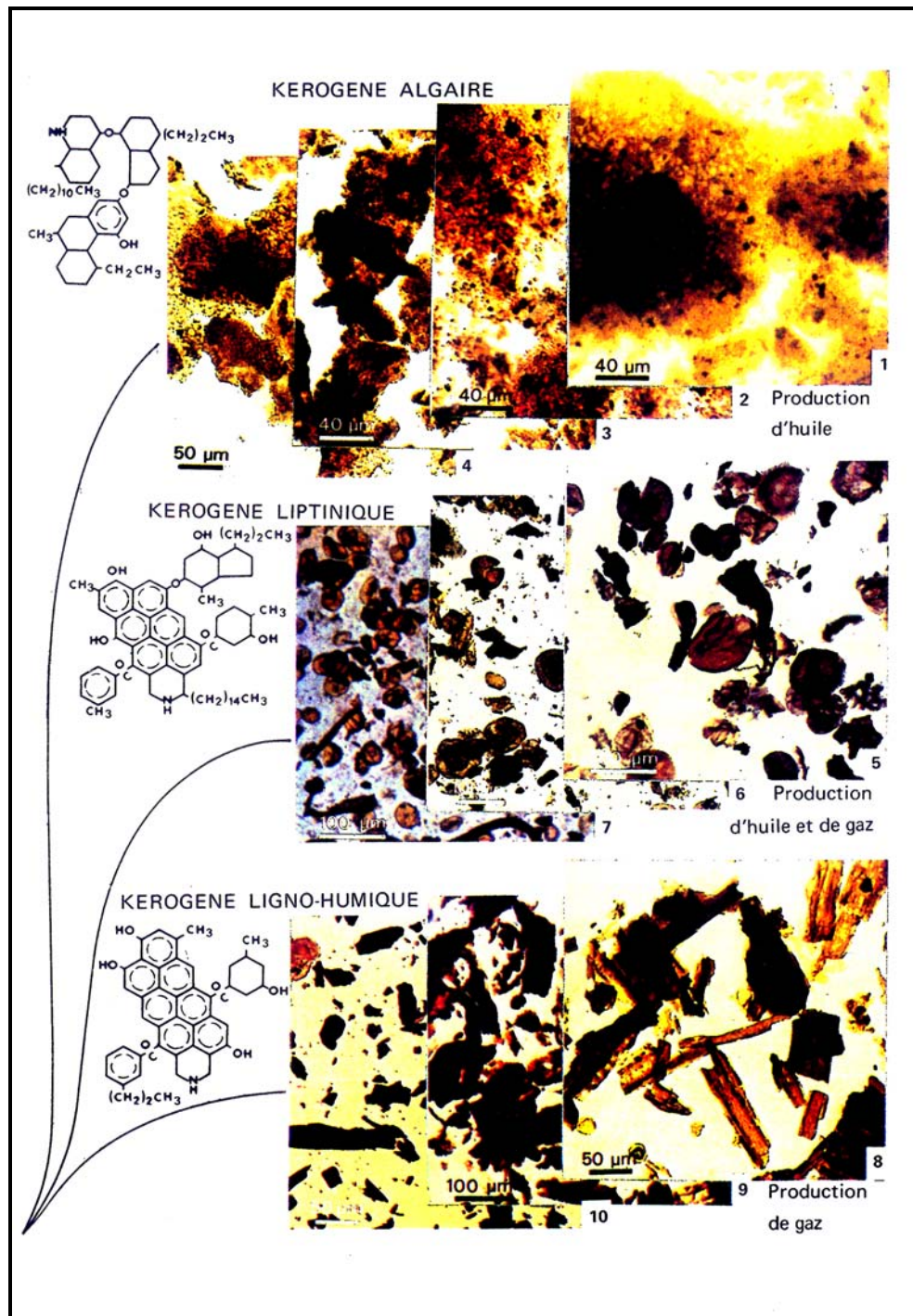
5.1.2 Bestemmelse av kerogentyper (fra Rock-Eval data)

Organisk materiale i sedimenter kan være derivert fra en rekke kilder. Ofte vil kerogenet bestå av en blanding av materiale med ulik opprinnelse. Som eksempel kan nevnes terrigent derivert materiale avsatt i et marint miljø. Denne type avsetning fører til en blandet kerogen av type II og III karakter (Fig. 5.2). Det sedimentære miljøet hvor det organiske materialet blir avsatt har således avgjørende betydning for den endelige sammensetningen av kerogenet.

Det er tre hovedtyper av kerogen: Kerogentype I er vesentlig algederivert materiale (Fig. 5.3) avsatt under reduserende forhold (Tissot og Welte, 1984). Kerogentype II er vanligvis relatert til marine sedimenter avsatt under reduserende forhold. Det organiske materialet kan enten være dannet i eller nær avsetningsområdet fra alger, bakterier eller plankton. Kerogentype II kan også dannes fra høyerestående landplanter, spesielt i form av sporer, pollen og kutikula. Denne kerogentype består av forholdsvis stor andel fett og voks-komponenter og vil dermed ha en alifatisk signatur og et høyt hydrogeninnhold. Kerogentype III er landplantederivert lignin og cellulose. Denne har et lavere hydrogen og et høyere oksygeninnhold enn kerogentype II. Dette skyldes at vedmaterialet er rikt på oksygen og at hydrogenet hovedsakelig er aromatisk bundet (op.cit, 1984). Vitrinitt er det analoge maseralet (Waples, 1985). I tillegg er det definert en fjerde kerogentype såkalt type IV kerogen, som består av resedimentet og omarbeidet ofte kraftig oksidert plantemateriale.



Figur 5.2 Skjematiske strukturer for type I, II og III kerogen. Legg merke til at mengden oksygen og aromatiske forbindelser øker fra I til III. (Fra Bordenaave, 1993).



Figur 5.3. Bildet viser karakteristiske trekk ved de tre hovedtyper av kerogen. Det øverste bilderekke representerer algederivert, type I kerogen. Rekke nummer to viser dominans av pollen og sporer, type II kerogen. Den siste viser type III kerogen, derivert fra lignin og cellulose. Trendene for termisk modning er også indikert. (Fra Durand, 1980).

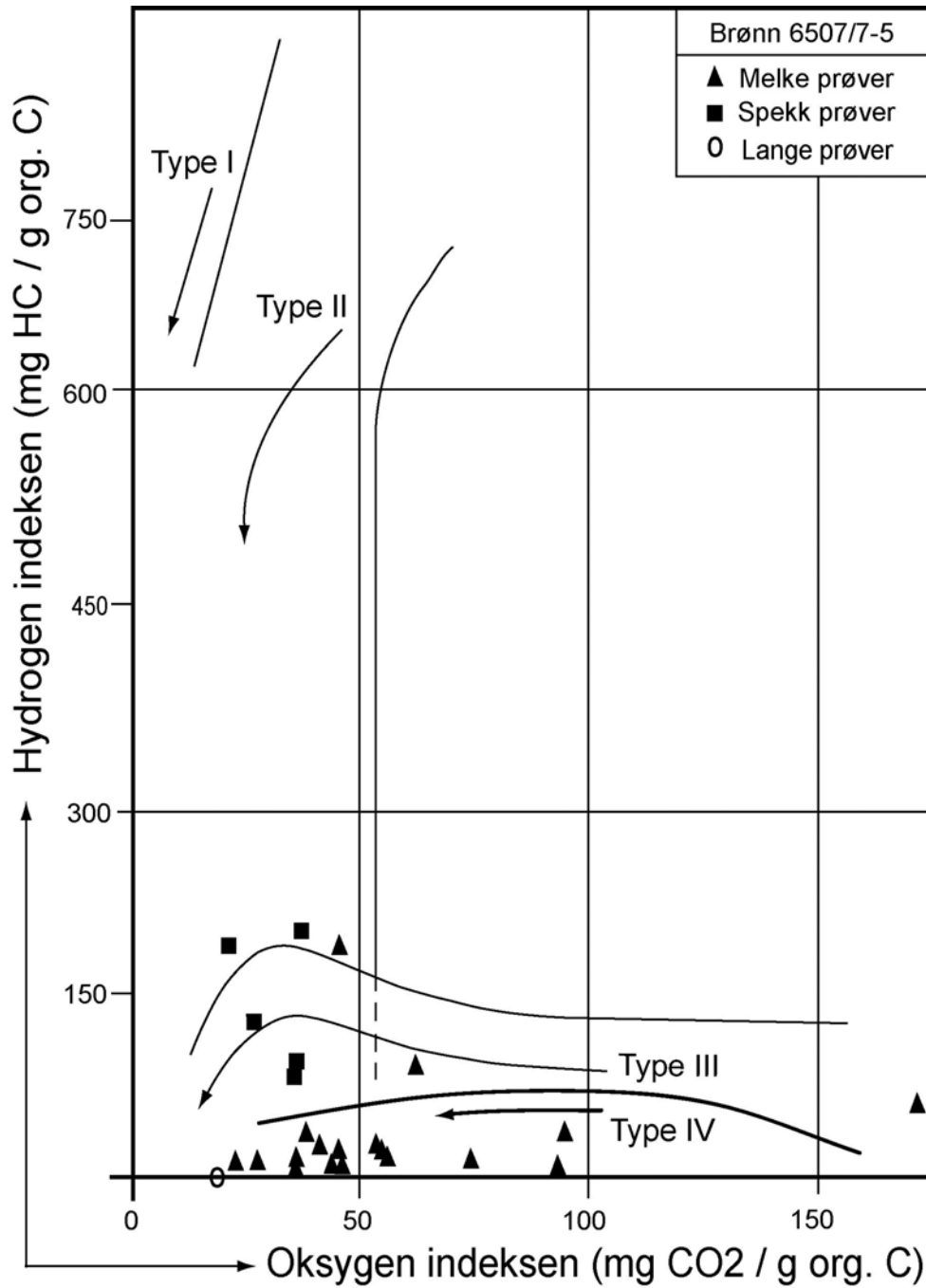
5.1.3 Kerogen karakteristikk av formasjonene

En vanlig metode for å angi kerogentype er å benytte et modifisert van Krevlen diagram (Tissot og Welte, 1984), der Rock-Eval pyrolyse parametrene hydrogenindeks (HI) og oksygenindeks (OI) plottes mot hverandre (Fig. 5.4). De termiske utviklingslinjene for type I, II og III er angitt inn i diagrammet, og disse er basert på en rekke pyrolyseforsøk med referansekerogentyper fra alginitt, eksinitt og vitrinitt. Disse kerogentypene representerer endeledet i en mer eller mindre kontinuerlig serie av sammensetninger fra type I til type III. En annen ofte brukt måte til å presentere kerogentype, er å benytte Hydrogenindeksen (HI) plottet mot T_{maks} (Fig 5.5).

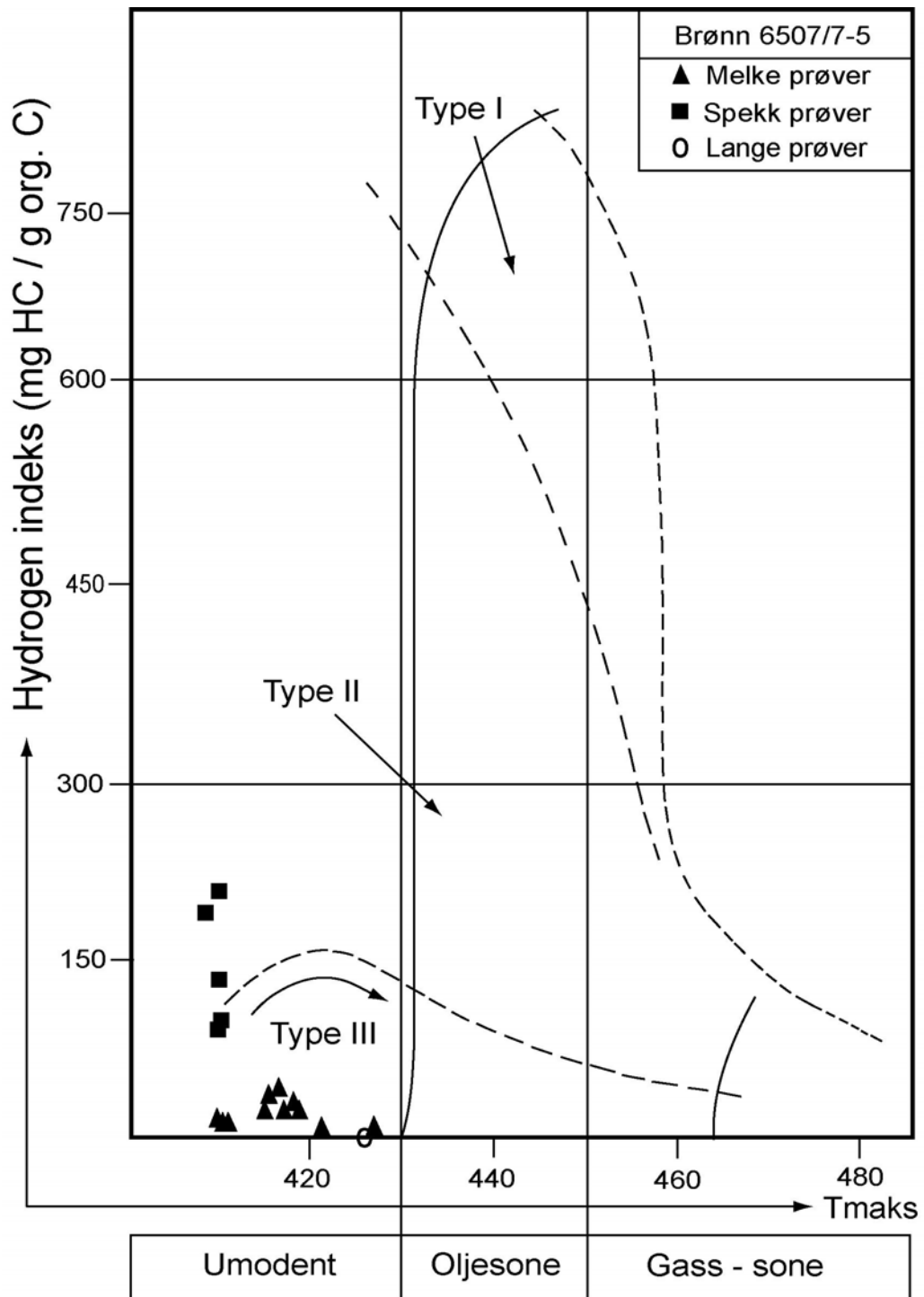
Melkeformasjonen som er datert til aalen-bajoc, har hydrogenindekser i intervallet 1,27 til 181,70 mgHC/gC og oksygen indekser i intervallet 26,83 til 199,30 mgCO₂/gC. Dette materialet ligger i området som omfatter hovedsakelig type III og IV. Denne facies typen er hovedsakelig terrigent derivert, og eller sterkt oksydert kerogen. Alle prøvene fra formasjonen består hovedsaklig av type IV kerogen, bortsett fra en prøve med dominerende type II, det vil si marint derivert materiale, og en med type III kerogen som er terrigent derivert. I Melkeformasjonen observeres en generell sammenheng mellom variasjoner i TOC (vektprosent), kerogentype og litologi. To unntak fra dette generelle bilde er prøver ved 2318,25 meter og 2323,60 meter, som har 2,73 % og 3,20 % TOC og HI på henholdsvis på 9,16 og 10,11. Dette er eksempel på at prøver med relativt høy TOC ikke nød-vendigvis er i stand til å generere signifikante mengder hydrokarboner. Lav hydrogen-indeks til tross for høy TOC i disse prøvene kan dermed forklares ut fra et hydrogenfattig, trolig hovedsakelig terrestrisk derivert, og sterkt oksydert kerogen som beskrevet ovenfor.

Spekkformasjonen er datert til oxford-kimmeridge, har hydrogenindekser i intervallet 86,91 til 200,60 mg HC/gTOC og oksygen indekser i intervallet 26,58 til 34,80 mgCO₂/gTOC. HI mot OI plottet indikerer en blanding av type II og type III kerogen (Fig. 5.4). Type II kerogen er vesentlig dominert av marine eller lakustrine organismer, mens type III keroge består av terrigent derivert materiale. Variasjon i kerogentype gjennom formasjonen er i samsvar med de observerte variasjoner i litologisk utvikling og TOC. Av denne beskrivelsen fremgår det at de mørk organisk rik skifer i Spekk domineres av type II

og type III kerogen, mens den noe lysere siltrike Melke med lav TOC inneholder hovedsaklig type IV kerogen.



Figur 5.4. Rock-Eval parameterene HI og OI er plottet mot hverandre i et modifisert van Krevelen diagram for å gruppere type kerogen i Melke- og Spekkformasjonen.



Figur 5.5. Rock-Eval parameterene Hydrogenindeksen mot T_{maks} plottet mot hverandre for å gruppere type kerogen i de tre undersøkte formasjonene.

Langeformasjonen er av sen kritt (turon) alder, og er representert ved kun en analysert prøve. Prøven har vesentlig lavere hydrogen indeks enn de andre prøvene med 0,75 mgHC/gTOC. Oksygen indeks på 22,38 mgCO₂/gTOC er tilnærmet lik de andre prøvene. Verdiene indikerer type IV kerogen, dvs terrestrisk dominert materiale som er moderat til sterkt oksydert.

T_{maks}- HI diagrammet bekrefter at prøvene fra Melke inneholder type III og type IV kerogen. Spekk derimot inneholder type II og type III kerogen, og viser således en økt type II innslag (Fig. 5.5).

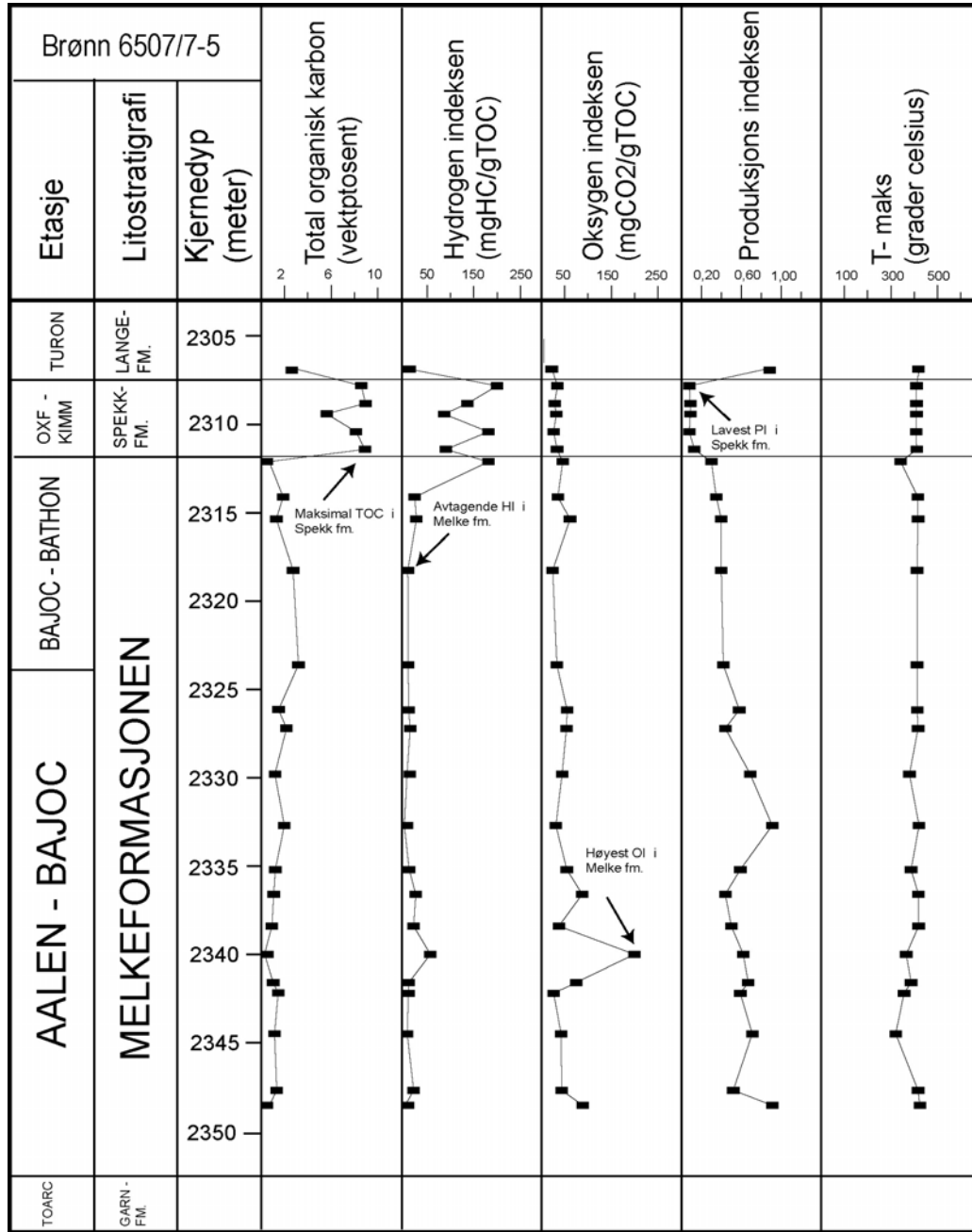
5.1.4 Produksjonsindeksen i formasjonene (fra Rock-eval data)

En annen Rock-Eval parameter som kan gi en indikasjon på termisk modning er produksjonsindeksen. PI er som nevnt i kapittel 4 definert ved $S_1/(S_1 + S_2)$, og vil øke med økende dyp og produksjon av hydrokarboner (Espitalie et al., 1977). I Melke- og Spekkformasjonen er PI parameteren lav (Tab.5.1) og dette stemmer bra overens med de lave T_{maks}-verdiene. I Melkeformasjonen varierer PI fra 0,30 til 0,91, (gjennomsnittlig 0,56). Spekk har svært lave indekser som varierer fra 0,08 til 0,13, (gjennomsnittlig 0,09). Langeformasjonen har en PI på 0,89, som er noe høyere enn de andre formasjonene. Det er her kun analysert denne ene prøve, og det legges minimal vekt på resultat. Disse data viser at produksjonsindeksen er lav for Spekkformasjonen, mens i Melkeformasjonen er verdiene generelt høye.

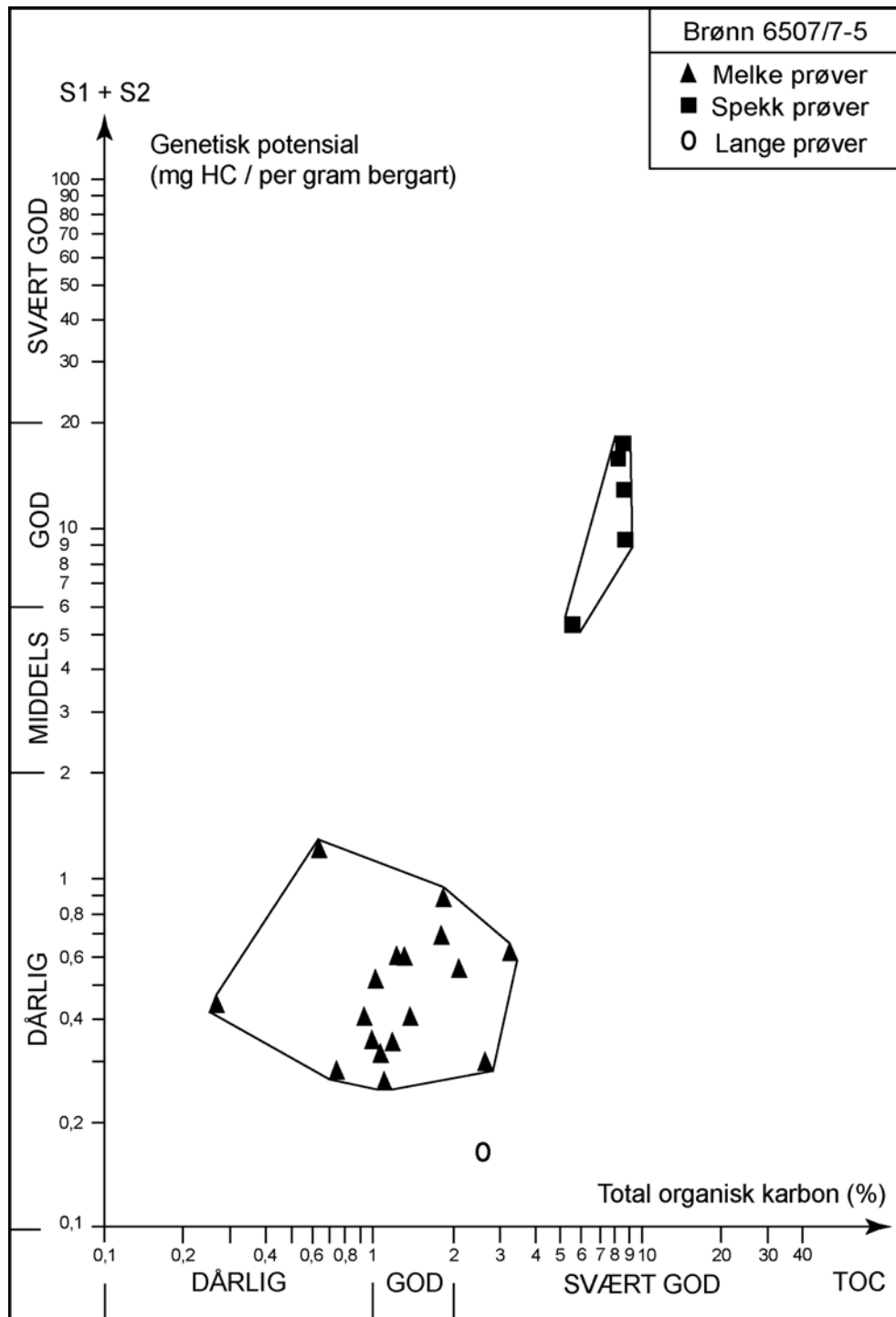
Et intervall med høye PI verdier i forhold til overliggende bergarter kan skyldes at sonen inneholder akkumulerte hydrokarboner, enten fordi genereringen allerede har funnet sted, eller at hydrokarboner har migrert inn i intervallet (Espitalie et al., 1977). Tilsvarende vil et intervall med lavere PI indikere at hydrokarboner har migrert ut av bergarten. PI fra Rock-Eval pyrolyse kan derfor benyttes som en parameter i forbindelse med studier av migrasjon av petroleum i kildebergarter.

I Melke- og Spekkformasjonens umodne sedimenter antas at migrasjonsprosesser ikke har funnet sted i nevneverdig grad på grunn av den lave modenheten. I prøvene med de høye

PI i Melkeformasjonen, er TOC-verdiene generelt lave med gjennomsnitt på 1,42 %, og kerogenet hovedsakelig består av type IV. Pyrolyseutbyttet vil dermed bli lavt, det vil si



Tabell 5.1. Stratigrafisk fordeling av TOC-verdiene i forhold til Rock-Eval parameterene HI, OI, PI og T_{maks}.



Figur 5.6. Genetisk potensiale (S1 + S2) plottet mot TOC. (Grunnlagsdiagram modifisert etter Nøhr-Hansen, 1989).

liten S_2 topp til tross for at sedimentene er termisk umodne. I tillegg er muligens små mengder hydrokarboner blitt generert, slik at S_1 - toppen er også liten. Liten S_1 og S_2 topp i enkelte Melke prøver (Tab. 4.2) fører til at PI blir høyere i forhold til den overliggende Spekk. De høye produksjonsindeksene kan dermed trolig forklares ut fra lave TOC verdier, og dårlig kerogen kvalitet (Fig. 5.6). Dette er ikke en indikasjon på at formasjonen inneholder soner med akkumulerte hydrokarboner. Et intervall med innmigrerte hydrokarboner vil normalt være karakterisert av høye PI verdier, og i tillegg vil S_1 / TOC , og ekstraherbart organisk materiale / TOC, være høyere enn gjennomsnittet for de andre prøvene i formasjonen. I dette tilfelle er ingen av disse kriteriene oppfylt, og bergartsprøvene viser ingen tegn på å inneholde migrerte hydrokarboner.

5.1.5 Termal påvirkning av organisk materiale (fra Rock-Eval data)

Termisk modning av organisk materiale i sedimentære bergarter er en funksjon av temperatur og tid. En umoden kildebergart har ikke vært eksponert for de nødvendige begravningstemperaturer gjennom et tilstrekkelig langt tidsrom til at signifikante mengder hydrokarboner er blitt generert. I det motsatte tilfelle vil en overmoden kildebergart ha gjennomgått den nødvendige termale utvikling og har allerede generert hovedmengden av sitt genetiske potensial. Det vil si den totale mengde hydrokarboner en kildebergart er i stand til å produsere (Fig. 5.6). Rock-Eval pyrolyse parameteren T_{maks} er definert som temperaturen i pyrolysekammeret ved maksimum generering av hydrokarboner, det vil si ved S_2 toppens maksimum. T_{maks} øker ved økende termisk modning, og kan derfor benyttes som modenhetsindikator for kildebergarter (Tissot og Welte, 1984). I følge Espitalie et al. (1977) vil T_{maks} verdier mellom 400 °C og 435 °C tilsvare en umoden kildebergart. I den oljegererende sone (oljevinduet) ligger T_{maks} mellom 435 °C og 460 °C. Temperaturer over 460 °C tilsvarer den gassgenererende sone.

Figur 5.5 viser hvordan T_{maks} varierer i Melke- og Spekkformasjonen. Prøvene til Melkeformasjonen ligger i intervallet 321 °C til 424 °C, med et gjennomsnitt på 396 °C. Spekkprøvene har en T_{maks} på 411 °C med gjennomsnittlige verdier på 410 °C, mens Langeformasjonen har en verdi på 423 °C. Verdiene for alle T_{maks} i Melke og Spekk indikerer generelt, termal modenhet av kerogenet. Ut fra disse lave T_{maks} temperaturene, kan derfor prøvene fra begge formasjonene klassifiseres som termisk umodne. Det er i

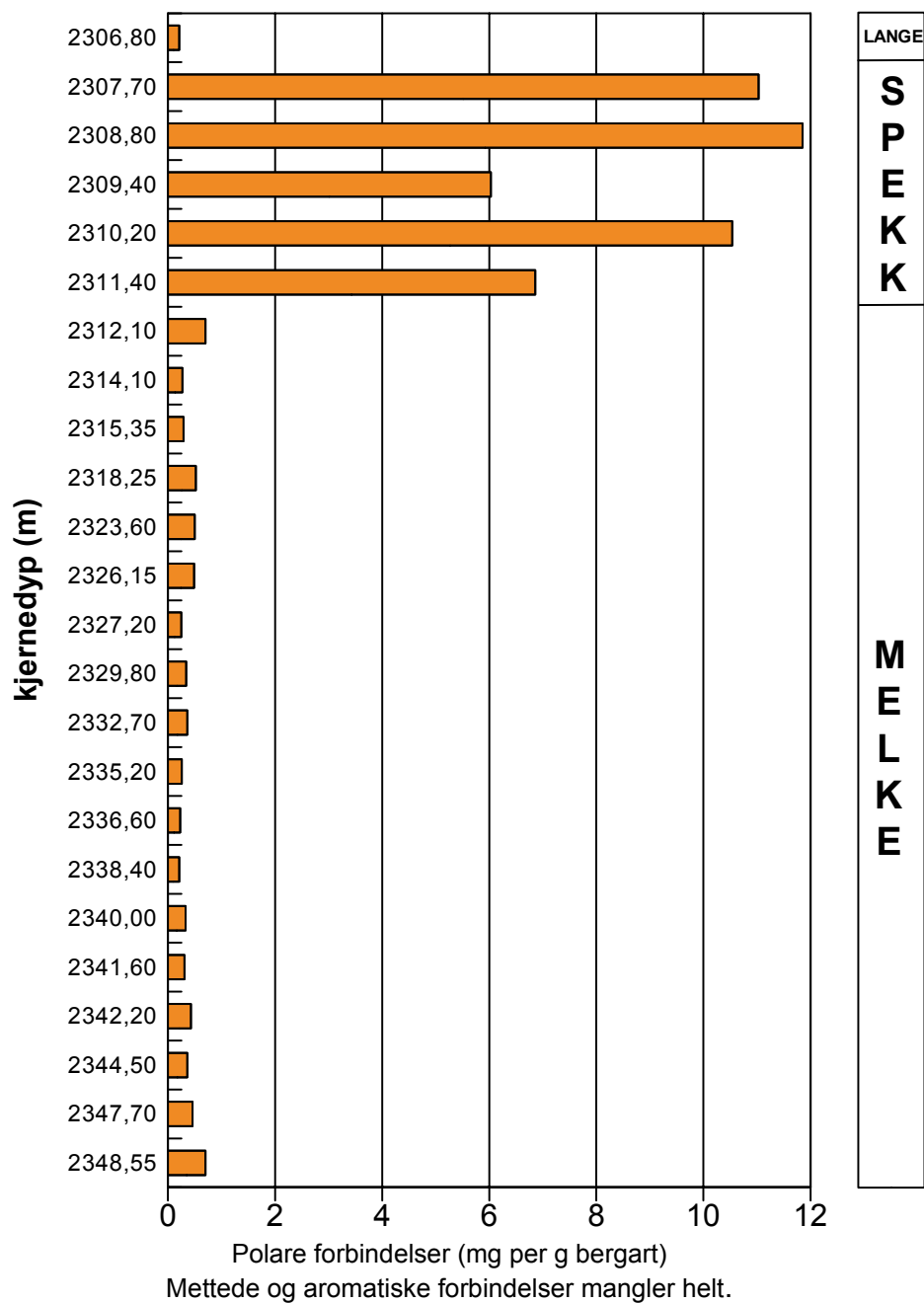
disse prøvene ikke observert mineral matrikseffekter, det vil si at intervaller med høy TOC har lave T_{maks} og omvent. Under Rock-Eval pyrolysen kan ellers en del av de tyngre komponentene i bitumen S_1 komponentene og pyrolysatet S_2 komponentene bli adsorbent av bestemte mineraler. Mineral matrikseffekten har størst innvirkning på type III kerogen. Dette er fordi denne type kerogen, bare er i stand til å generere små mengder pyrolysat og vil derfor være mest utsatt for mineral matrikseffekter.

5.2 Ekstraherbart organisk materiale/total organisk karbon (bitumenforholdet)

Mengde ekstraherbart organisk materiale per gram TOC (bitumenforholdet), og mengde hydrokarboner per gram TOC (hydrokarbonforhold) ble beregnet ved ekstraksjon av knuste bergartsprøver ved Soxhletsystem metoden. Bitumenforholdet i Spekkformasjonen er lavt, og det svarer til den lave termiske modningen. Bitumenforholdet i Melkeformasjonen har en gjennomsnittsverdi på 0,38 mg ekstraherbart organisk materiale/gram TOC, som er betydelig lavere enn Spekkformasjonen. En sannsynlig forklaring er forskjeller i kerogentype. Spekkformasjonen inneholder hovedsakelig type II og type III kerogen. Disse lave verdiene i Spekk bekrefter at genereringen av betydelige mengder hydrokarboner ikke har funnet sted.

5.3 Hydrokarbontyper i formasjonene (fra Iatroscan TLC-FID data)

Kildebergartekstraktet fra Soxhletsystem metoden kan man ved hjelp av Iatroscan TLC-FID analyse separere bitumenfraksjonen i polare forbindelser (NSO-komponenter, resiner og asfaltener), mettede og aromatiske hydrokarboner. Felles for ekstraktene fra de ulike formasjonene er at analyseresultatene fra bitumenfraksjonene overveiende (> 99,5 %) består av polare forbindelser (Fig. 5.7). Det er ikke påvist verken annet enn spormengder av mettede alkaner (parafiner, C_nH_{2n+2}), eller aromatiske hydrokarboner (som er umettede) og sykliske forbindelser (C_nH_{2n-6}) fra de ulike prøvene. I en moden kildebergart vil det organiske materialet bli mer aromatisk med økende termisk modning, men innslag av de mettede forbindelser vil øke i relativ mengde. Prøvene av organisk materiale gir en



Figur 5.7. Figuren viser sammensetningen av hydrokarboner basert på latroscan TLC-FID data fra kjerneekstrakter. Prøvene inneholder overveldene (> 99,5 %) polare (NSO) forbindelser.

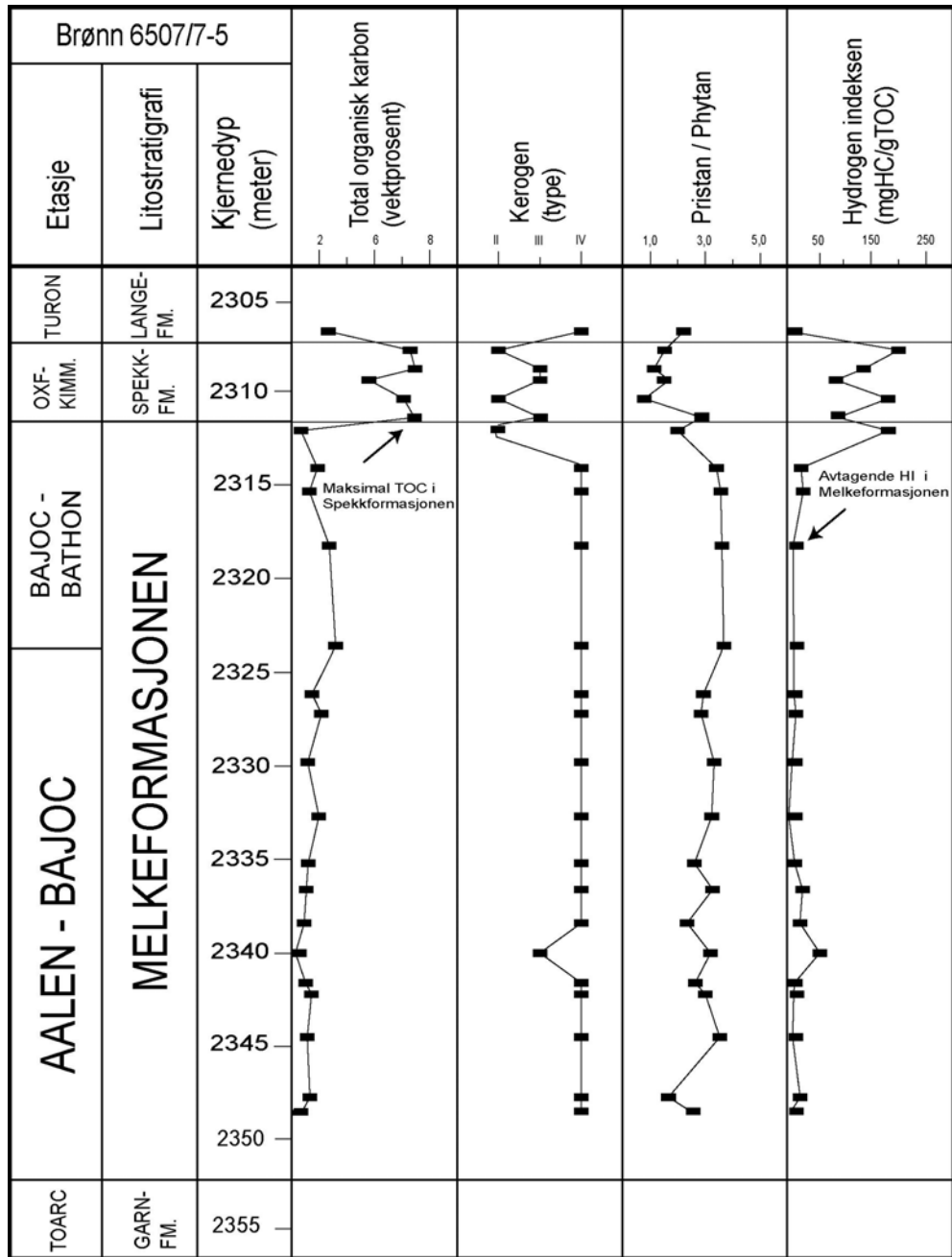
dominans av polart ekstrakt i begge formasjonene. Det antas ut fra dette, at ingen påvislig grad av migrasjon har funnet sted i disse umodne sedimentene. Det er også lite sannsynlig at bitumenfraksjonen fra Iatroscan TLC-FID analysen, består av gjenværende rester etter at hovedmengden av hydrokarboner har migrert ut av Melke- og Spekkformasjonen. Forekomsten av nær 100 % av polare komponenter i Melke- og Spekkformasjonen, kan dermed relateres til den lave termiske modningen av kerogenet. Fra disse analyseresultatene klassifiseres disse prøvene som umoden/tidlig moden kildebergart. Dette stemmer overens med andre typer av biomarkør parametere som viser termisk modenhet av en kildebergart, og fra referanse oljetyper fra nordsjøen.

5.4 Diversitet, mengde TOC og pristan/phytan forholdet

Den enkleste form for diversitet er antall arter per prøve (Kap.3.5.4). Melkeformasjonen viser en lav diversitet (α under 3), og inneholder agglutinert fauna. Undersøkelser av moderne faunaer viser at normalmarine sokkelmiljøer har en Fisher α -indeks på mellom 5 og 19 (Fig.5.27), og at verdier under 5 indikerer avvik fra normalmarine forhold (Nagy et al., 1995). Dette tyder på at den undersøkte lagrekken er avsatt i miljø som avviker fra normalmarine forhold. Innholdet av TOC i Melke viser generelt lave til middels verdier (Tab.4.3), med gjennomsnitt på 1,420 %. De lave TOC-verdiene indikerer her at bassenget ikke var stagnerende noe bioturbasjonen også tyder på (Fig.4.1). Lav oksygen har derfor ikke vært en avgjørende faktor for dannelse av den agglutinerte faunaen.

Pristan/phytan forholdet blir brukt som en indikator på mengde oksygen som var til stede når det organiske materialet ble avsatt (Tissot og Welte, 1984). Forholdet mellom pristan/phytan i det undersøkte formasjoner er vist i figur 5.9. Pristan/phytan forholdet i Melke ligger høyere enn 1,66, for alle prøvene i dette intervallet. Gjennomsnitt for hele formasjonen er 2,96, og verdiene indikerer at red-oks betingelsene har vært nokså like ved avsetning. Mer enn halvparten av prøvene har pristan/phytan forhold større enn 3, noe som er karakteristisk for materiale som er terrigent derivert, og som har gjennomgått en viss grad av oksydasjon. To av prøvene i formasjonen har pristan/phytan forhold mellom 1,66 og 2,00. En mulig forklaring på de sistnevnte to verdiene kan være intens bakteriell nedbrytning av det organiske materiale. Under slike forhold vil phytolkjeden bli helt eller

delevis oksydert, og bare små mengder phytol vil bli omdannet til isoprenoider.



Tabell 5.2. Forholdet mellom pristan/pytan plottet mot type kerogen, TOC og HI. Bemerk høye TOC verdier i den organisk rike Spekkformasjonen bestående av en blanding av marin type II og terrigent type III kerogen.

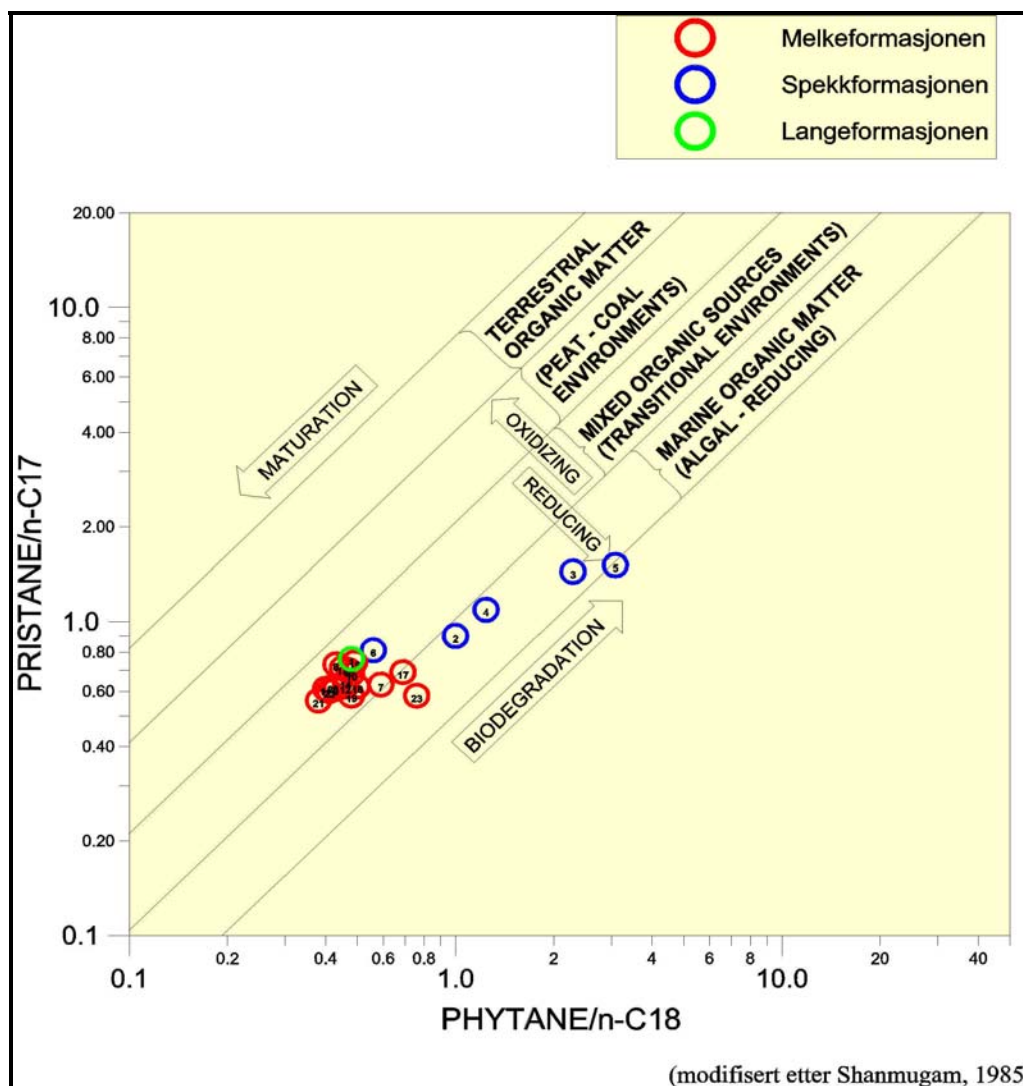
Melkeformasjonen inneholder store mengder av terrigent derivert materiale, med betydelig innslag av kullfragmenter. Lagrekken tolkes til å være avsatt i et marint miljø, med betydelig terrigen påvirkning primært i form av høy tilførsel av ferskvann. Det man står igjen med er redusert salinitet som begrensende faktor som støttes også av kerogentype IV og lav HI. Noe grad av redusert oksygenmengde kan ha kommet i tillegg i det bentiske miljø.

Den organisk rike Spekkformasjonen viser ekstrem lav diversitet av agglutinert fauna, med α -verdier på under 0,78 (Tab.4.27). I resente miljøer regnes vanligvis verdier lavere enn 5 som avvik fra normalmarine betingelser. Formasjonen har høyt organisk innhold, med et gjennomsnitt på 8,028 % TOC. Sedimentet består av mørk laminert skifer, og det er ikke observert bioturbasjon i formasjonen (Fig.4.1). Sedimentene indikerer avsetning i et lav-energi miljø under hovedsakelig hypoksisk bunnforhold, men ikke anaosisk. Meget sterk dominans av *Trochmina* står i overenstemmelse med hypoksisk bunn. Formasjonen har et betydelig lavere pristan/phytan forhold, enn den underliggende Melkeformasjonen. Forholdet i Spekk varierer mellom 0,79 og 1,53, utenom den nederste prøven som har en verdi på 2,87. Disse generelt lave verdiene indikerer sterkt hypoksisk miljø men ikke fullstendig anoksisk avsetningsmiljø, som støttes av kerogentype, HI og tilstedeværelse av bentiske foraminiferer i alle prøver.

Fra Langeformasjonen ble det analysert en prøve, med en pristan/phytan verdi på 2,21. Dette indikerer marint avsetningsmiljø, med betydelig terrigen tilførsel av det organiske materiale. Har man forhold som veksler mellom oksisk og anoksiskse betingelser vil det føre til pristan/phytan forhold rundt 1. I terrigent derivert kerogen avsatt under dominerende oksiske forhold observeres ofte høye pri/n-C₁₇ forhold. Marint kerogen derivert hovedsakelig fra phyto-plankton har lave pri/n-C₁₇ forhold (Connan og Cassou, 1980).

Fra Shanmugan (1985) diagrammet (Fig.5.8) ser vi at prøvene fra Spekkformasjonen er minst moden, og prøvene fra Melke er mest modne. Dersom aksene hadde brukt pristan/phytan forholdet som en modenhetsparameter, ville alle de oppgitte verdiene fortalt det motsatte. Dette kommer av at pristan/phytan forholdet øker med økende modenhet, da

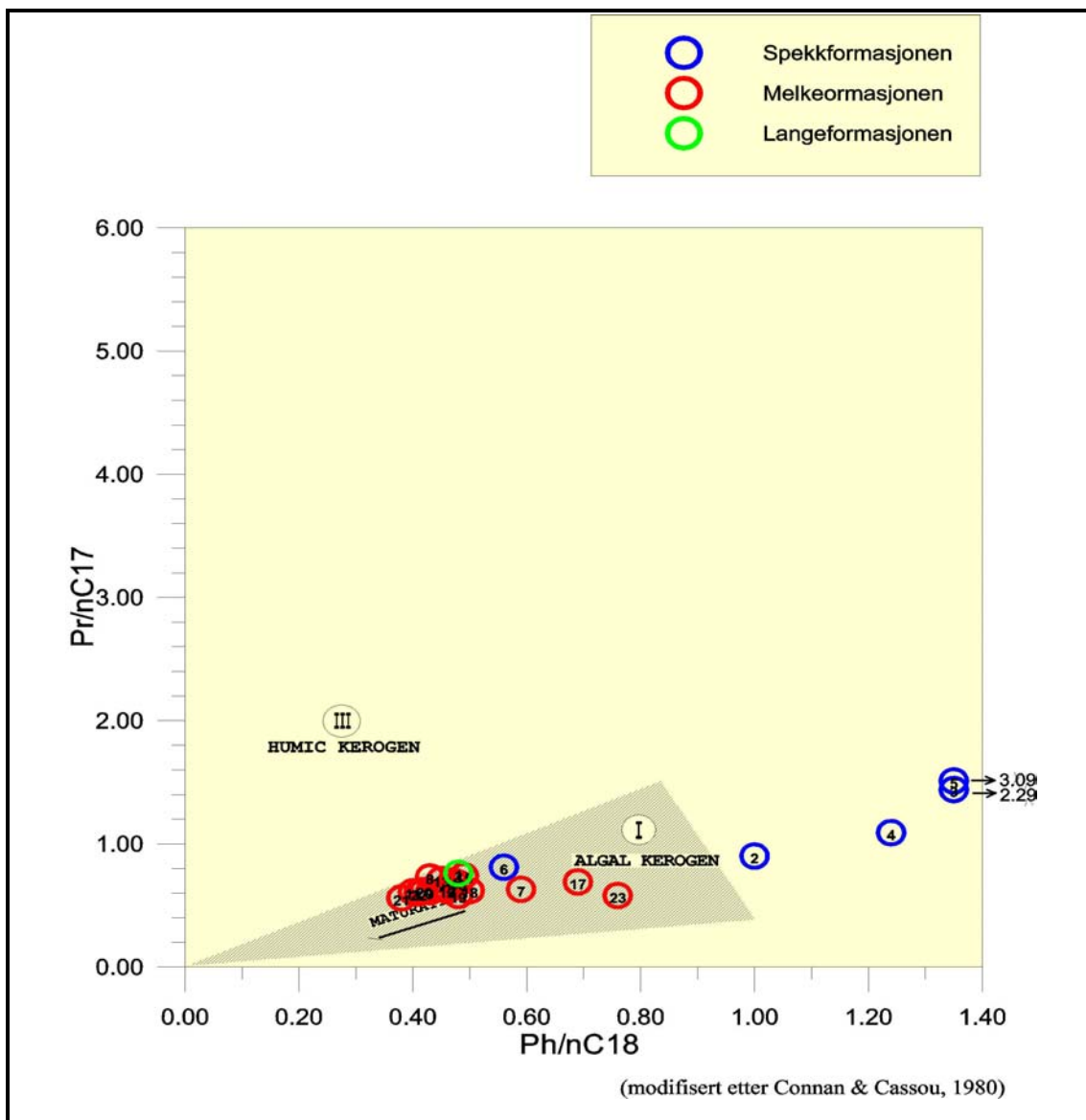
pristan er et kortere og mer stabilt molekyl enn phytan. Pristan/phytan forholdet kan gi opplysninger om facies i en sedimentær bergart. Som nevnt før, dannes pristan/phytan fra



Figur 5.8. Pristan/n-C₁₇ plottet mot phytan/n-C₁₈ for alle prøvene. Figuren viser fire forskjellige tolkningsgrunnlag: to faciesi indikatorer og en modenhetsindikator og en som viser biodegrasjon for prøvene. (Grunnlagsdiagram modifisert etter Shanmugam, 1985).

det samme utgangspunktet, fra phytol som er en sidegren i klorofyll. I et oksyderende miljø vil en få dannet hovedsakelig pristan, og i et reduserende miljø hovedsakelig phytan. Det vil si at jo høyere pristan/phytan forholdet er jo mer oksyderende miljø vil en kilde-

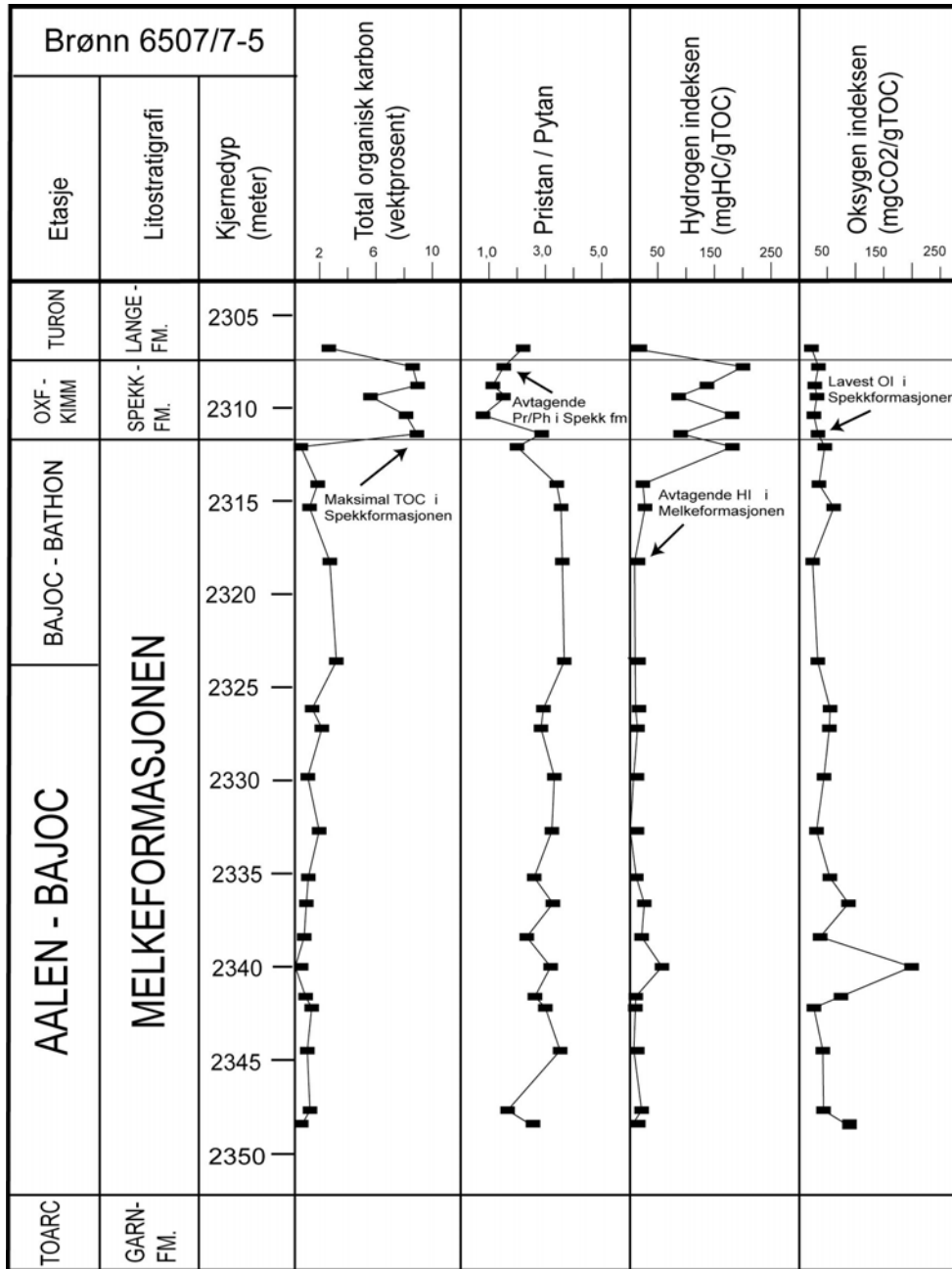
bergart være avsatt under. Diagrammet på Fig. 5.8 viser at prøvene fra Melke og Lange er avsatt i det mest oksyderende miljøet med markert innslag av terrigent materiale. Mens Spekk er avsatt i det mest reduserende miljø med til dels sterk økning av marint organisk materiale. Plottet i Connan og Cassou (1980) diagrammet viser at det organiske materiale fra Melke og Spekk er avsatt i et marint basseng (Fig. 5.9).



Figur 5.9. Pristan/n-C₁₇ plottet mot phytan/n-C₁₈ for prøvene. To av prøvene fra Spekkformasjonen faller utenfor diagrammet på grunn av for høye phytan/n-C₁₈ verdier. (Grunnlagsdiagram modifisert etter Connan og Cassou, 1980).

5.4.1 Pristan/phytan i forhold til andre organiske parametere

Tabell 5.3 viser pristan/phytan plottet mot TOC, hydrogen indeksen og oksygen indeksen.



Tabell 5.3. Tabellen viser TOC i forhold til pristan/phytan, HI og OI. Lav pristan/phytan verdier forekommer sammen med høye HI og TOC verdier.

Disse forskjellige parametrene stemmer godt overens med hverandre. Melkeformasjonen har lavere hydrogen indeks, og noe høyere oksygen indeks enn Spekkformasjonen. Pristan/phytan forholdet i Melke viser at facies er karakterisert av terrestrisk derivert organisk materiale med ulik grad av oksisk nedbrytning. Kerogenets sammensetning vil under termal påvirkning bli fattigere på hydrokarboner, og man får lavere og lavere hydrogen og oksygen indekser som vil gå mot rent kull ($H/C \rightarrow 0$).

De høye hydrogenindeksene og generelt lave oksygenindeksene kombinert med høy total organisk karbon (vektprosent) i den organisk rike Spekkformasjonen, indikerer at det organiske materialet er avsatt under hypoksisk bunnvann forhold. Det er ikke observert bioturbasjon, og det finkornede sedimentet er laminert. Denne facies er ofte assosiert med relativt grunt avsetningsmiljø og variasjoner i ferskvannstilførsel, som kan gi brakke forhold. Dette er den dominerende facies til de fleste kildebergarter som er avsatt i marine miljøer, som eksempelvis Kimmeridge skiferen fra Nordsjøen (Jones, 1987).

Langeformasjonen har lav hydrogen og oksygen indeks. Dette indikerer at det organiske materiale består av moderat til kraftig oksidert terrestriske fragmenter.

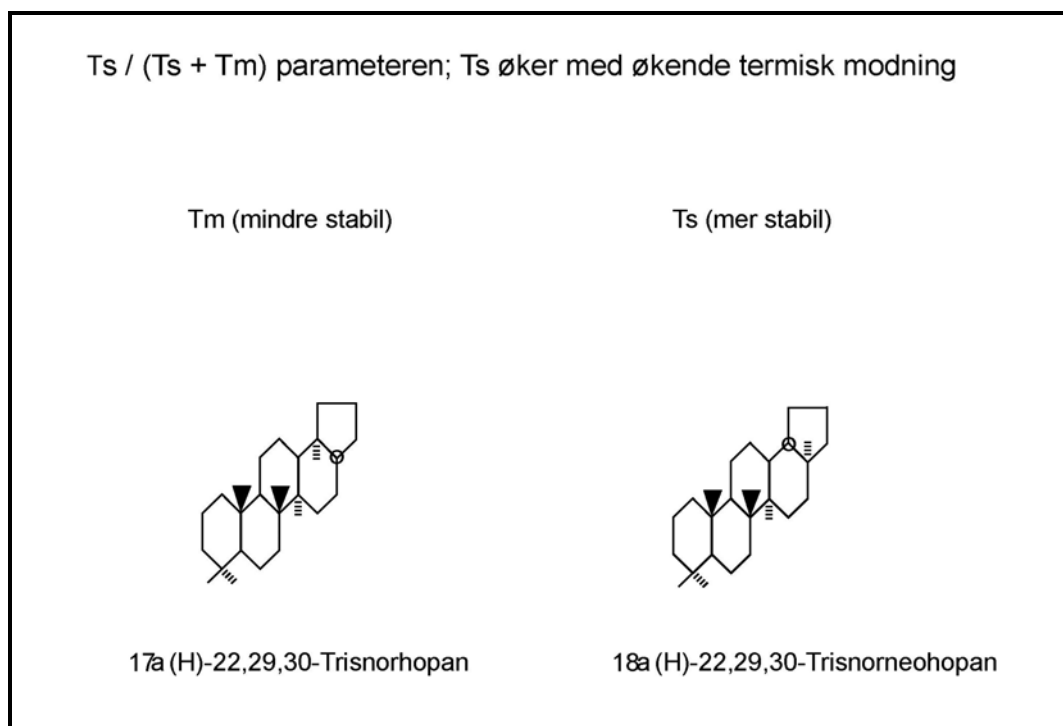
5.6 Organisk facies og modenhetsparametere fra GC-MS

Organisk facies blir ofte benyttet i organisk geokjemisk litteratur. Når man snakker om organisk facies er det tre viktige faktorer som har innvirkning. Den ene faktoren er organisk "input", dvs hva slags organisk materiale som blir tilført. Den andre av faktorene er forholdene, ved avsetning av sedimentene. Er det reduserende eller oksiderende forhold. Det er også viktig å se på redoks-potensialet (Eh) og surhetsgraden (pH) i miljøet. Faktorer som kontrollerer Eh er oksygeninnholdet, den bakterielle virksomhet og mengden av organisk materiale. Innholdet av karbondioksid er den viktigste faktor som kontrollerer miljøets pH-verdier. Den siste faktoren er mineralogien i avsetningsområdet. Når vi snakker om organisk facies snakker vi altså om samspillet mellom disse tre faktorene.

De forskjellige typer av biomarkører kan fungere både som faciesparameter og modenhetsparameter, eller parametere for bare en av delene. Det som avgjør dette, er om det er facies eller modenhetspåvirkning, som er den dominerende faktoren som parameteren signaliserer ved avsetningen eller under diagnosen.

5.6.1 Tm/Ts, biologisk markør (modenhets parameter)

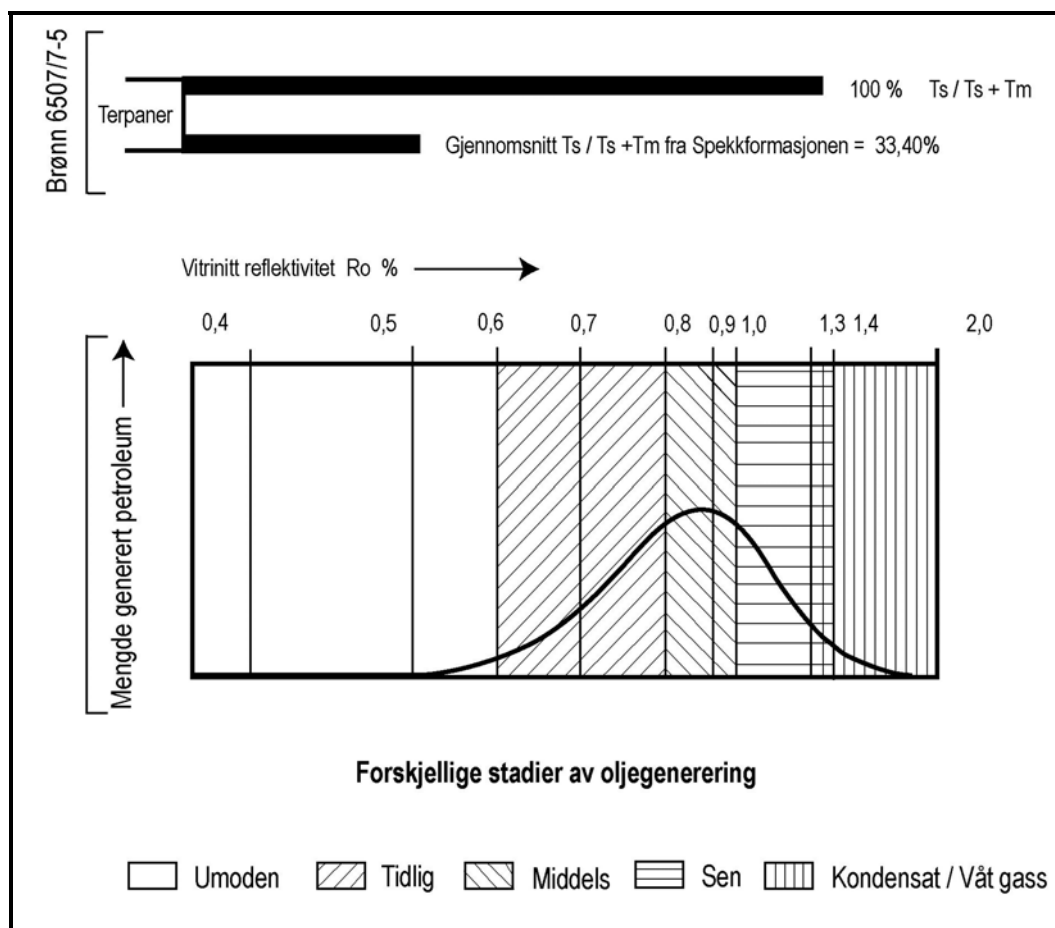
Tm/Ts forholdet brukes som modenhets parameter . Ved økende modenhet forsvinner Tm av formen 17 α (H) trisnorhopan graderis, mens Ts av formen 18 α (H) trisnorneohopan øker i relativ konsentrasjon (Fig.5.10). Tm/Ts forholdet begynner å avta ved modenhet høyere enn 0,90 % R_o (Fig.5.11). Facies påvirkninger under avsetning kan gjøre Tm/Ts forholdet noe upresist som mål på modenhet og egner seg for umoden, tidlig, middels eller sene oljer (Peters og Moldowan, 1993). Ved avsetning i hypersaline miljøer er Ts innholdet høyere enn normalt (Rullkøtter og Marzi, 1988).



Figur 5.10. Sammenlikningen viser at Ts er mer stabil enn Tm.

Alle de analyserte prøvene viser generelt lave Tm/Ts forhold med gjennomsnitt for Melkeformasjonen er på 35,4 %, og for Spekkformasjonen er på 33,4 % (Fig. 5.11). Det

lave T_m/T_s forholdet indikerer at alle prøvene fra den organisk rike Spekk og den noe mer siltige Melke er termisk umoden.



Figur 5.11 T_s/T_s+T_m forholdet plottet mot forskjellige stadier av oljegennering viser at prøvene fra Spekkformasjonen er termisk umodne. (Diagrammet er modifisert etter Peters og Moldowan, 1993).

5.6.2 Diahopan/(diahopan + normoretan), biologisk markør (modenhetsparameter)

Diahopan også kalt for hopan-x (Moldowan et al., 1991), og normoretan med karbonnummer C_{29} , er benyttet som modenhetsparameter (Cornford et al., 1986). Endringen i parameteren vil reflektere ulik grad av termal stabilitet til forbindelsene. Forholdet mellom diahopan/(diahopan + normoretan) i Melke- og Spekkformasjonen, formasjonen, varierer

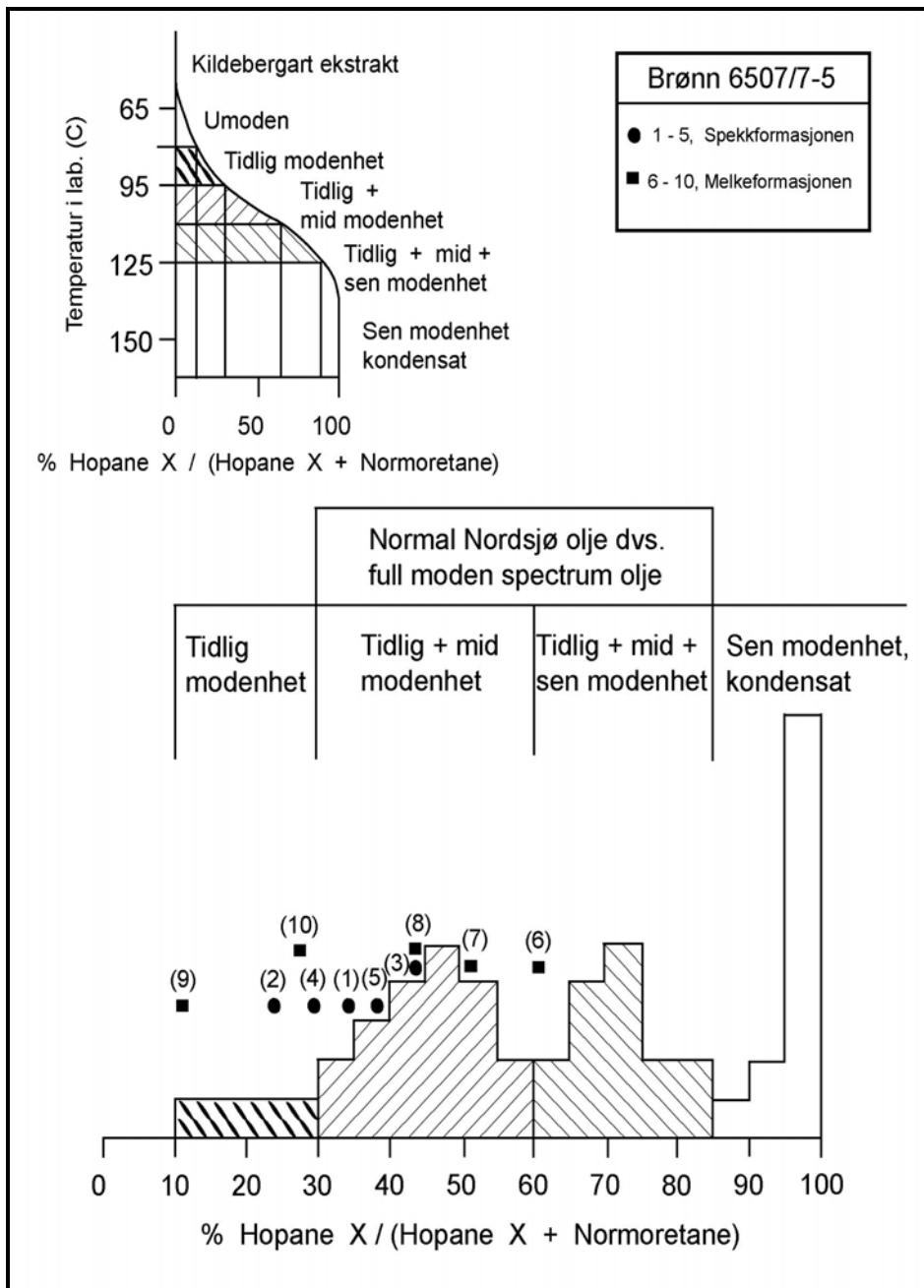


Figure 5.12. Hopan X (Hopane X + normoretan) forholdet viser at prøvene fra Melke- og Spekkformasjonen varierer fra tidlig til midium modenhet. (Diagrammet er modifisert etter Cornford et al., 1986).

mellom 0,23 % til 0,43 %, som tilsvarer umoden kildebergart (Fig.5.12). Modenheten for Spekk prøvene ligger alle samlet i intervalle umodent. Verdiene fra Melkeformasjonen har

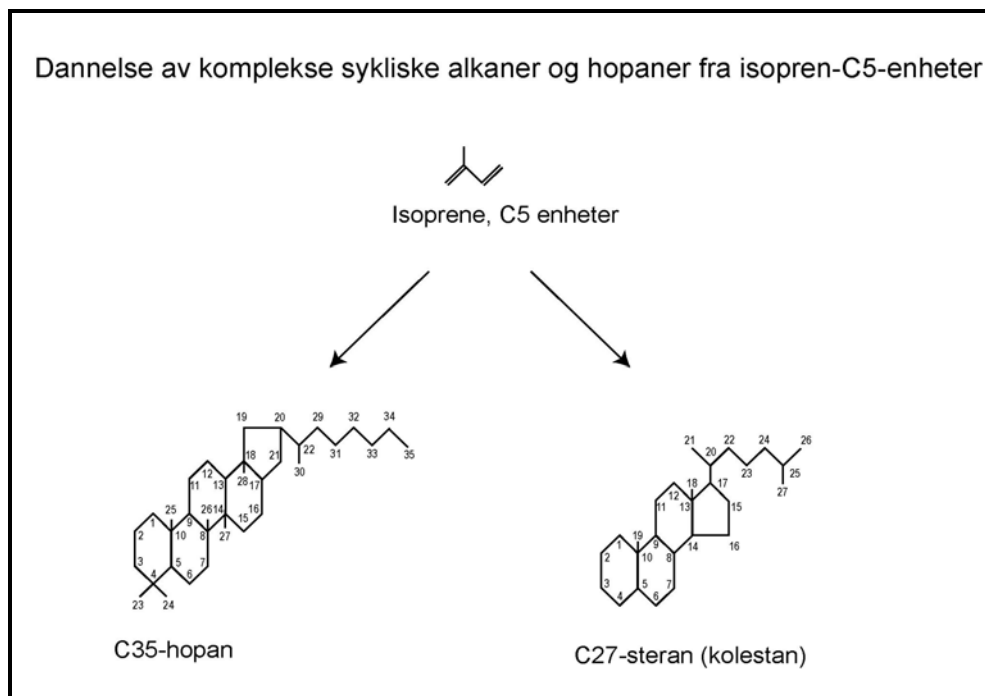
en noe større spredning, men har generelt samme modenhet utenom en prøve (dyp 2312,10m), som plottes i overgangen medium til sen modenhet. Denne prøven er tatt i overgangen mellom disse to formasjonene, som er markert med en inkonformitet (Fig.4.1).

5.6.3 22S/(22S + 22R), biologisk markør (modenhets parameter)

Isomeringsforholdet til prøvene som kommer fra den organisk rike Spekkformasjonen ligger innenfor likevektsverdien på 0,42 til 0,55 %. De molekylære reaksjonene som er brukt til å beregne modenheten, har nesten alle oppnådd likevekt ved en vitrinnitt refleksivitet, som ligger i intervallet 0,50 til 0,60 % R_o . Dette innebærer at prøvene ligger i intervallet som tilsvarer umodne prøver.

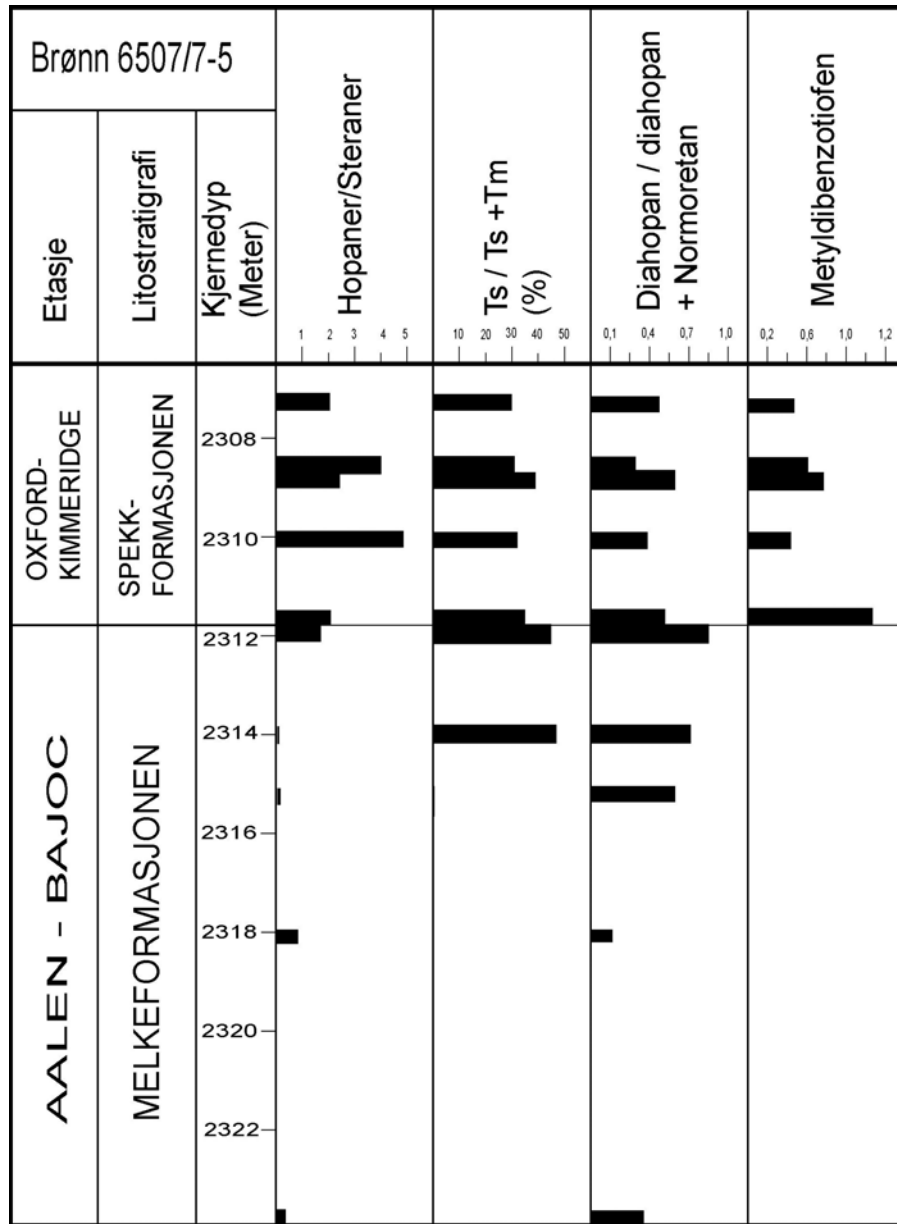
5.6.4 C₃₀ hopan/ (C₃₀ hopan + C₃₀ normoretan), biologisk markør (facies parameter)

Hopaner/steraner (Fig.5.13) blir benyttet som faciesparameter (Mackenzie et al., 1984).



Figur 5,13. Dannelse av C₃₅ hopan og C₂₇steran (kolestan) fra isopren C₅ enheter. (Diagrammet er modifisert etter Karlsen, 2002)

Parameteren indikerer terrestisk, lakustrint miljø eller marint miljø. Hopaner stammer hovedsakelig fra bakterier, mens steraner stammer fra alger og terrigen materiale. Hopan/steran forholdet i Melkeformasjonen har lave verdier. Dette indikerer at det organiske materiale er hovedsakelig terrigen derivert. I Spekk er hopan/steran verdiene høyere, og indikerer en mer marin facies (Tab.5.4).



Tabell 5.4. Sammenstilling aviser hopan/steran facies parameteren mot de tre modenhetsparametere.

Ved bruk av facies parameteren hopaner/steraner i forhold til de tre forskjellige modenhetsparameteren T_s/T_s+T_m , diahopan/diahopan+normoretan og metyldibenzotiofen (Fig.5.17) er det vist at kerogenet i Melke- og Spekkformasjonen er termisk umodent. Dette stemmer overens med at kjerneprøvene kommer fra et dyp på 2,3 til 2,4 km, som tilsir termisk umodent organisk materiale.

5.6.5 Bisnorhopan/(bisnorhopan + norhopan), biologisk markør (facies parameter)

Parameteren indikerer oksygenivået ved avsetning. Lave verdier indikerer oksisk avsetningsmiljø, mens høye verdier indikerer anoksisk avsetningsmiljø. Verdien av bisnorhopan/(bisnorhopan + norhopan) har et gjennomsnitt på 0,68 i Spekkformasjonen. Dette er relativt høyt verdi og tyder på hypoksisk forhold ved avsetning av denne formasjonen.

5.6.6 $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C_{29} (20R + 20S), biologisk markør (modenhets parameter)

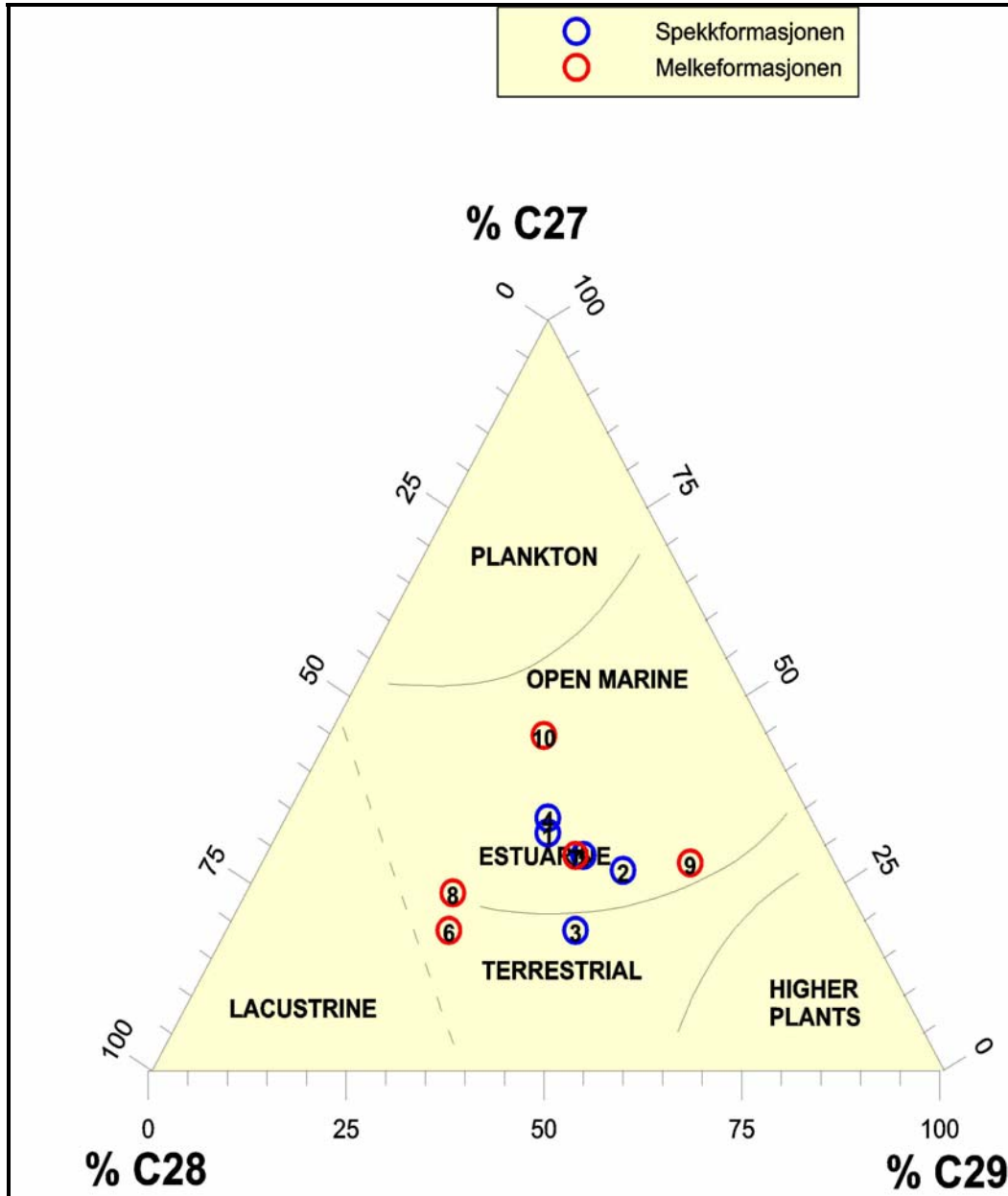
Forholdet mellom $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C_{29} (20R + 20S) blir benyttet som modenhetsindikator. Likevektsverdien for reaksjonen er bestemt til 0,70. Parameteren er egnet til høyere modenhet, enn $20S/(20S + 20R)$ og $22S/(22S + 22R)$. Gjennomsnittsverdi fra Spekkformasjonen er på 0,57 R_o , og indikerer en prøvene fra Spekkformasjonen er termisk tidlig modene.

5.6.7 $20S/(20S + 20R)$, biologisk markør (modenhets parameter)

Isomeringsforholdet til Spekkprøvene har en gjennomsnitt på 0,50, som ligger innenfor likevektsverdien på 0,55 %. Det betyr at 55 % av 20R isomeren er blitt forandret til 20S isomer, og at parameteren er best egnet for umodne til tidlig modne prøver. Prøvene ligger i intervallet 0,70 til 0,80 % R_o , og tilsvarer tidlig modne prøver. Forholdet følger samme prinsippet som $\beta\beta/(\beta\beta + \alpha\alpha)$ av C_{29} (20R + 20S) beskrevet ovenfor, det vil si isometriske endringer i det organiske molekylet.

5.6.8 $5\alpha(H)$, $14\beta(H)$, $17\beta(H)$ i C_{27} , C_{28} , C_{29} regulære steraner fra $m/z = 218$, biologisk markør (facies parameter)

Prøvene 1-5 fra Spekkformasjonen plottes relativt tett i området som indikerer et marint eller begrenset bassengtype avsetningsmiljø (Fig. 5.14).



Figur 5.14. Forholdet mellom C_{27} , C_{28} og C_{29} 20R $\beta\beta$ steraner fremstilt i et trekantplott. Prøvene plottes i terrigent påvirket marint miljø.

Innslag av C₂₉ steraner indikerer en viss tilførsel av terrigen materiale. På bakgrunnen av steranfordelingen kan en konkludere at hoveddelen av det organiske materialet sannsynligvis består av en blanding av terrigen materiale og marine materiale. Den prosentvise fordelingen av 5 α (H), 14 β (H), 17 β (H) i C₂₇, C₂₈, C₂₉ regulære steraner fra m/z = 218 støtter kerogenklassifikasjonen på bakgrunn av Rock-Eval pyrolyse data, det vil si en blanding av type II og type III kerogen. Dette samsvarer med tidligere antatte tolkninger av disse prøvene (Kap.5.1.2).

Prøve 3 er dominert av C₂₉ steranet, og plotter helt klart i området for terrigen organisk materiale, ikke langt fra området som markerer et estuarint avsetningsmiljø. Dette er helt i samsvar med Rock-Eval pyrolyseresultatene, som klassifiseres prøve 3 som type III kerogen, det vil si terrigent derivert materiale. Prøvene 6-10 er analysert fra Melkeformasjonen, ligger i området som beskriver et marint og terrigent avsetningsmiljø. Prøvene 6 og 8 plotter nærmere lakustrint og terrigent miljø enn de overliggende Spekkprøvene. Prøve 9 plotter klart i området for terrigent materiale. Prøvene viser en klar tendens mot dominans av C₂₉ over C₂₇. Dette tyder på en stor dominans av terrigent tilført organisk materiale, selv om prøven også her ikke domineres totalt av C₂₉ steranet. Generelt er disse prøvene mer terrigent dominert enn Spekkformasjonen. Steran distribusjonen støtter igjen kerogen klassifikasjonen på bakgrunn av Rock-Eval pyrolyse dataene, det vil si type III og type IV kerogen.

Prøve 10 er totalt dominert av C₂₇ steranet, og plotter klart i området for åpent marine forhold. Prøven plotter langt unna feltet for estuarint og terrigent sedimentasjon. Dette er ikke i overensstemmelse med pristan/phytan plottet mot MDBTs/MPs forholdet (Fig.5.22) og hydrogen indeksen mot oksygen indeksen (Fig.5.6) som viser dominans av oksidert vedmateriale. På bakgrunn av disse to parameterene klassifiseres denne prøven som type IV kerogen, i samsvar med Rock-Eval pyrolyse resultatene.

5.6.9 Metylfenantren forhold, MPR, kjemisk markør (modenhets parameter)

Verdiene for MPR forholdet i Spekkformasjonen har et gjennomsnitt tall på 0,72 % R_c . Dette indikerer at prøvene kan klassifiseres som tidlig modene, som er ekvivalent med en vitrinitreflektivitet som ligger mellom 0,60 til 0,80 % R_c (Fig.5.15).

5.6.10 Metylfenantren indeks 1, MPI 1, kjemisk markør (modenhets parameter)

MPI 1 verdiene er lavere enn MPR parameteren, med gjennomsnittsverdi på 0,37 %. Disse lave gjennomsnittsverdiene indikerer at prøvene fra Spekkformasjonen er termisk umodne (Fig.5.15), og det stemmer bra overens med T_{maks} verdiene fra Rock-Eval dataene.

5.6.11 Metylfenantren fordelingsfraksjon 1, MPDF (F1), kjemisk markør (modenhets parameter)

Gjennomsnittelig MPDF verdier er på 0,35 %, og disse lave verdiene indikerer at prøvene fra Spekkformasjonen er termisk umodne (Fig.5.15). Dette stemmer helt med T_{maks} verdiene fra Rock-Eval dataene.

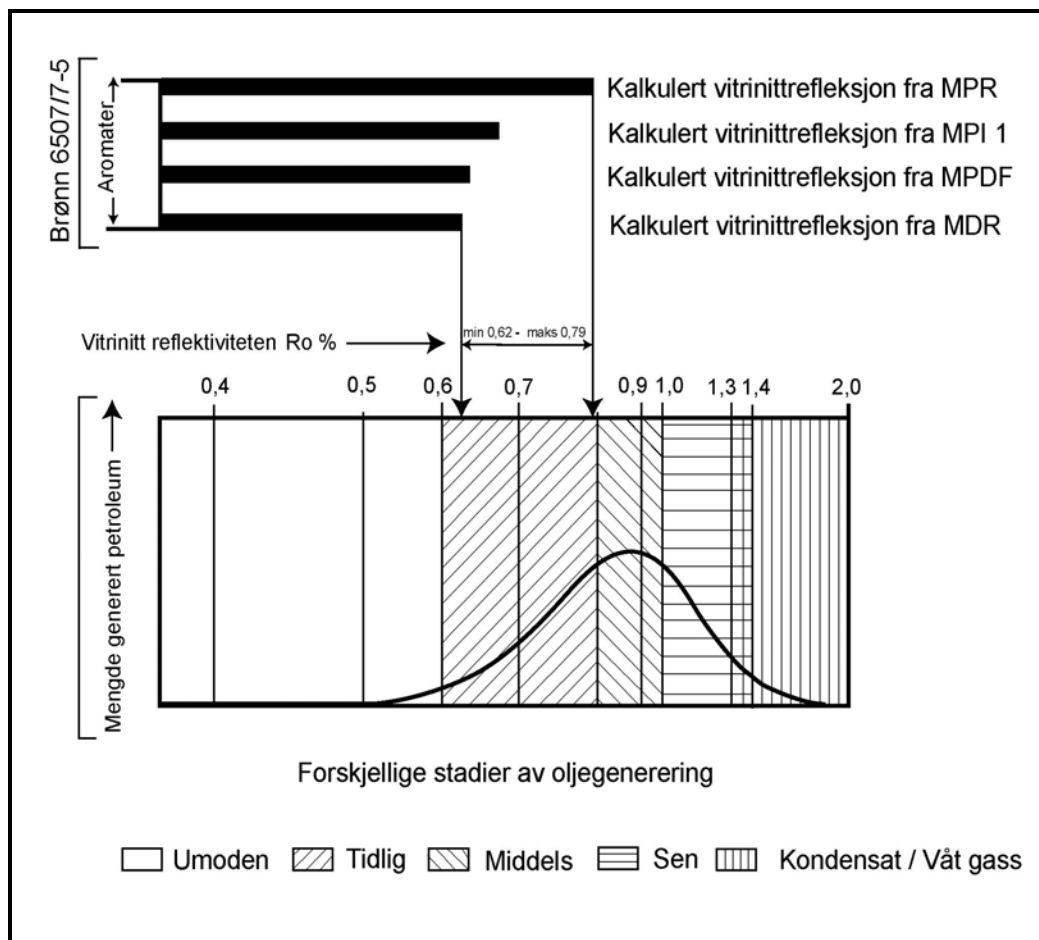
5.6.12 Metyldibenzotiofen forholdet, MDR, kjemisk markør (modenhets parameter)

MDR forholdet har en gjennomsnittsverdi på 0,72 %. Prøvene ligger i intervallet som tilsvarer 0,70 til 0,80 R_c , og disse verdiene indikerer at det organiske materialet i Spekkformasjonen er tidlig modent (Fig.5.15).

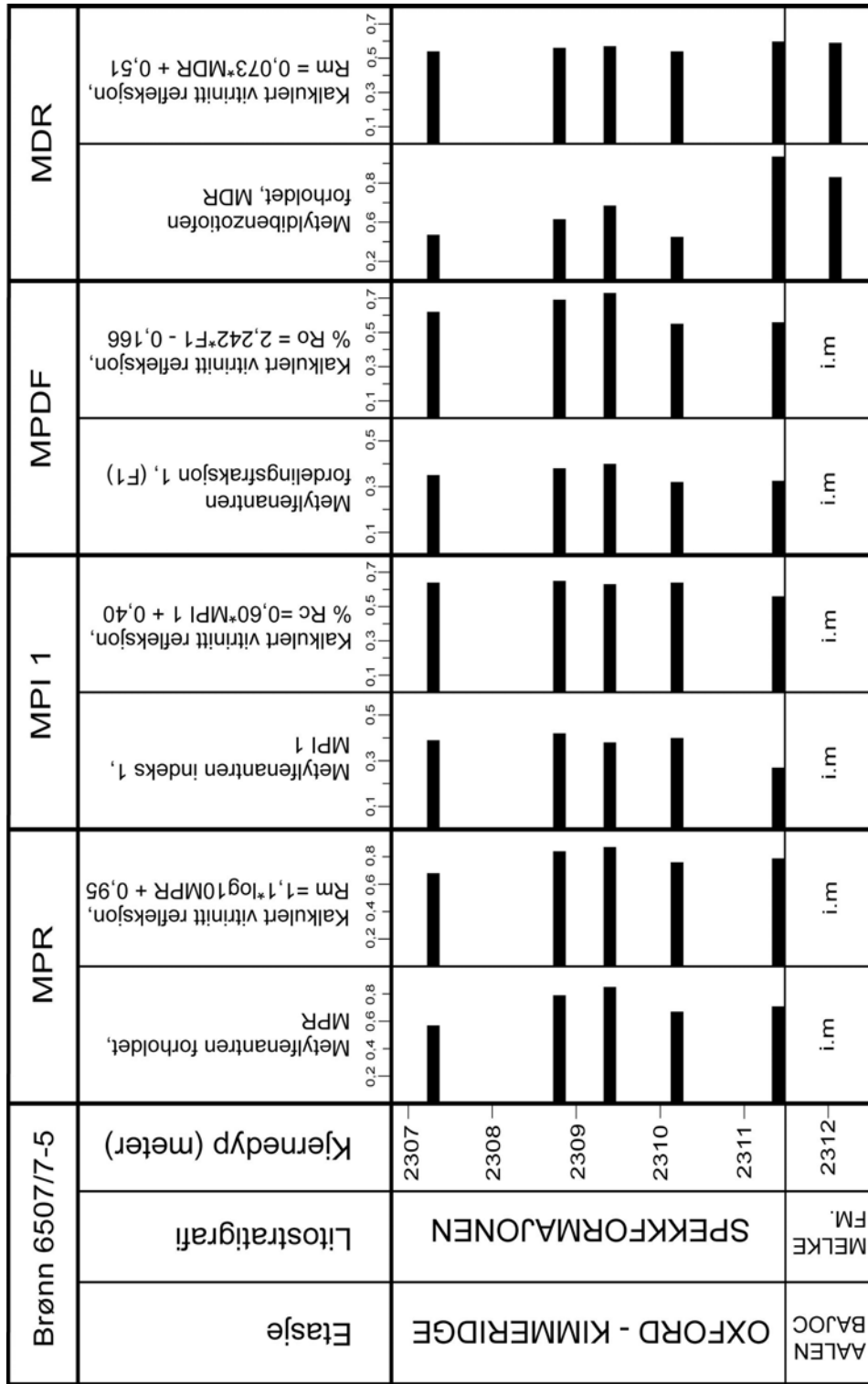
5.6.13 Kalkulert vitrinitreflektivitet, empirisk uttrykk (modenhets parameter)

En annen måte for å måle modenhet enn å anslå på paleotemperaturen i sedimentære bergarter, er å se på innkullingsgraden av annet plantemateriale. Innkullingsgraden er en fysisk og kjemisk prosess som starter umiddelbart når det organiske materialet sedimenteres. Dette betyr at innkullingsgraden i all hovedsak er bestemt av sedimentets

Begravningshistorie, kan brukes som et mål for termal påvirkning. Vitrinit som opprinnelig er fragmenter av ved (terrigent), finnes i de fleste kildebergarter. Flyktige komponenter drives ut og det faste karbonet øker i relativ mengde. Teoretisk vil dette si at R_o øker med økende termisk modning som følge av at sidekjeder spaltes av fra kerogenet, og det relative karboninnholdet i vitriniten øker. Dette vil medføre en økning i reflektiviteten. Ved å måle reflektiviteten i et refleksjonsmikroskop, vil man få et nøyaktig mål for dette som uttrykkes ved vitrinitrefleksjonskoeffisienten R_o . En annen betegnelse for målt vitrinitreflektivitet er R_m , mens R_c er et uttrykk for den kalkulert modenhet. Vitrinitreflektiviteten er kalkulert ved hjelp metylfenantren, metylfenantrenfordelingsfaktoren 1 og metyldibenzotiofen (Fig. 5.15).



Figur 5.15. Kalkulert vitrinitreflektivitet viser at modenheten for all prøvene ligger i intervallet for tidlig modne prøver. (Grunnlagdiagram modifisert etter Peters og Moldowan, 1993).



Tabell.5.5. Kalkulerte vitrinitreflektivitet fra fire forskjellige parametere. Alle prøvene fra Spekkformasjonen og en prøve fra Melkeformasjonen viser at reflektiviteten ligger i området mellom 0,62 % R_o og 0,79 % R_o (i.m = små mengder, organisk materiale ikke målbare data).

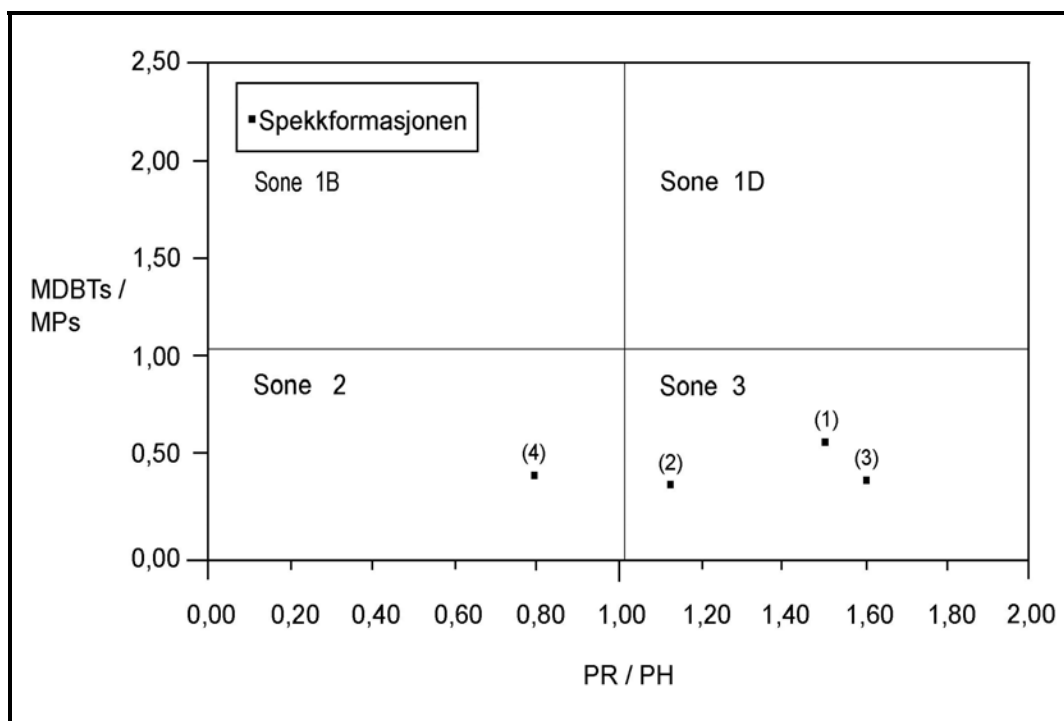
Alle prøvene fra Spekkformasjonen ble kalkulert, men fra Melkeformasjonen ble det kalkulert kun en prøve. I de øvrige prøvene var for små mengder organisk materiale, som ikke ville gi et godt målbart resultat. De molekylære parameterne som ble brukt til å kalkulere modenheten har nesten alle oppnådd likevekt ved en vitrinitreflektivitet i området mellom 0,62 % R_o og 0,79 % R_o . Dette er avhengig av hvilken definisjon på kalkulert vitrinitreflektivitet som er benyttet. Tabell 5.5 viser at de kalkulerte prøvene ligger i samme smale intervall ved tanke på oljegererering, og alle prøvene viser at de er tidlig modne. Maksimal generering skjer ved omkring 0,8 % til 1,0 % R_o . Hvis man har verdier over 1,3, vil sedimentet ha generert nesten all olje og ved videre oppvarming genererer lette oljer (kondensat) og våt gass.

Dette har ingen av prøvene oppnådd. Metoden bekrefter resultatene fra Rock-Eval pyrolyse som indikerer lav termisk modning for Spekkformasjonen, og tilsvarende modning for den ene prøven fra Melkeformasjonen (Tab.5.5).

5.6.14 MDBTs/MPs plottet mot pristan/phytan forholdet

Kryssplott av forholdet mellom metyldibenzotiofen (MDBT) og metylfenantren (MP) mot pristan/phytan forholdet (Fig.5.16) fra analyser på GC-MS og GC-FID instrumentet ble utført. Forholdet mellom disse parametrene brukes som tolkning av kildebergart facies. Sone 1B representerer lakustrint sulfatrike bergarter og marine avsetninger med varierende litologi, inklusiv marls. Sone 2 er lakustrint sulfatfattige avsetninger med varierende litologi. Sone 3 betegner marine og lakustrine avsetninger, men sone 1B reflekterer umoden marin marls. Figuren er modifisert etter Radke et al. (2001).

Det ble plottet fire prøver, alle fra Spekkformasjonen. Prøve fem på dyp 2311,40 meter plotter utenfor dette diagrammet, på grunn av sin høye pristan/phytan verdi på 2,87. Prøvene en til tre plotter alle i sone 3 området som beskriver marint og lakustrine skifere. Den siste prøven plotter i sone 2 området der avsetningen består av lakustrine sulfatfattige avsetninger, med varierende litologi. Prøvene fra MDBTs/MPs forholdet fra hele Melkeformasjonen ble ikke plottet, da det organiske materiale ikke kunne måles på grunn av for små mengder som ville gi et dårlig tolkningsgrunnlag.



Figur 5.16. Kryssplott av forholdet MDBTs/MPs fra GC-MS mot forholdet pristan/phytan i fire prøver fra Spekkformasjonen. (Grunnlagsdiagram modifisert etter Radke et al., 2001).

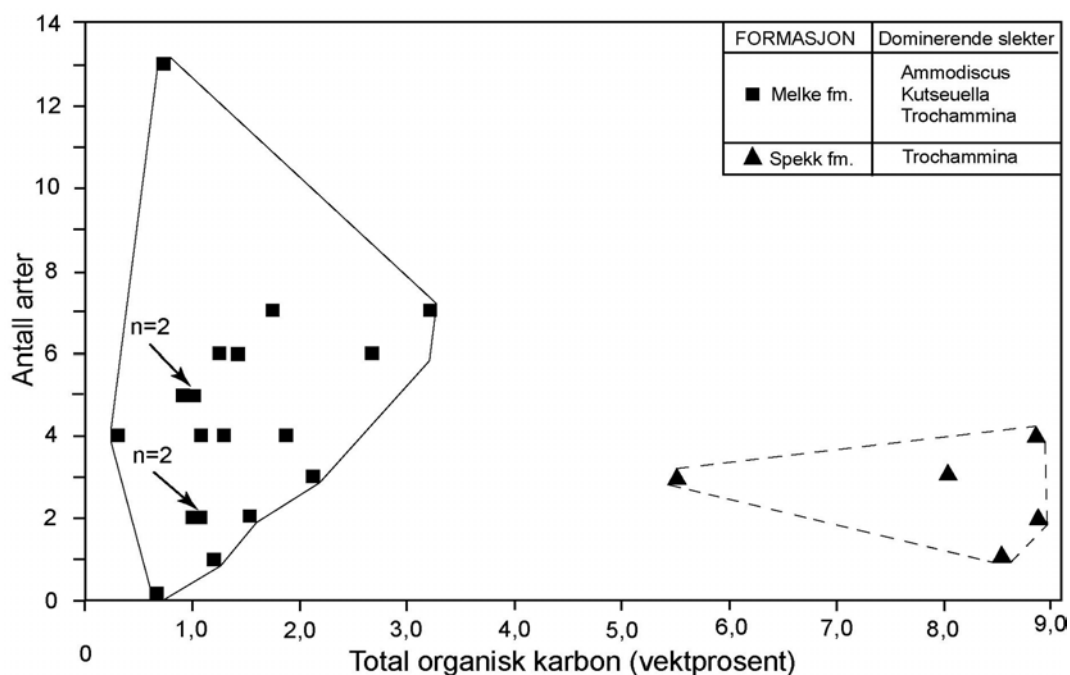
5.7 Generelt om tolkning av Midt-Norsk jura foraminiferfacies

Miljøtolkning av Midtnorsk jura foraminiferfacies er komplisert, da det er publisert få paleoøkologiske artikler fra denne regionen. I tillegg til dette kommer at sammenlikninger med resente faunaer er av liten betydning da orden Foraminiferida, fra jura til i dag har gjennomgått store utviklingsmessige forandringer. Tolkninger av jura avsetningsmiljøer ved hjelp av foraminiferer må derfor støtte seg til informasjon fra annet hold. Det kan benyttes sammenlikninger med andre jurafaunaer i den Boreale provins, hvor avsetningsmiljøet er fastslått med større grad av sikkerhet. Viktig informasjon kan også ligge i sedimentologiske og organisk geokjemiske parametere som biomarkører, TOC analyser, kerogen type og litologisk logger. Innformasjon fra paleografi, stratigrafi og diversitetsindekser spiller også viktige roller i en tolkning. Stor artsrikdom, det vil si høye Fisher-alfa verdier tyder på gunstige miljøer, mens lave verdier indikerer ugunstige eller

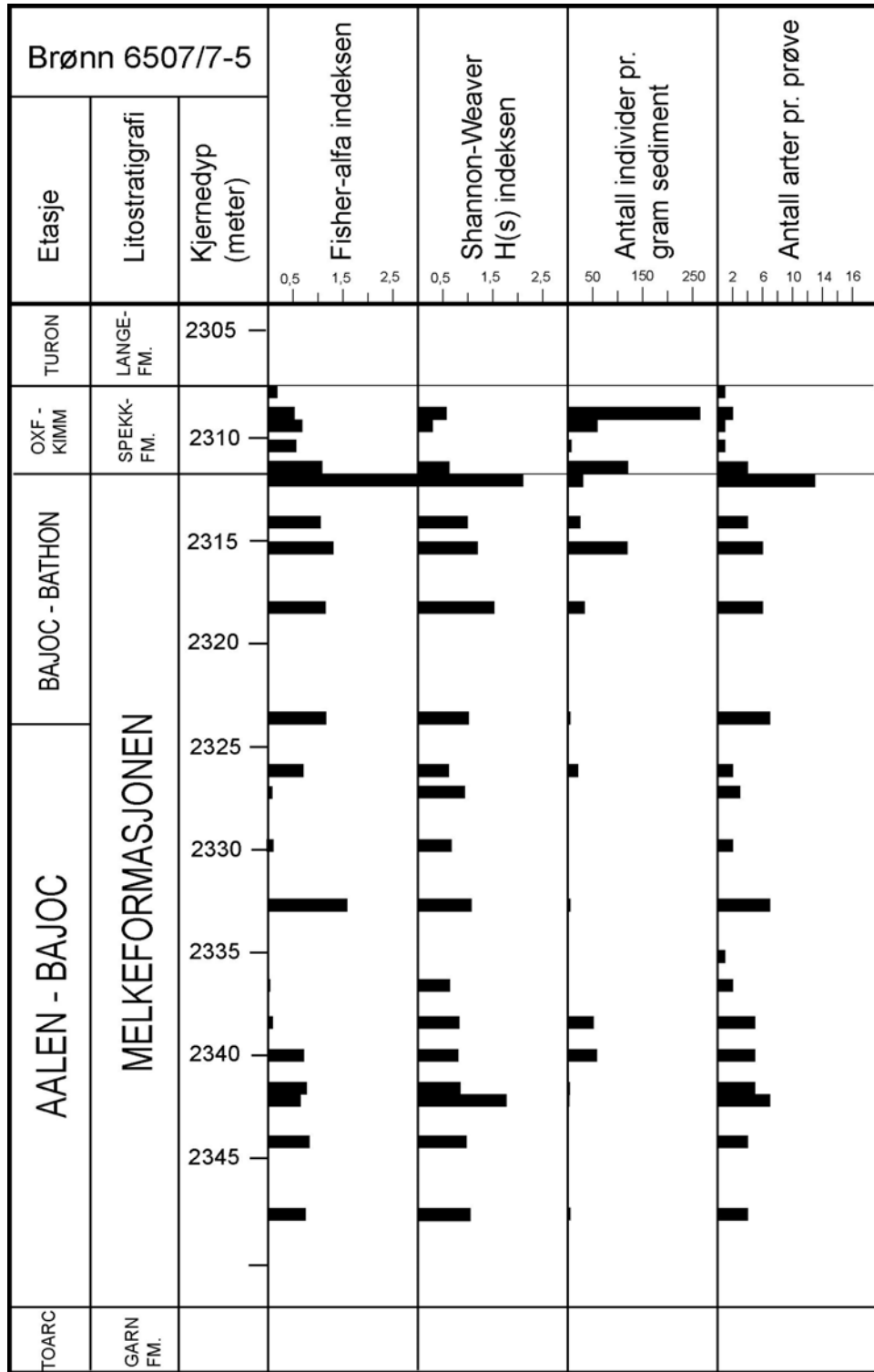
sterkt skiftende forhold (Murray, 1973). Antall individer per gram sediment gir en pekepinne om individtettheten, men denne verdien er avhengig av sedimentasjonshastigheten, og av sekundær (diagenetisk) destruksjon av foraminiferskallene. Forekomst av andre fossilgrupper (inklusive sporfossiler) sammen med foraminiferene kan gi viktig informasjon om livsmiljøet. For eksempel belemitter, amonitter, echinodermer, brachiopoder og om hvorvidt disse artene levde i områder med normalmarin salinitet (Walker og James, 1992). Radiolarer og kokkolitoporider kan på grunnlag av moderne analoger tolkes som et tegn på dypere normalmarin (oseanisk) påvirkning.

5.8 Diversitet

Tabell 5.6 viser brønnens diversitetsindekser, antall individer per gram og antall arter per prøve. Det fremgår av figuren at antall arter per prøve er lavt gjennom hele profilet. Artsantallet er størst i overgangen mellom Melke- og Spekkformasjonen som er markert med en hiatus (Statoil, 1983), hvor antallet kommer opp i 13. Antall arter har betydelig lavere gjennomsnittsverdi i den organisk rike Spekk en i Melke (Fig.5.17).

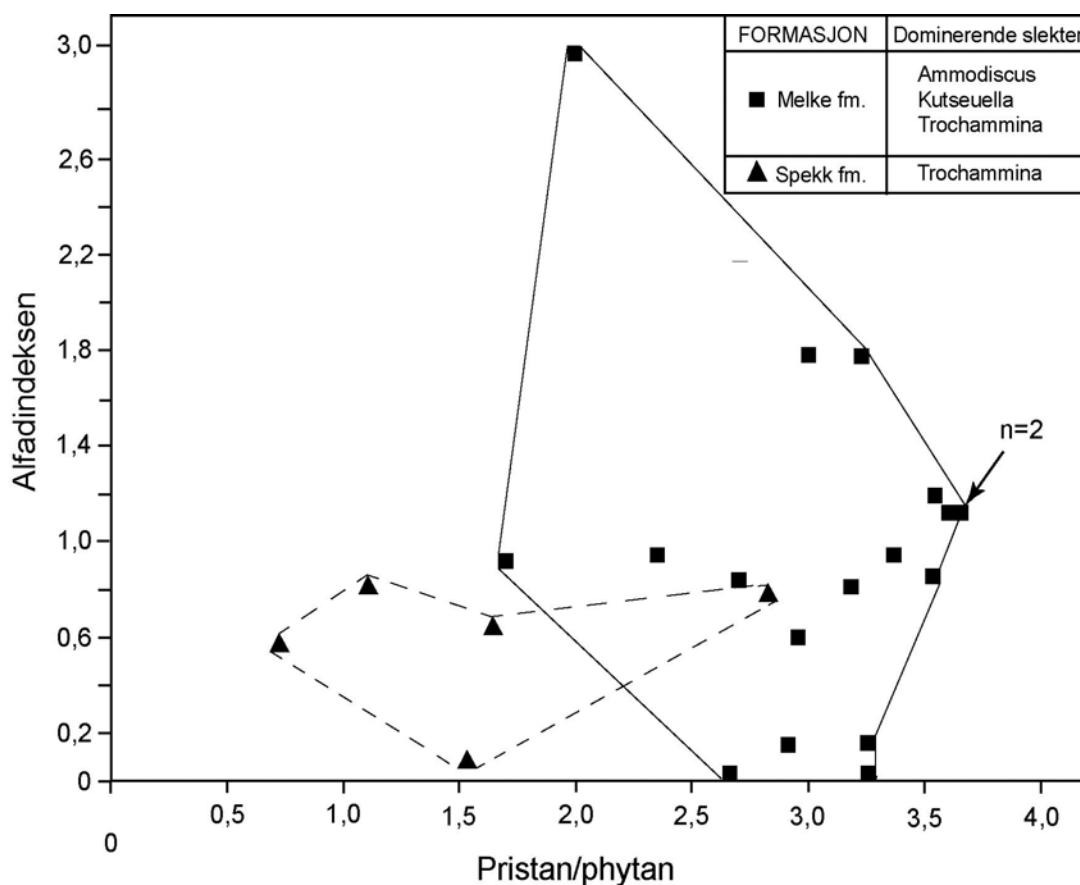


Figur 5.17. Kryssplott mellom antall arter og TOC. Antall arter er lavest i den organisk rike Spekkformasjonen, der TOC innholdet er høyest.



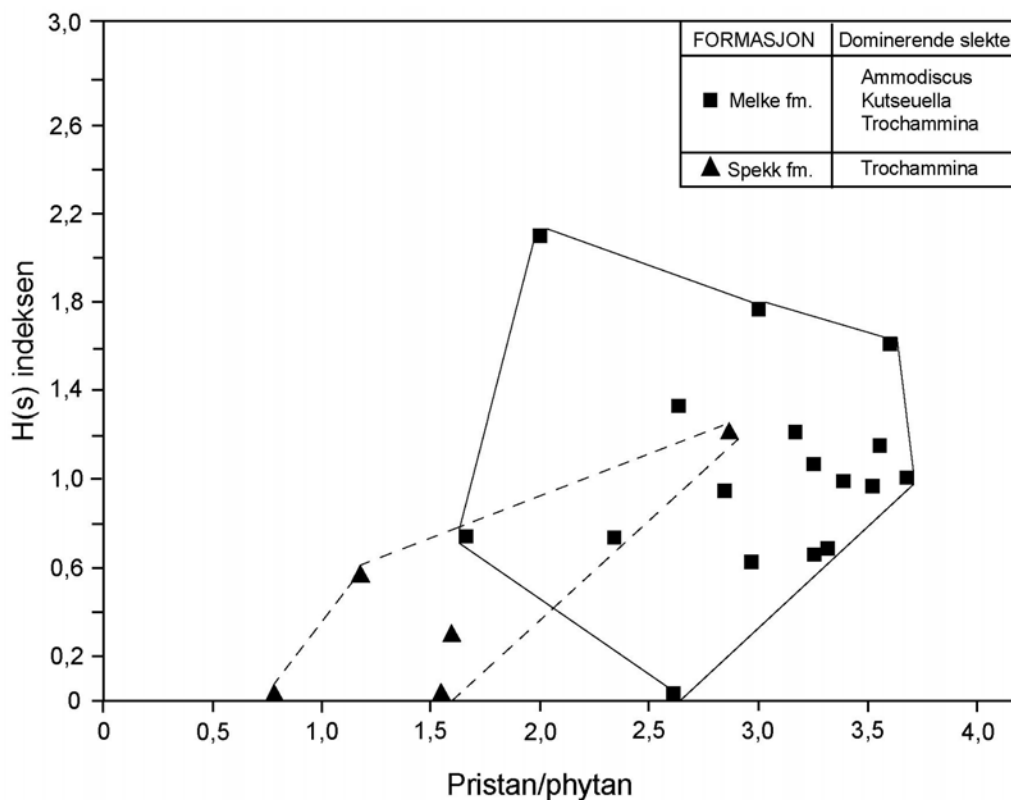
Tabell 5.6. Tabellen viser forholdet mellom de to diversitetsindeksene, antall individer per gram sediment og antall arter per prøve.

Fisher-alfa og Shannon-Weaver indeksene gir et mer avansert mål for diversitetsberegninger (Kap.4.4). I den mer siltige Melkeformasjonen har Fisher-alfa indeksen et maksimum på 3,00, ved overgangen Melke og Spekk hvor også antall arter er størst (Fig.5.18). Gjennomsnittet for hele Melke er 0,95. De lave alfa verdiene i hele formasjonen sammen med de organisk geokjemiske parametere indikerer brakke forhold under avsetningsprosessen. Nyere sammenstillinger (Nagy et al., 1995) viser at brakke vannmasser, hypoksiske miljøer og brakke laguner har en Fisher-alfa verdier på mellom 0,1 og 5. Høye diversitetsindekser i en lagrekke indikerer et gunstig normalmarint miljø (salinitet og oksygen) under avsetningsprosessen. Da vil forholdene ligge til rette for dannelse av en artsrik kalkfauna. Utfra resente undersøkelser har normalmarine miljøer en alfa verdier på mellom 5 og 19 (Nagy et al., 1995). Har man et lavt innhold av TOC og høy pristan/phytan forhold tolkes dette vanligvis som oksisk forhold under avsetning.



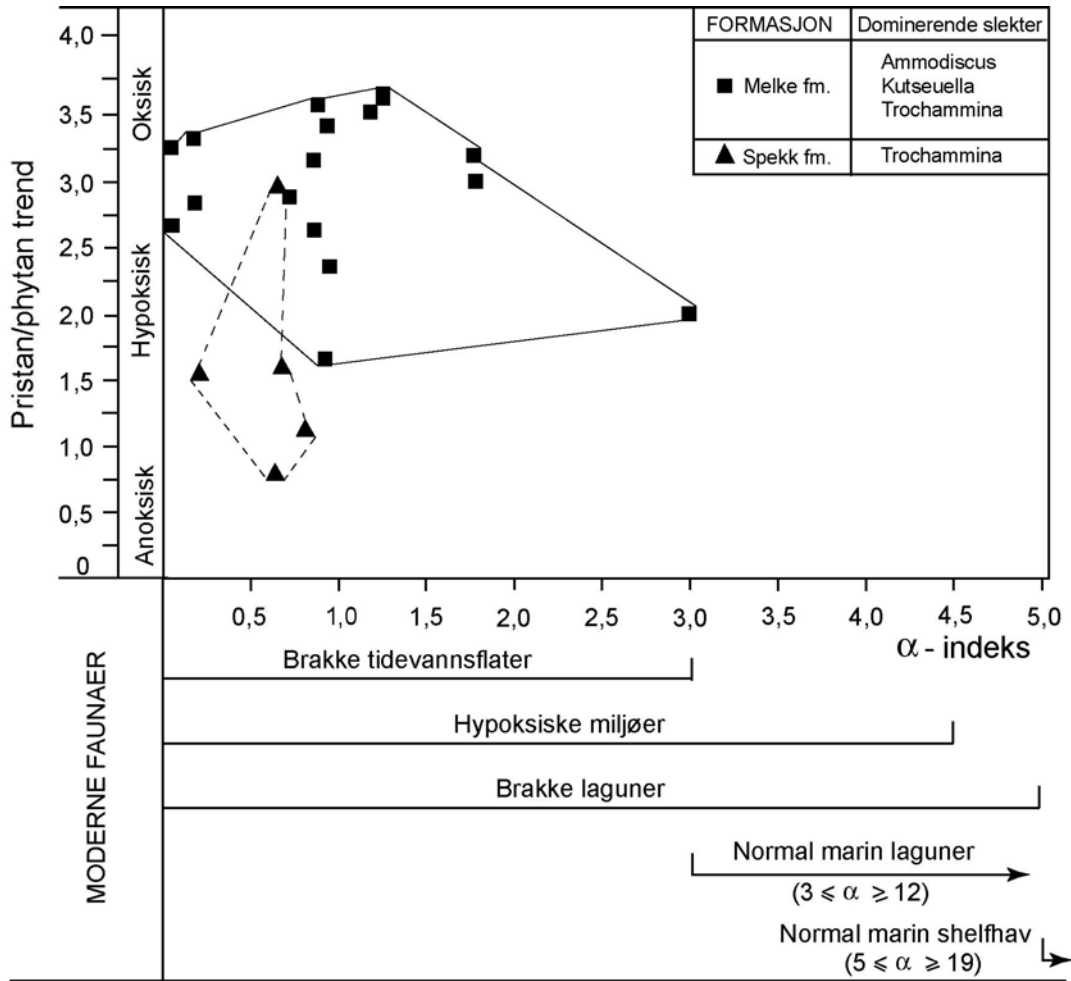
Figur 5.18 Figuren viser kryssplott mellom fisher-alfa indeksen og pristan/phytan verdier.

Den organisk rike Spekkformasjonen viser lave alfa verdi på under 0,78 (Fig. 5.25), noe som indikerer at det ikke var normalmarine bunnforhold under avsetningsprosessen. Gjennomsnitt for hele formasjonen er alfa 0,53. Shannon-Weaver indeksen viser liknende trend som antall arter og alfa. Pristan/phytan plottet mot H(s) indeksen viser at lave H(s) verdier er vanligvis assosiert med lave pristan/phytan forhold (Fig.5.19). Dette tyder på at det var redusert tilgang til oksygen som var årsaken til lav diversitet. Agglutinerte faunaer forekommer i miljøer som avviker fra det normalmarine og diversiteten viser vanligvis en invers trend i forhold TOC (Nagy et al., 1988). Har man et høyt innhold av TOC og lav pristan/phytan forhold (motsatt av Melkeformasjonen), tolkes dette vanligvis som tegn på hypoksisk (dysaerob) med eventuelt lav pH under avsetningsprosessen. Disse parametrene antas å ha begrensende effekter på de fleste foraminiferer, utenom enkelte agglutinerte slekter som har en høyere toleranse overfor slike faktorer enn kalkforaminiferene.



Figur 5.19. Figuren viser kryssplott med de to parameterne, H(s) indeksen mot pristan/phytan. Lave pristan/phytan verdier er mest assosiert med lav H(s) indeks.

Nyere sammenstillinger (Nagy et al., 1995) viser at brakke tidevannsflater, hypoksiske miljøer og brakke laguner har Fiser-alfa verdier mellom 0,1 og 5,0 (Fig.5.20).



Figur 5.20. Alfa foraminiferdiversitet i Melke- og Spekkformasjonen plottet med pristan/phytan forholdet og sammenlignet med diversitet i forskjellige moderne miljøer. Den organisk rike Spekk har lave α -verdier og plotter i feltet anoksisk til hypoksisk. Melke plotter i hypoksisk til oksisk miljø. Diversiteten i begge formasjoner tilsvarer begrensede (restricted) moderne miljøer hvor det inngår både brakke og hypoksiske faunaer. (Grunnlagstegning av moderne fauna modifisert etter Nagy et al., 1995).

5.9 Individantall

Antall individer per gram sediment gjenspeiler produktiviteten under avsetningsprosessen, men er potensielt påvirket av sedimentasjonshastigheten og oppbevaring. Høy sedimentasjonshastighet medfører en fortykning av mengden individer, og vil resultere i et lavere individantall enn ved lav sedimentasjonshastighet. Kjennskap til opptreden til de forskjellige morfologiske grupper er nyttig i forbindelse i en tolkning av miljøet.

I den organisk rike Spekkformasjonen varierer individantallet mellom 1,86 og 265 per gram sediment med maksimum ved dyp 2308,80 m (Fig. 5.24). Mulige årsaker til det høye individantallet kan være overgang til lavere sedimentasjonshastighet, som kan gi en anrikningseffekt.

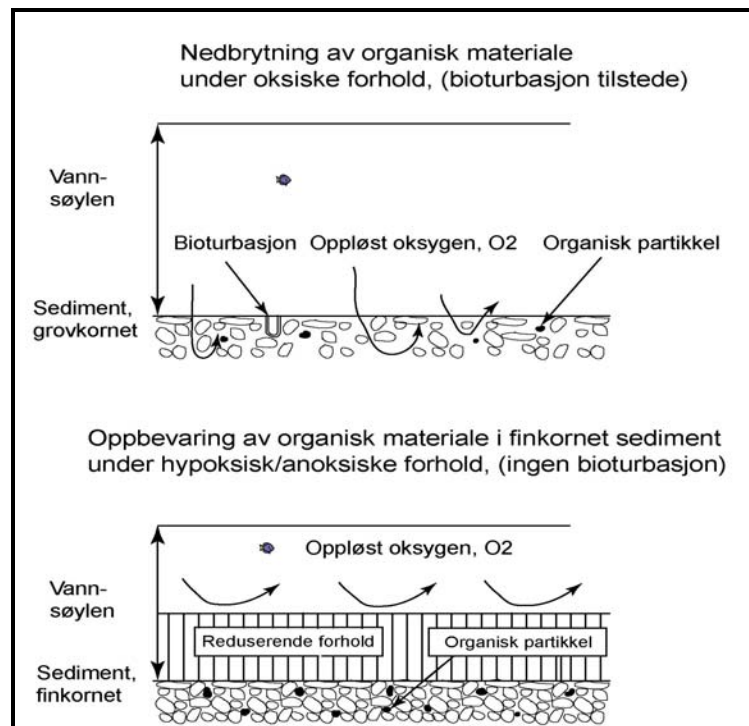
Er det høy organisk produksjon ved avsetning slik det antas for Spekkformasjonen, kan dette gi god tilgang på næring. Har man lavt oksygeninnhold i vannmassene, kan dette medføre lav diversitet og dermed mindre konkurranse. Dette stemmer godt overens med de moderne dysaerobe faunaselskaper, som er karakterisert av lav diversitet og høy produktivitet (Bernhard, 1986). Skallene til artene i disse selskapene er enten svært små eller små til middelsstore, og de er stort sett flate eller elongerte. Er sekvensen tom for foraminiferer og bioturbasjon i tillegg til lav pristan/phytan forholdet, indikerer dette anaksisk miljø under avsetning. I Spekkformasjonen består faunaen hovedsakelig av *Trochammina annae*, som er liten og flat art. Denne morfologi stemmer også med svartskifer fauna fra midtre jura til nedste kritt på Svalbard, som domineres av slektene *Trochammina* og *Haplophragmoides* (Nagy et al., 1988). I prøvene fra Svalbard er det funnet ca. 100 individer per gram sediment, i motsetning til Spekkformasjonen som har et maksimum på 265 individer per gram sediment. I den noe mer sandig/siltige Melkeformasjonen er individantallet per gram sediment generelt lavere, mens antall arter er høyere enn Spekkformasjonen (Fig 5.5). Maksimum Melke er nær toppen av formasjonen med et individantall på 119 ved nivå 2315,35m. Det er observert 13 foraminiferarter i denne prøven, som domineres av *Trochammina rushlakensis*. Bioturbasjon i store deler av formasjonen tyder på mer oksiske forhold enn Spekkformasjonen.

5.10 Assosiert fauna

I det analyserte interval er ikke funnet fossiler tilpasset normal marin salinitet som kalkforaminiferer, radiolarer, belemitter, ammonitter, ostracoder, muslinger, echinodermer, eller andre kalkutskillende fossiler. Kalkforaminiferer i jura krever normal-marine betingelser når det gjelder salinitet, og radiolarene som lever i åpne hav eller i store normalmarine basseng krever også dette. Det er derfor grunn til å anta at vannmassene her har ikke vært normalmarine når det gjelder salinitet. Se også generell diskusjon av Walker og James (1992). Sedimentene i begge formasjonene er generelt finkornet med meget høye TOC innhold i Spekkformasjonen. Disse TOC-verdier indikerer lavere enn normal marin oksygenforhold og vil utelukke organismer tilpasset normal marin miljø.

5.11 Paleooksygenforholdet

Redoksforholdene har avgjørende betydning for mengde organisk materiale som blir oppbevart (Fig.5.21).



Figur 5.21 Prinsippsskisser som viser oppbevaringspotensiale av organisk materiale under oksyderende og reduserende forhold. (Modifisert etter Tissot og Welte, 1984).

Under aerobe forhold vil det foregå stor bakterievirksomhet både i vannmassene, og i øvre deler av sedimentet (Demaison og Moore, 1980; Tissot og Welte, 1984). Aktiviteten av bentisk fauna vil vanligvis føre til varierende grad av bioturbasjon. I vannmasser med liten tilgang på oksygen vil det organiske materiale bli utsatt for mindre grad av biologisk nedbrytning, og har dermed større muligheter for å bli oppbevart. Ved oksygenkonsentrasjoner mindre enn 0,1 ml/l opphører nesten all biologisk aktivitet (Fig.5.22).

De eneste levende organismer som kan eksistere under slike forhold er anaerobe bakterier (Demaison og Moore, 1980). Har man ikke bioturbasjon i et sediment, fører dette vanligvis til laminasjon i finkornete avsetninger som lerstein og skifer. Denne type av sedimenter kan inneholde mye organisk karbon dersom tilførselen av organisk materiale er høyt, noe man kan observere i Spekkformasjonen. Velutviklet laminasjon som følge av fraværende bioturbasjon i denne formasjon står i overensstemmelse med avsetning under hypoksiske forhold.

Wignall (1994) beskriver fem viktige observasjoner vedrørende oksygenrestriksjon i sedimenter:

- En agglutinert lavdivers foraminiferfauna som nærmer seg nullgrensen mellom anaerobt og dysaerobt miljø.
- Små og flate agglutinerte taksa, da denne morfologi gir et optimalt oksygenopptak.
- Overgang fra bioturberte avsetninger, til laminerte sedimenter i nedre del av dysaerob biofacies.
- Forandring i bentiske foraminiferfauna: økende dominans av detritus spisende taksa, og en nedgang i forekomst av suspensjonsspisende taksa. Aktive mobile former, spesielt karnivorer er hemmet av lavt oksygenivå.
- Nedgang i forekomst av skallbærende taksa i andre fosilgrupper som echinodermer, bivalder og gastropoder. Det er også lite ornamentering på kalkskallene (hvis tilstedet) på grunn av vanskeligheter med karbonatutfelling.

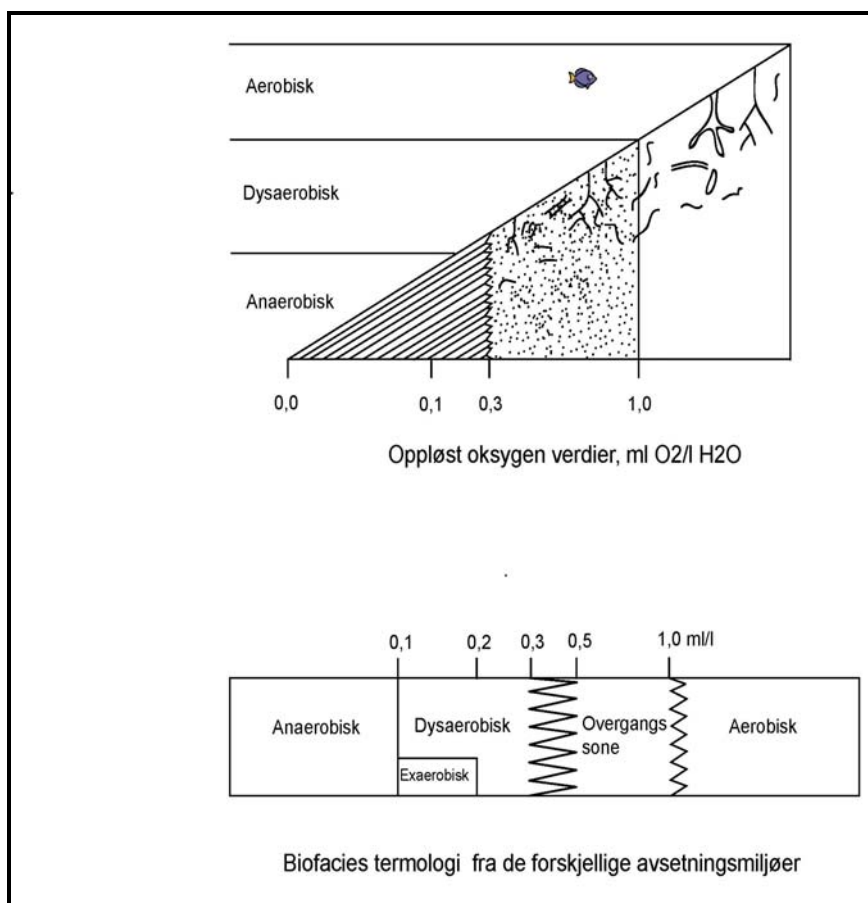


Figure 5.22 RMB (Rhoads/Morse/Byer) modellen som viser biofacies termologi basert på oksygentilgang. (Modifisert etter Rhoads et al., 1991).

5.12 Paleomiljø tolkning, en syntese

Melke består av en grå leirstein og siltstein som er typisk for hele denne formasjonen (Fig.4.1). Sandinnholdet er lavt og det er observert bioturbasjon opp til ca. 2326 meter, noe som indikerer et mer oksygenrikt avsetningsmiljø under enn over dette intervallet. Organisk geokjemiske analyser viser at de fleste prøvene har lav til middels TOC-verdier og inneholder hovedsakelig type III og IV kerogen (Fig.5.4). De lave verdiene for hele Melkeformasjonen ligger stort sett langt under 2,00 %. Unntak må her gjøres for tre prøver hvor TOC ligger over 2,00 %, og inneholder type III kerogen, men i enkelte nivåer observeres høy TOC og type II kerogen. Som nevnt tidligere type III kerogen er hovedsaklig terrestrisk derivert. Relativt innhold av terrigent innslag er større enn den

overliggende Spekkformasjonen. Høye pristan/phytan forhold, lave til middels TOC og svært lav HI verdier (Tab.5.2) indikerer oksisk avsetningsmiljø, muligens med noe grad av reduserende oksygenmengde øverst.

Kalkutskillende organismer er fraværende i hele lagrekken, diversitet er lav og faunaen består kun av Textulariina (agglutinert). Derfor kan det ikke være oksygen som har vært den avgjørende faktor. Melkeformasjonen har en sterk dominans av slekten *Ammodiscus* etterfulgt av *Kutsevella* og *Trochammina*. Liknende faunaer i jura er tidligere tolket som et tegn på at forholdene ikke har vært normalmarine men det er referert til brakke, deltapåvirkede miljøer (Løfaldli og Nagy, 1980; Nagy og Seidenkranyz, 2003). Det man står igjen er redusert salinitet som en begrensende faktor som har ført til dominans av agglutinerte former. Tilstedeværelse av kullhorisonten ved dyp 2316,20 meter er antageligvis forkullet ved som har blitt transportert inn i bassenget fra en kystsone, eller via et fluvialt system.

Spekkformasjonen er en lagpakke av organisk rik sort skifer som er parallell laminert og uten bioturbasjon. Innholdet av TOC er høyest i denne formasjon, gjennomsnitt 8,90 %. Kerogenet i Spekk er en blanding av type II og type III. Denne kerogen typen er vanlig i marine bassenger, der omdanningen har skjedd fra en blanding av fytoplankton, zooplankton. Pristan/phytan forholdet indikerer dominerende dysaerobe forhold, men ikke fullstendig anaerobe avsetningsmiljø (Fig.5.20). Dette støttes av høy HI og kerogentypene i lagrekken.

Diversitetsindeksene Fisher-alpha og Shannon-Weaver (Tab.5.6) viser generelt ekstremt lave verdier gjennom hele profilet, for både Melke- og Spekkformasjonen. Dette indikerer at det ikke har vært normalmarine bunnforhold under avsetningsprosessen. Den bentiske foraminiferfaunaen domineres helt av agglutinerte taksa, noe som også støtter at det bentiske miljø var av innskrenket (restricted) natur. Antall foraminiferer er høyest i den organisk rike Spekkformasjonen, og en art av små dimensjoner *Trochammina annae* utgjør mesteparten av den totale faunaen. Dette stemmer godt overens med moderne dysaerobe faunaselskaper, som er karakterisert av lav diversitet, høy individantall (Bernhard, 1986) og små flate foraminiferer (Govean, 1980; Douglas, 1981). Liknende forhold er også på-

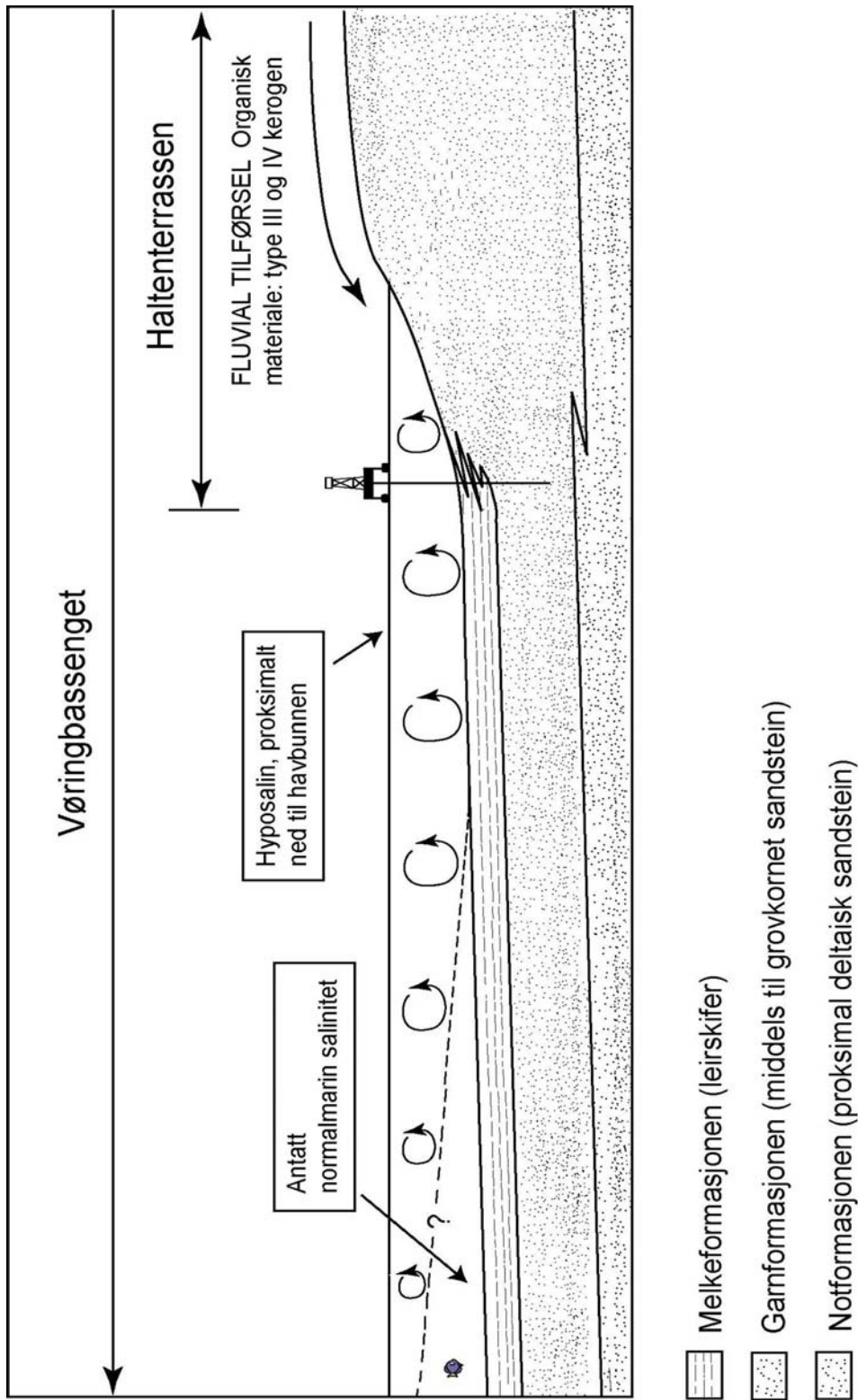
vist av Nagy et al. (1988) i faunaer fra midtre og øvre jura i svartskifer facies på Svalbard, hvor faunaen består av suborden Textulariina og domineres sterkt av *Trochammina* og *Haplophragmoides*. Disse forhold bekrefter at Spekkformasjonen ble avsatt under dysaerobe forhold. Den finkornete natur av sedimentet og dominans av type II og III kerogen indikerer en distal posisjon i forhold til den deltske tilførsel.

5.13 Paleogeografisk modell for Melke- og Spekkformasjonen

I dette kapitlet er det presentert avsetningsmodeller for Melke- og Spekkformasjonen. Ved utarbeidelse av modellene er organisk geokjemiske data kombinert med mikropaleontologi og sedimentologi. Siden den tektoniske utviklingen av området generelt har innvirkning på sedimentasjonen, er det forsøkt å trekke inn enkelte viktige strukturelementer som kan ha hatt påvirkning på sirkulasjonsmønsteret og dermed avsetningsmiljøet.

Melkeformasjonen

Tidsintervallet toarc til bathon på Haltenbanken er representert ved Ile-, Not- og Garnformasjonen, og sedimentene avsatt i grunnmarin til fluvialt regresiv viftedelta miljø (Ehrenberg et al., 1990). Forkastningsaktiviteten økte gjennom tidlig jura, og det ble dannet et nordøst-sydvest gående horst og graben relieff. Aalen, bajoc og det meste av bathon representerer en rolig periode, og sedimenter tilhørende Fangstgruppen ble avsatt (Blystad et al., 1995). I perioden nedre til midtre jura var både Trøndelagsplattformen og Haltenterrassen deler av det samme deltske til grunnmarine avsetningsområdet. Over Notformasjonen ligger Garnformasjonen som er skilt fra hverandre av en skarp erosjonskontakt. Garn kan karakteriseres som viftedelta eller prograderende forgrenede deltalober. Over den deltske sandsteinen følger Melkeformasjonen som er av bajoc til oxford alder. Melke er avsatt i deltapåvirket åpent marint miljø og de nedre deler er tidsekvivalent med Garnformasjonen. Denne tidsekvivalente interval viser en lateral interlagning (interfingering) av Garn sandstein med Melke skifer (Fig 5.22). Prøvene fra Melkeformasjonen inneholder lite organisk karbon, og kerogenet har en type III karakter. Litologien består hovedsakelig av skifer og siltstein som inneholder flere sandige oppovergrovende parasekvenser. De lave TOC verdiene og dominerende type III kerogen indikerer ventilerte forhold, og er i overensstemmelse med grunne oksiske vannmasser.



Figur 5.23. Prinsippmodell som viser Melkeformasjonen som er tolket til å være avsatt i et delta påvirket marint miljø hvor proksimal deltaisk påvirkning har ført til en gjennomgående hyposalin vannsøyle.

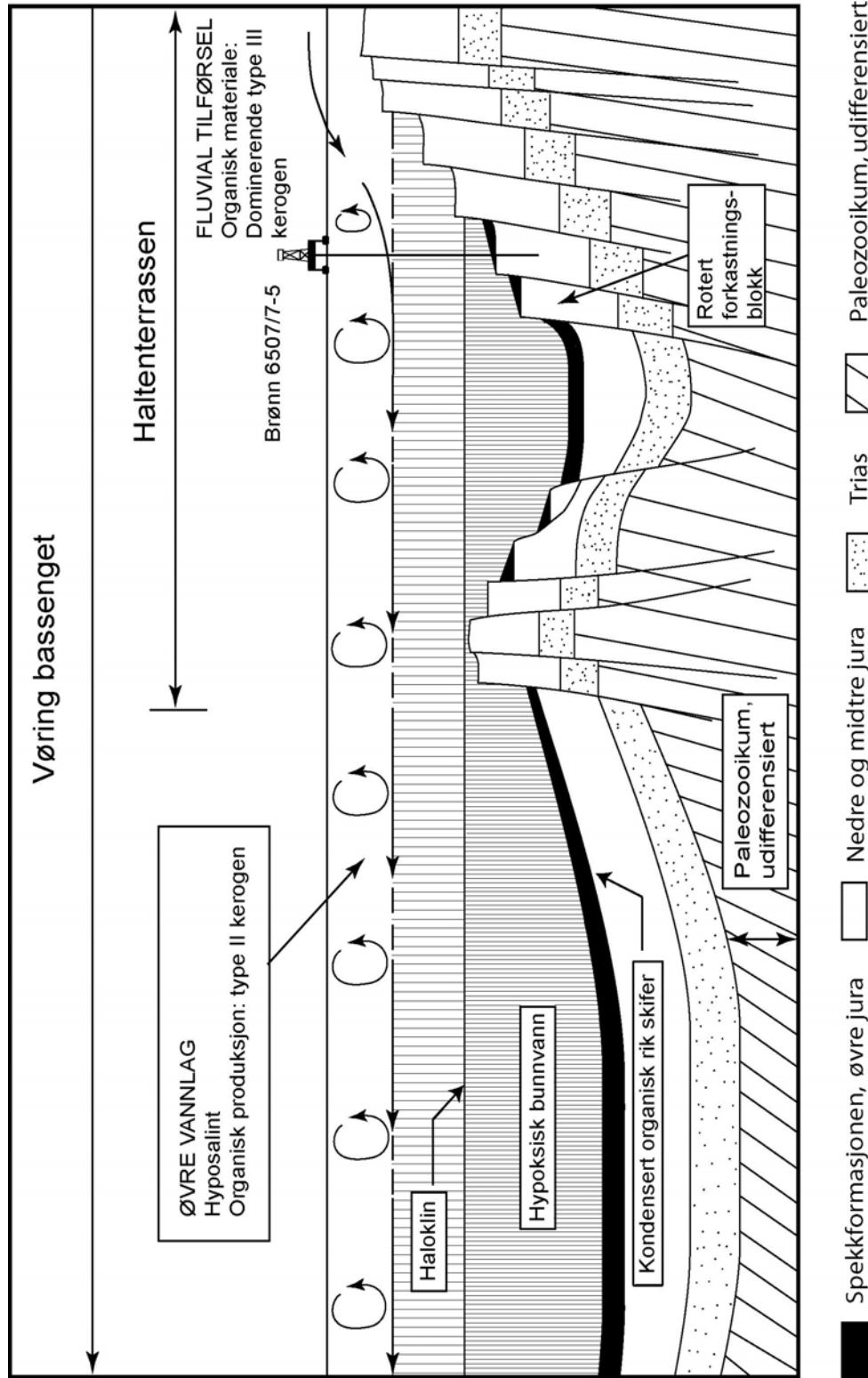
Sirkulasjon av vannmassene ned til bunnen og de sandige lag tilsier relativ liten dybde.

På grunn av en lav diversitet og agglutinert fauna kan en konkludere med at det må ha vært redusert salinitet som har nådd helt ned til den bentiske miljø. De brakke, relativt godt sirkulerte vannmasser som faunaen og TOC indikerer, står i overenstemmelse med relativt høy pristan/phytan forholdet, og verdiene til $pr/n-C_{17}$ og $ph/n-C_{18}$.

Saliniteten antas å ha vært mest redusert i den nedre delen av Melke, representert av den oppovergrovende parasekvensen som ender i inkonformiteten på dyp 2343,30 meter. Dette indikeres av ekstremt sterk dominans av *Ammodiscus*. Over inkonformiteten kommer også andre dominerende taxa i tillegg, *Kutseuella* og *Trochammina rushlakensis*. De lave TOC verdiene indikerer at bassenget var gjennomgående oksisk eller bare svakt hypoksisk, noe bioturbasjonen også tyder på. Redusert oksygentilgang har derfor ikke vært årsak for dannelse av den agglutinerte faunaen i Melke. Av dette fremgår at Melke er avsatt under mer ventilerte forhold enn den overliggende Spekkformasjonen. Melkeformasjonen er trolig avsatt mere proksimalt enn Spekkformasjonen, som indikert av den større mengden landderivert type III og IV kerogen (Fig.5.30). *Ammodiscus asper* i foraminifersamling MNJF 1 og *Kutseuella antiqua* sammen med *Ammodiscus asper*, *Ammobaculites*, *Trochammina* og *Bulbobaculites* i MNJF 2 støtter tolkningen om et distalt prodelta med redusert salinitet på grunn av fluvial tilførsel. For en nærmere diskusjon av paleo-økologiske av de sistnevnte taxa henvises til Nagy et al. (1990) og Nagy og Seidenkrantz, (2003).

Spekkformasjonen

Avsetning av organisk rike marine skifere settes ofte i sammenheng med transgresjoner (Wignall, 1994). Transgresjoner over områder med relativt høy relief har sannsynligvis en økt tendens til å utviklet bassenger med helt eller delvis stagnerende bunnforhold. Spekkformasjonen med dens generelt høye TOC-innhold tilskrives til et slikt miljø (Fig.5.24). Den representerer en periode med begrenset sirkulasjon, kombinert med tilførsel av mye organisk materiale. Laminasjonen sammen med organisk geokjemiske og mikropaleontologiske indikatorer tyder på avsetning i perioder med liten oksygentilgang. Har man oksygenrike vannmasser vil hovedmengden av det organiske materiale bli nedbrutt før avsetning, og lite organisk materiale vil dermed bli bevart i sedimentet. Som



Figur 5.24. Prinsippmodell for avsetning av den organisk rike Spekkformasjonen på Haltenterrassen. Forkastningsaktivitet har ført til dannelse av dype relativt subbassenger. Stagnerende bunnvann forklares ved salinitetbetaget stratifikasjon og høy organisk tilførsel.

nevnt før, pristan/phytan forholdet i Spekkformasjonen varierer generelt mellom 0,79 til 1,60. Dette er en videre indisium på at forholdene har vært hypoksiske.

Formasjonen mangler normalmarine indikatorer, slik som den underliggende Melkeformasjonen. Man vet ikke med sikkerhet om vannmassene nær bunnen har hatt lav salinitet, men uansett var bunnvannet hypoksiske, og saliniteten var høyere enn under avsetning av Melkeformasjonen. Dette er begrunnet ved at Spekk domineres av en blanding av type II og III kerogen, som tyder på økt normal marin påvirkning. Ut fra dette har det sannsynligvis vært en salinitetsbetiget stratifikasjon av vannmassene. Den terrigene påvirkningen er uttrykt ved store mengder av vitrinitt fragmenter som viser at en del organiske materiale er blitt transportert ut fra med ferskvann via et fluvialt system, og avsatt i dypere salint vann.

Basert på den foregående diskusjonen, kan dannelsen av Spekkformasjonen tilskrives til et basseng med begrenset sirkulasjon. Dets kontakt med åpent hav var sannsynligvis begrenset, noe som er indikert ved fravær av amonitter og belemitter. Totalt fravær av andre kalkutskillende organismer støtter antagelsen av brakke forhold. Det nord-sørgående Breimsteinsforkastningskomplekset skiller Trøndelagsplattformen fra den dypere liggende Haltenterrassen ved en rekke roterte forkastningsblokker (Ehrenberg et al., 1992). Blokkene som stakk opp som horster, kan tenkes å ha hatt begrensende innvirkning på sirkulasjonsmønsteret og bidratt til utvikling av hypoksiske bunnforhold.

Kapittel 6 - Sammendrag og konklusjon

6.1 Generelt om det undersøkte materialet

Det undersøkte materialet består av kjerneprøver fra aalen-bathon (midtre jura) og oxford-kimmeridge (øvre jura) i brønn 6507/7-5 fra Haltenbanken. Til sammen 23 prøver er analysert på mikrofossilt innhold i fraksjoner fra 90 µm til og med 500 µm. De samme 23 prøver er analysert ved hjelp metoder fra organisk geokjemi som Soxtec System HT (ekstrahering), Iatroscan TLC-FID (separeringsdeteksjon), GC-FID (separeringsdeteksjon) og GC-MS (separeringsdeteksjon). Disse organisk geokjemiske metoder er trukket inn for å styrke tolkningen, og for å gi en mer nøyaktig analyse av paleomiljøet

6.2 Fauna og paleomiljø

Foraminifaunaen i er av lav artsdiversitet i både Melke- og Spekkformasjonen. Totalt er det registrert 40 arter i dette intervallert. Faunaen består av suborden Textulariina (agglutinert), mens kalkforaminiferer er helt fraværende.

Brønnintervallet er delt inn i fire faunasamlinger basert på foraminiferarter. Samlingene har fått navn etter den dominerende arten, og er i tilfelle betegnet ved MNJF (Midt-Norsk jura foraminifersamling) og numerert 1 til 4. Samlingene er som følger:

Ammodiscus asper, MNJF 1: utstrekning fra 2347,70 meter til 2342,20 meter.

Kutsevella antiqua, MNJF 2: i intervallet fra 2342,20 meter til 2323,60 meter

Trochammina rushlakensis, MNJF 3: grensen er satt fra 2323,60 meter til 2311,40 meter

Trochammina annae, MNJF 4: nedre grense er 2311,40 meter og denne samlingen fortsetter opp resten av profilet til 2307,80 meter, til grensen nedre kritt.

Melkeformasjonen er av aalen til oxford alder, og ble avsatt i et delta-påvirket marint basseng. Som følge av fluvial tilførsel fikk havvannet redusert salinitet gjennom hele vannsøylen. Den lave saliniteten hadde en avgjørende innflytelse på sammensetningen og karakter av faunaen. I Melkeformasjonen er det ikke påvist kalkutskillende organismer verken i det bentiske eller planktonske miljø. Foraminiferdiversiteten er svært lav i hele formasjonen, og dette sammen med dominans av *Ammodiscus asper* i særlig den nedre del er styrkende indisier for det brakke miljø. Andre slekter som tolererer brakke forhold er *Kutsevella*, *Ammobaculites* og *Bulbobaculites*. Fisher-alpha og Sannon-Wiener indeksene

er alle svært lave, noe som indikerer at det ikke har vært normalmarine bunnforhold under avsetningen.

Melkeformasjonen består hovedsakelig av skifer og siltstein, med et sandig intervall i midten som er muligens en tunge fra den underliggende Garnformasjon. Innholdet av organisk karbon i skifre og siltsteiner er svært varierende gjennom Melkeformasjonen. Kerogenet består for det meste av type III og IV, og er hovedsakelig derivert fra terrigene kilder. Pristan/phytan forholdet og Pri/n-C₁₇ mot pristan/phytan parametrene, viser at det organiske materialet er karakterisert av en blanding av terrigent og lakustrint materiale. Alle analyser fra GC-MS viser entydig, at det organiske materiale i Melke er termisk umoden.

Den overliggende Spekkformasjonen ble avsatt i oxford til kimmeridge i øvre jura, i forbindelsen med en global transgresjon. Suborden Textulariina utgjør hele foraminiferfaunaen gjennom profilet. En art, *Trochammina annae* er fullstendig dominerende i denne formasjonen. Arten synes å være spesielt tolerant overfor stagnerende bunnforhold. Diversiteten er ekstermt lav, noe som indikerer et klart avvik fra normalmarine bunnforhold. Individantallet per gram sediment viser en markant økning i forhold til Melkeformasjonen. Dette kan skyldes høy organisk produksjon med god tilgang på næring, eller redusert sedimentasjonsrate. Et lavt oksygeninnhold vil gi lav diversitet, og dermed mindre konkurranse. Fravar av normal marine indikatorer som amonitter, belemitter og andre kalkutskillende organismer er i overensstemmelse lav salinitet i øvre del av vannsøylen. Men dette fravær kan også være forårsaket av dårlig kommunikasjon med åpne marine vannmasser. Fluvial tilførsel antas for å ha ført dannelsen av et brakkvannsløkk over haloklinen. Høyt innhold av vitrinitfragmenter, støtter fluvial tilførsel til havvannet.

Spekkformasjonen med et meget høyt innhold av organisk materiale består av mørk laminert skifer, som indikerer avsetning i et lavenergetisk miljø under hypoksiske betingelser. Skiferen inneholder type II kerogen, sammen med relativt lave pristan/phytan forhold som er videre indisier på at avsetningen har foregått under hypoksiske, men ikke anaksiske bunnforhold. Pristan/phytan forholdet varierer mellom 0,79 til 1,60, og disse

verdiene tyder på skiftende redoksbetingelser. Det organiske materiale er termisk umodent, som er i samsvar med Rock-Eval pyrolysen og kalkulerte vitrinitt verdier.

Kombinasjonen av mikropalentologiske og organisk geokjemiske analyseteknikker har vist seg å være svært anvendelig for å tolke paleomiljøet, samt karakterisering og kvantifisering av organisk materiale i Melke- og Spekkformasjonen. Ved å bruke organisk- geokjemiske analysemetoder, har man lyktes å bestemme det organiske materiale med hensyn på type materiale, kerogen, modning og facies på en nøyaktig måte. Dette kombinert med foraminiferfaunaene, har gitt et grunnlag for mer nøyaktige paleomiljø tolkninger.

6.3 Oppsummering av momenter som skulle belyses i oppgaven

1. Grad av terrigen påvirkning generelt i Melke- og Spekkformasjonen

Det er påvist marint og terrigent kerogen i den organisk rike Spekkformasjonen med dominans av type II kerogen. Melkeformasjonen er dominert av type III (terrigen) og type IV (inert) kerogen. Graden av terrigen påvirkning i form av fluvial tilførsel (ferskvann og organisk materiale), har vært klart større i Melke enn i Spekk.

2. Innfluks av marint organisk materiale

Spekkformasjonen inneholder hovedsakelig type II marin kerogen og type III, mens Melkeformasjonen viser fravær av type II kerogen. Ekstremt høy TOC i Spekk tyder på høy marin produktivitet men verdiene påvirkes også av graden av terrigen klastisk influks.

3. Effekt av oppløst oksygen generelt i formasjonene

Pristan/phytan forholdet i Spekkformasjonen, som har relativt lave verdier, indikerer et delvis reduserende (hypoksisk) avsetningsmiljø. Forholdet i Melkeformasjonen ligger høyere enn 2, for alle prøveintervallene. Dette tas som indikasjon på mer oksisk bunnvannsforhold, enn i den overliggende Spekkformasjonen.

4. Tolkning av sandlag

Det sandige intervallet i midten av Melkeformasjonen antas å være en tunge av Garnformasjonen som er tilført som distalt deltaisk avsetning. Dette kan ses tydelig på den litologiske loggen fra formasjonene, med vekslende skifer og sandlag.

5. pH, kalkforaminiferer og andre kalkdannende fossiler

Melke- og Spekkformasjonen inneholder bare agglutinerte foraminiferer. Dette ser ut å ha sammenheng med to faktorer. For det første medfører stor tilførsel av organisk materiale at det frigjøres mer CO₂ under dekomponeringen og pH senkes. Dette gjelder særlig for Spekkformasjonen (8,03 % TOC). I Melkeformasjonen er verdiene lavere (1,42 % TOC), slik at TOC-innholdet er neppe en begrensende faktor. Den andre faktoren, tilførsel av ferskvann fra et fluvialt system, regnes som avgjørende i Melke hvor brakkvannet nådd helt ned til havbunnen.

6. Påvisning av hiatus i formasjonene

Der er i Melkeformasjonen påvist to inkonformiteter. Inkonformiteten på dyp ca. 2343,50 og 2324,50 meter er vanskelig å definere fordi oppløsningen foraminiferer gir er for grov. Den biologiske evolusjonen der arter dør ut og nye arter oppstår har ikke godt for langsomt. God oppløsning for å definere denne hiatusen, ville det vært ønskelig med tettere prøver. Inkonformiteten på grensen Melke- og Spekkformasjonen kan man med sikkerhet påvise ved en hiatus som omfatter hele callov ca. 5 millioner år.

7. Korrelasjon mellom foraminiferer og organisk geokjemiparametere

Kombinasjon av kvantitativ foraminiferanalyse og organisk geokjemiske analyser har vist seg å være svært anvendelig. Et mer omfattende prøvemateriale vill gi større nøyaktighet og mer informasjon om type organisk materiale, modenhet, dannelsesforholdene og avsetningsmiljø av organisk materiale.

Kapittel 7 - Systematisk paleontologi

7.1 Generelt om artsbestemmelse av foraminiferer

I det foreliggende materiale er det totalt funnet 40 foraminiferarter som tilhører suborden Textulariina. I den følgende gjennomgåelse er den taksonomiske inndelingen (i familier og slekter) gjort på grunnlag av Loeblich og Tappan (1988). Synonymlistene for artene er ikke komplette, men inneholder originalbeskrivelsen og de publikasjoner som har vist seg sentrale for identifikasjon av de enkelte arter. Innen hver familie er slektene ordnet i alfabetisk rekkefølge. Videre er artene innen de enkelte slekter ordnet på tilsvarende måte.

I noen av prøvene var foraminiferene vanskelig å bestemme på grunn av dårlig oppbevaring. Der det ikke var mulig å foreta en fullstendig bestemmelse ned til artsnivå, ble eksemplarene satt i åpen nomenklatur i form av aff., sp. og sp.1 (2, osv). Slechtsnavn etter fulgt av aff., og artsnavn betegner en art eller underart som står nær den angitte arten. Slechtsnavn etterfulgt av sp.1 (2, osv) betegner en entydig definerbar art som skiller seg klart fra nærstående arter beskrevet i litteraturen. Slechtsnavn etterfulgt av sp. (uten nummer) betegner eksemplarer med morfologi for diffus for nærmere definisjon.

7.2 Artsregister

<i>Ammobaculites borealis</i>	148
<i>Ammobaculites lapidosus</i>	148
<i>Ammobaculites</i> sp.....	149
<i>Ammodiscus</i> aff. <i>asper</i>	144
<i>Ammodiscus asper</i>	144
<i>Ammodiscus cheradospirus</i>	144
<i>Ammodiscus limitatus</i>	145
<i>Ammodiscus psendoinfinus</i>	145
<i>Bulbobaculites vermicules</i>	151
<i>Bulbobaculites</i> sp.....	151
<i>Calyptamina</i> aff. <i>praegyroidiniformis</i>	154
<i>Evolutiuello sheleiferi</i>	148
<i>Glomospira otoica</i>	146
<i>Glomospira</i> sp. 1.....	146
<i>Glomospirella semiaffixa</i>	146
<i>Kutsevela antique</i>	149
<i>Kutsevela instabile</i>	149
<i>Kutsevela memorabilis</i>	149
<i>Kutsevela</i> sp.....	150
<i>Pseudobolivina</i> aff. <i>acutata</i>	156
<i>Recurvoides praeobskiensis</i>	150
<i>Recurvoides scherkalyensis</i>	150
<i>Recurvoides</i> sp.....	151
<i>Reophax</i> aff. <i>suevica</i>	147
<i>Reophax metensis</i>	147
<i>Reophax</i> sp.....	147
<i>Rhizammina</i> sp. 1.....	143
<i>Riyadhella sibirica</i>	155
<i>Saccamina ianis</i>	143

Textularia aff. areoplecta.....	152
Trochammina aff. gryci.....	152
Trochammina aff. misinotri.....	153
Trochammina aff. septentrionalis.....	153
Trochammina aff. squamatoformis.....	153
Trochammina annae.....	152
Trochammina rushlakensis.....	154
Trochammina sablei.....	154
Trochammina sp.....	155
Verneulinoides aff. kirilliane.....	156
Verneulinoides sp.1.....	156

7.3 Beskrivelse av foraminiferartene

Orden **FORAMINIFERIDA** Eichwald, 1830

Underorden TEXTULARIINA Delage og Herouard, 1896

Overfamilie ASTROHIZACEA Brady, 1881

Familie BATHYSIPHONIDAE Avnimelech, 1952

Underfamilie RHABDAMMINAE Brady, 1884

Slekt *Rhizammina* Brady, 1879

Rhizammina sp. 1

Plansje 1, figur 1-3

Bemerkninger: Skallet er rørformet og består av et enkelt tubulært kammer, som er bøyd men uten forgreining. Veggene består av finkornet materiale. De fleste individene er brukket i biter. Lengden på bruddstykkene er varierende.

Opptreden: Arten opptreter i Melkeformasjonen kun på dyp 2312,10 m og utgjør 4,7 % av den total fauna.

Familie SACCAMMINIDAE Brady, 1884

Underfamilie SACCAMMININAE Brady, 1884

Slekt *Saccamina* Carpenter, 1869

Saccamina inanis Gerke og Sosipatrova, 1961

Plansje 1, figur 4-5

Saccamina inanis GERKE og SOSIPATROVA i GERKE, 1961, s. 91, pl. 4, fig. 4-6.

Bemerkninger: Skallveggen består av tettpakket og meget fin siltkorn. Skallet er kule til dråpeformet og består av et enkelt stort kammer. Aperturen sitter på toppen av en kort hals.

Opptreden: Arten opptreter i Melkeformasjonen på dyp 2341,60 m og 2344,20 m og utgjør 1,1 % til 1,5 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Nedre til øvre lias, Kiterbyut clay (Gerke og Sosipatrova, 1961).

Overfamilie AMMODISCACEA Reuss, 1862

Familie AMMODISCIDAE Reuss, 1862

Underfamilie AMMODISCINAE Reuss, 1862

Slekt *Ammodiscus* Reuss, 1862

Ammodiscus aff. asper (Terquem, 1863)

Plansje 1, figur 6

aff. *Involutina asper* TERQUEM 1863, s. 431 (221), pl. 10, fig. 21a-b.

Bemerkninger: Arten har store likheter med *Ammodiscus asper*, men man bruker betegnelsen *Ammodiscus aff. asper* på grunn av diagenetisk deformert og noe uklar plan-spiral kveiling. Skallet er grovkornet og oppbevaringen er relativt dårlig.

Opptreden: Arten opptrer i Melkeformasjonen på dyp 2318,25 m og utgjør 15 % av den totale fauna.

Ammodiscus asper (Terquem, 1863)

Plansje 1, figur 7-8

Involutina aspera TERQUEM 1863, s. 431 (221), pl. 10, fig. 21a-b.

Ammodiscus incertus BARTENSTEIN og BRAND 1937, s. 130, pl. 3, fig. 5a-c; pl. 5, fig. 5a-b, bare.

Ammodiscus asper BARNARD 1950a, s.351, tekst fig. 1a, i, ii. – – LØFALDLI og NAGY 1980, s. 75, pl. 1, fig. 6-7.

Ammodiscus asper EXTON 1979, s. 3, pl. 4, fig. 2.

Bemerkninger: Arten har store likheter med *Ammodiscus limitatus* og *Ammodiscus pseudoinfirmus* men er større og mer grovkornet enn disse. Skallet er stort og skiveformet, rundt til ovalt i omriss. Veggen er grovt agglutinert og har velsortert korn med lite sement. Oppbevaringen er relativt dårlig.

Opptreden: Arten befinner seg i nedre del av Melkeformasjonen, på dyp 2327,20 m og fra 2340,00 m til 2347,70 m. Dn utgjør 14 % til 63 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Nedre jura i Drakeformasjonen, Nordlige Nordsjøen i Statfjord området (Nagy og Johansen, 1991).

Ammodiscus cheradospirus Loeblich og Tappan, 1950

Plansje 1, figur 9-11

Ammodiscus cheradospirus LOEBLICH og TAPPAN 1950, s. 6, pl. 1. fig. 1-2. – – LØFALDI og NAGY,

1980, s.75, pl.1, fig. 1-3.

Bemerkninger: Skallet er diskoidalt med globolær proloculus og den er planspiral kveilet. Veggen er fin til middels kornet, tynnere og smalere kammervegger i forhold til *Ammodiscus limitatus*.

Opptreden: Arten befinner seg i overgangen og Melke- og Spekkformasjonen på dyp 2312,10 m og utgjør 26 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Øvre jura, callov, på Svalbard (Løfaldi og Nagy, 1980).

Ammodiscus limitatus (Terquem, 1864)

Plansje 1, figur 12-14

Involutina limitata TERQUEM, 1864, s. 433, pl. 10, fig. 24a og b.

Ammodiscus limitatus (TERQUEM) – – LØFALDI og NAGY, 1980, pl. 1. fig. 8-10.

Bemerkninger: Skallet er planspiralt kveilet med brede vindinger. Overflaten er finkornet. Oppbevaringen er dårlig og de fleste eksemplarene er brukket i stykker.

Opptreden: Arten opptrer i brønnen på dypene 2315,25 m, 2318,25 m, 2323,60 m og 2347,70 m. Dn utgjør 1,1 % til 15 % av den totale fauna. Alle individene befinner seg i Melkeformasjonen.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Tidlig jura på Svalbard (Løfaldi og Nagy, 1980).

Ammodiscus pseudoinfimus Gerke og Sossipatrova, 1990

Plansje1, figure 15-17

Ammodiscus pseudoinfimus GERKE og SOSSIPATROVA i SHAROVSKAYA 1961, BYLYNNIKOVA et al., 1990, s 25, pl. 1, fig 4 og 9.

Bemerkninger: Arten har store likheter med *Ammodiscus limitatus* men er smalere. Skallet består av finkornet materiale og oppbevaringen i prøven er preget av deformasjoner og bruddstykker.

Opptreden: Arten opptrer i den nedre delen av Melkeformasjonen på dyp 2326,15 m, 2332,70 m til 2340,00 m og 2342,20 m til 2347,70 m. De utgjør 0,6 til 100 % av den totale faunaen i de gitte prøvene.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Vest-Sibir (Bulynnikova et al., 1990).

Underfamilie AMMOVERTELLININAE Saidova, 1981

Slekt *Glomospira* Rzehak, 1885

Glomospira otorica (Romanova, 1972)

Plansje 1, figure 18-20

Glomospirella otorica Romanova i DAIN, 1972, pl. 1, fig. 7,8.

Glomospira otorica (Romanova) – – BULYNNIKOVA et al., 1990, s. 13, pl. 3, fig. 7.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 16 % av den totale faunaen.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Nedre kimmeridge i Vest-Sibir (Bulynnikova et al., 1990).

Glomospira sp.1

Plansje 1, figur 21-23

Bemerkninger: Individet består av et langt oppkveilet rør, med jevn diameter. Røret er oppkveilet i flere plan, og aperturen dannes av den åpne enden av skallet.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2318,25 m og utgjør 3,4 % av den totale fauna.

Slekt ***Glomospirella*** Plummer, 1945

Glomospirella semiaffixa Sharovskaya, 1968

Plansje2, figur 1-2

Glomospirella semiaffixa SHAROVSKAYA, 1968. – – SHAROVSKAYA i LUTOVA, 1981, pl. 1, fig. 6.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2332,70 m og 2341,60 m til 2342,20 m og utgjør 2,2 % til 43 % av faunaen.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Callov til Oxford i midtre del av Sibir (Sharovskaya, 1968; Lutova, 1981).

Overfamilie HORMOSINACEA Haeckel, 1894

Familie HORMOSINIDAE Haeckel, 1894

Underfamilie REOPHACINAE Cushman, 1910

Slekt ***Reophax*** de Montfort, 1808

Reophax aff. suevica Franke, 1936

Plansje 2, figur 3-5

aff. *Reophax suevica* FRANKE, 1936, s. 19, pl. 1, fig. 19. – – TAPPAN, 1955, s. 37, pl. 7, fig. 10. – –
NAGY og JOHANSEN, 1991, s. 20, pl. 2, fig. 6-9.

Bemerkninger: *Reophax aff. suevica* har store likhetstrekk med *Reophax suevica*, men den har færre kammere.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 3,5 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: *Reophax suevica* finnes i toarc i nordlige delen av Nordsjøen (Nagy og Johansen, 1991).

Reophax metensis Franke, 1936

Plansje 2, figur 6

Reophax metensis FRANKE, 1936, s. 19, pl. 1 fig. 17 a og b. – – NAGY og JOHANSEN, 1989, s. 19, pl 1, fig. 22-2.

Bemerkninger: Skallet består av grovkornet materiale. Individene er dårlig oppbevart, flatklemte og brukket. Det er kun det ene kammeret som er synelig og det har en sirkulær appeturåpning på halsen.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2338,40 m og 2342,20 m og utgjør 7,1 % til 8,4 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Sen sinemur til tidlig bathon med størst oppblomstring i plienschbach-toarc. Arten er registrert i Arctic Slope of Alaska, Canadian Arctic Archipelago, England, Frankrike, Tyskland og i den nordlige delen av Nordsjøen (Nagy og Johansen, 1989).

Reophax sp.

Plansje 2, figur 7-8

Opptreden: Individene opptrer på dyp 2338,40 m og utgjør 2,8 % av den totale fauna.

Overfamilie LITUOLACEA de Blainville, 1827

Familie HAPLOPHRAGMOIDIDAE Maync, 1952

Slekt *Evolutionella* Myatlyuk, 1971

Evolutionella schleiferi (Sharovskaya, 1966)

Plansje 2, figur 9-11

Haplophragmoides (?) schleiferi SHAROVSKAYA, 1966. – – NAGY og BASOV, 1998, pl. 3, fig. 3-4.

Bemerkninger: Veggen er av finkornet overflate, og skallet er evolutt. Arten har mange kamre og en glatt periferi.

Opptreden: Arten opptrer i prøve 2309,40 m og utgjør 3,9 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Arten definerer *Calyptamina praegyroidini* og *Recurvoides obskiensis* sonene i mitre og øvre volg på Spitsbergen der arten opptrer i volg og ryazan (Nagy og Basov, 1998).

LITUOLIDAE de Blainville, 1827

Underfamilie AMMOMARGINULININAE Podobina, 1978

Slekt *Ammobaculites* Cushman, 1910

Ammobaculites borealis Gerke, 1990

Plansje 2, figur 12

Ammobaculites borealis GERKE. – – BULYNNIKOVA et al., 1990, s. 59, pl. 20, fig. 5.

Bemerkninger: Veggen består av fint agglutinert materiale. Skallet er planspiral etterfulgt med to større elongerte kamre. Individene er forholdsvis godt oppbevart.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2323,60 m, 2332,70 m og 2340,00 m og utgjør 0,6 % til 2,2 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Opptrer i callov i Vest-Sibir (Bulynnikova et al., 1990).

Ammobaculites lapidosus Gerke og Scharovskaya, 1958

Plansje 2, figure 13-15

Ammobaculites lapidosus GERKE og SCHAROVSKAYA i SCHAROVSKAYA, 1958, pl. 1, fig. 6.

AZBEL og GRIGYALIS, 1991, pl. 24, fig 6.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2314,10 m og 2315,35 m og utgjør 21,4 % til 58,7 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Bajoc i Nord-Sibir (Gerke og Scharovskaya, 1958).

***Ammobaculites* sp.**

Plansje 2, figur 16

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2318,25 m, 2323,60 m og 2332,70 m og utgjør 1,43 % til 13,6 % av den totale fauna.

Slekt ***Kutsevelia*** Dain, 1978

Kutsevelia antiqua Yakovleva, 1984

Plansje 2, figur 17-19

Kutsevelia antiqua YAKOVLEVA, 1984, s. 81, pl. 1, fig. 3. – – AZBEL og GRIGYALIS, 1991, pl. 24, fig. 3.

Bemerkningert: Skallet består av 8 kamre og har hel periferi. Kamrene består av rette strålende suturer.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2329,80 m, 2332,70 m, 2338,40 m og 2340,00 m og utgjør 11 % til 79 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Sen bajoc-bathon i Pechorabassenget (Yakovleva, 1984).

Kutsevelia instabile Yakovleva, 1980

Plansje 2, figur 20-22

Kutsevelia instabile YAKOVLEVA, 1980, pl. 7, 10-11. – – NAGY og BASOV, 1998, pl. 4, fig. 1-5.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2323,60 m og utgjør 3,6 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Pechorabassenget og Kolguyev Island i bathon til midtre callov avsetningene (Yakovleva, 1980). På Spitsbergen er arten funnet i nedre del av Agardhfjell formasjonen i øvre bathon til callov (Nagy og Basov, 1988).

Kutsevelia memorabilis Scharovskaya, 1958

Plansje 2, figure 23-24

Haplophragmoides (?) *memorabilis* SCHAROVSKAYA, 1958, s. 85, pl. 1, fig. 3-5. *Kutsevelia memorabilis* (Scharovskaya), BULYNNIKOVA et al., 1990, s. 71, pl. 12, fig. 1.

Bemerkninger: Skallet er grovkornet med rette suturer og åpen umbilicus. Består av 7 kamre i siste vinding.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2327,20 m og fra 2340,00 m til 2347,70 m og utgjør 5,1 % til 43 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Syd-Sibir i bajoc-bathon og nedre callov (Scharovskaya, 1958).

***Kutsevela* sp.**

Plansje 2, figur 25-27

Opptreden: Individene opptrer på dyp 2314,10 m til 2318,25 m og utgjør 11 % til 64 % av den totale fauna.

Overfamilie HAPLOPHRAGMIACEA Eimer & Fickert, 1899

Familie AMMOSPHAEROIDINIDAE Cushman, 1927

Underfamilie RECURVOIDINAE Alekseychik-Mitskevich, 1973

Slekt *Recurvoides* Earland, 1934

***Recurvoides preobskiensis* Dain og Bulynnikova, 1990**

Plansje 2, figur 28-30

Recurvoides preobskensis DAIN og BULYNNIKOVA i BULYNNIKOVA et al., 1990, s. 28 og 30, pl. 9, fig. 2-6, pl. 72, fig. 7-9 og pl. 107, fig. 4.

Bemerkninger: Veggene er finkornet og skallet består av 13 - 14 kamre, meget svakt lobat.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2309,40 m og 2311,40 m og utgjør 2,6 % til 2,9 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Vest-Sibir og Sentral-Sibir i midtre til sen volg (Bulynnikova et al., 1990).

***Recurvoides scherkalyensis* Levina, 1962**

Plansje 2, figure 31-33

Recurvoides scherkalyensis LEVINA, 1962, s. 83-85, pl. 1, fig. 1, 2, 4, 6-9. – – PUTRJA, 1967, pl. 51, pl. 7, fig. 1-4. DAIN, 1972, pl. 9, fig. 8 og pl. 10, fig. 1. – – AZBELI og GRIGYALIS, 1991, pl. 25, fig. 5a, b. – – NAGY og BASOV, 1998, s. 240, pl. 5, fig. 1-5.

Bemerkninger: Både *Recurvoides scherkalyensis* og *Recurvoides disputabilis* varianten er til stede. I tidlig oxford, danner disse varianter en netverk (plexus) av nært beslektede former inkludert *Recurvooides disputabilis* først beskrevet av Dain (1972). Netverket er grundig beskrevet fra Agardhfjell formasjonen på Spitsbergen (Nagy og Basov, 1998).

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 19 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: *Recurvoides scherkalyensis* (sensu stricto) er godt kjent fra Sibir i tidlig callov til nedre oxford, men total range i tidlig callov til midtre oxford (Levina, 1962, Dain, 1972 og Azbel og Grigyalis, 1991). Arten er registrert i callov i sørlige del av Barentshavet, i Pechorabassenget (Basov et al., 1989), i callov og oxford på Kong Karls Land (Løfaldi og Nagy, 1980). På Spitsbergen er *Recurvoides scherkalyensis* sonen i tidlig oxford til nedre kimmeridge (Nagy og Basov, 1998) mens *Recurvoides disputabilis* opptrer i tidlig oxford i Vest-Sibir (Dain, 1972).

***Recurvoides* sp.**

Plansje 3, figur 1

Opptreden: Individene opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 2 % av den totale fauna.

Slekt ***Bulbobaculites*** Maync, 1952

Bulbobaculites vermiculus Nagy og Seidenkrantz, 2003

Plansje 3, figur 2-4

Bulbobaculites vermiculus NAGY og SEIDENKRANTZ, 2003, s. 38, pl. 5, fig. 1-21.

Bemerkninger: *Bulbobaculites vermiculus* har likheter med *Bulbobaculites oviloculus* (Nagy og Johansen, 1991).

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2315,35 m og utgjør 16 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Toarc i den nordlige Nordsjø (Nagy og Johansen, 1991).

***Bulbobaculites* sp.**

Plansje 3, figur 5

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2314,10 m og utgjør 9,9 % av den totale fauna.

Overfamilie TEXTULARIACEA Ehrenberg, 1838

Familie TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838

Underfamilie Textulariinae Ehrenberg, 1838

Slekt *Textularia* Defrance, 1824

Textularia* aff. *areoplecta Tappan, 1955

Plansje 3, figure 6-8

aff. *Textularia areoplecta* TAPPA, 1955, s. 47, pl. 13, fig. 13-16.

Bemerkninger: Individene er biseriale, finkornet agglutinerte, med et stort sistekammer.

Aperturen er en buformet åpning ved basis av siste kammer.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 1,6 % av den totale fauna.

Overfamilie TROCHAMMINACEA Schwager, 1877

Familie TROCHAMMINIDAE Schwager, 1877

Underfamilie Trochammininae Schwager, 1877

Slekt *Trochammina* Parker og Jones, 1859

Trochammina annae Levina, 1972

Plansje 3, figur 9-11

Trochammina annae LEVINA i DAIN, 1972, s. 92, pl. 26, fig. 1-4 og pl. 29, fig. 10. – BULYNNIKOVA et al., 1990, s. 90, pl. 34, fig. 3-5 og 10-12.

Bemerkninger: Skallet er trocospiral der den dorsale siden er konveks og ventrale siden viser umbilicus. Periferien er rundet, svakt lobat. Består av 6 (eventuelt 7) kamre i siste vinding med fint agglutinert veggmateriale.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2307,80 m til 2311,40 m og utgjør 74 % til 100 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Fra øvre volg i Vest-Sibir (Bulynnikova et al., 1990).

Trochammina* aff. *gryci Tappan, 1955

Plansje 3, figur 12

aff. *Trochammina gryci* TAPPAN, 1955, s. 50, pl. 14, fig. 12-14. – – BROUWER, 1969, s. 26, pl. 1, fig. 24, 25.

Bemerkninger: Eksemplarene ligner *Trochammina gryci*. Skallet er høy trocospiral der den dorsale siden er konveks og ventrale siden viser umbilicus. Periferien er rundet. Kamrene er subglobulære med distinkte suturer med et glatt utseende, som er bøyd noe bakover. Består av 7 kamre i siste vinding med fint agglutinert veggmateriale.

Opptreden: Individet opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 0,4 % av den totale fauna.

Trochammina aff. misinovi Levina, 1972

Plansje 3, figur 13

aff. *Trochammina misinovi* LEVINA i DAIN, 1972, s. 93, pl. 27, fig. 1-4; pl. 29, fig. 13.

Bemerkning: *Trochammina aff. misinovi* har likheter med *Trochammina misinovi* (Dain, 1972). Navnet er ikke satt fullt ut på grunn av relativt dårlig oppbevaring, sterkt presset.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2311,40 m og utgjør 5,2 % av den totale fauna.

Trochammina aff. septentrionalis Sharovskaja, 1961

Plansje 3, figure 14-15

aff. *Trochammina septentrionalis* SHAROVSKAJA, 1961. – – BULYNNIKOVA et al., 1990, s. 89, pl. 33, fig. 10 og pl. 34, fig. 1.

Bemerkninger: Eksemplarene står morfologisk nær *Trochammina septentrionalis*. Skallet er trocospiral der den dorsale siden er konveks og ventrale siden viser umbilicus. Omrisset er stjerneformet med 9 kamre i siste vinding og de er store av størrelse. Kamrene er tett plassert, de er små med en svak oval form. Kamrene er mindre spisse enn *Trochammina septentrionalis*. Veggmaterialet er fint agglutinert.

Opptreden: Individet opptrer på dyp 2308,80 m og utgjør 26 % av den totale fauna.

Trochammina aff. squamataformis Kaptarenko og Chernousova, 1956

Plansje 3, figur 16

aff. *Trochammina squamataformis* KAPTARENKO og CHERNOUSOVA, 1956, s. 51, pl. 8, fig. 1-2. – – LØFALDI og NAGY, 1980, s. 79, pl. 4, fig. 5-6.

Bemerkninger: *Trochammina aff. squamataformis* har likheter med *Trochammina squamataformis*. Skallet er trocospiral der den dorsale siden er konveks og ventrale siden viser umbilicus. Periferien er rundet. Kamrene er subglobulære med distinkte suturer som

er litt bøyet bakover, 6-7 kamre i siste vinding. Veggmaterialet er fint agglutinert.

Opptreden utenom Haltenbanken: Arten opptrer på dyp 2327,20 m og 2342,20 m og utgjør 16 % til 40 % av den totale fauna.

Calyptamina aff. praegyroidiniformis (Bystrova og Kossitskaja, 1984)

Plansje 3, figur 17

aff. *Trochammina praegyroidiniformis* BYSTROVA og KOSSITSKAJA i BYSTROVA, 1984, s. 67, pl. 1, fig. 5-6.

Trochammina aff. abrupta GEROCH. – – NAGY et al., 1990, s. 994, pl. 4, fig. 23-27.

Bemerkninger: *Calyptamina aff. praegyroidiniformis* har likheter med *Trochammina praegyroidiniformis* (Nagy og Basov, 1998). Navnet er ikke satt fullt ut på grunn av økning i den konvekse siden og på grunn av relativt dårlig oppbevaring.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 1,6 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: *Calyptamina praegyroidiniformis* opptrer i ryazan og nedre valangin i Pechora bassenget (Nagy og Basov, 1998). Arten definerer *Calyptamina praegyroidiniformis* sone (midtre volg til ryazan) på Spitsbergen (Nagy og Basov, 1998).

Trochammina rushlakensis Wall, 1960

Plansje 3, figur 18-20

Trochammina rushlakensis WALL, 1960, s. 61, pl. 8, fig. 13-17.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2314,10 m til 2326,15 m, 2329,80 m til 2332,70 m og 2338,40 m og utgjør 5,1 % til 71 %, 61 % til 70 % og 9 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Øvre jura, callov til nedre oxford, nedre Vanguard formasjonen, i green shale (Wall, 1960).

Trochammina sablei Tappan, 1955

Plansje 3, figur 21-22

Trochammina sablei TAPPAN, 1955, s. 50, pl. 14, fig. 6-9. – – BROUWER, 1969, s. 26, pl. 1, fig. 26, 27.

Bemerkninger: Skallet er trocospiral der den dorsale siden er konveks og ventrale siden viser umbilicus. Periferien er rundet. Kamrene er subglobulære med distinkte suturer som er bøyd noe bakover. Veggmaterialet er fint agglutinert, individene er små.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 6,3 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Nedre jura, øvre lias, nedre toarc i nedre del av Kinakformasjonen, Alaska (Tappan, 1955).

***Trochammia* sp.**

Plansje 3, figur 23-25

Opptreden: Individene opptrer på dyp 2311,40 m til 2312,10 m, 2336,60 m og 2341,60 m til 2342,20 m og utgjør 9,3 % til 11 %, 67 % og 11 % til 19 % av den totale fauna.

Overfamilie VERNEUILINACEA

Familie PROLIXOPLECTIDAE Loeblich og Tappan, 1985

Slekt *Riyadhella* Redmond, 1965

***Riyadhella sibirica* (Mjatliuk, 1939)**

Plansje 3, figure 26-28

Verneuilina sibirica MJATLIUK, 1939, s. 232, pl. 1, fig. 9a, b.

Riyadhella sibirica (MJATLIUK). – – YAKOULEVA, 1973, pl. 6, fig. 8a, b, c; 9,10. – – BASOV et al., 1989, tekstfig. 2, fig. 13. – – AZBEL og GRIGYALIS, 1991, pl. 24, fig. 5.

Bemerkninger: Skallet er høy trochospiral og den er stor av størrelse. Består av 4 til 5 kamre i siste vinding med fint agglutinert veggmateriale. Denne arten er identisk med *Verneulinoides* sp. 2 i Morris og Coleman (1989).

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2323,60 m og utgjør 2,9 % av den totale fauna.

Utbredelse utenon Haltenbanken: Mitre bathon til midtre callov i den norlige delen av Nordsjøen (Morris & Coleman, 1989). Sen bajoc-bathon i Sibir og bathon i Barentshavet, Spitsbergen og artiske områdene (Yakovleva, 1973; Basov et al., 1989).

Familie VERNEUILINIDAE Cushman, 1911

Underfamilie VERNEULINIDINAE Suleymanov, 1973

Slekt *Verneulinoides* Loeblich og Tappan, 1949

***Verneulinoides* aff. *kirilliane* Nagy og Johansen, 1991**

Plansje 3, figur 29-30

aff. *Verneulinoides* sp. 1 WALL, 1983, pl. 1, fig. 22, 23.aff. *Verneulinoides* sp. 1 COPESTAKE og JOHNSEN, 1989, S. 164, pl. 6.2.1, fig. 15, 21.aff. *Verneulinoides subvitreus* NAGY og JOHANSEN, 1991, s. 24, pl. 4, fig. 20-28.

Bemerkninger: *Verneulinoides* aff. *subvitreus* skiller seg fra *Verneulinoides subvitreus* ved noe mer firkantede kammer, ingen økt kammerstørrelse i siste vinding, noe bredere og minere av størrelse.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2315,35 m, 2323,60 m og 2332,70 m og utgjør 0,56 % til 10,7 % av den totale fauna.

Utbredelse utenom Haltenbanken: Toarc i nordlige Nordsjøen (Nagy og Johansen, 1991) og østlige delen av Sverdrupbassenget (Wall, 1983).

***Verneulinoides* sp. 1**

Plansje 3, figur 31-33

Bemerkelser: Skallet er grovkornet agglutinert noe uregelmessig vekst, lang slank og triserial. Små kamre som vokser til større globulære kamre og distinkte suturer.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 7,1 % av den totale fauna.

Slekt *Pseudobolivina* Wiesner, 1931***Pseudobolivina acutata* Komissarenko, 1986**

Plansje 3, figur 34

aff. *Pseudobolivina acutata* Komissarenko. – – Bulynnikova et al., 1990, s. 81, pl.28. fig. 9-11.

Beskrivelse: Veggen er fint agglutinert materiale, lang og slank. Individet er forholdsvis godt oppbevart.

Opptreden: Arten opptrer på dyp 2312,10 m og utgjør 1,2 % av den totale fauna.

REFERANSELISTE

AZBEL, A.J. and GRIGYALIS, A.A., 1991. Practical advisory in the micropaleontology of the SSSR. Vol. 5. Mesozoic foraminifera. Vsesoyuznyy Nauchno-issledovateskiy Geologorazvedochnyy Institut (VNIGRI), 1-375. (Russisk).

BARNARD, T., 1950a. Foraminifera from the Lower Lias of the Dorset Coast. Geol. Soc. London, Quart. Jour., 105(3): 347-391.

BARTENSTEIN, H. und BRAND, E., 1937. Micropalaeontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwest-deutschen Lias und Doggers: Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, 439: 1-224.

BASOV, V.A., VASILENKO, L.V., SOKOLOV, A.R. and YAKOVLEVA, S.P., 1989. Zonal subdivision of marine Mesozoic deposits of the Barents Basin. In: Stage and zonal scales of the Boreal Mesozoic SSSR. Trudy, Instituta Geologii Geofiziki Sibirskoe Otdelenie, Akedemiya Nauk SSSR, 722: 60-74. (Russisk).

BJØRLYKKE, K., 2001. Lærebok i sedimentologi og petroleumsgologi. Gyldendal Yrkesopplæring, 9 – 232.

BERNHARD, J.H., 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic rich deposits: Jurassic through Holocene. Journal of Foraminiferal Research, vol: 16(3): 207-215

BLYSTAD, P., BREKKE, H., FÆRSETH, R.B., LARSEN, B., SKOGSEID, J. and TØRUDBAKKEN, B., 1995. Structural elements of the Norwegian continental shelf, Part II. The Norwegian Sea Region. NPD Bulletin, 8: The Norwegian Petroleum Directorate, Stavanger, Norway.

BORDENAVE, M.L., 1993. Applied Petroleum Geochemistry. Éditions Technip, Paris, 1-524.

- BROUWER, J., 1969. Foraminiferal assemblages from the Lias of North-Western Europe. *Verhandelingen der Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Afd. Natuurkunde*, 1(25): 1-48.
- BUGGE, T., KNARUD, R. and Mørk, A., 1984. Bedrock geology on the Mid- Norwegian Continental Shelf. In: Spencer, A.M, Johnsen, S.O., Moerk, A., Nysaether, E., Songstad, P and Spinnanger, A. (red.), *Petroleum geology of the North European Margin*. Norwegian Petroleum Society, 271-284.
- BUKOVICES, C., CARTIER, E.G., SHAW, N.D and ZIEGLER, P.A., 1984. Structure and development of the Mid-Norway Continental Margin. In: Spencer et al., (red.), *Petroleum Geology of the North European Margin*, 407-423.
- BULYNNIKOVA, S.P., KOMISSARENKO, V.K., BELOUSOVA, N.A., BOGOMJAKOVA, E.D., RYLKOVA, G.E. and TYLKINA, K.E., 1990. Atlas of mollusca and foraminifera from Upper Jurassic and Neocomian marine deposits of the Western Siberian oil bearing area. Vol. 2. Foraminifera. *Sibirskiy Nauchno-issledovatel'skiy Institut Geologii, Geofiziki I Mineralnoho Syrya (SNIIGGIMS)*, 1-359. (Russisk)
- BUZAS, M.A. and GIBSON, T.G., 1969. Species diversity; Benthic Foraminifera in Western North Atlantic. *Science*, 163: 72-75.
- BYSTROVA, V.V., 1984. New foraminiferal species from Lower Cretaceous deposits of northern European parts of the Soviet Union. In: *Microfauna of oil bearing areas of the USSR*. Vseoyuznyy Ordena Trudovogo Krasnogo Znameni Neftyanoy Nauchno-issledovatel'skiy Geologo-razvedochnyy Institut (VNIGRI), 563.12: 66-73. (Russisk).
- COHEN, M.J. and DUNN, M.E., 1987. The hydrocarbon habitat of the Haltenbanken-Trænabanken area offshore Mid-Norway. In: Brooks, J and Glennie, K. (red.), *Petroleum Geology of North West Europe*. London: Graham and Trotman, 1091-1104.

CONNAN, J. and CASSOU, A.M., 1980. Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation levels. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V. 44, 1-23.

CORNFORD, C., NEEDHAM, C.E.J and DE WALQUE, L., 1986. Geochemical habitat of North Sea oils. In: Spenser, A.M. (red.), *Habitat of Hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf. Proceedings of an International Conference.* London: Graham and Trotman, 39-54.

COPESTAKE, P. and JOHNSON, B., 1989. The Hettangian to Toarcian (Lower Jurassic). In: Jenkins, D.G. and Murray, J.W., (red.), *Stratigraphical atlas of fossil foraminifera.* London: Ellis Horwood Ltd., 129-188.

DAIN, L.G., 1972. Foraminifera of Upper Jurassic deposits of western Sibiria. *Trudy, Vsesoyuznogo Neftyanogo Nauchno-issledovatel'skogo Geologorazvedochnogo Instituta (VNIGRI)*, 317: 1-272 (Russisk).

DALLAND, A., WORSLEY, D. and OFSTAD, K., 1988. A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid and northern Norway. *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, 4: 1-65.

DAMAISON, O.R. and MOORE, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 64: 1179-1209.

DORÉ, A.G., 1991. The structural foundation and evolution and Mesozoic seaways between Europe and the Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 87: 441-492.

DREYER, T., 1992. Significance of tidal cyclicity for modelling of reservoir heterogeneity's in the lower Jurassic Tilje Formation, Mid-Norway Shelf. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 72, 159-170.

DUGLAS, R.G., 1981. Paleocology of continental margin basins: A modern case history from the borderland of southern California. In: Douglas, R.G., Colburn, I.P. and Gorsline, D.S., (red.), Depositional System of Active Continental Margins Basins: Short Course Notes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Tulsa, 121-156.

DURAND, B., 1980. Kerogen, insoluble organic matter from sedimentary rock. Editions Techniq. Paris, 1-514.

EHRENBERG, S.N., 1990. Relationship between diagenesis and reservoir quality in sandstones of the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norwegian Continental Shelf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74: 1538-1558.

EHRENBERG, S.N., GJERSTAD, H.M. and HADLER-JACOBSEN, F., 1992. Smørbukk Field- A gas condensate fault trap in the Haltenbanken Province, offshore Mid-Norway. In: (red.) Halbouty, M.T. (red), Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1978- 1988. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 54: 323-348.

EHRENBERG, S.N., 1993. Preservation of anomalously high porosity in the deeply buried sandstones by grain coating chlorite. Exampel from the Norwegian continental shelf. American Association of Petroleum Geologists Memoir, Bulletin, 77:1260-1286.

ESPITALIE, J., LAPORTE, J.L., MADEC, M., MARRQUIS, F., LAPLAT, P. and PAULET, J., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potential pétrolier et de leur degré d'évolution. In: Rev. Inst. Franç. du Pétr. 32: 23-43.

ESPITALIE, J., DEROO, G. and MARQUIS, F., 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. In: Rev. Inst. Franç. du Pétr. 40: 563-579.

ESPITALIE, J., DEROO, G. and MARQUIS, F., 1985b. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. In: Rev. Inst. Franç. du Pétr. 40: 755-784.

ESPITALIE, J., DEROO, G. and MARQUIS, F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. In: Rev. Inst. Franç. du Pétr. 41: 73-89.

FAGERLAND, N., 1990. Mid-Norway shelf hydrocarbon habitat in relation to tectonic elements. Norsk Geologisk Tidsskrift, 70: 65 – 79.

FISHER, R.A., CORBETT, A.S. and WILLIAMS, C.B., 1943. The relationship between the number of species and number of individuals in a random sample of an animal population. Journal of Animal Ecology, Blackwell, Oxford, 12: 42-58.

GERKE, A.A., 1961. Foraminifera from the Permian, Triassic and Liassic of the oil-bearing regions of north-central Siberia. Trudy Nauchno-Issled. Inst. Geol. Artiki (NIIGA), 120: 1-518 (Russian).

GOVEAN, F.G., 1980. Some paleoecologic aspects of the Monterey Formation, California, University of California, Santa Cruz, Ph.D Dissertation, 1-320.

HARRIS, N.B., 1989. Reservoir geology of Fangst Group (Middel Jurassic), Heidrun Fields, offshore Mid-Norway. American Association of Petroleum Geologists, Memor. Bulletin, 73: 1415-1435.

HEUM, O.R., DALLAND, A and MEISINGSET, K.K., 1986. Habitat of hydrocarbons at Haltenbanken. In: Spenser, A.M. (red.). Habitat of hydrocarbons on the Norwegian Continental Shelf. Norwegian Petroleum Society. London: Graham and Trotman, 259-274.

HOLLANDER, N. B., 1984. Geohistory and hydrocarbon evaluation of the Haltenbank area. In: Spenser, A. M., (red.), Petroleum Geology of the North European Margin. Norwegian Petroleum Society, London: Graham and Trotman, 383-388.

HUGHES, W.B., HOLBA, A.G. and DZOU, L.I.P., 1995. The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 3581-3598.

JACOBSEN, V and VEEN, P., 1984. The Triassic offshore Norway north of 62° N. In: Spencer, A.M. et al. (red.). *Petroleum Geology of the North European Margin*. Norwegian Petroleum Society. London: Graham and Trotman, 317 – 327.

KAPTARENKO-CHERNOUSOVA. O.K., 1959. Jurassic foraminifera from the Dnieper-Donets depression. *Trudy Akad. Nauk Ukrayn. SSSR, Inst-Geol, Ser. Strat. Paleont.*, 15: 1-121. (Ukraina).

KARLSEN, D.A. and LARTER, S.R., 1991. Analyse of petroleum fractions by TLC-FID. Applications to petroleum reservoir description. *Organic Geochemistry* 17: 603-617.

KARLSEN, D.A., NYLAND, B., FLOOD, B., OHM, S. E., BREKKE, T., OLSEN, S and BACKER-OWE, K., 1995. Petroleum geochemistry of the Haltenbanken, Norwegian continental shelf. In: Cubitt, J.M and England, W.A. (red.). *The Geochemistry of Reservoirs*. Geological Society London, Special Publication, 86: 203-256.

KARLSEN, D.A., 2000. Hva er olje og naturgass. In: Bjørlykke, K., (red.). *Geologi, miljø og ressurser*. Institutt for Geofag ved Universitetet i Oslo, 199-216.

KARLSEN, D.A., SKEIE, J.E., BACKER-OWE, K., BLØRLYKKE, K., OLSTAD, K.B., CECCHI, M., VIK, E., SCHAEFER, R.G., 2004. Petroleum Migration, Faults and Overpressure-Part II-Case History, The Haltenbanken Petroleum Province, Offshore Norway. In: “Geochemistry of Reservoirs II: Linking Reservoir Engineering and Geochemical Models”. Cubitt, J., England, W., Later, S. and Macleod, G. In press: 305-372.

KARLSSON, W., 1984. Sedimentology and diagenesis of Jurassic sediments offshore Mid-Norway. In Spenser, A.M., Holter, E., Johnsen, S.O., Mørk, A., Nysæter, E., Songstad, P. And Spinnanger, Å. (red.), Petroleum geology of the North European Margin. London: Graham and Trotman, 253-270.

KREVELEN van, D.W., 1961. Coal. Elsevier, Amsterdam, 1-514.

KVALHEIM, O.M., CHRISTY, A.A., TELNES, N. and BJØRKSETH, A., 1987. Maturity determination of organic matter in coals using methylphenanthrene distribution. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 51: 1883-1888.

LEVINA, A.L., 1962. On the extent of the complex with *Recurvoides scherkalyensis* in the Upper Jurassic deposits of the northwest Western Siberian basin. Trudy, Sibirskogo Nauchno-issledovatel'skogo Instituta Geologii, Geofiziki i Mineralnogo Syrya (SNIIGGIMS), 23: 80-87.

LOEBLICH, A.R. and TAPPAN, H., 1950. North America Jurassic foraminifera. II. Characteristic western interior Callovian species. *Washington Acad. Sci., Journal*, 40: 5-19.

LOEBLICH, A.R. and TAPPAN, H., 1988. Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 1-970, pl. 1-847.

LUTOVA, Z.V., 1981. Callovian stratigraphy and foraminifera from the northern part of Middle Siberia. Trudy, Instituta Geologii I Geofiziki Sibirskoe Otdelenie, Akademiya Nauk (SSSR), 472: 1-134.

LØFALDI, M. and NAGY, J., 1980. Foraminiferal stratigraphy of Jurassic deposits on Kongsøya, Svalbard. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, 172: 63-95.

MACKENZIE, A.S., PATIENCE, R.L., MAXWELL, J.R., VANDENBROUCKE, M. and DURAND, B., 1980. Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris

Basin, France. I. Changes in configuration of acyclic isoprenoid alkanes, steranes, and triterpanes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1709-1721.

MACKENZIE, A.S., MAXVELL, J.R., COLEMAN, M.L. and DEEGAN, C.E., 1984. Biological marker and carbon isotope studies of North Sea crude oils and sediments. In: *Proceedings of the 11th World Petroleum Congress*, vol: 2. John Wiley and Sons, Chichester, 45-56.

MACKENZIE, A.S., RULLKÖTTER, J., WELTE, D.H. and MANKIEWICS, P., 1985. Reconstruction of oil formation and accumulation in North Slope, Alaska, using quantitative gas chromatography-mass spectrometry. In: Magoon, L.B. and Claypool, G.E. (red). *Alaska north Slope Oil/Rock Correlation Study*. American Association of Petroleum Geologists *Studies in Geology*, 20: 319-377.

MJATLIUK, E.V., 1939. Foraminifera of Jurassic deposits of the Nordvik Petroleum Province (Khatangski Bay). *Trudy, Arktichkoy Instituta*, 126: 221-246. (Russisk).

MOLDOWAN, J.M., FAGO, F.J., CARLSON, M.K., YOUNG, D.C., VAN DUYN, G., CLARDY, J., SCHOELL, M., PILLINGER, C.T. and WATT, D.S., 1991. Rearranged hopanes in sediments and petroleum. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 3333-3353.

MURRAY, J. W., 1973. *Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferides*. Heinemann Educational Books, London, 48: 1-274.

NAGY, J., LØFALDI, M and BECKSTRØM, S.M., 1988. Aspects of foraminiferal distribution and depositional conditions in Middle Jurassic to early Cretaceous shale in eastern Spitsbergen. In: Røgl, F and Craculstein, F.M. (red.), *Second workshop on agglutinated foraminifera*. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, Wien, 30: 287 - 300.

NAGY, J., PILSKOG, B. and WILHELMSEN, R.M., 1990. Facies controlled distribution of foraminifera in the Jurassic North Sea basin. In: Hemleben, c., Kaminski, M.A., Kuhnt,

W. and Scott, D.B., (red.), Palaeoecology, Biostratigraphy, Palaeoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera. Kluwer Academic Publishers, 621-657.

NAGY, J. and JOHANSEN, H.O., 1991. Delta-influenced foraminiferal assemblages from the Jurassic (Toarchian-Bajocian) of the northern North Sea. *Micropaleontology*, Micropaleontology Press, New-York, 37: 1-40.

NAGY, J., GRADSTEIN, F.M., KAMINSKI, M.A. and HOLBOURN, A.E., 1995. Foraminiferal morphogroups, palaeoenvironments and new taxa from Jurassic to Cretaceous strata of Thakkhola, Nepal. In: Kaminski, M.A., Geroch, S. and Gasinski, M.A. (red.), *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, Grzybowski Foundation, Krakow, 3: 181-209.

NAGY, J and BASOV, V.A., 1998. Revised foraminiferal taxa and biostratigraphy of Bathonia to Ryazanian deposits in Spitsbergen. *Micropaleontology Press*, New York, 44 (3): 217 – 255.

NAGY, J and SEIDENKRANTZ, M.S., 2003. New foraminiferal taxa and revised biostratigraphy of Jurassic marginal deposits on Anholt, Denmark. *Micropaleontology*, 49 (1): 27-46.

NØHR-HANSEN, K., 1989. Visual and chemical kerogen analyse of the Lower Kimmeridge Clay, Westbury, England. In: Batten, D.J. and Keen, M.C., (red.), *Northwest European micropalaeontology and palynology*. Ellis Horwood Limited, Chichester, 118-134.

PETERS, K. and MOLDOWAN, J.M., 1993. *The Biomarker Guide*, Prentice Hall, 1-363.

PHLEGER, F.B., 1960. Ecology and distribution of recent foraminifers. The John Hopkins Press, Baltimore, 1-297.

PHLEGER, F. B., 1965. Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. The John Hopkins Press, Baltimore, 1-297, second printing.

PROVAN, D.M., 1992. Draugen Oil Field, Haltenbanken Province, Offshore Norway. In: Halbouty, M. T., (red.). Gigant Oil and Gas Fields of the Decade 1978-1988. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 54: 371-382.

PUTRJA, F.S., 1967. About the group *Recurvoides obskiensis* from Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the West-Siberian lowland. In: Mesozoic and Cenozoic foraminifera of Western Siberia, Taymyr and the Far East. Institut Geologii I Geofiziki Sibirskoe Otdelenie, Akademiya Nauk SSSR, 12: 50-56. (Russisk).

RADKE et al., 1982a.

RADKE et al., 1982b.

RADKE, M., 1988. Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils. Marine and Petroleum Geology, 5: 224-236.

RADKE, M., VRIEND, S.P. and SCHAEFER, R.G., 2001. Geochemical characterization of lower Toarcian source rock from NW Germany: Interpretation of aromatic and saturated hydrocarbons in relation to depositional environment and maturation effects. Journal of Petroleum Geology, vol: 24(3): 287-307.

RHOADS, D.C., MULSLOW, S.G., GUTSCHK, R., BALDWIN, C.T. and STOLZ, J.F., 1991. The dysaerobic zone revisited: a magnetic facies. In: Tyson, R.V and Pearson, T.H. (red.), Modern and ancient continental shelf anoxia. Geological Society Special Publication, Geological Society, London, 58: 187-199.

RULLKÖTTER, J. and MARZI, R., 1988. Natural and artificial maturation of biological markers in Toarcian shale from northern Germany. In: Mattavelli, L. and Novelli, I., (red.), Advances in Organic Geochemistry 1987, Oxford, Pergamon Press, 639-645.

SCHAROVSKAYA, N.V., 1958. Noen nye foraminiferarter fra over jura avsetninger i Nordvikområdet. In: Shedova, N.A. (red.), Collected works on Palaeontology and Biostratigrafi, 11, Nauchno-Issledovatelskii Institut Geologii Artiki, Ministerstva Geologii i Okhrany Nedra, USSR, Leningrad, 31-65 + 3 pl. (Russisk).

SCHAROVSKAYA, N.V., 1961. Noen foraminiferarter fra over jura avsetninger i Nordvikområdet. Sbornik statei po Paleontologii Biostratigrafi, Nauchno-Issledovatelskii Institut Geologii (NIIGA), 33 s. (Russisk).

SCHAROVSKAYA, N.V., 1966. Noen ammoniside og lituolide arter fra mesozoiske lag i Nord-Sentral-Sibir. Uchenye zapiski Paleontologiya i Biostratigrafi, Nauchno-Issledovatelskii Institut Geologii (NIIGA), 14: 48-74. (Russisk).

SEIFERT and MOLDOWAN. 1978.

SHANMUGAM, G., 1985. Significance of coniferous rain forests and related organic matter in generating commercial quantities of oil, Gippsland Basin, Australia. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69: 1241-1254.

SHANNON, C.E and WEAVER, W., 1963. The mathematical theory of communications. Urbana: University Illinois Press, 1-117.

STATOIL, 1983. Statoil Completion Log.

TAPPAN, H., 1955. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska; Part II, Jurassic Foraminifera. U.S. Geological Survey Professional Paper, 236B: 21.90.

TERQUEM, O., 1870. Deuxième mémoire sur les foraminifères du Système Oolithique Monographie des crétellaires de la zone à Ammonites parkenzoni de Fontoy (Moselle)- Acad. Imp. Mèm., 50: 403-486.

TORSVIK, T.H., CARLOS, D., MOSAR, J., COCK, R.M. and MALME, T.M., 2002. Global reconstructions and North Atlantic paleogeography 440 Ma to Present. In: Eide, E.A., Torsvik, T.H., Lundin, E., Mosar, J., Skilbrei, J.R., Olesen, O., Osmundsen, P.T., Bingen, B., Nordgulen, Ø., Solli, A., Carlos, D., Cocks, D., Malme, T. and The BAT team (red.), *Batlas Mid Norway plate reconstruction atlas with global and Atlantic perspectives*, 18-39.

TISSOT, B.P., and WELTE, D.H., 1984. Oil and Gas Exploration: Application of the Principles of Petroleum Generation and Migration. In: *Petroleum formation and occurrence*. Springer Verlag, 495 – 547.

WALKER, R.G. and JAMES, N.P., 1992. Facies models response to sea level change. Geological Association of Canada, s. 283.

WALL, J., 1960. Jurassic microfaunas from Saskatchewan. Dept. Mineral Resources Saskatchewan, Rept., 53: 1-229.

WALL, J., 1983. Jurassic and Cretaceous arenaceous foraminifera in the eastern portion of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Calgary, 31(4): 246-281.

WAPLES, D.W., 1985. *Geochemistry in Petroleum Exploration*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, 1-232.

WAPLES, D.W. and MACHIHARA, T., 1991. Biomarkers for geologists: A Practical Guide to the Application of Steranes and Triterpanes in Petroleum Geology. In: *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, No 9*: 1-91.

WIGNALL, P.B., 1994. *Black Shales*. Oxford monographs on Geology and Geophysics, 30: 1-124.

WHITLEY, P.K., 1992. The geology of Heidrun, a gigant oil and gas field on the Mid-Norwegian shelf. In: Halbouty, M. T. (red.), Gigant Oil and Gas Fields of the Decade 1978 – 1988. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 54: 383 - 406.

WILLIAMS, C.B., 1964. Patterns in the balance of nature. Academic Press, London, 1-324.

YAKOVLEVA, S.P., 1973. On representative of the genus *Riyadhella* Redmond 1965, found in Jurassic deposits of the northern SSSR. Otdelenie geologii, Geofiziki i Geokhemii, Geologicheskii Institut, Akademiya Nauk SSSR, Voprosy Mikropaleontologii, 16: 100-104. (Russisk).

YAKOVLEVA, S.P., 1980. New species of Ammobaculites from the Late Jurassic of the Pechora Basin. In: New genera and species of ancient plants and invertebrates SSSR. Vsesoyuznyy Neftyanoy Nauchno-issledovatel'skiy Geologorazvedochnyy Institut (VNIGRI), Nedra, 33-35. (Russisk).

YAKOVLEVA, S.P., 1980. Bathonian-Callovian foraminifera from the Pechora Basin. Sbornik Trudy, Vsesoyuznyy Neftyanoy Nauchno-issledovatel'skiy Geologorazvedochnyy Institut (VNIGRI), 50-59. (Russisk).

ØSTFELDT, P., 1987. Oil source rock correlation in the Danish North Sea. In: Brooks, J. and Glennie, K. (red.), Petroleum Geology of North West Europe. 419-429.