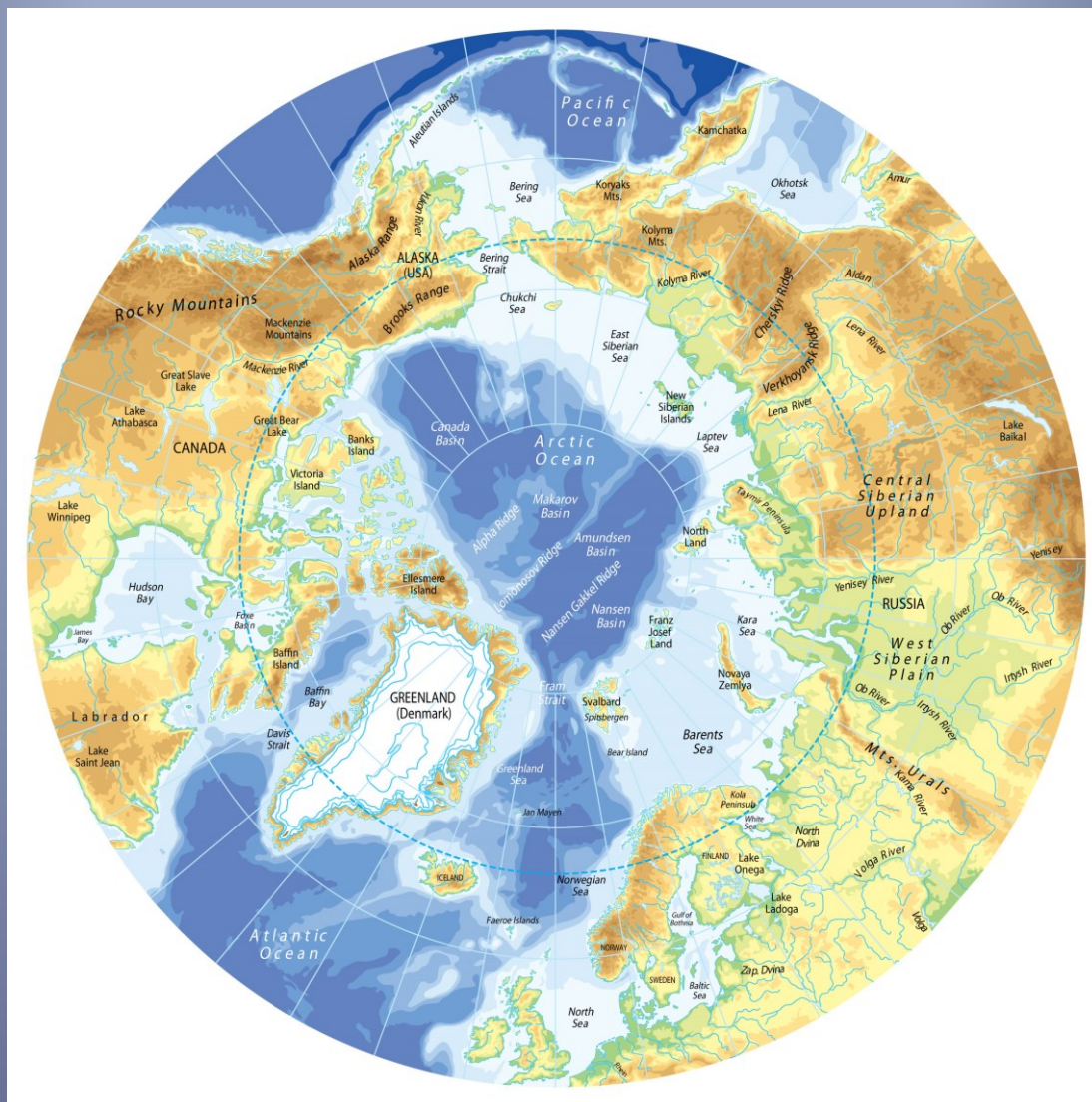


Norweski Szelf Kontynentalny

Charakterystyka geologiczna, model sedymentacyjny
oraz potencjał naftowy osadów neogenu w południowo-zachodniej części
Wyniesienia Nordland Ridge



JÓZEF DZIĘGIEŁOWSKI

PGNiG Upstream International AS
Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie

Stavanger, 2013



AKADEMIA GÓRNICZO-HUTNICZA IM. STANISŁAWA STASZICA W KRAKOWIE
WYDZIAŁ GEOLOGII, GEOFIZYKI I OCHRONY ŚRODOWISKA
KATEDRA SUROWCÓW ENERGETYCZNYCH

PGNiG UPSTREAM INTERNATIONAL
STAVANGER, NORWEGIA

Rozprawa Doktorska

Norweski Szelf Kontynentalny

Charakterystyka geologiczna, model sedymentacyjny
oraz potencjał naftowy osadów neogenu w południowo-zachodniej części
Wyniesienia Nordland Ridge

mgr inż. Józef Dzięgielowski

PROMOTOR
Prof. dr hab. inż. Wojciech Górecki

Kraków 2013



PODZIĘKOWANIE

Niniejsza praca doktorska napisana została z wykorzystaniem materiałów geologicznych i sprzętu specjalistycznego będących własnością firmy PGNiG Upstream International z siedzibą w Norwegii. Za udostępnienie danych oraz wszelaką inną pomoc składam serdeczne podziękowania.

Chciałbym podziękować wszystkim Pracownikom firmy PGNiG UI, zaangażowanym w rozpoznawanie systemu depozycyjnego Tunfisk. Szczególnie pragnę podziękować mojemu koledze, geofizykowi Torleifowi Reiersenowi, za lata wspólnej pracy przy tym projekcie dla potrzeb koncesji PL558.

Serdeczne podziękowania pragnę złożyć na ręce Pana Profesora Wojciecha Góreckiego z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie, za miłą współpracę, zawsze ciepłe słowa otuchy oraz pomoc przy realizacji niniejszego doktoratu.

W sposób szczególny chciałbym podziękować mojej żonie Marzence, za okazaną cierpliwość i wyrozumiałość w okresie pisania tej pracy.

Spis Treści

WSTĘP	9
1. ZARYS GEOLOGII REGIONALNEJ PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU	11
1.1. POZYCJA STRUKTURALNO-TEKTONICZNA	11
1.2. MIGRACJA PŁYT TEKTONICZNYCH I JEJ WPŁYW NA OBECNY UKŁAD NE ATLANTYKU.....	14
1.3. PALEOGEOGRAFIA.....	23
2. PASYWNA KRAWĘDZ KONTYNETALNA ŚRODKOWEJ NORWEGII	36
2.1. GŁÓWNE BASENY EKSTENSYJNE ŚRODKOWEJ NORWEGII	37
2.2. TEKTONIKA I STRATYGRAFIA	42
TEKTONIKA.....	42
STRATYGRAFIA.....	45
3. SYSTEM DEPOZYCYJNY TUNFISK.....	54
3.1. LOKALIZACJA I ASPEKT POSZUKIWAWCZY.....	54
3.2. BAZA DANYCH GEOLOGICZNYCH.....	56
3.2.1 <i>Dane sejsmiczne</i>	56
3.2.2 <i>Dane otworowe</i>	58
3.3. FORMACJA KAI.....	62
3.4. POZYCJA STRUKTURALNA I PODSTAWOWE PARAMETRY KANIONU.....	65
3.5. ROZKŁAD LITOFACJI I UKŁAD DEPOZYCYJNY WEWNĄTRZ KANIONU	68
3.5.1 <i>Dynamika wypełniania kanionu</i>	68
3.6. CHRONOSTRATYGRAFIA.....	101
BIOSTRATYGRAFIA	101
4. ASPEKT POSZUKIWAWCZY.....	109
4.1. ZARYS HISTORII POSZUKIWAŃ ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW NA SZELFIE MORZA NORWESKIEGO	109
4.2. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ZŁÓŻ SKARV I SNADD	112
4.3. INTERPRETACJA GEOLOGICZNA DANYCH OTWOROWYCH	116
4.3.1 <i>Analiza zgazowania na profilach sejsmicznych</i>	124
5. MODEL DEPOZYCYJNY	132
5.1. MODEL DEPOZYCYJNY KANIONU	132
5.2. MODEL DEPOZYCYJNY STRUKTUR WYPEŁNIAJĄCYCH.....	136
6. PODSUMOWANIE.....	139
7. DODATEK	142
7.1. KLASYFIKACJA ZASOBÓW STOSOWANA W NORWEGII	142
7.2. STAN ZASOBÓW WĘGLOWODORÓW NA NSC NA DZIEŃ 31.12.2012.....	147
8. SPIS LITERATURY.....	151

Spis Figur

FIG. 1.1 MAPA GEOMORFOLOGICZNA PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU.....	11
FIG. 1.2 MAPA GEOMAGNETYCZNA PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU.....	13
FIG. 1.3 ZASIĘG KALEDONITÓW PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU.....	15
FIG. 1.4 UKŁAD PŁYT TEKTONICZNYCH: PÓŹNY ORDOWIK – WCZESNY PERM.....	17
FIG. 1.5 UKŁAD PŁYT TEKTONICZNYCH: WCZESNY PERM – PÓŹNA JURA.....	18
FIG. 1.6 UKŁAD PŁYT TEKTONICZNYCH: WCZESNA KREDA – WCZESNY TRZECIORZĘD.....	21
FIG. 1.7 UKŁAD PŁYT TEKTONICZNYCH: EOCEN – DZISIAJ.....	22
FIG. 1.8 MAPA PALEOGEOGRAFICZNA: PÓŹNY DEWON - PÓŹNY KARBON.....	24
FIG. 1.9 MAPA PALEOGEOGRAFICZNA: PÓŹNY PERM - PÓŹNY TRIAS.....	26
FIG. 1.10 MAPA PALEOGEOGRAFICZNA: JURA ŚRODKOWA I PÓŹNA.....	28
FIG. 1.11 MAPA PALEOGEOGRAFICZNA: WCZESNA KREDA.....	30
FIG. 1.12 MAPA PALEOGEOGRAFICZNA: PÓŹNA KREDA - WCZESNY TRZECIORZĘD.....	32
FIG. 1.13 MAPA PALEOGEOGRAFICZNA: PÓŹNY OLIGOCEN - ŚRODKOWY MIOCEN.....	34
FIG. 2.1 PASYWNA KRAWĘDŹ KONTYNENTALNA ŚRODKOWEJ NORWEGII.....	38
FIG. 2.2 REGIONALNY PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ BASEN MØRE.....	39
FIG. 2.3 REGIONALNY PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ BASEN VØRING.....	41
FIG. 2.4 PROFIL CHRONO-LITOSTRATYGRAFICZNY Z REJONU TERASY DØNNA.....	43
FIG. 2.5 OBRAZ TEKTONICZNY REJONU HALTENBANKEN.....	48
FIG. 3.1 POZYCJA GEOTEKTONICZNA KANIONU TUNFISK.....	54
FIG. 3.2 CZASOWY PRZEKRÓJ SEJSMICZNY PRZEZ KANION TUNFISK.....	55
FIG. 3.3 LOKALIZACJA ZDJĘĆ SEJSMICZNYCH 3D WYKONANYCH W REJONIE STUDIÓW.....	57
FIG. 3.4 LOKALIZACJA OTWORÓW W REJONIE PALEOKANIONU TUNFISK.....	59
FIG. 3.5 PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ FORMACJE KAI I MOLO.....	63
FIG. 3.6 MAPA CZASOWA SPĄGU MIOCENU Z REJONU HALTENBANKEN.....	64
FIG. 3.7 PROFIL SEJSMICZNY Z BASENU HELGELAND.....	64
FIG. 3.8 MAPA MIĄŻSZOŚCI OSADÓW FORMACJI KAI NA OBSZARZE HALTENBANKEN.....	65
FIG. 3.9 GŁÓWNE PARAMETRY KANIONU TUNFISK.....	66
FIG. 3.10 GŁÓWNE PARAMETRY KANIONU TUNFISK.....	67
FIG. 3.11 MAPA CZASOWA 3D GRANICY SEKWENCJI ZAN 2SB.....	67
FIG. 3.12 MAPA 3D SYSTEMU DEPOZYCYJNEGO TUNFISK.....	69
FIG. 3.13 PRZEKRÓJ SEJSMICZNY PRZEZ SYSTEM DEPOZYCYJNY TUNFISK.....	69
FIG. 3.14 PROFIL SEJSMICZNY Z INTERPRETACJĄ FIRMY GEOLINK.....	70
FIG. 3.15 KORELACJA INTERPRETACJI FIRMY GEOLINK I PGNiG UI.....	71
FIG. 3.16 WIZUALIZACJA 3D ZALEGANIA KANAŁU 1.....	73

FIG. 3.17 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZECHODZĄCE PRZEZ KANAŁ 1.....	74
FIG. 3.18 MAPA MIĄŻSZOŚCI KANAŁU 1.....	75
FIG. 3.19 MAPA CZASOWA MIĄŻSZOŚCI SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ ZAN1.....	76
FIG. 3.20 WIZUALIZACJA 3D ZALEGANIA KANAŁU 2.....	78
FIG. 3.21 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZECHODZĄCE PRZEZ KANAŁ 2.....	79
FIG. 3.22 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI ZAN 3SB.....	79
FIG. 3.23 MAPA MIĄŻSZOŚCI KANAŁU 2.....	80
FIG. 3.24 MAPA CZASOWA MIĄŻSZOŚCI SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ ZAN2.....	81
FIG. 3.25 WIZUALIZACJA 3D ZALEGANIA KANAŁÓW 3 I 3N.....	83
FIG. 3.26 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZEZ KANAŁ 3.....	84
FIG. 3.27 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI ZAN 3LST.....	84
FIG. 3.28 MAPA MIĄŻSZOŚCI KANAŁU 3 I SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ ZAN3.....	85
FIG. 3.29 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZEZ KANAŁ 3N.....	86
FIG. 3.30 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI ZAN 4SB.....	86
FIG. 3.31 MAPA MIĄŻSZOŚCI KANAŁU 3N I SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ ZAN4.....	87
FIG. 3.32 WIZUALIZACJA 3D ZALEGANIA KANAŁÓW 4N I 4N-2.....	90
FIG. 3.33 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI PIA 1SB.....	91
FIG. 3.34 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZECHODZĄCE PRZEZ KANAŁ 4N.....	91
FIG. 3.35 MAPY MIĄŻSZOŚCI KANAŁU 4N I SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ PIA1.....	92
FIG. 3.36 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI PIA2SB.....	93
FIG. 3.37 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZEZ KANAŁ 4N-2.....	93
FIG. 3.38 MAPA MIĄŻSZOŚCI KANAŁU 4NE-2 I SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ PIA 2.....	94
FIG. 3.39 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZECHODZĄCE PRZEZ OSUWISKO APRON 1.....	95
FIG. 3.40 MAPA MIĄŻSZOŚCI OSUWISKA APRON 1.....	95
FIG. 3.41 WIZUALIZACJA 3D ZALEGANIA OSUWISKA APRON 2.....	97
FIG. 3.42 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI PIA 3SB.....	98
FIG. 3.43 CZASOWE PRZEKROJE SEJSMICZNE PRZECHODZĄCE PRZEZ OSUWISKO APRON 2.....	98
FIG. 3.44 MAPA MIĄŻSZOŚCI SEKWENCJI DEPOZYCYJNEJ PIA3.....	99
FIG. 3.45 MAPA MIĄŻSZOŚCI OSUWISKA APRON 2.....	99
FIG. 3.46 WIZUALIZACJA 3D GRANICY SEKWENCJI PIA3 LST.....	100
FIG. 3.47 ROZMIESZCZENIE CYST DINOFLAGELLATE W OTWORZE 6507/3-3.....	103
FIG. 3.48 ROZMIESZCZENIE MIKROFAUNY W OTWORZE 6507/3-3.....	105
FIG. 3.49 KORELACJA OSADÓW W REJONIE ZALEGANIA KANIONU TUNFISK.....	108
FIG. 3.50 PRZEKRÓJ SEJSMICZNY PRZECHODZĄCY PRZEZ OTWORY I KANION.....	108
FIG. 4.1 LOKALIZACJA ZŁÓŻY ODKRYTYCH NA SZELFIE MORZA ŚRODKOWEJ NORWEGII.....	110
FIG. 4.2 MAPA KONCESJI EKSPLOATACYJNYCH Z REJONU ZŁOŻA SKARV.....	113

FIG. 4.3 WIZUALIZACJA 3D KANAŁÓW WYPEŁNIAJĄCYCH I ODKRYTYCH ZŁÓŻ.	115
FIG. 4.4 POZYCJA ODWIERTÓW NA TLE SYSTEMU DEPOZYCYJNEGO TUNFISK.....	117
FIG. 4.5 LOKALIZACJA OTWORÓW NA TLE KANAŁÓW WYPEŁNIAJĄCYCH KANION.	118
FIG. 4.6 CHARAKTERYSTYKA PRZEWIERCANIA FORMACJI KAI W OTWORZE 6507/5-B6.....	119
FIG. 4.7 KORELACJA NUMER 1 ZGAZOWANIA W FORMACJI KAI.....	120
FIG. 4.8 KORELACJA NUMER 2 ZGAZOWANIA W FORMACJI KAI.....	121
FIG. 4.9 LOKALIZACJA ODWIERTÓW NA TLE MAP MIĄŻSZOŚCI KANAŁÓW.....	123
FIG. 4.10 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-2.....	124
FIG. 4.11 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-4.....	125
FIG. 4.12 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-5.....	126
FIG. 4.13 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B2.....	127
FIG. 4.14 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B3.....	127
FIG. 4.15 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B5.....	128
FIG. 4.16 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B10.....	129
FIG. 4.17 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B9.....	130
FIG. 4.18 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B8.....	130
FIG. 4.19 ANALIZA ZGAZOWANIA W OTWORZE 6507/5-B6.....	131
FIG. 5.1 MODEL KANIONU I OSADÓW ZDEPONOWANYCH U PODNÓŻA SKŁONU.....	133
FIG. 5.2 MODEL SEDYMENTOLOGICZNY SYSTEMU DEPOZYCYJNEGO TUNFISK.....	134
FIG. 5.3 KORELACJA OTWORÓW ODWIERCONYCH NA WYNIESIENIU NORDLAND.....	135
FIG. 5.4 ROZKŁAD OSADÓW W KANALE ROZPROWADZAJĄCYM.....	137
FIG. 5.5 SZCZEGÓŁOWY MODEL DEPOZYCJI OSADÓW W KANIONIE.....	137
FIG. 5.6 MODEL DEPOZYCJI OSADÓW W WARUNKACH GŁĘBOKOMORSKICH.....	138
FIG. 7.1 KLASYFIKACJA ZASOBÓW STOSOWANA W NORWEGII.....	146
FIG. 7.2 MAPA OBSZARÓW DZIAŁALNOŚCI NAFTOWEJ NA NCS.....	150

SPIS TABEL

TABELA 3.1 ZESTAWIENIE ZDJĘĆ SEJSMICZNYCH 3D Z REJONU STUDIÓW.....	56
TABELA 3.2 WYKAZ OTWORÓW POSZUKIWAWCZYCH I ROZPOZNAWCZYCH.....	60
TABELA 3.3 WYKAZ OTWORÓW EKSPLOATACYJNYCH.....	61
TABELA 3.4 POZYCJA FORMACJI KAI W PROFILU STRATYGRAFICZNYM.....	62
TABELA 4.1 ZESTAWIENIE ZŁÓŻ UDOKUMENTOWANYCH NA MORZU NORWESKIM.....	111
TABELA 7.1 KLASYFIKACJA ZASOBÓW WĘGLOWODORÓW OBOWIĄZUJĄCA W NORWEGII.....	142
TABELA 7.2 STAN ZASOBÓW NA DZIEŃ 31.12.2012.....	147

WSTĘP

W roku 2007 firma PGNiG S.A. nabyła, od firmy Exxon Mobil, udziały w złożu Skarv, zlokalizowanym na szelfie Morza Norweskiego, około 200 km na zachód od linii brzegowej Norwegii. W drugiej połowie 2007 roku założona została firma naftowa, nazwana PGNiG Norway AS., z siedzibą w Stavanger, której wyłącznym właścicielem jest PGNiG S.A.

Firma PGNiG Norway S.A., która decyzją Zarządu PGNiG S.A. przekształcona została, z dniem 01.04.2013 roku w PGNiG Upstream International AS., prowadzi działalność na Szelfie Norweskim w następujących obszarach:

- Współpracuje z operatorem, firmą BP Norge oraz partnerami, firmą Statoil i E.On Norge, przy prowadzeniu prac geologicznych oraz rozwiercaniu, zagospodarowaniu i produkcji węglowodorów ze złóż Skarv i Snadd. Ponadto uczestniczy w projektach poszukiwawczych, znajdujących się w najbliższym otoczeniu tych złóż.
- Uczestniczy aktywnie w rundach koncesyjnych, których celem jest pozyskiwanie nowych obszarów do poszukiwań węglowodorów w różnych rejonach Szelfu Kontynentalnego Norwegii.
- Aktywnie współpracuje, jako operator i partner, w pracach prowadzonych na innych koncesjach poszukiwawczo-wydobywczych, w których posiada udziały.
- Uczestniczy w wierceniach odwiertów poszukiwawczych i rozpoznawczych prowadzonych na morzu o głębokości wody od 350 do 1200 m.

Efekt tych prac jest zadawalający. Złoże Skarv rozpoczęło produkcję gazu ziemnego i ropy naftowej, z wykorzystaniem pływającej kopalni FPSO, w grudniu 2012 roku. Na pięć odwierconych, z udziałem PGNiG Norway otworów poszukiwawczych, w dwóch odkryto złoża gazu z kondensatem o znaczeniu przemysłowym. Jedno odkrycie zostało zakwalifikowane do tzw. odkryć technicznych i wymaga dodatkowych prac badawczych przed podjęciem decyzji o jego dalszym rozwiercaniu. Dwa odwierty okazały się być negatywne.

Na chwilę obecną PGNiG UI. posiada 14 koncesji poszukiwawczo-wydobywczych, z których 12 zlokalizowanych jest na szelfie Morza Norweskiego i 2 na szelfie Morza Barentsa. Na jednej koncesji, zlokalizowanej w bezpośrednim sąsiedztwie złoża Skarv, PGNiG UI jest operatorem.

Głównym tematem niniejszej pracy doktorskiej jest neogeński system depozycyjny Tunfisk, rozpoznany przez autora niniejszych studiów, w rejonie zalegania złoża Skarv. Koncesja PL558, którą PGNiG Norway otrzymało w roku 2010, jest pierwszą w historii PGNiG S.A. licencją, przyznaną firmie na morzu (offshore), w oparciu o własną koncepcję i interpretację geologiczną oraz Projekt Prac Geologicznych (APA Application).

Drugą intencją autora niniejszych studiów było zebranie i przedstawienie w języku polskim, w oparciu o wybrane pozycje literatury, wiedzy geologicznej, niezbędnej przy prowadzeniu prac poszukiwawczych na Szelfie Środkowej Norwegii. W tym celu, w pierwszej części niniejszego opracowania opisano budowę regionalną Północnego Atlantyku, budowę geologiczną pasywnej krawędzi kontynentalnej Środkowej Norwegii, budowę geologiczną głównych basenów sedymentacyjnych, zalegających w obrębie szelfu Środkowej Norwegii oraz omówiono szczegółowo tektonikę i stratygrafię obszaru Haltenbanken, gdzie udokumentowano złożę Skarv i zlokalizowany jest system depozycyjny Tunfisk.

Ponadto, w niniejszej pracy zamieszczono ogólny opis złóż Skarv i Snadd, opisano ogólną charakterystykę złóż węglowodorów odkrytych na szelfie Środkowej Norwegii, oraz załączono informacje o stanie zasobów na całym Szelfie Norweskim, na dzień 31.12.2012.

W celu lepszego zrozumienia stanu zasobów, załączono klasyfikację złóż węglowodorów, stosowaną w Norwegii od 2001 roku.

W związku z tym, że współwłaścicielem części materiałów wykorzystanych w niniejszej pracy są, oprócz PGNiG UI, inne firmy naftowe, prowadzące działalność poszukiwawczą w rejonie niniejszych studiów, uprasza się o jej niepublikowanie bez zgody autora.

1. ZARYS GEOLOGII REGIONALNEJ PÓŁNOCNEGO ATLANTYKU

1.1. POZYCJA STRUKTURALNO-TEKTONICZNA

Północno-wschodni Atlantyk rozciąga się na północ od strefy tektonicznej Charliego Gibbisa (Charlie Gibbs Fracture Zone), wzdłuż wybrzeży Grenlandii i Norwegii, aż po biegun północny (Fig. 1.1).

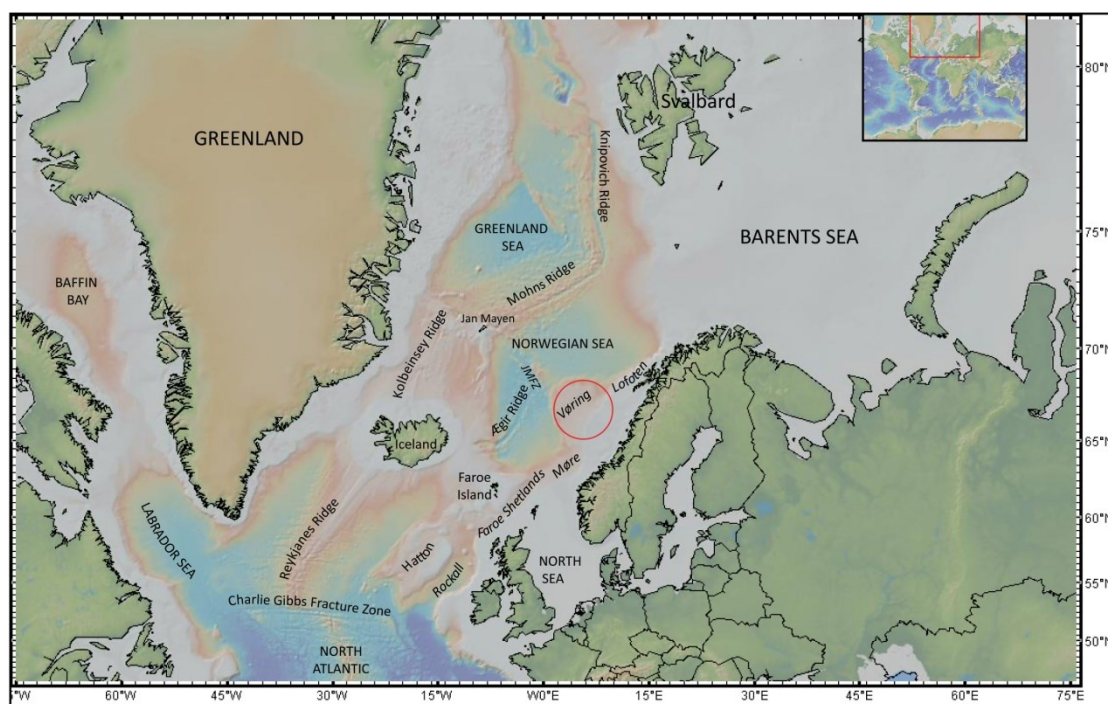


Fig. 1.1 Mapa geomorfologiczna Północnego Atlantyku.

Mapa geomorfologiczna Północnego Atlantyku. Na mapie naniesiono najważniejsze elementy geologiczno-tektoniczne Północnego Atlantyku. Skrót JMFZ oznacza - Jan Mayen Fracture Zone. Okręgiem koloru czerwonego zaznaczono obszar pasywnej krawędzi Szelfu Środkowej Norwegii, w obrębie którego znajduje się, opisywany w niniejszych studiach, głębokowodny system depozycyjny Tunfisk. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem oprogramowania GeoMapApp 3.3.0.

Proces tworzenia NE Atlantyku rozpoczął się w późnym paleozoiku, wraz z rozpadem superkontynentu Pangea. Szelf kontynentalny podlegał działalności kilku faz ryftowych, zakończonych oddzieleniem się Grenlandii i Norwegii we wczesnym trzeciorzędzie (Brekke *et al.* 2001, Mosar *et al.* 2002). Te epizody ryftowe doprowadziły do powstania kilku basenów ekstensyjnych, obecnie zlokalizowanych we wschodniej Grenlandii i NW Europie. Po stronie europejskiej wydzielić można dwa ciągi depozycyjne. Pierwszy przebiega wzdłuż wschodniej krawędzi Północnego Atlantyku i zawiera baseny: Lofotów, Vøring (w obrębie którego znajdują się złoża Skarv i obszar niniejszych studiów) i Møre, które przylegają do Norwegii, oraz Færoe-Shetland i Rockall, zalegające w rejonie Wielkiej Brytanii (Fig. 1.1). Drugi rozciąga się na SE od basenu Møre i przebiega przez strefę ryftową Morza Północnego, znajdującą się pomiędzy Skandynawią a Wielką Brytanią. Szelf kontynentalny przylegający do Grenlandii jest węższy od Norweskiego. Rozszerza się on jednak stopniowo

w kierunku północnym (Fig. 1.1). Szczegółowo proces powstania NE Atlantyku opisano w rozdziale 1.2.

Obszar NE Atlantyku, rozciągający się pomiędzy Grenlandią i Norwegią, dzieli się na dwa rejony, posiadające odmienną skorupę litosferyczną. Pierwszy, zawierający skorupę kontynentalną, rozpościera się na zachód od lądu Norwegii, oraz na wschód od lądu Grenlandii do granicy kontynent-ocean (COB). Drugi rejon obejmuje centralną część NE Atlantyku, gdzie zalega skorupa oceaniczna (Mosar *et al.* 2002) (Fig. 1.2). Przejście od skorupy kontynentalnej do oceanicznej (COB) jest stopniowe, o szerokości dochodzącej do kilkudziesięciu kilometrów (Torsvik & Cocks, 2005). W profilu litologicznym skorupy oceanicznej, zalegającej pomiędzy Norwegią i Grenlandią, występują bazalty wieku od wczesnego eocenu do holocenu. Strefa ta wyznaczona została za pomocą liniowych anomalii magnetycznych, oznaczonych na załączonej mapie (Fig. 1.2) numerami od 24B do 5. Najstarsze skały bazaltowe, datowane są na wczesny eocen i pochodzą z okresu otwarcia się NE Atlantyku (anomalia 24B; 53 mln). Skorupa oceaniczna pokryta jest cienką warstwą osadów kenozoicznych. Skorupa kontynentalna składa się głównie z podłoża prekambryjskiego, płaszczowin kaledońskich i zalegających powyżej mięjszych osadów fanerozoicznych (Lundin & Doré, 2002).

Otwarcie NE Atlantyku, następowało wzdłuż czterech głównych grzbietów oceanicznych, nazwanych Reykjanes, Ægir, Kolbeinsey i Mohns (Torsvik & Cocks 2005), rozciągających się mniej więcej centralnie względem Grenlandii i Norwegii (Fig. 1.1 i Fig. 1.2).

1. Aktualnie nieaktywny Grzbiet Ægir (Ægir Ridge) rozciąga się na zachód od basenu Møre (MB) i ograniczony jest od NW strefą tektoniczną Jan Mayen (JMFZ) (Mosar *et al.* 2002) (Fig. 2.1).
2. Grzbiet Mohns zalega na NW od Basenu Vøring (VB) i Platformy Trøndelag (TB). Ograniczony jest on od SSW strefą tektoniczną Jan Mayen (Jan Mayen Fracture Zone - JMFZ). Strefa ta oddziela ten grzbiet od grzbietów Ægir i Kolbeinsey. Stanowi ona również częściową granicę pomiędzy basenami Vøring i Møre (Fig. 1.2).
3. Grzbiet Reykjanes (Reykjanes Ridge), przebiega na zachód od Basenu Færoe-Shetland oraz na SSW od Islandii. Oddzielony jest od Grzbietu Oceanicznego Kolbeinsey mikrokontynentem Islandii (Fig. 1.2).

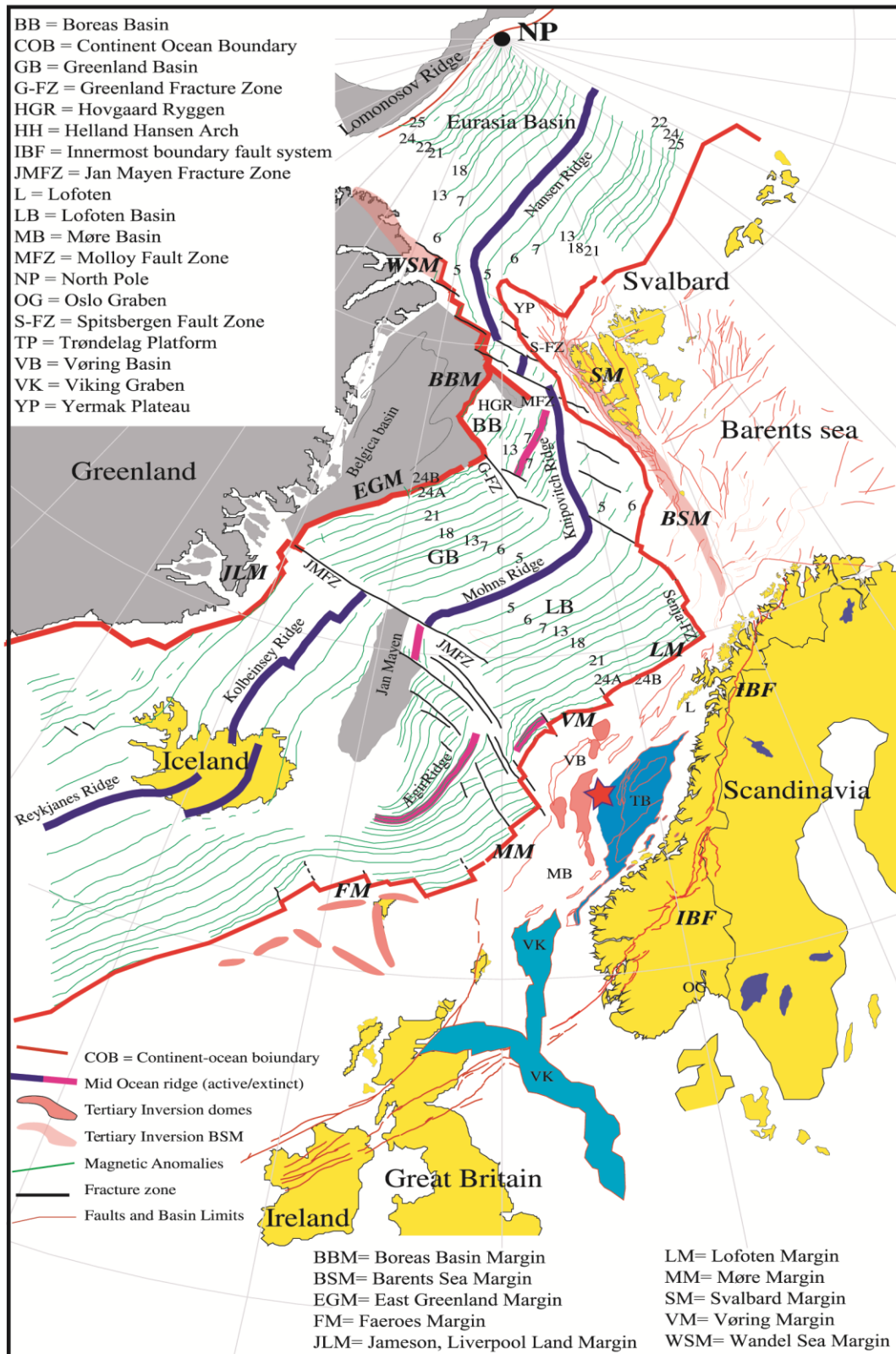


Fig. 1.2 Mapa geomagnetyczna Północnego Atlantyku.

Na mapie zaznaczono między innymi baseny geologiczne, grzbieity oceaniczne i główne strefy tektoniczne. Anomalie magnetyczne (linie koloru zielonego), oznaczone numerami od 24B do 5, obrazują prędkość rozciągania się skorupy oceanicznej w czasie. Pokazano również trzeciorzędowe struktury inwersyjne (domes), rozciągające się wzdłuż krawędzi pasywnych Vøring, Møre, Færoe oraz na Morzu Barentsa i rejonie Svalbardu. Gwiazdką koloru czerwonego pokazano lokalizację złoża Skarv i systemu depozycyjnego Tunfisk. Źródło: Mosar et al. 2002.

Istotna zmiana w prędkości rozciągania się skorupy oceanicznej nastąpiła po tym, jak Grzbiet Ægir przestał być aktywny (ok. 35 mln temu) i równocześnie zaczął rozwijać się grzbiet Kolbeinsey, rozciągający się pomiędzy Islandią i lądem Jan Mayen. Również w tym czasie mikrokontynent Jan Mayen oddzielił się od Grenlandii, co wpłynęło na rozwój Grzbietu Kolbeinsey po jego zachodniej stronie. Od około 30 mln lat mikrokontynent Jan Mayen jest częścią płyty Euroazjatyckiej (Torsvik & Cocks, 2005).

W miocenie, na obszarach zalegania skorupy kontynentalnej, wskutek rozciągania się skorupy oceanicznej, wystąpiła umiarkowana, szerokoskalowa faza kompresyjna, która doprowadziła do powstania szeregu struktur inwersyjnych typu kopuł (Tertiary Inversion Domes). Struktury te zostały udokumentowane w Basenach Færoe-Shetland, Morzu Północnym, Krawędzi Pasywnej Morza Norweskiego oraz we Wschodniej Grenlandii (Lundin & Doré, 2002; Mosar *et al.* 2002) (Fig. 1.2).

1.2. MIGRACJA PŁYT TEKTONICZNYCH I JEJ WPŁYW NA OBECNY UKŁAD NE ATLANTYKU

Północno-atlantycki system ryftowy zawiera nie tylko jedną z największych europejskich prowincji naftowych, ale również jeden z najlepiej rozwiniętych pasów górskich, orogen kaledoński.

Orogeniza kaledońska w tym rejonie rozpoczęła się we wczesnym ordowiku od subdukcji wzdłuż obydwu krawędzi oceanu Japetus. Zakończyła się kolizją kontynentów Laurencji i Bałtyki w środkowym sylurze - wczesnym dewonie. W okresie dewońskim, fałdowy pas kaledoński zapadł się pod własnym ciężarem i rozpoczął się długi okres rozsuwania się litosfery pomiędzy Grenlandią i Europą (Geoffroy & Gernigon, 2010). Skały orogenezy kaledońskiej występują po obydwu stronach Północnego Atlantyku, w górach zachodniej Skandynawii i północno-wschodniej Grenlandii (Fig. 1.3) (Gee *et al.* 2008). Rozpościerają się na północ od Norwegii, obejmując zasięgiem Szelf Morza Barentsa oraz Svalbard (Fig. 1.3). Pomiedzy krawędzią zachodniej Skandynawii i wschodniej Grenlandii rozciągają się szerokie szelfy kontynentalne, wypełnione osadami późno-paleozoicznymi i młodszymi, przykrywające te struktury kaledońskie.

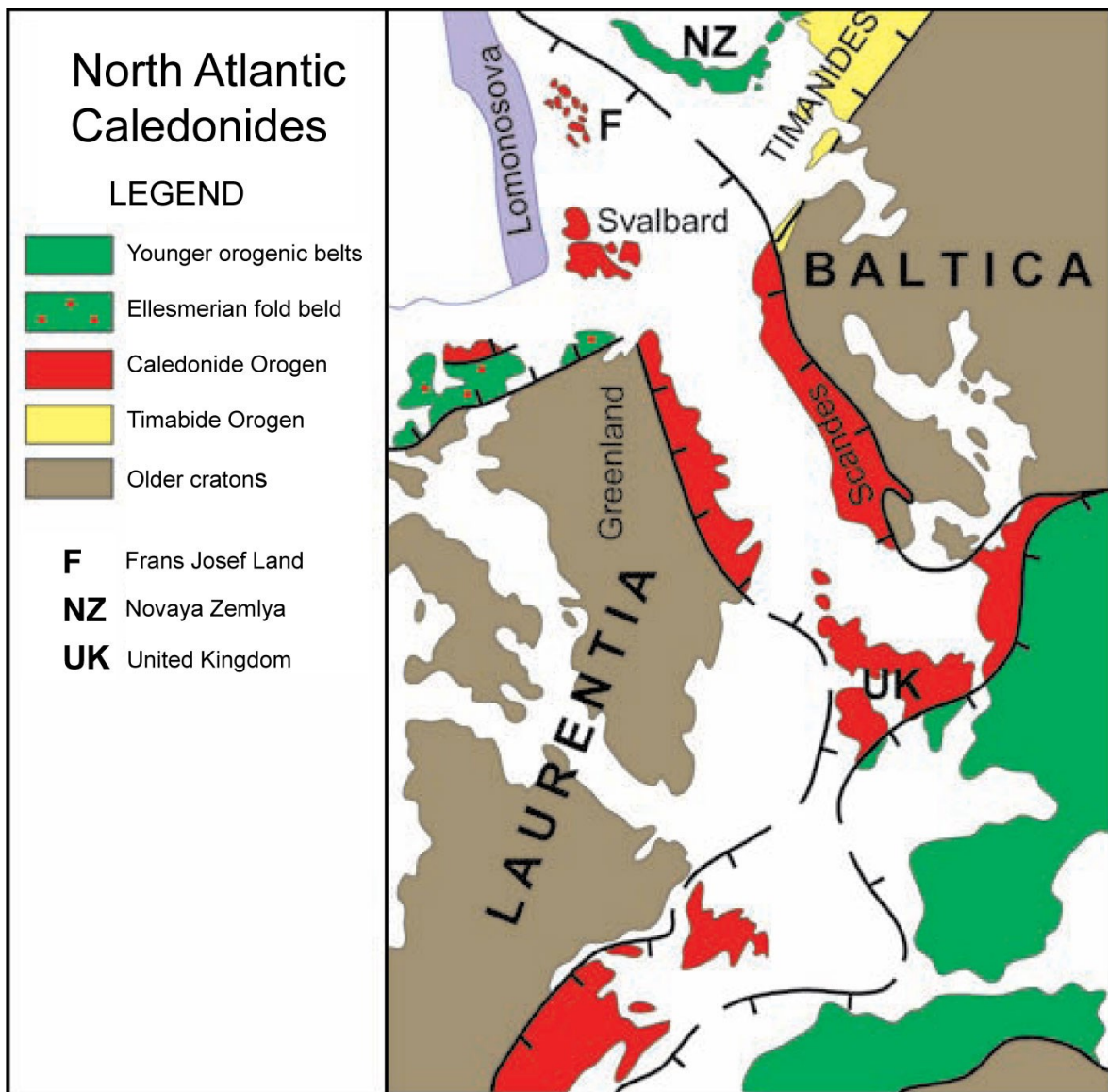


Fig. 1.3 Zasięg kaledonitów Północnego Atlantyku.

Źródło: Gee et al. 2008.

Szelfy kontynentalne, rozciągające się obecnie wzdłuż zachodniej Skandynawii i Grenlandii rozwinęły się wskutek migracji płyt tektonicznych.

Krótką historię geologiczną migracji płyt tektonicznych, opracowaną w oparciu o model T. Torsvika et al. w 2002, a istotną dla lepszego zrozumienia budowy geologicznej Północnego Atlantyku przedstawiono poniżej.

W **prekambrze** Bałtyka składała się z trzech terenów: Volgo-Uralia, Sarmatia i Fennoscandia. Cała obecna Norwegia zalegała na obszarze Fennoscandii (Torsvik & Cocks 2005). Jedynym rejonem Norwegii, który pozostawał poza Fennoscandią był Archipelag Svalbardu. W proterozoiku i wczesnym paleozoiku Svalbard zajmował część krawędziową Laurentcji, gdzie znajdowały się również obecne lądy Ameryki Północnej i Grenlandii.

W **późnym ordowiku** Laurentja, Bałtyka, Syberia oraz Blok Chiński zalegały w strefach subtropikalnej i równikowej (Fig. 1.4). W okresie tym doszło do kolizji Awalonii z Bałtyką, wzdłuż strefy Tornquista i nasunięcia się płyty oceanicznej pod Awalonie (subdukcja).

W **późnym sylurze** doszło do kolizji Bałtyki z Laurentją i utworzenia się kontynentu oldredowego Laurosji. Skutkiem tej kolizji było rozpoczęcie skandynawskiej fazy orogenezy kaledońskiej, obejmującej obecny obszar od Północnej Ameryki po Północną Europę. Nasuwanie się skorupy kontynentalnej Bałtyki pod Laurentję (subdukcja) doprowadziło do gwałtownego zwiększania się miąższości osadów w pasie kaledońskim oraz tworzenia się teranów w zachodniej Norwegii (Fig. 1.4). We wczesnym dewonie (emsie), pas kaledoński, w strefie od centralnej Szkocji po Nowy Jork, zaczął zapadać się pod własnym ciężarem i rozpoczął się długi proces rozciągania litosfery pomiędzy Grenlandią i Europą.

W **późnym dewonie** kontynent Laurosja przesunął się w kierunku południowym, wskutek czego ocean Rheic uległ zwężeniu (Fig. 1.4). Wiele masywów lądowych (w tym Masyw Europejski) oderwało się od Gondwany i powstał ocean Paleotethys. Syberia była odwrócona geograficznie i pozostawała na północnym wschodzie w stosunku do Bałtyki, aż do kolizji w późnym permie. Kazachstan zaś przesunął się w kierunku Bałtyki od wschodu.

We **wczesnym karbonie** (ok. 330 mln lat) rozpoczął się proces tworzenia superkontynentu Pangea, który to doprowadził do połączenia się większości lądów we **wczesnym permie** (Fig. 1.4). Prawie wszystkie kontynenty połączyły się ze sobą, za wyjątkiem lądów Syberii i Azji. W okresie od późnego karbonu do wczesnego permu południowa część Pangei, obejmująca południową Amerykę, południową Afrykę, Madagaskar, Antarktykę, Indie i Australię, podlegała zlodowaceniu. Centralna jej część znajdowała się natomiast w deszczowym pasie równikowym, sprzyjającym rozwojowi roślin.

W **późnym permie** doszło do kolizji Syberii z Bałtyką i Kazachstanem i połączenia z superkontynentem Pangea (Fig. 1.5). W skutek tej kolizji powstała największa znana obecnie na świecie prowincja skał wulkanicznych Syberian Traps. W okresie tym superkontynent Pangea rozciągał się od bieguna południowego po północny. Podczas swojego istnienia Pangea otaczana była przez rozległe systemy subdukcyjne, uzupełniane przez duże strefy ekstensyjne, przebiegające wewnątrz superkontynentu, jak na przykład rejon Morza Północnego czy Norwesko-Grenlandzkiego. Na wschodniej półkuli część lądów azjatyckich pozostawała oddzielona od Pangei. W późnym permie, na skutek działalności ryftowej i dryftowej przebiegających wzdłuż krawędzi zewnętrznych Gondwany, doszło do otwarcia oceanu Neotethys. Otwarcie to zapoczątkowało subdukcję i ostateczną destrukcję oceanu Paleotethys.

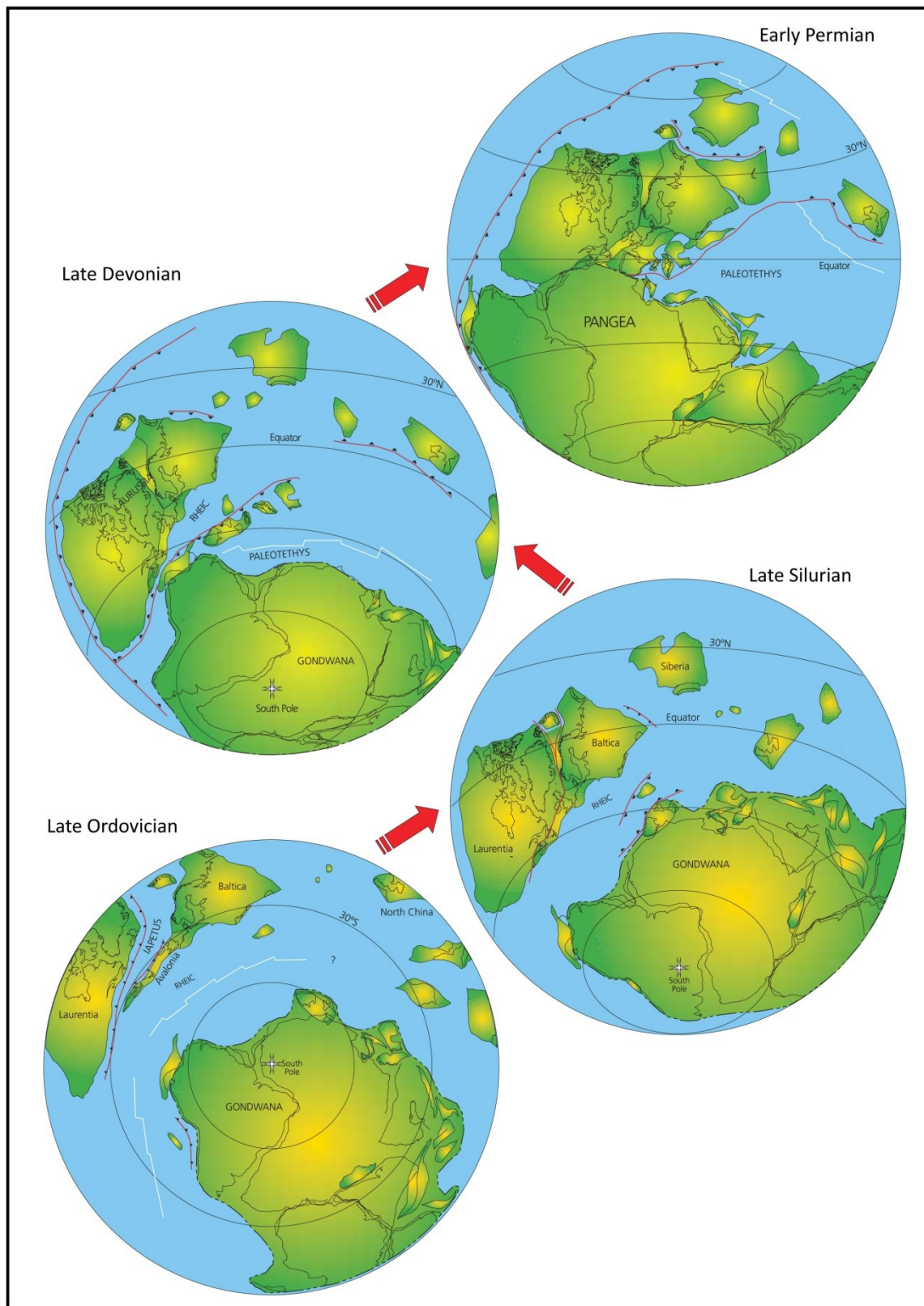


Fig. 1.4 Układ płyt tektonicznych: późny ordowik – wczesny perm.
Źródło: Torsvik et al. 2002.

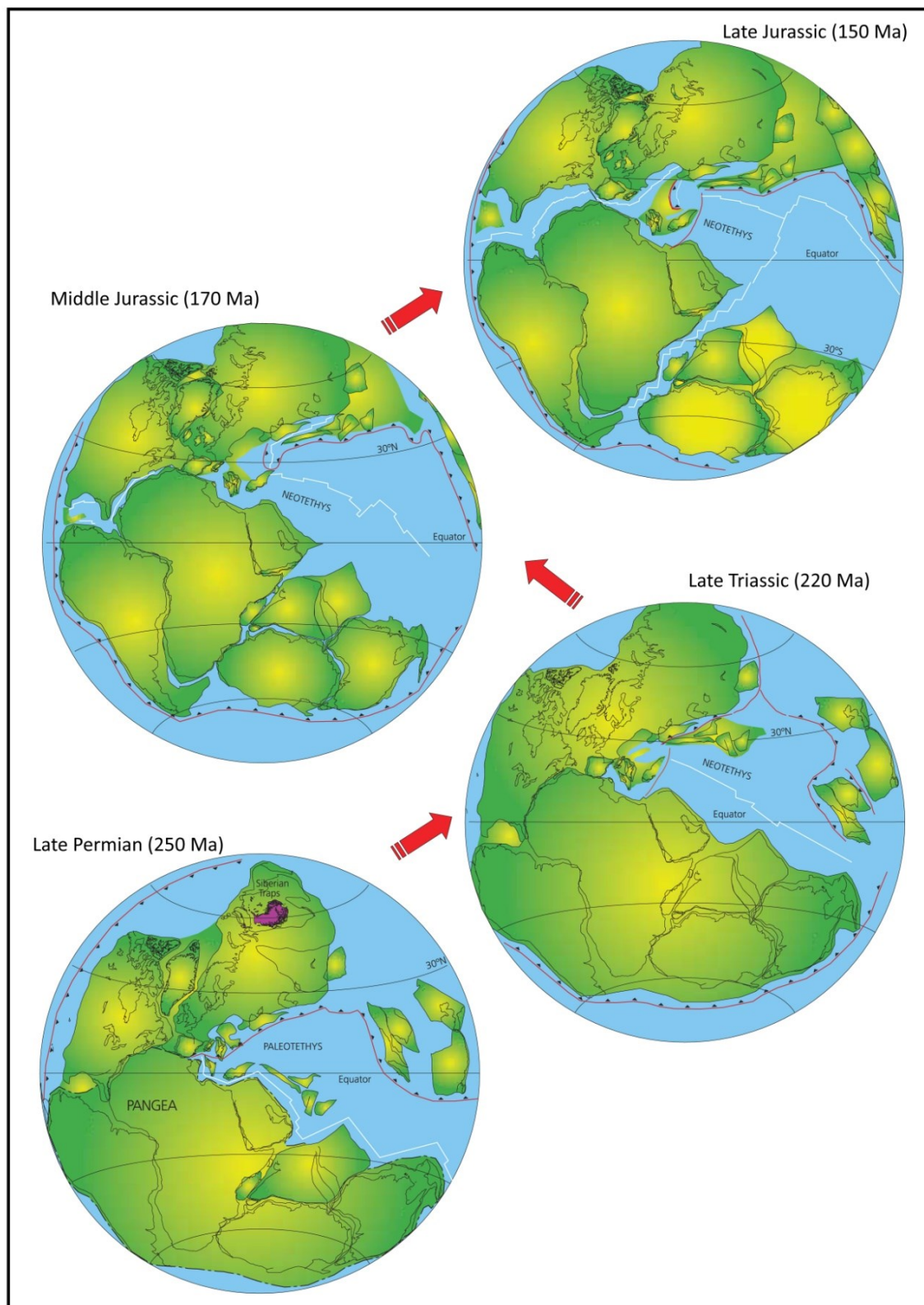


Fig. 1.5 Układ płyt tektonicznych: wczesny perm – późna jura.
Źródło: Torsvik et al. 2002.

W **późnym triasie** superkontynent Pangea dryftował w kierunku północnym. Ocean Paleothetys został prawie w całości wchłonięty przez rozszerzający się ocean Neothetys (Fig. 1.5). W północnej części superkontynentu rozpoczął się proces zmian układu lądów. Płyta Grenlandzko-Europejska przekreśliła się w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara w stosunku do Północnej Ameryki, powodując prawdopodobnie kompresję w rejonie Zatoki Baffina. Superkontynent Pangea zajmował prawdopodobnie największy obszar w tym czasie, po czym rozpoczął się proces wewnątrz-superkontynentalnych działalności ryftowych, który zapoczątkował reorganizację w ułożeniu kontynentów.

W **środkowej jurze** trwał proces skokowego pęknięcia Pangei (Fig. 1.5). Po ustaniu działalności wulkanicznej wzdłuż wschodniego wybrzeża Ameryki Północnej i północno-zachodniego wybrzeża Afryki, centralna część Atlantyku otworzyła się, a Północna Ameryka przesunęła się na północny zachód w stosunku do Afryki. To przesunięcie zapoczątkowało rozszerzanie się dna morza w Zatoce Meksykańskiej. W tym samym czasie, po drugiej stronie Pangei, wzdłuż wschodniej krawędzi Afryki i Antarktyki, miał miejsce rozległy wulkanizm zwiastujący powstanie oceanu Indyjskiego. W okresie środkowej jury wystąpiły dwa główne, globalne procesy tektoniczne, które doprowadziły do rozpadu Pangei. Pierwszy to rozpoczęcie rozszerzania się dna morskiego w obszarach Centralnego Atlantyku i Zatoki Meksykańskiej, drugi to działalność ryftowa w rejonie południowej Pangei (Antarktyka-Australia-Madagaskar-Seszele-Indie).

W **późnej jurze**, trwający proces rozszerzania się dna morskiego Centralnego Atlantyku doprowadził do połączenia z oceanem Neotethys od strony północno-zachodniej. W tym samym czasie miało miejsce rozszerzanie się dna morskiego między Afryką a połączonymi lądami Antarktyki-Australii-Madagaskaru-Seszele i Indii (Fig. 1.5). W okresie od późnej jury do wczesnej kredy dochodziło do kolizji Azji z Europą i powstania kontynentu Euroazjatyckiego.

We **wczesnej kredzie** rozpoczął się proces oddzielania się Ameryki Południowej od Afryki (Fig. 1.6). Na skutek kolizji lądu Azji z Europą powstał kontynent Laurasia. W późniejszym okresie wczesnej kredy trwał proces rozszerzania się dna Południowego Atlantyku. Pod koniec wczesnej kredy zaczęła się największa w dziejach Ziemi transgresja, dzięki czemu w późnej kredzie poziom wszechoceanów był wyższy od dzisiejszego o ponad 200 metrów

W **późnej kredzie** proces rozszerzania się dna Centralnego Atlantyku zaczął postępować w kierunku północnym, dochodząc do Morza Labrador, pomiędzy Grenlandią a Ameryką Północną (Fig. 1.6). Euroazja, Grenlandia i Ameryka Północna dryftowały w kierunku północno-zachodnim. System rozszerzania się Południowego Atlantyku postępował w kierunku północnym i połączył się z systemem Centralnego Atlantyku i Zatoki Meksykańskiej. Na Oceanie Indyjskim, około 85 mln lat temu, doszło do oddzielenia się Indii i Seszele od Madagaskaru. Procesowi temu

towarzyszył rozległy magmatyzm na Madagaskarze. Klimat kredy był znacznie cieplejszy niż obecnie. Nawet na biegunie średnia roczna temperatura wynosiła około 4°C. co spowodowane było między innymi tym, że większość kontynentów pokryta była płytkim morzem. Wysoki poziom morza (około 100-200m wyższy niż dzisiaj) był efektem gwałtownego rozszerzania się dna morskiego na całym globie. Ciepłe wody z rejonów równikowych transportowane były na północ, ogrzewając obszary polarne.

We **wczesnym trzeciorzędzie** postępował proces rozszerzania się dna morskiego pomiędzy Grenlandią i Europą (Fig. 1.6). Towarzyszył mu intensywny wulkanizm występujący głównie na obszarze Wielkiej Brytanii, Irlandii, Wysp Faroe, Grenlandii oraz Grenlandii Zachodniej i Zatoki Baffina. Najbardziej intensywny wulkanizm w tym rejonie występował w okresie około 55-50 mln lat temu.

W **eoценie** doszło do kolizji płyty azjatyckiej z Indyjską (ok. 50 Ma). Postępował proces rozszerzania się skorupy oceanicznej pomiędzy Grenlandią i Europą oraz na Morzu Labrador (Fig. 1.7).

W **miocenie** (ok. 20 mln lat temu) ustał proces rozszerzania się skorupy oceanicznej pomiędzy Grenlandią a Ameryką Północną po tym, jak nastąpiła kolizja Grenlandii z Wyspą Ellesmere. W tym czasie doszło również do połączenia Morza Norwesko-Grenlandzkiego z Oceanem Arktycznym (Fig. 1.7). Na obszarze NE Atlantyku zamarł grzbiet oceaniczny Ægir i utworzył się nowy system rozszerzający wzdłuż wschodniej krawędzi Grenlandii, Grzbiet Kolbeinsey. Wzdłuż tego grzbietu doszło do oddzielenia się mikrokontynentu Jan Mayen od Grenlandii (Fig. 1.1).

Obecnie lądy Grenlandii i Ameryki Północnej przesuują się w kierunku północno-zachodnim z prędkością około dwóch centymetrów rocznie. Połowiczna prędkość rozsuwania się Grenlandii i Euroazji wynosi około 1 centymetra na rok.

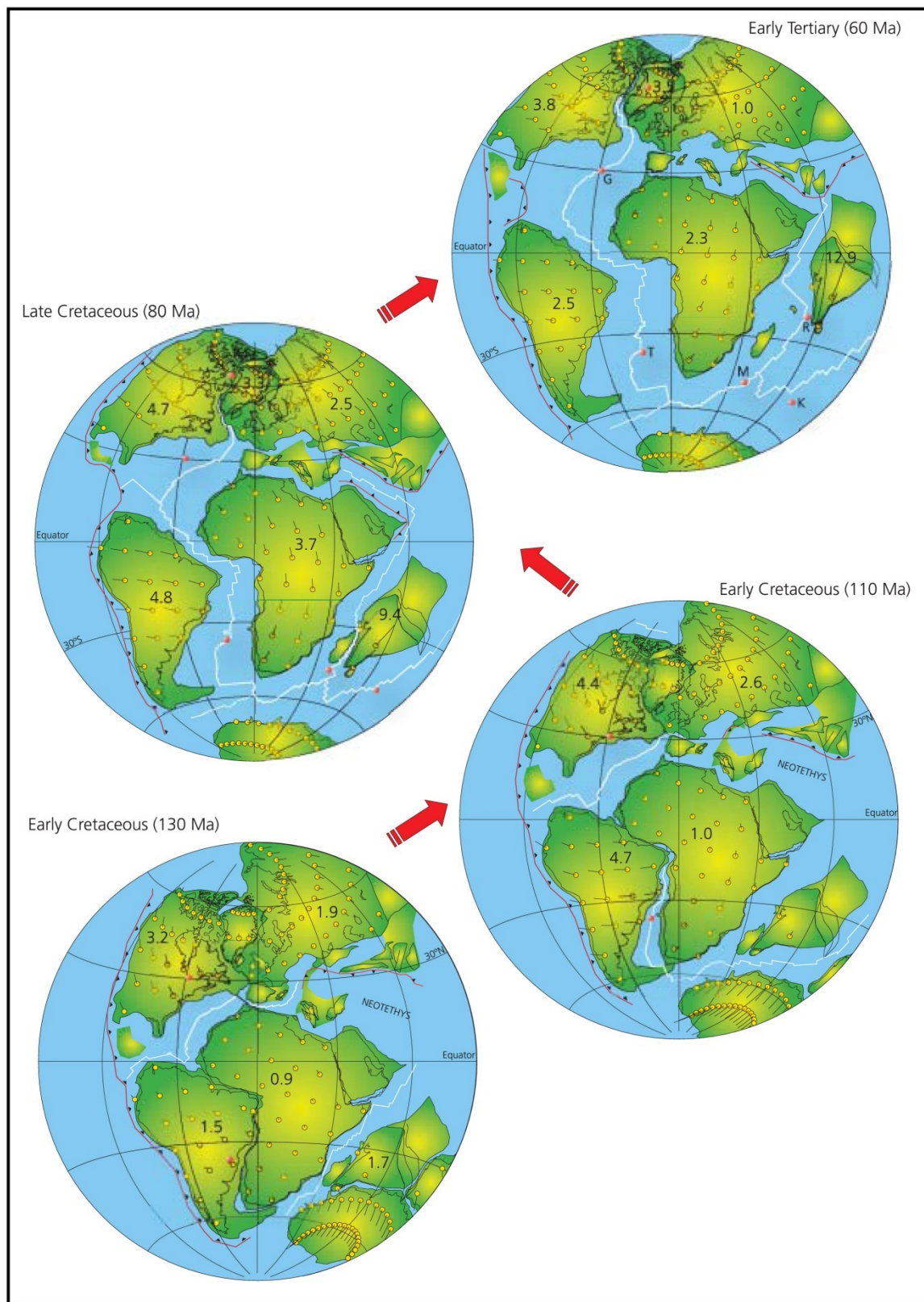


Fig. 1.6 Układ płyt tektonicznych: wczesna kreda – wczesny trzeciorzęd.
Źródło: Torsvik et al. 2002.

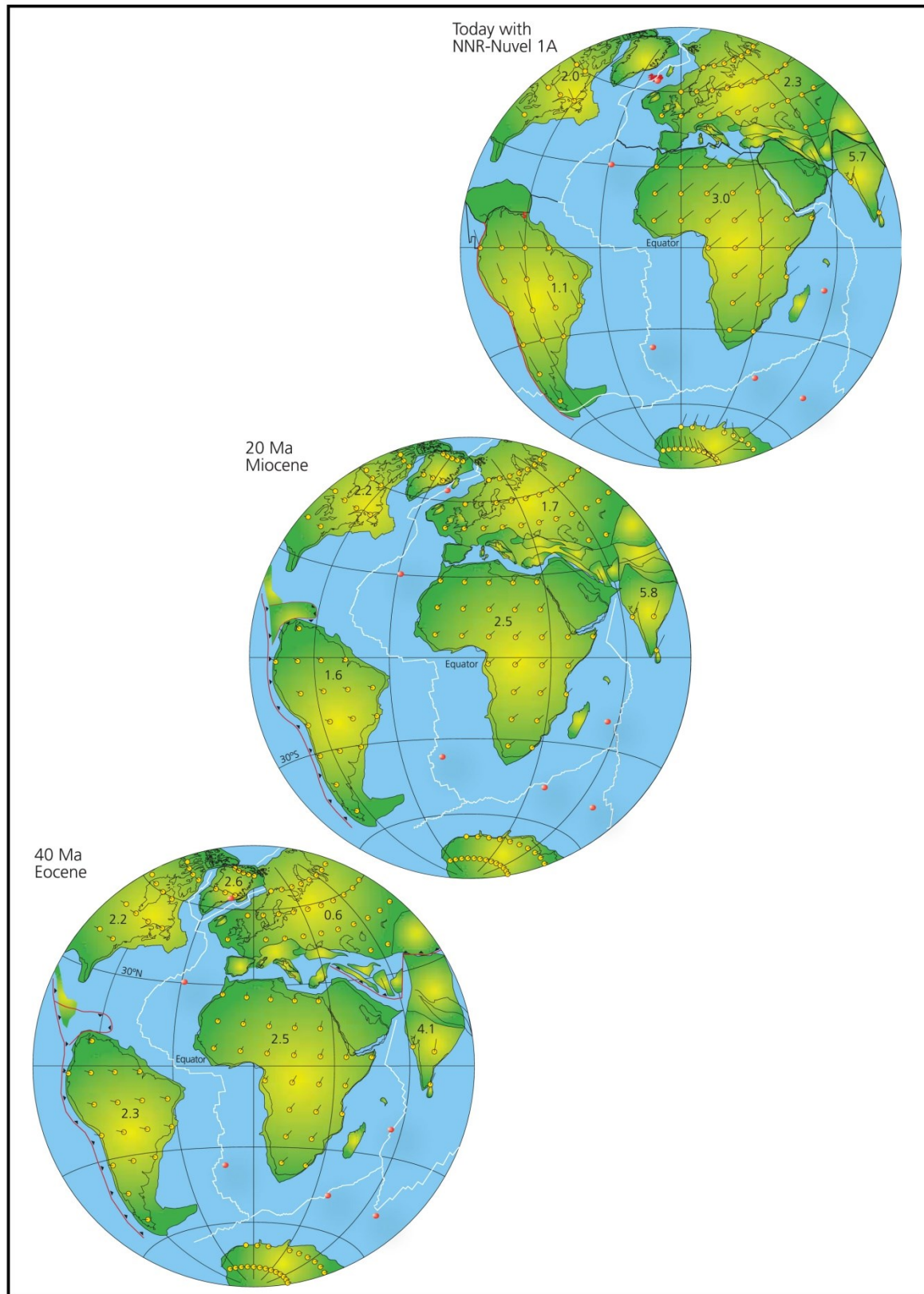


Fig. 1.7 Układ płyt tektonicznych: eocen – dzisiaj.

Źródło: Torsvik et al. 2002.

1.3. PALEOGEOGRAFIA

Zrozumienie paleogeografii danego obszaru jest niezbędne w interpretacji geologicznej basenów sedymentacyjnych dla potrzeb poszukiwania złóż węglowodorów. W okresie depozycji osadów w basenach sedymentacyjnych, tworzących się na pasywnych krawędziach kontynentalnych NE Atlantyku, panowały zmienne warunki klimatyczne oraz tektoniczne, powodowane rozsuwaniem się lądów Norwegii i Grenlandii względem siebie. Kwestie tę, wraz z zaznaczeniem na mapach lokalizacji złoża Skarv i systemu depozycyjnego Tunfisk, opisano niżej, w oparciu o prace Torsvik *et al.* z 2002 roku.

W **późnym dewonie** Grenlandia i Skandynawia znajdowały się w strefie równikowej i subtropikalnej. Z tego też względu ewaporaty dewońskie spotykane są tutaj sporadycznie. Na Morzu Północnym i Wyspach Brytyjskich w profilu sedymentacyjnym dominują piaskowce Old Redu (ORS) osadzone w środowisku fluwialnym, jeziornym i eolicznym (Fig. 1.8). Baseny śródgórskie, tworzące się w obrębie pasa kompresyjnego Skandynawii ulegały zapadaniu, a na podłożu kaledońskim, w północnej części Grenlandii i Norwegii (Szelf Morza Barentsa), zaczęły rozwijać się struktury ryftowe. W południowej części Szelfu Morza Barentsa struktury ryftowe rozwijały się w okresie od późnego dewonu do karbonu, równoległe z rozwojem basenów Nordkapp, Tromsø i Bjørnøja. Na obszarach Svalbardu, zachodniej Norwegii i wschodniej Grenlandii osady Old Redu są mocno pofałdowane. Na Svalbardzie fałdowanie osadów Old Redu miało miejsce w okresie od późnego dewonu do wczesnego karbonu. W zachodniej Norwegii proces ten rozpoczął się w środkowym dewonie, równoległe z tworzeniem się basenów sedymentacyjnych i trwał do wczesnego karbonu.

W okresie od **późnego karbonu** do **wczesnego permu** ruchy przesuwcze północnej Laurusji spowodowały, że Szelf Morza Barentsa znalazł się w strefie subtropikalnej a Grenlandia, Skandynawia i Wyspy Brytyjskie rozciągały się od równoleżnika 30°N do równika (Fig. 1.8). We wczesnym karbonie rejon ten stał się częścią superkontynentu Pangea i podlegał działalności orogenezy Waryscyjskiej i Uralskiej. W późnym karbonie orogeneza Waryscyjska była stosunkowo nieaktywna w tym obszarze. W centralno-wschodniej Grenlandii osadziły się, w strukturach typu półrowów (half-grabens), rozciągających się z północy na południe, zlepieńce i piaskowce późno-karbońskie. W okresie tym, na obszarze Szelfu Morza Barentsa, w warunkach płytkiego do głębokiego szelfu, następowała sedymentacja węglanów. W zachodniej części szelfu ewaporaty okresu późny karbon-wczesny perm (środowisko subtropikalne) zostały osadzone wzdłuż zapadających się rowów Tromsø i Nordkapp. W rejonie Oslo, we wczesnym permie miało miejsce kilka rozciągających procesów tektonicznych, którym towarzyszył wulkanizm. Działalność magmatyczna wystąpiła również na dużych obszarach Morza Północnego, Wysp Brytyjskich, Niemiec i SW Szwecji, gdzie rozpoznano, wzdłuż linii Tornquista, szereg intruzji typu dajek.

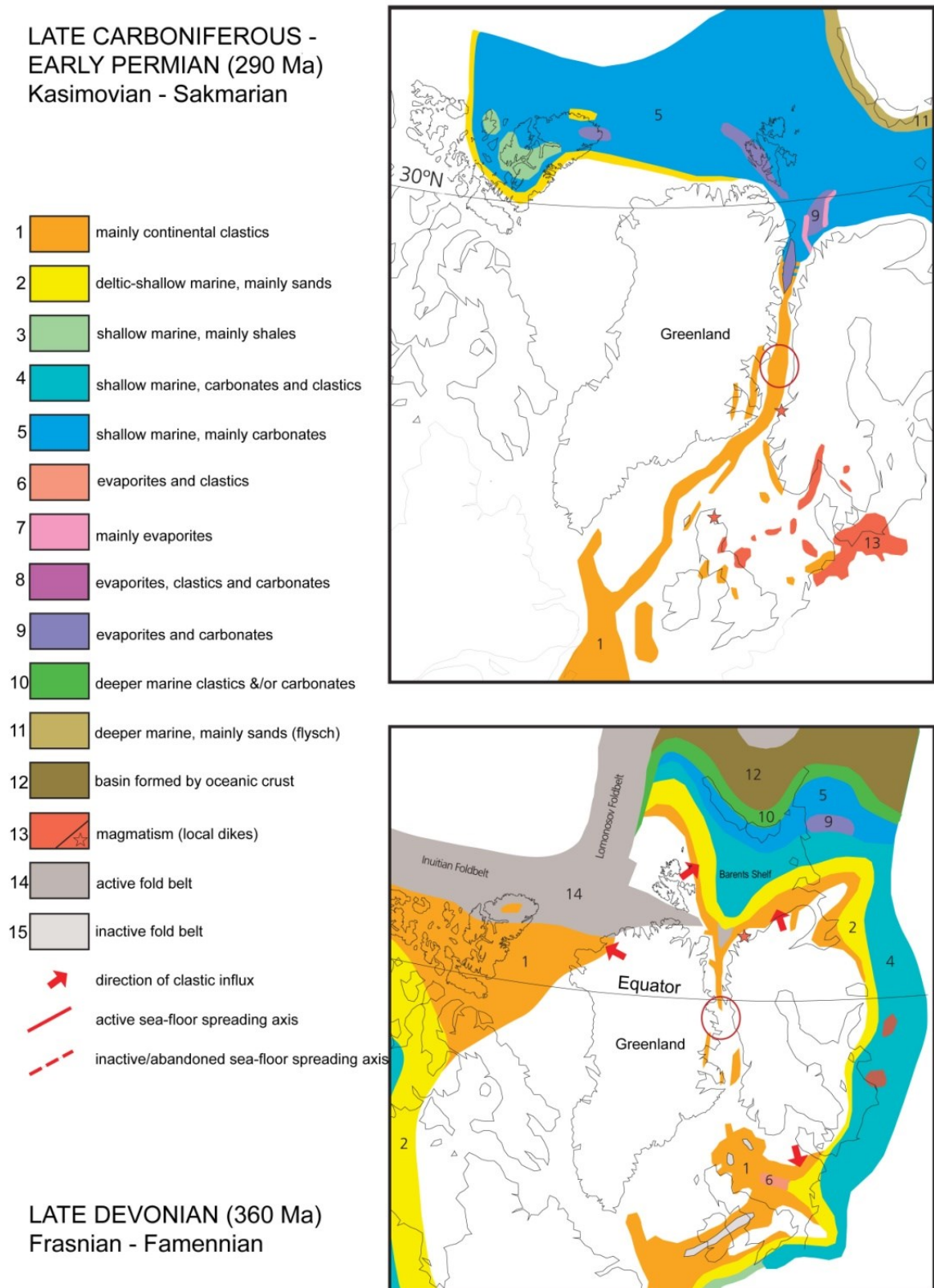


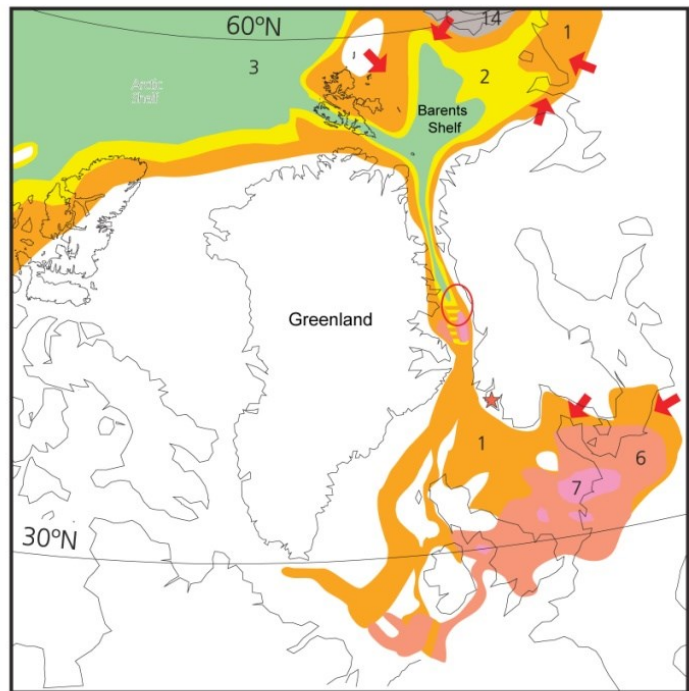
Fig. 1.8 Mapa paleogeograficzna: późny dewon - późny karbon. Rejon Grenlandii i Norwegii. Elipsą koloru czerwonego zaznaczono lokalizację obszaru niniejszych studiów. Źródło: Torsvik et. al 2002.

W **późnym permie**, Szelf Morza Barentsa przemieścił się poza strefę subtropikalną. Środkowa Norwegia (Mid Norway) znajdowała się wówczas na około 35°N, natomiast Morze Północne pozostawało w obszarze subtropikalnym (Fig. 1.9). We wschodniej Grenlandii, gdzie wcześniejsza sedimentacja następowała w środowisku kontynentalnym, zaczęły rozwijać się baseny morskie. Obszar Morza Północnego znajdował się w środowisku ciepłym i suchym. W tym okresie doszło również do zalewania dolnych części basenów permskich, które postępowało od północy, jako efekt działalności ryftowej wzdłuż Rowu Vikinga (Viking Graben) i wzrostu poziomu morza. Katastroficzne otwarcie się morza od strony północnej doprowadziło do osadzenia się czarnych łupków bitumicznych na eolicznych wydmach piaskowcowych. Następnie, w ograniczonych wyniesieniach basenach cechsztyńskich, osadzały się ewaporaty i w mniejszej ilości węglany (Fig. 1.9). Wraz z przemieszczaniem się kontynentu Laurosji w kierunku północnym, tworzyły się odpowiednie warunki klimatyczne na obszarze Szelfu Morza Barentsa (klimat zmieniał się z ciepłego i suchego w wilgotny) do tworzenia się ramp węglanowych i ewaporatów. Transgresja morza sprzyjała dodatkowo tworzeniu się głębokomorskich środowisk sedimentacyjnych. We wschodniej części Szelfu Morza Barentsa zostały zdeponowane miąższe osady terygeniczne, pochodzące z Uralskiego pasa fałdowego.

W **późnym triasie**, na obszarze morza Norwesko-Grenlandzkiego doszło do osadzenia stosunkowo cienkich nagromadzeń ewaporatów i ewaporatów z klastykami (Fig. 1.9). Morze Norweskie znajdowało się wówczas na około 45° szerokości północnej. Morze Północne natomiast pozostawało całkowicie w warunkach środowiska kontynentalno-paralicznego, okresowo zalewanego z kierunku południowo-wschodniego. W centralnej i północnej jego części, w okresach transgresji, osadzały się przeważnie gruboziarniste osady klastyczne, sporadycznie przewarstwiane halitem i anhydrytem. Anhydryty jeziorne i kontynentalne osady klastyczne przeważają we wschodniej części Grenlandii. Na szelfie norweskim przeważają natomiast klastyczne osady kontynentalne środkowego i późnego triasu, przewarstwiane osadami lokalnych transgresji morskich. Faza ryftowa, która rozpoczęła się na przełomie permu i triasu we wschodniej części Szelfu Morza Barentsa, Svalbardzie i północnej części morza Norwesko-Grenlandzkiego, osłabła w środkowym triasie. Obszary te zaczęły podlegać subsydencji, w wyniku której rozwinęło się szereg głębokich obniżeń.

LATE TRIASSIC (220 Ma)
Carnian - Norian

- 1 mainly continental clastics
- 2 deltic-shallow marine, mainly sands
- 3 shallow marine, mainly shales
- 4 shallow marine, carbonates and clastics
- 5 shallow marine, mainly carbonates
- 6 evaporites and clastics
- 7 mainly evaporites
- 8 evaporites, clastics and carbonates
- 9 evaporites and carbonates
- 10 deeper marine clastics &/or carbonates
- 11 deeper marine, mainly sands (flysch)
- 12 basin formed by oceanic crust
- 13 magmatism (local dikes)
- 14 active fold belt
- 15 inactive fold belt
- direction of clastic influx
- active sea-floor spreading axis
- inactive/abandoned sea-floor spreading axis



LATE PERMIAN (250 Ma)
Ufimian - Kazanian
'Zechstein'

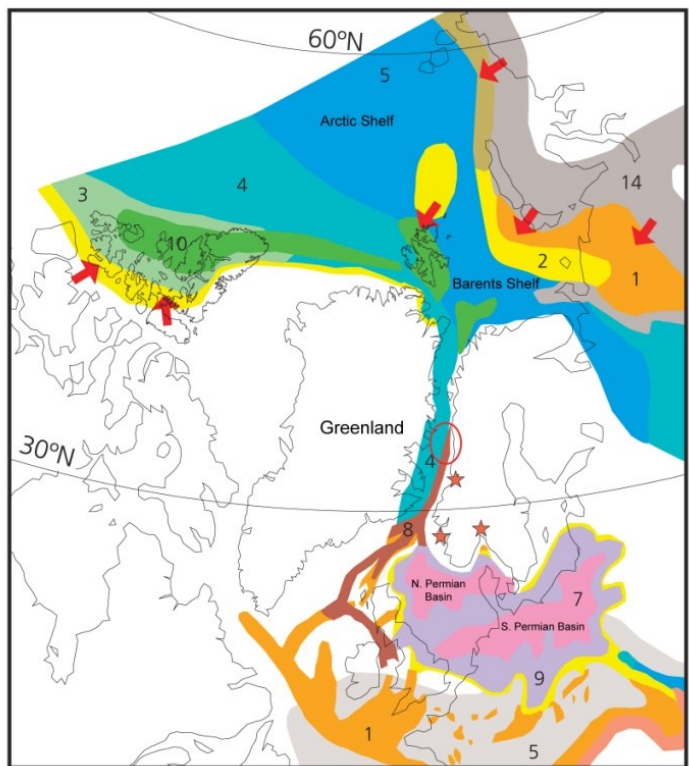


Fig. 1.9 Mapa paleogeograficzna: późny perm - późny trias.

Rejon Grenlandii i Norwegii. Elipsą koloru czerwonego zaznaczono lokalizację obszaru niniejszych studiów.
Źródło: Torsvik et. al 2002.

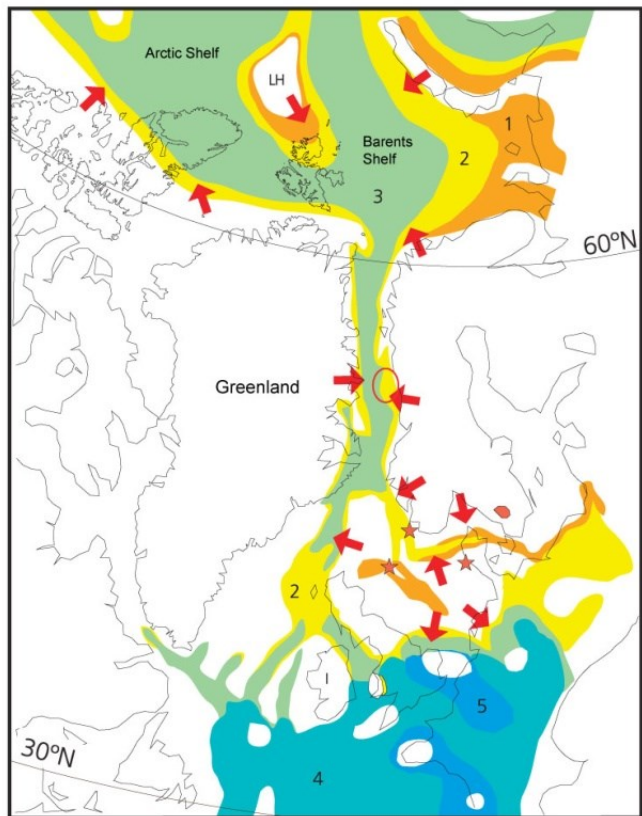
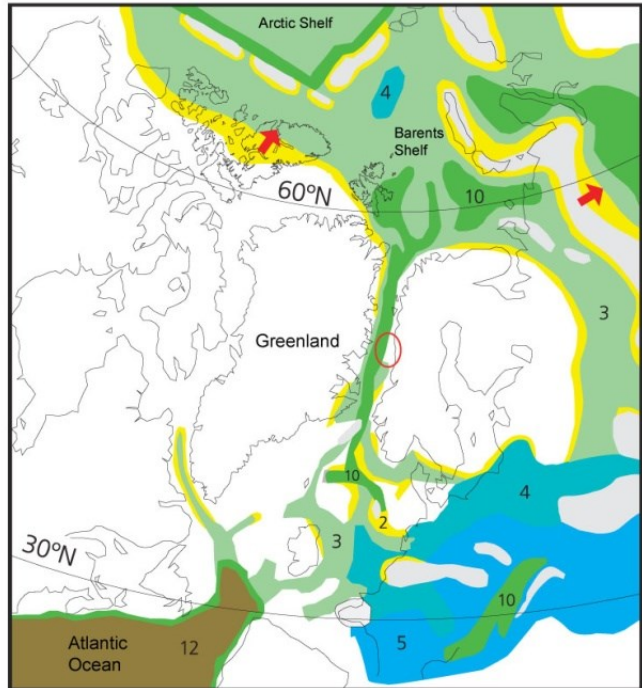
W **początkowym okresie jury środkowej**, w centralnej części Morza Północnego, na skutek regionalnych wypiętrzeń skorupy ziemskiej, powstawały rozległe formy kopułowe tzw. domes. Struktury te, razem z innymi wyniesieniami stanowiły bariery komunikacyjne pomiędzy Morzem Arktycznym na północy a Morzem Tetydy na południu. W **późniejszym okresie jury środkowej** nastąpiła subsydencja wyniesień centralnej części Morza Północnego i obszar ten został zalany ponownie. Komunikacja pomiędzy morzami Arktycznym i Tetydy została wznowiona poprzez Morze Północne i baseny ryftowe Færoe-Rockall. Centralna część wyniesionego obszaru na Morzu Północnym znajdowała się w miejscu krzyżowania się rowu Vikinga (Viking Graben), rowu Centralnego (Central Graben) oraz Basenu Moray Firth (włączając Szkocję). W miejscu przecięcia się tych trzech basenów następowało wydostawanie się lawy bazaltowej na powierzchnię. Dodatkowo kilka innych punktów przedostawania się lawy na powierzchnię utworzyło się w rowie Viking i Basenie Horda. Środkowo-jurajskie, kontynentalne osady klastyczne i piaskowce zostały zdeponowane głównie w środowiskach przybrzeżnomorskim i paralicznym (Fig. 1.10). Poziom morza obniżał się w bajosie powodując nagłą progradację osadów deltowych wzdłuż ryftu morza Norwesko-Grenlandzkiego i Szelfie Morza Barentsa. Osady jury środkowej stanowią główne skały zbiornikowe dla złóż węglowodorów na Morzu Północnym i Norweskim.

W **późnej jurze** postępował proces pękania i rozpadu superkontynentu Pangea. W okresie do wczesnej kredy, na szeroką skalę rozwijał się proces ryftowy wraz z rotacją bloków tektonicznych. Oprócz powstawania basenów sedymentacyjnych w obszarach morskich, faza ryftowa, rozwijająca się w kierunku wschód-zachód, zaznaczyła się również w zachodniej części Norwegii. Wzrost poziomu morza, który rozpoczął się w batonie trwał do wczesnego kimerydu. W morzu kimerydzkim osadziły się ciemne, bogate w substancje organiczną iłowce morskie, które zalegają od południowej Anglii do zachodniego Szelfu Morza Barentsa (Fig. 1.10). Skały te stanowią główną skałę macierzystą dla złóż węglowodorów na szelfach kontynentalnych SE Atlantyku. Morza Arktyczne i Tetydy były połączone poprzez strefę ryftową Morza Norwesko-Grenlandzkiego i baseny zachodniej i centralnej Europy.

We **wczesnej kredzie** (berias-barrem) nastąpiła zmiana kierunku ryftu z E-W (późna jura) na NW-SE i system ryftowy objął swym zasięgiem obszary od Basenu Rockall do zachodniej części Morza Barentsa. Na Morzu Północnym, Norwesko-Grenlandzkim i Szelfie Barentsa postępowała gwałtowana subsydencja, związana z działalnością ryftową. Jednakże, w okresie od hoterywu do barremu pewne wyniesienia strukturalne i obszary platformowe pozostawały wynurzone, tworząc regionalne niezgodności sedymentacyjne.

LATE JURASSIC (150 Ma)
Oxfordian - Tithonian

- 1 mainly continental clastics
- 2 deltic-shallow marine, mainly sands
- 3 shallow marine, mainly shales
- 4 shallow marine, carbonates and clastics
- 5 shallow marine, mainly carbonates
- 6 evaporites and clastics
- 7 mainly evaporites
- 8 evaporites, clastics and carbonates
- 9 evaporites and carbonates
- 10 deeper marine clastics &/or carbonates
- 11 deeper marine, mainly sands (flysch)
- 12 basin formed by oceanic crust
- 13 magmatism (local dikes)
- 14 active fold belt
- 15 inactive fold belt
- direction of clastic influx
- active sea-floor spreading axis
- inactive/abandoned sea-floor spreading axis



MIDDLE JURASSIC (170 Ma)
Bajocian - Bathonian

Fig. 1.10 Mapa paleogeograficzna: jura środkowa i późna.

Rejon Grenlandii i Norwegii. Elipsą koloru czerwonego zaznaczono lokalizację obszaru niniejszych studiów.
Źródło: Torsvik et. al 2002.

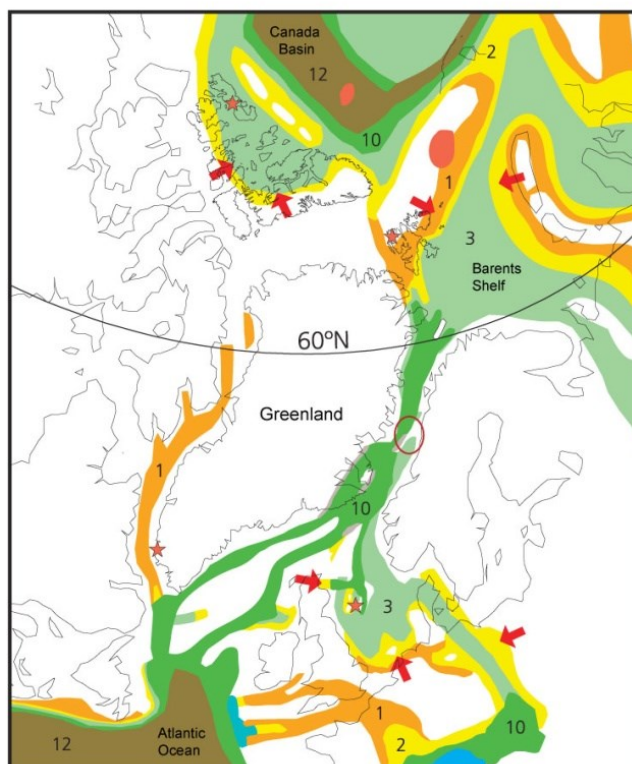
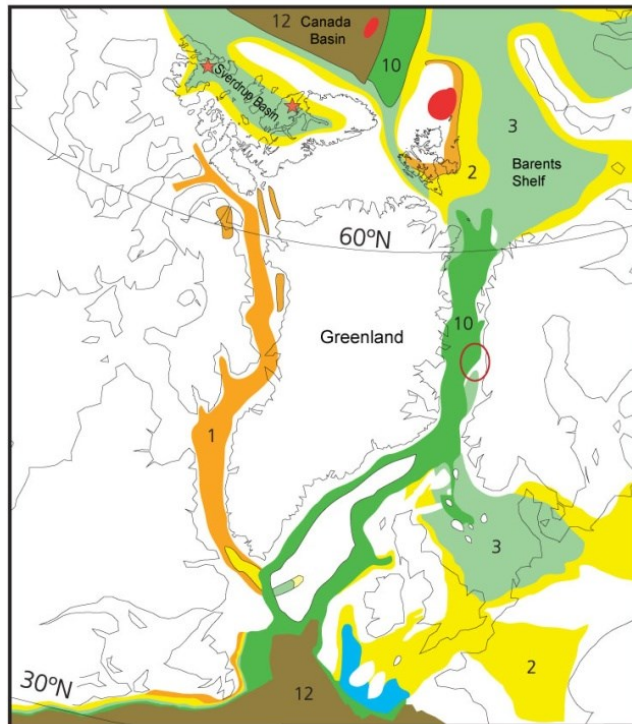
W centralnej części basenu Morza Północnego osadzały się, w warunkach otwartego morza, miąższe osady mułowcowe i łupki ilaste, a w strefach przybrzeżnych piaskowce płytkomorskie (Fig. 1.11). W rejonie morza Norwesko-Grenlandzkiego postępująca subsydencja powodowała tworzenie się obszarów basenowych wzdłuż osi ryftu, gdzie w środowisku otwartego morza osadzały się piaskowce i łupki ilaste. Obszary wynurzone stanowiły źródło materiału osadowego dla płytkomorskich piaskowców. Na skutek obniżania się poziomu morza w środkowym barremie dochodziło do rozwoju delt. Basen Vøring połączony był poprzez krawędź Lofotów i Basen Harstad z Basenami Tromsø i Bjørnøja na Morzu Barentsa. W płytkich basenach wewnątrz-platformowych jak Helgeland Basin, Jameson Land, Hammerfest i Nordkapp osadzały się, w warunkach otwartego morza, mułowce i piaskowce oraz skały węglanowe.

W późniejszym okresie **kredy wczesnej** (apt-alb) miała miejsce regionalna transgresja morza, związana z aktywnością ryftową północnego Atlantyku. Na skutek tej transgresji większość obszarów znalazło się pod wodą za wyjątkiem wyniesień wewnątrz-basenowych oraz podłoża krystalicznego Wschodniej Grenlandii i obszaru Północnej Norwegii. Postępował proces rozciągania się skorupy oceanicznej oceanu Atlantyckiego. Również w tym czasie rozszerzał się system ryftowy Morza Norwesko-Grenlandzkiego. Cały obszar, wskutek rozciągania się i subsydencji skorupy oraz eustatycznego wzrostu poziomu morza, znalazł się w warunkach głębokiego morza i dlatego w profilu litologicznym wczesnej kredy przeważają głębokowodne osady węglanowe i klastyczne. Baseny Møre i Vøring podlegały również procesowi gwałtownej subsydencji i wypełnianiu skałami osadowymi, zawierającymi skały wylewne (sille i pokrywy lawowe). Również wschodnia i centralna część szelfu Morza Barentsa podlegały subsydencji, a dominującymi skałami osadowymi w profilu litologicznym tego okresu są płytkomorskie łupki ilaste, które stanowią ważną skałę macierzystą w tym rejonie. W zachodniej części Szelfu Barentsa występują głównie osady prodelty i iłowce pelagiczne z niską zawartością węgla organicznego.

W okresie **późnej kredy**, ryft atlantycki rozwijał się głównie w części północnej gdzie, w rejonie morza Labrador rozpoczęło się rozciąganie skorupy morskiej (Fig. 1.12). Ryft rozwijał się również pomiędzy Grenlandią a płaskowyżem Rockall (Rockall Plateau). Zwiększona aktywność przesuwania się mas lądowych (spowodowana zwiększoną aktywnością tektoniczną) doprowadziła do wzrostu poziomu morza, prawdopodobnie o około 100-300m powyżej obecnego i połączenia oceanu Arktycznego z oceanem Tetydy na południu. Działalność ryftowa i transgresja morska doprowadziły, na Morzu Północnym, do zatopienia większości nisko położonych obszarów, na których osadzały się pelagiczne wapienie kredowe.

EARLY CRETACEOUS (110 Ma)
Aptain - Albian

- 1 mainly continental clastics
- 2 deltic-shallow marine, mainly sands
- 3 shallow marine, mainly shales
- 4 shallow marine, carbonates and clastics
- 5 shallow marine, mainly carbonates
- 6 evaporites and clastics
- 7 mainly evaporites
- 8 evaporites, clastics and carbonates
- 9 evaporites and carbonates
- 10 deeper marine clastics &/or carbonates
- 11 deeper marine, mainly sands (flysch)
- 12 basin formed by oceanic crust
- 13 magmatism (local dikes)
- 14 active fold belt
- 15 inactive fold belt
- direction of clastic influx
- active sea-floor spreading axis
- inactive/abandoned sea-floor spreading axis



EARLY CRETACEOUS (130 Ma)
Berriasian - Barremian

Fig. 1.11 Mapa paleogeograficzna: wczesna kreda.

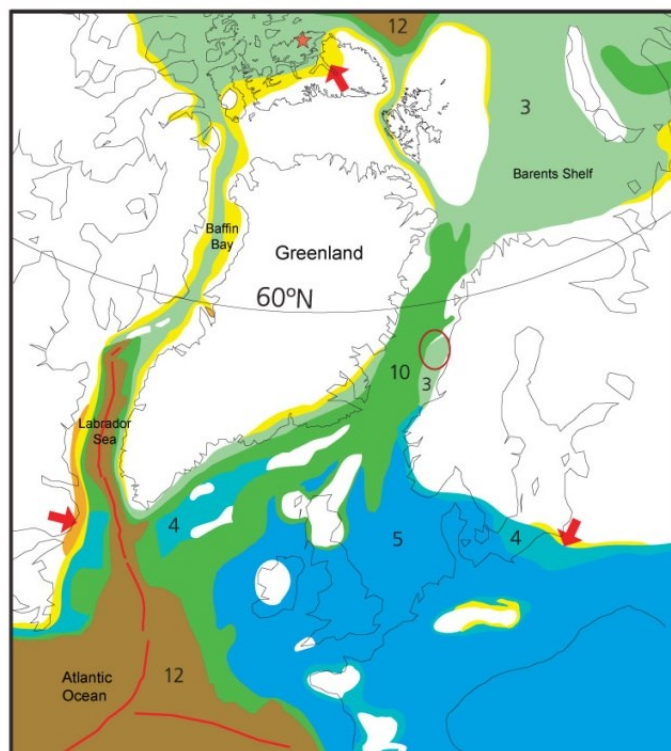
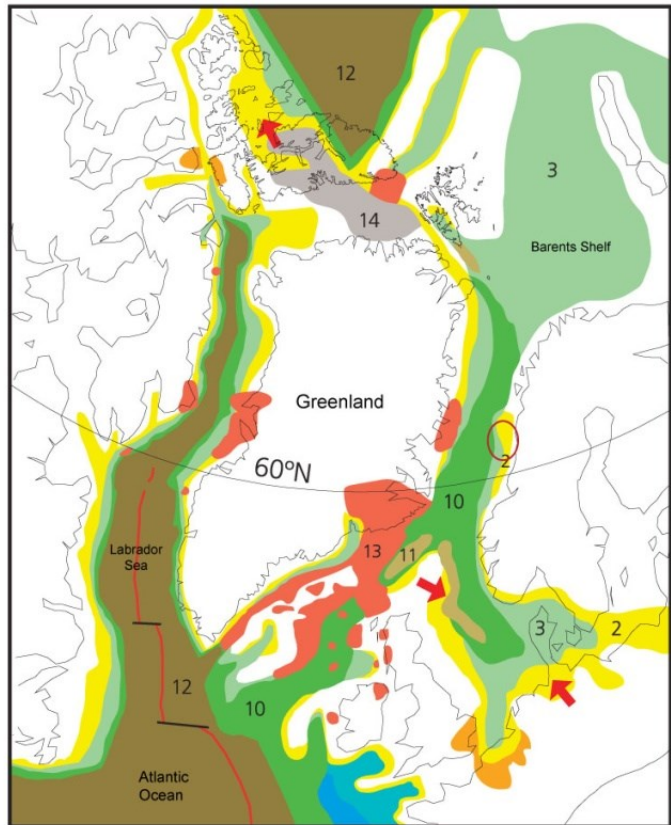
Rejon Grenlandii i Norwegii. Elipsą koloru czerwonego zaznaczono lokalizację obszaru niniejszych studiów.
Źródło: Torsvik et. al 2002.

Najwyższy poziom morza osiągnięty został w kampanie i mastrychcie, kiedy to tylko Szkocja, obszary góryste Norwegii i Grenlandia pozostawały niezatopione. W późnej kredzie, wzrosła działalność ryftowa na obszarach położonych wzdłuż osi ryftu morza Norwesko-Grenlandzkiego. Transgresja morska przekroczyła zerodowaną krawędź ryftową Środkowej Norwegii (Mid Norway), zatapiając większość pozostałych wyniesień. W późnym turonie miała miejsce wzmożona działalność tektoniczna, powodująca tworzenie się uskoków, szybszą subsydencję basenów oraz wynurzanie się i przechyłanie granicznych obszarów platformowych basenów Møre i Vøring. W okresie trwania regionalnej transgresji morskiej, północna część szelfu Morza Barentsa pozostawała wyniesiona. Na płytkim szelfie rozwijały się osady sekwencji morskiej. Duże obszary Svalbardu i NW część Morza Barentsa podlegały wynurzaniu i równoczesnej erozji. Baseny Møre i Vøring oraz Wschodniej Grenlandii ulegały subsydencji, której towarzyszyło powstawanie uskoków, a wyniesione ich części brzegowe były erodowane.

We **wczesnym trzeciorzędzie** rejon Morza Norweskiego znajdował się w strefie przejścia od ryftu kontynentalnego poprzez dryft do pasywnej krawędzi kontynentalnej. Wypiętrzenia regionalne, poprzedzające pęknięcie i przemieszczenie się skorupy morskiej, które wystąpiło w rejonie Morza Norwesko-Grenlandzkiego i obszarach przyległych w tym okresie, spowodowane były działalnością tzw. plamy gorąca, w rejonie której rozwijał się również intensywnie magmatyzm (Fig. 1.13). Obecnie, ten punkt termiczny znajduje się pod Islandią. W tym czasie również większa część Morza Północnego została odcięta od strefy oceanicznej, wskutek wypiętrzania się obszaru morza Norwesko-Grenlandzkiego. Doprowadziło to do utworzenia się środowisk anoksycznych w basenach sedymentacyjnych. Skutkiem tego wypiętrzenia było wydzwignięcie basenów Møre i Vøring. Doprowadziło to (w późnym danie/wczesnym tanecie) do powstania niezgodności sedymentacyjnej, rozciągającej się wzdłuż krawędzi i skrzydeł obu basenów oraz wewnątrz basenu Vøring. W Basenie Vøring osady erodowane z wyniesionych skrzydeł deponowane były w płytkich obszarach synklinalnych. W Basenie Møre i północnej części Morza Północnego miąższe osady paleocenu/wczesnego eocenu deponowane były na obydwu skrzydłach obszarów platformowych, gdzie wyklinowywały się w kierunku niezgodności spągowej paleocenu. We wczesnym eocenie, w rejonie morza Norwesko-Grenlandzkiego grzbiety oceaniczne Reykjanes, Ægir i Mohns (Fig. 1.1) rozpoczęły generowanie skorupy morskiej. Proces ten postępował wskutek wydostającej się lawy bazaltowej, która zalewała zerodowane obszary platformowe zlokalizowane wzdłuż grzbietów oceanicznych (Fig. 1.2).

EARLY TERTIARY (60 Ma)
Paleocene

- 1 mainly continental clastics
 - 2 deltaic-shallow marine, mainly sands
 - 3 shallow marine, mainly shales
 - 4 shallow marine, carbonates and clastics
 - 5 shallow marine, mainly carbonates
 - 6 evaporites and clastics
 - 7 mainly evaporites
 - 8 evaporites, clastics and carbonates
 - 9 evaporites and carbonates
 - 10 deeper marine clastics &/or carbonates
 - 11 deeper marine, mainly sands (flysch)
 - 12 basin formed by oceanic crust
 - 13 magmatism (local dikes)
 - 14 active fold belt
 - 15 inactive fold belt
- direction of clastic influx
 active sea-floor spreading axis
 inactive/abandoned sea-floor spreading axis



LATE CRETACEOUS (80 Ma)
Turonian - Campanian

Fig. 1.12 Mapa paleogeograficzna: późna kreda - wczesny trzeciorzęd.

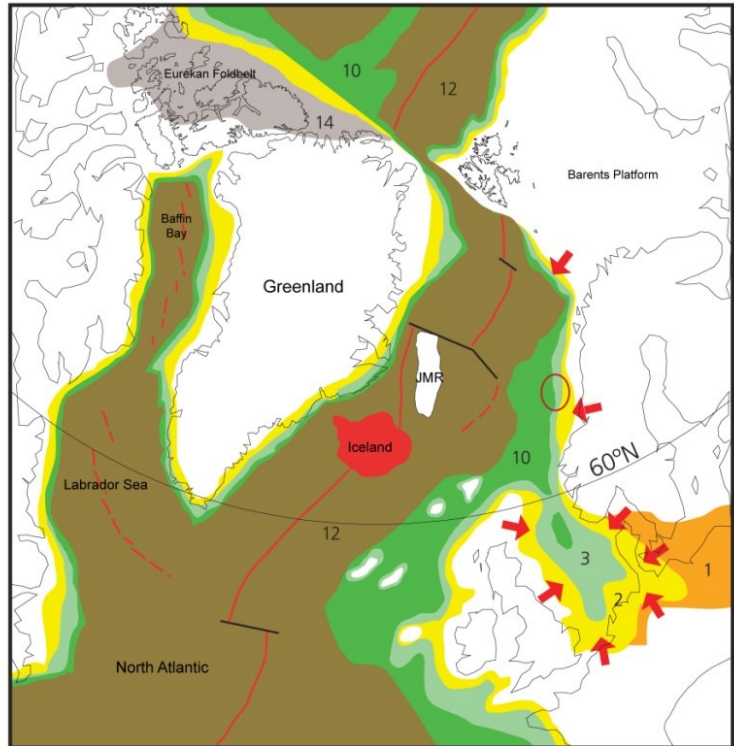
Rejon Grenlandii i Norwegii. Elipsą koloru czerwonego zaznaczono lokalizację obszaru niniejszych studiów.
Źródło: Torsvik et. al 2002.

W **późnym oligocenie** obszar Środkowej Norwegii (Mid Norway) przesunął się na szerokość 60-65°N (Fig. 1.13). Ustał proces odsuwania się Grenlandii i Ameryki Północnej względem siebie. Grzbiet oceaniczny Ægir przestał być aktywny i został zastąpiony przez grzbiet Kolbeinsey. Pozostałe grzbiety oceaniczne Reykjanes i Mohns pozostawały ciągle aktywne. W profilu litologicznym Morza Północnego przeważają pelagiczne i częściowo głębokomorskie iłowce. W centralnej części Morza Północnego iłowce zdeponowane zostały w facjach basenowych. Piaskowce dostarczane były do basenu głównie z wydźwgniętej Platformy Shetland, gdzie rozwinęły się kompleksy delt. Wzdłuż południowej krawędzi basenu Morza Północnego osadzały się cienkie warstwy piaskowców progradującej delty. Wraz z oddzielaniem się skorupy oceanicznej pomiędzy Grenlandią i Norwegią, we wczesnym eocenie i oligocenie, osadzały się, w basenach Møre i Vøring, głębokowodne osady klastyczne. W środkowym kenozoiku w basenie Vøring oraz dookoła Wysp Færoe tworzyły się struktury kompresyjne typu kopuł. Struktury te powstały w wyniku nierównomiernego przesuwania się płyt Północnej Ameryki i Europy we wczesnym miocenie. W okresie od późnego oligocenu do środkowego pliocenu większość obszaru Szelfu Morza Barentsa była wynurzona i ulegała erozji. Zerodowane osady tworzyły stożki depozycyjne, obserwowane obecnie w tym rejonie.

W **środkowym miocenie** obszar środkowej Norwegii (Mid Norway) znajdował się w rejonie 65° szerokości północnej (Fig. 1.13). Trwał ciągle proces poszerzania się Morza Norweskiego. W okresie od miocenu do plio-pleistocenu, w rejonie Morza Północnego, miały miejsce powtarzające się fluktuacje poziomu morza. W obszarze tym dominowały warunki sprzyjające powstawaniu delt. Stopniowe wypływanie się obszaru naznaczone zostało osadzaniem się ciepłowodnej mikrofauny oraz tworzeniem się kompleksów delt progradujących przy platformie Shetland, w kierunku rowu Viking (Viking Graben). Szybkość osadzania się osadów była większa niż subsydencja. W basenach Møre i Vøring panowały warunki głębokomorskie i osadzały się głównie głębokomorskie mułowce i oozy krzemionkowe. Grzbiet Knipovich połączył się Grzbietem Ridge i grzbietem Nansen, znajdującym się na oceanie Arktycznym. Doprowadziło to do powstania grzbietów śródoceanicznych, ciągnących się od Arktyki po Północny Atlantyk. Proces ten spowodował całkowite oddzielenie się północno-zachodniej krawędzi szelfu Svalbardu od Grenlandii. W neogenie Szelf Morza Barentsa poddawany był kilku fazom wynurzenia. W pliocenie i pleistocenie wynurzenie tego obszaru i jego erozja były najbardziej intensywne.

LATE TERTIARY (15 Ma)
Middle Miocene

- 1 mainly continental clastics
- 2 deltic-shallow marine, mainly sands
- 3 shallow marine, mainly shales
- 4 shallow marine, carbonates and clastics
- 5 shallow marine, mainly carbonates
- 6 evaporites and clastics
- 7 mainly evaporites
- 8 evaporites, clastics and carbonates
- 9 evaporites and carbonates
- 10 deeper marine clastics &/or carbonates
- 11 deeper marine, mainly sands (flysch)
- 12 basin formed by oceanic crust
- 13 magmatism (local dikes)
- 14 active fold belt
- 15 inactive fold belt
- direction of clastic influx
- active sea-floor spreading axis
- inactive/abandoned sea-floor spreading axis



MID - TERTIARY (25 Ma)
Late Oligocene

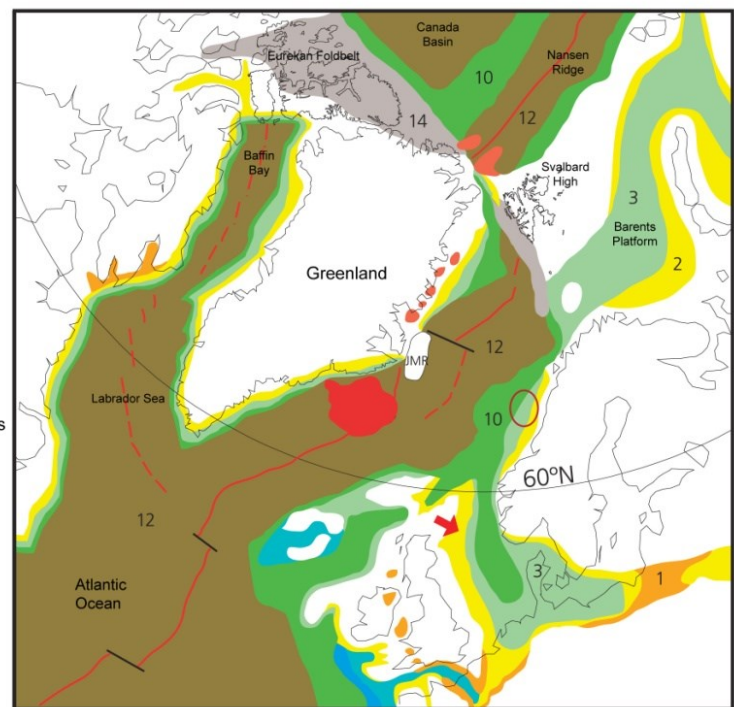


Fig. 1.13 Mapa paleogeograficzna: późny oligocen - środkowy miocen.

Rejon Grenlandii i Norwegii. Elipsą koloru czerwonego zaznaczono lokalizację obszaru niniejszych studiów.
Źródło: Torsvik et. al 2002.

W **późnym miocenie** trwający proces rozszerzania się dna morza wzdłuż Grzbietu Kolbeinsey spowodował, że blok Jan Mayen przesunął się dalej w kierunku wschodnim a NE Atlantyk rozszerzał się powoli z prędkością połowiczną ok. 1 cm/rok.

W **pliocenie**, w sposób bardziej intensywny postępował proces wynurzenia się i erozji obszarów Szelfu Barentsa, Skandynawii i Wysp Brytyjskich, spowodowany cyklicznością wstępowania i ustępowania zlodowaceń, rozpoczętych ok. 2,7 mln. lat temu. Wynurzenie następowało w okresach międzyglacjalnych, jako efekt izostatyczny, spowodowany odciążeniem lądu. Maksymalne wynurzenie udokumentowane na lądzie Norwegii dochodziło do 1000 m, a na Szelfie Morza Barentsa do 3000 m. W południowej Norwegii, najprawdopodobniej w skutek niestabilności termicznej płaszczki ziemi, związanej z Islandzkim punktem ciepła (Iceland hotspot), powstało szereg struktur kopułowych (domes). Duża ilość osadów w rejonie Morza Barentsa i szelfu Środkowej Norwegii została zdeponowana w formie stożków i delt. Najbardziej miększe nagromadzenia tych utworów udokumentowano w zachodniej części Basenu Bjørnøja na Morzu Barentsa i w Basenie Møre.

Ląd norweski podlega ciągle procesowi wynurzenia poglacjalnemu oraz erozji i depozycji miększych osadów na krawędzi kontynentalnej NE Atlantyku. Średnia prędkość wynurzenia lądu norweskiego waha się od 1 do 5 cm rocznie.

2. PASYWNA KRAWĘDZ KONTYNENTALNA ŚRODKOWEJ NORWEGII

Pasywne krawędzie kontynentalne są to obszary, które powstają w wyniku działalności ryftowej i rozciągania się litosfery. Procesy te prowadzą do przerwania litosfery kontynentalnej i utworzenia skorupy oceanicznej. W początkowym okresie formowania się krawędzi pasywnej, działalność ryftowa w obrębie skorupy prowadzi do formowania się basenów sedymentacyjnych wypełnianych osadami, często o dużych miąższościach. Baseny te kontrolowane są przez systemy uskoków normalnych, które przecinają skorupę kontynentalną prostopadłe do jej rozciągania. Podczas nieustającego procesu rozciągania, miąższość litosfery maleje do momentu, aż magma zaczyna wydostawać się na powierzchnię w najbardziej zdeformowanej części skorupy. Efektem takiego działania jest powstanie grzbietu śródoceanicznego. Mieszanka świeżo powstałych skał wulkanicznych z istniejącą skorupą kontynentalną tworzy skorupę przejściową o różnej szerokości, blisko granicy kontynent - ocean (Davis & Reynolds 1996). Krawędzie pasywne dzielą się zazwyczaj na wulkaniczne i niewulkaniczne (lub ubogie w magmę) (Larsen, 2002). Pasywne krawędzie wulkaniczne charakteryzują się występowaniem anomalnie miąższego nagromadzenia skał wylewnych w sąsiedztwie granicy kontynent-ocean (COB) oraz wąską strefą przejściową (ok. 50 km) (Fig. 1.2). Strefa przejściowa dla krawędzi niewulkanicznych jest zazwyczaj znacznie szersza i dochodzi do 250 km.

Krawędź Środkowej Norwegii jest pasywną krawędzią wulkaniczną i zajmuje obszar morski na NW od wybrzeży Norwegii, pomiędzy 62 a 68 stopniem szerokości północnej.

Dwa główne epizody tektoniczne, orogeneza kaledońska i pęknięcie skorupy morskiej północnego Atlantyku, podzieliły ten obszar na trzy epoki tektoniczne (Blystad *et al.* 1995):

1. Epoka przed późno-dewońska (pre-late Devonian), która zakończyła się ostatecznym zamknięciem oceanu Iapatus (Proto-Atlantic) podczas orogenezy kaledońskiej w późnym sylurze i wczesnym dewonie.
2. Epoka od późnego dewonu do paleocenu. Okres epizodycznych deformacji ekstensyjnych, nasilających się podczas rozdzielania się kontynentów Euroazji i Grenlandii na granicy paleocenu i eocenu.
3. Epoka od wczesnego eocenu do chwili obecnej. Jest to okres aktywnego rozrzerzania się dna morskiego pomiędzy Euroazją a Grenlandią.

Orogeneza kaledońska i pękanie litosfery miały również wpływ na ukształtowanie regionalnego stresu tektonicznego. Płyta litosferyczna była pod działaniem stresu kompresyjnego przed późnym dewonem. Proces ten uległ zmianie na ekstensyjny w górnym dewonie i trwał aż do oddzielenia się kontynentów w eocenie (Blystad *et al.* 1995). Podczas kolejnego etapu rozszerzania się dna morskiego w trzeciorzędzie, płyty tektoniczne znajdowały się pod działaniem słabego stresu kompresyjnego.

2.1. GŁÓWNE BASENY EKSTENSYJNE ŚRODKOWEJ NORWEGII

W obszarze pasywnej krawędzi kontynentalnej Środkowej Norwegii udokumentowano dwa główne baseny sedymentacyjne wypełnione, w przeważającej większości, osadami kredy (Blystad *et al.* 1995). Są to Baseny Møre i Vøring (Fig. 2.1). Baseny te ograniczone są wydzwigniętym łądem norweskim i Platformą Trøndelag od wschodu oraz wyniesieniami Møre i Vøring (Møre and Vøring Marginal Highs), pokrytymi grubą, wczesno-eoceńską pokrywą bazaltową od zachodu (Brekke, 2000). Oddzielone są one od siebie strefą tektoniczną Jan Mayen (Jan Mayen Fracture Zone) i Jan Mayen Lineament (Fig. 2.1).

Obszar ten został ukształtowany pod wpływem działalności tektonicznej przebiegającej w dwóch kierunkach: NE-SW i NW-SE. Podlegał on działalności tektonicznej w okresie od karbonu do późnego pliocenu, z głównymi fazami tektonicznymi występującymi w późnym paleozoiku (późna środkowa jura - wczesna kreda) oraz w późnej kredzie - wczesnym eocenie (Fig. 2.4). W okresie od karbonu do wczesnej kredy występowały procesy ekstensyjne, rozciągające, związane z ryftem kontynentalnym. Ekstensyjna działalność tektoniczna, w okresie od późnej kredy do trzeciorzędu, uwarunkowana była ruchami płyt kontynentalnych przed i podczas pęknięcia skorupy oceanicznej. We wczesnym eocenie doszło do oddzielenia się kontynentów i rozszerzenie się dna morskiego w rejonie morza Norwesko-Grenlandzkiego. Procesom tym towarzyszyła intensywna działalność wulkaniczna i powstawanie mięjszych pokryw bazaltowych (Blystad *et al.* 1995).

Pasywna krawędź Møre charakteryzuje się wąskim szelfem oraz szerokim, łagodnym skłonem kontynentalnym. Zalega nad szerokim i głęboko zapadającym basenem Møre, wypełnionym głównie mięjszymi osadami kredy (Fig. 2.2). Basen Møre składa się z kilku basenów wewnętrznych (sub-basins), przedzielonych przez wewnętrzne basenowe wyniesienia, utworzone podczas późnojurajskiego-wczesnokredowego ryftu kontynentalnego. W osadach kredy obserwowane są liczne intruzje magmowe w centralnej i zachodniej części tego basenu. Ponadto w zachodniej części udokumentowano pokrywy lawowe rozciągające się na większości obszaru (Fig. 2.2).

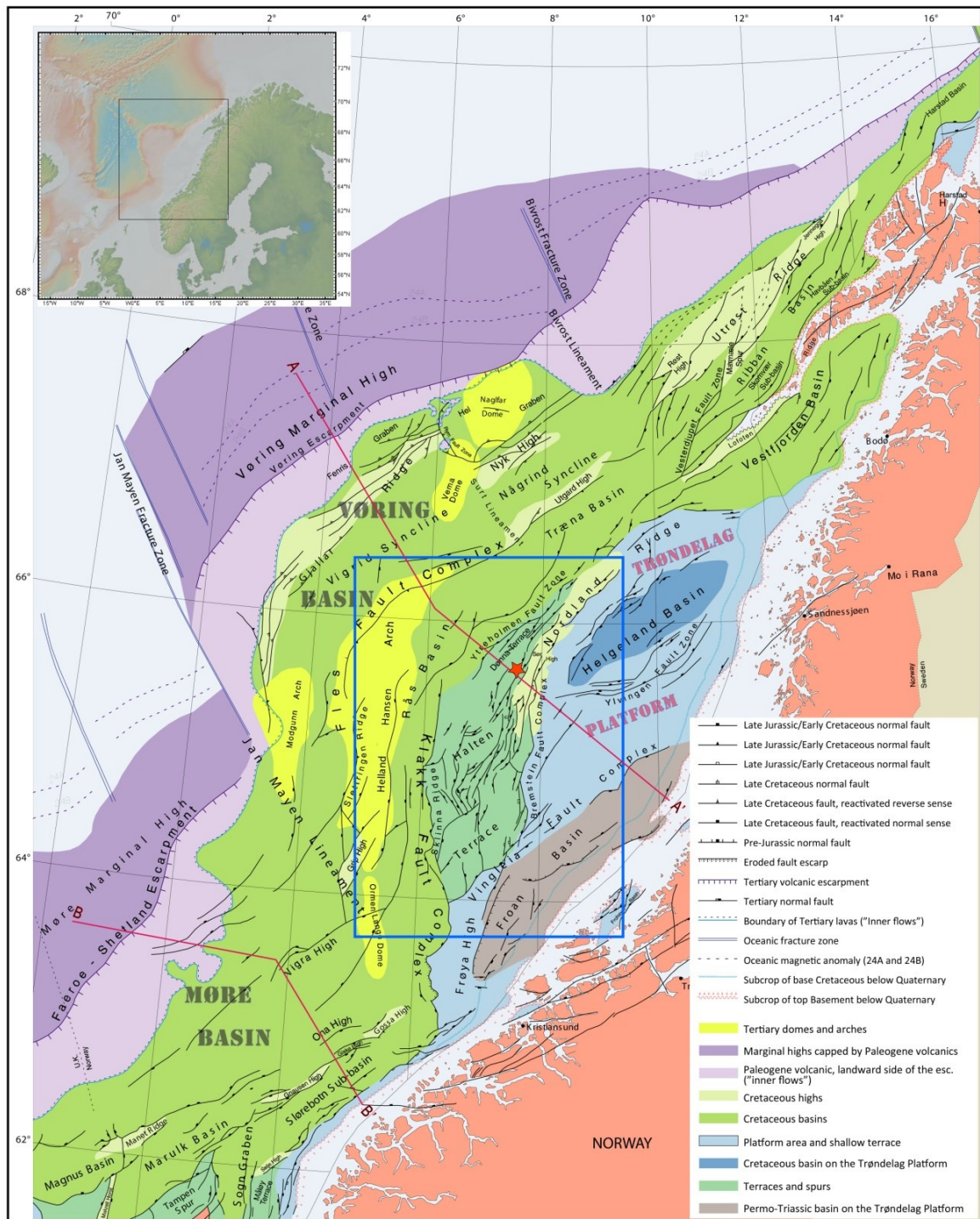


Fig. 2.1 Pasywna krawędź kontynentalna Środkowej Norwegii.

Linie czerwone pokazują lokalizację profili geologicznych pokazanych na Fig. 2.2 i Fig. 2.3. Niebieskim prostokątem zaznaczono obszar mapy pokazany na Fig. 2.5. Gwiazda koloru czerwonego pokazuje lokalizację złoża Skarv i systemu depozycyjnego Tunfisk. Nazwy basenów, subbasenów, ciągów tektonicznych przyjęto za Blystad et al. 1995. Mapę zmodyfikowano dla potrzeb niniejszych studiów. Źródło: Blystad et al. 1995.

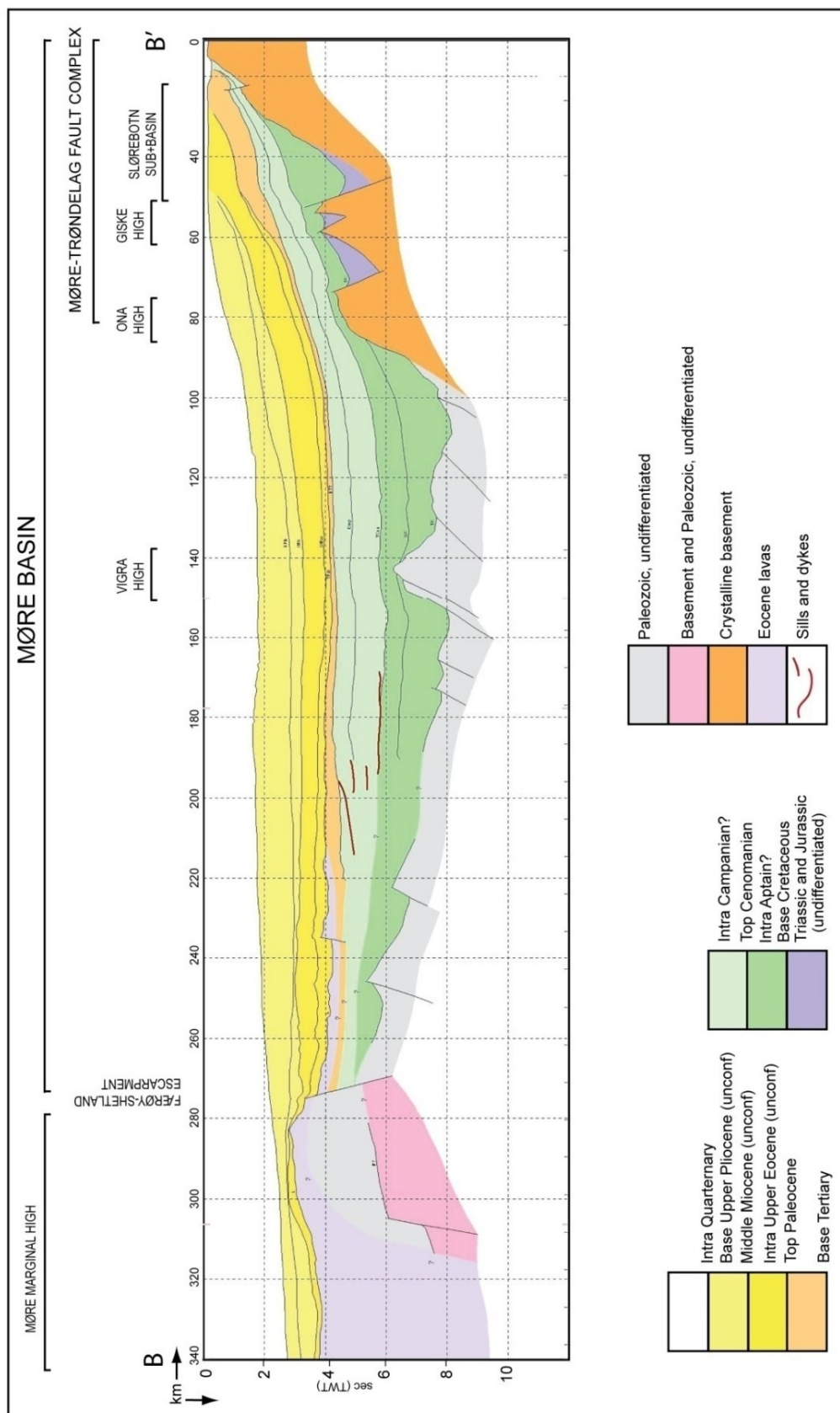


Fig. 2.2 Regionalny przekrój geologiczny przez Basen Møre.

Lokalizację przekroju pokazano na Fig. 2.1. Źródło: Blystad et al. 1995, zmodyfikowany dla potrzeb niniejszej pracy.

Pasywna krawędź Vøring, na której znajduje się obszar niniejszych studiów, posiada szerokość około 500 km i składa się z następujących jednostek tektonicznych: Platformy Trøndelag (Trøndelag Platform), Terasy Halten i Dønna, Basenu Vøring i wyniesionej krawędzi Vøring (Vøring Marginal High) (Fig. 2.1 i Fig. 2.3).

Platforma Trøndelag, zajmująca obszar ponad 50 000 km², jest jednym z głównych elementów strukturalnych pasywnej krawędzi Środkowej Norwegii. W jej obrębie znajduje się kilka podrzędnych jednostek tektonicznych takich jak: Wyniesienie Nordland (Nordland Ridge), Wyniesienie Frøya (Frøya High) czy Basen Froan (Froan Basin) (Fig. 2.1). Platforma ta ograniczona jest od wschodu wynurzającym się kaledońskim podłożem krystalicznym. Południową granicę stanowi strefa tektoniczna Møre-Trøndelag Fault Complex. Od Terasy Halten na zachodzie Platforma oddzielona jest systemem uskoków Bremstein Fault Complex (Fig. 2.1).

Basen Vøring podzielony jest na szereg sub-basenów i wyniesień, powstałych na skutek ruchów pionowych w okresie późnej jury i wczesnej kredy. Szczegółowy opis tych basenów przedstawiono w podrozdziale 2.2. **Tektonika i stratygrafia**.

Wyniesiona Krawędź Vøring (Vøring Marginal High) zawiera zewnętrzną część anomalnie miększej skorupy oceanicznej i rozciągniętą część skorupy lądowej, pokrytej miększą, wczesno-eoceńska pokrywą bazaltową (Fig. 2.3).

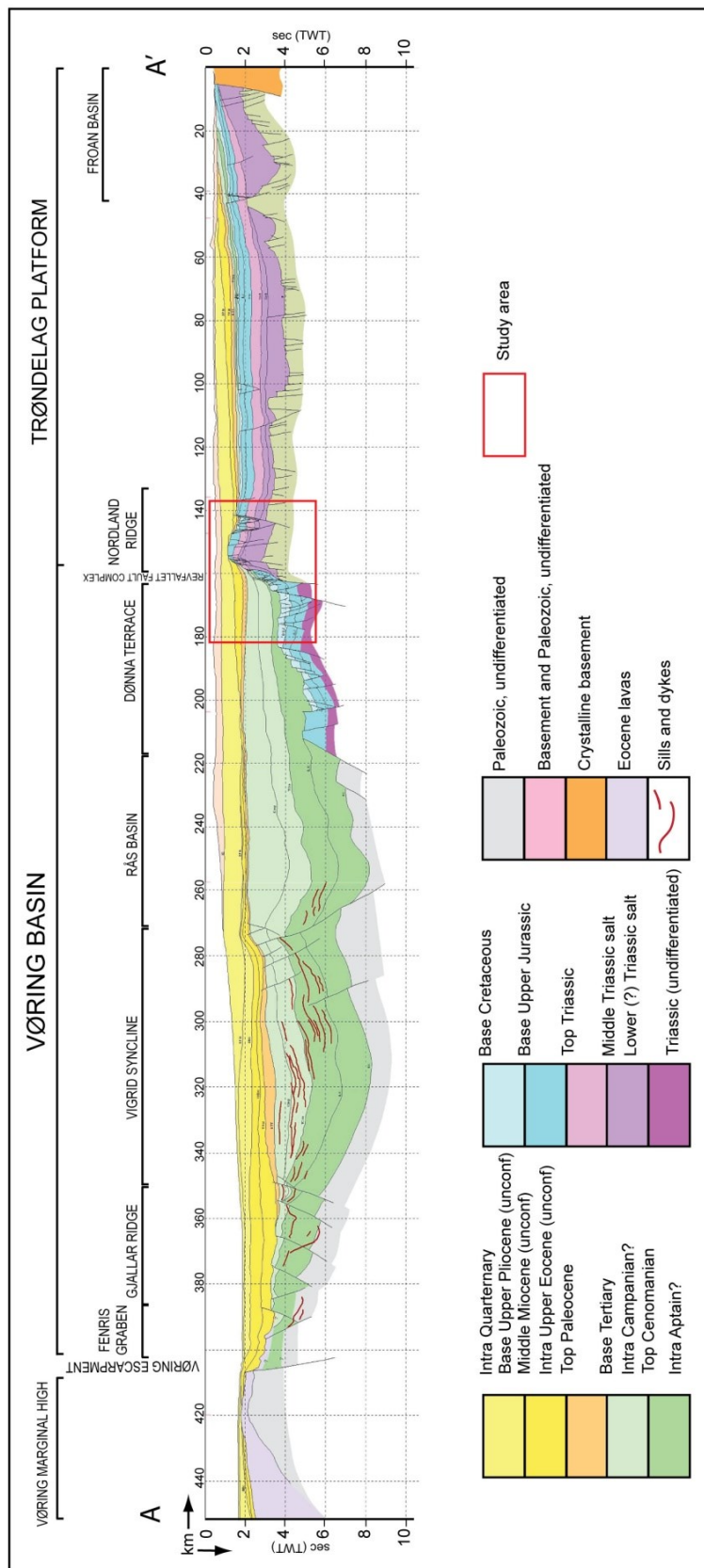


Fig. 2.3 Regionalny przekrój geologiczny przez Basen Vøring.

Lokalizację przekroju pokazano na Fig. 2.1. Źródło: Blystad et al. 1995, zmodyfikowany dla potrzeb niniejszej pracy.

2.2. TEKTONIKA I STRATYGRAFIA

TEKTONIKA

W okresie od 350 mln lat do wczesno-trzeciorzędowego pęknięcia skorupy ziemskiej, w rejonie NE Atlantyku miały miejsce fazy ryftowe występujące kolejno: w późnym karbonie i wczesnym permie, w późnej jurze i wczesnej kredzie oraz w późnej kredzie i wczesnym trzeciorzędzie (Fig. 2.4). Ponadto wiele dodatkowych ekstensyjnych faz tektonicznych wystąpiło w okresach: trias, wczesna jura, apt/alb, cenoman, późna kreda i paleocen.

Bloki tektoniczne, terany, udokumentowane na platformie Trøndelag (**Trøndelag Platform**) i terasie Halten (**Halten Terrace**) powstały w okresie ryftu późno-permskiego (Fig. 2.1). Działalność tektoniczna obejmowała swym zasięgiem znaczny obszar, tworząc głębokie uskoki o przebiegu NNE. Również Basen Froan (**Froan Basin**), znajdujący się we wschodniej części szelfu Środkowej Norwegii utworzony został w tym okresie (Blystad *et al.* 1995) (Fig. 2.1).

Niektóre bloki tektoniczne powstały w okresie od środkowego to późnego triasu, kontynuując rozwój basenów na wschód od krawędzi Nordland (**Nordland Ridge**) i wyniesienia Frøya (**Frøya High**). Dwie warstwy ewaporatowe, głównie halitu z przewarstwieniami anhydrytu o miąższości dochodzącej do 400m udokumentowano na tym obszarze. Wiek tych osadów, dla dolnej i górnej warstwy odpowiednio, ustalono na późny lądyn i późny karnik (Jacobsen *et al.* 1984). Te dwie warstwy ewaporatowe stanowiły ważny czynnik izolujący dla uskoków normalnych tworzących się podczas późniejszych faz ryftowych (Fig. 2.4).

Okres od późnego triasu do wczesnej jury wydaje się być okresem tektonicznie spokojnym, aż do synemuru i pliensbachu, kiedy to utworzone zostały dość duże strefy uskokowe o przebiegu NNE, przedzielane warstwami ewaporatów. Niektóre z tych uskoków uległy przebudowie w okresie ostatniego epizodu ryftowego.

Po ustaniu wczesno-jurajskiej aktywności tektonicznej, prawdopodobnie po osadzeniu się piaszczystej formacji Tofte (Tofte Formation), osadzone zostały głównie, jako piaskowce warstwowane, osady grupy Fangst (*Fangst Group*). Nastąpiło to w okresie aalenu, bajosu i batonu.

W najwyższym batonie rozpoczął się proces przejścia do silnego, późno-środkowo-jurajskiego, wczesno-kredowego epizodu ryftowego, podzielonego na trzy fazy.

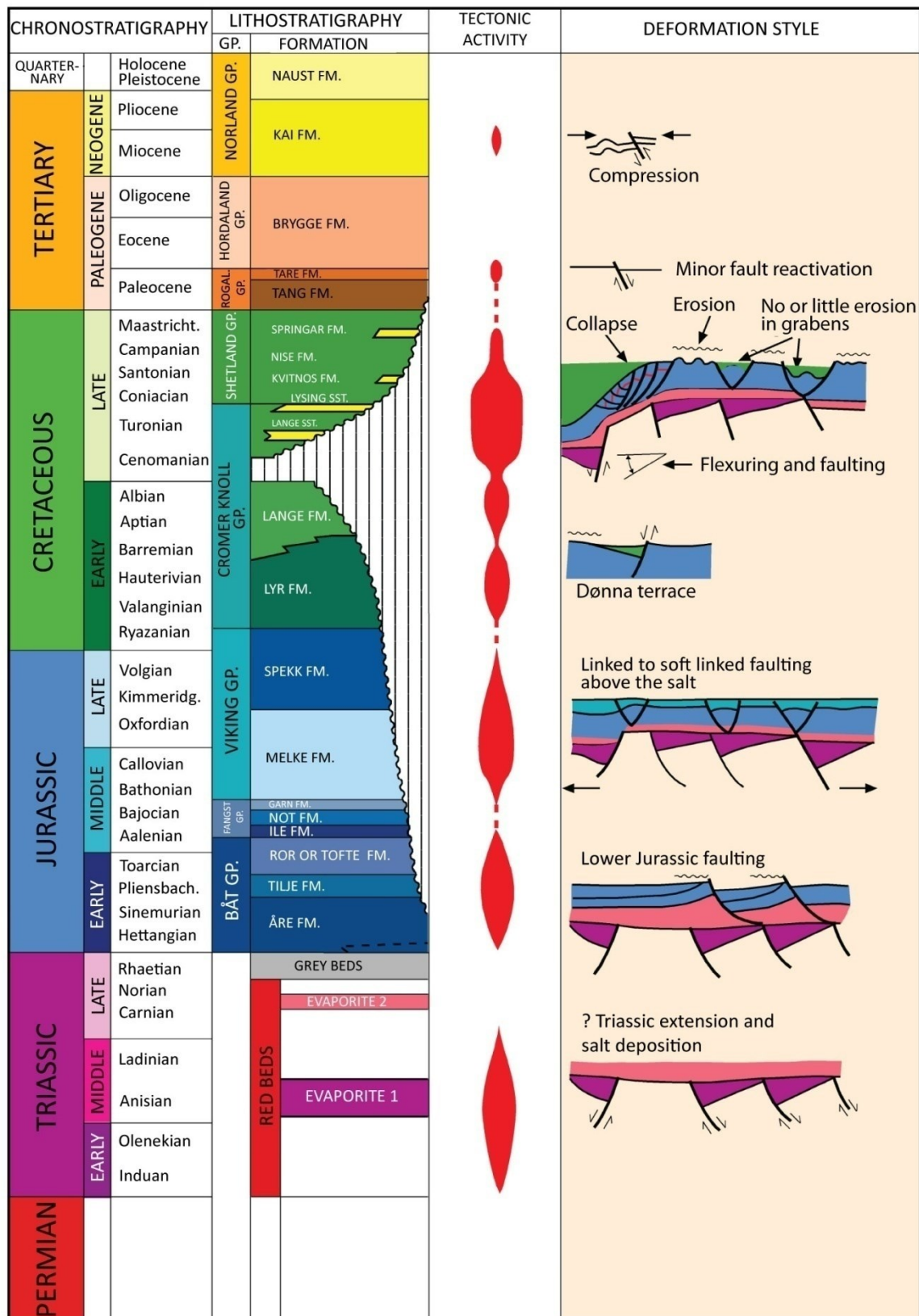


Fig. 2.4 Profil chrono-litostratygraficzny z rejonu terasy Dønna.

Źródło: Skarv Idun PDO-2007; (Dallant et al. 1998). Zmodyfikowany dla potrzeb niniejszej pracy.

Faza pierwsza miała miejsce w okresie od batonu do keloweju, faza druga wystąpiła w kimerydzie, a faza trzecia w walanżynie i hoterywie. Podczas pierwszych dwóch faz utworzone zostały terasy Halten (**Halten Terrace**) i Dønna (**Dønna Terrace**) na zachodzie oraz systemy uskoków i fleksur w najaktywniejszej tektonicznie wschodniej części platformy Trøndelag oraz wzdłuż wschodniego skrzydła basenów Møre i Træna. Podczas trzeciej fazy ryftowej krawędzi basenów sedymentacyjnych rozwijały się dalej, a rozgraniczenie pomiędzy platformą a terasami stawało się coraz bardziej wyraźne (Blystad *et al.* 1995).

Jednym z efektów drugiej fazy ryftowej było wydźwignięcie, a następnie głęboka erozja zachodniej krawędzi terasy Halten (**Sklinna Ridge**) i platformy Trøndelag (**Frøya High** i **Nordland Ridge**) (Fig. 2.1).

W okresie między trzecią fazą ryftową a cenomanem, baseny **Vøring** i **Møre** podlegały głównie subsydencji termalnej. Jednakże, w obrębie szeroko rozprzestrzenionych osadów dolnej kredy, w basenach **Ribban**, **Rås** i **Træna** miała miejsce działalność tektoniczna, występująca wzdłuż krawędzi istniejących uskoków (alb, abt). Dowody na istnienie aktywności tektonicznej w końcowym okresie cenomanu i wczesnego turonu widoczne są w północnej części lineamentu Jan Mayen (**Jan Mayen Lineament**). Powstanie krawędzi Gjallar (**Gjallar Ridge**) zainicjowane zostało przez wydźwignięcie, a następnie przechylenie się zachodniej części basenu Vøring, co spowodowało, że osady pocenomańskie osadzone zostały w formie tzw. onlapów progradujących w kierunku wschodnim, wzdłuż wyniesienia Gjallar (Blystad *et al.* 1995) (Fig. 2.1). Podobnego typu struktury sedymentacyjne obserwowane są na platformie Trøndelag, głównie wzdłuż wyniesienia Frøya (**Frøya High**).

Nachylone skrzydła basenu zostały poddane późniejszej działalności ryftowej, w wyniku której, w okresie od turonu do kampanu, powstawały strefy uskokowe oraz zwiększała się subsydencja basenu Vøring. Główne strefy tektoniczne tego okresu powstały wzdłuż wyniesienia Nordland (**Nordland Ridge**) i terasy Halten, tworząc strefy uskokowe Revfallet (**Revfallet Fault Complex**), Bremstein (**Bremstein Fault Complex**) i Vingleia (**Vingleia Fault Complex**) (Fig. 2.1). Te strefy tektoniczne stanowią wschodnie skrzydło późno-kredowego basenu Vøring (Blystad *et al.* 1995). Uskoki z tego okresu obserwowane są również wzdłuż wyniesienia Gjallar (**Gjallar Ridge**), które stanowią zachodnią granicę tego basenu. Okres pocenomeński był również głównym okresem subsydencji w strefie rowu Hel (**Hel Graben**) i synkliny Någrid (**Någrid Syncline**), ograniczonych lineamentem Surt (**Surt Lineament**).

Ostatni, wewnątrzkontynentalny epizod ryftowy pomiędzy Euroazją a Grenlandią miał miejsce w okresie od kampanu/mastrychtu aż do oddzielenia się kontynentów na granicy paleocenu i eocenu. Centrum ryftu znajdowało się na zachód od basenu Møre i Skarpy Vøring (**Vøring Escarpment**), a główne strefy tektoniczne na wschodzie, takie jak Jan Mayen Lineament, kompleks uskoków Fles (**Fles Fault**

Complex) i lineament Surt (**Surt Lineament**) zostały prawdopodobnie reaktywowane, przechodząc w lokalne strefy fałdowe wzdłuż kompleksu uskokuw Fles. Późniejsza faza synryftowa (mastrycht-paleocen) wywarła duży wpływ na ukształtowanie zachodniej części krawędzi kontynentalnej i obszary na północ od lineamentu Jan Mayen. Powstało szereg wyniesień i krawędzi tektonicznych w obrębie basenu Vøring i obszarze Vestfjorden-Lofoten, oraz zaznaczyła się działalność erozyjna wewnątrz basenu Møre i zachodnim Wyniesieniu Vøring (**Vøring Marginal High**).

Wielkość subsydencji północno-wschodniej krawędzi atlantyckiej, postępująca razem z pękaniem skorupy, wskazuje na rozciągnięcie się litosfery rzędu 300 km, wzdłuż ostatecznej osi pęknięcia. W basenie Vøring, w obszarze na zachód od kompleksu uskokuw Fles (**Fles Fault Complex**) widoczne są deformacje z rozciągania w formie uskokuw normalnych, powstałe podczas subsydencji w kenozoiku oraz efekty działalności wulkanicznej (Fig. 2.3).

Basen Møre, w okresie od kredy do trzeciorzędu był prawdopodobnie tektonicznie nieaktywny i podlegał ciągłej, nieprzerywanej subsydencji. Jednakże, obraz strukturalny późnej kredy i wczesnego trzeciorzędu może być nieczytelny na dużych obszarach Zewnętrzznego Wyniesienia Møre (**Møre Marginal High**), poniżej pokryw lawowych zalegających na znacznym obszarze tego rejonu (Fig. 2.2).

Proces aktywnego rozciągania się skorupy rozpoczął się we wczesnym eocenie i od tego czasu stres regionalny ulegał zmianie od ekstensyjnego po umiarkowanie kompresyjny.

Ostatni ważny epizod tektoniczny rozpoczął się w neogenie, prawdopodobnie w okresie od późnego miocenu do wczesnego pliocenu, równocześnie ze zróżnicowanym pochylaniem się i asymetrycznym wynurzaniem lądu norweskiego. Wraz z procesami wynurzania następowała głęboka erozja skał osadowych i podłoża na lądzie. Osady zerodowane osadzały się na szelfie tworząc miąszo (do 1500m) pokrywy sedymentacyjne. Dodatkowo, wzrost procesu sedymentacji osadów w pliocenie postępował prawdopodobnie wskutek działalności lodowca.

STRATYGRAFIA

Opis stratygraficzny krawędzi pasywnej szelfu Środkowej Norwegii ograniczono do rejonu Haltenbanken (Fig. 2.5), gdzie zlokalizowane jest złożo Skarv oraz znajduje się system depozycyjny Tunfisk, będący głównym tematem niniejszych studiów.

Obszar Haltenbanken Morza Norweskiego zajmuje część pasywnej krawędzi kontynentalnej, pomiędzy Basenem Møre na południu i Platformą Trøndelag na wschodzie oraz południowe przedłużenie Wyniesienia Nordland (Jørgensen *et al.* 1981). Odkryto tutaj szereg złóż węglowodorów, których szczegółową

charakterystykę zamieszczono w rozdziale 4.1. [Zarys historii poszukiwań złóż węglowodorów na szelfie Morza Norweskiego](#). W oparciu o zgromadzony przez lata materiał geologiczny opisano w tym rejonie szereg sekwencji depozycyjnych oraz udokumentowano kilka systemów naftowych, z których najważniejszym, z punktu widzenia geologii naftowej, jest system jurajski (zarówno pod względem skał macierzystych jak i zbiornikowych). Obszar ten, pomimo że zaliczany jest do obszarów dobrze rozpoznanych pod względem naftowym (mature area), jest ciągle atrakcyjny dla firm naftowych, prowadzących działalność poszukiwawczą za ropą naftową i gazem ziemnym (niemal w całości pokryty jest koncesjami poszukiwawczo-eksploatacyjnymi).

W rejonie tym, podobnie jak na całym szelfie norweskim, profil litostratygraficzny podzielony został przez Dallant *et al.* 1998 na szereg grup i formacji geologicznych, które stanowią główny podział przy poszukiwaniu złóż węglowodorów (Fig. 2.4).

Grupa Båt (Båt Group) - od norweskiego słowa oznaczającego łódź. Spąg tej grupy zdefiniowany został w spągu formacji Åre. Osady tej grupy stwierdzono w większości otworów odwierconych w obszarze Haltenbanken. Jej maksymalna miąższość wynosi około 700m. W grupie tej przeważają osady piaszczysto-ilasto mułowcowe, zdeponowane głównie w płytkowodnym środowisku morskim i deltowym. Grupa ta obejmuje cztery formacje: Åre, Tilje, Ror i Tofte.

Formacja Åre - od norweskiego słowa oznaczającego wiosło. Miąższość osadów tej formacji waha się od 300 do 500m. Reprezentowana jest przez przemiennie występujące piaskowce i iłowce, zawierające wkładki węgla i iłowców węglistych. Iłowce te są zazwyczaj koloru szarawego, czerwono brunatnego. Piaskowce są drobnoziarniste przechodzące w gruboziarniste, koloru szarawego, przeważnie średnio i słabo wysortowane. Węgiel jest koloru ciemnobrązowego, czarnego o połysku szklistym, lokalnie zawiera piryty. Osady te zdeponowane zostały w środowisku przybrzeżno-morskim (coastal plain) i deltowym (delta plain), bagnistym z licznymi kanałami rozciągającymi się w kierunku facji przybrzeżno-morskich. Pojedyncze warstwy węgla osiągają miąższość do 8m. Wiek: retyk - pliensbach. W formacji tej odkryto szereg złóż węglowodorów w tym basenia. Koreluje się ona częściowo z formacją Statfjord na Morzu Północnym, w której również odkryto złoża węglowodorów.

Formacja Tilje - od norweskiego słowa oznaczającego pokład łądzi. Miąższość tej formacji dochodzi do 150m. Litologicznie są to głównie piaskowce od bardzo drobnoziarnistych do gruboziarnistych, przewarstwiane łupkami i mułowcami. Piaskowce te są średnio wysortowane z dużą zawartością minerałów ilastych. Dostatecznie występują klasty łupków i zwęglonych fragmentów roślin. Formacja ta zalega zarówno na obszarze Haltenbanken jak i Trænabanken (na północ od obszaru Haltenbanken). Natomiast nie występuje na wyniesieniu Nordland, gdzie uległa erozji. W rejonie terasy Halten, jej miąższość utrzymuje się na stałym poziomie 100 -

150m. Cienieje w kierunku północno-wschodnim i na Platformie Trøndelag, gdzie miąższość jej spada do poniżej 100m. Osady tej formacji zdeponowane zostały w środowisku przybrzeżno-morskim, między-pływowym. Materiał skalny ze strefy przybrzeżnomorskiej wskazuje na stopniowe przejście do środowiska kontynentalnego w kierunku wschodnim. Wiek: synemur-pliensbach. W formacji tej, na złożu Skarv, odkryto ropę naftową z czapą gazową. Pod względem wieku i składu litologicznego może być korelowana z formacją Neill Klintner ze wschodniej Grenlandii oraz z dolną częścią formacji Stø z Basenu Hammerfest na Morzu Barentsa.

Formacja Tofte - od norweskiego słowa oznaczającego ławkę poprzeczną na łodzi. Miąższość tej formacji wynosi około 40 m w rejonie Haltenbanken. Cienieje gwałtownie w kierunku wschodnim terasy Halten. Zawiera średnio i słabo wysortowane piaskowce gruboziarniste, warstwowane. W typowym profilu piaskowce te zawierają powyżej 90% kwarcu. W rdzeniach obserwuje się struktury bioturbacyjne, głównie w strefach bardzo słabo wysortowanych i z dużą zawartością minerałów ilastych. Osady te zostały rozpoznane w zachodniej części terasy Halten. Piaskowce tej formacji wyklinowują się w kierunku wschodnim i zazębiają z formacją Ror. Zostały one zdeponowane w środowisku progradującej w kierunku wschodnim delty. Wiek: pliensbach - toark.

Formacja Ror - od norweskiego słowa oznaczającego ster. Miąższość tej formacji waha się od 66 do 160m. Dominują w niej szare i ciemnoszare mułowce zawierające przewarstwienia ilaste i piaszczyste o wzrastającej granulacji ziarn ku górze sekwencji. Osady te zostały zdeponowane w środowisku otwartego szelfu, głównie poniżej strefy falowania. Wzrost uziarnienia następujący ku górze jest następstwem wypłykania się morza oraz działalności sztormowej. Wiek: pliensbach - toark.

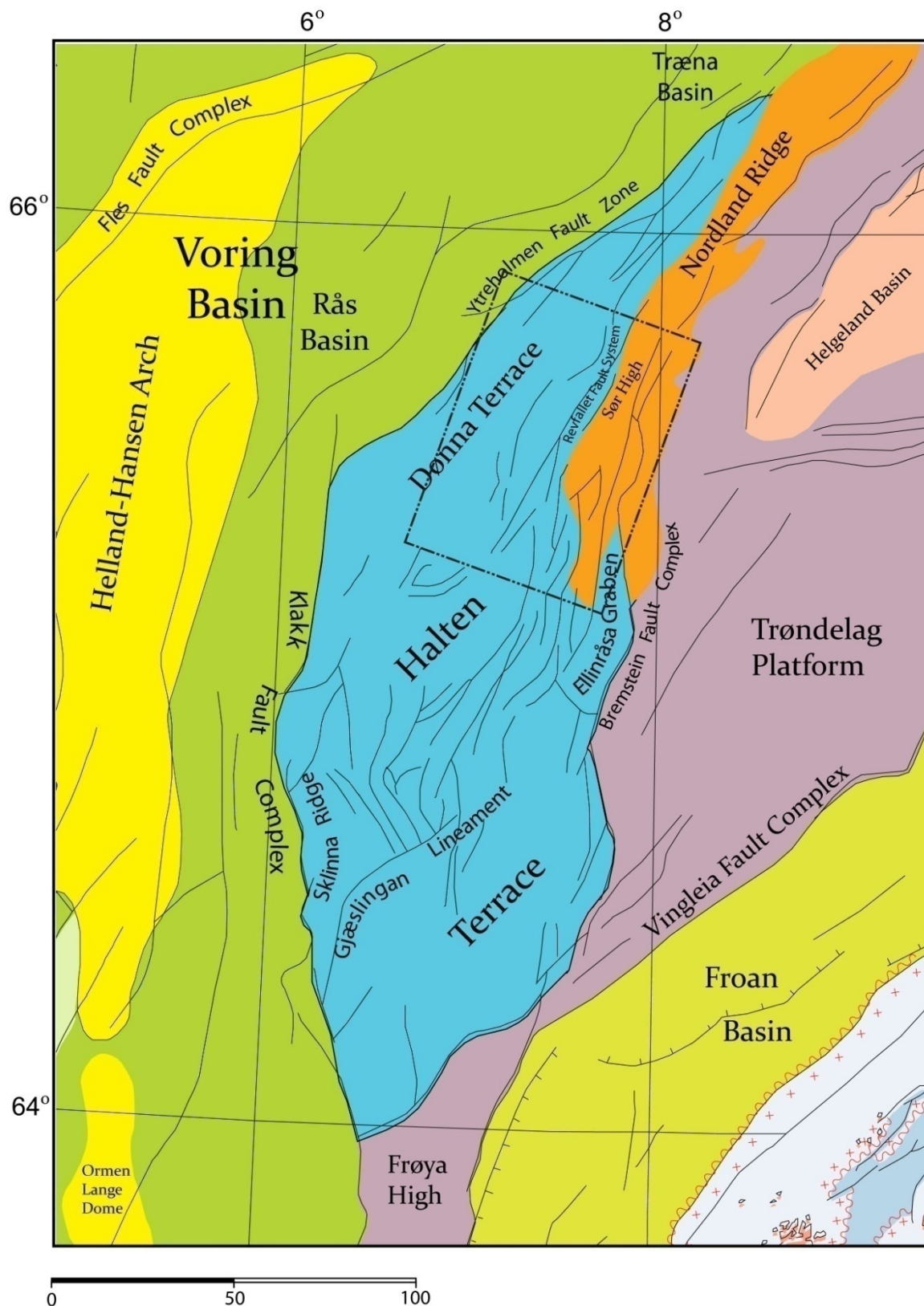


Fig. 2.5 Obraz tektoniczny rejonu Haltenbanken.

Prostokątem na mapie zaznaczono obszar zalegania złoża Skarv i systemu depozycyjnego Tunfisk. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem map udostępnionych przez Norweski Dyrektoriat Naftowy (<http://www.npd.no>).

Grupa Fangst (Fangst Group) - od norweskiego słowa pułapka. Grupa ta zawiera generalnie trzy formacje litologiczne: Ile, Not i Garn. Osady tej grupy stwierdzono głównie w obszarach Haltenbanken i Trænabanken, z wyjątkiem najwyższych partii wyniesienia Nordland (Nordland Ridge), gdzie została zerodowana (Dalland *et al.* 1988). Fakt ten jest bardzo ważny dla opisywanego w niniejszej pracy systemu depozycyjnego Tunfisk, dla którego zakłada się erozję i transport materiału jurajskiego z wyniesienia Nordland do basenu. Osady, w przeważającej większości piaszczyste tej grupy, stwierdzone na obszarze terasy Halten (Halten Terrace), osadziły się w środowisku płytkomorskim i przybrzeżno-morskim, deltowym. W rejonie Platformy Trøndelag przeważała sedymentacja lądowa. W piaskowcach tej grupy odkryto szereg złóż węglowodorów na Morzu Norweskim, w tym główne horyzonty złoża Skarv.

Formacja Ile - od norweskiego słowa oznaczającego ciężarek u wędki. Miąższość jej waha się od 50 do 100m. W formacji tej występują głównie piaskowce drobnoziarniste, lokalnie gruboziarniste, słabo wysortowane z cienkimi przewarstwieniami iłowców i łupków. Spotykane są bogate nagromadzenia miki, oraz cienkie warstewki węglanowe, szczególnie w jej dolnych partiach. Wiek formacji: górny allen. Sedymentacja osadów odbywała się w środowisku pływowym, przybrzeżno-morskim i deltowym.

Formacja Not - od norweskiego słowa oznaczającego podbierak na ryby. Miąższość tej formacji nie przekracza 50m. Występują tutaj głównie osady ilaste zawierające mikronodularny piryty, przechodzące ku górze w drobnoziarniste piaskowce o spoiwie węglanowym, lokalnie bogate w mikę. Dolna część formacji osadziła się w środowisku transgresywnym, w którym rozwijały się laguny i zatoki morskie. Górna część formacji zawiera osady delty progradującej i przybrzeżnomorskie.

Formacja Garn - od norweskiego słowa oznaczającego sieć rybacką. Miąższość tej formacji przekracza miejscami 100m. Składa się głównie ze średnioziarnistych i gruboziarnistych, średnio i dobrze wysortowanych piaskowców. Lokalnie piaskowce te posiadają spoiwo węglanowe. Wiek formacji: bajos-baton. Formacja ta reprezentowana jest głównie przez progradujące nieregularnie loby delt. Udokumentowano w niej również facje czoła delty i górnej delty z oznakami działalności fluwialnej i falowania. W formacji tej odkryto wiele złóż węglowodorów o bardzo dobrych właściwościach zbiornikowych, w tym główny horyzont złoża Skarv.

Grupa Viking (Viking Group) - wyznaczona na Morzu Północnym w obszarze rowu tektonicznego Viking (Viking Graben). Całkowicie zdominowana, na obszarze Haltenbanken, przez ciemne, szare i czarne iłowce, łupki ilaste i mułowce. Lokalnie osady te przechodzą w piaskowce i zlepieńce. Miąższość tej grupy jest bardzo zmienna, uzależniona od miejsca depozycji w basenie i wpływu tektoniki przed i syn-sedymentacyjnej. Pomierzona w otworach waha się od kilku metrów

do ponad 1000m. Osady tej grupy zostały udokumentowane w większości otworów odwierconych w rejonie Haltenbanken i Trænabanken. Na wyniesieniu Nordland stwierdzono jedynie cienkie, słabo rozwinięte osady należące do tego wydzielenia. Wiek: bajos-berias. Środowisko depozycyjne morskie, poniżej granicy falowania. Grupa ta składa się z następujących formacji:

Formacja Melke - od norweskiego słowa oznaczającego "mleczko" rybie. Litologicznie w grupie tej przeważają osady ilaste z przewarstwieniami mułowców i wapieni oraz cienkimi warstewkami piaskowców. Iłowce są koloru ciemno-szarego, ciemno-brązowego. Osady tej formacji występują na obszarze Haltenbanken i Trænabanken, natomiast lokalnie obserwuje się ich brak na wyniesieniach. Wiek: bajos-oksford. Zdeponowane zostały w środowisku otwartego morza.

Formacja Rogn - od norweskiego słowa znaczącego ikra. Formacja ta rozwinięta jest wewnątrz formacji Spekk. Litologicznie wykształcona jest w facji iłowcowej, przechodzącej ku górze w łupki ilaste i piaskowce. Rozwinięta jest dobrze w rejonie złoża Draugen (Fig. 4.1) i cienieje na zewnątrz. Piaskowce tej formacji interpretowane są jako bary płytkomorskie. Wiek: oksford-kimeryd.

Formacja Spekk - od norweskiego słowa znaczącego tran wielorybi. Jest ona odpowiednikiem formacji Draupne na Morzu Północnym. Zawiera ciemnobrązowe do ciemnoszarych łupki ilaste. Zawartość substancji organicznych (głównie kerogenu typu II) jest bardzo wysoka i dlatego też jest ona główną formacją macierzystą w rejonie Haltenbanken i Trænabanken. Wiek: oksford-berias. Maksymalna miąższość około 50m. Łupki ilaste tej formacji osadziły się w środowisku redukcyjnym, morskim.

Grupa Cromer Knoll (Cromer Knoll Group) - miąższość osadów tej grupy jest zmienna, gdyż sedymentacja osadów następowała równolegle z późnojurajską fazą ryftową. W rejonie Haltenbanken występują iłowce wapniste i bezwapniste, przewarstwiane marglami i cienkimi warstewkami wapieni i piaskowców. Piaskowce występują częściej w stropowej części tej grupy. Miąższość osadów tej sekwencji depozycyjnej dochodzi zazwyczaj do kilkaset metrów w rejonie terasy Halten i w Basenie Helgeland. Male i lokalnie zanika na Platformie Trøndelag. Osady tej grupy nie występują również na części wyniesienia Nordland (Nordland Ridge). Wiek: berias - turon. Sedymentacja osadów następowała w środowisku płytkiego morza. Grupa Cromer Knoll składa się z dwóch formacji geologicznych:

Formacja Lyr - od norweskiej nazwy ryby mintaj (z rodziny dorszowatych). Miąższość tej formacji jest niewielka i dochodzi do kilkunastu metrów. Zawiera głównie margle koloru jasno-szarego do szarawo-zielonego z wkładkami węglanów. Osady te występują w rejonie terasy Halten, a ich brak potwierdzono otworami na wyniesieniu Nordland i podniesieniach strukturalnych Platformy Trøndelag. Osady

tej formacji osadzały się w warunkach otwartego morza, w okresie od wolanżynu do wczesnego aptu.

Formacja Lange - od norweskiej nazwy ryby molwa. Miąższość osadów tej formacji dochodzi do kilkuset metrów. W profilu litologicznym dominują jasno-szare, szare i brązowe iłowce z wkładkami węglanów i piaskowców. iłowce wieku barrem-apt są często koloru czerwono-brunatnego i zawierają wkładki tufów. Osady te nie występują na części wyniesienia Nordland oraz innych lokalnych wyniesieniach zachodniego skrzydła Platformy Trøndelag. Osady tej formacji osadzały się w okresie od barremu do turonu w środowisku morskim, prawdopodobnie w płytszym morzu w rejonie terasy Halten i głębszym w basenach zachodnich. W cienkich warstwach piaskowcowych tej formacji, zalegających nad złożem Skarv stwierdzono nasycenie węglowodorami.

Grupa Shetland (Shetland Group) - osady tej grupy, o miąższości dochodzące do 1000 metrów, stwierdzone zostały na całym obszarze Szelfu Morza Norweskiego, za wyjątkiem wyniesienia Nordland. Na obszarze Platformy Trøndelag miąższość tych osadów maleje. W profilu litologicznym rejonu Haltenbanken stwierdzono głównie iłowce, przewarstwiane niewielkimi ilościami węglanów i piaskowców. Sedymentacja tych osadów następowała w warunkach otwartego morza. Wiek: turon - mastrycht. Grupa Shetland reprezentowana jest przez trzy formacje geologiczne:

Formacja Lysing - od norweskiej nazwy ryby morszczuk (z rodziny dorszowatych). Miąższość tej formacji waha się od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. W profilu przeważają drobno, średnio i sporadycznie gruboziarniste piaskowce, częściowo o spoiwie węglanowym, przewarstwiane łupkami. Formacja ta jest szeroko rozprzestrzeniona w rejonie terasy Halten, natomiast nie występuje na Platformie Trøndelag. Wiek: późny cenoman - turon/koniak. Osady tej formacji osadziły się w środowisku płytkiego i głębokiego morza, prawdopodobnie jako podmorskie stożki turbidytowe. W piaskowcach tej formacji odkryte zostało między innymi złożenie Snadd, znajdujące się w granicach koncesji PGNiG.

Formacja Kvitnos - od norweskiej nazwy wieloryba z gatunku *Lagenorhynchus albirostris*. Miąższość formacji dochodzi do kilkuset metrów (ok. 500). Litologicznie składa się z szarych, szarawo zielonych iłowców węglanowych z wkładkami węglanów i piaskowców. Osady te zdeponowane zostały w środowisku otwartego morza. Wiek: turon - santon. W rejonie szelfu Morza Norweskiego formacja ta nie występuje jedynie na części wyniesienia Nordland Ridge oraz lokalnych wyniesieniach rozciągających się wzdłuż zachodniego skrzydła Platformy Trøndelag.

Formacja Nise - Od norweskiej nazwy wieloryba z gatunku *Phocoena phocoena*. Miąższość tej formacji wynosi około 200m. W profilu litologicznym przeważają szare, szaro-zielone iłowce przewarstwiane cienkimi warstewkami wapieni i piaskowców.

Formacja ta występuje regionalnie za wyjątkiem wyniesienia Nordland i lokalnych wyniesieniach wzdłuż zachodniego skrzydła Platformy Trøndelag. Wiek: santon - kampan. Osady tej formacji zostały zdeponowane w środowisku otwartego morza.

Formacja Springar - Od norweskiej nazwy małego delfina z grupy *Lagenorhynchus*. Miąższość tej formacji, stwierdzona w otworach waha się od kilku metrów do ponad 1700m. Jest szeroko rozpowszechniona w obszarze Morza Norweskiego. W obszarze terasy Halten i Dønna miąższość osadów tej formacji waha się pomiędzy 100 - 200m, cieniejąc w kierunku południowym i w rejonie wyniesienia Nordland Ridge. W przeważającym stopniu składa się ona z szarozielonych iłowców, przewarstwianych cienkimi warstewkami węglanów i piaskowców. Wiek: kampan - mastrycht. Środowisko depozycyjne - otwarte morze.

Grupa Rogaland (Rogaland Group) - Miąższość osadów tej grupy dochodzi do kilkuset metrów. W rejonie Haltenbanken składa się ona głównie z iłowców z lokalnymi wkładkami mułowców. W górnej części występują dosyć regularnie tufy. Dolna część tej grupy nie występuje w północno-wschodniej części Haltenbanken natomiast górna, zawierająca tufy pokrywa większość obszaru z wyjątkiem wyniesienia Nordland. Zawartość tufów w profilu jest zmienna. Wiek: dan - późny paleocen. Osady tej grupy zdeponowane zostały w środowisku głębokiego morza. W rejonie Haltenbanken grupa ta zawiera dwie formacje: Tang i Tare.

Formacja Tang - Od norweskiej nazwy oznaczającej wodorosty. Miąższość tej formacji dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Cienieje w kierunku północno-wschodnim i nie występuje na wyniesieniu Nordland. Reprezentowana jest przez brązowe iłowce z niewielką ilością piaskowców i wapieni. Wiek: dan - późny paleocen. Osady tej formacji zdeponowane zostały w środowisku głębokiego morza.

Formacja Tare - Od norweskiej nazwy oznaczającej glony, algi. Miąższość tej formacji dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Reprezentowana jest przez ciemnoszare, zielone i brązowe iłowce z cienkimi wkładkami tufów o zmiennej miąższości. Formacja ta występuje w całym rejonie Haltenbanken, za wyjątkiem szczytowych partii wyniesienia Nordland. Wiek: późny paleocen. Osady tej formacji sedymentowały w środowisku głębokiego morza. Formacja ta koreluje się wiekowo i pod względem litologicznym z formacją Balder, występującą na Morzu Północnym.

Grupa Hordaland (Hordaland Group) - Miąższość tej formacji dochodzi do 500m. W rejonie Haltenbanken, w profilu tej grupy występują iłowce z niewielką ilością piaskowców. Ilość piaskowców w profilu wzrasta w kierunku wschodnim. W strefie paleoprzybrzeżnej, sekwencja piaszczysta została nieformalnie nazwana formacją Røyrvik. Osady tej grupy sedymentowały w środowisku morskim, głównie głębokiego morza. Wiek: eocen - oligocen. W skład tej grupy wchodzi formacja Brygge.

Formacja Brygge - Od norweskiego określenia znaczącego pomost przy nadbrzeżu. Miąższość osadów tej formacji pokrywa się z miąższością grupy Hordaland i dochodzi do kilkaset metrów. Występują tutaj głównie iłowce z wkładkami piaskowców, iłowców, wapieni i margli. Takie minerały jak piryt, glaukonit oraz fragmenty muszli są opisywane w występujących piaskowcach. Formacja ta występuje na całym obszarze Haltenbanken, za wyjątkiem wyniesienia Nordland i została zdeponowana w środowisku morskim. Wiek: wczesny eocen - oligocen.

Grupa Nordland (Nordland Group) - Miąższość osadów tej grupy przekracza 1000m. Reprezentowana jest głównie przez iłowce, mułowce i piaskowce. Osady te występują na całym obszarze Szelfu Morza Norweskiego za wyjątkiem wyniesienia Nordland, gdzie brakuje dolnej jej części. Wiek: wczesny miocen do chwili obecnej. Osady tej grupy sedymentowały w środowisku morskim, w okresie gwałtownej subsydencji basenu. Górna jej część zbudowana jest z osadów polodowcowych. W rejonie Haltenbanken grupa ta dzieli się na formację Kai (w której rozpoznany został system depozycyjny Tunfisk) oraz zalegającą powyżej formację Naust.

Formacja Kai - Od norweskiego określenia oznaczającego molo. Miąższość tej formacji dochodzi do kilkuset metrów. W profilu występują przemiennie iłowce, mułowce i piaskowce z wkładkami wapieni. Pospolicie występują takie minerały jak piryt, glaukonit oraz fragmenty muszli. Formacja ta występuje na całym obszarze Haltenbanken, za wyjątkiem szczytowych części wyniesienia Nordland. Wiek: wczesny miocen - późny pliocen. Osady tej formacji sedymentowały w środowisku morskim, przy zmieniającej się głębokości wody.

Formacja Naust - od norweskiej nazwy oznaczającej przystań. Miąższość tej formacji, w rejonie Haltenbanken i Trænabanken, wynosi kilkaset metrów. Zbudowana jest ona głównie z iłowców, mułowców i piaskowców, lokalnie z gruboziarnistych utworów klastycznych, występujących w górnej jej części. Utwory te zdeponowane zostały w środowisku morskim. W górnej części profilu obserwuje się przejście do środowiska glacialnego. Jest ono słabo udokumentowane w otworach wiertniczych. Osady tej formacji występują na całym obszarze szelfu Morza Norweskiego. Wiek: późny pliocen - pleistocen.

3. SYSTEM DEPOZYCYJNY TUNFISK

3.1. LOKALIZACJA I ASPEKT POSZUKIWAWCZY

System depozycyjny Tunfisk rozciąga się od południowo-zachodniej części Wyniesienia Nordland, przechodzi przez strefę uskokuwą Revfallet i nachodzi na wschodnią część terasy Dønna (Fig. 3.1). W rejonie tym, a w szczególności na obszarze terasy Dønna i Halten, odkryto szereg złóż węglowodorów w utworach piaszczystych jury dolnej i środkowej oraz kredy górnej. Znajdują się tutaj też złoża Skarv i Snadd oraz inne koncesje poszukiwawcze, w których PGNiG UI posiada udziały (Szczegółowy opis zamieszczono w rozdziale 4.1).

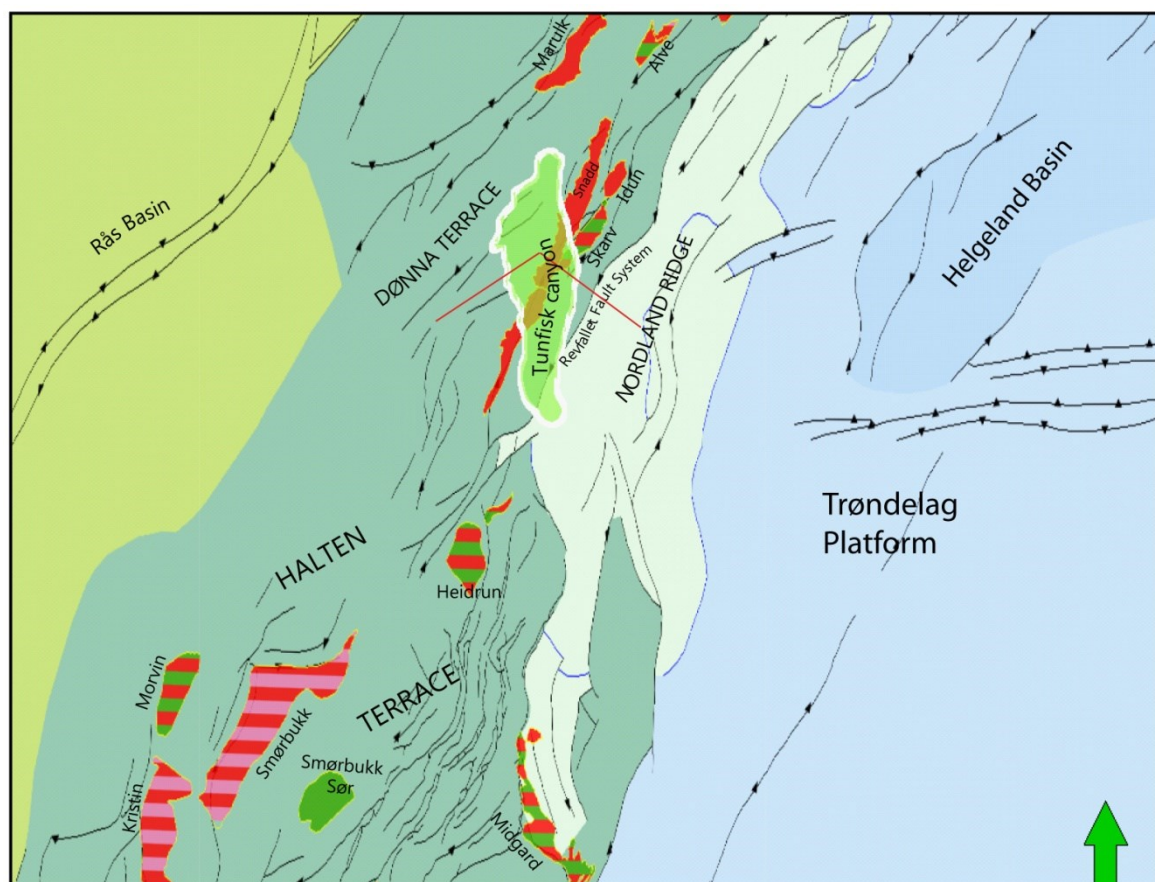


Fig. 3.1 Pozycja geotektoniczna kanionu Tunfisk.

Linią czerwoną zaznaczono lokalizację przekroju sejsmicznego, pokazanego na Fig. 3.2. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem danych NPD (Norweskiego Dyrektariatu Naftowego).

System depozycyjny Tunfisk rozpoznany został w firmie PGNiG Norway w roku 2009. Wówczas to wyinterpretowano, na zdjęciu sejsmicznym 3D-BPN0501R08 w neogeńskiej formacji Kai, trzy nieregularne struktury geologiczne, zalegające u podnóża Wyniesienia Nordland i nad złożami Skarv i Snadd (Fig. 3.2).

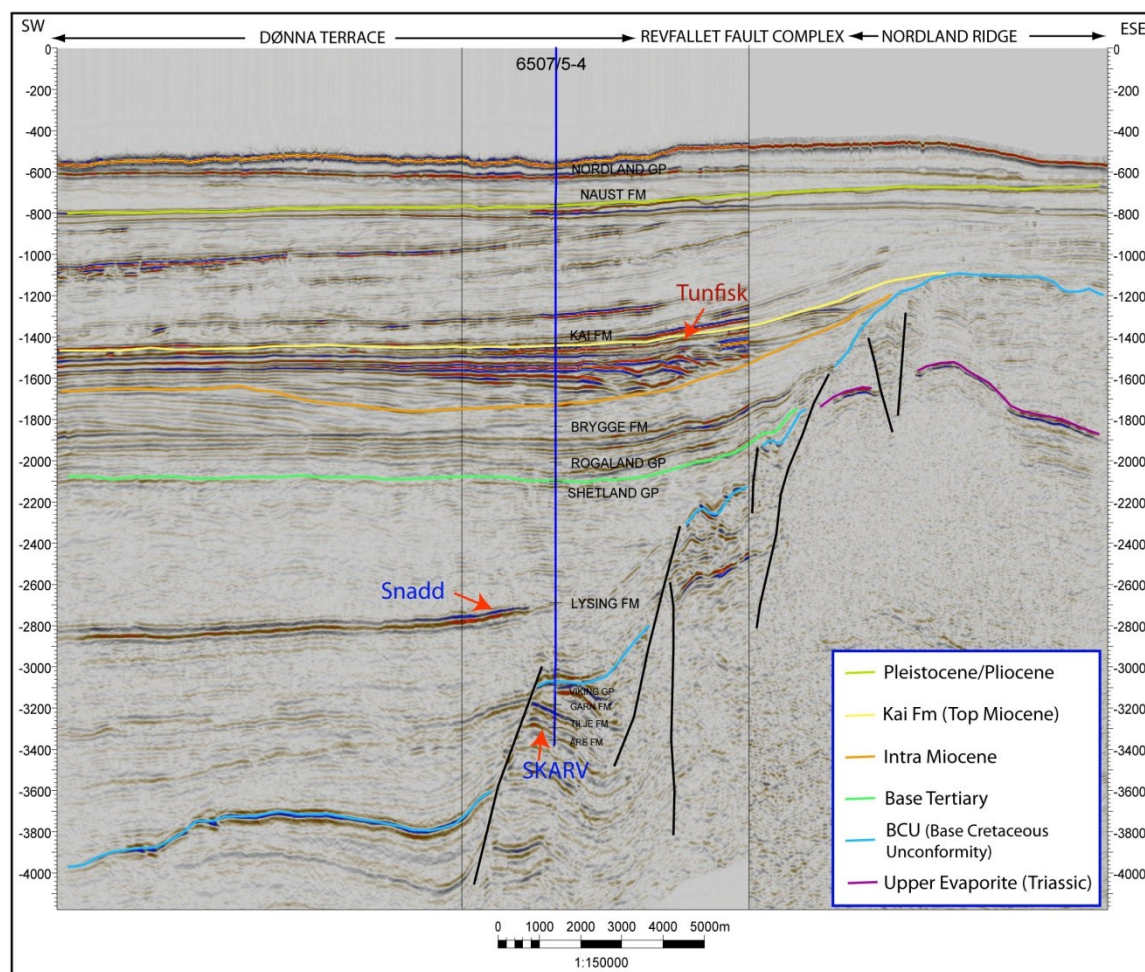


Fig. 3.2 Czasowy przekrój sejsmiczny przez kanion Tunfisk.

Na profilu zaznaczono również lokalizację odkrytego w jurze dolnej i środkowej złoża Skarv oraz kredowego złoża Snadd. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

W oparciu o wstępną analizę geologiczno-geofizyczną, PGNiG Norway, wspólnie z firmą E.On Norge AS, złożyła, w ramach rundy koncesyjnej APA 2009, do Norweskiego Ministerstwa Węglowodórów i Energii, wniosek o przyznanie koncesji poszukiwawczej w tym rejonie. W styczniu 2010 roku przyznano koncesję PL558, w obrębie której znajduje się główna część opisywanego system depozycyjny Tunfisk, pięciu firmom, w tym PGNiG Norway. Szczegółowe zestawienie udziałów poszczególnych firm w tej koncesji przedstawiono w rozdziale 4.1.

W ramach programu prac koncesyjnych, z inicjatywy PGNiG Norway, zlecono wykonanie dodatkowych studiów geologicznych niezależnemu zespołowi sedimentologów oraz wykonano inwersję sejsmiczną wybranego zdjęcia 3D.

Dodatkowa analiza sedimentologiczna wykonana została w roku 2010 przez firmę Geolink Integrated Sequence Stratigraphy Consulting z Grenoble we Francji. Firma ta opracowała interpretacje geologiczną znacznie większego obszaru niż PGNiG Norway i rozpoznała, w rejonie wyinterpretowanych przez PGNiG struktur geologicznych, kanion głębokomorski oraz potwierdziła istnienie struktur wypełniających (kanałów) w formacji Kai. W roku 2012 firma Schlumberger wykonała inwersję sejsmiczną

części zdjęcia sejsmicznego 3D ANO9403-EO-T11 (Fig. 3.3). Część tych analiz wykorzystano w niniejszej pracy.

Równolegle w PGNiG Norway, w celu lepszego zrozumienia budowy systemu depozycyjnego Tunfisk i rozpoznania ryzyk poszukiwawczych, prowadzono szereg analiz geologicznych i geofizycznych, z wykorzystaniem oprogramowania Petrel firmy Schlumberger i innych. Większość wyników tych prac zawarto w niniejszych studniach.

3.2. BAZA DANYCH GEOLOGICZNYCH

3.2.1 DANE SEJSMICZNE

Prace poszukiwawcze za ropą naftową i gazem ziemnym w rejonie niniejszych studiów prowadzone są od bardzo dawna. Z tego też względu dostępna baza danych sejsmicznych 2D i 3D z tego obszaru jest bardzo bogata (Fig. 3.3). Obszar ten określany jest w nomenklaturze poszukiwawczej jako "mature" (z dobrze rozpoznany systemem naftowym), co oznacza, że był wielokrotnie analizowany przez różne firmy naftowe i instytucje naukowe pod względem geologiczno-poszukiwawczym. System depozycyjny Tunfisk został rozpoznany i zinterpretowany na zdjęciach sejsmicznych 3D, pokrywających złożę Skarv oraz obszary przyległe. Ogólną charakterystykę zdjęć zamieszczono w Tabeli 3.1, a ich lokalizację na Fig. 3.3.

W rejonie niniejszych studiów dostępna jest również obszerna baza profili sejsmicznych 2D, które wykorzystywane były sporadycznie w interpretacji geologicznej tego obszaru.

Tabela 3.1 Zestawienie zdjęć sejsmicznych 3D z rejonu studiów.

W tabeli zamieszczono ogólne informacje na temat zdjęć sejsmicznych 3D, wykorzystywanych do interpretacji systemu depozycyjnego Tunfisk. Źródło: Opracowanie własne.

Lp	Nazwa zdjęcia	Rok wykonania	Jakość zapisu sejsmicznego	Komentarze
1	ST97M5	1997	słaba do dobrej	Bardzo duże zdjęcie sejsmiczne 3D, powstałe z połączenia wielu zdjęć 3D (DNT98, MN9601, ANO9701 i innych).
2	DG06M01	2007	Dobra	PSTM. Zreprocesowane przez firmę DONG w celu poszukiwawczym. Po interpretacji geologicznej konsorcjum firm zdecydowało o zwolnieniu obszaru.
3	BPN0501R08	2008	Bardzo dobra	Kluczowe zdjęcie sejsmiczne dla złoża Skarv. Powstało po reprocessingu do PSDM zdjęcia sejsmicznego BPN0501.
4	ANO9403-EO-T11	2011	Bardzo dobra	Zdjęcie sejsmiczne 3D zreprocesowane dla potrzeb koncesji PL558.
5	ANO9403-EO-T11-Inversion	2012	Dobra i bardzo dobra	Inwersja sejsmiczna wykonana w dwóch etapach na zlecenie partnerów koncesyjnych PL558 przez firmę Schlumberger w celu lepszego rozpoznania systemu depozycyjnego Tunfisk.

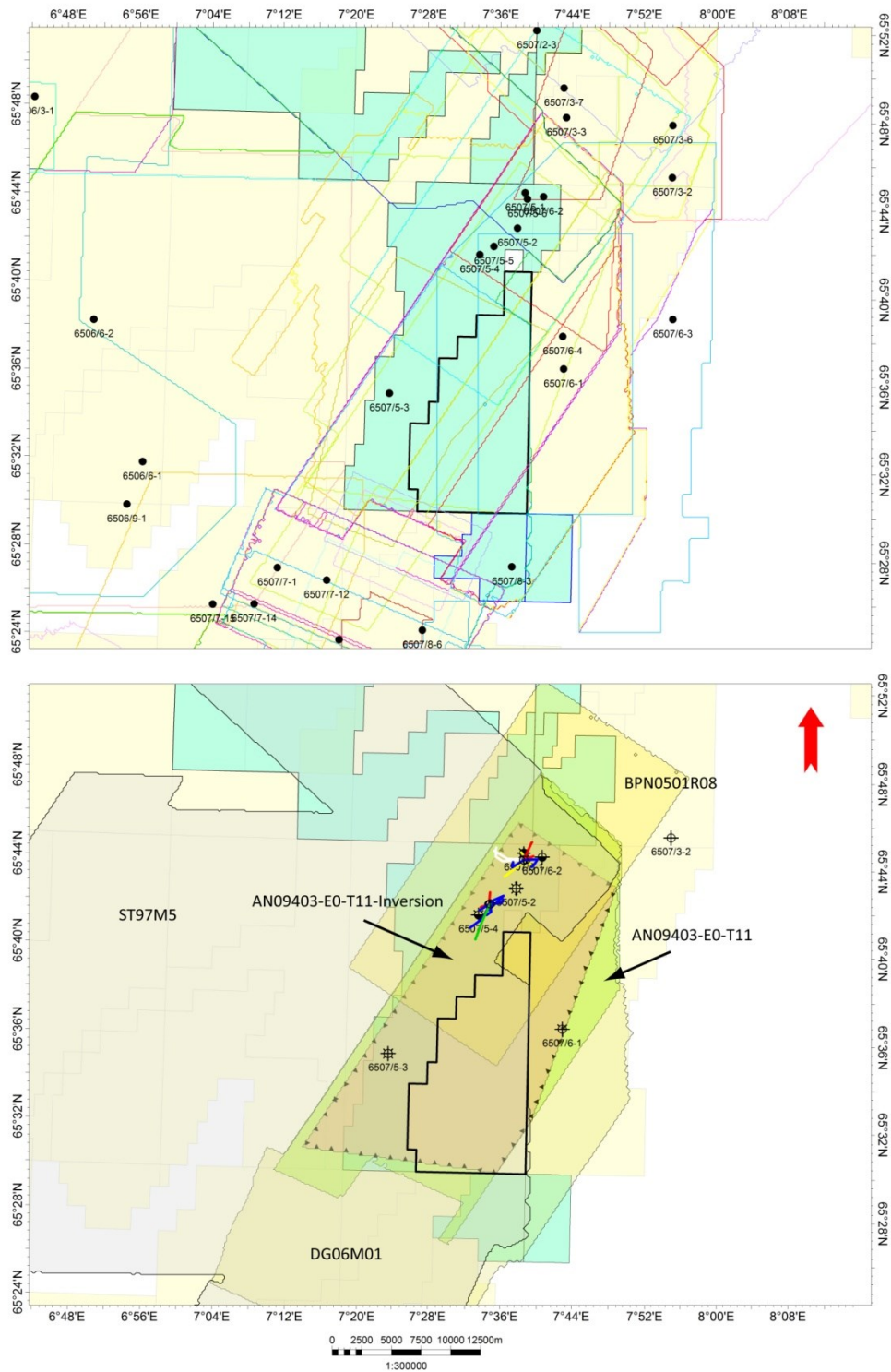


Fig. 3.3 Lokalizacja zdjęć sejsmicznych 3D wykonanych w rejonie studiów.

Na górnej mapie naniesiono lokalizację wszystkich zdjęć sejsmicznych 3D, wykonanych w rejonie niniejszych studiów. Ze względu na czytelność mapy nie naniesiono lokalizacji profili 2D. Na mapie dolnej zaznaczono jedynie te zdjęcia sejsmiczne 3D, które wykorzystano do interpretacji systemu depozycyjnego Tunfisk. Obrysem koloru czarnego zaznaczono granice koncesji PL558. Ponadto naniesiono lokalizację odwiertów poszukiwawczych oraz rozpoznawczych i eksploatacyjnych odwierconych na złożu Skarv. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

3.2.2 DANE OTWOROWE

W obszarze niniejszych studiów odwiercono wiele otworów poszukiwawczych, rozpoznawczych i eksploatacyjnych. Głównym celem tych odwiertów było rozpoznanie potencjału naftowego utworów jurajskich i kredowych w rejonie terasy Dønna oraz permu, triasu i jury na Wyniesieniu Nordland (Fig. 3.4). Osady młodsze, trzeciorzędowe traktowane były i są nadal jako strefa z lokalnie występującym gazem płytkim (shallow gas), którego występowanie utrudnia wiercenie głębokich otworów. Z tego też względu istniejąca baza danych otworowych z trzeciorzędu jest znacznie uboższa niż z formacji głębszych. Dostępne z tego interwału pomiary karotażowe wykonywane były głównie w trakcie wiercenia (tzw. LWD, MWD). Jedynie otwór 6507/5-1 posiada pełną bazę pomiarów karotażowych, wykonanych w trzeciorzędzie, łącznie z profilowaniem akustycznym DTS. Dane tego odwiertu wykorzystywane były w opracowywaniu analiz AVO oraz inwersji sejsmicznej.

W trzeciorzędzie próby okruchowe, w większości otworów, pobierano sporadycznie i nieregularnie. Rdzeń pobrano jedynie w jednym otworze produkcyjnym 6507/5-11H, odwierconym w 2012 na złożu Skarv. Decyzję o pobraniu tego rdzenia podjęto po tym, jak w otworze 6507/5-J2 wystąpił problem techniczny podczas cementowania rur 13 5/8" w formacji Kai, w strefie podwyższonego zgazowania. Kwestię tą opisano w rozdziale 4.3.

Z wszystkich odwierconych otworów dostępne są dane geologiczne i wiertnicze, rejestrowane w czasie wiercenia przez aparatury kontrolno-pomiarowe. Szczegółowy opis wykonanych badań w poszczególnych odwiertach zamieszczono w tabelach 3.2 i 3.3.

Wiercenie otworów produkcyjnych na złożu Skarv rozpoczęto w styczniu 2010 roku, czyli po rozpoznaniu systemu depozycyjnego Tunfisk. Firma BP, będąca operatorem na złożu Skarv nie posiadała w tym czasie wiedzy na temat istnienia systemu depozycyjnego Tunfisk i dlatego też nie zaplanowała żadnych badań w utworach formacji Kai. Otwory produkcyjne na złożu Skarv wiercono z 5-ciu zintegrowanych zagłowiczeń otworów (templates), zlokalizowanych w różnej odległości od kanionu (Fig. 4.5).

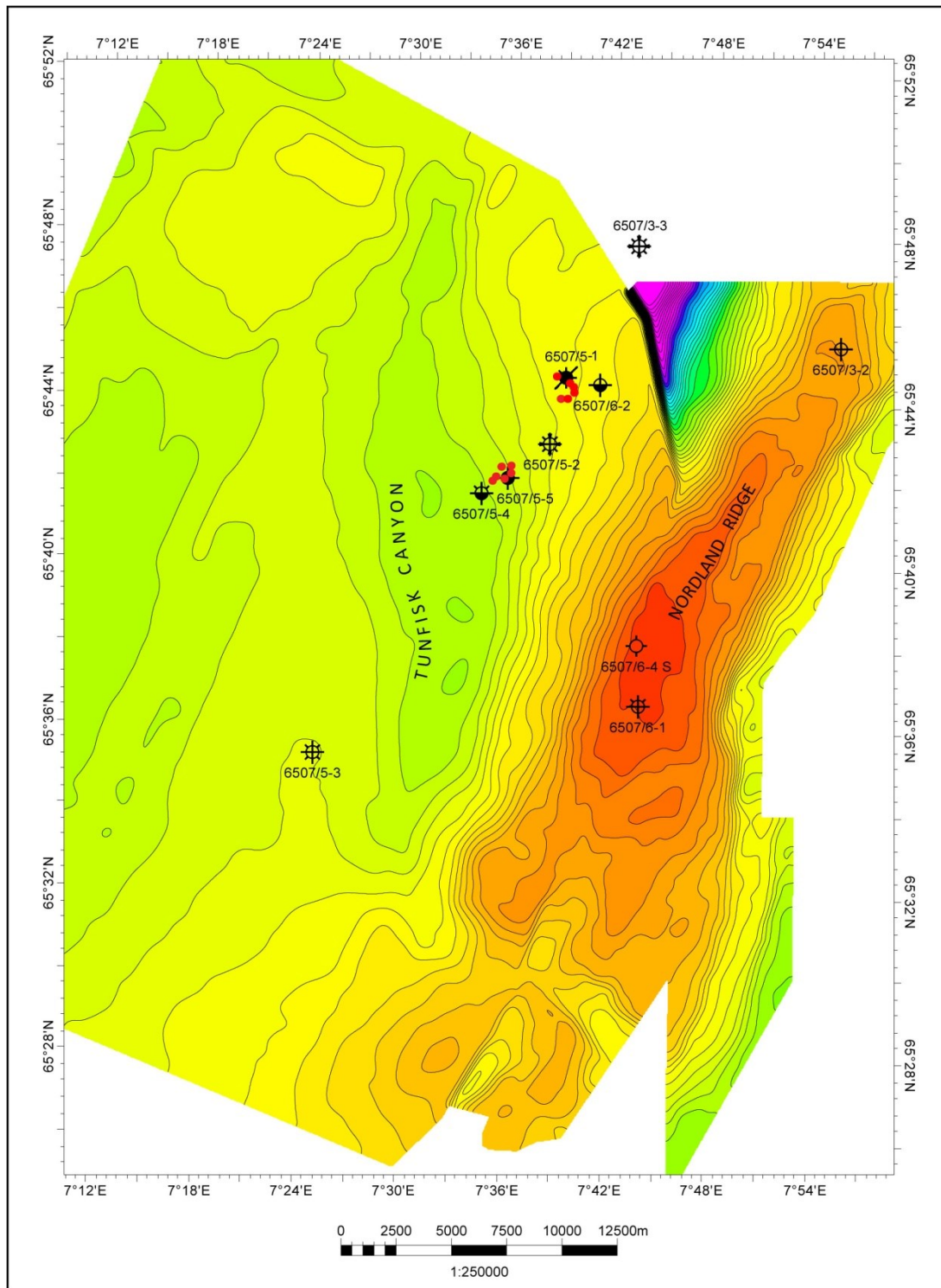


Fig. 3.4 Lokalizacja otworów w rejonie paleokanionu Tunfisk.

Otwory poszukiwawcze odwiercone na Wyniesieniu Nordland przedstawiono na tle mapy czasowej spągu kredy (BCU). Otwory poszukiwawcze, rozpoznawcze i eksploatacyjne odwiercone na złożu Skarv (Terrasa Dønna) przedstawiono na tle mapy czasowej spągu kanionu Tunfisk. Punktami koloru czerwonego pokazano lokalizację otworów eksploatacyjnych, odwierconych po 2010 roku na złożu Skarv. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Tabela 3.2 Wykaz otworów poszukiwawczych i rozpoznawczych.

W tabeli przedstawiono ogólne informacje o otworach poszukiwawczych i rozpoznawczych, wykorzystanych do opisanie systemu depozycyjnego Tunfisk, wraz z opisem wykonanych badań i analiz geologicznych w formacji Kai.
Źródło: Opracowanie własne.

Nazwa otworu	Typ otworu	Data zakończenia wiercenia otworu	Cel wiercenia	Miąższość formacji Kai [m]	Pomiary karotażowe w formacji Kai	Zgazowanie w formacji Kai	Inne
OTWORY POSZUKIWAWCZE I ROZPOZNAWCZE							
6507/6 -1	poszukiwawczy	23.08.1988	jura/trias	brak formacji Kai w profilu			
6507/6 -4S	poszukiwawczy	11.11.2011	trias	brak formacji Kai w profilu			
6507/3 -2	poszukiwawczy	27.04.1997	jura	79	LWD, akustyka	-	
6507/5 -3	poszukiwawczy	23.06.2000	kreda	418	LWD (gęstość, porowatość neutronowa, akustyka)	+	
6507/5 -4	poszukiwawczy	15.04.2001	jura	421	LWD (gęstość, porowatość neutronowa, akustyka)	+	Biostrat. w neogenie
6507/5 -5	rozpoznawczy	14.02.2002	jura	495	LWD	++	
6507/5 -2	rozpoznawczy	23.09.1999	jura	436	LWD, akustyka	++	
6507/5 -1	poszukiwawczy	03.05.1998	jura	421	gęstość, porowatość neutronowa, akustyka, fala Vp/Vs	+	Biostrat. w neogenie
6507/6 -2	poszukiwawczy	16.07.1991	jura	423	LWD (gęstość, porowatość neutronowa, akustyka)	++	
6507/3 -3	poszukiwawczy	1999	jura	395	LWD (gęstość, porowatość neutronowa, akustyka)	-	Biostrat. w neogenie

“-“ – brak

“+” – niewielki wzrost zgazowania

“++” – znaczący wzrost zgazowania w strefie zalegania kanionu

Tabela 3.3 Wykaz otworów eksploatacyjnych.

W tabeli przedstawiono ogólne informacje o otworach eksploatacyjnych, wykorzystanych do opisanie systemu depozycyjnego Tunfisk, wraz z opisem wykonanych badań i analiz geologicznych w formacji Kai.

Źródło: Opracowanie własne.

Nazwa otworu	Typ otworu	Data przewiercania formacji Kai	Cel wiercenia	Próby okruchowe w formacji Kai	Dostępne pomiary karotazowe	Zgazowanie w formacji Kai	Inne
OTWORY PRODUKCYJNE I ZATŁACZAJĄCE ODWIERCONE NA ZŁOŻU SKARV							
6507/5 -A4	Produkcyjny (gas)	22.02.2010	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	-	
6507/5 -A3	Produkcyjny (gas)	24.03.2010	jura	Co 100m	LWD (GR, Resistivity)	-	
6507/5 -A6	Produkcyjny (gas).	05.04.2010	jura	Co 100m	LWD (GR, Resistivity)	-	
6507/5 -1H	Produkcyjny (gas)	22.04.2010	kreda	*	LWD (GR, Resistivity)	+	
6507/5 -B5	Produkcyjny (ropa)	30.08.2010	Jura	*	LWD (GR, Resistivity)	++	4 próby gazu i 4 próbki okr. w Kai (1476m, 1554m, 1653m, 1701m)
6507/5 -B10	Produkcyjny (ropa)	01.10.2010	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	+	
6507/5 -B3	Zatłaczający	16.11.2010	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	-	
6507/5 -B2	Zatłaczający	12.12.2010	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	-	
6507/5 -B6	Produkcyjny (ropa)	04.01.2011	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	+	
6507/5 -B9	Produkcyjny (ropa)	11.04.2011	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	++	
6507/5 -B8	Produkcyjny (ropa)	05.08.2011	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	++	
6507/5 -J-2H	Zatłaczający	09.04.2012	jura	*	LWD (GR, Resistivity)	+	Problem z cementowaniem w Kai
6507/5 -J-1H	Produkcyjny (ropa)	30.04.2012	jura	*	LWD (GR, Resistivity) plus GR/RES na kablu	-+	Rdzeń i mini DST w Kai
6507/5 -J-3H	Zatłaczający	29.09.2012	jura	*	LWD (GR, Resistivity)	+	
6507/5 -J-4H	Produkcyjny (ropa)	19.10.2012	jura	-	LWD (GR, Resistivity)	-	

"-" – brak

"+" – niewielki wzrost zgazowania

"++" – znaczący wzrost zgazowania w strefie zalegania kanionu

"*" – dostępne próby okruchowe z formacji Kai

3.3. FORMACJA KAI

W roku 1998 Dalland *et al.* umiejscowili utwory paleogenu i neogenu z rejonu Haltenbanken w grupach Hordaland i Nordland. Według ich założeń grupa Hordaland składa się z eoceńsko-oligoceńskiej formacji Brygge, natomiast grupa Nordland zawiera formacje Kai i Naust wieku mioceno-oligoceńsko-pleistoceno-pleistoceno-pleistoceno (Fig. 2.4). Miąższość osadów obydwu grup, w rejonie terasy Halten waha się od 1500 do 2000 m i rośnie do ponad 3000 m w lokalnych depocentrach basenów Møre i Vøring (Brekke, 2000).

W roku 2007 Eidvin *et al.*, w oparciu o nowe badania biostratygraficzne, wykonane dla kilku otworów z Basenu Halten oraz analizę danych sejsmicznych, przesunęli dolną granicę formacji Kai do spągu miocenu środkowego zakładając, że ilasto-mułowcowe osady formacji Kai i piaszczyste utwory formacji Molo, rozciągające się wzdłuż wybrzeża Norwegii, są równowiekowe (Tabela 3.4 i Fig. 3.5). Firma Geolink, która wykonała analizy sedimentologiczne dla potrzeb koncesji PL558, przyjęła spąg formacji Kai w spągu miocenu (za Dalland *et al.* 1998). W opracowanym raporcie firma ta wyraża jednak pogląd, że kwestia wydzielenia spągu formacji Kai jest ciągle dyskusyjna i wymaga dalszych badań.

Tabela 3.4 Pozycja formacji Kai w profilu stratygraficznym.

Litostratygrafia górnej części trzeciorzędu w rejonie Terasy Halten według Dalland *et al.* 1998 i Eidvin *et al.* 2007.

ERA	PERIOD	CHRONOSTRATIGRAPHY		Date [my]	Lithostratigraphy									
					Group	Dalland et al.	Eidvin 2007							
TERTIARY	NEOGENE	QUATERNARY		1.65	Nordland	KAI	Nordland							
		PLIOCENE	Late	PIACENZIAN				3.5	NAUST	NAUST				
			Early	ZANCLIAN					KAI/MOLO					
		MIOCENE	L	MESSINIAN				5.2	KAI	KAI/MOLO				
				TORTONIAN							6.3			
				SERRAVALLIAN								10		
				LANGHIAN									15.2	
				BURDIGALIAN										25.2
				AQUITANIAN										
		PALEOGENE	OLIGOCENE	L				30	BRYGGE	Hordaland				
	E			RUPELIAN										
	EOCENE			L	PRIABONIAN									
		M	BARTONIAN											
		LUTETIAN												
		E	YPRESIAN											

Dla potrzeb niniejszej pracy przyjęto, podobnie jak firma Geolink, podział zaproponowany przez Dalland *et al.* w 1988 roku. Podział ten stosowany jest również przez inne firmy, takie jak BP, Statoil i EON, prowadzące prace poszukiwawcze w tym rejonie.

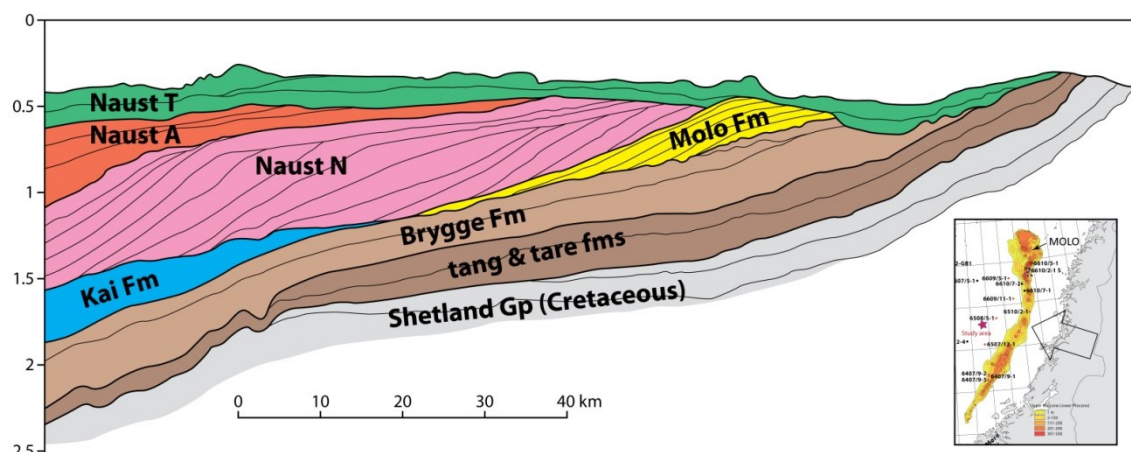


Fig. 3.5 Przekrój geologiczny przez formacje Kai i Molo.

Przekrój obrazuje równowiekowość formacji Kai i piaszczystej formacji Molo, zalegających powyżej formacji Brygge w rejonie szelfu Środkowej Norwegii. Na dołączonej mapie pokazano przestrzenną lokalizację piaszczystej formacji Molo na szelfie Środkowej Norwegii (Eidvin et al. 2007). Gwiazdką koloru czerwonego zaznaczono lokalizację systemu depozycyjnego Tunfisk.

W miocenie, na obszarze wschodniej krawędzi Północnego Atlantyku, miała miejsce działalność kompresyjna, która przyczyniła się do powstania szeregu struktur kompresyjnych typu kopuł (domes), udokumentowanych również na analizowanym obszarze (Fig. 3.6). Osady formacji Kai wypełniają zazwyczaj synkliny wokół mioceńskich struktur inwersyjnych, występujących w basenach Møre i Vøring. Strop formacji Kai interpretowany jest poniżej niskokątowych, progradujących w kierunku zachodnim klinoform formacji Naust (Løseth & Henriksen, 2005) (Fig. 3.7). Miąższość formacji Kai zmienia się lokalnie od 0 do ponad 500m. W analizowanym obszarze formacja ta cienieje w kierunku Wyniesienia Nordland, zarówno od strony terasy Dønna (gdzie osiąga miąższość do ponad 400m) jak i Platformy Trøndelag od strony wschodniej. Jej brak stwierdzono na wyniesieniu Sør, gdzie utwory formacji Naust zalegają bezpośrednio na osadach paleogenu lub starszych (Fig. 3.8).

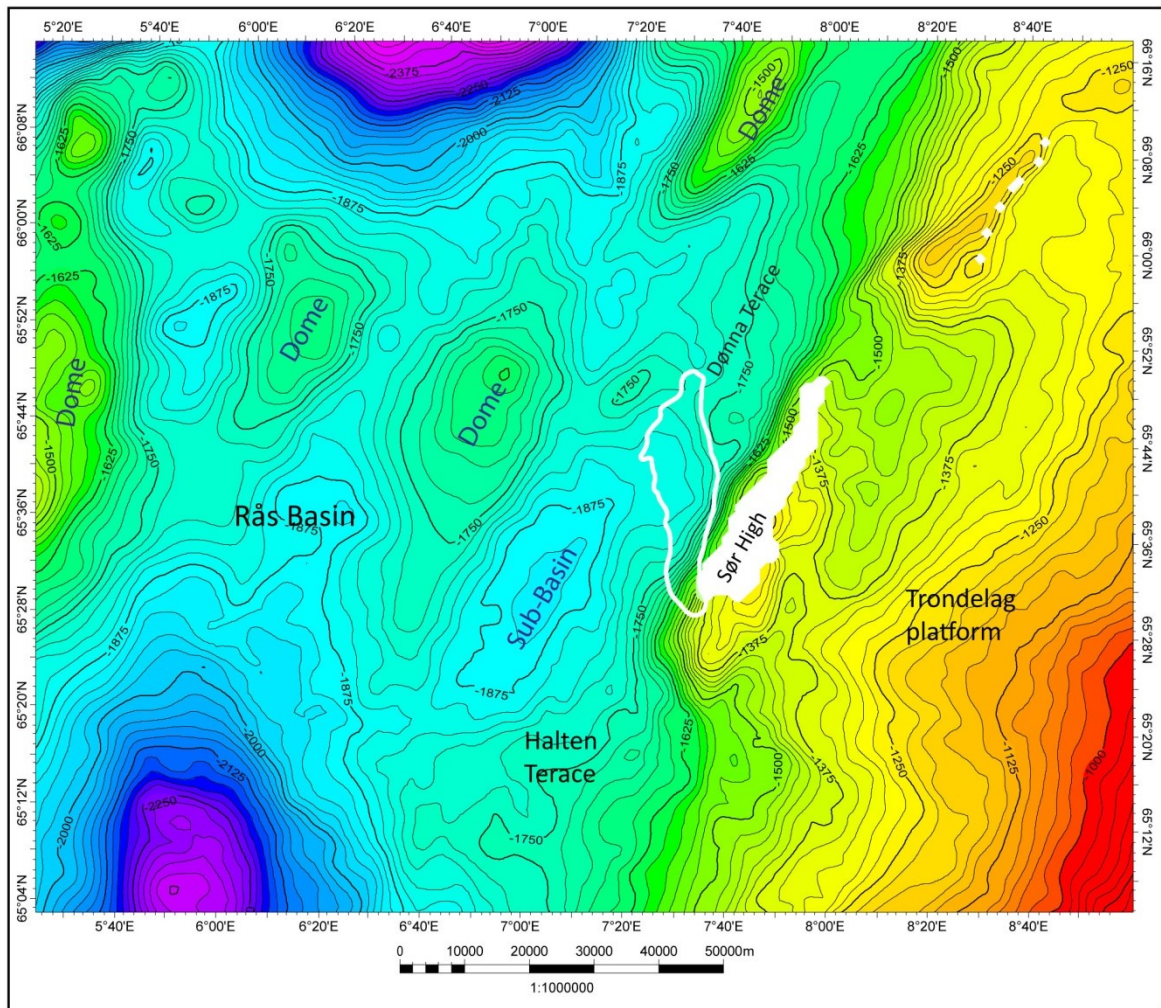


Fig. 3.6 Mapa czasowa spągu miocenu z rejonu Haltenbanken.

W części centralnej mapy, poligonem koloru białego, zaznaczono lokalizację kanionu Tunfisk. W południowej części Wzniesienia Nordland (Sør High) brak jest osadów miocenu a jura przykryta jest bezpośrednio utworami formacji Naust. Źródło: Interpretacja własna na materiałach PGNiG UI.

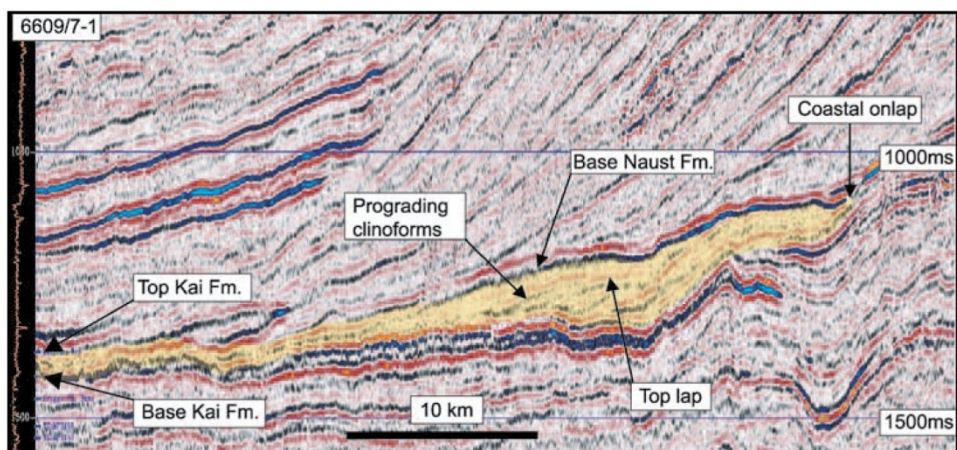


Fig. 3.7 Profil seismiczny z Basenu Helgeland.

Pozycja seismostratygraficzna progradujących klinoform formacji Kai w relacji do przykrywających ją struktur typu downlaps formacji Naust. (Løseth & Henriksen, 2005)

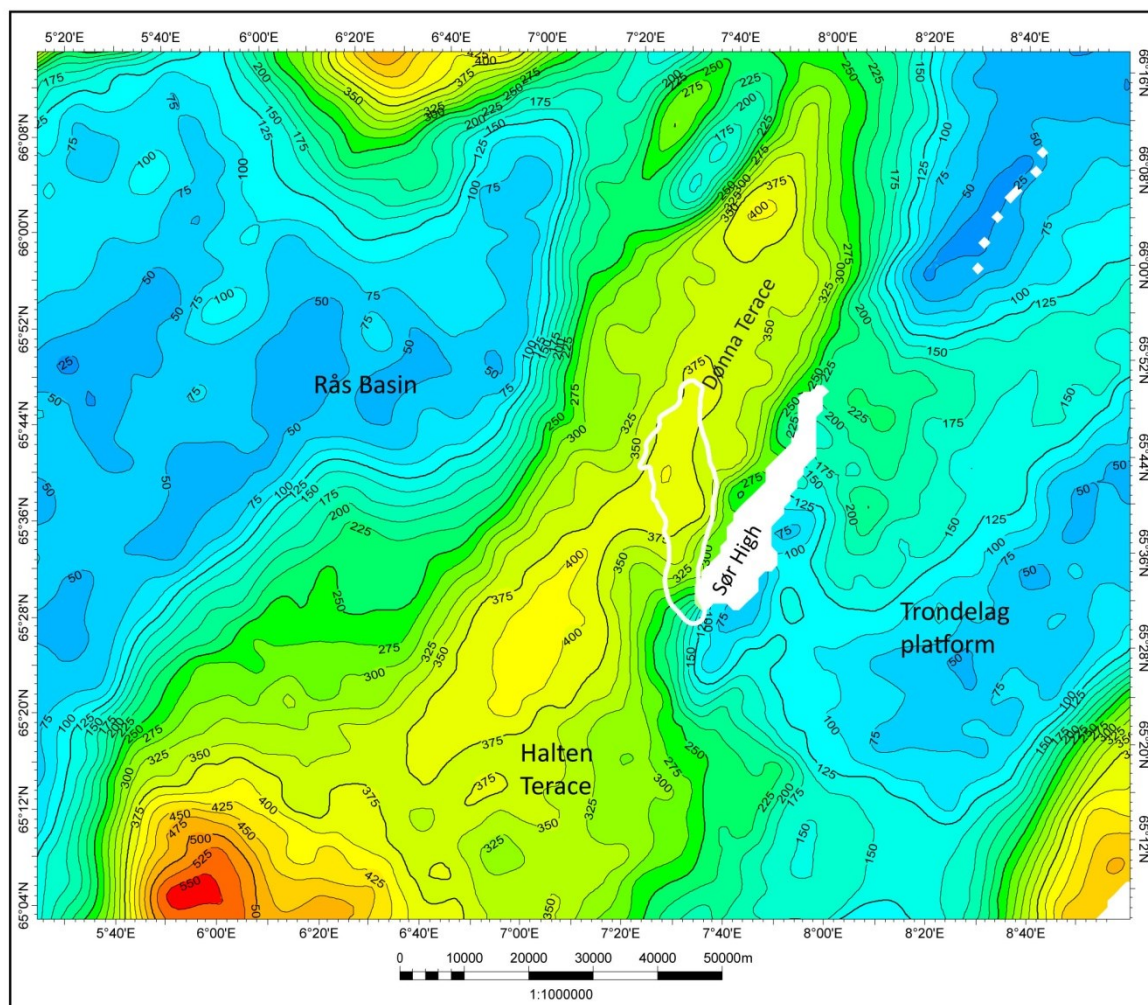


Fig. 3.8 Mapa miąższości osadów formacji Kai na obszarze Haltenbanken.

Poligon oznaczony białym kolorem pokazuje lokalizację kanionu Tunfisk, rozciągającego się na NW od wyniesienia Sør, w kierunku Terasy Dønna. Źródło: Interpretacja własna na materiałach PGNiG UI.

3.4. POZYCJA STRUKTURALNA I PODSTAWOWE PARAMETRY KANIONU

Kanion Tunfisk udokumentowany został na zachodnim skłonie wyniesienia Sør (Fig. 3.8 i Fig. 3.11). Wyniesienie to jest najbardziej wydzwigniętą częścią Wyniesienia Nordland, ograniczającego Platformę Trøndelag od strony zachodniej. W profilu tego wyniesienia występują osady węglanowe i klastyczne paleozoiku, iłowce i ewaporaty triasu oraz osady piaszczysto-iłowcowe dolnej i środkowej jury. Utwory mezozoiczne przykryte są osadami trzeciorzędowymi (głównie pliocenem).

Głowa paleokanionu znajduje się w południowej części Wyniesienia Nordland i charakteryzuje się typowym, dla tej części kanionu, układem amfiteatralnym. Widać szereg wciętych dolin, rozchodzących się promieniście do punktu rozpoczęcia kanionu. Długość wyinterpretowanego paleokanionu wynosi około 40km (Fig. 3.9).

Biegnie on nieco sinusoidalnie, lekko zapadając w kierunku północnym. W górnej strefie, blisko punktu rozpoczęcia, dolina posiada charakterystyczny dla tej części kanionów - V - kształtny charakter. Przesuwając się ku dołowi, kanion przyjmuje kształt litery - U -, a jego szerokość wzrasta i dochodzi do 8 km. W dolnej części dolina zawęża się i zmienia kierunek wskutek ograniczającego go wyniesienia od strony zachodniej. Jest prawdopodobnym, że paleokanion wychodzi poza obszar pokazany na załączonych mapach, jednakże, ze względu na niską jakość zdjęć sejsmicznych 3D dostępnych poza granicami koncesji PGNiG UI, interpretację przerwano. Głębokość zalegania paleokanionu zmienia się od około 1450m w górnej jego części do około 1750m w strefie centralnej i dolnej. Wysokość od szczytu Wyniesienia Nordland do podłoża kanionu wynosi około 570m w pionie i około 650m po upadzie (Fig. 3.10).

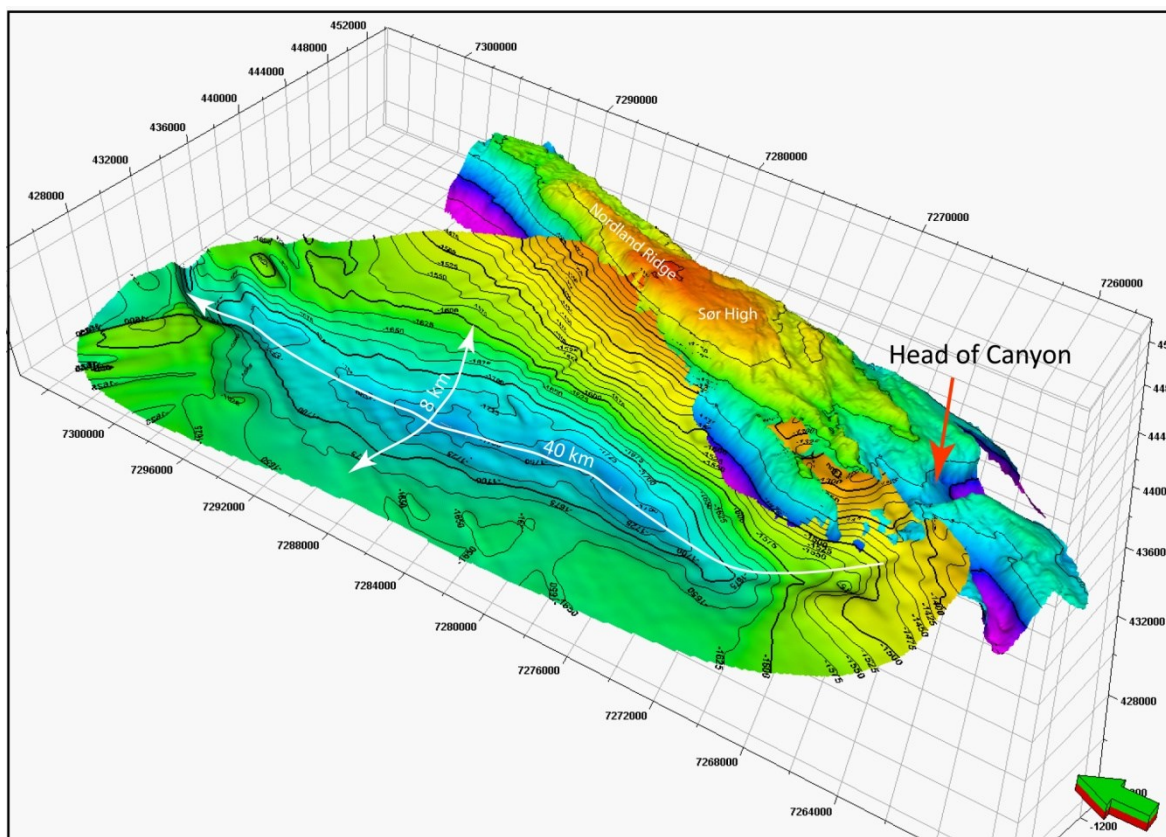


Fig. 3.9 Główne parametry kanionu Tunfisk.

Opracowanie własne w oparciu o dane PGNiG U.I

Paleokanion Tunfisk, nietypowo dla większości opisywanych w literaturze kanionów, biegnie niemal równoległe do krawędzi Nordland. Wydaje się, że istotny wpływ na przebieg osi kanionu miały kompresyjne wyniesienia mioceńskie (domes), ograniczające go od strony zachodniej. Mapa czasowa granicy sekwencji Zan2sb, wyinterpretowanej przez geologów z firmy Geolink, pokazuje kształt kanionu w jego górnej i środkowej części. Firma Geolink ograniczyła interpretację kanionu do zachodniej granicy koncesji PL558 (Fig. 3.11).

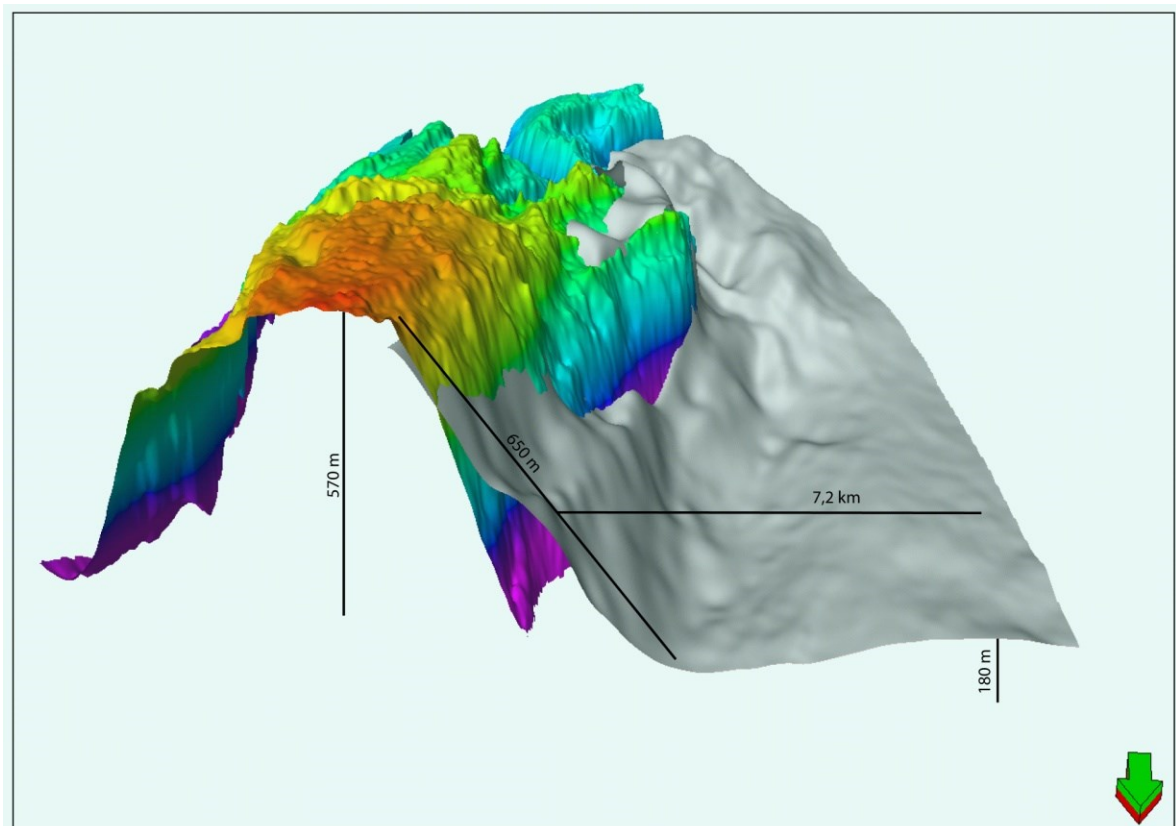


Fig. 3.10 Główne parametry kanionu Tunfisk.

Źródło: Opracowanie własne w oparciu o dane PGNiG UI.

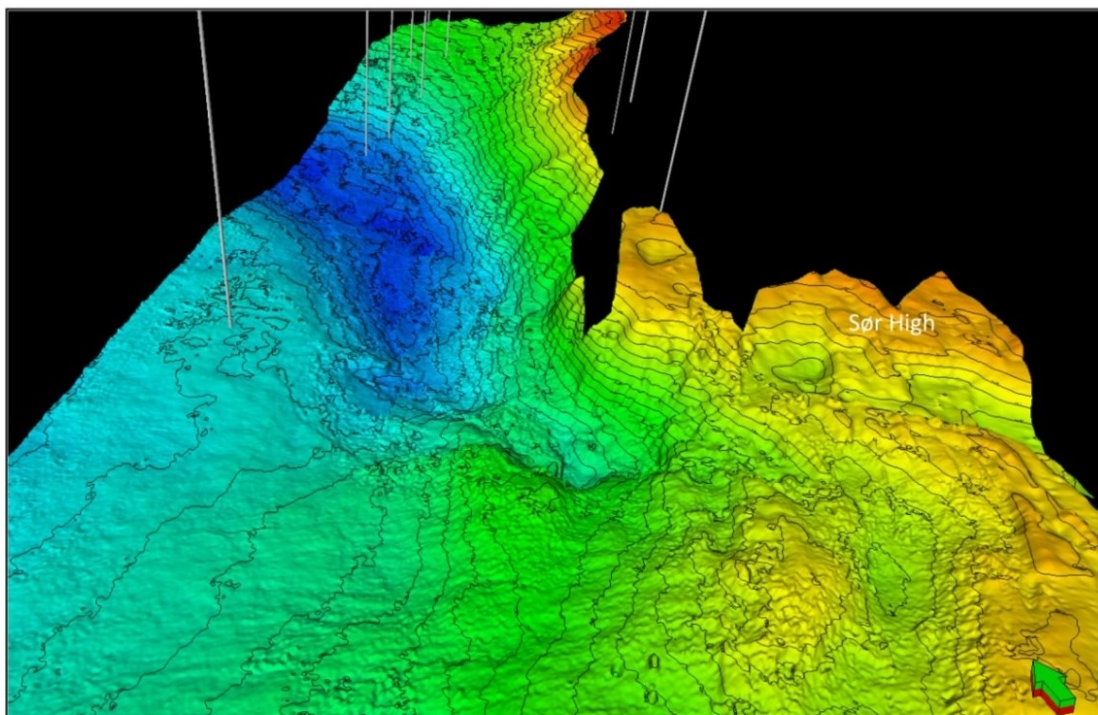


Fig. 3.11 Mapa czasowa 3D granicy sekwencji Zan 2sb.

Mapa ta pokrywa się ze spągiem kanionu Tunfisk. Dodatkowo naniesiono odwierty poszukiwawcze i rozpoznawcze odwiercone w tym rejonie. W południowej części Wyniesienia Sør rysuje się wyraźnie głowa kanionu z widocznymi formami poerozyjnymi jak grzbiety, rowy tektoniczne. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o interpretację firmy Geolink (2011).

3.5. ROZKŁAD LITOFACJI I UKŁAD DEPOZYCYJNY WEWNĄTRZ KANIONU

3.5.1 DYNAMIKA WYPEŁNIANIA KANIONU

Interpretacja struktur sedimentacyjnych wypełniających paleokanion wykonana została niezależnie przez dwa zespoły geologów, z wykorzystaniem różnych baz danych geologicznych (sejsmicznych i otworowych) oraz różnych programów specjalistycznych. Po raz pierwszy ten system depozycyjny został rozpoznany i częściowo zinterpretowany w PGNiG Norway w roku 2009. Założono wówczas, że każda oddzielna sekwencja depozycyjna jest oddzielną pułapką stratygraficzną, w której występować mogą piaskowce wypełnione węglowodorami. Rozkład struktur wypełniających kanion, wyinterpretowanych przez PGNiG UI przedstawiono na [Fig. 3.12](#). Wewnątrz paleokanionu udokumentowano 6 kanałów wypełniających, układających się w cztery ciągi depozycyjne oraz dwie struktury osuwiskowe typu fartuchowego: Apron 1 i Apron 2. Osuwiska te zamykają proces osadzania się osadów w tym kompleksie depozycyjnym. Rozmieszczenie części tych struktur względem siebie pokazano na przekroju sejsmicznym ([Fig. 3.13](#)).

Interpretację stropu wszystkich struktur wypełniających paleokanion wykonano na najnowszych zdjęciach sejsmicznych 3D z tego rejonu, po amplitudach ujemnych zakładając, że odzwierciedlają one przejście do formacji piaszczystych w stropach każdej ze struktur (obniżenie impedancji akustycznej przy przejściu z ośrodka skalnego o większej gęstości całkowitej do ośrodka o gęstości mniejszej). Spąg każdego z kanałów poprowadzono po amplitudach dodatnich, prawdopodobnie związanych z przejściem do ośrodka skalnego o większej gęstości całkowitej (nieporowatych iłowców). Występowanie tych refleksów jest bardzo dobrze widoczne na profilach sejsmicznych i powtarza się dla każdej sekwencji depozycyjnej.

W roku 2010 dodatkowa interpretacja geologiczna tego systemu depozycyjnego wykonana została przez firmę Geolink, na zlecenie firm posiadających udziały w koncesji PL558. Interpretacja ta opracowana została bez jakiegokolwiek konsultacji z PGNiG Norway, na innych zdjęciach sejsmicznych 3D, bez wykorzystania informacji z otworów eksploatacyjnych wierconych w tym czasie na złożu Skarv. Firma Geolink jest firmą konsultingową, zatrudniającą doświadczonych sedimentologów, wykonującą od lat podobne analizy dla innych firm prowadzących poszukiwania na Norweskim Szelfie Kontynentalnym. Oprócz doświadczenia posiada pełną bazę danych geologicznych i szeroką wiedzę na temat depozycji osadów i rozkładu facji na całym Szelfie Kontynentalnym. Geolodzy z Geolink wykonali szczegółową interpretację poszczególnych sekwencji depozycyjnych oraz próbowali znaleźć odpowiedź, czy i w jakiej części kanionu mogą występować nagromadzenia miąższych piaskowców, mogących stanowić skałę zbiornikową dla węglowodorów.

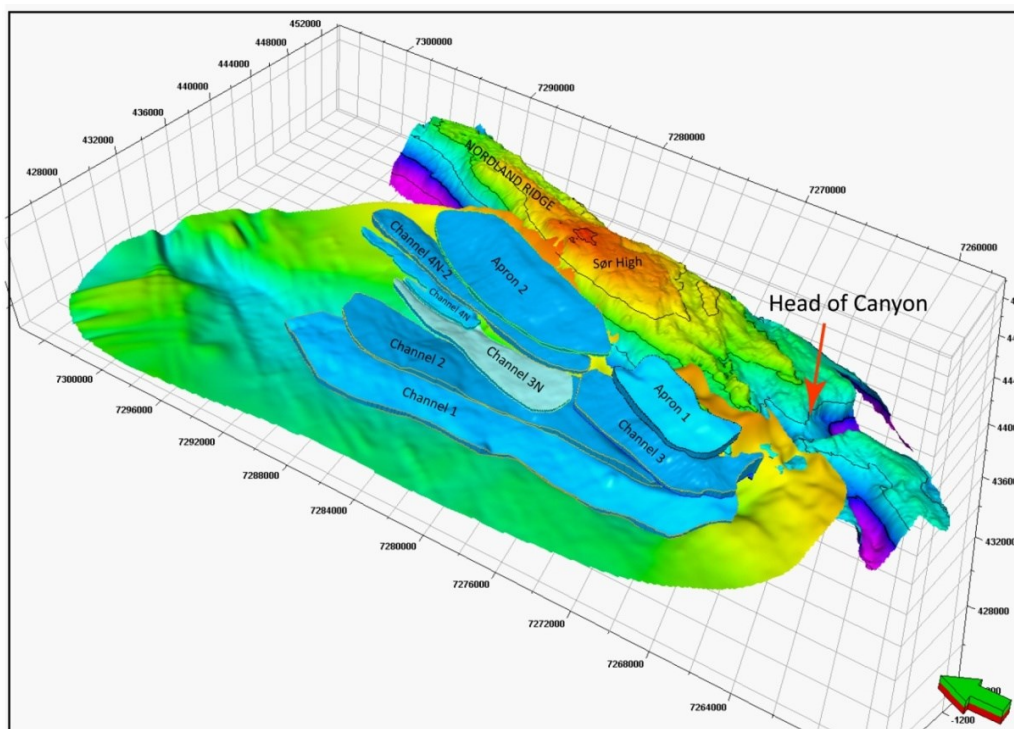


Fig. 3.12 Mapa 3D systemu depozycyjnego Tunfisk.

Na mapie pokazano rozmieszczenie przestrzenne wszystkich ośmiu struktur wypełniających kanion Tunfisk (sześć kanałów (channels) i dwie struktury osuwiskowe - Apron 1 i 2), wyinterpretowanych w PGNiG UI. Na mapie widać również głowę kanionu, znajdującą się w południowej części Wzniesienia Nordland. Osady tej części Wzniesienia zostały mocno zerodowane i zniesione przez prądy turbidytowe do zalegającego po stronie wschodniej kanionu. Źródło: Opracowanie własne, na materiałach PGNiG UI.

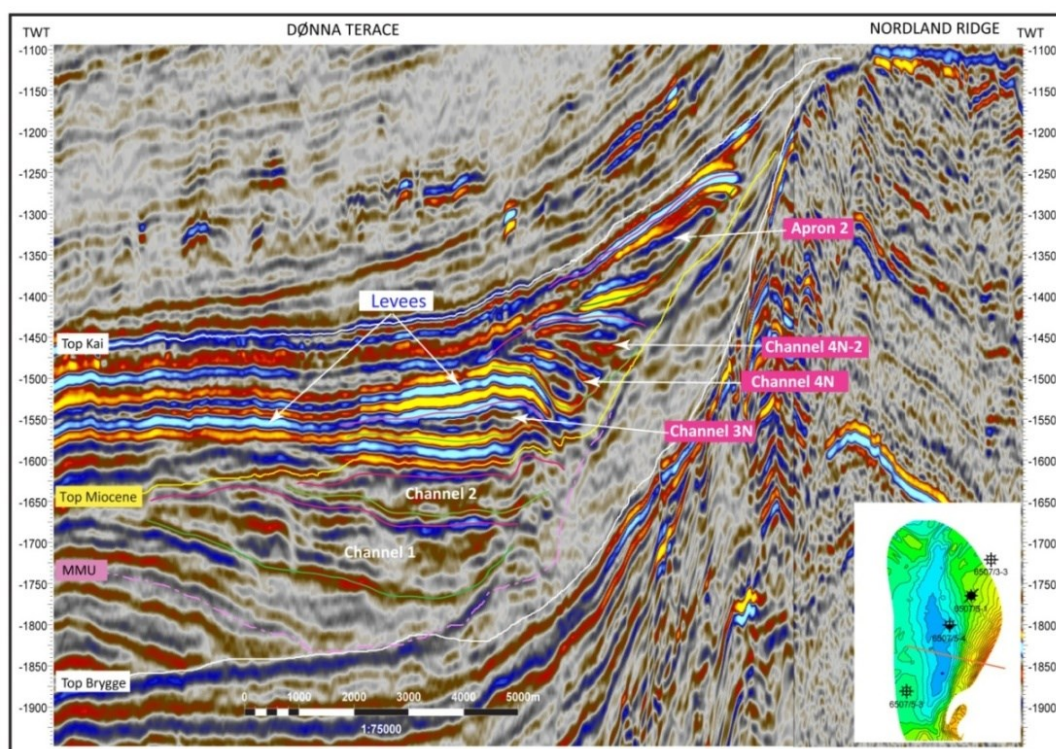


Fig. 3.13 Przekrój sejsmiczny przez system depozycyjny Tunfisk.

Na przekroju naniesiono interpretację poszczególnych kanałów wypełniających i osadów pozakanałowych (levee). Granica MMU (Middle Miocene Unconformity) odpowiada spągowi kanionu. Na mapie znajdującej się w dolnym prawym rogu pokazano lokalizację profilu sejsmicznego na tle kanionu. Źródło: Interpretacja własna na zdjęciach sejsmicznych BPN05R08_FM i ANO9403-EO-T11. Opracowanie własne z wykorzystaniem bazy danych PGNiG UI.

Firma Geolink wydzieliła siedem sekwencji depozycyjnych wewnątrz kanionu, których powstanie datuje na wczesny i późny pliocen (Fig. 3.15). Założenie takie nie koreluje się jednak z wiekiem formacji Kai, stosowanym przez wszystkie firmy naftowe, prowadzące działalność poszukiwawczą w rejonie terasy Halten. Dla sekwencji depozycyjnych zaliczanych do wczesnego pliocenu firma Geolink zastosowała nazewnictwo odpowiednio, od najstarszych: Zan1 do Zan 4, natomiast dla późno-plioceńskich od Pia1 do Pia3. Rozmieszczenie granic sekwencji wyinterpretowanych przez firmę Geolink przedstawiono na Fig. 3.14.

Firma PGNiG UI wydzieliła, wewnątrz formacji Kai, 6 kanałów wypełniających i dwie struktury osuwiskowe typu fartuchowego. Dwa najgłębiej zalegające kanały datowane są na miocen późny – torton, natomiast pozostałe na wczesny pliocen – zankl (Fig. 3.15). Szczegółowo kwestia ta opisana została w podrozdziale 3.6.

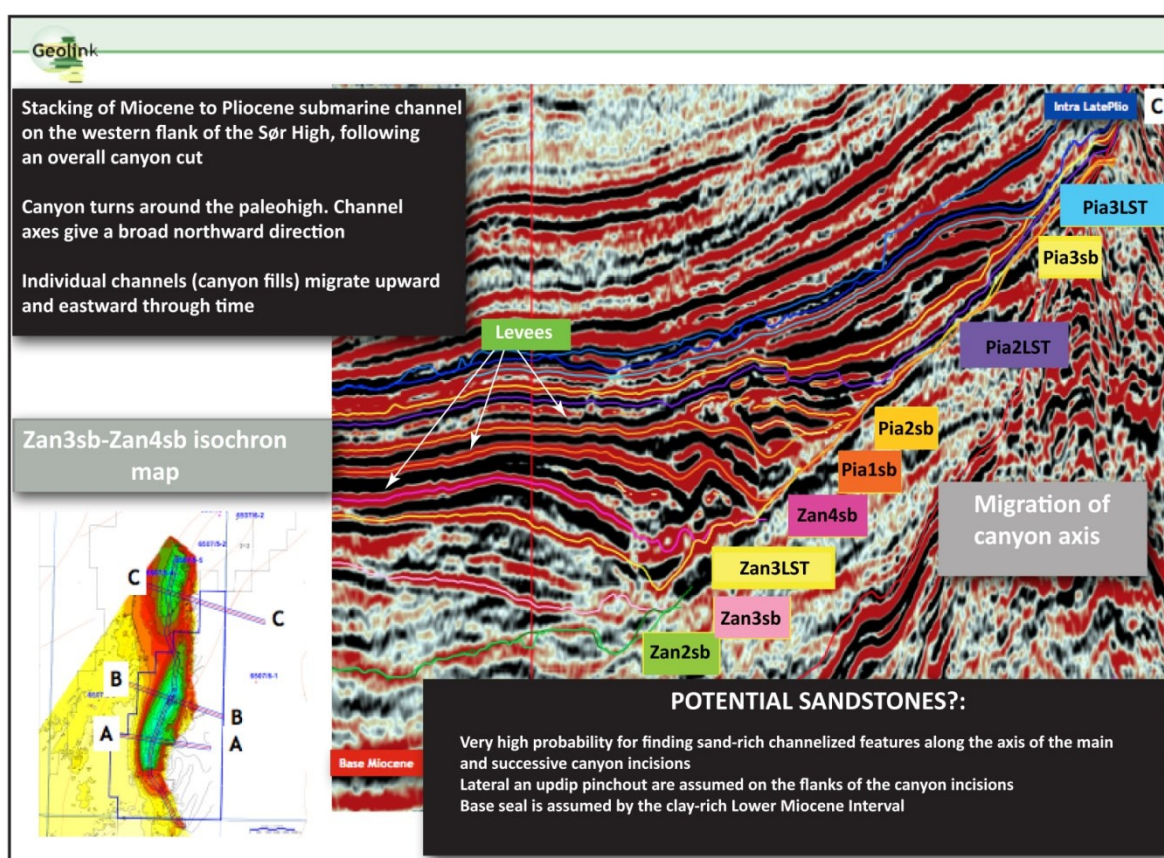


Fig. 3.14 Profil sejsmiczny z interpretacją firmy Geolink.

Załączony profil C - C przedstawia lokalizację głównych granic sekwencji wyinterpretowanych przez firmę Geolink w 2011 roku. Niniejszy załącznik pochodzi z prezentacji zapisanej w formacie .pdf, stąd dodatkowe opisy w załączeniu. Źródło: Geolink, 2011.

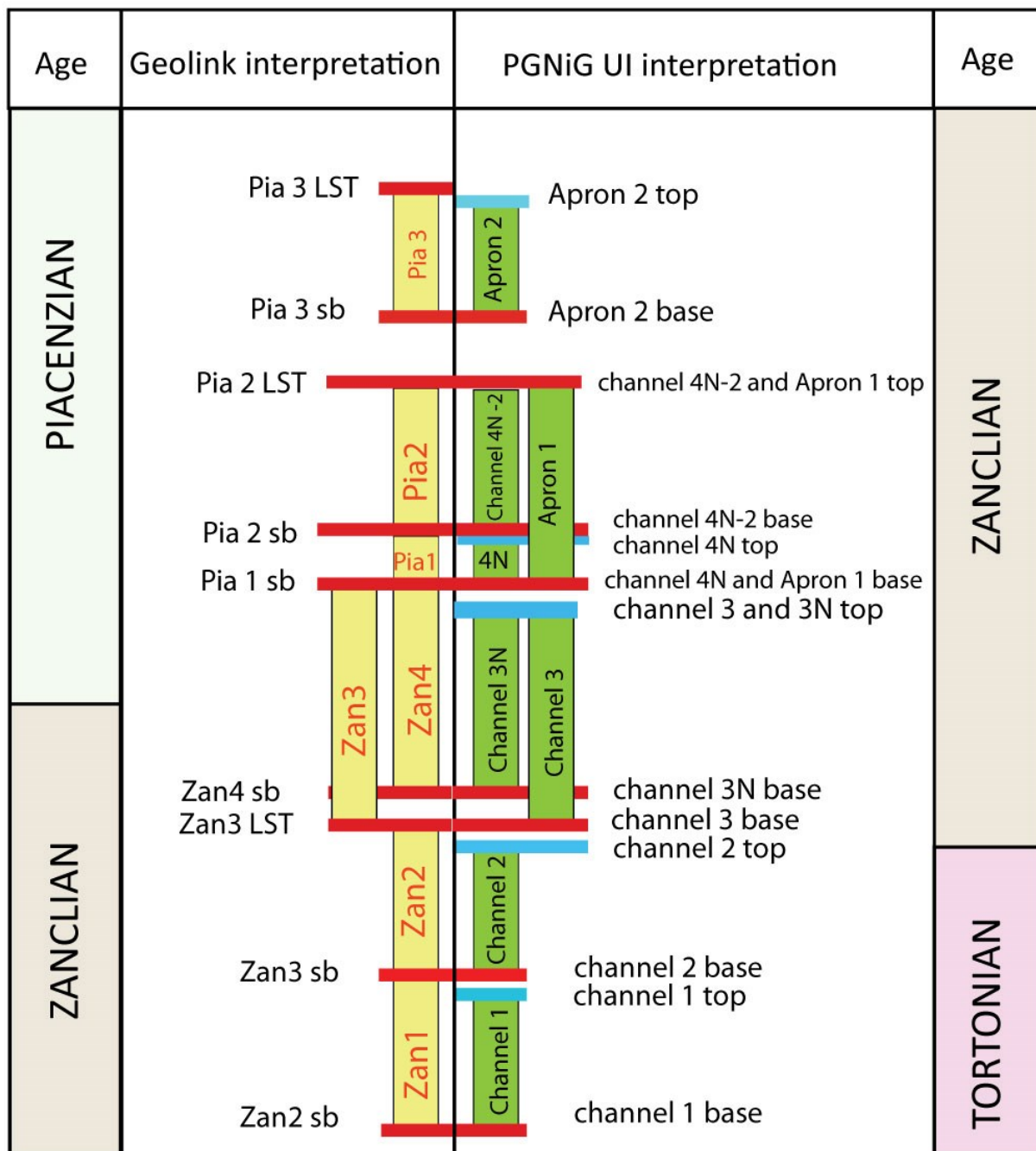


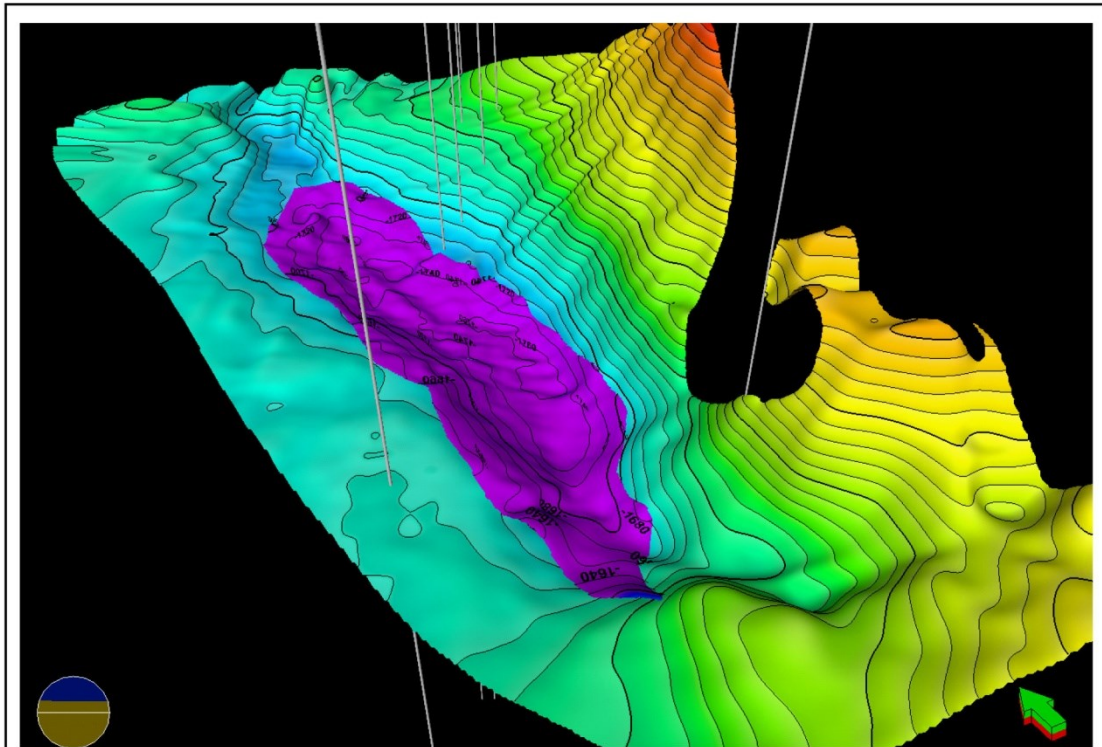
Fig. 3.15 Korelacja interpretacji firmy Geolink i PGNiG UI.

Liniami koloru czerwonego zaznaczono pozycję granic interpretowanych po tych samych refleksach sejsmicznych przez obydwie zespoły. Kolorem niebieskim zaznaczono granice sejsmiczne, interpretowane tylko przez PGNiG UI.
 Źródło: Opracowanie własne.

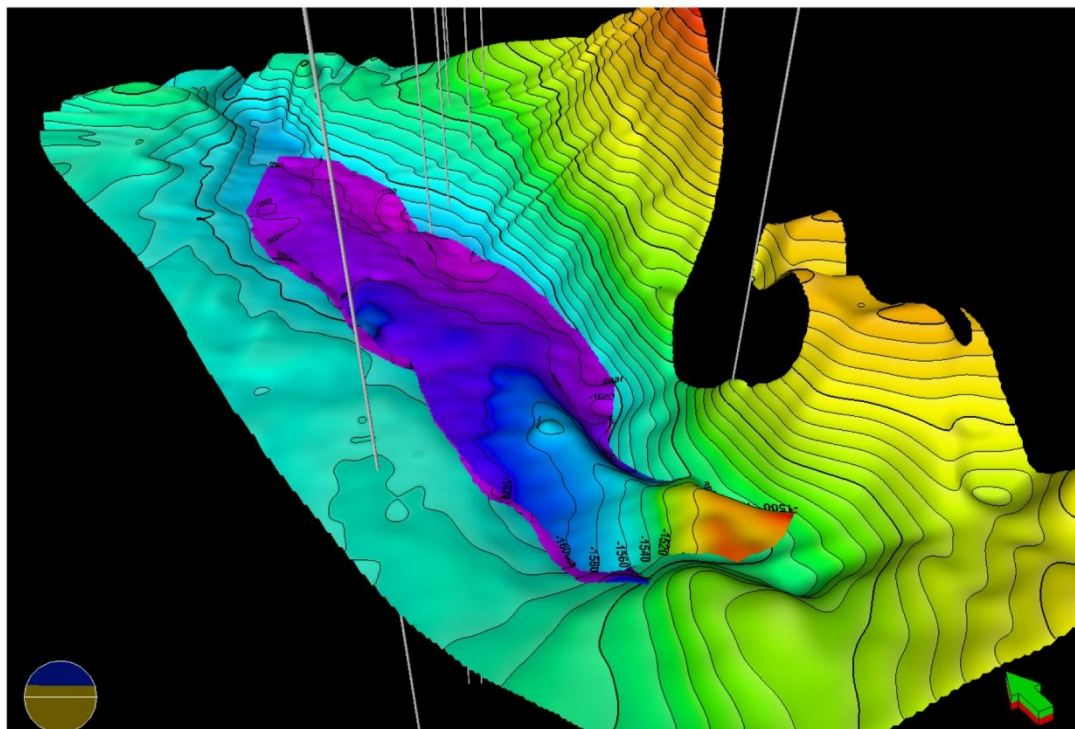
KANAŁ 1 (SEKWENCJA DEPOZYCYJNA ZAN1)

Kanał 1 (Channel 1) udokumentowany został w spągowej części paleokanionu Tunfisk (Fig. 3.16). Spąg interpretacji poprowadzono po refleksie dodatnim, odzwierciedlającym przejście fali sejsmicznej do ośrodka skalnego o większej gęstości (Fig. 3.17). Granica ta pokrywa się z granicą sekwencji Zan2sb, wyinterpretowaną przez firmę Geolink. Interpretację stropu poprowadzono po refleksie sejsmicznym ujemnym, powstałym przy przejściu fali sejsmicznej do ośrodka skalnego o gęstości niższej. Granica ta śledzi się dobrze na większości obszaru, za wyjątkiem miejsc, gdzie nad kanałem 1 zalega kanał 2. Geolodzy z firmy Geolink wyznaczyli granicę stropu sekwencji depozycyjnej Zan1 po amplitudzie dodatniej, znajdującej się nad stropem kanału 1 (Fig. 3.15). Granicę tę nazwano Zan3sb. Powierzchnia całkowita tego kanału wynosi 123 km². Największą miąższość osadów (do 160m) udokumentowano w górnej jego części, niedaleko głowy kanionu (Fig. 3.18).

Przesuwając się w kierunku dolnym kanału można wydzielić dwa, różniące się miąższością i kierunkiem przebiegu obszary. Pierwszy, o miąższości do 130 m, zalega w części górnej i odchyła się lekko na wschód od osi kanału. Drugi, znajdujący się w części dolnej, jest znacznie bardziej wypłaszczony i posiada miąższość maksymalną dochodzącą do 90m. Podobny rozkład miąższości osadów rysuje się na czasowej mapie miąższości sekwencji depozycyjnej Zan1 (Fig. 3.19). Istnieje duże prawdopodobieństwo, że w rejonach o zwiększonej miąższości, w jego górnej części, mogą występować piaskowce gruboławicowe (amalgamated sandstones) stanowiące dobrą skałę zbiornikową dla węglowodorów. Fakt, że kanał głębokomorski rozciąga się od głowy kanionu do części głębszych basenu wskazuje, że prędkość prądów morskich (przynajmniej niektórych z nich) była wystarczająca duża do prowadzenia działalności erozyjnej poniżej podstawy skłonu kontynentalnego (Geolink 2011). Wypełnianie osadami wciętej doliny erozyjnej następowało wskutek znoszenia materiału skalnego z Wyniesienia Nordland przez prądy turbidytowe. Żaden z otworów odwierconych w tym rejonie nie przewiercił tej struktury.



Wizualizacja 3D mapy czasowej spągu kanału 1 z jego lokalizacją wewnątrz kanionu.



Wizualizacja 3D mapy czasowej stropu kanału 1 z jego lokalizacją wewnątrz kanionu.

Fig. 3.16 Wizualizacja 3D zalegania kanału 1.

Na mapach naniesiono również trajektorie otworów poszukiwawczych i rozpoznawczych odwierconych w tym rejonie. Żaden z nich nie przewiercił przez tę strukturę. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

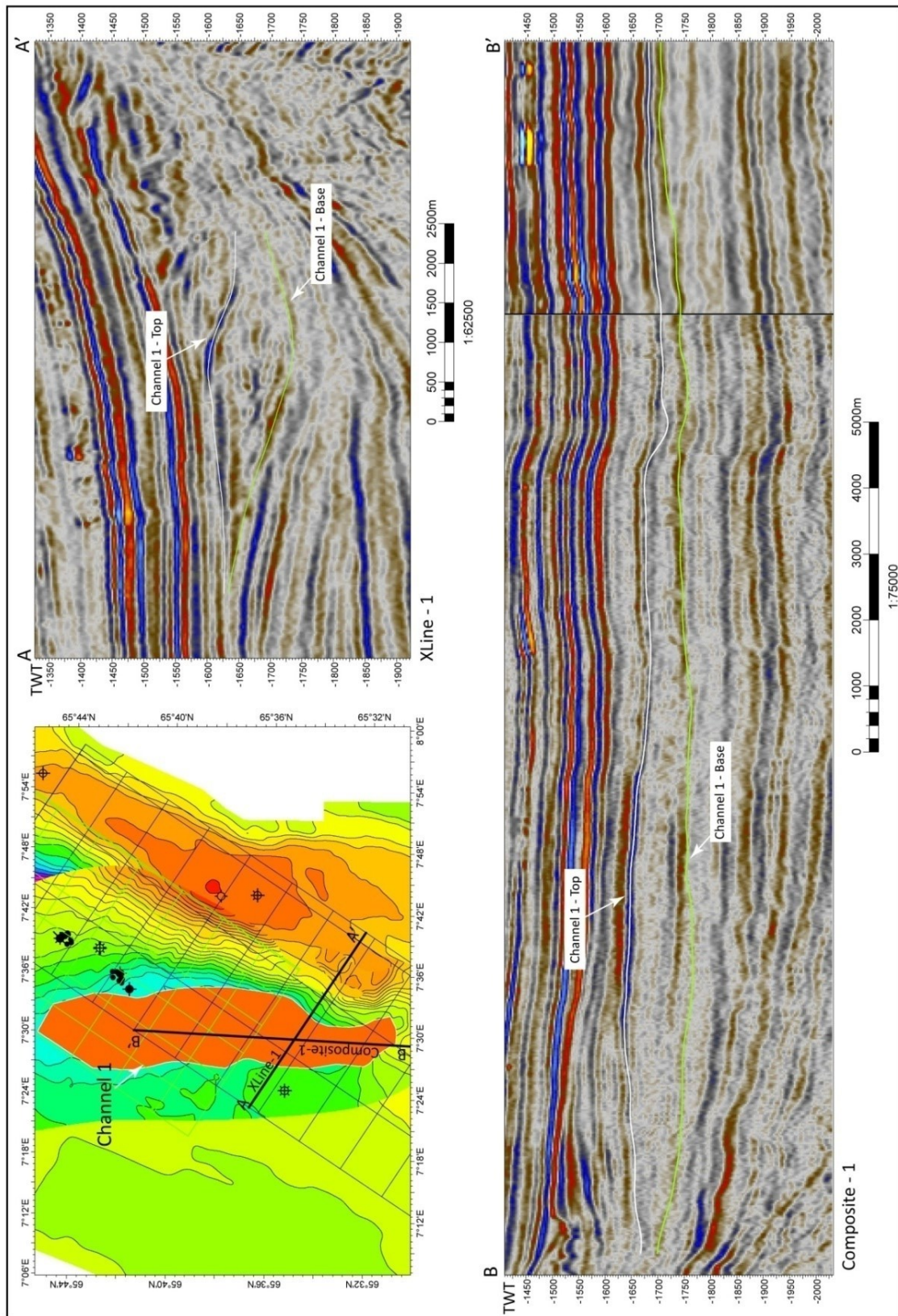


Fig. 3.17 Czasowe przekroje sejsmiczne przechodzące przez kanał 1.

Zdjęcie sejsmiczne AN09403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Na załączonej mapie pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

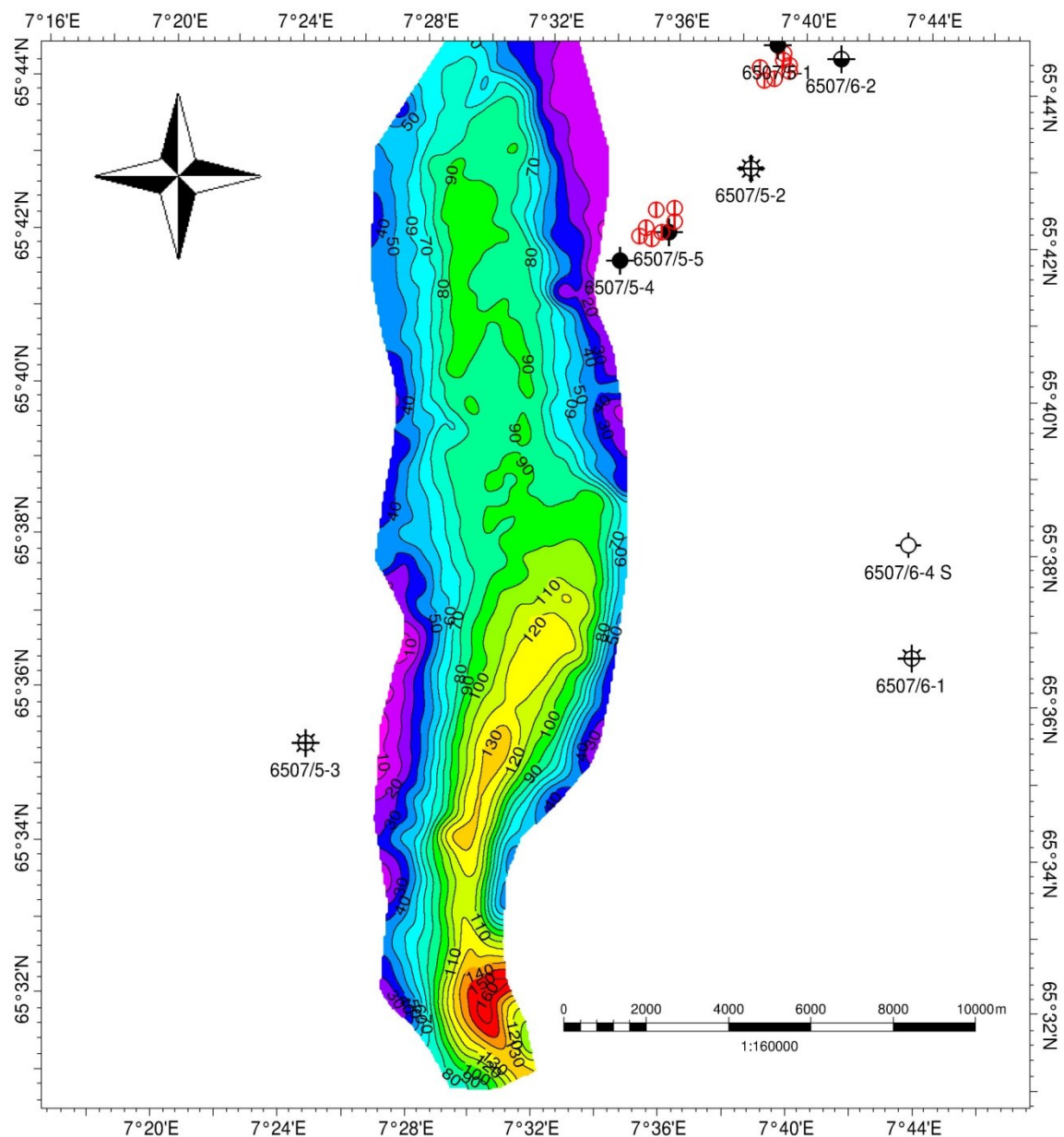


Fig. 3.18 Mapa miąższości kanału 1.

Na załączonej mapie widać wyraźnie obszar o zwiększonej miąższości, gdzie mogą występować nagromadzenia piaskowców porowatych, stanowiących dobrą skałę zbiornikową dla węglowodorów. W części dolnej struktura ta jest bardziej wypłaszczona, o mniejszej miąższości, wypełniona prawdopodobnie osadami ilastymi z przewarstwieniami piaskowców. Punktami koloru czerwonego pokazano pozycję otworów eksploatacyjnych na wysokości zalegania kanionu, odwierconych w celu udostępnienia do produkcji złoża Skarv. Powierzchnia kanału - 123 km². Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

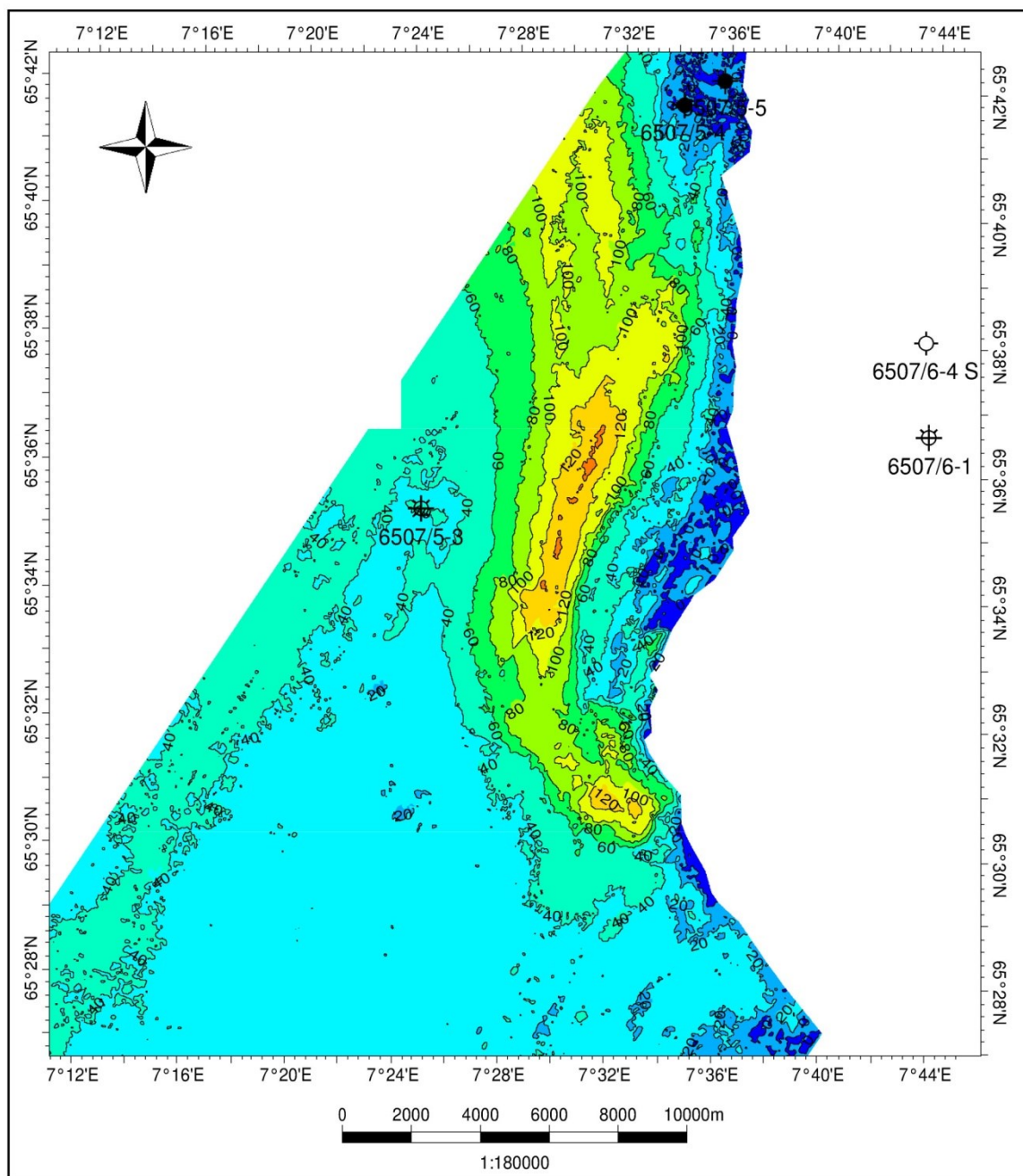


Fig. 3.19 Mapa czasowa miąższości sekwencji depozycyjnej Zan1.

Mapę miąższości wykonano dla granic sekwencji Zan3sb - Zan2sb, wyinterpretowanych przez firmę Geolink. Interpretacja ta zakończona została od strony zachodniej na granicy koncesji PL558. Podobnie jak na mapie miąższości opracowanej w PGNiG widać wyraźnie obszary o zwiększonej miąższości, związane prawdopodobnie z występowaniem piaskowców gruboławicowych w kanale. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o interpretację firmy Geolink (2011).

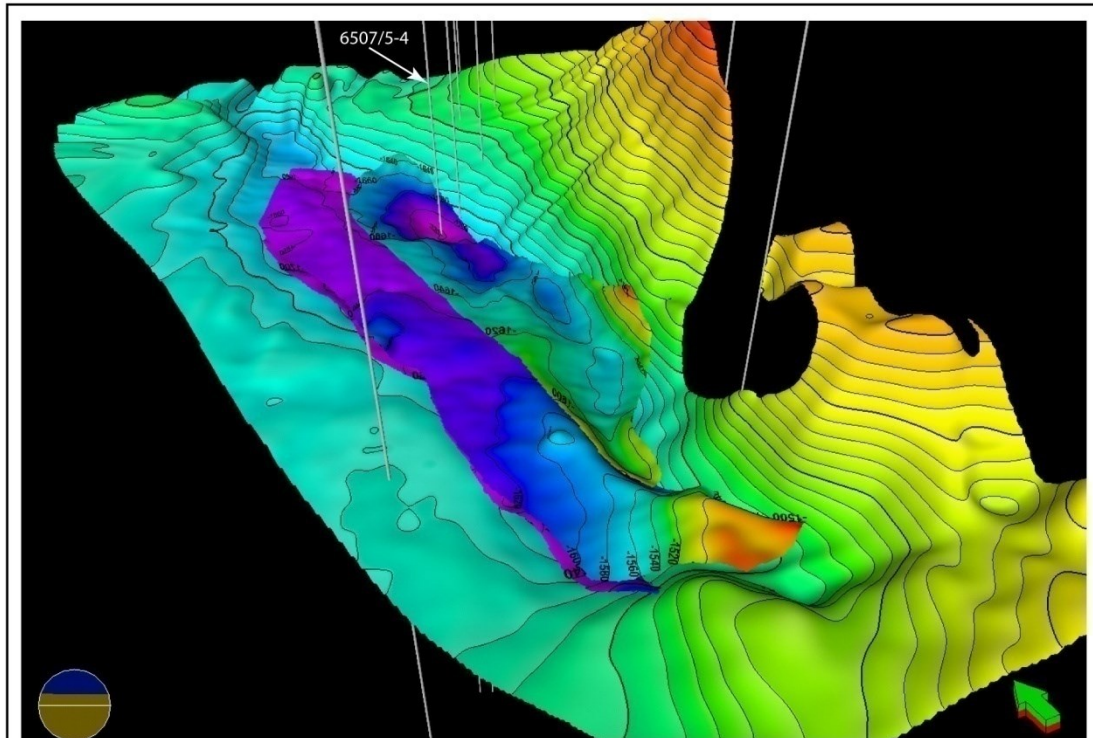
KANAŁ 2 (SEKWENCJA DEPOZYCYJNA ZAN2)

Kanał ten tworzy podobną strukturę wypełniającą do kanału 1, młodszą i nieco przesuniętą w kierunku wschodnim (Fig. 3.20). Interpretację stropu i spągu wykonano w oparciu o te same założenia co dla kanału wcześniejszego (Fig. 3.21). Na załączonych profilach sejsmicznych widać wyraźnie dobrze śledzący się refleks ujemny (kolor granatowy) związany ze stropem oraz refleks dodatni (kolor czerwony) odpowiadający spągowi sekwencji. Spąg kanału 2 pokrywa się z granicą sekwencji Zan3sb, wyinterpretowaną przez firmę Geolink (Fig. 3.15). Wizualizację 3D granicy sekwencji Zan3sb przedstawiono na Fig. 3.22.

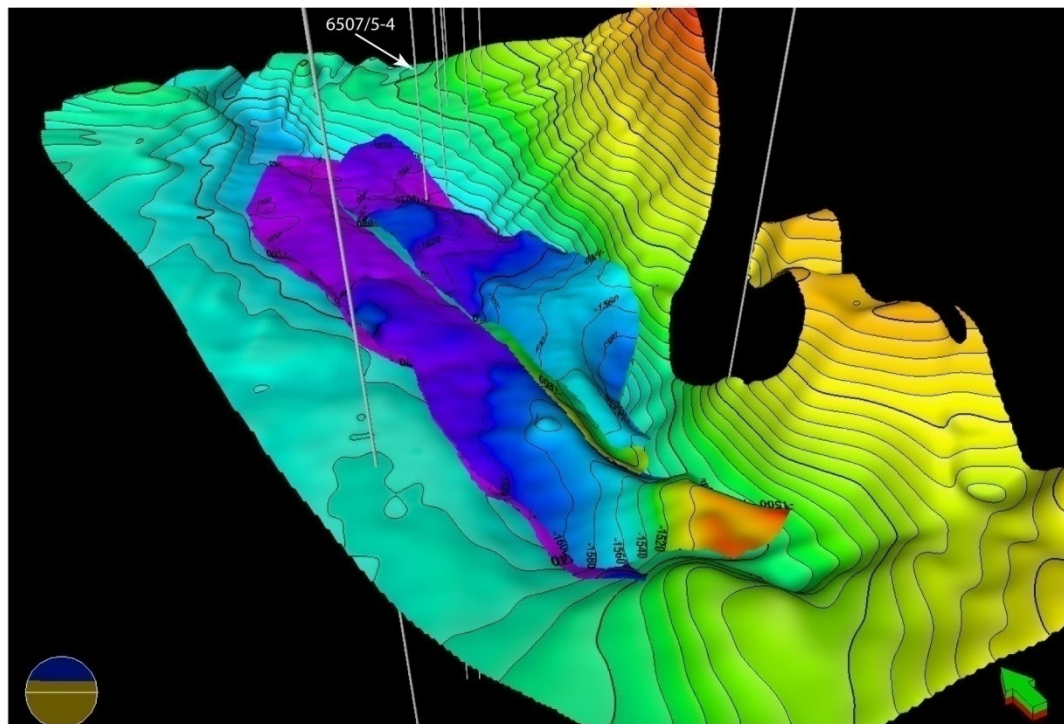
Podobnie jak w przypadku kanału poprzedniego, na załączonych mapach miąższości kanału 2 (Fig. 3.23) i sekwencji depozycyjnej Zan2 (Fig. 3.24), widać wyraźnie dwie anomalie miąższościowe, zlokalizowane w górnej i dolnej jego części. Maksymalna miąższość pierwszej anomalii dochodzi do 90m. Anomalia ta posiada charakter kopcowy, co świadczyć może o występowaniu piaskowców gruboławicowych w jej wypełnieniu. Druga anomalia, znajdująca się w dolnej części o miąższości maksymalnej dochodzącej do 60m, zbudowana jest prawdopodobnie z osadów ilastych przewarstwianych piaskowcami.

Pozycja tej sekwencji depozycyjnej w kanionie, jej kształt na mapach strukturalnych oraz miąższość świadczą o zmieniającym się środowisku w czasie jego sedymentacji. W początkowym etapie, prawdopodobnie podczas niewielkiej regresji morza następował proces erozji i powstawania wciętej doliny, erodującej częściowo kanał wcześniejszy. Silne prądy morskie nie pozwalały na osadzanie się osadów. Następnie, podczas transgresji morza następował proces agradacyjny, związany z osłabieniem prądów dennych, oraz wzrostem aktywności prądów turbidytowych. Materiał skalny, znoszony z Wyniesienia Nordland przez prądy turbidytowe wypełnił istniejącą dolinę erozyjną w kanionie.

Na mapach stropu i spągu kanału oraz granicy sekwencji Zan3sb widać, że otwór 6507/5-4 przewiercił osady tego kanału w jego części dolnej. Otwór ten przechodzi jednak przez marginalną i najbardziej obniżoną (lokalne zagłębienie) część kanału (Fig. 3.20). W odwiercie tym, w profilu zalegania tego kanału, stwierdzono występowanie skał ilastych, przewarstwianych mułowcami i piaskowcami, wypełnionych najprawdopodobniej wodą. Szczegółowo zagadnienie to opisano w rozdziale 4.3.1 [Analiza zgaszowania na profilach sejsmicznych](#). Powierzchnia całkowita kanału wynosi 68 km².



Wizualizacja 3D mapy czasowej spągu kanału 2 z jego lokalizacją wewnątrz kanionu.



Wizualizacja 3D mapy czasowej stropu kanału 2 z jego lokalizacją wewnątrz kanionu.

Fig. 3.20 Wizualizacja 3D zalegania kanału 2.

Na mapach naniesiono trajektorie otworów poszukiwawczych i rozpoznawczych odwierconych w tym rejonie oraz pozycję kanału 1. Widać, że otwór 6507/5-4 przewiercił przez zagłębienie erozyjne, znajdujące się w północno-wschodniej części tego kanału. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

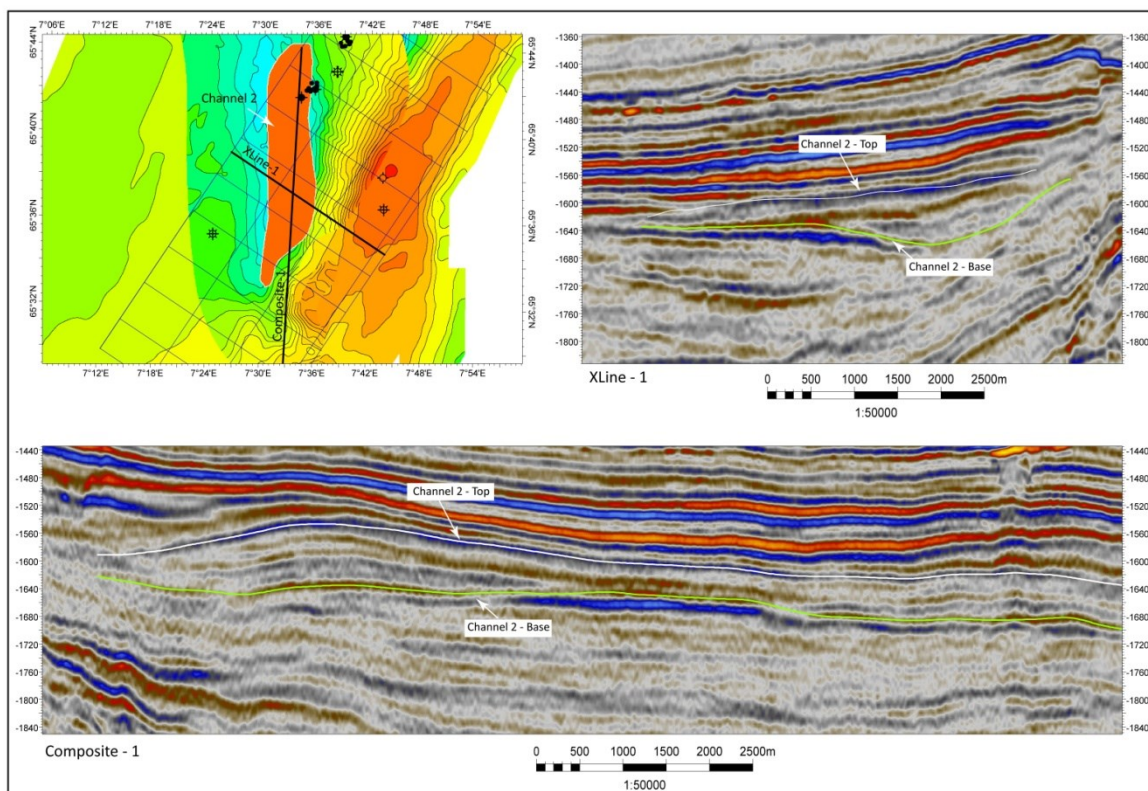


Fig. 3.21 Czasowe przekroje sejsmiczne przechodzące przez kanał 2.

Zdjęcie sejsmiczne - ANO9403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

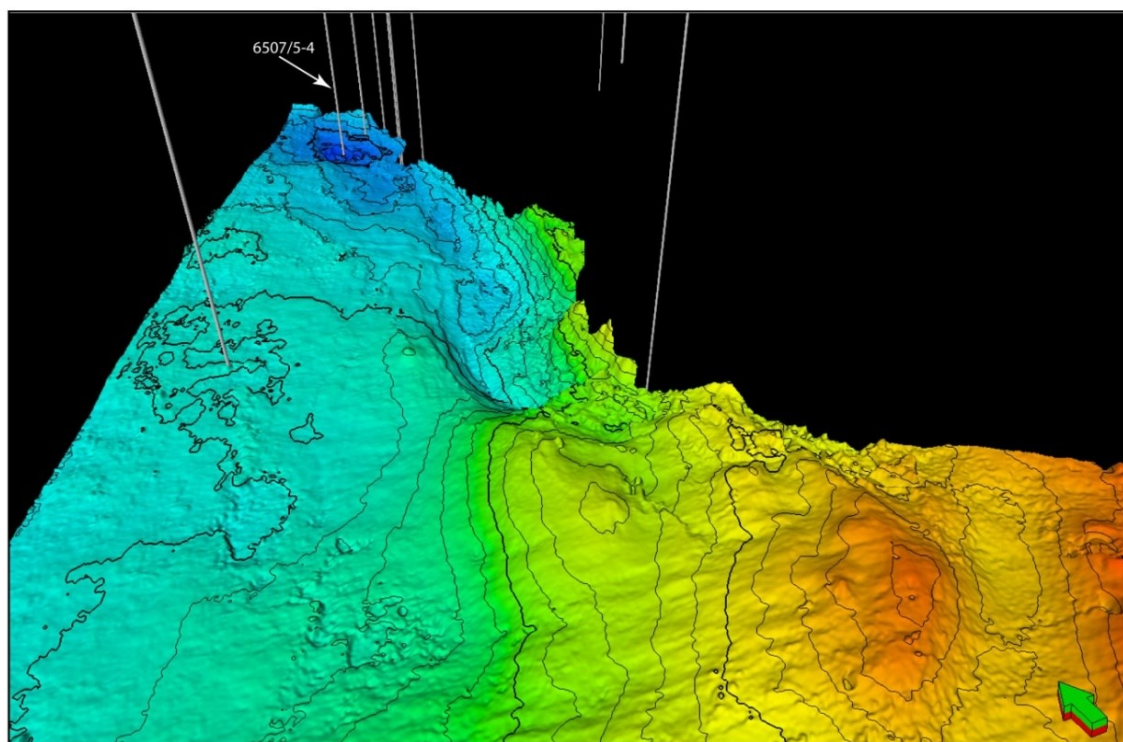


Fig. 3.22 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Zan 3sb.

Na mapie naniesiono otwory poszukiwawcze i rozpoznawcze odwiercone w tym rejonie. Widać, że otwór 6507/5-4 przewiercił tę sekwencję depozycyjną w obniżeniu erozyjnym, występującym w południowej części struktury. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem interpretacji firmy Geolink (2011).

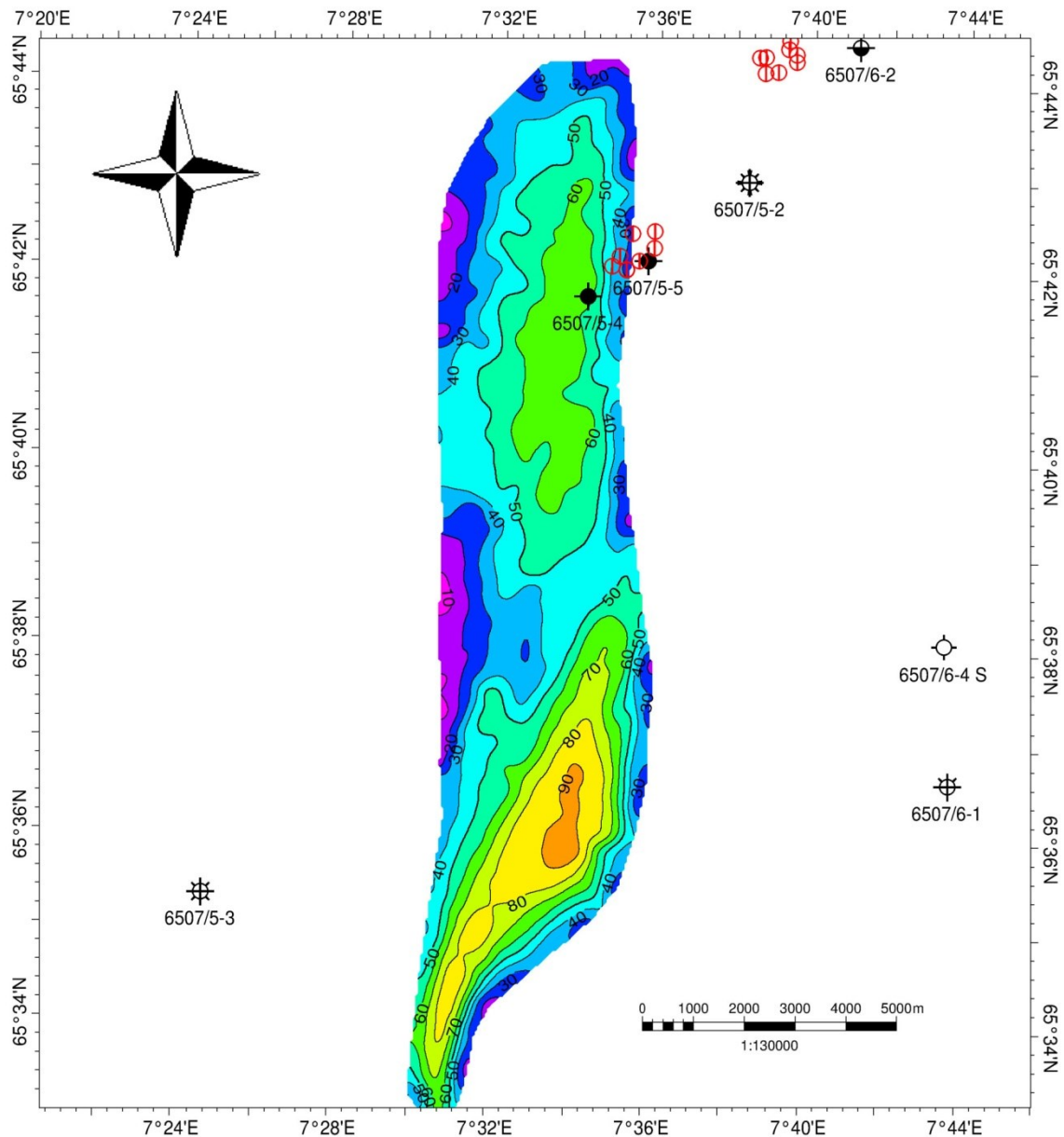


Fig. 3.23 Mapa miąższości kanału 2.

Na mapie widać wyraźnie dwa obszary wewnątrz kanału o zwiększonej miąższości, na których mogą występować nagromadzenia piaskowców gruboławicowych i porowatych. Więcej materiału osadziło się w części górnej kanału, bliżej głowy kanionu, co świadczy o tym, że duża ilość materiału skalnego znoszona była przez stosunkowo słabe prądy morskie. Powierzchnia kanału - 68 km². Kolorem czerwonym zaznaczono lokalizację otworów eksploatacyjnych. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

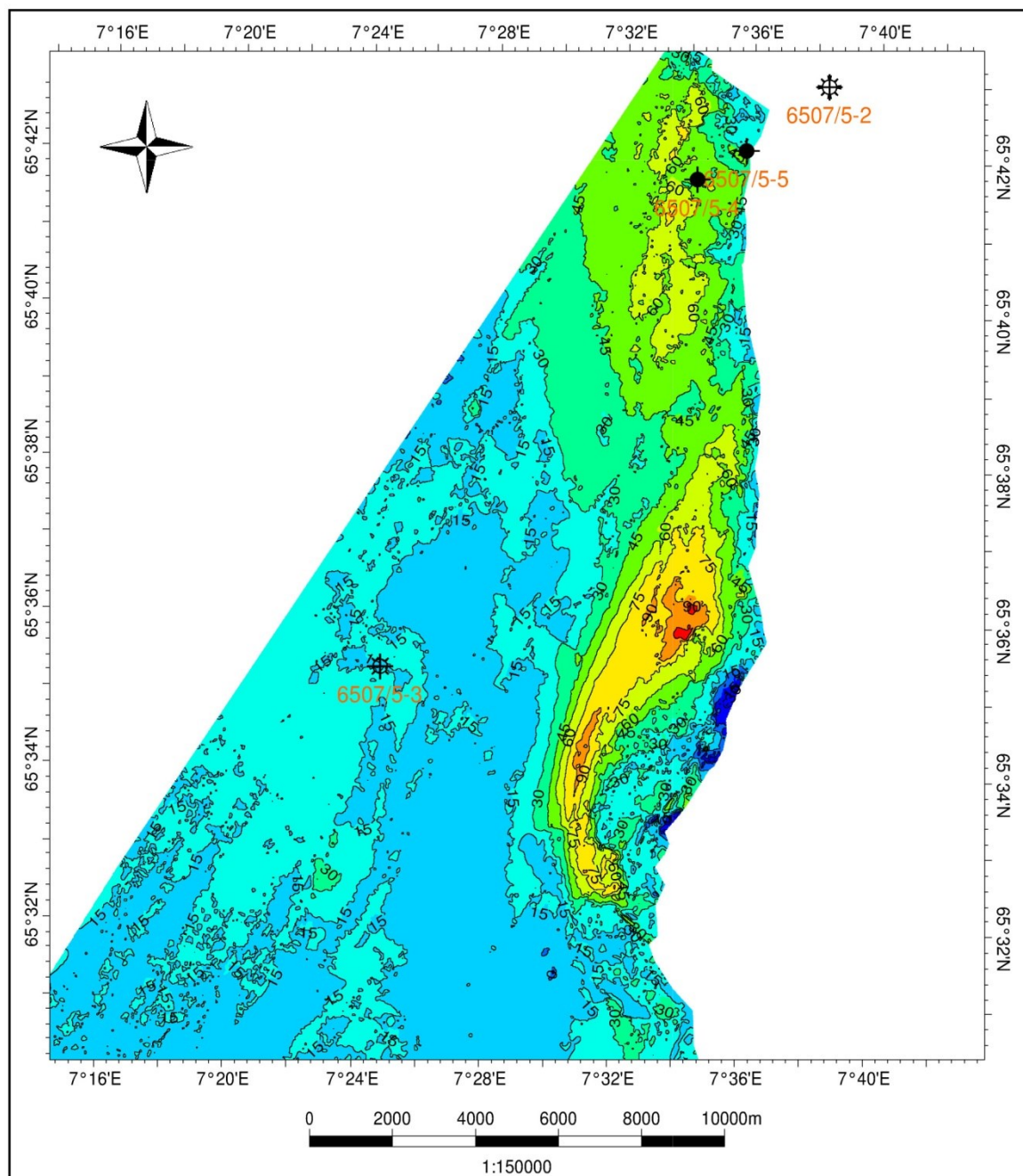


Fig. 3.24 Mapa czasowa miąższości sekwencji depozycyjnej Zan2.

Podobnie jak na mapie miąższości opracowanej w PGNiG widać wyraźnie dwa obszary o zwiększonej miąższości, związane prawdopodobnie z występowaniem piaskowców gruboławicowych wewnątrz sekwencji. Otwór 6507/5-4 przewiercił tę sekwencję w części południowej. Wyniki tego otworu omówiono w dalszej części niniejszego opracowania. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o interpretację firmy Geolink (2011).

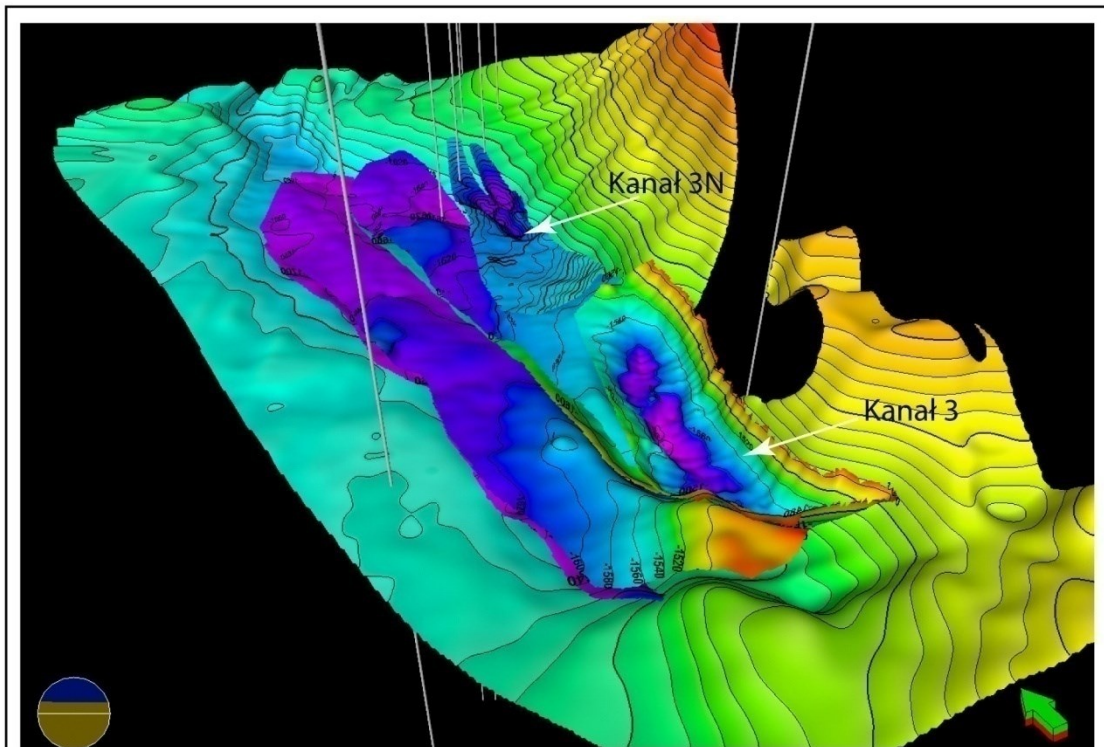
KANAŁY 3 I 3N (SEKWENCJE DEPOZYCYJNE ZAN3 I ZAN4)

Kanały 3 i 3N zalegają nad kanałem 2, po jego wschodniej stronie (Fig. 3.25). Stanowią one jeden ciąg depozycyjny, przegrodzony lokalnym wyniesieniem. Widać wyraźnie migrację osi obydwu kanałów w kierunku wyniesienia Sør, prawdopodobnie na skutek wynoszenia zachodniej krawędzi kanionu pod wpływem sił kompresyjnych, występujących w tym okresie. Kanały te są pierwszymi, które, według interpretacji PGNiG Norway zdeponowane zostały w pliocenie dolnym, zanklu (Fig. 3.15).

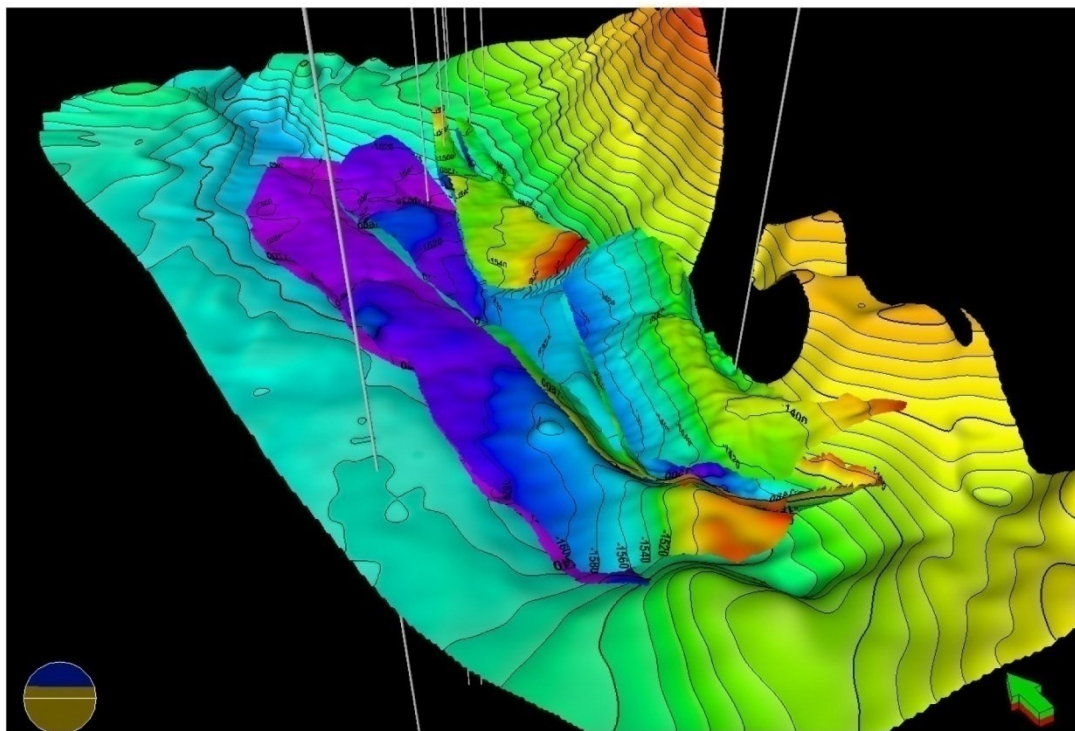
Kanał numer 3 wypełnia głęboką przestrzeń erozyjną, znajdującą się pomiędzy południowo-wschodnią częścią kanału 2 a Wyniesieniem Nordland. Spąg tego kanału interpretowany jest po refleksie dodatnim i śledzi się on dobrze na całym obszarze jego zalegania (Fig. 3.26). Pokrywa się z granicą transgresywną Zan3LST wyinterpretowaną przez Geolink (Fig. 3.15). Mapę wizualizacyjną 3D tej granicy przedstawiono na Fig. 3.27. Powierzchnia tego kanału wynosi 27 km² a miąższość maksymalna dochodzi do 130m (Fig. 3.28). Kanał ten posiada strukturę kopcową co świadczyć może o występowaniu piaskowców gruboławicowych w jego wypełnieniu. Ponadto, w obrębie tego kanału, na zapisie sejsmicznym obserwuje się mocne refleksy ujemne (kolor granatowy), których występowanie świadczyć może dodatkowo o występowaniu skał piaszczystych w profilu. Kanał ten, w górnej jego części przyjmuje charakter sinusoidalny i łączy się z Wyniesieniem Nordland, skąd transportowany był materiał skalny.

Spąg kanału 3N interpretowany jest również po refleksie dodatnim, ale o jedną fazę wyżej w stosunku do kanału 3 (Fig. 3.29). Horyzont ten pokrywa się z granicą sekwencji Zan4sb. Wizualizację 3D tej granicy przedstawiono na Fig. 3.30. W dolnej części kanału 3N widać, na interpretacjach obu firm, dwa leżące obok siebie obniżenia erozyjne, przedzielone niewielkim wyniesieniem. Spąg tego kanału posiada znacznie mniej erozyjny charakter niż kanału 3, co świadczyć może o osłabianiu prądów morskich wraz z oddalaniem się od głowy kanionu. Wydaje się, że sedymentacja osadów kanału 3N rozpoczęła się nieco później niż w kanale 3. Powierzchnia tej struktury wynosi 30 km² a miąższość całkowita nie przekracza 50m (Fig. 3.31).

Kanał 3N przewiercony zostały kilkoma otworami poszukiwawczymi i eksploatacyjnymi w których zarejestrowano znaczący wzrost zgazowania płuczki, w strefie jego zalegania. Nie stwierdzono jednak czystych piaskowców w przewierconym profilu tego kanału, a jedynie osady ilaste z wkładkami cienkich warstewek mułowców i piaskowców drobnoziarnistych. Bardziej szczegółowo zagadnienie to zostało omówiona w rozdziale 4.3.1.



Wizualizacja 3D mapy czasowej spągu kanałów 3 i 3N z ich lokalizacją wewnątrz kanionu.



Wizualizacja 3D mapy czasowej stropu kanałów 3 i 3N z ich lokalizacją wewnątrz kanionu.

Fig. 3.25 Wizualizacja 3D zalegania kanałów 3 i 3N.

Na mapach naniesiono trajektorie otworów poszukiwawczych i rozpoznawczych odwierconych w tym rejonie oraz pozycję pozostałych kanałów w kanionie. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

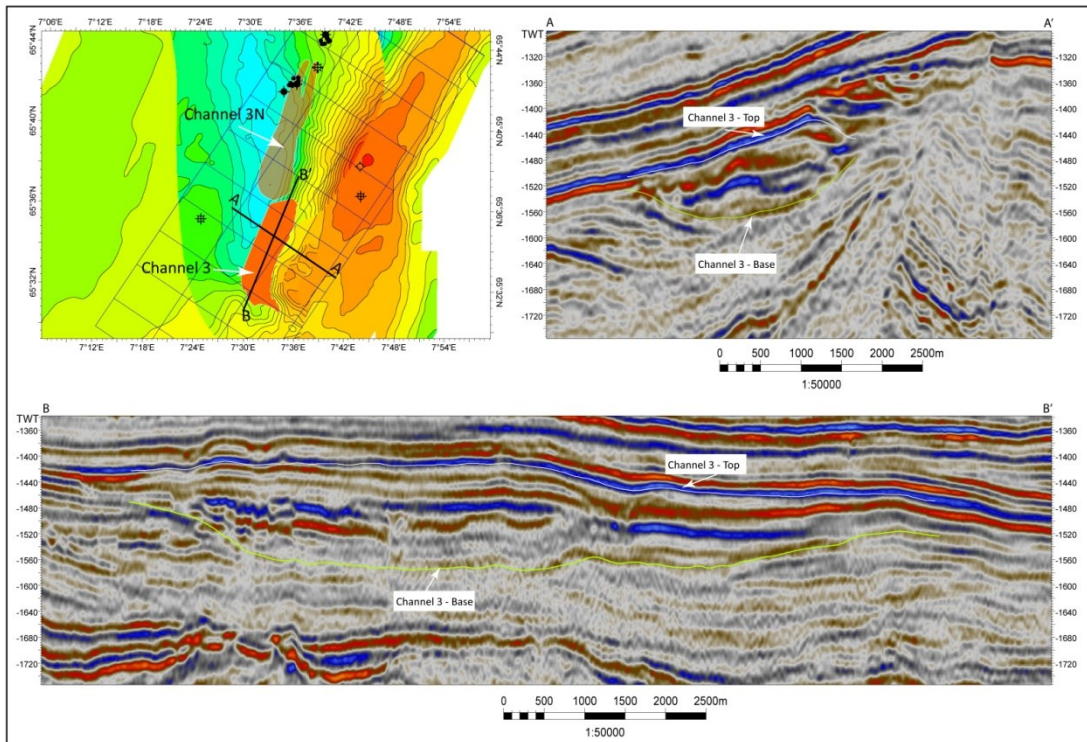


Fig. 3.26 Czasowe przekroje sejsmiczne przez kanał 3.

Zdjęcie sejsmiczne - AN09403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

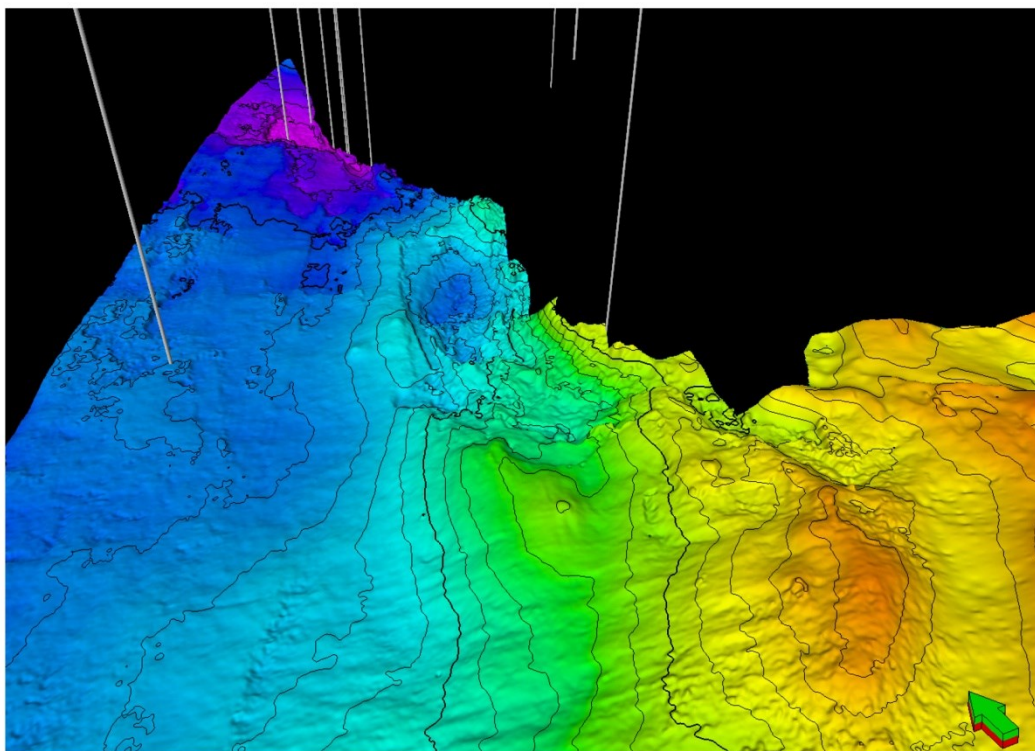


Fig. 3.27 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Zan 3LST.

Mapa ta koreluje się ze spągami kanału 3, wyinterpretowanym w PGNiG UI. Widać wyraźnie dolinę erozyjną, która później została wypełniona osadami znośnymi z Wyniesienia Nordland. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem interpretacji firmy Geolink (2011).

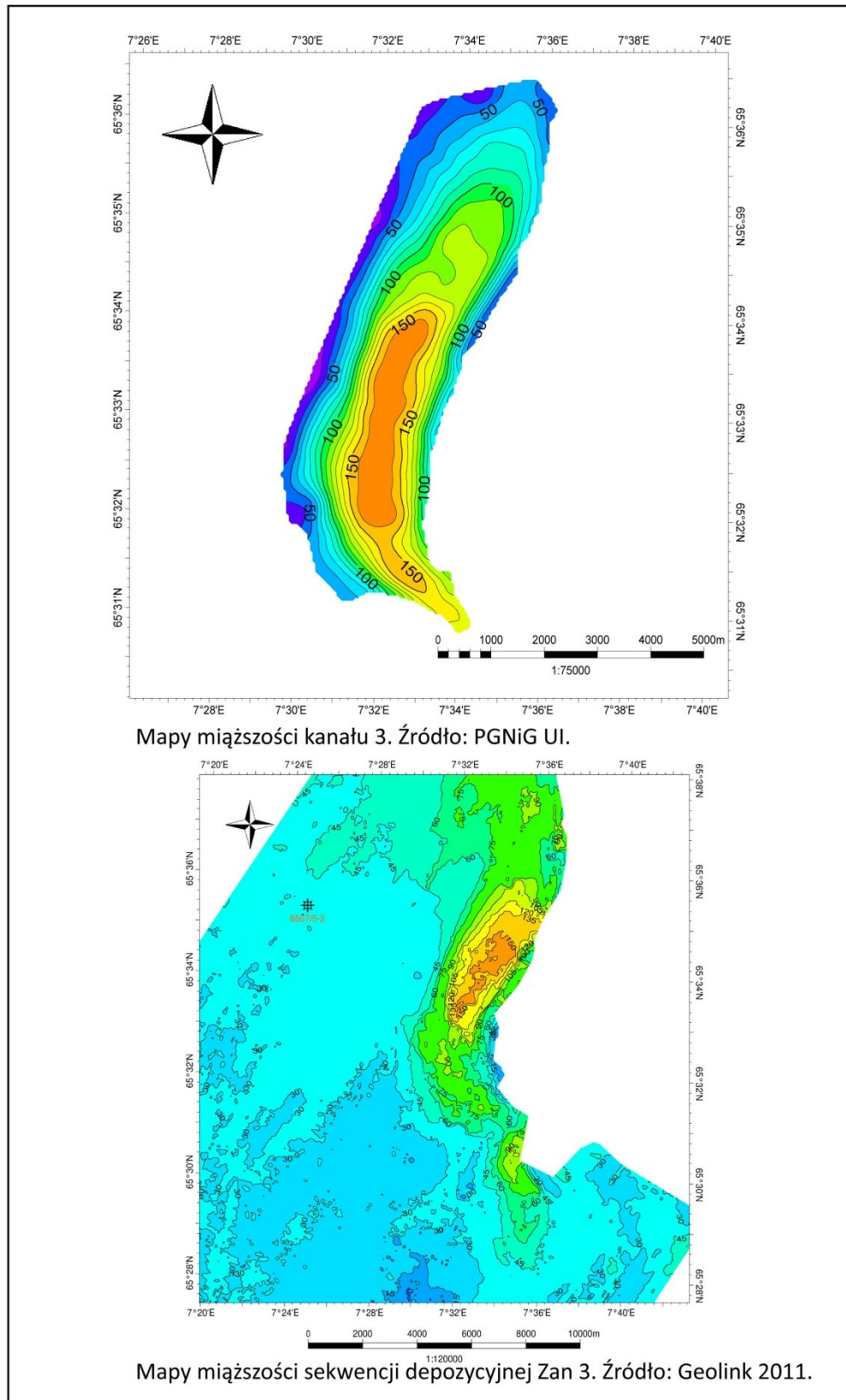


Fig. 3.28 Mapa miąższości kanału 3 i sekwencji depozycyjnej Zan3.

Na obydwu mapach widać, że miąższość osadów wypełniających kanał jest duża (dochodzi do 160 m), co świadczyć może o występowaniu piaskowców gruboławicowych w jego wypełnieniu. Powierzchnia kanału wg. interpretacji PGNiG wynosi 27 km². Źródło: Opracowanie własne w oparciu o materiały geologiczne PGNiG UI.

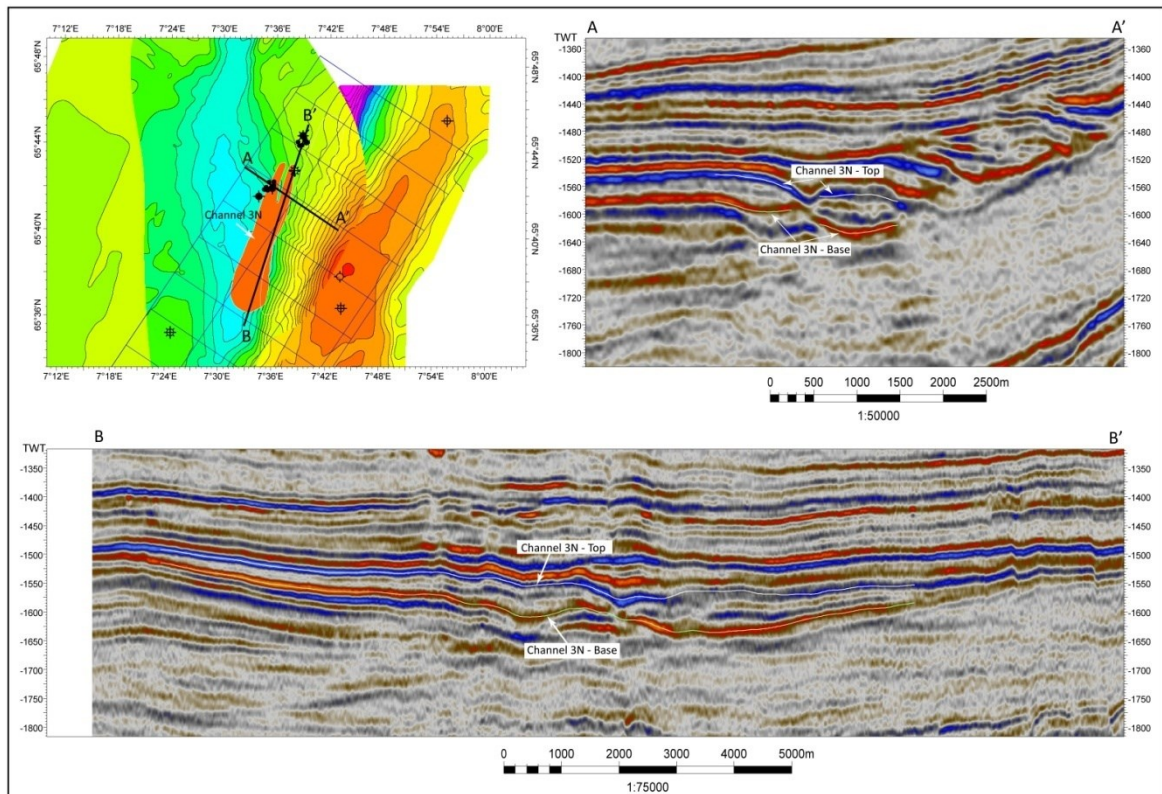


Fig. 3.29 Czasowe przekroje sejsmiczne przez kanał 3N.

Zdjęcie sejsmiczne - AN09403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

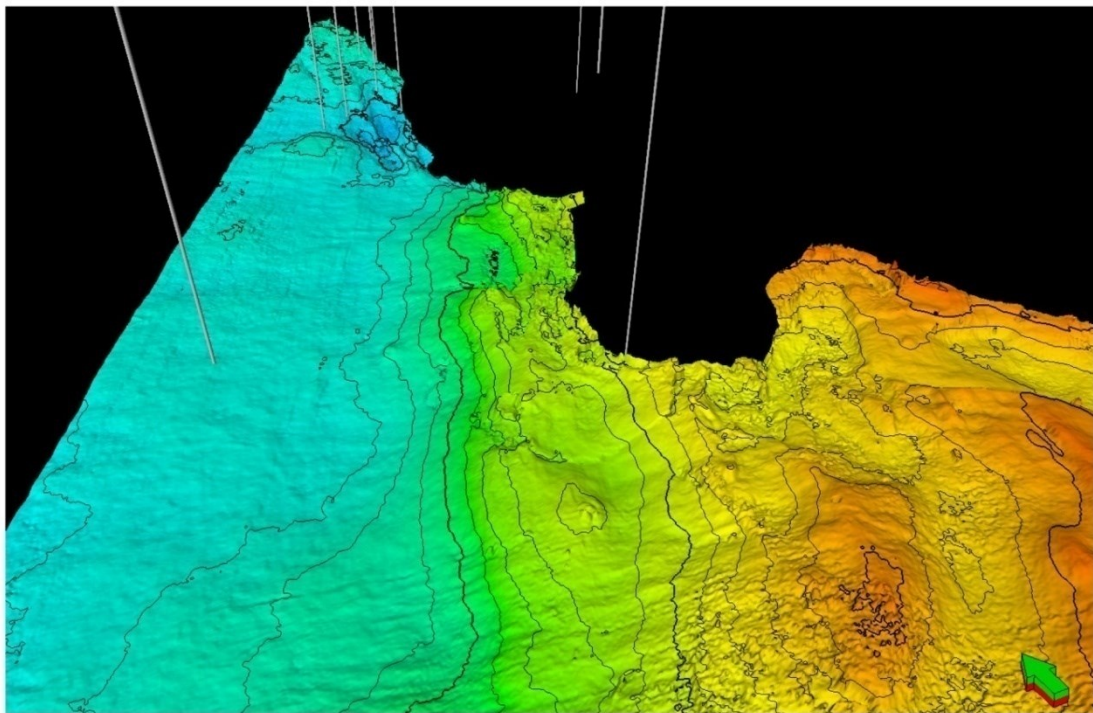


Fig. 3.30 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Zan 4sb.

W dolnej części mapy widać wyraźnie dwa zagłębienia erozyjne, korelujące się ze spągami kanału 3N, wyinterpretowanego w PGNiG UI. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem interpretacji firmy Geolink (2011).

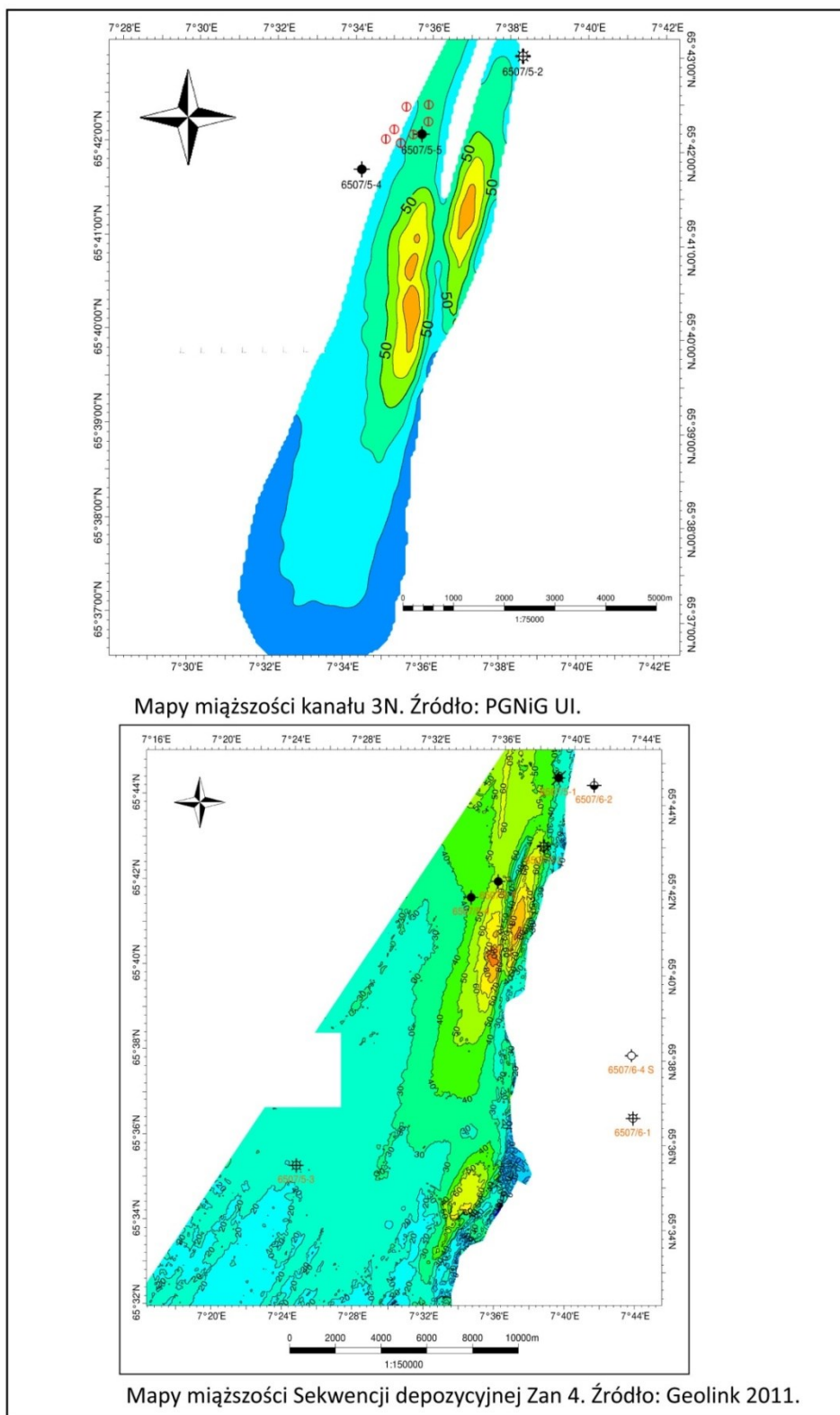


Fig. 3.31 Mapa miąższości kanału 3N i sekwencji depozycyjnej Zan4.

Na obydwu mapach widać rozdział kanału w części dolnej na dwie odnogi o miąższości osadów dochodzących do 50 m. Na mapie PGNiG zaznaczono dodatkowo lokalizację otworów eksploatacyjnych (kolor czerwony) odwierconych w tym rejonie. W niektórych z tych otworów rejestrowano wysokie zgazowanie w trakcie przewiercania tej struktury, co opisano w dalszej części niniejszej pracy. Powierzchnia kanału wg. interpretacji PGNiG wynosi 30 km². Źródło: Opracowanie własne w oparciu o materiały geologiczne PGNiG UI.

KANAŁY 4N, 4N-2 I STRUKTURA OSUWISKOWA APRON 1 (SEKWENCJE DEPOZYCYJNE PIA1, PIA2)

Kanały 4N i 4N-2 zalegają we wschodniej części kanionu i przebiegają równolegle do Wyniesienia Nordland. Kanał 4N wypełnia dolną część doliny erozyjnej, rozciągającą się na wschód od kanału 3N (Fig. 3.32). Spąg kanału 4N, wyinterpretowany w PGNiG UI, koreluje się z granicą sekwencji Piasb1, wyinterpretowaną przez firmę Geolink (Fig. 3.15).

Wizualizację 3D granicy sekwencji Piasb1 przedstawiono na Fig. 3.33. Widać na niej wyraźnie płytką, wciętą w górnej oraz głęboką i obniżoną w centralnej części dolinę erozyjną, powstałą prawdopodobnie na skutek zwiększonej działalności prądów dennych w okresie regresji morskiej. W części górnej, granica ta pokrywa się ze spągiem osuwiska Apron 1, które powstało wskutek podmywania Wyniesienia Nordland przez aktywnie działające prądy denne. Po ustaniu regresji morskiej i osiągnięciu maksimum erozyjnego, nastąpił okres ponownej transgresji i osadzania się osadów wewnątrz kanionu. Wymywane osady z rejonu obecnie zalegającego osuwiska Apron 1, prawdopodobnie jurajskie, znoszone były przez prądy turbidytowe do istniejącej doliny erozyjnej, gdzie osadziły się w formie kanałów 4N i 4N-2, oraz częściowo jako osady poza korytowe, tzw. levee. Interpretację geologiczną spągu kanału 4N poprowadzono po refleksie dodatnim, natomiast stropu po ujemnym (Fig. 3.34).

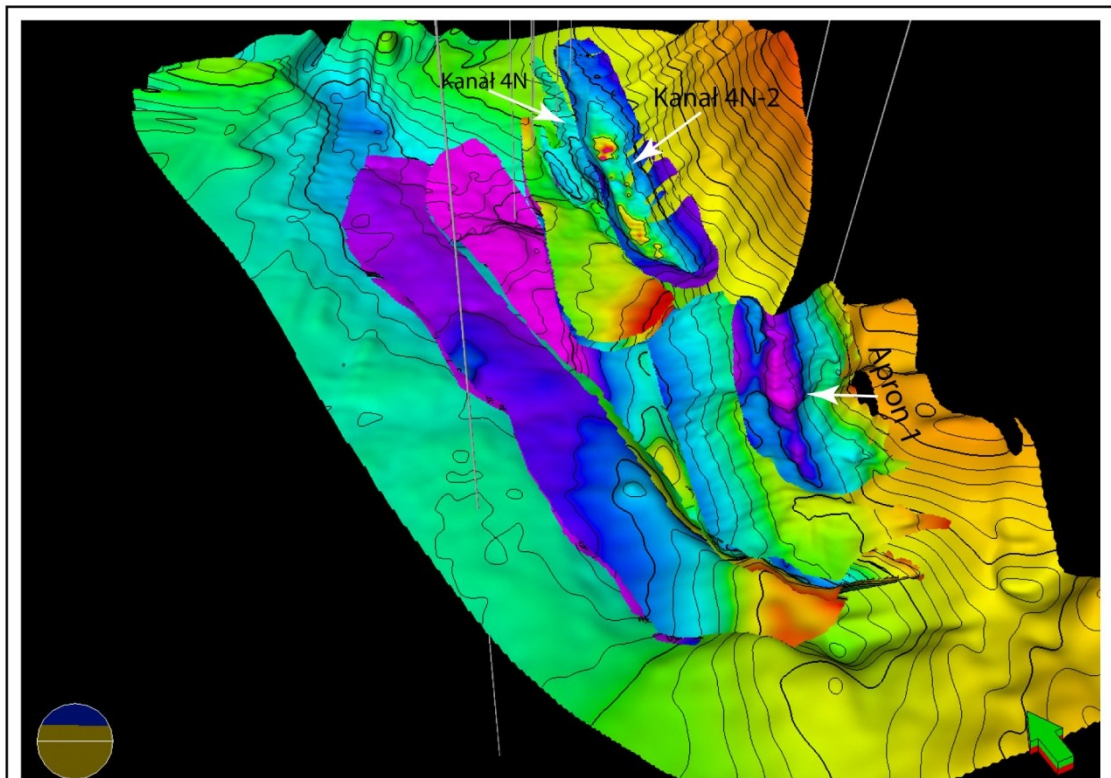
W części dolnej kanał ten przewiercony został kilkoma otworami wiertniczymi, w których zarejestrowano gwałtowny wzrost zgazowania w trakcie jego przewiercania. Analizę zarejestrowanego zgazowania omówiono szczegółowo w rozdziale 4.3 [Interpretacja geologiczna danych otworowych](#). Miąższość osadów tej sekwencji depozycyjnej jest niewielka i dochodzi maksymalnie do 40m (Fig. 3.35).

Po osadzeniu się kanału 4N, prawdopodobnie na skutek ponownego obniżenia się poziomu morza, nastąpił proces ponownej działalności erozyjnej, który doprowadził do powstania kolejnej doliny wciętej, co pokazuje mapa granicy sekwencji Pia2sb (Fig. 3.36). W dużej części zerodowany został również kanał 4N, co widać na załączonych mapach miąższość. Następnie, w okresie ponownej transgresji morza następował kolejny proces depozycji osadów wewnątrz kanionu. W czasie tym doszło do osadzenia się kanału 4N-2 (Fig. 3.32).

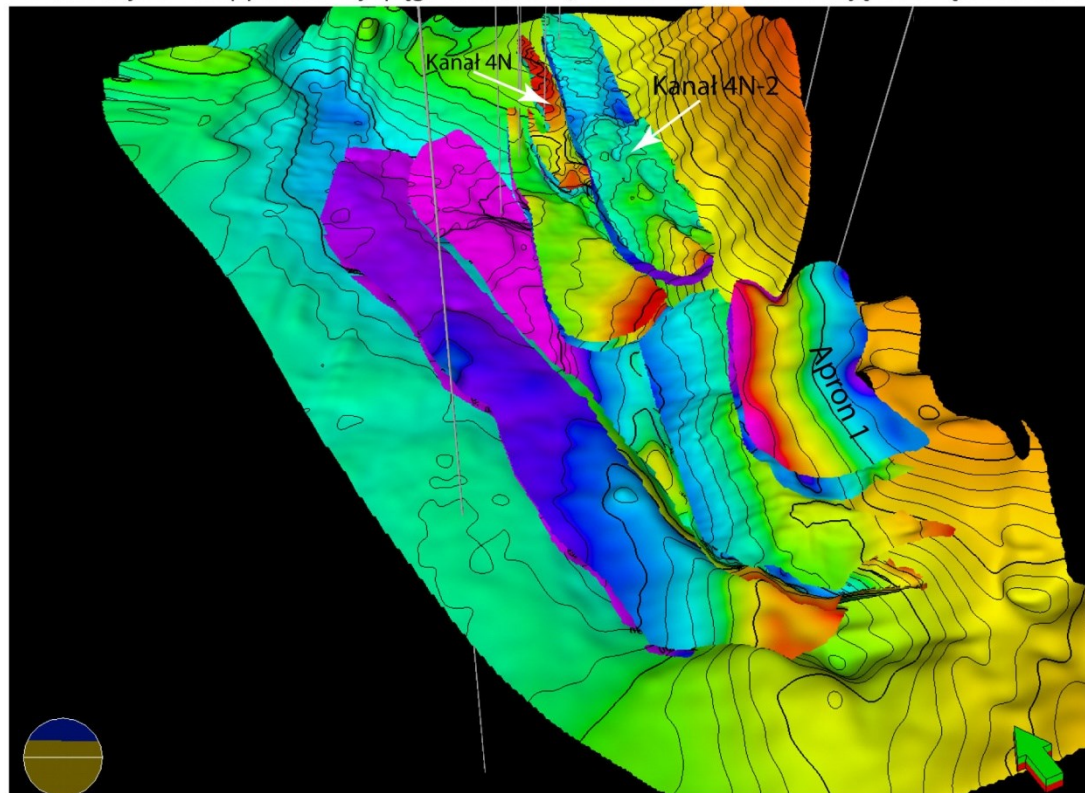
Kanał ten zalega na północ od osuwiska Apron 1 i biegnie wzdłuż Wyniesienia Nordland. Interpretację jego spągu poprowadzono po refleksie dodatnim, natomiast stropu po refleksie ujemny, podobnie jak dla struktur wcześniejszych (Fig. 3.37). Miąższość zalegających w nim osadów dochodzi do 110 m, a jego kopcowy kształt w części górnej może świadczyć o występowaniu piaskowców grubofawicowych w jego wypełnieniu (Fig. 3.38). W dolnej części, po jego zachodniej stronie, udokumentowano występowanie osadów pozakorytowych typu levee, co świadczy

o dużej ilości materiału skalnego, transportowanego przez prądy turbiditytowe w okresie sedymentacji.

Na południe od kanału 4N-2 zalega osuwisko Apron 1, które powstało po wypełnieniu kanału 4N-2 osadami, pochodzącymi z podmywania tej części Wyniesienia Nordland (Fig. 3.32). Wydaje się, że osady wypełniające to osuwisko mogą być nieco młodsze w stosunku do zalegających u podnóża kanałów. Powstanie osuwiska w górnej części systemu depozycyjnego Tunfisk ograniczyło możliwość dalszego dostarczania materiału skalnego do kanionu z Wyniesienia Nordland. Kanał 4N-2 jest ostatnim i najmłodszym kanałem udokumentowanym w tym obszarze. Interpretację spągu osuwiska, wykonaną w PGNiG UI poprowadzono, podobnie jak dla kanałów, po refleksie ujemnym (Fig. 3.39). Strop osuwiska wyinterpretowany został po tej samej granicy sejsmicznej co strop kanału 4N-2, co świadczy o jego powstaniu w końcowym etapie osadzania się osadów w tym kanionie. Wydaje się, że w obrębie tej struktury powinny też występować osady piaszczyste. Miąższość osadów wypełniających to osuwisko dochodzi do 100m. Na mapie miąższości widać wyraźnie czoło osuwiska, zalegające od strony kanionu, przebiegające między izoliniami 50-80m (Fig. 3.40).



Wizualizacja 3D mapy czasowej spągu kanałów 4, 4N i 4N-2 z ich lokalizacją wewnątrz kanionu.



Wizualizacja 3D mapy czasowej stropu kanałów 4, 4N i 4N-2 z ich lokalizacją wewnątrz kanionu.

Fig. 3.32 Wizualizacja 3D zalegania kanałów 4N i 4N-2.

Na mapach naniesiono również lokalizację osuwiska Apron 1, które utworzyło się w górnej części kanionu w końcowym etapie osadzania się kanału 4B-2. Powstanie osuwiska przyczyniło się do zakończenia depozycji osadów w kanale 4N-2. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

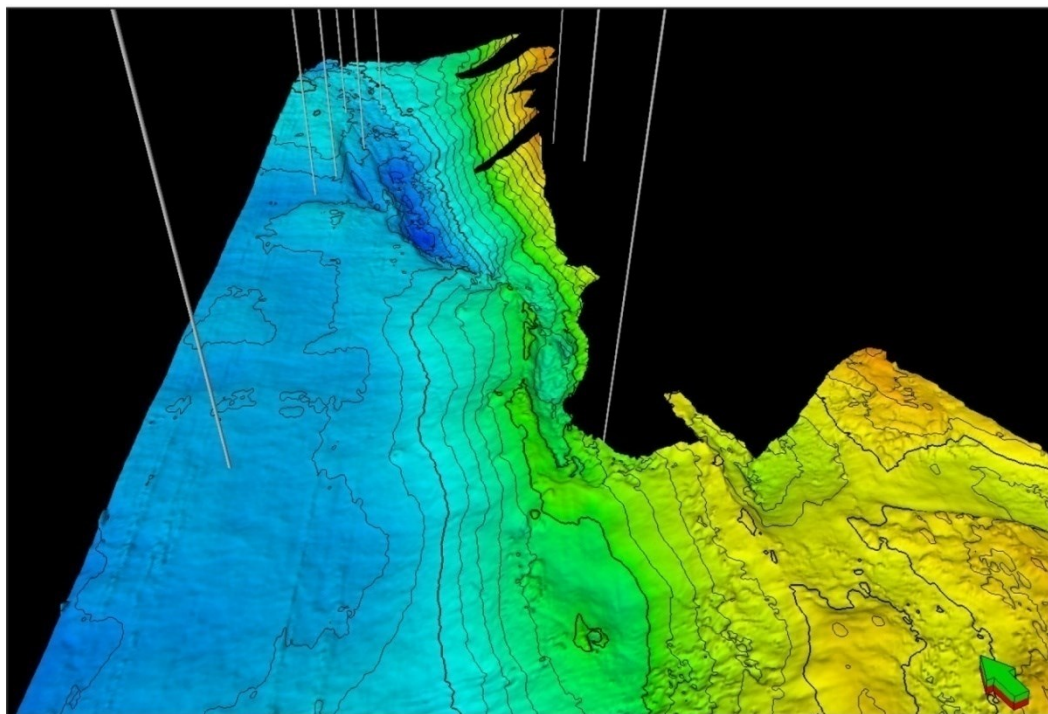


Fig. 3.33 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Pia 1sb.

Granica ta koreluje się ze spągami kanałów 4N i pokazuje kształt doliny wciętej, w której następował proces osadzania się osadów tego kanału. Osady te transportowane były przez prądy turbiditytowe z południa, gdzie następował proces podmywania Wyniesienia Nordland. Na mapie naniesiono również lokalizację otworów poszukiwawczych odwierconych w tym rejonie. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem interpretacji firmy Geolink (2011).

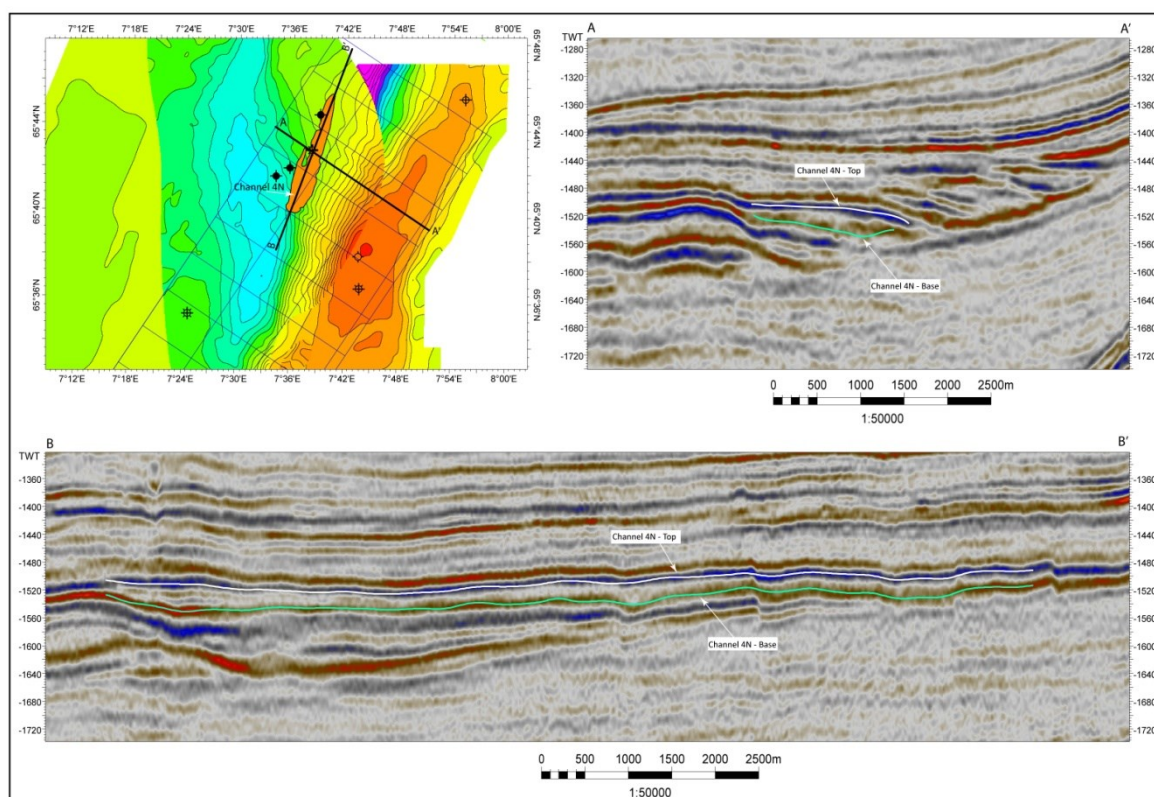


Fig. 3.34 Czasowe przekroje sejsmiczne przechodzące przez kanał 4N.

Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Zdjęcie sejsmiczne - AN09403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

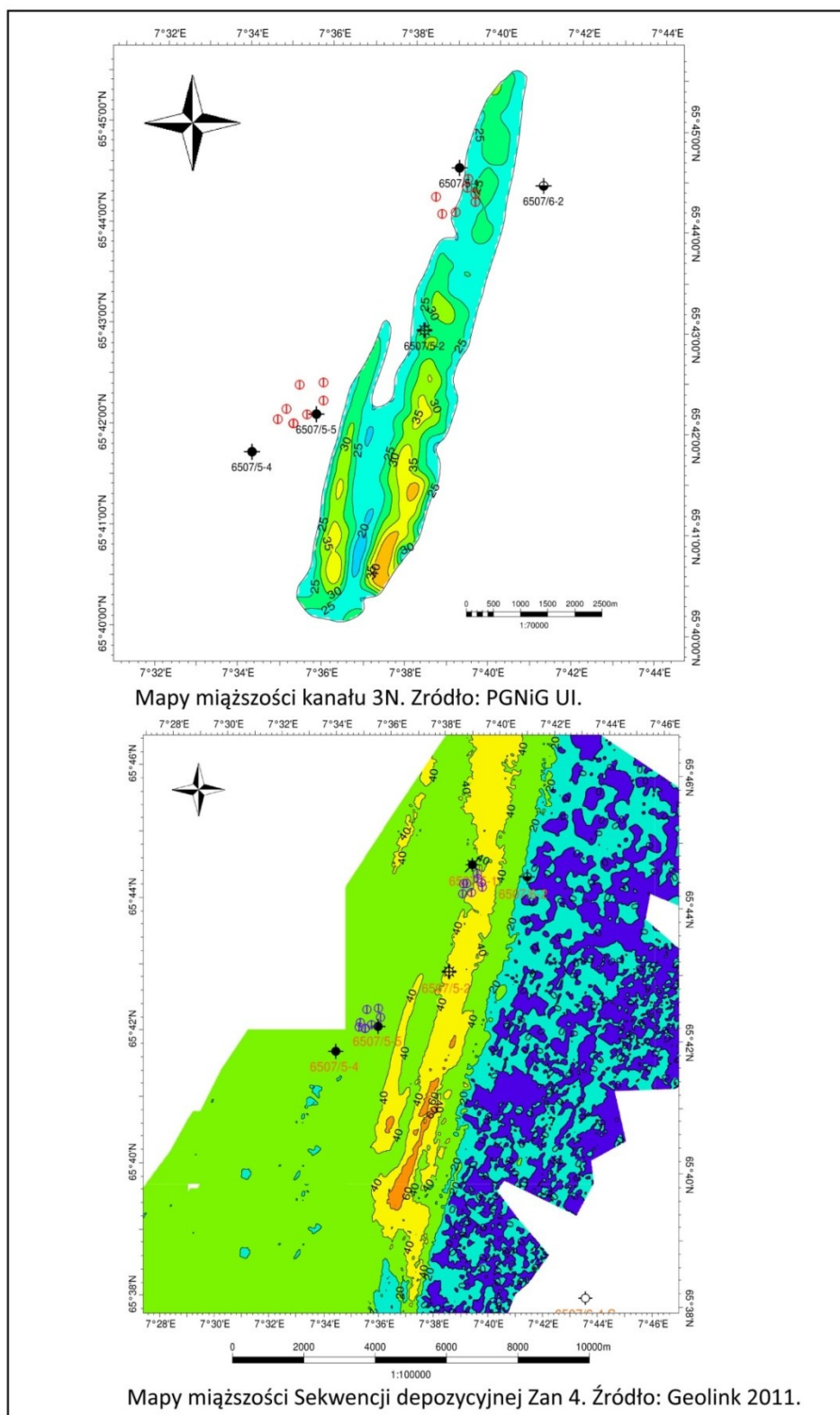


Fig. 3.35 Mapy miąższości kanału 4N i sekwencji depozycyjnej Pia1.

W kilku otworach zlokalizowanych w dolnej części tej sekwencji, zarejestrowano istotny wzrost zgazowania płuczki wiertniczej podczas jej przewiercania. Szczegółowo zagadnienie to zostało omówione w rozdziale 4.3.1. Na mapie PGNiG UI, kolorem czerwonym zaznaczono lokalizację (na głębokości zalegania kanionu) otworów produkcyjnych, odwierconych w latach 2010-2013 na złożu Skarv. Powierzchnia tej struktury, pomierzona na mapie PGNiG UI wynosi 13 km². Źródło: Opracowanie własne w oparciu o materiały geologiczne PGNiG UI.

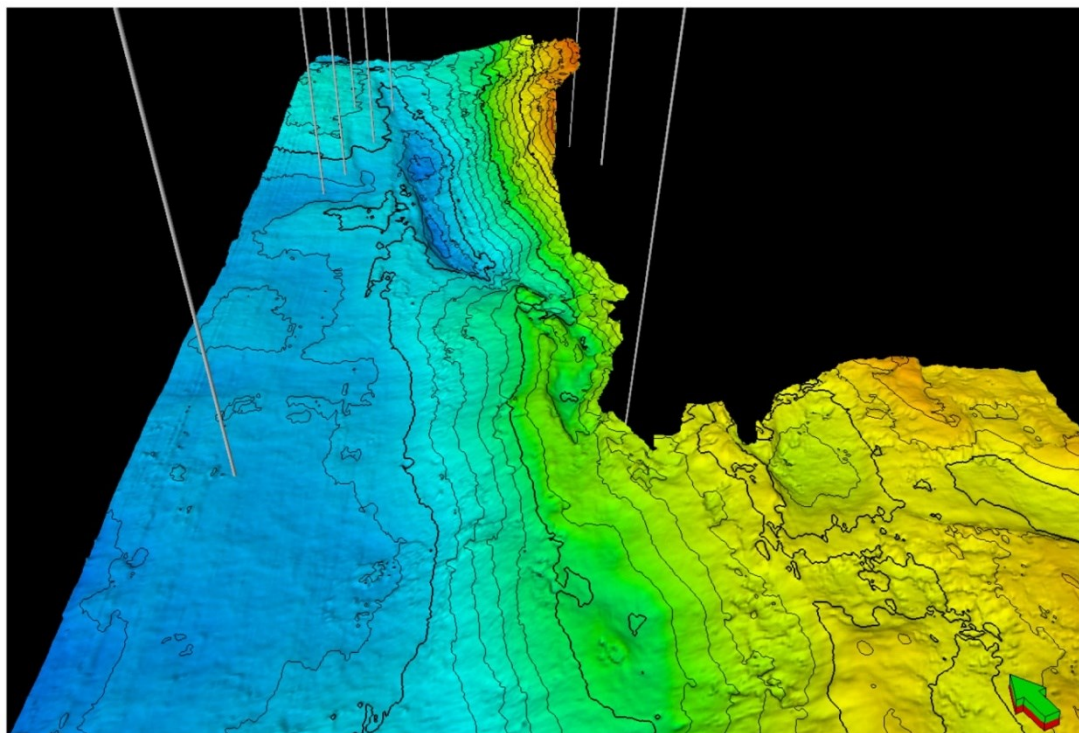


Fig. 3.36 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Pia2sb.

Granica ta koreluje się ze spągiem kanału 4N-2 i pokazuje kształt doliny wciętej, w której następowała sedimentacja osadów tego kanału. Podobnie jak wcześniej, materiał skalny transportowany był z południa przez prądy turbidytowe i pochodził głównie z wymywania Wyniesienia Nordland. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o interpretację firmy Geolink (2011).

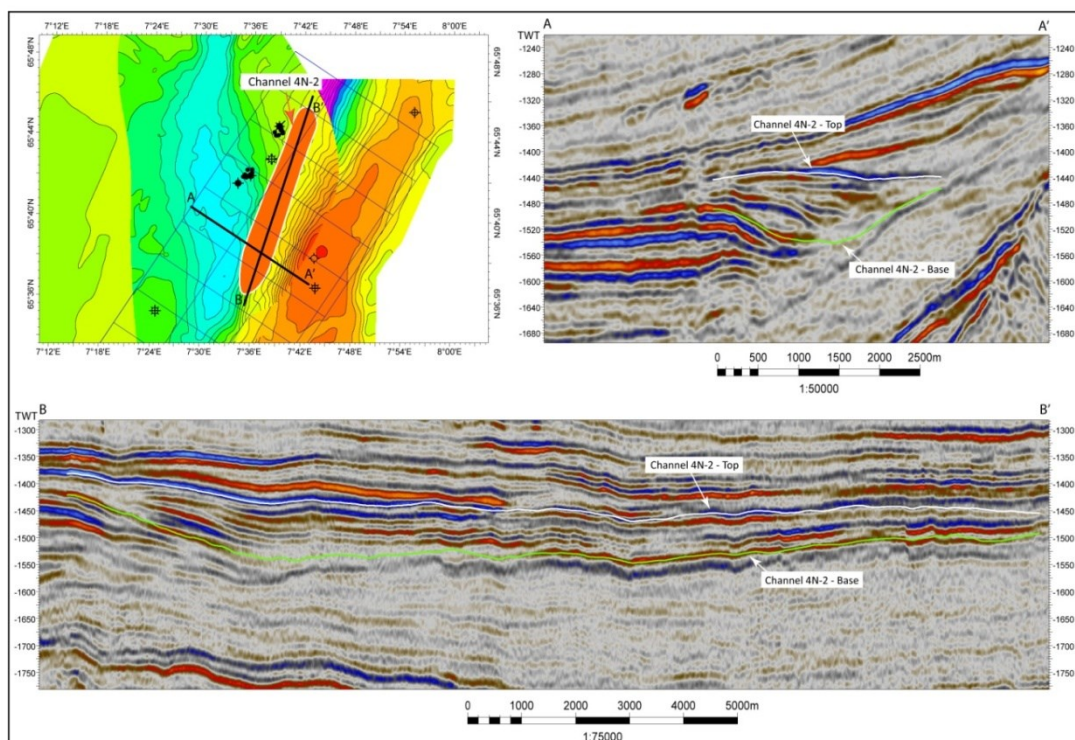


Fig. 3.37 Czasowe przekroje sejsmiczne przez kanał 4N-2.

Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Zdjęcie sejsmiczne - AN09403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

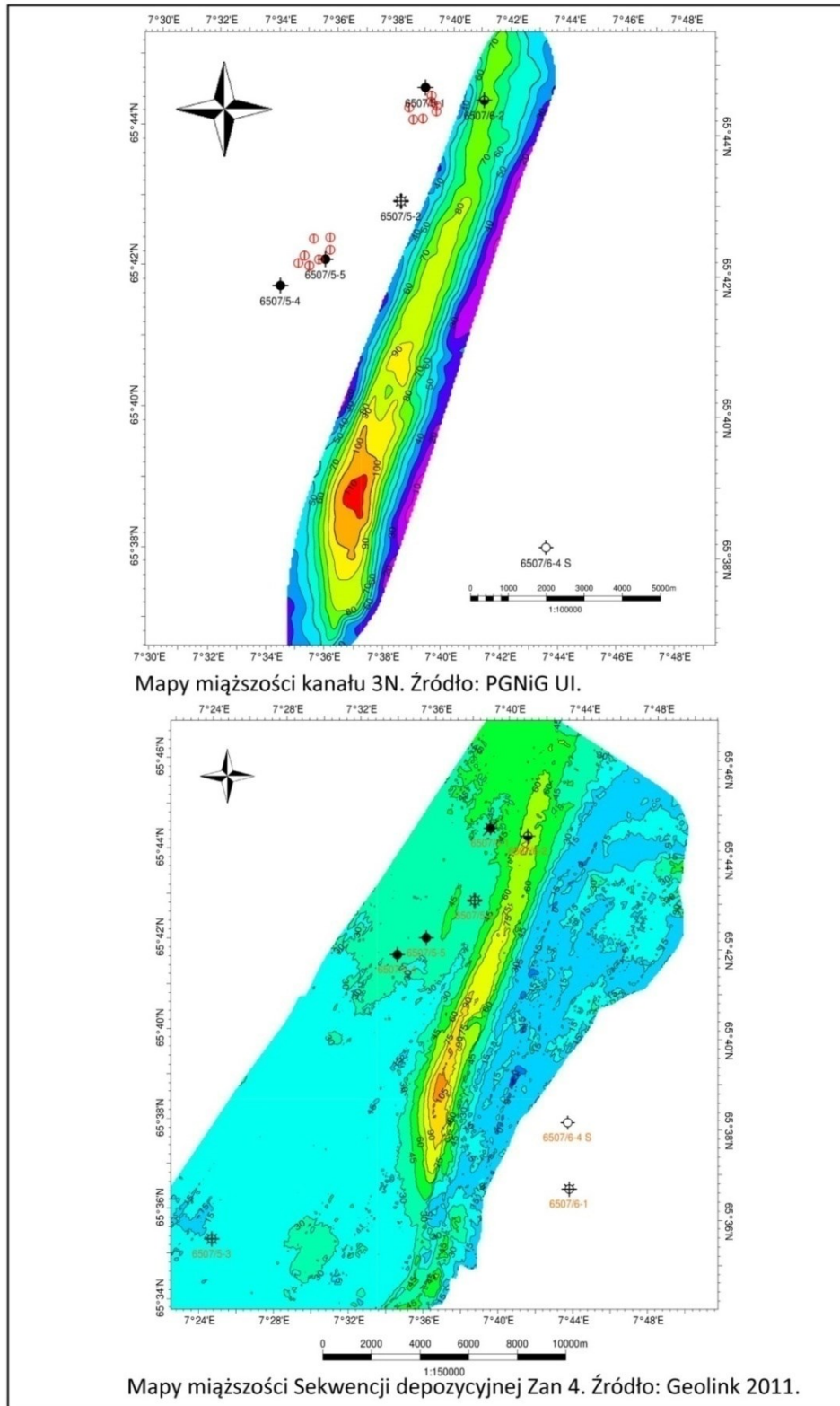


Fig. 3.38 Mapa miąższości kanału 4NE-2 i sekwencji depozycyjnej Pia 2.

Na mapach naniesiono lokalizację otworów poszukiwawczych i eksploatacyjnych (kolor czerwony) odwierconych w rejonie zalegania kanionu Tunfisk. Otwór 6507/6-2 przewiercił ten kanał w dolnej jego części. W otworze tym zarejestrowano istotny wzrost zgazowania płuczki, w strefie zalegania tego kanału. Niestety, brak jest danych cyfrowych z pomiarów aparatury kontrolno-pomiarowej, wykonanych w tym odwiercie (stary otwór). Powierzchnia tego kanału wynosi 42 km². Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI, z wykorzystaniem interpretacji Geolink.

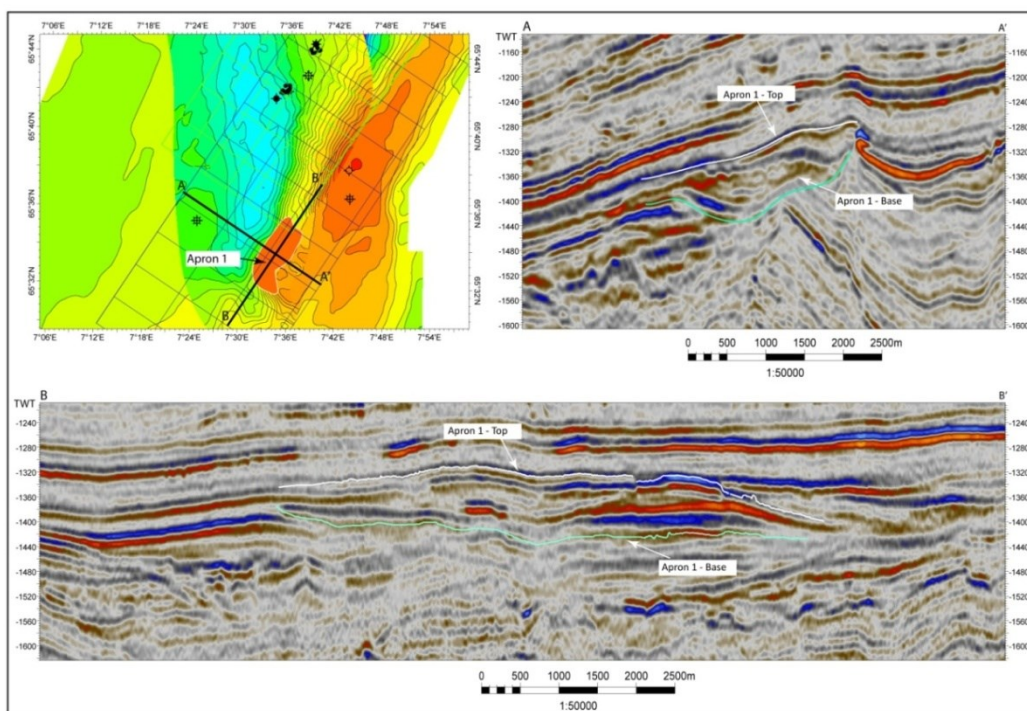


Fig. 3.39 Czasowe przekroje sejsmiczne przechodzące przez osuwisko Apron 1. Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję kanału na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok. Zdjęcie sejsmiczne - ANO9403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

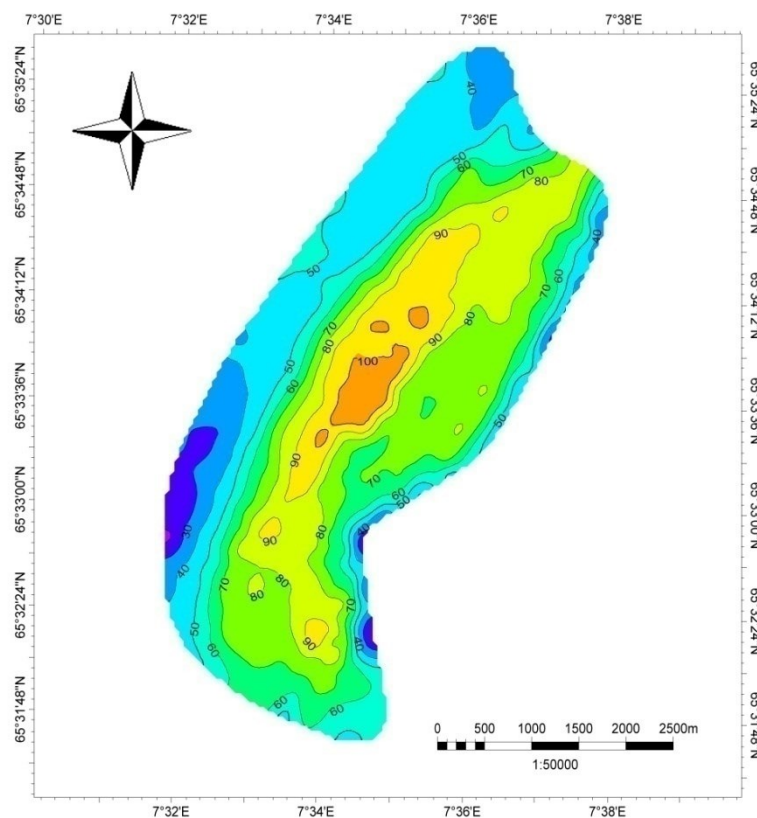


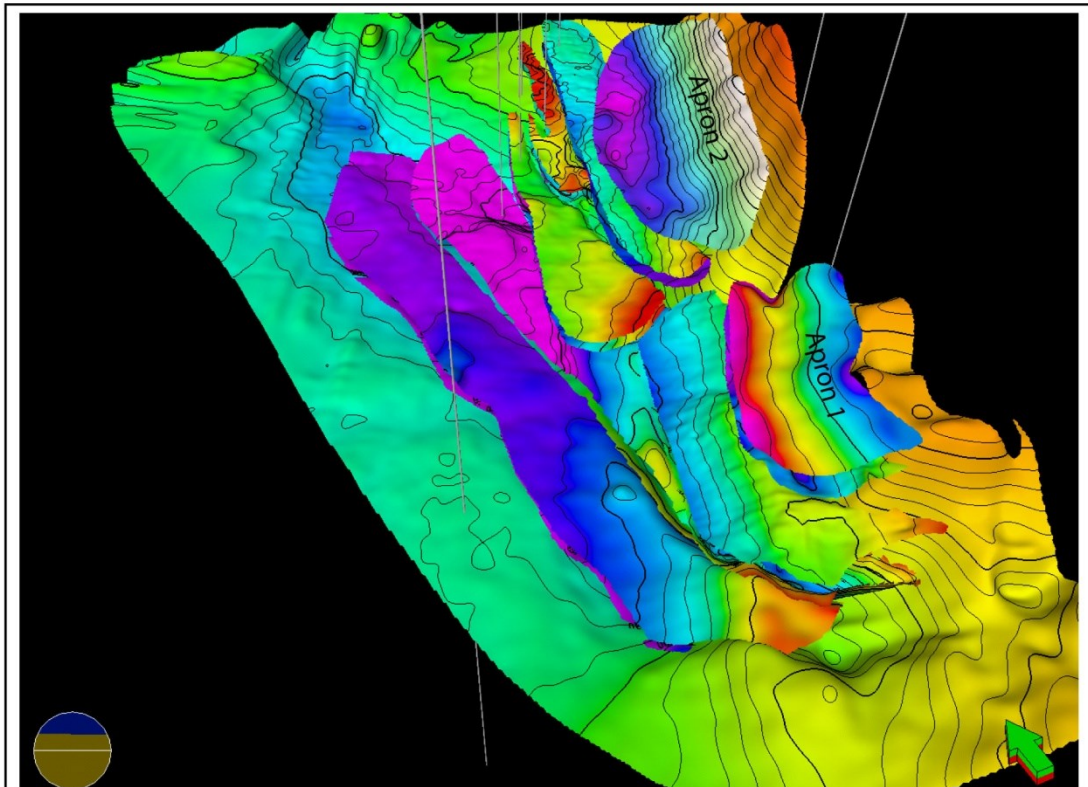
Fig. 3.40 Mapa miąższości osuwiska Apron 1. Czoło osuwiska znajduje się po stronie kanionu i przebiega równoległe do Wyniesienia Nordland, co widać na załączonej mapie miąższości. Powierzchnia tej struktury wynosi 17km². Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

OSUWISKO APRON 2

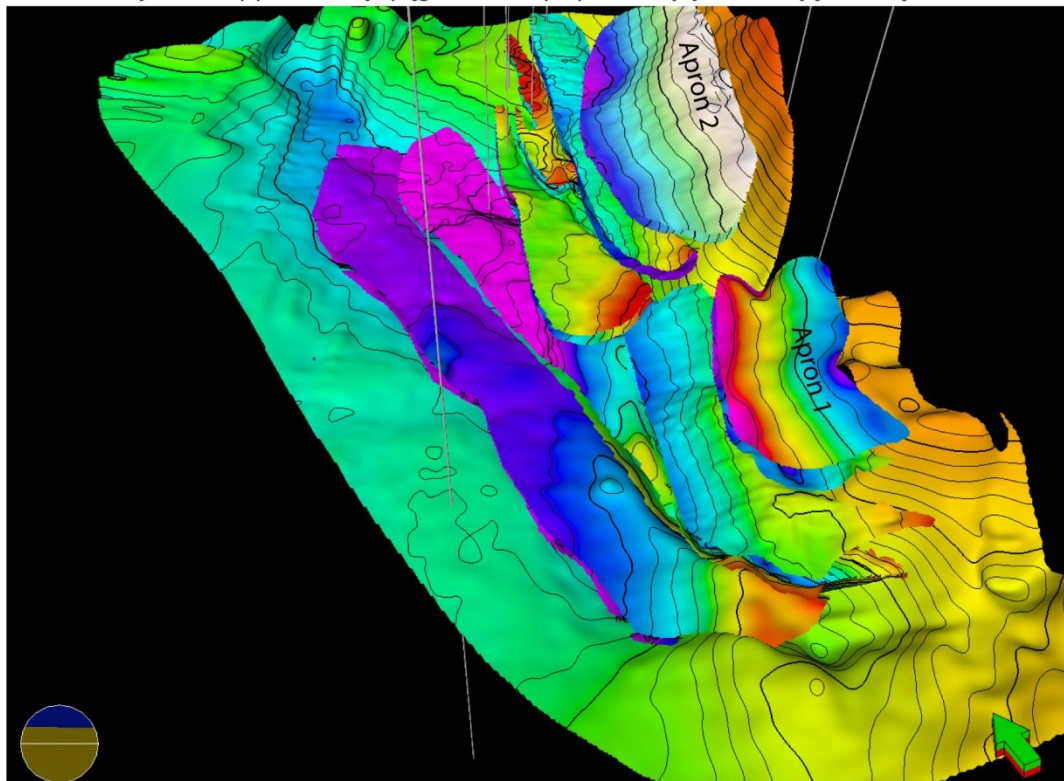
Ostatnią strukturą geologiczną, która zamyka cykl sedymentacyjny osadów w systemie depozycyjnym Tunfisk jest osuwisko Apron 2, udokumentowane nad kanałem 4N-2 (Fig. 3.41). Osuwisko to powstało w miejscu, gdzie Wyniesienie Nordland jest najbardziej wydzwignięte i tworzy lokalne podniesienie nazywane w literaturze Sør High. Miejsce to było najbardziej narażone na wymywanie i tworzenie się struktur osuwiskowych.

Po utworzeniu się osuwiska Apron 1, główna oś działalności erozyjnej prądów dennych przesunęła się w kierunku północnym, ograniczając się do wymywania osadów z rejonu Wyniesienia Sør. Sytuację tą pokazuje bardzo dobrze mapa granicy sekwencji Pia3sb (Fig. 3.42). Prawdopodobnie proces podmywania tej części Wyniesienia Nordland rozpoczął się dużo wcześniej, w okresie powtarzających się fluktuacji poziomu morza i przesuwania się kolejnych dolin wciętych w kierunku tego wyniesienia. W końcowym etapie działalności erozyjnej doszło do osunięcia się potężnych mas skalnych do kanionu. Powierzchnia całkowita tego osuwiska wynosi 52 km².

Interpretację spągu i stropu tej struktury poprowadzono odpowiednio, podobnie jak dla wszystkich poprzednich, po refleksach sejsmicznych dodatnim i ujemnym (Fig. 3.43). Należy podkreślić, że obydwie granice sejsmiczne, a w szczególności stropu, śledzą się bardzo dobrze na większości obszaru ich zalegania. W górnej części osuwiska obserwuje się większe zróżnicowanie amplitud sejsmicznych, co świadczyć może o większym zróżnicowaniu osadów w jego wypełnieniu. Mapy miąższości osuwiska wykonane na bazie interpretacji PGNiG UI i firmy Geolink pokazują niemal identyczny kształt i rozmiar struktury (Fig. 3.44 i Fig. 3.45). Brak jest wyraźnego czoła osuwiska, co świadczyć może o łagodnym przemieszczeniu się osadów z Wyniesienia Sør do kanionu i mniejszym zróżnicowaniu litologicznym wewnątrz struktury, w porównaniu do osuwiska Apron 1 (prawdopodobnie mniej piaskowców w profilu). Proces sedymentacji osadów w systemie depozycyjnym Tunfisk zakończył się, według firmy Geolink w pliocenie górnym, piacencie, natomiast według autora tego opracowania w pliocenie dolnym, zanklu. Założenie PGNiG pokrywa się interpretacją firmy BP wykonaną w otworach poszukiwawczych i eksploatacyjnych odwierconych na złożu Skarv. Mapę czasową granicy sekwencji Pia3LST przedstawiono na Fig. 3.46.



Wizualizacja 3D mapy czasowej spągu struktury Apron 2 z jej lokalizacją wewnątrz kanionu.



Wizualizacja 3D mapy czasowej stropu struktury Apron 2 z jej lokalizacją wewnątrz kanionu.

Fig. 3.41 Wizualizacja 3D zalegania osuwiska Apron 2.

Mapa pokazuje pozycję wszystkich struktur wypełniających kanion Tunfisk oraz lokalizację otworów poszukiwawczym odwierconych w tym rejonie. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

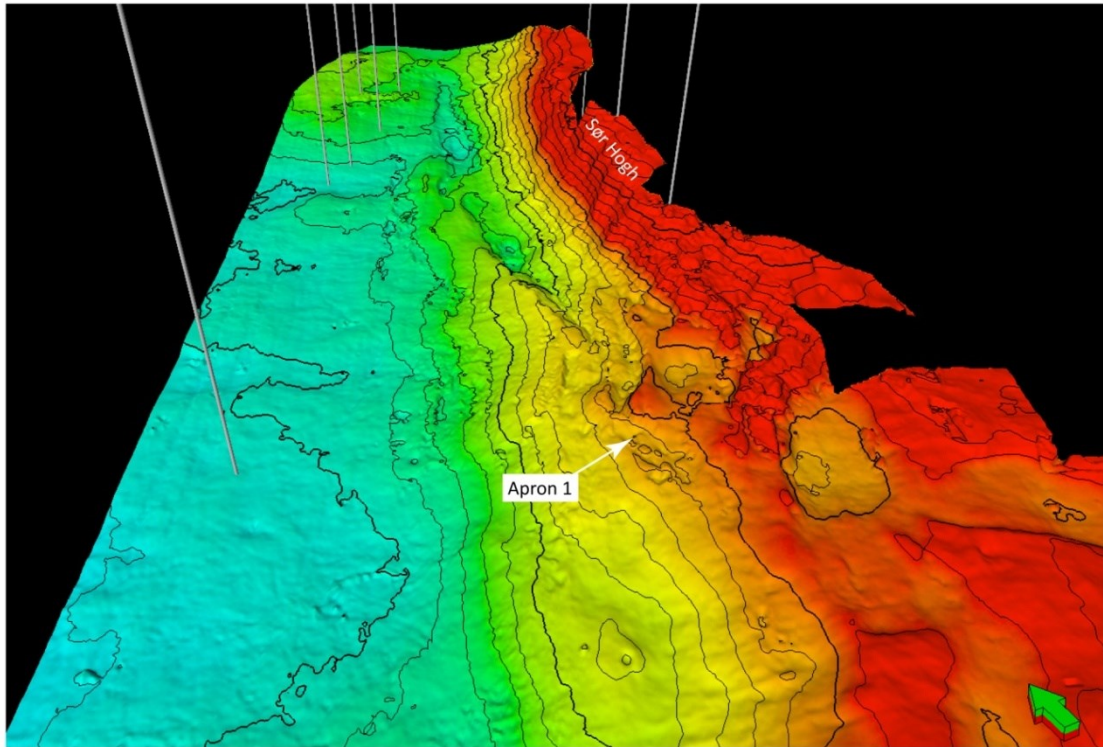


Fig. 3.42 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Pia 3sb.

Na mapie widać lokalizację osuwiska Apron 1 oraz skróconą, w stosunku do wcześniejszych, dolinę erozyjną, rozpoczynającą się za osuwiskiem Apron 1. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem interpretacji firmy Geolink (2011).

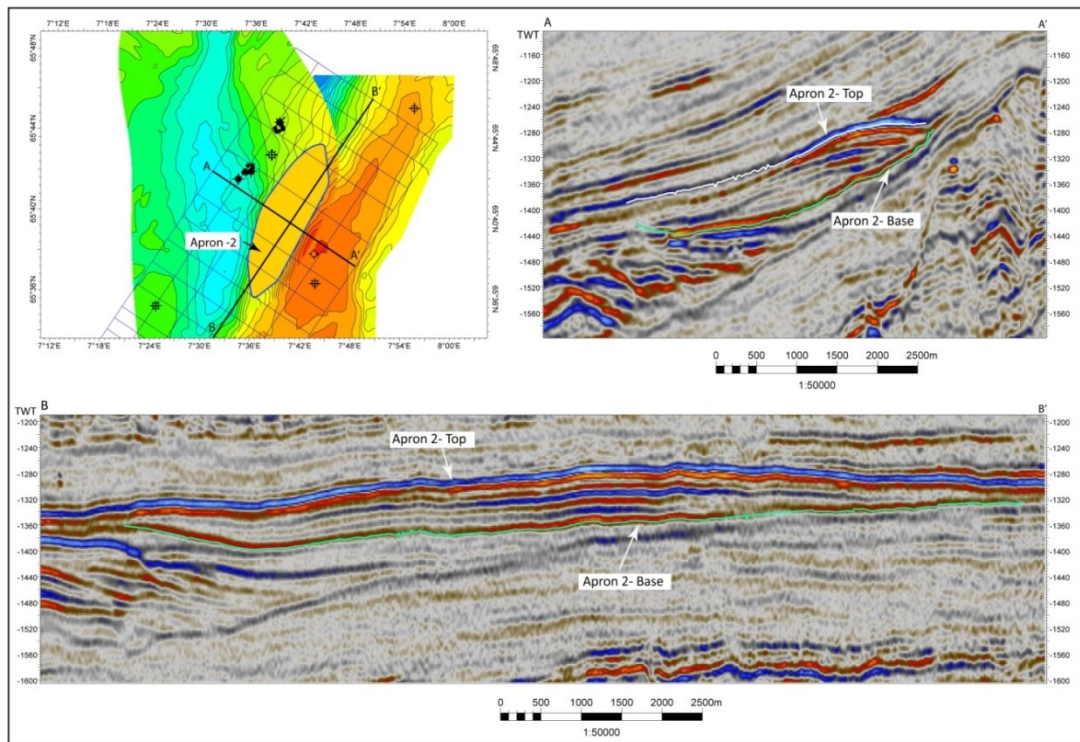


Fig. 3.43 Czasowe przekroje sejsmiczne przechodzące przez osuwisko Apron 2.

Na mapie znajdującej się w górnym lewym rogu pokazano pozycję osuwiska na tle kanionu. Liniami koloru czarnego zaznaczono lokalizację profili sejsmicznych, zamieszczonych obok Zdjęcie sejsmiczne - AN09403-EO-T11_FULL-OFFSET_3D. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

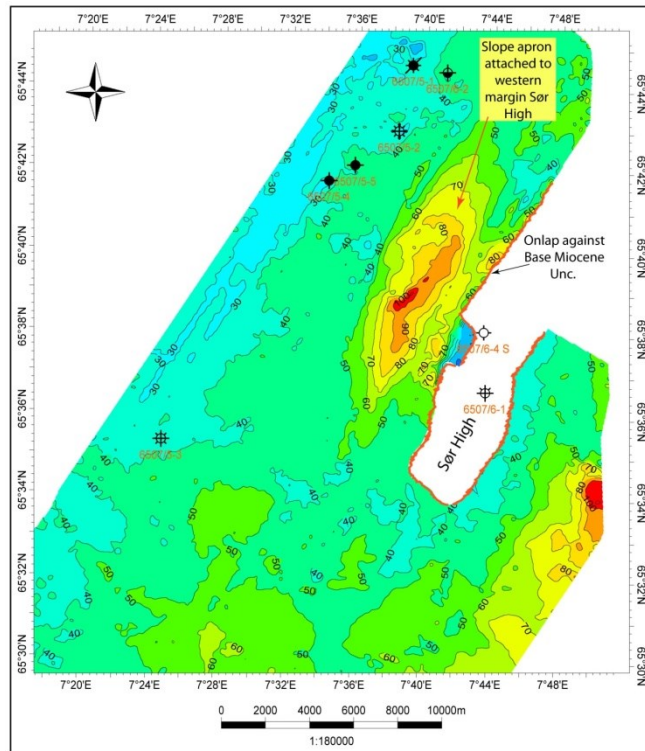


Fig. 3.44 Mapa miąższości sekwencji depozycyjnej Pia3. Struktura ta znajduje się u podnóża Wzniesienia Sør, gdzie brak jest stwierdzonych osadów formacji Kai w otworach. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o interpretację firmy Geolink (2011).

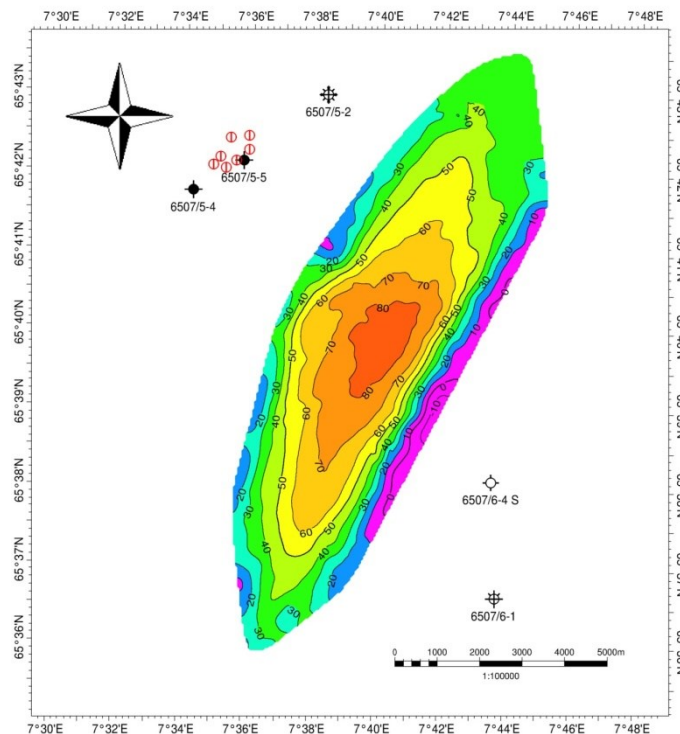


Fig. 3.45 Mapa miąższości osuwiska Apron 2. Miąższość i kształt osuwiska, wyinterpretowanego w PGNiG UI, są bardzo zbliżone do miąższości sekwencji depozycyjnej Pia 3. Powierzchnia osuwiska wynosi 52 km². Na mapie naniesiono lokalizację odwiertów poszukiwawczych i produkcyjnych (czerwonym kolorem) odwierconych w tym rejonie. Jak widać, struktura ta nie została przewiercona żadnym otworem. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o materiały geologiczne PGNiG UI.

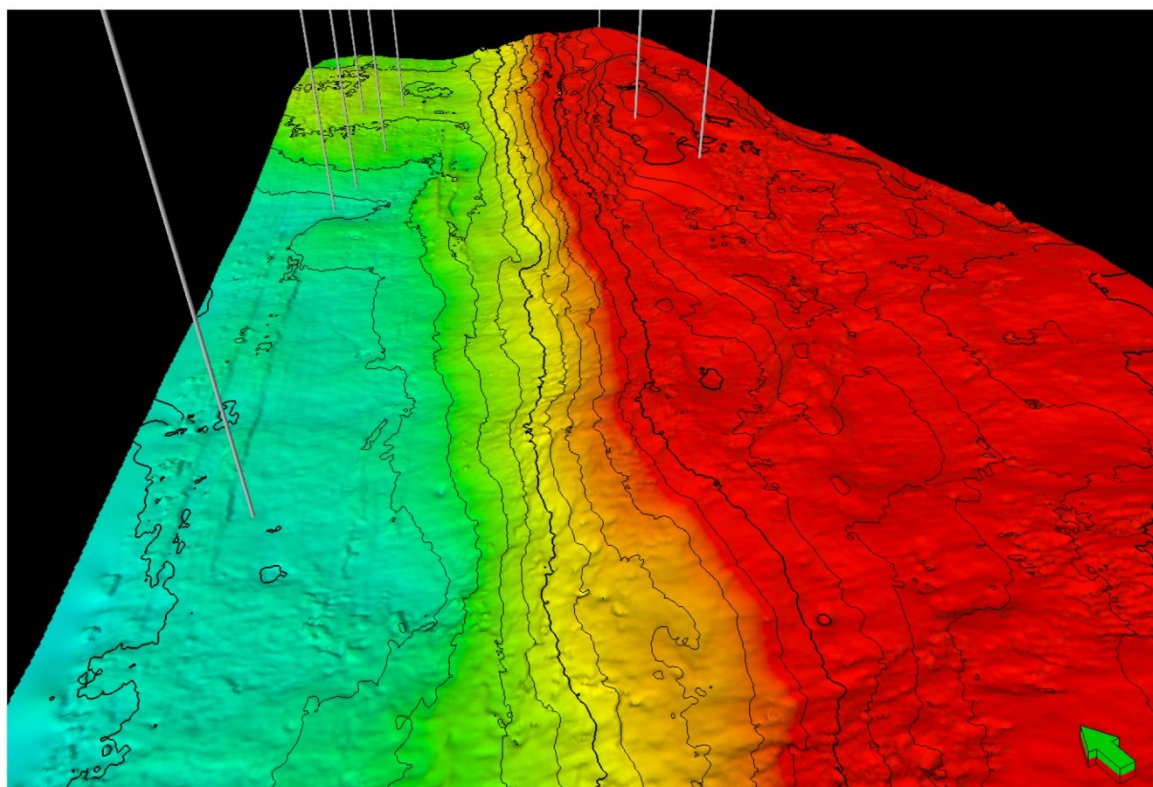


Fig. 3.46 Wizualizacja 3D granicy sekwencji Pia3 LST.

Mapa ta obrazuje morfologię rejonu po pogrzebaniu systemu depozycyjnego Tunfisk. W górnej jej części widać ciągle aktywne, niewielkie osuwiska, rozciągające się od Wyniesienia Nordland w kierunku basenu. Na pozostałej części obszaru brak jest jakichkolwiek oznak istnienia kanionu w tym rejonie. Źródło: Opracowanie własne z wykorzystaniem interpretacji firmy Geolink (2011).

3.6. CHRONOSTRATYGRAFIA

BIOSTRATYGRAFIA

Wzdłuż zachodniej krawędzi Wyniesienia Nordland odwiercono szereg odwiertów poszukiwawczych i eksploatacyjnych, którymi udokumentowano relatywnie miększe osady miocenu i pliocenu formacji Kai. Żaden z tych otworów nie przewiercił jednak systemu depozycyjnego Tunfisk w optymalnej lokalizacji (Fig. 4.4).

Należy nadmienić, że formacja Kai nie była nigdy wcześniej przedmiotem bezpośrednich poszukiwań złóż węglowodorów w tym rejonie i dlatego też zebrany materiał geologiczny, taki jak próbki okruchowe czy pomiary karotażowe jest ubogi i często niewystarczający do właściwego scharakteryzowania tej formacji.

Dla określenia możliwie dokładnego wieku powstania kanionu oraz wypełniających go struktur wykorzystano dane geologiczne z 4 otworów poszukiwawczych i rozpoznawczych, odwierconych na złożach Skarv i Idun: 6507/5-3, 6507/5-4, 6507/5-1 oraz 6507/3-3 (Fig. 3.4).

W żadnym z powyższych odwiertów nie wykonano, w utworach trzeciorzędowych pomiarów karotażowych po zakończeniu wiercenia na tzw. kablu (wireline logs). Dostępne krzywe karotażowe takie jak GR, oporność skał, gęstość i akustyka zarejestrowane zostały w trakcie wiercenia za pomocą sondy LWD. W związku z tym, że średnia prędkość przewiercania tego interwału (ROP) była zazwyczaj bardzo duża (do 100 m/h), jakość tych pomiarów jest często niezadawalająca.

We wszystkich wyżej wymienionych otworach wykonano badania biostratygraficzne na próbach okruchowych, których celem było określenie wieku przewiercanych skał. Badania te wykonane zostały przez firmy Robertson Research International Limited z Wielkiej Brytanii oraz firmę Geostat. Należy podkreślić, że w utworach trzeciorzędu próby okruchowe pobierane były nieregularnie, i dlatego dostępne analizy biostratygraficzne są często niepełne. Wyjątkiem jest otwór 6507/3-3, odwiercony przez firmę Statoil, w którym pobierano próbki okruchowe regularnie i dlatego też wykonane w nim badania są najdokładniejsze. Niestety otwór ten jest oddalony o kilka kilometrów na północny wschód od kanionu Tunfisk (Fig. 3.4). Dla określenia wieku systemu depozycyjnego Tunfisk wykorzystano Raporty Biostratygraficzne wykonane dla ww. otworów.

- Miocen wczesny

Utwory wczesnego miocenu są generalnie słabo zachowane w tym rejonie, ponieważ zostały zerodowane w środkowym i górnym miocenie tworząc powierzchnie niezgodności erozyjnych. Wiek tego interwału został określony w oparciu o pierwsze

wystąpienie nanoplanktonu *Distatiodinium paradoxum*, wskazujące na wiek nie młodszy niż wczesny miocen - burdygał (Fig. 3.47). Brak najstarszych osadów miocenu, akwitany, w większości otworów świadczyć może o występowaniu niezgodności poniżej miocenu. W otworze 6507/3-3 stwierdzono liczne nagromadzenia dinocyst i pyłków bisaccate. W składzie dinocyst przeważają *Lingulodinium machaerophum*, *Sponiferites spp.* i *R. actinocoronata*. Obficie występują też *S. pacacantha*, *Palaeocystodinium spp.* i *C. chateaneuffli*. Mikrofauna składa się głównie z promienic i spikuli gąbek oraz podrzędnie występujących węglanowych otwornic bentosowych i aglutynujących (Fig. 3.48). Dostatecznie obficie występują też otwornice *Pseudoclavulina spp.* będące dobrym markerem tego interwału.

W oparciu o stwierdzone skamieniałości można sądzić, że sedymentacja osadów wczesnego miocenu odbywała się w środowisku szelfu zewnętrznego, gdzie głębokość wody nie przekraczała 200 m.

- Miocen środkowy

Ten interwał charakteryzuje się występowaniem obfitych i rozproszonych skamieniałości morskich z mikrofauną, dinocystami i pyłkami bisaccate. Związane jest to z głównym cyklem zalewowym jaki miał miejsce w serrawalu. Wiek tej strefy wyznaczono w oparciu o gwałtowny wzrost liczebności otwornic *Pseudoclavulina spp.* w połączeniu z występowaniem *Palaeocystodinium golzowense* i *Lamium truncatum*. Inne gatunki, takie jak *C. utinensis* i *H. obscura* i występująca obficie *Reticulosphaera actinocoronata* i *A. umbracula* blisko podłoża interwału potwierdzają wiarygodność datowania. Mikrofauna składa się z węglanowych otwornic bentosowych i aglutynujących, radiolari i bardzo obficie występujących spikuli gąbek z podrzędnie występującym planktonem otwornic. Różnorodność otwornic bentosowych i ich obfitość osiągnęła maksimum podczas transgresji morza w serrawalu (Fig. 3.48).

Bazując na wyznaczonych skamieniałościach można sądzić, że depozycja osadów środkowego miocenu przebiegała w środowisku głębszego szelfu zewnętrznego niż w miocenie wczesnym. Głębokość morza nie przekraczała jednak 250m.

- Miocen późny

Osady tego interwału nie zostały, w sposób jednoznacznie stwierdzone w opisywanych otworach. Pod znakiem zapytania jest występowanie osadów podłoża tortonu. Brak osadów górnego miocenu sugeruje występowanie niezgodności powyżej miocenu środkowego.

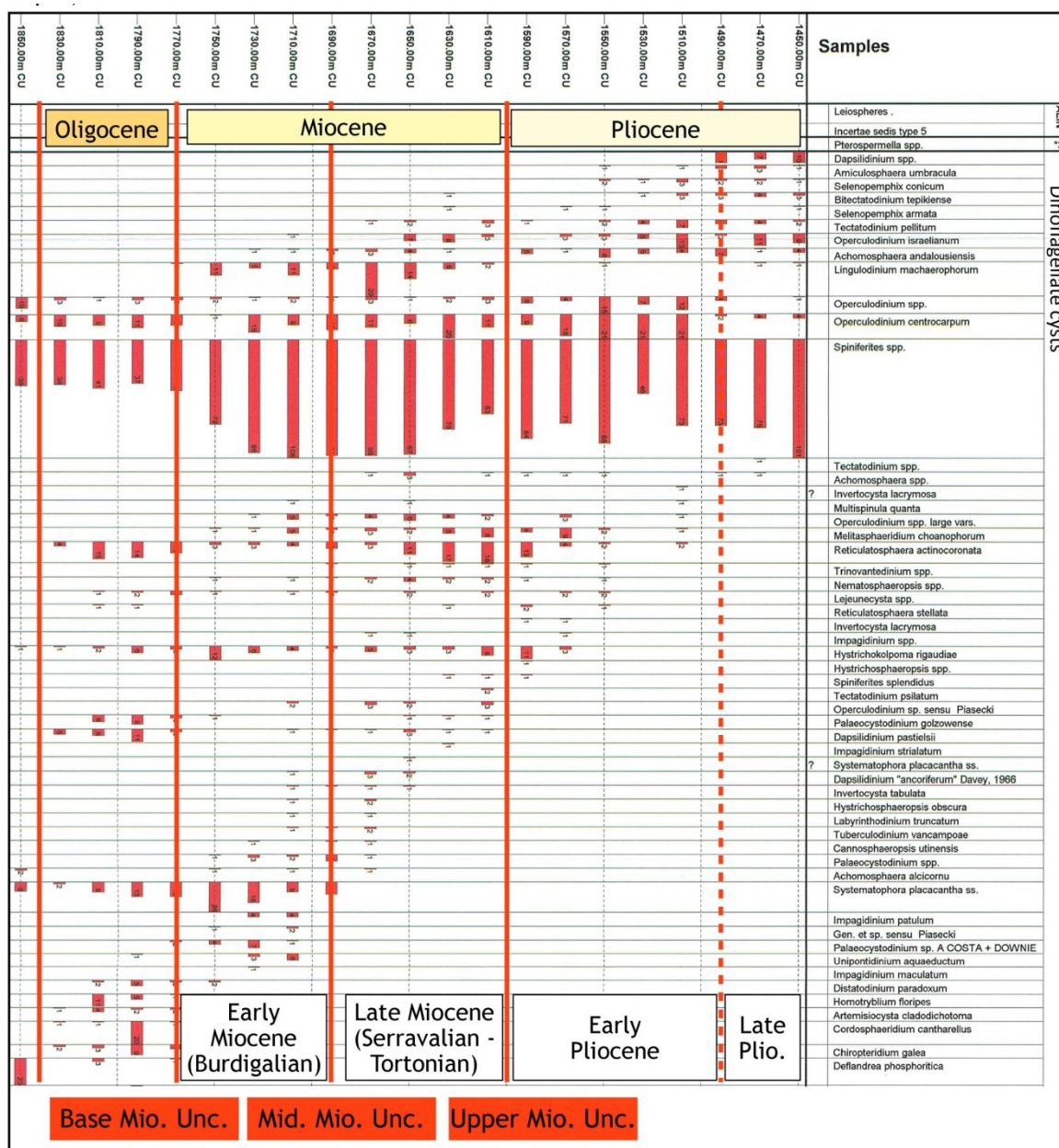


Fig. 3.47 Rozmieszczenie cyst Dinoflagellate w otworze 6507/3-3.

Raport - 6507/3-3 Biostratigraphy report, Geostrat 1999. Zmodyfikowano dla potrzeb niniejszych studiów.

- Wczesny pliocen

W interwale tym stwierdzono umiarkowanie bogate i rozproszone nagromadzenia cyst *dinoflagellate* in situ, oraz pochodzące z okresu paleogenu, kredy i jury. Charakterystyczne dla warunków in situ jest występowanie następujących gatunków cyst: *Amiculospaera umbracula*, *Barssidinium graminosum*, *Barssidinium pliocenicum*, *Impagidinium spp.*, *Tectatodinium spp.*, *Operculodinium isralianum*, *Lingulodinium machaerophorum*, *Reticulatosphaera actinocoronata*, *Selenopemphix spp.* i *Bitectatodinium tepikiense* (Fig. 3.47).

Mikrofauna zdominowana jest przez obficie występujące nagromadzenia węglanowych otwornic bentosowych ze spikulami gąbek oraz, rzadziej występujące otwornice planktoniczne. Spotykane są również otwornice *Globigerina pachyderma* i *Globigerina atlantica*. Liczebność pliocenских otwornic bentonicznych systematycznie maleje w kierunku spągu interwału (Fig. 3.48).

Osady pliocenu sedymentowały na szelfie zewnętrznym, w środowisku płytszego morza niż późno-miocenские (głębokość wody morskiej nie przekraczała 200m). Zwiększająca się różnorodność skamielin bentonicznych w kierunku stropu paleocenu, łącznie z obniżaniem się ilości gatunków gąbek i radiolarii, wskazuje na ogólne wypływanie się morza w czasie. Pod koniec paleocenu głębokość ta była mniejsza niż 200m.

- Późny pliocen

Strop tego interwału nie został udokumentowany badaniami biostratygraficznymi, ze względu na brak prób okruchowych. Spąg wyznaczony został na podstawie największego nagromadzenia cyst z gatunku *Amiculosphaera umbracula*, licznego występowania cyst z gatunku *Bitectatodinium tepikiense* i *Operculodinium* (Fig. 3.47). W analizowanych odwiertach nie zaobserwowano istotnej luki sedymentacyjnej pomiędzy osadami wczesnego i późnego pliocenu.

Mikrofauna zdominowana jest przez liczne nagromadzenia wapiennych otwornic bentosowych ze spikulami gąbek i rzadziej występującymi otwornicami planktonicznymi. Nie zaobserwowano występowania otwornic aglutynujących. Różnorodność i liczebność wapiennych otwornic bentosowych rośnie w kierunku stropu interwału, wskazując na wypływanie się basenu. Osady późnego pliocenu osadzały się w środowisku środkowego szelfu, gdzie głębokość morza nie przekraczała 150 m.

WIEK WZGLĘDNY SYSTEMU DEPOZYCYJNEGO TUNFISK

W rejonie objętym niniejszymi studiami odwiercono szereg otworów poszukiwawczych, rozpoznawczych i eksploatacyjnych, ukierunkowanych głównie na rozpoznawanie formacji jurajskich i kredowych. Osady trzeciorzędowe rozpoznane są znacznie słabiej, gdyż nie były nigdy celem prac poszukiwawczych za ropą naftową czy gazem ziemnym. Z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić, że zarówno strop jak i spąg formacji Kai (strop Brygge) zostały wyznaczone prawidłowo w odwierconych w tym rejonie odwiertach i korelują się dosyć dobrze z sejsmiką (Fig. 3.49, Fig. 3.50). Obecnie prowadzona jest dyskusja na forum naukowym odnośnie wieku spągu formacji Kai i jej korelacji z piaszczystą formacją Molo, o czym wspomniano w rozdziale 3.3.

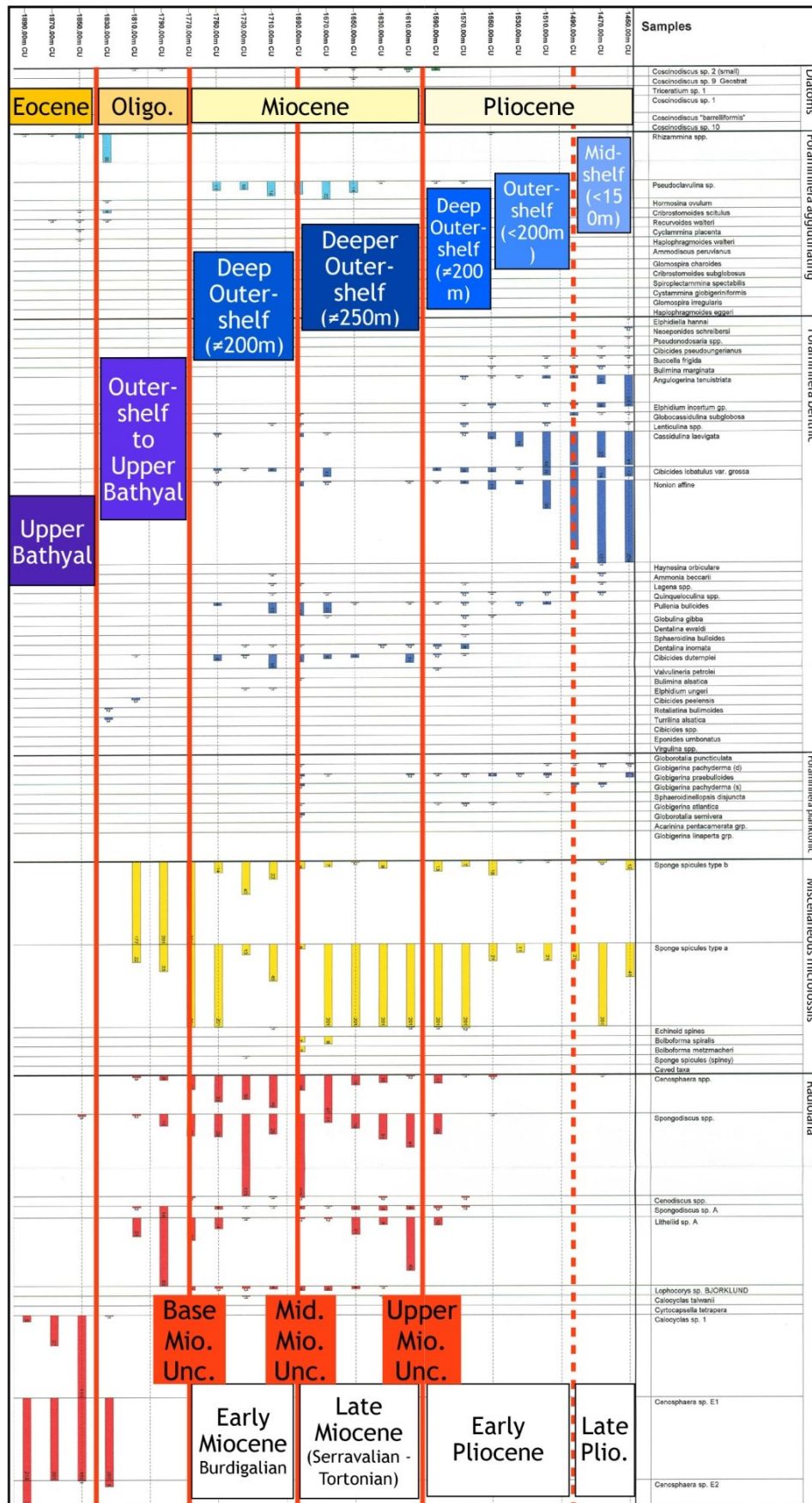


Fig. 3.48 Rozmieszczenie mikrofauny w otworze 6507/3-3.

Źródło: Biostratigraphy report, Geostrat 1999. Zmodyfikowano dla potrzeb niniejszych studiów.

Głównym problemem tego rejonu jest określenie szczegółowego wieku osadów wewnątrz formacji Kai. Analizy biostratygraficzne wykonano jedynie w kilku otworach, w oparciu o nieregularnie pobrane próby okruchowe z tego interwału. Ponadto, o czym wspomiano wcześniej, przewiercanie osadów trzeciorzędowych prowadzono za pomocą świdrów wielkośrednicowych (12 1/4" lub większych) i z dużymi postęпами wiercenia, co dodatkowo miało wpływ na obniżenie jakości pobieranego materiału geologicznego (mieszanie się urobku w przestrzeni pierścieniowej). Czynniki te dodatkowo komplikują kwestię szczegółowego określenia wieku kanionu i wypełniających go struktur. Geolodzy z firmy Geolink dwukrotnie zmieniali wiek wyznaczonych granic stratygraficznych wewnątrz formacji Kai i ciągle uważają kwestię tę za dyskusyjną (Geolink, 2011). Dodatkowe analizy danych geologicznych, wykonane przez autora niniejszej pracy, w oparciu o dane z otworów eksploatacyjnych odwierconych po 2010 roku na złożu Skarv, wskazuje na odmienną interpretację wieku opisywanego systemu depozycyjnego w stosunku do założeń firmy Geolink (Fig. 3.15).

Dla celów niniejszej pracy zakłada się, że proces tworzenia doliny erozyjnej kanionu nastąpił pod wpływem działalności mioceńskich ruchów kompresyjnych. Działające w miocenie ruchy kompresyjne doprowadziły do uaktywnienia się soli triasowych, zalegające poniżej głowy kanionu. Przemieszczanie się soli triasowych wzdłuż nieciągłości tektonicznych, występujących w południowo-zachodniej części Wyniesienia Nordland, doprowadziło do powstania lokalnych rowów tektonicznych, na bazie których zaczął rozwijać się kanion głębokomorski.

Mioceńskie ruchy kompresyjne wywarły również wpływ na kierunek przebiegu osi kanionu (S-N). W wyniku ich działalności powstało szereg inwersyjnych struktur kopułowych (domes), na zachód od Wyniesienia Nordland, które ograniczały przebieg doliny erozyjnej (Fig. 3.6).

Na załączonej korelacji i profilu sejsmicznym, przechodzącym przez korelowane otwory, widać wyraźnie zbieżność granic sejsmicznych z interpretacją wykonaną w otworach (Fig. 3.49 i Fig. 3.50).

W odwiertach 6507/5-4 i 6507/5-1, zlokalizowanych na zachodnim skrzydle kanionu, w odległości około 6.5 km od siebie, obserwuje się dużą zmienność w korelacji osadów wewnątrz-mioceńskich. W otworze 6507/5-4, zlokalizowanym bliżej osi kanionu, brak jest osadów miocenu dolnego, prawdopodobnie burdygału, a osady miocenu górnego (prawdopodobnie tortonu) osiągają zdecydowanie większe miąższości niż w sąsiednich odwiertach (Fig. 3.49). W otworze 6507/5-1 udokumentowano osady miocenu dolnego, prawdopodobnie burdygału, o miąższości zbliżonej do wyznaczonej w otworze 6507/3-3. Ponadto, w odwiercie tym widać wzrost miąższości osadów miocenu środkowego i redukcję górnego, w stosunku do otworu 6507/5-4. W otworze 6507/5-3 pobrano jedynie niewiele prób okruchowych i dlatego nie udało się wydzielić granic wewnątrz-mioceńskich. Widoczne na profilu

sejsmicznym wyklinowania (onlaps) po stronie zachodniej kanionu oraz brak osadów burdygału i części serrawalu w otworze 6507/5-4, świadczą o istnieniu dużej luki sedymentacyjnej w dolnym miocenie (pomiędzy otworami 6507/5-3 i 6507/5-1). Luka ta powstawała prawdopodobnie na wskutek erozji tej części osadów przez dolinę wciętą kanionu. Zaznaczona linią przerywaną i kolorem fioletowym granica MMU (Middle Miocene Unconformity) interpretowana jest jako niezgodność sedymentacyjna pomiędzy mioceniem dolnym (burdygałem) a środkowym i górnym (górnym serrewalem i tortonem) w tym rejonie. Według tej interpretacji kanały 1 i 2 zdeponowane zostały, jako pierwsze w kanionie, w górnym miocenie (prawdopodobnie w tortonie). Za taką interpretacją dodatkowo przemawiać fakt, że osie jedynie tych dwóch kanałów pokrywają się z osią kanionu (Fig. 3.12).

W pliocenie dolnym, w sposób bardziej intensywny niż w miocenie, postępował proces wynurzania się i erozji obszarów wydźwigniętych, spowodowany cyklicznością wstępowania i ustępowania zlodowaceń. Szczegółowo kwestię tę omówiono w rozdziale 1.3 *Paleogeografia*. Prawdopodobnie w wyniku tych procesów dochodziło do wahań poziomu morza w rejonie terasy Dønna i tworzenia się kolejnych wciętych dolin i ich wypełnień osadami starszymi (jurajskimi i triasowymi), znoszonymi w Wyniesienia Nordland.

Według interpretacji PGNiG wszystkie kanały po-miocenijskie osadziły się w pliocenie dolnym, zanklu. Sedymentacja osadów wypełniających kanion następowała w środowisku morskim, o głębokości wody wahającej się od 150 do 250m. Wydaje się, że ilość materiału znoszonego z Wyniesienia Nordland przez prądy turbidytowe była bardzo duża i przekraczała możliwości akomodacyjne istniejących wciętych dolin. W efekcie tego, dochodziło do osadzania się osadów poza korytami tych dolin, tzw. osadów levee. W południowej części Wyniesienia Nordland udokumentowano wierceniami istnienie kilkusetmetrowej luki sedymentacyjnej w profilu jury, co pokazuje Fig. 5.3.

Ostatnim etapem, zamykającym osadzanie się osadów w systemie depozycyjnym Tunfisk było powstanie, wg. interpretacji PGNiG w zanklu środkowym i górnym, dwóch struktur osuwiskowych (Apron 1 i Apron 2), przyległych do Wyniesienia Nordland (Fig. 3.12). Genezę powstania tych osuwisk opisano szczegółowo w podrozdziale 3.5.

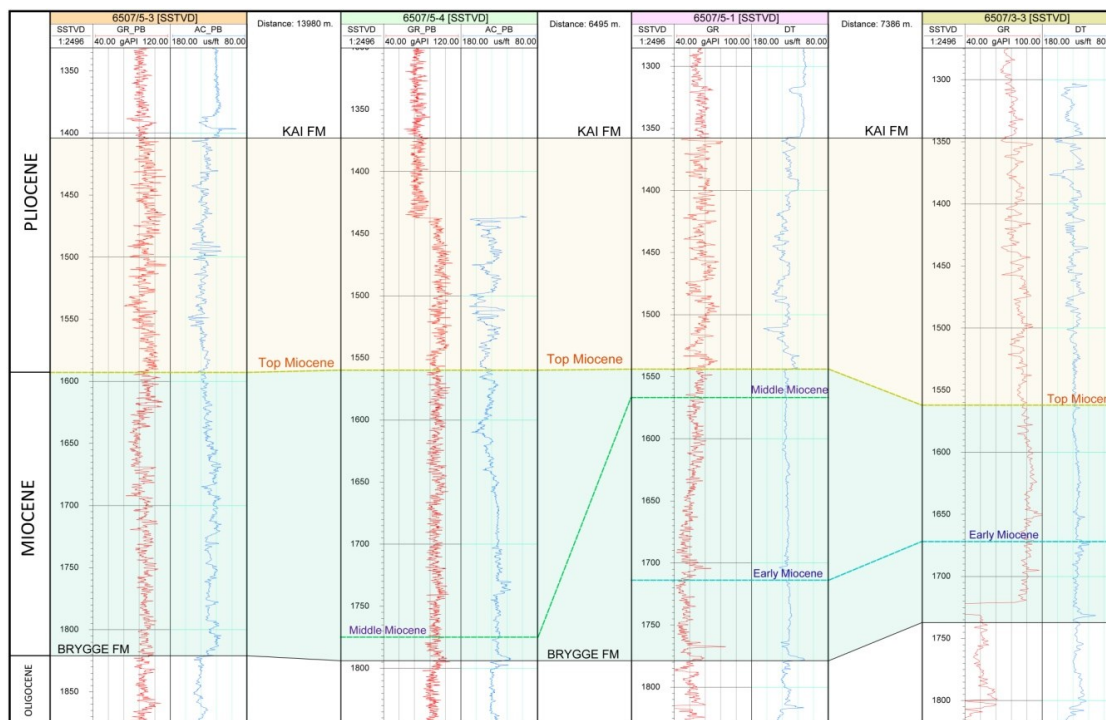


Fig. 3.49 Korelacja osadów w rejonie zalegania kanionu Tunfisk.

Jak widać na załączonej korelacji brak jest osadów dolnego miocenu w profilu. W odwiercie 6507/5-4, który zlokalizowany jest najbardziej centralnie w kanionie, widać redukcję osadów miocenu środkowego i przyrost osadów miocenu górnego. W otworze 6507/5-3 nie wyznaczono granic wewnątrz-miocenów ze względu na brak prób okruchowych z tego interwału. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

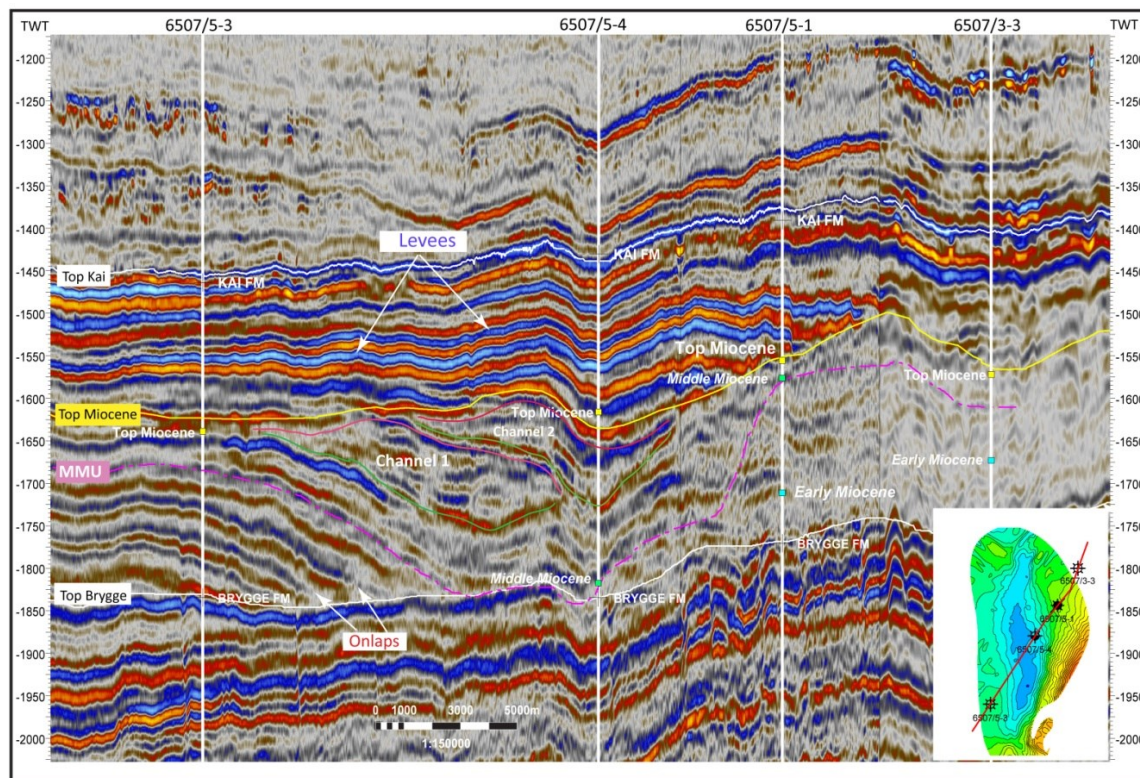


Fig. 3.50 Przekrój sejsmiczny przechodzący przez otwory i kanion.

Niniejszy przekrój sejsmiczny przebiega przez otwory, które zostały skorelowane na załączniku 3.49. W centralnej części przekroju obserwuje się brak osadów miocenu dolnego i redukcję osadów miocenu środkowego. Widać natomiast przyrost miąższości osadów miocenu górnego, nad granicą niezgodności MMU (Middle Miocene Unconformity). Profil łączony ze zdjęć sejsmicznych BPN05R08_FM i ANO9403-EO-T11. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

4. ASPEKT POSZUKIWAWCZY

4.1. ZARYS HISTORII POSZUKIWAŃ ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW NA SZELFIE MORZA NORWESKIEGO

W roku 1960, na zlecenie Rządu Norweskiego, rozpoczęto wykonywanie sejsmiki 2D na Morzu Norweskim. Dane te analizowane były głównie przez Instytucje Naukowe pod kątem rozpoznania budowy geologicznej obszaru (Brekke et. al. 1999). Pierwsza koncesja poszukiwawcza za ropą naftową i gazem ziemnym przyznana została w roku 1980. Głównym celem poszukiwawczym na tej koncesji były utwory późnego paleozoiku i mezozoiku, opisane w odsłonięciach na Grenlandii.

Pierwsze złożo gazowe Midgard (obecnie włączone do wspólnego projektu wydobywczego Åsgard) odkryte zostało w roku 1981, w rejonie terasy Halten (Fig. 4.1). Pierwszym złożem podłączonym do eksploatacji było, odkryte w utworach jurajskich, również w rejonie terasy Halten, złożo Draugen. Złożo to rozpoczęło produkcję w roku 1993. Wszystkie złoża, odkryte do roku 1997, zlokalizowane były na stosunkowo płytkim morzu (do 400m głębokości). Od roku 1994 poszukiwania złóż węglowodorów prowadzone są również na głębszym morzu, gdzie głębokość wody przekracza niekiedy 1500m.

W roku 1995, w ramach 15 rundy koncesyjnej, na 18 przyznanych licencji, 7 zlokalizowanych było w rejonach głębokiej wody morskiej. Na czterech z tych bloków odkryto później gigantyczne złożo gazu ziemnego Ormen Lange (Fig. 4.1).

W roku 1997, na głębokim morzu, oprócz złoża Ormen Lange odkryto również złożo Luva, nazwane później Aasta Hansteen. Odkrycia te potwierdziły występowanie systemów naftowy w Basenach Møre i Vøring. Otwór 6707/10-1, odwiercony jako pierwszy w basenie Vøring na strukturze Luva, w rejonie wyniesienia Nyk High, potwierdził występowanie gazu ziemnego podścielonego otoczką ropy naftowej w piaskowcach kredowych. Złożo Ormen Lange odkryte zostało w basenie Møre otworem 6305/5-1. Skałami zbiornikowymi tego złoża są górnokredowe i trzeciorzędowe piaskowce turbidytowe formacji Jorsalfare i Våle (grupa Egga). Pułapka ta zidentyfikowana została w roku 1980 na profilach sejsmicznych 2D, na którym zauważono występowanie bardzo silnej anomalii zapisu sejsmicznego typu "flat spot", wskazującej na nasycenie węglowodorami. Ze względu na brak technologii zagospodarowania złóż zalegającego na głębokiej wodzie, przekraczającej 1200m, wiercenie przekładano aż do roku 1997.

Według stanu na koniec 2012 roku, na szelfie Środkowej Norwegii produkcję ropy naftowej i gazu ziemnego prowadzono z 15 złóż. Dwa dodatkowe znajdowały się

w fazie zagospodarowania (Tabela 4.1). Lokalizację tych złóż wraz z rozmieszczeniem rurociągów przesyłowych, biegnących dnem morza zamieszczono na Fig. 4.1.

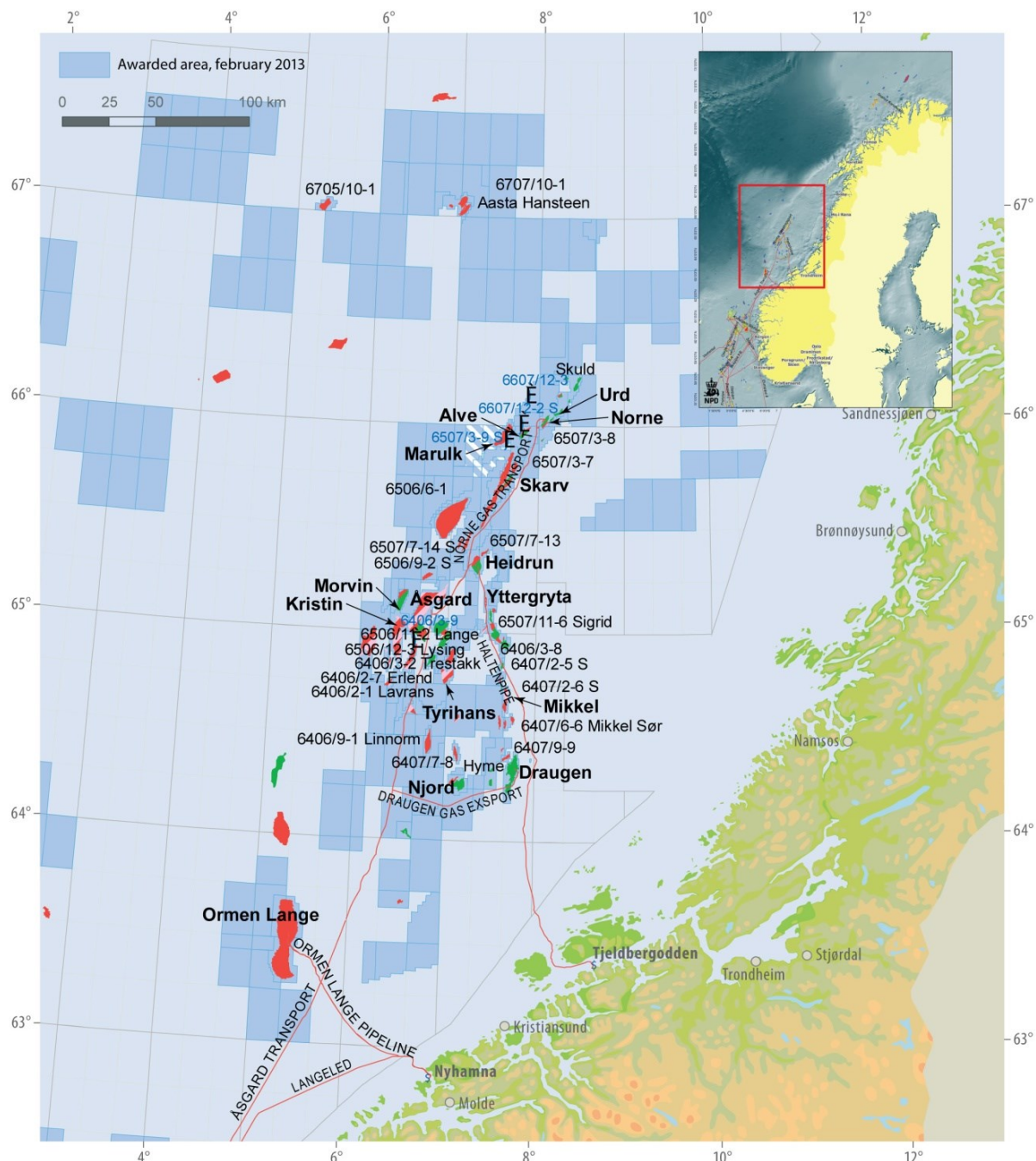


Fig. 4.1 Lokalizacja złóż odkrytych na Szelfie Morza Środkowej Norwegii.

Na mapie Szelfu Norweskiego, zamieszczonej w górnym prawym rogu niniejszego załącznika, prostokątem koloru czerwonego zaznaczono lokalizacje Szelfu Środkowej Norwegii. Źródło: Fact 2013 (Norwegian Petroleum Directorate).

Tabela 4.1 Zestawienie złóż udokumentowanych na Morzu Norweskim.

W tabeli zestawiono zasoby udokumentowane w złożach odkrytych na Szelfie Środkowej Norwegii, na dzień 31.12.2012. Złoże Skarv, w którym PGNiG UI posiada udziały, włączone zostało do eksploatacji w dniu 31.12.2012. Źródło: Opracowanie własne w oparciu o dane zamieszczone na stronach internetowych NPD.

nr	Nazwa złoża/rok odkrycia	Operator	Typ złoża	Formacja geologiczna	Aktualny status złoża	Średnia głębokość zalęgania złoża/głęb. morza	Pierwotne zasoby wydobywalne					Pozostałe zasoby wydobywalne				
							Ropa [mln. Sm ³]	Gaz [mid Sm ³]	NGL [mln. ton]	Kond. [mln. Sm ³]	Ropa [mln. Sm ³]	Gaz [mid Sm ³]	NGL [mln. ton]	Kond. [mln. Sm ³]		
1	ALVE -1990	Statoil Petroleum AS	gazowo-kond.	Jura środkowa (Garn, Not, Ile, Tilje)	w produkcji od 2009 roku	3600m/370m	1.90	5.70	1.10		0.80	2.70	0.60			
2	DRAUGEN -1984	A/S Norske Shell	ropne	Jura późna i środkowa (formacje Rogn i Garn)	w produkcji od 1993 roku	1600m/270m	146.70	1.60	2.80		14.90	0.10	0.40			
3	HEIDRUN -1985	Statoil Petroleum AS	ropno-gazowe	Jura wczesna i środkowa (formacje Garn, Ile, Tilje i Åre)	w produkcji od 1995 roku	2300m/350m	182.10	46.50	2.20		40.10	31.30	1.70			
4	HYME -2009	Statoil Petroleum AS	ropno-gazowe	Jura wczesna (formacja Tilje)	PDO zatwierdzone w 2011 roku	2150m/260m	3.20	0.50	0.20		3.20	0.50	0.20			
5	KRISTIN -1997	Statoil Petroleum AS	gazowo-kondensatowe	Jura środkowa i dolna (formacje Garn, Ile i Tofte)	W produkcji od 2005 roku	4600m/370m	22.90	28.70	6.30	2.10	6.00	9.70	2.30	0.00		
6	MARULK -1992	Eni Norge AS	gazowo-kondensatowe	Kreda (formacje Lysing i Lange)	w produkcji od 2012 roku	2800m/380m	0.70	8.40	0.90	0.00	0.60	7.80	0.90	0.00		
7	MIKKEL	Statoil Petroleum AS	gazowo-kondensatowe	Jura środkowa (formacje Garn, Ile i Tofte)	w produkcji od 2003 roku	2500m/220m	6.60	31.40	8.90	2.20	3.30	15.80	4.40	0.00		
8	MORVIN -2001	Statoil Petroleum AS	ropno-gazowe	Jura środkowa (formacje Garn i Ile)	w produkcji od 2010 roku	4700m/350m	9.30	4.50	1.10	0.00	5.60	4.50	1.10	0.00		
9	NJORD -1986	Statoil Petroleum AS	ropne	Jura dolna i środkowa (formacje Tilje i Ile)	w produkcji od 1997 roku	2850m/330m	28.50	17.20	3.90	0.00	3.00	9.40	2.10	0.00		
10	NORNE -1992	Statoil Petroleum AS	ropno-gazowe	Jura dolna i środkowa (formacje Ile i Tofte)	w produkcji od 1997 roku	2500m/380m	90.80	12.00	1.60	0.00	3.80	5.40	0.80	0.00		
11	ORMEN LANGE -1997	A/S Norske Shell	gazowe	Paleocen (formacja Egga)	w produkcji od 2007 roku	2800/1000m	0.00	306.0	0.00	16.30	0.00	207.7	0.00	9.10		
12	SKARV	BP Norge AS	gazowo-ropne	Jura środkowa (formacje Garn, Ile i Tilje)	w produkcji od 2012.12 roku	3500/400m	15.50	43.40	5.60	0.00	15.50	43.40	5.60	0.00		
13	SKULD -2008	Statoil Petroleum AS	ropne	Jura dolna i środkowa (formacje Åre, Tofte i Ile)	zatwierdzone PDO w 2012 roku	2500/340m	13.40	0.60	0.10	0.00	13.40	0.60	0.10	0.00		
14	TYRIHANS -1983	Statoil Petroleum AS	ropne z czapą gazową	Jura środkowa (formacja Garn)	w produkcji od 2009 roku	3500/270m	32.40	41.70	10.90	0.00	16.50	40.90	10.70	0.00		
15	URD -2000	Statoil Petroleum AS	ropne	Jura dolna i środkowa (formacje Åre, Tilje i Ile)	w produkcji od 2005 roku	1800-2300/380m	7.00	0.20	0.00	0.00	2.00	0.00	0.00	0.00		
16	YTTTERGRYTA -2007	Statoil Petroleum AS	gazowe	Jura środkowa (formacje Garn i Ile)	w produkcji od 2009 roku	2420/300m	0.30	2.20	0.40	0.00	0.00	1.00	0.20	0.00		
17	ÅSGARD -1981	Statoil Petroleum AS	gazowo-ropne	Jura dolna i środkowa (formacje Garn, Ile, Tofte i Åre)	w produkcji od 1990 roku	4850/280m	100.40	207.7	39.40	17.10	18.60	84.10	16.80	0.00		
TOTAL							661.7	758.3	85.4	37.7	147.3	464.9	47.9	9.1		

4.2. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ZŁÓŻ SKARV I SNADD

Złóża Skarv, Idun i Snadd znajdują się na Morzu Norweskim, w odległości około 200 km na zachód od lądu norweskiego (Fig. 4.1). Pod względem geologicznym odkrycia te umiejscowione są między Platformą Trøndelag na wschodzie a basenem Rås na zachodzie, w obrębie terasy Dønna, stanowiącej skrzydło zrzucone Wyniesienia Nordland (Fig. 3.1). W rejonie tym PGNiG UI posiada kilka koncesji, na których prowadzi działalność poszukiwawczą za ropą i gazem (Fig. 4.2). Na koncesji PL648S PGNiG UI jest operatorem z 50% udziałów (50% udziałów posiada firma OMV). Na koncesji PL558 operatorem jest firma E.ON E&P Norge (30% udziałów) a partnerami PGNiG UI (30%), Det norske oljeselskap (20%) i Petoro (20%). Na koncesji PL646 operatorem jest firma Wintershall Norge AS, partnerami: Lundin Norway (20%), Noreco Norway (20%) i PGNiG UI (20%). Operatorem na koncesji PL212E jest firma BP z 30% udziałów, a partnerami Statoil (30%), E.ON E&P Norge (25%) i PGNiG UI (15%). W pozostałych koncesjach, na których znajdują się złoża Skarv, Idun, Snadd South i North, PGNiG UI posiada 11.9175%. Operatorem na tych złożach jest firma BP Norge (23.8350%). Pozostałymi partnerami są: Statoil (36.1650%) i E.ON E&P Norge (28.08250).

Nagromadzenia węglowodorów w złożach Skarv i Idun występują w pułapce strukturalno-tektonicznej ograniczonej od strony północno zachodniej uskokiem normalnym o zrzucie od 400 do 1600m (Fig. 3.2). Obydwa złoża podzielone są uskokami na szereg segmentów i zalegają na głębokości od 3300 do 3700m. Głównymi skałami zbiornikowymi są piaskowce środkowo-jurajskie formacji Garn, Ile i Tilje, charakteryzujące się bardzo dobrymi i dobrymi właściwościami zbiornikowymi (przepuszczalności formacji Garn przekraczają niekiedy 10 darcy). Złoża te zagospodarowywane są wspólnie pod nazwą Projekt Skarv. Zasoby wydobywalne, zatwierdzone w Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO) dla tego projektu wynoszą 15.30 mln Sm³ ropy naftowej, 43.40 mld Sm³ gazu oraz 5.7 mln Sm³ NGL (<http://factpages.npd.no/factpages>).

Złoże Snadd odkryte zostało w późno-kredowych piaskowcach turbidytowych formacji Lysing. Piaskowce te zdeponowane zostały w środowisku głębokomorskim, wzdłuż zachodniego skrzydła Wyniesienia Nordland (Fig. 4.3). Jest to pułapka stratygraficzno-strukturalna, a obecność piaskowców nasyconych węglowodorami objawia się między innymi występowaniem wyraźnych bright spotów na profilach sejsmicznych (Fig. 3.2). Złoże to zalega na głębokości około 2700m i rozciąga się na długości około 60 km. Do chwili obecnej rozpoznane zostało 4 otworami (po jednym odwierconym na Snadzie South i Outer oraz dwoma na Snadzie North). Szacunkowe zasoby geologiczne dla całego złoża wynoszą od 15 do 30 mld Sm³ gazu oraz kilka milionów Sm³ kondensatu.

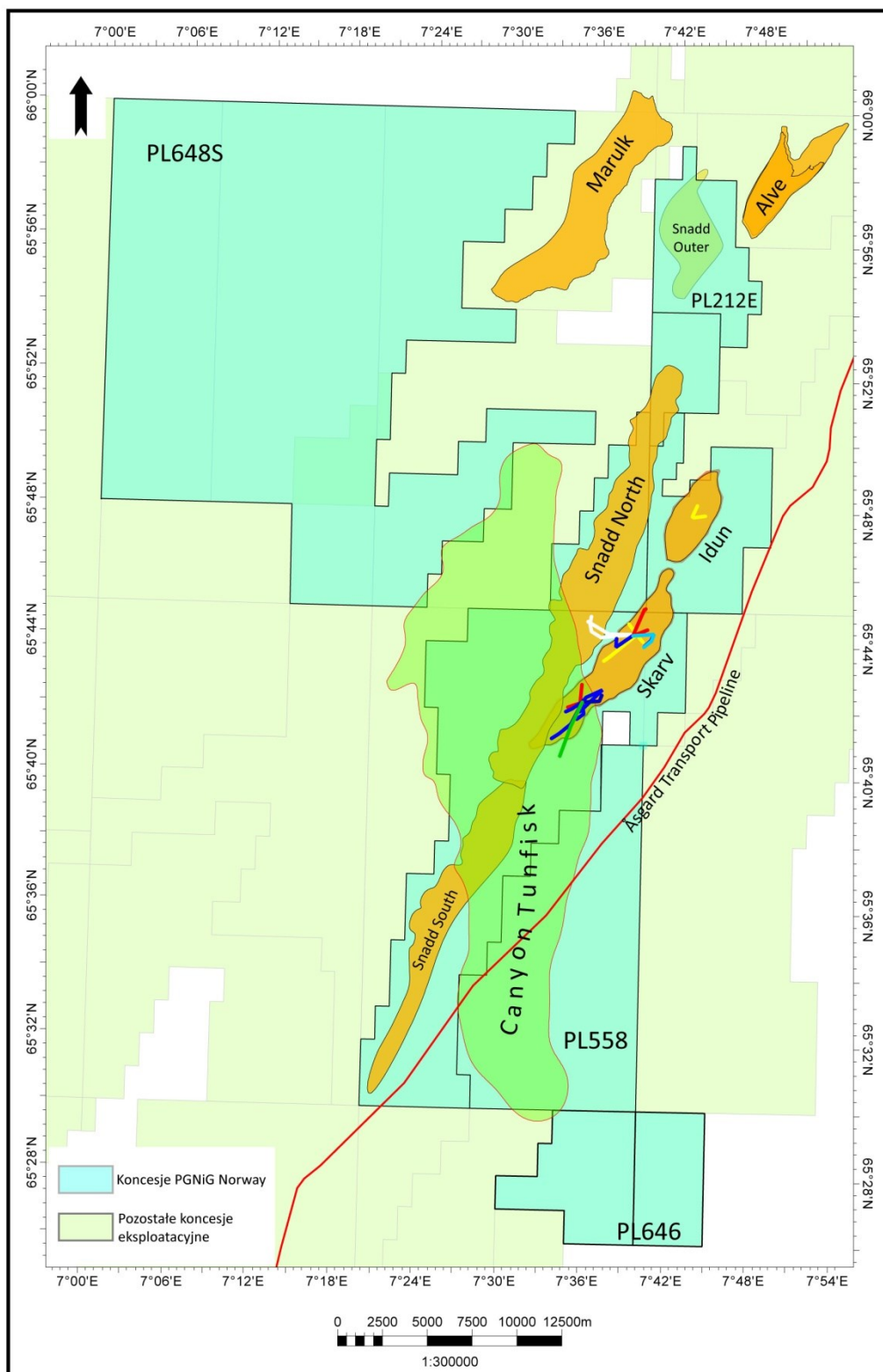


Fig. 4.2 Mapa koncesji eksploatacyjnych z rejonu złoża Skarv.

Na mapie naniesiono dodatkowo lokalizację kanionu Tunfisk na tle złóż Skarv, Idun i Snadd, w których PGNiG UI posiada udziały. Na złożach naniesiono lokalizacje otworów eksploatacyjnych wierconych z templatów Idun, Skarv i Tilje oraz Skarv B i C. Kolorem szarozielonym zaznaczono koncesje, w których PGNiG UI posiada swoje udziały, w tym koncesję PL 558, w obszarze której zalega główna część systemu depozycyjnego Tunfisk oraz koncesję PL 648S, na której PGNiG UI jest operatorem. Główny obiekt poszukiwawczy na koncesji PL 648S nosi nazwę Kraków. Źródło: Opracowanie własne.

Obecnie na złożu Snadd North prowadzony jest długoterminowy test produkcyjny (LTPT), którego celem jest dokładne rozpoznanie zdolności produkcyjnych formacji.

Złoże Skarv rozpoznano 9 otworami poszukiwawczymi odwierconymi w latach 1998-2002. Otwory te zostały zlikwidowane po ich odwierceniu, a zebrane dane geologiczne wykorzystano do opracowania Dokumentacji Geologicznej Złoża (Plan of Development and Operation). Dokumentacja Geologiczna Złoża Skarv wraz z Projektem Zagospodarowania (PDO) zatwierdzona została przez Parlament Norweski w grudniu 2007 roku.

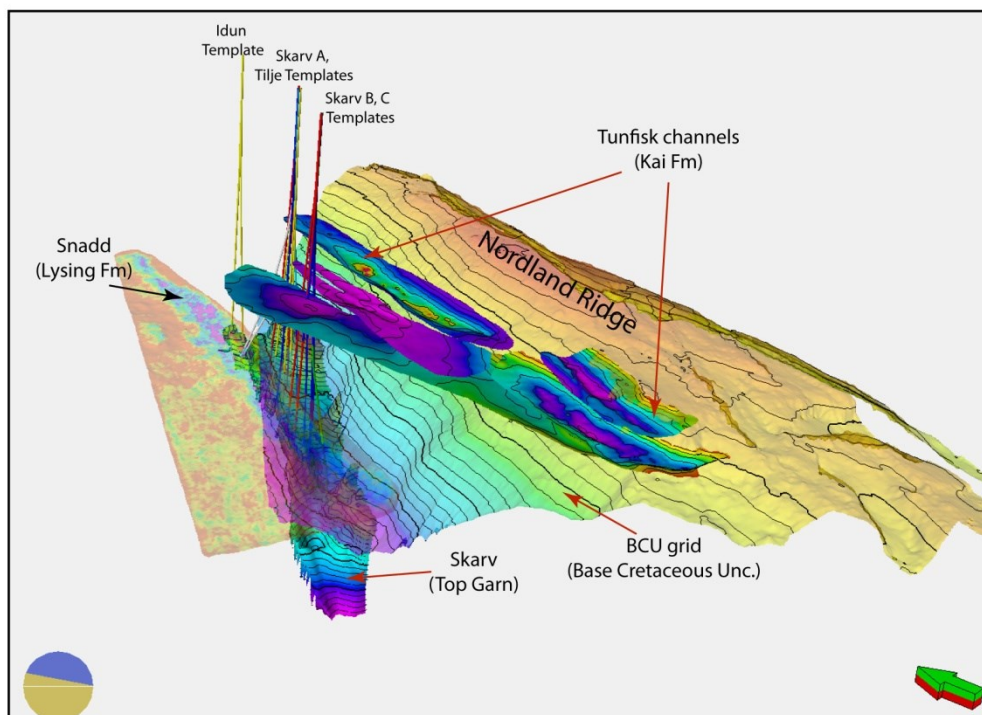
Wiercenia otworów produkcyjnych rozpoczęto w pierwszej połowie stycznia 2010 roku z wykorzystaniem platformy wiertniczej Borgland Dolphin. Platforma ta pracowała do czerwca 2011 roku. Od kwietnia 2011 wiercenia prowadzone są z wykorzystaniem platformy Polar Pioneer. Zakończenie tej fazy rozwiercania złoża planowane jest na koniec września 2013. Produkcję węglowodorów na złożu Skarv rozpoczęto w grudniu 2012 roku. Po zakończeniu pierwszej fazy rozwiercania i zbrojenia odwiertów, złożo eksploatowane będzie z wykorzystaniem 17 otworów, w tym sześciu gazowych (jeden na złożu Snadd North), siedmiu ropnych i czterech zatłaczających. Dalsze rozwiercanie złoża planowane jest od 2016 roku.

Produkcja węglowodorów prowadzona jest z wykorzystaniem pływającej platformy produkcyjnej (FPSO), zacumowanej na morzu w rejonie złoża. Gaz ziemny częściowo zatłaczany jest do horyzontów ropnych, w celu zwiększenia współczynnika sczerpania. Pozostała część gazu wysyłana jest, za pomocą istniejących systemów gazociągów przesyłowych do Europy (po wcześniejszym jego oczyszczeniu na lądzie w Norwegii, w miejscowości Kårstø). Ropa naftowa, po napełnieniu przestrzeni magazynowej jednostki FPSO, przeładowywana jest na tankowce i sprzedawana na rynku paliw. Gaz ziemny zatłaczany do horyzontów ropnych w celu zwiększenia współczynnika sczerpania ropy zostanie ponownie wydobyty i dostarczony na rynek po zakończeniu produkcji ropy.

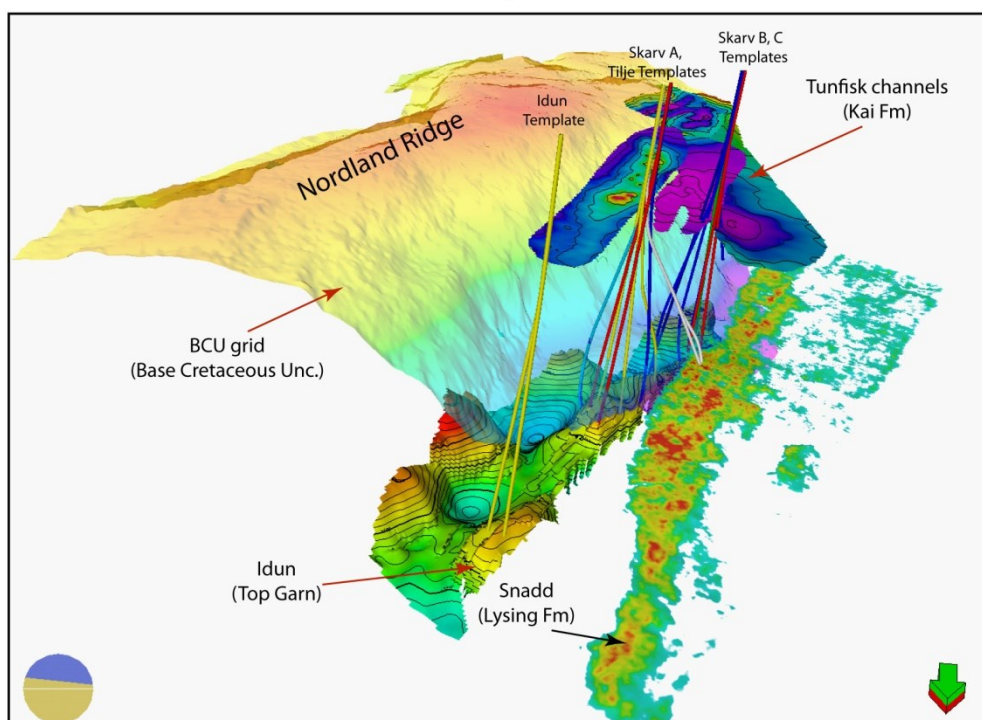
Podstawowe parametry kopalni pływającej FPSO:

- Wydajność produkcyjna ropy naftowej – 85 000 baryłek na dobę (ok. 13 500 Sm³/dobę)
- Wydajność produkcyjna gazu – 15 mln Sm³ na dobę
- Pojemność magazynowa FPSO – 800 000 baryłek ropy (ok. 130 tys Sm³)

Założone dla FPSO wydajności produkcyjne złożo Skarv powinno osiągnąć w połowie tego roku.



Wizualizacja 3D rozmieszczenia kanałów mioceńskich na tle złóż Skarv, Idun i Snadd.
Widok od południa.



Wizualizacja 3D rozmieszczenia kanałów mioceńskich na tle złóż Skarv, Idun i Snadd.
Widok od północy.

Fig. 4.3 Wizualizacja 3D kanałów wypełniających i odkrytych złóż.

Złoża Skarv i Idun odkryte zostały w utworach piaszczystych jury dolnej i środkowej i zalega w przedziale głębokości 3300 - 3700m. Złoże Snadd odkryte w piaszczystych turbidytowych późno-kredowej formacji Lysing i zalega ono na głębokości około 2700m. System depozycyjny Tunfisk udokumentowano w formacji Kai (miocen, pliocen) i zalega on w przedziale głębokości 1200 - 1600m. Ponadto na mapach naniesiono rozmieszczenie otworów eksploatacyjnych, odwierconych na złożach Skarv, Idun i Snadd. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

4.3. INTERPRETACJA GEOLOGICZNA DANYCH OTWOROWYCH

Piaskowce turbidytowe trzeciorzędu stanowią potwierdzone skały zbiornikowe dla ropy naftowej i gazu ziemnego, zarówno na Morzu Północnym jak i na Morzu Norweskim (złóże Ormen Lange). Piaskowce te były i są celem prac poszukiwawczych prowadzonych na Morzu Barentsa (Laberg *et al.* 2005). Zarówno doświadczenia zdobyte na Norweskim Szelfie Kontynentalnym jak i w innych basenach naftowych pokazują, że poszukiwanie złóż węglowodorów w tego typu pułapkach stratygraficznych są trudne, głównie ze względu na niejednorodne rozmieszczenie piaskowców w przestrzeni akomodacyjnej struktury oraz zróżnicowane zaleganie kontaktów woda złożowa/węglowodory.

W celu lepszego zrozumienia charakterystyki sedimentologiczno-złożowej opisywanego systemu naftowego, prowadzono w sposób ciągły, równocześnie z wierceniem otworów produkcyjnych na złożu Skarv, analizy geologiczno-geofizyczno-wiertnicze, których wyniki częściowe przedstawiono w niniejszym rozdziale.

Jak wspomniano wcześniej, w rejonie zalegania systemu depozycyjnego Tunfisk odwiercono wiele otworów poszukiwawczych, rozpoznawczych i eksploatacyjnych, ukierunkowanych na rozpoznanie formacji starszych i zalegających głębiej (permu, triasu, jury i kredy) oraz udostępnienie złóż Skarv i Snadd do produkcji (Fig. 4.4). Utwory kenozoiku analizowane były i są nadal pod kątem występowania gazu płytkiego (tzw. shallow gas), którego występowanie może stanowić utrudnienia techniczne i zagrożenia erupcyjne dla głębokich wierceń. Należy nadmienić, że przed zlokalizowaniem niemal każdego otworu na Norweskim Szelfie Kontynentalnym wykonywane są dodatkowe zdjęcia sejsmiczne (tzw. site survey), których głównym zadaniem jest dokumentowanie płytko zalegających warstw piaszczystych, wypełnionych gazem. Otwory lokalizowane są zazwyczaj poza obszarami w których może występować gaz. W rejonie niniejszych studiów, mimo lokalizowania otworów z wykorzystaniem sejsmiki "płytkiej", natrafiano niejednokrotnie na trzeciorzędowe piaskowce wypełnione gazem, co skutkowało często modyfikacją projektu uzbrojenia otworu (wcześniejszym zapuszczaniem rur okładzinowych). Również, o czym wspomniano wcześniej, baza danych geologicznych (próby okruchowe, pomiary karotażowe) jest zdecydowanie uboższa w formacjach trzeciorzędowych niż w głębszych (Tabela 3.2, Tabela 3.3).

Wiercenie otworów produkcyjnych na złożu Skarv rozpoczęto w styczniu 2010 roku, czyli po rozpoznaniu systemu depozycyjnego Tunfisk przez PGNiG (rok 2009). Otwory te wiercone są z trzech "baz wiertniczych", w których znajduje się pięć zbiorczych zagłowiczeń odwiertów (templates), zainstalowanych na dnie morza. Są to, idąc od północy następujące templaty: Idun, Skarv i Tilje oraz Skarv B i C (Fig. 4.4). Zlokalizowane są one w różnej odległości od kanionu, a najbardziej interesujące dane

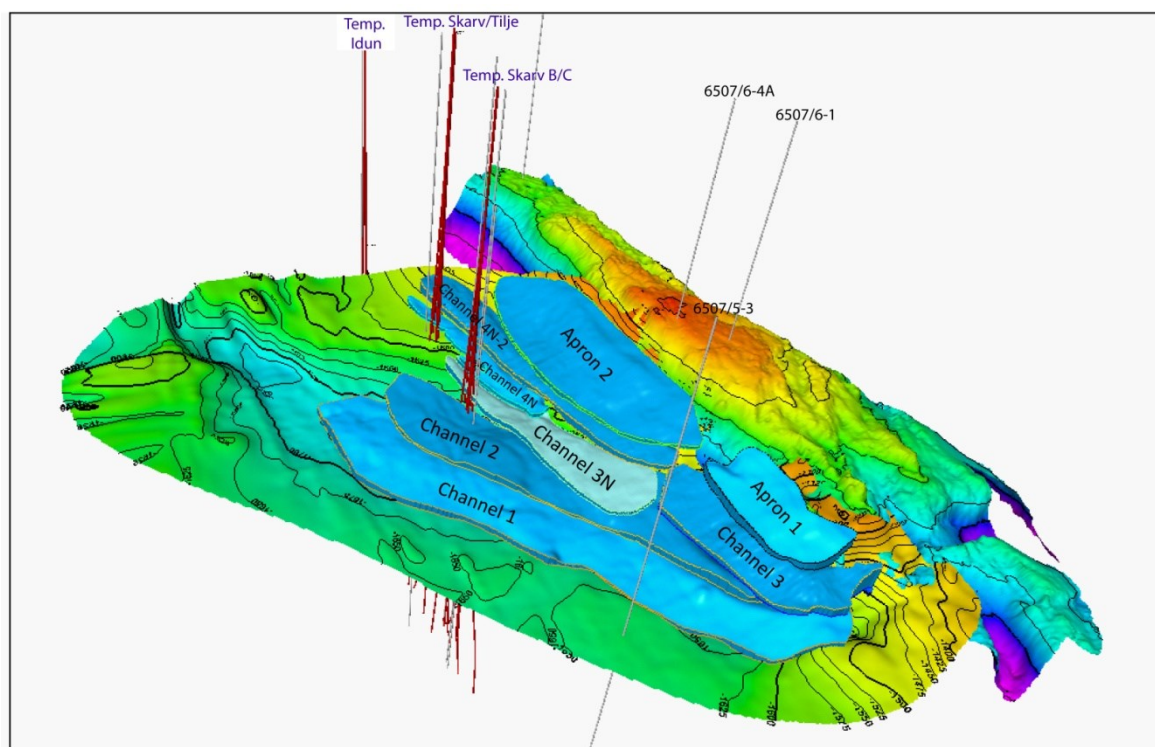


Fig. 4.4 Pozycja odwiertów na tle systemu depozycyjnego Tunfisk.

Pomimo, że w rejonie zalegania kanionu odwiercono szereg odwiertów, żaden z nich nie przewiercił struktur wypełniających kanion w optymalnej pozycji. Kanały 2, 3N i 4N zostały przewiercone w marginalnych strefach, gdzie zarejestrowano znaczący wzrost zgazowania w strefach ich zalegania. W otworach tych nie udokumentowano jednak czystych piaskowców, mogących stanowić dobrą skałę zbiornikową. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

geologiczne dla opisywanego systemu depozycyjnego zebrano z wierceń prowadzonych z templatów Skarv i Tilje oraz Skarv B i C (Fig. 4.5).

Jak wspomiano wcześniej, formacje trzeciorzędowe przewiercano bardzo szybko (z dużym postępem wiercenia), pobierając próby okruchowe sporadycznie i zazwyczaj nie wykonując pomiarów karotażowych po zakończeniu wiercenia płytszych sekcji otworów. Przykładowy zestaw pomiarów rejestrowanych podczas przewiercania formacji Kai przedstawiono na Fig. 4.6.

Na Fig. 4.7 i Fig. 4.8 naniesiono korelację zgazowania rejestrowanego przez aparatury kontrolno-pomiarowe podczas przewiercania formacji Kai. Na korelacji zamieszczono zarówno otwory poszukiwawcze, odwiercone w latach 1998-2002 jak i nowe, produkcyjne odwiercone w latach 2010 - 2013. Zdecydowanie łatwiej jest korelować otwory produkcyjne, gdyż wiercone były przy użyciu podobnej technologii oraz z wykorzystaniem podobnych systemów pomiaru zgazowania w płucce (chromatografu i czujnika Total Gas). Na załączonych korelacjach widać, że gwałtowny wzrost zgazowania występował (w niektórych otworach do ponad 30%, często na odcinku przekraczającym 25-30 m) w momencie przewiercania przez niektóre kanały.

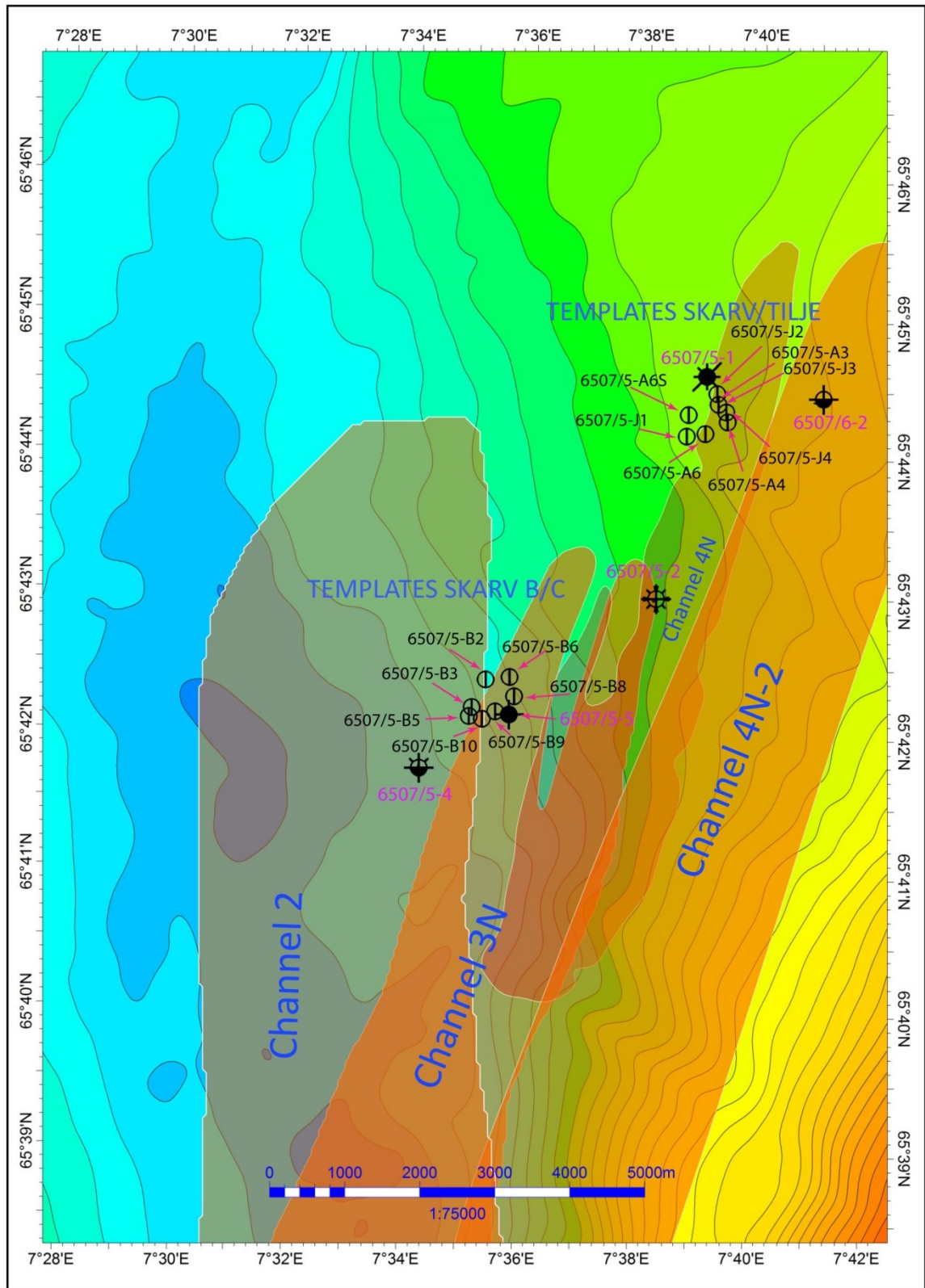


Fig. 4.5 Lokalizacja otworów na tle kanałów wypełniających kanion.

Interpretację kanałów 3N, 4N i 4N-2 wykonano w roku 2009, przed rozpoczęciem wierceń eksploatacyjnych na złożu Skarv (2010-2013). Wyniki tych wierceń potwierdziły w bardzo dużym stopniu wykonaną wcześniej interpretację geologiczną. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

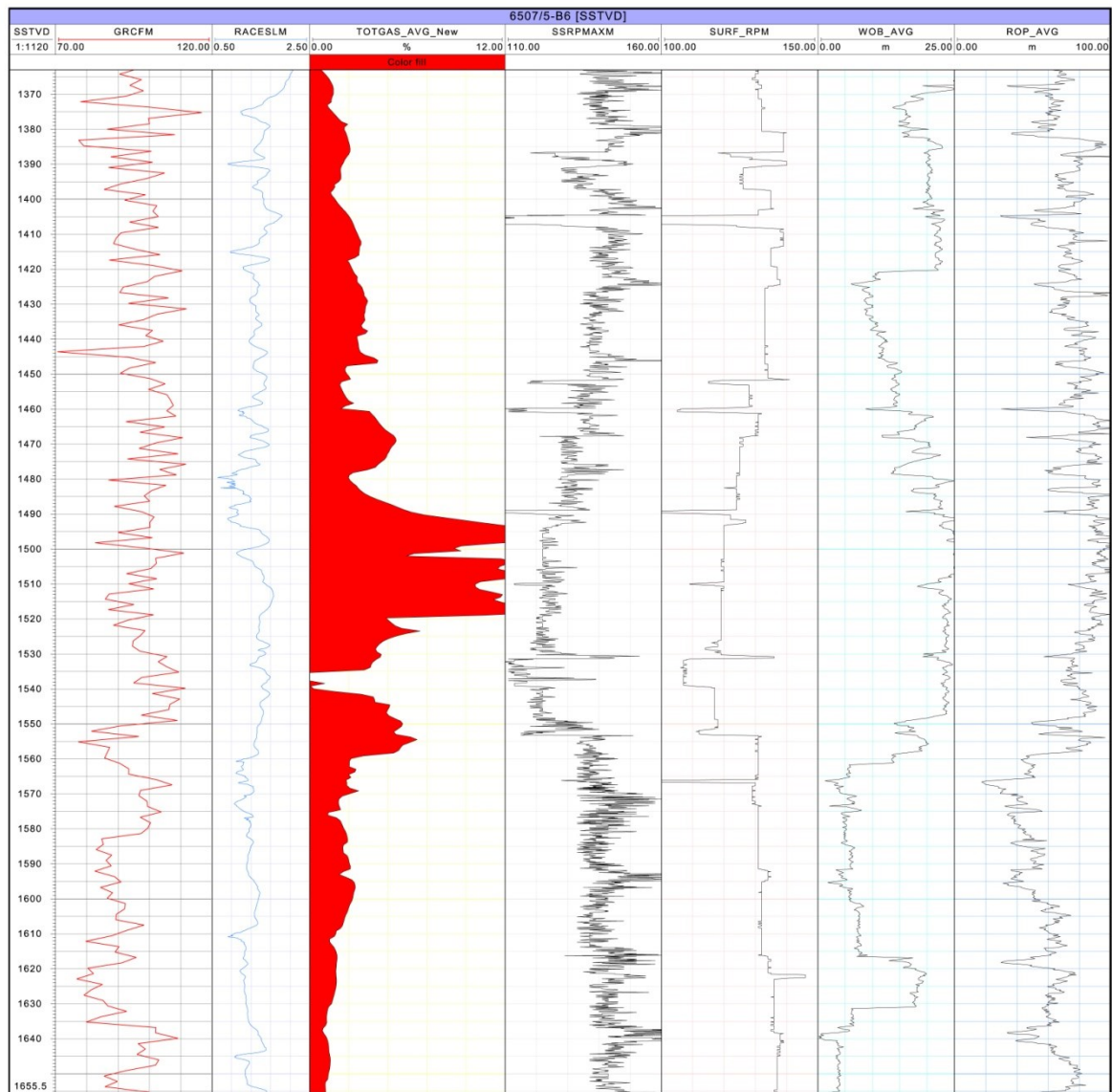


Fig. 4.6 Charakterystyka przewiercania formacji Kai w otworze 6507/5-B6.

Niniejsza korelacja zawiera krzywe rejestrowane przez sondę LWD (GRCFM i RACESLM) oraz przez aparaturę kontrolno-pomiarową firmy Baker (Total Gas; obroty stołu na powierzchni i przy świdrze - SSRPMAXM, SURH_RPM; średni nacisk na świder - WOB_AVG oraz średni postęp wiercenia - ROP_AVG). Widać, że strefa z podwyższonym zgazowaniem, rejestrowanym na głębokości zalegania kanału 3N, przewiercana była z postępem około 100 m/godz. Analizując pozostałe parametry można stwierdzić, że strefa z podwyższonym zgazowaniem była bardzo dobrze zwiercalna, co może świadczyć o występowaniu piaskowców. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

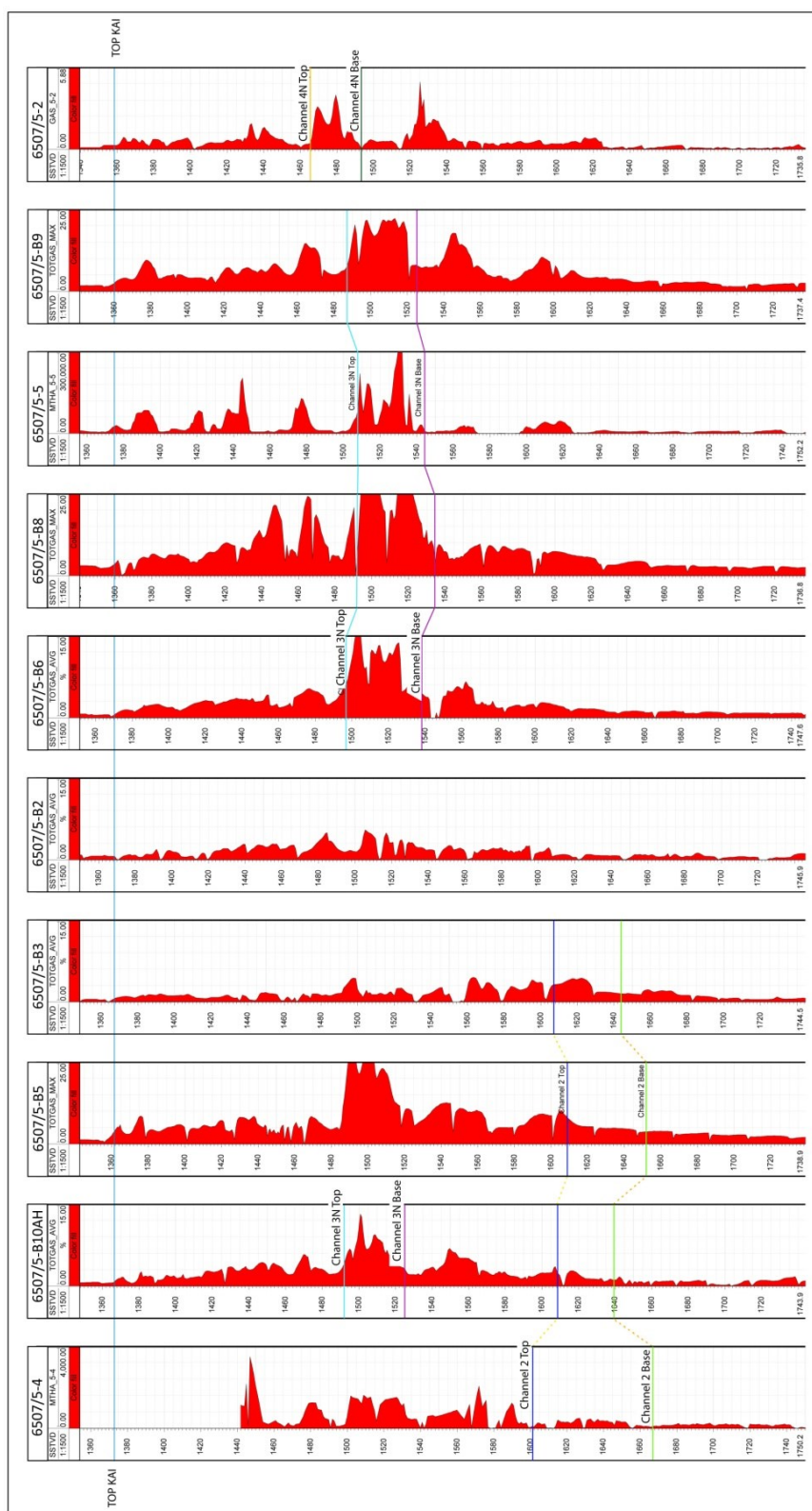


Fig. 4.7 Korelacja numer 1 zgazowania w formacji Kai.

Korelacja zgazowania w otworach odwierconych z templatów Skarw B i C (lokalizacja otworów na Fig.4.5 i 4.9). Krzywe wypełnione kolorem czerwonym pokazują charakterystykę zgazowania, rejestrowanego przez aparatury kontrolno-pomiarowe podczas przewiercania formacji Kai. Podwyższone zgazowanie rejestrowano w momencie przewiercania kanałów 3N i 4N. Brak jest natomiast zgazowania w kanale 2 zalegającym najniżej. Obserwuje się dużą zgodność interwałów zgazowania z horyzontami sejsmicznymi, wyświetlonymi na korelacji. Wyjątek stanowi otwór 6507/5-B5, zlokalizowany tuż za granicą wyinterpretowanego kanału 3N. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

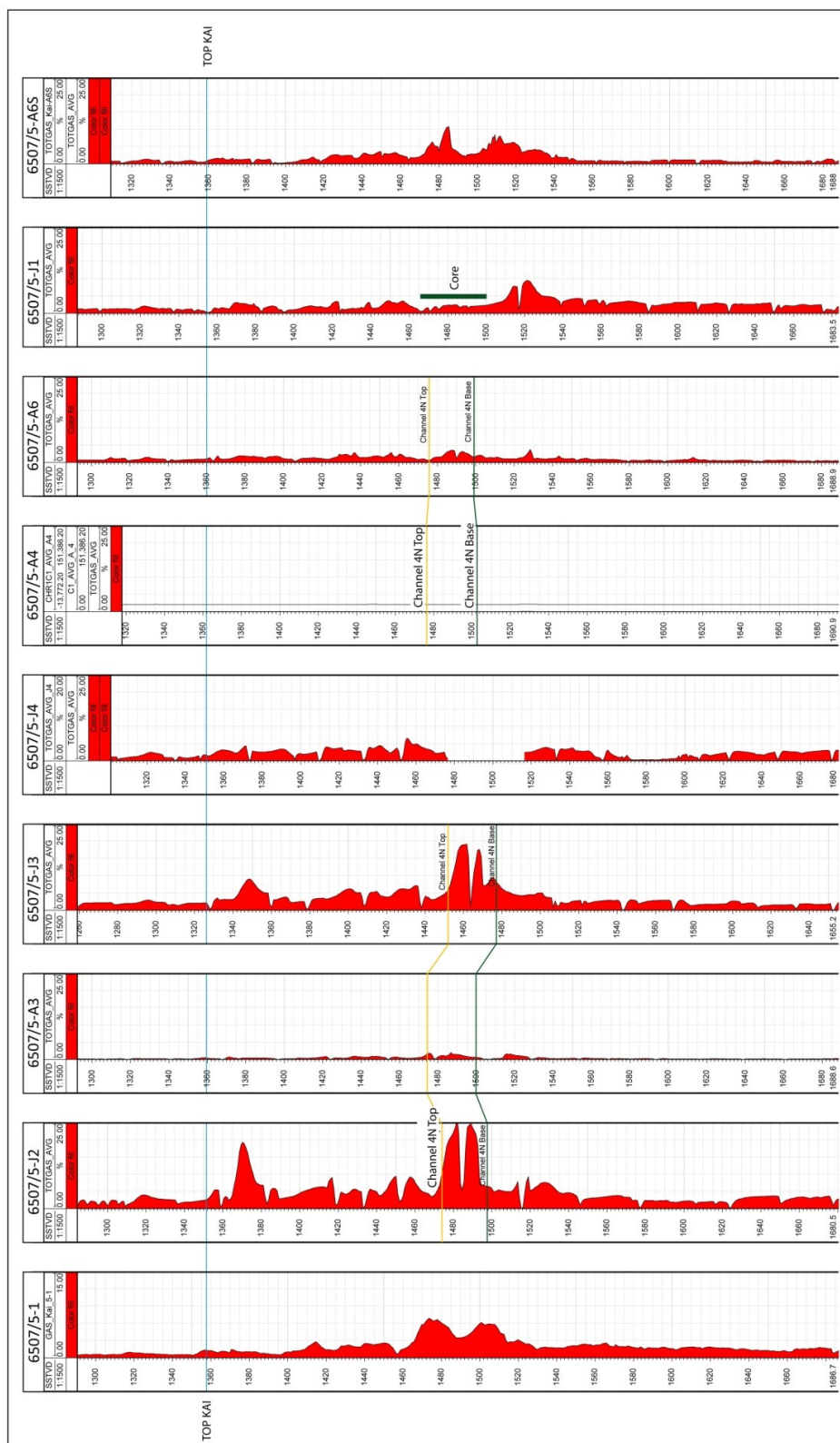


Fig. 4.8 Korelacja numer 2 zgazowania w formacji Kai.

Korelacja zgazowania w otworach odwierconych z templatek Skarv A i Tilje (lokalizacja otworów na Fig.4.5 i 4.9). Jak widać na załączonej korelacji w kilku otworach nie pomierzono zgazowania w sposób właściwy, ze względu na problemy techniczne aparatury kontrolno-pomiarowej. W otworze 6507/5-J1 pobrano rdzenia wiertniczego, w którym stwierdzono występowanie głównie skał ilastych w profilu, lokalnie z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych i mułowców. Otwór ten przewiercił jednak formację Kai poza kanałem. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

W rejonie lokalizacji templatów Skarv B i C odwiercono 3 otwory rozpoznawcze i 7 produkcyjnych, z których większość przewierciło przez marginalne część kanałów 2, 3N i 4N (Fig. 4.5). Z analizy zgazowania tych otworów wynika, że kanał 2, przewiercony czterema otworami (6507/5-4, 6507/5-B10, 6507/5-B5 i 6507/5-B3) nie zawiera węglowodorów w tej części struktury (Fig. 4.7). W kanale 3N, przewierconym sześcioma otworami (jednym rozpoznawczym - 6507/5-5, i pięcioma produkcyjnymi - 6507/5-B6, 6507/5-B8, 6507/5-B9, 6507/5-B10 i 6507/5-B5), zarejestrowano bardzo wysokie zgazowanie w interwale jego zalegania. Według interpretacji geologicznej danych sejsmicznych, otwór 6507/5-B5 znajduje się poza kanałem (Fig. 4.5), a mimo to zarejestrowano w nim wysokie zgazowanie w interwale odpowiadającym zaleganiu kanału (Fig. 4.7). Jak wspomniano wcześniej, interpretację tego kanału wykonano przed wierceniem odwiertów eksploatacyjnych i dlatego należy uznać, że znajduje się w strefie błędu interpretacji sejsmicznej. Kanał 4N został przewiercony jednym otworem rozpoznawczym w tym rejonie (6507/5-2), w którym zarejestrowano również wzrost zgazowania (Fig. 4.7).

W rejonie lokalizacji templatów Skarv i Tilje odwiercono łącznie 9 odwiertów, w tym dwa poszukiwawczo-rozpoznawcze i 7 produkcyjnych (Fig. 4.5). Kanał 4N przewiercono pięcioma otworami. W dwóch odwiertach (6507/5-J2 i 6507/5-J3) zarejestrowano istotny wzrost zgazowania, natomiast w pozostałych trzech brak jest wyraźnego wzrostu zgazowania ponad tło. Otwory 6507/5-A3, 6507/5-A4 i 6507/5-A6, wiercone w pierwszej kolejności na złożu Skarv do głębokości około 2000 m (batch drilling), z tej samej platformy wiertniczej (Borgland Dolphin). Następnie sekcje te zarurowano rurami okładzinowymi 13 5/8". Po zakończeniu wiercenia tych sekcji w wyżej wspomnianych otworach, rozpoznano problem techniczny z miernikami zgazowania na aparaturze kontrolno-pomiarowej firmy Baker, i dlatego też pomiary te są niewiarygodne. W otworze 6507/5-J4 istnieje wyraźna luka w pomiarze zgazowania, spowodowana prawdopodobnie również chwilowym problemem z degazatorem. Jak wspomniano wyżej, przy prędkości wiercenia dochodzącej do 100 m/godz. kilkuminutowa przerwa w pomiarach może pozostawiać duże luki w profilu danych.

Po zarejestrowaniu wyraźnego zgazowania w otworze 6507/5-J2 (Fig. 4.7), w którym dodatkowo wystąpił problem z cementowaniem rur okładzinowych w strefie występowania tego zgazowania, firma BP, jako operator złoża Skarv, podjęła decyzję o rdzeniowaniu i wykonaniu mini próbnika złoża (MiniDST) w formacji Kai, w otworze 6507/5-J1 (Fig. 4.8). Przerdzeniowano 54 m formacji, uzyskując 43m rdzenia. Nie udało się jednak pobrać płynu do próbnika z rdzeniowanego interwału, prawdopodobnie ze względu na słabe właściwości zbiornikowe formacji (czas opróbowania wynosił około 3 godz.). Po analizie dostępnych map wykonanych przez firmę PGNiG UI i Geolink widać, że otwór 6507/5-J1, zlokalizowany jest poza kanałem 4N i sekwencją depozycji Pia1 (Fig. 3.35 i Fig. 4.9).

Otwór 6507/6-2 przewiercił kanał 4N-2 i zarejestrowano w nim zgazowanie płuczki w interwale odpowiadającym jego zaleganiu, ale ze względu na brak dostępnych danych cyfrowych (stary odwiert) nie został włączony do korelacji.

Pomimo, że wielu otworach rejestrowano duże zgazowania płuczki, nie zarejestrowano nigdzie, na pomiarach LWD, gruboławicowych, czystych piaskowców turbidytowych. Jednym z powodów tej sytuacji może być marginalna lokalizacja tych odwiertów w stosunku do udokumentowanych sekwencji depozycyjnych, co obrazuje załączona zbiorcza mapa miąższości (Fig. 4.9).

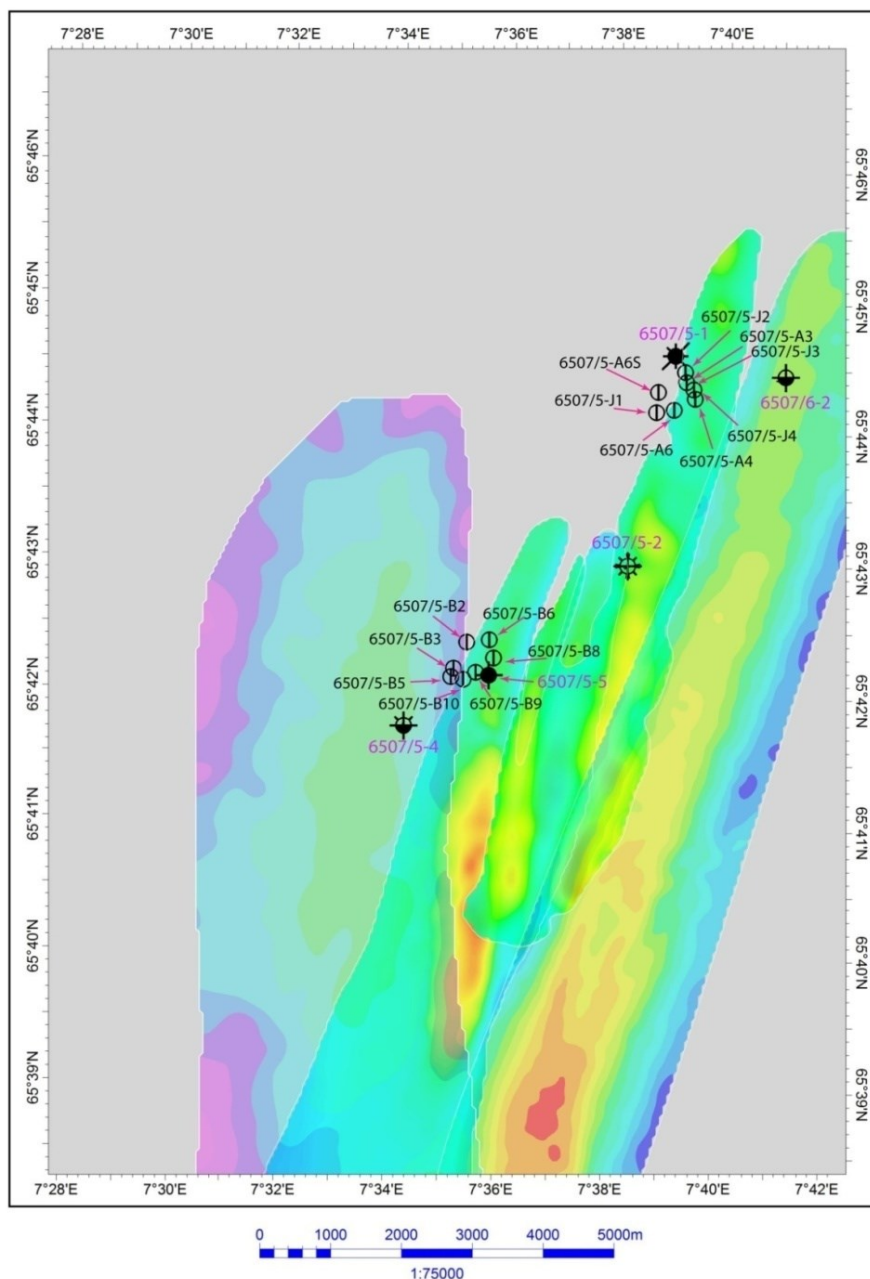


Fig. 4.9 Lokalizacja odwiertów na tle map miąższości kanałów.

Kolory ciepłe na załączonej mapie (odcienie żółtego i czerwonego) wskazują strefy w kanałach o zwiększonych miąższościach i prawdopodobnym zaleganiu piaskowców gruboławicowych. Jak widać brak jest odwiertów przewiercających zalegające struktury depozycyjne w optymalnej lokalizacji. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

4.3.1 ANALIZA ZGAZOWANIA NA PROFILACH SEJSMICZNYCH

W celu zrozumienia korelacji pomiędzy obserwowanym zgazowaniem a zapisem sejsmicznym rejestrowanych w formacji Kai, wykonano, w PGNiG UI, szczegółowe analizy geologiczno-wiertnicze dla otworów opisanych wcześniej.

W roku 1999 odwiercono otwór poszukiwawczy **6507/5-2**, który przewiercił północno-wschodnią część kanału 3N i brzegową kanału 4N (Fig. 4.5). Na Fig. 4.10 widać wyraźnie podwójny wzrost zgazowania w strefach zalegania obydwu kanałów. Zgazowanie zarejestrowane w interwale 1515 - 1535m (anomalia dolna na załączniku) pochodzi najprawdopodobniej z osadów wypełniających kanał 3N, natomiast w interwale 1460 - 1480m koreluje się z kanałem 4N. Ponadto widać, że zarejestrowane zgazowanie koreluje się z refleksem sejsmicznym ujemnym (kolor granatowy), odzwierciedlającym prawdopodobnie występowanie skał bardziej porowatych w profilu. Na załączonym profilu otworu skorelowano krzywą gęstości GR i oporności HRD z profilem gazowym. Widać, że w strefach rejestrowanego wzrostu zgazowania obserwuje się jedynie nieznaczne obniżenie gęstości na krzywej gamma i nieznaczny wzrost oporności. Najprawdopodobniej związane jest to z lokalizacją otworu w marginalnych częściach kanałów i występowaniem dużego zróżnicowania litologii w tej części profilu.

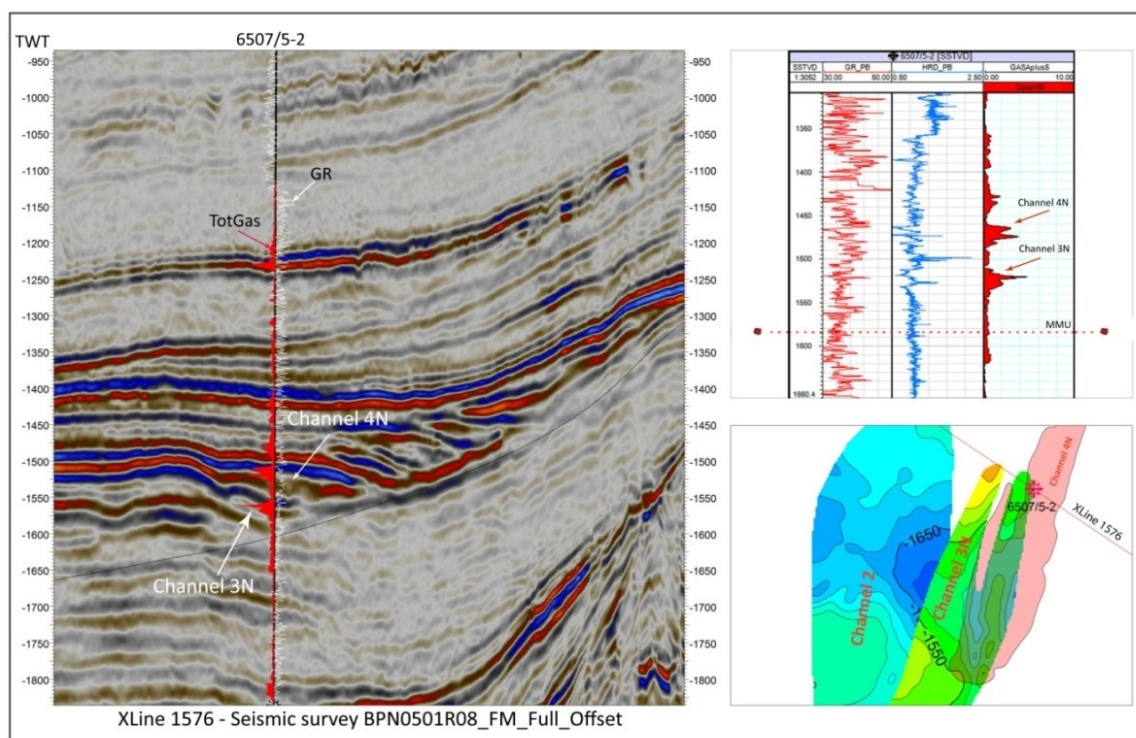


Fig. 4.10 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-2.

Na krzywej gazowej (kolor czerwony) zarejestrowano dwie anomalie gazowe korelujące się (jak się później okazało) z głębokością zalegania kanałów 3N i 4N. Sytuację tę pokazuje załączony profil sejsmiczny, Otwór ten przewiercił kanał 3N na granicy jego zalegania, natomiast kanał 4N w części, gdzie jego miąższość jest niewielka. Brak jest widocznych na GR czystych piaskowców w strefie zgazowanej. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Następnym odwiertem poszukiwawczym, istotnym dla lepszego zrozumienia systemu depozycyjnego Tunfisk, odwierconym w roku 2001 jest otwór **6507/5-4** (Fig. 4.5). Otwór ten, według interpretacji geologicznej, wykonanej w roku 2009, przeszedł przez północno-wschodnią część kanału 2 (Fig. 4.11). W odwiercie tym zarejestrowano jedynie niewielkie zgazowanie w plioceńskim profilu formacji Kai, pochodzące najprawdopodobniej z osadów pozakorytowych typu levee. Jak widać na załączonym profilu sejsmicznym, odwiert ten zlokalizowany jest poza kanałem 3N i dlatego nie zarejestrowano istotnego zgazowania płuczki w tym interwale. Poniżej kanału 3N, na krzywej GR widać występowanie skał o obniżonej gęstości całkowitej, prawdopodobnie wkładek piaskowców, ale bez objawów zgazowania. Kanał 2 przewiercony został w części obniżonej, o czym wspomniano w rozdziale 3.5.1. Wszystko wskazuje na to, że kanał ten, w miejscu posadowienia odwiertu, nasycony jest wodą złożową.

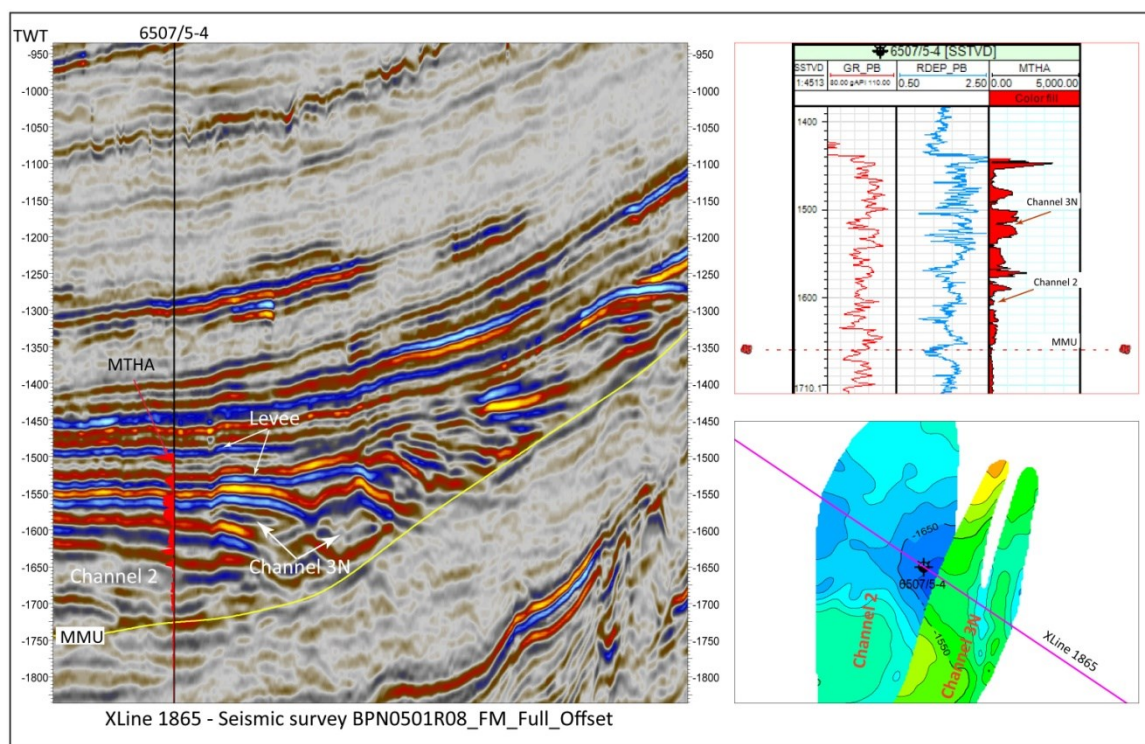


Fig. 4.11 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-4.

Otwór ten przewiercił kanał 2 w jego obniżonej części. Generalnie w formacji Kai nie zarejestrowano istotnego zgazowania w tym odwiercie, poza punktowym, pochodzącym prawdopodobnie z osadów pozakorytowych typu levee. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Następnym odwierconym w 2002 roku jest odwiert rozpoznawczy **6507/5-5**, który przewiercił północno-zachodnią odnogę kanału 3N (Fig. 4.5). Zgazowanie, przekraczające lokalnie 25% zarejestrowano w interwale 1505 - 1540 m, co odpowiada głębokości zalegania tego kanału (Fig. 4.12). Ponadto zarejestrowano trzy anomalie gazowe powyżej, w interwałach 1385-1395m, 1435-1450m i 1470-1480m w osadach levee, wypełniających przestrzeń pozakorytową. Pomiar krzywej GR,

zarejestrowanej sondą LWD w formacji Kai jest mało wiarygodny, i dlatego nie został wykorzystany w niniejszej analizie. Na krzywej RDEP widać niewielki wzrost oporności w strefach wzrostu zgazowania.

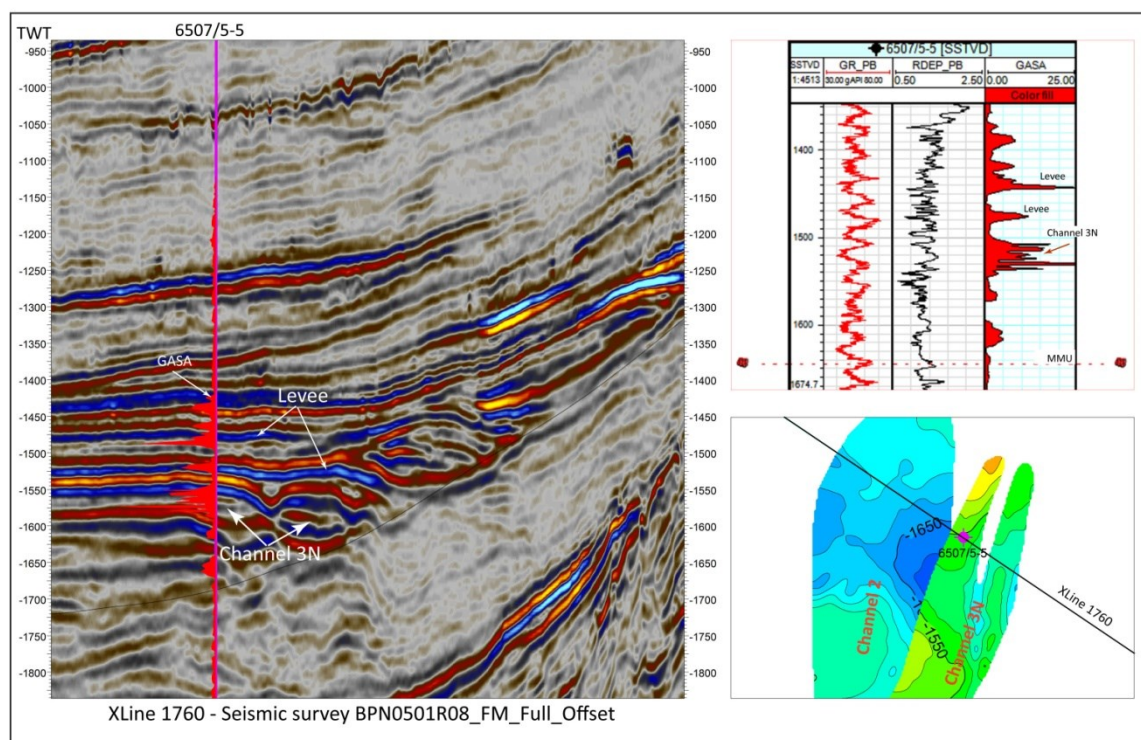


Fig. 4.12 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-5.

Otwór ten przewiercił kanał 3N, w którym zarejestrowano wzrost zgazowania. Dodatkowo zarejestrowano w nim wzrost zgazowania w osadach pozakorytowych levee. Zapis krzywej gęstościowej GR jest nienaturalny, prawdopodobnie ze względu na problem z sondą LWD, rejestrującą ten zapis w trakcie wiercenia. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

W roku 2010 otwory formacji Kai przewiercono trzema otworami produkcyjnymi z templatów Skarv B/C. Były to odwierty **6507/5-B2**, **6507/5-B3**, **6507/5-B5** (Fig. 4.5). Według interpretacji geologicznej wykonanej w 2009 roku, otwory te zlokalizowane są po zachodniej stronie kanału 3N i północno-wschodniej kanału 2. Wyniki otworu **6507/5-B2** zdają się potwierdzać jego lokalizację na tle udokumentowanych struktur wypełniających (Fig. 4.13). W interwale odpowiadającym pozycji kanału 3N (1495 - 1515m) zarejestrowano jedynie znikomy wzrost zgazowania (do 4%) oraz brak piaskowców na krzywej GR. W rejonie zalegania kanału 2 zarejestrowano trzy strefy o obniżonej gęstości na krzywej GR (bardziej piaszczyste) bez objawów zgazowania i wzrostu oporności na krzywej RPESLM. Obraz sejsmiczny, w strefie występowania kanału 2 jest bardziej monotony niż powyżej (brak różnicowania w zapisie amplitudowym), co dodatkowo świadczyć może o jej zawodnieniu.

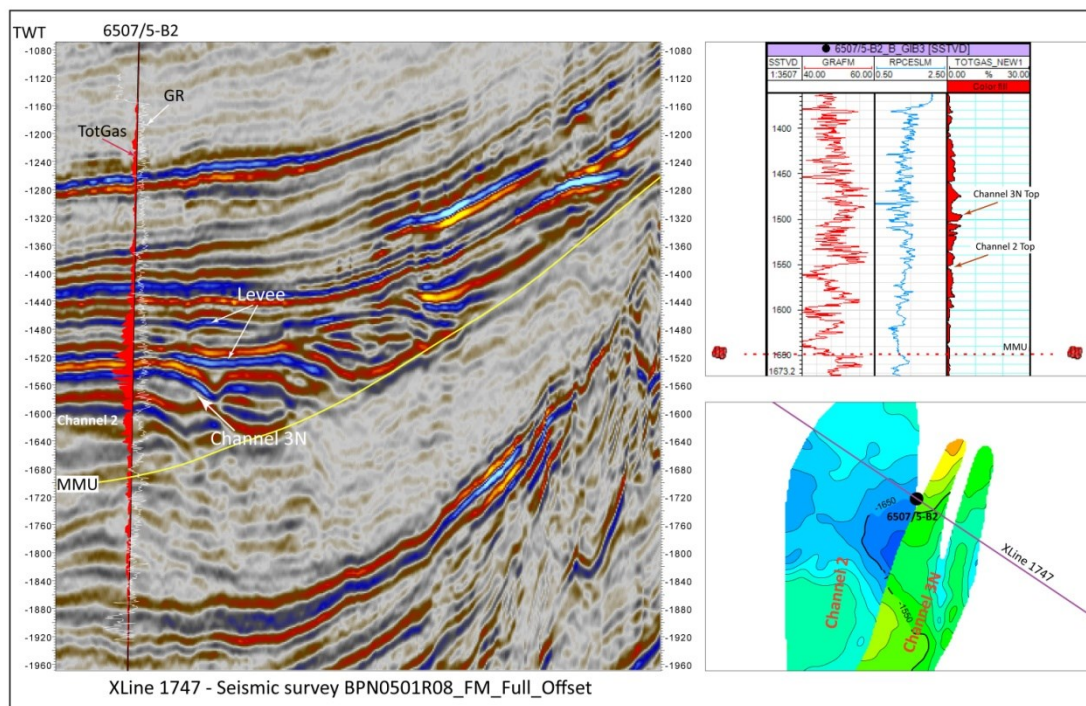


Fig. 4.13 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B2.

Otwór znajduje się pomiędzy kanałami 2 i 3N. Interpretację kanałów wykonano przed odwierceniem niniejszego otworu. Brak wyraźnego zgazowania w profilu otworu potwierdza interpretację geologiczną w tym rejonie. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

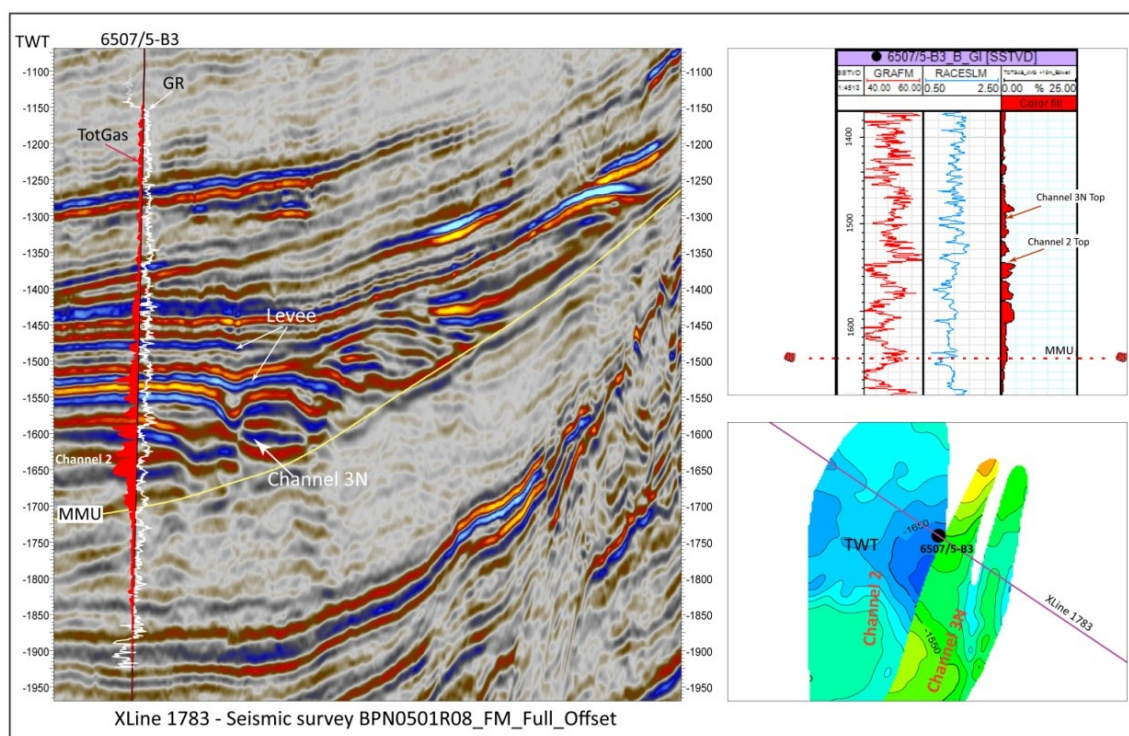


Fig. 4.14 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B3.

Odwiercenie znajduje się pomiędzy kanałami 2 i 3N. W profilu kanału 2, na krzywej GR, widać wyraźnie trzy warstwy o obniżonej gęstości, związane prawdopodobnie z występowaniem piaskowców zawodnionych. Na profilu sejsmicznym widać, że odwiercenie znajduje się poza kanałem 3N, w którym rejestrowano zgazowanie w innych otworach. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Otwór **6507/5-B3** zlokalizowany jest w podobnej lokalizacji do 6507/5-B2 i dlatego też obserwuje się w nich duże podobieństwo w zapisach krzywych (Fig. 4.14). Podobnie jak wcześniej, brak jest zgazowania w strefie zalegania kanału 3N, natomiast w obrębie kanału 2 zarejestrowano jedynie podwyższone tło gazowe mimo, że na krzywej GR widać wyraźnie warstwy o większym zapiaszczeniu. Dane z tego otworu potwierdzają również zawodnienie tej części kanału 2.

W otworze **6507/5-B5**, znajdującym się poza kanałem 3N (według interpretacji geologicznej wykonanej przed jego odwierceniem), zarejestrowano znaczący wzrost zgazowania (powyżej 30%) (Fig. 4.15). Świadczyć to może o tym, że granice kanałów są bardziej zróżnicowane litologicznie niż pokazują to załączone mapy. Na krzywych gęstości GR i opornościowej RACESLIM widać jedynie niewielką różnicę w zapisie, w porównaniu do opisywanych wcześniej odwiertów, a mimo to zarejestrowano znacznie większy dopływ węglowodorów w tym otworze. W strefie zalegania kanału 2, podobnie jak we wcześniejszych odwiertach widać, na krzywej gęstościowej GR trzy warstwy o podwyższonym zapiaszczeniu ($API < 40$), nasycone wodą.

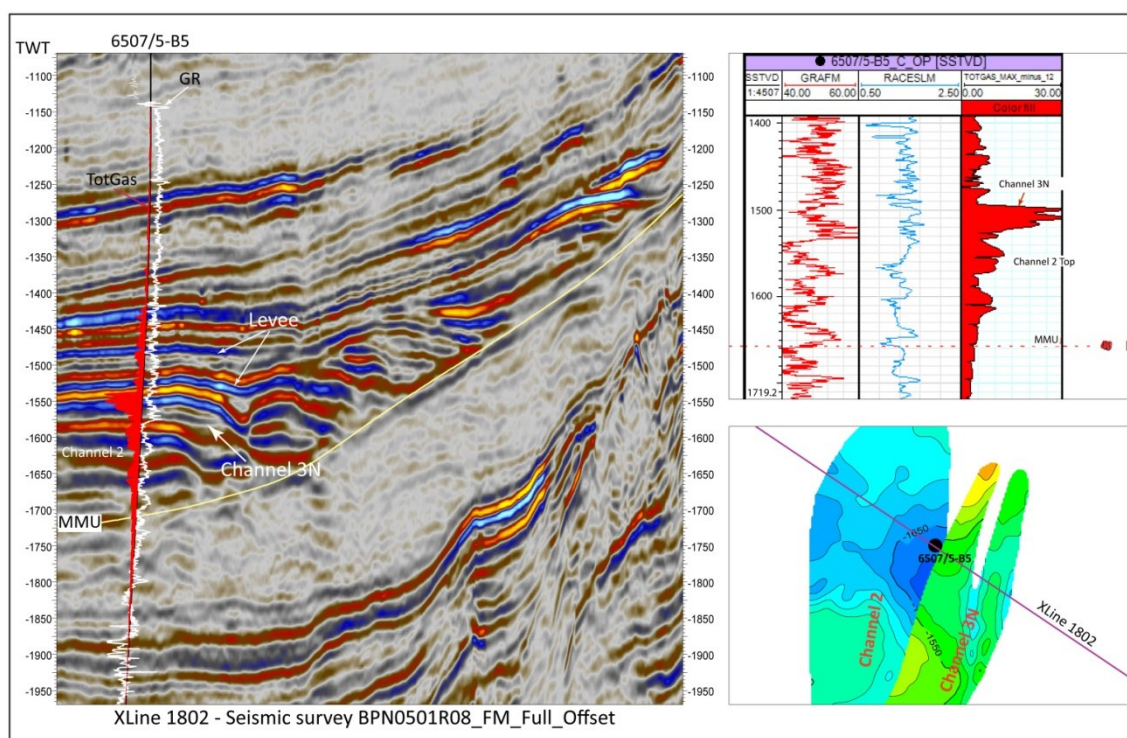


Fig. 4.15 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B5.

Według interpretacji geologicznej otwór ten znajduje się poza kanałem 3N, co zdaje się potwierdzać jego lokalizacja na profilu sejsmicznym. Mimo tego, w strefie zalegania tej struktury zarejestrowano znaczący wzrost zgazowania. W kanale 2 widać zaleganie trzech warstw piaskowcowych, w których nie zarejestrowano wzrostu zgazowania i oporności. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Ostatnim odwiertem produkcyjnym, który przewiercił formację Kai w roku 2010, z templaty Skarv C jest otwór **6507/5-B10** (Fig. 4.16). Nawiercił on brzegową część kanału 3N od strony NW, gdzie zarejestrowano wzrost zgazowania do 14% (interwał 1492 - 1520m SSTVD). Bardzo podobnie do wyżej opisywanych odwiertów, w strefie

zalegania kanału 2 zarejestrowano, na krzywej GR, występowanie trzech warstw o zwiększonym zapiaszczeniu. Jedynie w najwyższej z nich widać niewielki wzrost oporności (na krzywej RACSLM) oraz niewielki wzrost zgazowania (do 6%). Pozostałe są prawdopodobnie całkowicie nasycone wodą.

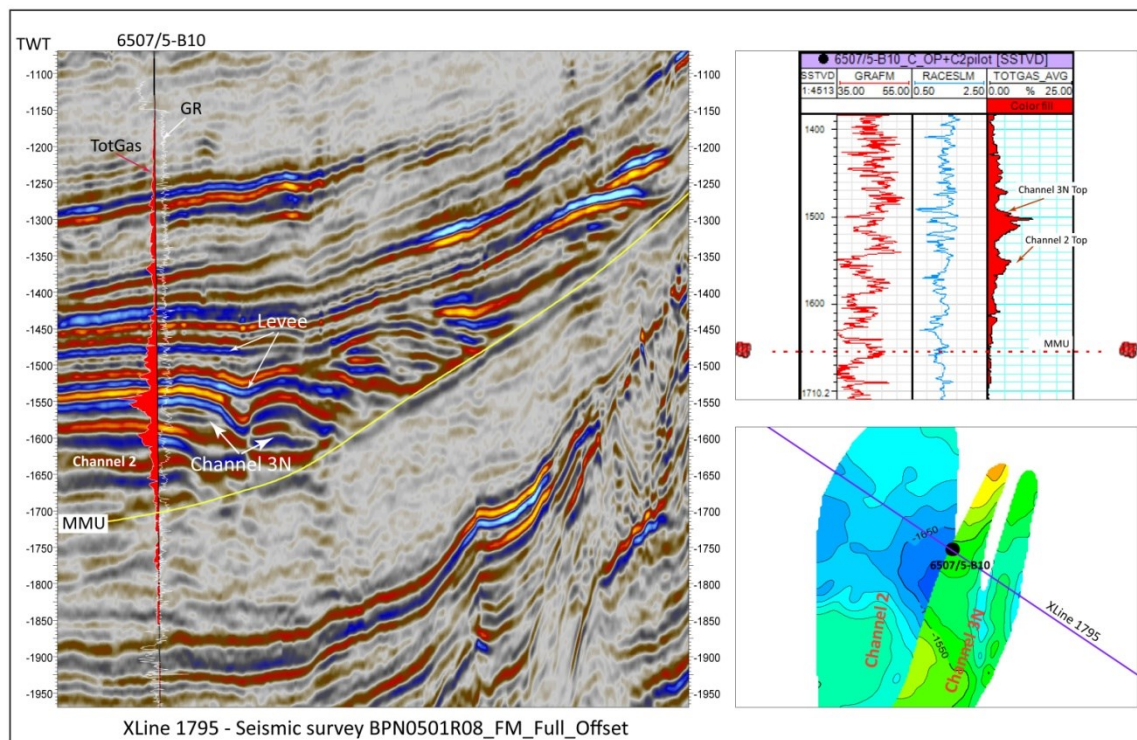


Fig. 4.16 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B10.

Odwiert ten przewiercił krawędziowe części kanałów 3N i 2, w których zarejestrowano (szczególnie w 3N) wzrost zgazowania. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Otwór **6507/5-B9** odwiercony został na NE od wcześniej opisywanego odwiertu (Fig. 4.5). Stwierdzono w nim bardzo duży wzrost zgazowania (do 22%) w strefie zalegania kanału 3N (interwał zgazowania 1488 - 1520m SSTVD) (Fig. 4.17). Po przewierceniu tego kanału nastąpił bardzo gwałtowny spadek zgazowania do poziomu tła gazowego, co świadczyć może o pełnym nasyceniu przewiercanego interwału. Otwór ten nawiercił również krawędziową strefę kanału 2 w której, podobnie jak we wcześniejszym odwiercie, stwierdzono wzrost zgazowania w najwyższej zalegającej warstwie o zwiększonym zapiaszczeniu (interwał 1540 - 1555m SSTVD). Podwyższone zgazowanie zarejestrowano również w osadach levee, zalegających obficie w przestrzeni pozakorytowej.

Następnym odwierciem zlokalizowanym w tej strefie jest **6507/5-B8**, który przewiercił formację Kai na NW od wyżej opisywanego (Fig. 4.5). Otwór ten przewiercił NW odnogę kanału 3N, gdzie zarejestrowano bardzo wysokie zgazowanie w płucce (przekraczające 30%) w interwale 1488-1530m SSTVD (Fig. 4.18).

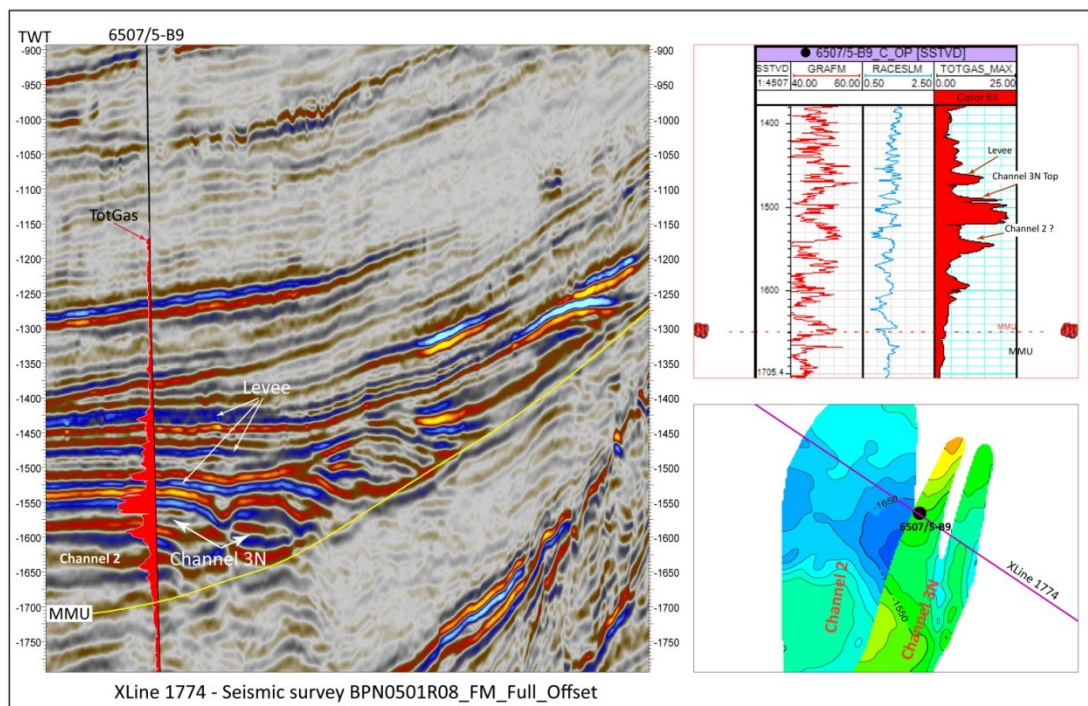


Fig. 4.17 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B9.

Otwór ten przewiercił przez kanał 3N, gdzie zarejestrowano gwałtowny wzrost zgazowania w płuczce wiertniczej. Dodatkową anomalię gazową zarejestrowano powyżej kanału 3N, pochodzi ona prawdopodobnie od piaszczystych osadów levee zalegających obficie w strefach pozakanałowych. Anomalia gazowa występująca poniżej kanału 3N pochodzi prawdopodobnie z najwyższej części kanału 2. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

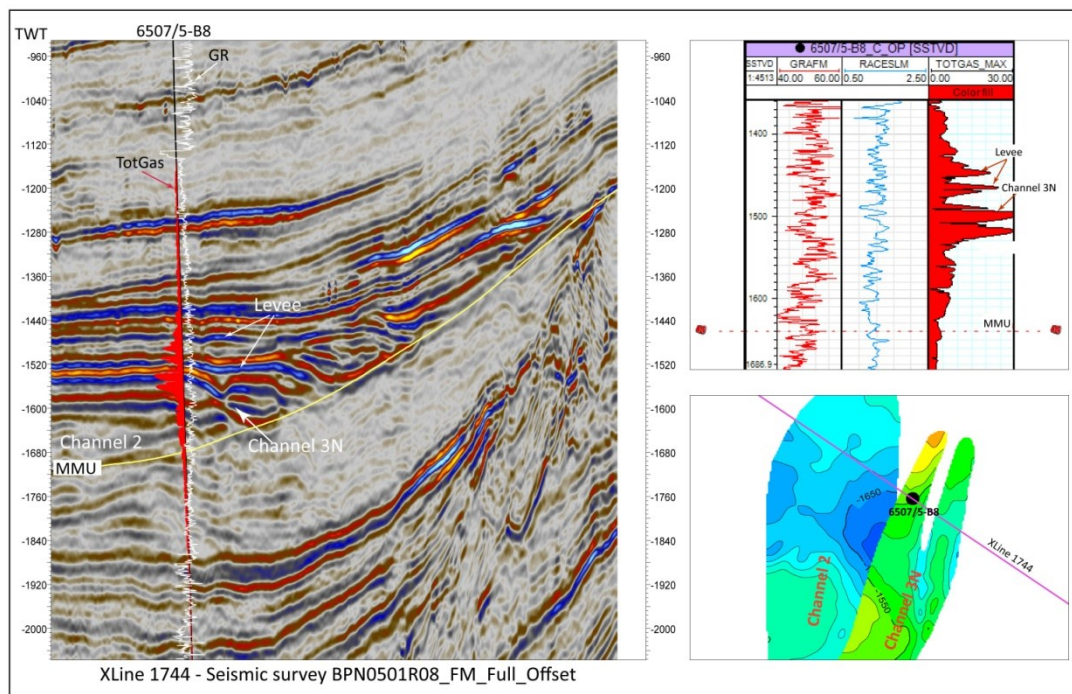


Fig. 4.18 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B8.

Odwiert ten przewiercił północno-zachodnią odnogę kanału 3N, gdzie zarejestrowano wysoki wzrost zgazowania (powyżej 30%). Miąższość osadów w tej części tego kanału jest niewielka, w porównaniu do części centralnej. Podwyższone zgazowanie zarejestrowano również w strefie zalegania osadów typu levee. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

Pomimo wysokiego zgazowania zarejestrowanego w tej strefie nie zarejestrowano czystych piaskowców na krzywej GR, a jedynie nieznaczny spadek gęstości i niewielki wzrost oporności na krzywej RACESLM. W interwale odpowiadającym kanałowi 2 widać wyraźnie, podobnie jak we wcześniejszych odwiertach, występowanie warstw o obniżonej gęstości, zalegających ponad niezgodnością środkowo-mioceńską (MMU).

Ostatnim odwierconym w rejonie zalegania templatów Skarv B i C jest otwór **6507/5-B6**, leżący na północ od 6507/5-B8 (Fig. 4.5). Zarejestrowano w nim również wysoki wzrost zgazowania (do 18%) w strefie brzegowej północno-zachodniej odnogi kanału 3N (Fig. 4.19). Wzrost ten zarejestrowano w interwale 1490 - 1520m SSTVD. W interwale tym obserwuje się jedynie niewielkie obniżenie gęstości na krzywej GR oraz nieznaczny wzrost oporności na krzywej RPCELSM. Istotne obniżenie gęstości zarejestrowano tuż nad niezgodnością środkowo-mioceńską (MMU), które świadczy o występowaniu warstwy o stosunkowo wysokim zapiaszczeniu, nasyconej solanką (brak zgazowania).

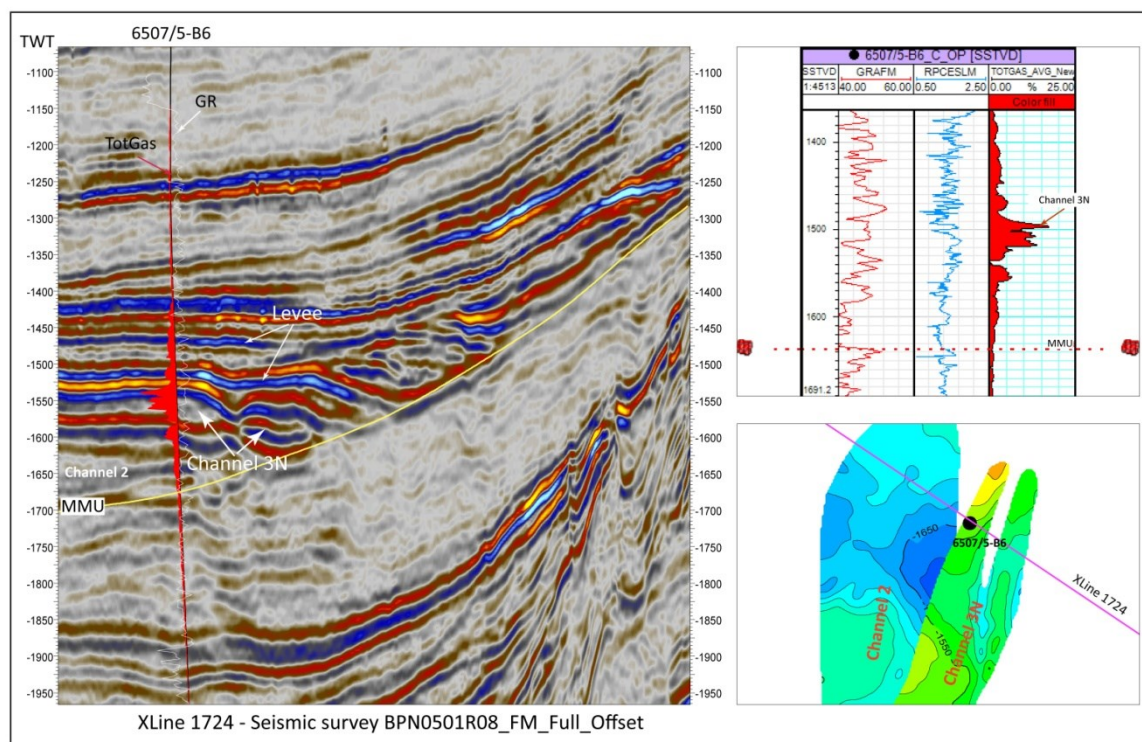


Fig. 4.19 Analiza zgazowania w otworze 6507/5-B6.

Otwór ten przewiercił również NW odnogę kanału 3N, gdzie zarejestrowano istotny wzrost zgazowania w płuczce. Powyżej niezgodności środkowo-mioceńskiej MMU widać wyraźnie, na krzywej GRAFM, występowanie miększej warstwy piaszczystej, w której nie zarejestrowano zgazowania ani też wzrostu oporności. Warstwa ta jest nasycona wodą. Źródło: Opracowanie własne na materiałach PGNiG UI.

5. MODEL DEPOZYCYJNY

5.1. MODEL DEPOZYCYJNY KANIONU

Istnieje wiele znanych kanionów głębokomorskich, udokumentowanych w różnych rejonach świata, wypełnionych osadami prądów turbidytowych, w których odkryto duże złoża węglowodorów. Jednym z większych jest niewątpliwie kanion Kongo w Afryce, w którym odkryto szereg złóż ropy naftowej i gazu ziemnego w głębokomorskich osadach turbidytowych miocenu. Szereg złóż węglowodorów, zakumulowanych również w piaskowcach turbidytowych, wypełniających kanały głębokomorskie, odkryto w Zatoce Meksykańskiej (na przykład złoża Pompano czy Tahoe).

Model kanionu głębokomorskiego, wraz z rozkładem kanałów rozprowadzających, wypełnionych osadami turbidytowymi, przedstawiono na [Fig. 5.1](#). Geneza powstawania takich struktur jest podobna. Najpierw, w dnie morza, na skłonie kontynentalnym tworzy się wcięta dolina, biegnąca w kierunku podłoża basenu. Czasami kanion rozpoczyna się znacznie wyżej, na szelfie kontynentalnym lub też stanowić może przedłużenie koryta dużej rzeki, wpadającej do morza. Proces rozpoczęcia tworzenia się doliny wciętej kanionu w danym miejscu, może być wywołany wieloma czynnikami geologicznymi jak: ruchy tektoniczne, trzęsienia ziemi, obniżenie się poziomu morza itp. Wiele obecnie znanych mioceńskich kanionów głębokomorskich powstało na skutek globalnego obniżenia się poziomu mórz i oceanów w messynianie, w związku kryzysem messyńskim. Następnie kanion wypełniany jest osadami prądów zawieszinowych i grawitacyjnego przemieszczania się mas skalnych wewnątrz kanionu (osuwiska, obrywy skalne, glyfy itd.). Materiał znoszony ze skłonu kontynentalnego deponowany jest w kanałach rozprowadzających w postaci osadów turbidytowych i poza nimi w formie osadów levee. Osady prądów turbidytowych mogą być deponowane w formie piaskowców gruboławicowych (high density turbidites) oraz piaskowców cienkoławicowych, przewarstwianych iłowcami (low density turbidites). LDT są zazwyczaj deponowane w dalszej odległości od źródła dostarczania materiału skalnego niż HDT.

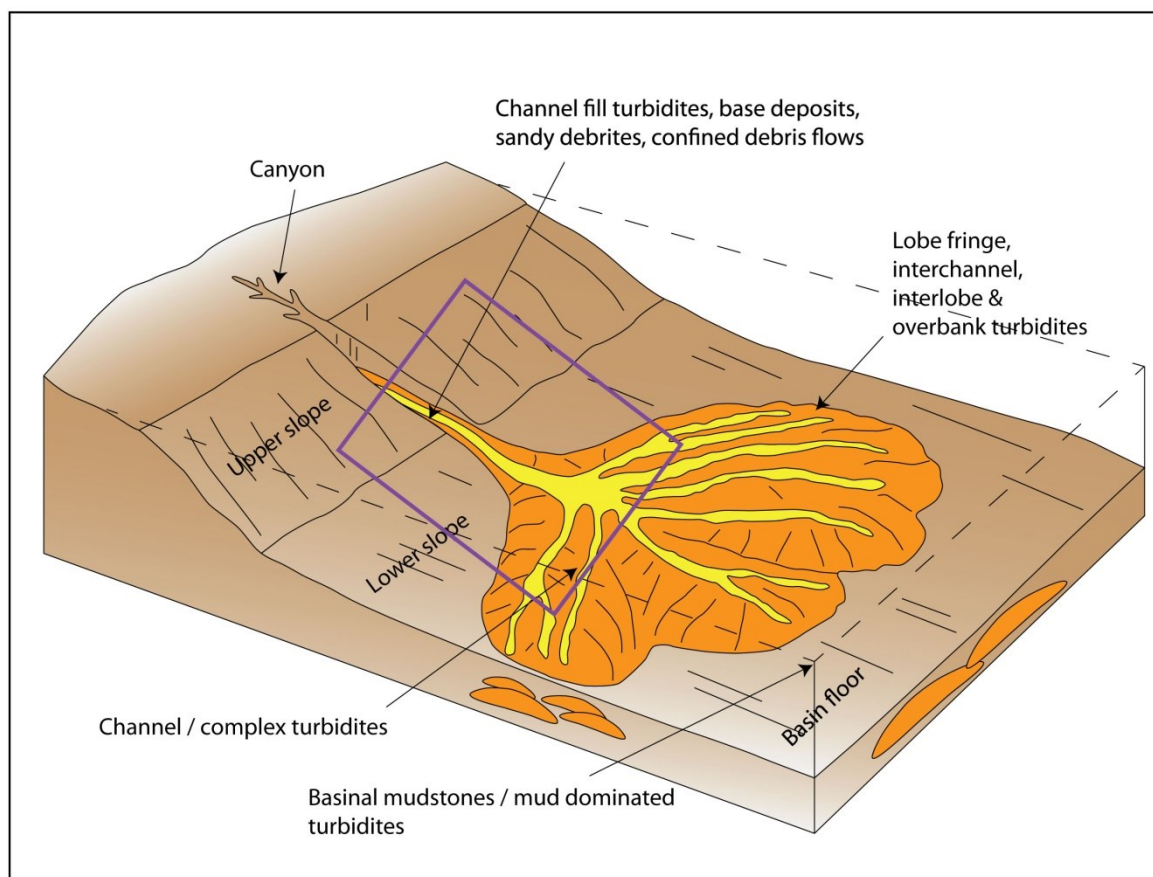


Fig. 5.1 Model kanionu i osadów zdeponowanych u podnóża skłonu.

Prostokątem koloru fioletowego zaznaczono prawdopodobną pozycję systemu depozycyjnego Tunfisk na tle ogólnego modelu depozycyjnego. Źródło: Baza danych PGNiG UI.

Kanion Tunfisk rozciąga się na długości około 40 km. a szerokość jego, w najszerszym miejscu dochodzi do 8 km (Fig. 3.9). Model opracowany dla tego systemu depozycyjnego przedstawiono na Fig. 5.2. Geneza jego jest podobna do innych znanych paleokanionów, z tą jednak różnicą, że biegnie on niemal równolegle do skłonu kontynentalnego (Wyniesienia Nordland). Za kierunek przebiegu doliny wciętej kanionu odpowiada morfologia dna basenu, w którym on powstaje. Znanym jest fakt, że w okresie miocenijskim obszar Szelfu Środkowej Norwegii znajdował się w strefie działalności ruchów kompresyjnych, które doprowadziły do powstania szeregu struktur inwersyjnych typu kopuł w tym obszarze. Te formy geologiczne, ograniczające udokumentowany paleokanion od strony zachodniej, odpowiedzialne są za kierunek przebiegu osi kanionu. Kanion zaczął rozwijać się w południowej części Wyniesienia Nordland, w rejonie zalegania dużej strefy uskokuwej, Revfallet Fault System (Fig. 2.5) oraz soli kamiennych i anhydrytu w utworach permu i triasu. Jest bardzo prawdopodobnym, że pod wpływem sił kompresyjnych następowało uaktywnienie się soli kamiennych w strefach zuskokowanych. W wyniku tych procesów dochodziło do powstawania rowów tektonicznych i przemieszczania się mas skalnych po skłonie Wyniesienia Nordland. Dodatkowo w miocenie, w tej części

basenu występowały duże wahania poziomu morza, co dodatkowo sprzyjało powstawaniu różnego rodzaju struktur geologicznych na skłonie kontynentalnym.

W górnej części dolina kanionu posiada V-kształtny charakter oraz dosyć ostro zapadające, strome ściany. Przesuwając się ku dołowi, dolina ta przyjmuje kształt litery U, a jej oś migruje w kierunku Wyniesienia Nordland. Dolina wcięta posiadająca kształt litery -V- powstała prawdopodobnie wskutek działalności mocnych prądów dennych w tej części kanionu. W dolnej jego części, przemieszczanie się osi poszczególnych kanałów rozprowadzających wraz z fluktuacjami poziomu morza, oraz procesy osuwiskowe doprowadziły do uformowania się U-kształtnej doliny. Również wewnątrz kanionu udokumentowano, na profilach sejsmicznych i stwierdzono wierceniami, występowanie turbidytowych osadów pozakorytowych levee, które osadzały się równolegle z osadami wypełniającymi kanały. Więcej osadów levee osadziło się w zachodniej części kanionu, co świadczyć może o dosyć gwałtownym transporcie materiału skalnego przez prądy turbidytowe.

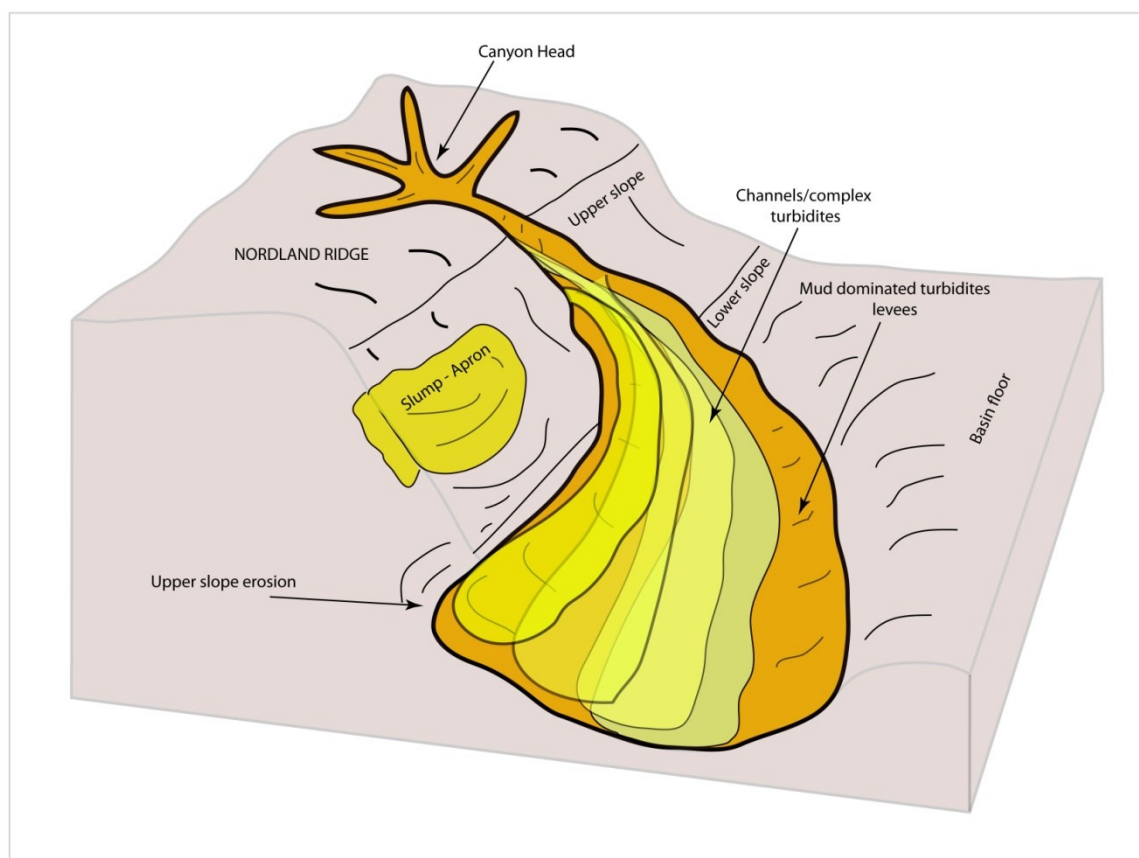


Fig. 5.2 Model sedymentologiczny systemu depozycyjnego Tunfisk.

W porównaniu do modelu ogólnego, system depozycyjny Tunfisk biegnie niemal równolegle do skłonu górnego (upper slope). Na taki kierunek przebiegu osi kanionu miała wpływ zróżnicowana, pod wpływem działalności kompresyjnej, morfologia podłoża. Źródło: Opracowanie własne.

Na załączonej korelacji otworów, odwierconych w różnych miejscach Wyniesienia Nordland widać, że w miejscu gdzie obecnie znajduje się głowa kanionu występują bardzo duże luki erozyjne w profilu osadów jurajskich (Fig. 5.3). Otwier 6507/3-2, odwiercony w północnej części Wyniesienia, potwierdził występowanie miększych osadów dolnej jury (ponad 500m), z dużą zawartością piaskowców w jej profilu. W otworze 6507/6-1, odwierconym w rejonie zalegania głowy kanionu, stwierdzono bardzo dużą redukcję osadów jurajskich w profilu (ponad 400m). Opierając się na danych otworowych i interpretacji seismicznej horyzontów jurajskich i młodszych można z dużym prawdopodobieństwem stwierdzić, że głównym powodem redukcji osadów piaszczysto-ilastych w południowej części Wyniesienia Nordland jest ich erozja, która miała miejsce w miocenie i pliocenie. Zakłada się, że materiał skalny z tej części Wyniesienia znoszony był przez prądy turbidytowe do kanionu.

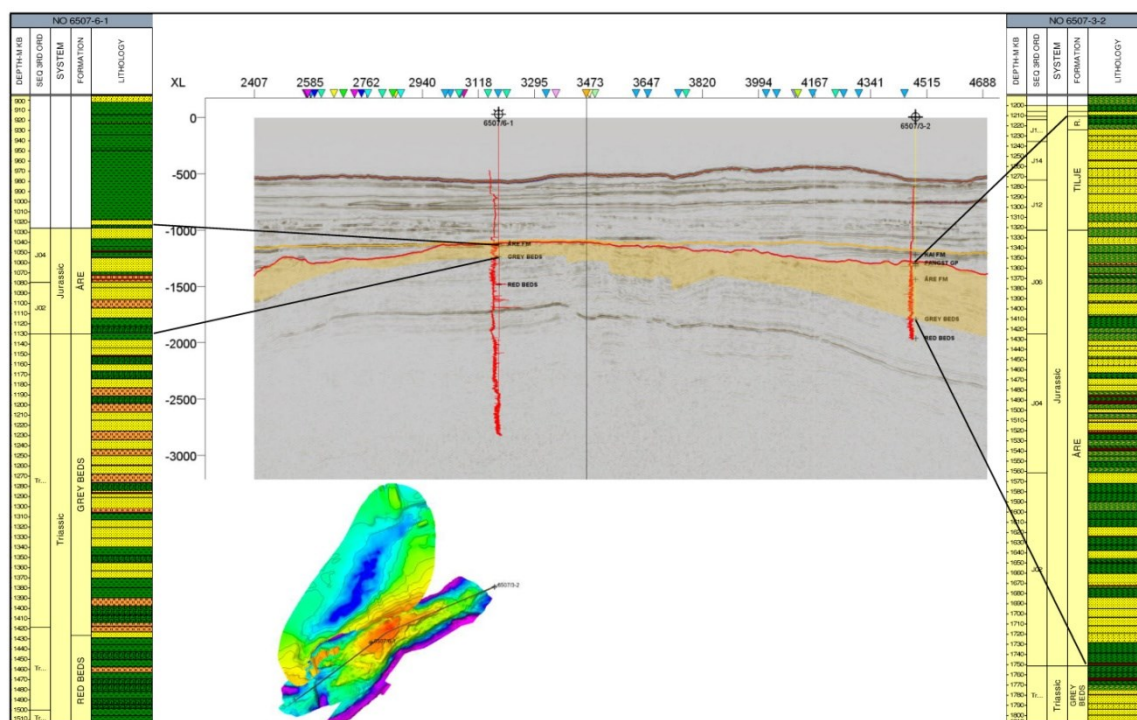


Fig. 5.3 Korelacja otworów odwierconych na Wyniesieniu Nordland.

Na załączonej korelacji widać dużą redukcję piaszczystych osadów jury, przesuwając się w kierunku głowy kanionu. Na załączonej w dole załącznika mapie pokazano lokalizację załączonego profilu seismicznego oraz otworów, na tle Wyniesienia Nordland i kanionu Tunfisk. Źródło: Opracowanie własne.

5.2. MODEL DEPOZYCYJNY STRUKTUR WYPEŁNIAJĄCYCH

Jak pokazują dane z kanałów rozprzewadzających, udokumentowanych w innych basenach geologicznych na świecie, rozkład materiału skalnego w takich strukturach jest zróżnicowany i niejednorodny (Fig. 5.4). Złoża gazu i ropy naftowej odkryte w tego typu pułapkach charakteryzują się zazwyczaj dużym zróżnicowaniem właściwości skał zbiornikowych, oraz niejednorodnym rozmieszczeniem węglowodorów (nasyceń, kontaktów woda/HC) w przestrzeniach kanałowych. Poszczególne doliny wcięte systemu depozycyjnego Tunfisk, tworzące się w różnym czasie w obszarze kanionu, wcinają się często w kanały starsze, tworząc nowe sekwencje depozycyjne. Kwestię tą opisano szczegółowo w [rozdziale 3.5](#).

W literaturze, tego typu sedymentacja osadów w kanionie opisywana jest jako **Confined Slope Channel Complex** (Cronin B.T., 2011) (Fig. 5.5 Szczegółowy model depozycji osadów w kanionie.). Oznacza to, że przestrzeń akomodacyjna posiada ograniczoną pojemność w trakcie depozycji osadów i dlatego młodsze wcinają się i erodują sekwencje starsze. Jak widać na załączonym modelu, kanały młodsze, w systemie depozycyjnym Tunfisk, wcinają się w starsze, tworząc nowe, niezależne, posiadające własną litologię, sekwencje depozycyjne, z osadami levee po obydwu stronach dolin.

Na Fig. 5.6 Model depozycji osadów w warunkach głębokomorskich. przedstawiono model depozycji osadów w środowisku głębokomorskim, zaproponowany przez Cronina B.T. w 2011 roku. Widać na nim między innymi struktury depozycyjne górnego skłonu (upper slope), dolnego skłonu (downslope) oraz podłoża basenu (Basin Floor Fan). Jak pokazano na załącznikach wcześniejszych (Fig. 5.1 i Fig. 5.2) system depozycyjny Tunfisk powstał w środowisku górnego i dolnego skłonu kontynentalnego (upper and lower slope). Według modelu Cronina, taka lokalizacja sprzyja powstawaniu kanionów i kanałów erozyjno-ogradacyjnych, w ograniczonej przestrzeni akomodacyjnej. Wg. Modelu Cronina, szerokość takiego kompleksu depozycyjnego waha się zazwyczaj od 4 do 10 km a jego wysokość pomiędzy 100-250m (Fig. 5.6). Parametry te pokrywają się z opisywanym w niniejszych studiach systemem depozycyjnym Tunfisk. Model Cronina przewiduje również występowanie gruboławicowych, amalgamatowych piaskowców w kanałach rozprzewadzających takiego systemu. Jak dotąd nie udało się potwierdzić występowania takich piaskowców w otworach odwierconych w otoczeniu systemu depozycyjnego Tunfisk. Niemniej jednak wiadomym jest, że wykonane odwierty zlokalizowane są poza systemem depozycyjnym Tunfisk, lub w strefach brzegowych niektórych kanałów. Wszystkie wykonane dotychczas analizy geologiczne i geofizyczne wskazują na możliwość występowania takich piaskowców w tym kanionie.

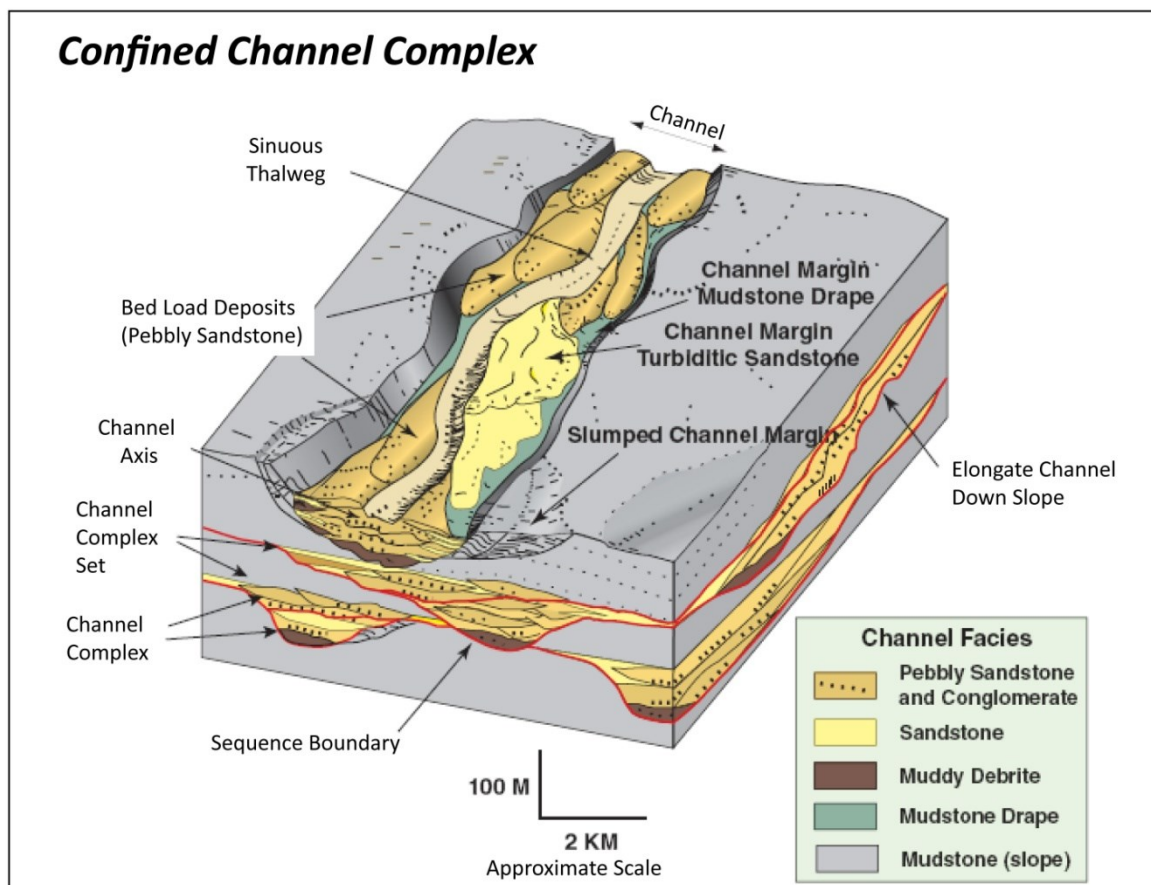


Fig. 5.4 Rozkład osadów w kanale rozpraszającym.

Na diagramie 3D widać zróżnicowanie osadów wypełniających wnętrze kanału oraz migrację kanałów w czasie ich depozycji. Źródło: Turbidite Sandstone Conference. Kilke 2011.

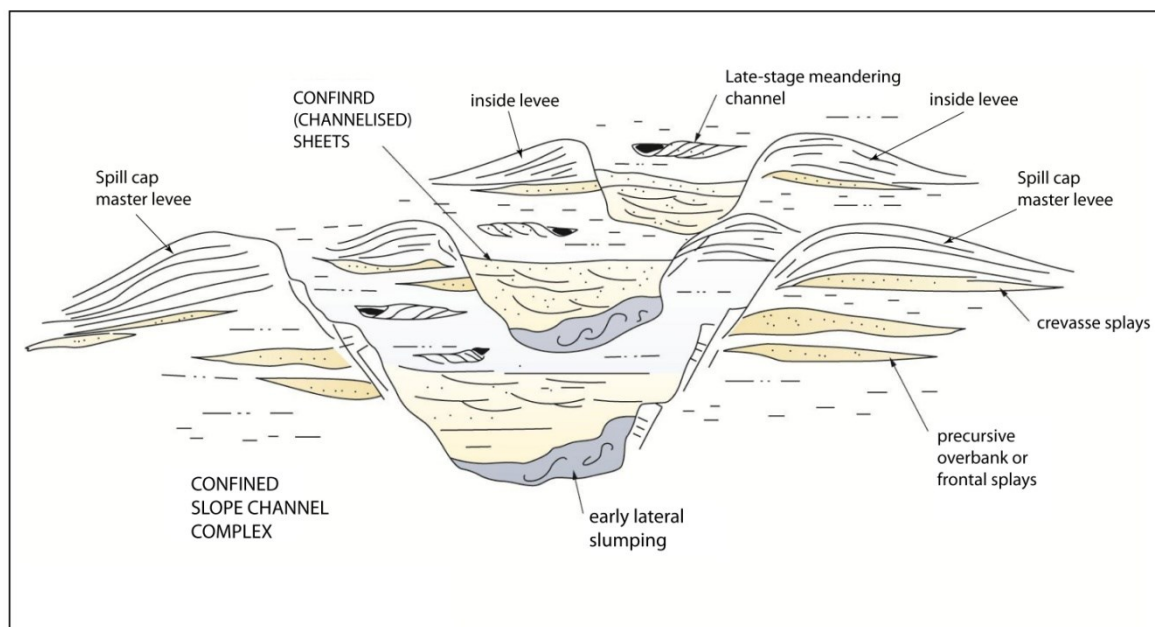


Fig. 5.5 Szczegółowy model depozycji osadów w kanionie.

Model ten obrazuje sytuację, kiedy to kanały młodsze, ze względu na ograniczoną przestrzeń akomodacyjną (confined channel complex) erodują i wcinają się w kanały starsze. Ponadto widać, że każdemu kanałowi towarzyszy nagromadzenie osadów pozakorytowych levee oraz innych struktur wypełniających, takich jak osuwiska, glyfy i inne. Źródło: Cronin, B.T. (2011).

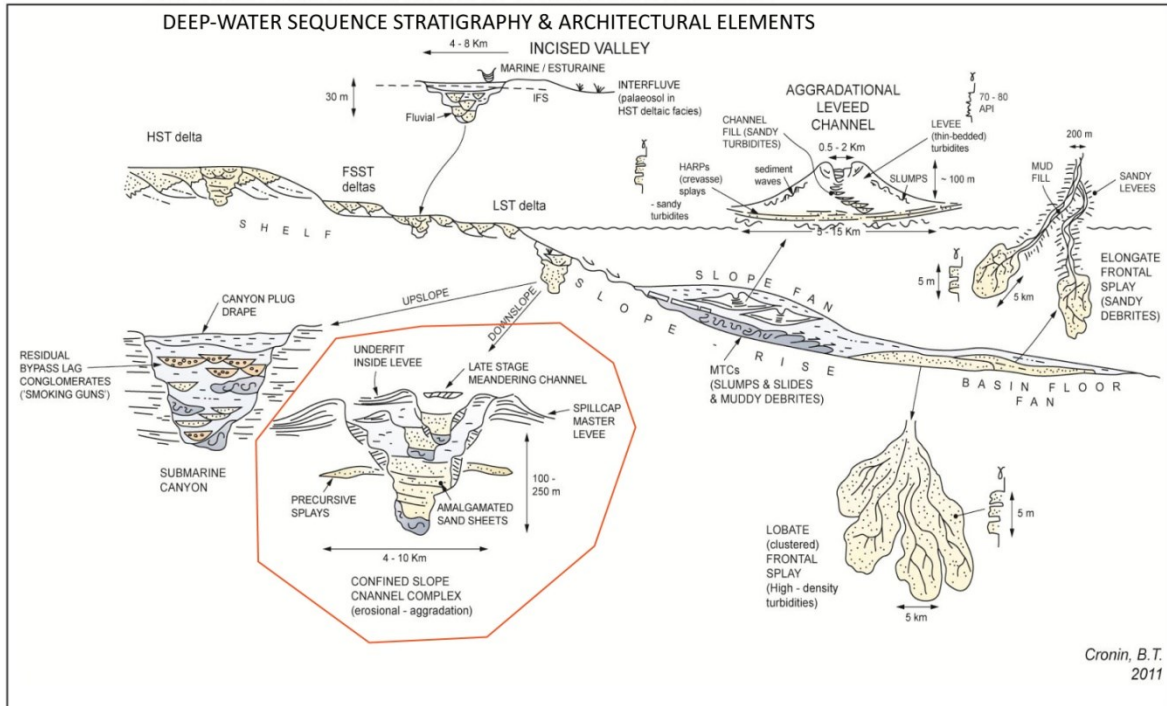


Fig. 5.6 Model depozycji osadów w warunkach głębokomorskich.

Według niniejszego modelu kaniony głębokomorskie tworzą się na górnym skłonie kontynentalnym (uperslope) natomiast kanały rozprawdzające w jego dolnej części (down slope). Krzywą koloru czerwonego obrysowano model erozyjno-agradacyjny, odpowiadający depozycji osadów w kanionie Tunfisk. Źródło: (Cronin, B.T., 2011).

6. PODSUMOWANIE

Proces poszukiwania złóż węglowodorów jest procesem złożonym, wymagającym dobrze zorganizowanej pracy grupy ludzi, posiadających odpowiednią wiedzę i doświadczenie. Droga od powstania koncepcji geologicznej do wiercenia otworu i odkrycia złoża jest bardzo długa, ciekawa, wymagająca dużo pracy i często sporej determinacji, szczególnie od osób prowadzących dany projekt.

W oparciu o kilkunastoletnie doświadczenie w poszukiwaniu złóż węglowodorów w Polsce (zarówno na wierceniach jak i w pracach projektowych), oraz kilkuletnie doświadczenie w Norwegii, w interpretacji zdjęć sejsmicznych, opracowywaniu dokumentacji geologicznych dla potrzeb koncesyjnych, nadzorowaniu wierceń prowadzonych na morzu, oraz współpracy przy zagospodarowaniu złoża Skarv, można stwierdzić, że proces analizy i wyboru prospektów do wiercenia na szelfie Norwegii jest znacznie bardziej wydłużony i skomplikowany niż w Polsce. Składa się na to kilka czynników, między innymi takich jak:

- Zdecydowanie droższe wiercenia poszukiwawcze (kilkukrotnie), w finansowaniu których współuczestniczy Rząd Norwegii (78%). W związku z tym Rząd Norwegii kładzie bardzo duży nacisk na jakość prowadzonych prac geologicznych i pokrewnych przez firmy naftowe.
- Współdziałanie partnerów koncesyjnych, nadzorujących w różnym stopniu prace prowadzone na danej licencji. Sytuacja taka sprzyja wymianie doświadczeń i wymusza na operatorach koncesji profesjonalne przygotowanie prospektu do wiercenia.
- Szeroki, publiczny dostęp do wyników prac poszukiwawczych, prowadzonych przez wszystkie firmy na Szelfie Kontynentalnym Norwegii, (między innymi poprzez organizowanie otwartych konferencji merytorycznych oraz upublicznianie różnego rodzaju statystyk na temat wyników prac poszukiwawczych poszczególnych firm).

Wyżej wymienione czynniki (i zapewne wiele innych) wymuszają na firmach naftowych i ludziach w nich pracujących ciągły rozwój, zarówno w dziedzinach technologii poszukiwawczych, jak i organizacji i strategii zarządzania. Po kilku latach pracy w Norwegii widać, że firmy dobrze zorganizowane, z właściwie przyjętą strategią działania, odnoszą największe sukcesy na tym rynku.

Celem niniejszej pracy było opisanie systemu depozycyjnego Tunfisk, który oprócz tego, że jest bardzo ciekawą strukturą geologiczną i interesującym prospektem poszukiwawczym, to dodatkowo odegrał inne ważne role w życiu firmy:

- Koncesja PL558 jest pierwszą licencją poszukiwawczą w historii firmy PGNiG, zlokalizowaną na morzu, otrzymaną w oparciu o własną koncepcję geologiczną i opracowany wewnątrz firmy Projekt Prac Geologicznych (APA Application).
- Prospekt Tunfisk bardzo dużo pomógł firmie PGNiG Norway AS, w procesie ubiegania się o operatorstwo na Szelfie Kontynentalnym Norwegii (prekwalifikacje).
- Jest to pierwszy prospekt poszukiwawczy udokumentowany w formacji Kai, i prawdopodobnie jedyny, jak do tej pory, dobrze udokumentowany neogeński paleokanion głębokomorski na Szelfie Środkowej Norwegii.

Najbardziej interesująca pod względem poszukiwawczym część systemu depozycyjnego Tunfisk znajduje się na koncesji PL558, gdzie operatorem jest firma E.On Norge AS. Dostyc duża jego część zalega na koncesjach obejmujących złoża Skarv, gdzie operatorem jest firma BP Norge. Na licencjach obejmujących złoża Skarv udokumentowano występowanie gazu ziemnego (zarówno biogenicznego jak i termogenicznego) w niektórych kanałach tego kanionu. Również firma BP, po obserwacji zgazowania w odwiertach, zaczęła analizować formację Kai pod kątem przyszłych poszukiwań węglowodorów.

Wszystkie prospekty poszukiwawcze, zlokalizowane w sąsiedztwie złoża Skarv, mają szczególne znaczenie dla firm posiadających udziały w tym złożu. Jednym z najbardziej kosztownych elementów zagospodarowania złoża Skarv, jest pływająca kopalnia FPSO (Floating Production Storage and Offloading), zbudowana do produkcji ropy i gazu w warunkach morskich. Jest to jedna z największych na świecie tego typu kopalnia zaprojektowanych do prowadzenia produkcji w trudnych warunkach pogodowych (wysokiego falowania, silnych wiatrów i niskiej temperatury). Przewiduje się, że gaz ze złoża Skarv i Snadd będzie wypełniał zdolności produkcyjne platformy (ok. 15 mln. Sm³ na dobę) do roku 2023. Później będzie można wykorzystywać moce przerobowe tej kopalni do produkcji węglowodorów z innych złóż. Kwestia ta jest istotna dla strategii rozwiercania prospektów gazowych w tym obszarze (w tym prospektu Tunfisk).

System depozycyjny Tunfisk opisany został przez kilka zespołów geologów i geofizyków, pracujących dla różnych firm. Rozpoznany i po raz pierwszy częściowo wyinterpretowany został w firmie PGNiG Norway w roku 2009, w oparciu o dane sejsmiczne i otworowe z rejonu złoża Skarv. Następna interpretacja sedimentologiczna wykonana została przez firmę Geolink z Francji. Jak pokazuje niniejsze opracowanie, istnieje bardzo duża zgodność w interpretacjach sejsmicznych obydwu zespołów. Obydwa zespoły stoją na stanowisku, że w systemie depozycyjnym Tunfisk powinny występować piaskowce gruboławicowe, o dobrych właściwościach zbiornikowych, co ma istotne znaczenie dla dalszych prac poszukiwawczych w tym rejonie. Obydwa zespoły wykonały analizy na innych danych sejsmicznych i otworowych, oraz z wykorzystaniem innych programów

specjalistycznych. Firmą trzecią, która włożyła spory wkład w kontynuację rozpoznania tego systemu jest operator, firma E.On Norge. Wyników tych prac nie zamieszczono w niniejszym opracowaniu ze względów formalnych, niemniej jednak potwierdzają one w znacznym stopniu wnioski firm PGNiG UI i Geolink.

W celu lepszego zrozumienia rozprzestrzenienia piaskowców w systemie depozycyjnym Tunfisk, wykonano dodatkowo kilka analiz geofizycznych na atrybutach sejsmicznych (w tym analizy AVO) oraz inwersję sejsmiczną. Badań tych nie załączono do niniejszych studiów, ze względu na nieco odmienną ich specyfikę. Niemniej jednak należy stwierdzić, że inwersja sejsmiczna potwierdza możliwość występowania piaskowców gruboławicowych w wypełnieniu kanionu, a analizy AVO potwierdzają możliwość występowania węglowodorów. Możliwość występowania węglowodorów została potwierdzona dodatkowo w kilku otworach, co opisano w niniejszym doktoracie.

Prognostyczne zasoby geologiczne, oszacowane dla kilku najbardziej perspektywicznych kanałów są duże i wahają się w zakresie od kilku do kilkudziesięciu miliardów Sm^3 gazu ziemnego (w zależności od ilości przyjętych piaskowców w profilach kanałów - NTG). Wydaje się, że największym ryzykiem poszukiwawczym dla tego prospektu jest stosunek nasycenia gazu do wody złożowej (Sw). Brak jest analogowych danych na ten temat z tego rejonu, a w oparciu o wykonane analizy geologiczno-geofizyczne nie można jednoznacznie określić tego parametru.

Decyzja o wierceniu lub nie tego prospektu, na koncesji PL558, zostanie podjęta w przyszłym, 2014 roku. W przypadku zatwierdzenia obiektu do wiercenia, zostanie on zbadany, w optymalnej lokalizacji, na przełomie roku 2015-2016.

Jeżeli decyzja będzie negatywna i konsorcjum firm w głosowaniu odstąpi od rozwiercenia tej struktury, to prawdopodobnie zostanie ona sprawdzona przez firmę BP (w gorszej lokalizacji), na przełomie roku 2016-2017, przy okazji rozwiercania jednego z prospektów jurajskich, znajdujących się we wschodniej części złoża Skarv.

7. DODATEK

7.1. KLASYFIKACJA ZASOBÓW STOSOWANA W NORWEGII

Aktualnie obowiązujący system klasyfikacji węglowodorów został wdrożony w życie przez Norweski Dyrektoriat Naftowy 18 czerwca 2001 roku (Guidelines to classification of the petroleum resources on the Norwegian Continental Shelf, July 2001). Zasoby węglowodorów w obowiązującym systemie klasyfikacji węglowodorów podzielone zostały na klasy i kategorie i odnoszą się wyłącznie do zasobów wydobywalnych (Tabela 7.1).

Wydzielono następujące klasy zasobów:

- zasoby historyczne - historical production (S)
- zasoby rozpoznane i udokumentowane - reserves (R)
- zasoby możliwe do wydobycia - contingent resources (C)
- zasoby nieodkryte, wyliczone dla udokumentowanych prospektów (P)

Kategorie dotyczące statusu projektu oznaczone są numerami od 0 do 9.

Tabela 7.1 Klasyfikacja zasobów węglowodorów obowiązująca w Norwegii.

		Klasy zasobów	Kategorie zasobów		Opis
CAŁKOWITE ZASOBY WYDOBYWALNE	ZASOBY ODKRYTE	Zasoby historyczne (S)	0		Zasoby wydobyte i dostarczone na rynek
		Zasoby rozpoznane i udokumentowane (R)	1		Zasoby w produkcji
			2	F A	Zasoby zatwierdzone w Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO)
			3	F A	Zasoby, których wydobycie zatwierdzone zostało przez Partnerów Koncesyjnych
		Zasoby możliwe do wydobycia (C)	4	F A	Zasoby w fazie planowania wydobycia
			5	F A	Zasoby, których wydobycie jest prawdopodobne lecz nieprzesądzone
			6		Zasoby, których wydobycie jest mało prawdopodobne
	7		F A	Zasoby istniejące, nieoszacowane	
	ZASOBY NIEODKRYTE	Zasoby nieodkryte (P)	8		Zasoby w prospektach poszukiwawczych
			9		Zasoby w "leads" i potencjalnych pułapkach niezmapowanych

Ponadto, w pozycjach kategorii zastosowano dwa dodatkowe oznaczenia: (F) od angielskiego słowa "First", co oznacza zasoby zatwierdzone do wydobycia bez wykonywania dodatkowych prac potwierdzających ich występowanie oraz (A) od angielskiego słowa "Additional" oznaczającą zasoby, których oszacowanie wymagać będzie dodatkowych prac rozpoznawczych, jak na przykład testów produkcyjnych itp.

Kategoria 0 - Zasoby dostarczone na rynek i sprzedane

Odnosi się do zasobów, które zostały wydobyte i sprzedane. Dotyczy to zarówno złóż będących w produkcji jak i zamkniętych i zlikwidowanych.

Kategoria 1 - Zasoby w produkcji

Pozostałe, wydobywalne i zbywalne ilości węglowodorów, których sprzedaż została zatwierdzona przez partnerów koncesyjnych i które zatwierdzone zostały w Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO) lub we Wniosku o Prowadzenie Eksploatacji Próbną. Ilość zasobów przedstawianych w tej kategorii stanowi różnicę pomiędzy pierwotnie udokumentowanymi zasobami wydobywalnymi a dostarczonymi na rynek.

Kategoria 2 - Zasoby zatwierdzone w Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO)

- Kategoria 2F

Zasoby udokumentowane jak w kategorii 1, ale nie włączone jeszcze do produkcji.

- Kategoria 2A

Dodatkowe (dodatnie lub ujemne) zasoby odnoszące się do przedstawionych w kategoriach 1 i 2F, które udokumentowano w wyniku dodatkowych prac lub procesów technologicznych wykonanych na złożu. Zasoby te posiadają taki sam status decyzyjny jak w kategorii 2F.

Kategoria 3 - Zasoby, których wydobycie zatwierdzone zostało przez Partnerów Koncesyjnych

- Kategoria 3F

Wydobywalne, zbywalne i dające się dostarczyć do odbiorcy ilości węglowodorów, których wydobycie zostało zatwierdzone przez Partnerów Koncesyjnych, ale Dokumentacja Geologiczna Złoża (PDO) czy Wniosek o Próbną Eksploatację nie zostały jeszcze zatwierdzone przez Instytucje Państwowe.

Kategoria ta zawiera również dodatkowe zasoby odkryte w nowych złożach, które mogą być zagospodarowane wspólnie z zasobami udokumentowanymi w kategorii 1 lub 2.

W kategorii tej zawarte są również zasoby (głównie gazu), odzyskiwane ze złóż po procesie zatłaczania.

- Kategoria 3A

Dodatkowe (dodatnie lub ujemne) ilości węglowodorów do przedstawionych w kategoriach 1, 2 i 3F, których pojawiły się w konsekwencji dodatkowych prac prowadzonych na złożu lub wskutek wdrożenia pewnych procesów technologicznych. Wydobycie tych zasobów zatwierdzone zostało przez Partnerów Koncesyjnych, ale nie zostały zatwierdzone w Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO) czy Wniosku o Próbną Eksploatację.

Kategoria 4 - Zasoby znajdujące się w fazie planowania wydobycia

- Kategoria 4F

Odkryte i wydobywalne zasoby węglowodorów, dla których prawdopodobnym jest wykonanie Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO), po szczegółowym zbadaniu możliwości ich zagospodarowania. Oczekuje się, że decyzja o ich zagospodarowaniu podjęta zostanie przez Partnerów Koncesyjnych w ciągu 4 lat. W kategorii tej zawarte są również dodatkowe zasoby, które mogą być podłączone do istniejących złóż, udokumentowanych w kategoriach 1 i 2, oraz odkryć (discoveries), których zasoby wykazano w kategorii 3.

- Kategoria 4A

Dodatkowe (dodatnie lub ujemne) ilości węglowodorów do wykazanych w kategoriach 1, 2, 3 i 4F, których wydobycie jest możliwe po wykonaniu dodatkowych prac na złożu lub wdrożenia pewnych procesów technologicznych. Posiadają taki sam status odnośnie dalszych decyzji jak zasoby z kategorii 4F.

Kategoria 5 - Zasoby, których wydobycie jest prawdopodobne, lecz nieprzesądzone

- Kategoria 5F

Odkryte, wydobywalne zasoby węglowodorów, których eksploatacja jest prawdopodobna, lecz nieprzesądzona. Kategoria ta zawiera odkryte, wydobywalne zasoby, które w chwili obecnej nie są przewidziane do zagospodarowania, ale może to nastąpić w odpowiednim czasie. W kategorii tej zawarto również dodatkowe ilości węglowodorów, występujących w nowych złożach, które mogą być podłączone do wspólnego zagospodarowania ze złożami i odkryciami, udokumentowanymi w kategoriach 1, 2, 3 i 4, których wydobycie jest ciągle nieprzesądzone.

- Kategoria 5A

Dodatkowe (dodatnie lub ujemne) ilości węglowodorów do udokumentowanych w kategoriach 1, 2, 3, 4 i 5F, których wydobycie uzależnione jest od wyników dodatkowych prac prowadzonych na złożu lub wdrożenia pewnych procesów technologicznych. Posiadają taki sam status decyzyjny jak zasoby w kategorii 5F.

Kategoria 6 - Zasoby, których wydobycie jest mało prawdopodobne

Odkryte, wydobywalne zasoby węglowodorów, których eksploatacje wydaje się być nieopłacalnym w długim okresie czasu, oraz odkrycia w małych, nietestowanych złożach, z których wydobycie węglowodorów jest mało prawdopodobne.

W kategorii tej umieszcza się węglowodory, których wydobycie wymagać będzie wdrożenia nowych rozwiązań technologicznych, wzrostu ceny itp., żeby mogły być opłacalne. Mało prawdopodobnym wydaje się, aby wymagane zmiany mogły nastąpić w przewidywalnym okresie.

Kategoria 7 - Zasoby, które nie zostały wyliczone w sposób profesjonalny, w oparciu o wymagane dane geologiczne.

- Kategoria 7F

Zasoby wydobywalne, występujące w nowych odkryciach, dla których raport szacunkowy (discovery evaluation report) nie został jeszcze przedstawiony odpowiednim Instytucjom Państwowym, a obliczenia zasobów wykonano tymczasowo, dla potrzeb bieżących firm.

- Kategoria 7A

W tej kategorii umieszczono te części zasobów występujących w złożach i odkryciach, udokumentowanych w kategoriach 1, 2, 3, 4 lub 5, których wydobycie jest prawdopodobne po wprowadzeniu nowych technologii (zasoby niekonwencjonalne). Obejmują one dodatkowe zasoby, które mogą być wynikiem wzrostu współczynnika szczypania w przyszłości.

Kategoria 8 - Zasoby w udokumentowanych prospektach poszukiwawczych.

Nieodkryte, możliwe do wydobycia zasoby w zmapowanych prospektach, które nie zostały rozwiercone. Nie jest pewnym czy te zasoby rzeczywiście istnieją i dlatego są objęte ryzykiem poszukiwawczym.

Kategoria 9 - Zasoby w tzw. leads oraz zasoby w prospektach niezmapowanych.

Nieodkryte zasoby wydobywalne, wyliczone dla prospektów słabo udokumentowanych tzw. leads. Nie jest pewne, czy opisane pułapki tzw. leads oraz

zawarte w nich zasoby rzeczywiście istnieją, i w związku z tym ilości oszacowanych zasobów mnoży się dodatkowo przez prawdopodobieństwo ich odkrycia.

W kategorii tej zawarte są również zasoby, oszacowane w danym rejonie (tzw. play) przez analogię do podobnych obszarów rozpoznanych w innych basenach naftowych. Oszacowane w ten sposób zasoby całkowite dla obszarów tzw. plays, zawierają zarówno zasoby wydobywalne jak i niewydobywalne. Zasoby dla obszarów niezmapowanych wylicza się jako różnicę pomiędzy dodanymi potencjalnymi zasobami zawartymi w obszarach perspektywnych (tzw. plays) a zasobami zmapowanymi.

Norweską klasyfikację zasobów węglowodorów przedstawiono również na [Fig. 7.1](#).

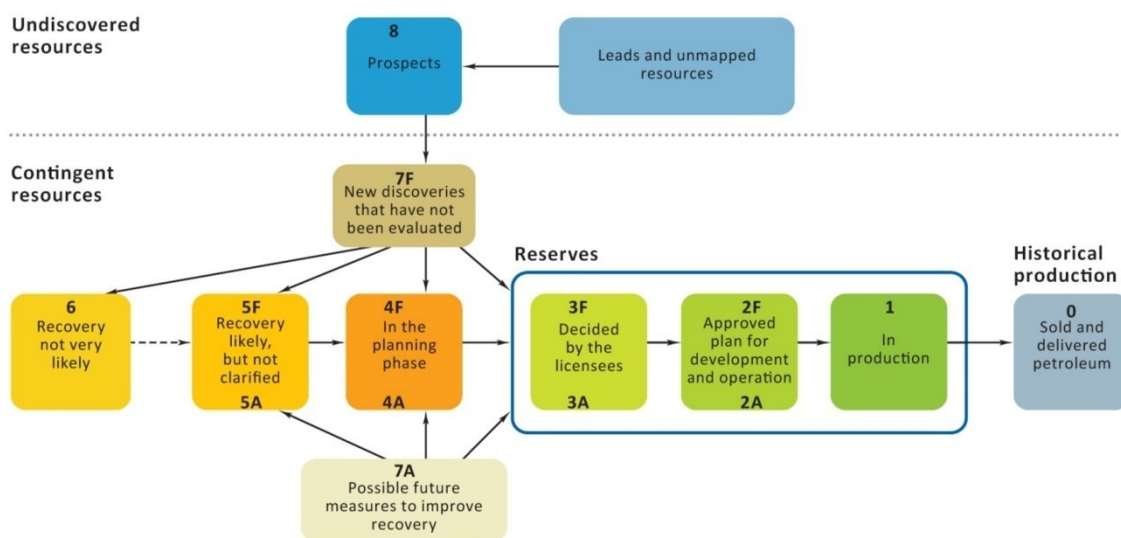


Fig. 7.1 Klasyfikacja zasobów stosowana w Norwegii.

Źródło: Norwegian Petroleum Directorate.

7.2. STAN ZASOBÓW WĘGLOWODORÓW NA NSC NA DZIEŃ 31.12.2012

Tabelę ze stanem zasobów węglowodorów, uaktualnioną na dzień 31.12.2012 roku przedstawiono poniżej w tabeli 7.2. Informacje te zaczerpnięto z raportu „Facts 2013. The Norwegian Petroleum Sector”, publikowanego co roku przez Norweskie Ministerstwo Węglowodorów i Energii na stronach Norweskiego Dyrektoriatu Naftowego (<http://www.npd.no/>).

Tabela 7.2 Stan zasobów na dzień 31.12.2012.

Niniejsza tabela przedstawia stan zasobów na Norweskim Szelfie Kontynentalnym na dzień 31.12.2012 roku. Źródło: Facts 2013 (Norwegian Petroleum Directorate)

Total recoverable potential Project status category	Resource accounts per 31.12.2012					Changes from 2011				
	Oil mill Sm ³	Gas bill Sm ³	NGL mill tonnes	Cond mill Sm ³	Total mill Sm ³ o.e.	Oil mill Sm ³	Gas bill Sm ³	NGL mill tonnes	Cond mill Sm ³	Total mill Sm ³ o.e.
Produced	3812	1766	151	104	5969	89	115	9	5	226
Remaining reserves*	889	2090	138	37	3279	66	20	13	7	118
Contingent resources in fields	332	203	17	6	574	-24	25	-1	3	1
Contingent resources in discoveries	589	344	14	19	980	15	-42	0	0	-25
Potential from improved recovery**	130	50			180	-10	0			-10
Undiscovered	1295	1190		105	2590	155	-15		-5	135
Total	7048	5643	321	271	13572	291	103	22	9	445
North Sea										
Produced	3298	1452	113	72	5036	70	69	5	2	151
Remaining reserves*	712	1415	85	8	2296	76	-17	15	6	93
Contingent resources in fields	292	105	10	1	417	-23	-12	-1	0	-37
Contingent resources in discoveries	457	145	10	14	636	-32	-17	1	-1	-48
Undiscovered	595	235		20	850	75	-35	0	0	40
Total	5353	3353	218	114	9234	166	-12	20	7	199
Norwegian Sea										
Produced	514	294	37	29	908	19	41	4	2	69
Remaining reserves*	147	510	48	10	759	-9	38	0	1	31
Contingent resources in fields	40	43	6	0	95	-2	12	1	0	13
Contingent resources in discoveries	46	127	3	3	183	-1	-44	-1	-1	-47
Undiscovered	300	445		35	780	20	-5	0	-5	10
Total	1048	1419	94	78	2724	27	43	4	-3	75
Barents Sea										
Produced	0	20	1	4	25	0	5	0	1	6
Remaining reserves*	30	164	6	19	224	0	-1	-2	0	-6
Contingent resources in fields	0	55	1	5	62	0	24	0	2	26
Contingent resources in discoveries	86	72	1	2	162	48	19	1	2	70
Undiscovered	400	510		50	960	60	25	0	0	85
Total	517	821	9	79	1433	108	73	-2	5	181

* Includes resource categories 1, 2 and 3
** Resources from future measures for improved recovery are calculated for the total recoverable potential and have not been broken down by area

Norweski Dyrektoriat Naftowy szacuje, że całkowita ilość możliwych do wydobycia (**resources**), odkrytych i zalegających w prospektach poszukiwawczych zasobów wynosi, na dzień 31.12.2012, około 13.6 mld. Sm³ ekwiwalentu ropy. Z tego 6.0 mld.

Sm³o.e. zostało już wydobytych, co stanowi około 44% całości. Całkowite pozostałe zasoby możliwe do wydobycia wynoszą około 7.6 mld. Sm³ ekwiwalentu ropy, z czego około 5 mld. Sm³o.e. to zasoby już odkryte i zalegające w złożach lub odkryciach o różnym stopniu udokumentowania. Około 2.6 mld. Sm³o.e., to zasoby przewidywane do odkrycia w przyszłości.

W roku 2012 odwiercono 26 otworów poszukiwawczych, którymi odkryto 13 nowych złóż o szacunkowych zasobach geologicznych wynoszących 132 mln Sm³ ekwiwalentu ropy. Całkowity przyrost zasobów wydobywalnych (**reserves**) wyniósł, w 2012 roku, 344 mln Sm³o.e.

W tym samym czasie na rynek dostarczono 226 Sm³o.e węgłowodórów. Przyrost zasobów udokumentowanych w stosunku do wydobytych za rok 2012 jest dodatni i wynosi 118 Sm³ o.e. (Tabela 7.2).

Zasoby możliwe do wydobycia (**contingent resources**) obejmują tę część zasobów wydobywalnych, dla których nie podjęto decyzji o ich wydobyciu. Możliwe do wydobycia zasoby tej kategorii, zalegające w złożach (**contingent resources in fields**), nie wliczając zasobów możliwych do wydobycia w wyniku wzrostu współczynnika szczypania, wzrosły jedynie o 1 mln Sm³o.e w stosunku do roku 2011 (Tabela 7.2). Możliwe do wydobycia zasoby zalegające w odkryciach (**contingent resources in discoveries**) zmalały o 25 mln. Sm³o.e. w stosunku do roku 2011 i wynoszą obecnie 980 mln. Sm³ o.e. (Tabela 7.2).

Zasoby nieodkryte (**undiscovered resources**) obejmują tę część zasobów, które zostały oszacowane w prospektach poszukiwawczych, ale nie zostały potwierdzone wierceniami. Oszacowana wielkość tych zasobów wynosi obecnie 2590 mln Sm³o.e. i jest o 135 mln Sm³o.e. większa w stosunku do roku 2011 (Tabela 7.2).

Niżej przedstawiono opis stanu zasobów oddzielnie dla Basenów Morza Północnego, Morza Norweskiego i Morza Barentsa.

- **Morze Północne**

W roku 2012 na rynek dostarczono i sprzedano 151 mln. Sm³o.e. węgłowodórów z Morza Północnego. Przyrost zasobów udokumentowanych w kategorii reserves wyniósł 244 mln. Sm³o.e. Przyrost ten wynika głównie z zatwierdzenia Dokumentacji Geologicznych (PDO) dla następujących złóż: 16/1-8 Edvard Grieg, 24/4-9 S Boeyla, 2/11-16 Svalin i 30/7-6 Martin Linge, oraz złożenia do zatwierdzenia Dokumentacji Geologicznych złóż: 15/5-1 Gina Krog i 16/1-9 Ivar Åsen. Ponadto zwiększono zasoby na niektórych złożach znajdujących się w produkcji. W związku z powyższym, bilans zasobów w kategorii reserves, za rok 2012 jest dodatni i wynosi 93 mln. Sm³o.e. (Tabela 7.2).

Ilość zasobów w kategorii możliwych do wydobycia z udokumentowanych złóż (**contingent resources in fields**) zmniejszył się o 37 mln. Sm³o.e., głównie wskutek przekwalifikowania, w roku 2012, sporej części zasobów do kategorii wyższych.

W roku 2012, na Morzu Północnym odkryto 5 nowych złóż węglowodorów. Ilość zasobów niezatwierdzonych, możliwych do wydobycia, zalegających w odkryciach (**contingent resources in discoveries**) została obniżona o 48 mln. Sm³o.e., głównie ze względu na przekwalifikowanie części zasobów ze złóż: 15/5-1 Gina Krog, 16/1-8 Edvard Grieg, 16/1-9 Ivar Aasen, 24/4-9 S Boeyla, 2/11-16 Svalin i 30/7-6 Martin Linge do kategorii wyższych.

- **Morze Norweskie**

W roku 2012 na rynek dostarczono 69 mln Sm³o.e węglowodorów z tego obszaru. Przyrost zasobów zatwierdzonych do wydobycia w roku 2012 (**gross reserves**) wyniósł 100 mln Sm³o.e., głównie dzięki zatwierdzeniu Dokumentacji Geologicznej Złoża (PDO) Aasta Hansteen. Ponadto zwiększono zasoby gazu w niektórych złożach tego obszaru. Bilans zasobów udokumentowanych (reserves) do wydobytych za rok 2012 jest dodatni i wynosi 31 mln Sm³o.e.

Zasoby w kategorii możliwych do wydobycia z istniejących złóż (**contingent resources in fields**), wzrosły o 13 mln Sm³o.e., głównie wskutek wdrożenia kilku projektów zwiększenia wydobycia na istniejących złożach.

Pięć nowych złóż odkryto w roku 2012 na Morzu Norweskim, ale mimo tego ilość zasobów możliwych do wydobycia, oszacowanych w odkryciach (**contingent resources in discoveries**) zmalała o 47 Sm³o.e. w porównaniu do roku 2011. Nastąpiło to z powodu przekwalifikowanie zasobów z odkrycia Aasta Hansteen do kategorii zasobów zatwierdzonych do wydobycia (reserves).

- **Morze Barentsa**

W roku 2011 na rynek dostarczono 6.0 Sm³o.e. węglowodorów. Przyrost zasobów zatwierdzonych do wydobycia (**reserves**) był minimalny. Bilans zasobów tej grupy za rok 2012 jest zatem ujemny i wynosi minus 6 mln Sm³o.e.

Pozostałe zasoby możliwe do wydobycia w złożach (**contingent resources in fields**) wzrosły o 26 mln. Sm³o.e., głównie, wskutek wdrożenia dwóch projektów zwiększających współczynnik wydobycia na złożu Snøhvit.

Trzy nowe złoża odkryto w roku 2012 na Morzu Barentsa, w wyniku czego odnotowano wzrost zasobów możliwych do wydobycia, zalegających w odkryciach (**contingent resources in discoveries**), o 70 Sm³o.e.

Na niżej załączonej mapie przedstawiono lokalizację, istotnych dla prowadzenia działalności poszukiwawczej za ropą naftową i gazem ziemnym obszarów Szelfu Kontynentalnego Norwegii (Fig. 7.2).



Fig. 7.2 Mapa obszarów działalności naftowej na NCS.

Białą przerywaną linią zaznaczono zasięg Norweskiego Szelfu Kontynentalnego (NCS). Kolorem zielonym obszary otwarte dla poszukiwań naftowych. Poligonami koloru czerwonego obszary otwarte dla rund przetargowych APA (Awards in Pre-defined Areas). Kolorem żółtym obszary z ograniczonym dostępem do działalności naftowej, ze względu na ochronę środowiska. Kolorem jasno-pomarańczowym w ciemno-pomarańczowe pasy, obszary, które będą otwarte dla poszukiwań w najbliższej przyszłości. Linia koloru czarnego, biegnąca po stronie zachodniej szelfu pokazuje prawdopodobny zasięg skał osadowych pasywnej krawędzi kontynentalnej Norwegii, mogących zawierać węglowodory. Źródło: Facts 2013, Norweski Dyrektoriat Naftowy.

8. SPIS LITERATURY

Blystad, P., Brekke, H., Færseth, R.B., Larsen, B.T., Skogseid, J., & Tørudbakken, B., (1995). Structural elements of Norwegian continental shelf. Part II: *The Norwegian Sea Region: NPD - Bulletin no 8. The Norwegian Petroleum Directorate, Stavanger, p. 1-45.*

Brekke, H., Dahlgren, S., Nyland, B. & Magnus, C. (1999). The prospectivity of the Vøring and Møre basins on the Norwegian Sea continental margin. *Petroleum Geology of North-West Europe: Proceedings of the 5th Conference, 261-274.*

Brekke, H., (2000), The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Vøring and Møre Basins. *Geological Society, London, Special Publications, 167, p. 327-378.*

Brekke, H., Sjulstad, I.H., Magnus, Ch., Williams, W. (2001). Sedimentary Environments Offshore Norway – an overview. *NPF Special Publication 10, pp. 7-37, Published by Elsevier Science B.V., Amsterdam. _9 Norwegian Petroleum Society (NPF).*

Davis, G.H., & Reynolds, S.J., (1996). Structural Geology of Rocks and Regions (2nd Edition): *New York, John Wiley and Sons, Inc., 776 p.*

Dalland, A., Worsley D., Ofstad K. (1988): A lithostratigraphic scheme for the Mesozoic and Cenozoic succession offshore mid- and northern Norway. *NPD-Bulletin no 4, Oljedirektoratet.*

Eidvin, T., Bugge, T., Smelror, M., (2007). The Molo Formation, deposited by coastal progradation on the inner Mid-Norwegian continental shelf, coeval with the Kai Formation to the west and the Utsira Formation in the North Sea. *Norwegian Journal of Geology, Vol. 87, pp. 75-142. Trondheim 2007. ISSN 029-196X.*

Gee G.D., Fossen H., Henriksen N., Higgins K.A. (2008). From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes, Vol. 31, No.1.*

Jørgensen, F. Navrestad, P. (1981). The geology of the Norwegian shelf between 62°N and the Lofoten Islands. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, London, 407-413.*

Geoffroy, L., Gernigon, L. (2010). The NE Atlantic System. *IUEM Plouzané, France 11-14 Mai 2010.*

Laberg, J.S., Vorren, T.O., Kenyon, N.H., Ivanov, M., Andersen, E.S., (2005). A modern canyon-fed sandy turbidite system of the Norwegian Continental Margin. *Norwegian Journal of Geology, Vol. 85, pp. 267-277. Trondheim 2005, ISSN 029-196X.*

Larsen, H.C. (2002). Investigations of rifted margins: *JOIDES Journal, v. 28, p. 85-90.*

Løseth, H., Henriksen, S. (2005). A Middle to Late Miocene compression phase along the Norwegian passive margin. *Petroleum Geology Conferences Ltd. Published by the Geological Society, London.*

Lundin, E., Doré, A.|G. (2002). Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the "passive" margins bordering the Norwegian-Greenland Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 19, p. 79-93.

Lundin, E., Sigmond, O.M. (2007). Geology of the Northeast Atlantic region (Grønlandshavet and Norskehavet). *Geology of the land and sea areas of Northern Europe. Special publication 10.*

Mosar, J., Lewis G., Torsvik T. (2002). North Atlantic sea-floor spreading rates: implication for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea. *Journal of the Geological Society, London, Vol. 159, 2002, pp. 503–515.*

Torsvik, T.H., Carlos, D., Mosar, J., Cocks, L.R.M. & Malme, T., (2002). Global reconstructions and North Atlantic palaeogeography 400 Ma to Recent. In: Eide, E.A. (coord.). *BATLAS - Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives. Geological Survey of Norway, pp. 18-39.*

Torsvik, T.H. & Cocks, L.R.M., (2005). Norway in space and time: A Centennial Cavalcade. *Norwegian Journal of Geology, 85, 73-86.*

Inne pozycje:

Norwegian Petroleum Directorate (2001) Guidelines to classification of the petroleum resources on the Norwegian Continental Shelf.

Geolink Integrated Sequence Stratigraphy Consulting (2011). Miocene and Pliocene prospectivity and depositional model. *Baza danych PGNiG UI.*

Skarv Idun PDO. Idun subsurface document. April 2007. *Baza danych PGNiG UI.*

BP Amoco Norway, (1998): 6507/5-1 Norwegian Sea Well. Biostratigraphy of the Interval 1080-4222/4224m TD. *Report No. 5840/Ia.*

BP Amoco Norway, (2000): 6507/5-3 Norwegian Sea Well. Biostratigraphy of the Interval 1380-2999m TD. *Report No. 6142/Ia. Baza danych PGNiG UI.*

BP Amoco Norway, (2001): 6507/5-4 Norwegian Sea Well. Biostratigraphy of the Interval 1470-3812m. *Report No. 6237/Ia. Baza danych PGNiG UI.*

Okładka: Topography and bathymetry of the Arctic. Source. *Digital chart of the world; Institut Géographique National français (IGN). AMAP, 1997. Arctic Pollution Issues: A State of the Arctic Environment Report.*