



GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

**SEDIMENTÆR ARKITEKTUR OG FACIES I
LAKUSTRINE DELTAAVSETNINGER FRA
WEICHSEL I NV-RUSSLAND**



Hilde Krogh

Mai, 2010

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

GEO-3900

MASTERGRADSOPPGAVE I GEOLOGI

**SEDIMENTÆR ARKITEKTUR OG FACIES I
LAKUSTRINE DELTAAVSETNINGER FRA
WEICHSEL I NV-RUSSLAND**

Hilde Krogh

Mai, 2010

Det matematisk-naturvitenskapelige fakultet

Institutt for geologi

Universitetet i Tromsø

SAMMENDRAG

Sedimentologiske og stratigrafiske data er innsamlet fra et lakustrint deltakompleks på Tolokonka i NV-Russland. De innsamlede data fra et 4,2 km langt og 30 m høyt elvesnitt har bidratt til en bedre forståelse av glasieringshistorien og brede sjøer i NV-Russland gjennom weichsel.

Basert på sedimentologiske og stratigrafiske data består faciesfordelingen av sandige facies, vekslinger av kryssjiktet sand, heterolittisk sand og en diamikton. Facies er fordelt innenfor enhetene: A,B,C,D1,D2, E, F og G.

Enhetene danner grunnlaget for et utviklingsmiljø fra fluvialt til deltaisk som gradvis endres til et glasilakustrint basseng og til slutt et glasialt miljø.

Stratigrafiske grenser har dannet grunnlaget for en miljøtolkning av Tolokonka gjennom weichsel. Ut fra tidligere arbeid er det postulert at en bredt sjø ble demmet opp i Hvitehavsbassenget av Barents- og Karahavisdekket (ca 70-65 ka BP) i weichsel. Glasilakustrine sedimenter på Tolokonka er i denne oppgaven beskrevet og tolket til å være avsetninger fra denne postulerte brede Hvitehavsinnsjøen.

FORORD

Først av alt, en stor takk til mine veiledere Geoffrey D. Corner ved UiT og Maria Jensen ved UNIS.

Takk til Nils-Martin Hanken for faglig bidrag og takk til Alfred Uchman for hjelp til identifisering av Skolithos.

Takk til Jan Petter Holm for uvurderlig hjelp med figurer og opplæring i CorelDraw.

Jeg ønsker også å takke medstudenter og ansatte ved IG for fine studieår. En spesiell takk til Tom Arne og Kristina for uvurderlig hjelp i innspurten av oppgaven. Takk til Matthias, Kari og Erling for gjennomlesning av oppgaven og konstruktiv tilbakemeldning.

Vidre ønsker jeg å takke Eiliv Larsen, Astrid Lyså, Aurelién van Welden, Gudmund Løve ved NGU.

Til slutt en stor takk til min familie for all støtte underveis og forståelse for lange dager på universitetet.

Å skrive denne masteroppgaven har vært som å bestige en uendelig fjelltopp. Man ser den så tydelig langt i det fjerne, og i de siste motbakkene vet man at toppen og målet er nådd.

Fjellvettreglene har blitt modifisert underveis:

1. Legg ikke ut på langtur uten trening. Skriv et par rapporter før du starter
2. Meld fra hvor du går. Naturen er rå
3. Vis respekt for naturvitenskapen
4. Vær rustet mot tretthet selv på korte dager. Ta alltid med kaffe
5. Lytt til erfarne folk
6. Bruk kart og kompass på feltarbeid og sørg for å vite hva du gjør.
7. Gå ikke alene i tunge bakker
8. Vend i tide... Tanken har absolutt vært til stede
9. Spar på kreftene og grav deg ned på kontoret

(Hilde Krogh, 2010)

Innholdsfortegnelse

1	Innledning.....	4
1.1	Formål	4
1.2	Prosjekttilknytning.....	6
1.3	Geografiske forhold og topografi	6
1.4	Tolokonka	8
2	Bakgrunn.....	9
2.1	Tidligere arbeid	9
2.2	Stratigrafi	10
2.3	Glasiasjonshistorie	12
2.4	Bredemte sjøer.....	14
3	Materiale og Metoder	17
3.1	Feltarbeid og prøvetakning.....	17
3.2	Kornfordelingsanalyse.....	18
3.3	Analyse av foraminiferer og diatomeer.....	20
3.4	Fotomosaikk.....	20
3.5	Profil.....	21
3.6	OSL-prøver	21
4	Resultater og diskusjon.....	23
4.1	Facies	23
4.1.1	Facies Sp – planar kryssjiktet sand	24
4.1.2	Facies Sb – bioturbert laminert sand med deformasjonsstrukturer.....	27
4.1.3	Facies Het – horisontalt lagdelt heterolittisk sand og silt	32
4.1.4	Facies HCS – Hummocky-kryssjiktet sand	36
4.1.5	Facies Sh – horisontalt lagdelt sand.....	43
4.1.6	Facies Si - sand med intraklaster	45
4.1.7	Facies D – diamikton.....	47

4.1.8	Facies O – organisk-rik siltig sand.....	49
4.2	Litostratifrafi	52
4.2.1	Enhet A.....	59
4.2.2	Enhet B.....	59
4.2.3	Enhet C.....	59
4.2.4	Enhet D1	62
4.2.5	Enhet D2	65
4.2.6	Enhet E	73
4.2.7	Enhet F.....	75
4.2.8	Enhet G.....	78
5	Utvikling av Tolokonka.....	81
5.1	Enhet A.....	82
5.2	Enhet B.....	82
5.3	Enhet C.....	82
5.4	Enhet D1	85
5.5	Enhet D2	88
5.6	Enhet E.....	91
5.7	Enhet F.....	92
5.8	Enhet G.....	93
6	Konklusjon.....	96
7	Referanser	97
A.	AppendiX.....	104
A	Logger	105
B.	Prøveliste.....	115

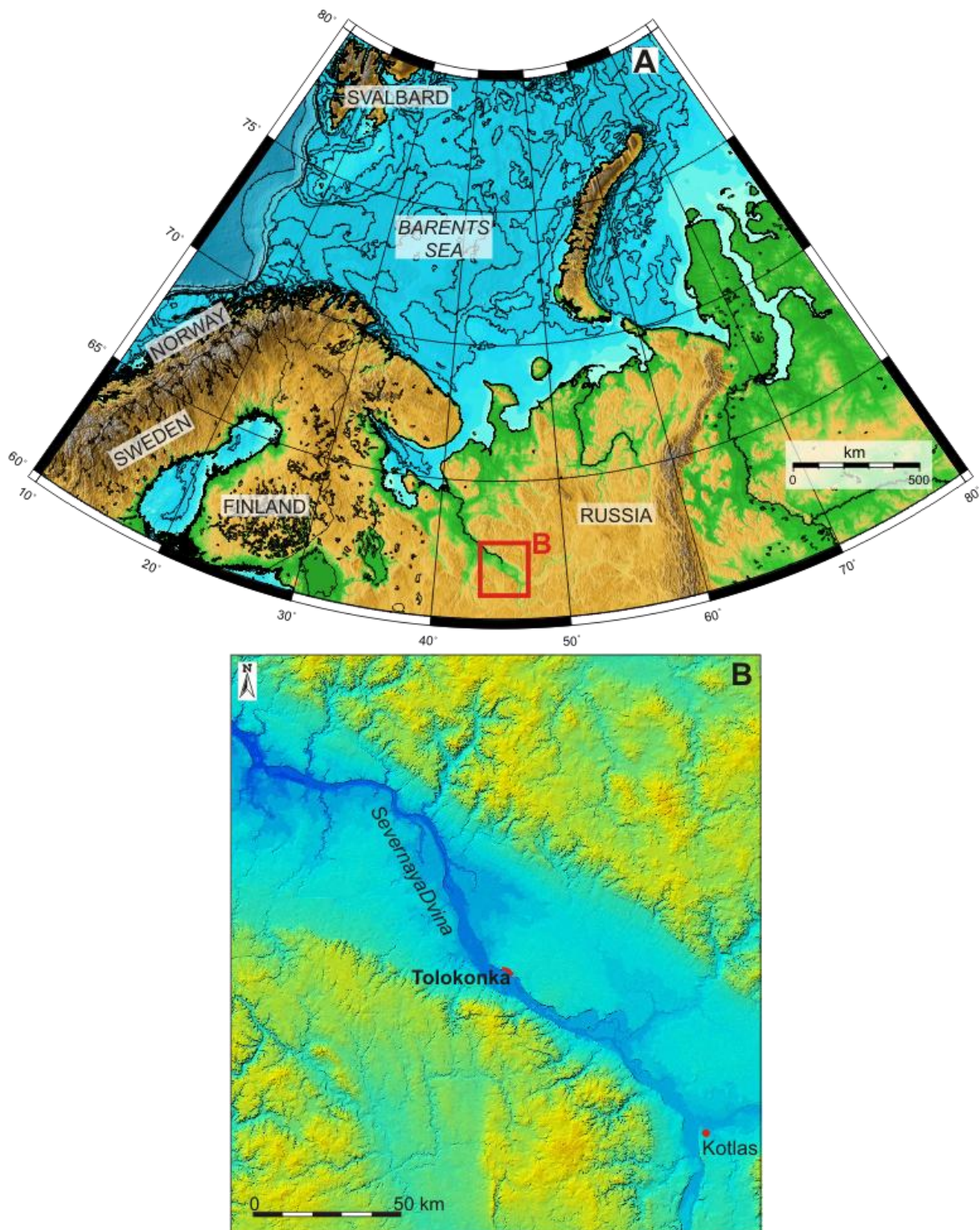
1 INNLEDNING

1.1 Formål

Studiet inngår i et prosjekt som har som målsetting å forstå miljøutviklingen i NV-Russland gjennom de siste 100 ka (tusen år) med hensyn på glasiasjonskronologien, dynamikken til det Eurasiske isdekket og tidligere bredemte sjøer samt dreneringen av disse. I forbindelse med denne oppgaven er det samlet inn data fra et lakustrint deltakompleks på Tolokonka, langs elven Severnaya Dvina i Arkhangelskregionen i det NV Russland (Figur 1.1).

Målsetning med studiet er å:

- 1) Dokumentere og tolke sedimentære facies for å forstå de ulike avsetningsprosessene i det lakustrine deltakomplekset.
- 2) Utlede en stratigrafi basert på faciessammensetning, grenser og arkitektur for å tolke avsetningmiljøet på Tolokonka.
- 3) Diskutere avsetningsmiljøet i forhold til miljøtolkningen i midt- og senweichsel, spesielt i forhold til glasiasjonshistorien og bredemte sjøer.



Figur 1.1. (A) Oversiktskart over NV-Russland, Skandinavia og Barentshavet. Rød innramming viser lokalisasjonen av (B). (B) Forstørret del av sørlige Severnaya Dvina med studieområdet Tolokonka indikert med rødt.

1.2 Prosjekttilknytning

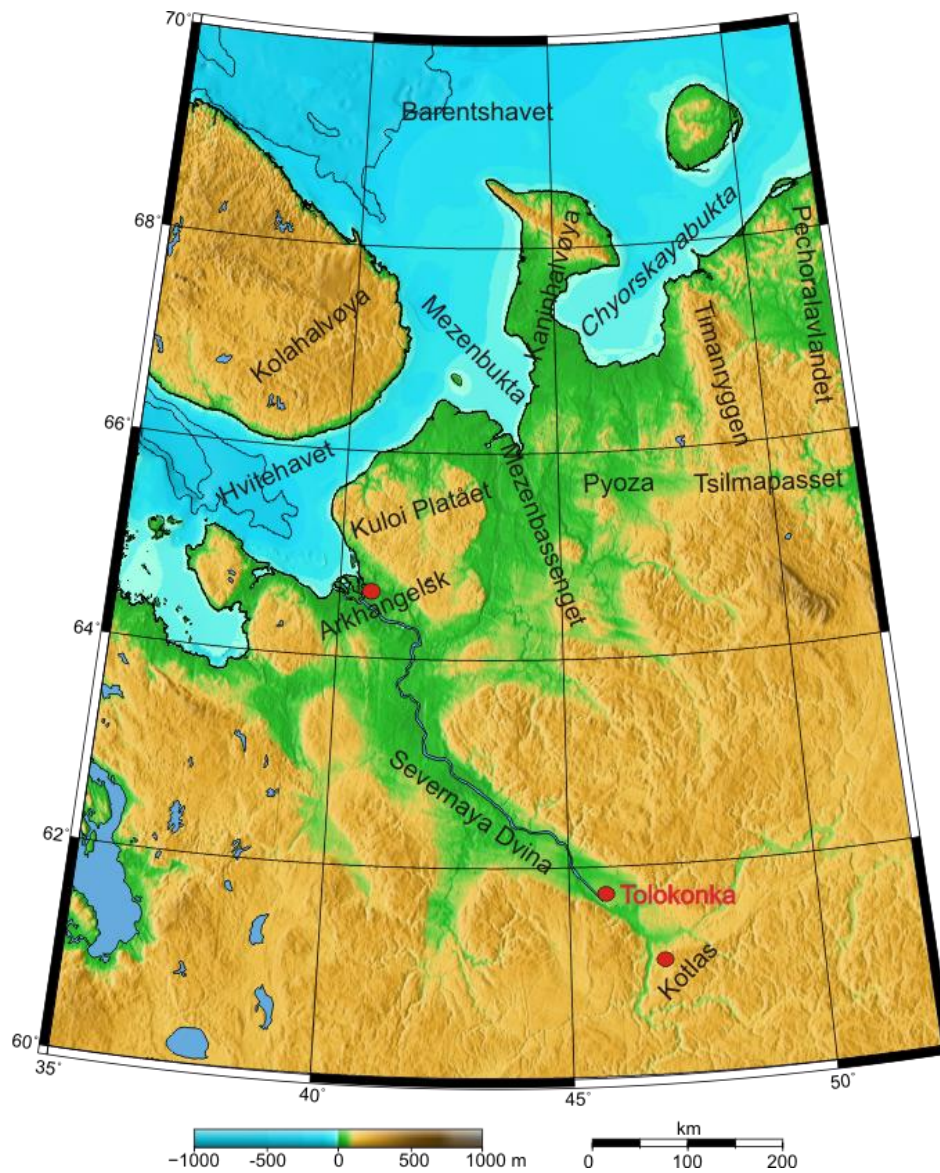
Masteroppgaven er en del av forskningsprosjektet Arctic Natural Climate and Environmental Changes and Human Adaptation: From Science to Public Awareness (SciencePub). SciencePub er et prosjekt i det Internasjonale Polaråret 2007-2009 (IPY) i regi av verdens vitenskapelige union (ICSU) og Verdens metrologiske organisasjon (WMO). Dette er et samarbeidsprosjekt mellom Norges Geologiske Undersøkelse (NGU), Norsk Polarinstitutt, Universitetssenteret på Svalbard, Universitetet i Tromsø, Vitensenteret i Tromsø, Trondheim og Bergen, Universitetet for Miljø og Biovitenskap, Universitetet i Bergen, og Høyskolen i Oslo (avdeling for journalistikk). Noen av feltene som forskningsprogrammet vil fokusere på er å rekonstruere de store isdekkene under siste istid, fysiske og biologiske miljø gjennom de isfrie periodene, samt isens tykkelse, relative havnivåforandringer under siste istid og ny viten om Nordøst-Europas eldste bosetning og kulturutvikling. Forskningsprosjektet finansieres av Norges forskningsråd.

1.3 Geografiske forhold og topografi

Studieområdet Tolokonka er lokalisert ved $61^{\circ}45'22.24''N$ og $45^{\circ}27'57.30''O$ langs elven Severnaya Dvina i Arkhangelskregionen i NV-Russland (Figur 1.1) Severnaya Dvina renner slakt i nordvestlig retning før den ender i Hvitehavet ved Arkhangelsk (Figur 1.2). Figur 1.2 viser de ulike stedsnavnene som blir presentert i denne oppgaven.

Elven er et av de store elvesystemene i Russland og er 750 km lang. Tolokonka er lokalisert 400 km SØ for Arkhangelsk og 90 km NV for byen Kotlas (Figur 1.2). Topografisk er området dominert av et vidt åpent landskap med to store dreneringsbasseng, Mezen og Severnaya Dvina. Disse blir separert fra hverandre av Kuloiplatået som ligger ca 200 m.o.h. Timanryggen ligger ca 300 m.o.h og skiller Mezenbassenget fra Pechorabassenget nordøst for studieområdet (Figur 1.2).

De omtalte elvene er en del av et større lavland vest for Ural. Det glasiale landskapet i dette området er dominert av haugete morener, ismarginale rygger og fluviale og lakustrine terrasser (Larsen et al., 2006).

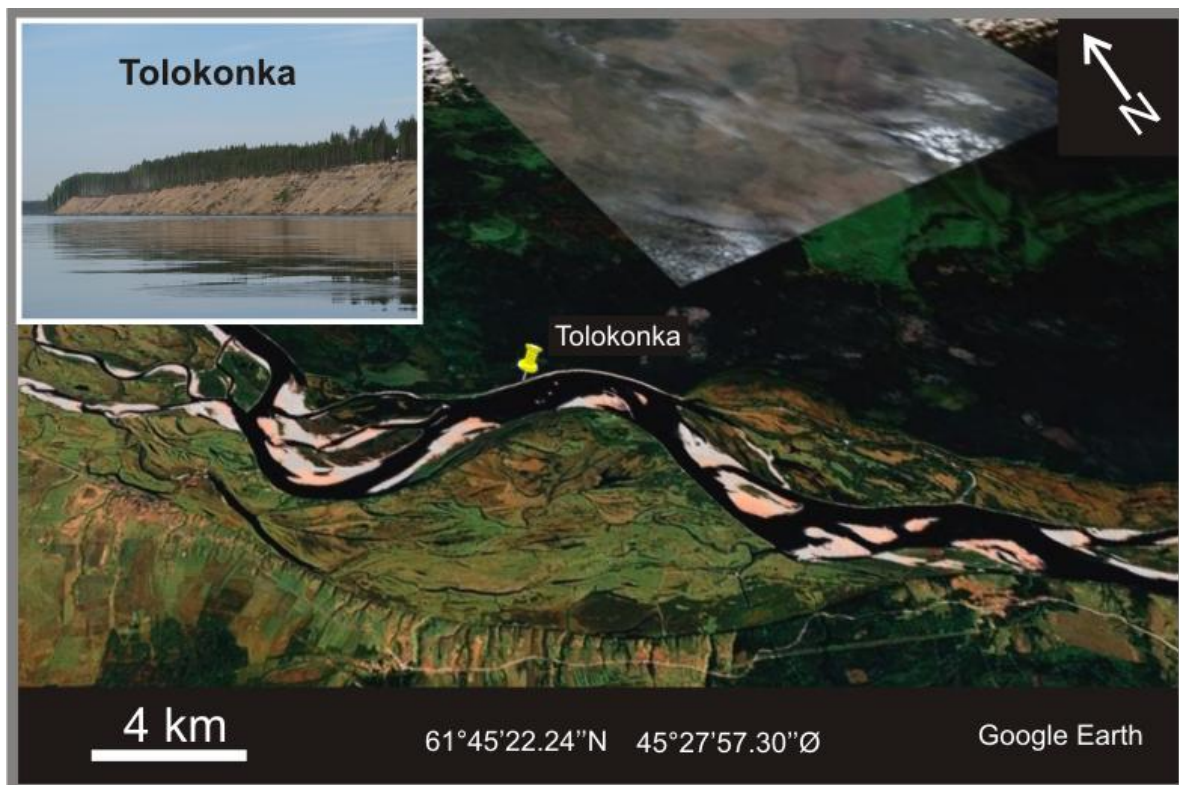


Figur 1.2: Oversiktskart over Arkhangelskregionen. Studieområdet Tolokonka er merket med rødt.

1.4 Tolokonka

Tolokonka ligger ca 40 m.o.h og er lokalisert i en slak meanderbue av elven Severnaya Dvina. Meanderbuen er 4,2 km lang. Profilet er 30 m høyt og består av fluviale, lakustrine og glasigene sedimenter (Figur 1.3).

Severnaya Dvina er en meandrerende elv som består av banker og kanaler (Figur 1.3). Gjennom pleistocen har klimaet i studieområdet variert mellom istider og mellomistider, og dagens klima tilsvarer en mellomistid.



Figur 1.3: Kart over studieområdet med Tolokonka avmerket. Tolokonka er lokalisert i en meanderbue av elven Severnaya Dvina. Innfelt er foto av snittet fra elvenivået og opp til terrassen. Fotoet viser den NV delen av snittet.

2 BAKGRUNN

2.1 Tidligere arbeid

Forskning utført i den nordlige delen av Russland har lenge prøvd å utlede områdets glasiasjonshistorie (Lavrov, 1975; Kvasov, 1979; Grosswald, 1980). Rekonstruksjoner av isutbredelsen førte til ideen om et Kara-Barentshavsisdekke som utvidet seg inn over fastlandet i nordlige deler av Russland i tidlig weichsel. Flere arbeider antyder at de store nordgående elvene var blokkert. Blokkeringene førte til at bredemte sjøer ble dannet foran isdekket. Størrelsen på sjøene resulterte i en endring av den kontinentale dreneringen. Det som tidligere drenerte mot nord, skiftet til en sørlig drenering (Lavrov, 1975; Kvasov, 1979; Grosswald, 1980; 1998; Arkhipov et al., 1995). Resultatet ble en reduksjon av ferskvann og sedimenter ut i det Arktiske hav, og en økning av ferskvann ut til det Kaspiske hav, Svartehavet og det Baltiske hav. Størrelsen og utbredelsen til det Eurasiske isdekket er også mye diskutert. Grosswald (1980) postulerte et stort isdekke basert på flyfoto og kart. På den andre siden har forskere basert på felldata argumentert for et langt mindre isdekke (Siegert et al., 2001; Lambeck et al., 2006).

Arkhangelskregionen i den nordvestlige delen av Russland har en nøkkelposisjon når man skal studere istider og bredemte sjøer (Kjør et al., 2006). Det er fordi alle de tre Eurasiske isdekkene (Karahav-, Barentshav- og Skandinaviaisdekket) lå innenfor denne regionen gjennom weichsel (Larsen et al., 2006). Figur 2.2 og Figur 2.3 viser de tre isdekkenes framrykk og tilbaketrekning gjennom weichsel. Skandinaviaisdekket var landbasert og Karahav- og Barentshavsisdekket hadde sitt senter på kontinentalhylla. Disse tre isdekkene utbredte seg inn over Arkhangelskregionen og det er derfor mulig å studere tre ulike typer isdekker med tanke på deres dynamikk i forhold til ytre påvirkninger. Hovedfokuset for senere arbeid som er utført i denne regionen har vært å få en bedre forståelse av glisiale hendelser og deres relasjoner til havnivå og klima.

Forskningsprogrammene Quaternary environment of the Eurasian North (QUEEN) og SciencePub har i nyere tid bidratt med ny viten i forhold til rekonstruksjon av weichsel og bredemte sjøer. Et viktig framskritt for QUEEN var en ny, omfattende rekonstruksjon av weichsel. Felldata viser at isutbredelsen under siste glisiale maksimum (LGM) var betraktelig mindre enn tidligere anslått av Grosswald (1998). Ut fra nyere data er det antatt at bredemte sjøer utviklet seg foran det Skandinaviske isdekket og Barentshavsisdekket under siste istids maksimum (Thiede et al., 2001; Mangerud et al., 2004; Larsen et al., 2006). I midtre weichsel

er det fortsatt ikke funnet glasilakustrine sedimenter som kan korreleres opp til en antatt bredemt sjø i Hvitehavet (Larsen et al., 2006).

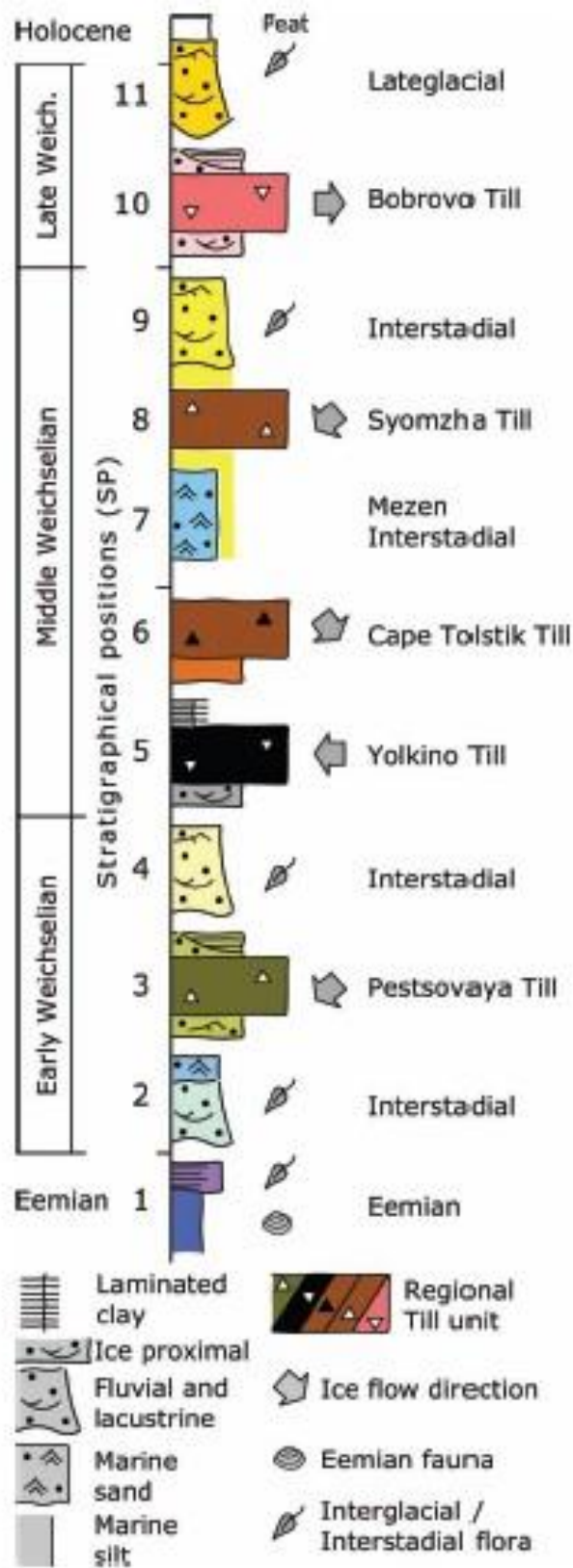
For å skaffe innsikt i isdekkenes påvirkning og rekonstruere utbredelsen til bredemte sjøer er det samlet inn sedimentologiske, stratigrafiske og biostratigrafiske data. Sedimentologiske og stratigrafiske data er understøttet av OSL-dateringer av ikke-glasigene sedimenter. Hovedtrekkene fra de ulike glasiale og interstadiale hendelsene er utledet i en stratigrafi over Arkhangelskregionen. Stratigrafiske og sedimentologiske undersøkelser har dannet grunnlag for en serie av paleogeografiske kart (Larsen et al., 2006). Et utvalg av disse vil bli diskutert senere i oppgaven.

2.2 Stratigrafi

En stratigrafi fra eem og weichsel er utarbeidet av Larsen et al. (2006) langs kysten av Kaninhalvøya og Chyorskayabukta (Figur 2.1 og Figur 1.2). Stratigrafien er dominert av en rekke moreneavsetninger og avsetninger fra interstadialer. Disse er merket fra SP1, som er fra eem, til SP 11 som er fra sen weichsel. moreneavsetningene viser at isen har beveget seg fra ulike retninger (dette er markert med piler Figur 2.1). Avsetningene vil i korte trekk bli beskrevet ut fra den etablerte stratigrafien.

I Tolokonka er det observert avsetninger som er antatt å være fra eem. Disse ligger som en markør i bunnen av stratigrafien som er utarbeidet for Tolokonka.

Gjennom den siste mellomistiden ble områdene rundt Chyorskayabukta og Kaninhalvøya i de nordre delene av Russlands lavland oversvømt under eem transgresjonen (130-122 ka BP) (Figur 1.2). Kystlinjen forflyttet seg ca 350 km lengre inn i landet enn dagens kystlinje (Larsen et al., 2006). Vannstanden var ca 60 m over dagens havnivå i de sørlige deler av regionen og mer enn 140 m i de nordligste delene. Dette gjenspeiler den isostatiske bevegelsen etter saaleisdekket (Grøsfjeld et al., 2006; Kjær et al., 2006; Larsen et al., 2006). Marine sedimenter av samme alder er derfor spredt over et større område i nordvestre del av Russland, deriblant elvene Severnaya Dvina, Pyoza, Mezenbukta, Kaninhalvøya og Kolahalvøya (Figur 1.2) (Lyså et al., 2001; Funder et al., 2002; Nielsen & Funder, 2003; Jensen et al., 2006 og Grøsfjeld et al., 2006). De marine avsetningene fra eem (Figur 2.1, SP1) er blitt brukt som en markør i bunnen av stratigrafien over Arkhangelskregionen. Avsetningene er lett å kjenne igjen da de utmerker seg med sin boreale molluskfauna (Svendsen et al., 2004; Kjær et al., 2006; Larsen et al., 2006).



Figur 2.1: Stratigrafi over Arkhangelskregionen fra eem til holocen. Ulike moreneavsetninger er marker med piler som viser isbevegelsen da morenematerialet ble avsatt. Figuren er hentet fra Larsen et al., 2006.

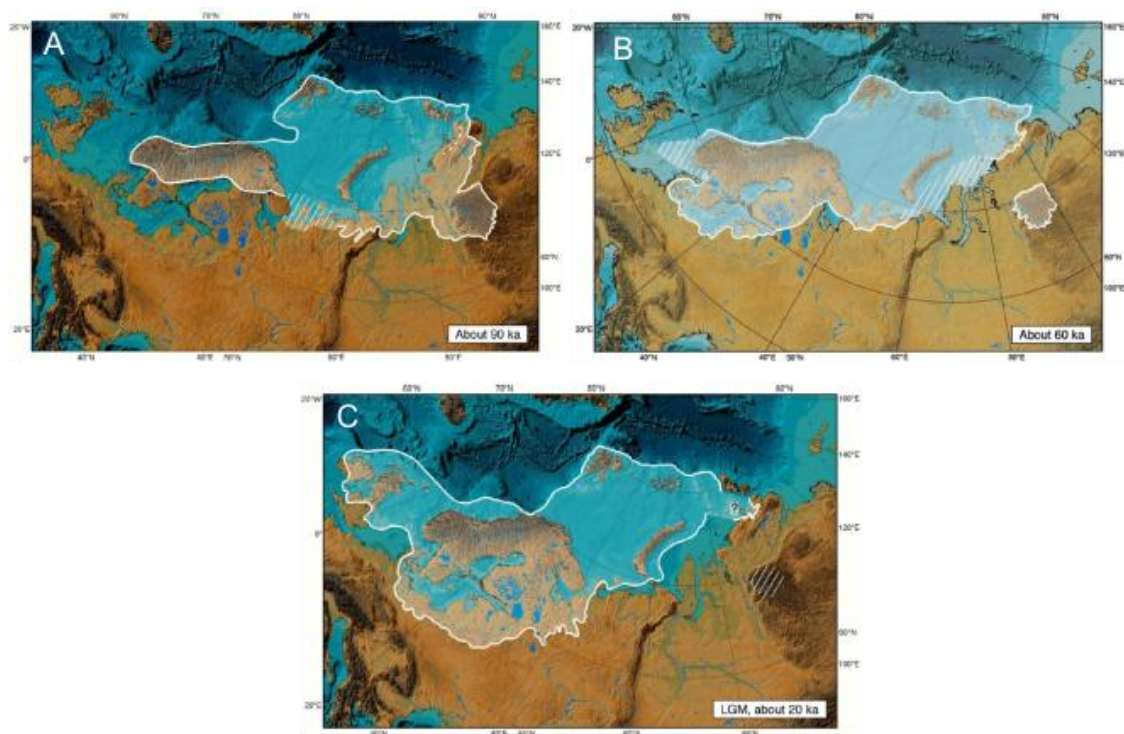
Det er ikke forventet å finne noen morenavsetninger avsatt i tidlig eller midtre weichsel på Tolokonka. Dette er basert ut fra glasiasjonshistorien for området gjennom weichsel. De fleste moreneenhetene er avsatt nord for Tolokonka.

I sen weichsel bredte det skandinaviske isdekket seg inn over Severnaya Dvina området og avsatte Bobrovotillen. Morenematerialet inneholder krystalline kluster av skandinavisk opprinnelse og er avsatt for 20-17 ka BP. Bobrovotillen antas å være den øvre enheten i den utarbeidete stratigrafien for Tolokonka.

2.3 Glasiasjonshistorie

Nyere rekonstruksjoner av isutbredelsen gjennom weichsel (ca 100-12 ka BP) viser variasjoner i isens størrelse og utbredelse. Det eksisterer to hovedteorier om hvordan isutbredelsen har vært gjennom weichsel (Figur 2.2 og Figur 2.3).

Det foreslås av Mangerud et al. (1998) og Svendsen et al. (2004 a, b) at weichsel har vært preget av tre store breframstøt: (1) tidlig weichsel 100-80 ka BP, (2) midt-weichsel 60-50 ka BP, og (3) sen-weichsel 20-18 ka BP (Figur 2.2).



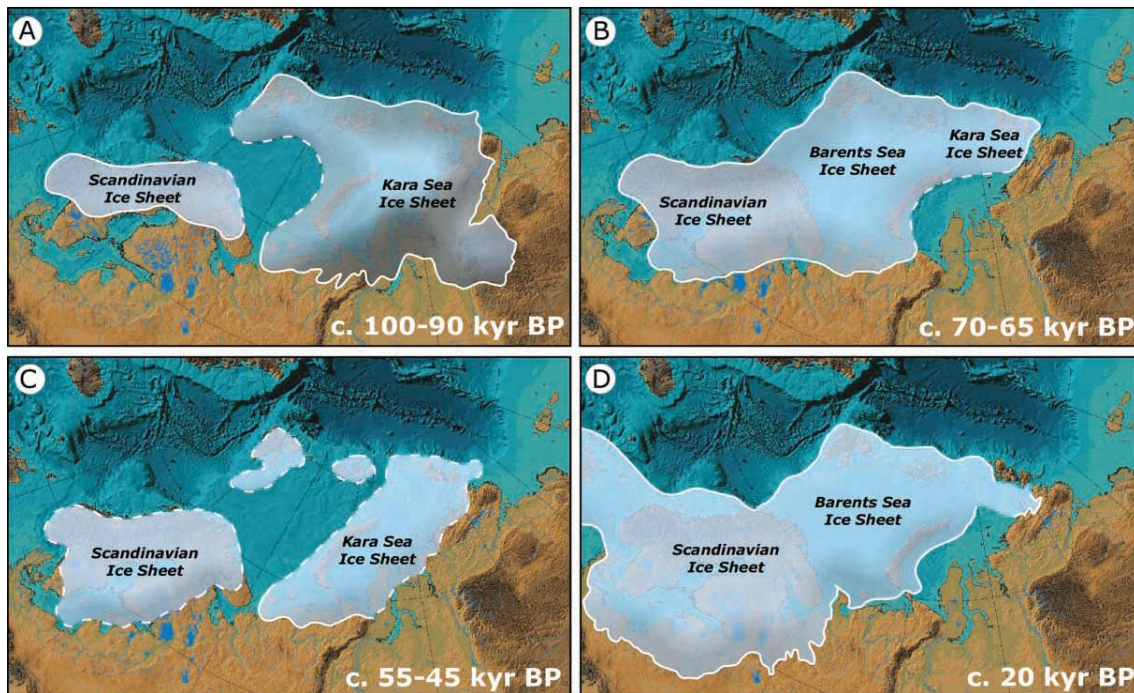
Figur 2.2: Rekonstruksjon over isutbredelsen gjennom weichsel for (A) ca 90 ka BP (B) ca 60 ka BP (C) ca 20 ka BP. Modifisert fra Svendsen et al. (2004).

Svendsen et al. (2004) sin rekonstruksjon av tidlig weichsel (ca 90 ka BP), viser at det nordøstlige området i Russland var dekt av et dominerende østlig Karaisdekke (Figur 2.2A). Isdekket bredte seg langt inn i Sibir og definerer maksimal isutbredelse i øst gjennom weichsel.

I et tidlig stadium av midt-weichsel (ca 60 ka BP) foreslår Svendsen et al. (2004) et framrykk av Barents- og Karahavsisdekke i området rundt Hvitehavet og Arkhangelskregionen (Figur 2.2B). I øst var det et mindre område som ble berørt av denne glasieringen enn i tidlig weichsel. Den sørlige marginen til det skandinaviske isdekket dekket Danmark, og den vestlige marginen dekket hele Finland. Etterfulgt av denne glasieringen startet en deglasiert som mest sannsynlig førte til at hele Barents- og Karahavet ble isfritt mellom 50-30 ka BP (Svendsen et al., 2004).

Nyere data fra Arkhangelskregionen tyder på at det kan ha vært fire breframstøt gjennom weichsel (Figur 2.3) (Larsen et al., 2006). Dataene antyder at det i tidlig weichsel har vært en isfri korridor i Barentshavet mellom det skandinaviske isdekket og Karahavsisdekket (Figur 2.3A). Larsen et al. (2006) deler derfor midtre weichsel inn i to glasieringer (Figur 2.3B og C). Den første glasieringen inntraff for ca 70-65 ka BP og viser et Barentshavsisdekke som har vokst sammen med isdekket over Skandinavia (Figur 2.3B). Den andre glasieringen viser to separerte isdekker mellom 55 og 45 ka BP: et over Karahavet og et over Skandinavia med en isfri korridor i Barentshavet (Figur 2.3C).

I sen weichsel (20 ka BP) er det enighet i at det skandinaviske isdekket vokste sammen med Barentshavsisdekket i de nordligste områdene i nordvestre del av Russland (Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006) (Figur 2.3D). Denne glasieringen hadde den største utbredelsen i den vestlige delen av Barentshavet gjennom weichsel (Siegert et al., 2001; Svendsen et al., 2004). Skandinavia, Svalbard, Barentshavet og deler av de britiske øyer var dekket av is.



Figur 2.3: Rekonstruksjon av isutbredelsen gjennom weichsel for (A) ca 100-90 ka BP, (B) ca 70-65 ka BP, (C) ca 55-45 ka BP, (D) ca 20 ka BP. Fra Larsen et al. (2006).

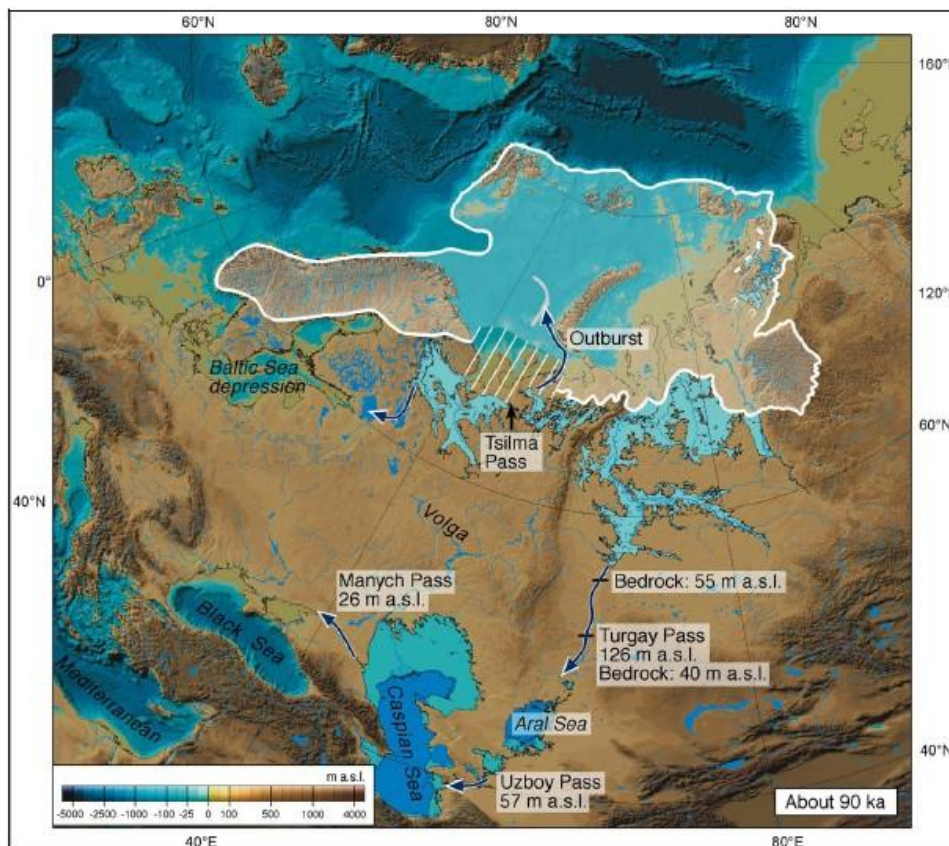
2.4 Bredemte sjøer

I tidlig weichsel for ca 90 ka BP utvidet Barents- og Karahavsisdekket seg inn over fastlandet i Russland og blokkerte de store nordgående elvene (Mangerud et al., 2004). Store sjøer ble oppdemmet foran isdekket og utløpene ble reversert mot blant annet det Kaspiske hav (Figur 2.4) Bredemte sjøer gjennom weichsel har vært mye debattert i forhold til størrelse og drenering (Astakhov et al., 1999; Maslenikova & Mangerud, 2001; Mangerud et al., 2001, 2004; Svendsen et al., 2004; Larsen et al., 2006).

Mangerud og Svendsen (2004) postulerte at Barents- og Karahavsisdekke demmet opp innsjøen Komi i tidlig weichsel (90 ka BP). Komi strakte seg fra Pechoralavlandet til Tsilmapasset i Timanryggen (Figur 1.2) (Mangerud et al., 2004; Svendsen et al., 2004). Mangerud et al. (2004) foreslår at Komi er koblet sammen med en innsjø i Hvitehavsbassenget gjennom Tsilmapasset. Dersom denne rekonstruksjonen er korrekt var det et felles utløp mot det baltiske hav for innsjøen Komi og dens forlengelse i Hvitehavsbassenget (Figur 2.4). Rekonstruksjonen av en bredemt innsjø i Hvitehavet rundt 90-80 ka BP har vært omstridt (Mangerud et al., 2004).

Basert på undersøkelser som er utført øst for Hvitehavet, har det vært hevdet at det en slik stor innsjø ikke kunne eksistert i Hvitehavet rundt 90 ka BP (Houmark-Nielsen et al., 2001;

Lyså et al., 2001; Kjær et al., 2002). Forfatterne beskriver glasilakustrine sedimenter under en moreneavsetning langs Pyoza (Figur 1.2) med OSL-datering 110-90 ka BP som er antatt å være avsatt i en innsjø som ble demmet opp av samme isdekke som demmet opp innsjøen Komi (Mangerud et al., 2004). Imidlertid har Astakhov et al. (1999) ut fra flyfoto kartlagt strandlinjer fra Komi-innsjøen via Tsilmapasset i Timanryggen (Figur 1.2). Implikasjonen er at en innsjø med samme vannstand som Komi innsjøen eksisterte i Hvitehavsbassenget (Mangerud et al., 2004).

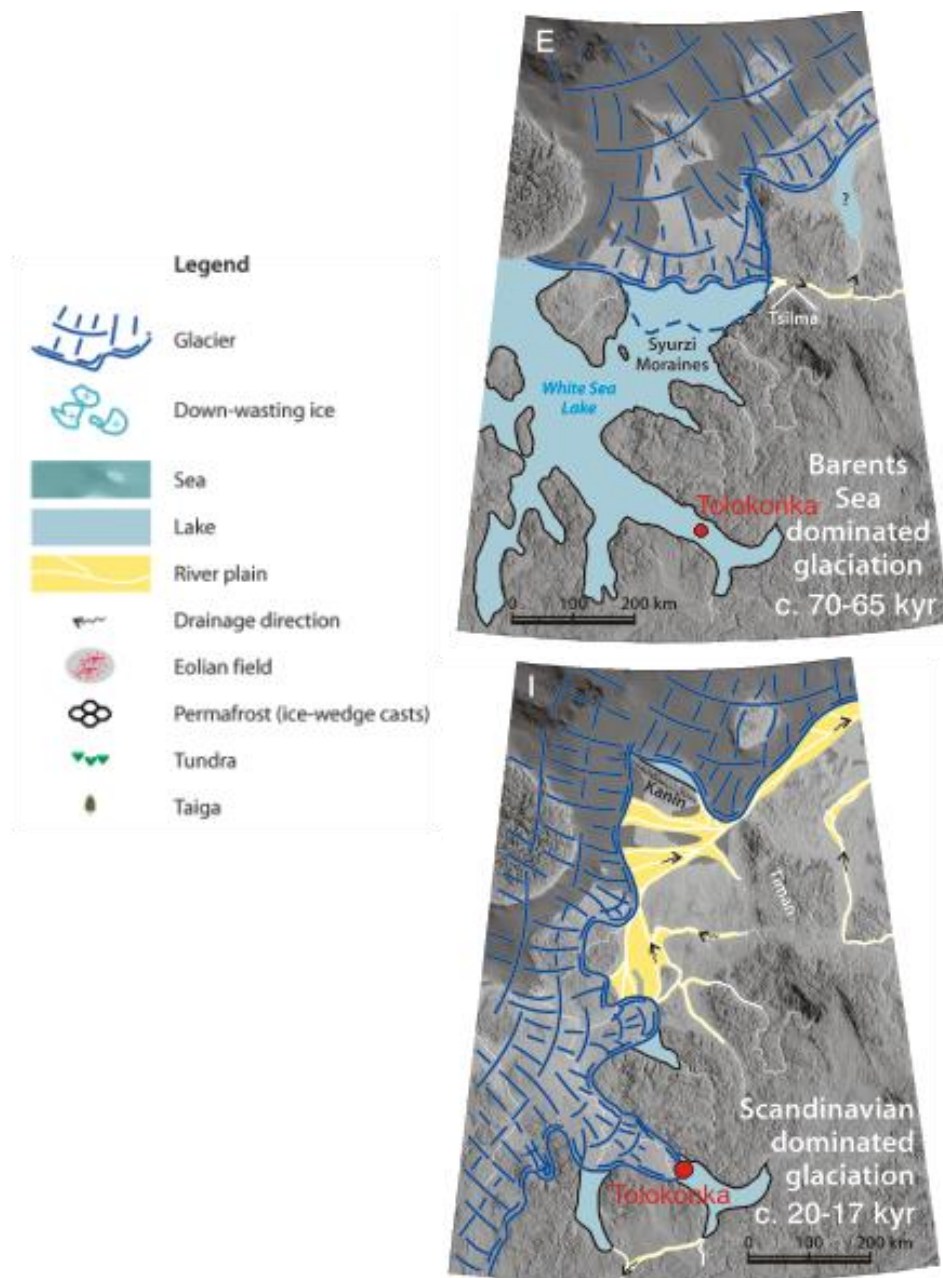


Figur 2.4: Rekonstruksjon av bredemte innsjøer i tidlig weichsel 90 ka BP. Fra (Mangerud et al., 2004).

I følge Larsen et al. (2006) viser isbrebevegelsen i midtre weichsel (ca 70-65 ka BP) at Barentshavisdekket vokste sammen med det skandinaviske isdekket (Figur 2.3B). Konsekvensen av sammenvoksningen ville ført til en oppdemming av en innsjø i Hvitehavsbassenget sør for denne ismarginen. Det er imidlertid ikke funnet korrelerbare glasilakustrine sedimenter fra denne oppdemmingen. Larsen et al. (2006) foreslår at denne innsjøen kan ha drenert mot øst via Tsilmapasset og videre mot Barentshavet via Mezenbukta

(Figur 2.5E). Et paleogeografisk kart fra den antatte oppdemmingen av en innsjø i Hvitehavet er vist i Figur 2.5E.

I Severnaya Dvina området er isutbredelsen i sen weichsel vel etablert (Larsen et al., 2006) Paleogeografisk kart viser utbredelsen til det skandinaviske isdekket i Severnaya Dvina området. Kartet viser hvordan Tolokonka ligger plassert i forhold til isfronten ca 20-17 ka BP, og en bredemt innsjø er postulert foran ismarginen. (Figur 2.5I).



Figur 2.5: Rekonstruksjon av bredemte sjøer gjennom weichsel. (E) En postulert Hvitehavsinnsjø 70-65 ka BP. (I) Postulert bredemt sjø i sen weichsel 20-17 ka BP. Tolokonka er merket med rødt. Modifisert fra Larsen et al. (2006).

3 MATERIALE OG METODER

3.1 Feltarbeid og prøvetakning

Dataene som denne oppgaven er basert på ble innsamlet i løpet av tre uker i juni 2008. Feltarbeidet ble arrangert av NGU (avdeling klima og landskap).

Et snitt på 4,2 kilometer gjennom deltaiske/lakustrine sedimenter fra brede innsjøer ble observert ved Tolokonka langs Severnaya Dvina elven i 2006. Snittet ble merket med et GPS nullpunkt i den sørlige delen av snittet med følgende koordinater: N61° 45 04.7 Ø45° 29 30.7 (UTM: 38 V 525972 6846573) (Figur 3.1). Det ble også estimert ut fra dagens høydekoter at Tolokonka ligger ca 40 m.o.h.



Figur 3.1: Oversiktsbilde over studieområdet viser hvor nullpunktet er i sørlig retning og 4,2 punket målt i km den nordlige delen av skjæringen.

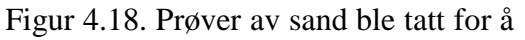
2 km av det sørlige snittet ble beskrevet hovedsakelig av Maria Jensen, Astrid Lyså og Eiliv Larsen i 2006 og 2007. Den siste km av den nordlige delen av snittet danner grunnlaget for denne oppgaven. Fokus her har vært å kartlegge det nordlige snittet fra elvenivået og opp til en diamikton som er postulert til å være avsatt i sen weichsel. Fra diamiktonen og opp til terrassen vil Valery Shebotinov fra Herzen State University i St. Petersburg kartlegge.

Studieområdet er preget av betydelig mengder med erosjon og utraste sedimenter. Trær har falt ned fra plataet ovenfor og ligger i skjæringen, noe som vanskeliggjør kartlegging av stratigrafiske enheter og logging av sedimentene enkelte steder. De ulike snittene ble derfor valgt ut fra egnede plasser.

Skjæringen ble studert ved hjelp av lateral kartlegging og vertikal logging av sedimentene. Snitt ble rengjort og målt opp for å notere kornstørrelse, lagkontakt, grenser, sedimentære strukturer/geometri og tykkelse til lag. Dette ble dokumentert ved hjelp av foto. Sandprøver ble tatt og paleostrømsmålinger utført.

Ni logger med data fra snittet er delt inn med facies som vil bli beskrevet senere i oppgaven. Loggene er vist i sin helhet i Appendix A. Loggene er engelsk tekstet med tanke på eventuell framtidig bruk innenfor forskningsprosjektet.

Høyden fra elven ble målt med et klinometer. Elvenivået ble satt til 0 m.o.e. I løpet av de tre ukene feltarbeidet pågikk sank elvenivået med ca 1-1,5 m, dette ble merket inn i loggene den siste dagen av feltarbeidet, slik at alle loggene ble korrelert til riktig høyde over elven.

Stratigrafiske grenser ble fulgt lateralt i felt og gravd fram der det lot seg gjøre å grave de fram. Dette ble gjort for å ha kontroll på hvordan grensene forandrer seg lateral. De innsamlede data ble så brukt til å utarbeide en stratigrafi over Tolokonka. Stratigrafien er vist sammen med en korrelering av loggene i  Figur 4.18. Prøver av sand ble tatt for å utføre kornstørrelseanalyse, og prøver fra en heterolitisk enhet ble tatt for å sjekke for innhold av foraminiferer eller diatomeer.

3.2 Kornfordelingsanalyse

Ni prøver ble samlet inn for å utføre en kornfordelingsanalyse ved hjelp av tørrsikting (Tabell 3.2).

Ved tørrsikting brukes en serie med sikter med forskjellige maskevidder, tilsvarende fraksjonsinndeling etter Udden-Wentworth kornfordelingskala. Siktene som ble brukt: 1 mm, 500 μm , 250 μm , 125 μm , 63 μm + tett bunn. Siktene stables oppå hverandre med avtagende maskevidde fra øverst til nederst.

Metode:

Prøvene ble først lagt i en splitter som delte de opp i representative prøver for videre kornanalyse. Diameteren til de største kornene ble bestemt, deretter ble det lest av i et diagram

hvilken vekt en prøvemengde fra 1 mm til $>63 \mu\text{m}$ skulle ha. Hver prøvemengde skulle være rundt 50 g.

Hver prøve ble veid, deretter ble prøven helt over i siktene som er satt sammen. Siktene blir så ristet i 10 min slik at kornene blir fordelt i de ulike siktene. Prøvene fra hver sikt tas forsiktig ut med kost og legges inn i små hefteposer. Hver pose legges på vekten og nullstilles før prøven legges oppi. Prøven blir så veid.

Siktene spyles og blåses reine med trykkluft mellom hver prøve, $63 \mu\text{m}$ sikten renses i ultralydbad i 5 min. Kosten blir også blåst med trykkluft for å unngå at korn som eventuelt sitter i kosten ikke skal kontaminere neste prøve. En tabell ble laget i Microsoft Excel hvor de ulike prøvene med data ble ført inn. Microsoft Excel ble brukt for å framstille grafene til kornanalysene.

Kornfraksjonene $125 \mu\text{m}$ og $250 \mu\text{m}$ ble undersøkt under lupe. Til denne undersøkelsen ble en Leica CLS150X – MZ12₅ lupe benyttet. Hensikten med denne undersøkelsen var å se hvordan rundingsgrad kornene hadde.

Lokalitetsnr.	Lokalitetsnavn	Prøvenr.	Dato	Prøvetype	Høyde over elven	Enhet	Beskrivelse
2.89	06025		18.06.2008		3,0 m	D2	fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.01	06025		18.06.2008		4,0 m		fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.28	06025	08-401	19.06.2008	kornfordeling	14,0 m	D2	fin sand
3.28	06025	08-402	19.06.2008	kornfordeling	13,5 m	D2	fin sand, øverste lag med hummocky-kryssjiktning
3.28	06025	08-403	19.06.2008	kornfordeling	12,6 m	D2	fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.28	06025	08-404	19.06.2008	kornfordeling	11,4 m	D2	fin sand, godt sortert, plane lag
3.28	06025	08-405	19.06.2008	kornfordeling	7,2 m	D2	fin sand
3.28	06025	08-415	19.06.2008	kornfordeling	8,9 m	D2	fin sand, plane lag
3.28	06025	08-416	19.06.2008	kornfordeling	9,8 m	D2	fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.28	06025	08-417	19.06.2008	kornfordeling	10,3 m	D2	fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.28	06025	08-418	19.06.2008	kornfordeling	12,1 m	D2	fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.28	06025		18.06.2008		4,0 m		fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.48	06025		14.06.2008		2,0 m		fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.65	06025		15.06.2008		3,0 m		fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.75	06025		14.06.2008		4,0 m		fin sand, hummocky-kryssjiktning
3.99	06025	08-406	12.06.2008	kornfordeling	4,0 m	C	medium sand, dårlig sortert
3.99	06025	08-409	13.06.2008	foraminiferer/diatomeer	4,5 m	D1	silt-/leirelag
3.99	06025	08-410	13.06.2008	foraminiferer/diatomeer	5,1 m	D1	silt-/leirelag
3.99	06025	08-412	13.06.2008	foraminiferer/diatomeer	5,5 m	D1	silt-/leirelag
3.99	06025	08-414	13.06.2008	foraminiferer/diatomeer	6,5 m	D1	silt-/leirelag
4.01	06025				2,0 m		fin sand, hummocky-kryssjiktning

Tabell 3.2: Oversikt av lokaliteter og prøvenummer.

3.3 Analyse av foraminiferer og diatomeer

Totalt ble det tatt ni prøver fra enhet D1. Denne enheten veksler imidlertid mellom sand- og leire/siltlag. Alle prøvene ble derfor ikke analysert og fire prøver fra leire/siltlaget ble valgt ut (Tabell 3.2)

Formålet med denne analysen er å finne ut om enhet D1 kan være avsatt fra et marint eller et lakustrint miljø.

Prøvene ble løst opp i lunket vann og deretter våtsiktet. Maskeviddene på siktene ble valgt til 100 µm og 63 µm, da foraminiferer ses i prøver fra fraksjoner på 100 µm og diatomeer fra fraksjoner på 63 µm. Materialet fra disse to siktene ble lagt over i glasskåler, som ble satt til tørking på en tørkeplate ved ca 30-45 °C. Etter noen timer var vannet fordampnet vekk. Mellom hver prøve ble siktene påpasselig rengjort med vann og trykkluft.

Etter at prøvene var ferdig tørket kunne et organisk lag ses som et lokk over fraksjonen. Disse ble forsiktig fjernet og lagt over på nye glass for å se på innholdet i mikroskop. Til denne identifiseringen ble en Leica CLS150X – MZ12₅ lupe benyttet.

Ingen av prøvene hadde innhold av foraminiferer eller diatomeer, men viste derimot til et høyt innhold av organisk materiale. Det ble observert mye glimmermineraler i leir/silt prøvene. Det organiske materialet ble videre undersøkt av Karl Dag Vorren ved institutt for biologi, Universitetet i Tromsø.

3.4 Fotomosaikk

Ved hjelp av elvebåt ble det tatt foto av den siste kilometeren av elveskjæringen, disse ble tatt for å kunne sette sammen bildene til en fotomosaikk. Under bildetaking var det vanskelig å holde samme avstand fra elvebredden på grunn av strømmer og bølger. Enkelte av bildene blir derfor nærmere snittet enn andre. Da fotoene ble satt sammen til en fotomosaikk var det derfor vanskelig å få en god overlapp mellom bildene. Dette kan sees ved at noen bilder kommer nærmere enn andre, og ikke passer helt til hverandre.

Med et Canon PowerShot S5 IS kamera ble det tatt 93 foto av elveskjæringen. For å gjenkjenne punkter i elveskjæringen ble det brukt et polaroidkamera for å ta bilder av de ulike snittene som var logget, slik at bildene kunne brukes som referansepunkter når fotoene skulle settes sammen. På grunn av størrelsen til elveskjæringen lot det seg ikke gjøre å merke av referansepunkter langs toppen av skjæringen. Fotomosaikk ble satt sammen ved hjelp av programvaren Adobe Photoshop CS. Dette ble gjort for å forbedre detaljer som lysstyrke,

fargebalanse, kontraster og få alle bildene tilpasset hverandre nøye. Etter at bildene var satt sammen til en fotomosaikk ble det gjort en tolkning av arkitekturen innenfor de ulike enhetene. Stratigrafiske grensene ble gjenkjent og markert.

Fotomosaikk ble satt sammen for å kunne tolke arkitekturen i snittet. Fotomosaikken er vist i sin helhet i (Figur 4.19). Tolkning av arkitektur og faciesfordelingen er vist i sin helhet i (Figur 4.20). Ved en lokalitet ble det gravd et snitt som var 11 m langt og en høyde på ca 2 m. Snittet ble fotografert og bildene ble satt sammen til en fotomosaikk som er vist i Figur 4.35.

3.5 Profil

Ut fra logger ble stratigrafiske grenser tegnet inn på millimeterpapir med en vertikal overdrivelse på 1:25. Tegningen ble skannet og lagt inn i CorelDRAW for videre illustrasjon. Den ferdige profilen ble inndelt i ulike enheter ut i fra litologiske forskjeller i loggene. Enhetene ble navngitt A, B C, D1, D2, E, F og G. Denne inndelingen vil også bli brukt i andre arbeider innenfor forskningsprosjektet.

Enhet A vil ikke bli beskrevet i denne oppgaven. Denne enheten ligger nederst i stratigrafien og er ikke mulig å observere fra elvebredden fordi den ligger under elvenivået.

Enhet B er kun logget ved lokalitet 4.01, logg 9, og vil derfor ikke bli beskrevet i detalj i denne oppgaven. Denne inngår i et detaljstudie som blir utført av Valery Shebotinov ved Herzen State University St. Petersburg.

Enhet F vil bli beskrevet i korte trekk i denne oppgaven, da NGU skal utføre et detaljstudie av denne.

Enhet G skjærer ned i enhet D2 og F i mitt profil (Figur 4.18). Det velges derfor å gi en kort beskrivelse og tolkning av enheten.

3.6 OSL-prøver

Optical Stimulated Luminescence (OSL) er en metode for å datere kvartære avsetninger. Denne metoden går ut på å estimere tiden som har gått siden begravde sedimentkorn sist var eksponert for sollys.

OSL er basert på at eksponering av sollys frigjør elektroner fra lyssensitive gitterdefekter i krystaller før avsetning. Kvarts og feltspat er de vanligste mineralene brukt i OSL-datering. Etter at krystallene er begravet, og ikke utsatt for sollys, begynner de å absorbere energi fra naturlig stråling i sedimentene. Denne strålingen fører til at elektroner blir akkumulert i gitterdefekter i krystaller. I laboratoriet blir prøver stimulert med lys (grønt, blått eller infrarødt). Utkastelse av elektroner fra gitterdefekter og påfølgende rekombinasjon av luminescenssenter resulterer i utstråling av lys, vanligvis ved høyere frekvens enn stimulasjonslyset. Kalkuleringen av alderen involverer kalibrering av utstrålt lys som et estimat av total energi pr. masseenheter som er absorbert av krystallen, og et estimat på raten som denne energien er blitt absorbert på under begravingshistorien (Mayank et al., 2004).

Eoliske og fluviale sedimenter er ansett som ideelle for OSL-dateringer siden de ofte er utsatt for betraktelig eksponering av sollys slik at de er helt eller tilnærmet nullstillet.

Aldersestimering av sedimenter fra Tolokonka er vist i Tabell 3.3. OSL-prøvene er tatt under feltarbeidet av NGU. Dateringen er tatt for å kunne gi en aldersestimering av sedimenten på Tolokonka. OSL-dateringene vil senere bli diskutert i forholdt til alder og miljøutvikling for de ulike enhetene som er beskrevet i denne oppgaven.

Risø-nr.	Prøvenr.	Dose (Gy)	Dose rate (Gy/ka)	Alder (ka)
06 38 51	06-263	52 ± 2	0,66 ± 0,04	78 ± 5
06 38 52	06-264	57 ± 3	0,68 ± 0,04	84 ± 7
06 38 53	06-265	69 ± 2	0,84 ± 0,05	82 ± 5
06 38 59	06-277	11,6 ± 0,3	0,72 ± 0,04	16,0 ± 1,0
06 38 60	06-278	12,2 ± 0,3	0,81 ± 0,04	15,1 ± 0,9
06 38 61	06-279	9,7 ± 0,4	0,72 ± 0,04	13,6 ± 1,0
06 38 62	06-280	11,6 ± 0,3	0,77 ± 0,04	15,0 ± 1,0
06 38 63	06-281	9,7 ± 0,2	0,71 ± 0,04	13,7 ± 0,9
06 38 64	06-283	14,8 ± 0,3	1,07 ± 0,05	13,8 ± 0,7
06 38 65	06-284	12,0 ± 0,4	0,83 ± 0,04	14,4 ± 0,9
06 38 66	06-285	11,9 ± 0,5	0,99 ± 0,04	12,0 ± 0,8

Tabell 3.3: OSL-datering fra Tolokonka. Dose (gy) er måleenhet for absorbert stråledose av ioniserende stråling og dose rate (Gy/ka) er mengden stråling absorbert pr.ka. Alder er oppgitt i ka.

4 RESULTATER OG DISKUSJON

Resultatene i denne oppgaven er delt inn i to punkter:

- 1) Faciesbeskrivelse
- 2) Enhetsbeskrivelse med arkitektur

Etter hver beskrivelse vil en diskusjon rundt genesen til de respective facies og enheter bli gitt. Dette gjøres for å kunne gi en utvikling av studieområdet gjennom weichsel i kapittel 5. En oversikt over det stratigrafiske profilet og loggene utarbeidet i denne oppgaven er vist i Figur 4.18.

4.1 Facies

Hensikten med faciesanalyse er å gjenkjenne ulike karakteristiske trekk i en avsetning ut fra ulike kriterier som kornstørrelse, kornform, farge, kjemisk sammensetning, fossiler, og avsetningsstrukturer. Sedimenter som har likhetstrekk og like avsetningsforhold får en felles navnekode (facies). Avsetningsprosessene til de ulike facies blir så beskrevet og diskutert ut fra sedimentenes karakteristiske trekk. I dette studiet har 8 facies blitt definert.

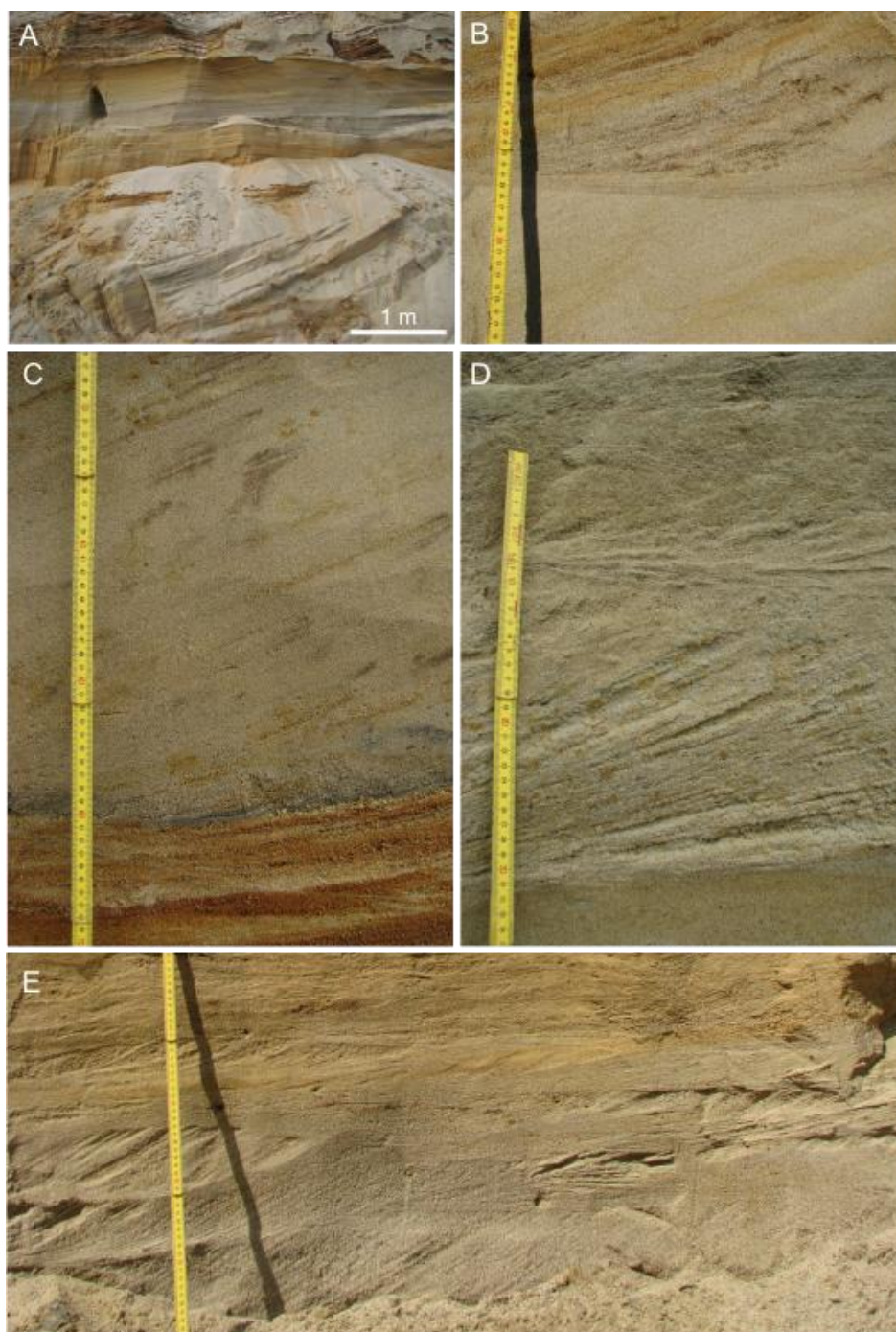
4.1.1 Facies Sp – planar kryssjiktet sand

Facies Sp er observert fra logg 1 til 9 og utgjør 100 % av enhet C, E og en del av enhet G (Figur 4.18). Facies Sp grenser vertikalt enten mot facies Si eller facies Het.

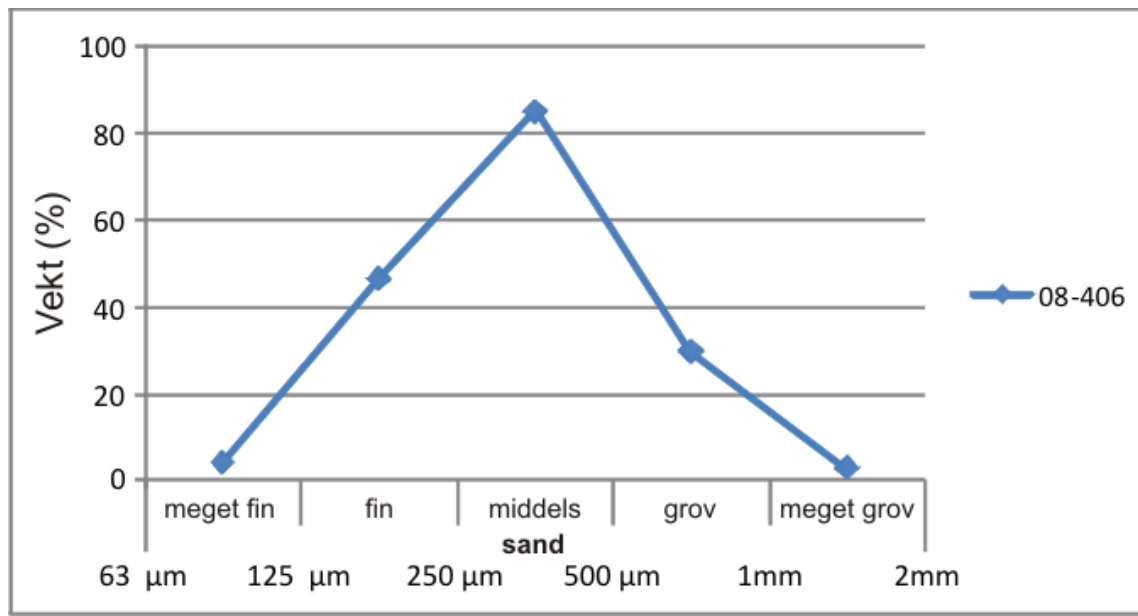
Facies Sp består av storskala planar kryssjiktet sand (Figur 4.1). Kornstørrelsen viser oftest medium sand. Enkelte steder observeres grovere sand og sedimentene er middels til godt sortert (Figur 4.2).

Enkelte grusklaster observeres i skrålagene. Fargen på sanden er lys og enkelte steder rødlig. Det er observert set-tykkelser opp til 50-60 cm (Figur 4.1A og C), men typiske set-tykkelser er 10-25 cm (Figur 4.1D og E). De største opptrer enkeltvis, men mindre kan danne coset av 2-3 set. Det er observert en nedstrømsgradering i kornstørrelse langs med foreset. Graderingen viser at de groveste kornene er i bunnset og de fineste kornene er i toppset (Figur 4.1D). Enkelte steder hvor set-tykkelsen er 50-60 cm ses det klaster i den groveste delen av foreset. Helninger på foreset varierer mellom 18° og 30° . Foreset veksler mellom å være tangentielle og planare (Figur 4.1B, C og E). Der foreset består av set-tykkelser rundt 50-60 cm er de tangentielle.

Kornfordelingsanalysen viser kun en prøve av facies Sp og er derfor ikke representativ for alle lokalitetene der facies Sp opptrer. Den ene prøven vil kun være representativ for logg 8 (Figur 4.2).



Figur 4.1: Utvalgte bilder av facies Sp. (A) Storskala dyner fra logg 9. (B) Tangentialt foreset fra logg 8, enhet D2. (C) Tangentialt foreset, fra logg 3. (D) Gradering langs med foreset, fra logg 3. (E) Planar kryssjiktning fra logg 8.



Figur 4.2. Kornfordelingsanalyse fra lok. 06025_3.99. Facies Sp.

Diskusjon

Facies Sp tolkes til å utgjøre storskala bunnformer. Rette eller langryggede dyner genererer tabulære kryssjikt i set med tilnærmet parallell topp og bunn og med stor lateral utbredelse. Bunnformer med lik morfologi kan bevare ulike mønster av kryssjiktning, avhengig av deres helningsvinkel (Collinson et al., 2006).

I facies Sp er de planære kryssjiktene tolket til å være avsatt fra sandskred på grunn av den relativt steile helningen til foresettet. De tangentielle foresettene i facies Sp er tolket til å være avsatt fra en tilbakestrømskomponent i strømmen. Tabulære set har varierende størrelser, men det er mest vanlig med set som er under en meter. Facies Sp inneholder mindre set som har dannet coset. Det er vanlig å finne tynne lag med riflekryssjiktning som separerer coset, men det er ikke observert i facies Sp. Geometrien til de tabulære set er relativt enkel fordi foreset enten er rett eller svakt bøyd.

Subakvatiske bunnformer over 7,5 cm blir i følge Ashley (1990) karakterisert som dyner. 2D-dyner dannes i undre strømregime, og under forhold med lavere strømhastighet/strømstyrke i forhold til 3D-dyner.

2D-dyner har en tendens til å bli relativt lange og lave, og de har en rett kam. Slike dyner kan enten være variable eller invariable. Variabiliteten er et uttrykk for om bunnformens morfologi eller bevegelsesmønster forandres eller ikke. Et kjennetegn til invariable 2D-

bunnformer er at alle foreset har samme orientering og set-grensene er parallelle. I facies Sp er det observert set grenser som er parallelle og har samme orientering. Når parallelle bunnformer migrerer i en konstant retning danner set-grensene parallelle planer. Den dominerende set- og foresetgeometrien i facies Sp er karakteristisk for 2D-bunnformer. Lesiden til 2D-dyner har en helningsvinkel fra 25° til 30° (Collinson et al., 2006). Facies Sp har helning mellom 18° til 30°.

Transverse dyner er blitt beskrevet av Smith (1971) som tabulære lave dyner med en flat topp og planare kryssjikt. Disse dynene varierer i størrelse og høyde. Størrelsen til en dyne kan være mellom 1-2 m² til flere hundre m², og høyden kan variere fra noen cm til over en meter (Smith, 1971).

Facies Sp inneholder både planære og tangentielle kryssjikt som tolkes til å være resultater av migrasjon av transverse 2D-dyner som er avsatt i en kanal. Tangentielle kryssjikt krever høyere energi for å bli avsatt enn planare kryssjikt. Ulik energi kan oppstå sesongvis i en kanal, som for eksempel ved snøsmelting.

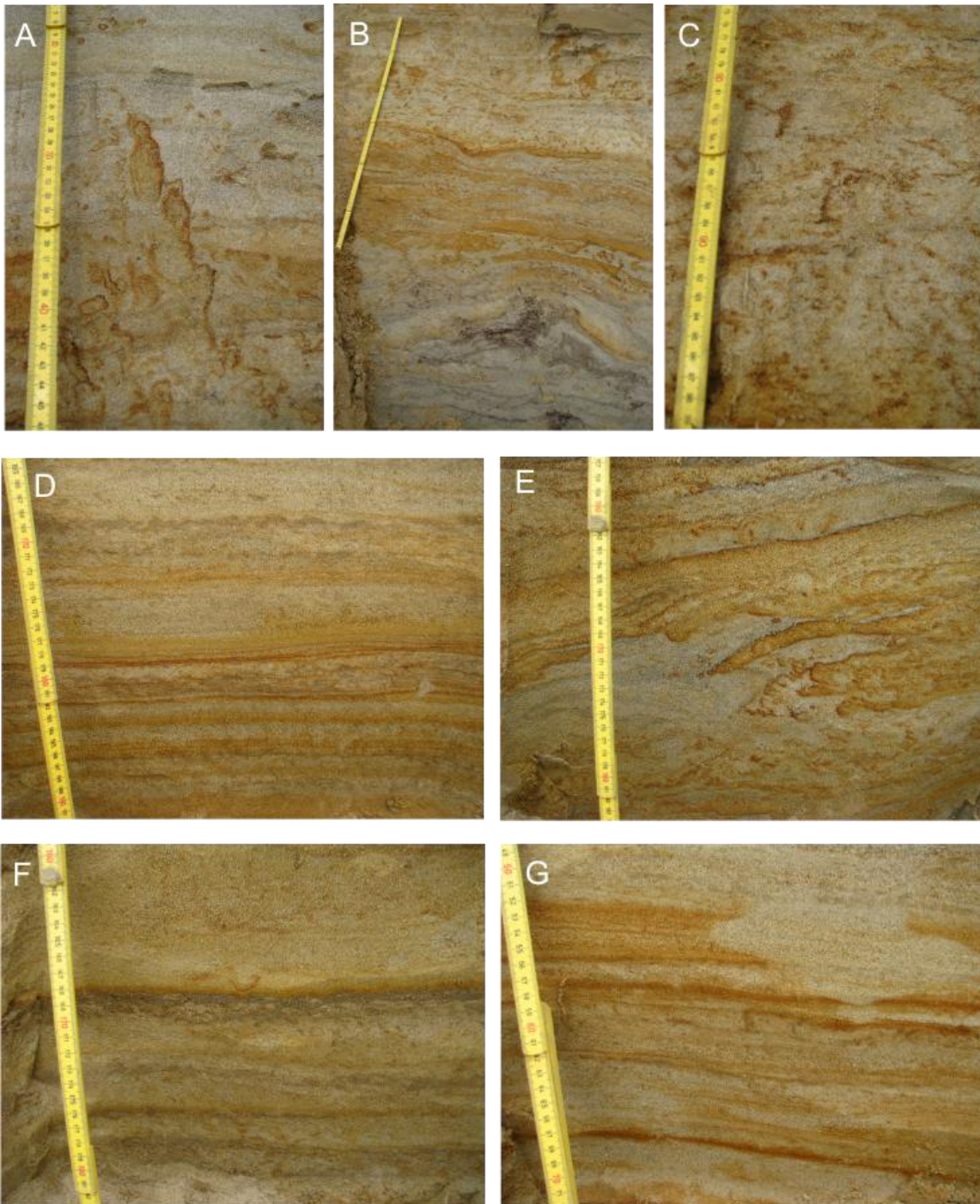
4.1.2 Facies Sb – bioturbert laminert sand med deformasjonsstrukturer

Facies Sb er observert i logg 1- 7 og utgjør en del av enhet D2 (Figur 4.18). Facies Sb grenser vertikalt over til facies Sh, HCS, O, Het eller mot facies D.

Facies Sb består av finkornet laminert sand som er bioturbert (Figur 4.3C, D og E). Kornstørrelsen viser siltig til fin sand og sedimentene er godt sortert. Det er observert planlaminert sand som består av parallelle horisontale og undulerende lamina, 1-3 mm i tykkelse (Figur 4.3A). Lamineringen består av alternerende lag av siltig sand til fin sand. Fargen på sanden er lys. Det er observert tett populasjon av bioturbasjon, som består av vertikale gravespor med jevn tykkelse. Enkelte steder er det observert siltlaminasjoner. Disse observeres som bølgete laminasjoner som også er forstyrret av bioturbasjon (Figur 4.3D og F). Tynne laminasjoner av ulike rødlige farger er observert (Figur 4.3D og G). Mektigheten til facies Sb er fra 0,5-4,5 m.

I nedre del av facies Sb er det observert deformasjonsstrukturer som er hummocklignende (Figur 4.3B og Figur 4.5). Lagene som er avsatt over disse strukturene er tynnere over toppen og markant tykkere ut på sidene av den. Inne i strukturen ses et mørkt innhold som er

deformert (Figur 4.3B). Det er også observert flammestrukturer (Figur 4.3E og Figur 4.6), hvor den opprinnelige lagningen er deformert.



Figur 4.3: Utvalgte bilder av facies Sb. A, B, C og E er fra logg 6, enhet D2. D, F, G er fra logg 5, enhet D2. (A) Utfelling følger ikke lagene. Lagdeling og bioturbasjonstrukturer er vanskelig å tyde. (B) Bioturbasjon og en deformasjonsstruktur i nedre del av bildet. (C) Bioturbasjon har forstyrret den opprinnelige lamineringen. (D) Siltige lamina er forstyrret. (E) Flammestruktur. (F) Siltige laminasjoner er forstyrret av bioturbasjon (G) Bioturbasjon.

Diskusjon

Facies Sb tolkes til å være avsatt fra bunnstrømmer i nedre strømregime. Planlaminert sand kan avsettes på et plant lag i nedre strømregime hvor det er bunntransport som avsetter grovere og finere korn i laminasjoner. Dersom det er tilstrekkelig med sedimenter, vil et lag av lik laminert sand bli avsatt (Reineck & Singh, 1986).

Det er observert en stor populasjon med Skolithos. Disse er gjenkjent ut fra rette rørlignende strukturer som tolkes til å være gravespor. Basert på størrelsen, formen og orienteringen. Dette fossilet blir ofte brukt som en indikator for grunnmarine miljø (Alpert, 1974). Skolithos er typiske for sand og høyenergimiljø, det vil si over bølgebasis. Organismer graver seg ned i sedimentene og lever av å filtrere ut næringsstoffer fra vannet. For å holde seg i samme høyde beveger dyret seg opp eller ned i hullet. Det skiller ut materiale som binder sandkorn sammen slik at hullet ikke ødelegges så hurtig.

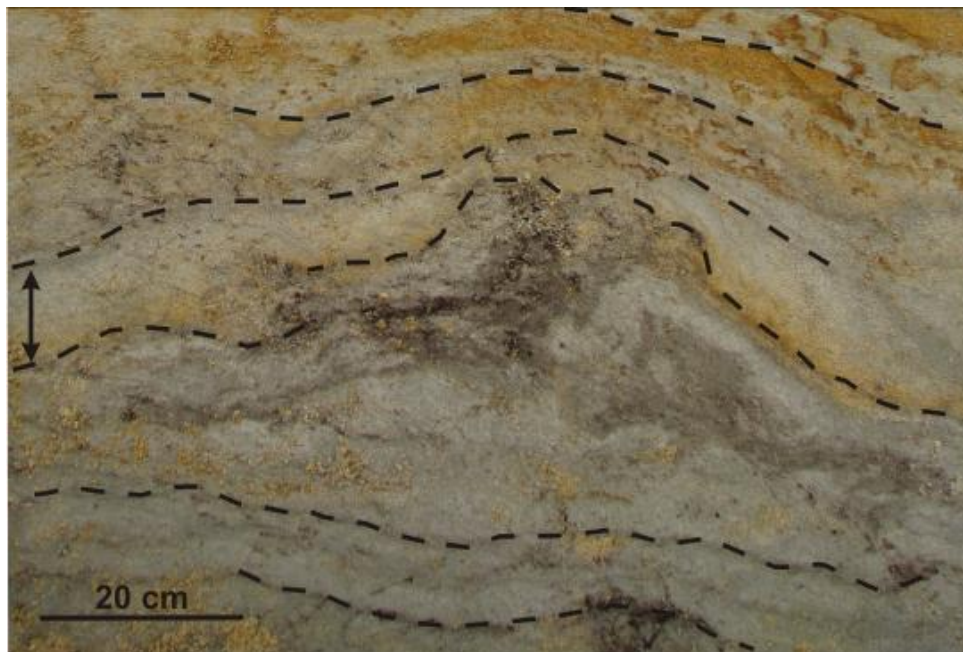
Figur 4.4 viser hvordan rette, vertikale trådlignende rør henger ut fra visse horisonter.



Figur 4.4: Bioturbasjon består av Skolithos som er observert med vertikale gravespor med jevn tykkelse.

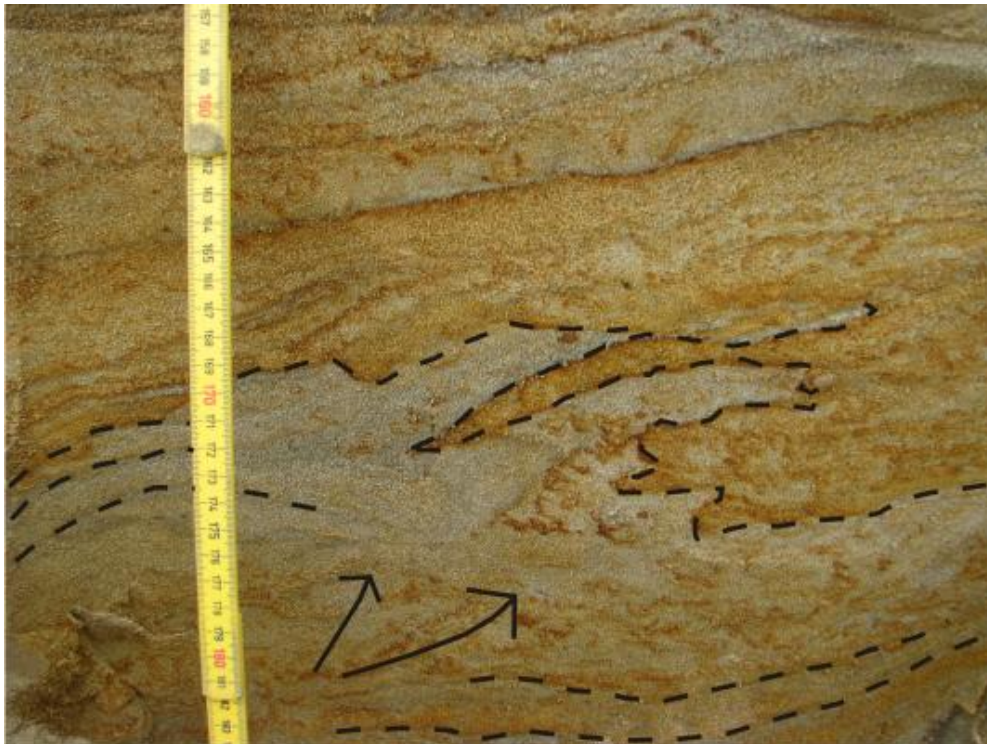
Deformasjonsstrukturene kan være avvanningsstrukturer (Figur 4.3B og E). Avvanningsstrukturer dannes under mange ulike forhold. Prosessen bak avvanningsstrukturer er at sedimentet blir utsatt for fluidisert strømning, det vil si at sedimentet mister mye av sin indre friksjon og oppfører seg tilnærmet som en væske (Collinson et al., 2006). Hurtig avsetning av sedimentet og et høyt innhold av vann fører til at sedimentkornene blir ustabil

pakket. Når sedimentet blir overlagret av nye sedimenter oppstår et stress på kornkontaktflaten og sedimentkornene kan bryte sammen. Sedimentkornene pakkes tettere sammen og porevann trenger ut. Porevann kan trenge både opp eller til sidene langs med avgrensede lag og danne ulike strukturer. Deformasjonsstrukturer er mest vanlig å finne i finkornede sedimenter som silt og fin sand. Større korn vil ikke bli utsatt for fluidisering på grunn av at de har en høyere permeabilitet som vil jevne ut et overtrykk. Figur 4.5 viser en deformasjonstruktur som er observert i facies Sb.



Figur 4.5: Deformasjonsstruktur i facies Sb. De svarte stiplede linjene er tolkning av hvordan lagene bøyer av rundt strukturen. Lagene er tynnere rundt toppen av strukturen og tykkere ut på siden. Pilen indikerer hvor laget er tykkere. For utolket versjon se Figur 4.3B.

Det er også observert en avvanningsstruktur som er flammelignende (Figur 4.6). Flammestrukturer opptrer som oftest i et miljø hvor sand er innlagret med silt/leire eller bare i sand. Ofte forekommer de som vertikale strukturer, og de ligner fingre eller kileformer som peker oppover (Collinson et al., 2006).



Figur 4.6: Flammestruktur i facies Sb. Sorte stiplede linjer viser en tolkning av strukturen, sorte piler indikerer hvordan vann har trengt opp. For utolket versjon se Figur 4.3E.

Fra litteraturen er det beskrevet ulike deformasjonsstrukturer. Dionne (1973) har beskrevet småskala leirvulkaner (Monroes) fra en tidevannsflate, som en kjegleformet struktur med små trykksprekker langs med sidene og en kraternedsynkning i toppen. Mektigheten på noen av strukturene ble målt til 5-25 cm i diameter og en høyde på 5-20 cm. Strukturene består hovedsakelig av leir/silt og er mest sannsynlig i dette tilfellet et resultat av at en isbre har gitt et økt trykk til sedimentene og dermed gitt opphav for avvanning. Bondesen (1966) har observert lignende strukturer som består av silt og finkornet sand. Strukturene har en mektighet på 10-50 cm i diameter og er 15 cm høye. Deformasjonsstrukturene i facies Sb behøver nødvendigvis ikke å være et resultat av fluidisering. Andre prosesser som vegetasjon kan gi opphav til deformasjonsstrukturer. Vegetasjon binder sedimentene og ofte er det vanlig å finne hummockylignende strukturer der busker eller annen vegetasjon har vokst.

Langs en elveslette vil det ofte vokse vegetasjon. I facies Sb er det ikke observert organisk materiale eller jordsmon. Det mørke innholdet i den hummockylignende strukturen kan imidlertid være organisk materiale (Figur 4.5). I flammestrukturen er det ikke observert noe organisk innhold (Figur 4.6). Deformasjonsstrukturene i facies Sb kan derfor være en følge av at det har vokst vegetasjon på stedet eller fluidisert strømming.

Hurtig sedimentasjon i et basseng gir ofte opphav til avvanningsstrukturer, spesielt i nedre del av avsetningen (Lowe, 2006). Opptreden av Skolithos underbygger at facies Sb er avsatt i et basseng som kan være enten grunnmarint eller lakustrint. Det tolkes derfor at flammestruktur og avvanningsstruktur er dannet på grunn av fluidisert strømning.

Facies Sb tolkes til å være avsatt i et grunt basseng eller en tidevannsflate som er under utvikling til å bli et basseng. Dette miljøet kan være grunnmarint eller lakustrint.

4.1.3 Facies Het – horisontalt lagdelt heterolittisk sand og silt

Facies Het er observert fra logg 1 til 8, og utgjør en stor del av enhet D1 (Figur 4.18). Facies Het grenser vertikalt over til facies Sp, Sb og O (Figur 4.18).

Facies Het består av vekslende sand- og leire/siltlag (Figur 4.7). Sandlagene varierer i tykkelse fra 3-20 cm og består av finkornet sand, som enkelte steder er en siltig sand. Det ses tydelige foreset med en maksimal høyde mellom 4-5 cm i de finkornede sandlagene. Disse er drapert med silt langs med foreset (Figur 4.7B).

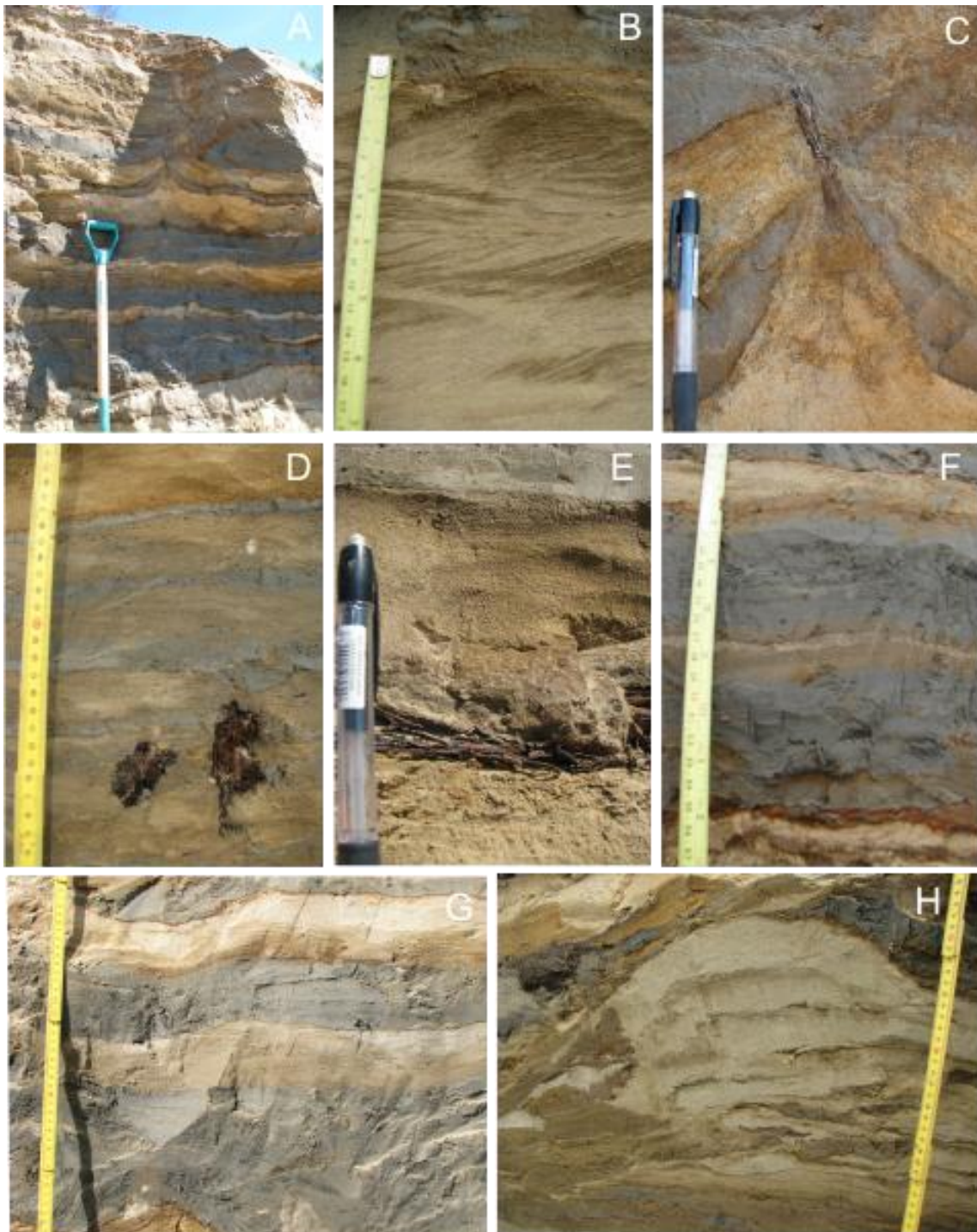
Leire/siltlagene varierer i tykkelse fra 1-25 cm (Figur 4.7D og F). Det er også observert linselagning i leire/siltlagene og den relative andelen av leire og silt er variabel. Lagflatene mellom sand og leire/siltlag er undulerende og horisontalt lagdelt (Figur 4.7G). Enkelte steder er sandlagene også fint laminerte heterolitter, hvor sand- og leirelag veksler på millimeterskala.

Facies Het spenner mellom en sanddominert heterolitt hvor sandlagene er markant tykkere enn leire/siltlagene (Figur 4.7D), og en muddominerende heterolitt hvor leire/siltlaget er markant tykkere enn sandlaget (Figur 4.7F). I den sanddominerte heterolitten oppnår sjelden leire/siltlaget tykkelser over 1-2 cm. I den muddominerte heterolitten oppnår sandlagene sjelden tykkelser over 3-4 cm. Enkelte steder i den muddominerte heterolitten gir den sekundære strukturen sedimentene fargeforskjeller i form av jernutfellinger. Det er ikke observert bioturbasjon i facies Het. Mektigheten til facies Het er fra 1-3,5 m.

I begge typer er den primære lagningen ofte forstyrret av sekundære strukturer som planterøtter og kvister av varierende størrelser som er skyldt inn (Figur 4.7D og E) og deformasjonsstrukturer (Figur 4.7C og H). Planterøtter er kun observert i den sanddominerte heterolitten (Figur 4.7D og E). Prøvene av facies Het viser høyest konsentrasjon av organisk materiale i prøvene 08-410 og 08-411. Prøvene av det organiske innholdet består for det

meste av lyngrester. Det er observert følgende plantemateriale: Ericales (røtter fra lyngplanter), Monocotyledons (Monocots) og Rhododendron tomentosum (Karl Dag Vorren, pers. medd. 2010). En del insekter ble også observert i det organiske materialet, men disse er ikke blitt klassifisert.

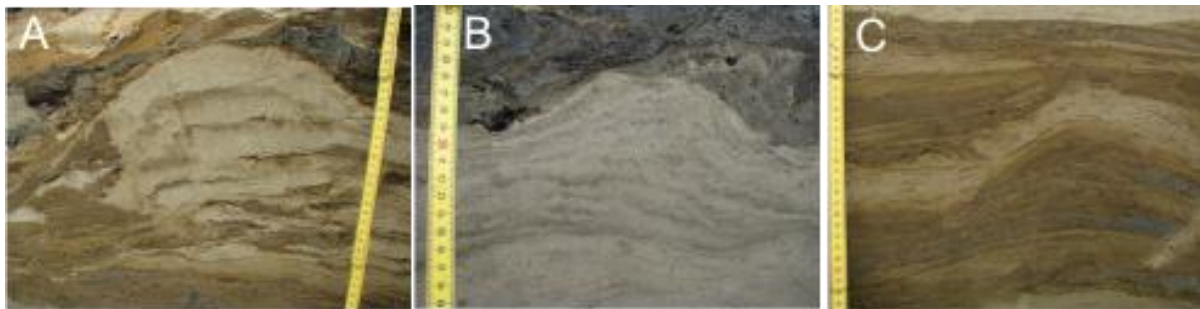
Prøvene viste ikke innhold av diatomeer eller foraminiferer.



Figur 4.7: Utvalgte bilder av facies Het. (A) Oversiktsbilde av hele enheten. (B) Rifler med siltdrapering langsmed foreset. (C) Deformasjonsstruktur. (D) Sanddominert heterolitt. (E) Organisk materiale. (F) Muddominert heterolitt. (G) Horisontalt og undulerende lagdeling. (H) Deformasjonsstruktur.

Diskusjon

Vekslinger i kornstørrelser indikerer en variasjon i energinivået under avsetning av facies Het. De små foreset som er i den sandige heterolitten er tolket til å være migrerende rifleformer. Dette indikerer at disse strukturene er avsatt ved bunntransport i strømmende vann. Silt/leirelagene er avsatt fra suspensjon i stillestående vann (Collinson & Thompson, 1989). Linselaminasjon i den muddominerte heterolitten gjenspeiler også rifledannelse. Røtter og en del organisk innhold kan tyde på at dette miljøet ikke har vært dekket av vann konstant. Det kan ha vært perioder der sedimentene har hatt mulighet for å få etablert plantevekst. Det er imidlertid ikke observert jordsmonn og spor etter røtter som har vokst i sedimentene. Deformasjonsstrukturer som er observert i facies Het ligner hummockstrukturer (Figur 4.8).



Figur 4.8: Utvalgte bilder av deformasjonsstrukturer i facies Het.

Dersom deformasjonsstrukturene skyldes plantevekst, kan det tyde på at noe av plantematerialet som er funnet i facies Het har blitt avsatt i dette miljøet. Dette tyder på at miljøet kan ha hatt vekslinger mellom perioder med lite eller ikke noe vannføring. I perioder med lite vannføring har planter fått muligheten til å etablere seg.

En flomslette eller elveslette er et område som grenser til en kanal. Sedimenter blir ved flom transportert over flomsletten/elvesletten ved bunntransport og suspensjon. Bunntransportert sand blir som regel avsatt som plane lag med strømrifler, og da spesielt klatrerifler. Sedimentet som blir avsatt i dette området bindes av vegetasjon, dersom det er klimatiske forhold for dette. Dyner kan også bli avsatt dersom det er en kanal på flodsletten (Bridge, 2003). Tørrlagte banker i en forgrenet elv kan også bli utsatt for flom hvor transportert materiale blir fraktet ved bunntransport og suspensjon.

En flomslette kan inneholde heterolittiske avsetninger som crevasse splay og levee avsetninger. Karakteristiske trekk ved levee- og crevasse avsetninger er at de veksler periodisk mellom begrenset sedimentasjon eller avsetning fra suspensjon, og avsetning ved overskyllslag. En sandfraksjon vil bli transportert kortere og avsettes før en silt/leirefraksjon, og mengden av sand i forhold til leire kan derfor si noe om avstanden til kanalen (Mjøs et al., 1993).

Levee og crevasse splay avsetninger viser ofte hellende lagflater med lav vinkel, hvor lagene blir tynnere lengre vekk fra kanalen. Det kan være vanskelig å skille mellom crevasse splay og levee avsetninger. Crevasse splay avsetninger har en tendens til å være mer sandig og mektigere enn levee avsetninger, men lengre bort fra kanalen er de ofte lik. Levee og crevasse avsetninger kan inneholde rikelig med transportert plantemateriale, planterøtter, trefragmenter, pollen og blader (Bridge, 2003). Lengst vekk fra kanalen er det overbank og flomsletteområde. Her vil avsetningen være mer finkornet og horisontalt lagdelt, og dette samsvarer med den horisontale lagdelingen mellom sandlagene og leire/siltlagene i facies Het. Riflene i den sanddominerte heterolitten kan være sand avsatt ved bunntransport. Imidlertid viser ikke facies Het til å ha hellende lagflater med lav vinkel slik som en levee og crevasse splay.

I et tidalt miljø vil man kunne observere foreset med leire/silt drapering. Facies Het ligner tidale avsetninger med leire/silt draperte foreset. Organisk materiale er vanlig i forskjellige miljø, alt fra tidale, lakustrine, til elvesletter. Det ble imidlertid ikke observert foraminiferer eller diatomeer i de analyserte prøvene, men en betydelig mengde organisk materiale ble observert. Dette tyder på at facies Het ikke er marine avsetninger.

Facies Het tolkes derfor til å være avsatt på en flate som veksler mellom å være oversvømt og til tider ha lite eller ikke noe vannføring. Denne flaten kan være en elveslette, deltaflate eller en flomslette. Vekslingene fra å være muddominerende til sanddominerende kan tolkes til at den muddominerte heterolitten er avsatt distalt for en kanal, og den sanddominerte heterolitten til å være avsatt mer proksimalt. Deformasjonsstrukturene tolkes til å være dannet som følge av plantevekst på stedet.

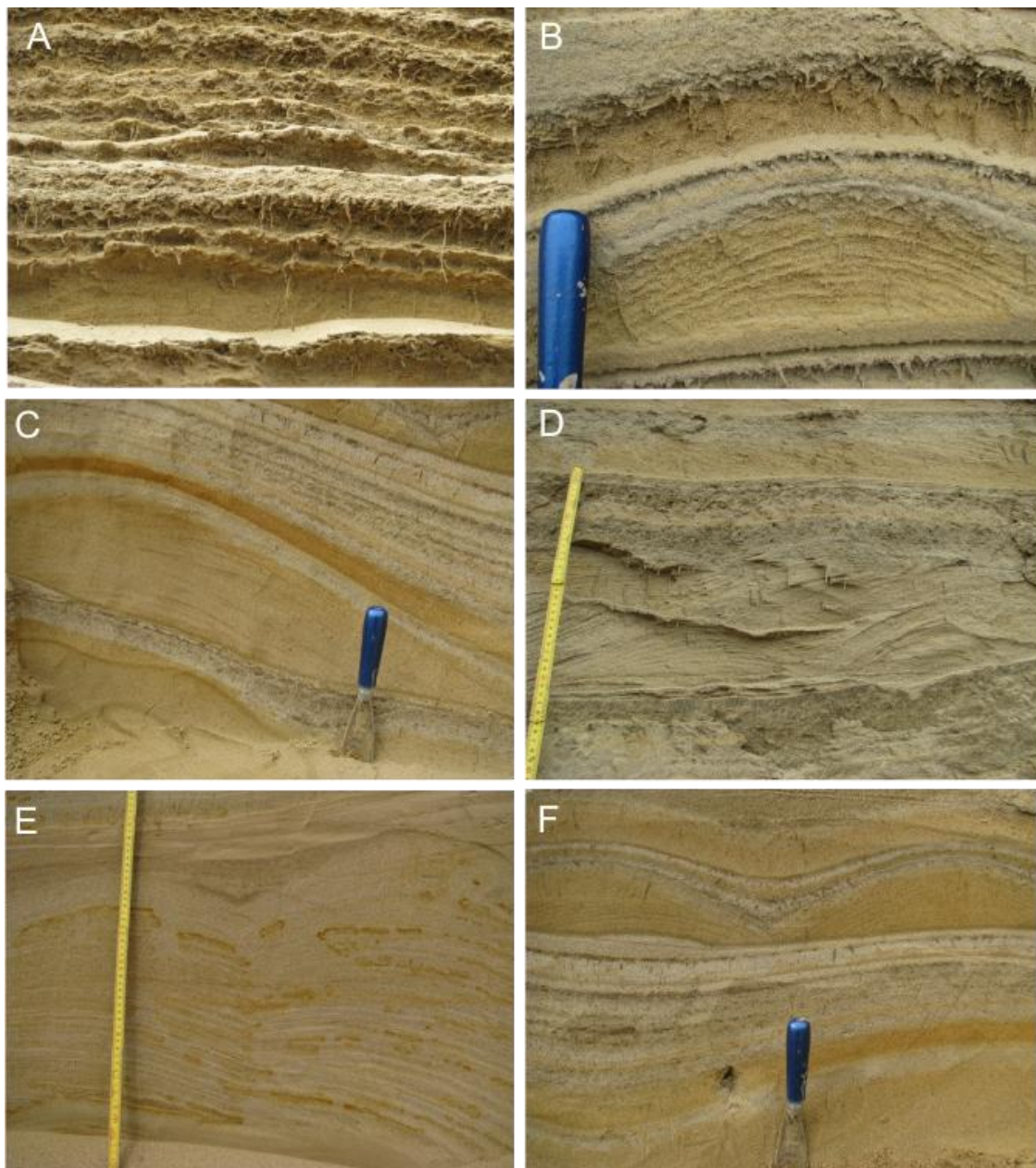
4.1.4 Facies HCS – Hummocky-kryssjiktet sand

Facies HCS er observert fra logg 1 til 4, og utgjør en stor del av enhet D2 (Figur 4.18).

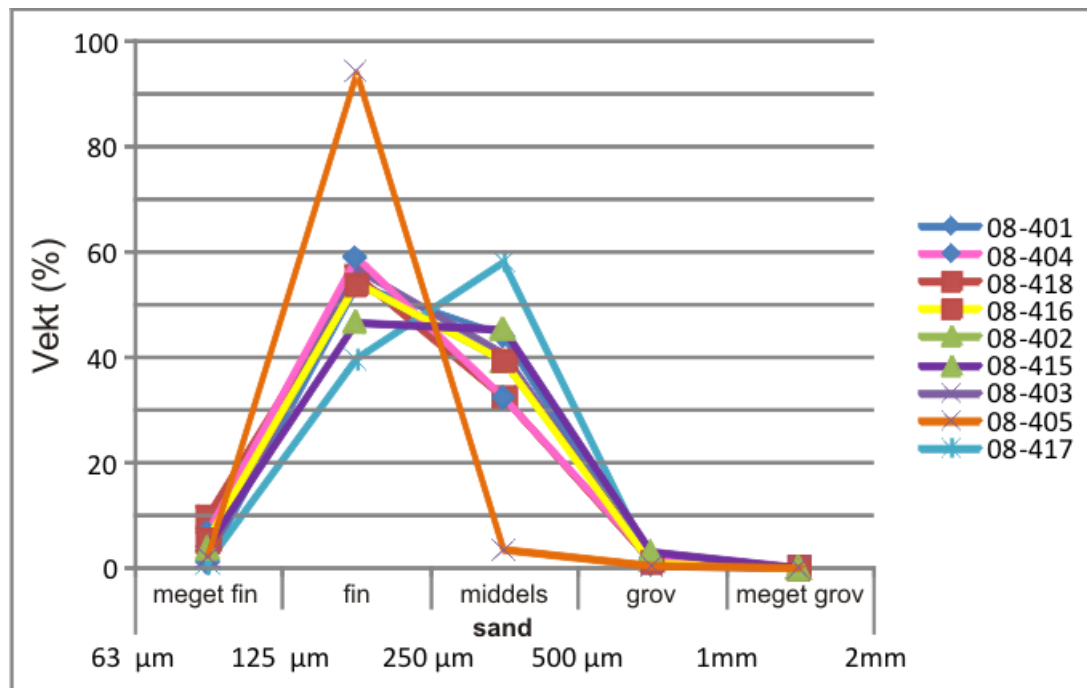
Facies HCS består av hummockykryssjiktet sand (Figur 4.9). Kornstørrelsen viser finkornet sand og sedimentet er godt sortert (Figur 4.10). Sanden inneholder en stor mengde kvartskorn som er godt rundet. Overflaten har et matt utseende, og tydelige groper på kornets overflate observeres.

Det er observert undulerende set-tykkelser med kryssjiktning opp til 40 cm (Figur 4.9E), men den typiske set-tykkelsen er mellom 15-25 cm (Figur 4.9B og F). Kryssjiktningen inneholder både konvekse og konkave laminasjoner, men de konkave er dårlig utviklet (Figur 4.9D). De konvekse laminasjonene som former hummocks er symmetriske. I forsenkningen møter buene hverandre uten å overlappe (Figur 4.9E og F). Den interne grensen over hummocks er noen steder erosiv og uregelmessig (Figur 4.9D). Laminaene har et fall på mindre enn 12°, og mektigheten varierer fra å være tynnere i forhøyningene (hummocky) og tykkere i forsenkningene. Forsenkningene, kalt swales, er opp til 15-20 cm tykk. Hummocks og swales er drapert av finkornet materiale, som silt, som er bioturbert. Parallell laminering ses over silt draperingen. Bølgelengden til hummockyene er mellom 20-30 cm. Fargen på sanden varierer fra gul til mørkere nyanser. Dette sees som laminasjoner i ulike farger (Figur 4.9C og F). Mektigheten til facies HCS er fra 6-8 m. Vertikalt går facies HCS over til facies Sb eller Sh.

Generelt viser facies HCS en del bioturbasjon, og det observeres vertikale rør lignende tråder som er framtrædende. Rørene har samme tykkelse og orientering og stikker ut fra visse horisonter i lagpakken. Det er vanskelig å si noe om tettheten, men det er observert en høy populasjon av rørene (Figur 4.9A og B).



Figur 4.9: Utvalgte bilder av Facies HCS. (A) Sporfossiler. (B) Hummocky med sporfossiler. (C, D, E og F). Ulike variasjoner av strukturene i facies HCS. Se tekst for detaljer.



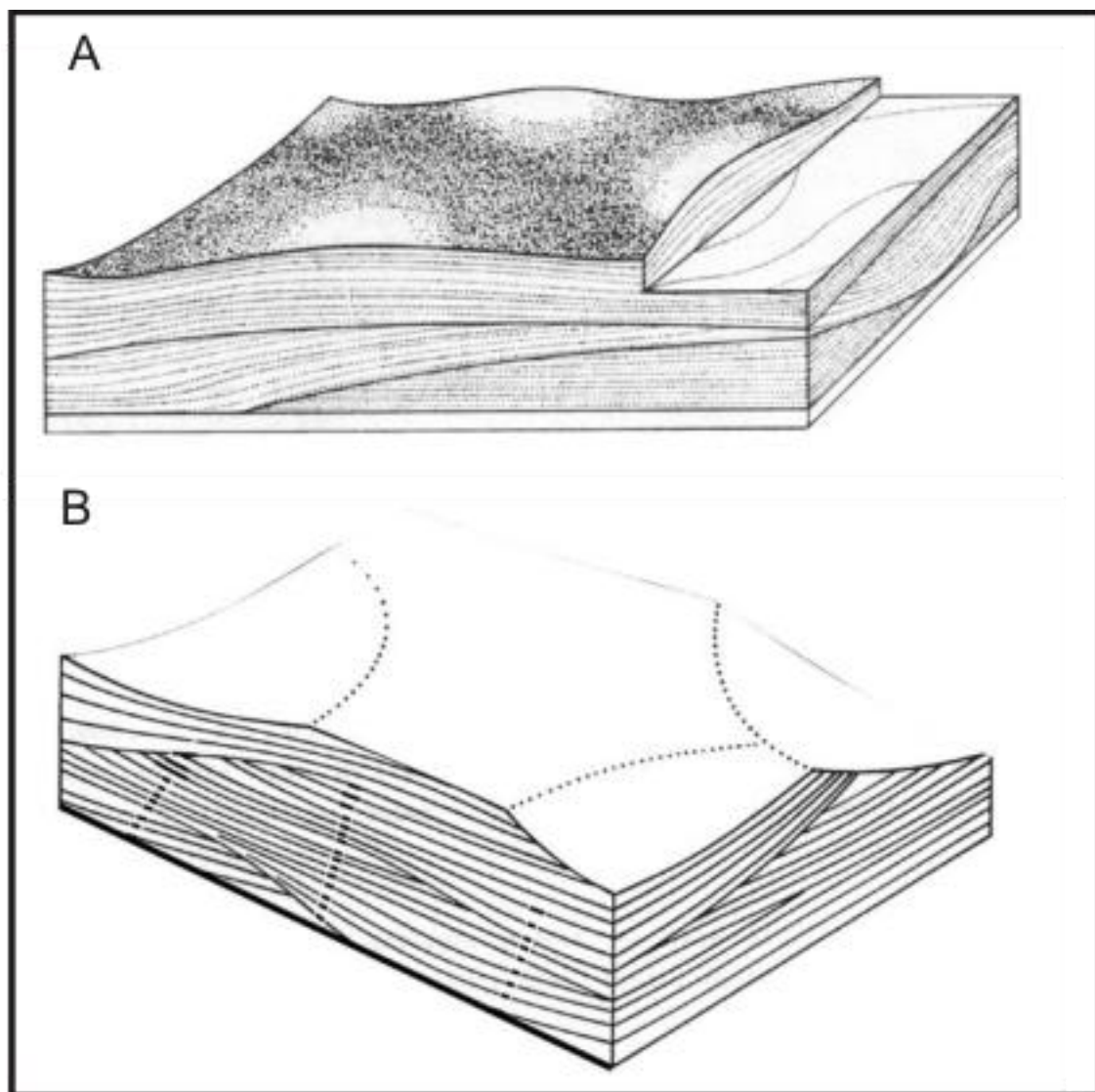
Figur 4.10: Kornfordelingsanalyse fra lokalitet 3.28. Analysen viser en trend mellom 125 µm og 250 µm med unntak av to avvik. Prøve 08-401 som er tatt helt øverst i loggen nær overgangen til et nytt lag (facies D), og prøve 08-405 som er tatt nederst i loggen, viser en finere kornstørrelse. Den generelle trenden viser at facies HCS er finkornet sand.

Diskusjon

Klassiske HCS-facies tolkes til å være bunnformer som er generert fra oscillerende strømninger, unidireksjonale strømmer eller en kombinasjon av disse to. Kryssjiktningen i facies HCS inneholder både konvekse og konkave laminasjoner, men avviker i utseende fra å være klassisk hummocky- til swaleykryssjiktning (Figur 4.9F). Det er derfor antatt at facies HCS kan være avsatt under lignende forhold som klassiske hummocky, men de kan også ha en annen opprinnelse.

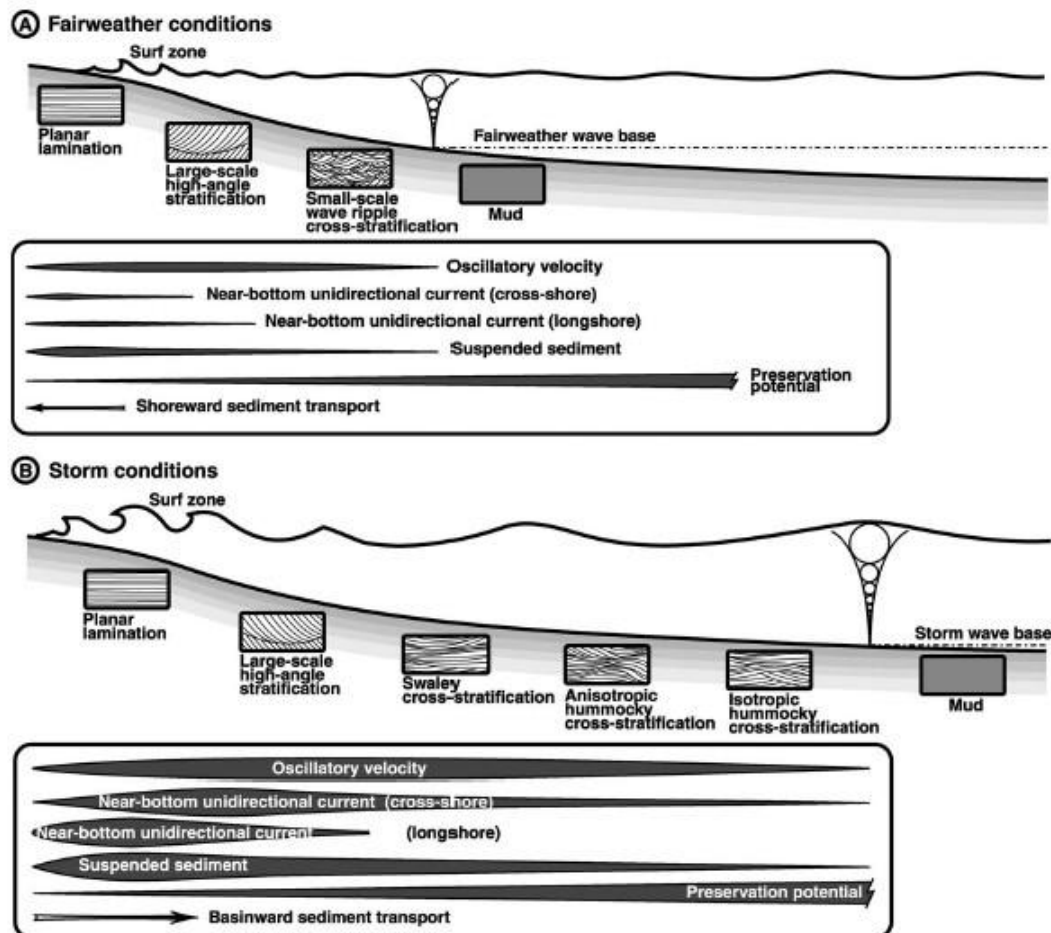
Harms et al. (1975) har beskrevet hummocky-kryssjiktning som svakt hellende kryssjikt (<15°) i finkornede sedimenter (Figur 4.11A). Swaleykryssjikt ble introdusert av Leckie og Walker (1982) (Figur 4.11B). De beskriver swaley som konkave sedimentære strukturer i fin til medium sand og med lamina som sjelden har en helning på mer enn 10°. Disse to sedimentære strukturer er antatt å være beslektet med hverandre (Dumas og Arnott, 2006). Det er en enighet om at begge strukturer er dannet under storm (Dott og Bourgeois, 1982; Harms et al., 1982; Swift og Figueiredo, 1983). Likevel er det fortsatt en del diskusjoner rundt prosessene for hvordan de dannes. Diskusjonene går ut på om disse bunnformene kun blir generert av oscillerende eller av unidireksjonale strømninger, eller en kombinasjon av disse.

Andre spørsmål er om hummocky- og swaleykryssjiktning er utskyllings- og draperingsstrukturer, eller om denne stratifikasjonen er avsatt som dynamiske bunnformer (Dumas og Arnott, 2006). Hovedspørsmålet i diskusjonen er imidlertid om disse bunnformene genereres kun av oscillerende strømmer eller i en kombinasjon med unidireksjonale strømmer, og hvilken av disse to strømningene som i så fall er den mest dominerende. Harms et al. (1975) har framstilt en modell som viser oppbygningen av klassiske hummocky-kryssjikt (Figur 4.11).



Figur 4.11: (A) Hummockykryssjikt (HCS). Modifisert fra Harms et al. (1975). (B) Swaleykryssjikt (SCS). Modifisert fra Leckie og Walker (1982).

Laboratorieforsøk utført av Dumas og Arnott (2006) viser at hummockykrystsjikting dannes et sted over stormbølgebasis og swaley dannes lengre opp langs et strandprofil (Figur 4.12).



Figur 4.12: Illustrasjon av type avsetninger som opptrer under rolige værforhold (A), og under stormforhold (B). Bunnformene som avsettes under storm avsettes mer distalt. Fra Dumas og Arnott (2006).

Klassiske HCS dannes under et stormregime. Imidlertid likner ikke facies HCS i denne oppgaven på klassiske hummockykrystsjikting. Jeg har derfor valgt å lage en hypotese basert på trinnvis oppbygging av strukturen som er observert i facies HCS (Figur 4.13).

Hypotese om utviklingen av facies HCS:

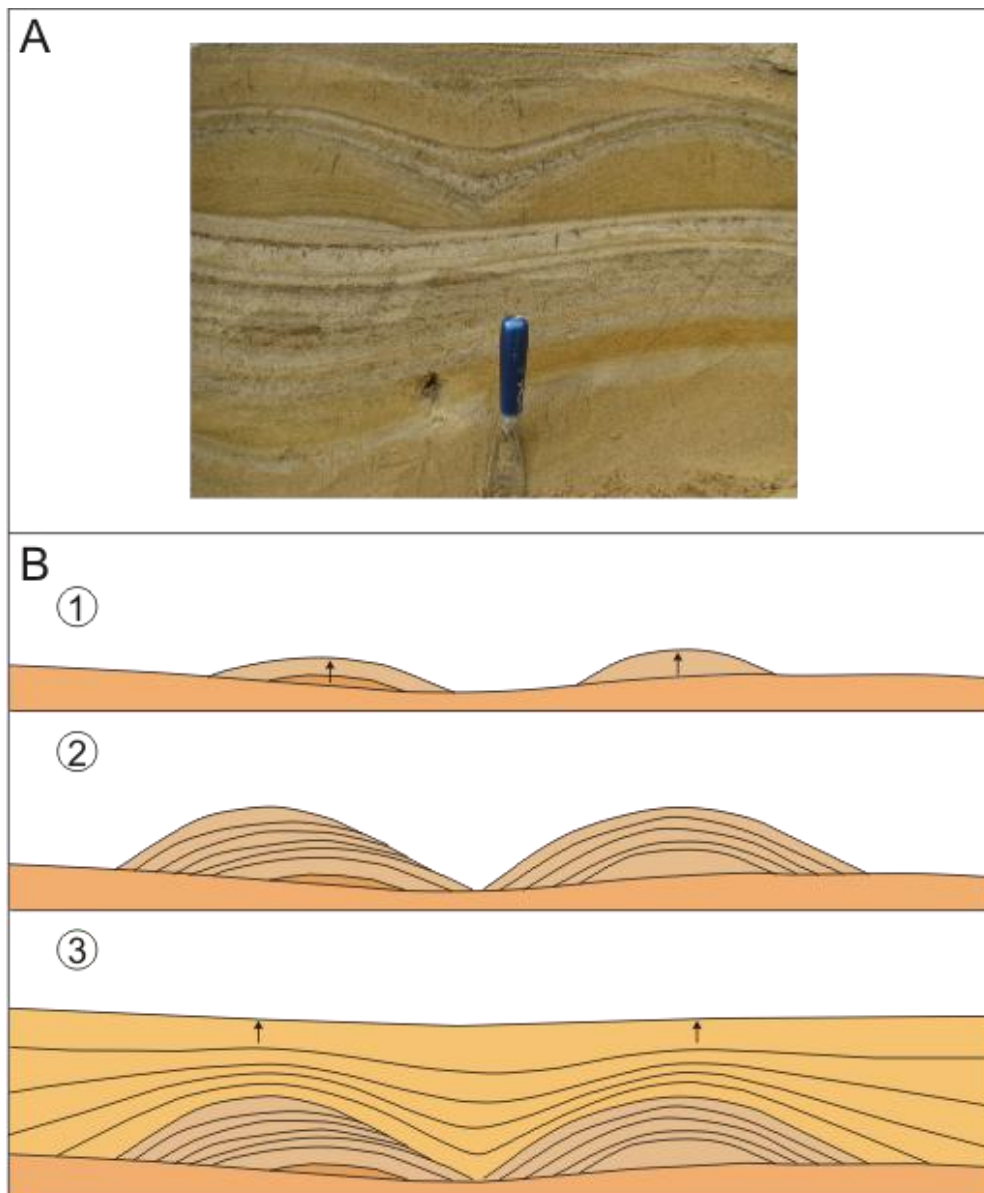
1) Konstruktiv fase (Figur 4.13 B1). Ut fra en kjerne vokser den indre lagningen konformt både lateralt og vertikalt. Oscillerende strømmer fra bølgeaktivitet fører til forflytning av sedimenter fram og tilbake på bunnen. De finkornede sedimentene blir holdt i suspensjon på grunn av de oscillerende strømmingene, og bygger opp en domformet indre kjerne med konforme grenser.

2) Passiv fase (Figur 4.13 B2). Parallell laminasjoner er et resultat av innfangning og binding av sedimenter av klebrige filamenter til alger som danner matter som gror på sedimentoverflaten (Collins og Thompson 1982). Begrenset lateral utstrekning av lamina tyder på at lagene ikke er avsatt draperende som ved vanlig bunnfelling. En annen mulig forklaring enn drapering fra bunnfelling kan derfor være at det er algematter som gror på sedimentoverflaten.

Sedimenter driver rundt av oscillerende strømming og faller ut av suspensjon på grunn av algevekst som fanger opp sedimentet. Lamineringen dannes som følge av variasjon i sedimenttilførselen. Algematter reetablerer seg selv etter en episode med rask sedimentasjon ved å gro gjennom sedimentlaget som igjen fører til en binding av sedimentene.

3) Utjevningfase (Figur 4.13 B3). Algematter blir begravd, men det er fortsatt bevegelse fra strømminger slik at sediment blir holdt i suspensjon og forsenkningene mellom hummocky fylles gradvis igjen.

Algematter ligner på stromatolitter, som er laminerte sedimentære strukturer. Slike laminerte strukturer er som oftest beskrevet fra grunne havområder som saltsjøer og marine laguner. Stromatolittisk lamina er et resultat av at alger binder til seg sedimenter som er avsatt fra suspensjon.



Figur 4.13: (A) Oversikt bilde av hummocky lignende struktur. (B) Illustrasjon over den gradvise utviklingen av hummocky i facies HCS. Se tekst for detaljer.

Selv om facies HCS ikke ligner klassiske hummocky kryssjiktning, kan det ikke utelukkes at de er avsatt som klassiske hummocky kryssjikt. Det er imidlertid lite å finne i litteraturen om hummocky kryssjiktning som ligner de i facies HCS fra Tolokonka. Enkelte steder er det observert strukturer som minner mer om klassiske hummocky kryssjikt og hvor strukturene overlapper hverandre (Figur 4.9D).

Facies HCS inneholder rette rørlignende strukturer som tidligere under facies Sb er tolket til å være gravespor fra sporfossilet *Skolithos*. Observasjoner av *Skolithos* i facies HCS kan være

med på å bygge opp om en teori at avsetningene er grunnmarine. Skolithos er også vanlig å finne i høyenergi dypmarine miljø (Crimes et al., 1981; Pemberton et al., 2001).

I facies HCS er de rundete kvartskornene som er undersøkt tolket til å være avsatt fra eoliske prosesser. Eoliske prosesser forekommer i ørkenområder og i nærheten av en bre hvor sandkorn blir fraktet av katabatiske vinder og avsatt foran breen

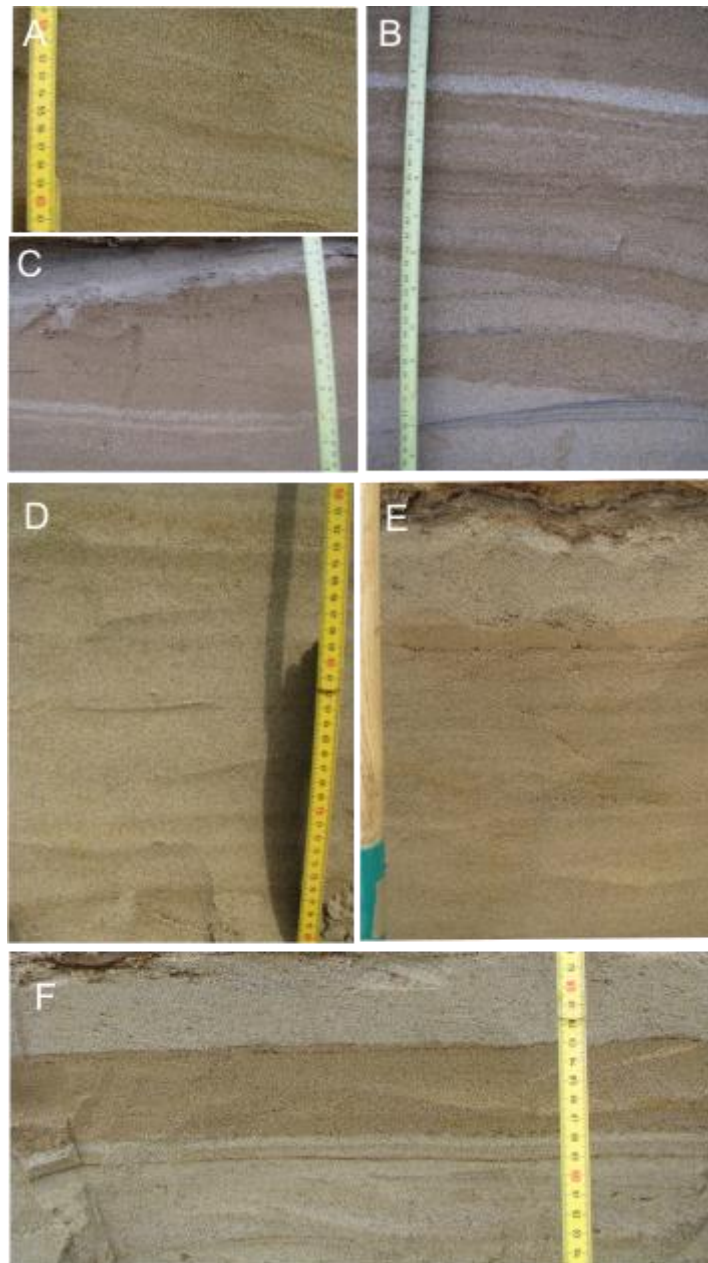
Facies HCS tolkes til å være avsatt i et basseng med lite strømming og svak bølgeenergi, trolig over stormbølge basis hvor det har vært bunnfelling fra suspensjon. Dette miljø kan være lakustrint eller marint.

4.1.5 Facies Sh – horisontalt lagdelt sand

Facies Sh er observert fra logg 1 til 2 og fra 4 til 5 og utgjør en liten del av enhet D2 (Figur 4.18).

Facies Sh består av horisontalt lagdelt sand (Figur 4.14). Kornstørrelsen er fin sand med lamina av leire/silt enkelte steder (Figur 4.14A, B og D). Disse lamina varierer i tykkelser på millimeterskala (Figur 4.14A og B). Lamina er observert som bølgete lagning som varierer i tykkelse lateralt (Figur 4.14A). Enkelte steder er det observert vekslingslag i farger i den horisontalt lagdelte sanden fra rødlig til helt lys sand (Figur 4.14B, C og F). De lyse lagene viser en grovere kornstørrelse. Enkelte linser av lys sand observeres (Figur 4.14 B). De ulike lagene er kurvet og ikke parallelle. En erosjonsgrense av tynne, mørke lamina er observert i nedre del av bildet (Figur 4.14B). Bølgerifler forekommer (Figur 4.14E). Enkelte steder observeres bølgerifler med silt/leiredraperinger. Facies Sh har mektigheter fra 1 til 1,5 m. Vertikalt grenser facies Sh mot facies HCS eller Sb.

Det er ikke observert bioturbasjon i facies Sh.



Figur 4.14: Utvalgte bilder av facies Sh. (A) Siltige lamineringer. (B) Svart, tynn lamina indikerer erosjonsgrense mellom facies Sh og Sb eller facies Sh og HCS, logg 1,2,4 og 5. (C) Lag med ulike farger. (D) Lagdelt sand med enkelt silt/leire lamina. (E) Lagdelt sand med bølgemønster. (F) Lagdelt sand med fargevariasjoner.

Diskusjon

Vekslingen mellom fin sand/silt med noe bølgete lagning og enkelte linser tyder på varierende energinivå under avsetning av facies Sh. Avsetningsprosesser for finkornede sedimenter som silt og leire skjer ved suspensjon under rolige forhold. Det tolkes derfor at facies Sh er avsatt i nedre strømregime, delvis fra bunntransport og delvis fra suspensjon.

Horisontal lagdelt sand avsettes i nedre strømregime eller i øvre strømregime. I nedre strømregime avsettes for det meste grov sand, fordi svak strøm ikke klarer å få de grovere kornene i suspensjon. Finere korn vil kunne bli transport ved bunntransport eller suspensjon (Whiting et al., 1988). Et lag representerer sedimenter som er avsatt av samme prosess. Laminasjon er variasjoner i sedimentsammensetning under avsetning, og kan komme av forskjeller i kornstørrelsene, sortering eller mineralsammensetning. (Collinson et al., 2006).

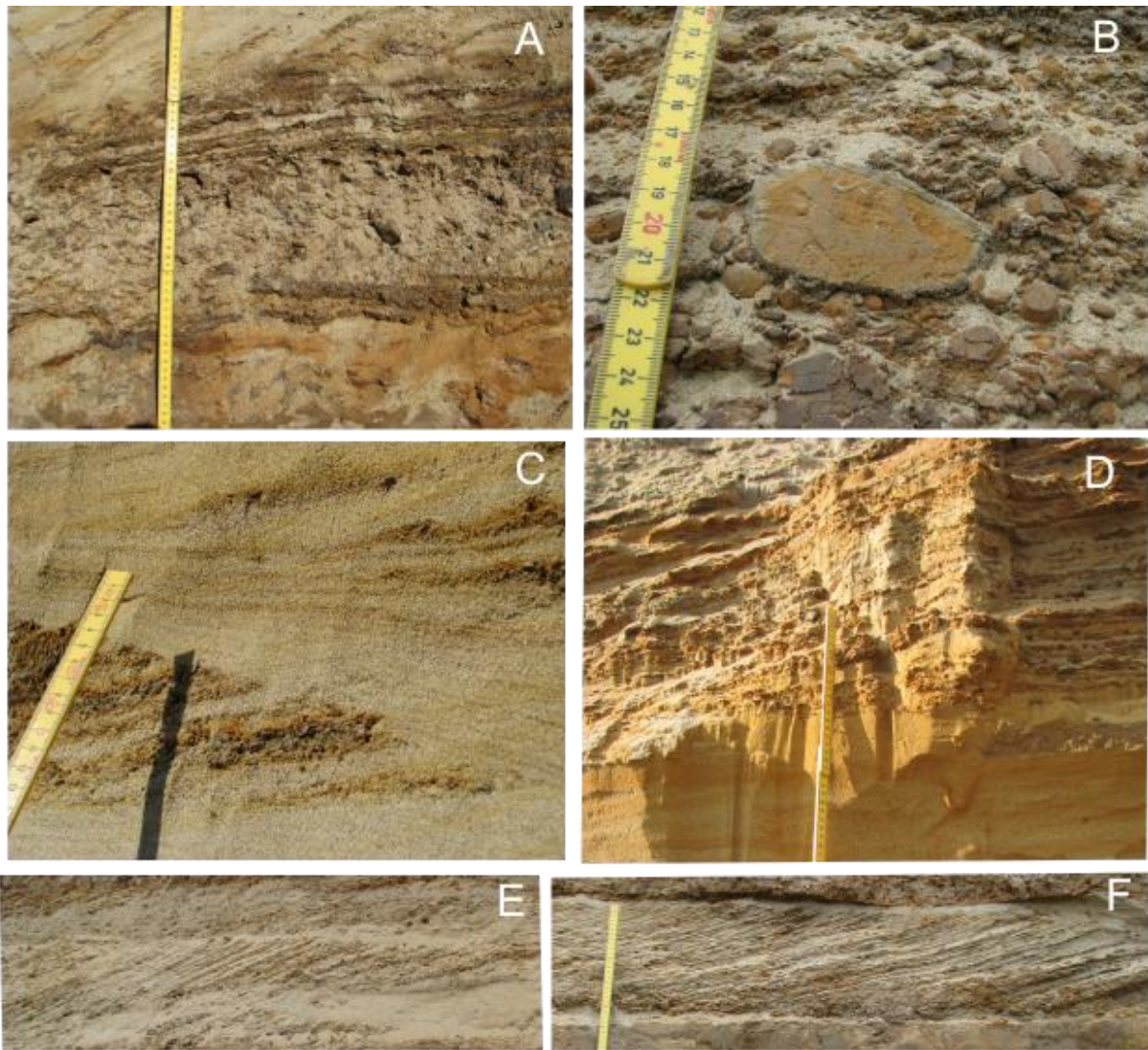
Facies Sb har ulike farger på lagene, fra rødlig til lys (Figur 4.14B). Dette kan tyde på at de ulike lagene har forskjellig mineralsammensetning. Bølgemønstret kan tyde på at dette laget har vært bølgepåvirket.

Facies Sh tolkes til enten å være avsatt ved bunntransport på en deltaflate, eller ved eoliske prosesser.

4.1.6 Facies Si - sand med intraklaster

Facies Si er observert fra logg 8 til 9, og utgjør en liten del av enhet G (Figur 4.18). Vertikalt går facies Si over til facies Sp og O (Figur 4.20).

Facies Si består av kryssjiktet sand med intraklaster av silt/leire (Figur 4.15). Den gjennomsnittlige kornstørrelsen veksler fra fin til grovkornet sand og inneholder klaster av leire/silt som er rundet til subrundet (Figur 4.15B). Sedimentene er dårlig sortert (Figur 4.15A og B). Planare og tangentielle kryssjikt er observert. Set-tykkelsen varierer fra 30-55 cm. Set opptrer enkeltvis og ingen coset er observert (Figur 4.15D). Det observeres en gradering i foreset, hvor intraklaster av silt/leire ligger langs med foreset (Figur 4.15D, E og F). Tykkelsen av foreset varierer mellom 4-8 cm. Helningene til de tangentielle foresettene er mellom 8-15°. Mektigheten til facies Si er fra 30 til 55 cm.



Figur 4.15: Utvalgte bilder av facies Si. (A) Siltklaster, dårlig sortert. (B) Siltklaster. (C) Erosjonsgrense (D) Tangentiale foreset med intraklaster. (E) Planare kryssjikt med intraklaster. (F) Tangentiale kryssjikt med intraklaster.

Diskusjon

Ut fra størrelsen, den kryssjiktete strukturen og den tabulære geometrien er facies Si tolket til å representere storskala todimensjonale subakvatiske dyner. Planparallele lagdelte avsetninger med svakt hellende skrålag er enkle storskala dyner, hvor lite variasjon i kryssjiktens geometri indikerer at det har vært et aktivt dynefelt med en jevn sedimenttransport fra en enveisrettet strøm. Den lave helningsvinkelen til de tangentiale foresettene tyder på at rasvinkelen ikke er oversteget, og foresettene er derfor ikke avsatt fra sandskred.

Sterke og kompetente strømmer kan ha forårsaket denne dyneutviklingen. Intraklastene langs med foreset tyder på at det har vært erosjon oppstrøms under avsetningen.

I fluviale miljø er store enkelte set ofte observert overlatt av coset av mindre set (Collinson & Thompson, 1989). I et fluvialt miljø kan set-tykkelser fra 20-30 m følges flere km parallelt med helningen til foreset (Collinson & Thompson, 1989). Det tolkes at facies Sh er avsatt i et fluvialt miljø, basert på forekomst av intraklaster langs med foreset. Dette indikerer at det har vært strømning av vann tilstede for å kunne transportere intraklastene.

Facies Si inneholder både planare og tangentielle kryssjikt som er et resultat av migrasjon av 2D-dyner. Intraklaster av silt/leire tyder på at det har vært høy energi til stede under avsetning av facies Si. Det tolkes derfor at Si er avsatt i øvre strømsregime i en kanal med høy energi og rikelig med bunntransport materiale.

4.1.7 Facies D – diamikton

Facies D er observert fra logg 1 til 2 og fra logg 4 til 6, og utgjør en stor del av enhet F (Figur 4.18). Vertikalt grenser facies D mot facies Sb eller Sh (Figur 4.18).

Facies D består av leire/silt og en massiv, matriks bygd opp av linser av sand og enkelte krystalline klaster (Figur 4.16). Det er observert et rødlig og et blågrått lag (Figur 4.16A og F). Den rødlige leire/siltmatriksen er godt sortert med enkelte spredte krystalline klaster som er godt rundet (Figur 4.16F). Klastene som er observert befinner seg i øvre del av silt/leirelaget. Den blågrå silt/leirematriksen er noen steder godt sortert (Figur 4.16H) og dårlig sortert andre steder (Figur 4.16B). De stedene hvor den grå silt/leirematriksen er dårlig sortert ses grusklaster som er subrundet til rundet. Det er observert laterale variasjoner av leire/siltmatriksen. Enkelte steder observeres en rødlig leire/siltmatriks i bunnen med grå leire/siltmatriks over. Det observeres tydelig deformasjon av den rødlige matriksen (Figur 4.16A) og andre steder observeres kun den rødlige silt/leirematriksen (Figur 4.16D, E og I). Enkelte steder observeres sand som er omrotet inn i silt/leirematriksen.



Figur 4.16: Utvalgte bilder av facies D. (A) Deformasjonsstruktur. (B) Dårlig sortering av blågrå silt/leirematris. (C) Nedre grense til facies D. (D og E) Rødlig silt/leirematris. (F) Kombinasjon med rødlig og grå matris med krystallin klast som er rundet. (G) Nedre grense til facies D. (H) Grå matris som er godt sortert. (I) Nedre grense til facies D.

Diskusjon

Det høye innholdet av silt/leire og spredte krystalline klaster tyder på at facies D er avsatt av prosesser fra et glasialt miljø.

Det er enkelte steder en relativt markant overgang fra sand til leire. Deformasjonsstrukturer som er observert i den rødlige leirematrisen (Figur 4.16 A) kan være loading, men strukturen og den heterogene karakteren tyder på at andre prosesser kan ha vært gjeldene. Et forslag kan være at en bre har gått over sedimentene og forårsaket deformasjon.

Mye smeltevann fra en nærliggende bre kan være årsak til den laterale variasjonen fra sand som er omrota i silt/leirematrisen, og massiv silt/leire med enkelte krystalline klaster. Enkelte steder er grensen mot underliggende sedimenter erosiv. Andre steder ses en skarp grense. Krystalline klaster kan være dropstein. En annen forklaring kan være at sedimentene har vært avsatt på en flate hvor det har vært tilførsel av finkornete sedimenter. Dette kan være for eksempel en tidevannsflate eller strandflate med mye leirsedimenter.

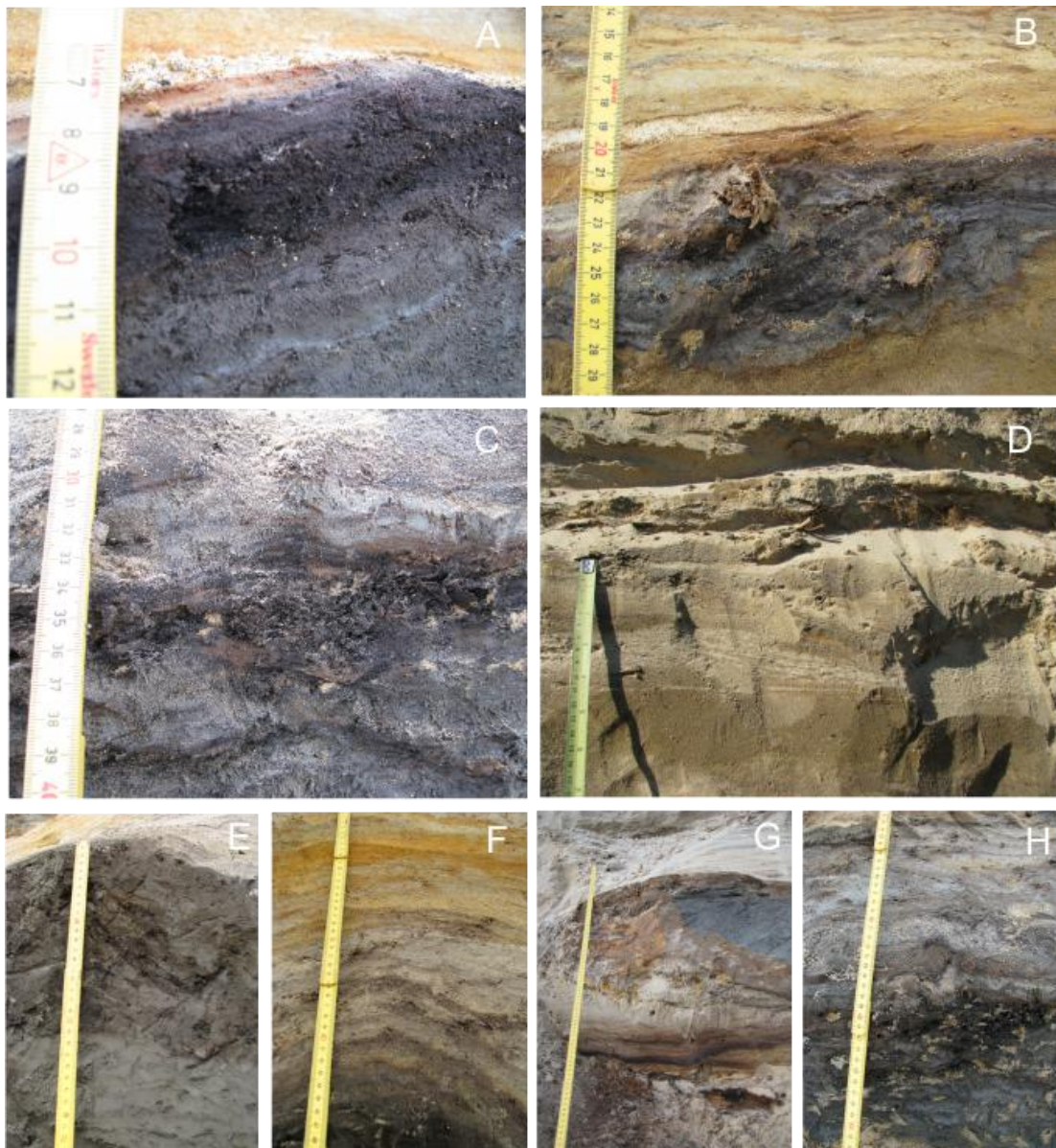
Facies D består av silt/leirematris, deformasjonsstrukturer og omrota dårlig sortert materiale. Det tolkes derfor at facies D er avsetninger fra en bre, muligens avsatt sub- eller proglasialt.

4.1.8 Facies O – organisk-rik siltig sand

Facies O er observert fra logg 5 til logg 8, og utgjør en liten del av enhet D1 (Figur 4.18).

Facies O består hovedsakelig av fin grå sand som er blandet med siltig grå leire (Figur 4.17). Det er observert organisk materiale som har svart farge, og inneholder terrestrisk materiale som trerester, røtter og kvister (Figur 4.17B og C). Det ses ingen tydelige strukturer i facies O. Mektigheten varierer fra 5 til 35 cm. Facies O endrer seg lateralt fra å være en fin grå sand som er blandet med leire, til å være fin sand som inneholder trerester, kvister og røtter (Figur 4.17D). Hummock-lignende strukturer med en indre kaotisk karakter som ligner rester etter en planterot observeres enkelte steder (Figur 4.17E og F). Det er ikke observert bioturbasjon.

Facies O består av organisk rik sand som inneholder ulikt organisk materiale som lyngrester fra Ericales (røtter fra lyngplanter), Monocotyledons (Monocots) mest sannsynlig Cyperaceae) og Rhododendron tomentosum. Trerester er ikke identifisert.



Figur 4.17: Utvalgte bilder av facies O. (A) Sort organisk materiale blandet med silt/leire. (B) Trerester i leire/silt. (C) Sort organisk materiale. (D) Sand med kvister og røtter. (E og F) Hummocky-lignende strukturer. (G) Erosjonsgrense over til enhet E. (H) Sort organisk materiale. Bildene er hentet fra ulike lokaliteter.

Diskusjon

Vekslinger i kornstørrelsene tyder på at det har vært variasjoner i energinivået under avsetning av facies O. Leire/silt har blitt avsatt i perioder med lite vann tilstede, og sanden har blitt avsatt i perioder med litt vann. Det kan derfor ha vært vekslende perioder med lite eller ikke noe vann til stede og perioder hvor området har vært oversvømt av vann. Det har vært en periode hvor sedimentet har fått mulighet til å etablere ulike plantevekster. Røtter, lyng, sort organisk materiale og annet terrestrisk materiale tyder på at facies O har blitt avsatt i terrestrisk miljø (Figur 4.17B, C, D og H). Facies O er tolket til å være avsatt på en deltaflate, elveslette eller flomslette.

Facieskode	Faciesnavn	Kornstørrelse	Struktur	Enhet	Forekomst	Avsetningsprosesser	Tolkning
Sp	Planær kryssjiktet sand	Medium til grov sand	planær kryssjikt og tangentielle kryssjikt	C, E, G	Vanlig	Migrasjon av 2D-dyner	Kanalavsetning
Sb	Bioturbert laminert sand	Finkornet sand	Bioturbert planlaminert sand	D2	Sjelden	Avsatt fra bunnstrømmer i nedre strømregime + bioturbasjon	Grunnmarint eller lakustrint
Het	Horisontal lagdelt heterolittisk sand og silt	Leire/silt og sand	Vekslende silt/leire- og sandlag.	D1	Vanlig	Sand, bunntransport. Leire/siltlag, suspensjon	Deltaflate eller elveslette
HCS	Hummocky-kryssjiktet sand	Finkornet sand	Domeformer med lavvinklet kryssjiktet sand	D2	Vanlig	Bunnformert	Grunnmarint eller lakustrint
Sh	Horisontal/parallel lagdelt sand	Finkornet sand	Horisontal lagdelt sand	D2	Sjelden	Plane lag, nedre strømregime	Deltaflate eller elveslette
Si	Sand med intraklaster	Fin til grovkornet sand	Kryssjiktet sand	G	Sjelden	Migrasjon av 2D-dyner	Kanalavsetning
D	Diamikton	Leire/silt , krystalline klaster	Morenemateriale med deformasjonsstrukturer	F	Vanlig	Subglasialt avsatt	Till, subglasialt
O	Organisk rik siltig sand	Finkornet sand med silt/leire	Grå sand blandet med silt/leire. Inneholder organisk materiale	D1	Vanlig	Veksling i kornstørrelse tyder på variasjoner i energinivået	Deltaflate, elveslette eller flomslette

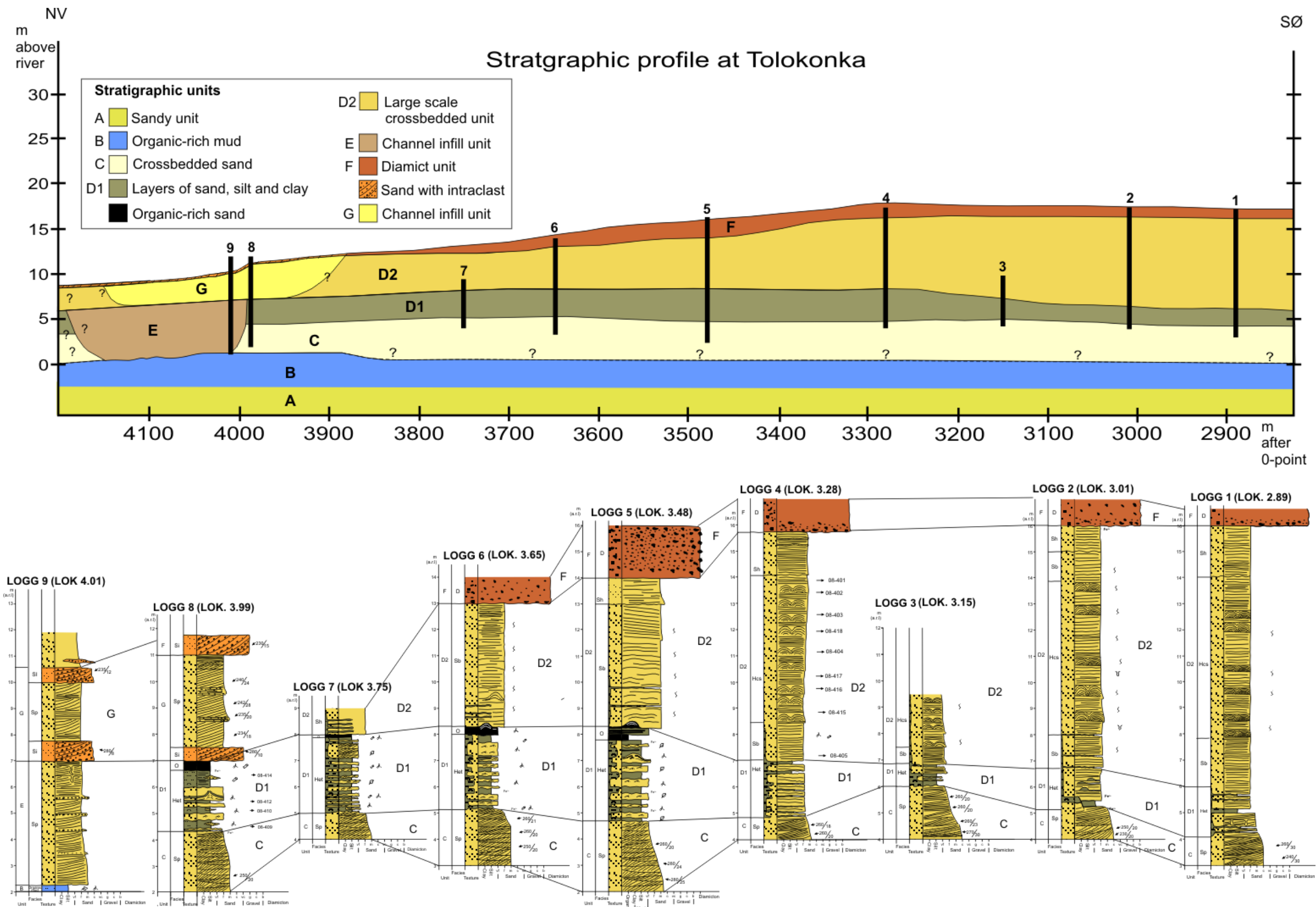
Tabell 4.1: Tabell over de ulike facies.

4.2 Litostratifrafi

Den etablerte stratigrafien over studieområdet Tolokonka er basert på de ulike facies og deres utbredelse lateralt og vertikalt i loggene. Faciessammensetningene innenfor hver enhet har dannet grunnlaget for inndelingen av de ulike stratigrafiske enhetene. De stratigrafiske enhetene er navngitt A, B, C, D1, D2, E, F og G, der A ligger nederst i stratigrafien (Figur 4.18). I denne oppgaven vil beskrivelsen rundt litostratigrafien konsentreres rundt enhetene C, D1, D2 og E. Enhet F og G vil beskrives i korte trekk.

Avsetningsmiljøer for de respektive enheter vil bli diskutert i kapittel 5. Meterskalaen på Figur 4.18 vil bli benyttet for å angi den laterale utstrekningen til enhetene.

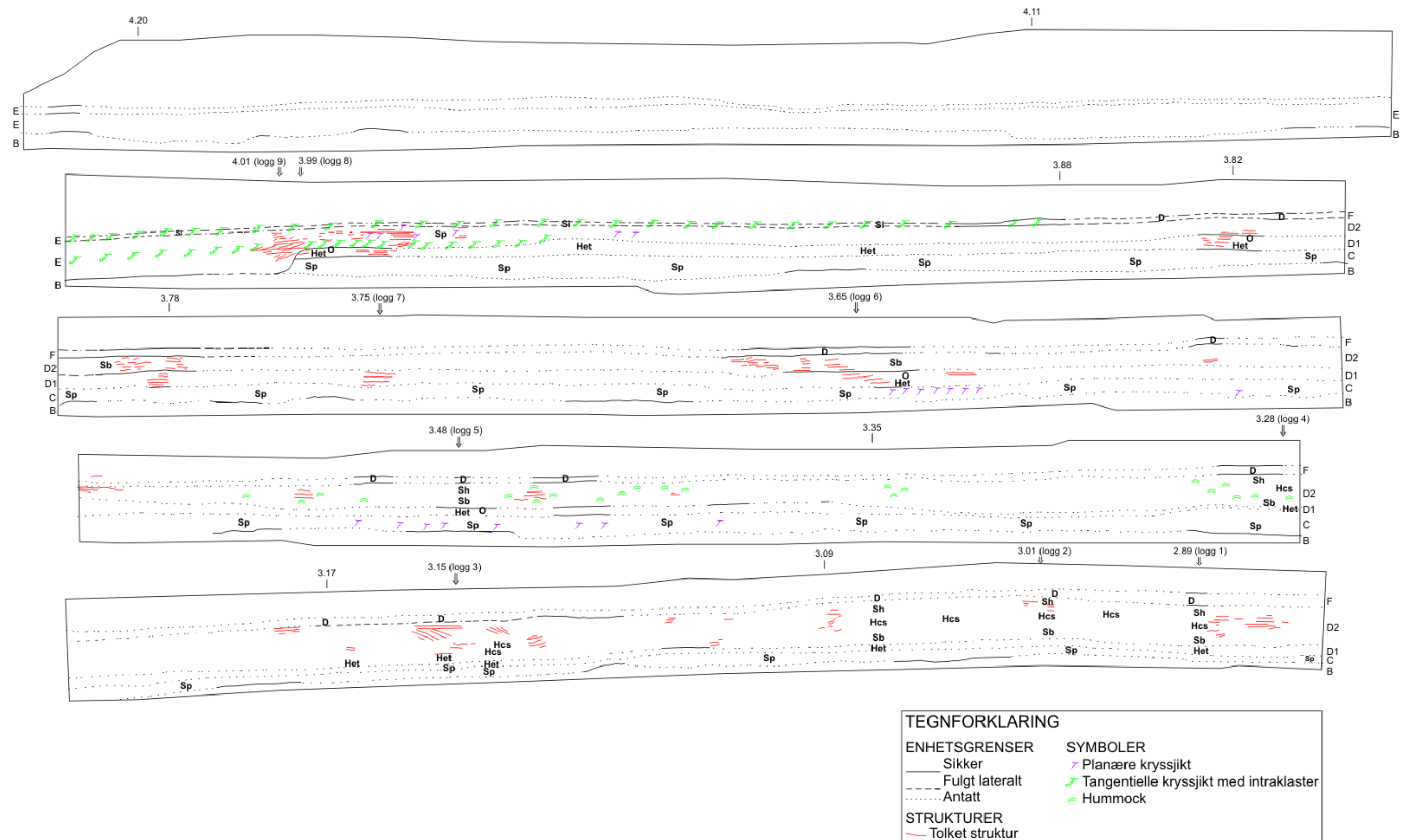
En fotomosaikk utarbeidet av elvesnittet er tolket for å kunne si noe om arkitekturen innenfor enhetene. Det er valgt å vise tre vinduer mer detaljert av den tolkede fotomosaikken.



Figur 4.18: Stratigrafiske profil med logger. Loggene i sin helhet er vist i Appendix A.



Figur 4.19: Fotomosaikk med tolkning av enhetsgrenser og strukturer.



Figur 4.20: Tolkning av fotomosaikk.

4.2.1 Enhet A

Enhet A er fra tidligere feltarbeid i dette området blitt antatt å være en sandig. Enheten forekomme fra NV i profilet, punkt 4000 til 2900 m SØ i profilet (Figur 4.19 Enheten er ikke eksponert.

4.2.2 Enhet B

Enhet B er eksponert ved punkt 4000 m (Figur 4.18Figur 4.18), det vil si at enhet B er kun nærmere studert i logg 9 (Appendix A). Det er observert at enheten forekommer sporadisk langs hele profilet fra NV til SØ. Utbredelsen til enhet B er derfor tolket ut fra fotomosaikk. Der enheten er eksponert er den merket på fotomosaikken (Figur 4.20).

Enheten består av massiv leire/silt som inneholder kvister, kongler og annet organisk materiale. Fargen er grå til svart. Det svarte organiske innholdet kan ligne en gytje. Det er ikke gjort noen faciesinndeling for enhet B, det er derfor ikke mulig å si noe om laterale forskjeller. Det er ikke observert hvor mektig enhet B er da den undre grensen ikke er eksponert.

Diskusjon

Denne enheten tolkes til å være avsatt i et område som til tider har vært oversvømt av vann. Det organiske innholdet tyder på at dette ikke er torv. Innholdet som enheten består av tyder på at det organiske materialet kan være transportert inn i området. Leire og silt tyder på vannavsetning. En mulig miljøtolkning kan være at enhet B er avsetninger i et estuarie, eller at det er laguneavsetninger.

4.2.3 Enhet C

Enhet C forekommer mellom punkt 2800 og 4000 m (Figur 4.18). Mektigheten varierer fra 4 til 5,5 m fra SØ til NV i profilet og ligger fra ca 0 m.o.e (40 m.o.h). Faciessammensetning er vist i logg 1 til 8 (Appendix A). Den dominerende facies er Sp. Faciesfordelingen er vist i figur (Figur 4.20)

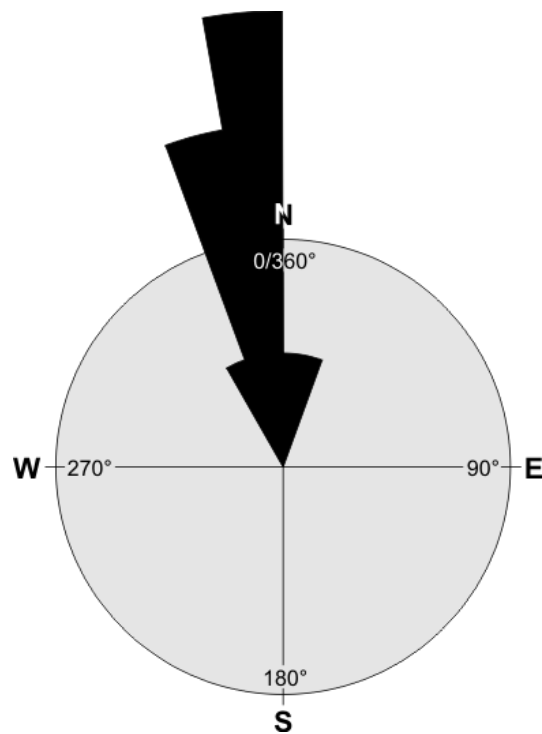
Når det er faciesendring vertikalt i snittet viser enhet C en oppoverfining i facies Sp i alle undersøkte snitt. Nederst er det spredte grusklaster enkelte steder. Det er observert en oppoverfining fra medium-grov sand nederst til fin sand øverst.

Den undre grensen er undulerende. Den er kun observert i logg 9 (Appendix A). Enheten viser en tabulær geometri med lite variasjoner lateralt i profilet. I overgangen fra logg 8 til 9 NV i profilet kiler enhet C ut ved 4000 m (Figur 4.18).

Det er gjort 16 målinger av paleostrømretning innenfor enhet C (Tabell 4.2). Transportretningen viser lite avvik mot NV i strømretningen. Paleostrømmålinger viser en dominerende transportretning mot N-NV (Figur 4.21).

Logg	Enhet	Strøk	Fall	Paleostrømretning
1 (lok. 2.89)	C	260	30	350
		240	30	330
2 (lok. 3.01)	C	250	18	340
		250	20	340
		230	21	320
3 (lok. 3.15)	C	260	20	350
		260	20	350
		260	23	350
		270	30	360
4 (lok. 3.28)	C	260	20	350
		260	20	350
5 (lok. 3.48)	C	260	20	350
		280	25	370
		280	25	370
6 (lok. 3.65)	C	260	20	350
		260	20	350
		250	20	340
8 (lok. 3.99)	C	250	20	340
	D2	240	24	330
		242	28	332
		235	20	325
		234	18	324

Tabell 4.2: Tabell med paleostrømmålinger i grader.



Figur 4.21: Rosediagram med paleostrømmålinger fra enhet C. Den dominerende transportretningen er mot N - NV.

Diskusjon

Enhet C består av facies Sp, som tidligere er tolket til å være storskala bunnformer som er blitt avsatt av en enveisrettet strøm. Paleostrømmålinger gjenspeiler dette ved en tydelig strømning som går mot N-NV. Bunnformer har lik geometri under tilstander hvor det er ensveirettet strømning og ofte viser de en konstant eller uforandret facies (Miall, 1985).

I enhet C er det observert en lik tabulær geometri med planare og tangentielle kryssjikt fra NV til SØ i enheten. Det er lite variasjon i paleostrømsretningen fra SØ til NV i profilet, og en uforandret facies. Dette kan være på grunn av den ensartede geometrien til settene.

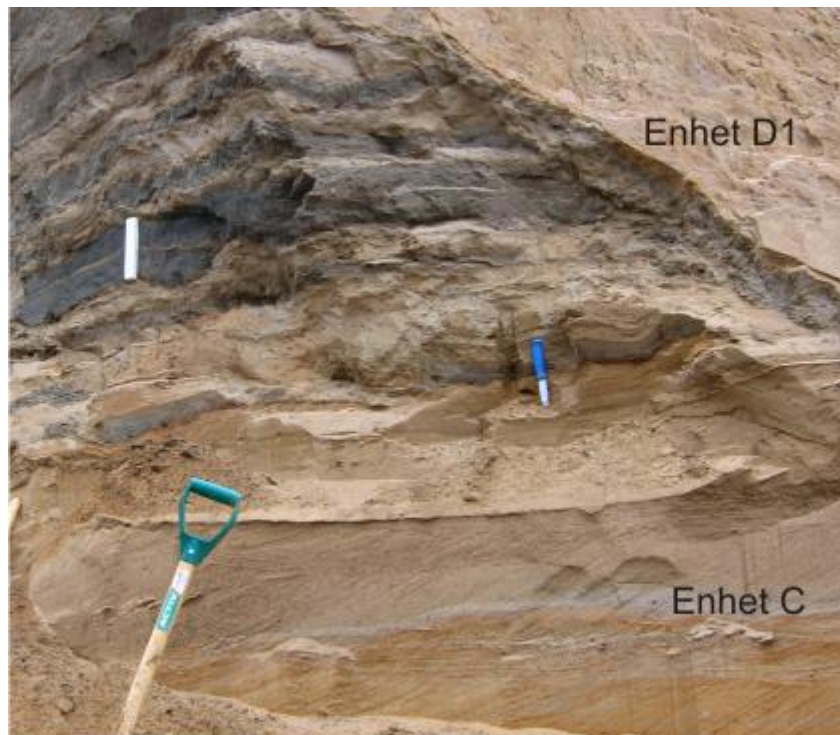
I grunne deler av en kanal er transverse dyner eller sandbølger vanlig. Disse generer flater av planare-tabulære kryssjikt (Miall, 1985). Basert på den ensartet faciessammensetningen og planare-tabulære kryssjiktene tolkes det at enhet C er avsatt i en grunn kanal med migrerende transverse dyner.

4.2.4 Enhet D1

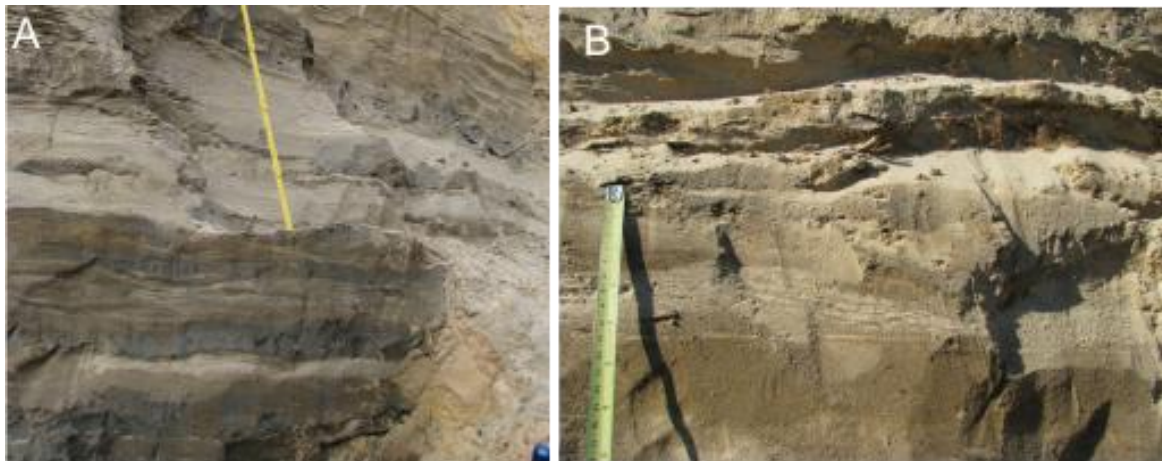
Enhet D1 forekommer mellom punkt 2800 til 4000 m (Figur 4.18). Mektigheten til enheten varierer lateralt fra 3,2 m NV i profilet til 1,7 m SØ i profilet, og ligger mellom 4 til 5,5 m.o.e (ca 44 til 45,5 m.o.h). Faciessammensetningen er vist i logg 1 til 8 (Appendix A).

Enhet D1 består av faciesassiasjonene Het og O mellom punkt 3990 til 2890 m, der facies Het er den mest dominerende. Den vertikale faciessuksesjonen omfatter fra punkt 3990 til 3480 m facies Het og O. Fra punkt 3480 til 2890 m går det gradvis over til facies Het. Den nedre grensen til enhet D1 viser en gradvis overgang fra enhet C (Figur 4.22). Faciesfordeling kan ses i figur (Figur 4.20).

I NV ses en viss syklisitet mellom silt/leirelagene og sandlagene. Grensene mellom lagene er undulerende og viser enkelte steder jernutfelling. Gradvis mot SØ ved 3280 m endres denne syklisiteten av silt/leirelag og sand til å bestå mest av sand. Grensene internt mellom silt/leirelag og sand blir også mer gradvise. Fra punkt 3480 til 2890 m forsvinner gradvis det organiske laget og det observeres kun sporadiske funn av trerester og spor av organisk materiale (Figur 4.23). Det organiske materialet består av lyngrester, men det er også observert terrestrisk materiale som trerester. Skallfragmenter av biller er også observert i det organiske materialet, men er dessverre ikke identifisert.



Figur 4.22: Nedre grense fra enhet D1 til enhet D2. Kniven viser grensen mellom enhetene.



Figur 4.23: Laterale variasjoner av facies Het fra NV i profilet mot SØ. (A) Facies Het ved logg 7. (B) Facies Het ved logg 4.

Diskusjon

Enhet D1 består av faciesassosiasjonen Het og O som tidligere er blitt tolket til å være avsatt fra bunntransport og suspensjon, der det har vært vekslende perioder mellom lite eller ikke noe vannføring. Dette miljøet kan være en deltaflate med alluviale kanaler eller en elveslette. En deltaflate eller elveslette kan bestå av vekslende lag av ulik kornstørrelse. Enkelte lag blir avsatt fra suspensjon og andre lag blir avsatt fra bunntransport. Det vil være vekslende energi på en deltaflate eller elveslette i form av enten årlig flom eller tidevann. Enkelte lavere områder på en deltaflate kan være utsatt for høyere energi enn andre og være mer muddominert. Det kan derfor tenkes at det NV i profilet, hvor den muddominerte facies Het og O er observert (Figur 4.18), er avsatt i et område med lav energi. Gradvis endrer faciesassosiasjonene seg mot SØ i profilet til å bestå av facies Het og O, hvor facies O gradvis opphører i SØ. Den gradvise overgangen fra den muddominerte til den mer sandige heterolitten kan tyde på en gradvis endring i energinivået. Endring mot mer sand og mindre organisk mot SØ peker i samme retning – lavere energi miljø.

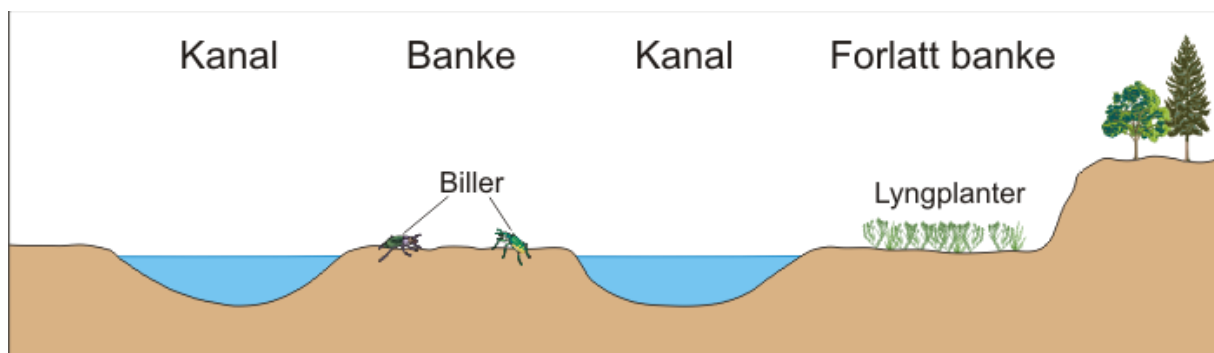
Tidale strømminger avsetter leire når strømningshastigheten er lav, det vil si når tidevannet snur ved høyvann og lavvann. Kryssjikt oppstår når strømningshastigheten er høy, og orienteringen til kryssjiktene gjenspeiler strømningsretningen som systematisk reverserer når tidevannet stiger og synker. Dette strømningsmønsteret gir sykliske avsetninger som fiskebens-kryssjiktning (eng.: herringbone cross-stratification), eller kan ses som siltdraperinger av foreset og dyner (Collinson et al., 2006). Ut fra fotomosaikken (Figur 4.19) er det observert strukturer som ligner fiskebens-kryssjiktning. Dette er imidlertid ikke observert

i felt på grunn av mye utrast materiale i dette området. Endringen i orienteringen til foreset kan også være årsak til kryssjiktningen som er observert ut fra fotomosaikken.

I enhet D1 er det observert deformasjonsstrukturer som er hummocky-lignende (Figur 4.8). Plantevekst kan forekomme både på en elveslette og en deltaflate, og vil kunne danne deformerte hummocky-lignende strukturer.

Det organiske materialet som er observert i den NV delen av enhet D1 er avsatt fra lyngtundramiljø. Lyngplantene vokser ofte i myrområder og på fast mark. Det er imidlertid vanskelig å uttale seg om lyngtundra plantematerialet fra D1 er avsatt i et myrområder, da det ikke er observert noe mose i det organiske innholdet. I Norge vokser lyngtundra både i myrområder og på fast mark (Karl Dag Vorren., Per. Medd, 2010).

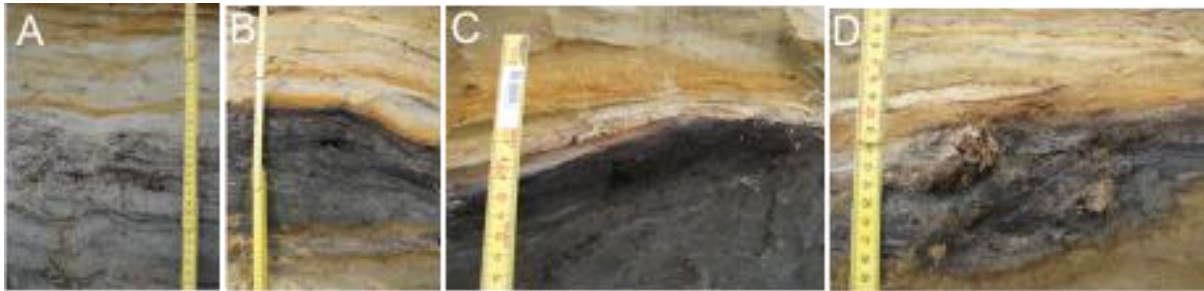
Plantematerialet som er observert trives best i kaldt klima, med sommer-middel temperaturer på mellom 7-10 °C. Dette kan tyde på at plantematerialet er avsatt i en interstadial. Plantematerialet som er observert er resedimentert. Dette utelukker likevel ikke at noe av plantematerialet kan ha vokst på stedet (Per. Med. Karl Dag Vorren). Ut fra disse tolkningene er det antatt at enhet D1 er avsatt på en deltaflate/elveslette hvor det har vært aktive kanaler og områder hvor det har vært plantevekst. En mulig miljøtolkning er vist i Figur 4.24.



Figur 4.24: Mulig miljøtolkning for enhet D1. Se tekst for detaljer.

4.2.5 Enhet D2

Enhet D2 forekommer mellom punkt 2890 og 3900 m (Figur 4.18). Mektigheten til enheten varierer lateralt fra 4,3 m NV i profilet til 10 m SØ i profilet, og ligger typisk 6-8,5 m.o.e (46-48,5 m.o.h). Faciessammensetningen er vist i logg 1 til 7 (Appendix A). Den nedre grensen til enhet D2 er gradvis NV til SØ i profilet (Figur 4.25).



Figur 4.25: Utvalgte bilder av den nedre grensen til D2 fra NV i profilet mot SØ i profilet. (A) Gradvis grense ved 3830 m. (B) Undulerende grense fra 3570 m. (C) Gradvis grense fra 3400 m. (D) Gradvis grense fra 3360 m.

Enhet D2 består av faciesassosiasjonene HCS, Sb, og Sh mellom punkt 3750 til 2890 m, der facies HCS og Sb er de mest dominerende. Den vertikale facies omfatter fra punkt 3750 til 3650 m facies Sb som gradvis går over til faciessuksesjonen Sb og Sh ved punkt 3480 m. Fra punkt 3480 til 3150 m endres faciessuksesjonen fra Sb og Sh over til Sb og HCS. Fra 3150 m til 2890 m består faciessuksesjonen av Sb, HCS og Sh. Faciesfordeling kan ses i figur (Figur 4.20).

Fra punkt 3480 til 3280 m er det observert en erosjonsgrense ved 14 m.o.e mellom faciessuksesjonene Sb og Sh. Fra punkt 3280 til 2890 m er den samme erosjonsgrensen observert mellom faciessuksesjonene HCS og Sh ved 15 m.o.e. Se logger for nærmere detaljer (Appendix A).

I enhet D2 observeres en avsetning med lik kornstørrelse fra NV til SØ i profilet (Figur 4.10). Sanden domineres av kvartskorn som viser en matt overflate med tydelige groper og kornene er godt rundet. Bølgete lagning observeres over erosjonsgrense i facies Sh (Figur 4.26). Ulik fargesammensetning i den horisontalt lagdelte sanden er observert enkelte steder (Figur 4.26B).



Figur 4.26: (A) Bølgestrukturer i lagdelt sanden, facies Sh. (B) Erosjonsgrense mellom hummocky-stratifikasjon og lagdelt sand.

Fra 3280 til 3150 m er det kun nedre del av enhet D2 som er logget. Det er imidlertid observert, fra fotomosaikken, foreset med en helning mot SØ i øvre del av snittet (Figur 4.19). Generelt er det observert en betydelig populasjon av Skolithos både i facies Sb og HCS. Det er imidlertid ikke observert Skolithos i facies Sh. Fra 3880 m NV i profilet kiler enhet D2 gradvis ut. I nedre del av enhet D2 mellom punkt 3650 og 3480 m er det observert avvanningsstrukturer, som er hummocklignende, og flammestrukturer (Figur 4.5 og Figur 4.6).

Diskusjon

Enhet D2 består av faciesassosiasjonene Sb, HCS og Sh. Faciesassosiasjonene Sb og HCS er tidligere blitt tolket til å være grunnmarine eller lakustrine avsetninger avsatt fra bunntransport og suspensjon mens facies Sh er tolket til å være avsatt på en deltaflate.

Faciesassosiasjonene Sb og HCS er tolket til å være avsatt i et basseng. Sandkornene som er undersøkt er godt rundet. Forekomsten av godt rundet materiale er ofte brukt som indikasjon på at materialet er vindtransportert (Mazzullo et al., 1986; Swezey, 1998). Korn som er mindre enn 250 μm vil vanligvis ikke bli rundet av vanntransport (Twenhofel, 1945). Rundingsgraden som er undersøkt for enhet D2 er fra kornfraksjonen mellom 125 og 250 μm . Det er ikke utført petrografiske analyser av kornene. Imidlertid er det antatt at det er kvartskorn som er i prøvene. Kvarts trenger mye transport for å bli rundet (Pye, 1995). Dette indikerer at kvartskornene som er undersøkt i enhet D2 ikke er rundet som følge av vanntransport. Rundete korn i enhet D2 er derfor antatt å være rundet av eolisk transport. Det er tidligere antatt at slikt eolisk transportert materiale forekommer i ørkenområder og foran breer. Sedimenter foran breen blir eolisk transportert av katabatiske vinder som strømmer ned fra breen. Kornene er tolket til å være eolisk transportert før de ble avsatt på nytt i et annet

miljø. Det antas derfor at kvartskornene er resedimentert via elver. I Figur 2.5 viser tegnforklaringen at det er observert eoliske områder rundt Arkhangelskområdet (Larsen et al., 2006).

Facies Sb er observert hovedsakelig i den nedre delen av enhet D2 fra 3750 m NV i profilet til 2890 m SØ i profilet. Deformasjonsstrukturene som er tolket til å være avvanningsstrukturer som følge av fluidisert strømming er også observert i den nedre del av enhet D2. I følge Bondesen (1966) kan deformasjonsstrukturer bevares på en tidevannsflate. Som oftest blir slike strukturer fort ødelagt, men dersom de forekommer på en tidevannsflate som er under utvikling til å bli et sedimentasjonsbasseng med hurtig sedimentasjon og relativt lite bølgeaktivitet, kan slike strukturer bli bevart. Strukturene som er observert av Bondesen (1966) er fra et grunt lakustrint basseng i et glasifluvialt miljø. Dette er med på å styrke en antagelse om at facies Sb kan være avsatt ved hurtig sedimentasjon slik at deformasjonsstrukturer er blitt bevart.

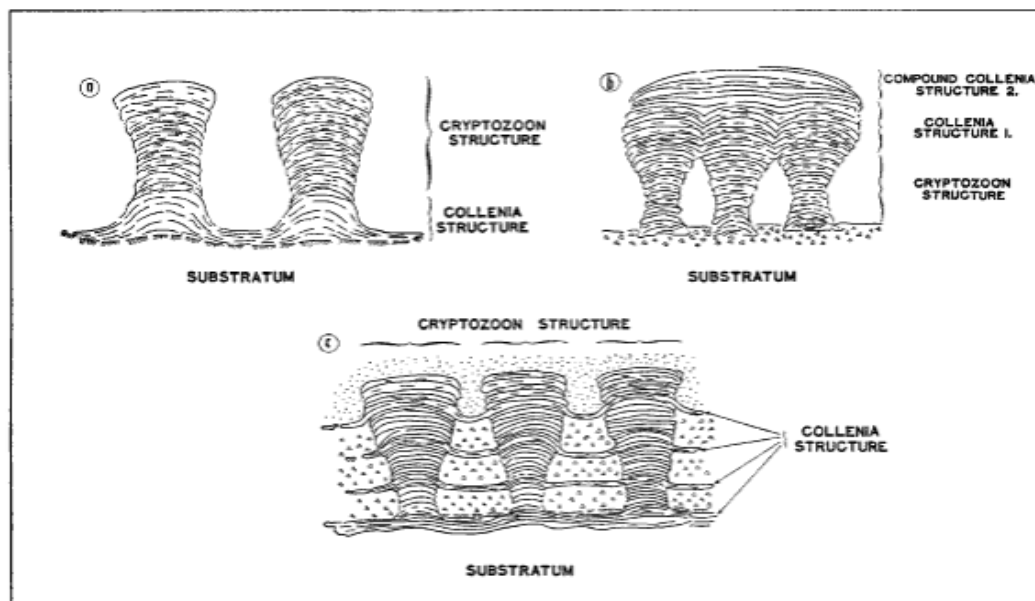
Fra NV og gradvis over til SØ endres enhet D2 fra å bestå av kun plane lag, til å bestå av plane lag overlatt med hummocky-strukturer. Både i de plane lagene og hummocky-strukturene forekommer det en stor populasjon av Skolithos. Dette er et sporfossil som ofte er forbundet med marine avsetninger. Imidlertid er Skolithos også beskrevet i litteraturen fra lakustrine miljø (Melchor et al., 2002; Buatois & Màngano, 2004). Skolithos er observert fra ulike moderne ikke-marine og marginale områder, som eoliske dyner, innsjøer, kanaler (basseng), myrområder, elvebanker, deltaplan, flomsletteområder, eustarier, mangrove områder og laguner (Gingras et al., 1999). I ferskvann og terrestriske miljøer er det også vanlig å finne en tett populasjon av Skolithos (Melchor et al., 2002; Buatois & Màngano, 2004). Skolithos kan derfor ikke entydig brukes til en miljøtolkning.

Hummocky-lignende strukturer i enhet D2 ligner en viss grad på algematter, spesielt i den nedre delen av strukturen som er vist i Figur 4.27. Det kunne vært et kortvarig miljø med algematter som slutter å vokse ved en miljøforandring.

De fleste av dagens observasjoner av stromatolitter er observert i områder hvor det er høy salinitet. Stromatolitter i lakustrine miljø er ikke godt beskrevet fra litteraturen. Collinson & Thompson (1982) beskriver den vanlige oppfatningen av stromatolitter som indikator for intertidale forhold som misvisende. Det ser ut som at ingen spesielle miljøfaktorer foruten sollys og vann har vært tilstede for observerte prekambriske stromatolitter (Collinson &

Thompson, 1982). Det er imidlertid lite å finne i litteraturen som støtter opp om denne alternative utviklingen av hummocks observert i enhet D2 i kvartære avsetninger.

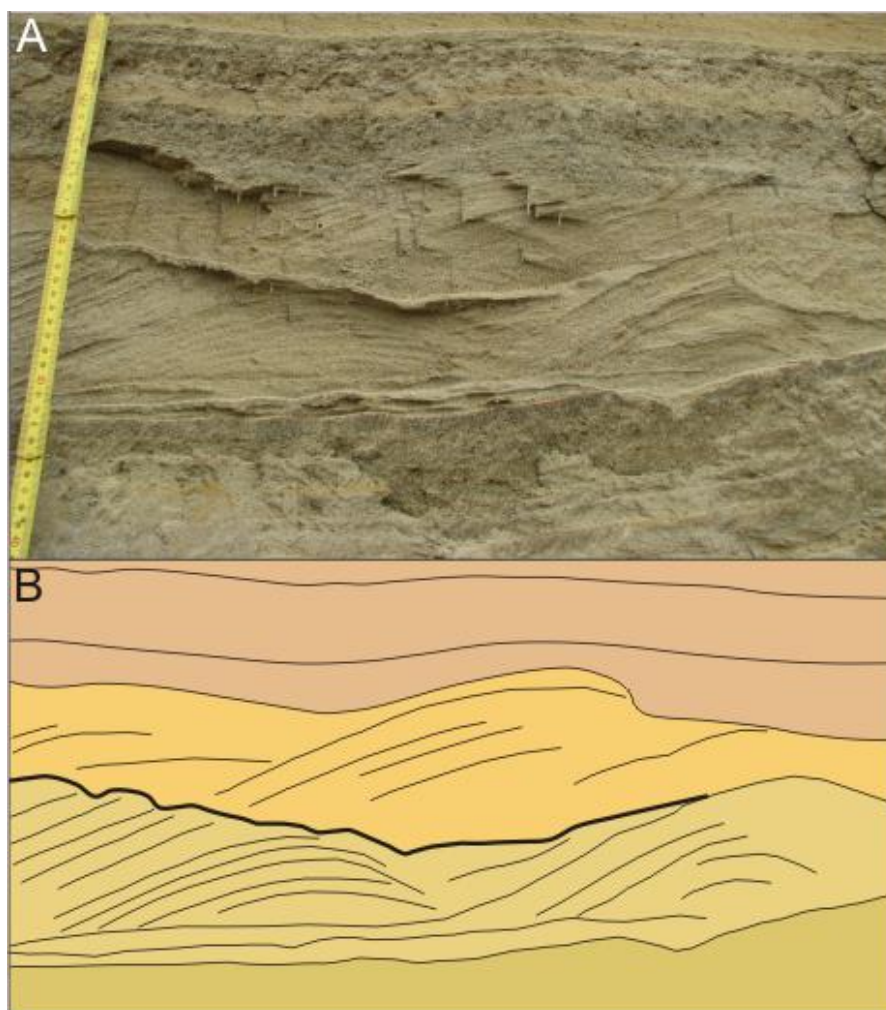
Logan et al. (1964) har laget en figur som viser hvordan stromatolitter bygges opp som søyleformer med en asymmetrisk form. Den indre lagningen viser en oppbygning av konforme lag både vertikalt og lateralt (Figur 4.27). De konforme lagene til stromatolitter som viser begrenset lateral utstrekning av lamina ligner på de asymmetriske hummocks som er observert enkelte steder i enhet D2. Dataene tillater imidlertid ikke en entydig konklusjon av at hummock er dannet som følge av algematter.



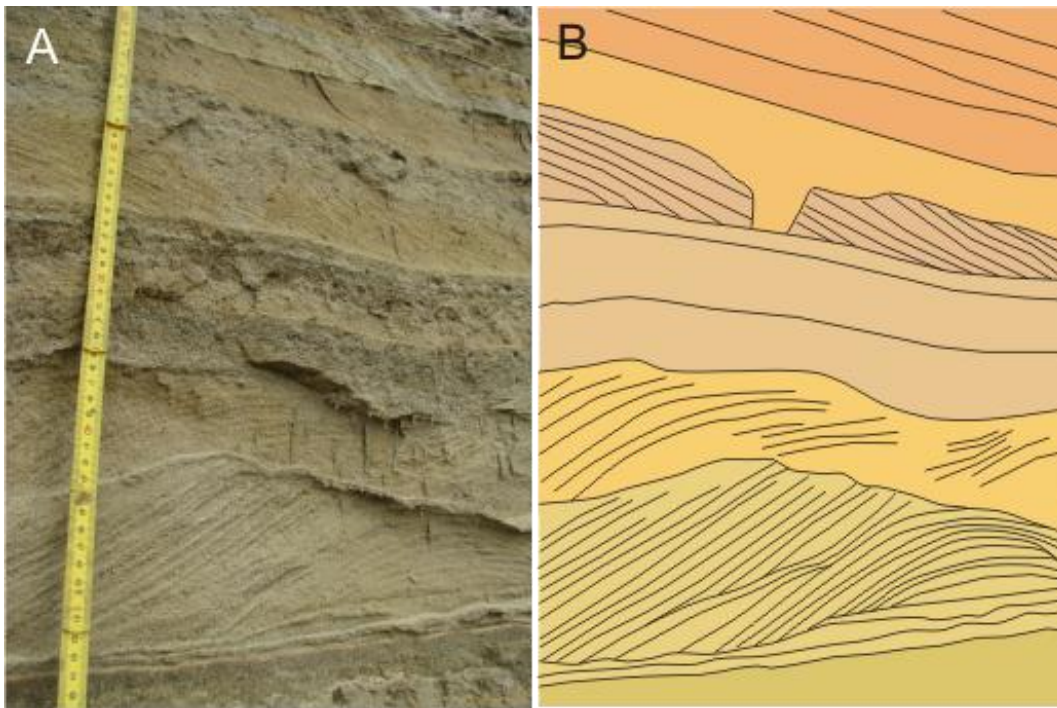
Figur 4.27: Stromatolitter. Fra Logan et al. (1964).

Dersom HCS i enhet D2 ikke kan være dannet som følge av algematter, er det andre alternativet i ut fra mine data at det kan være en hummocky kryssjiktning som har en litt annen form enn hva en klassisk hummocky kryssjiktning har.

Ut fra dataene tilgjengelig i denne oppgaven er det gjort en tolkning på foto av de hummockylignende strukturene i enhet D2 (Figur 4.28 og Figur 4.29). De tolkede bildene viser at de hummockylignende strukturene i enhet D2 ligner til en viss grad på klassiske hummocky strukturer som er beskrevet fra grunnmarine avsetninger.



Figur 4.28: (A) Foto av hummockylignende struktur observert i enhet D2. (B) Tolkning av hummockylignende struktur fra enhet D2.



Figur 4.29: (A) Foto av hummockylignende struktur observert i enhet D. (B) Tolkning av hummockylignende struktur.

Yang et al. (2006) har gjort observasjoner av hummocky- og swaley-kryssjikt som viser at disse strukturene avtar i størrelse jo grunnere forhold de er avsatt under. Dette er fordi bølgelengden avtar nærme land. De konkluderer med at HCS-størrelsen blir kontrollert av en bunnstrømning, da bølgestørrelsen er dybdeavhengig (Yang et al., 2006). Ut fra dette ville det vært mulig å anta noe om dybden på bassenget som de hummockylignende strukturene i enhet D2 er avsatt i. For å kunne si noe om dybden til dette bassenget måtte det ha vært gjort systematiske oppmålinger av størrelsen til hummockylignende strukturene. Dette er imidlertid ikke utført under feltarbeidet.

Hummockylignende strukturer er ofte beskrevet fra grunnmarine avsetninger. Litteratur fra lakustrine miljøer er ikke så godt kjent. Imidlertid har Eyles og Clark (1986) observert hummocky- og swaleykryssjikt i lakustrine avsetninger. De har utført beregninger på lineærbølge teori som foreslår at hummock-kryssjiktet sand blir avsatt på dyp mellom 2 til 20 m. I følge Eyles og Clark (1986) kan hummocky- og swaley-kryssjiktning være viktige sedimentære strukturer også i grunne lakustrine avsetninger. Dette styrker tolkningen av at de hummocky-lignende strukturene i enhet D2 er avsatt fra bunnstrømmer og oscillerende strømmer. Når hastigheten til vann som strømmer over en havbunn når en viss kritisk verdi begynner korn å bevege seg. Asymmetriske rifler utvikles, og de tidligste riflene som dannes

er rimelig rette og har kontinuerlige topper (Collinson et al., 2006). Dette stemmer delvis overens med hummocky-strukturene som er observert i enhet D2. Hypotesen som er framstilt tidligere (Figur 4.13, trinn 1) viser oscillerende strømmer som bygger opp en domformet kjerne med konforme grenser. Asymmetriske rifler begynner å utvikle seg. Trinn 2 viser asymmetriske rifler med rimelig kontinuerlige topper. Trinn 3 viser begravning ved noe endrede forhold.

Med en gradvis økning i hastigheten av strømmen vil riflene omformes til mer 3D-rifler og gå over til en linguoid form (Collinson et al., 2006). Dette stemmer ikke overens med enkelte av de hummockylignende strukturene som er observert i enhet D2. Det er imidlertid ikke utelukkende at i de første trinnene av utviklingen til hummocky-strukturer har det vært algematter tilstede. Starten på innfyllingen av dette bassenget kunne vært en brakksjø, etter noen år blir algematter begravd å endrer form. Den plutselige endringen i miljøet kan ha forårsaket at veksten av algematter stopper opp og andre prosesser overtar. Derfor vurderer jeg hvorvidt det kan være algematter eller ikke. Imidlertid er det lite å finne i litteraturen som støtter opp om algematter i brakkvann eller ferskvann slik at en konklusjon på denne hypotesen er det ikke tilstrekkelig med data tilgjengelig for å kunne gi. Det velges derfor å favorisere en tolkning om at hummockystrukturer som er observert i D2 er dannet som følge av oscillerende strømminger.

I øvre del av enhet D2 er hummockystrukturene erodert av facies Sh. Tidligere er facies Sh tolket til å være avsatt fra bunntransport på en deltaflate som er bølgepåvirket. Den ulike fargesammensetningen som er observert enkelte steder kan tyde på ulik mineralsammensetning i de ulike lagene. Bølgestrukturene som er observert er vanlig å finne på en deltaflate hvor det er grunne forhold.

Ut fra dette tolkes det at enhet D2 består av planlaminerte lag i bunnen av enheten. Gradvis mot SØ i profilet øker mektigheten til enhet D2 og det skjer en gradvis overgang til planlaminerte lag som blir overlatt av hummockylignende strukturer. En erosjonsgrense observeres ved 3280 m. Denne grensen øker gradvis fra 14 til 15 m SØ i profilet.

Foreset som heller mot SØ er observert ut fra fotomosaikken ved 3150 m (Figur 4.30). Dette kan tyde på at foreset ved 3150 m kan være skrålåg til et delta som prograderer ut i et basseng. Alternativt kan det være dyneutvikling i en kanal. Det kan være vanskelig å skille mellom disse to prosessene i et profil.



Figur 4.30: Utsnitt fra tolket del av fotomosaikk. Skrå foreset med SØ helning ses i øvre del av bildet.

Ut fra mine data og litteratur tolkes det at de plane laminerte lagene i nedre del av enhet D2 kan være bunnlag avsatt i et bassenget. Avvanningsstrukturene som er observert i de plane laminerte lagene tyder på en rask avsetning. Sedimenter med høy tetthet har blitt avsatt og sunket ned i vannmettede sedimenter. Belastningen har ført til at underliggende sedimenter er blitt komprimert slik at flammestrukturer og hummockylignende strukturer har blitt presset opp i overliggende sedimenter (Figur 4.5 og Figur 4.6).

Hummockystrukturene er tolket til å være bunnformer som er avsatt av både oscillerende strømning og til dels unidireksjonal strømning. Sedimentologiske konsekvenser for stormgenererte hummocky-strukturer er erosjon i bunnen av bassenget fra oscillerende og unidireksjonale strømmer. Etterfulgt av et toppunkt for stormsedimentasjonen som avsetter grovere kornfraksjoner og generer hummocky- og swaleykryssjiktning og parallell laminering. Ved avtagende storm dannes bølgerifler (Allen, 1982; Johnson og Baldwin, 1996). Det er imidlertid ikke observert bølgerifler i enhet D2.

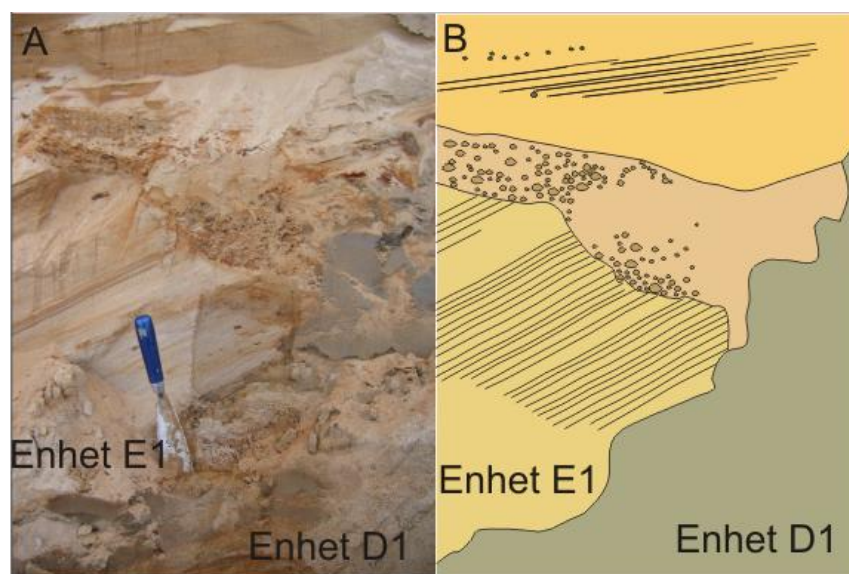
Det er viktig å påpeke at Skolithos vanligvis er beskrevet i marine avsetninger, men de er også beskrevet fra lakustrine miljø, og er derfor ikke så godt egnet for bruk i en miljøtolkning. Med kjennskap til områdets glasiøle historie og uteblivelsen av annet marint materiale favoriseres en tolkning om et lakustrint avsetningsmiljø. Det er observert en erosjonsgrense som gradvis øker fra 14 til 15 m i øvre del av enheten. Denne erosjonsgrensen representerer et skifte i avsetningsmiljøet. Den horisontalt lagdelte sanden med bølgemønster tyder på grunnere forhold med bølgeaktivitet.

En tolkning av avsetningsmiljøet i enhet D2 kan derfor være et delta som prograderer ut i et (glasi-) lakustrint basseng. Dette bassenget har hatt betydelig sedimenttilførsel, dyp og areal til å generere bølger som utvikler hummocky-kryssjikt.

4.2.6 Enhet E

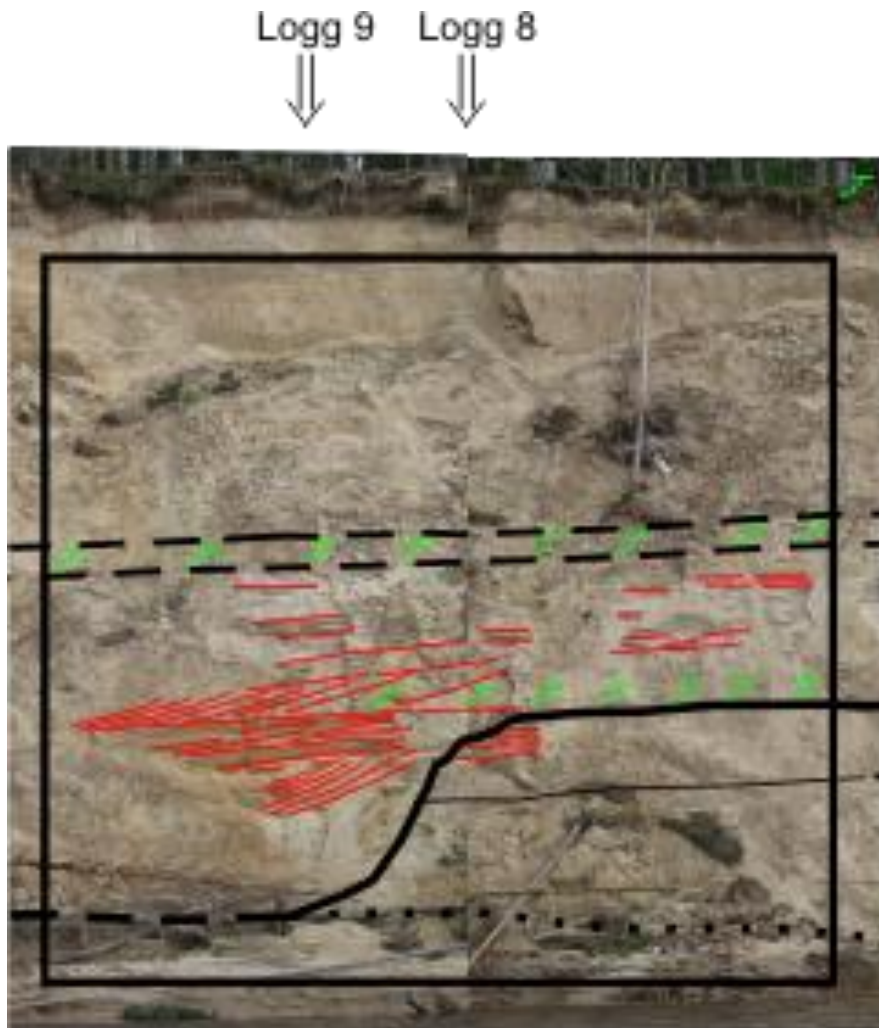
Enhet E forekommer mellom punkt 4001 til ca 4100 m NV i profilet (Figur 4.18). Mektigheten til denne enheten er 4,5 m. Enheten er kun observert i logg 9, hvor den ligger ca 2,1 m.o.e (42,1 m.o.h). Faciessammensetning er vist i logg 9 (Appendix A). Enhet E består av facies Sp mellom punkt 4001 til ca 4100 m.

Lateralt ved punkt 3990 m ses en erosjonsgrense mellom enhet E og D1. Denne laterale grensen er erosiv (Figur 4.31). Den undre grensen er også erosiv og har erodert ned i enhet C. Prosessene for dannelsen er relatert til kanalgenerering. En avtegning gjort ut fra foto viser hvordan den uregelmessige karakteren til grensen mellom enhet E og D (Figur 4.31).



Figur 4.31: (A) Foto av enhet E og erosjonsgrenen over til enhet D1. (B) Tolkning av erosjonsgrense.

I enhet E er det observert avsetning som viser en tabulær geometri som kan følges lateralt flere titalls meter mot NV. Enhet E kutter seg inn i enhet D1 (Figur 4.32).



Figur 4.32: Fotomosaikk med tolkning fra enhet E. De røde streken viser foreset med en helning mot NV. De røde strekene viser tolkningen av hvordan enhet E eroderer de underliggende sedimentene.

Diskusjon

Enhet E består av faciessammensetningen Sp som tidligere er blitt tolket til å være 2D-dyner som er avsatt ved bunntransport. Slike bunnformer er beskrevet i litteraturen som kanalavsetninger som kan oppstå i ulike miljøer. På en elveslette eller deltaflate skifter kanaler løp. Det kan derfor antas at enhet E er en del av en aktiv deltaflate eller elveslette.

Den storskala strukturene som karakteriserer enhet E er derfor tolket til å være en kanal på en elve- eller deltaslette (Figur 4.33). Den skarpe erosjonsgrensen mot enhet D1 tyder på at enhet

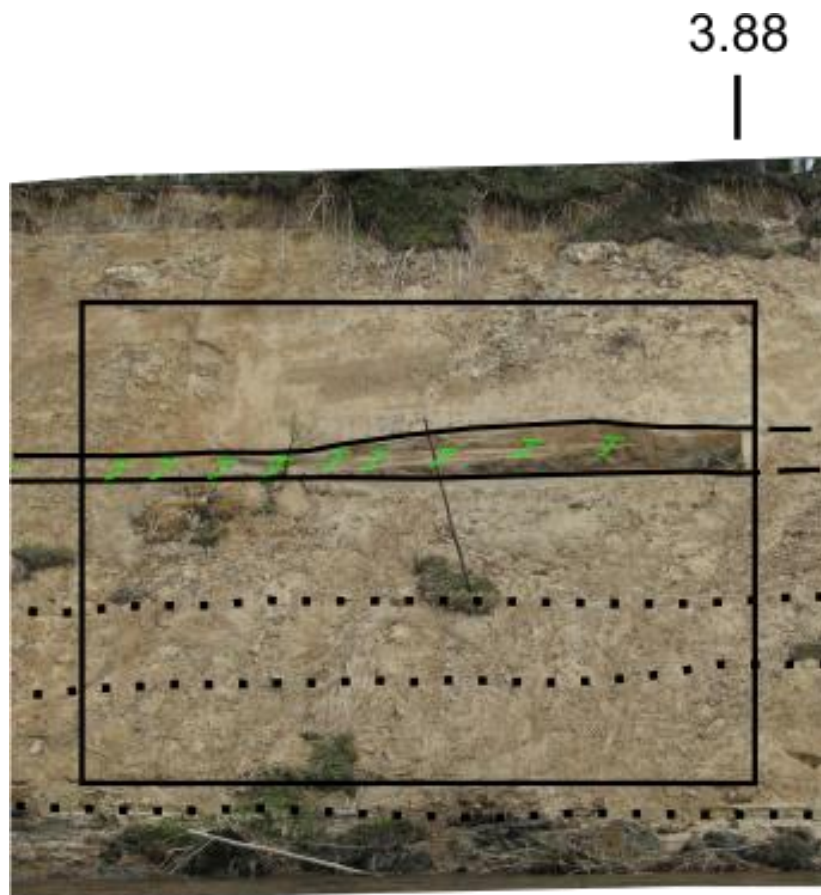
E har gradvis erodert seg inn i enhet D1 og en gradvis nedkutting i de underliggende sedimentene. Sterke strømmer har sannsynligvis forårsaket dannelsen av disse strukturene.



Figur 4.33: Foto av de storskala strukturene i kanalinnfyllingen.

4.2.7 Enhet F

Enhet F forekommer mellom punkt 3880 m til 2890 m (Figur 4.18). Mektigheten til enheten varierer lateralt fra ca 1 m NV i profilet til ca 1,5-2 m SØ i profilet. Enhet F består av facies D mellom punkt 3880 til 2890 m. I den NV delen av profilet ligger enheten på 13 m.o.e (53 m.o.h), og den stiger gradvis til å ligge 16 m.o.e (56 m.o.h) i SØ delen av profilet. Faciessammensetningen er vist i logg 1 til 8 (Appendix A). Den nedre grensen til enhet F er erosiv enkelte steder og skarp til undulerende andre steder. Fra 3880 m SØ i profilet eroderer enhet G seg ned i enhet F. Denne erosjonsgrensen er tolket ut fra fotomosaikk; Figur 4.34 viser et utsnitt av et 11 m langt snitt fra den samme erosjonsgrensen kan ses i Figur 4.35.



Figur 4.34: Utsnitt av fotomosaikken viser hvordan enhet G eroderer inn i enhet F.

Diskusjon

Enhet F består av faciesassosiasjonen D som tidligere er blitt tolket til å være morenemateriale som er avsatt subglasialt. Enhet F viser store variasjoner i sammensetning og det er derfor vanskelig å klassifisere den som en till.

I nedre del av enhet F er det observeres en endring i miljøet. Lavere energi avsetter fin silt/leire fra suspensjon som legger seg som et lag. Dette laget blir så deformert. Det er derfor antatt at et isdekke kunne avsatt silt/leire som suspendert materiale ut i en bredemt sjø.

Breen har trolig gjort et fremrykk over silt/leiren, og det oppstår en omrøring av det underliggende sedimentet. Deformasjon oppstår på det underliggende sedimentet. Deformasjonsstrukturer observeres i grensen mellom den grå silt/leirematriksen og over til den rødlige silt/leirematriksen. Ved 3880 m oppstår en erosjon av enhet F og enhet blir gradvis erodert bort av enhet G. Foreset med intraklaster følges lateralt fra 3880 m SØ i profilet til 4000 m NV i profilet (Figur 4.14E og F).



Figur 4.35: Lengden av fotomosaikk er 11 m fra NV til SØ i profilet. Sorte piler indikerer den undre grensen til enhet F.

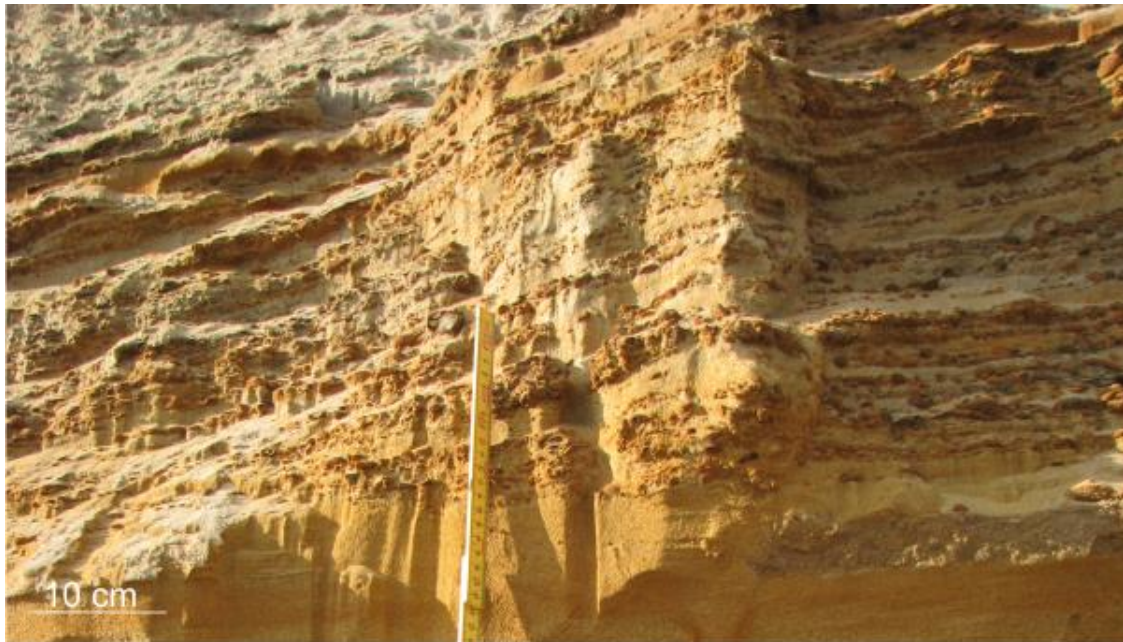
4.2.8 Enhet G

Enhet G forekommer mellom punkt 3900 til ca 4100 m (Figur 4.18). Mektigheten til enheten varierer lateralt fra 4 m SØ i profilet til ca 3,5 m NV i profilet. Enheten ligger 7 m.o.e (47 m.o.h). Faciessammensetning er vist i logg 8 og 9 (Appendiks A).

Enhet G består av faciesassosiasjonene Si og Sp mellom punkt 3990 til 4001 m, der facies Si og Sp er like dominerende.

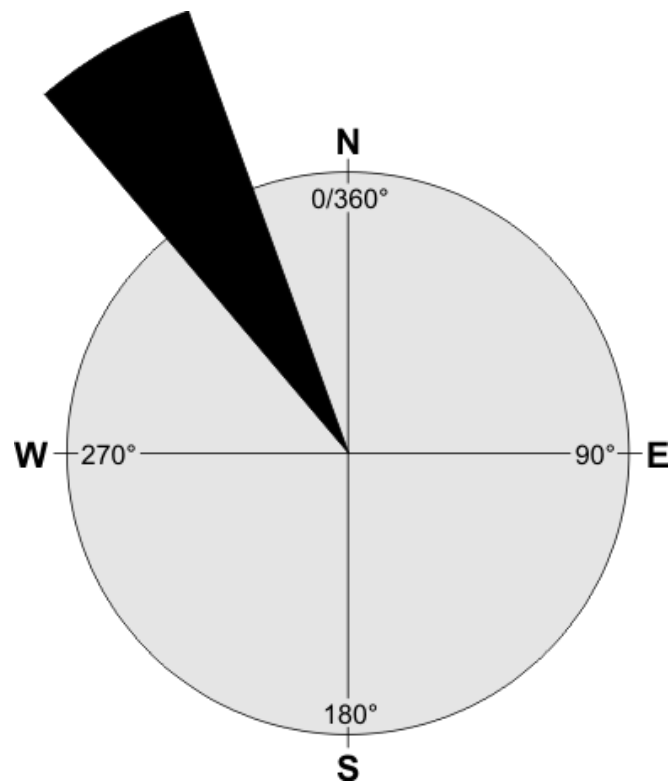
Fra punkt 3990 til 4001 m omfatter den vertikale faciessuksesjonen facies Si, Sp og facies Si er repeter i øvre del av enheten igjen.

Den nedre grensen til enhet G er erosiv og undulerende (Figur 4.36).



Figur 4.36: Grensen mellom enhet G og E. Intraklaster i de tangentielle foreset i enhet G.

Paleostrømmålinger fra logg 8 (Appendiks A) viser en dominerende strømmretning mot V-NV (Figur 4.37). Det er observert fossile iskiler/ syn genetiske iskiler (Figur 4.38A og B). Fossile iskiler som er observert i enhet G er erosive i toppen (Figur 4.38A).



Figur 4.37 Paleostrømretning fra enhet G. Den dominerende transportretningen er mot V-NV

Enkelte steder i facies Sp er det observert iskile strukturer (Figur 4.38).



Figur 4.38: Iskilestrukturer fra enhet G, (A) iskile med erosiv topp. (B) Iskile hvor parallelle lag bøyer av ned i strukturen .

Diskusjon

Enhet G består av faciesassosiasjonen Si og Sp som tidligere er blitt tolket til å være storskala 2D-dyner som er avsatt ved bunntransport. Slike bunnformer er beskrevet i litteraturen som kanalavsetninger og kan oppstå i ulike miljøer. Enhet G skiller seg ut fra vanlige typer kanalinnfyllinger på grunn av det høye innholdet av intraklaster. Dette tyder på at kanalinnfyllingen kan være forårsaket av en form for katastrofetapping som plutselig oppstår. Enhet G skjærer ned i en till som er antatt å være avsatt i sen weichsel. Det er derfor trolig at kanalnedskjæringen kan skyldes et fall i en eventuell bredemt sjø. Tillen som enhet G skjærer seg ned i er antatt å være Bobrovotillen som er avsatt under LGM i dette område. Det er postulert at at en bredemt sjø ble oppdemmet foran isdekket ca 20-17 ka BP (Figur 2.5I) (Larsen et al., 2006).

Et fall i basisnivået av et bassenget kan skyldes dynamikken i breen eller at det åpner opp en drenering av bassenget. Dreneringen kan skyldes sesongvis tapping som følge av vårsmelting. Fossile iskiler er observert i enhet G, det kan tyde på at denne kanalen har vært utsatt for frost. Når frostkiler tiner dette sedimenter ned i den, dette kan ses som parallelle lag som bøyer av ned i kilen hvor isen har smeltet (Figur 4.38B).

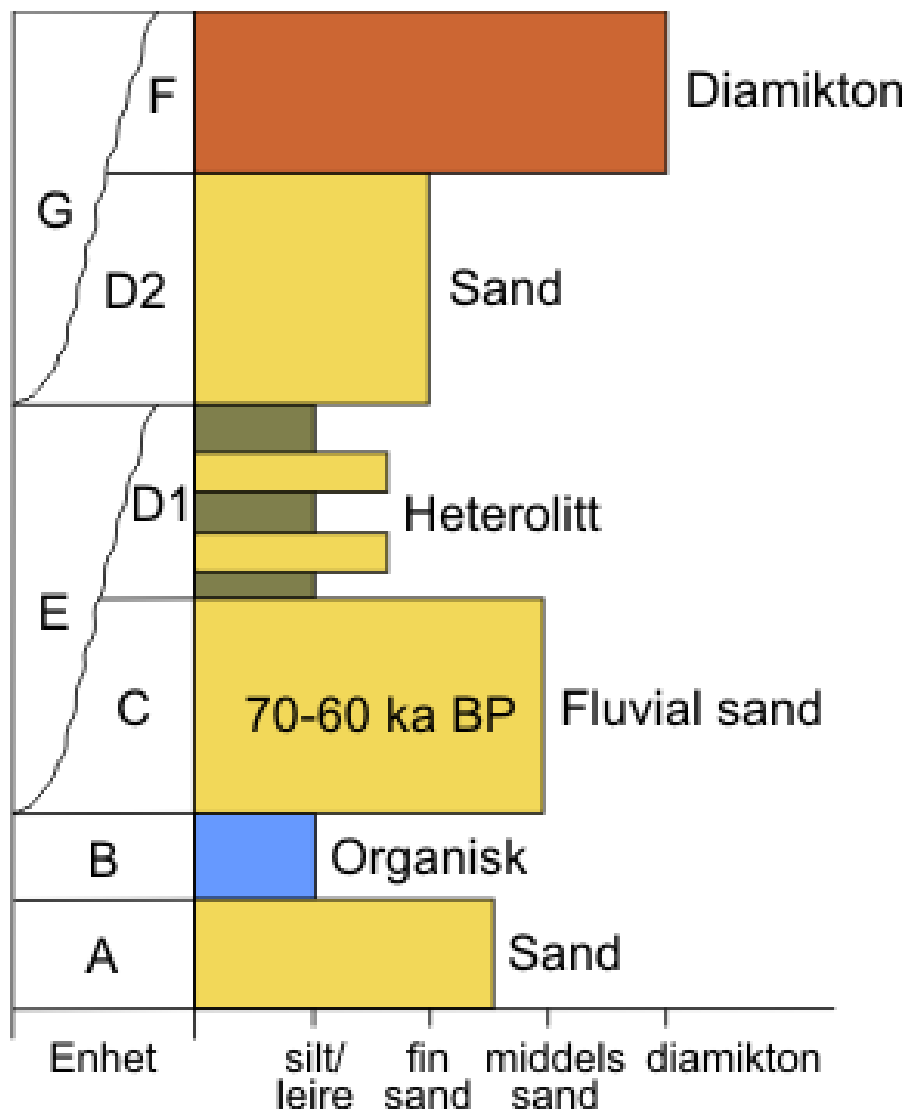
og avsatt subarilt. I kanaler som er utsatt for frost,dette kan være permafrost er det vanlig å finne slike iskiler Det er antatt at syn genetiske iskiler er dannet samtidig som sedimentene avsettes. Iskilene kan tyde på at det har vært permafrost i området da enhet G ble avsatt.

Det tolkes derfor at enhet G er kanalavsetninger fra en katastrofetapping. Dette kan være i tilknytning til en tilbaketrekning av et isdekke eller et fall i basenivået til en innsjø som har sesongvis variasjoner med smelting. Iskiler tyder på at det er permafrost i området.

5 UTVIKLING AV TOLOKONKA

I dette kapitlet vil en utvikling av studieområdet bli presentert på grunnlag av resultatene og diskusjonen gitt i kapittel 4. Diskusjonen rundt utviklingen vil konsentreres fra enhet C-F, det vil si omtrent fra 75-60 ka BP og fram til 20-17 ka BP. Dette betyr at utviklingsmiljøet for enhet A og B bare vil bli kort presentert, da datagrunnlaget i denne oppgaven ikke er tilstrekkelig for å kunne gi en grundig diskusjon. Enhet G ligger stratigrafisk over enhet F, og er derfor ikke en del av mitt fokus, men jeg har valgt å ta den med fordi den eroderer seg inn i enhet F og D2 og yngre enheter.

En sammensatt logg for Tolokonka (Figur 5.1), der enhetene A-F er innlemmet, er utarbeidet basert på loggene vist i Appendix A samt tidligere arbeid. Enhet A og B er hovedsakelig basert på sistnevnte. Utviklingen av enhetene vil ta utgangspunkt i denne loggen.



Figur 5.1: Sammensatt logg og miljøtolkning av enhetene beskrevet i kapittel 4

5.1 Enhet A

Enhet A er ikke eksponert i studieområdet. Enheten er fra tidligere feltstudier av NGU antatt å være en sandig enhet. Et miljø er vanskelig å utlede basert på dataene her, og vil derfor ikke bli diskutert.

5.2 Enhet B

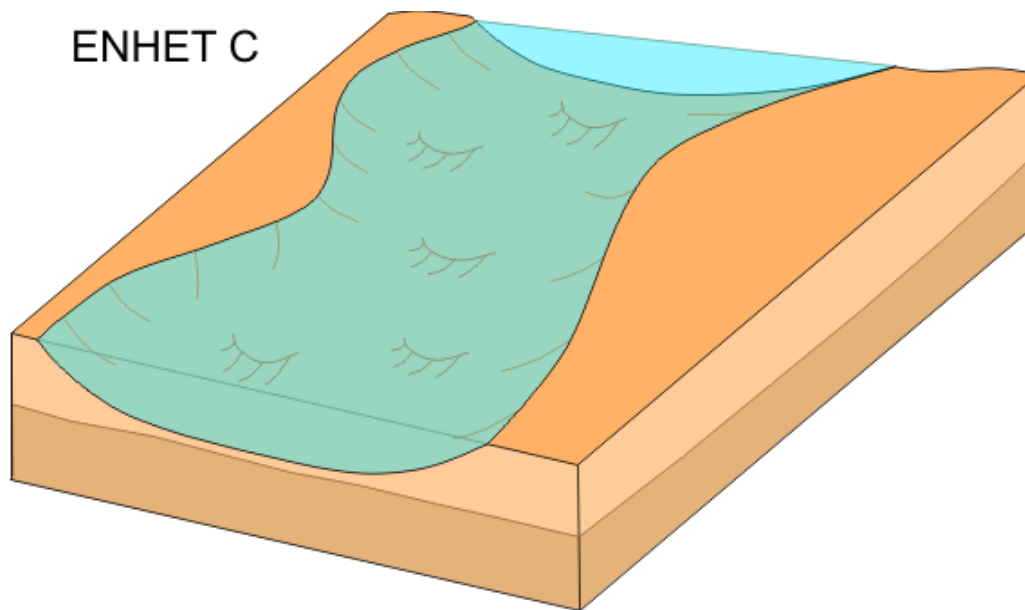
Enhet B er sporadisk eksponert i studieområdet og består hovedsakelig av silt/leire og organisk materiale. Enheten ble i kapittel 4 tolket til å være avsatt i et område som tidvis har vært oversvømt av vann: muligens estuarie, laguneavsetninger eller en elveslette..

Avsetningene viser et rikt innhold av organisk materiale som tyder på et relativt varmere klima. Det er imidlertid bare observert et betydelig innhold av organisk materiale uten mollusker.

5.3 Enhet C

Denne enheten ble i kapittel 4 tolket til å være en grunn kanal. OSL-dateringer fra enhet C viser konsistente aldre rundt 60-70 ka BP (Tabell 3.3). Dette er fluviale sedimenter som er gode til OSL- dateringer siden de alltid har det beste potensialet til nullstilling. Det er derfor valgt å ta utgangspunkt i denne dateringen for å korrelere mine data opp mot tidligere arbeid som er utført i Arkhangelskregionen. Dateringene tyder på at sedimenter fra tidlig weichsel kan være erodert på Tolokonka, fordi asedimenter med alder fra denne tiden ikke er funnet.

Lyså et al. (2001) har observert en erosjonsgrense langs elven Severnaya Dvina mellom fluviale og underliggende marine sedimenter fra eem. Inkonformiteten kan være relatert til et lavt basisnivå (havnivå) og isostatisk nedpressing i området nord for Arkhangelsk. Denne erosjonen, sannsynligvis forårsaket av lavt basisnivå, kan ha fjernet bevis fra tidlig weichsel i dette området (Larsen et al., 2006). Dette kan stemme med OSL dateringen rundt 70-60 ka for enhet C, dersom enhet B er av eem alder. En korrelering opp mot stratigrafien som er utarbeidet ville være å korrelere enhet C opp mot SP 5 i den utarbeidede stratigrafien som er beskrevet i Figur 2.1. Et avsetningsmiljø for enhet C er illustrert i Figur 5.2.

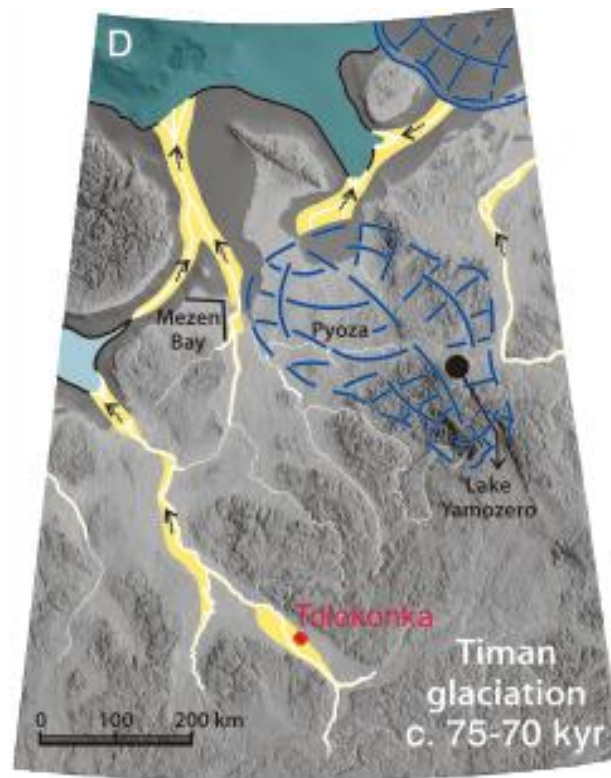


Figur 5.2: Rekonstruksjon av avsetningsmiljøet for enhet C. Enheten er trolig avsatt i en fluvial kanal.

Midtre weichsel er delt inn i to glasieringer av Larsen et al. (2006) (Figur 2.3B og C). Glasieringen B (75-70 ka BP) er antatt å dekke Timanryggen (Figur 5.3D). Dataene til Larsen et al. (2006) viser et isdekke over Barentshavet og Skandinavia som hadde vokst sammen (ca 75-70 ka BP). Imidlertid er ikke elvene blokkert av dette isdekket, og Severnaya Dvina drenerer mot NV (Figur 5.3D), noe som støttes av paleostrømsmålinger gjort av enhet C i denne oppgaven.

Figur 2.5E, ca 70-65 ka BP viser en tolkning av en innsjø i Hvitehavet (Larsen et al., 2006). Dataene til Kjær et al. (2006) støtter opp om en isbrebevegelse fra Barentshavisdekket som har smeltet sammen med det Skandinaviske isdekket og kan ha forårsaket en oppdemming av en sjø i Hvitehavet. I Stratigrafien (Figur 2.1) kan Cape Tolstiktillen SP 6 korreleres til denne isbrebevegelsen.

Glasierings- og innsjøhistorien er omdiskutert både innenfor og mellom regioner i NV Russland. I Pechoraregionen gjenstår det fortsatt å finne tillavsetninger som kan korreleres med glasilakustrine sedimenter fra Komi innsjøen fra tidlig weichsel. Det er heller ikke funnet glasilakustrine sedimenter fra den antatte innsjøen i Hvitehavet i midt weichsel (Figur 2.5E).



Figur 5.3: Palaeogeografisk rekonstruksjon fra weichsel (D) ca 75-70 ka BP. Modifisert fra Larsen et al. (2006). Legendene til figur 5.3 er vist i figur 2.5.

Dataene fra enhet C viser en fluvial drenering som går mot NV. Dersom en eventuell innsjø hadde vært demmet opp i Hvitehavsbassenget da enhet C ble avsatt ville ikke dette vært mulig med mindre lavere utløp gir et basseng lengre nedover mot N. Avsetningene som er observert på Tolokonka viser kanalavsetninger og ikke innsjøsedimenter. Det er derfor konkludert med at enhet C er avsetninger fra en kanal som drenerte mot NV, og er antatt å kunne samsvare med avsetningmiljøet vist i Figur 5.3D. Det er heller ikke observert moreneavsetninger som kan korreleres til Cape Tolstiktilen på Tolokonka.

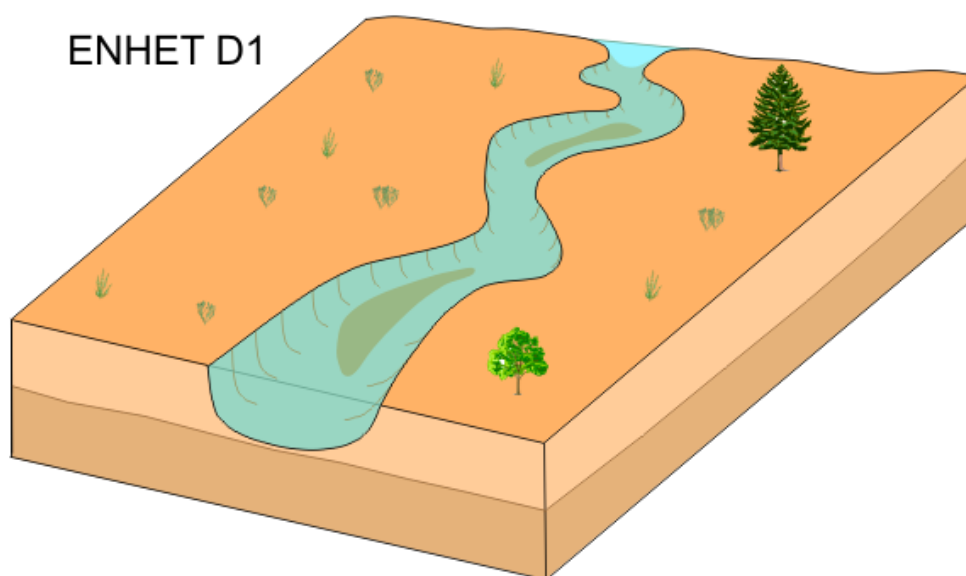
Dersom en eventuell Hvitehavsinnsjø ble demmet opp i midtre weichsel ville det antagelig være mulig å finne glasilakustrine innsjøsedimenter på Tolokonka. Vel å merke dersom denne innsjøen hadde det omfanget som den er antatt å skulle ha, vist i Figur 2.5E. Tolokonka er lokalisert i et område som gjennom weichsel kun var glasiert i sen weichsel og lå like i nærheten av ismarginen til det skandinaviske isdekket. Det er derfor antatt at isdekket ikke eroderte vekk sedimenter avsatt i midtre weichsel på Tolokonka slik det gjorde i de nordlige områdene som har vært glasiert flere ganger gjennom weichsel. I følge Mangerud et al. (2004) bredte seg ut i den østlige delen av Hvitehavsbassenget i sen weichsel og eroderte mesteparten av de tidligere kvartære sedimentene.

5.4 Enhet D1

Denne enheten er tolket til å være en del av en deltaflate eller elveslette som inneholder alluviale kanaler som sesongvis er oversvømt av flom. Det organiske innholdet som er undersøkt viser at det har vært vegetasjon i nærheten, og plantematerialet viser lyngtundra. Artene som er gjenkjent er Ericales, Monocotyledons og Rhododendron tomentosum som trives best i sommer-middel temperaturer mellom 7-10 °C. Dette tyder på at enhet D1 kan være avsatt i en interstadial. Terrestrisk materiale som trerester og plantemateriale kan være skylt inn i området ved en eventuell flom. Hummockylignende deformasjonstrukturer i øvre del av enheten tyder på plantevekst. En tolkning på avsetningsmiljøet er derfor at dette er en elveslette/deltaflate som periodevis er overskyldt fra en tilhørende kanal (Figur 5.4).

Det foreligger ikke OSL dateringer av enhet D1 og det er derfor vanskelig å korrelere enheten opp mot stratigrafien er utarbeidet av Larsen et al. (2006). Enhet D1 er tolket til å være yngre enn enhet C da den ligger stratigrafisk over. Det er observert en gradvis grense mellom disse to enhetene. Det ble imidlertid valgt å dele enhetene i to på bakgrunn av litologiske forskjeller. Basert på grensen mellom enhetene er det antatt at det har vært en gradvis overgang fra enhet C til D1. Dette kan tyde på at enhet C og D1 er avsatt i det samme miljøet, men at dette systemet har endret seg over tid. En deltaflate som prograderer ut i et grunt basseng vil dekke et stort område. Dersom det er gunstige klimatiske forhold til stede vil plantevekst forekomme. Kanaler vil skifte løp og det vil være områder der torv blir avsatt.

I prøver som er analysert av enhet D1 er det ikke funnet foraminiferer eller diatomeer.



Figur 5.4: Rekonstruksjon av avsetningsmiljøet for enhet D1. Enheten er trolig dannet av en fluvial kanal med elveslette/deltaflate på sidene.

Ut fra den etablerte stratigrafien for Arkhangelskregionen er Mezen interstadial den første interstadialen etter deglasiasjonen av isdekket i Barentshavet for omtrent 70-65 ka BP. En paleogeografisk framstilling av Mezen transgresjonen (65-55 ka BP) er vist i Figur 5.5F.



Figur 5.5: Paleogeografisk illustrasjon av Mezen Interstadial ca 65-55 ka BP, legenden til figuren er vist i figur 2.4. Modifisert fra Larsen et al. (2006).

En hurtig tilbaketrekning av Barentshavsisdekket førte til en havnivåstigning på 40 m innenfor 3000-4000 år i nordlige del av Arkhangelskregionen (Jensen et al., 2006). Data fra denne transgresjonen er blitt brukt for å estimere hvordan en regional utbredelse ville blitt. En estimert havnivåstigning på 40 m.o.h, ville ha ført til oversvømmelse av Dvina og Pechora, mer enn 200 km innland. Felldata fra Dvinaområdet viser imidlertid at de marine avsetningene er tolket til å være fra eem (Jensen et al., 2006). Avsetninger fra Mezentransgresjonen er funnet ved Mezenbukta og Chyorskayabukta. Stratigrafien viser at noen av sedimentene var avsatt hurtig, og at Mezentransgresjonen var en relativt kort hendelse. Denne transgresjonen oppstod mellom to breframrykk av Barentshavsisdekket i midtre weichsel (Jensen et al., 2006). Rekonstruksjonen viser at elvene i Severnaya Dvina området drenerte mot nord (Larsen et al., 2006). Denne interstadialen er markert som SP 7 i stratigrafien (Figur 2.1) Det er usikkert om denne interstadialen kan korreleres med enhet D1.

Det ble estimert en havnivåstigning på 40 m.o.h under Mezentransgresjonen (Jensen et al., 2006). Tolokonka er estimert til å ligge ca 40 m.o.h. Det ble tidligere diskutert under kapittel 4 om enhet D1 kan være tidalt påvirket. Siltdraperinger langs med foreset og antatte herringbone strukturer dannet grunnlaget for eller mot en tidal påvirkning. Imidlertid viste analyser av prøver fra enhet D1 at de ikke inneholdt foraminiferer eller diatomeer. Det tydet på at avsetningene fra enhet D1 ikke er marint avsatt. Det utelukkes ikke helt at enheten kunne vært tidalt påvirket av en stor innsjø. Dersom innsjøer er stor nok er det antatt at den kan ha en form for tidevannspåvirkning. Store bredemte sjøer kan også ha varierende vannstand som skyldes perioder med vannstand fall som følge av sesongvis smelting. Antatt at en bredemt innsjø var under utvikling og D1 er en deltaflate eller elveslette ville det bli en gradvis overgang til et nytt miljø. I en slik overgang, hvor vannstanden stiger eller har et fall ville det muligens bli dannet fiskebenkryssjikt. Ifølge Collinson et al. (2006) er fiskebenkryssjiktning en viktig prosess for en miljøtolkning og kan lett forveksles med en annen form for trauskryssjiktning. Ut fra at fiskebenkryssjiktning kun er observert på fotomosaikken er det ikke mulig å gi noen konklusjon om tidevannspåvirkning fra en eventuell stor innsjø. Siltdraperinger og eventuelle fiskebenkryssjiktning vil kreve ytterligere studier for å kunne gi en konklusjon. Ut fra beliggenhet til Tolokonka vil det også være vanskelig å støtte opp om at enhet D1 var avsatt marint. Tolokonka var ikke isostatisk nedpresset av is i tidlig weichsel, og høyden over havet tilsier at en eventuell transgresjon ikke ville nådd inn i dette området. Dette i kontrast til kystområdet Mezen som var nedpresset av is i tidlig weichsel ca 70-65 ka BP av Barentshavs- og Karahavsisdekket. Det er derfor mer sannsynlig å finne sedimenter fra denne transgresjonen opp til 40 m.o.h rundt Mezen.

Uten absolutt datering lar det seg ikke gjøre å trekke en konklusjon med hensyn på om enhet D1 er avsatt under en interstadial.

Ut fra den etablerte stratigrafien i Arkhangelskområdet som er vist i Figur 2.1 er en annen langvarig interstadial, SP 9, (45 ka BP) observert langs Severnaya Dvina (Larsen et al., 1999; Lyså et al., 2001). Denne interstadielen forekommer under Bobrovotillen og har en nedre erosiv grense som viser en utvikling fra grunne kanalavsetninger med resedimenterte marine avsetninger og torv. Disse dataene kan ikke korreleres med data fra enhet D1. Det antas også at SP 9 er en langt yngre hendelse. Den gradvise grensen mellom enhet C og D1 er også med på å støtte opp om at enhet C og D1 er nærliggende hendelser i et og samme miljø som er under utvikling. De er ikke separert av en erosjonsgrense og derfor trekkes en konklusjon om at de aldersmessig ikke kan være så langt fra hverandre. En antatt tolkning basert på

opplysningene som er beskrevet ovenfor er derfor at D1 er avsatt i noenlunde samme tidsepoke som enhet C og kan korreleres opp mot Figur 5.3D. Det er viktig å påpeke at dette er kun en antagelse og ikke en entydig konklusjon på grunn av manglende dateringer.

5.5 Enhet D2

Denne enheten er tolket til å være et delta som prograderer ut i et basseng. Planlaminerte lag i nedre del av enheten er antatt å være bunnlag som er avsatt i et grunt basseng. Bunnlagene er overlatt av hummockykryssjiktet sand som viser en stor populasjon av Skolithos som er tolket til å være fra et lakustrint miljø.

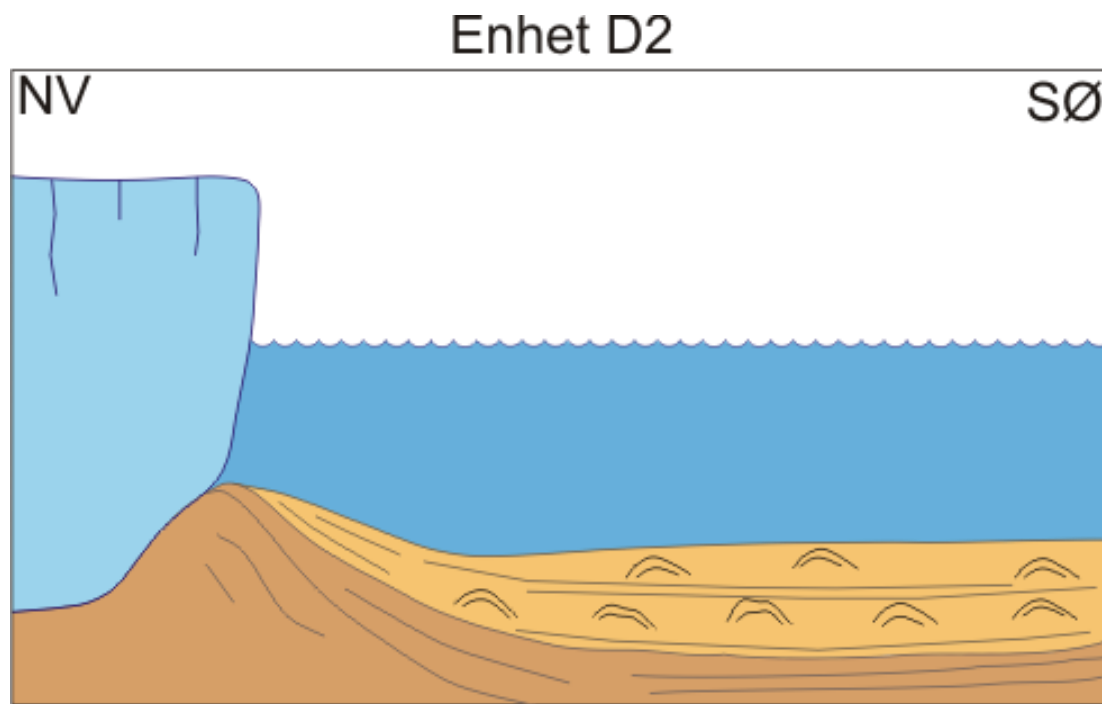
I følge Buatois og Mågano (2004) er Skolithos ofte representert i sedimenter som er avsatt i relativt høyenergi lakustrine miljø, som strandlinjer og munningsbarer på delta. Det er også vanlig å finne avvanningsstrukturer i samme miljø. I følge Bromley og Asgaard (1991) er det vanskelig å skille marine Skolithos og ikke-marine Skolithos. Lakustrine biogene strukturer har trolig det høyeste bevaringspotensialet for alle kontinentale sporfossiler. Avvanningsstrukturer er også observert i facies Sb. I følge Buatois og Mågano (2004) er det ikke uvanlig å observere avvanningsstrukturer i samme miljø som Skolithos.

Mellom enhet D1 og D2 er grensen gradert, og ut fra en sedimentologisk tolkning er det en økning i vannstanden fra enhet D1 til D2. Den gradvise overgangen tyder på at det har vært en gradvis endring i miljøet mellom de to enhetene. Det er tidligere diskutert at enhet C og D1 kan være avsatt mellom 75-60 ka BP ut fra OSL-dateringer.

OSL-dateringer fra enhet D1 og D2 viser aldre fra 100-80 ka BP. Det er antatt at disse OSL-dateringene er feil, siden enhet C er datert til å være yngre enn enhet D1 og D2. Det er valgt å stole på at dateringen for enhet C gir den mest korrekte alder. Feilen i dateringen av enhet D1 og D2 kan ligge i at de representere en oppdemming av et basseng hvor sedimentasjonen skjer uten at sedimentene blir tilstrekkelig nullstilt. En oppdemming gir tilgang på eldre sedimenter på høyere nivå. Dersom disse ikke er nullstilt før de avsettes igjen vil de gi en for høy alder. Dersom det tas utgangspunkt i at enhet C har den mest korrekte dateringen er det rimelig å tro at oppdemmingen av dette bassenget kan være avsetninger fra den postulerte Hvitehavsinnsjøen (Figur 5.3E). Det er ikke observert erosjonsgrenser mellom enhetene C, D1 og D2. Det støtter opp om en gradvis endring av miljøet uten erosjon tilstede.

Tidligere er det blitt tolket at enhet D2 er avsatt i et glasilakustrint basseng. Det er valgt å favorisere en tolkning om at hummockykryssjikt er avsatt som følge av oscillerende og unidireksjonal strømming. Dersom man antar at denne sjøen var marin, måtte det ha skjedd en transgresjon, muligens Mezen. Imidlertid er det ingen litteratur som beskriver at Tolokonka har vært isostatisk nedpresset i weichsel annet enn i sen weichsel, under LGM, da det skandinaviske isdekket bredte seg inn over dette området. En marin tolkning ville krevd en havnivåstigning på minimum 50-60 m over dagens havnivå da Tolokonka er estimert å ligge ca 40 m.o.h og enhet D2 er observert 6-8,5 m.o.e. I tillegg må det tas høyde for vannstanden i bassenget. En slik havnivåstigning ville ikke vært mulig i tidsrommet som enhet D2 er antatt å være avsatt i. Under eemtransgresjonen ville muligens en slik havnivåstigning vært mulig, men det er ikke sannsynlig at enhet D2 har sammenheng med eem.

Det velges ut fra mine data å sammenligne enhet D2 opp mot data til Larsen et al. (2006) om en antatt oppdemming av en Hvitehavsinnsjø rundt 70-65 ka BP (Figur 5.3E). Omfanget og størrelsen til denne sjøen kan ha vært stor ut fra felldata og observasjoner som er gjort på Tolokonka. Det har vært stor sedimenttilførsel og mektigheten til enhet D2 øker lateralt mot SØ. De plane lagene med avvanningsstrukturer støtter også opp om en hurtig avsetning. Hummockykryssjikt tyder på at det har vært et stort nok dyp og tilstrekkelig med areal til å få generert bølger. Fra en nærliggende bre vil katabatiske vinder kunne ha forårsaket bølgeaktivitet sterk nok til at hummockykryssjikt oppstår. Det er også observert kvartskorn som er godt rundet i enhet D2. Rundingsgraden tyder på at kornene er eolisk transportert før de ble avsatt i dette bassenget. Katabatiske vinder fra en nærliggende bre kan ha forårsaket den eoliske transporten. Som tidligere nevnt ville det muligens vært mulig å si noe om størrelsen på den glasilakustrine sjøen dersom det hadde vært gjort systematiske oppmålinger av størrelsen til hummockykryssjikt. En illustrasjon av avsetningsmiljøet for enhet D2 er vist i Figur 5.6.



Figur 5.6: Rekonstruksjon av avsetningsmiljøet for enhet D2 viser et glasi-lakustrint basseng med plane lag i bunnen overlatt av hummockykrusssjikt.

Det antas at Tolokonka er lokalisert i et område hvor det er mulig å finne eventuelle innsjøsedimenter. Dette er fordi det ut fra tidligere arbeid er antatt at Tolokonka ikke har vært dekt av is før det skandinaviske isdekket bredte seg inn i dette området under LGM (20-17 ka BP). Det er i litteraturen tegnet inn en konfigurasjon av det Skandinaviske isdekkets maksimale utbredelse i Arkhangelskregionen (Demidov et al., 2006). Tolokonka er lokalisert like ved denne konfigurasjonen. Og et eventuelt isdekke ville mest sannsynlig kun erodert i sedimenter avsatt i sen weichsel, slik at sedimenter avsatt tidligere i weichsel vil fortsatt være bevart. Den gradvise miljøendringen mellom enhetene C, D1, D2 og E er og med på å understreke at dette har vært et miljø som gradvis har utviklet seg fra grunne forhold til et sedimentasjonsbasseng. Det tyder derfor ikke på at dette området har vært erodert av glasi-ale hendelser tidligere, kun en till er representert i dette området.

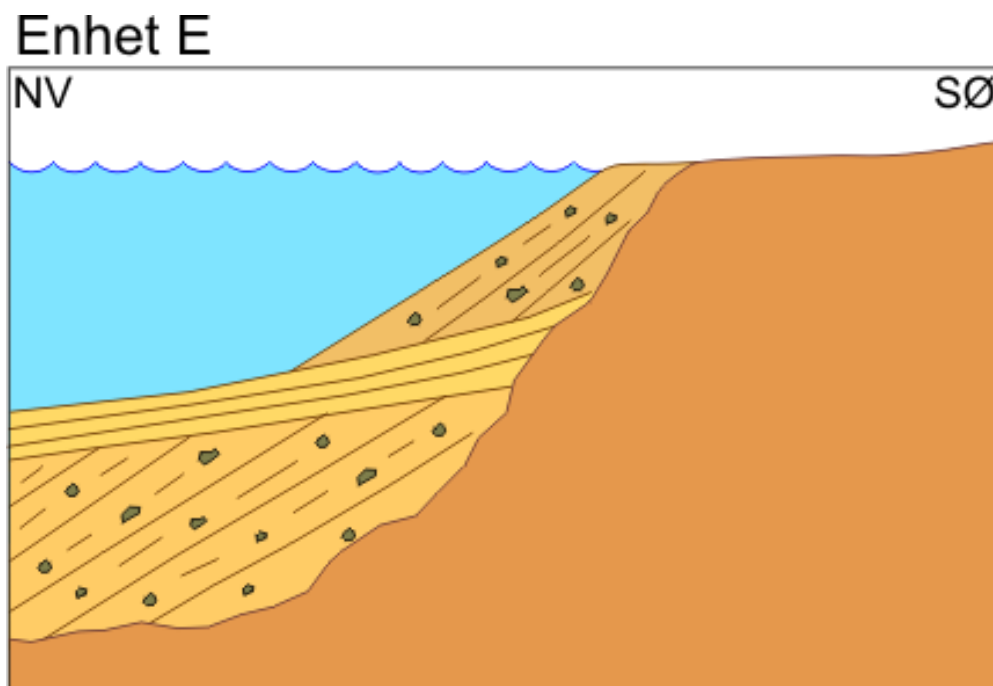
Utbredelsen til det skandinaviske isdekket under LGM er det enighet om (Mangerud et al., 2004; Svendsen et al., 2004; Larsen et al. 2006) (Figur 2.2C og Figur 2.3D).

Det er observert skrå foresetlag som heller mot SØ retning (Figur 4.19). Dette kan tyde på et deltisk miljø med deltiskrålager som prograderer mot SØ. Et vindu fra fotomosaikken er vist i Figur 4.30, og fotomosaikken kan ses i sin helhet (Figur 4.19). Dersom det er trolig at foreset

er et delta som prograderer i SØ retning kan de horisontale lagene være bunnlag med hummocky- og swaleykryssjikt. Forsetlag kan også være dyner som migrerer.

5.6 Enhet E

Denne enheten er tolket til å være en kanalnedskjæring som har kuttet seg inn i enhet D1 og C (Figur 4.32 og Figur 4.31). Det antas at denne kanalnedskjæringen åpner opp og finner et nytt løp på en elveslette eller deltaflate. En annen mulig tolkning kan være at en eventuell oppdemmet sjø har et fall i vannstanden og en drenering åpner opp. Det er imidlertid ikke observert en erosiv karakter i selve innfyllingen av kanalen. Det er derimot observert en erosiv grense lateralt fra enhet E til enhet C og D1, noe som kan tyde på en gradvis nedskjæring i enhet C og D1 (Figur 4.31). Det er tydelig at enhet E1 ikke har den samme erosive karakteren som enhet G, de er derfor separert fra hverandre som to hendelser. Det er imidlertid et spørsmål hvorfor disse to kanalnedskjæringene opptrer i nær tilknytning til hverandre og innenfor det samme området av profilet (Figur 4.18). En annen tolkning kan være at enhet E og G har tilknytning til hverandre. Enhet E kan være en sesongvis nedtapping av en oppdemmet sjø. Ved neste sesong skjer det en ny nedtapping som fører til at enhet G skjærer seg ned. En favorisert tolkning er at dette er to separate hendelser som opptrer i ulik tid. På en deltaflate vil det ofte være elver som bytter løp. En antatt tolkning for enhet E er at dette er en nedskjæring av et elveløp som skifter kanal på en deltaflate eller elveslette. En miljøtolkning for enhet E er vist i Figur 5.7.



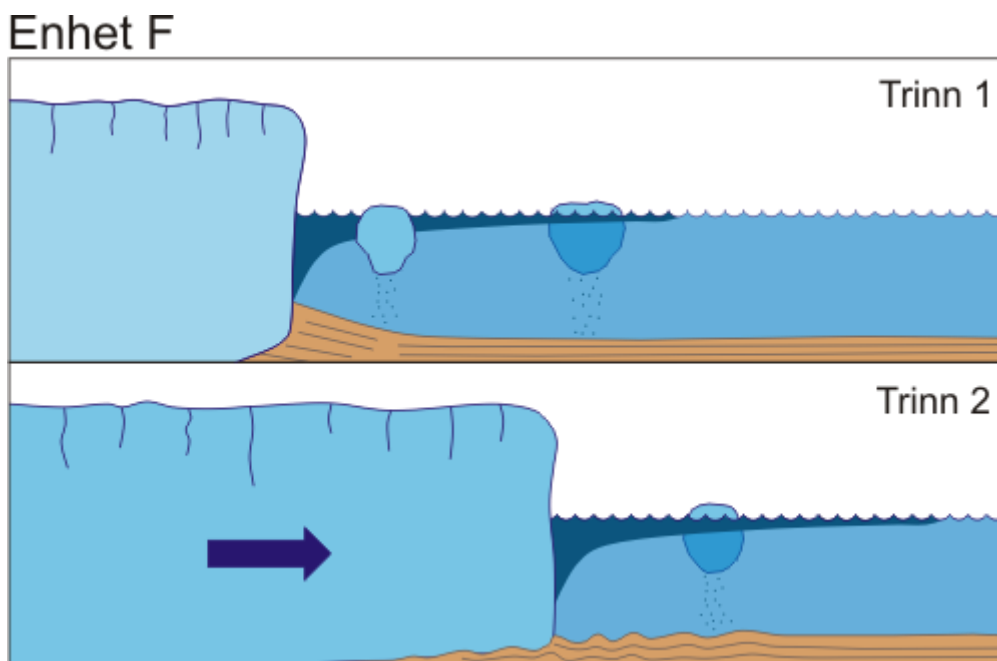
Figur 5.7: Rekonstruksjon av avsetningmiljøet for enhet E viser en kanalnedskjæring over mot enhet D1 (logg 9, Appendix A).

5.7 Enhet F

Denne enheten er tolket til å være avsetninger fra en bre. Enheten forekommer i øvre del av profilet og vil kun bli kort diskutert her. Enheten utmerker seg med sin kompleksitet. Enheten har store variasjoner lateralt og utmerker seg ikke som en till. Tolokonka er lokalisert i et område hvor man kan forvente å finne avsetninger fra Bobrovotillen, SP 10, som i følge stratigrafien er avsatt i sen weichsel (Figur 2.1). Det skandinaviske isdekket demmet trolig opp en bredemt sjø i front av isdekket (Figur 2.5I). Ut fra kompleksiteten til enhet F antas det at den er avsatt subglasialt i denne innsjøen.

Litteraturen støtter opp om en isutbredelse i dette området i sen weichsel (ca 20 ka BP) utvidet det skandinaviske isdekket seg inn over Severnaya Dvina området. Krystalline klaster av skandinaviske opprinnelse er spredt langs elvene Severnaya Dvina og Vaga nord for et endemorenebelte som representerer den maksimale utvidelsen for det skandinaviske isdekket (Larsen et al. 1999; Lyså et al. 2001; Demidov et al 2004, 2006).

En antatt miljøtolkning for enhet F er valgt å vise i to trinn. (Figur 5.8). Trinn 1 viser en bredemt sjø hvor breslam i suspensjon avsettes. Trinn 2 viser et breframrykk hvor breen får et framrykk over de finkornede sedimentene. Deformasjoner av underlaget oppstår. Dette ses som deformasjonsstrukturer mellom det rødlige silt/leirelaget og denn grå silt/leirematriksen (Figur 5.9).



Figur 5.8: Rekonstruksjon av avsetningsmiljøet for enhet F.



Figur 5.9: Utvalgt bilde viser deformasjon av det rødlige sil/leirelaget hvor det er antatt at en bre kan ha forårsaket deformasjon av de underliggende sedimentene.

5.8 Enhet G

Denne enheten er tolket til å være en kanalnedskjæring som viser en erosiv karakter. Intraklaster av silt/leire er tolket til å være forbundet med en eventuell katastrofetapping av et basseng. Enhet G ligger stratigrafisk over enhet F og sånn sett utenfor området hvor min kartlegging er tiltenkt. Fordi den skjærer seg inn i enhet F og D2 er det valgt å si litt om den. Lateral i profilet fra SØ og mot NV (Figur 4.18) er det en endring i facies som går over til kanalinnfylling. Endringen kan enten være en lateral konform skifte i facies eller en erosiv grense. Har imidlertid ikke kontroll på hvor en eventuell erosjonsgrense mellom enhet G og D2 ville vært, men vil favorisere en tolkning med at det kan være en erosiv grense. Utraste sedimenter i det området gjorde til at denne grensen ikke ble observert.

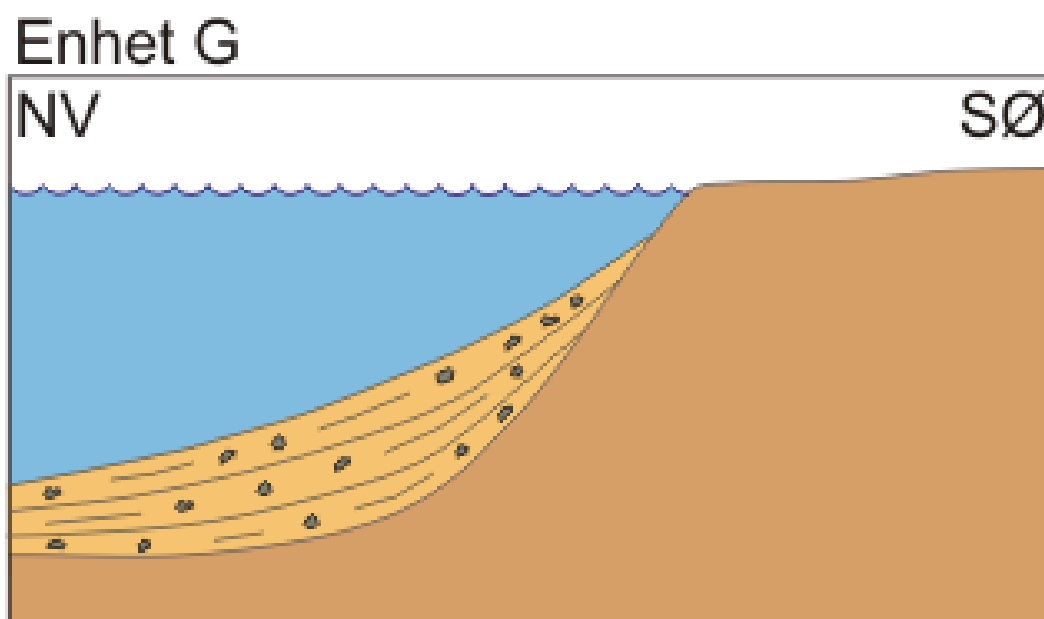
Intraklastene som er observert i Enhet E2 viser en tydelig karakter av å være erodert fra enhet F. Intraklaster av silt/leire er av samme rødlige farge som enhet F. Det har trolig vært en bre i nærliggende områder som har demmet opp et basseng her. Ved en eventuell deglasiasjon av eller sesongvis smelting har det oppstått et fall i vannstanden slik at en drenering har fått utløp. Et plutselig fall i vannivået fører til en katastrofetapping av bassenget. Det kreves mye energi for å rive løs silt/leire. Intraklastene er i dette tilfellet rundet og tyder på å være transportert av sterk strømning. Lignende hendelser er beskrevet av Winsemann et al. (2004). Data som er innsamlet fra en bredemt innsjø viser at en sekvensgrense oppstår når en bre har

en tilbaketrekning og utløp blir åpnet. Avblokkeringen av utløpene fører til en katastrofedrenering og et øyeblikkelig fall i vannstanden til den brede innsjøen. En slik katastrofetapping vil kunne ses som en markert erosjonsflate. Avsetning fra en slik katastrofetapping vil starte og ende med en markert erosjonsflate (Winsemann et al., 2004).

I enhet G er det observert en markert erosjonsflate i bunnen av kanalen som består av tangentielle foreset med intraklaster, og den samme markert erosjonsflaten er repetert i den øvre delen av enhet G (logg 8 og 9, Appendix A). Dette støtter opp om tolkningen av at enhet G er en nedskjæring som følge av en katastrofetapping av en bredemt sjø. Det er trolig en begynnende deglasiasjon av det skandinaviske isdekket som har forårsaket denne katastrofetappingen. Siden tillen som enhet G eroderer er avsatt fra det skandinaviske isdekket er det tolket at det samme isdekket lager denne katastrofetappingen ved en eventuell deglasiasjon eller sesongvis smelting. Paleostrømmålinger fra denne enheten viser en dominerende transportretning mot V-NV. Dette kan stemme overens med en eventuell tilbaketrekning av det skandinaviske isdekket. Figur 4.32 viser grensen for hvor erosjonen til denne katastrofetappingen oppstår.

I følge Demidov et al. (2006) ble en bredemt sjø demmet opp i øvre del av Severnaya Dvina da det skandinaviske isdekket hadde sin maksimale utbredelse i dette området. Vannstanden til denne innsjøen hevet seg til 130-120 m.o.h (Atlasov et al., 1978; Arslanov et al., 1984; i Demidov et al., 2006). Etter hvert startet en deglasiasjon og et overløp ble åpnet opp slik at innsjøen fikk et fall i vannstanden til 80-90 m.o.h.

En sannsynlig tolkning for avsetningmiljøet for enhet G er derfor at det oppstår en nedskjæring som følge av deglasiasjon av det skandinaviske isdekket. Et øyeblikkelig fall i vannstanden til en eventuell bredemt sjø forårsaker erosjon av underliggende sedimenter. En markert erosjonsflate med intraklaster av silt/leire observeres som bunnlag i kanalen og i øvre del av innfyllingen. En antatt miljøtolkning for enhet G er vist i Figur 5.10.



Figur 5.10: Rekonstruksjon av avsetningsmiljøet for enhet G viser en kanalinnfylling med en erosiv karakter.

6 KONKLUSJON

En diskusjon rundt utviklingen av studieområdet er gitt basert på enhetsbeskrivelsene. Denne diskusjonen kan deles inn i følgende punkter:

- 1) Under eem transgresjonen er det antatt at det var marine forhold på Tolokonka, og det antas derfor at enhet B er marine avsetninger. Avsetninger fra tidlig weichsel er erodert og fluviale avsetninger fra midtre weichsel er overlatt de marine sedimentene fra eem.
- 2) Enhet C representerer en fluvial kanal som drenerer mot NV i overgangen fra tidlig til midtre weichsel.
- 3) En gradvis overgang fra enhet C til D1 viser at enhetene er en del av det samme miljøet. Dette er en elveslette/deltaflate med tilhørende kanaler. Opptreden av plantemateriale og deformasjonsstrukturer i enhet D1 viser at enheten er avsatt distalt fra en kanal. Dette miljøet er en elveslette/deltaflate som til tider har lite eller ikke noe vannføring tilstede.
- 4) Enhet E representerer en kanal som finner et nytt løp på elvesletten/deltaflaten som enhet C og D1 er en del av.
- 5) Det er en gradvis endring i avsetningsmiljøet fra enhet D1 til D2, fra å være et deltaisk miljø til en gradvis overgang til et glasilakustrint miljø. Denne endringen skyldes oppdemmingen av en bredemt sjø for ca 75-65 ka BP foran Barents- og Karahavisdekket. Enhet D2 er innsjøsedimenter fra den postulerte Hvitehavsinnnsjøen.
- 6) Det skandinaviske isdekket breer seg inn over Tolokonka i sen weichsel og enhet F, som samsvarer med Bobrovotillen blir avsatt subglasialt i en bredemt sjø.
- 7) Enhet G er en kanalinnfylling som eroderer ned i enhet F som følge av en katastrofetapping av en bredemt sjø. Fall i vannnivået kan være sesongvis vårsmelting eller en deglasiasjon.

7 REFERANSER

Allen, J. R. L. (1982a). Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkstone beds (early Cretaceous, southeast England): *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Science*, v. 306, p. 291-345.

Alpert, S. P. (1974). Systematic review of the genus *Skolithos*: *Journal of Paleontology*, v. 48, p. 666-669.

Arkhipov, S. A., Ehlers, J., Johnson, R.G. & Wright Jr., H.E. (1995). Glacial Drainage towards the Mediterranean during the middle and Late Pleistocene: *Boreas*, v. 24, p. 196-206.

Ashley, G. M. (1990). Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem: *Journal of Sedimentary Research*, v. 60, p. 160-172

Astakhov, V. I., Svendsen, J. I., Matiouchkov, A., Mangerud, J., Maslenikova, O. & Tveranger, J. (1999). Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheet in northern European Russia: *Boreas*, v. 28, p. 23-45.

Bondesen, E. (1966). Observations on recent sand volcanoes: *Danske Geol. Foren. Medd.*, v. 16, p. 195-198.

Bridge, J. S. (2003). *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*: Blackwell Publishing USA.

Bromley, R. G. & Asgaard., U. (1991). Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies: *Lethaia*, v. 24, p. 153-163.

Buatois, I. A. & Mangano, M. G. (2004). Animal-substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. In: McIlroy, D., (ed.): *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*: Geological Society of London, Special Publication 228, p. 311-335.

Collinson, J. D. & Thompson, D. B. (1982). *Sedimentary structures*: Allen & Unwin, London, XIV, 194, 176 p.

Collinson, J. D. & Thompson, D. B. (1989). *Sedimentary structures*: Unwin Hyman, London

- Collinson, J. D., Mountney, N. P., Thompson, D. B. (2006). *Sedimentary structures*: Terra Publishing, London.
- Crimes, T. P. (1981) Lower Palaeozoic trace fossils of Africa. In: Holland, C. H. (ed.), *Lower Palaeozoic of the Middle East, eastern and southern Africa, and Antarctica*: Chichester-Toronto, John Wiley & Sons, p. 189-198.
- Demidov, I., Houmark-Nielsen, M. & Kjær, K. H. (2006). The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics: *Boreas*, v. 35, p. 423-443.
- Dionne, J. C (1973). Monroes: A type of so-called mud volcanoes in tidal flats: *Journal of Sedimentary Research*, v. 43, p. 848-856.
- Dott Jr., R. H., & Bourgeois, J. (1982). Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 663-680.
- Dumas, S., & Arnott, R. W. C. (2006). Origin of hummocky and swaley cross-stratification: The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate: *Geology*, v. 34, p. 1073-1076.
- Eyles, N., & Clark, B. M. (1986). Significance of hummocky and swaley cross-stratifications in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada: *Geology*, v. 14, p. 679-682.
- Funder, S., Demidov, I. & Yelovickeva, Y. (2002) Eemian mollusc faunas and hydrography of the Baltic and the White Sea-North Sea seaway: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 184, p. 275-304.
- Gingras, M. K., Pemberton, S. G., Saunders, T. & Clifton, H. E. (1999) The Ichnology of Modern and Pleistocene Brackish-Water Deposits at Willapa Bay, Washington: Variability in Estuarine Settings: *Palaios*, v.14, p. 352-374.
- Grosswald, M. G. (1980). Late-Weichselian ice sheets of northern Eurasia: *Quaternary Research*, v. 13, p. 1-32.
- Grosswald, M. G. (1998). Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia: *Quaternary International*, v. 45-46, p. 3-18.
- Grøsfjeld, K., Funder, S., Seidenkrantz, M-S. & Glaister, C. (2006). Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia: *Boreas*, v. 35, p. 493-520.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., & Walker, R., G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: SEMP Short Course 2, Dallas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 249 p.

Harms, J. C., Southard, J. B., & Walker, R. G. (1982). Structures and sequences in clastic rocks: SEPM Short Course 9:,Dallas, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 249.

Houmark-Nielsen, M., Demidov, I., Funder, S., Grøsfjeld, K., Kjær, K. H., Larsen, E., Lavrova, N., Lyså, A., Nielsen, J. K. (2001). Early and Middle Valdaian glaciations, ice dammed lakes and periglacial interstadials in northwest Russia: new evidence from Pyoza River area: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 215-237.

Jensen, M., Larsen, E., Demidov, I. N., Funder, S. & Kjær, K. H. (2006). Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, north-western Russia: *Boreas*, v. 35, p. 521-538.

Johnson, H. D. & Baldwin, C. T. (1996). Shallow clastic seas. In: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary environment and facies*, v. III, Blackwell, Oxford, p. 232-282.

Kjær, K. H., Demidov, I., Larsen, E., Murray. & Nielsen, J. K. (2002). Mezen bay-a key area for understanding Weichselian Glaciations in northern Russia: *Journal of Quaternary Science*, v. 18, p. 73-93.

Kjær, K. H., Larsen, E., Funder, S., Demidov, I. N., Jensen, M., Håkansson, L. & Murray, A. (2006). Eurasian ice-sheet interaction in northwestern Russia throughout the late Quaternary: *Boreas*, v. 35, p. 444-475.

Kvasov, D. D. (1979). The Late-Quaternary history of large lakes and inland seas of eastern Europe: *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A III, Geol. Geogr.*, v. 127, p. 1-71.

Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjær, K. H., Larsen, E. & Møller, P. (2006). Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling: *Boreas*, v. 35, p. 539-575.

Larsen, E., Lyså, A., Demidov, I., Funder, S., Houmark-Nielsen, M., Kjær, K. H. & Murray (1999). Age and extent of the Scandinavian ice sheet in northwest Russia: *Boreas*, v. 28, p. 115-132.

Larsen, E., Kjær, K. H., Demidov, I. N., Funder, S., Grøsfjeld, K., Houmark-Nielsen, M., Jensen, M., Linge, H. & Lyså, A. (2006). Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia: *Boreas*, v. 35, p. 394-424.

Lavrov, A.S., (1975). Late Pleistocene Impounded Lakes in the North-East of the Russian Plain: IV. All-union Symposium on the History of Lakes, Abstracts, v. 2, Leningrad, p. 119-127. (In Russian. Internal English translation, University of Bergen, 1994, by Zamouroyev, A., Astakhov, V.).

Leckie, D. A. & Walker, R. G. (1982) Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 66, p. 138-157.

Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N. (1964). Classification and Environmental Significance of Algal Stromatolites: *The Journal of Geology*, v. 72, p. 68-83

Lowe, D. R. (2006). Water escape structures in coarse-grained sediments: *Sedimentology*, v. 22, p. 157-204.

Lyså, A., Demidov, I., Houmark-Nielsen, M. & Larsen E. (2001). Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environment of the Arkhangelsk area, northwest Russia: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 179-199.

Mangerud, J., Astakhov, V. I., Jakobsson, M. & Svendsen, J. I. (2001a). Huge Ice-age lakes in Russia: *Journal of Quaternary Science.*, v. 16, p. 773-777.

Mangerud, J., Astakhov, V. I., Murray, A. & Svendsen, J. I. (2001b). The chronology of a large ice-dammed lake and Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 321-336.

Mangerud, J., Dokken, T., Hebbeln, D., Heggen, B., Ingólfsson, Ó., Landvik, J. Y., Mejdahl, V., Svendsen, J. I. & Vorren, T. O. (1998). Fluctuations of the Svalbard-Barents sea ice sheet during the last 150 000 years: *Quaternary Science Reviews*, v. 17, p.11-42.

Mangerud, J., Jakobsson, M., Alexanderson, H., Astakhov, V., Clarke, G. K. C., Henriksen, M., Hjort, C., Krinner, G., Lunkka, J. P., Møller, P., Murray, A., Nikolskaya, O., Saarnisto, M. & Svendsen, J. I. (2004). Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the last Glaciation: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p. 1313-1332.

- Maslenikova, O. & Mangerud, J. (2001). Where was the outlet of the ice-dammed Lake Komi, Northern Russia?: *Global and Planetary Change*, v. 3, p. 337-345.
- Mazzullo, J., Sims, D. & Cunningham, D. (1986). The effects of eolian sorting and abrasion upon the shapes of fine quartz sand grains: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 45-56.
- Melchor, R. N., Genise, J. F. & Miquel, S. E. (2002) Ichnology, Sedimentology and Paleontology of Eocene Calcareous Paleosols from a Palustrine Sequence, Argentina: *Palaaios*, v. 17, p. 16-35.
- Miall A.D. (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews.*, v. 22, p. 261-308.
- Mjøs, R., Walderhaug, O. & Prestholm, E. (1993) Crevasse splay sandstone geometries in the Middle Jurassic Ravenscar Group of Yorkshire, UK. In: Marzo, M. & Puigdefabregas, C., (eds.): *Alluvial Sedimentation, International Association of Sedimentologists Special Publication*, v. 17, p. 167-184.
- Nielsen, J. K. & Funder, S. (2003). Taphonomy of Eemian marine molluscs and acorn barnacles from eastern Arkhangelsk region, northern Russia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 191, p. 139-168.
- Pemberton, S. G., Spila, M., Pulham, A. J., Saunders, T., MacEachern, J. A., Robbins, D., & Sinclair, I. (2001) *Ichnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 15, 343 p.
- Pye, K. (1995). The nature, origin and accumulation of loess: *Quaternary Science Reviews*, v. 14, p. 653-667.
- Reineck, H. E. & Singh, I.B., (1986). *Depositional Sedimentary Environments: Springer Verlag, Berlin*, 551 p.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J.A., Hald, M. & Svendsen, J. I. (2001) Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle: *Global and Planetary Change*, v. 31, p. 367-385.
- Smith, N. D. (1971) Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska: *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, 3407-3420.

Svendsen, M. J., Astakhov, V. I., Bolshiyarov, D. Y., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Gataullin, V., Hjort, C., Hubberten, H. W., Larsen, E., Mangerud, J., Melles, M., Møller, P., Saarnisto, M. & Siegert, M. J. (1999). Maximum extent of the Eurasian ice sheet in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian: *Boreas*, v. 28, p. 234-242.

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K.H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J.P, Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., & Stein, R. (2004a). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia: *Quaternary Science Reviews*, v. 23, p.1229-1271.

Svendsen, J. I., Gataullin, V., Mangerud, J. & Polyak, L. (2004b). The glacial History of the Barents and Kara Sea Region. In: Ehlers, J., & Gibbard, P., (eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*, v. 1 Europe. Elsevier, Amsterdam.

Swezey, C. (1998). The identification of eolian sand sands and sandstones: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II. Sciences de la Terre et des Planetes*, v. 327, p. 513-518.

Swift, D. J. P., Figueiredo, A. G., Freeland, G. L. & Oertel, G.F. (1983). Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, p. 1295-1317.

Thiede, J., Bauch, H. A., Hjort, C. & Mangerud, J. (2001) (Editorial) The Late Quaternary stratigraphy and environment of northern Eurasia and the adjacent Arctic seas-new contributions from Queen: *Global and Planetary Change* 31, vii-x.

Twenhofel, W. H. (1945). The rounding of sand grains: *Journal of Sedimentary Petrology*, 15, p. 59-71.

Whiting, P. J., Dietrich, W.E., Leopold, L. B., Drake, T. G. & Shreve, R. L. (1988). Bedload sheets in heterogeneous sediment: *Geology*, v. 16, p. 105-108.

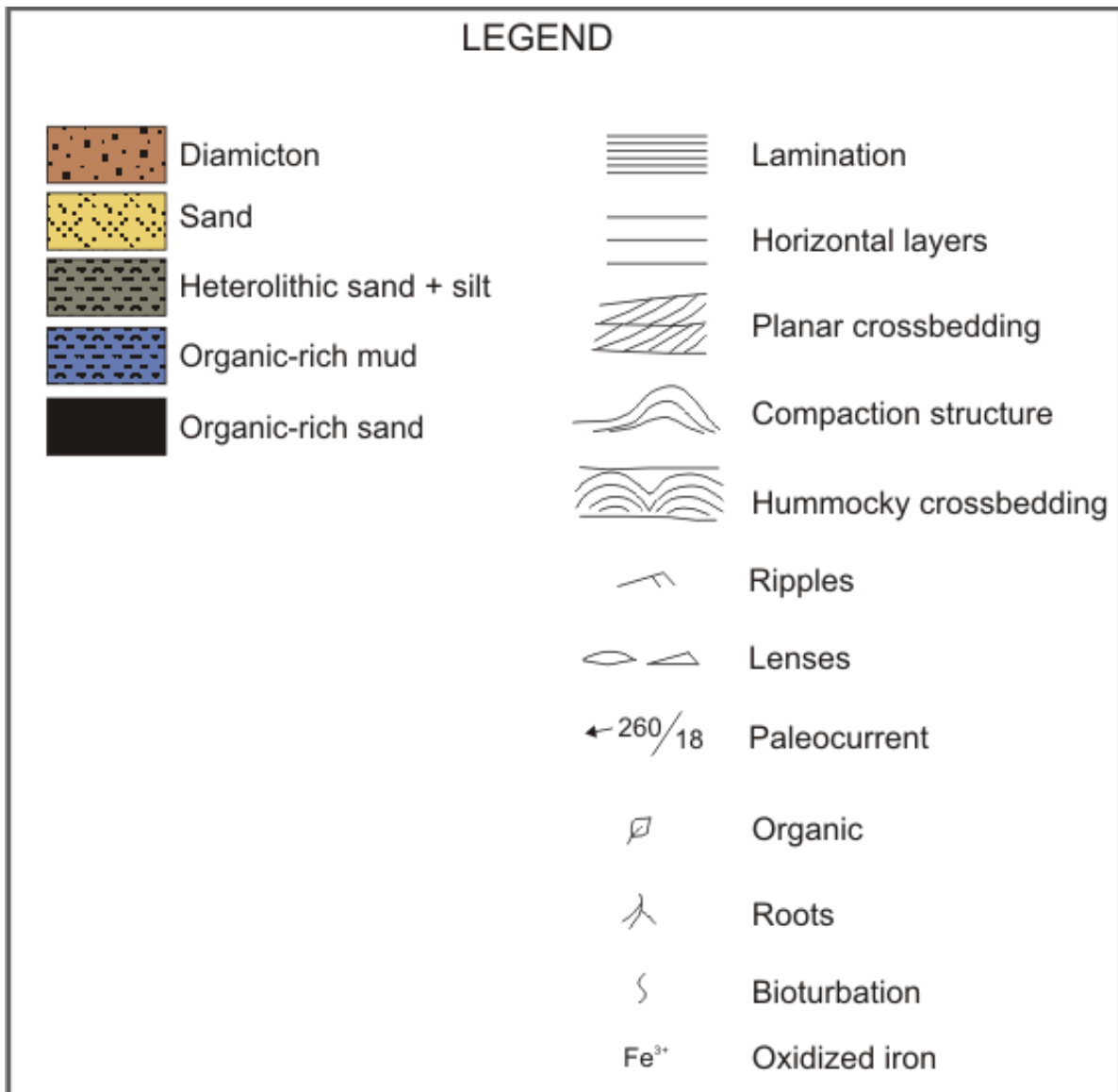
Winsemann, J., Asprion, U. & Meyer, T. (2004). Sequence analysis of early Saalian glacial lake deposits (NW Germany): evidence of local ice margin retreat and associated calving processes: *Sedimentary Geology*, v. 165, p. 223-251.

Yang, B., Dalrymple, R. W. & Chun, S. (2006). The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: Evidence from an open-coast tidal flat, South Korea: *Journal of Sedimentary Research*, 76, p. 2-8.

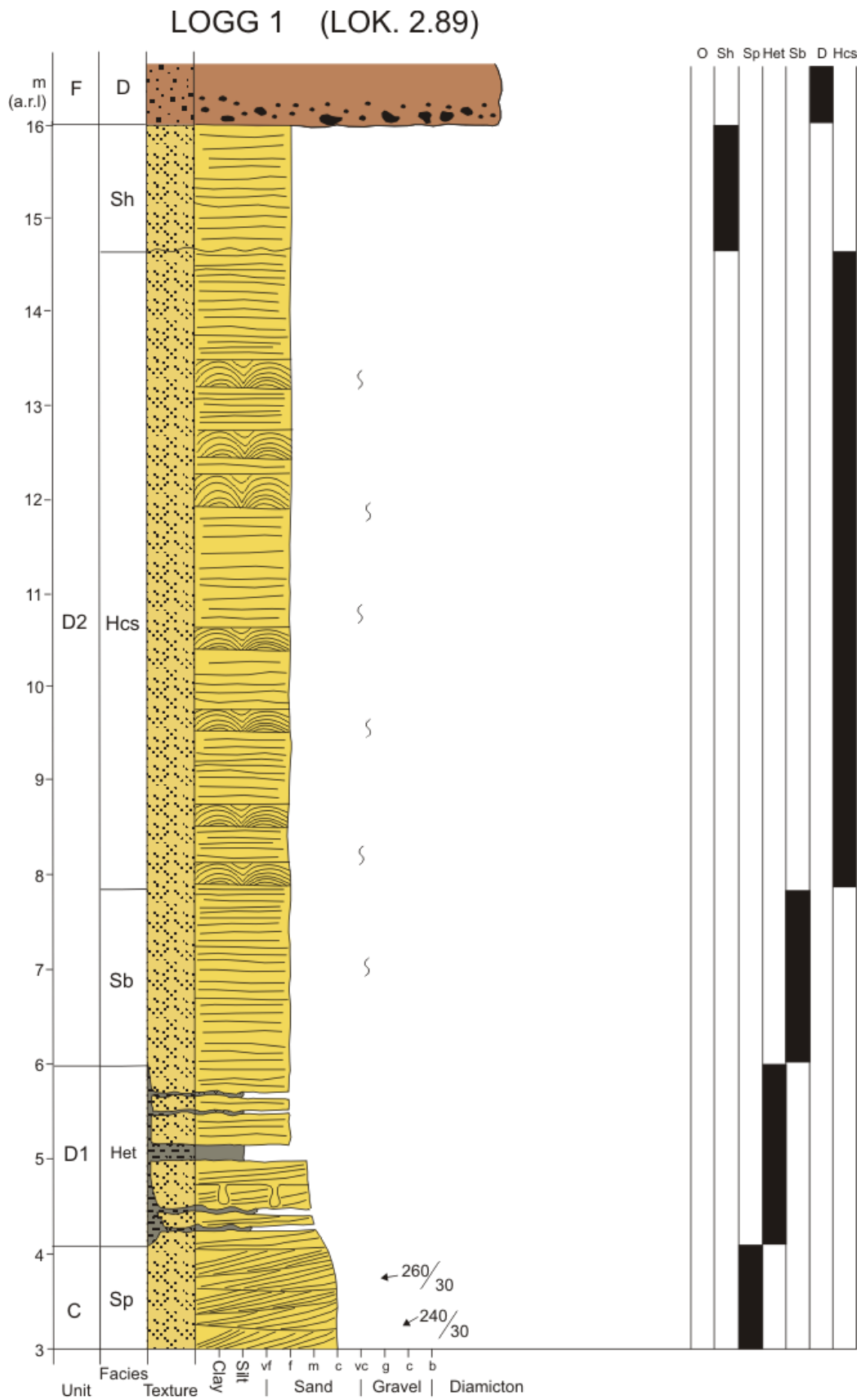
A. APPENDIX

- **Appendix A:** Logger
- **Appendix B:** Prøveliste

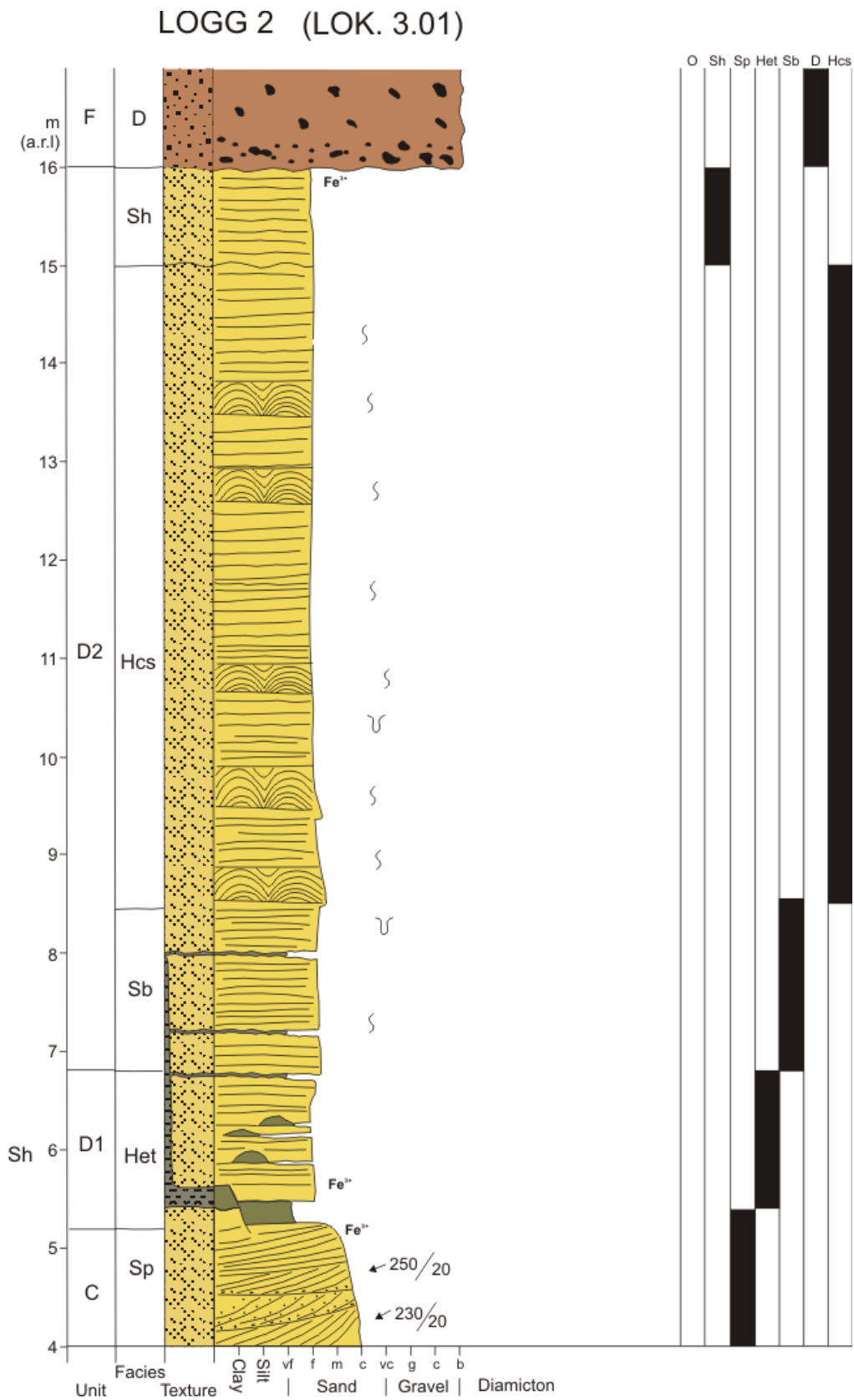
A Logger



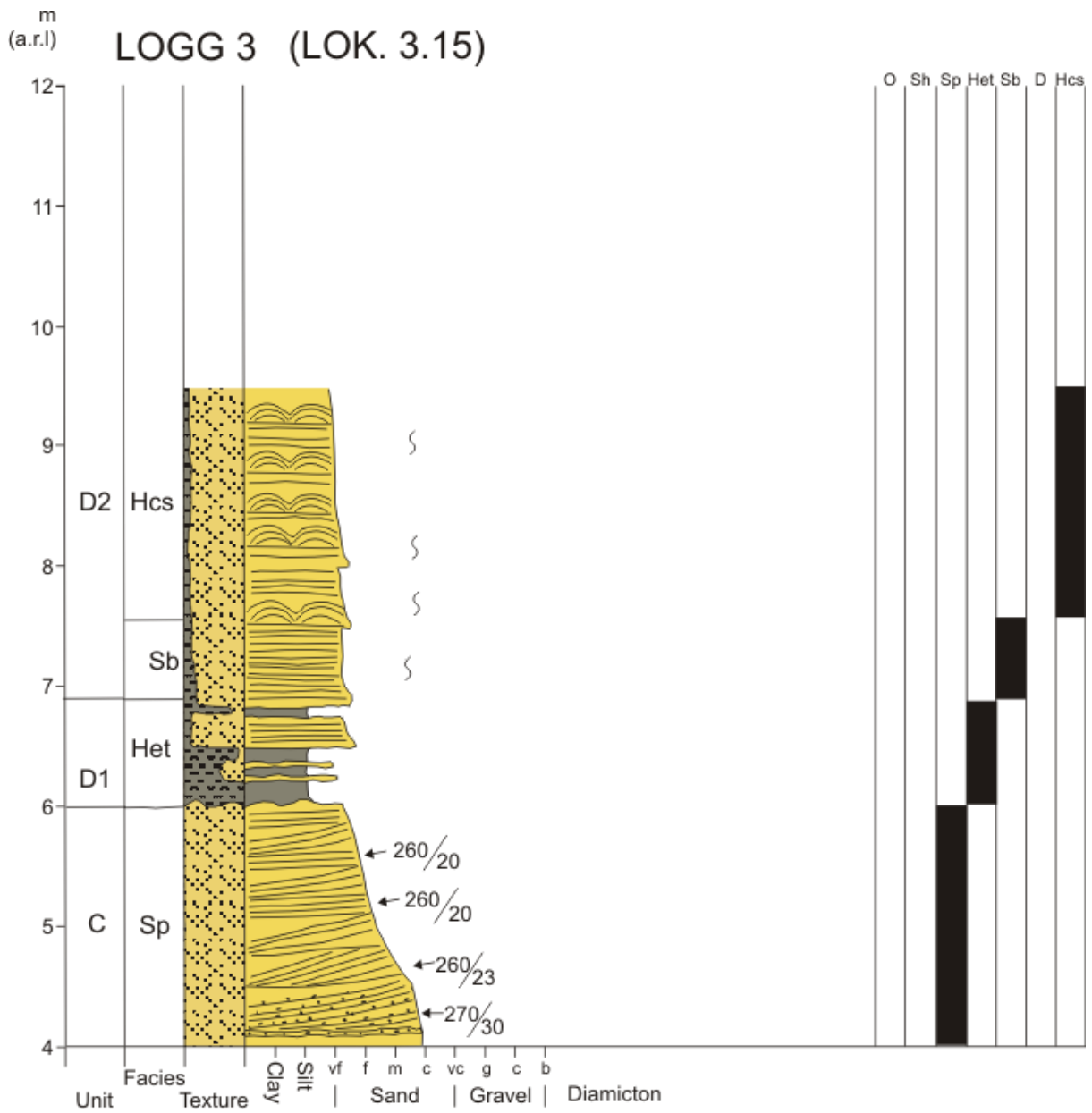
Appendix A: Tegnforklaring til loggene



Appendix A: Logg 1

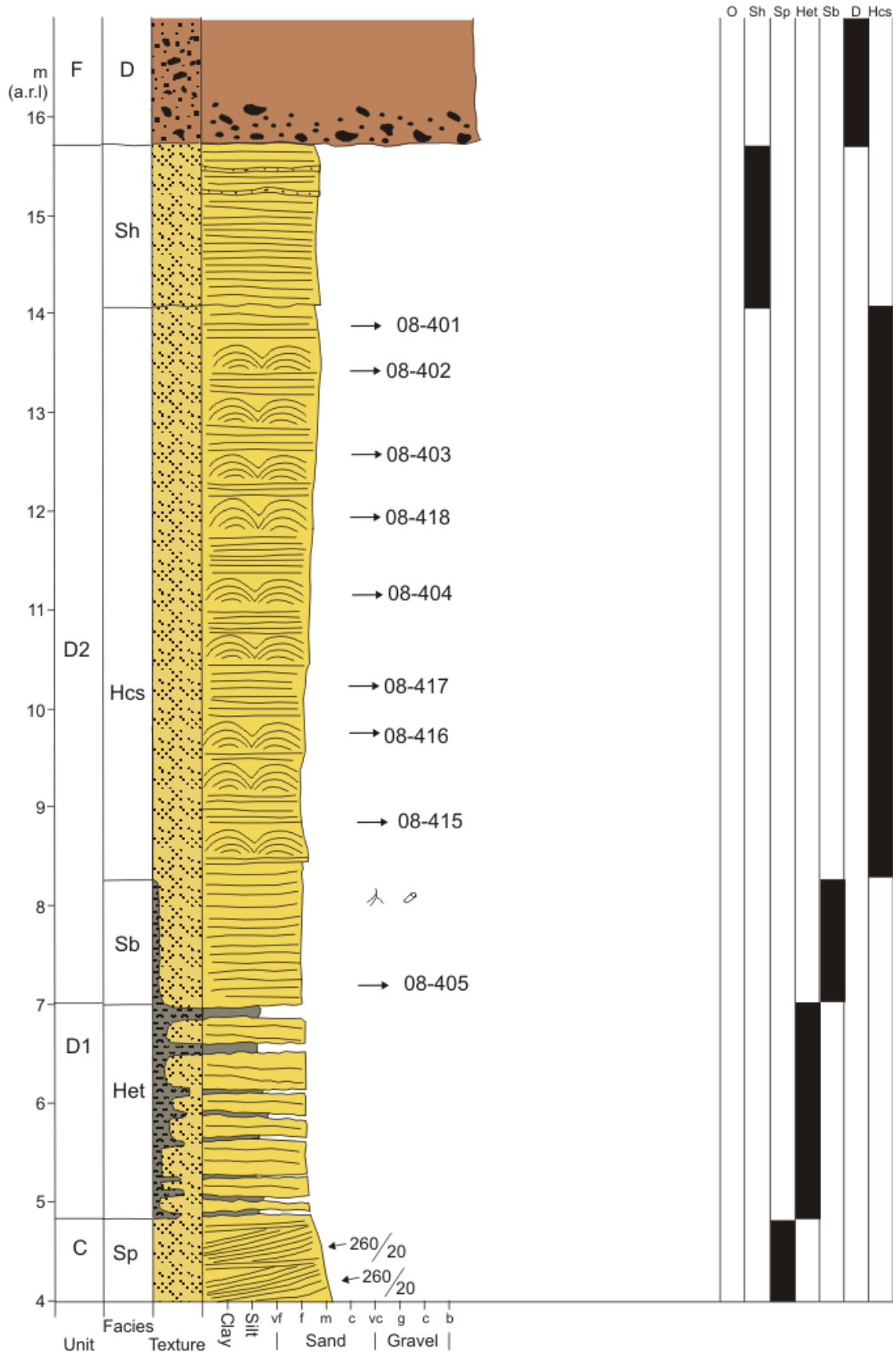


Appendix A: Logg 2

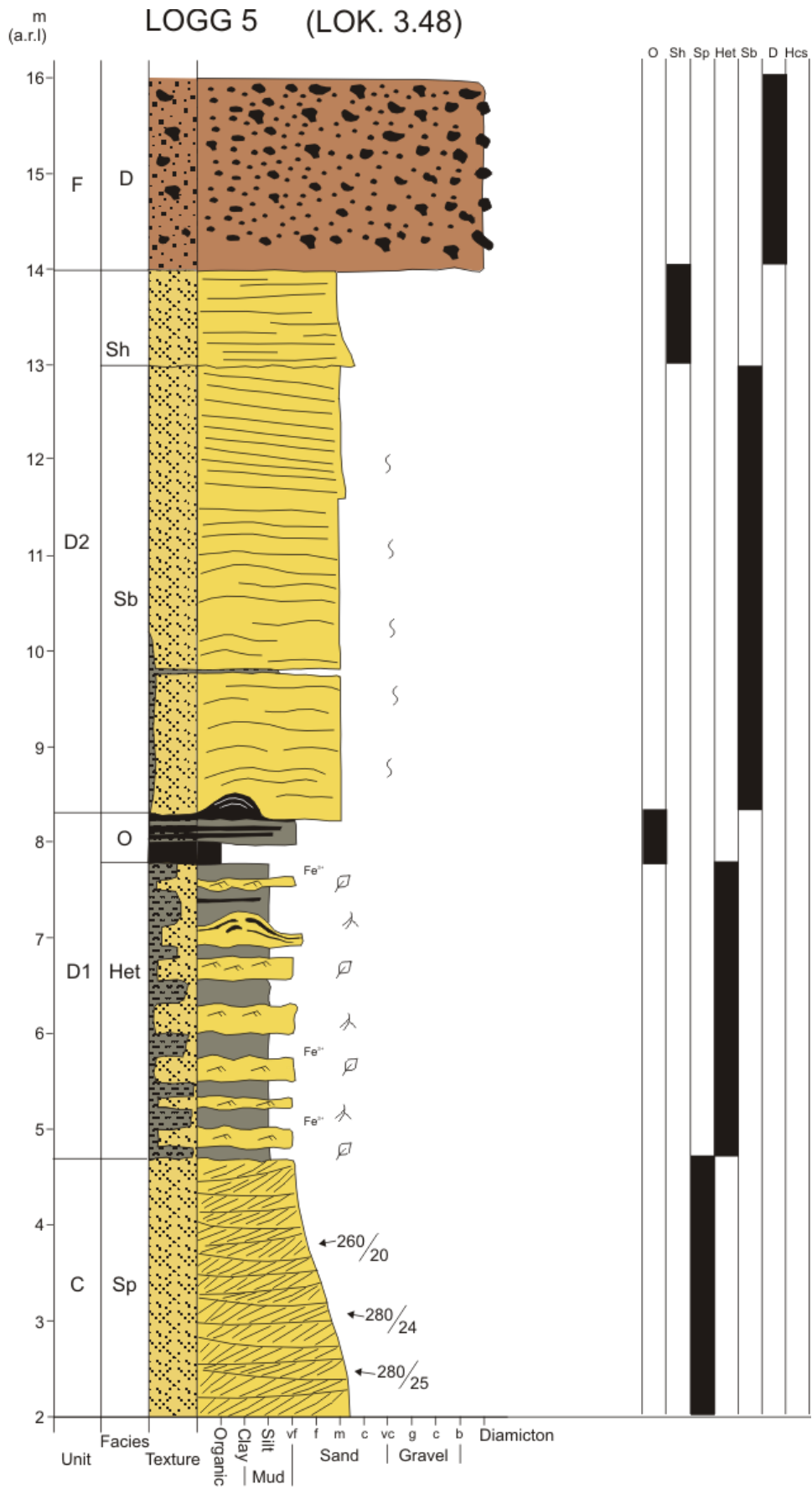


Appendix A: Logg 3

LOGG 4 (LOK. 3.28)

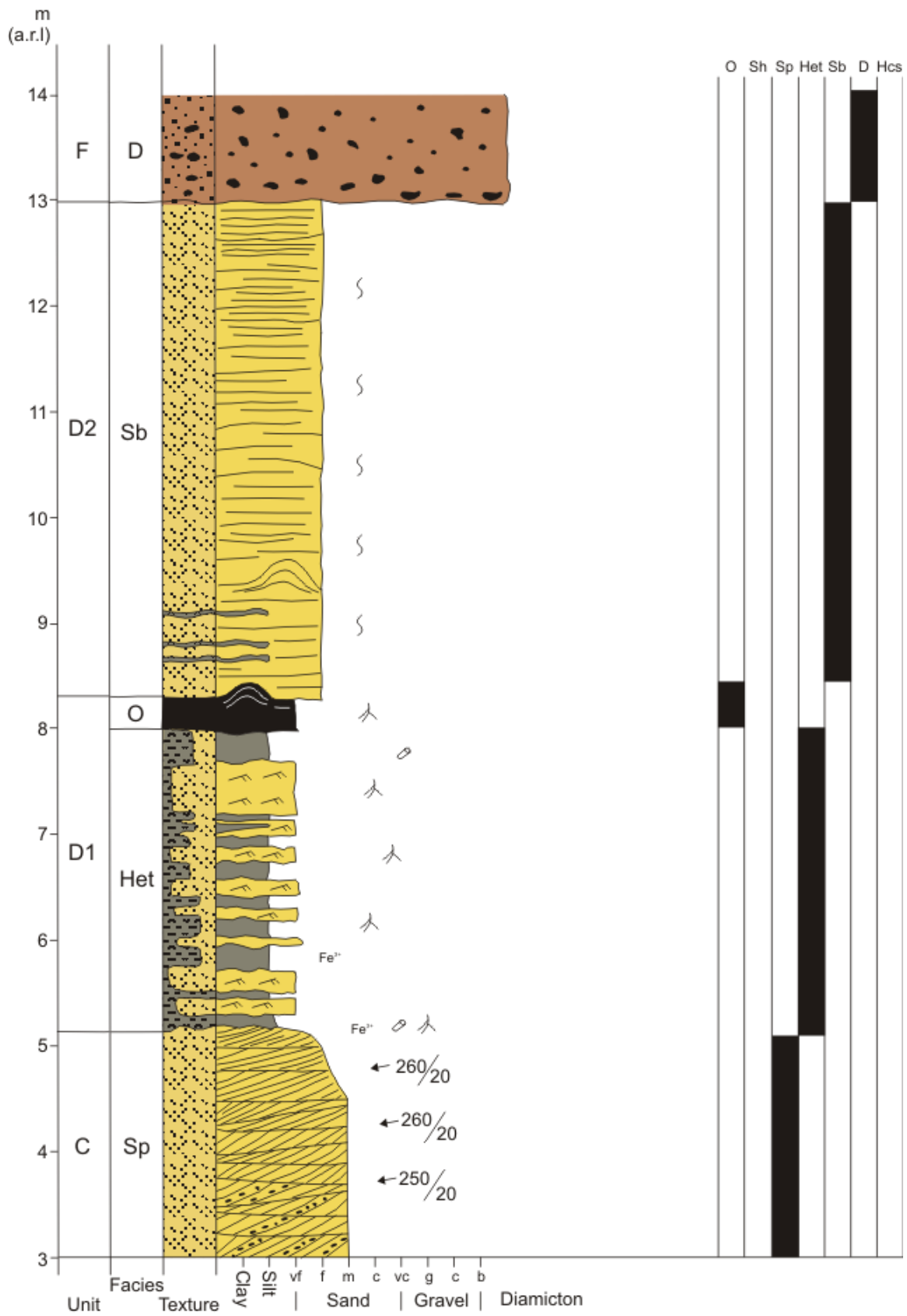


Appendix A: Logg 4

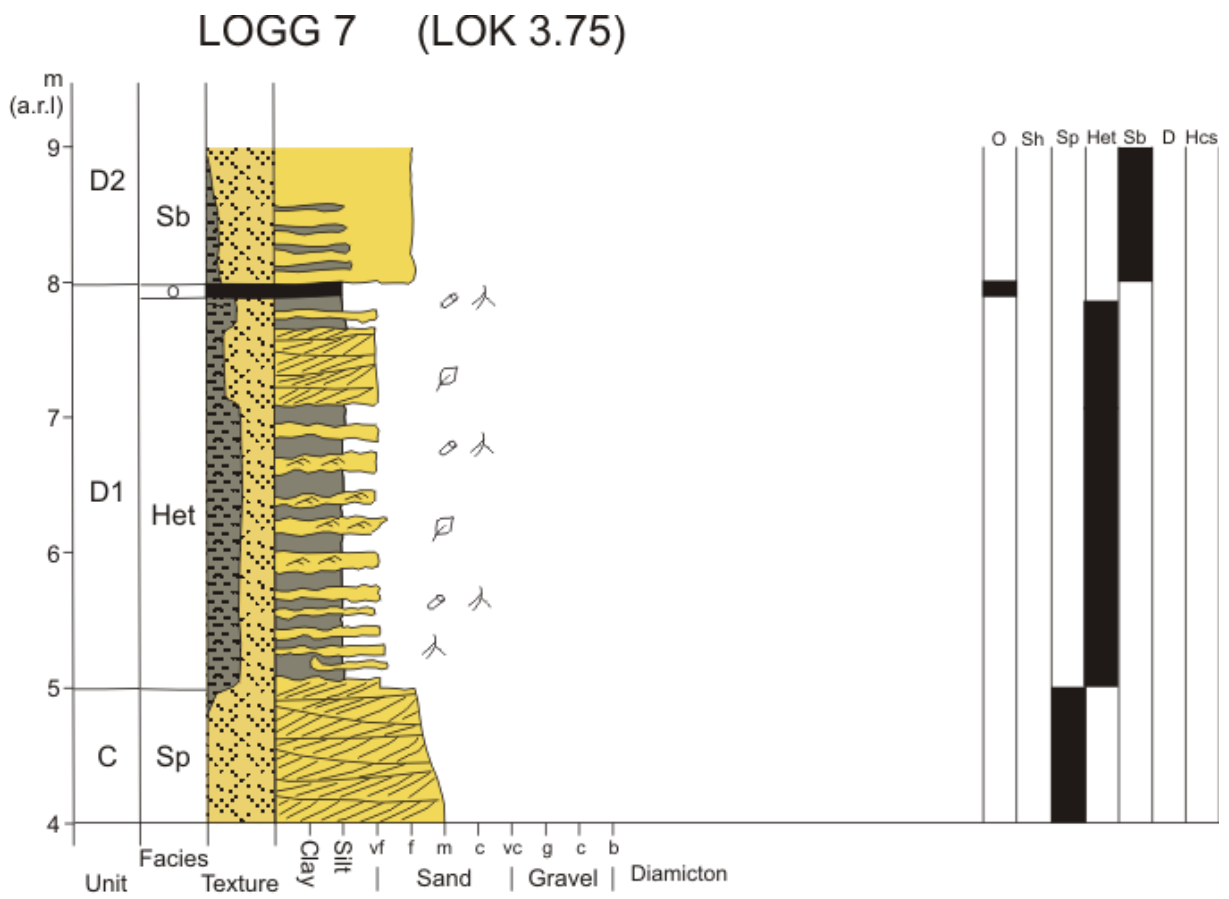


Appendix A: Logg 5

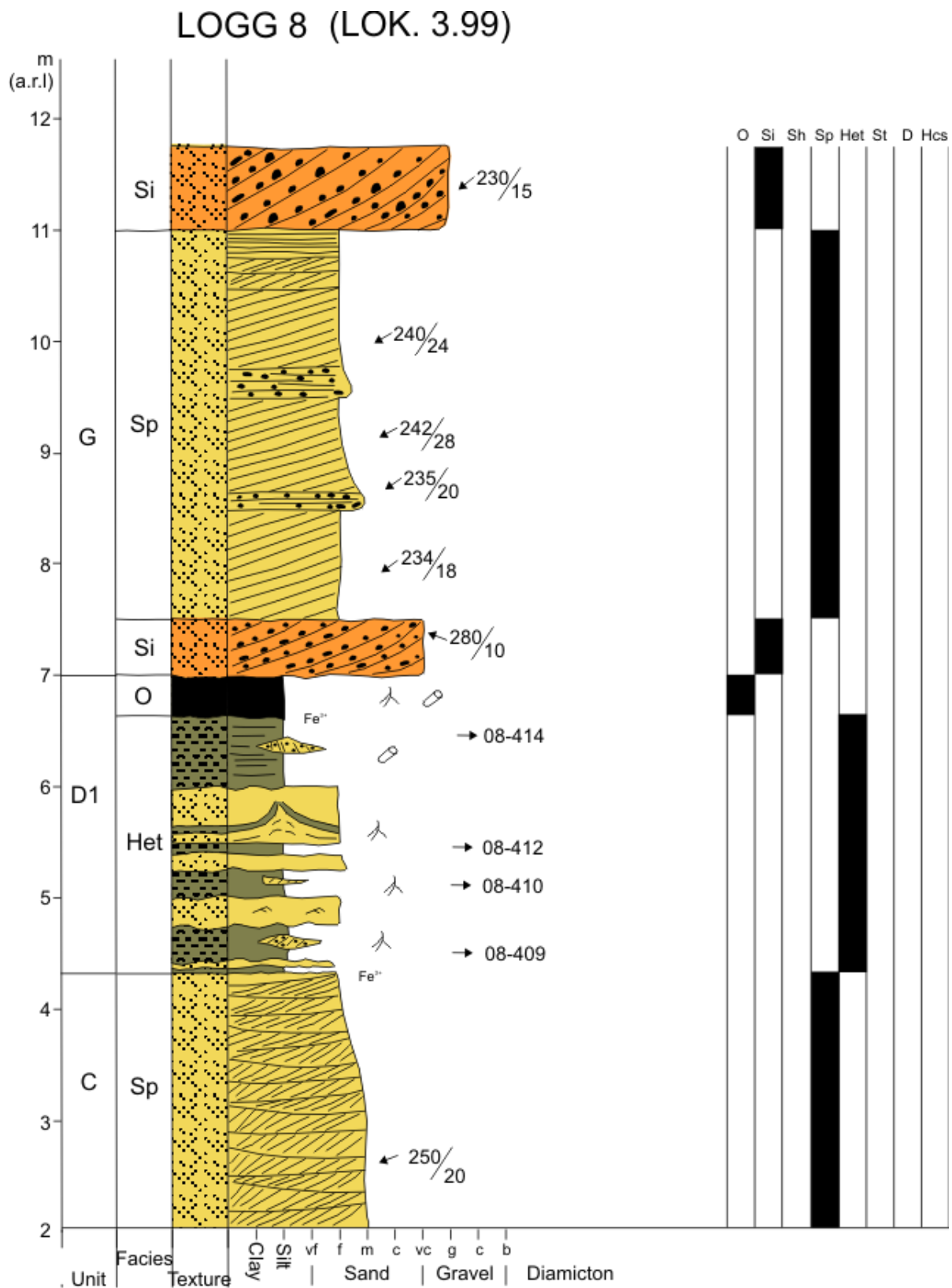
LOGG 6 (LOK. 3.65)



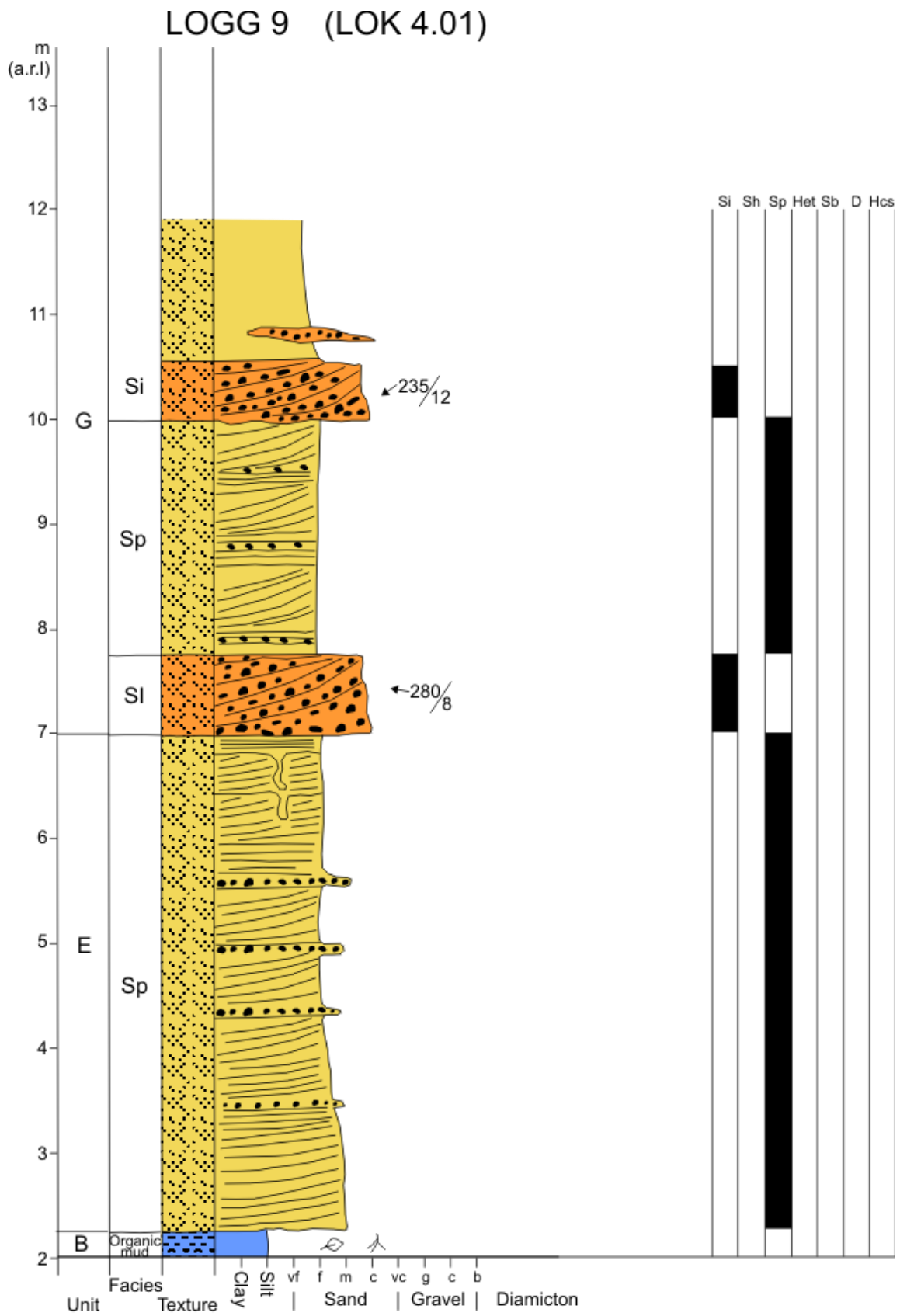
Appendix A: Logg 6



Appendix A: Logg 7



Appendix A: Logg 8



Appendix A: Logg 9

B. Prøveliste

			Vekt prøve etter sikting (g)										
Lokalitet	høyde (m)	prøvenummer	vekt prøve (g)					vekt prøve (g)		vekt prøve (g)		svinn	
			før sikting	63 µm	125 µm	250 µm	500 µm	> 1mm	etter sikting	> 63 µm, silt	med silt		
06025_3.28	12,00	08-401	50,00	0,64	26,80	21,95	0,35	0,01	49,75	0,00	49,75	0,24	
06025_3.28	11,50	08-418	50,05	4,90	27,70	16,21	0,61	0,01	49,43	0,56	49,99	0,60	
06025_3.28	11,00	08-402	50,02	2,43	27,11	19,60	0,83	0,00	49,97	0,01	49,98	0,40	
06025_3.28	10,50	08-403	50,02	0,93	28,32	20,20	0,56	0,00	50,01	0,00	50,01	0,10	
06025_3.28	9,50	08-417	50,00	0,50	19,75	29,07	0,39	0,00	49,71	0,02	49,73	0,27	
06025_3.28	9,00	08-404	50,02	3,34	29,45	16,12	0,95	0,00	49,86	0,15	50,01	0,10	
06025_3.28	8,50	08-416	50,00	2,65	26,91	19,69	0,52	0,02	49,79	0,14	49,93	0,70	
06025_3.28	8,00	08-415	50,04	1,93	23,37	22,67	1,63	0,00	49,60	0,17	49,77	0,27	
06025_3.28	7,00	08-405	50,07	1,04	47,07	1,74	0,18	0,01	50,04	0,01	50,05	0,20	
06025_3.99	4,00	08-406	50,15	1,11	13,85	25,45	8,85	0,73	49,99	0,14	50,13	0,02	

Tabell B: Prøver til kornfordelingsanalyse.