



**AKADEMIA
GÓRNICZO-HUTNICZA
IM. STANISŁAWA STASZICA W KRAKOWIE**

**WYDZIAŁ GEOLOGII, GEOFIZYKI I OCHRONY ŚRODOWISKA
ZAKŁAD GEOFIZYKI**

ROZPRAWA DOKTORSKA

**EWOLUCJA TEKTONICZNA PÓŁNOCNO-ZACHODNIEGO SZELFU
AUSTRALII (BASEN BONAPARTE) W OPARCIU O ZINTEGROWANĄ
INTERPRETACJĘ DANYCH SEJSMICZNYCH 3D**

mgr inż. Edyta Frankowicz

PROMOTOR

prof. dr hab. inż. Kaja Pietsch

KRAKÓW 2007

PODZIĘKOWANIA

Serdecznie dziękuję wszystkim tym, którzy przyczynili się do powstania niniejszej pracy doktorskiej. Przede wszystkim gorąco dziękuję Pani Profesor Kaji Pietsch, pod opieką której praca ta powstawała, za pomoc, cenne rady oraz sugestie udzielone podczas przygotowywania niniejszej rozprawy doktorskiej, a także za życzliwość okazaną mi podczas kilkuletniej opieki naukowej.

Za inspirujące dyskusje i konstruktywne komentarze dotyczące zagadnień strukturalnych NW Szelfu Australii podziękowania składam Panu Profesorowi Kenowi McClay'owi, dyrektorowi Fault Dynamics Research Group w Royal Holloway University of London, który był moim opiekunem naukowym podczas rocznego pobytu na Wydziale Geologii RHUL.

Chciałabym także podziękować Panu Profesorowi Szczepanowi Porębskiemu, kierownikowi krakowskiego Oddziału Instytutu Nauk Geologicznych PAN, za cenne uwagi dotyczące geologicznych aspektów prezentowanych badań.

Dziękuję również Kolegom z Pracowni Interpretacji Danych Sejsmicznych, Zakładu Geofizyki AGH. Arturowi Tataracie, za pomoc w wykonaniu inwersji sejsmicznej oraz Pawłowi Marcowi, za cenne wskazówki techniczne.

Za wsparcie i nieocenioną pomoc w trakcie powstawania tej pracy szczególnie dziękuję Marcinowi.

Spis treści

1 Wstęp	1
2 Budowa geologiczna obszaru na podstawie szczegółowego studium literaturowego	3
2.1 Ewolucja NW Szelfu Australii jako pasywnej krawędzi kontynentu w świetle tektoniki płyt	3
2.1.1 Rozpad Pangei	4
2.1.2 Model ryftowania i historia ekstensji	8
2.1.3 Inwersja	9
2.2 Ewolucja Morza Timor	11
2.3 Budowa geologiczna i ewolucja basenu Bonaparte	16
2.3.1 Główne jednostki strukturalne basenu Bonaparte	22
2.3.1.1 Budowa geologiczna sub-basenu Vulcan (Vulcan Sub-basin)	22
2.3.1.2 Budowa geologiczna platformy Ashmor (Ashmore Platform)	29
2.3.1.3 Budowa geologiczna Wyniesienia Londonderry (Londonderry High)	30
2.3.1.4 Budowa geologiczna synkliny Sahul (Sahul Syncline)	33
2.3.1.5 Budowa geologiczna platformy Sahul (Sahul Platform) i pozostałych elementów strukturalnych północnej części basenu Bonaparte (Wyniesień: Troubadour, Klep, Flamingo oraz Laminaria)	34
2.3.1.6 Budowa geologiczna rowu Malita (Malita Graben)	41
2.3.2 System naftowy basenu Bonaparte	42
2.3.2.1 Paleozoiczny system naftowy	43
2.3.2.2 Mezozoiczny system naftowy	43
2.3.3 Historia eksploatacji w basenie Bonaparte	44
3 Strukturalna interpretacja sejsmiczna zdjęcia 3D Zoca-2	46
3.1 Lokalizacja obszaru badań	46
3.2 Dostępne dane oraz metodyka pracy	48
3.2.1 Baza danych	48
3.2.2 Wykorzystane oprogramowanie	49
3.2.3 Metodyka badań	49
3.3 Analiza strukturalna	51
3.3.1 Analiza megasekwencji; identyfikacja głównych powierzchni niezgodności	51
3.3.2 Interpretacja uskoków	55
3.3.3 Przestrzenna analiza uskoków	65
3.3.4 Stratygrafia i czas deformacji w oparciu o dostępną literaturę	72
4 Analiza atrybutów sejsmicznych	75
4.1 Atrybuty chwilowe (atrybuty trasy zespolonej)	75
4.2 Atrybuty ogólne (<i>General Attributes</i>)	90
4.3 Atrybuty z grupy <i>Reflection Patterns</i>	101
4.4 Atrybuty korelacji statystycznej (<i>Correlation Statistics</i>)	103
4.5 Analiza uskoków poligonalnych	111

5 Teoretyczne modelowania sejsmiczne	121
5.1 Konstrukcja modelu sejsmo-geologicznego	121
5.2 Obliczanie teoretycznego pola falowego (modelowanie 1.5D)	126
6 Model ewolucji tektonicznej – dyskusja wyników	131
7 Wnioski	140
8 Spis literatury	144
9 Appendix – Polskie odpowiedniki angielskojęzycznych nazw geologicznych i geograficznych	152

1 Wstęp

Północno zachodni Szelf Australii (NWSA), zajmujący szelfowe i marginalne obszary basenowe, stanowiące NW część australijskiego wybrzeża, jest obszarem o jednym z największych na świecie potencjale gazowym, z lokalnie występującymi złożami ropy naftowej (Purcell & Purcell, 1988).

NWSA jest powstała w wyniku ryftowania, pasywną krawędzią kontynentu, w obrębie której zdeponowana została permo-triasowa, preryftowa sukcesja osadów intrakratonicznych, z występującymi ponad nią, synryftowymi osadami jurajsko-dolnokredowymi i postryftową sekwencją kredowo-kenozoiczną. Ryfting w rejonie omawianego obszaru był związany z rozpadem Pangei, a wydarzenia, które dały początek obecnemu kształtowi NWSA, miały miejsce od jury do wczesnej kredy (Baillie et al., 1994). W wyniku rozpoczętego w cenomanie spreduingu pomiędzy południową częścią kratonu australijskiego a Antarktydą, dryfująca na N płyta australijska zderzyła się z płytą eurazjatycką we wczesnym miocenie (Dore & Stewart, 2002). Wynikiem tej kolizji była subdukcja płyty australijskiej wzdłuż łuku wyspowego Banda oraz akrecja rejonu Morza Timor około 2.5 ma. Neogeńska kolizja płyt spowodowała reaktywację mioceńskich uskoków na obszarze całego NWSA (Keep et al., 2002).

Uskoki wieku miocenijskiego odgrywają ważną rolę w mezozoicznym systemie naftowym NWSA. Przeważającą większość pułapek węglowodorów w obrębie szelfu, stanowią pułapki strukturalne, kontrolowane przez uskoki miocenijskie. Zasadniczy wpływ na zachowanie szczelności tych pułapek miała neogeńska reaktywacja uskoków.

Jednym z czterech olbrzymich basenów sedymentacyjnych, wchodzących w skład NWSA, jest zlokalizowany w N części szelfu australijskiego basen Bonaparte. Basen Bonaparte zbudowany jest z licznych rowów i obszarów platformowych. W jego obrębie kenozoiczny system uskoków, powstały w wyniku kolizji neogeńskiej, występuje ponad starszymi strukturami mezozoicznymi, lecz nie jest do nich równoległy. Wzajemne relacje obydwu systemów uskoków, mają istotne implikacje dla zachowania integralności mioceńskich pułapek strukturalnych w tym rejonie. Pomimo, iż basen Bonaparte jest częścią jednej z największych na świecie prowincji gazonośnych, ekonomiczny sukces eksploatacyjny w jego obrębie był do tej pory niewielki (29%) (Ambrose, 2004). Istotnym problemem w omawianym rejonie jest wyciek węglowodorów z naruszonych w neogenie

pułapek strukturalnych. Wskazuje to na potrzebę bardziej zaawansowanych analiz strukturalnych, niezbędnych w celu ograniczenia ryzyka eksploatacyjnego, uwzględniających opracowanie modeli ewolucji tektonicznej, biorących pod uwagę skomplikowane, przestrzenne relacje pomiędzy uskokami.

Celem niniejszej pracy jest rekonstrukcja ewolucji tektonicznej północnej części basenu Bonaparte, na podstawie strukturalnej interpretacji zdjęcia sejsmicznego 3D – Zoca-2. Przeprowadzona analiza strukturalna danych sejsmicznych 3D została uzupełniona o analizę atrybutów sejsmicznych, syntetyczne modelowania sejsmiczne oraz informację pochodzącą z położonego na S od zdjęcia Zoca-2, otworu wiertniczego Thornton-1. Wynikiem analizy jest model ewolucji tektonicznej obszaru badań, uwzględniający trójwymiarową geometrię uskoków, charakter interakcji pomiędzy uskokami, ich rozprzestrzenienie oraz czas ich powstania. W pracy podjęto także próbę scharakteryzowania mechanizmu powstawania rozpoznanych zespołów uskoków oraz identyfikacji reżimu naprężeń, w którym zespoły te powstały. Szczególną uwagę zwrócono na charakter interakcji pomiędzy uskokami mioceńskimi, a powstałymi w wyniku ich reaktywacji uskokami neogeńskimi. Strefy tej interakcji stanowią bowiem w N części basenu Bonaparte miejsca potencjalnej akumulacji węglowodorów.

2 Budowa geologiczna obszaru na podstawie szczegółowego studium literaturowego

Charakter deformacji w obrębie NW Szelfu Australii jest wynikiem procesów tektonicznych, jakie miały miejsce od paleozoiku do czwartorzędu. W niniejszym rozdziale scharakteryzowano najważniejsze z tych procesów, które miały decydujący wpływ na charakter struktur obserwowanych w obrębie basenu Bonaparte.

2.1 Ewolucja NW Szelfu Australii jako pasywnej krawędzi kontynentu w świetle tektoniki płyt

Północno zachodni Szelf Australii (North West Shelf of Australia – NWSA) jest terminem geograficznym, który odnosi się do szelfowych i marginalnych obszarów basenowych, stanowiących brzeżną część północno-zachodniego wybrzeża Australii (Purcell & Purcell, 1988). W jego obrębie znajdują się cztery wielkie baseny sedymentacyjne (Northern Carnarvon, Roebuck, Browse i Bonaparte – Fig. 2.1). Baseny te, zbudowane z licznych sub-basenów i obszarów platformowych, wspólnie tworzą olbrzymi super-basen zachodnioaustralijski (WASB – Westralian Superbasin). Baseny wchodzące w skład WASB różnią się między sobą inwentarzem stratygraficznym i stylem deformacji tektonicznych. W niniejszym rozdziale skupiono się na przedstawieniu ewolucji geologicznej NWSA w szerszym, regionalnym aspekcie. Szczegółowa charakterystyka tektono-stratygraficzna została ograniczona do basenu Bonaparte i przedstawiona w rozdziale 2.3.

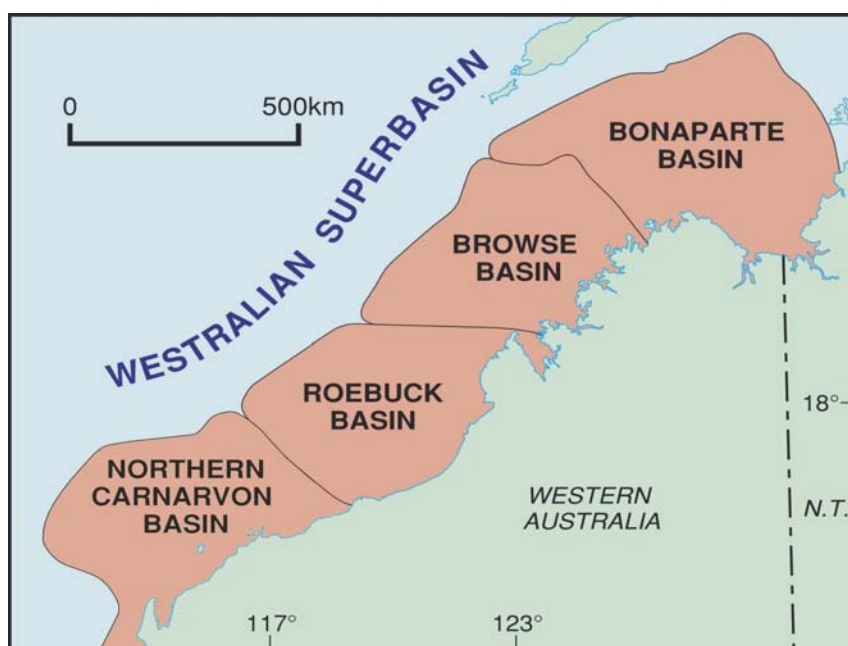


Fig. 2.1 Baseny sedymentacyjne NW Szelfu Australii (Kopsen, 2002).

Cały NWSA jest obszarem o jednym z największych na świecie potencjale gazowym, z ropą naftową pojawiającą się w mniejszych ilościach w miejscach zwanych „*sweet points*”. Dominację gazu w systemie naftowym NWSA przypisuje się istniejącemu przez pewien czas w historii ewolucji basenu silnemu wpływowi sedymentacji morskiej, podczas której zostały osadzone skały macierzyste o potencjale gazotwórczym (Longley, 2004).

Ewolucja geologiczna NW Szelfu została szczegółowo scharakteryzowana w materiałach trzech sympozjów Petroleum Exploration Society of Australia, edytowanych przez Purcell & Purcell (1988, 1994, 1998). Poniższy opis geologii NWSA opiera się głównie na tych publikacjach.

NWSA jest pasywną krawędzią kontynentu powstałą w wyniku ryftowania z permotriasową, preryftową sukcesją osadów intrakrtonicznych, nad którą występują syn- i postryftowe osady jurajsko-kenozoiczne (Longley, 2004).

NW Szelf Australii poddany był kilku fazom ryftowania, związanego z rozpadem kontynentalnym. Fazy te charakteryzowała zmiana lokalizacji ryftu, kilkakrotne wstrzymanie procesu ryftowania oraz zmiany orientacji wektora naprężeń. Najwcześniejszy okres ekstensji rozpoczął się w kambrze i związany jest z oddzieleniem się Australii od chińskich bloków kontynentalnych, co doprowadziło do otwarcia Oceanu Paleo-Tetydy (Baillie et al., 1994, Baillie et al., 2004). Najstarsze struktury pochodzące z tego okresu mają rozciągłość NW-SE. Na większości powierzchni NW Szelfu Australii osady tego wieku są głęboko pogrzebane lub nieobecne w profilu stratygraficznym (Longley et al., 2002).

Pierwszy okres ekstensji zakończył się w ordowiku. Druga, wzmożona faza ekstensji miała podobny kierunek i trwała od dewonu do wczesnego karbonu. Dewońska ekstensja związana była prawdopodobnie z relatywnie szybkim południowym dryftem płyty australijskiej. Po dewońskim epizodzie ekstensyjnym miała miejsce rotacja pola naprężeń i otwarcie oceanu Neo-Tetydy, co koresponduje z jednoczesną zmianą kierunku dryftu płyty australijskiej z południowego na północny (Borel & Stampfli, 2002).

2.1.1 Rozpad Pangei

Rekonstrukcja geologicznej ewolucji NWSA jest możliwa (z pewnym przybliżeniem) od paleozoiku. Jednak największy wpływ na styl deformacji tektonicznych omawianego obszaru wywarła wzajemna interakcja płyt i związane z nią wydarzenia tektoniczne jakie miały miejsce po rozpadzie Pangei.

Według Baillie et al. (2004) w obrębie NW Szelfu Australii wyróżnić można trzy główne stadia ewolucji tektonicznej związane z rozpadem Pangei:

- 1) Stadium preryftowe – trwające od permu do późnego triasu. Dla tego stadium charakterystyczna jest sedimentacja płytkomorska oraz rzeczno-deltowa w obrębie relatywnie stabilnej platformy.
- 2) Stadium synryftowe – trwające od późnego triasu do środkowej jury/wczesnej kredy. Jest to stadium rozpadu kontynentalnego, w którym miało miejsce silne uskokowanie o charakterze blokowym, wyniesienie całego obszaru, a następnie jego silna erozja.
- 3) Stadium postryftowe – trwające od środkowej jury/wczesnej kredy. W kredzie poziom morza zaczął się podnosić i nastąpiła sedimentacja w warunkach otwartego morza. Trzeciorzędowa sukcesja osadowa zdominowana jest przez osady węglanowe.

Pangea powstała w wyniku kolizji Laurazji, Gondwany oraz innych bloków kontynentalnych w karbonie. Współczesny NW Szelf Australijski stanowił zewnętrzną część tego superkontynentu, na granicy pomiędzy kratonem Australii i głównym basenem oceanicznym w tym czasie – Paleo-Tetydą.

Ewolucja NW Szelfu jest związana z odłączeniem się od superkontynentu, kontynentu kimeryjskiego (Cimmerian Continent), złożonego z kilku kontynentalnych bloków i jego dryfcie w kierunku NW (Fig. 2.2a). Miało to miejsce w późnym permie i zapoczątkowało otwieranie się oceanu Neo-Tetydy. Wraz z sukcesywnym otwieraniem się Neo-Tetydy, kontynent kimeryjski dryfował w kierunku NW i został przyłączony do południowej granicy płyty euroazjatyckiej w późnym triasie (Dore & Stewart, 2002).

Wydarzenia związane z rozpadem Pangei, które dały początek obecnemu kształtowi NW Szelfu Australii miały miejsce od jury do wczesnej kredy (Baillie et al., 1994). Pierwsza faza ekstensji o kierunku NW-SE trwała od górnego triasu do środkowej jury, a jej kulminacją była regionalna penepłenizacja w keloweju, a następnie oderwanie się terranu Argoland-Burma od północnych krawędzi basenów Browse i Bonaparte w oksfordzie (Fig. 2.2b). Wtedy powstała równina abisalna Argo (Argo Abyssal Plane) i NW dryft terranu Argoland-Burma. Rozpad kontynentalny, jaki nastąpił w jurze wzdłuż równiny abisalnej Argo, spowodował wtargnięcie na obszar brzeżnych basenów kontynentalnych sedimentacji o charakterze głębokomorskim (Baillie et al., 1994). Terran Argoland-Burma został przyłączony do wschodniej granicy Himalajów, zajmując pozycję obecnej Tajlandii. Czas tej amalgamacji szacuje się na podstawie anomalii magnetycznych na schyłek kredy (Heine, et al. 2002).

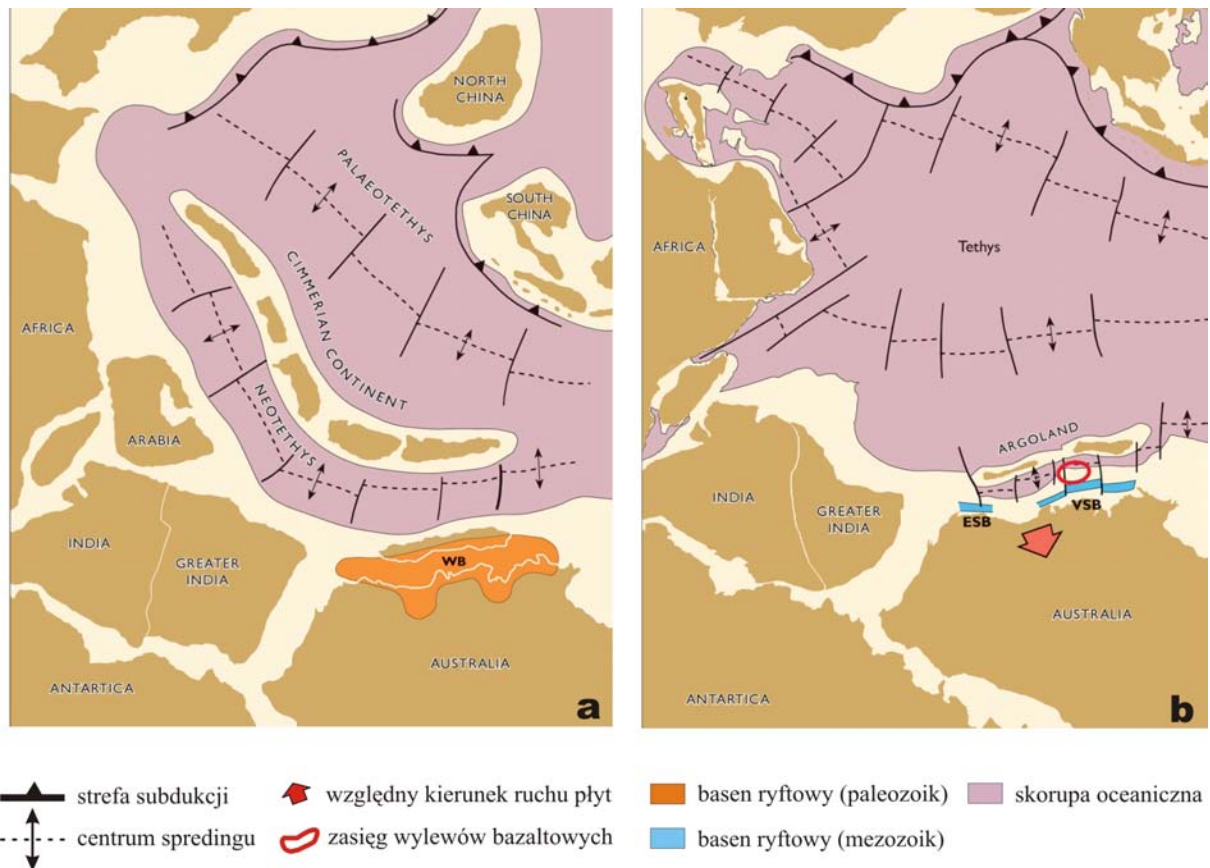


Fig. 2.2 Pozycja płyt kontynentalnych w rejonie NWSA w permo-triasie (a) i środkowej jurze (b). WB – basen Westralian, ESB – sub-basen Exmouth, VSB – sub-basen Vulcan (Dore & Stewart, 2002).

Kolejna istotna faza rozpadu kontynentalnego przypada na wczesny walańżyn, kiedy to ryftowaniu zostały poddane obszary położone na zachód od basenu Browse, łącznie z basenem Carnarvon (Fig. 2.3a). W basenie Bonaparte ryftowanie związane z rozpadem kontynentalnym i powstaniem skorupy oceanicznej zakończyło się w infrawalańżynie. Ryftowanie w obrębie NWSA było zatem procesem diachronicznym, który rozpoczął się najwcześniej i jednocześnie najwcześniej zakończył w północno wschodniej części szelfu, postępując w kierunku WS. W czasie ryftowania obszarów położonych na W od basenu Browse, Indie (Greater India) zaczęły odłączać się od Australii (Müller et al., 1998). Indie dryfowały w kierunku NW, aż do cenomanu, kiedy to rozpoczęła się istotna reorganizacja płyt. Nastąpiła wówczas częściowa subdukcja grzbietu Neo-Tetydy (Müller et al., 1998) oraz rozpoczął się spreding pomiędzy południową częścią kratonu australijskiego i Antarktydą, czego rezultatem było gwałtowne przyspieszenie północnego dryftu Indii (19 cm/rok). Dryfujące Indie zderzyły się z południową krawędzią płyty eurazjatyckiej (Fig. 2.3b), co doprowadziło do powstania Himalajów (70 ma) i późniejszego wygaśnięcia subdukcji pomiędzy Indiami i Eurazją. Zadokowanie Indii 42 mln lat temu spowodowało dalszą reorganizację płyt oraz przyspieszenie północnego dryfru Australii (Dore & Stewart, 2002).

Ruch ten doprowadził w efekcie do kontaktu płyty australijskiej z płytą eurazjatycką we wczesnym miocenie (25 ma) (Fig. 2.3c). Kolizja tych dwóch płyt spowodowała lewoskrętną rotację płyty australijskiej, jej subdukcję wzdłuż łuku wyspowego Banda (Banda Arc) oraz akrecję rejonu Morza Timor do płyty australijskiej około 2.5 ma (Richardson & Blundell, 1996).

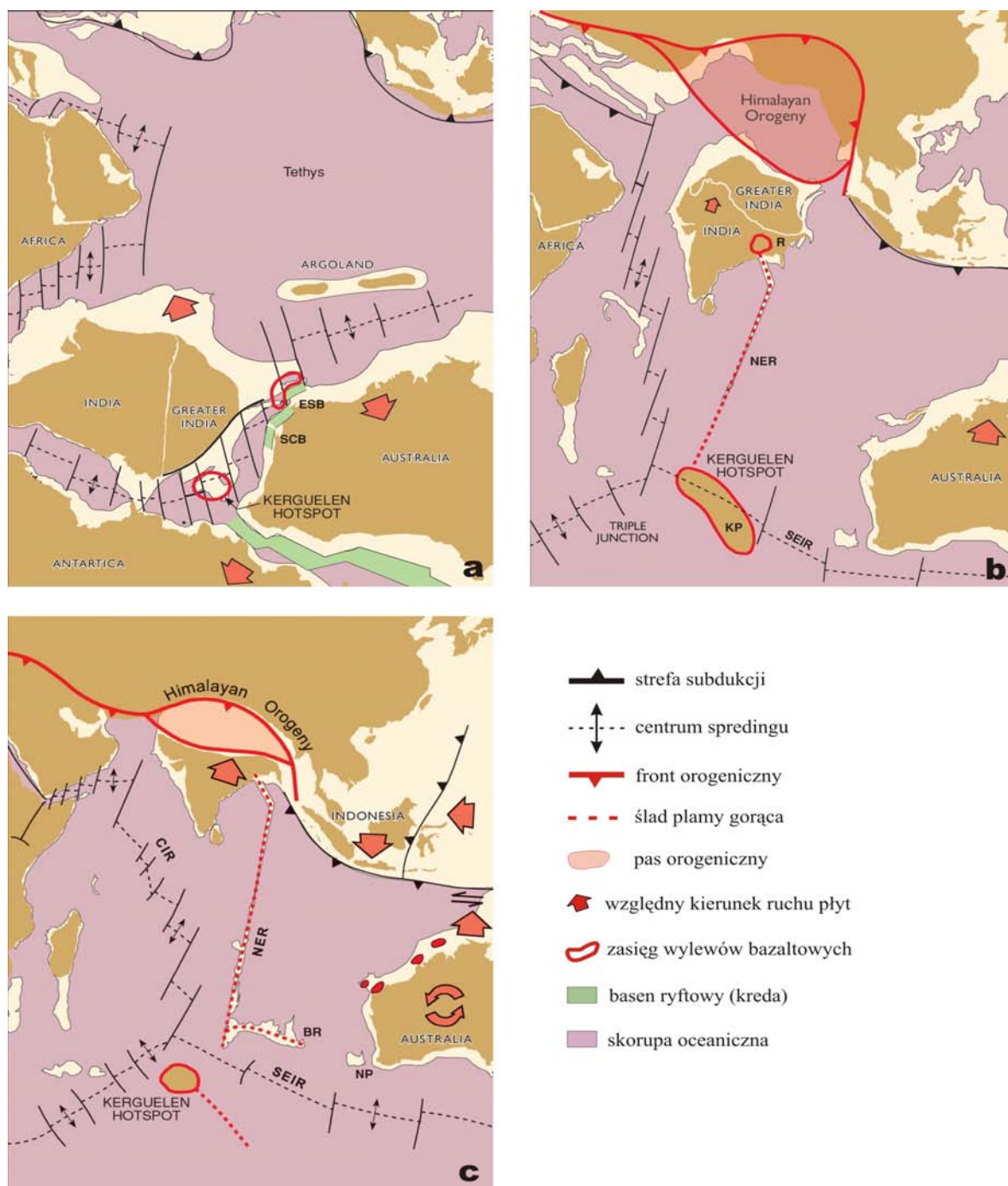


Fig. 2.3 Pozycja płyt kontynentalnych w rejonie NWSA w dolnej kredzie (a), paleocenie (b) i oligocenie-miocenie (c). ESB – sub-basen Exmouth, SCB – południowy basen Carnarvon Basin, NER – rów Ninetyeast, R – prowincja Rajmahal, KP – Plateau Kerguelen, SEIR – grzbiet południowo-wschodnio-indyjski, CIR – grzbiet środkowoindyjski, BR – grzbiet Broken, NP – Plateau Naturaliste. (Dore & Stewart, 2002).

2.1.2 Model ryftowania i historia ekstensji

NW Szelf Australii jest zdominowany przez systemy uskoków ekstensyjnych o orientacji NE-SW, które w dużej mierze są subrównoległe do krawędzi kontynentalnej oraz do liniowych anomalii magnetycznych w basenie oceanicznym. W sensie ogólnym, kierunek wektora ekstensji był jednocześnie kierunkiem wektora dryftu płyt w procesie ich separacji.

W obrębie NWSA, zwłaszcza w jego południowej części, bliższej krawędzi kontynentalnej, oprócz uskoków o orientacji NE-SW występują również starsze uskoki ekstensyjne o rozciągłości NW-SE. Uskoki o trendzie NW-SE formowały się podczas dwóch wspomnianych wyżej faz ekstensji w paleozoiku. Rotacja wektora ekstensji z NE-SW do NW-SE pomiędzy późnym karbonem a wczesnym permem była fundamentalnym zdarzeniem w rozwoju NW Szelfu Australii (Smith et al., 1999)

Przed rozpadem kontynentalnym Pangei region współczesnego NW Szelfu Australii był rozległym intrakratonicznym basenem połączonym z otwartym morzem. Osady triasu w tym obszarze obejmują morskie iłowce, przechodzące w górę profilu stratygraficznego w rzeczno-deltowe osady jurajskie. Wydarzenia tektoniczne, które miały związek z rozpadem kontynentalnym miały wpływ na przewagę sedymentacji o charakterze morskim, szczególnie w okresie jurajskim, kiedy to system ryftowy osiągnął maksymalny relief batymetryczny. Takie warunki sprzyjały osadzeniu się w tym czasie (szczególnie od środkowej do późnej jury) iłowców bogatych w materię organiczną (*Jurassic Dingo Shales*), będących jedną z najważniejszych skał macierzystych dla całego NW Szelfu Australii. Następnie system ryftowy był sukcesywnie wypełniany przez głęboko- i płytkomorskie osady silikoklastyczne oraz osady rzeczno-deltowe, aż do momentu wygaśnięcia procesu ryftowania we wczesnej kredzie (Kopsen, 2002).

Faza dryftu kontynentu rozpoczęła się w walanżynie; towarzyszyła jej termalna subsydencja basenu i przyspieszenie przyrostu skorupy oceanicznej. Okres ten charakteryzował się obniżoną aktywnością tektoniczną oraz zastąpieniem szelfowej i głębokomorskiej sedymentacji silikoklastycznej w kredzie przez sedymentację węglanową (rampa węglanowa) w trzeciorzędzie.

Obecnie NWSA jest współczesną tropikalną rampą węglanową (Collins, 2002), zbudowaną z kredowo-trzeciorzędowej sukcesji skał węglanowych, pod którą występują klastyczne skały zbiornikowe. System raf koralowych (zarówno raf przybrzeżnych jak i izolowanych atoli) rozwijał się z przerwami od późnego trzeciorzędu do dziś. Dane sejsmiczne pokazują, że duży wpływ na rozwój raf miała późno-czwartorzędowa subsydencja (Collins, 2002).

Powstanie skorupy oceanicznej zainicjowane zostało na zachód od obecnej krawędzi kontynentu, kiedy to w późnej jurze nastąpiło osłabnięcie ryftowania. Większość skorupy oceanicznej została pochłonięta w strefie subdukcji w kolejnych fazach ewolucji basenu. Obecnie skorupa oceaniczna występuje w NW części omawianego rejonu. W NE części NWSA (basen Bonaparte i Browse) dominuje kontynentalny i przejściowy typ skorupy, której miąższość na podstawie badań OBS (Ocean-Bottom Seismograph) oszacowano na 12-38 km – miąższość skorupy zmniejsza się w kierunku morza (Goncharov, 2004).

Cały obszar NWSA charakteryzuje się silną segmentacją, spowodowaną obecnością licznych uskoków transformacyjnych (Dadlez & Jaroszewski, 1994) o orientacji NW-SE, spośród których największe wydają się być te, które kontrolowane są przez niejednorodności podłoża (Dore & Stewart, 2002). Regionalne uskoki transformacyjne widoczne są na mapach grawimetrycznych i magnetycznych (Dore & Stewart, 2002). Prawdopodobny jest także fakt, że uskoki transformacyjne mogą tworzyć się w wyniku reakcji na akomodację przemieszczeń pomiędzy sąsiadującymi segmentami ryftu, bez względu na brak lub obecność homogenicznego podłoża (Morley et al., 1990). Współczesne prace nad innymi ekstensyjnymi terranami (Cartwright, 1992) wydają się jednak potwierdzać, że lokalizacja uskoków transformacyjnych kontrolowana jest w dużym stopniu przez niejednorodności podłoża.

2.1.3 Inwersja

Inwersja jest częstym zjawiskiem w przypadku pasywnych krawędzi kontynentów, gdzie po rozpadzie kontynentalnym dominujący reżim tektoniczny zmienia się z ekstensyjnego na kompresyjny (Dewey, 1989).

W rejonie NWSA rozpoznano kilka post-permskich wydarzeń inwersyjnych. Według Symondsa et al. (1998) można wyróżnić co najmniej cztery etapy inwersji:

- 1) Późny trias – wczesna jura; ruchy kompresyjne Fitzroy (*Fitzroy Movement*)
- 2) Późna jura – prawdopodobnie lokalna reakcja na rozpad kontynentalny.
- 3) Późna kreda – regionalne wypiętrzenie i reaktywacja uskoków (głównie w basenie Carnarvon) – jej przyczyna jest niejasna.
- 4) Neogen – regionalna reaktywacja spowodowana kolizją płyty australijskiej i eurazjatyckiej.

Spośród wyżej wymienionych epizodów inwersyjnych, tylko ruchy kompresyjne *Fitzroy* i deformacje neogeńskie objęły swym zasięgiem cały basen NW Szelfu.

Aktywność tektoniczna w okresie ruchów kompresyjnych *Fitzroy* to przede wszystkim reaktywacja paleozoicznych uskoków ekstensyjnych, transtensja, transpresja oraz powstanie fałdów o rozciągłości NE-SW. Struktury te były kilkakrotnie erodowane i peneplenizowane przed depozycją osadów w jurze. Badania w obrębie basenu Browse sugerują, że hiatus ten wyznacza zakończenie procesu inwersji i rozpoczęcie ekstensji w jurze (Blevin et al., 1998). Z kolei inne źródła (Bradshaw et al., 1988) wskazują na to, że procesy inwersji i ekstensji trwały przez pewien czas równocześnie. Przyczyna ruchów *Fitzroy* jest enigmatyczna, zwykle przypisywana wpływowi naprężeń na granicach płyt tektonicznych (*far-field plate tectonics*) – np. zderzeniu się mikrokontynentu kimeryjskiego (Cimmerian Continent) z południową krawędzią płyty eurazjatyckiej. Ta kolizja zbiega się w czasie z deformacjami *Fitzroy* na NW Szelfie Australii. Powstaje jednak pytanie jak pole naprężeń mogło propagować przez wielki basen oceaniczny, którym w tym czasie była Neo-Tetyda z jej aktywną strefą spredingu. Bardziej prawdopodobne wydaje się być założenie, że inwersja *Fitzroy* mogła być spowodowana przez jednoczesną subdukcję i orogenezę we wschodniej części kratonu Australii (Baillie et al., 1994).

Przejawy ostatniego epizodu inwersyjnego w neogenie odnotowano w obrębie całego basenu NW Szelfu Australii. To właśnie inwersja neogeńska miała zasadniczy wpływ, zarówno pozytywny jak i negatywny, na zachowanie integralność pułapek strukturalnych na szelfie. Z tego właśnie powodu poświęcono jej w literaturze sporo miejsca, a jej skutki są wciąż aktualnym tematem wielu dyskusji naukowych.

Autorzy większości publikacji dotyczących inwersji w neogenie zgodni są co do jej przyczyny, jaką była wczesnomiocencka kolizja północnej krawędzi płyty australijskiej z płytą eurazjatycką, na N od Papui Nowej Gwinei, wzdłuż strefy subdukcji (Banda Arc). Lewoskrętny ruch na wschodnim krańcu strefy subdukcji w połączeniu z ruchem ortogonalnym na jej zachodniej krawędzi spowodował sinistralną rotację płyty australijskiej, co z kolei spowodowało rozprzestrzenioną na całym NWSA inwersję i reaktywację istniejących wcześniej uskoków (Keep et al., 1998). To pole naprężeń zmieniał się w czasie, w miarę postępującej kolizji płyty australijskiej z łukiem wysp Banda. Wiele struktur zinterpretowanych jako skutek tej konwergencji wskazuje na kilkakrotną reaktywację NWSA. Na zmienny charakter struktur inwersyjnych wpływa odległość od strefy subdukcji oraz obecność i charakter starszych struktur.

Inwersja neogeńska ze względu na swoje istotne znaczenie dla analizowanego obszaru została szerzej omówiona w rozdziale poświęconym geologii Morza Timor.

2.2 Ewolucja Morza Timor

Morze Timor wraz z przyległymi terenami ma powierzchnię ponad miliona kilometrów kwadratowych. Obszar ten zajmują rozległe baseny sedymentacyjne (Browse i Bonaparte) posiadające ogromny potencjał gazowo-naftowy.

Proterozoiczna i mezozoiczna ewolucja NW Szelfu Australii (w tym także Morza Timor) została scharakteryzowana w poprzednim rozdziale. W niniejszym rozdziale opisano bardziej szczegółowo końcową fazę ewolucji NWSA w rejonie Morza Timor, związaną z neogeńską kolizją płyty australijskiej z płytą eurazjatycką. Wydarzenie to miało szczególny wpływ na styl strukturalny rejonu badań, zatem poświęcono mu nieco więcej uwagi i potraktowano jako osobne zagadnienie.

Kolizja płyty australijskiej z łukiem wysp Banda (około 25 ma) silnie wpłynęła na neogeński styl strukturalny w rejonie Morza Timor. Skutkiem kolizji było wygięcie skorupy w rejonie Rowu Timorskiego oraz regionalna reaktywacja i inwersja prekambryjsko-mezozoicznych uskoków (Keep et al., 1998; Shuster et al., 1998). Nadkład osadowy doprowadził do fleksuralnego wygięcia się skorupy, z towarzyszącym temu procesowi rozwojem zapadliska w rejonie Rowu Timorskiego oraz fleksuralnym wypiętrzeniem przyległego szelfu zewnętrznego, wskutek czego górna skorupa znalazła się w ekstensyjnym reżimie naprężeń (Chen et al., 2002).

Większość uskoków odmłodzonych w neogenie zachowała normalny zrzut i rozciągłość ENE-WSW do E-W (Chen et al., 2002). Styl neogeńskich deformacji jest wyraźnie zależny od odległości od Rowu Timorskiego oraz pozycji w stosunku do wyniesień podłoża. Im bliżej strefy kolizji, tym większy jest stopień deformacji trzeciorzędowych (wzrasta gęstość sieci uskoków oraz ich zrzut). Uskoki podłoża bardzo często kontrolują lokalizację uskoków neogeńskich, zarówno z połączeniami typu *soft-* (w rejonie Morza Timor) jak i *hardlink* (w basenie Browse) zachowanymi pomiędzy nimi (Keep et al., 2002). Pojęcia *softlink(age)* oraz *hardlink(age)* używane są w kontekście tym do opisu wzajemnych relacji geometrycznych pomiędzy uskokami starszymi, a młodszymi strukturami neogeńskimi, obserwowanymi na profilach sejsmicznych. Młodsze uskoki występują bezpośrednio nad zakończeniami starszych uskoków, wskazując na bardziej prawdopodobną reaktywację wzdłuż stref uskokowych, będących strefami osłabień, a nie wzdłuż płaszczyzn uskokowych *sensu stricto*.

Łowce i mułowce kredowe i górnajurajskie, jako bardziej podatne sukcesje osadowe, stanowią bardzo często powierzchnię, na której wygasają deformacje neogeńskie.

Wyróżniono kilka regionalnych wydarzeń tektonicznych, spowodowanych kenozoiczną kolizją płyty australijskiej i eurazjatyckiej, których efekty są szczególnie widoczne w rejonie Morza Timor (Keep et al., 2002). Proces deformacji neogeńskich, będących rezultatem tych wydarzeń miał zatem charakter pulsacyjny – trzy główne fazy deformacji przypadają na:

- 1) Wczesny miocen (25-23 ma). Deformacje, które zbiegły się w czasie z kolizją rejonu Papui Nowej Gwinei z płytą Morza Filipińskiego (Hall, 1996).
- 2) Późny miocen (11-5.5 ma – najbardziej prawdopodobny wiek 8 mln lat temu). Ta faza deformacji nazywana jest w literaturze angielskojęzycznej *8Ma plate-wide event*. Zbiega się ona w czasie z kolizją pomiędzy mikrokontynentalnymi fragmentami Australii i łukiem wyspowym Banda (Richardson & Blundell, 1996) oraz główną fazą kompresji w obrębie Papui Nowej Gwinei (Hill & Raza, 1999). Niektórzy autorzy (Cullen, 1996) sugerują, że 8 mln lat temu doszło do kolizji terranu Finisterre z Papuą Nową Gwineą, co mogło być przyczyną deformacji późnomiocenских w rejonie Morza Timor. Deformacje z tego okresu obecne są w obrębie całej płyty indo-australijskiej, a za ich ogólną przyczynę podaje się zróżnicowany, aczkolwiek wzajemnie zależny ruch płyt: indo-australijskiej, pacyficznej i eurazjatyckiej (Keep et al., 2002). *8Ma event* doprowadziło do głównej reorganizacji płyt, zmiany kierunku subdukcji na NW od Papui Nowej Gwinei oraz zwiększenia stopnia skośnej, sinistralnej konwergencji pomiędzy płytą australijską a pacyficzną. W rejonie samego Morza Timor skutki tego wydarzenia są znacznie mniej widoczne niż efekt najmłodszych neogeńskich deformacji datowanych na 3 mln lat wstecz.
- 3) Wczesny pliocen – na ten okres przypada reaktywacja o największym zasięgu, w wyniku której starsze struktury zostały odmłodzone jako uskoki normalne o maksymalnym zrzucie wynoszącym 2500 m (Keep et al., 2002). Wydarzenie to zbiegło się w czasie z kolizją płyty australijskiej i eurazjatyckiej w rejonie Morza Timor, co spowodowało wyniesienie wyspy Timor i powstanie Rowu

Timorskiego. Regionalne sekcje sejsmiczne z rejonu Morza Timor pokazują w obrębie Rowu Timorskiego progradującą geometrię osadów górnego miocenu – dolnego pliocenu (Keep et al., 2002).

W wyniku interakcji neogeńskich deformacji ze starszymi strukturami doszło do odmłodzenia istniejących wcześniej uskoków i powstania w rejonie Morza Timor charakterystycznych domen strukturalnych. Przykładem może być wyraźna różnica pomiędzy lewoskrętną transtensją, która dominuje w obrębie basenu Bonaparte (Shuster et al., 1998), a prawoskrętną transpresją w przyległym basenie Browse (Haston & Farrelly, 1993) (Fig. 2.4). Granica pomiędzy tymi dwiema domenami strukturalnymi zbiega się z lineamentem o orientacji NW-SE, obserwowanym zarówno na mapach batymetrycznych jak i danych geofizycznych – grawimetrycznych oraz magnetycznych (Keep, 2002).

Styl strukturalny Morza Timor zdominowany jest przez sieć uskoków normalnych, które powstały w wyniku ekstensji wynikającej z fleksuralnego ugięcia płyty (Patillo & Nicholls, 1990; O'Brien et al., 1993; AGSO, 1994) lub postulowanej przez niektórych autorów (Nelson et al., 1993; Shuster et al., 1998) reaktywacji ze składową przesuwczą. Reaktywacja ta przebiegła w kilku etapach (pulsach). Według innych opracowań (Keep et al., 2002) dominujące napężenie zmienia się wraz z odległością od Rowu Timorskiego, od fleksuralnej ekstensji do reżimu przesuwczego.

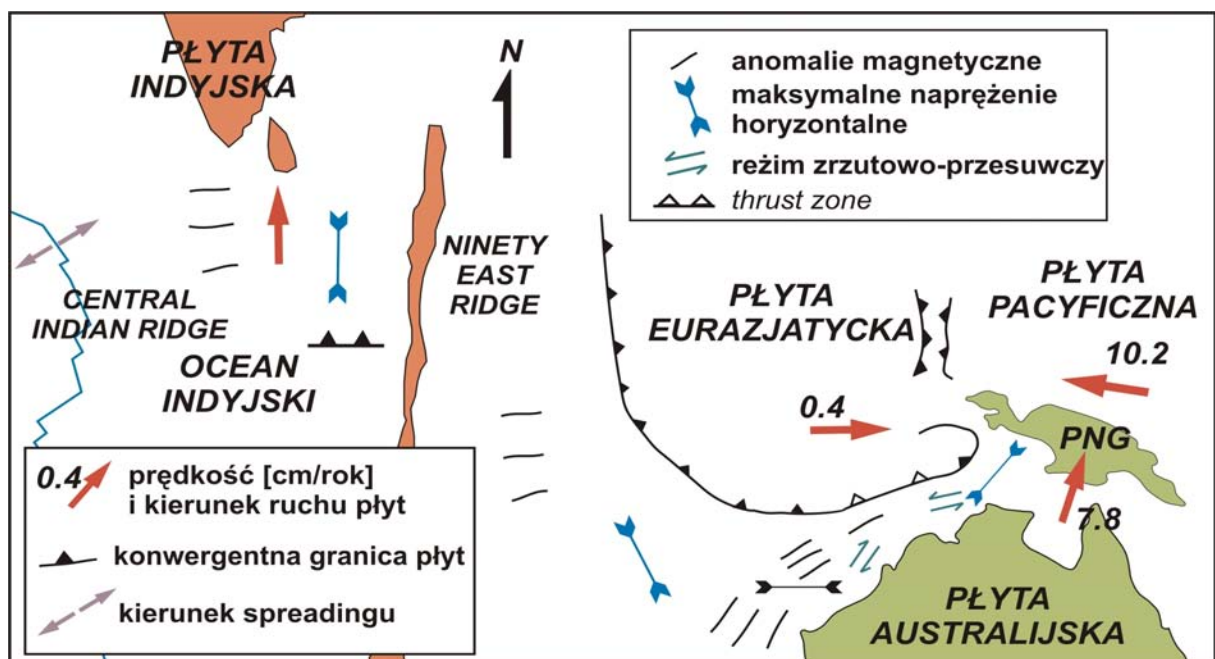


Fig. 2.4 Regionalna tektonika płyty indo-australijskiej – główne granice płyt, kierunek i prędkość ich ruchu oraz strefy i styl deformacji tektonicznych (Genrich et al., 1996).

W rejonie Morza Timor uskoki bardzo często przecinają dno morskie, co świadczy o wciąż trwającej aktywności tektonicznej tego obszaru. Równoczesna, współczesna konwergencja poruszającej się na NNE płyty australijskiej z dryfującą na zachód płytą pacyficzną kontroluje z kolei obecny rozkład naprężeń w obrębie Morza Timor (Hillis, 1998) (Fig. 2.4, 2.5).

Kenozoiczny system uskoków powstały w wyniku kolizji neogeńskiej występuje ponad starszymi strukturami mezozoicznymi, ale nie jest do nich równoległy. Wzajemne relacje obu systemów uskoków, o skomplikowanym charakterze w obrębie całego basenu sedimentacyjnego, mają istotne implikacje dla zachowania integralności pułapek strukturalnych w tym rejonie.

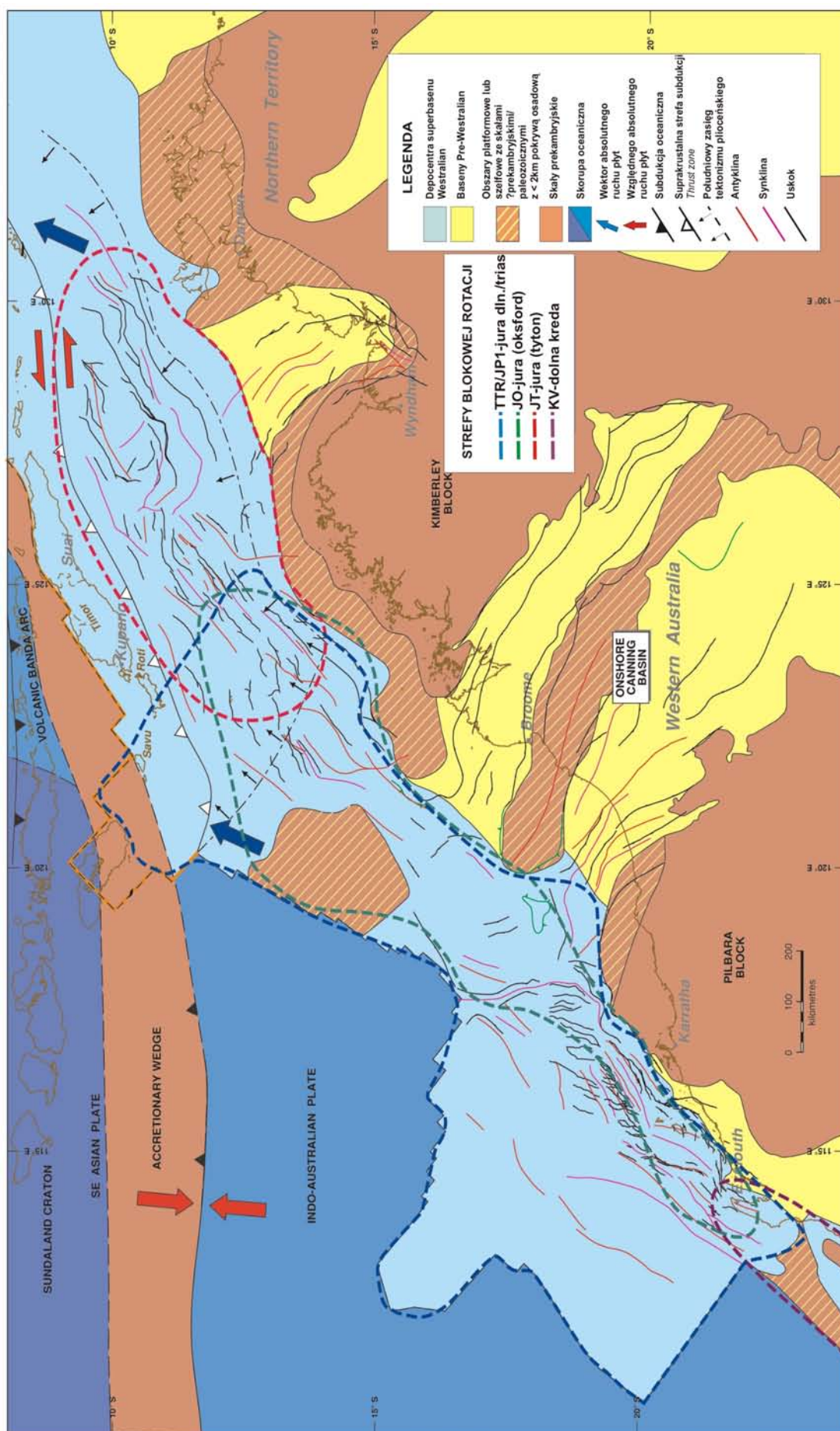


Fig. 2.5 Uproszczona regionalna mapa strukturalna NW Szelfu Australii (na podstawie AGSO, 1994).

2.3 Budowa geologiczna i ewolucja basenu Bonaparte

Basen Bonaparte jest szelfowym basenem sedymentacyjnym pokrywającym około 270 000 km² północno-zachodniej australijskiej pasywnej krawędzi kontynentu. Ten ogromny basen wypełniony jest osadami fanerozoicznymi (morskimi oraz rzecznyymi, zarówno silikoklastycznymi jak i węglanowymi), których miąższość sięga nawet 15 km.

Basen Bonaparte ma złożoną budowę strukturalną. W jego skład wchodzi liczne paleozoiczne i mezozoiczne sub-baseny i obszary platformowe (Fig. 2.6). Wzdłuż południowej granicy, w rejonie platformy Ashmore (Ashmore Platform) oraz sub-basenu Vulcan (Vulcan Sub-basin), basen Bonaparte przylega do basenu Browse (Browse Basin). Na południowym-wschodzie basen graniczy ze stosunkowo niewielkim basenem Money Shoal (Money Shoal Basin), natomiast na wschodzie z basenem Morza Arafura. Północną granicę basenu Bonaparte stanowi Rów Timorski, gdzie głębokość dna morskiego sięga 3000 m.

Południowa i południowo-wschodnia część szelfu australijskiego zajmowana jest przez położony w obrębie zatoki Józefa Bonaparte sub-basen Petrel (Petrel Sub-basin), o charakterystycznej rozciągłości NW-SE, odmiennej od reszty jednostek strukturalnych w tym rejonie (Gunn, 1988). Sub-basen Petrel powstał w wyniku ryftingu, który miał miejsce od późnego dewonu do wczesnego karbonu. Zawiera on sekwencje ewaporatowa o dużej miąższości, z licznymi przejawami tektoniki solnej (diapiry, wysady, etc.), charakterystycznymi dla pasywnych krawędzi kontynentalnych (Fig. 2.6).

W obrębie szelfu sub-basenu Petrel widoczny jest także ortogonalny do paleozoicznego, późniejszy kierunek ryftowania, które dało początek basenom wchodzącym w skład WASB (Appendix). Mezozoiczny trend strukturalny ma kierunek NE-SW oraz ENE-WSW. Jest on rezultatem ryftowania oraz ostatecznego rozpadu Pangei w jurze środkowej (O'Brien, 1993). W tym czasie powstał rów Malita (Malita Graben), będący głównym depocentrum sedymentacyjnym w triasie, leżący pomiędzy sub-basenem Petrel, a platformą Sahul (Sahul Platform). Rów ten zawiera znaczącej miąższości osady kenozoiczne, kredowe i prawdopodobnie górnokarbońskie (O'Brien, 1993).

SE granica platformy Sahul oraz rowu Malita wyznaczone są przez synklinę Sahul o rozciągłości NW-SE. Okres formowania się synkliny Sahul (Sahul Syncline) jest dyskusyjny. Według Bottena i Wulffa (1990) powstała ona w okresie od późnego triasu do środkowej jury, podczas gdy na podstawie innych publikacji (Durrant et al., 1990) miałaby ona się rozwinąć jako część systemu ryftowego Bonaparte w późnym dewonie.

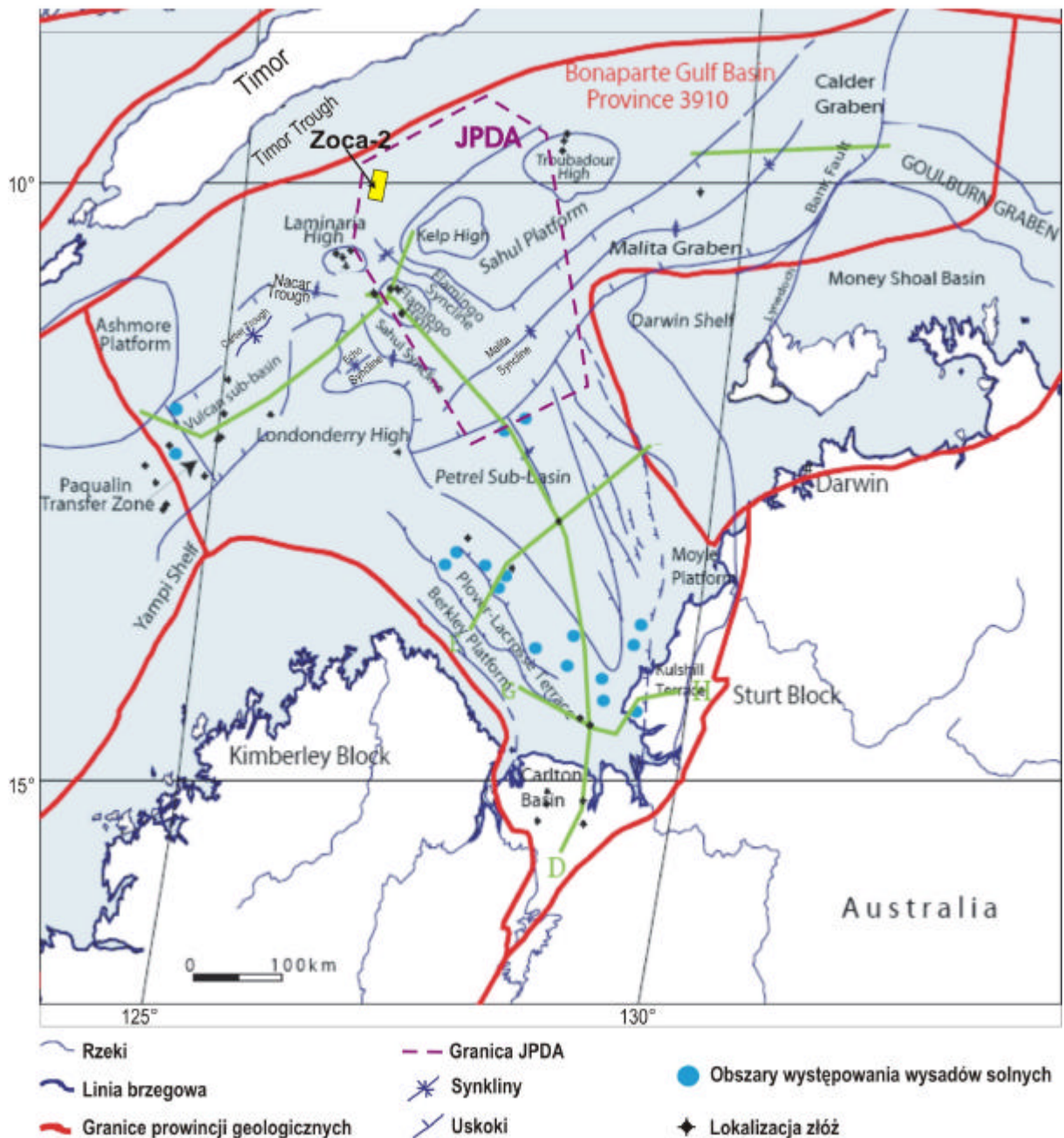


Fig. 2.6 Mapa przedstawiająca główne elementy strukturalne basenu Bonaparte (na podstawie Bishop, 1999). JPDA (Joint Petroleum Development Area) australijsko-indonezyjska administracyjna strefa kooperacji (objasnienia w rozdziale 2.3.3).

Głównym centrum depozycyjnym w obrębie basenu Bonaparte w jurze był sub-basen Vulcan, położony na SW od synkliny Sahul. Basen ten został podzielony na szereg intra-basenowych teras oraz rowów. Jego skrzydlami są permo-triasowe wyniesione bloki: na wschodzie – Wyniesienie Londonderry, a zachodzie platforma Ashmore. Głównymi depocentrami w górnej jurze do dolnej kredy w N części basenu były rów Malita i synklina Sahul, wraz z przyległym do niej na zachodzie Rowem Nacar (Nacar Trough) (Cadman & Temple, 2004).

Rozwój strukturalny

Basen Bonaparte, leżący w przeważającej części na terenie wód Timoru, ma złożoną historię strukturalną. Fanerozoiczna ewolucja rejonu Morza Timor została szeroko opisana przez: Veeversa, (1971 and 1988); Gunna, (1988); Patillo'a and Nicholls, (1990); O'Briena et al., (1993); AGSO NW Shelf Study Group, (1994); Baillie et al., (1994); Whittam et al., (1996); O'Briena et al., (1996); Schuster et al., (1998); oraz Kennard et al., (2002, 2003).

Procesy tektoniczne jakie zaszły w neogenie i ich implikacje na system naftowy zostały natomiast scharakteryzowane między innymi przez: Bowina et al., (1980); Richardsona, (1993); oraz Keep et al., (2002).

Basen Bonaparte przeszedł dwie fazy ekstensji w paleozoiku, kompresje w późnym triasie, kolejną ekstensję w erze mezozoicznej oraz reaktywację w neogenie. Tektoniczna ewolucja basenu Bonaparte objęła następujące etapy:

- 1) NE-SW ryfting od późnego dewonu do wczesnego karbonu (podczas którego uformowany został sub-basen Petrel).
- 2) Ekstensja od późnego karbonu do wczesnego permu, której rezultatem było powstanie struktur o rozciągłości NE-SW, ortogonalnych do istniejącego trendu strukturalnego. W tym okresie rozwinał się sub-basen Vulcan oraz rów Malita.
- 3) Kompresja w późnym triasie (*Fitzroy Movement*), której efektem było wypiętrzenie oraz erozja Wyniesienia Londonderry, platformy Ashmore oraz Sahul, a także południowej krawędzi sub-basenu Petrel.
- 4) Ekstensja od późnej jury do wczesnej kredy. W odpowiedzi na mezozoiczną ekstensję, sub-basen Vulcan, rów Malita oraz synklina Sahul w okresie jurajskim były głównymi depocentrami sedymentacji.
- 5) Progradacja w okresie kredowo-kenozoicznym (wraz z rozpoczęciem termalnej subsydencji w kredzie dolnej (walanzyń)) dużej masy osadów drobnoziarnistych, klastycznych oraz węglanowych wzdłuż szelfu basenu Bonaparte.
- 6) Regionalna kompresja oraz deformacje związane z kolizją płyty indo-australijskiej z południowo-wschodnimi mikroplytami azjatyckimi w miocenie, co spowodowało uformowanie się orogenu Banda, Rowu Timorskiego oraz silne fleksuralne zaskokowanie i reaktywację północnej krawędzi platformy Sahul.

Konsekwencja kolizji płyty indo-australijskiej z płytą euroazjatycką w miocenie oraz pliocenie był: 1) rozwój głównej strefy kolizji tektonicznej – łuku wyspowego Banda (Banda

Arc), 2) powstanie głębokiego na 2000 – 3000 m Rowu Timorskiego oraz 3) regionalna reaktywacja mezozoicznych uskoków, która objęła swoim zasięgiem całą zachodnią część basenu Bonaparte. Rów Timorski jest zatem granicą pomiędzy strefą położoną na północ orogenu Banda, czyli aktywną, zdeformowaną skorupą, o dużej miazszości, a relatywnie niezdeformowanym, stabilnym kratonem australijskim na południu.

Ewolucja tektonostratygraficzna basenu Bonaparte została także szeroko opisana przez Whittama *et al.* (1996) oraz Shustera *et al.* (1996). Według tych opracowań w rejonie sub-basenu Vulcan w okresie jurajskim (kelowej – oksford) dominowała ekstensja o kierunku N-S. W rejonie złóż Laminaria-Corallina oraz Bayu-Undan ta sama faza ekstensyjna przypadła na okres przelomu jury górnej i dolnej kredy (tyton – berias). Skutkiem działania ekstensji o kierunku N-S jest szereg uskoków o dominującym trendzie W-E. Obecnie w rejonie północnej części basenu Bonaparte wektor naprężenia S_{Hmax} (maksymalne naprężenie horyzontalne) jest zorientowany diagonalnie (pod kątem $30^{\circ} - 55^{\circ}$) w stosunku do struktur powstałych w wyniku północno-południowej ekstensji.

Stratygrafia

Regionalna geologia oraz stratygrafia basenu Bonaparte w ciągu ostatniego 50-lecia została opisana przez wielu autorów. Niniejsza praca bazuje głównie na opisie stratygrafii basenu Bonaparte przez Mory'ego, (1991); Laveringa i Ozimica, (1989); Whittama *et al.*, (1996); Labutisa *et al.*, (1998); oraz Shustera *et al.*, (1998).

Historia rozwoju basenu sedymentacyjnego jest skomplikowana, a stratygrafia w obrębie basenu jest różna w różnych jego częściach (Messent *et al.*, 1994) (Fig. 2.7). Osady paleozoiczne najstarszego sub-basenu Petrel są w znacznym stopniu ograniczone do lądowych części proterozoicznego kratonu australijskiego, podczas gdy mezozoiczne i kenozoiczne sekwencje występują głównie w zewnętrznej części basenu Bonaparte (Cadman & Temple, 2004) (Fig. 2.7).

Najwcześniejsza sedymentacja w obrębie sub-basenu Petrel rozpoczęła się w kambrze. Na sekwencje preryftową składają się między innymi osady ewaporatowe, których precyzyjny wiek (ordowik, sylur bądź dewon), powierzchniowe rozprzestrzenienie i ciągłość nie jest pewne. Późniejsza tektonika solna kontrolowała rozwój licznych strukturalnych oraz stratygraficznych pulapek w obrębie sub-basenu.

Ryfting sub-basenu Petrel rozpoczął się w późnym dewonie, kiedy to klastyczne oraz węglanowe osady zostały zdeponowane w płytkomorskim i lądowym środowisku sub-basenu Petrel. Następstwem postryftowej subsydencji oraz wyciskania soli była depozycja młodszej sukcesji osadów karbońskich (morskich, rzeczno-deltowych oraz lodowcowych). Późnodewońskie do późnokarbońskich sekwencje osadów węglanowych oraz klastycznych są obecnie najistotniejszymi celami poszukiwawczymi w obrębie sub-basenu Petrel.

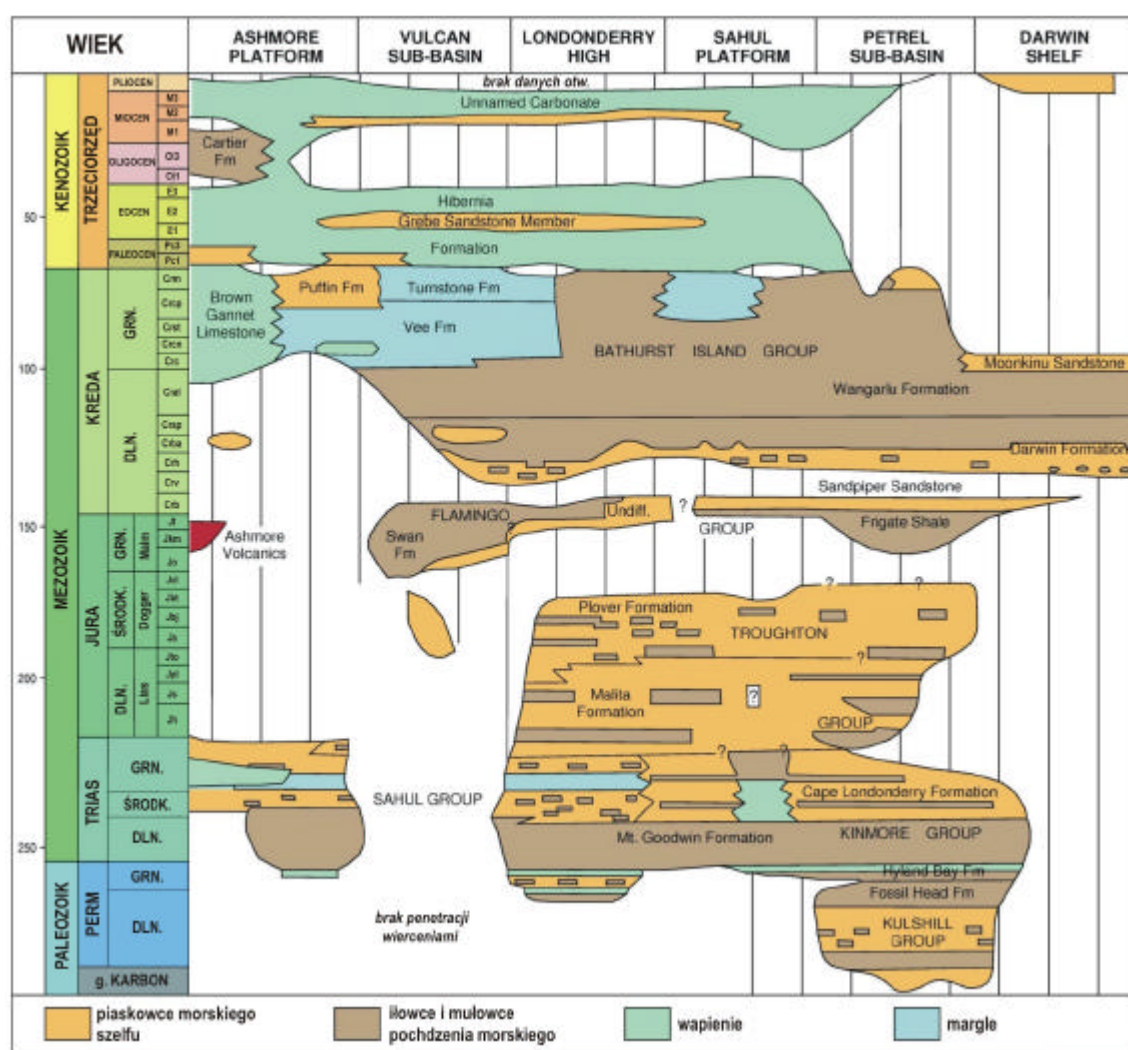


Fig. 2.7 Stratygrafia basenu Bonaparte

Późnodewońsko-karboński system ryftowy został (w czasie późny karbon-wczesny perm) ortogonalnie przecięty przez NE-SW ryfting. W tym okresie rozwinał się rów Malita (O'Brien, 1993), a także w obrębie całego basenu sedymentacyjnego została zdeponowana sukcesja płytko-morskich przechodzących do rzeczno-deltowych osadów permo-triasowych, zwiększających swoją miąższość na NW. Kilka ważnych złóż węglowodorów zostało

zlokalizowanych zarówno w permskich utworach sub-basenu Petrel, jak i triasowych, rzeczno-deltowych oraz płytko-morskich piaskowcach w południowej oraz wschodniej części sub-basenu Vulcan.

Późnotriasowe wypiętrzenie (*Fitzroy Movement*) spowodowało regionalną erozję południowej części sub-basenu Petrel, platformy Ashmore oraz Wyniesienia Londonderry. Wtedy to właśnie w obrębie platformy Sahul oraz głównych depocentrów basenu Bonaparte (sub-basenu Vulcan, synkliny Sahul oraz rowu Malita) została zdeponowana miazsza sukcesja rzecznych oraz rzeczno-deltowych utworów jurajskich – formacja Plover (Plover Formation). W północnej części basenu Bonaparte formacja Plover przykryta jest sukcesją osadów morskich, występujących w literaturze pod nazwami: formacja Elang (Elang Formation), formacja Laminaria (Laminaria Formation), a także warstwy Montara (Montara beds).

Formacja Plover nie występuje na platformie Ashmore. Występuje natomiast we wschodnim skrzydle Wyniesienia Londonderry w sekwencji progradacyjnej. Nieobecna jest jednak w najwyższych jego partiach. W rejonie południowej oraz wschodniej części rowu Malita obecna jest formacja Plover, ale z powodu relatywnie płytkiej głębokości pogrzebania nie jest ona uważana za główny cel poszukiwawczy (Cadman & Temple, 2004).

W późnej jurze wzrosło tempo subsydencji w głównych rowach, co spowodowało depozycje drobnoziarnistych osadów grupy Flamingo (Flamingo Group). Osady te zostały zdeponowane ponad, występującą na obszarze niemalże całego basenu sedymentacyjnego, niezgodnością kelowejską (*Callovian Breakup Unconformity*). Ta środkowojurajska niezgodność jest ważnym markerem w obrębie całego basenu – jest ona bowiem granicą pomiędzy megasekwencją pre- i synryftową

Mezozoiczna ekstensja zakończyła się w walcynie, kiedy to transgresja morska wtargnęła na kręć kontynentu australijskiego. Z początkiem termalnej subsydencji w basenie Bonaparte zostały zdeponowane drobnoziarniste osady klastyczne oraz węglanowe grupy Bathurst Island (Bathurst Island Group).

Górnokredowe oraz kenozoiczne sekwencje zawierają zwykle miazsze osady progradującej platformy węglanowej. W mastrychcie oraz eocenie zostały natomiast zdeponowane piaskowce niskiego stanu poziomu morza, wchodzące w skład Puffin Formation. Piaskowce te są również obiektem poszukiwań w obrębie sub-basenu Vulcan.

Regionalna kompresja związana z kolizją płyty australijskiej z mikroplytami południowo-wschodniej Azji była przyczyną odmłodzenia uskoku mezozoicznych oraz naruszenie wielu jurajskich, kontrolowanych uskokami pulapek w rejonie Wyniesienia Londonderry, platformy Sahul oraz sub-basenu Vulcan.

2.3.1 Główne jednostki strukturalne basenu Bonaparte

W niniejszym podrozdziale zostały omówione najważniejsze w ewolucji basenu jednostki strukturalne basenu Bonaparte. Bardziej szczegółowo zostały opisane sub-baseny i platformy NW części basenu, które występują w bezpośrednim sąsiedztwie zderzenia sejsmicznego Zoca-2, a których ewolucja miała bezpośredni wpływ na styl strukturalny analizowanego obszaru. Południowa część basenu Bonaparte (Petrel Sub-basin) została scharakteryzowana bardziej ogólnie, ze względu na jej dużą odległość od obszaru zainteresowania (ponad 300 km) oraz swoją odmienną. Sub-basen Petrel jest najstarszym spośród sub-basenów basenu Bonaparte, który rozwinał się w wyniku NE-SW ekstensji, trwającej od późnego dewonu do wczesnego karbonu. Rezultatem działania takiego pola naprężeń było powstanie struktur o rozciągłości NW-SE, zorientowanych ortogonalnie do struktur występujących na NW, będących efektem późniejszego NW-SE ryftingu. Główne jednostki strukturalne powstałe w wyniku NE-SW ekstensji trwającej na NW szelfie od późnej jury do wczesnej kredy, a następnie intensywnej reaktywacji w neogenie, to: sub-basen Vulcan, rów Malita, platforma Sahul oraz platforma Ashmore i to właśnie im w niniejszym podrozdziale poświęcono więcej uwagi.

2.3.1.1 Budowa geologiczna sub-basenu Vulcan (Vulcan Sub-basin)

Sub-basen Vulcan jest mezozoicznym ekstensyjnym depocentrum w obrębie północno-zachodniej części kontynentalnego szelfu australijskiego (pomiędzy platformą Ashmore a Wyniesieniem Londonderry), składającym się z licznych rowów, zębów oraz teras. Maksymalna miąższość osadów sub-basenu Vulcan wynosi 10 km (osady węglanowe i silikoklastyczne), a głębokość dna morskiego waha się od 50 do 500 m. Na ewolucję basenu składają się dwa okresy ryftowania: 1) późny karbon – wczesny perm (proto-Vulcan Sub-basin), 2) późna jura – wczesna kreda (Vulcan Sub-basin), po których nastąpiła neogenska reaktywacja struktur mezozoicznych.

Depocentrum sub-basenu proto-Vulcan powstało prawdopodobnie w okresie od późnego karbonu do wczesnego permu jako basen ryftowy. Ponad osadami dewonsko-karbonskimi występuje miąższa sukcesja płytkomorskich oraz rzeczno-deltowych osadów

permo-triasowych. Sukcesja ta została zdeponowana podczas postryftowej fazy subsydencji basenu, po trwającym od późnego karbonu do wczesnego permu riftingu wschodniej Gondwany.

Najstarsze osady, jakie odwiercono w obrebie sub-basenu Vulcan – naprzemianległe piaskowce i wapień – są wieku permskiego. Osady te występują na całym NW Szelfie Australijskim, tworząc charakterystyczny marker sejsmiczny (*Top Permian Unconformity* – stropowa niezgodność permska; refleks sejsmiczny o wysokiej amplitudzie), który jest łatwo rozpoznawalny nawet na starszych danych sejsmicznych i stanowi indikator architektury strukturalnej sub-basenu (Peresson et al., 2004).

Na głównie regresywną sekwencję triasową, występującą ponad osadami permskimi, składają się łupki morskie, przechodzące w górę profilu sedymentacyjnego w osady płytkomorskie, a następnie rzeczno-deltowych przy stropie sekwencji.

W późnym triasie transpresja o kierunku N-S (*Fitzroy Movement*) doprowadziła do inwersji oraz erozji paleozoicznych rowów (Pattillo & Nicholls, 1990). Ponad późnotriasową niezgodnością w profilu sedymentacyjnym występują osady rzeczno-deltowe, a powyżej, aż do środkowej jury, osady płytkomorskie (formacja Plover) (Fig. 2.8). To właśnie preryftowe sekwencje sedymentacyjne są uważane za najważniejszą skalę zbiornikową dla większości złóż odkrytych do tej pory w sub-basenie Vulcan.

Chociaż we wczesnej i środkowej jurze w obrebie basenu trwała ekstensja, która doprowadziła do powstania uskoku o orientacji NE-SW, dopiero w keloweju sub-basen Vulcan rozwinał się jako rów intra-kontynentalny. Było to związane z aktywnym sprederciem dna morskiego w obrebie równiny abisalnej Argo (Pattillo & Nicholls, 1990). Ryftowanie, którego efektem było powstanie licznych rowów (np. Swan, Paqualin), zębów oraz teras, trwało aż do wczesnej kredy (Fig. 2.8) (Baillie et al., 1994). Niezgodność kelowska (*Callovian Unconformity*), spowodowana regionalną erozją występujących pod nią osadów formacji Plover, jest kolejnym ważnym markerem sejsmicznym, wyznaczającym początek fazy synkinematycznej.

Niektóre źródła (Chen et al., 2004) podają jednak, w skali regionalnej późnojurajski ryfting był wydarzeniem lokalnym, a główna faza ekstensji w obrebie sub-basenu Vulcan przypada na okres późny trias – jura środkowa.

Bezpośrednio nad niezgodnością kelowską występują synryftowe osady formacji Vulcan (Vulcan Formation), która została podzielona na górną i dolną formację Vulcan (Lower i Upper Vulcan Formation) (Fig. 2.8). Granice pomiędzy nimi stanowi niezgodność

kimeryjska, która wyznacza koniec głównej fazy deformacji strukturalnych, jaka miała miejsce w oksfordzie, kiedy to intensywne uskokowanie (uskoki o charakterze blokowym) miało miejsce równocześnie z subsydencją basenu (Woods, 1994). Iłowce dolnej formacji Vulcan są główną skałą macierzystą w obrębie sub-basenu. W czasie depozycji osadów górnej formacji Vulcan trwała wolna subsydencja basenu, podczas której liczne jego obszary były lokalnie wypiętrzane i erodowane. Dodatkowo wschodnia część basenu była zasilana klastycznymi gruboziarnistymi osadami – piaskowce górnej formacji Vulcan mają zatem doskonałe właściwości zbiornikowe.

Niezgodność intra-walanzynska – kolejny charakterystyczny marker sejsmiczny – wyznacza strop górnej formacji Vulcan i tym samym oddziela osady synryftowe od młodszej sekwencji osadów postryftowych (Fig. 2.8). Niezgodność ta na wyniesionych obszarach sub-basenu Vulcan bardzo często zbiega się z niezgodnością kimeryjską i kelowejską (Peresson et al., 2004).

W fazie postryftowej (kreda) miała miejsce regionalna termalna subsydencja basenu. W tym czasie nastąpiła progradacja szelfu pasywnej krawędzi kontynentu, połączona z jego agradacją. Procesy te dążyły do wypełnienia przestrzeni akomodacyjnej basenu, powstałej w wyniku postępującej subsydencji (Chen et al., 2004). Przejawem termalnej subsydencji basenu w fazie postryftowej jest młodsza, jednorodna sekwencja kredowych osadów ilowcowych, stanowiących regionalne uszczelnienie dla osadów pre- i synryftowych. Uskokowanie na niewielką skalę trwało jeszcze w kredzie, a początkowa sedymentacja osadów klastycznych w kredzie i trzeciorzędzie została zastąpiona przez aktywną krawędź węglanową. Depozycja węglanów rozpoczęła się w paleocenie. W trzeciorzędowym profilu sedymentacyjnym występują węglany sub-tropikalne oraz tropikalne (Pattillo & Nicholls, 1990). Maksimum trzeciorzędowej sedymentacji wystąpiło w miocenie.

WIEK	GRUPA	FORMACJA/JEDNOSTKA	WYDARZENIA TEKTONICZNE		
TRZECIORZĘD	PLIOCEN	Barracouta Fm	PASYWNA KRAWIEŻ KONTYNETU	Kolizja płyty Australijskiej z płytą Eurazjatycką	
	MIOCEN	Oliver Fm Oliver Sst Mbr			
	OLIGO-CEN				
	EOCEN	Prion Fm Hibernia Fm			
	PALE-OCEN	Grebe Sst Mbr Johnson Fm			
KREDA	GÓRNA	Puffin Fm	RYFTING O KIERUNKU NE-SW	FAZA POSTRYFTOWA	Termalna subsydencja
		Fenelon Fm			
		Gibson Fm			
		Woolaston Fm			
		Upper Jamieson Fm Lower Jamieson Fm			
	DOLNA	Echuca Shoals Fm		RYFTING	NIEZGODNOŚĆ INTRA-WALANZYŃSKA Lokalne wypiętrzenie i erozja NIEZG. KIMERYJSKA Subsydencja NIEZG. OKSFORDZKA NIEZGODNOŚĆ KELOWEJSKA
		Upper Vulcan Fm			
		Lower Vulcan Fm			
		Montara Fm			
GÓRNA		FAZA PRERYFTOWA			
	SRODKOWA				
	DOLNA				
JURA	GÓRNY				
	ŚRODKOWA				
	DOLNA				
TRIAS	GÓRNY				
	ŚRODK.				
	DOLNY				

Fig. 2.8 Stratygrafia i główne wydarzenia tektoniczne w obrębie sub-basenu Vulcan (na podstawie Cadman & Temple, 2004; zmodyfikowana).

We wczesnym miocenie i późnym pliocenie, w wyniku konwergencji płyty australijskiej i płyt euroazjatyckich (Banda Arc) nastąpiła strukturalna reaktywacja wielu mezozoicznych uskoków ekstensyjnych. Kolidacja rozpoczęła się od około 8 do 3 mln lat temu, w momencie, gdy australijska skorupa kontynentalna dotarła do strefy subdukcji Banda Arc (Hillis, 1990; Keep et al., 2002). Najintensywniejsze zaskokowanie wystąpiło w środkowym pliocenie (Woods, 1992).

Charakter deformacji strukturalnych w rejonie sub-basenu Vulcan

Charakter deformacji w rejonie sub-basenu Vulcan obejmuje głównie normalne uskoki ekstensyjne, chociaż odnotowane zostały (Woods, 1992) także dowody na istnienie reżimu zrzutowo-przesuwczego, czy skosnej ekstensji. Wyraznie także zmienia się gęstość późnotrzeciorzędowej sieci uskoków w obrębie sub-basenu – ilość uskoków oraz wielkość ich zrzutu zmniejsza się ze zwiększaniem dystansu od Rowu Timorskiego.

Uważa się, że za ekstensyjny charakter deformacji na obszarze Morza Timor odpowiedzialne jest fleksuralne wygięcie płyty australijskiej w rejonie Rowu Timorskiego (Bradley and Kidd, 1991). Woods (1994) zaproponował alternatywny mechanizm, zakładający głęboko leżącą warstwę osadów ewaporatowych działającą jako powierzchnia odklucia. Poślizg na tej powierzchni miałby wtedy miejsce w kierunku zgięcia płyty (w dół zgięcia), co mogłoby powodować zaskokowanie ponad poziomem ewaporatów.

W obrębie sub-basenu Vulcan przebiega strefa transferowa Paqualin (*Paqualin Transfere Zone*) (Fig. 2.9), o rozciągłości NW-SE, oddzielająca NE część sub-basenu, gdzie przeważają uskoki klepsydrowe (*Hourglass Domain*), od części SW, w której dominuje zaskokowanie o charakterze blokowym (*Tilted Fault Block Domain*) (Woods, 1992, Chen et al., 2002). Na podstawie zaproponowanych przez O'Briena et al. (1996) modeli analogowych, można stwierdzić, że przyczyną odmiennego stylu strukturalnego w obu tych domenach jest różna reologia skorupy kontynentalnej. O'Brien et al. sugerują bowiem, że w obrębie domeny uskoków blokowych górna skorupa jest bardziej podatna i miazsza, natomiast w domenie uskoków klepsydrowych jest ona cieńsza i bardziej krucha.

Styl deformacji tektonicznych sub-basenu Vulcan jest efektem skosnie przecinających się zespołów uskoków normalnych (Fig. 2.9). W wyniku ryftowania w późnej jurze powstały główne uskoki ekstensyjne tworzące regionalny system rowów i zębów o rozciągłości NE-SW, których długość często przekracza 100 km (Peresson et al., 2004). Według innych

źródeł (Chen et al., 2004) ekstensyjne uskoki pierwszego rzędu rozwijały się od permu do jury i kontrolowały ewolucję strukturalną oraz depozycję całego sub-basenu.

Regionalne uskoki pierwszego rzędu zostały przecięte uskokami ekstensyjnymi o mniejszym zrzucie i rozciągłości ENE-WSW. Uskoki te często mają charakter kulisowy (*en echelon pattern*) i są wynikiem trzeciorzędowej reaktywacji struktur mezozoicznych (Pattillo & Nicholls, 1990). Młodsze uskoki w stosunku do starszego trendu strukturalnego są zrotowane prawoskrętnie o $15-30^{\circ}$ (Fig. 2.9). Te dwa zespoły uskoków są ponadto dowodem na niewielką zmianę kierunku wektora naprężenia (S_h) z NW na WNW w procesie tworzenia się sub-basenu. Wraz ze zmianą kierunku zmienił się także reżim tektoniczny z uskokowania o zrzucie normalnym (klasyczne uskoki ekstensyjne) podczas ryftowania do reżimu normalno-przesuwczego, ze składową sinistralną, co tłumaczyłoby kulisowy charakter uskoków trzeciorzędowych. Uważa się także (Pattillo & Nicholls, 1990), że oba zespoły były przez jakiś czas aktywne w trzeciorzędzie, tuż po tym jak został uformowany późniejszy zespół uskoków o orientacji ENE-WSW. Nie można także w sposób jednoznaczny określić, jaka jest wzajemna relacja mezozoicznych i trzeciorzędowych uskoków. Niektóre młodsze uskoki wydają się być bezpośrednio połączone z głównymi uskokami ryftowymi. Istnieją jednak takie, które nie wykazują żadnego związku ze starszymi strukturami i wygasają prawdopodobnie w obrębie bardziej podatnej sekwencji dolnokredowych ilowców. Młodsze uskoki trzeciorzędowe generalnie rozwinęły się skosnie w stosunku do reaktywowanych starszych uskoków i niekiedy przecinają je na pewnej długości (Woods, 1992). Na wielu sekcjach sejsmicznych nie zaobserwowano jednak, aby zespół młodszych trzeciorzędowych uskoków przecinał starsze uskoki mezozoiczne. Istnieje natomiast wyraźna zależność przestrzenna pomiędzy dwoma zespołami potwierdzająca, iż starsze struktury pierwszego rzędu kontrolowały w dużym stopniu trzeciorzędową reaktywację (Chen et al., 2004). Zarówno miąższość jak i wewnętrzna geometria pakietów sedymentacyjnych obserwowana w zapisie sejsmicznym wskazuje na to, że w czasie trzeciorzędowej kolizji rejon sub-basenu Vulcan był relatywnie płytkim obszarem szelfowym (<200 m) (Chen et al., 2004), o niewielkim reliefie dna i niskim stopniu subsydencji. Krawędź szelfu w tym rejonie była w tym czasie zewnętrzną częścią platformy Ashmor, przyległej do sub-basenu Vulcan.

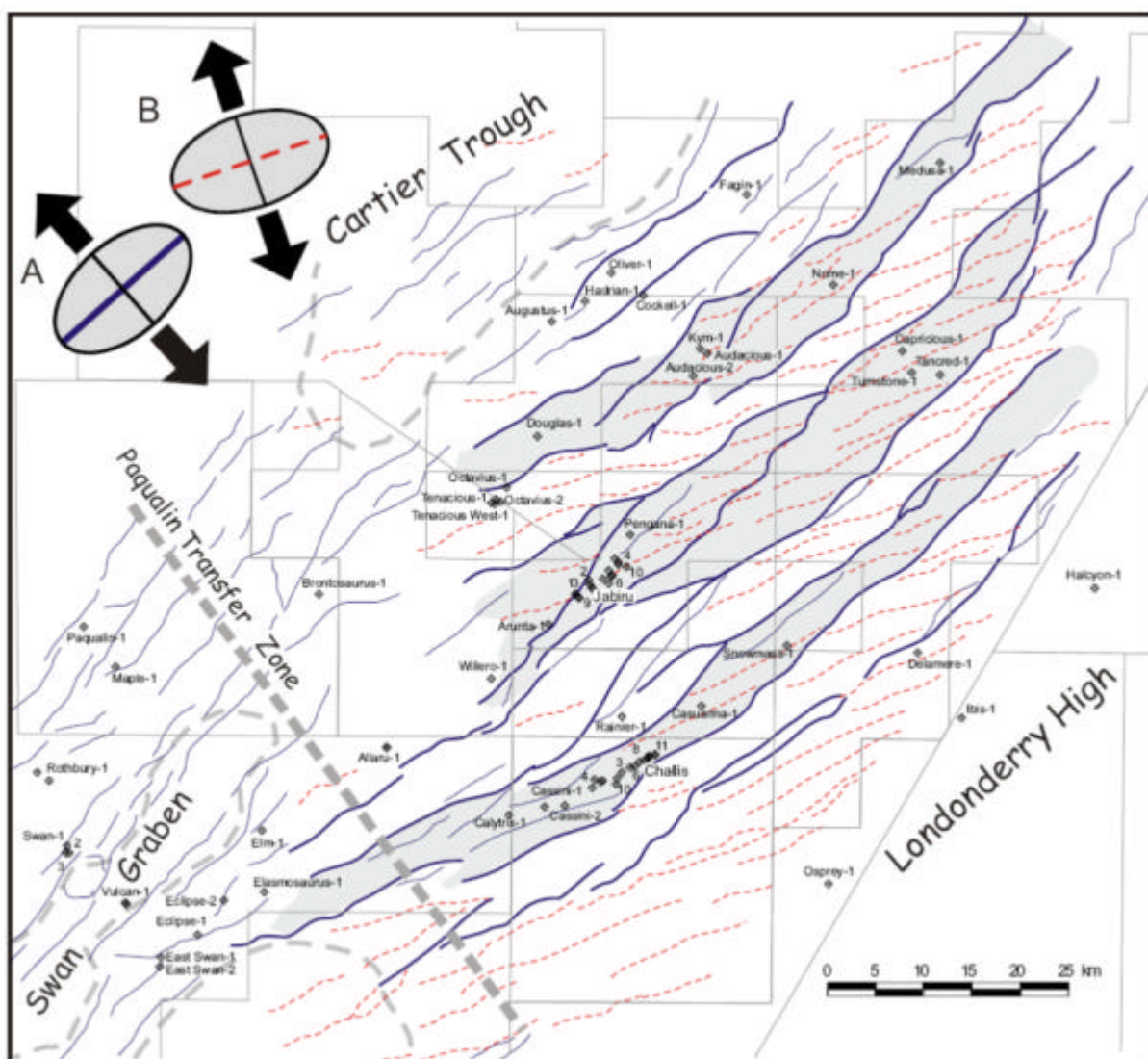


Fig. 2.9 Mapa strukturalna na poziomie horyzontu *Top Permian* (górny perm), ukazująca struktury po górnopaleozoicznym okresie ryftowania. Obszary zacienione wyznaczają główne zreby. Ciągłe niebieskie linie reprezentują uskoki normalne o trendzie NE-SW; czerwona przerywana linia zaznaczony został późniejszy ENE-WSW zespół uskoku ekstensyjnych. Elipsy napreżeń: A- dla niebieskich uskoku, B- dla uskoku czerwonych (Peresson et al., 2004).

Pomiary *in situ* pola napreżeń w otworach wiertniczych rejonie sub-basenu Vulcan (Hillis, 1991) wskazują na orientację NE-SW (azymut $040-080^{\circ}$) wektora maksymalnego napreżenia horyzontalnego (S_H), co koresponduje z NW-SE orientacją wektora minimalnego napreżenia horyzontalnego S_h (azymut $310-350^{\circ}$), a tym samym z kierunkiem ekstensji. Dane GPS zebrane w ramach projektu GEODYSSSEA (Simmons et al., 1999) w rejonie SE Azji, Indonezji, Papui Nowej Gwinei oraz Australii wskazują, że obecna konwergencja płyty australijskiej w kierunku Indonezji ma azymut 027° (Fig. 2.4). Inne prace (Castillo et al., 2000) sugerują sinistralny charakter trzeciorzędowych uskoku o rozciągłości ENE-WSW.

2.3.1.2 Budowa geologiczna platformy Ashmor (Ashmore Platform)

Geologiczna ewolucja platformy Ashmor została szeroko opisana przez Shustera et al. (1998) oraz O'Briena (1993) i O'Briena et al. (1996). Położona na szelfie platforma Ashmor jest dużym, wyniesionym blokiem, graniczącym z zachodnią krawędzią sub-basenu Vulcan, będącym jednocześnie najbardziej skrajnie wysuniętym na NW elementem strukturalnym basenu Bonaparte (Fig. 2.6). Platforma podzielona jest łukowo wygięta na W strefa o trendzie NE-SW na dwa segmenty – zachodni, gdzie dominują uskoki zapadające na W oraz wschodni segment, gdzie uskoki zapadają zarówno na zachód jak i wschód (Cadman & Temple, 2004).

Na przekrój lito-facjalny platformy Ashmor składają się głównie morskie oraz lądowe osady silikoklastyczne, węglany i osady wulkaniczne, których sumaryczna miąższość sięga 8000 m.

Najstarsze na obszarze platformy permskie osady są wynikiem sedymentacji, która została zainicjowana prawdopodobnie podczas późnokarbonskiego do wczesnopermskiego ryftingu. Ponad nimi została zdeponowana miąższa sukcesja płytkomorskich do rzeczno-deltowych osadów permo-triasowych (Fig. 2.7).

Najstarszymi przewierconymi w obrębie platformy skalami są osady wieku triasowego (Mount Goodwin Formation). Ponad nimi, niezgodnie leżą środkowo-górno triasowe osady grupy Sahul (Sahul Group), które pokrywają niemalże całą platformę. Na osady grupy Sahul składają się turbidytowe piaskowce i ilowce formacji Osprey, pokrywające osady Mount Goodwin Formation we wschodniej części platformy Ashmor oraz wapienie oolitowe formacji Benalla (Benalla Formation), występujące w zachodniej jej części (Cadman & Temple, 2004). Podobnie jak przyległy sub-basen Vulcan, tak i platforma Ashmor została poddana późnotriasowej transpresji, która spowodowała wypiętrzenie i późniejsza erozja obszaru.

Spreading dna morskiego na zachodzie platformy Ashmor rozpoczął się w keloweju, kiedy to rozwinęła się regionalna niezgodność kelowska (Veevers, 1984). W końcowym etapie jury środkowej, równocześnie z intrakratonicznym ryftingiem, jaki miał wówczas miejsce w przyległym sub-basenie Vulcan, nastąpiło wyniesienie i uskokowanie platformy Ashmor, a następnie jej silna erozja w keloweju. W otworach wiertniczych w obrębie platformy Ashmor nie stwierdzono obecności osadów dolnojurajskich, które zostały prawdopodobnie w znacznym stopniu usunięte podczas erozji kelowskiej (Fig. 2.7).

Podczas późnojurajskiego wulkanizmu, związanego ze sprederciem dna morskiego, w obrębie platformy powstały serie wylewów bazaltowych oraz kwasnych skał wulkanicznych.

W infrawalanzynie nastąpiła termalna subsydencja obszaru, której skutkiem była transgresja i płytkomorski charakter sedymentacji w obrębie platformy. Występująca w całym basenie niezgodność intra-walanzynska, wyznaczająca koniec fazy synryftowej i początek termalnej subsydencji basenu, reprezentowana jest w przyległym sub-basenie Vulcan przez hiatus. W obrębie platformy Ashmor w tym czasie miała miejsce znaczna erozja, w wyniku której zostały usunięte osady górnej jury i dolnej kredy (Fig. 2.7).

Subsydencja trwała w okresie kredowym, kiedy to zostały zdeponowane morskie osady silikoklastyczne, a następnie sub-tropikalne i tropikalne węglany w paleogenie i neogenie. Górno-kredowa i kenozoiczna sukcesja osadowa zdeponowana w obrębie platformy Ashmor jest typową sekwencją osadów platformy węglanowej z niezgodnościami, będącymi wynikiem wahan poziomu morza. Sedymentacja została przerwana przez główny hiatus oligocenski, powszechny na całym NW Szelfie Australii (Hocking et al., 1994).

2.3.1.3 Budowa geologiczna Wyniesienia Londonderry (Londonderry High)

Wyniesienie Londonderry, którego powierzchnia wynosi około 48 600 km², jest jednym z głównych elementów strukturalnych południowo-zachodniej części basenu Bonaparte (Fig. 2.6). Jest ono permotriasowym kompleksem zębów i rowów, który został zerodowany, będąc tym samym głównym źródłem materiału klastycznego podczas późnojurajskiego ryftingu. Wyniesienie Londonderry graniczy od północy z Rowem Nacar (Nacar Trough) - głównym depocentrum, gdzie osady mezozoiczne i kenozoiczne osiągają 8000 m miąższości (DeRuig et al., 2000). Od zachodu wyniesienie przylega do Cartier Trough, NE-SW zorientowanego rowu ekstensyjnego, w obrębie którego nastąpiła gwałtowna subsydencja, będąca rezultatem kolizji płyty australijskiej z mikropłytami południowo-wschodniej Azji (Shuster et al., 1998). Od północnego-wschodu i wschodu wyniesienie graniczy odpowiednio z synkliną Sahul (Sahul Syncline) oraz synkliną Echo (Echo Syncline), a od południowo-wschodu z sub-basenem Petrel. Maksymalna miąższość osadów na wyniesieniu sięga 5000 m, a głębokość dna morskiego waha się od 0 do 200 m.

Na profil stratygraficzny Wyniesienia Londonderry składa się silnie zuskokowana seria osadów paleozoiczno-triasowych, na której zalegają niezgodnie relatywnie niezdeformowane osady późnojurajskie i młodsze (Fig. 2.10).

Najstarszymi skałami stwierdzonymi w obrębie Londonderry High są morskie osady formacji Hyland Bay (Hyland Bay Formation), które wydatowano na perm (Brincat, 2001).

Ponad nimi zalega zgodnie miazsza, głównie morska, triasowa sukcesja osadów grupy Sahul, ponad którymi występuje dolnojurajska formacja Malita (Fig. 2.10). W szczytowych częściach Wyniesienia Londonderry formacja triasowa została silnie zerodowana. Od zachodu, górnotriasowa i jurajska sekwencja osadów przyległego sub-basenu Vulcan odcięta jest od Wyniesienia Londonderry przez serie basenowych uskoków marginalnych i teras. Erozja jest mniej widoczna we wschodnim i północnym skrzydle wyniesienia.

Leżąca bezpośrednio pod niezgodnością kelowejską, wyznaczająca początek fazy synkinematycznej, formacja Plover jest w rejonie wyniesienia Londonderry piaszczysta, a idąc w górę profilu stratygraficznego, transgresywna sukcesja osadowa, która w tym rejonie jest jedną z ważniejszych skał zbiornikowych. Formacja Plover jest nieobecna w szczytowych częściach basenu. Formacja Vulcan, która uważana jest za potencjalną skałę macierzystą i zbiornikową w sub-basenie Vulcan, w obrębie Wyniesienia Londonderry wycienia się i jest prawdopodobnie niedojrzała termalnie do generacji węglowodorów (Cadman & Temple, 2004). Osady grupy Flamingo (górną jurę – dolną kredę), zalegające niezgodnie na osadach formacji Plover, posiadają dobre właściwości zbiornikowe w swej spągowej części. Pęknięcia w tym rejonie były zasilane długodystansową migracją węglowodorów z obszaru synkliny Sahul i sub-basenu Petrel.

W kredzie zostały zdeponowane osady grupy Bathurst Island (Bathurst Island Group), które zalegają niezgodnie na starszych osadach grupy Flamingo, będąc jednocześnie głównym poziomem uszczelniającym. Na formacje trzeciorzędowe (Hibernia Formation) składają się głównie progradujące facje morskie, oddzielone niezgodnością katową od miocenских i młodszych osadów węglanowych (Brincat, 2001). Kredowo-kenozoiczna sukcesja osadowa podobna jest do sukcesji tego samego wieku w przyległym sub-basenie Vulcan.

Ze wszystkich otworów, które odwiercono dotychczas w obrębie Wyniesienia Londonderry uzyskano przypływ zarówno ropy jak i gazu, jednakże nie były to odkrycia komercyjne. Większość otworów przewierciła pęknięcia związane z mezozoicznymi uskokami, które zostały odnowione podczas ekstensji związanej z kolizją płyt w neogenie. Szczelność pęknięć strukturalnych jest krytycznym elementem ryzyka eksploatacyjnego w rejonie Londonderry High. Większość otworów w tym rejonie potwierdza, że wyciek węglowodorów z pęknięć po ich mioceno-pliocenkiej reaktywacji jest częstym zjawiskiem na Wyniesieniu Londonderry.

WIEK	LITO-STRATYGRAFIA	LITOLOGIA	WYDARZENIA TEKTONICZNE
KENOZOIK	PLIOCEN-Q		Reaktywacja miocenijskich uskoków PASYWNA KRAWĘDŹ KONTYNETU Subsydencja i progradacja
	MIOCEN		
	OLIGO-CEN		
	EOCEN		
	PALEOCEN		
KREDA	GÓRNA		SEKWENCJA PORYFTOWA (Rozwój sekcji skondensowanej)
	DOLNA	BATHURST ISLAND GROUP	
		RADIOLARITE DARWIN SHALE	
JURA	GÓRNA	FLAMINGO GROUP	Subsydencja
	ŚRODKOWA	VULCAN FORMATION	SYNRYFT
	DOLNA	UPPER PLOVER FORMATION LOWER PLOVER FORMATION	
		MALITA FORMATION	
TRIAS	GÓRNY	SAHUL GROUP	SEKWENCJA PRERYFTOWA
	ŚRODK.		
	DOLNY	MOUNT GOODWIN FM	
PERM	GÓRNY	HYLAND BAY FORMATION	

Fig. 2.10 Stratygrafia i główne wydarzenia tektoniczne w obrębie Wyniesienia Londonderry (na podstawie Cadman & Temple, 2004; zmodyfikowana).

2.3.1.4 Budowa geologiczna synkliny Sahul (Sahul Syncline)

Synklina Sahul jest ważnym paleozoiczno-mezozoicznym rowem o rozciągłości NW-SE, zlokalizowanym w północnej części basenu Bonaparte (Fig. 2.6). Jej północne skrzydło przylega do platformy Sahul, a południowe do N części Wyniesienia Londonderry.

Botten i Wuff (1990) uważają, że synklina Sahul formowała się od późnego triasu do środkowej jury, jednakże inni autorzy (Durrant, et al., 1990) twierdzą, że powstała ona jako część systemu ryftowego basenu Bonaparte we wczesnym dewonie. O'Brien et al. (1993) opisują synklinę Sahul jako zapadlisko, w którym późnokarbonsko-wczesopermska ekstensja doprowadziła do odmlodzenia wcześniejszych NW-SE stref uskokowych (takich właśnie, jak synklina Sahul) jako uskoki transformacyjne. Następnie subsydencja od późnego permu do wczesnego triasu doprowadziła do depozycji miazszej sukcesji osadowej w obrębie zapadliska. W późnym triasie nastąpiła tektoniczna kompresja (*Fitzroy Movement*), której rezultatem było wyniesienie i erozja przyległych do synkliny Sahul wyniesień oraz depozycja miazszej formacji Malita w obrębie przyległego sub-basenu Petrel. Formacja Malita nie została przewiercona otworami w samej synklinie Sahul, ale nie wyklucza się jej obecności.

Dalsza subsydencja, wynikająca z mezozoicznej ekstensji doprowadziła do depozycji górnourajsko-dolnokredowej sekwencji osadów klastycznych formacji Plover i grupy Flamingo. W osiowej części synkliny Sahul, formacja Plover oraz piaskowce grupy Flamingo leżą prawdopodobnie dość głęboko, by stanowić potencjalny cel eksploatacyjny. Osady te jednak, ze względu na doskonałe właściwości zbiornikowe, są obiektem poszukiwań w skrzydłowych częściach synkliny.

Sekwencja osadów kredowo-kenozoicznych, obecna w obrębie całej synkliny Sahul, jest podobna do osadów tego samego wieku, występujących w przyległym na SW sub-basenie Vulcan.

Mimo tego, że w obrębie synkliny Sahul odkryto do tej pory tylko jedną znaczącą akumulację węglowodorów (Rambler-1), obszar ten uważany jest za główne źródło węglowodorów (*petroleum source kitchen*) dla wielu złóż w przyległych wyniesieniach Laminaria, Londonderry oraz Flamingo. W obrębie Synkliny Sahul formacja Plover ma charakter morski i jest dojrzała termalnie w części osiowej synkliny, gdzie uważa się, że może stanowić dobrej jakości skałę macierzysta (Cadman & Temple, 2004).

2.3.1.5 Budowa geologiczna platformy Sahul (Sahul Platform) i pozostałych elementów strukturalnych północnej części basenu Bonaparte (Wyniesien: Troubadour, Klep, Flamingo oraz Laminaria)

Platforma Sahul (Sahul Platform) jest najbardziej wysunięta na północ jednostka strukturalna basenu Bonaparte (Fig. 2.6). Jest ona rozległym (30300 km²) wyniesieniem o rozciągłości NE-SW, na które składają się liczne przechylone bloki uskokowe. Głębokość dna morskiego w rejonie platformy waha się od 50 do 1500 m. Platforma zapada na SW, a występujące w jej obrębie osady permskie, triasowe i jurajskie, których miąższość waha się od 3000 do 5000 m, wyklinowują się w kierunku NE. Platforma przylega od zachodu do synkliny Sahul, od SE do rowu Malita, a północna jej granice wyznacza Rów Timorski.

Platforma Sahul powstała podczas paleozoicznego ryftingu, późniejszej reaktywacji i wypiętrzenia w wyniku rozpadu kontynentu w mezozoiku, a następnie kolizji płyty australijskiej z mikroplytami SE Azji w późnym kenozoiku. W obrębie platformy Sahul wyróżnić można następujące elementy strukturalne:

- o Wyniesienie Troubadour (Troubadour High) – kulminacja położona we wschodniej części platformy, gdzie głębokość podłoża sięga 3000 m,
- o Wyniesienie Klep (Klep High) – zlokalizowane nieco dalej na zachód, gdzie podłoże jest znacznie głębiej,
- o Wyniesienie Flamingo (Flamingo High) – główna przedjurajska struktura wyniesiona pomiędzy Sahul Platform a Londonderry High,
- o Wyniesienie Laminaria (Laminaria High) – niewielka pozostałość platformy o orientacji E-W, położona pomiędzy synkliną Sahul i Flamingo (Smith et al., 1996).

Synklina Flamingo (Flamingo Syncline) to płytki rów, o orientacji NW-SE, wypełniony osadami górnej jury i dolnej kredy, oddzielający platformę Sahul od wyniesień Laminaria i Flamingo (Fig. 2.6). Pomimo tego, że te dwa wyniesienia nie są *sensu stricto* częścią platformy Sahul, ze względu na podobną do Platformy Sahul tektonostratygrafię, zostały opisane w niniejszym podrozdziale.

Stratygrafia i ewolucja strukturalna

Obecna konfiguracja strukturalna N części basenu Bonaparte jest wynikiem intersekcji dwóch głównych trendów strukturalnych; paleozoiczno-srodkowojurajskiego o kierunku uskoku NW-SE, na który nakłada się późniejszy NE-SW trend strukturalny rozwijający się od późnej jury do holocenu.

Paleozoiczny trend strukturalny miał niewątpliwie wpływ na rozkład i miąższość utworów mezozoiczno-kenozoicznych w zachodniej części platformy Sahul, czego przejawem jest orientacja NW-SE synkliny Sahul i Flamingo (Whittam et al., 1996). Paleozoiczny NW-SE trend strukturalny jest przecięty seria uskoków mezozoicznych o różnej orientacji: NE-SW w obszarach przyległych do Londonderry High, NNE-SSW w zachodniej części rowu Malita, E-W w rejonie Wyniesien Flamingo i Laminaria (E-W kierunek strukturalny wg Woodsa (1992) jest rezultatem tektonizmu późnojurajskiego (tyton)).

Pomimo tego, że historia geologiczna N części basenu Bonaparte i sub-basenu Vulcan jest w szerokim rozumieniu podobna, istnieją wyraźne różnice dotyczące historii subsydencji i czasu przebiegu poszczególnych wydarzeń tektonicznych (Whittam et al., 1996).

Stratygrafia platformy Sahul została szeroko opisana przez licznych autorów takich jak MacDaniel, (1988); Lavering and Ozimic, (1989); Mory, (1988); Patillo and Nicholls, (1990); O'Brien et al., (1993); Hocking et al., (1994); Baillie et al., (1994); AGSO, (1994); Whittam et al., (1996); Labutis et al., (1998); Shuster et al., (1998); czy Seggie et al., (2000). Poniższy opis profilu stratygraficznego Sahul Platform sporządzony został w oparciu o publikacje powyższych autorów.

Najstarsza skala przewiercona w obrębie platformy Sahul są permskie osady formacji Hyland Bay (Hyland Bay Formation), na których zalega transgresywna, dolnotriasowa sekwencja morskich osadów ilowcowych (Fig. 2.11). W triasie środkowym nastąpiła regresja, w wyniku której osadzone zostały (od płytkomorskich do rzeczno-deltowych) piaskowce, ilowce, a także w niewielkim stopniu węglany (Sahul Group). Ponad nimi zalegają górnotriasowe i dolnojurajskie osady rzeczne formacji Malita (Charlton, 2002). Najbardziej kompletny stratygraficzny profil triasowy stwierdzony został otworami na wyniesieniach Klep i Troubadour.

Dolno- i środkowojurajskie osady formacji Plover zostały zdeponowane w szerokim zapadlisku basenowym o rozciągłości NE-SW, w środowisku sedymentacyjnym

przechodzącym od lądowego do marginalno-morskiego. W stropie formacji Plover występują płytkomorskie piaskowce (Elang/Laminaria Formation) (Fig. 2.7, 2.11), stanowiące ważną skalę zbiornikową dla tego obszaru.

Rozpad kontynentalny, jaki nastąpił w górnej jurze doprowadził do powstania nie tylko platformy Sahul, ale także rowu Malita oraz serii rowów o orientacji E-W. Platforma Sahul i Wyniesienie Londonderry stanowią skrzydła tego górnójurajskiego depocentrum. Synklina Flamingo uważana jest natomiast za młodszy element strukturalny, który rozwiniął się w pod koniec górnej kredy.

Późnojurajskie do wczesnokredowych osady grupy Flamingo są głównie ograniczone do rowu Malita i synkliny Sahul. Nie występują natomiast (lub są reprezentowane przez bardzo cienką sekwencję) na przyległych wyniesieniach. Osady grupy Flamingo występują we wszystkich rowach o orientacji E-W i stanowią potencjalną skalę zbiornikową.

WIEK	GRUPA	FORMACJA/JEDNOSTKA	WYDARZENIA TEKTONICZNE	
KENOZOIK	PLIOCEN		PASYWNA KRAWIEŻ KONTYNETU	Kolizja płyt Australijskiej z Timorem Reaktywacja mioceńskich uskoków/ regionalna kompresja
	MIOCEN	Oliver Fm		
	OLIGO-CEN	Cartier Fm		
		Cartier Fm		
	ECCEN	Prion Fm		
KREDA	WOODBINE GROUP	Hibernia Fm	RYFTING O KIERUNKU NE-SW	FAZA POSTRYFTOWA
		Johnson Fm		
		Turnstone Fm		
		Fenelon Fm		
		Gibson Fm		
	BATHURST ISLAND GROUP	Woolaston Fm		FAZA PRERYFTOWA
		Jamieson Fm		
		Darwin Fm		
		Echuca Shoals Fm		
		Flamingo Gp		
JURA	DOLNA	Frigale Fm	RYFTING - ROZPAD KONTYNETALNY	RYFTOWANIE INTRAKRATONICZNE
		Elang Fm		
		Plover Fm		
		Malita Fm		
		Cape Londonderry Fm		
TRIAS	GÓRNY	Mt Goodwin Fm	FAZA PRERYFTOWA	
PERM	GÓRNY	Hyland Bay Fm		

Fig. 2.11 Stratygrafia i główne wydarzenia tektoniczne w obrębie platformy Sahul (na podstawie Cadman & Temple, 2004; zmodyfikowana).

Wyniesienie Troubadour (Troubadour High)

Wyniesienie Troubadour (Troubadour High), w niektórych pracach (Seggie et al., 2000) nazywane także Wyniesieniem Sunrise (Sunrise High), jest rozległa kulminacja wschodniej części platformy Sahul (Fig. 2.6). Ograniczone jest od południa rowem Malita, od wschodu rowem Calder, a od południowego-zachodu synklina Sikitan.

W obrebie Wyniesienia Troubadour leży jedno z największych złóż gazu NW Szelfu Australijskiego – Greater Sunrise. Pulapkę strukturalną tworzy tu kompleks wydłużonych bloków ograniczonych uskokiemi o E-W rozciągłości. Główna faza rozwoju strukturalnego Greater Sunrise przypadła na plejstocen i jest konsekwencją gwałtownej subsydencji Rowu Timorskiego (Seggie et al., 2000).

Szczegółowy opis stratygrafii i regionalnej geologii tego obszaru można znaleźć w opracowaniach Schustera et al. (1998) oraz Whittama et al. (1996). Stratygrafia Troubadour High została dobrze udokumentowana dzięki licznym wierceniom na złożu Greater Sunrise.

Najstarszymi przewierconymi osadami w obrebie wyniesienia są permskie osady węglanowe formacji Hyland Bay, leżące bezpośrednio na granitowym podłożu. Od późnego permu do wczesnego triasu osadzone zostały morskie mulowce oraz ilowce formacji Mount Goodwin. Na osadach tych zalegają triasowe osady grupy Sahul, będące mieszaną, klastyczno-węglanową sukcesją. W późnym triasie nastąpiła regresja, częściowo wywołana regionalnym wypiętrzeniem związanym z kompresją obszaru (*Fitzroy Movement*), a jej kulminacją była regionalna depozycja rzeczno-deltowych osadów formacji Malita.

Od dolnej do środkowej jury na całym obszarze trwała transgresja, której efektem była depozycja miazszej formacji Plover, w której spagu występują osady rzeczno-deltowe, przechodzące w górę profilu w osady morskie. Ta właśnie jednostka jest główną skalą zbiornikową złoża Greater Sunrise. Udział osadów morskich, stanowiących strop formacji Plover, zwiększa się z SW na NE w obrebie platformy Sahul.

W obrebie Wyniesienia Troubadour ponad formacją Plover, zalega prawie-zgodnie morska piaskowcowo/ilowcowa sekwencja, której wiek datuje się na późny kelowej do wczesnego oksfordu (*Laminaria/Elang Formation*). Ta jednostka stanowi dla złoża Greater Sunrise także skalę macierzystą, będąc jednocześnie interwalem rezerwurowym (Cadman & Temple, 2004).

W innych częściach basenu Bonaparte, w wyniku uskokowania o charakterze blokowym oraz wypiętrzenia w kelowej, powstała regionalna niezgodność pomiędzy osadami formacji Plover, a formacją *Laminaria/Elang/Frigate*. Na Wyniesieniu Troubadour

główna faza uskokowania przypadła na późna jurę. Doprowadziło to do rozwoju rowów oraz zębów o E-W orientacji oraz głównej gómojurajskiej granicy niezgodności.

Ponad tą niezgodnością osadzone zostały osady mulowcowe i ilowcowe grupy Flamingo, wieku od tytonu do beriasu. Osady te powszechne w rowie Malita, występują tylko w skrzydłowych częściach Wyniesienia Troubadour. Ze względu na obecność licznych hiatusów w obrębie Flamingo Group, związanych z rozpadem kontynentalnym, jej rozprzestrzenienie w obrębie platformy Sahul jest niepewne.

W infrawalanzynie rozpoczął się spreding dna morskiego, a następnie subsydencja australijskiej krawędzi kontynentalnej, której wynikiem była depozycja warstw skondensowanej, glaukonitu i morskich utworów ilowcowych (walanzyn do aptu; Echuca Shoals Formation) (Cadman & Temple, 2004). Punkt kulminacyjny tej transgresji reprezentowany jest w przekroju stratygraficznym przez ilowce, wapienie oraz skondensowane warstwy czertów radiolariowych, będących doskonałym horyzontem przewodnim w obrębie Wyniesienia Troubadour, wykorzystywanym do kartowania stropu złoza Greater Sunrise (Whittam et al., 1996).

Ponad sekcją skondensowaną występuje miazma kredowa sekwencja osadów ilowcowych, węglanowych i margli (apt – mastrycht). Te właśnie osady wypełniły przestrzeń akomodacyjną, jaka powstała po gwałtownej subsydencji krawędzi kontynentalnej w późnej kredzie.

Osady kenozoiczne w obrębie Wyniesienia Troubadour podobne są do osadów tego samego wieku spotykanych powszechnie na całym NW Szelfie, wszędzie tam, gdzie występuje miazma sekwencja morskich, progradujących osadów o dominującym węglanowym charakterze sedymentacji.

Wyniesienie Klep (Klep High)

Wyniesienie Klep jest rozległą kulminacją zachodniej części platformy Sahul, która była strukturalnym wyniesieniem od późnej jury (Fig. 2.6).

Wyniesienie Klep jest zespołem zębów o E-W orientacji w jego części grzbietowej, natomiast brzeżne, skrzydłowe części wyniesienia budują przechyłone bloki ograniczone uskoki ekstensyjnymi. Stratygrafia tego rejonu została opisana głównie na podstawie wiercen. W otworze Klep-1, odwierconym w obrębie wyniesienia, stwierdzono występowanie utworów o wieku od środkowego/górnego triasu do miocenu (a nawet młodszych). Nie stwierdzono natomiast występowania węglowodorów. Otwór potwierdził również występowanie dobrej jakości skały zbiornikowej w obrębie formacji Plover i Flamingo.

Potencjalne, drugorzędne skały zbiornikowe platformy Sahul (piaskowce triasowe i grupy Sahul) wykazały słabe właściwości zbiornikowe w rejonie Wyniesienia Klep. W odwierconym 15 km na SW otworze Klep Deep-1 stwierdzono natomiast obecność wapiennych i rzeczno-deltowych górnopermskich sadów formacji Hyland Bay, ponad którymi występują górnourajsko-dolnokredowe piaskowce formacji Plover i Flamingo.

Wyniesienie Flamingo (Flamingo High)

Flamingo High jest głównym pre-jurajskim wyniesionym elementem strukturalnym, leżącym pomiędzy platformą Sahul a Wyniesieniem Londonderry, ograniczonym od SW synkliną Sahul a od NE synkliną Flamingo (Fig. 2.6). W obrębie Wyniesienia Flamingo występują liczne akumulacje węglowodorów, spośród których największa jest złoża gazu Bayu Undan.

Rekonstrukcje palinspastyczne interwałów permo-triasowych wykazały, że przed górnym permem Wyniesienie Flamingo nie istniało, a obszar pomiędzy synklinami Sahul i Flamingo był jednym rozległym depocentrum (McIntyre, 1995). Wyniesienie Flamingo formowało się prawdopodobnie na przełomie triasu i jury, po czym nastąpiło lokalne uskokowanie o N-S trendzie w obrębie samego Flamingo High i zachodniej części platformy Sahul. Na przełomie jury i kredy (oksford – walanżyn) rozwinęły się natomiast ekstensyjne uskoki ograniczające przechylone bloki, zreby oraz rowy o rozciągłości E-W, występujące w obrębie platformy Sahul (wliczając Flamingo High). W tym samym czasie nastąpiło wypiętrzenie, a następnie sub-arealna erozja Wyniesienia Londonderry i platformy Sahul.

Neogenska kolizja kontynentalnej płyty australijskiej z mikropłytami azjatyckimi doprowadziła do zwiększenia głębokości dna morskiego w północnej części platformy Sahul. Następstwem fleksuralnego ugięcia płyty, spowodowanego migracją pasa nasuwczego od późnego miocenu do pliocenu było powstanie uskoków ekstensyjnych o rozciągłości SWS-ENE, erozja, a następnie rozwój rozległej sieci kanałów rzecznych (Bradley & Kidd, 1991; McIntyre, 1995).

Wyniesienie Laminaria (Laminaria High)

Wyniesienie Laminaria jest niewielkim fragmentem platformy o E-W rozciągłości, położonym pomiędzy synkliną Sahul i Flamingo (Smith et al., 1996) (Fig. 2.6). Na wyniesieniu, podłoże paleozoiczne jest relatywnie płytko i przykryte jest miazsą sukcesja osadów wieku triasowo – dolnojurajskich. Stratygrafia tego obszaru została szczegółowo rozpoznana na podstawie wiercen w obrębie złóż Laminaria, Corallina oraz Buffalo.

Od keloweju do wczesnego tytonu nad Wyniesieniem Laminaria rozwinął się półrów, w którym zostały zdeponowane osady formacji Laminaria i Frigate. Uskokowanie zakończyło się w późnym kimerydzie, a większość uskoków wygasa w stropie ilowcowej formacji Frigate, będącej jednocześnie wyraźną nieciągłością (Patillo & Nicholls, 1990). Formacja ta została zachowana w całości w skrzydłowych częściach Wyniesienia Laminaria. W grzbietowej jego części została natomiast silnie zerodowana, a na tej erozyjnej powierzchni leżą nieciągłości ilowce grupy Flamingo. Występująca ponad nimi sekwencja osadów kredowo-kenozoicznych podobna jest do tej, która można znaleźć w pozostałych częściach basenu Bonaparte. Kredowe osady w obrębie Wyniesienia Laminaria mają jednak dużo mniejszą miąższość w porównaniu z osadami występującymi w przyległych obszarach synklinalnych. Na granicy kredy i kenozoiku, w obrębie Laminaria High, miała więc miejsce znaczna erozja/brak depozycji. Leżąca wyżej w profilu stratygraficznym sukcesja kenozoiczna osiąga dla kontrastu znaczne miąższości, co jest wynikiem znacznego ugięcia fleksuralnego, gwałtownej subsydencji oraz progradacji szelfu węglanowego nad Wyniesieniem Laminaria, podczas konwergencji płyty australijskiej z mikroplytami SE Azji w kenozoiku. Nastąpiła wówczas gwałtowna sedymentacja miąższych osadów kenozoicznych oraz termalne dojrzewanie pogrzebanych pod nimi skał macierzystych, które stanowią źródło węglowodorów dla akumulacji odkrytych w rejonie Laminaria High.

2.3.1.6 Budowa geologiczna rowu Malita (Malita Graben)

Rów Malita jest częścią wydłużonego systemu rowów o orientacji SW-NE, podzielonego na Malita Graben na SW i Calder Graben na NE. Rów Malita przylega od SE do Szelfu Darwin, a od NW do platformy Sahul i jest ograniczony uskokami normalnymi o dużym zrzućcie i rozciągłości ENE (Fig. 2.6). Jego powierzchnia wynosi 27000 km², a głębokość dna morskiego waha się od 50 do 200 m. Dotychczas nie odwiercono żadnych otworów eksploatacyjnych w centralnej części rowu Malita (otwory zlokalizowane są w brzeżnej strefie, w pobliżu uskoków ograniczających rów), ale Mory (1988) sugeruje, że w tej części może być obecna sukcesja osadów mezo-kenozoicznych o miąższości przekraczającej nawet 10 km, leżąca bezpośrednio na prekambryjskim podłożu.

Zarówno ewolucja strukturalna jak i stratygrafia rowu Malita zostały częściowo omówione w poprzednich podrozdziałach. Rów Malita formował się podczas późnojurajskiego ryftingu i był głównym depocentrum basenowym od środkowej jury do późnej kredy. Środkowojurajskie do górnokredowych osady synryftowe często wyklinowują

się ku północy na powierzchni uskoku ograniczających rów (*bounding faults*). Głębokie sondowania sejsmiczne wykazały (Cadman & Temple, 2004), że uskoki te są niemalże pionowe, a depresja w obrębie rowu prawie symetryczna. Najistotniejszymi elementami profilu stratygraficznego w obrębie rowu Malita są:

- o formacja Plover – uważana za jedną z ważniejszych dolnojurajskich skał macierzystych i zbiornikowych w basenie sedymentacyjnym. Przypuszcza się, że zwiększa ona swoją miazgę w obrębie rowu, jednak w samym rowie Malita jest zbyt głęboko pogrzebana, aby móc stanowić potencjalną skałę zbiornikową (West & Passmore, 1994).
- o grupa Flamingo – miazgi łupki zawierające dużą ilość materii organicznej, będące kolejnym ważnym źródłem węglowodorów dla tej części basenu sedymentacyjnego.
- o piaskowce turbidytowe górnej jury (tyton), które mogłyby stanowić potencjalną skałę zbiornikową w rowie Malita.
- o grupa Bathurst Island – osady wieku kredowego, których miazgę w rowie przekracza nawet 2000 m, uważane za regionalną skałę uszczelniającą.
- o formacja Echuca Shoals, relatywnie miazgista i stanowiąca dodatkową potencjalną skałę macierzystą – głównie źródło gazu w rowie Malita, natomiast w innych częściach basenu Bonaparte jest źródłem ropy.

2.3.2 System naftowy basenu Bonaparte

Liczne odkrycia węglowodorów potwierdzają, iż basen Bonaparte jest znaczącą prowincją naftową. Basen ten spełnia wszystkie warunki wstępne dające nadzieję na kolejne odkrycia. Charakteryzuje się skalami o dobrych parametrach zbiornikowych, dojrzałymi skalami macierzystymi i licznymi pulapkami, występującymi niemalże w całym jego obszarze.

System naftowy basenu Bonaparte został scharakteryzowany w ciągu ostatniej dekady przez licznych autorów wliczając McConachiego et al., (1996); Colwella i Kennarda, (1996); Kennarda et al. (2002, 2003). Autorzy ci opisują system naftowy wykorzystując zintegrowaną analizę basenową; rozpoznanie istniejących, udowodnionych akumulacji węglowodorów i wykorzystanie konceptualnych modeli akumulacji jako narzędzia w poszukiwaniu nowych złóż.

Według Magoona i Dowa (1991, 1994) system naftowy basenu tworzą dojrzałe skały macierzyste wraz z wszystkimi akumulacjami węglowodorów przez nie wygenerowanymi.

Indywidualne systemy naftowe, które są zasilane przez skały macierzyste podobnego wieku i facji mogą być pogrupowane w tzw. supersystemy naftowe (Bradshaw et al., 1994). Zrozumienie supersystemów może przyczynić się do bardziej precyzyjnej predykcji wystąpienia węglowodorów w basenach o podobnym wieku skał.

2.3.2.1 Paleozoiczny system naftowy

Colwell i Kennard (1996) wyróżnili w paleozoiku trzy aktywne systemy naftowe w sub-basenie Petrel (poza sub-basenem Petrel, w innych częściach basenu Bonaparte, paleozoiczne osady nie są uważane za perspektywiczne).

1. Późnodewonski system naftowy – głównie gazowy, ropa występuje rezydualnie. System ten jest ograniczony do lądowej i płytko szelfowej południowej części sub-basenu Petrel.
2. Wczesnokarbonski system naftowy. Zasilany przez termalnie dojrzałe, morskie ilowce – w jego obrębie występują zarówno złoża gazu i ropy naftowej.
3. Permski system naftowy - głównie gaz (możliwa ropa naftowa).

2.3.2.2 Mezozoiczny system naftowy

W mezozoiku wyróżnić można także trzy aktywne systemy naftowe (Cadman & Temple, 2004):

1. System naftowy triasowo-jurajski (środkowy trias – środkowa jura), charakteryzujący się złożami gazu i ropy naftowej, dla których skała macierzysta jest formacja Plover (niekiedy będąca jednocześnie skałą zbiornikową dla tego systemu).
2. System naftowy jurajsko-kredowy (późna jura – wczesna kreda). Skała macierzysta dla tego systemu są osady dolnej formacji Vulcan, zasilające skały zbiornikowe górnej formacji Vulcan oraz formacji Plover. Uważa się, że system ten może także zasilac późnokredowe i kenozoiczne złoża (np. Puffin Formation) poprzez migracje węglowodorów wzdłuż płaszczyzn uskoku.
3. System naftowy późnej kredy. Pomimo tego, iż Echuca Shoals i górna formacja Vulcan są termalnie niedojrzałe do generacji węglowodorów w przeważającej części basenu Bonaparte, w głównych depocentrach północnej części basenu (synklina Sahul, rów Malita), jednostki te mogą być skałą macierzysta dla górnej formacji Vulcan, formacji Elang/Laminaria oraz Puffin.

2.3.3 Historia eksploatacji w basenie Bonaparte

Początkowa eksploatacja w obrębie basenu Bonaparte rozpoczęła się w 1950 roku, kiedy to zainicjowano regionalne badania południowo-wschodniej lądowej części basenu (sub-basenu Petrel). Pierwszy otwór eksploatacyjny (Spirit Hill-1) odwiercono w lądowej części basenu w 1959 roku i zidentyfikowano nim potencjalną skałę macierzystą w obrębie osadów dolnokredowych. Dalsze wiercenia (wciąż jeszcze na lądzie) w latach 60-tych potwierdziły duży potencjał węglowodorowy tego rejonu, aczkolwiek pierwsze istotne odkrycie (złoża gazu) nastąpiło w 1982 roku (otwór Weaber-1).

Poszukiwania na szelfie w basenie Bonaparte rozpoczęły się w 1965 roku, kiedy to udało się przeprowadzić pierwsze regionalne pomiary aeromagnetyczne. Było to uzupełnione regionalnymi pomiarami sejsmicznymi, wykonanymi w latach 1965-1974. Pierwsze wiercenia na szelfie wykonane w obrębie platformy Ashmore (Ashmore Reef-1, Sahul Shoals-1) nie wykazały obecności węglowodorów, wskazując, że osady jurajskie mają w tym rejonie bardzo niskie mierzalności lub są nieobecne, a triasowe piaskowce są potencjalną skałą zbiornikową w przeważającej części platformy Ashmore. We wczesnych latach 70-tych eksploatacja rozprzestrzeniła się poza granice sub-basenu Petrel i platformy Ashmore, obejmując swoim zasięgiem sub-baseny Vulcan, Wyniesienie Londonderry oraz platformę Sahul – w tym to czasie dokonano kilku znaczących odkryć węglowodorów, takich jak Puffin, Troubadour oraz Sunrise. Pierwszego komercyjnego odkrycia w basenie Bonaparte dokonano dopiero w 1983 roku w obrębie sub-basenu Vulcan otworem Jabiru-1A. Z otworu otrzymano przyływ ropy i gazu z płytkomorskich piaskowców formacji Plover i spagowej części osadów grupy Flamingo. W połowie lat 80-tych eksploatacja skoncentrowana była głównie w sub-basenie Vulcan, gdzie w latach 1984-1986 odwiercono 12 otworów eksploatacyjnych, które przyniosły odkrycie kolejnych akumulacji węglowodorów (dwie z nich Challis i Suka o dużym sukcesie ekonomicznym). W latach 1988-1990 w obrębie sub-basenu Vulcan odwiercono 31 nowych otworów, jednak żaden z nich nie przyniósł komercyjnego odkrycia.

Aby ułatwić wydawanie nowych licencji eksploatacyjnych na szelfie Morza Timor, w wyniku negocjacji pomiędzy rządem indonezyjskim a australijskim, w 1991 roku utworzono tzw. Strefę Kooperacji (Zone of Cooperation – ZOC). W latach 1992-1998 poszukiwania i eksploatacja węglowodorów skoncentrowane były w tym właśnie obszarze. Po 1999 roku, kiedy to Timor Wschodni uzyskał niepodległość zmieniono nazwę Strefy Kooperacji na Joint Petroleum Development Area (JPDA) (Fig. 2.6) – nazwa ta obowiązuje do dziś. W północno-zachodniej części JPDA zlokalizowane jest analizowane w niniejszej pracy zdjęcie sejsmiczne 3D Zoca-2.

W obrebie basenu Bonaparte około 90 odwierconych otworów przyniosło 26 odkryć węglowodorów, poczynając od gigantycznych złóż takich jak Sunrise czy Evans Shoal, kończąc na licznych mniejszych polach naftowych w obrebie JPDA (Fig. 2.6), gdzie zlokalizowane jest także zdjęcie sejsmiczne Zoca-2. Złoża występują w zbiornikach (większość z nich to pułapki strukturalne), których wiek geologiczny szacuje się od karbonu do późnej kredy. Ekonomiczny sukces eksploatacyjny w rejonie basenu Bonaparte był do tej pory jednak niewielki i wyniósł 29% (Ambrose, 2004). Liczba ta wskazuje na potrzebę dalszych badań geologicznych oraz geofizycznych, które mogłyby rzucić nowe światło na budowę strukturalną tego obszaru. Zarówno budowa geologiczna tego rejonu, jak i aktualny system naftowy nie są w pełni zrozumiałe.

Basen Bonaparte ma silny potencjał gazowy z dużymi szansami na wielkie odkrycia w przyszłości. Przewiduje się, że w basenie Bonaparte w ciągu następnych kilkunastu lat odwierconych zostanie około 86 otworów (Barrett et al., 2004) – w większości przypadków celem eksploatacji będzie jurajski system naftowy.

3 Strukturalna interpretacja sejsmiczna zdjęcia 3D Zoca-2

3.1 Lokalizacja obszaru badan

Zdjecie sejsmiczne 3D, Zoca-2, bedace przedmiotem analizy strukturalnej w niniejszej pracy, zlokalizowane jest w pólnocnej czesci basenu Bonaparte, pomiedzy równoleznikami 9.8378^0 a 10.5001^0 szerokosci geograficznej poludniowej oraz poludnikami 126.2494^0 a 126.6628^0 dlugosci geograficznej wschodniej (Fig. 3.1).

Zdjecie sejsmiczne Zoca-2 usytuowane jest w NW czesci Joint Petroleum Development Area (JPDA) (Fig. 3.1), które jest strefa kooperacji administrowana przez rząd indonezyjski i australijski, utworzona w 1991 roku jako ZOC (Zone of Cooperation).

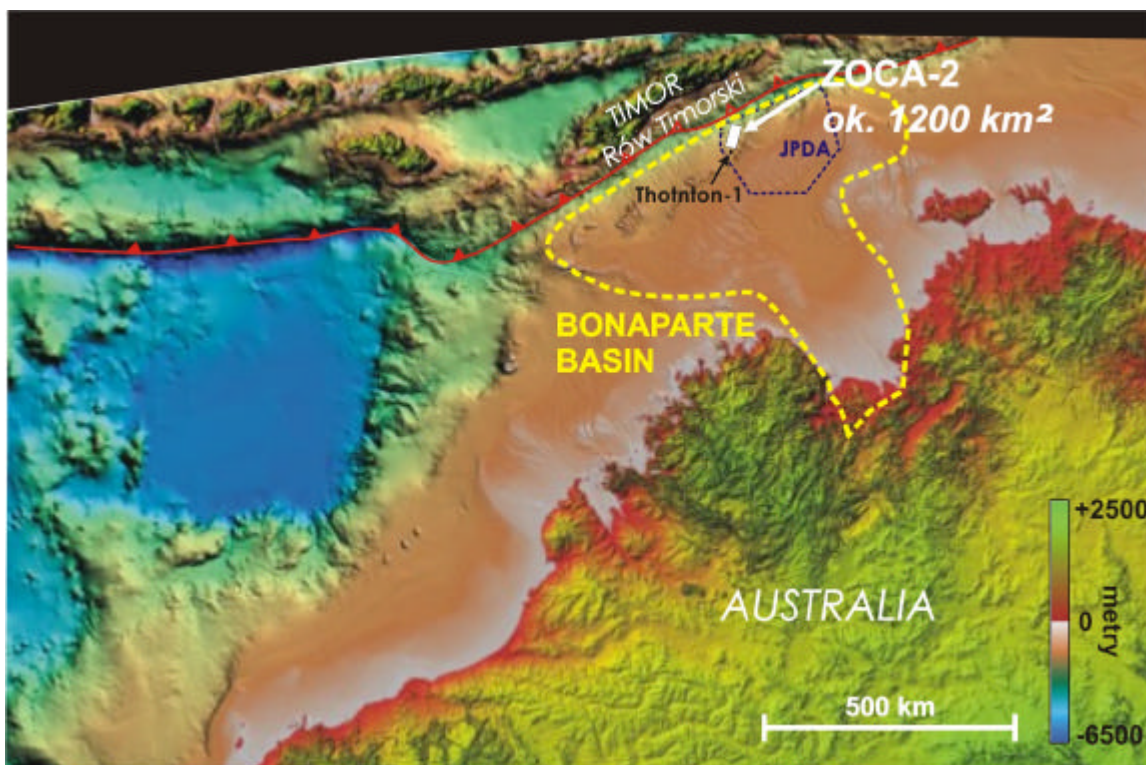


Fig. 3.1 Lokalizacja zdjęcia sejsmicznego 3D Zoca-2 na tle mapy baty-topometrycznej (<http://www.ga.gov.au>).

Powierzchnia omawianego zdjęcia sejsmicznego wynosi około 1200 km^2 (ok. 40 km w kierunku *inline* (NNE-SSW) oraz 30 km w kierunku *crossline* (EEN-WWS)).

Zoca-2 znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie Rowu Timorskiego (Fig. 3.1, 3.2) od północy, co silnie wpływa na charakter deformacji obserwowany w zapisie sejsmicznym.

Zdjecie sejsmiczne Zoca-2 zlokalizowane jest w obrebie NW brzezej czesci platformy Sahul, graniczacej od zachodu z platforma Ashmor (Fig. 3.3).

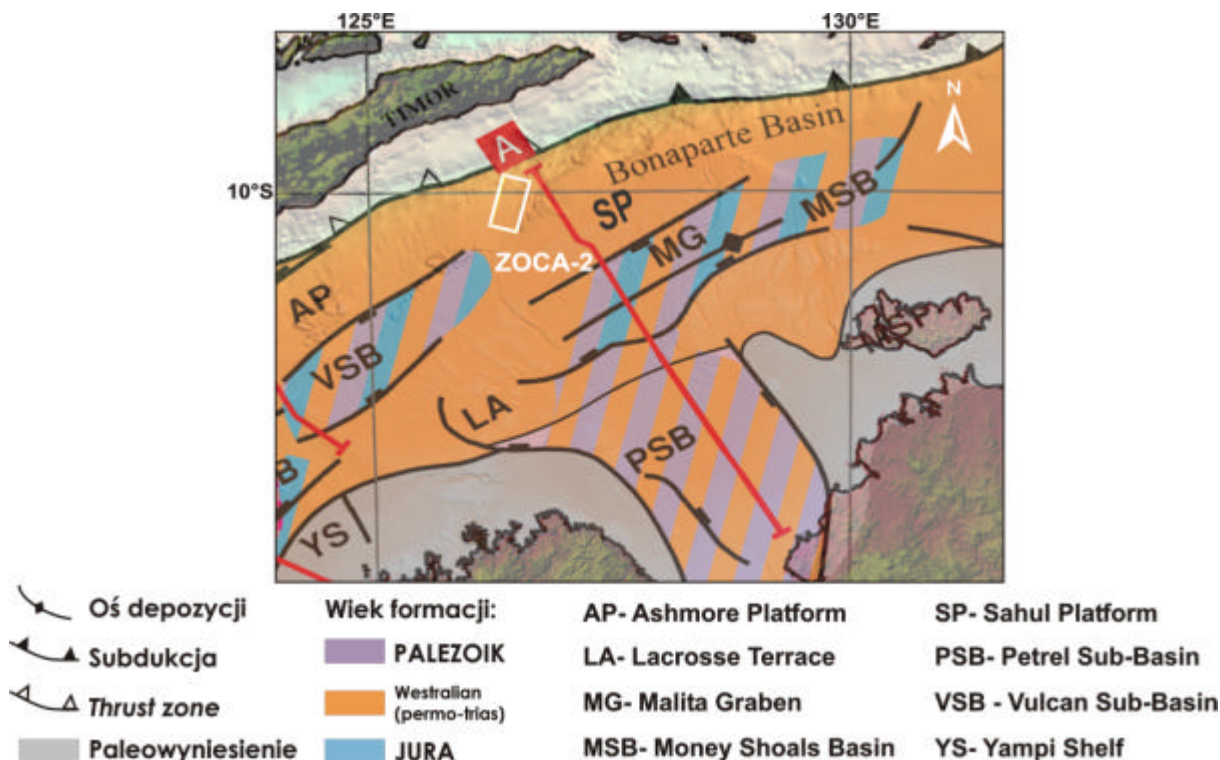


Fig. 3.2 Lokalizacja zdjecia sejsmicznego 3D Zoca-2 na tle mapy glównych element strukturalnych basenu Bonaparte (Dore & Stewart, 2002).

Zarówno mapa elementów strukturalnych (Fig. 3.2) jak i przekrój geo-sejsmiczny (przekrój geologiczny wykonany w oparciu o dane sejsmiczne i otworowe) przecinajacy najwazniejsze struktury basenu Bonaparte (Fig. 3.3) pokazuja, ze zdjecie Zoca-2 zlokalizowane jest na obszarze platformowym.

Glebokosc podloza w zapisie sejsmicznym w rejonie Zoca-2 waha sie od okolo 3 do 5 s. Przyjmujac usrednione predkosci dla tego rejonu z danych literaturowych, podany przedzial czasowy odpowiadalbys glebokosci 3.75 – 6.25 km.

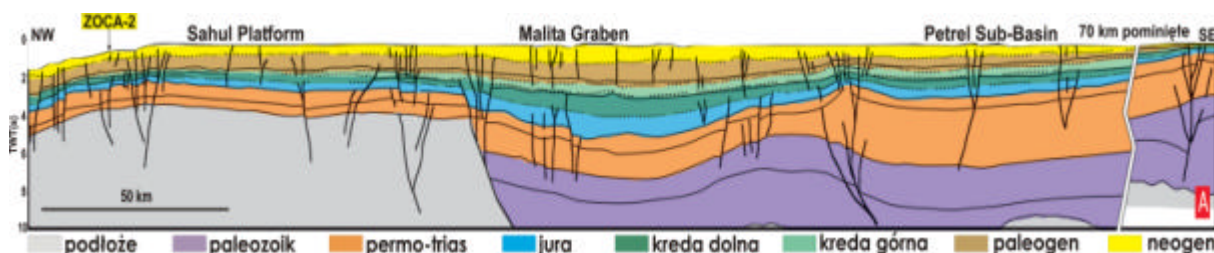


Fig. 3.3 Przekrój geo-sejsmiczny przez basen Bonaparte. Na przekroju zaznaczono przyblizona lokalizacje zdjecia sejsmicznego Zoca-2. Przebieg profilu zaznaczony zostal czerwona linia na Fig. 3.2 (Dore & Stewart, 2002).

Jedynym odwierconym w tym rejonie otworem wiertniczym był otwór Thornton –1. Otwór ten leży poza obrebnem zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, w odległości około 5 km od jego południowej krawędzi (Fig. 3.1), w obrebie Synkliny Flamingo. W pracy wykorzystano profilowania otworowe pochodzące z tego otworu.

3.2 Dostępne dane oraz metodyka pracy

3.2.1 Baza danych

Dane sejsmiczne oraz otworowe wykorzystane w niniejszej pracy zostały udostępnione przez *Geoscience Australia*.

Strukturalna interpretacja wykonana została w oparciu o zdjęcie sejsmiczne 3D – Zoca-2, którego lokalizacja pokazana jest na Fig. 3.1. Zoca-2 to dane sejsmiki morskiej pochodzące z 1995 roku, po migracji czasowej przed składaniem (*pre-stack time-migration – PSTM*). Odległość pomiędzy liniami sejsmicznymi w kierunku *inline* oraz *crossline* wynosi 25 m. Całkowity czas rejestracji dla danych Zoca-2 wynosi 5.5 s (*two-way traveltime – TWT*), przy czym relatywnie dobry zapis sejsmiczny występuje do około 4 s. Krok próbkowania dostępnych danych sejsmicznych wynosi 4 ms, a częstotliwość dominująca omawianego zdjęcia sejsmicznego to 50 Hz.

Jedyny dostępny otwór wiertniczy w obrebie tego rejonu to Thornton-1 (Fig. 3.1), leżący w odległości około 5 km od południowej krawędzi zdjęcia sejsmicznego Zoca-2. Otwór ten został wywiercony w 1997 roku przez firmę Shell. Całkowita długość wiercenia wynosi 4000 m KB (KB – *Kelly Bushing*), dla wysokości stołu wiertniczego równej 22 m. W otworze dostępny był pełny zestaw profilowań wiertniczych. Niedostępne były natomiast informacje o stratygrafii i opisy rdzeni wiertniczych.

Jako informacje dodatkowa w analizie strukturalnej rejonu badań wykorzystano dane sejsmiczne 2D (około 322 linii sejsmicznych 2D), których czas rejestracji wahał się od 5.5 do 16 s. Sejsmika 2D była dodatkowym narzędziem, które wykorzystano jedynie w generalnym rekonesansie w promieniu kilkudziesięciu kilometrów od omawianego zdjęcia sejsmicznego 3D. Z punktu widzenia szczegółowej interpretacji strukturalnej, dane sejsmiczne 2D nie były

istotnym elementem analizy. W większości przypadków interpretacja danych 2D potwierdzała jedynie wnioski oparte na podstawie analizy zdjęcia sejsmicznego Zoca-2.

3.2.2 Wykorzystane oprogramowanie

Interpretacja danych sejsmicznych wykonana została na stacji roboczej firmy Sun w systemie operacyjnym Unix. Wykorzystano oprogramowanie firmy *Landmark Graphics Corporation*. Interpretacje danych sejsmicznych oraz analize atrybutów sejsmicznych (w module *Post Stack Family* oraz *PAL*) wykonano przy użyciu pakietu *SeisWorks2D3D* (wersja 2003.000). Do wizualizacji danych, trójwymiarowej analizy uskoków oraz kontroli jakości (QC) wykorzystano pakiety: *GeoProbe* oraz *EarthCube*.

Sejsmiczne modelowania syntetyczne przeprowadzono przy użyciu pakietu *GeoGraphix* firmy *Landmark Graphics Corporation*. Do interpretacji krzywych profilowania akustycznego prędkości (DT) i profilowania gamma (GR) oraz konstrukcji sejsmogramów syntetycznych wykorzystano moduł *LogM Well Editor*, do interpretacji sejsmicznej moduł *SeisVision*, natomiast do konstrukcji modelu prędkościowego oraz obliczenia pola teoretycznego wykorzystano moduł *Struct Model Entry*.

Inwersja sejsmiczna profilu 280 została obliczona przy użyciu oprogramowania firmy *Hampson-Russell*.

Do integracji informacji geofizycznych, geologicznych oraz geograficznych użyto oprogramowania *GIS ESRI - ArcInfo* (wersja 8.2).

3.2.3 Metodyka badań

Metodyka badań przedstawiona została za pomocą schematu blokowego na Fig. 3.4.

W pierwszym etapie, po zapoznaniu się z obszerną literaturą dotyczącą geologii NW Szelfu Australii (szczególnie obszaru basenu Bonaparte), wykonana została analiza strukturalna zdjęcia sejsmicznego Zoca-2. Pierwszym krokiem tej analizy była identyfikacja w zapisie sejsmicznym megasekwencji, czyli pakietów syn- oraz postrytowych oraz granic niezgodności pomiędzy nimi. Następnie wykonano interpretacje wybranych, głównych powierzchni niezgodności na profilach sejsmicznych w kierunku *inline* i *crossline*, co 10 linii sejsmicznych (250 m). W miejscach o skomplikowanej budowie geologicznej lub niejednoznacznym zapisie sejsmicznym, krok interpretacji odpowiednio zmniejszono.

Kolejnym etapem było automatyczne pikowanie wyinterpretowanych horyzontów. Autopikowanie dla horyzontów będących głównymi niezgodnościami (u1, u2, u4, u5), charakteryzujących się dobrą dynamiką oraz ciągłością zapisu przeprowadzono w czterech

iteracjach, rozpoczynając od wąskiego okna czasowego dla autopikera (10 ms) oraz kompleksowego algorytmu pikowania, kończąc na mniej surowych parametrach (szerszym oknie czasowym (20ms) i standardowym algorytmie pikowania). Takie podejście pozwoliło na minimalizację błędów w autopikowaniu, przy jednoczesnym zachowaniu dobrej dokładności i wiarygodności interpretacji. Odpowiednio dobrane parametry pikowania miały kluczowe znaczenie dla późniejszej identyfikacji uskoku na mapach czasowych. Jednakowo istotne było bowiem zachowanie ciągłości interpretacji w miejscach niezdeformowanych strukturalnie, jak i detekcja wszelkich nieciągłości, świadczących o obecności uskoku.

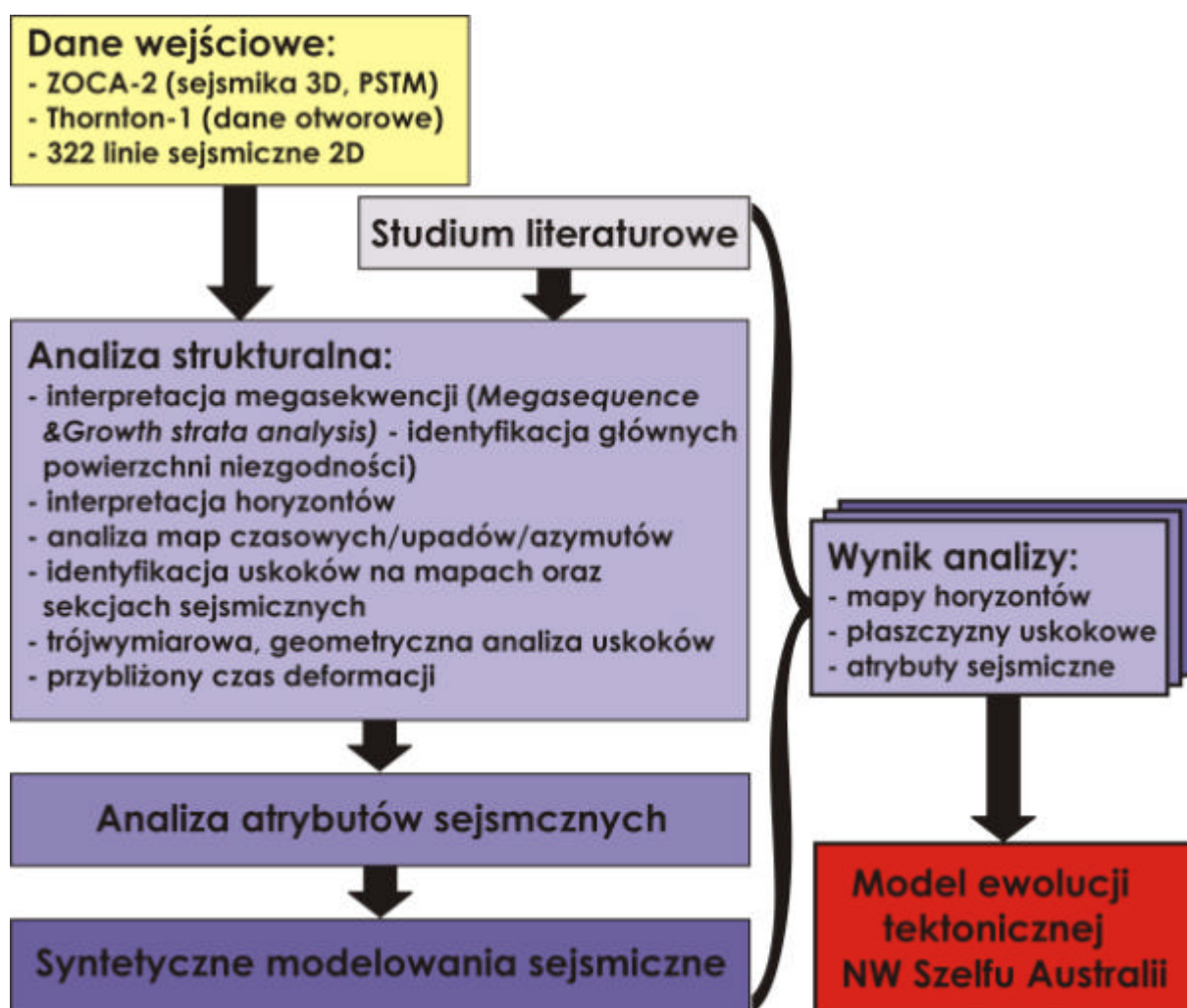


Fig. 3.4 Schemat blokowy ilustrujący kolejne etapy badań.

Interpretacje uskoku przeprowadzono na sekcjach sejsmicznych, poziomych przekrojach sejsmicznych (*time slice*) oraz mapach czasowych, azymutów, upadów i amplitudy średniej kwadratowej (*RMS amplitude*), obliczonych dla wcześniej wyinterpretowanych horyzontów (u1, u2, u4, u5). Wynikiem takiej interpretacji były mapy

strukturalne skonstruowane dla poszczególnych horyzontów, pokazujące rozciągłość, wzajemne relacje oraz rozmiar struktur w obrebie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2.

Ze względu na brak danych stratygraficznych w otworze Thornton-1, czas deformacji określono na podstawie szeroko dostępnej literatury, zawierającej szczegółowy opis zarówno wieku jak i charakteru deformacji północnej części basenu Bonaparte. Z powodu braku bezpośredniego dowiązania danych sejsmicznych Zoca-2 do danych otworowych, ustalony w ten sposób czas deformacji należy traktować jako przybliżony.

Istotnym etapem badań była analiza atrybutów sejsmicznych. Atrybuty sejsmiczne były nie tylko narzędziem wspomagającym interpretację strukturalną, ale przede wszystkim okazały się niezastąpione w identyfikacji sieci uskoku poligonalnych, typowych dla pasywnych krawędzi kontynentu (Carwright et al., 2003), niejednokrotnie trudnych do rozpoznania na standardowych danych sejsmicznych w wersji amplitudowej.

Trójwymiarowa interpretacja uskoków przeprowadzono w oparciu o wcześniej wykonane mapy strukturalne oraz identyfikacje uskoków na sekcjach sejsmicznych i poziomych przekrojach czasowych. Uzyskany w ten sposób trójwymiarowy obraz osrodka, uzupełniony o informacje pochodzące z analizy atrybutów sejsmicznych oraz dane literaturowe, był podstawą do skonstruowania modelu ewolucji tektonicznej tej części NW Szelfu Australii, w której zlokalizowane jest zdjęcie sejsmiczne Zoca-2.

3.3 Analiza strukturalna

3.3.1 Analiza megasekwencji; identyfikacja głównych powierzchni niezgodności

Pierwszym etapem analizy strukturalnej była identyfikacja w zapisie sejsmicznym głównych granic niezgodności. Jednoznaczna identyfikacja horyzontów sejsmicznych możliwa była tylko dla płytszej części zdjęcia sejsmicznego, do czasu rejestracji około 4 s. Powyżej tego czasu słaba jakość danych sejsmicznych uniemożliwia interpretację, zarówno strukturalną jak i sejsmostratygraficzną.

Na prezentowanych profilach sejsmicznych skala pionowa jest znacznie przewyższona w stosunku do skali poziomej. Ze względu na to przewyższenie oraz fakt, iż dane sejsmiczne prezentowane są w domenie czasu, a nie głębokości, obserwowane na rysunkach kąty, zarówno upadów deoazyjnych jak i nachylenia płaszczyzn uskoku, są pozorne.

W zapisie sejsmicznym Zoca-2 wyróżniono cztery główne powierzchnie niezgodności: u5 – zinterpretowana jako strop megasekwencji synryftowej oraz u4, u2, u1 – granice obecne w obrebie megasekwencji postryftowej (Fig. 3.5). Rozpoznane powierzchnie niezgodności oddzielają pakiety osadów o innym charakterze zapisu sejsmicznego (odmiennej amplitudzie, częstotliwości, ciągłości i układzie refleksów).

Ponizej niezgodności u5 rozpoznano charakterystyczne dla pakietów synkinematycznych uskoki synsedymencyjne (Fig. 3.6). Dalo to podstawy do identyfikacji pakietu osadów występujących ponizej horyzontu u5, jako megasekwencji synryftowej. Granice u5 zidentyfikowano jako powierzchnie niezgodności, oddzielające pakiet osadów synryftowych, od leżących ponad nimi utworów postryftowych. U5 jest horyzontem o relatywnie dużej amplitudzie, oraz dobrej ciągłości zapisu, zapadającym pod niewielkim kątem na NNW (Fig. 3.5). Refleksy sejsmiczne w obrebie pakietu osadów występujących pod granicą u5, są równoległe, posiadają ten sam, NNW upad depozycyjny i charakteryzują się niewielkimi, w stosunku do nadległego pakietu postryftowego, amplitudami. Amplituda i ciągłość zapisu zmniejsza się wraz z głębokością (czasem rejestracji).

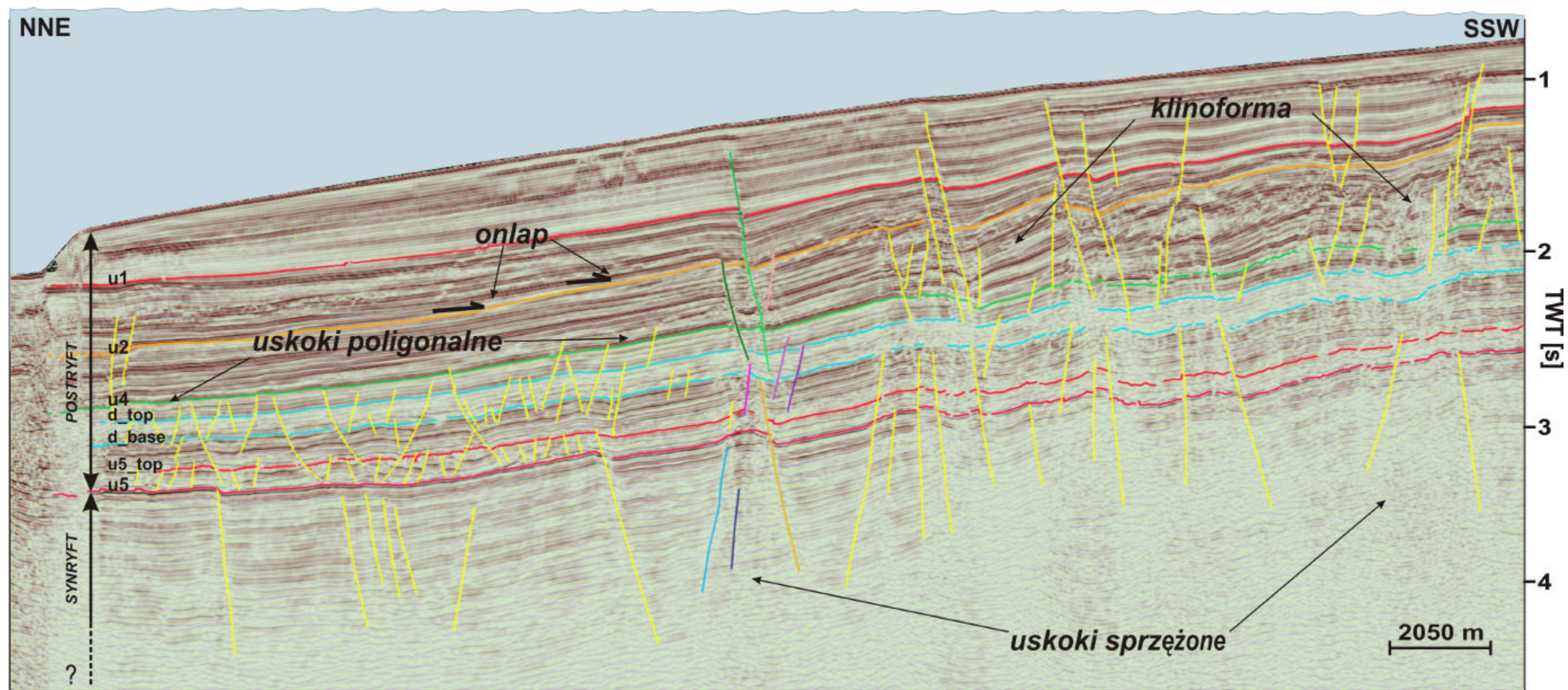


Fig. 3.5 Interpretacja strukturalno-stratygraficzna profilu sejsmicznego *inline* 280 (lokalizacja profilu na Fig. 3.7 – 3.11).

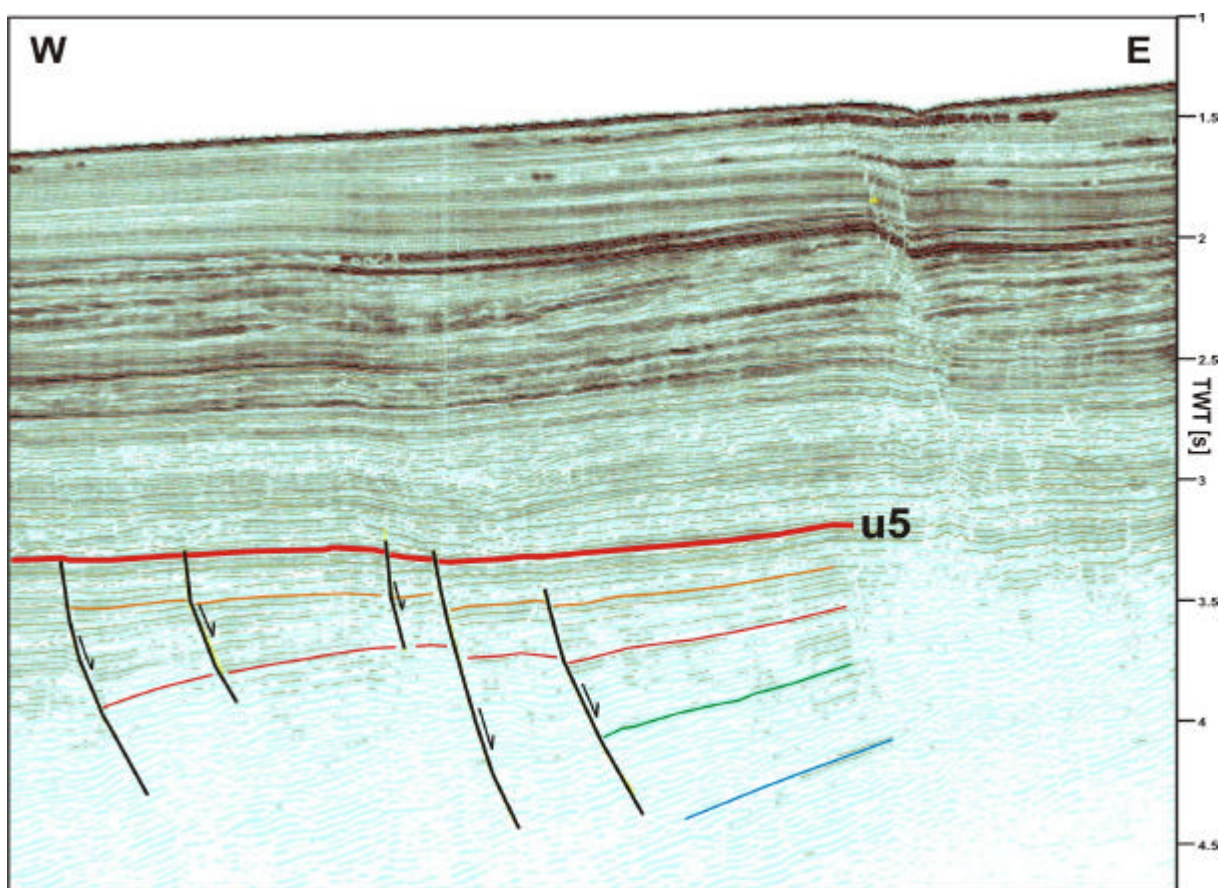


Fig. 3.6 Uskoki synsedymacyjne widoczne na jednym z sejsmicznych profili arbitralnych o przebiegu W-E.

W obrebie megasekwencji postryftowej, zidentyfikowano kilka powierzchni niezgodności, spośród których za najbardziej istotne uznano granice: u1, u2 oraz u4. Pomiedzy niezgodnościami u4 i u5 zinterpretowano dodatkowo trzy horyzonty sejsmiczne (u5_tp, d_base, d_top), dzielące ten pakiet osadów na cztery mniejsze pakiety o wyraźnie różniącym się zapisie sejsmicznym (Fig. 3.5). Miąższość osadów pomiędzy granicami u4 i u5 jest stała w obrebie całego zdjęcia sejsmicznego i wynosi około 0.7 s. W obrebie tego pakietu refleksy sejsmiczne są równoległe i charakteryzują się niewielkim upadem depozycyjnym w kierunku północnym.

Horyzonty sejsmiczne u4 oraz u2 zostały zidentyfikowane jako odpowiednio spąg oraz strop progradującej na północ klinoformy. Klinoforme charakteryzuje chaotyczny układ refleksów w południowej części zdjęcia sejsmicznego, będący superpozycją sigmoidalnego kształtu refleksów sejsmicznych i silnego zuskokowania (Fig. 3.5). W północnej części zdjęcia sejsmicznego refleksy w obrebie klinoformy są prawie równoległe i zapadają pod niewielkim kątem na północ. Pomiedzy granicami u4 i u2 można także zidentyfikować kilka dodatkowych niezgodności katowych. Niezgodności te mają jednak charakter lokalny

(kontynuują się zazwyczaj tylko na małym fragmencie zdjęcia sejsmicznego) oraz są trudne do jednoznacznej identyfikacji w południowej, silnie zaburzonej części klinoformy. Amplituda zapisu sejsmicznego dla całej klinoformy jest relatywnie wysoka.

Nad horyzontem u2 widoczny jest wyraźny, transgresywny układ przekraczający (*onlap*) refleksów sejsmicznych, wyklinowujących się do tej granicy (Fig. 3.5). Pakiet osadów pomiędzy niezgodnościami u2 i u1, zmniejszający swoją miąższość z N na S, charakteryzuje się relatywnie wysokimi amplitudami i dobrą dynamiką zapisu refleksów sejsmicznych.

W obrębie tego pakietu występują dodatkowe lokalne powierzchnie niezgodności.

Sekwencja osadów występujących najwyżej w profilu stratygraficznym, ponad horyzontem u1, charakteryzuje się prawie równoległym układem refleksów, zapadających pod niewielkim kątem na północ, ich dobra ciągłość oraz zmienność amplitud (Fig. 3.5). Również w obrębie tego pakietu obecne są granice niezgodności o niewielkim zasięgu powierzchniowym.

Głębokość dna morskiego na obszarze zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 waha się od 300 do około 950 m p.p.m. W rejonie głębokiego rowu morskiego, rozpoznanego w skrajnej, północnej części omawianego zdjęcia sejsmicznego głębokość dna morskiego sięga 1500 m p.p.m. Dno morskie zapada pod niewielkim kątem (0.3°) na północ i przecięte jest w wielu miejscach aktywnymi do tej pory uskokiemi ekstensyjnymi o rozciągłości SW-NE.

Wybrane powierzchnie niezgodności zostały wypikowane manualnie, w siatce o oczku 250 na 250 m, czyli co 10-ta linia sejsmiczna w kierunku *inline* i *crossline*. Na pozostałych profilach sejsmicznych interpretacja została uzupełniona za pomocą autopikera, w wyniku czego powstały mapy czasowe poszczególnych horyzontów sejsmicznych.

3.3.2 Interpretacja uskoków

Interpretacje uskoków w pierwszym etapie przeprowadzono na profilach sejsmicznych oraz poziomych przekrojach czasowych, a następnie na mapach czasowych (Fig. 3.7) i wygenerowanych na ich podstawie mapach upadu (Fig. 3.8), azymutów (Fig. 3.9) i amplitudy (Fig. 3.10) obliczonych dla wyinterpretowanych horyzontów. Powstałe na podstawie tych interpretacji mapy strukturalne (Fig. 3.11) wyraźnie pokazują kierunki rozciągłości i rozmiar struktur oraz wzajemne relacje przestrzenno-geometryczne pomiędzy uskokiemi.

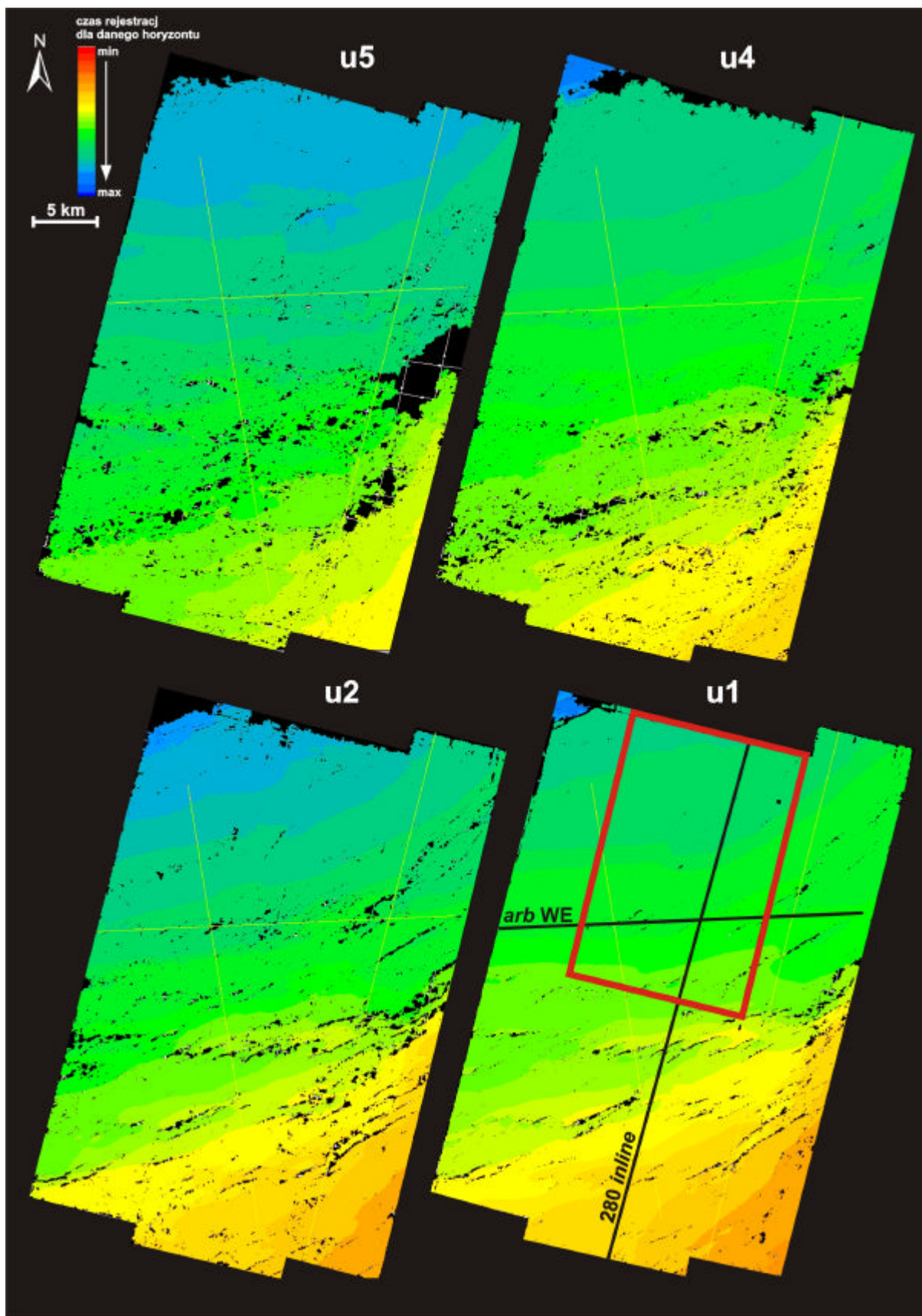


Fig. 3.7 Mapy czasowe wyinterpretowanych horyzontów sejsmicznych: u5, u4, u2 i u1.

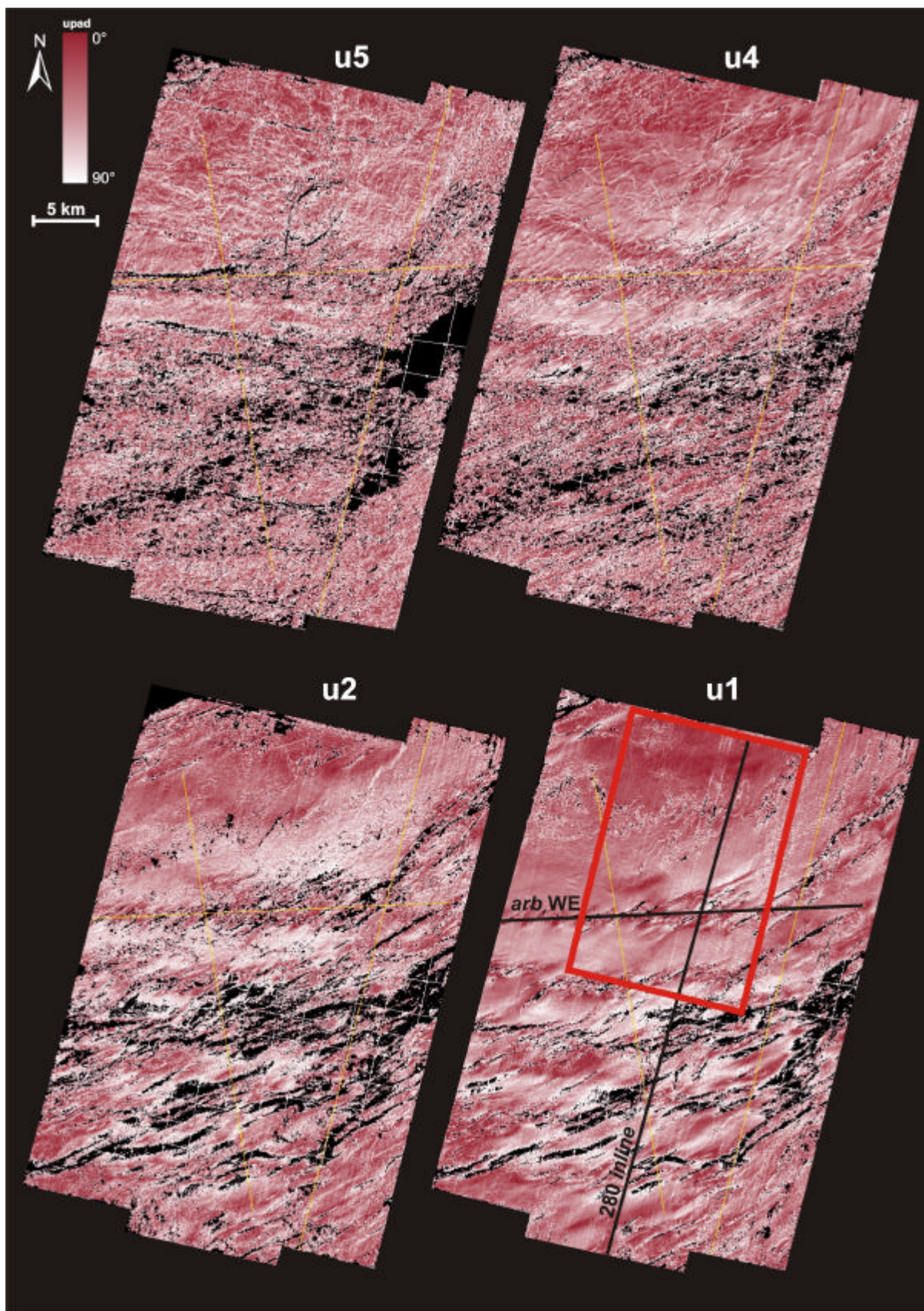


Fig. 3.8 Mapy rozkładu upadów obliczonych dla wyinterpretowanych horyzontów: u5, u4, u2 i u1.

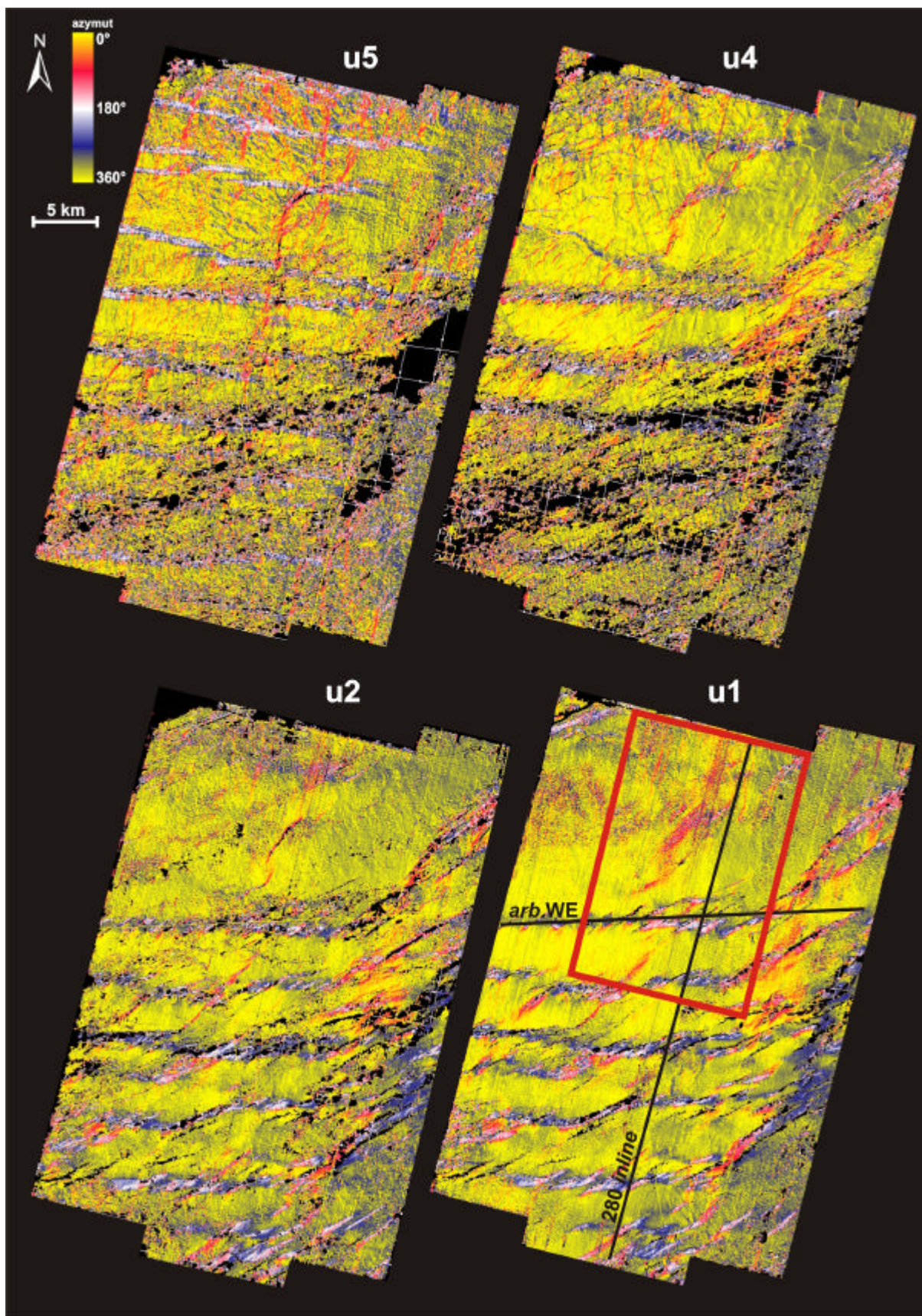


Fig. 3.9 Mapy rozkładu azymutów upadu wyinterpretowanych horyzontów: u5, u4, u2 i u1.

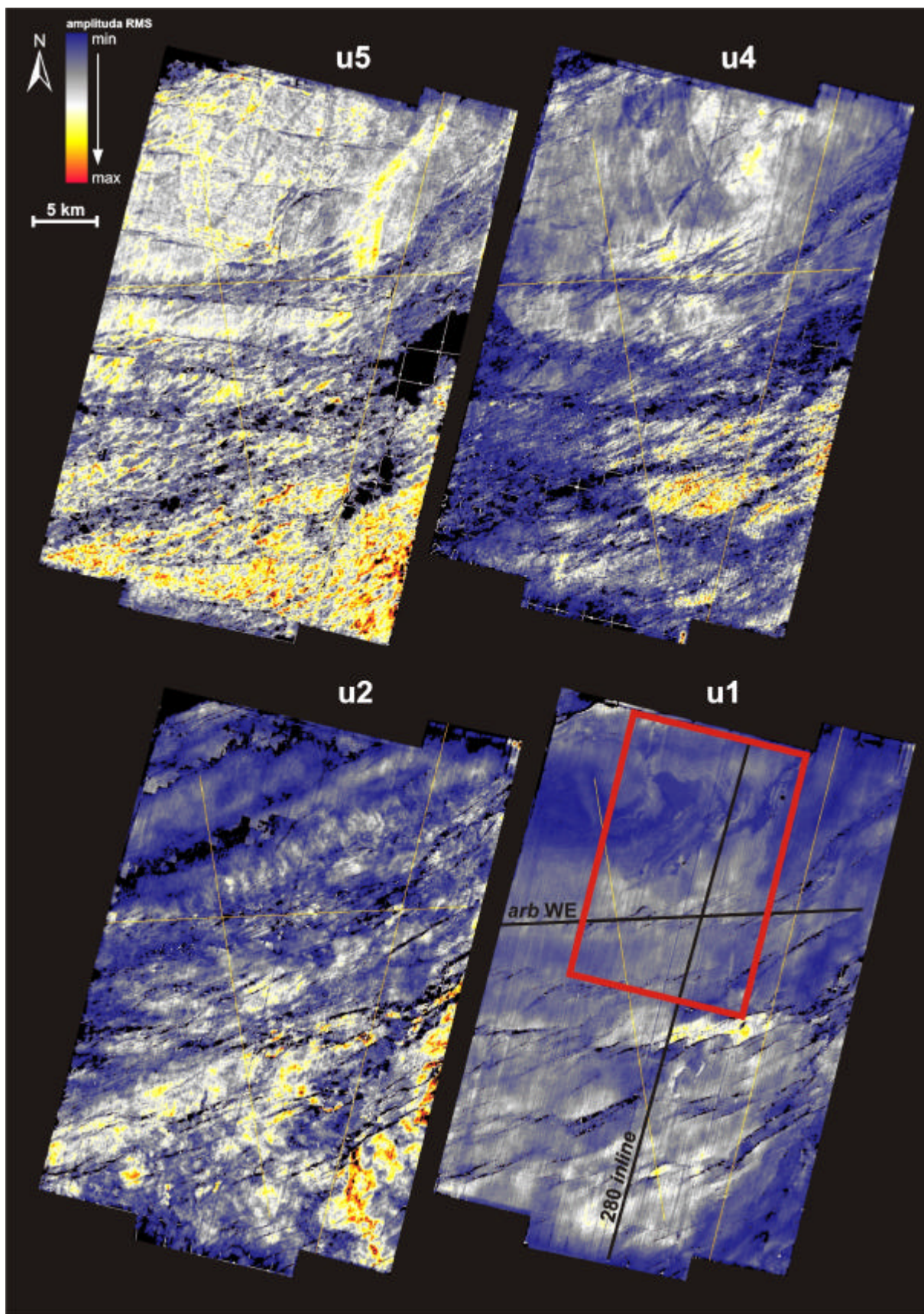


Fig. 3.10 Mapy rozkładu amplitudy średniej kwadratowej (RMS) obliczone dla wyinterpretowanych horyzontów: u5, u4, u2 i u1.

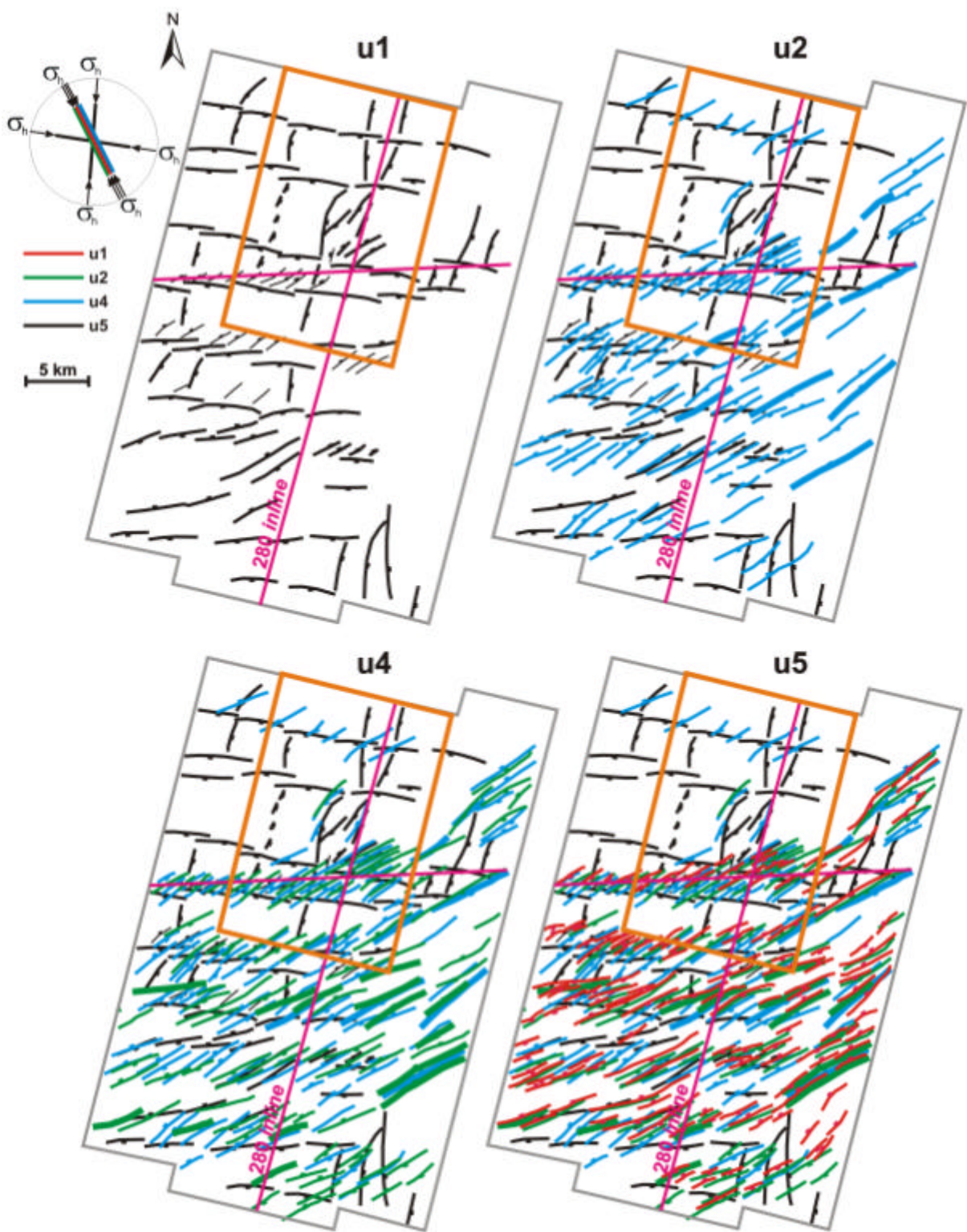


Fig. 3.11 Mapy strukturalne skonstruowane dla wyinterpretowanych horyzontów sejsmicznych: u5, u4, u2 i u1. σ_h – minimalne napreżenie horyzontalne (kierunek ekstensji).

W obrębie megasekwencji synryftowej, obecnej poniżej horyzontu u5, zidentyfikowano trzy zespoły uskoku ekstensyjnych (Fig. 3.11):

- 1) Uskoki synsedymencyjne o listrycznym charakterze powierzchni uskoku (Fig. 3.6). Uskoki te o rozciągłości SSW-NNE, długości kilku kilometrów i maksymalnym zrzucie wynoszącym około 200 m, zapadają na wschód. Obecne są na całym obszarze omawianego zdjęcia sejsmicznego. Uskoki te przecięte są przez zespół młodszych uskoku ekstensyjnych o rozciągłości W-E.
- 2) Uskoki o rozciągłości W-E – nie posiadają cech charakterystycznych dla uskoku synsedymencyjnych. Wykazują natomiast silną segmentację. Uskoki te, zazwyczaj strome, o średniej długości około 6 km, zapadają na południe. W obrębie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 występują one w kilku strefach o przebiegu W-E.
- 3) Uskoki o orientacji SW-NE – uskoki te, towarzyszące uskoku o orientacji W-E, są jednostkami niższego rzędu niż omówione wcześniej struktury. Ten zespół zapadających na NW uskoku o charakterze kulisowym (*en echelon faults*) o relatywnie małej długości na mapach strukturalnych (3 km), występuje na północ od stref związanych z uskokuwaniem o kierunku W-E. Na sekcjach sejsmicznych uskoki o rozciągłości SW-NE wygasają ku górze pomiędzy horyzontami sejsmicznymi u5 a u4 i wraz z uskukami o rozciągłości W-E tworzą systemy zębów o rozciągłości W-E. W odróżnieniu od powszechnego występowania w obrębie całego zdjęcia sejsmicznego uskoku o rozciągłości W-E, zasięg deformacji o orientacji SW-NE ograniczony jest do środkowej i południowej jego części. Uskoki SW-NE nieobecne są w części północnej zdjęcia Zoca-2, gdzie obserwowany na sekcjach sejsmicznych upad depozycyjny warstw zmniejsza się w kierunku N.

Uskoki synsedymencyjne nie kontynuują się ponad niezgodnością u5. Jednakże uskoki ekstensyjne, nie wykazujące cech synsedymencyjnych, często przecinają horyzont u5 i wygasają w obrębie pakietu osadów pomiędzy niezgodnościami u5 i u4 (Fig. 3.5). Uskoki te zidentyfikowano jako młodsze od uskoku synsedymencyjnych. Ze względu na słabą jakość zapisu sejsmicznego dla czasów rejestracji wyższych niż 3.5 – 4 s, trudno jest jednoznacznie stwierdzić, jak daleko wyróżnione zespoły uskoku kontynuują się w głąb.

Powyżej horyzontu u5, w obrębie sekwencji postryftowych osadów o jednorodnej miazgłości, występującej na sekcjach sejsmicznych pomiędzy horyzontami u5 i u4, rozpoznano uskoki ekstensyjne o relatywnie małym zrzucie (Fig. 3.5). Występowanie tej charakterystycznej sieci uskoku ograniczone jest tylko do pakietu sedymentacyjnego

po między granicami u5 i u4. Uskoki te, rozpoznane za pomocą map atrybutów sejsmicznych policzonych dla horyzontów wypikowanych w obrebie tego pakietu, zostały zidentyfikowane jako system uskoków poligonalnych i szerzej opisane w rozdziale 4, dotyczącym analizy atrybutów sejsmicznych.

Pakiet osadów pomiędzy horyzontami u5 a u4 został na sekcjach sejsmicznych zidentyfikowany jako strefa interakcji pomiędzy omówionym wcześniej zespołem uskoków ekstensyjnych o rozciągłości W-E oraz występującymi ponad nim uskoki normalnymi o orientacji SW-NE (Fig. 3.11). Ze względu na słabej jakości zapis sejsmiczny w tej strefie, charakter tej interakcji (*hard-* lub *softlinkage*) jest trudny do jednoznacznego określenia. Na mapie strukturalnej horyzontów u5 i u4 (Fig. 3.11) widac przestrzenne relacje obydwu zespołów uskoków. Uskoki młodsze o rozciągłości SW-NE występują bezpośrednio nad starszymi deformacjami o rozciągłości W-E. Młodsze uskoki zapadają na NW oraz SE, tworząc nad strefą występowania starszych uskoków o trendzie W-E, charakterystyczny system rowów i zębów, widocznych na sekcjach sejsmicznych o orientacji południkowej (Fig. 3.5). Sekcje sejsmiczne wyraźnie pokazują także, że w omawianym zespole uskoków ekstensyjnych o rozciągłości SW-NE, uskoki zapadające na SE pełnią rolę uskoków głównych – posiadają one większy zrzut, i większą powierzchnię płaszczyzny uskokowej niż uskoki zapadające na NE. Wiele spośród tych właśnie uskoków przecina powierzchnię dna morskiego, tworząc charakterystyczny kulisowy układ, o prawoskrotnym następstwie występowania deformacji.

Na sekcjach sejsmicznych o orientacji W-E, zinterpretowane w obrebie pakietu postryftowego uskoki ekstensyjne o rozciągłości SW-NE, zapadające na SE, tworzą charakterystyczny układ typu domino (Fig. 3.12). Na tak zorientowanych profilach widac, że uskoki zapadające na SW pełnią rolę głównych, a antytetyczne na przekrojach i równolegle do nich w planie uskoki zapadające na NW, tylko w nielicznych przypadkach przecinają najmłodsze osady. Obydwa zespoły uskoków SW-NE, mające w planie kulisowy charakter, a na sekcjach sejsmicznych wydają się wygasać w obrebie pakietu osadów pomiędzy horyzontami u5 i u4. Arbitralne profile sejsmiczne W-E (Fig. 3.12) pokazują nieco bardziej dokładnie, że uskoki te mogą wygasać w obrebie pakietu o słabej ciągłości zapisu sejsmicznego i niskiej amplitudzie znajdującego się pomiędzy horyzontami d_base i d_top.

Mapy strukturalne wykonane dla pozostałych granic (u2 i u1), nałożone na mapę horyzontów u5 oraz u4 pokazują, że orientacja uskoków o rozciągłości SW-NE nie zmienia

się w górę profilu (Fig. 3.11). Zmienia się natomiast gęstość sieci uskokuwej w obrębie pakietu postryftowego, co widoczne jest na mapach amplitudy średniej kwadratowej (*RMS amplitude*), policzonych dla omawianych horyzontów (Fig. 3.10). Na mapie amplitudy obliczonej dla u4, zauważalny jest bardziej rozproszony, niż na horyzoncie u2 i u1, charakter deformacji o rozciągłości SW-NE. Dominują uskoki o relatywnie małej długości, a gęstość sieci uskokuwej na u4 jest dużo większa niż na pozostałych horyzontach wyinterpretowanych ponad tą niezgodnością. Ponad horyzontem u4, idąc w górę profilu, gęstość sieci uskokuwej spada. Uskoków jest coraz mniej – zanikają uskoki o małej długości (<1km), a deformacje koncentrują się na uskokach o relatywnie dużej długości, które są wyraźnie zaznaczone w zapisie sejsmicznym. Dłuższe uskoki mają również większe zrzuty. Na mapach horyzontu u1 (Fig. 3.7 – 3.11) widoczny jest kulisowy charakter uskokuw o rozciągłości SW-NE i prawoskrotny kierunek następstwa ich występowania (*right stepping en echelon faults*). Uskoki te, na horyzoncie u1, mają średnią długość około 5 km i są jednoznacznie identyfikowalne na mapach upadków, azymutów i amplitudy (Fig. 3.8 – 3.10), obliczonych dla tego horyzontu.

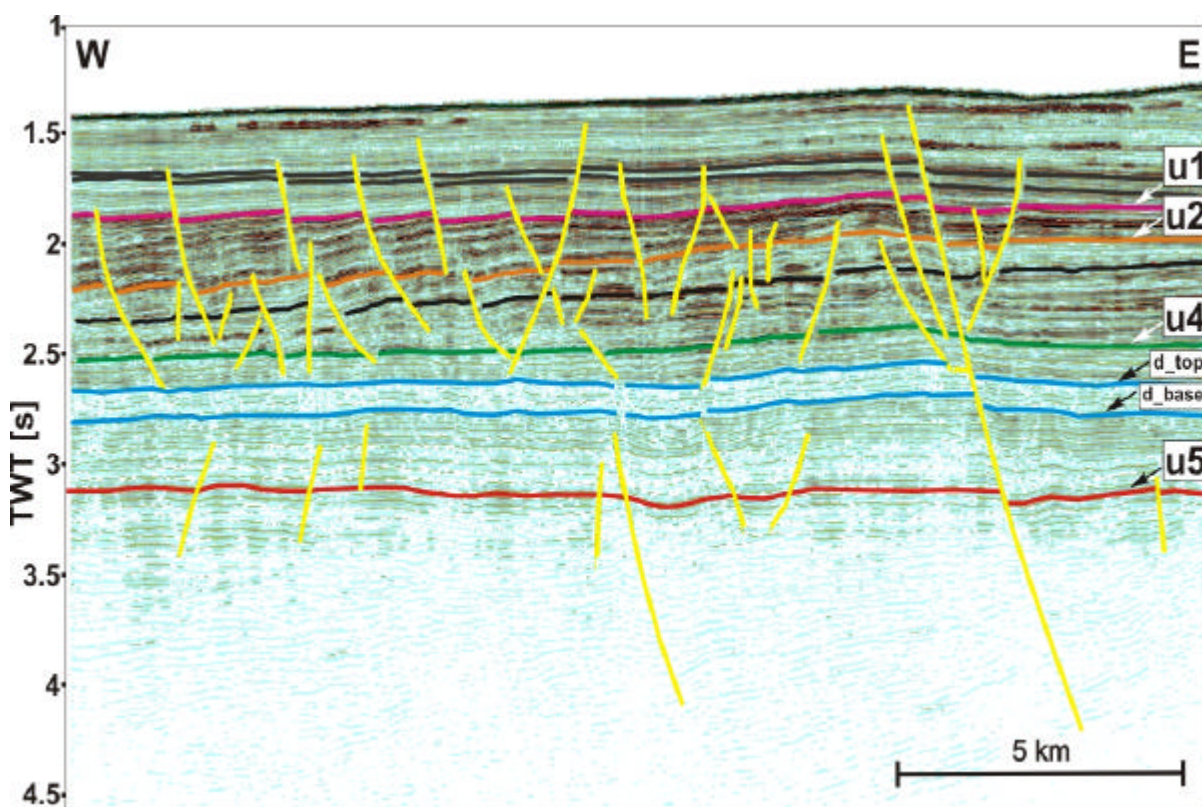


Fig. 3.12 Interpretacja strukturalna arbitralnego profilu sejsmicznego (lokalizacja profilu pokazana na Fig. 3.7 – 3.11).

Zasieg deformacji o kierunku SW-NE, pomimo faktu, iż związane są one z występującymi na całym obszarze zdjęcia Zoca-2 deformacjami o rozciągłości W-E, jest ograniczony do centralnej i południowej części omawianego zdjęcia sejsmicznego. W tym rejonie upad depozycyjny warstw jest większy niż w części północnej, a refleksy sejsmiczne (pomiędzy u4 a u2) w obrębie omawianej wcześniej klinofory wykazują sigmoidalną geometrię.

Na uskokach o rozciągłości SW-NE zaobserwowano na sekcjach sejsmicznych tylko jedno maksimum zrzutu, zlokalizowane w środkowej części płaszczyzny uskokowej. Na mapach amplitud obliczonych dla wyinterpretowanych horyzontów zauważyć można, że maksimum to położone jest w centrum powierzchni uskokowej także w planie. Jest to typowy rozkład deformacji na płaszczyźnie uskokowej dla ślepych uskoków ekstensyjnych (*blind faults*) o małym (kilkanastki m) i średnim (< 200 m) zrzucie.

Na sekcjach sejsmicznych, w obrębie pakietu postryftowego, występują nieliczne uskoki, których kierunek zrzutu wskazuje na ich inwersyjny charakter (Fig. 3.13). Te strome uskoki towarzyszą zespołowi uskoków normalnych o rozciągłości SW-NE i mają identyczną orientację. Stanowią one około 1-2% obserwowanych uskoków i występują pojedynczo, w miejscach o złożonej budowie strukturalnej. Pojedyncze uskoki inwersyjne są prawdopodobnie rezultatem lokalnej kompresji towarzyszącej regionalnej ekstensji i są częstym zjawiskiem obserwowanym w skomplikowanych systemach ekstensyjnych. Mniej prawdopodobne wydaje się być założenie, iż uskoki te powstały w wyniku deformacji o charakterze przesuwczym, których efektem może być również (pozornie) inwersyjny kierunek zrzutu. Ze względu na sporadyczne występowanie deformacji inwersyjnych w obrębie omawianego zdjęcia sejsmicznego, uskoki te potraktowano jako rodzaj „szumu tektonicznego” występującego w strefie o wyraźnie dominującym (98-99% wszystkich deformacji) reżimie naprężeń ekstensyjnych.

Omówione wcześniej uskoki, występujące w obrębie pakietu synryftowego o orientacji W-E oraz uskoki ekstensyjne o rozciągłości SW-NE, tworzą, wraz z występującymi ponad nimi (w obrębie pakietu postryftowego) uskokami o trendzie SW-NE, system uskoków sprzężonych (*conjugate fault system*). Charakterystyczny dla uskoków sprzężonych jest rodzaj połączeń międzyuskokowych (*linkage*) pomiędzy górnym i dolnym zespołem uskoków składających się na system sprzężony. Rodzaj tego połączenia może być typu *soft-* (*softlinkage/softlink*) lub typu *hard-* (*hardlinkage/hardlink*). Poprzez połączenie typu *soft-* na pionowym profilu sejsmicznym, rozumiany jest taki rodzaj interakcji uskoków, gdzie płaszczyzny uskokowe, składające się na górną i dolną część systemu uskoków

sprzezonych, bezpośrednio nie łączą się ze sobą. Przy połączeniu typu *hard-* istnieje natomiast bezpośredni kontakt pomiędzy płaszczyznami uskokowymi dolnego i górnego zespołu uskoków, czyli pomiędzy płaszczyznami uskoków, które uległy reaktywacji oraz uskokami, które w wyniku tej reaktywacji powstały. W przypadku uskoków sprzezonych, zidentyfikowanych w obrębie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, charakter połączeń międzyuskokowych (*soft-* lub *hard-*) jest trudny do jednoznacznego określenia. Wynika to z faktu, że strefa tego połączenia, znajdująca się pomiędzy granicami u5 i u4, charakteryzuje się słabą jakością zapisu sejsmicznego.

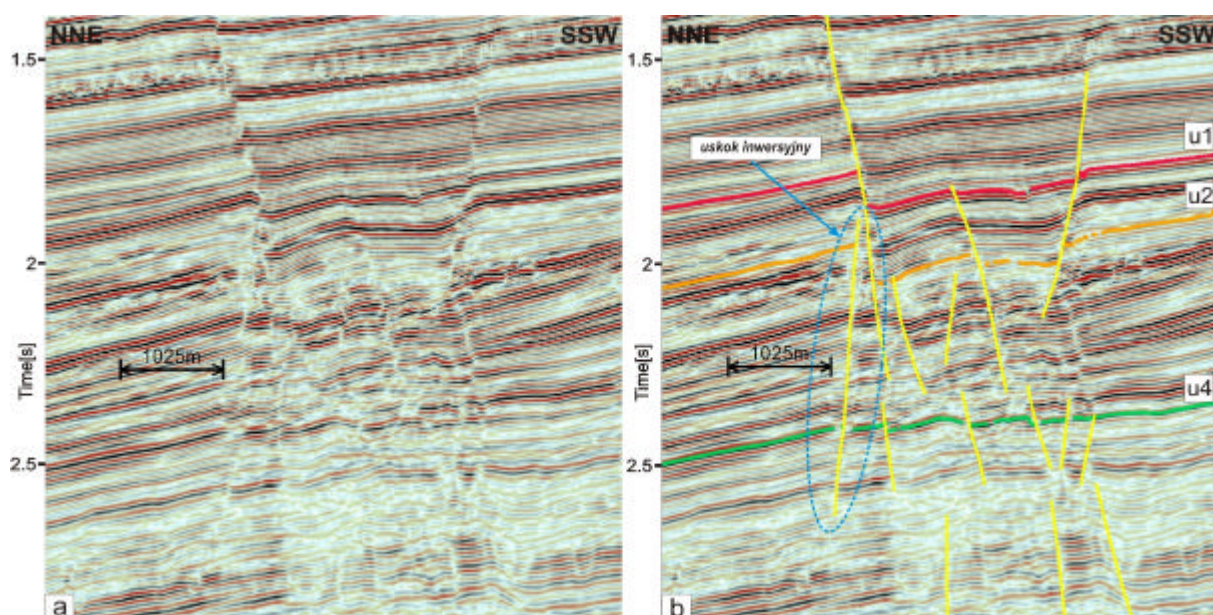


Fig. 3.13 Przykład deformacji o charakterze inwersyjnym; a – niezinterpretowany i b – zinterpretowany fragment profilu sejsmicznego o orientacji SSW-NNE.

Rozprzestrzenienie systemu uskoków sprzezonych oraz ich północny zasięg pokrywa się z rozprzestrzenieniem i zasięgiem uskoków o rozciągłości SW-NE, występujących w obrębie megasekwencji postryftowej.

3.3.3 Przestrzenna analiza uskoków

Przestrzenna, geometryczna interpretacja płaszczyzn uskokowych, wykonano w oparciu o interpretację strukturalną sekcji sejsmicznych *inline* i *crossline*, profili arbitralnych, poziomych przekrojów czasowych, jak również analizie rozkładu azymutów, upadów i amplitudy średniej kwadratowej na wyinterpretowanych horyzontach. Pomocne w określeniu trójwymiarowych relacji geometrycznych pomiędzy uskokami były także

atrybuty sejsmiczne, takie jak *Semblance* oraz wizualizacja *Combo Volume* (omówione szerzej w rozdziale 4).

Trójwymiarowa interpretacja uskoków przeprowadzono dla wybranego fragmentu danych sejsmicznych Zoca-2, znajdującego się w strefie uskoków sprzeczonych, najbardziej wysuniętej na N. Trójwymiarowa analiza uskoków umożliwiła lepsze zobrazowanie geometrycznych relacji pomiędzy uskokami w obrębie tego samego zespołu, a także pomiędzy uskokami przynależnymi do różnych zespołów (Fig. 3.14, 3.15, 3.17 i 3.18).

Uskoki o rozciągłości SW-NE, należące do tego samego zespołu (zapadające w tym samym kierunku), cechuje występowanie pomiędzy sąsiadującymi powierzchniami uskokowymi stref akomodacji (*relay ramp*) o charakterze fleksuralnym (Fig. 3. 16). Przestrzenne relacje pomiędzy uskokami o rozciągłości SW-NE, zapadającymi w przeciwnych kierunkach, zostały w schematyczny sposób przedstawione na Fig. 3.16.

Dla większości uskoków ekstensyjnych charakterystyczny jest eliptyczny kształt powierzchni uskokowej, z maksimum zrzutu zlokalizowanym w jej centralnej części. Jedynie uskoki synsedymencyjne (zaznaczone na Fig. 3.14, 3.15, 3.17 oraz 3.18 kolorem czerwonym) mają charakter uskoków szuflowych, wykazujących silną segmentację. Przecięte są one poprzez zespół uskoków ekstensyjnych o rozciągłości W-E (Fig. 3.14).

Przestrzenna analiza uskoków pokazuje wyraźnie geometryczną odmienną wyróżnionych wcześniej zespołów uskoków. Na zespół o rozciągłości W-E, składają się uskoki o podobnej wielkości i kształcie powierzchni uskokowej, rozprzestrzenione w równomierny sposób w strefach o trendzie W-E (zaznaczone na Fig. 3.14, 3.15, 3.17 oraz 3.18 kolorem żółtym). Występujące na N od tych stref, zapadające na NW uskoki niższego rzędu, o rozciągłości SW-NE wykazują również małe zróżnicowanie (zaznaczone na Fig. 3.14, 3.15, 3.17 oraz 3.18 kolorem niebieskim). Uskoki o rozciągłości W-E wraz z przestrzennie stowarzyszonymi z nimi, podrzędnymi uskokami o trendzie SW-NE, stanowią dolną część systemu uskoków sprzeczonych. Zupełnie inną budowę ma górna część tego systemu, na którą składają się dwa komplementarne zespoły uskoków o orientacji SW-NE; zapadający na SE (zaznaczony na Fig. 3.14, 3.15, 3.17 oraz 3.18 kolorem zielonym) i na NW (zaznaczony na Fig. 3.14, 3.15, 3.17 oraz 3.18 kolorem różowym). Uskoki o rozciągłości SW-NE posiadają mniejsze, niż uskoki o orientacji W-E zrzuty i odpowiednio mniejszą powierzchnię płaszczyzny uskokowej. Obydwa komplementarne zespoły występują w postaci wiązek położonych blisko siebie powierzchni uskokowych i wykazują znacznie wyższy stopień komplikacji tektonicznej niż uskoki o rozciągłości W-E. Jak już zostało w niniejszym

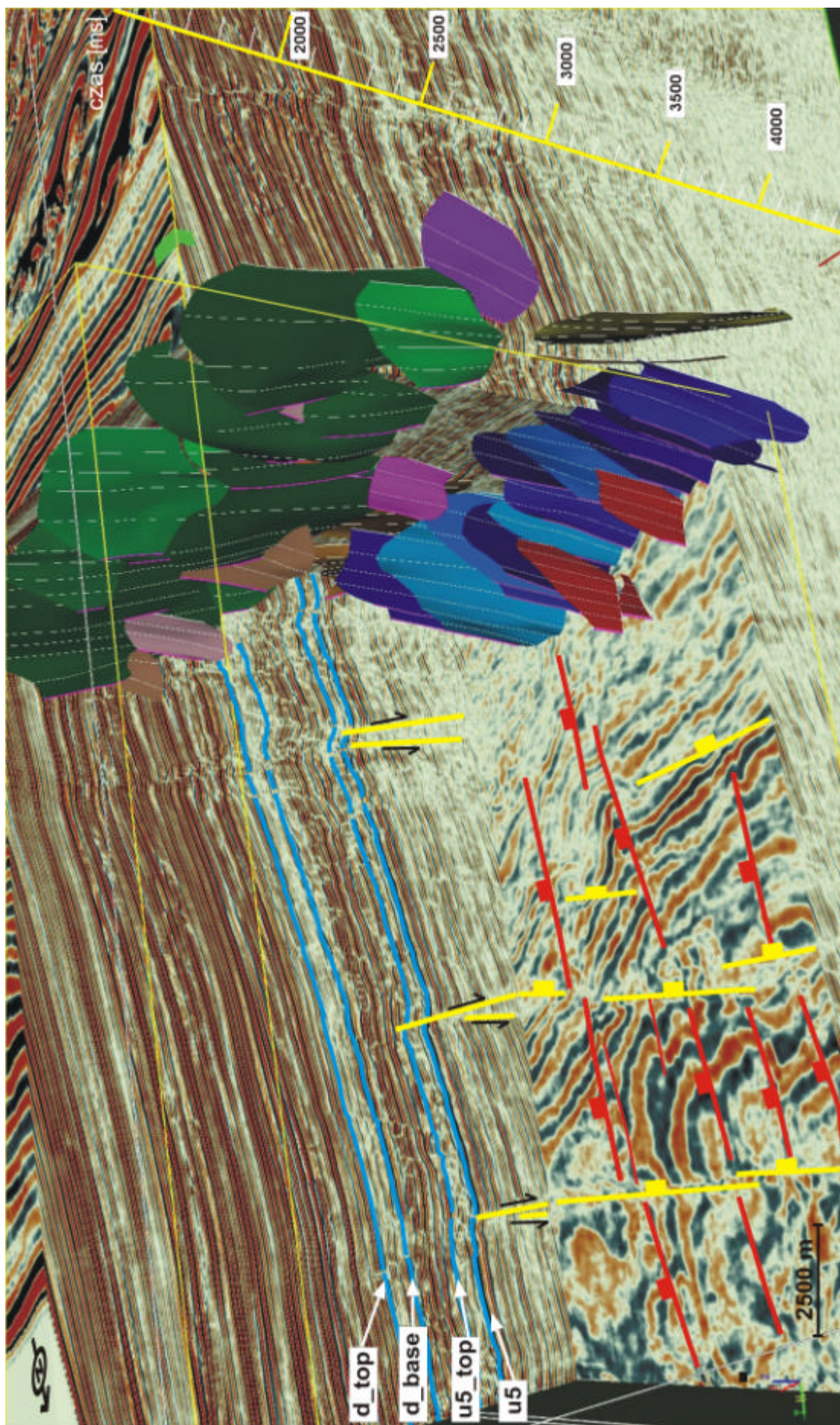


Fig. 3.14 Fragment danych sejsmicznych 3D wraz z ich trójwymiarową interpretacją systemu uskokiów sprężonych, przecinających zapadającą na E, uskoki synsedymencyjne (zaznaczone kolorem czerwonym). Uskoki należące do tego samego zespołu oznaczone tym samym kolorem.

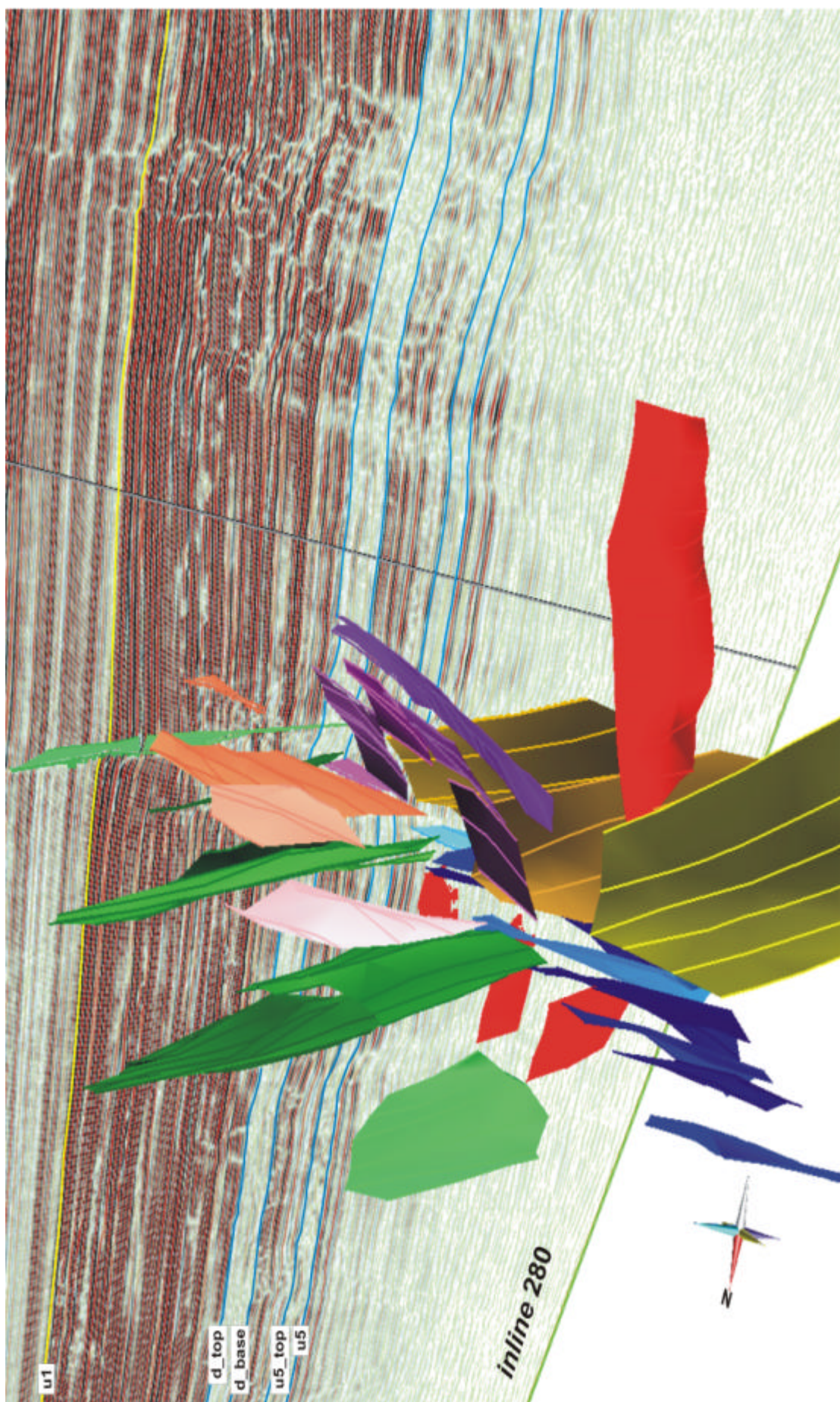


Fig. 3.15 Trójwymiarowa wizualizacja systemu uskokiów sprężonych, przecinających zapadające na E, listyryczne uskoki synsedymencyjne (zaznaczone kolorem czerwonym). Uskoki należące do tego samego zespołu oznaczono tym samym kolorem.

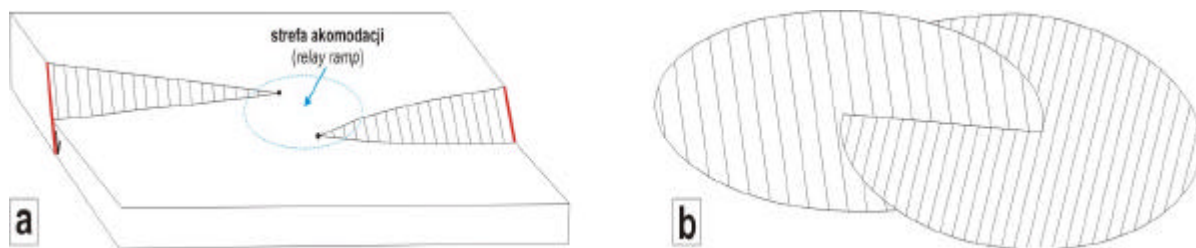


Fig. 3.16 Schematyczny rysunek przedstawiający obserwowany na danych sejsmicznych Zoca-2 charakter interakcji pomiędzy uskokami zapadającymi w tym samym kierunku, w formie strefy akomodacji (*relay ramp*) (a) i uskokami zapadającymi w przeciwnych kierunkach (b).

rozdziale wspomniane, większość odkształcen w obrębie pakietu postryftowego akomodowanych jest przez uskoki o rozciągłości SW-NE, zapadające na SE. Komplementarny zespół uskoku, zapadających na NW rozwinał się w znacznie mniejszym stopniu. Dla obydwu zespołów częsta jest także segmentacja w pionie (Fig. 3.14, 3.15). W wielu przypadkach, w obrębie pakietu postryftowego, akomodacja odkształcen zachodzi poprzez obecność kilku uskoku o mniejszych zrzutach, które nie są ze sobą bezpośrednio połączone (*softlinkage*).

Trójwymiarowa wizualizacja uskoku pokazuje w sposób czytelny i jednoznaczny przestrzenną zależność pomiędzy lokalizacją stref występowania uskoku o rozciągłości W-E, a występującymi ponad nimi uskokami o orientacji SW-NE (Fig. 3.17, 3.18).

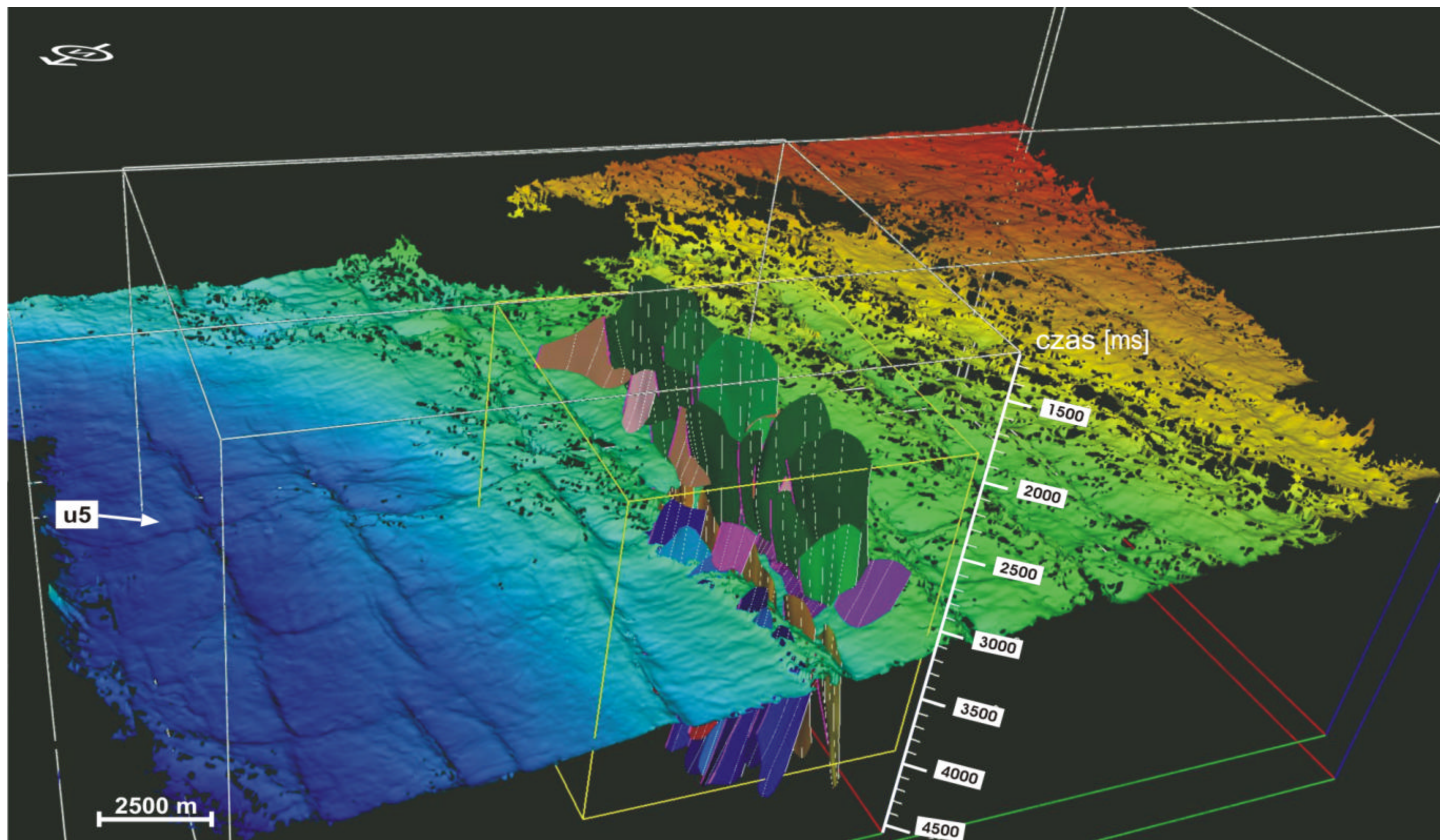


Fig. 3.17 Mapa czasowa horyzontu u5 wraz z trójwymiarowa interpretacja uskoków, wykonana dla fragmentu danych sejsmicznych, zaznaczonego przez żółty prostopadłoscian.

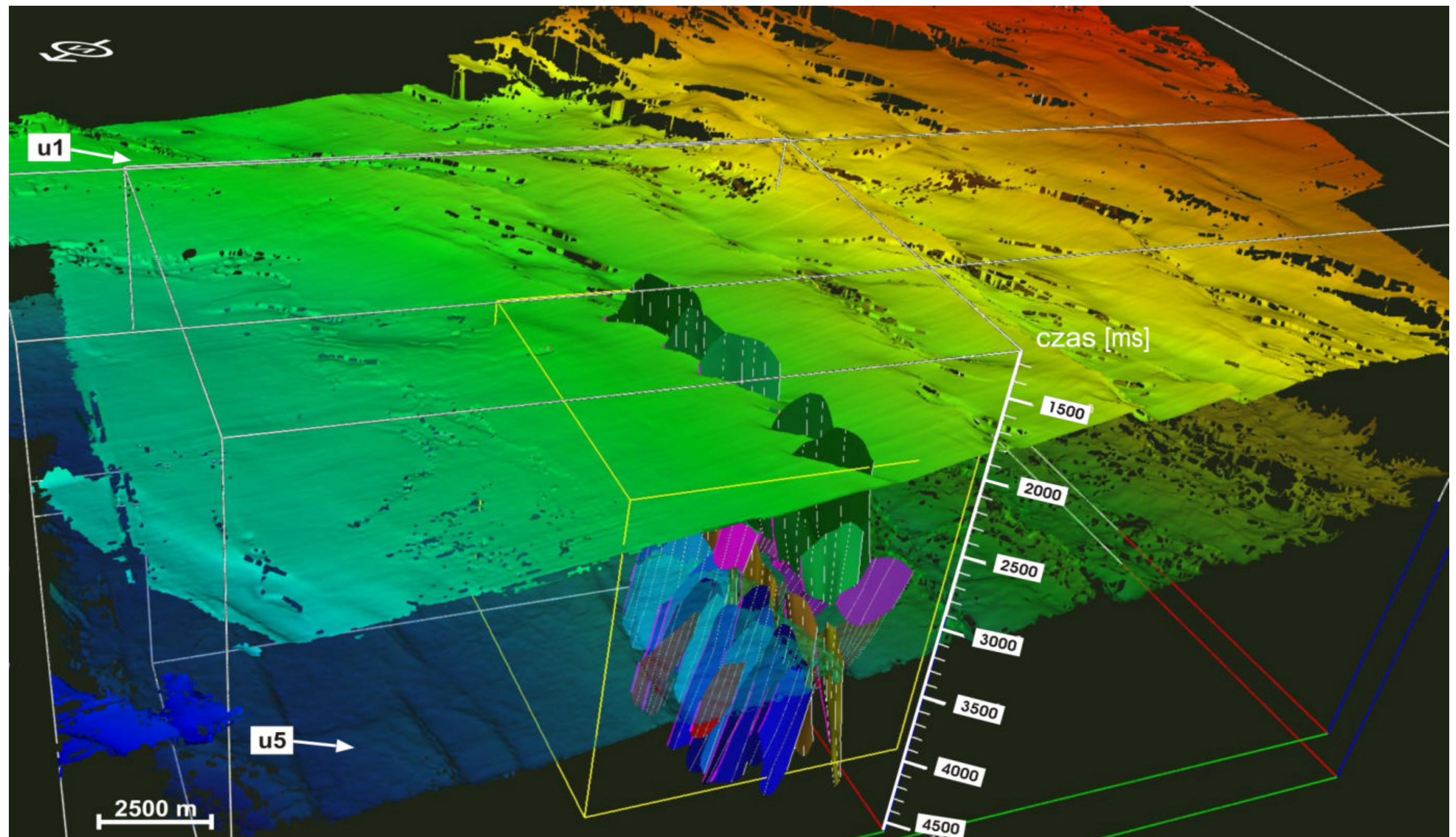


Fig. 3.18 Mapa czasowa horyzontów u5 i u1, wraz z trójwymiarowa interpretacja uskoków, wykonana dla fragmentu danych sejsmicznych, zaznaczonego przez żółty prostopadloscian.

3.3.4 Stratygrafia i czas deformacji w oparciu o dostępna literaturę

Ze względu na brak bezpośredniej informacji otworowej dotyczącej wieku poszczególnych pakietów sedymentacyjnych i granic sejsmicznych, określenie czasu ich powstania wykonano w oparciu dane geologiczne zawarte w dostępnej literaturze, dotyczącej ewolucji północnej części basenu Bonaparte.

Znany z literatury czas deformacji tektonicznych w obrębie przyległych do omawianego zdjęcia sejsmicznego jednostek strukturalnych – platformy Sahul oraz sub-basenu Vulcan – ekstrapolowano na rejon zdjęcia Zoca-2 (Fig. 3.19). Na podstawie tych informacji horyzont u5 zidentyfikowano jako horyzont odpowiadający niezgodności intra-walanzynskiej, wyznaczającej w tej części basenu Bonaparte koniec stadium ryftowania. Pod tą niezgodnością występują osady kredy dolnej, a pod nimi prawdopodobnie jury górnej. Dostępny zapis sejsmiczny nie pozwala na określenie spagu megasekwencji synryftowej (niezgodności kelowejskiej) – być może obecna jest ona na dużych czasach rejestracji (poniżej 4 s), jednak ze względu na słabą jakość zapisu sejsmicznego jej jednoznaczna identyfikacja jest niemożliwa.

Porównując zapis sejsmiczny, czasy rejestracji i styl deformacji tektonicznych w obrębie zdjęcia Zoca-2 (Fig. 3.5) z interpretacją danych sejsmicznych z rejonu sąsiedniego sub-basenu Vulcan, wykonaną przez Mayera et al. (2002) (Fig. 3.20) widac, że wyznaczony na danych Zoca-2 horyzont u5 koresponduje ze zidentyfikowaną przez Mayera i innych, regionalną niezgodnością intra-walanzynską. Rozpoznana przez Mayera i innych niezgodność, podobnie jak granica u5 na danych Zoca-2 (Fig. 3.5), jest horyzontem występującym w strefie interakcji pomiędzy górnym i dolnym zespołem uskokuw stanowiących system uskokuw sprzeczonych, występujący również w rejonie sub-basenu Vulcan.

ERA	OKRES	EPOKA	WYDARZENIA TEKTONICZNE			
			SUB-BASEN VULCAN	PLATFORMA SAHUL	ZDJECIE SEJSMICZNE ZOCA-2	
KENOZOICZNA	TRZECIORZĘD	NEOGEN	PASYWNA KRAWĘDŹ KONTYNENTU	PASYWNA KRAWĘDŹ KONTYNENTU	Kolizja płyt australijskiej z Timorem Reaktywacja mioceńskich uskoków/ regionalna kompresja	
		PLIOCEN				
		MIOCEN				
		OLIGO-CEN				
	TRZECIORZĘD	EOCEN				
		PALE-OCEN				
MEZOZOICZNA	KREDA	GÓRNA	SEKWENCJA POSTRYFTOWA	SEKWENCJA POSTRYFTOWA	Termalna subsydencja miększa jednorodna sekwencja osadów ilowcowych	
		DOLNA				
	JURA	GÓRNA	SYNRYFT	SYNRYFT		
		ŚRODKOWA				
		DOLNA				
	TRIAS	GÓRNY	SEKWENCJA PRERYFTOWA	SEKWENCJA PRERYFTOWA		?
		ŚRODK.				
		DOLNY				

Fig. 3.19 Tektonostratygrafia w rejonie zdjęcia sejsmicznego ZOCA-2 w oparciu o tektonostratygrafię sub-basenu Vulcan i platformy Sahul.

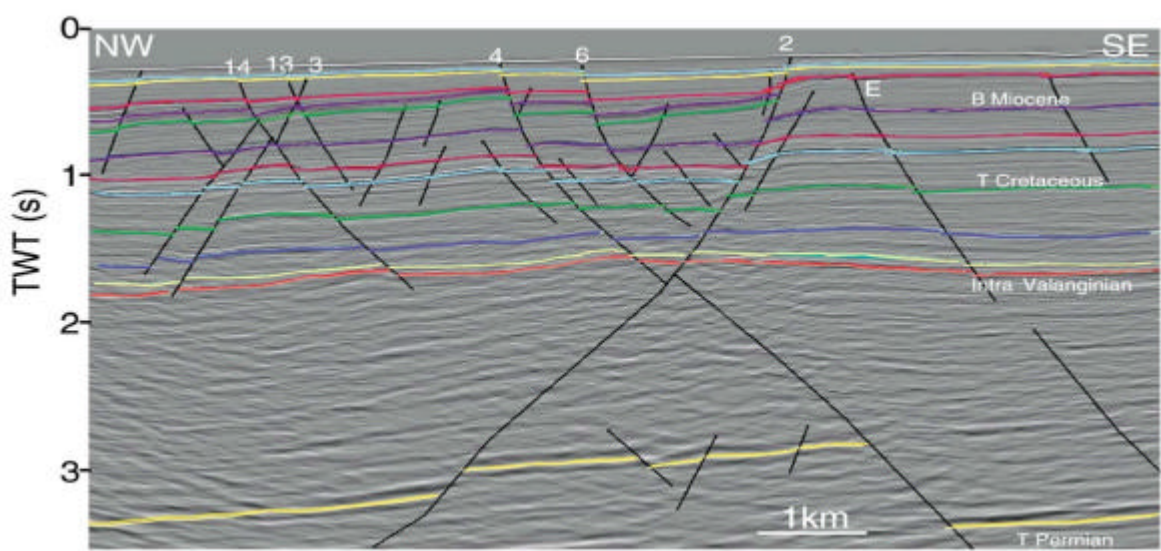


Fig. 3.20 Interpretacja sejsmiczna danych pochodzących z sub-basenu Vulcan (Mayer et al., 2002).

Bardziej problemowe i trudne do jednoznacznej identyfikacji wydają się granice niezgodności w obrębie megasekwencji postryftowej. Porównując zapis sejsmiczny na zdjęciu Zoca-2 ze zinterpretowaną linią sejsmiczną T97-3777 zarejestrowaną w obrębie platformy Sahul, przechodzącą przez złoża gazu Sunrise i Troubadour (Fig. 3.21), można dostrzec podobieństwa pomiędzy zapisem sejsmicznym stropu miocenu, a niezgodnością u1 zidentyfikowaną na zdjęciu sejsmicznym Zoca-2 (Fig. 3.5). Duża odległość zdjęcia Zoca-2 od linii sejsmicznej T97-3777 (około 300 km) może być jednak przyczyną pewnych rozbieżności interpretacyjnych pomiędzy obydwoma zapisami sejsmicznymi.

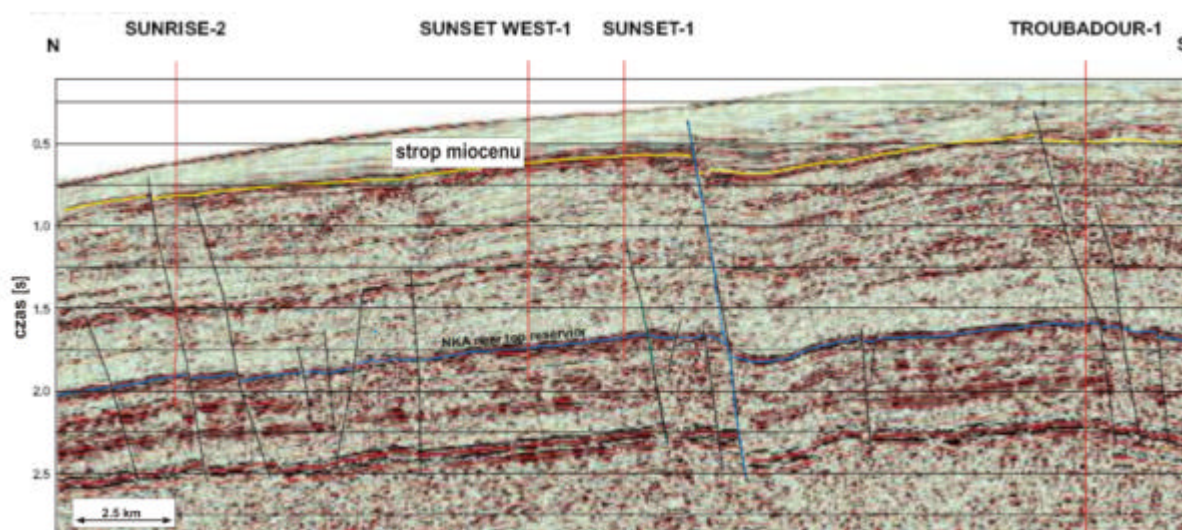


Fig. 3.21 Interpretacja sejsmiczna linii T97-3777, zlokalizowanej w obrębie platformy Sahul (źródło: Geoscience Australia).

4 Analiza atrybutów sejsmicznych

Analiza atrybutów sejsmicznych jest innym spojrzeniem na standardowa trasę sejsmiczną, a tym samym niezwykle pomocnym narzędziem w rozwiązywaniu problemów interpretacyjnych. Jednym z jej ważniejszych aspektów jest badanie horyzontalnej zmienności atrybutów, która może wynikać ze zmian stratygraficznych wzdłuż danego horyzontu sejsmicznego. Atrybuty ułatwiają również identyfikację w zapisie sejsmicznym wszelkich trendów geometrycznych (strukturalnych i stratygraficznych), a tym samym pomagają w jednoznacznej korelacji horyzontów sejsmicznych. Precyzyjna korelacja jest istotna z punktu widzenia analizy strukturalnej, gdyż przerwanie ciągłości horyzontu pomaga ustalić zrzut i rozciągłość uskoku. W niniejszej pracy atrybuty sejsmiczne wykorzystane zostały przede wszystkim jako narzędzie wspomagające interpretację strukturalną. Szczególnie przydatne okazały się w detekcji niewielkich (na granicy rozdzielczości sejsmicznej, wynoszącej około 20 m) struktur, których lateralny i wertykalny zasięg był trudny do jednoznacznego określenia na standardowych danych sejsmicznych w wersji amplitudowej. Takimi strukturami są zidentyfikowane w obrębie zdjęcia Zoca-2 uskoki poligonalne, występujące pomiędzy horyzontami u4 i u5, w strefie o słabym zapisie sejsmicznym.

Atrybuty sejsmiczne analizowane dla zdjęcia sejsmicznego 3D Zoca-2 można podzielić na cztery klasy:

- 1) Atrybuty chwilowe (atrybuty trasy zespolonej).
- 2) Atrybuty ogólne (*General Attributes*).
- 3) Atrybuty z grupy *Reflection Patterns*.
- 4) Atrybuty korelacji statystycznej (*Correlation Statistics*).

4.1 Atrybuty chwilowe

Przy obliczaniu atrybutów chwilowych wykorzystuje się składowe trasy zespolonej. Pojęcie trasy zespolonej zostało wprowadzone w sejsmice (Farnback, 1975; Taner & Sheriff, 1977), aby oddzielić w trasie sejsmicznej informacje związane z amplitudą od informacji o fazie. Trasa zespolona ma postać:

$$F(t) = f(t) + ih(t) \quad (3.1),$$

gdzie $f(t)$ jest zarejestrowana trasa sejsmiczna (składowa rzeczywista), $h(t)$ jest trasa kwadraturowa (składowa urojona), a i jest pierwiastkiem kwadratowym z -1 . Trasa

kwadraturowa w stosunku do trasy rzeczywistej jest przesunieta w fazie o 90 stopni (Yilmaz, 2001) i jest obliczana jako transformata Hilberta trasy zarejestrowanej $f(t)$:

$$h(t) = (1/\pi t) * f(t) \quad (3.2),$$

gdzie $*$ oznacza operacje splotu. Wszystkie atrybuty chwilowe obliczane sa z wykorzystaniem trasy kwadraturowej $h(t)$ oraz rzeczywistej trasy sejsmicznej $f(t)$.

Za najbardziej informatywne atrybuty chwilowe obliczone dla zdjecia sejsmicznego Zoca-2 uznano:

- amplituda chwilowa,
- cosinus fazy chwilowej,
- wagowana chwilowa czestotliwosc dominujaca,
- perigram*cosinus fazy chwilowej,
- *Sweetness*.

Amplituda chwilowa

Zarejestrowana trasa sejsmiczna $f(t)$ moze byc wyrazona poprzez zalezna od czasu amplitude $A(t)$ oraz zalezna od czasu faze $\varphi(t)$ w nastepujacy sposob:

$$f(t) = A(t)\cos\varphi(t) \quad (3.3).$$

Trasa kwadraturowa $h(t)$ ma zatem postac:

$$h(t) = A(t)\sin\varphi(t) \quad (3.4),$$

a trasa zespolona, po podstawieniu wzorow 3.3 i 3.4 do rownania 3.1, bedzie wyrazona:

$$F(t) = A(t)\cos\varphi(t) + i A(t)\sin\varphi(t) \quad (3.5)$$

$$F(t) = A(t)e^{i\varphi(t)} \quad (3.6).$$

Zarejestrowana trasa $f(t)$ oraz uzyskana poprzez obliczenie jej transformaty Hilberta (wzór 3.2) trasa kwadraturowa $h(t)$ sa znane. Mozliwe jest zatem obliczenie $A(t)$ jako:

$$A(t) = \sqrt{f^2(t) + h^2(t)} = |F(t)| \quad (3.7),$$

gdzie $A(t)$ jest nazywana amplituda chwilowa lub obwiednia amplitudy (Bracewell, 1965). Tak zdefiniowana amplituda chwilowa jest niezalezna od fazy i moze miec swoje maksima i minima w miejscach innych, niz zarejestrowana trasa sejsmiczna (Taner et al., 1979). Duza wartosc amplitudy chwilowej jest czesto zwiazana z wyraznie różna litologia przyległych warstw, jaka moze wystepowac np. na granicy niezgodnosci, czy granicy zwiazanej z gwałtowna zmiana poziomu morza lub srodowiska depozycyjnego. Wysoka amplituda chwilowa moze tez wskazywac na nasycenie weglowodorami.

Dla zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 amplituda chwilowa nie wykazuje dużej zmienności horyzontalnej, wyrazna jest natomiast jej duża zmienność pionowa (Fig. 4.1). Na sekcjach sejsmicznych wydzielić można kilka pakietów wyraźnie różniących się wartością amplitudy chwilowej (Fig. 4.1). Niska wartość amplitudy charakteryzuje pakiet poniżej horyzontu u5, aż do końcowych czasów rejestracji. Bezpośrednio pod horyzontem u5 występuje niewielkiej mierzalności (150 ms, czyli około 300 m dla $V=4000\text{m/s}$) pakiet o podwyższonej amplitudzie chwilowej. Pakiety pomiędzy horyzontami u5 i u5_top oraz d_base i d_top, to osady o znacznie obniżonej wartości amplitudy chwilowej w obrębie całego zdjęcia sejsmicznego (Fig. 4.1, 4.2). Oddzielone są one osadami, gdzie amplituda chwilowa jest wyższa (pomiędzy u5_top, a d_base). Ta zmienność amplitudy chwilowej pomiędzy horyzontami u5 a d_top wskazuje na zmienną litologię tego pakietu. Niskie amplitudy wydają się wskazywać na wysoki poziom zaleńia pakietów osadowych, podczas gdy wzrost amplitudy może być związany z dominacją piaskowca. W strefie pomiędzy horyzontami u5 a u4 wyinterpretowano trzy zespoły uskokiów ekstensyjnych (Fig. 3.5, 4.1) : 1) uskoki występujące pomiędzy u5 a u5_top, charakteryzujące się gęstą siecią uskokuwą, niewielkim rozmiarem i bardzo małym zrzutem (średnio 40 m); 2) uskoki występujące bezpośrednio poniżej u4, wygasające w obrębie pakietu pomiędzy d_base i u5_top, posiadające porównywalny z 1) zrzut, lecz występujące w mniejszym zagęszczeniu niż uskoki 1); 3) zespół uskokiów przecinających uskoki 1) i 2), o zrzucie i rozmiarze płaszczyzny uskokuwej przewyższającym zrzut i rozmiar uskokiów 1) i 2). Uskoki 3) wygasają w obrębie pakietu osadów o obniżonej amplitudzie chwilowej, zawartego pomiędzy horyzontami u5, a u5_top. W górnej części uskoki te wygasają bezpośrednio pod horyzontem u4. Nieliczne przecinają horyzont u4. Porównując standardowy zapis sejsmiczny (Fig. 3.5) z sekcją sejsmiczną w wersji amplitudy chwilowej (Fig. 4.1) można zauważyć, że maksymalny zrzut dla uskokiów 2) zlokalizowany jest w obrębie pakietu o obniżonej wartości amplitudy chwilowej (pomiędzy d_top i d_base). Opisane powyżej uskoki 1), 2) oraz 3) tworzą w planie poligonalną sieć, która została szczegółowo scharakteryzowana przy opisie atrybutów z grupy *Reflection Patterns* oraz atrybutów korelacji statystycznej.

Pakiet osadów pomiędzy niezgodnością u4 a u1 charakteryzuje się wysokimi wartościami amplitudy chwilowej (Fig. 4.1), co odróżnia go od nadległego pakietu o obniżonej amplitudzie. W obrębie najmłodszych osadów (powyżej u1) można zaobserwować niewielki lateralny wzrost amplitudy chwilowej w stronę ładu (w kierunku SSW), co może odzwierciedlać zmiany facjalne.

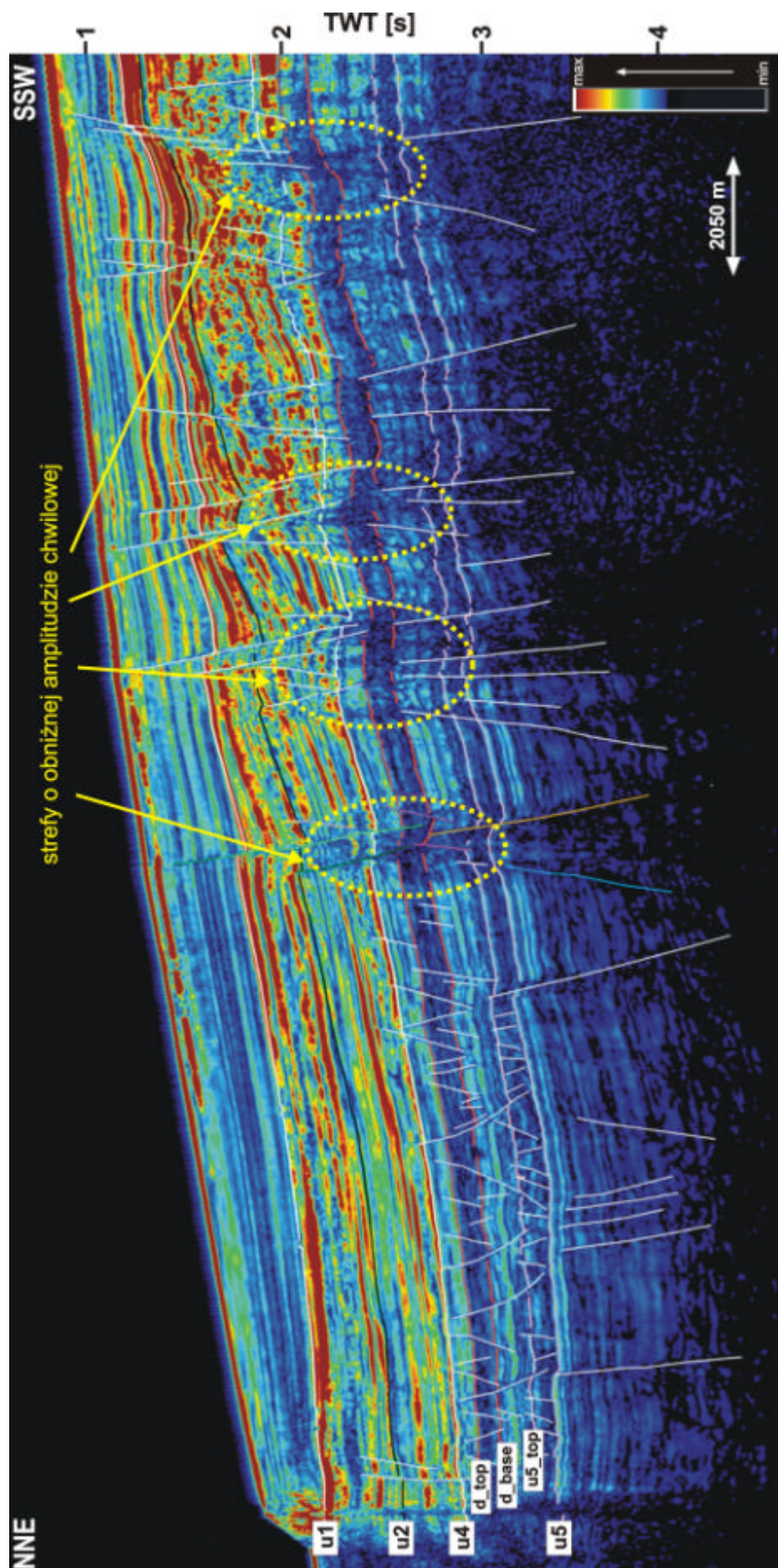


Fig. 4.1 Sekcja sejsmiczna w wersji amplitudy chwilowej (profil sejsmiczny 280).

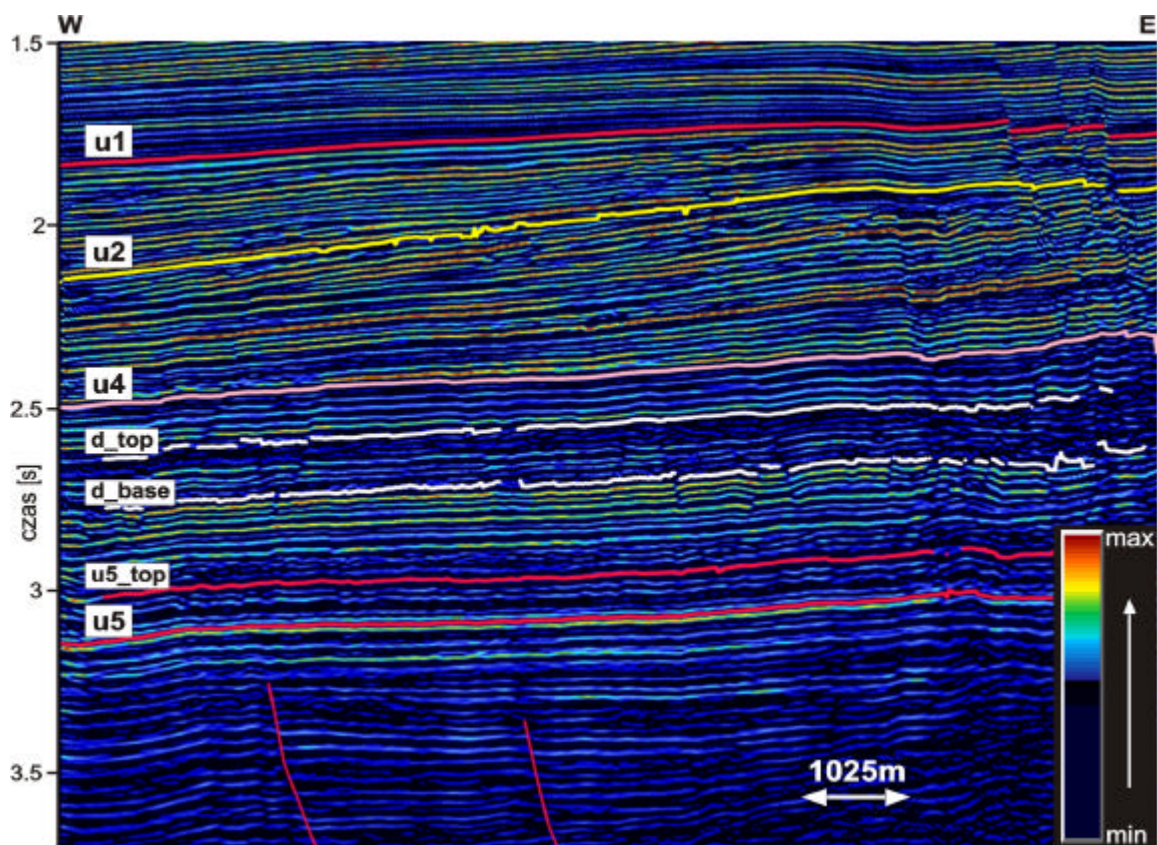


Fig. 4.2 Fragment sekcji sejsmicznej 1700 w wersji amplitudy chwilowej.

Na sekcji sejsmicznej w wersji amplitudy chwilowej (Fig. 4.1) zauwazyc mozna takze obnizenie wartosci amplitud w obrebie systemu uskoków sprzezonych, w strefie interakcji górnej i dolnej czesci systemu. Strefy te charakteryzuje obecnościa duzej liczby uskoków. To silne zuskokowanie jest powodem wzrostu tłumienia i spadku amplitudy.

Cosinus fazy chwilowej

Niezalezna od amplitudy faza chwilowa $\varphi(t)$, obliczana na podstawie wzoru 3.5, wyrazona jest w nastepujacej postaci:

$$\varphi(t) = \tan^{-1}[h(t)/f(t)] \quad (3.8).$$

Faza chwilowa jest miara ciaglosci rejestracji sejsmicznej (Taner et al., 1979). Poniewaz faza chwilowa jest niezalezna od amplitudy, doskonale podkresla refleksy o dobrej ciaglosci, aczkolwiek slabej amplitudzie. Jest ona niezwykle pomocna w interpretacji uskoków, wyklinowan, niezgodnosci katowych, kanalów oraz wewnetrznej geometrii depozycyjnej. Faza chwilowa w polaczeniu z amplituda chwilowa jest doskonalem narzedziem w wykrywaniu stref interferencji sygnalu, zwiazanych ze zjawiskiem tuningu cienkich warstw (Taner et al., 1979).

Ze względu na niewygodnych w interpretacji zapis fazy chwilowej częściej wykorzystywany jest cosinus fazy chwilowej, którego zapis jest bardziej czytelny. Cosinus fazy chwilowej obliczany jest według formuły:

$$\cos\varphi(t) = f(t)/A(t) \quad (3.9),$$

gdzie $f(t)$ jest zarejestrowana trasa sejsmiczna wyrażona wzorem 3.3. Cosinus fazy chwilowej posiada te same zastosowania co faza chwilowa. Ma jednak niewatpliwa zaletę, która jest ciągłość zapisu i płynne przechodzenie od wartości niskich do wysokich. W konsekwencji analiza cosinusa fazy przy użyciu klasycznych palet kolorystycznych jest dużo łatwiejsza, niż interpretacja samej fazy chwilowej.

Dla zdjecia sejsmicznego Zoca-2 cosinus fazy chwilowej (Fig. 4.3, 4.4) był niezwykle pomocny w interpretacji strukturalnej silnie zuskokowanych miejsc o niskiej amplitudzie oraz identyfikacji wyklinowań.

Sekcje sejsmiczne w wersji cosinusa fazy chwilowej pokazują różnice w ciągłości zapisu sejsmicznego w obrębie pakietów sedymentacyjnych występujących pomiędzy horyzontem u5 a u4. Pakiety pomiędzy horyzontem u5 a u5_top oraz pomiędzy d_base a d_top, to sekwencje osadów o niskiej ciągłości zapisu sejsmicznego. Przerwanie ciągłości zapisu wynika z silnego zuskokowania obydwu tych pakietów, oddzielonych sekwencją osadów w obrębie których istnieje relatywnie dobra ciągłość zapisu. Refleksy o dobrej ciągłości występują również w obrębie pakietu pomiędzy horyzontami d_top i u4.

W obrębie sekwencji osadów powyżej horyzontu u4 zmiana fazy chwilowej wskazuje na obecność stref wyklinowań (Fig. 4.4), sugerujących istnienie kilku lokalnych powierzchni niezgodności, niejednokrotnie trudno identyfikowalnych na standardowych danych sejsmicznych.

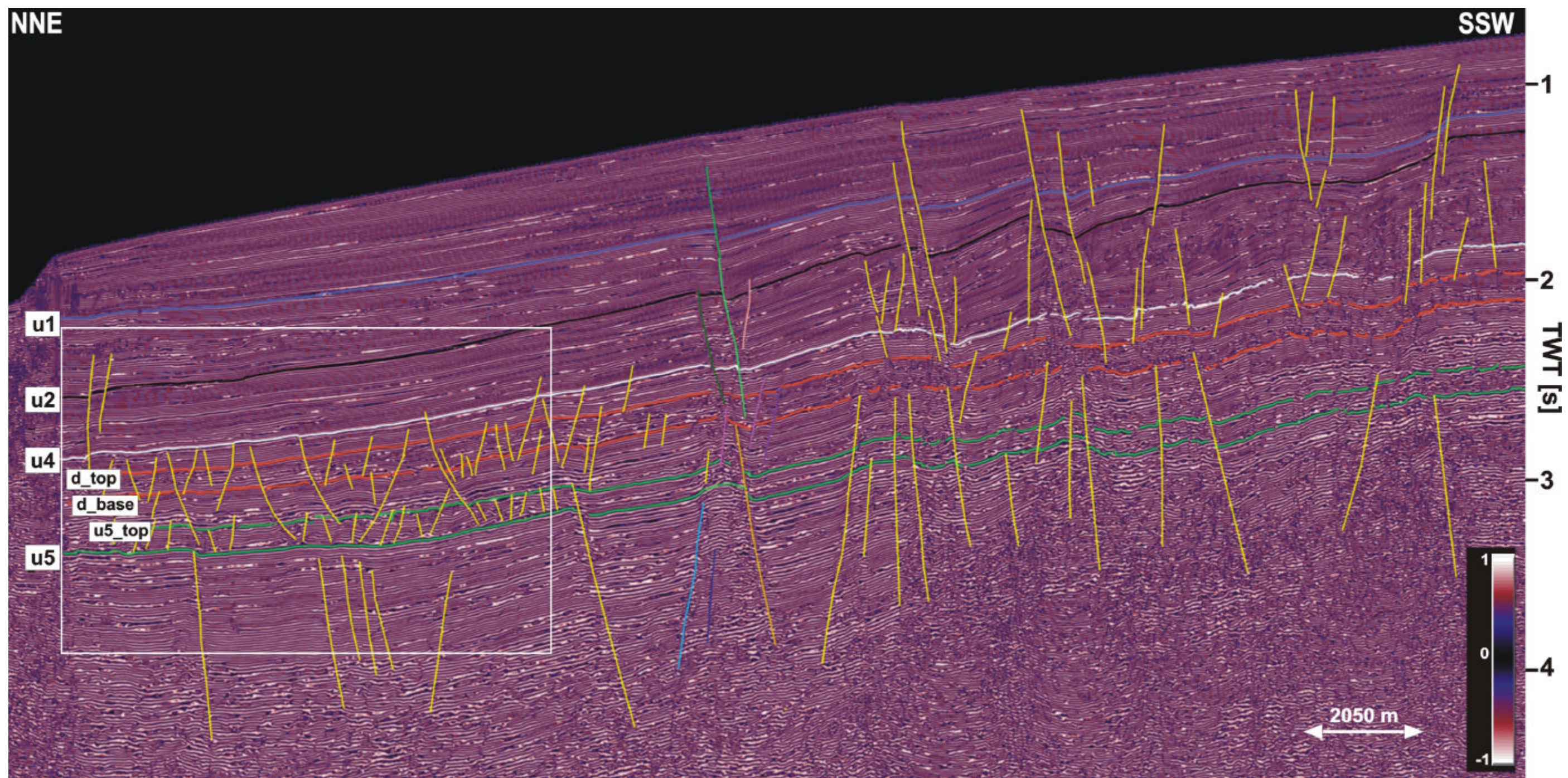


Fig. 4.3 Cosinus fazy chwilowej obliczony dla profilu sejsmicznego 280.

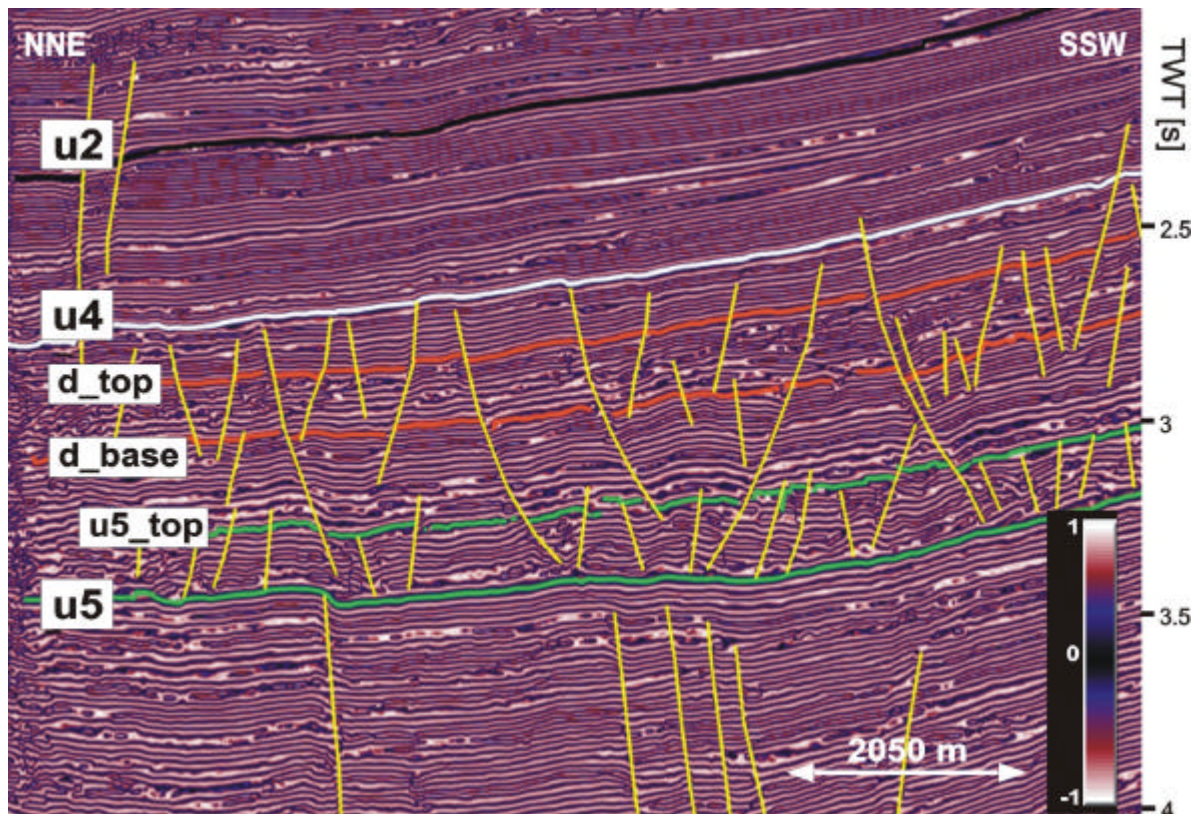


Fig. 4.4 Powiększony fragment linii sejsmicznej 280 (oznaczony białym prostokątem na Fig. 4.3), w wersji cosinusa fazy chwilowej.

Wagowana chwilowa częstotliwość dominująca

Częstotliwość chwilowa $\omega(t)$ będąca zmianą fazy chwilowej $\phi(t)$ w czasie zdefiniowana jest w następujący sposób:

$$\omega(t) = d\phi(t)/dt \quad (3.10).$$

Częstotliwość chwilowa jest zatem miarą nachylenia trasy fazy chwilowej, uzyskiwana poprzez obliczenie pochodnej fazy chwilowej po czasie. Częstotliwość chwilowa daje informacje o sygnaturze częstotliwościowej pakietów sedymentacyjnych, absorpcji sygnału, stopniu zuskokowania oraz miazszości depozycyjnej. Niskoczęstotliwościowe strefy cienia mogą wskazywać na nasycenie gazem warstw występujących powyżej strefy anomalnej. Ten przeskok do niskich częstotliwości występuje tylko w horyzontach występujących bezpośrednio pod strefą nasyconą; głębsze refleksy nie wykazują natomiast anomalnego zapisu. Częstotliwość chwilowa jest także narzędziem pomocnym w identyfikacji stref interferencyjnych związanych z efektem tuningu. Atrybut ten wykorzystywany jest także przy wykrywaniu wyklinowań oraz kontaktu ropa-woda.

Dominująca częstotliwość $f_d(t)$ chwilowa jest często używana jako bardziej stabilny ekwiwalent częstotliwości chwilowej. Zdefiniowana jest ona następującym wzorem:

$$f_d(t) = \sqrt{f^2(t) \Delta f^2(t)} \quad (3.11),$$

gdzie $f(t)$ jest częstotliwością chwilową, natomiast $\Delta f(t)$ jest chwilową szerokością pasma częstotliwościowego (*instantaneous bandwidth*). Chwilowa szerokość pasma częstotliwościowego $\Delta f(t)$ jest z kolei atrybutem, klasyfikującym amplitudę ze względu na jej kształt, a nie wielkość. Jednostka zarówno dominującej częstotliwości chwilowej jak i szerokości pasma częstotliwościowego jest Hertz. Obydwa te atrybuty są wartościami dodatnimi, podczas gdy częstotliwość chwilowa może przybierać wartości zarówno dodatnie jak i ujemne z przedziału $\pm$ częstotliwość Nyquista.

Dominująca częstotliwość chwilowa może być obliczona jako atrybut wagowany w danym oknie czasowym. Waga w tym przypadku jest podniesiona do kwadratu amplituda chwilowa. Tak jak w przypadku wszystkich atrybutów wagowanych, również wagowana chwilowa częstotliwość dominująca jest łatwiejsza i bardziej przejrzysta w interpretacji od częstotliwości chwilowej. Wagowanie jednak powoduje spadek rozdzielczości, zależnej w dużym stopniu od szerokości założonego okna czasowego.

Na danych sejsmicznych Zoca-2 można zauważyć spodziewany spadek dominującej częstotliwości chwilowej z czasem rejestracji, związany z tłumiaczymi właściwościami osrodka (Fig. 4.5). Ponadto widoczna jest horyzontalna zmienność częstotliwości chwilowej w obrębie pakietu osadów powyżej horyzontu u1. W obrębie tego pakietu widoczne są także strefy o podwyższonej wartości częstotliwości dominującej związane ze strefami przyuskokowymi.

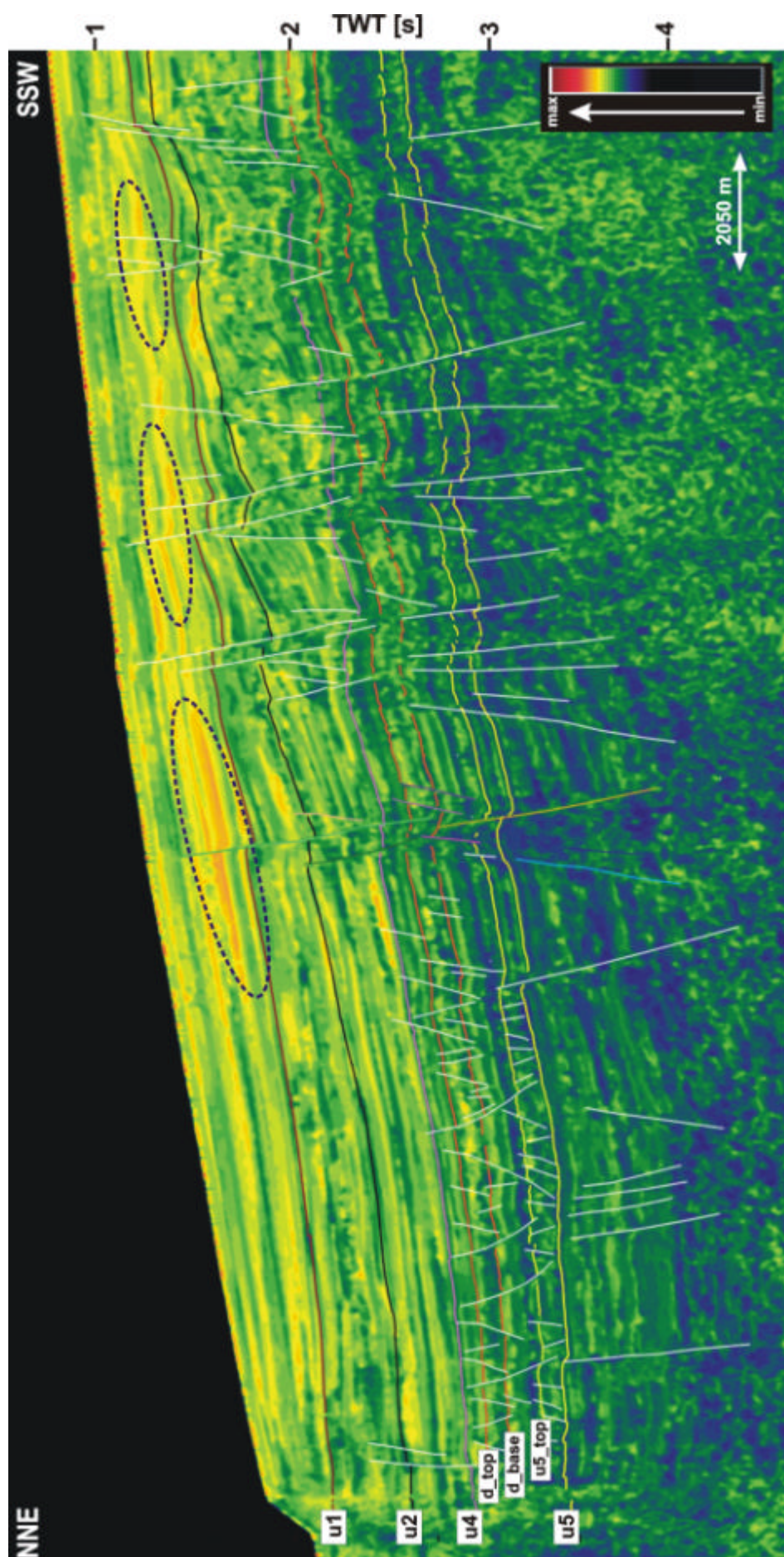


Fig. 4.5 Wagowana chwilowa czestotliwosc dominujaca obliczona dla profilu sejsmicznego 280.

Perigram * cosinus fazy chwilowej

Perigram $g(t)$ jest to amplituda chwilowa $A(t)$ z usunięta składowa niskoczęstotliwościowa.

$\varphi(t)$. Perigram można przedstawić za pomocą wzoru:

$$g(t) = A(t) - \varphi(t) \quad (3.12).$$

Iloraz perigramu oraz cosinusa fazy zdefiniowany jest jako:

$$G(t) = g(t) \cos \varphi(t) \quad \text{jeżeli } g(t) > 0 \quad \text{i} \quad G(t) = 0 \quad \text{jeżeli } g(t) = 0 \quad (3.13).$$

Łącząc powyższe równania ze wzorem 3.12, otrzymujemy:

$$G(t) = [A(t) - \varphi(t)] \cos \varphi(t), \quad (3.14)$$

$$G(t) = f(t)[1 - \varphi(t)/A(t)] \quad \text{jeżeli } g(t) > 0 \quad \text{i} \quad G(t) = 0 \quad \text{jeżeli } g(t) = 0 \quad (3.15).$$

Z powyższych równań (3.15) wynika, że jeżeli wartości perigramu są dodatnie, iloczyn perigramu i cosinusa fazy chwilowej równy jest danym wejściowym (zarejestrowanym) $f(t)$ pomnożonym przez skalar $[1 - \varphi(t)/A(t)]$, którego wartość jest bliska 1. Jeśli wartość perigramu jest ujemna, wówczas amplitudy są zerowane. Koncowym efektem jest zatem wyzerowanie próbek, które odpowiadają ujemnym wartościom amplitudy chwilowej.

Iloczyn perigramu i cosinusa fazy chwilowej eksponuje refleksy sejsmiczne o wysokiej amplitudzie i dobrej ciągłości. Nawet niewielkie dodatnie anomalie stają się lepiej widoczne, jeśli ich ujemnoamplitudowe otoczenie zostanie zredukowane do zera.

W przypadku danych sejsmicznych Zoca-2 na iloczynie perigramu i cosinusa fazy (Fig. 4.6) można jednoznacznie rozróżnić pakiety o niskiej amplitudzie (pomiędzy u_5 a u_5_{top} , b_{base} a d_{top} oraz bezpośrednio nad horyzontem u_1) od otaczających ich osadów o relatywnie wysokiej amplitudzie zapisu sejsmicznego. Pomędzy horyzontami u_4 i u_2 oraz u_2 i u_1 można zidentyfikować kilka lokalnych granic niezgodności, wzdłuż których występują zmiany amplitudy. Te zmiany amplitudy korespondują ze zmianami fazy, obserwowanymi w zapisie cosinusa fazy chwilowej (Fig. 4.3, 4.4) i wskazują na miejsca wyklinowania refleksów sejsmicznych na lokalnych granicach niezgodności.

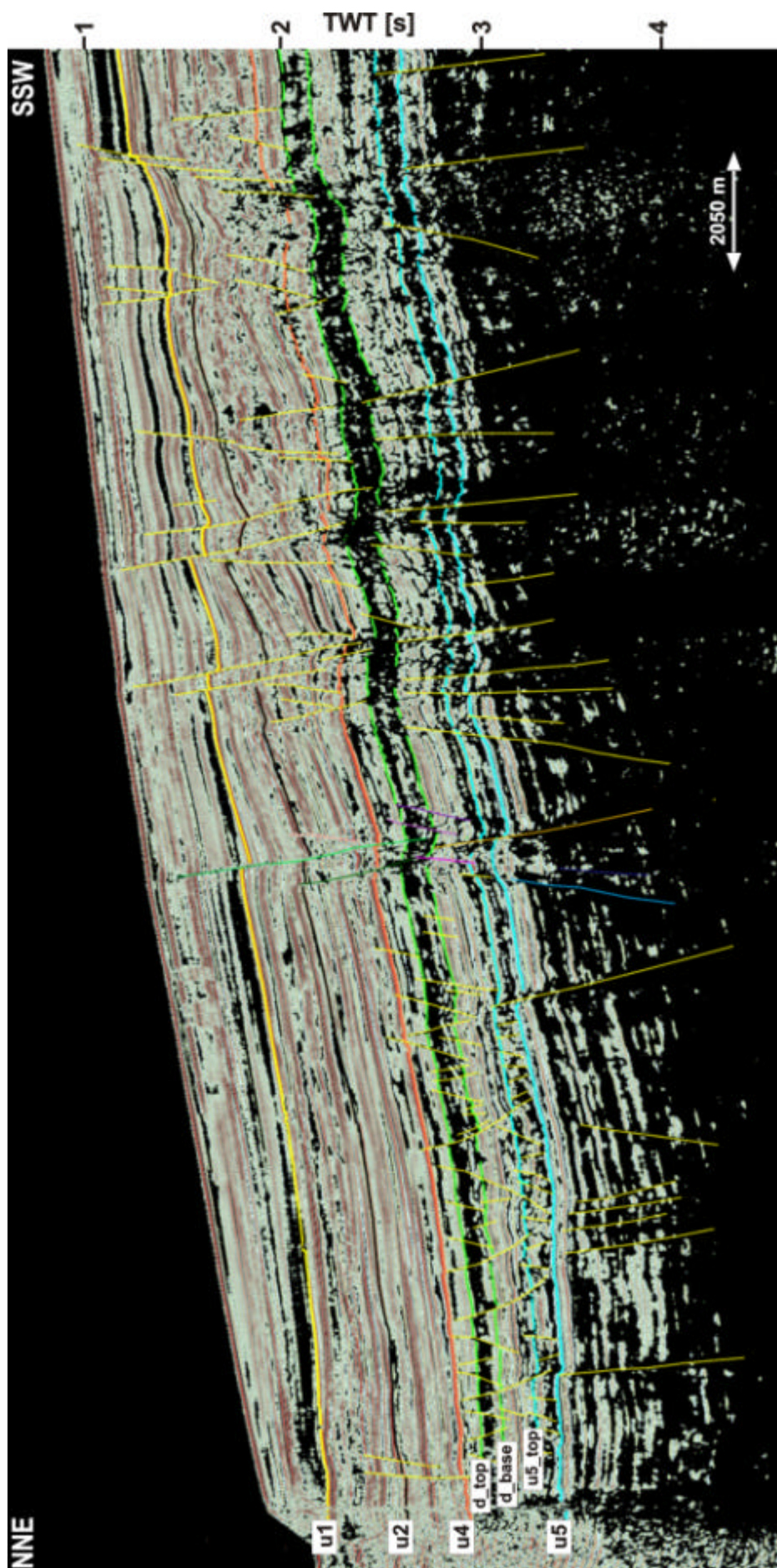


Fig. 4.6 Perigram * cosinus fazy chwilowej obliczony dla profilu sejsmicznego 280.

Sweetness

Atrybut *Sweetness* zdefiniowany jest jako iloraz amplitudy chwilowej $A(t)$ i pierwiastka kwadratowego z częstotliwości chwilowej $f(t)$. W silikoklastycznym środowisku depozycyjnym atrybut ten może być wskaźnikiem zailenia/zapiaszczenia osadów.

Atrybut *Sweetness* obliczony dla danych sejsmicznych Zoca-2 wydaje się potwierdzać skład litologiczny osadów określony na podstawie dostępnej literatury. Pod nieciągłością u5 występuje pakiet osadów o wysokich wartościach *Sweetness* (kolor czerwony), co może odpowiadać podwyższonemu stopniowi zapiaszczenia (Fig. 4.7, 4.8). Jak wiadomo z dostępnej literatury, w sąsiednim sub-basenie Vulcan w końcowej fazie synryftowej zostały osadzone piaskowce górnej formacji Vulcan o doskonałych właściwościach zbiornikowych (zwłaszcza we wschodniej części sub-basenu). Około 200-metrowy pakiet osadów o wysokich wartościach *Sweetness*, występujący bezpośrednio pod nieciągłością u5, mógłby być zatem lito-stratygraficznym odpowiednikiem osadów górnej formacji Vulcan, w sub-basenie Vulcan.

Pakiet osadowy o stałej miąższości, występujący pomiędzy horyzontami u5 a u4, charakteryzujący się relatywnie niskimi wartościami *Sweetness* (Fig. 4.7, 4.8), można uznać za odpowiednik miąższej, jednorodnej sekwencji kredowych osadów ilowcowych, występującej powszechnie w obrębie całej północnej części basenu Bonaparte (w tym także w sub-basenie Vulcan). Depozycja tego pakietu jest przejawem termalnej subsydencji basenu w fazie postryftowej (Chen et al., 2004). W obrębie tego pakietu, w rejonie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, wyróżnić można strefę pomiędzy horyzontami u5_top a d_base, w obrębie której podwyższone wartości *Sweetness* wskazywać mogą na wyższy stopień zapiaszczenia.

W trzeciorzędzie sedymentacja osadów klastycznych w obszarze północnej części basenu Bonaparte została zastąpiona przez aktywną krawędź węglanową (Cadman & Temple, 2004). Rozpoczęta w trzeciorzędzie sedymentacja węglanowa trwa do dziś. Skály węglanowe występują zatem bezpośrednio nad jednorodną sekwencją kredowych osadów ilowcowych, co w przypadku omawianego zdjęcia sejsmicznego oznaczałoby, że osady występujące ponad nieciągłością u4 to osady węglanowe. Atrybut *Sweetness*, który głównie wykorzystuje się do oceny stopnia zailenia/zapiaszczenia skał silikoklastycznych, jest trudny do jednoznacznej interpretacji w przypadku skał węglanowych.

To wydzielenie litologiczne, ze względu na odległość sub-basenu Vulcan i zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, należy traktować z pewnym przybliżeniem. Pozwala ono jednak na

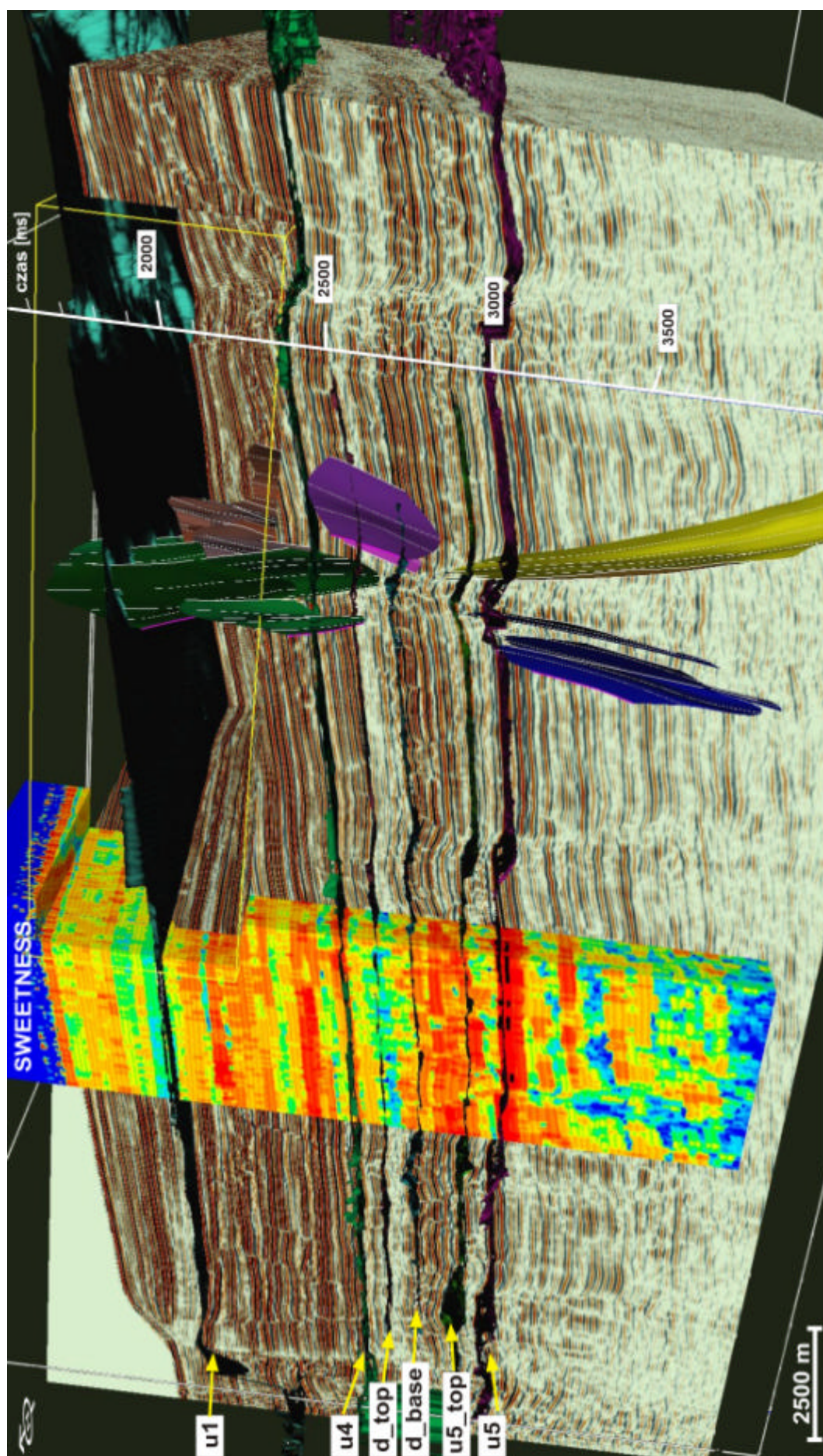


Fig. 4.7 Kombinacja danych sejsmicznych w wersji amplitudowej i atrybutu *Sweetness*. Na rysunku widoczne także wyinterpretowane horyzonty sejsmiczne oraz system uskoków sprzezonych.

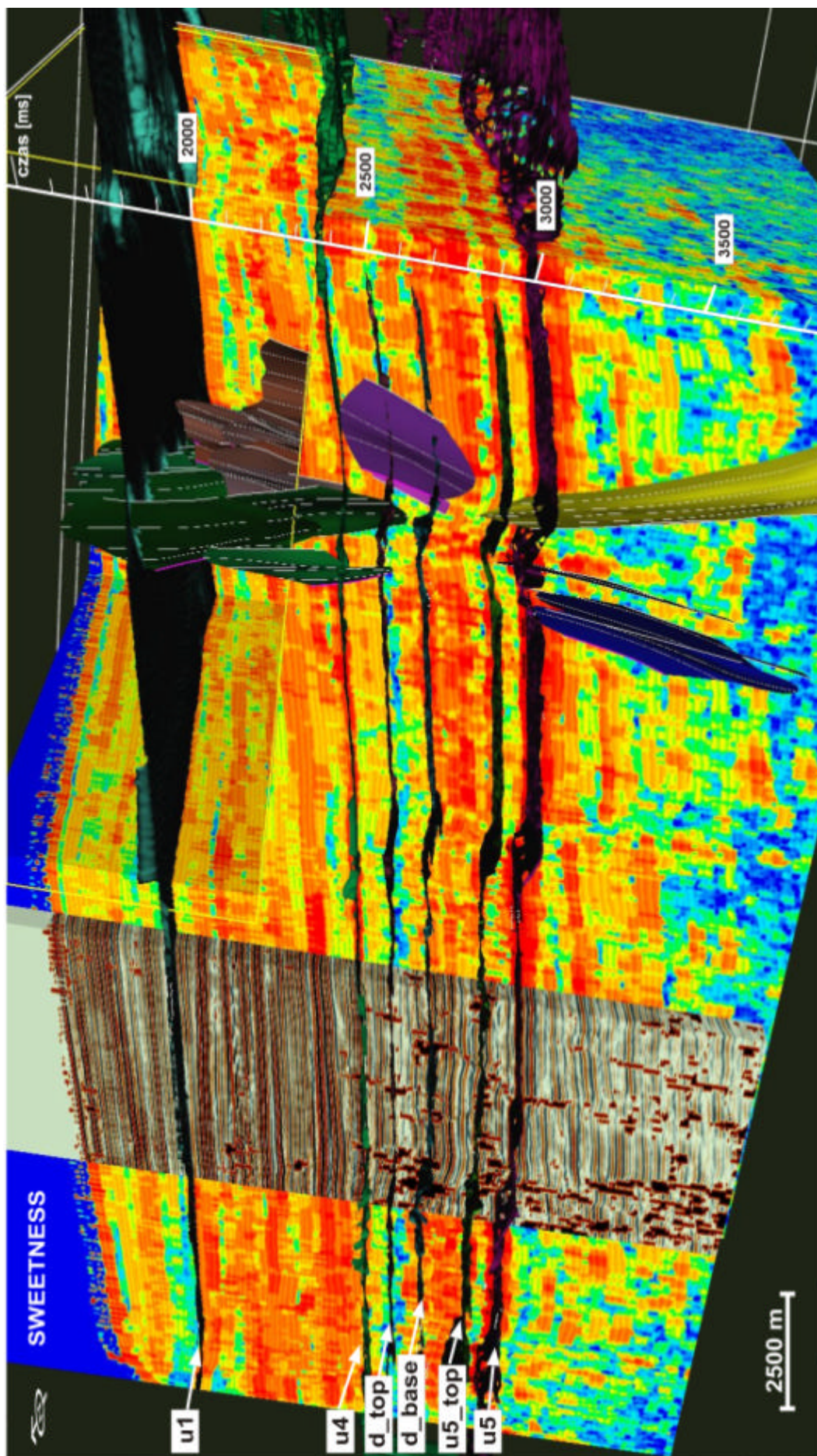


Fig. 4.8 Kombinacja atrybutu Sweetness i danych sejsmicznych w wersji amplitudowej. Na rysunku widoczne także wyinterpretowane horyzonty sejsmiczne oraz system uskoków sprzeczonych.

datowanie horyzontu sejsmicznego u4 na przelom kredy i trzeciorzedu. Datowanie takie wydaje sie byc poprawne przy zalozeniu, ze procesy sedymentacyjne w polnocnej czesci basenu Bonaparte (rozumianej jako sub-basen Vulcan i platforma Sahul) mialy charakter regionalny i przebiegaly synchronicznie. Jak pokazuja dane literaturowe, poczatek sedymentacji wegłanowej byl równoczesny w obrebie sub-basenu Vulcan oraz platformy Sahul i przypadl na przelom kredy i trzeciorzedu. Pozwala to zalozyć, ze w obrebie zdjecia sejsmicznego Zoca-2, zlokalizowanego pomiedzy tymi dwiema jednostkami strukturalnymi, sedymentacja wegłanowa rozpoczela sie w tym samym czasie. Mozliwe jest zatem wydatowanie spagu sekwencji wegłanowej (horyzont u4) na strop kredy/spag trzeciorzedu.

4.2 Atrybuty ogólne (*General Attributes*)

Atrybuty ogólne sa transformatami, w wyniku których kazda próbka wyjsciowa jest kombinacja próbek poprzedzajacych ja lub próbek wystepujacych po niej. Atrybuty sejsmiczne tej grupy liczone sa w okreslonym oknie czasowym. Dla zdjecia sejsmicznego Zoca-2 obliczono nastepujace atrybuty generalne:

- amplituda srednia kwadratowa,
- *Arc Length*,

Amplituda srednia kwadratowa (*RMS amplitude*)

Amplituda srednia kwadratowa obliczana jest wedlug nastepujacej zaleznosci:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i^2} \quad (3.16),$$

gdzie a_i jest wartoscia amplitudy dla i -tej próbki, a N jest iloscia próbek w oknie. Poniewaz wartosci amplitud sa podnoszone do kwadratu przed usrednieniem, amplituda *RMS* jest czula na ekstremalne wartosci amplitud. Amplituda srednia kwadratowa silnie zalezy od dlugosci okna czasowego, w którym jest liczona. Jej wynik jest zblizony do amplitudy chwilowej – im wieksza dlugosc okna czasowego, tym bardziej wygladzony.

Amplituda srednia kwadratowa zostala obliczona dla wszystkich wyinterpretowanych na danych Zoca-2 horyzontów sejsmicznych. Okazala sie byc ona niezwykle pomocna w identyfikacji sieci uskoków na horyzontach u1, u2, u4 i u5 (Fig. 3.10) oraz konstrukcji map strukturalnych dla tych horyzontów, co zostalo szczególowo omówione w rozdziale 3. W niniejszym rozdziale skupiono sie na wykorzystaniu amplitudy sredniej kwadratowej

w identyfikacji uskoków poligonalnych. Uskoki te, zostały rozpoznane na sekcjach sejsmicznych (zarówno w wersji zarejestrowanej amplitudy jak i atrybutów sejsmicznych) jako uskoki ekstensyjne o niewielkim zrzucie, występujące pomiędzy horyzontami u5 a u4 (Fig. 3.5, 4.1, 4.3, 4.5, 4.6). W obrebie pakietu ograniczonego niezgodnościami u5 i u4, wyróżnić można trzy, scharakteryzowane w rozdziale 4.1, zespoły uskoków ekstensyjnych. Każdy z tych trzech zespołów uskoków tworzy osobny system uskoków poligonalnych, widoczny na mapach amplitudy średniej kwadratowej, wykonanych dla horyzontów u5, u5_top, d_base oraz d_top (Fig. 4.9, 4.10, 4.11, 4.12). Poligony każdego z tych systemów różnią się także kształtem i rozmiarem (Fig. 4.9).

Pomimo tego, iż uskoki poligonalne widoczne są w obrebie całego zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 (co widac np. na poziomych przekrojach czasowych w wersji *Semblance*, analizowanych w rozdziale 4.4), ich szczegółowa analiza przeprowadzono dla północnego fragmentu omawianego zdjęcia sejsmicznego, zaznaczonego na Fig. 3.7-11 czerwonym prostokątem. W tej części zdjęcia Zoca-2, uskoki poligonalne w niewielkim stopniu przecięte są przez uskoki ekstensyjne wyższego rzędu, co znacznie ułatwia ich analizę.

Aby dokładniej rozpoznać sieć uskoków poligonalnych, rozkład amplitudy średniej kwadratowej zestawiono z rozkładem azymutów upadu, obliczonym dla wyinterpretowanych horyzontów sejsmicznych (Fig. 4.11, 4.12). Pomimo tego, iż azymut upadu nie jest zaliczany do atrybutów sejsmicznych, został on omówiony w niniejszym rozdziale ze względu na dobre obrazowanie uskoków poligonalnych.

W identyfikacji uskoków poligonalnych w zapisie sejsmicznym niezwykle istotny okazał się sposób pikowania wybranych horyzontów. W przypadku horyzontów o dobrej ciągłości zapisu, takich jak horyzonty sejsmiczne u5 i u4, standardowy algorytm pikowania horyzontów, oparty na podobieństwie amplitud, okazał się narzędziem adekwatnym. Jednak dla horyzontów o słabej ciągłości zapisu i niskiej amplitudzie, takich jak d_top, d_base i u5_top, zastosowanie standardowego algorytmu pikowania nie przyniosło zadowalających efektów. W procesie pikowania tych horyzontów użyto zatem funkcji kroskorelacji, badającej podobieństwo kształtu anomalii sąsiednich tras sejsmicznych. Efekty działania obydwu algorytmów zostały pokazane na przykładzie rozkładu azymutów, obliczonych dla horyzontu d_top (Fig. 4.12). Zastosowanie funkcji kroskorelacji pozwoliło na znacznie dokładniejszą interpretację uskoków poligonalnych.

Sieć uskoków poligonalnych, obserwowana na mapach amplitudy średniej kwadratowej obliczonej dla horyzontu d_top ma inny charakter niż w przypadku horyzontu

d_base (Fig. 4.10). Te różnice szczególnie dobrze widoczne są na mapach azymutów upadu tych horyzontów (Fig. 4.11). Na Fig. 4.10 i 4.11 widac, że różnice pomiędzy uskokami poligonalnymi widocznymi na horyzontach d_top i d_base dotyczą zarówno wielkości jak i kształtu poligonów. Dla d_top średnica poligonów oscyluje w granicach 600 – 700 m. Poligony mają regularny kształt i są ograniczone wyraźnie zaznaczającymi się w zapisie sejsmicznym uskokami. W przypadku horyzontu d_base, poligony również tworzą regularną sieć. Ich średnica wynosi około 1000 m. Bardzo często poligony te posiadają charakterystyczną podwójną (wewnętrzna oraz zewnętrzna) granice.

Zupełnie inny charakter mają poligony widoczne na horyzoncie u5_top. Na mapach rozkładu amplitudy średniej kwadratowej, wykonanych dla tego horyzontu (Fig. 4.13, 4.14), wyraźnie zaznaczają się dwa systemy uskoków poligonalnych. Na mapach rozkładu amplitudy, obliczonej w symetrycznym względem horyzontu u5_top oknie czasowym o szerokości 4 ms (Fig. 4.13), widoczny jest system uskoków tworzących poligony o nieregularnym kształcie. Średnica tych poligonów jest znacznie większa niż poligonów obserwowanych na horyzontach d_top i d_base – nie przekracza jednak 5 km. Przy jednoczesnej interpretacji map rozkładu amplitud oraz pionowych przekrojów sejsmicznych, można stwierdzić, że granice tych poligonów tworzą uskoki, należące do wyróżnionego przy opisie amplitudy chwilowej (rozdział 4.1), zespołu uskoków 3).

Na rozkładzie amplitudy chwilowej obliczonej dla horyzontu u5_top, w bramce czasowej o szerokości 10 ms, umieszczonej 35 ms poniżej horyzontu u5_top, oprócz wyżej opisanego systemu poligonów o relatywnie dużej średnicy, zaznacza się regularna sieć uskoków, tworzących poligony o bardzo małej średnicy (około kilkadziesiąt do 200 m) (Fig. 4.14). Uskoki te, ze względu na swój niewielki rozmiar oraz słabej jakości zapis sejsmiczny w obrębie pakietu, w którym występują, są nierozpoznawalne na poziomych przekrojach sejsmicznych w standardowej wersji amplitudowej. Te niewielkich rozmiarów uskoki, to opisane wcześniej (rozdział 4.1) uskoki należące do systemu 2).

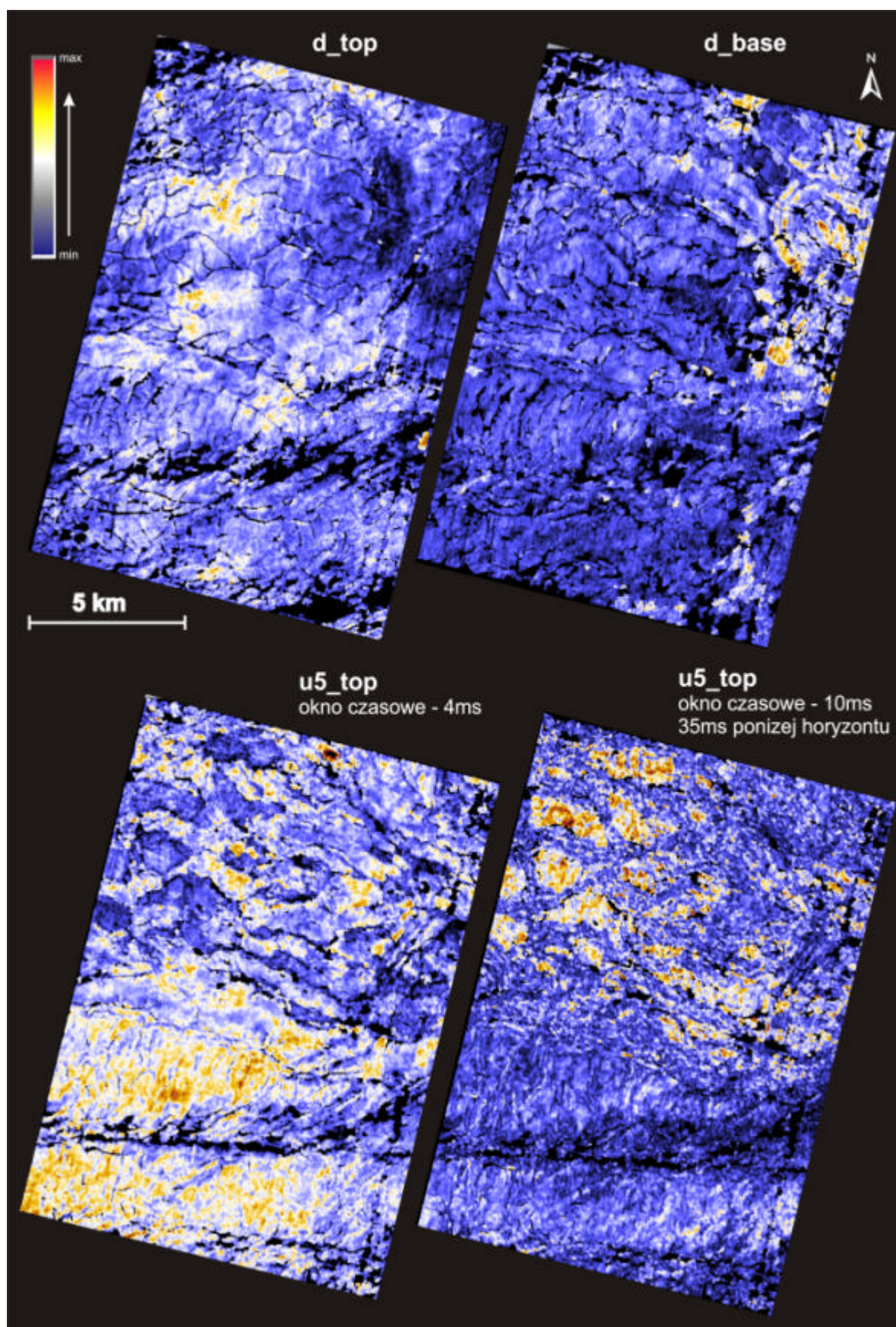


Fig. 4.9 Amplituda srednia kwadratowa obliczona dla wybranych horyzontów sejsmicznych.

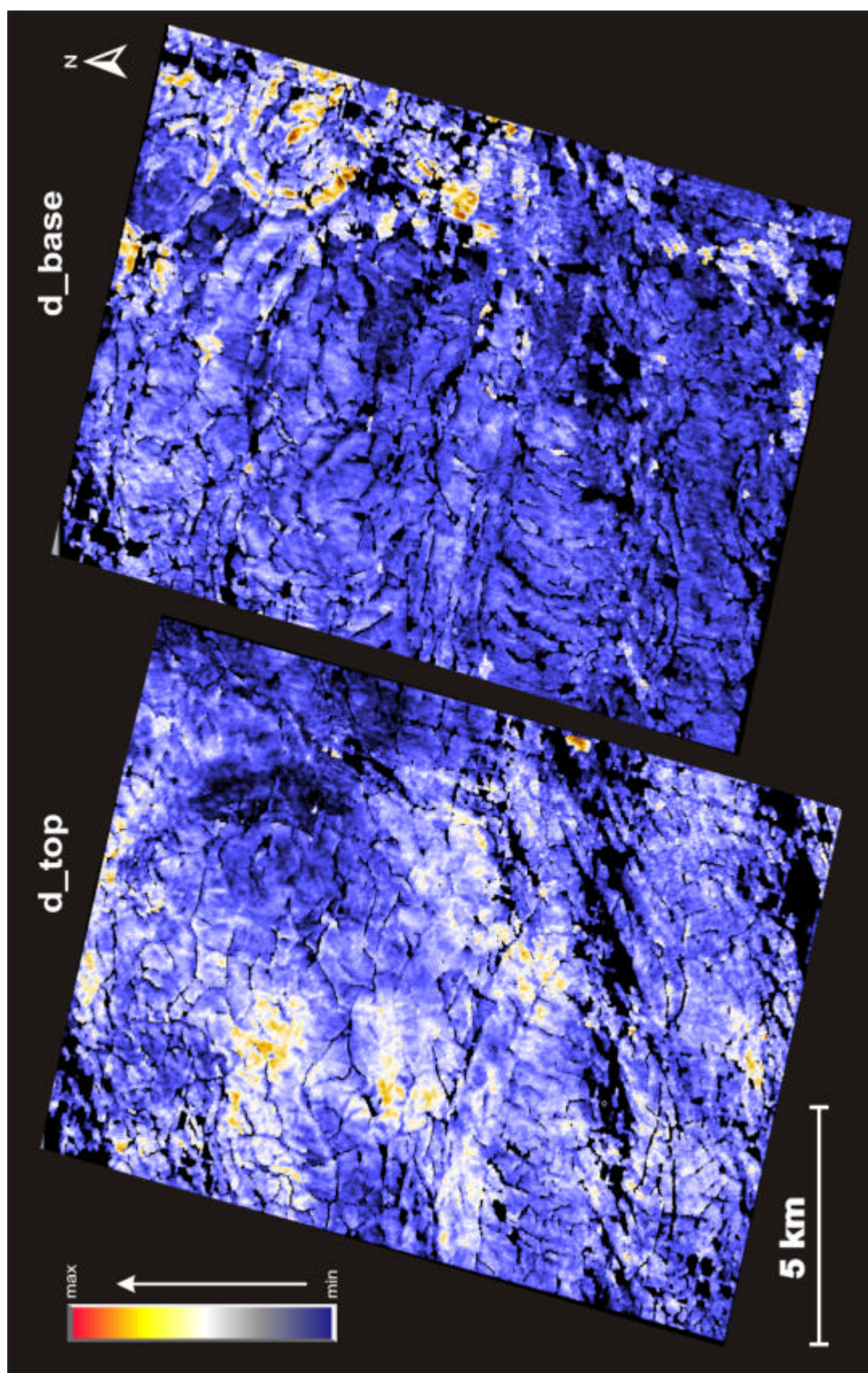


Fig. 4.10 Amplituda średnia kwadratowa obliczona dla horyzontów **d_top** i **d_base** w symetrycznym względem horyzontu oknie czasowym o szerokości 4 ms.

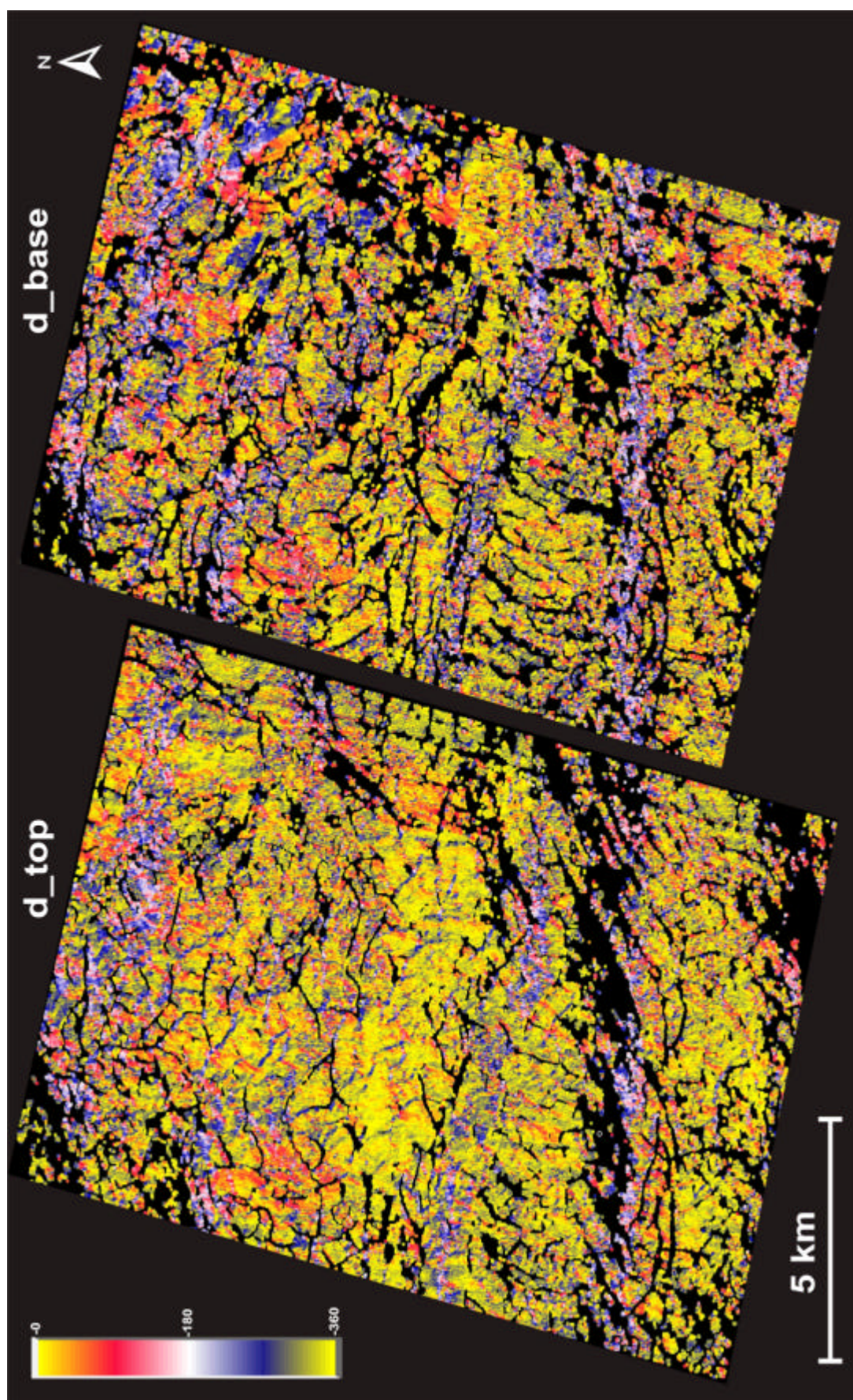


Fig. 4.11 Rozkład azymutów upadu obliczony dla horyzontów **d_top** i **d_base**.

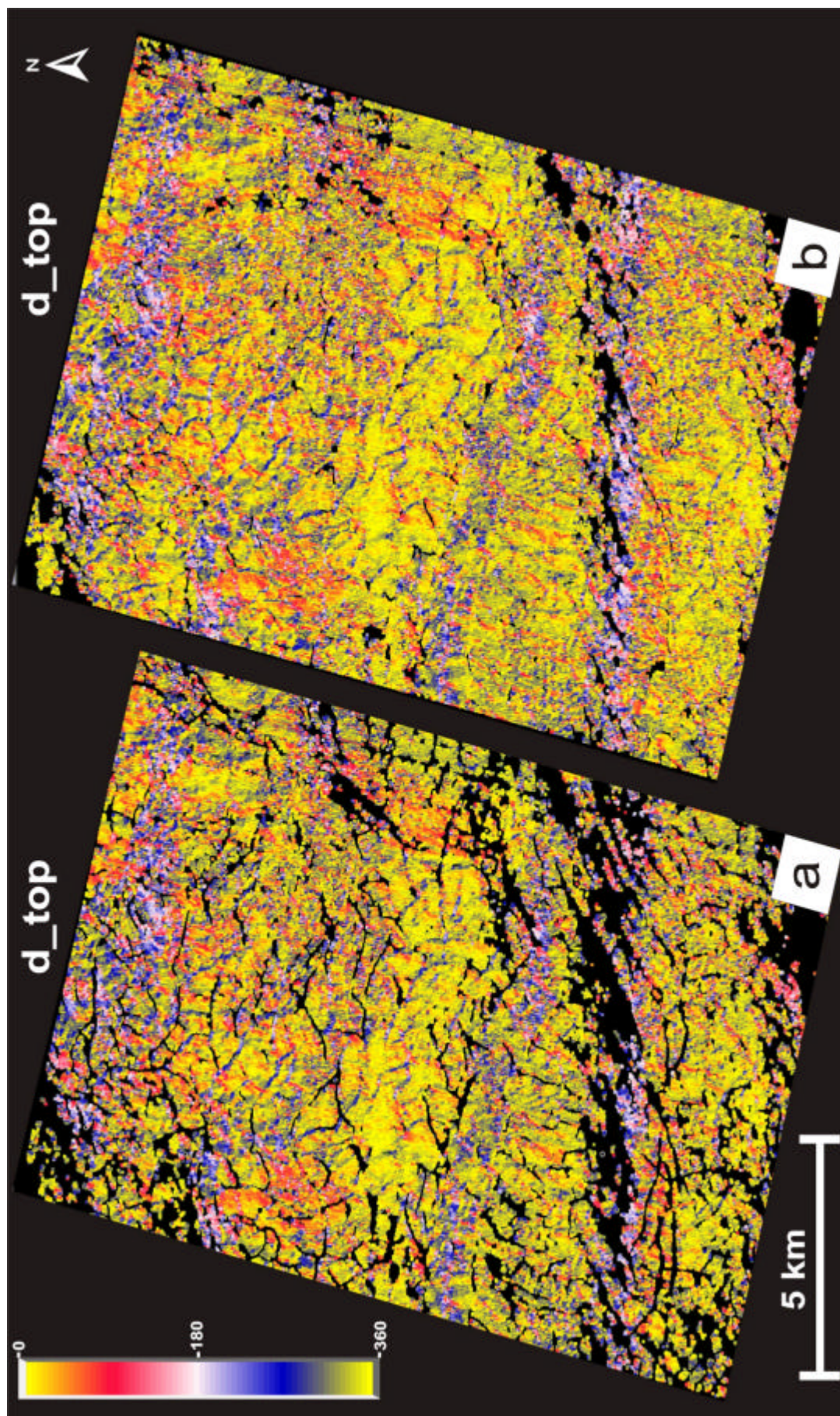


Fig. 4.12 Rozkład azymutów upadu obliczony dla horyzontu d_{top} , pikowanego a) przy użyciu funkcji kroskorelacji oraz b) przy użyciu standardowego algorytmu pikowania bazującego na podobieństwie amplitud.

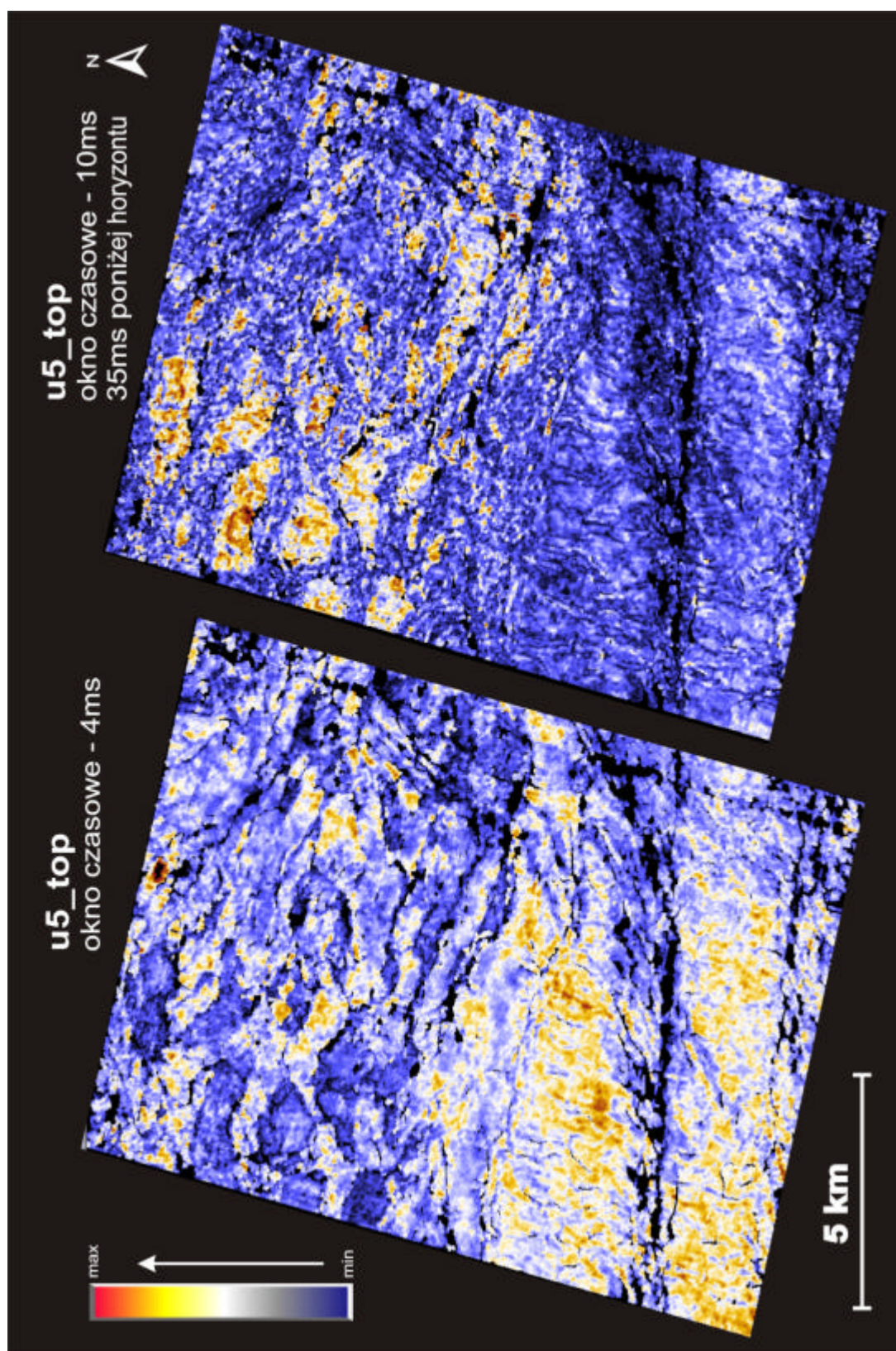


Fig. 4.13 Amplituda średnia kwadratowa obliczona dla horyzontu u5_top w symetrycznym względem horyzontu oknie czasowym o szerokości 4 ms oraz w oknie o szerokości 10 ms, znajdującym się 35 ms poniżej horyzontu u5_top.

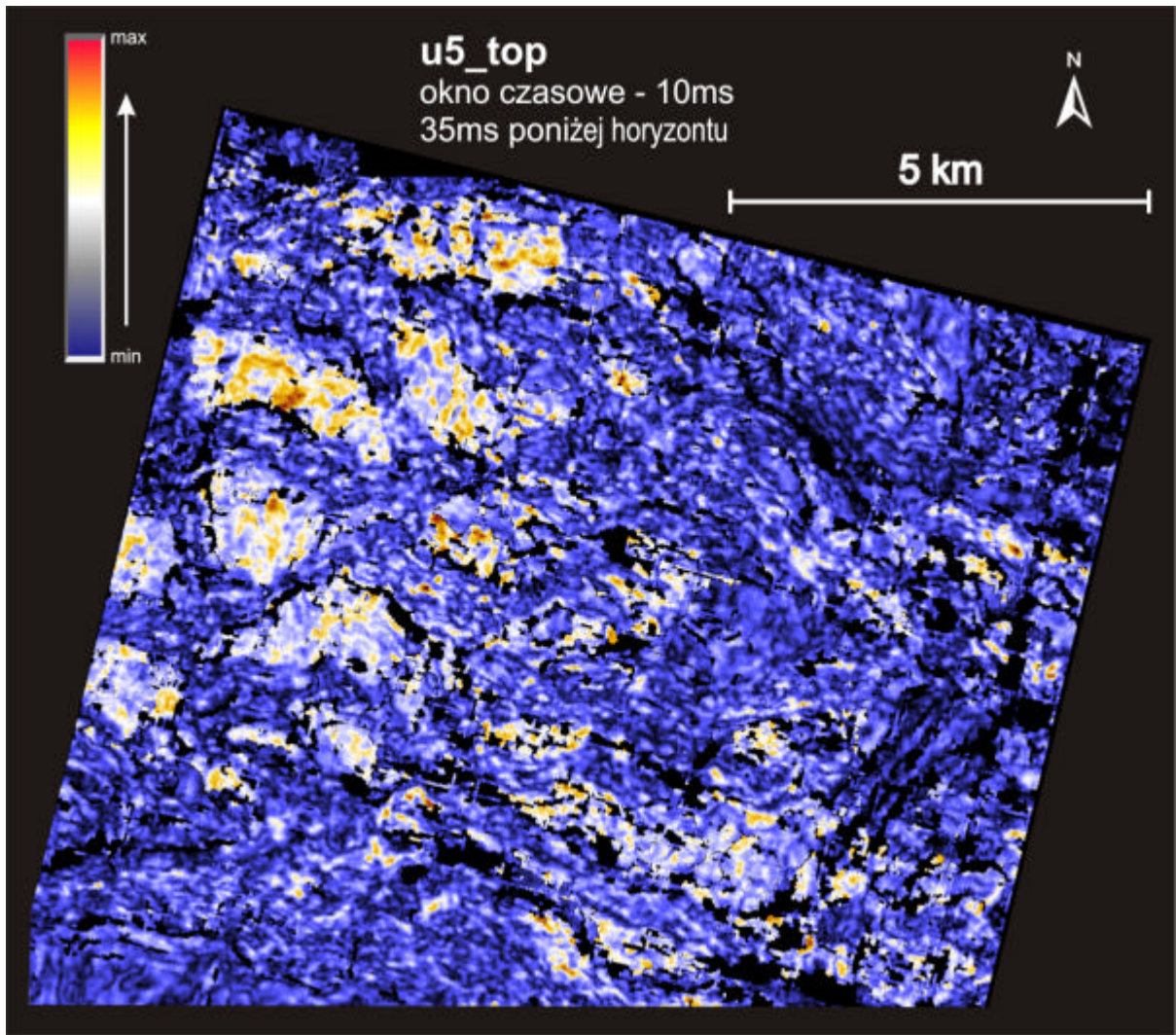


Fig. 4.14 Amplituda srednia kwadratowa obliczona dla horyzontu u5_top w oknie czasowym o szerokosci 10 ms, znajdujacych sie 35 ms ponizej horyzontu. Powiekszony fragment północnej czesci obszaru widocznego na Fig. 4.10.

Arc Length

Ten atrybut jest skalowana, całkowita długość trasy sejsmicznej w danym oknie czasowym. Długość łuku trasy sejsmicznej mierzona jest z próbki na próbke, według wzoru:

$$S = \frac{1}{NT} \sum_{i=1}^N \sqrt{[a_{i+1} - a_i]^2 + T^2} \quad (3.17),$$

gdzie a_i jest amplituda i -tej próbki, T jest krokiem próbkowania, a N liczba próbek w oknie. Atrybut ten pozwala śledzić w zapisie sejsmicznym zmiany amplitudy i/lub częstotliwości. W obrębie sekwencji osadowych o dużej amplitudzie umożliwia on rozróżnienie pakietów o dużej częstotliwości od pakietów o niskiej częstotliwości zapisu sejsmicznego. Analogicznie, dla osadów charakteryzujących się niską amplitudą *Arc Length* rozróżnia w ich obrębie te pakiety, które posiadają dużą częstotliwość od tych o niskiej częstotliwości.

Na danych sejsmicznych Zoca-2, powyżej niezgodności u1 widoczny jest spadek wartości atrybutu *Arc Length* w kierunku SSW (Fig. 4.15). Spadkowi temu towarzyszy jednocześnie nieznaczny wzrost wartości amplitudy (Fig. 4.1). Ten sam związek pomiędzy atrybutem *Arc Length*, a amplituda występuje w obrebie osadów pomiędzy niezgodnościami u4 i u1, z tą różnicą, że wartość *Arc Length* jest dla tych pakietów bardzo mała, natomiast względna amplituda jest duża. Zależności takie świadczą o zmianach facjalnych w obrebie progradującej platformy węglanowej. Wartości *Arc Length* nie pokazują poziomych zmian w pakiecie osadów poniżej niezgodności u4. Obserwowane jest jednak znaczne podwyższenie wartości omawianego atrybutu w obrebie pakietu osadów pomiędzy horyzontami d_top i d_base oraz u5_top i u5, świadczące o ich odmiennym charakterze litologicznym.

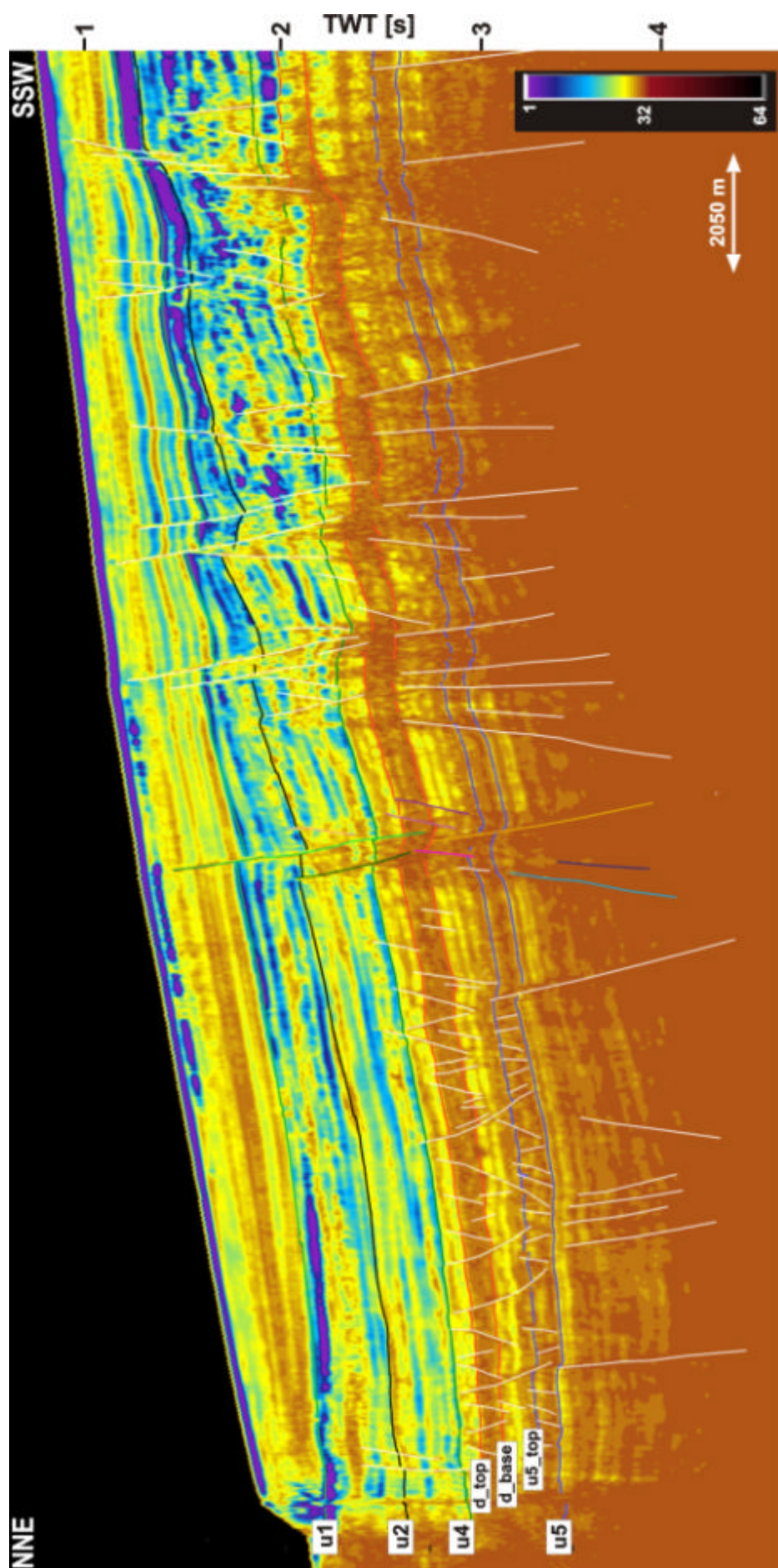


Fig. 4.15 Atrybut *Arc Length* obliczony dla profilu sejsmicznego 280 w oknie czasowym o szerokości 50 ms.

4.3 Atrybuty z grupy *Reflection Patterns*

Atrybuty typu *Reflection Patterns* to atrybuty 3D, które charakteryzują w zapisie sejsmicznym wszelkie geometryczne trendy. Spośród licznych atrybutów z tej grupy najbardziej informatywny dla zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 okazał się *Shaded Relief*.

Shaded Relief jest atrybutem sejsmicznym, przedstawiającym pozorna topografie refleksów sejsmicznych. Tego typu wizualizacja znacznie ułatwia interpretację geologiczną. Eksponuje ona bowiem strukturalne oraz stratygraficzne niuanse budowy geologicznej, ukryte w zapisie sejsmicznym, w przystępny, intuicyjny sposób. Pozorna topografia obliczana jest na podstawie upadu i azymutu refleksów sejsmicznych. *Shaded Relief* jest zatem atrybutem pokazującym zmianę pozycji refleksu sejsmicznego, związana z obecnością uskoku lub zmianami stratygraficznymi.

W obszarze zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 atrybut *Shaded Relief* został wykorzystany głównie w celu rozpoznania kształtu sieci uskoku poligonalnych. Na mapach wykonanych na horyzontach *d_top*, *d_base* oraz *u5_top* doskonale widoczny jest różny charakter sieci uskoku poligonalnych, inna jest także wielkość „poligonów” (Fig. 4.16). Na horyzontach *d_top* i *d_base*, sieć poligonalna jest wyraźnie zaznaczona przez dobrze widoczne na atrybucie *Shaded Relief* uskoki. Znacznie gorzej widoczny jest poligonalny charakter uskokowania na horyzoncie *u5_top* – w identyfikacji poligonów na tym horyzoncie najbardziej zadowalające efekty dała amplituda średnia kwadratowa obliczona w oknie czasowym o szerokości 10 ms, znajdującym się 35 ms poniżej tego horyzontu (Fig. 4.13, 4.14).

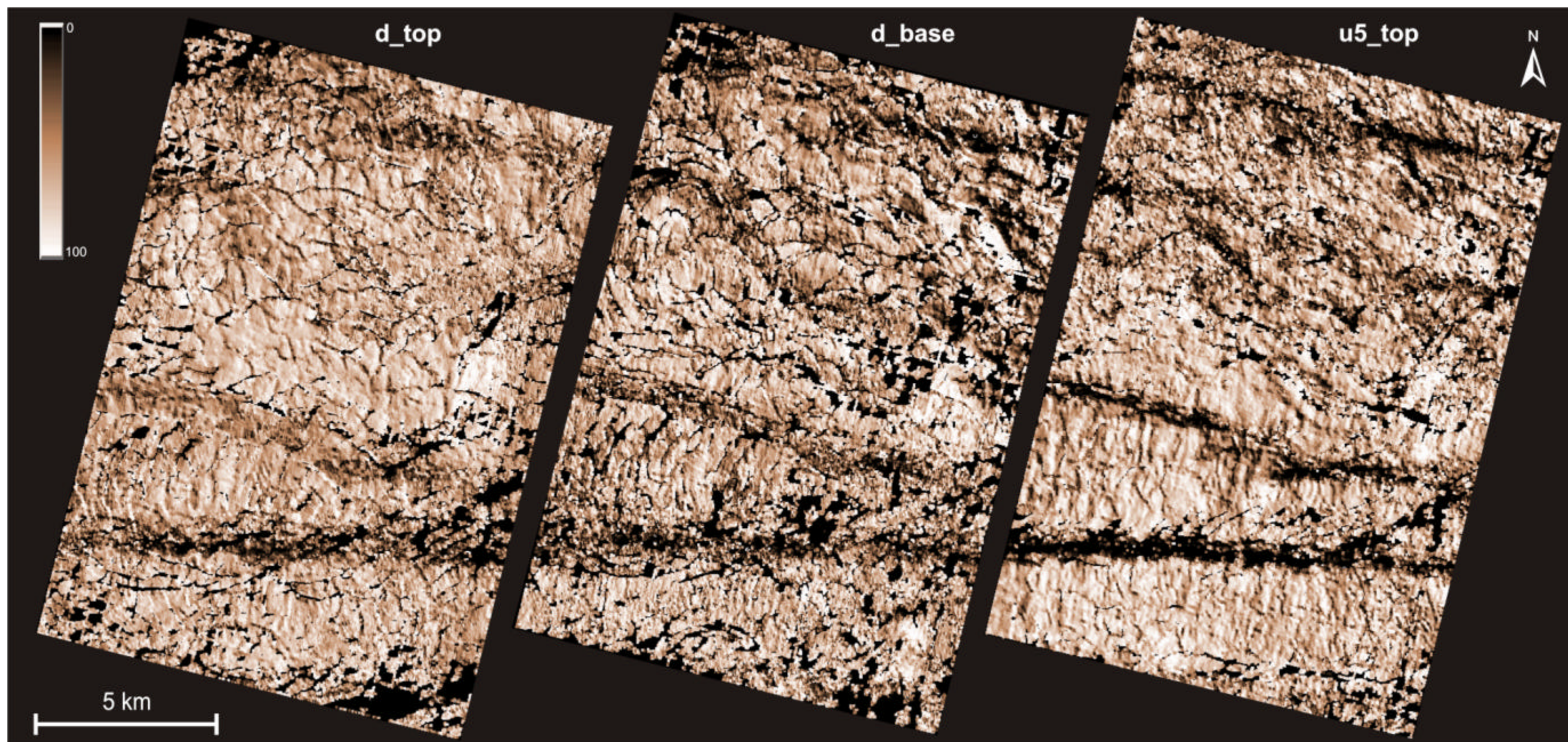


Fig. 4.16 Atrybut *Shaded Relief* obliczony dla horyzontów d_top, d_base oraz u5_top.

4.4 Atrybuty korelacji statystycznej (*Correlation Statistics*)

Obliczenia wykonane w ramach korelacji statystycznej mają na celu określić stopień podobieństwa sąsiadujących tras sejsmicznych. Istnieją dwa typy korelacji statystycznej:

- 1) *Single trace statistics* – obliczana jako kroskorelacja dwóch sąsiadujących tras.
- 2) *Multi-trace statistics* – analiza kilku/kilkunastu kolejnych tras.

Korelacja statystyczna jest pomocna przy identyfikacji deformacji dysjunktywnych i wyklinowań, a także przy rozróżnieniu stref o chaotycznym i ciągłym zapisie sejsmicznym. Gwałtowne zmiany atrybutów korelacji statystycznej, występujące w wąskich strefach często wskazują na obecność uskoków.

Do atrybutów korelacji statystycznej, obliczonych dla danych sejsmicznych Zoca-2 należą:

- *Principal Components*,
- *Semblance*.

Atrybuty o nazwie *Principal Components* są atrybutami analizującymi podobieństwo kilku/kilkunastu sąsiadujących tras sejsmicznych (*multi-trace statistics*). Atrybuty te odzwierciedlają ciągłość zapisu sejsmicznego. Powstają one w wyniku dekompozycji danych sejsmicznych na główne składowe (*principal components*) P1, P2 oraz P3. Składowa P1 reprezentuje najbardziej koherentną część danych sejsmicznych, związana z sygnałem użytecznym, podczas gdy składowa P3 reprezentuje najmniej koherentną część zapisu sejsmicznego, związana z szumem. W sensie matematycznym *Principal Components* są skalarami macierzy kowariancji (*trace-to-trace covariance matrix*) w danym oknie czasowym.

Najbardziej informatywna spośród trzech składowych, w przypadku zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, okazała się składowa P1. Jest ona miarą liniowej ciągłości zapisu sejsmicznego, gdzie wartość 100 odpowiada perfekcyjnej ciągłości zapisu, a wartości mniejsze od 90 oznaczają brak ciągłości. Gdy P1 przyjmuje wartości mniejsze od 50, odpowiada to całkowitemu brakowi ciągłości zapisu, spowodowanemu np. obecnością uskoku.

Składowa P1 okazała się niezwykle pomocna w identyfikacji uskoku o małym zrzućcie, które nie są widoczne na mapach innych atrybutów. Miało to duże znaczenie w dokładniejszym rozpoznaniu charakteru sieci uskoku poligonalnych. Na mapach tego

atrybutu (Fig. 4.17), obliczonych dla horyzontów d_top, d_base oraz u5_top, czerwony kolor (wartości P1 oscylujące w granicach 70) oznacza brak ciągłości zapisu sejsmicznego, najprawdopodobniej związany z obecnością uskoków. Na mapach P1 widac zatem, że gęstość sieci uskokowej jest znacznie większa, niż obserwowana na mapach innych atrybutów, takich jak amplituda średnia kwadratowa, czy *Shaded Relief*. Szczególnie dobrze widoczne jest to dla horyzontów d_top oraz d_base. Na zapisie składowej P1 obniżone wartości składowej występują także wzdłuż płaszczyzn uskokowych. Można także wywnioskować, że uskoki normalne tworzące poligony, widoczne na pionowych sekcjach sejsmicznych jako pojedyncza płaszczyzna (Fig. 3.5), w rzeczywistości mają bardziej złożony charakter. Według danych literaturowych (Verschuren, 1992), obserwowane w odsłonięciach uskoki normalne, tworzące system poligonalny, posiadają zazwyczaj niewielkiej szerokości strefę uskokową, wzdłuż której skoncentrowane jest przemieszczenie – rzadko występują jako pojedyncza płaszczyzna uskokowa, jak można by było wnioskować po ich zapisie sejsmicznym na sekcji pionowej.

Na horyzoncie u5_top obraz składowej P1 potwierdza, iż w obrębie pakietów osadowych w tej strefie, sieć uskoków jest bardzo gęsta, a poligony mają niewielką średnicę. Dla horyzontu u5_top, trudno jest jednak identyfikować kształt poligonów na podstawie zapisu składowej P1 – znacznie lepiej do tego celu nadaje się amplituda średnia kwadratowa (Fig. 4.14). Ta różnorodność geometrii sieci uskoków poligonalnych, widoczna na mapach analizowanych horyzontów, jest najprawdopodobniej skutkiem różnic litologicznych w obrębie poszczególnych pakietów sedymentacyjnych.

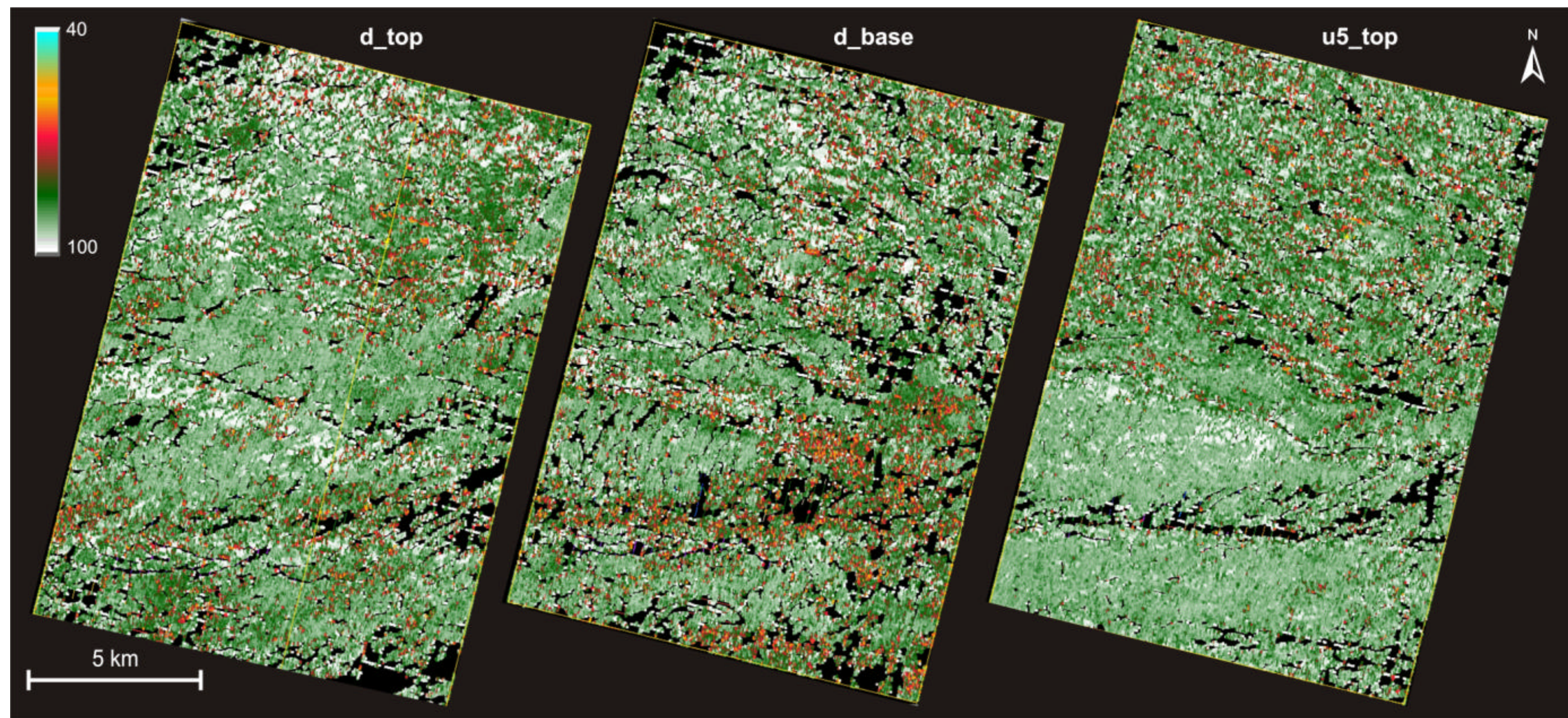


Fig. 4.17 Atrybut *Principal Components* – *P1*, obliczony dla horyzontów d_top, d_base oraz u5_top.

Semblance

Atrybut *Semblance* jest wartoscia współczynnika funkcji semblance (*semblance coefficient*) obliczana dla wejściowych tras sejsmicznych. Podobnie jak *Principal Components*, jest on również atrybutem typu *multi-trace*. *Semblance* jest miara liniowej ciągłości zapisu sejsmicznego. Atrybut ten jest niezwykle pomocny w identyfikacji wszelkich nieciągłości zapisu (np. uskoków), które w wersji *Semblance* mają charakter ciągły.

Atrybut *Semblance* obliczony został dla całej objętości danych sejsmicznych Zoca-2. Na jego podstawie najłatwiej zidentyfikować można zasięg deformacji strukturalnych w obrębie omawianego zdjęcia sejsmicznego.

Fig. 4.18 oraz 4.19 przedstawiają wybrane poziome przekroje czasowe zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 w wersji *Semblance*. Na przekrojach czasowych o krótkich czasach rejestracji ($t=996\text{ms}$, $t=1560\text{ms}$) widoczny jest zespół uskoków kulisowych o rozciągłości NE-SW. Uskoki widoczne na tych przekrojach należą do systemu uskoków kulisowych, opisanych w rozdziale 3.3, tworzących górną część systemu uskoków sprzeczonych, występujących w kilku strefach o przebiegu E-W. Na dłuższych czasach rejestracji ($t=2280\text{ms}$) widac, iż wzdłuż stref o rozciągłości E-W, w osiowych częściach tych stref, zinterpretowanych jako związane z mezozoicznymi uskokami, które uległy reaktywacji w neogenie (rozdział 3.3), wyraźnie wzrasta ilość uskoków kulisowych (Fig. 4.18). Poziome przekroje czasowe, przecinające strefe, gdzie na sekcjach sejsmicznych obserwowane jest miejsce połączeń pomiędzy zespołami uskoków tworzących system uskoków sprzeczonych (pomiędzy horyzontami u_5 a u_4), pokazują poligonalny charakter uskokowania w obrębie tych pakietów (Fig. 4.18, 4.19; $t=2616\text{ms}$, $t=2964\text{ms}$, $t=3288\text{ms}$). Pozorna migracja strefy uskoków poligonalnych na N, obserwowana na poziomych przekrojach czasowych jest wynikiem regionalnego, północnego upadu depozycyjnego. Atrybut *Semblance* najwyraźniej spośród wszystkich atrybutów sejsmicznych pokazuje, iż uskoki poligonalne obecne są na całym obszarze omawianego zdjęcia sejsmicznego. Na powierzchni całego zdjęcia Zoca-2 (nieco gorzej widoczne w części S) występują również uskoki o rozciągłości E-W, wykazujące silną segmentację (Fig. 4.19; $t=3432\text{ms}$, $t=3840\text{ms}$). Uskoki te zostały zinterpretowane wcześniej (rozdział 3.3) jako struktury mezozoiczne, budujące dolną część systemu uskoków sprzeczonych. Najgłębsze poziome przekroje sejsmiczne ($t=3840\text{ms}$) pokazują, iż uskoki o przebiegu E-W, wraz z zespołem uskoków o rozciągłości N-S, tworzą ortogonalną siatkę. Wzajemne relacje obydwu systemów (uskoki o rozciągłości E-W przecinają uskoki o trendzie N-S (Fig. 4.19; $t=3840\text{ms}$)) potwierdzają fakt, iż uskoki o rozciągłości N-S, zidentyfikowane na pionowych sekcjach sejsmicznych jako

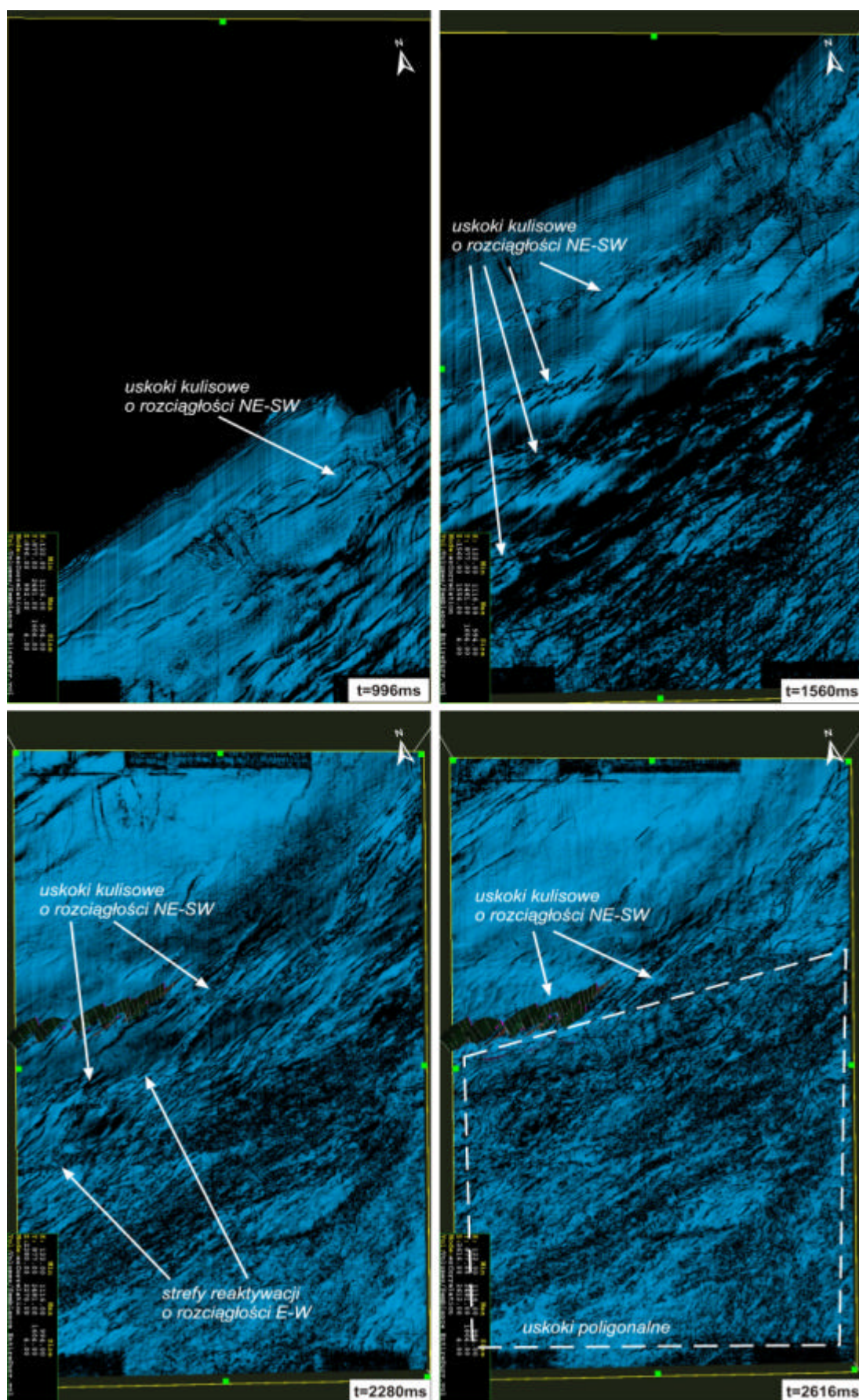


Fig. 4.18 Atrybut *Semblance* obliczony dla różnych poziomych przekrojów czasowych. Czarny kolor oznacza niskie wartości współczynnika *Semblance*, kolor niebieski – wartości wysokie.

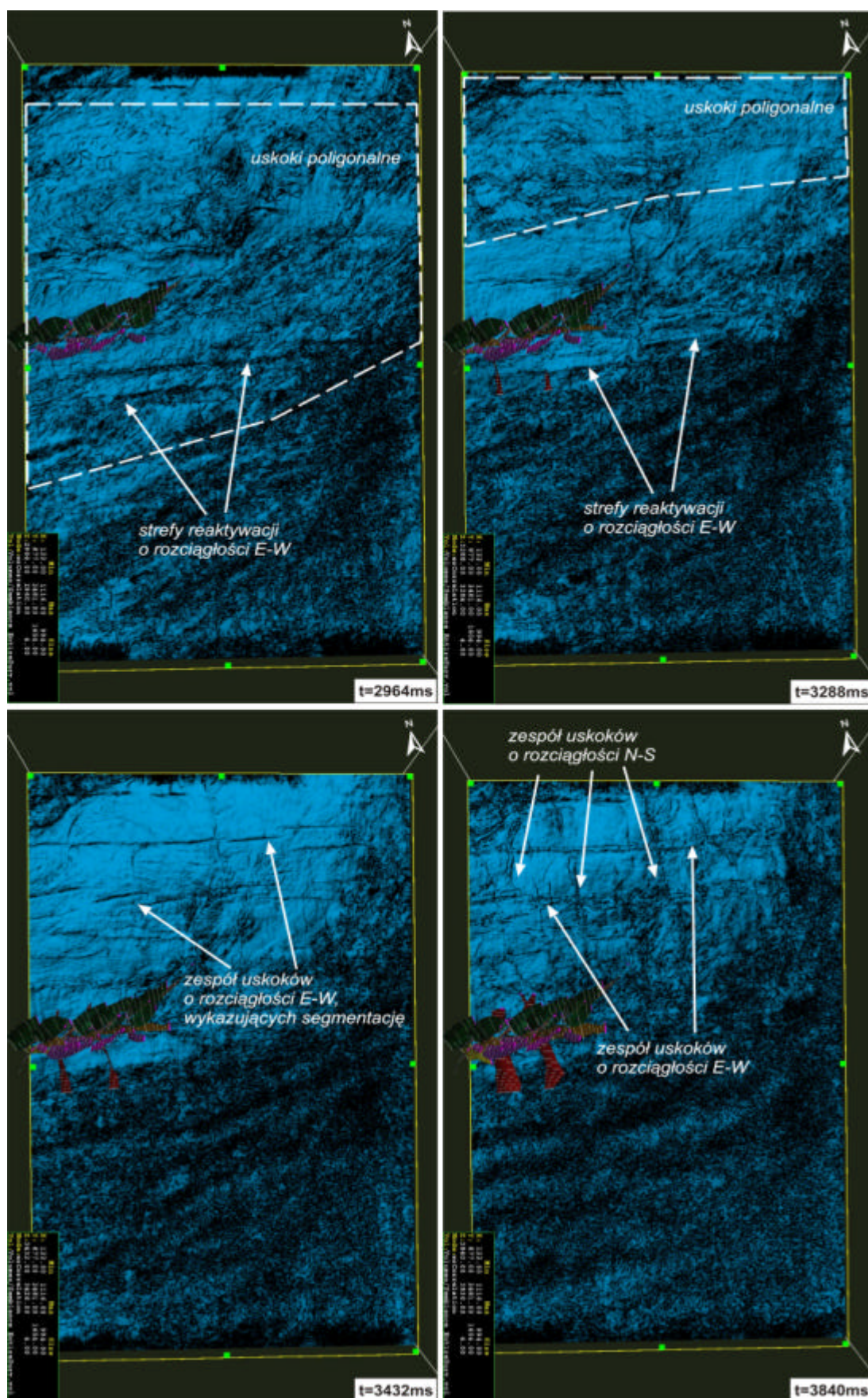


Fig. 4.19 Atrybut *Semblance* obliczony dla różnych poziomych przekrojów czasowych. Czarny kolor oznacza niskie wartości współczynnika *Semblance*, kolor niebieski – wartości wysokie.

uskoki synsedymencyjne (rozdział 3.3, Fig. 3.6) są najstarszymi strukturami, rozpoznawalnymi w zapisie sejsmicznym Zoca-2.

Niezwykle pomocna w lokalizacji stref uskokowych jest kombinacja atrybutu *Semblance* ze standardowym zapisem sejsmicznym w wersji amplitudowej. Otrzymana w ten sposób objętość danych nosi nazwę *Combo Volume*. Ta technika wizualizacyjna pozwala na dokładne rozpoznanie w zapisie sejsmicznym stref nieciągłości związanych z uskokami, które zaznaczają się na *Combo Volume* w sposób ciągły (Fig. 4.20).

W przypadku zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 wizualizacja *Combo Volume* była szczególnie przydatna na etapie trójwymiarowej interpretacji strukturalnej. Na danych w wersji *Combo Volume* zachowana jest bowiem informacja o amplitudzie, przy jednoczesnym podkreśleniu stref nieciągłości związanych z uskokami (Fig. 4.21). Pozwoliło to na jednoznaczna i szybka identyfikację stref o odmiennym charakterze uskokowania, a także ułatwiło określenie wzajemnych, przestrzennych relacji pomiędzy uskokami.

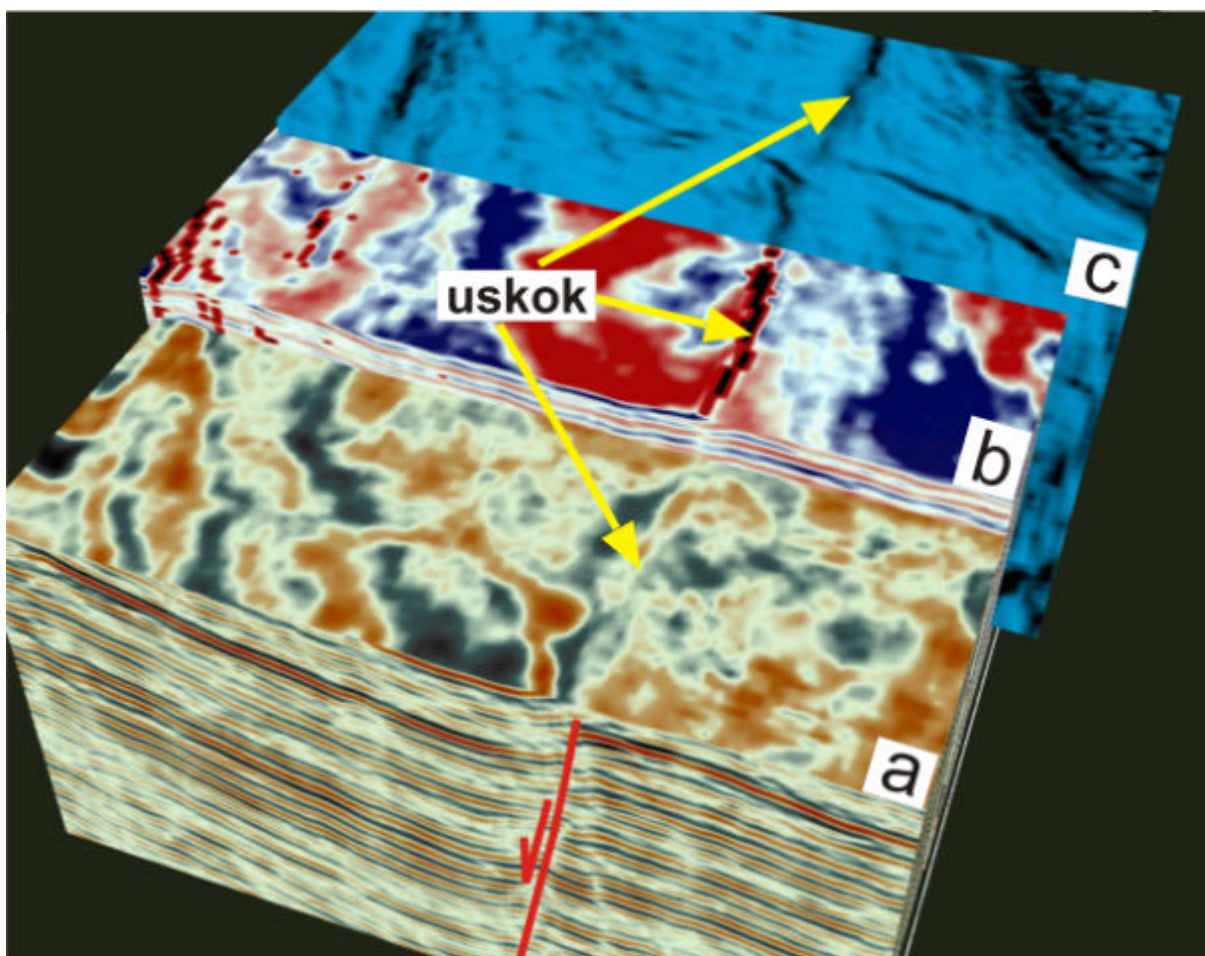


Fig. 4.20 Fragment danych sejsmicznych 3D w wersji amplitudowej (a) zestawiony z *Combo Volume* (b), będącej wynikiem kombinacji sejsmicznych danych amplitudowych (a) i atrybutu *Semblance* (c).

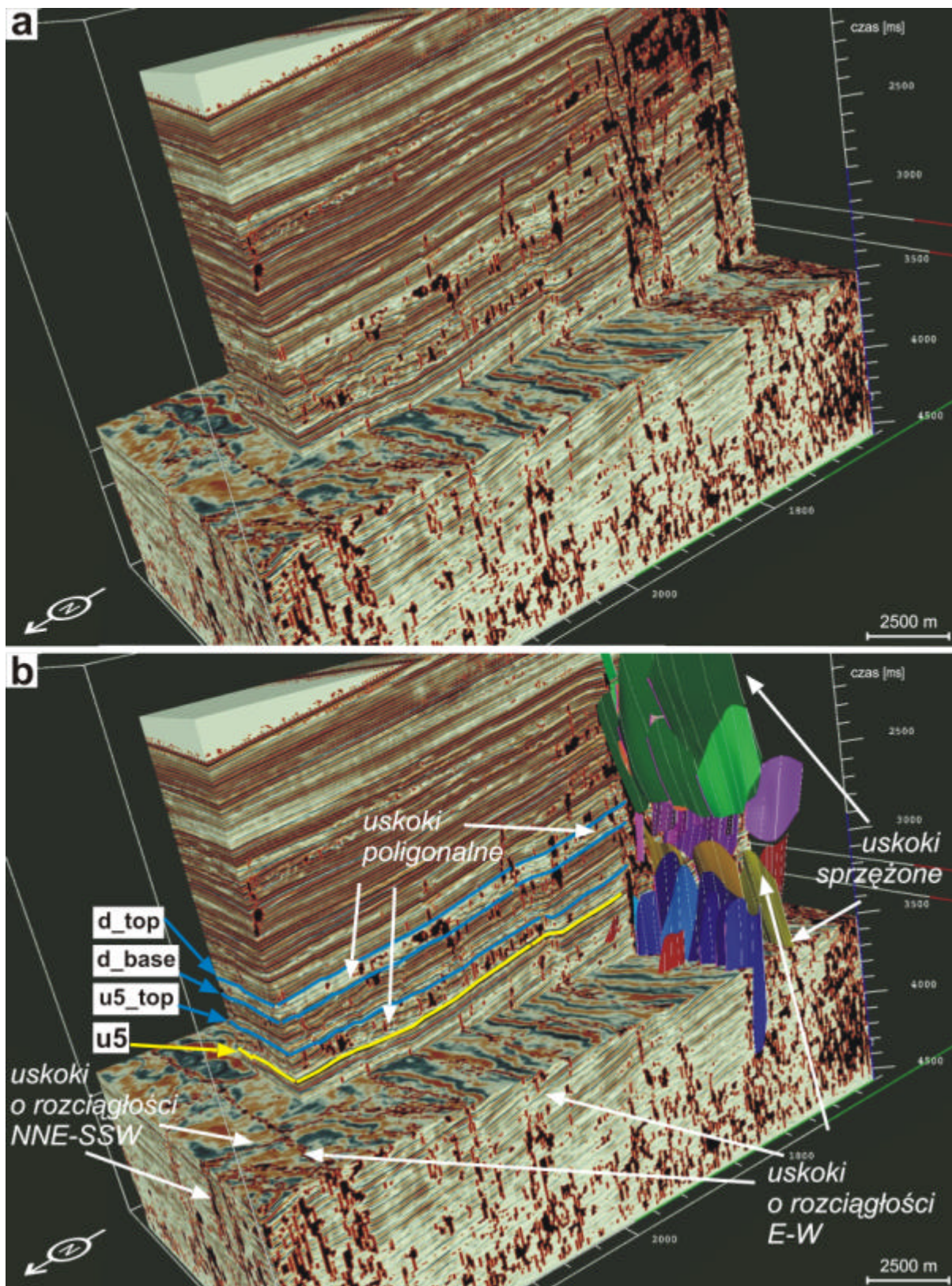


Fig. 4.21 Fragment danych sejsmicznych 3D w wersji *Combo Volume* (a) oraz ich strukturalna interpretacja (b).

4.5 Analiza uskoków poligonalnych

Uskoki poligonalne, rozpoznane zostały dotychczas w ponad 50-ciu basenach sedymentacyjnych na całym świecie (Cartwright et al., 2003). Uskoki te, rozumiane jako system uskoków ekstensyjnych o niewielkich zrzutach (10 – 100 m), występują w drobnoziarnistych interwałach sedymentacyjnych, wyraźnie ograniczonych przez dobrze widoczne na danych sejsmicznych horyzonty. Uskoki poligonalne wykazują różnorodność kierunków rozciągłości płaszczyzn uskokowych, częściowo lub całkowicie przecinających się, tworzących w planie charakterystyczny, poligonalny układ (Cartwright et al., 2003).

Uskoki poligonalne występują głównie w obrębie pakietów sedymentacyjnych zbudowanych w przeważającej części z osadów drobnoziarnistych (iłowcowych, mułowcowych, utworów biogenicznych). Lonergan i Cartwright (1999), wykazali jednak, że ten typ uskokowania może również występować w przypadku, gdy facje bardziej gruboziarniste przelawicają facje drobnoziarniste. Nigdy jednak uskoki poligonalne nie rozwijają się w obrębie osadów wyłącznie gruboziarnistych (np. piaskowców).

Systemy poligonalne często występują w kilku ograniczonych pakietach osadowych (warstwach). Niektóre uskoki, należące do systemu poligonalnego jednej warstwy mogą częściowo łączyć się z uskokami należącymi do systemu sąsiedniej warstwy. Większość uskoków należących do danego systemu poligonalnego ograniczonych jest jednak do pojedynczej warstwy. Granice warstw są zazwyczaj dobrze korelującymi się w obrębie basenu jednostkami stratygraficznymi, o regionalnym zasięgu.

Aby zrekonstruować rozwój uskoków poligonalnych niezbędne jest zrozumienie mechanizmu propagacji tego typu uskoków. Analiza pionowego rozkładu odkształceń (analiza zrzutów) w systemie uskoków poligonalnych jest kluczowym elementem w zrozumieniu historii rozwoju tych uskoków. Dla danych sejsmicznych Zoca-2, większość uskoków poligonalnych charakteryzuje się radialnym rozkładem zrzutów, typowym dla ślepych uskoków ekstensyjnych. Maksimum zrzutu występuje w centralnej części płaszczyzny uskokowej i maleje w kierunku krawędzi płaszczyzny uskokowej. Radialny model propagacji uskoków zakłada zatem, iż położenie maksymalnego zrzutu na płaszczyźnie uskokowej jest miejscem inicjacji uskoków. Dla systemu uskoków poligonalnych, znajdującego się pomiędzy horyzontami u5 a u5_top (nazwanego w rozdziale 4.1 systemem 1)), maksimum zrzutu zlokalizowane jest dla większości uskoków w środkowej części tego pakietu

osadowego. W przypadku młodszego systemu poligonalnego (nazwanego wcześniej systemem 2)) maksima zrzutu uskoków, przecinających zarówno d_{top} , jak i d_{base} , zlokalizowane są w obrębie pakietu osadowego zawartego pomiędzy tymi horyzontami. Jedynie uskoki o większych zrzutach, przecinające obydwa systemy uskoków poligonalnych (wyróżnione w rozdziale 4.1 jako system 3)) posiadają dwa maksima zrzutu; jedno, zlokalizowane pomiędzy u_5 a u_{5_top} , a drugie pomiędzy d_{base} i d_{top} .

Zakładając więc radialny model propagacji uskoków poligonalnych oraz fakt, iż ich inicjacja następuje wyłącznie w obrębie osadów drobnoziarnistych, można z dużym prawdopodobieństwem założyć, że pakiety pomiędzy horyzontami u_5 a u_{5_top} oraz d_{base} a d_{top} , są zbudowane z osadów drobnoziarnistych (iłwców/mułwców).

Chociaż uskoki poligonalne pod wieloma względami przypominają uskoki ekstensyjne, nie jest do końca jasne, czy prosty model zakładający radialną propagację płaszczyzny uskokowej używany do analizy uskoków normalnych, można również zastosować do uskoków poligonalnych. Do tej pory jednak nie zaproponowano modelu alternatywnego, który w lepszy sposób opisywałby kinematyczną ewolucję uskoków poligonalnych.

Z punktu widzenia mechaniki powstawania uskoków poligonalnych, istotny wydaje się być fakt, iż w systemie poligonalnym uskoki przecinają się zazwyczaj pod kątem zbliżonym do 90^0 , nawet wtedy, gdy płaszczyzny uskokowe nie są ortogonalne. Bardzo często jeden z przecinających się segmentów zmienia swoją trajektorie przebiegu, zakrzywiając się w ten sposób, że intersekcja dwóch płaszczyzn uskokowych jest ortogonalna. Taka sama tendencja ortogonalnej intersekcji została rozpoznana dla systemów ciosowych, a za jej przyczynę uważa się zmienność pola naprężeń (Lachenbruch, 1962). Możliwe jest zatem, że w przypadku systemów poligonalnych również można zastosować podobne uzasadnienie dotyczące charakteru intersekcji uskoków (Lonergan et al. 1998).

Istotnym problemem wydaje się być także wielkość odkształcenia (deformacji), związana z poligonalnym typem uskokowania, która jest trudna do oszacowania na podstawie danych sejsmicznych 3D. Obserwowane deformacje są bowiem ograniczone przez pionową i poziomą rozdzielczość pomiarów sejsmicznych. Uważa się (Cartwright et al., 2003), że wiele uskoków o niewielkich zrzutach, niewidocznych na danych sejsmicznych, stanowi duży procent całkowitych deformacji spowodowanych uskokowaniem poligonalnym. Deformacje widoczne w standardowym zapisie sejsmicznym są zatem w znacznym stopniu niedoszacowane.

Atrybuty sejsmiczne obliczone dla danych sejsmicznych Zoca-2 pozwoliły na zwiększenie, do pewnego stopnia, detekcji uskoków tworzących system poligonalny. Szczególną rolę odegrała tu amplituda średnia kwadratowa (Fig. 4.14) oraz atrybuty z grupy *Correlation Statistics* (P1) (Fig. 4.17).

W przypadku danych Zoca-2, dla obu systemów uskoków poligonalnych, nie występuje uprzywilejowany kierunek orientacji płaszczyzn uskokowych w planie (Fig. 4.9-4.14). Mamy więc do czynienia z klasyczną poligonalną geometrią. Brak uprzywilejowanych kierunków (obecnych niekiedy w systemach poligonalnych) może świadczyć, iż na charakter uskokowania niewielki wpływ miały czynniki zewnętrzne, takie jak regionalny upad depozycyjny, czy topografia podłoża. Pewne odstępstwo wykazują uskoki o największych zrzutach, przecinające system poligonalny 1) i 2). Uskoki te w górnej części wkomponowują się w system poligonalny 2). W dolnej części, pomiędzy horyzontami u5 a u5_top, tworzą one osobny system poligonalny, w którym wyraźnie uprzywilejowany jest kierunek rozciągłości WN-ES. Uprzywilejowanie tego kierunku świadczy o wpływie na charakter uskokowania regionalnego upadu depozycyjnego o kierunku NNE.

Geneza uskoków poligonalnych oraz mechanizm ich powstawania tłumaczone są czterema różnymi procesami:

- 1) Zeslizgiem pod wpływem grawitacji.
- 2) Niestatecznym warstwowaniem gestosciowym.
- 3) Obciążeniem grawitacyjnym.
- 4) Procesem synerezy.

Zeslizg pod wpływem grawitacji

Model zakładający grawitacyjny zeslizg przewiduje, że uskoki poligonalne są rezultatem zeslizgiwania się pakietu sedymentacyjnego o stałej miazszości, w dół sklonu. Zeslizgiwanie następuje wzdłuż powierzchni odkłucia, oddzielającej deformujący się poligonalnie i zeslizgujący się pakiet, od pakietu niezdeformowanego, leżącego poniżej (Higgs & McClay, 1993). W takim przypadku spodziewane jest, że większość uskoków poligonalnych będzie wykazywać orientację równoległą, bądź prawie równoległą do konturów sklonu. Uprzywilejowanie kierunków rozciągłości uskoków, dla większości systemów poligonalnych (w tym także dla zdjęcia sejsmicznego Zoca-2) jest jednak niezwykle rzadkie, co w pewnym stopniu wyklucza zeslizg grawitacyjny jako główny mechanizm indukujący uskokowanie

poligonalne. Pomimo tego, napreżenia grawitacyjne, związane z obecnością skłonu, mogą mieć modyfikujący wpływ na charakter sieci uskoku poligonalnych, co wydaje się mieć miejsce także w przypadku omawianych danych Zoca-2, gdzie system poligonalny 3) wykazuje uprzywilejowanie kierunków rozciągłości.

W modelu zeslizgu grawitacyjnego, należy również założyć, że ekstensja powinna być zbalansowana w dół skłonu poprzez deformacje kontrakcyjne. Jest to jedna z najsłabszych stron tego modelu, ponieważ niemal we wszystkich obserwowanych systemach poligonalnych nie ma wyraźnych dowodów na istnienie deformacji kontrakcyjnych wzdłuż skłonu (Cartwright et al., 2003). Możliwe jest jednak, iż kontrakcja jest częściowo osiągnięta poprzez faldowanie, powodujące powstanie struktur poniżej rozdzielczości sejsmicznej lub poprzez zmniejszenie porowatości.

Niestateczne warstwowanie gestosciowe

Inną przyczyną uskokowania o charakterze poligonalnym może być niestateczne warstwowanie gestosciowe. Model ten, zaproponowany przez Henrieta et al. (1989), zakłada, że podczas wczesnego stadium pogrzebienia osadów ilowcowych następuje ich uszczelnienie w strefie kontaktu z pakietami piaskowcowymi (Fig. 4.22). Powoduje to powstanie warunków podwyższonego ciśnienia (*overpressure build-up*) w obrębie warstwy uszczelnionej, która nie uległa całkowitej kompaktacji. W takiej sytuacji osady ilowcowe deformują się w sposób ciągły, formując fałdy o kształcie kuferkowym, tworzące się w wyniku reakcji na inwersję gestosci (Fig. 4.22). Aby wytłumaczyć taki charakter faldowania Henrieta et al. powołali się na znaną w mechanice płynów teorię Rayleigha-Taylor. Teoria ta zakłada, istnienie niestabilności gestosciowej na granicy dwóch ośrodków, w sytuacji gdy ośrodek o większej gestosci (i większej lepkości) znajduje się nad ośrodkiem o niższej gestosci. W takim przypadku gęstszy materiał pod wpływem grawitacji pogrąża się w ośrodku lżejszym, a materiał lżejszy jest przemieszczany w górę. W wyniku pogrążania, kontakt pomiędzy ośrodkami deformuje się w sposób sinusoidalny, co może prowadzić do powstania regularnie rozprzestrzenionych struktur przypominających wysady materiału o mniejszej gestosci w obrębie materiału o wyższej gestosci.

Ponieważ uskoki poligonalne w przypadku omawianego modelu są rezultatem faldowania, konsekwencją harmonijnego charakteru faldowania jest zatem regularna siatka poligonów. Henrieta et al. zaproponowali kilka mechanizmów powstawania uskoku normalnych, związanych z faldowaniem w wyniku inwersji gestosci.

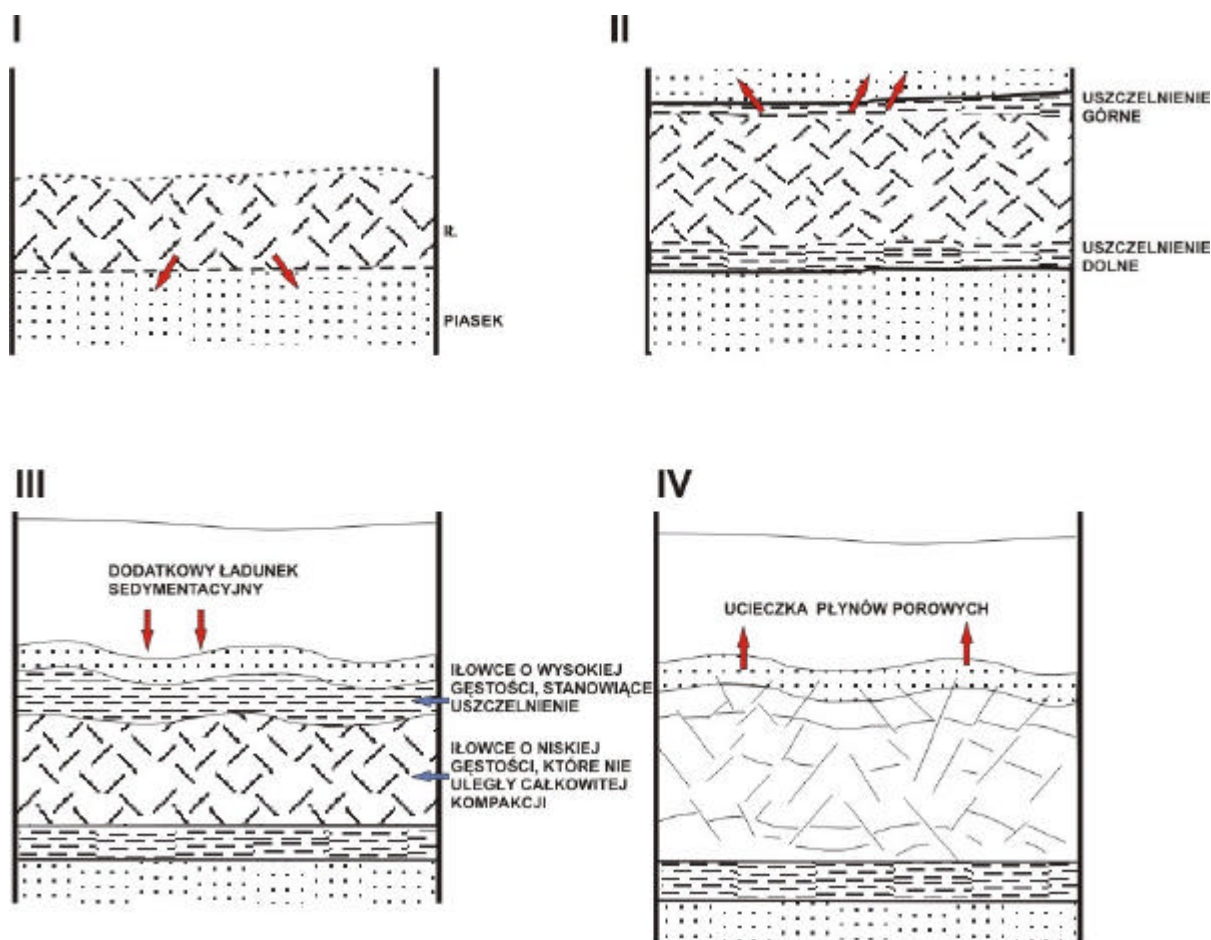


Fig. 4.22 Model powstawania uskoków poligonalnych w wyniku niestatecznego warstwowania gestosciowego (na podstawie Hentietta et al., 1989). I – depozycja osadów ilowcowych; II – formowanie sie górnego oraz dolnego uszczelnienia (*self-sealing*) poprzez szybsza kompaktacje czesci osadów przyległych do piaskowców, powodujace powstanie warunków podwyższonego cisnienia (*overpressure build-up*); III – faldowanie spowodowane inwersja gestosci; IV – uskokowanie poligonalne, pelna kompaktacja pakietu ilowcowego i zanik podwyższonego cisnienia.

Uskoki normalne mogłyby w takiej sytuacji być skutkiem:

- napreżenie scinających, pod wpływem rosnącego ładunku sedymentacyjnego,
- zapadania, spowodowanego wyciskaniem mobilnych osadów ilowcowych,
- zeslizgu grawitacyjnego wzdłuż skrzydeł kopul/wysadów ilowcowych.

Model zaproponowany przez Henrieta et al. (1989) w przekonujący sposób tłumaczy geometrie systemów poligonalnych, zakładając, iż uskoki te rozwijają się w ścisłym związku geometrycznym z faldowaniem związanym z inwersją gestosci. Słabym ogniwem tego modelu może być fakt, iż niestateczne warstwowanie gestosciowe jest częstym zjawiskiem na skale pojedynczych warstw, o miąższości rzędu centymetrów i metrów. Jedynie ostatnio zostało rozpoznane na skale 1 km (Davies et al., 1999), która jest typowa dla większości systemów poligonalnych. Pomimo identyfikacji przez Daviesa et al. (1999) faldowania

w wyniku inwersji gestosci na skale kilometrowa, nie bylo ono zwiazane z zadnymi widocznymi w zapisie sejsmicznym uskokami.

Ponadto, zakladajac wystepowanie tego typu faldowania, spodziewac nalezy sie falistej geometrii warstw, przecietych systemem uskoków poligonalnych. Wiele systemów poligonalnych (w tym również obserwowany na danych sejsmicznych Zoca-2) nie wykazuje regularnego rozprzestwienia pomiedzy uskokami antyklinalnych i synklinalnych form, które moglyby byc nastepstwem faldowania.

Wyduje sie zatem, ze mechanizm niestatecznego warstwowania gestosciowego jest raczej czynnikiem dodatkowym, majacym wiekszy wplyw jedynie na geometrie sub-zespolów uskoków wchodzacych w sklad systemu poligonalnego (Cartwright et al., 2003). Ze wzgledu na wspomniane powyzej slabosci modelu przedstawionego przez Henrieta et al. (1989), inwersje gestosci trudno uwazac za jedyny i uniwersalny mechanizm powodujacy poligonalny charakter uskokowania.

Obciazenie grawitacyjne

Model ten zostal opracowany przez Goultý'ego (2001), a jego fundamentalnym zalozeniem jest fakt, iz normalne obciazenie grawitacyjne pewnego rodzaju osadów, moze samo w sobie doprowadzic do powstania deformacji nieciaglych, bez potrzeby powolywania sie na dodatkowe naprezenia (ekstensje), czy podwyzszone cisnienie (*overpressure*). Osady, podlegajace temu mechanizmowi charakteryzuja sie bardzo niskim współczynnikiem tarcia. Goultý, analizujac rozwój uskoków poligonalnych, przyjal bowiem, ze slizg wzdluz powierzchni uskoku zwieksza skladowa pozioma kompresji w kierunku wektora slizgu, co powoduje uwolnienie plynów porowych. W ten sposob dodatkowa przestrzen, niezbedna przy zalozeniu, ze uskoki poligonalne posiadaja rozstep, osiagnieta jest poprzez pozioma kompakcje.

W tym alternatywnym modelu rozwoju systemu poligonalnego wystepuje jednak wiele niescislosci. Jedna z nich jest fakt, iz model ten nie tłumaczy przyczyny inicjacji uskoków poligonalnych oraz ich późniejszej propagacji. Również główne zalozenie modelu, dotyczace uskoków normalnych, majacych rozwijac sie pod wplywem wzrostu horyzontalnej kompresji, przeczy wszystkim klasycznym teoriom, dotyczacym powstawania uskoków normalnych. Teorie te zakladaja bowiem, iz fundamentalna role w rozwoju uskoków normalnych odgrywa redukcja (a nie wzrost) poziomej skladowej naprezen. Kolejnym slabym punktem modelu Goultý'ego jest zalozenie niskiego współczynnika tarcia dla deformowanych osadów. Współczynnik tarcia, w ujeciu klasycznej analizy (Mohra-Coulomba) uskoków

normalnych, związany jest wytrzymałością uskokowanych osadów oraz nachyleniem płaszczyzny uskokowej. Jedyną możliwością oszacowania wielkości współczynnika tarcia jest zatem pomiar kąta nachylenia płaszczyzny uskokowej (Cartwright et al., 2003). Należy jednak uwzględnić fakt, iż podczas pogrzebienia i kompaktacji płaszczyzny uskokowej ulegają znacznemu spłaszczeniu. Analizę taką należy zatem prowadzić dla pakietów znajdujących się jak najbliżej powierzchni, w celu zminimalizowania efektu kompaktacji. Ten istotny czynnik nie został jednak uwzględniony w modelu Goulti'ego.

Ze względu na brak przekonujących podstaw teoretycznych, model Goulti'ego nie był brany pod uwagę w analizie systemu poligonalnego, obserwowanego na danych Zoca-2.

Synereza

Synereza jest procesem spontanicznej kontrakcji (skrócenia), odbywającym się bez ewaporacji. Zjawisko synerezy jest związane z procesami kolagulacji i ograniczone jest do zeli. Jako pierwsi na proces synerezy w analizie rozwoju uskoku poligonalnych, powołali się Cartwright i Dewhurst (1998). Założyli oni, że w momencie depozycji osady drobnoziarniste (mulowce/iłowce), w których później rozwijają się uskoki poligonalne, mają tendencję do występowania w postaci zeli. Zele zbudowane są z cząstek koloidalnych, o wielkości porównywalnej z cząsteczkami drobnoziarnistych osadów silikoklastycznych.

Model rozwoju uskoku poligonalnych w wyniku synerezy, został zbudowany w oparciu o założenie, że w systemach, w których nie występują lateralne odkształcenia (*pinned systems*), stan napreżeń ekstensyjnych (którego rezultatem są uskoki normalne) może być osiągnięty poprzez kontrakcję wolumetryczną, czyli zmniejszenie objętości deformowanych osadów (Cartwright & Lonergan, 1996) (Fig. 4.23). Zjawisko synerezy zapewnia fizyczne wytłumaczenie spontanicznego skrócenia w obrębie deformowanego interwału, przy jednoczesnym braku lateralnych odkształceń w obrębie interwałów przyległych do poligonalnie deformowanego obszaru. W modelu założono zatem, że uskoki ekstensyjne powstają w wyniku reakcji na horyzontalną kontrakcję deformowanych pakietów (Fig. 4.23). Kontrakcja ta ma ścisły związek z ucieczką płynów porowych z pakietów podlegających uskokowaniu. Podczas gdy pionowa migracja płynów w obrębie jednorodnej warstwy wydaje się mieć homogeniczny charakter, synereza jest procesem, którego inicjacja ma charakter przypadkowy. Muszą istnieć zatem obszary, które w większym stopniu niż otoczenie „tracą” płyny porowe (obszary synerezy), co prowadzi do powstania gradientu

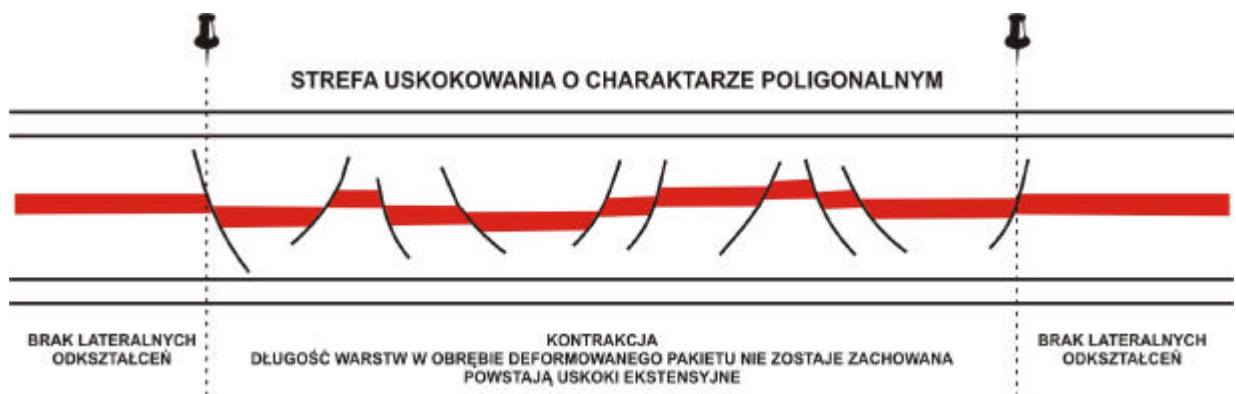


Fig. 4.23 Powstawanie uskokuw poligonalnych w obrebie systemu, w którym nie występują lateralne odkształcenia (*pinned system*), wyniku kontrakcji deformowanego interwału, której efektem jest powstanie uskokuw ekstensyjnych.

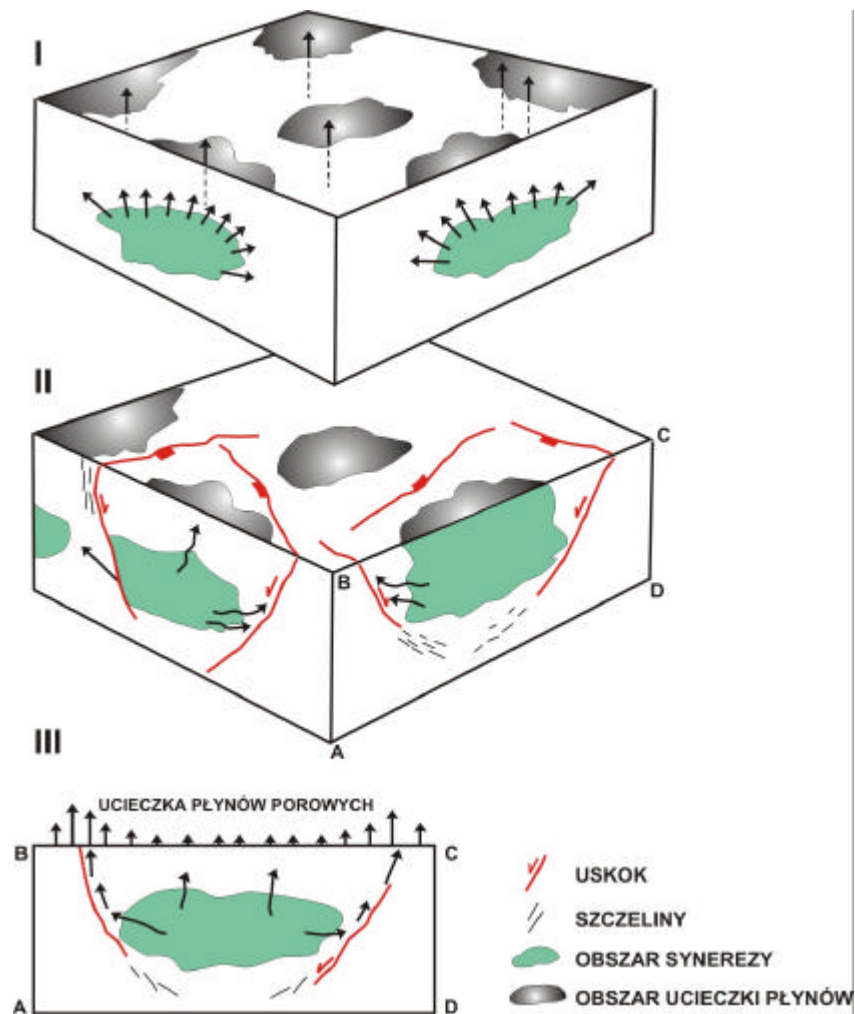


Fig. 4.24 Schematyczny model powstawania i propagacji uskokuw poligonalnych w wyniku synerезы pokazujący: I – lokalizację obszarów procesu synerезы; II – początkowe stadium propagacji uskokuw oraz III – sprzężenie zwrotne pomiędzy ucieczką płynów porowych, a podwyższoną przepuszczalnością spowodowaną uskokuwaniem (na podstawie Cartwright et al., 2003).

cisnien oraz powstania obszarów o podwyższonym ciśnieniu (*overpressure*) w osrodku, w którym zachodzi synereza (Fig. 4.24 I). Lokalizacja miejsc anomalnego ciśnienia ma wpływ na powstanie i propagację szczelin oraz uskoków, które tworzą się wokół obszarów aktywnej synerezy (Fig. 4.24 II). Powstające szczeliny mogą z kolei działać jako kanały, wzdłuż których następuje dalsza ucieczka płynów porowych. Istnieje zatem swoiste sprzężenie zwrotne pomiędzy procesem synerezy, ucieczką płynów porowych i propagacją uskoków. Może to prowadzić do znacznego zwiększenia migracji płynów wzdłuż sieci uskokuwej i hamować proces synerezy w miejscach, w których następuje koncentracja płynów (Fig. 4.24 III). Procesy te mogą być przyczyną lateralnej niejednorodności porowatości i miazszości warstw, w wyniku których powstawać mogłaby regularna, symetryczna sieć poligonów, kontrolowana przez główne uskoki (uskoki o większych zrzutach) (Cartwright et al., 2003).

Warstwy, zbudowane z osadów podatnych na synereze, mogą być przelawiczone wkładkami osadów, mniej podatnych na ten proces, co może prowadzić do złożonego rozkładu zrzutów wzdłuż powierzchni uskokuwej. Warstwa bardziej podatna na synereze jest wtedy miejscem inicjacji uskoków, które mogą propagować zarówno w górę jak i w dół, poprzez warstwy mniej podatne na ten proces. Pomimo kilku słabych punktów modelu zaproponowanego przez Cartwrighta i Dewhursta (1998) (proces synerezy w obrębie drobnoziarnistych osadów nie jest do końca rozumiany pod względem fizyko-chemicznym; znane przykłady synerezy występują na mniejszą skalę niż uskoki poligonalne obserwowane w basenach sedymentacyjnych), synereza wydaje się być mechanizmem, który w przekonujący sposób tłumaczy niemalże wszystkie aspekty powstania i rozwoju systemów uskoków poligonalnych.

Analiza atrybutów sejsmicznych i pionowych przekrojów czasowych w obrębie zdjęcia Zoca-2, wydaje się potwierdzać taki właśnie model. Za pakiety osadów bardziej podatnych na synereze mogą być uznane pakiety pomiędzy horyzontami u5 a u5_top oraz d-base a d_top. W obrębie tych pakietów rozwinęły się bowiem dwa niezależne systemy poligonalne. Przez pakiet osadowy oddzielający te warstwy (pomiędzy u5-top a d-base), propagują tylko uskoki o największym zrzucie, związane z obydwoma systemami poligonalnymi. Nie rozwinął się jednak w jego obrębie osobny system poligonalny, co może świadczyć o jego niskiej podatności na proces synerezy.

Model synerezy w sposób najbardziej adekwatny uzasadnia zatem powstanie uskoków poligonalnych, rozpoznanych na danych sejsmicznych Zoca-2. Zasadnicza implikacja,

wynikająca z identyfikacji uskoków poligonalnych w omawianym systemie uskoków, obserwowanym w zapisie sejsmicznym Zoca-2 jest fakt, iż obecność tego typu uskokowania jest ważnym wskaźnikiem litologicznym (szczególnie cennym w przypadku braku bezpośrednich informacji lito-stratygraficznych). Ponieważ uskoki te rozwijają się wyłącznie w osadach drobnoziarnistych, można założyć z dużą pewnością, że pakiety pomiędzy horyzontami u5 a u5_top oraz d-base a d_top, są pakietami o wysokiej koncentracji facji ilowcowej/mulowcowej. Identyfikacja litologii tych pakietów niesie za sobą ważne przesłanki, dotyczące rodzaju połączeń w obrębie rozpoznanych na sekcjach sejsmicznych systemów uskoków sprzeczonych. System uskoków sprzeczonych tworzą uskoki o rozciągłości W-E, wraz ze stowarzyszonymi z nimi uskokami niższego rzędu oraz występującymi ponad nimi uskokami o trendzie SW-NE (system ten został dokładnie scharakteryzowany w rozdziale 3.3). Jak zostało wcześniej zasygnalizowane (rozdział 3.3), zapis sejsmiczny nie pokazuje jednoznacznie, czy połączenie pomiędzy górną, a dolną częścią systemu uskoków sprzeczonych ma charakter *soft-*, czy *hardlinkage*. Obecność uskoków poligonalnych w strefie, gdzie górna i dolna część systemu uskoków sprzeczonych łączy się ze sobą, sugeruje, iż połączenie ma miejsce w obrębie bardziej podatnego pakietu (osady drobnoziarniste). Wysoce prawdopodobne jest zatem, że w obrębie tej strefy deformacje związane z systemem uskoków sprzeczonych wygasają, a połączenie pomiędzy górną i dolną częścią systemu ma charakter *softlinkage*.

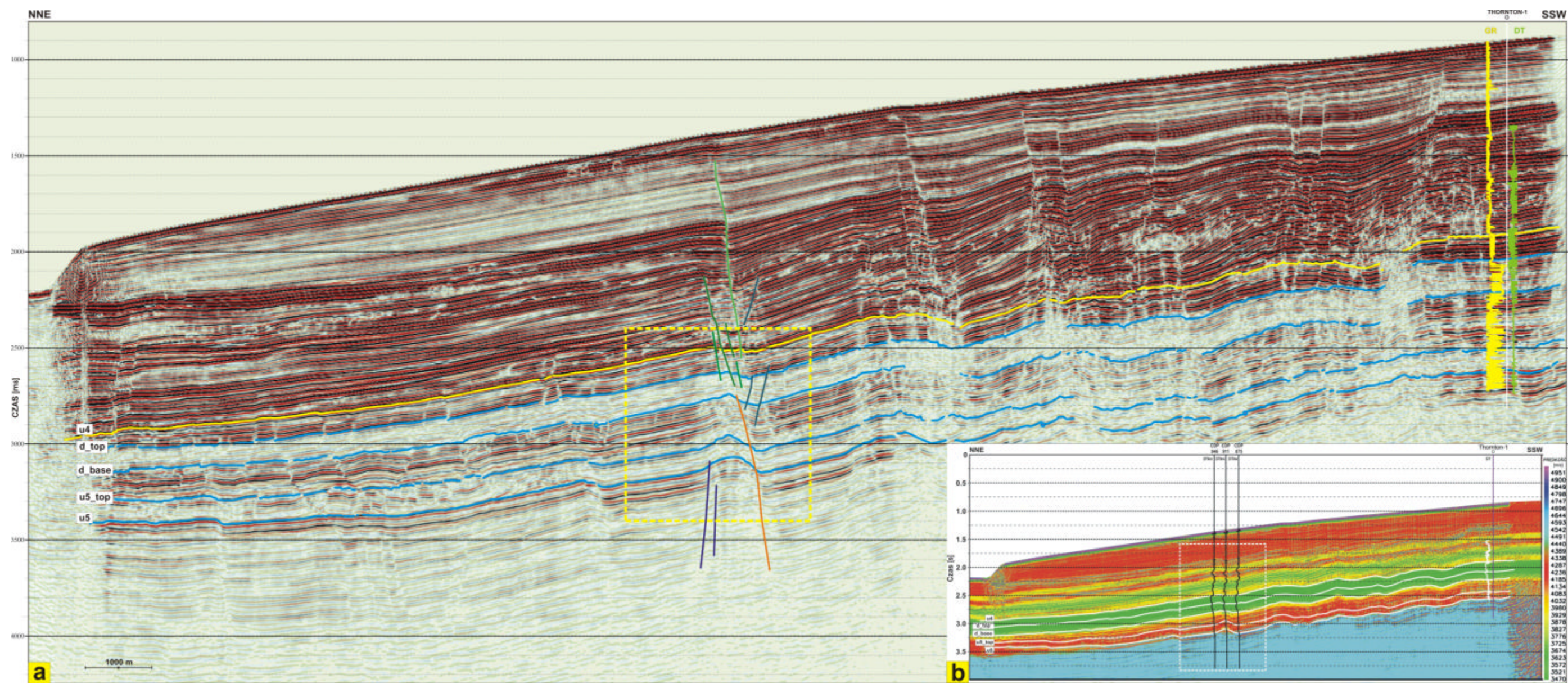
5 Teoretyczne modelowania sejsmiczne

Jak zostało wcześniej zasygnalizowane (rozdział 3, 4), zapis sejsmiczny w obrebie strefy interakcji górnej i dolnej części systemu uskoków sprzężonych jest niejednoznaczny. Możliwe jest zatem przyjęcie wielu rozwiązań interpretacyjnych, w których założyć można odmienny charakter połączeń (*soft-* lub *hardlinkage*) pomiędzy uskokami. W celu weryfikacji przyjętej interpretacji strukturalnej w obszarze interakcji górnej i dolnej części systemu uskoków sprzężonych, wykorzystano teoretyczne modelowania sejsmiczne.

5.1 Konstrukcja modelu sejsmo-geologicznego

Do modelowania wybrano profil sejsmiczny (*inline*) 280. Teoretyczne pole falowe obliczono dla fragmentu tego profilu, obejmującego strefę interakcji uskoków, należących do systemu uskoków sprzężonych, zaznaczonego na Fig. 5.1 żółtym prostokatem. Szczegółowa analiza tego rodzaju stref, jest istotna z punktu widzenia geologii naftowej badanego obszaru. Strefy te stanowią bowiem potencjalne pułapki węglowodorów, których szczelność zależy od charakteru połączeń pomiędzy uskokami (*soft-* lub *hardlinkage*).

Punktem wyjściowym modelowania była konstrukcja modelu predkosciowego w obrebie wybranego fragmentu profilu 280. Rozkład predkości na profilu sejsmicznym 280 uzyskano w oparciu o inwersję sejsmiczną. Inwersja została obliczona bazując na wyjściowej informacji o predkości, pochodzącej z profilowania akustycznych predkości z otworu Thornton-1. Otwór ten, znajdujący się poza obszarem omawianego zdjęcia sejsmicznego, został rzutowany na profil sejsmiczny 280 i dowiązany (za pomocą sejsmogramu syntetycznego) do tego profilu (Fig. 5.1). Otwór Thornton-1 rzutowany został na profil 280 w kierunku równoległym do regionalnego biegu warstw, co mimo dużej odległości rzutowania (około 17 km) znacznie ułatwiło jego dowiązanie do danych sejsmicznych. Skonstruowany dla rzutowanego otworu sejsmogram syntetyczny, obliczony z wykorzystaniem krzywej profilowania akustycznego predkości (DT), przy założonym sygnale Rickera o częstotliwości 43 Hz, wykazuje dużą zgodność z zarejestrowanym w miejscu rzutowania otworu polem falowym (Fig. 5.2). Korelacja ta daje podstawę do przyjęcia pola predkości, zarejestrowanego w otworze Thornton-1, jako wiarygodnego wyjściowego modelu predkosciowego w inwersji sejsmicznej profilu 280.



5.1 A – zarejestrowany profil sejsmiczny 280 z zaznaczona lokalizacja zrzutowanego otworu Thornton-1; żółtym prostokatem oznaczono modelowany fragment profilu; b – wynik inwersji sejsmicznej na profilu 280.

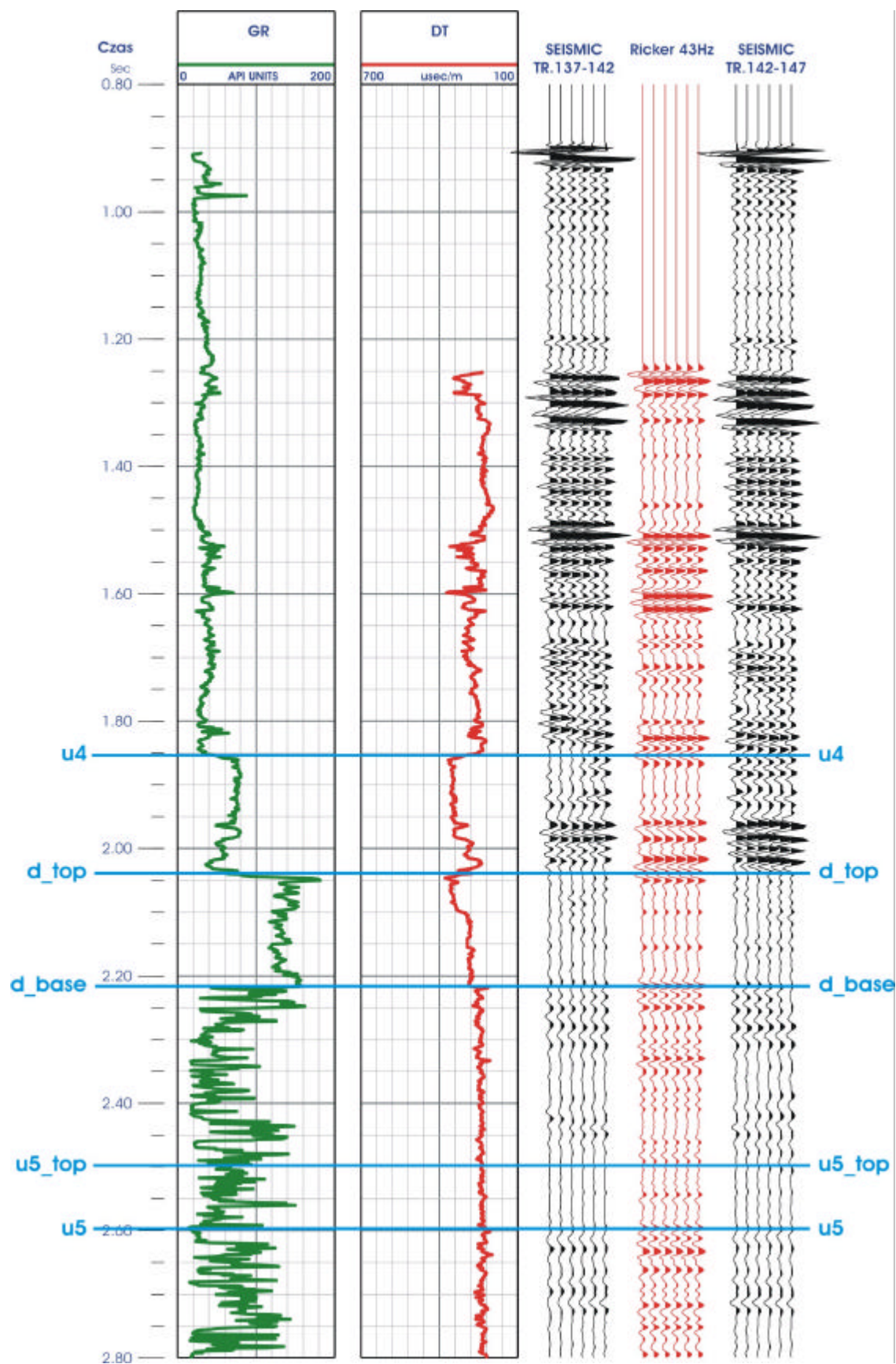


Fig. 5.2 Zestawienie profilowan GR, DT i sejsmogramu syntetycznego dla otworu Thornton-1 z trasami sejsmicznymi zarejestrowanymi w miejscu rzutowania otworu.

Inwersje sejsmiczna profilu 280 obliczono w programie *Hampson-Russell*, w oparciu o *Model Based Algorithm*, z krokiem próbkowania równym 4 ms. Wynik inwersji pokazuje, iż pomiędzy horyzontami u5 a u4, wartości prędkości nie zmieniają się zasadniczo wzdłuż horyzontu (Fig. 5.1). Nie zmienia się również miazgosc tego pakietu, co wskazuje na jego regionalny charakter oraz małe prawdopodobieństwo zmian facjalnych w jego obrebie (co mogłoby być widoczne w ewentualnej zmianie prędkości). Krzywa GR, zarejestrowana w otworze Thornton-1, wskazuje pośrednio na litologię tego pakietu (Fig. 5.2). Najbardziej zailony, w stosunku do otaczających osadów, jest pakiet pomiędzy horyzontami d_base a d_top, charakteryzujący się wysokimi wartościami na krzywej GR oraz relatywnie niskimi wartościami prędkości (wysokimi czasami na krzywej DT). Blokowy charakter anomalii w jego obrebie może wskazywać na jednorodność tego pakietu i brak wkładek piaskowcowych. Wyraźnie odróżnia się on od nadległego pakietu (pomiędzy d_top a u4), również jednorodnego, lecz o znacznie mniejszych wskazaniach na krzywej GR i niższych prędkościach, a także od pakietu pomiędzy u5 i d_base, zbudowanego z osadów ilowcowych przelawionych wkładkami piaskowcowymi. Osady powyżej horyzontu u4, aż do powierzchni dna morskiego, rozpoznane wcześniej jako należące do progradującej platformy węglanowej, charakteryzują się niskimi wskazaniem na krzywej GR i relatywnie wysokimi prędkościami.

Ponieważ prędkości uzyskane z inwersji w obrebie pakietu pomiędzy u5 a u4 nie zmieniają się lateralnie, założono, iż pakiet ten nie wykazuje zasadniczych horyzontalnych zmian litologicznych/facjalnych. Zarejestrowany zatem w otworze Thornton – 1 zestaw profilowania otworowego, w interwale pomiędzy u5 a u4, można przyjąć za reprezentatywny dla całego zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, a więc również dla modelowanego fragmentu profilu 280.

Dla wybranego fragmentu profilu sejsmicznego 280, na podstawie obliczonego na drodze inwersji pola prędkości, skonstruowano trzy krzywe pseudoakustyczne (dla lokalizacji CDP: 875, 911 i 945) (Fig. 5.3). Krzywe te, zostały później wykorzystane w określeniu rozkładu prędkości dla powstałych modeli. Fig. 5.3 pokazuje ponadto, iż pakiety osadów, scharakteryzowanych wcześniej na podstawie anomalii GR jako najbardziej zailone, wyróżniają się bardzo niskimi, w stosunku do otaczających je osadów, wartościami prędkości (około 3500 m/s). Wartości prędkości, w obrebie sekwencji osadów pomiędzy u5 a d_base, są niższe od prędkości w podścielającym ją pakiecie osadów synryftowych, ale wyższe od prędkości w nadległych pakietach, o najwyższym stopniu zailenia.

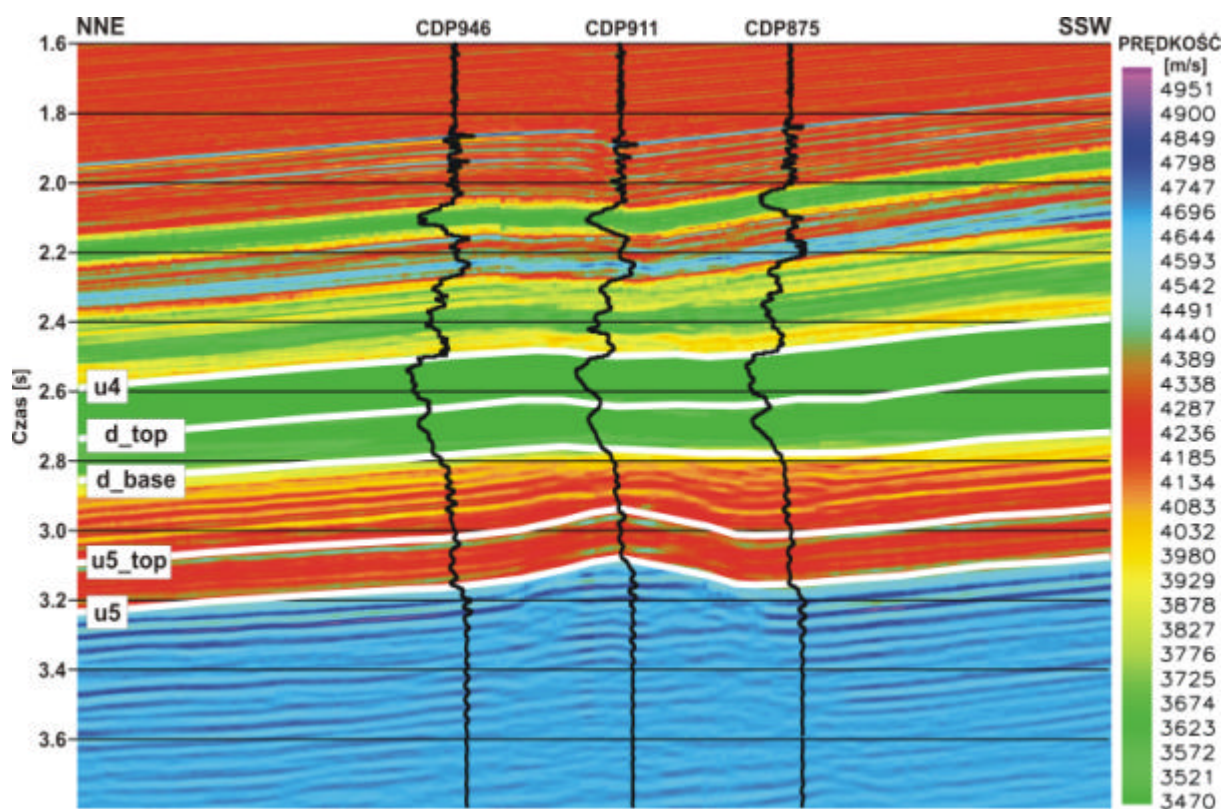


Fig. 5.3 Wynik inwersji sejsmicznej dla fragmentu profilu sejsmicznego 280 (oznaczonego na Fig. 5.1 żółtym prostokatem). Na rysunku zaznaczono także położenie krzywych pseudoakustycznych, obliczonych dla trzech różnych lokalizacji CDP.

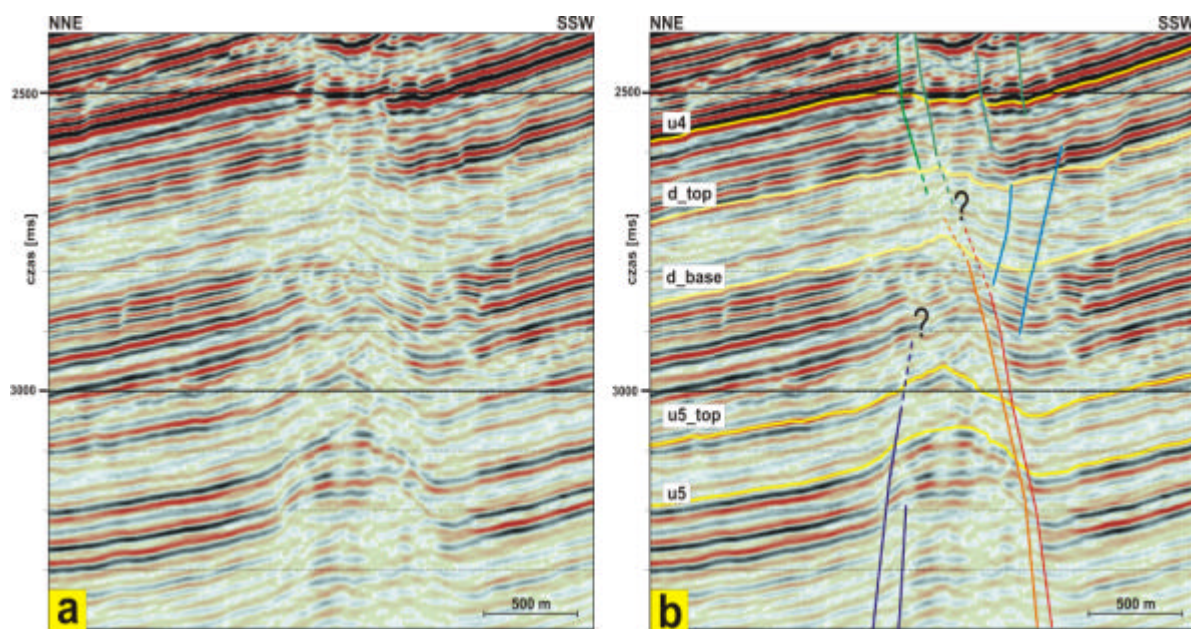


Fig. 5.4 Niezinterpretowany (a) i zinterpretowany (b) fragment profilu sejsmicznego 280 (oznaczonego na Fig. 5.1 żółtym prostokatem). Na rysunku b zaznaczono tylko główne uskoki. Zapis sejsmiczny nie pokazuje jednak w sposób jednoznaczny, czy uskoki górnej i dolnej części systemu bezpośrednio się łączą, czy też wygasają w obrebie niskoamplitudowego pakietu pomiędzy d_top a d_base.

Oprócz wiarygodnego rozkładu pola predkosci, zasadnicza role w konstrukcji modelu seismo-geologicznego odgrywa geometria granic. Celem sejsmicznych modelowan teoretycznych jest weryfikacja interpretacji strukturalnej, dla niejednoznacznego zapisu sejsmicznego (Fig. 5.4). Zaproponowano zatem trzy mozliwe warianty interpretacji uskoków, w obrebie wybranego fragmentu profilu 280, uwzgledniajace, mozliwosc polaczenia zarówno *soft-*, jak i *hardlinkage* pomiedzy uskokami, a nastepnie w ich oparciu obliczono syntetyczna odpowiedz sejsmiczna (Fig. 5.5).

W pierwszym przypadku (Fig. 5.5a) zalożono, iz pomiedzy dwoma zespolami uskoków tworzacych system sprzezony, wystepuje polaczenie typu *hardlinkage*. Oznacza to, ze uskoki górnej i dolnej czesci omawianego systemu bezposrednio sie lacza, najprawdopodobniej w obrebie niskoamplitudowego pakietu pomiedzy horyzontami d_base a d_top. Drugi wariant (Fig. 5.5b) przewiduje, ze jedynie uskoki budujace „skrzydło” systemu zapadajace na S (w dolnej czesci)/SE (w górnej czesci systemu), sa ze soba bezposrednio polaczone. „Skrzydło” sprzezone (zapadajace na NW), ma natomiast bardziej skomplikowany charakter i zbudowane jest z uskoków, pomiedzy którymi wystepuje *softlinkage*. „Skrzydło” systemu uskoków sprzezonych, rozumiane jest w tym kontekście, jako zespół uskoków nalezacych do systemu sprzezzonego, zidentyfikowanych na sekcji sejsmicznej jako zapadajace w tym samym kierunku. Trzeci model (Fig. 5.5c) zaklada, iz polaczenie pomiedzy górna a dolna czescia systemu sprzezzonego zachodzi poprzez serie mniejszych uskoków. Polaczenie to ma charakter *softlinkage*, gdyz uskoki bezposrednio nie lacza sie ze soba.

Geometrie granic wszystkich trzech modeli seismo-geologicznych, wyznaczono w oparciu o interpretacje omawianego fragmentu profilu 280. Rozkład predkosci okreslono na podstawie krzywych pseudoakustycznych, obliczonych na podstawie inwersji sejsmicznej profilu sejsmicznego 280.

5.2 Obliczanie teoretycznego pola falowego (modelowanie 1.5D)

Pole teoretyczne obliczono metoda Ray Tracing (trasowania promienia sejsmicznego) dla zerowego offsetu, wykorzystujac dostepna w programie opcje *Vertical Incidence*. Powstala w ten sposób sekcja sejsmiczna, odpowiada w pelni zmigrowanej sekcji syntetycznej. Dla

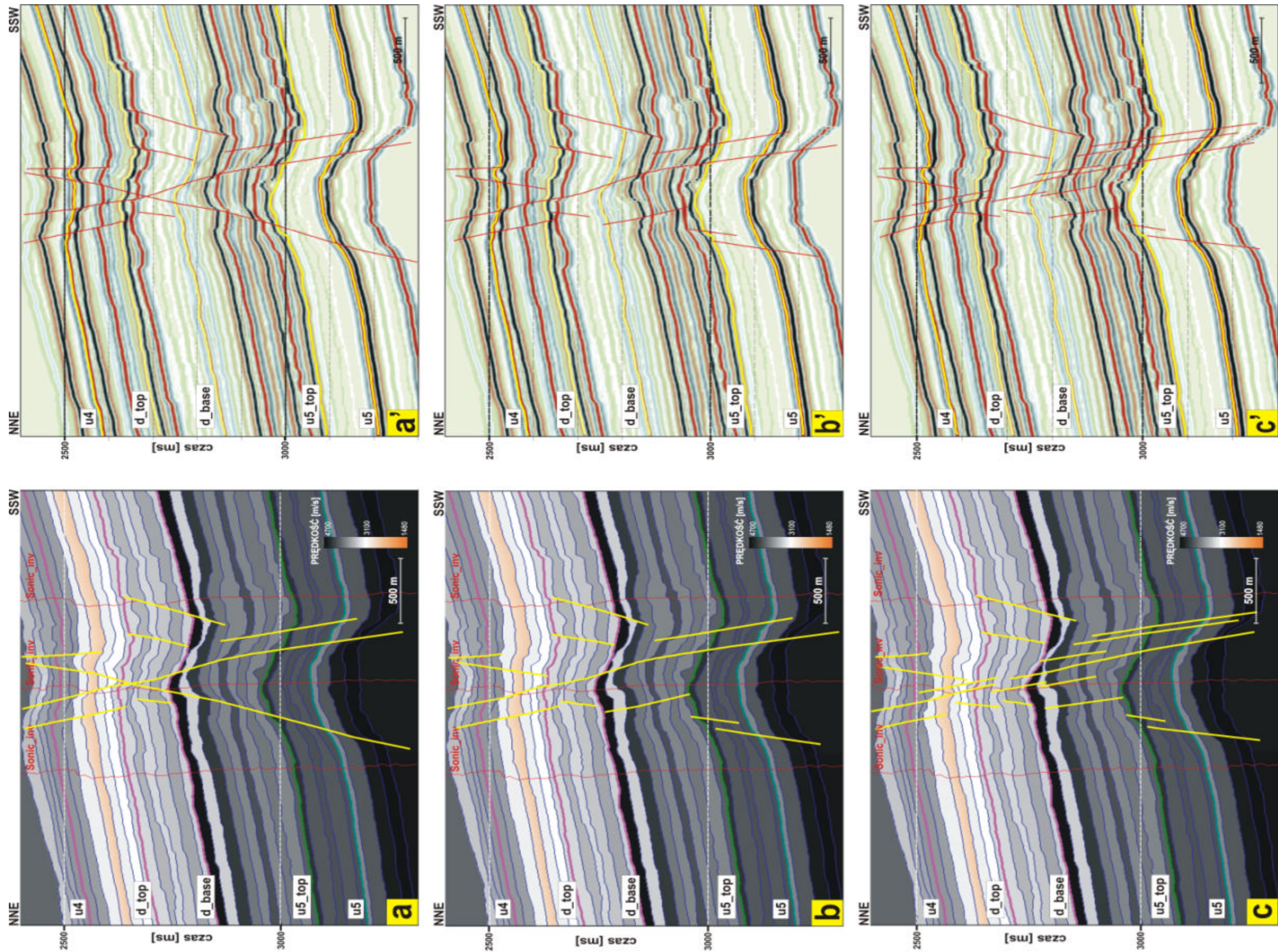


Fig. 5.5 Trzy możliwe warianty interpretacji strukturalnej fragmentu profilu sejsmicznego 280 (oznaczonego na Fig. 5.1 żółtym prostokątem); a,b,c – trzy różne modele sejsmo-geologiczne (predkoscowe); a, b, c – syntetyczna odpowiedź sejsmiczna obliczona na ich podstawie.

każdego z trzech założonych modeli obliczono odpowiedź syntetyczna (Fig. 5.5 a', b', c'), która następnie porównano z zarejestrowanym polem falowym. Jako odpowiadająca w największym stopniu rzeczywistemu polu falowemu, wybrano sekcje syntetyczna obliczona na podstawie modelu, zakładającego typ połączeń międzyuskokowych *softlinkage*, poprzez serie mniejszych uskoków (Fig. 5.5 c, c'). Modelowania potwierdziły, że taki rodzaj interakcji pomiędzy uskokami jest najbardziej prawdopodobny w badanej strefie. Dokonano zatem bardziej szczegółowej analizy tego obszaru, zakładając, iż badana strefa „węzłowa” systemu uskoków sprzeczonych ma złożony charakter (Fig. 5.6). Jako rozwiązanie interpretacyjne dla „skrzydła” zapadającego na S/SE (Fig. 5.6), przyjęto, iż akomodacja odkształcen następuje poprzez serie uskoków o mniejszych zrzutach, zapadających w jednym kierunku. Ponadto uskoki należące do górnej i dolnej części systemu nie łączą się ze sobą i wygasają w obrębie niskoamplitudowego pakietu pomiędzy d_base a d_top, scharakteryzowanego na podstawie zapisu krzywej GR w otworze Thornton – 1, jako pakiet ilowcowy (Fig. 5.2). „Skrzydło” sprzeczne, zapadające na NW, nie wykazuje natomiast aż tak silnego rozczłonkowania, co może być spowodowane faktem, iż akomoduje ono znacznie mniej odkształcen, niż „skrzydło” zapadające na S/SE. Taka interpretacja strukturalna stała się podstawą do uszczegółowienia geometrii modelu sejsmo-geologicznego, wybranego wcześniej jako najlepiej przybliżającego rzeczywiste pole falowe (Fig. 5.5 c, c'). Do modelu tego, w oparciu o szczegółową interpretację modelowanej strefy (Fig. 5.6), wprowadzono nowe granice i uskoki, a następnie obliczono na jego podstawie teoretyczne pole falowe (Fig. 5.7).

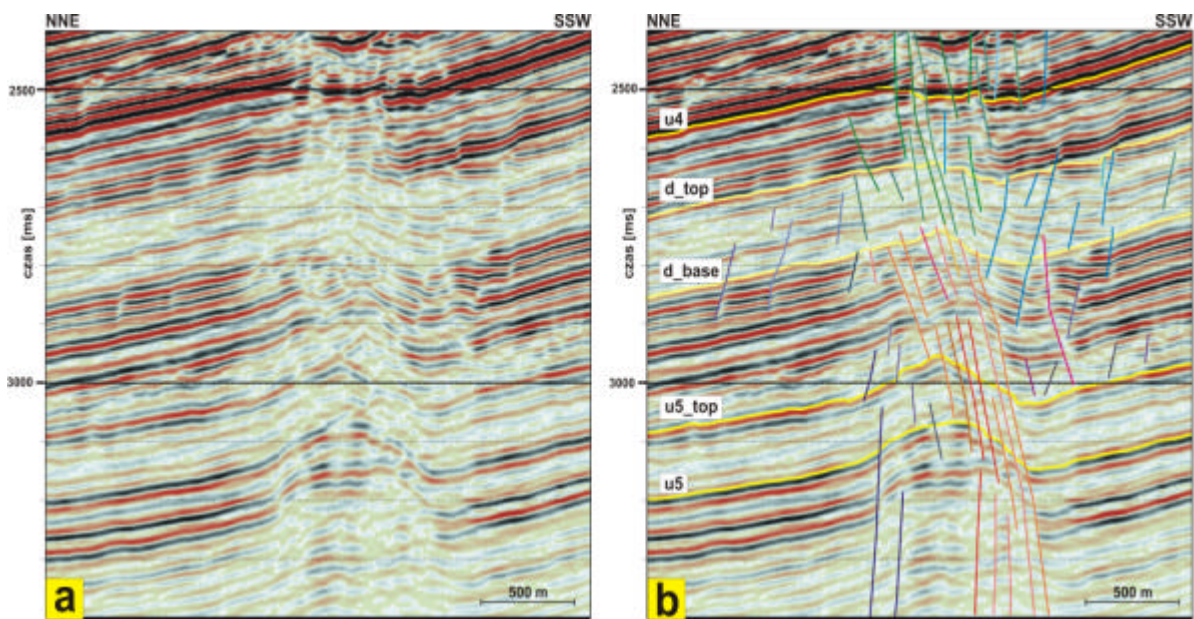


Fig. 5.6 Nieinterpretowany (a) i szczegółowo zinterpretowany (b) fragment profilu sejsmicznego 280 (oznaczonego na Fig. 5.1 żółtym prostokątem).

Syntetyczna sekcja sejsmiczna, uzyskana w wyniku tego modelowania (Fig. 5.7b) w bardzo dobrym stopniu przybliża zarejestrowane pole falowe pod względem geometrii horyzontów (Fig. 5.7c), potwierdzając tym samym prawidłowość przyjętego rozwiązania interpretacyjnego. Istnieje również duża zgodność pomiędzy teoretycznym i rzeczywistym polem falowym w kwestii relacji amplitud, co świadczy o dobrym doborze pola prędkości. Na sekcji syntetycznej nie występuje jednak obniżenie amplitudy w strefie interakcji uskoku, które widoczne jest w rzeczywistym zapisie sejsmicznym. Obniżenie amplitudy w strefie „węzłowej” systemu uskoku sprzeczonych, może być spowodowane obecnością dużej liczby uskoku o wielkości rzutu niższej od rozdzielczości sejsmicznej.

Silnie zuskokowane strefy charakteryzują się podwyższonym tłumieniem fali sejsmicznej, co może być przyczyną obniżenia amplitudy w obrębie strefy „węzłowej” systemu uskoku sprzeczonych. Zasadniczy wpływ na odwzorowanie obecnej w zarejestrowanym polu, zuskokowanej strefy niskoamplitudowej, która w polu teoretycznym nie odznacza się obniżeniem amplitudy (Fig. 5.7b, c), mógł mieć zatem fakt, iż w użytym do modelowania sejsmicznym pakiecie *Struct Model Entry* nie istnieje możliwość wprowadzenia tłumienia.

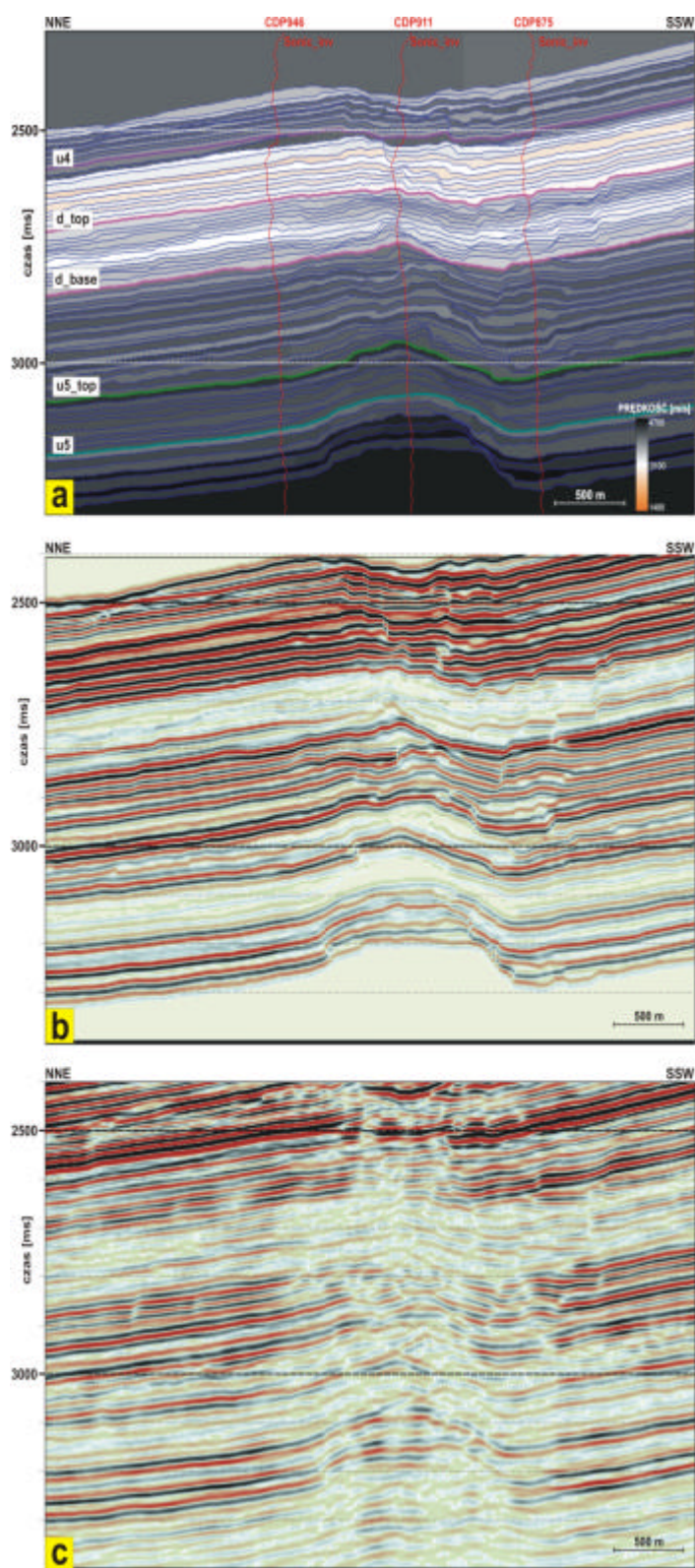


Fig. 5.7 Szczegółowy model sejsmo-geologiczny (a) fragmentu profilu sejsmicznego 280 (c) oraz teoretyczne pole falowe obliczone na jego podstawie (b).

6 Model ewolucji tektonicznej – dyskusja wyników

Na podstawie strukturalnej interpretacji sejsmicznej, analizy atrybutów trasy sejsmicznej, sejsmicznych modelowań teoretycznych, danych pochodzących z otworu Thornton-1 oraz dostępnej informacji literaturowej skonstruowano model ewolucji tektonicznej w rejonie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2. Model ten obejmuje przestrzenne zależności pomiędzy wyinterpretowanymi strukturami oraz przybliżony czas ich powstania w odniesieniu do działającego w danym czasie reżimu napreżeń.

Za najstarsze uskoki uważa się synsedymencyjne uskoki o orientacji NNE-SSW, występujące na całym obszarze zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, poniżej horyzontu sejsmicznego u5. Uskoki te są wynikiem mezozoicznego ryftingu, który objął swoim zasięgiem cały NW Szelf Australii. Chociaż przyjmuje się, że generalny przebieg ryftowania mezozoicznego w rejonie basenu Bonaparte miał kierunek NE-SW, w obrebie różnych jednostek strukturalnych N części basenu, rozciągłość deformacji synryftowych zmienia się od W-E do NNE-SSW (rozdział 2).

Wyinterpretowane uskoki synryftowe wygasają poniżej horyzontu u5, zatem osady, zalegające poniżej tej niezgodności, zostały uznane za pakiet synryftowy. Ponieważ w wielu przypadkach (ze względu na słaby zapis sejsmiczny na dużych czasach rejestracji) trudno oszacować na jakiej głębokości uskoki te wygasają, nie można zatem jednoznacznie stwierdzić na jakiej głębokości występuje dolna granica osadów synryftowych. Osady te nie zostały w rejonie zdjęcia Zoca-2 przewiercone żadnym otworem wiertniczym. Jedynie ich górna część (około 80 m, po zrzutowaniu otworu na linię sejsmiczną *inline* 280) spenetrowane jest otworem Thornton-1. Zapis krzywej GR pochodzącej z tego otworu (Fig. 5.2), wskazuje na obecność w obrebie omawianego pakietu naprzemianległych warstw piaskowcowo-iłowych. Należy jednak pamiętać o znacznej odległości rzutowania otworu Thornton-1 na linię sejsmiczną 280 i możliwej rozbieżności pomiędzy zapisem na krzywej GR w odległym otworze a rzeczywistą litologią pakietu synryftowego w rejonie zdjęcia Zoca-2.

Analiza atrybutu *Sweetness* (rozdział 4), wskazuje na podwyższenie zapiaszczenia w stropowej części pakietu synryftowego w stosunku do występujących powyżej osadów (Fig. 4.7, 4.8). W oparciu o informacje geologiczne pochodzące z dostępnych publikacji (rozdział 2), można założyć, że pakiet osadów, występujący bezpośrednio pod niezgodnością u5, jest lito-stratygraficznym odpowiednikiem osadów górnej formacji Vulcan, występującej

w sąsiednim sub-basenie Vulcan. Według kolumny stratygraficznej N części basenu Bonaparte (Fig. 2.7), w momencie procesu ryftowania (kelowej – infrawalanzyn) w przyległych do rejonu zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 sub-basenie Vulcan i platformie Sahul, osadzały się morskie utwory grupy Swan i grupy Flamingo (do której należy formacja Vulcan, Fig. 2.8). Osady zdeponowane w czasie ryftowania w obrębie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, muszą mieć zatem podobny charakter. Osady grupy Flamingo, są skalami o dobrych właściwościach zbiornikowych (rozdział 2).

Na podstawie studium literaturowego (rozdział 2) można stwierdzić, iż proces ryftowania w rejonie sub-basenu Vulcan i platformy Sahul rozpoczął się i zakończył w tym samym czasie. Zdjęcie sejsmiczne Zoca-2 znajduje się pomiędzy tymi dwiema jednostkami strukturalnymi, można zatem przyjąć, że ryftowanie w jego obrębie było równoczesne z ryftowaniem w rejonie sub-basenu Vulcan i platformy Sahul. Fakt ten pozwala wydatować strop pakietu synryftowego (horyzont u5) na infrawalanzyn i skorelować go z obecną w przyległych obszarach, regionalną niezgodnością intra-walanzynską, wyznaczającą koniec fazy ryftowania w N części basenu Bonaparte (Fig. 3.19). Regionalną niezgodność kelowską, wyznaczającą początek fazy ryftowania w omawianym rejonie (Fig. 2.8, 2.11, 3.19) jest trudna do wyznaczenia w zapisie sejsmicznym Zoca-2, ze względu na jego słabą jakość dla czasów rejestracji powyżej 3.5-4 s.

Sekwencja osadów występujących powyżej niezgodności u5 została scharakteryzowana jako pakiet osadów postryftowych.

Problematyczne jest dokładne wyznaczenie bezwzględnego czasu powstania uskoków o rozciągłości W-E, które nie wykazują cech uskoków synsedymencyjnych. Przecinają one pakiet synryftowy i wygasają w nadległej sekwencji osadów o stałej miazgłości (rozdział 5). Uskoki o rozciągłości W-E obecne są na obszarze całego zdjęcia Zoca-2 i występują w strefach o przebiegu W-E (rozdział 3.3). Uskoki te zostały zinterpretowane jako młodsze od uskoków synryftowych oraz starsze od uskoków o trendzie SW-NE, obecnych w obrębie nadległego pakietu postryftowego. Ich rozciągłość oraz zupełnie różna od uskoków synryftowych i uskoków o rozciągłości SW-NE geometria (rozdział 3.3; Fig. 6.1) sugeruje, iż musiały one powstać w odmiennym polu naprężeń, o kierunku ekstensji N-S. Uskokowanie o trendzie W-E w tym przypadku mogłoby być wynikiem fleksuralnego ugięcia płyty w omawianym rejonie.

Uskoki o rozciągłości W-E wygasają w obrębie pakietu osadów o niskich amplitudach zapisu na danych sejsmicznych Zoca-2, znajdującego się pomiędzy horyzontami d_base i d_top (rozdział 3.3, 4, 5). Pakiet ten jest częścią sekwencji osadów (pomiędzy horyzontami

u5 a u4) o stałej miazszosci, obecnej na obszarze całego zdjęcia sejsmicznego. Analiza atrybutów sejsmicznych (rozdział 4) oraz zapis na krzywej profilowania GR pochodzącej z otworu Thornton-1, wskazują na podwyższony udział frakcji ilowcowej w obrębie tego pakietu.

Niezwyczajnie istotnym wskaźnikiem litologicznym są również uskoki poligonalne, zidentyfikowane pomiędzy horyzontami u5 a u5_top oraz d_base a d_top (rozdział 4). Jak wykazano na licznych przykładach z innych basenów sedymentacyjnych (Cartwright et al., 2003), uskoki poligonalne rozwijają się wyłącznie w osadach drobnoziarnistych (ilowcowych, mulowcowych, utworach biogenicznych) (rozdział 4.5). Jako najbardziej prawdopodobny mechanizm powstania tego typu uskoków w omawianym rejonie przyjęto proces synerezy. Zarówno obecność uskoków poligonalnych, jak i analiza atrybutów sejsmicznych i danych otworowych wskazują na drobnoziarnisty charakter utworów występujących pomiędzy horyzontami u5 a u4. Pakiet ten mógłby zatem odpowiadać osadom mulowcowym i ilowcowym wieku kredowego, obecnym w całym basenie sedymentacyjnym i stanowiącym uszczelnienie dla synryftowych skał zbiornikowych (rozdział 2).

Późnokredowe oraz kenozoiczne sekwencje w obrębie N części basenu Bonaparte zawierają zwykle miazsze sub-tropikalne i tropikalne osady węglanowe (rozdział 2). Ta sukcesja osadowa jest typową sekwencją progradującej platformy węglanowej, z licznymi niezgodnościami w jej obrębie, będącymi wynikiem wahan poziomu morza. Sedymentacja została przerwana przez główny hiatus oligocenski, obecny na całym NW Szelfie Australii (Hocking et al. 2004; rozdział 2). Powszechne jest zatem, iż progradujące facje morskie oddzielone są niezgodnością katową od miocenich i młodszych osadów węglanowych (Brincat, 2001; rozdział 2). Niezgodnością reprezentującą hiatus oligocenski (spąg miocenu) na danych sejsmicznych Zoca-2, wydaje się być horyzont u2. Nad horyzontem u2, będącym stropem zidentyfikowanej w obrębie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 klinoformy, widoczny jest wyraźny, transgresywny układ przekraczający (*onlap*) refleksów sejsmicznych, wyklinowujących się do tej granicy (rozdział 3.3; Fig. 3.5). Występujące poniżej tego horyzontu osady odpowiadają zatem progradującej kredowo-paleogenskiej sekwencji węglanowej, w obrębie której rozpoznano dodatkowe niezgodności katowe o charakterze lokalnym (rozdział 3.3), odzwierciedlające zmiany poziomu morza.

Na podstawie korelacji zapisu sejsmicznego Zoca-2 z profilem sejsmicznym T97-3777 zarejestrowanym na obszarze przyległej platformy Sahul, określono przybliżony wiek horyzontu u1 na strop miocenu (rozdział 3.3). Pakiet pomiędzy niezgodnościami u2 a u1

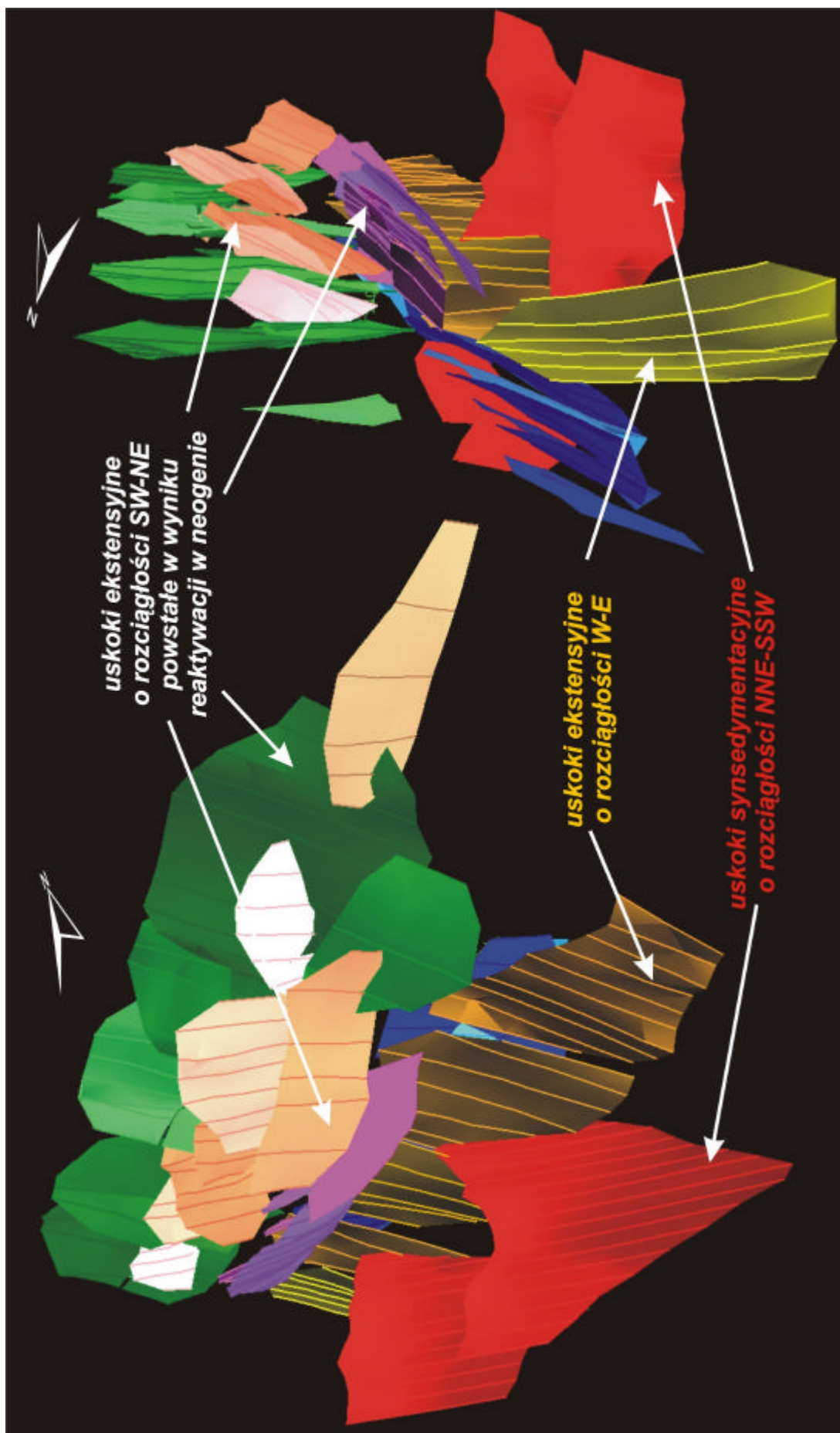


Fig. 6.1 Wynik przestrzennej interpretacji strukturalnej wybranego fragmentu zdjęcia sejsmicznego Zoca-2. Rysunek pokazuje geometrie tego samego fragmentu systemu uskokuw sprzeczonych i uskokuw synsedymencyjnych (kolor czerwony) w dwóch różnych perspektywach.

stanowi zatem sukcesje osadów miocenskich, ponad którymi zalegają osady najmłodsze (również o charakterze węglanowym).

W zapisie sejsmicznym Zoca-2, w obrebie pakietu postryftowego, zidentyfikowano dwa zespoły uskoków o rozciągłości SW-NE; 1) uskoki o relatywnie dużym zrzucie, przecinające często powierzchnie dna morskiego, zapadające na SE oraz 2) uskoki o relatywnie małym zrzucie, zapadające na NW (rozdział 3.3). Obydwa zespoły posiadają kulisowy charakter w planie (ich geometria została omówiona szczegółowo w rozdziale 3.3). Uskoki o trendzie SW-NE, przecinające pakiet osadów miocenskich (pomiędzy u2 a u1) posiadają maksimum zrzutu zlokalizowane w stropowej części tego pakietu lub nieco powyżej u1, co datuje czas ich powstania na późny miocen/wczesny pliocen. Uskoki te są więc wynikiem neogenskiej kolizji płyty australijskiej z płytą eurazjatycką w rejonie Morza Timor. Proces deformacji neogenskich, będących rezultatem tej kolizji, miał charakter pulsacyjny (Keep et al., 2002) – trzy główne fazy deformacji przypadają na: 1) wczesny miocen, 2) późny miocen oraz 3) wczesny pliocen. Największy zasięg miały deformacje poliocenske, w wyniku których starsze struktury zostały odmlodzone jako uskoki normalne (rozdział 2.2).

W obrebie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, neogenskie uskoki o rozciągłości SW-NE występują bezpośrednio nad starszymi deformacjami o rozciągłości E-W. Uskoki neogenskie, tworzą nad strefą występowania starszych uskoków o trendzie E-W, charakterystyczny system rowów i zębów, widocznych na sekcjach sejsmicznych o południkowej orientacji (rozdział 3; Fig. 3.5). Uskoki neogenskie występują nad zakończeniami starszych uskoków o rozciągłości W-E (rozdział 3.3; Fig. 6.1), a ich skosna orientacja w stosunku do uskoków starszych, wskazuje na bardziej prawdopodobną reaktywację wzdłuż stref uskokowych, które są miejscami osłabienia, aniżeli reaktywację samych płaszczyzn uskokowych.

Uskoki neogenskie występujące w obrebie pakietu postryftowego, wraz ze starszymi uskokami o orientacji W-E oraz stowarzyszonymi z nimi uskokami kulisowymi niższego rzędu o rozciągłości SW-NE, tworzą system uskoków sprzężonych, widoczny na sekcjach sejsmicznych *inline* oraz liniach sejsmicznych o południkowej orientacji. Rozciągłość SW-NE i kulisowy charakter deformacji niższego rzędu, występujących na N od stref, wzdłuż których zlokalizowane są uskoki o trendzie W-E sugeruje, iż uskoki te powstały w neogenie w polu naprężeń. Wszystkie zespoły uskoków, składające się na system uskoków sprzężonych zostały szczegółowo omówione (pod względem geometrii płaszczyzny uskokowej, jej wielkości, rozciągłości, wielkości zrzutu) w rozdziale 3.3. Istotne z punktu

widzenia szczelności pulapek strukturalnych w danym rejonie było rozpoznanie wzajemnych interakcji (*soft-/hardlinkage*) pomiędzy uskokami budującymi dolną część systemu sprzężonego, a uskokami neogenskimi. Strefa tej interakcji znajduje się w obrębie niskoamplitudowego pakietu o stałej miąższości, obecnego w obrębie całego zdjęcia sejsmicznego, pomiędzy horyzontami d_base a d_top. Strefa ta charakteryzuje się słabą jakością zapisu sejsmicznego, jednak syntetyczne modelowania sejsmiczne (rozdział 5) potwierdzają fakt, iż zarówno uskoki budujące dolną jak i górną część systemu sprzężonego nie są ze sobą bezpośrednio połączone i wygasają w obrębie bardziej podatnej sekwencji osadów drobnoziarnistych (pomiędzy d_base i d_top). Dla systemu uskoków sprzężonych w rejonie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 charakterystyczne jest zatem połączenie międzyuskokowe typu *softlinkage*.

Pakiet, w którym zachodzi interakcja uskoków budujących dolną i górną część systemu sprzężonego w obszarze zdjęcia Zoca-2, został zidentyfikowany jako należący do sekwencji drobnoziarnistych osadów dolnokredowych. W rejonie Morza Timor ilowcowe i mulowcowe pakiety kredowe, jako bardziej podatne sukcesje osadowe, stanowią często powierzchnie, na której wygasają deformacje neogenskie (rozdział 2).

Softlinkage jest także bardziej prawdopodobny z mechanicznego punktu widzenia. Różnica rozciągłości pomiędzy zapadającymi na S uskokami budującymi dolną część systemu, a zapadającymi na SE i NW uskokami należącymi do górnej jego części wynosi około 33° (rozdział 3.3). Biorąc pod uwagę fakt, iż interakcja zachodzi w obrębie pakietu (pomiędzy d_base a d_top) o miąższości około 200 m, jest raczej mało prawdopodobne, z punktu widzenia mechaniki skal, aby na tak krótkim dystansie, pomiędzy uskokami o wyraźnie różnej orientacji mógł wytworzyć się *hardlinkage*.

W całym basenie Bonaparte uskoki neogenskie są zorientowane skosnie w stosunku do uskoków mezozoicznych (rozdział 2). Rotacja skosnego w stosunku do starszych struktur, trendu uskoków neogenskich, w obrębie północnej części basenu Bonaparte, jest zgodna z lewoskrotnym kierunkiem rotacji płyty australijskiej (Harrowfield & Keep, 2005). Rozkład naprężeń w neogenie w N części basenu Bonaparte był zatem kontrolowany przez konwergencję poruszającej się na NNE płyty australijskiej z dryfującą na W płytą pacyficzną (rozdział 2). Dominujące naprężenia zmieniają się jednak wraz z odległością od Rowu Timorskiego, od fleksuralnej ekstensji do reżimu przesuwczego (Keep et al. 2002).

Neogenskie deformacje w rejonie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 mają charakter normalnych uskoków kulisowych o prawoskrotnym następstwie występowania (*right stepping*

en echelon faults). W rejonie Morza Timor powstanie uskoku neogenskich tłumaczy się ekstensja wynikająca z fleksuralnego ugięcia płyty (Patillo & Nicholls, 1990; O'Brien et al., 1993; AGSO, 1994). Kulisowy charakter deformacji neogenskich sugeruje jednak reaktywację ze składowa przesuwczą – taka reaktywacja w obrebie Morza Timor postulowana jest także przez licznych autorów (Nelson et al., 1993; Shuster et al., 1998).

Charakter deformacji neogenskich w rejonie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 można w przekonujący sposób wyjaśnić, powołując się na zaproponowany przez Harrowfielda i innych (2003) rozkład naprężeń w obrebie basenu Bonaparte w neogenie (Fig. 6.2). Oprócz dominujących naprężeń ekstensyjnych związanych z fleksuralnym ugięciem płyty w N części basenu Bonaparte, w neogenie działały także naprężenia kompresyjne, związane z wspomnianą wcześniej kolizją płyt (*remote compressive stress*). Superpozycja tych dwóch pól naprężeń (przy dominującej ekstensji) mogła w efekcie spowodować kulisowy charakter uskoku, obserwowany powszechnie w N części basenu Bonaparte (w tym również na danych sejsmicznych Zoca-2).

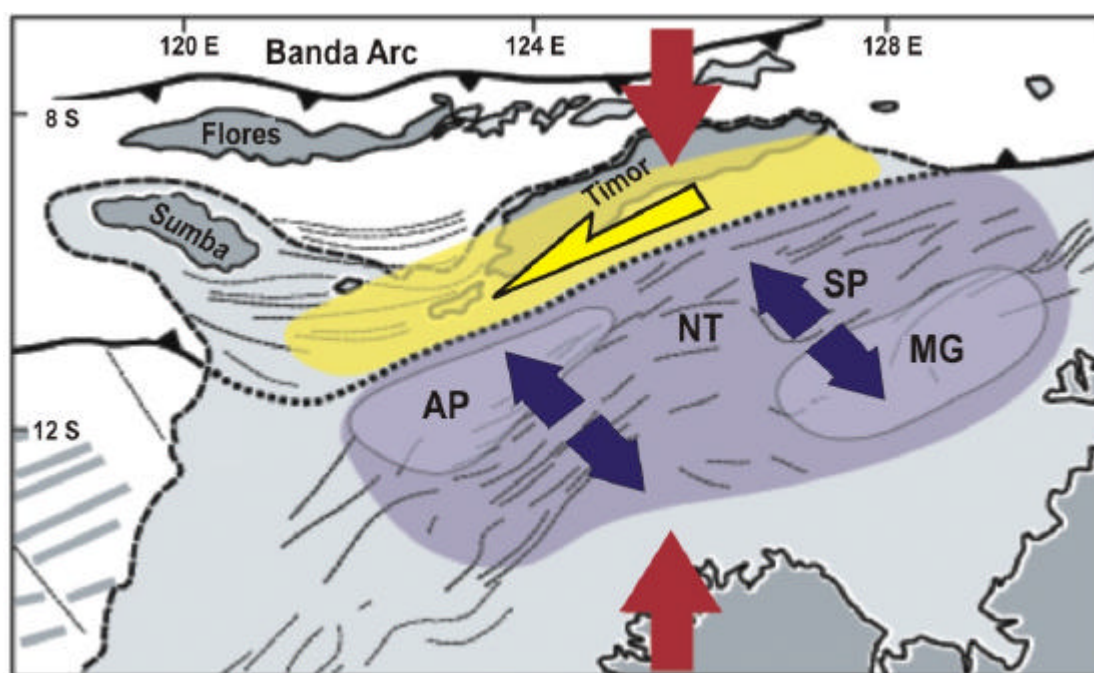


Fig. 6.2 Rozkład naprężeń w neogenie w obrebie basenu Bonaparte i przyległych rejonach (Harrowfield et al., 2003). Czerwone strzałki – naprężenia kompresyjne, związane z kolizją płyt (*remote compressive stress*); fleksuralne ugięcie płyty w obrebie N części basenu Bonaparte (niebieskie strzałki); obszar deformacji o dominującym charakterze przesuwczym (sinistralnym) – żółty kolor. AP- platforma Ashmor, MG – rów Malita, NT- Rów Nacar, SP – platforma Sahul.

Kulisowy charakter uskoku bardzo często występuje w strefach związanych z obecnością uskoku o charakterze przesuwczym. Mapy grawimetryczne i magnetyczne

w rejonie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 nie ujawniają jednak żadnej anomalii o NE-SW trendzie, która mogłaby wskazywać na obecność w podłożu uskoku przesuwczego, który mógłby kontrolować powstanie i charakter deformacji neogenskich. Mało prawdopodobne wydaje się zatem, iż uskoki kulisowe o rozciągłości SW-NE są typowymi deformacjami nadprzesuwczymi.

Rozprzestrzenienie deformacji neogenskich ograniczone jest do centralnej i południowej części zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, podczas gdy kontrolujące je uskoki o rozciągłości W-E obecne są na całym obszarze zdjęcia 3D. W rejonie, w którym obecne są neogenskie uskoki o rozciągłości SW-NE upad depozycyjny warstw w obrebie pakietu synryftowego jest większy niż w części północnej. Fakt ten może sugerować większy stopień fleksuralnej ekstensji w centralnej i południowej części zdjęcia sejsmicznego Zoca-2, której skutkiem była reaktywacja stref związanych z obecnością uskoku o rozciągłości W-E tylko w tym obszarze.

W obrebie pakietu postryftowego uskoki neogenskie zapadające na SE akomodują większą część deformacji. Uprzywilejowanie zespołu uskoku zapadających na SE świadczy o tym, że deformacje neogenskie w dużym stopniu kontrolowane były przez zapadające na S starsze uskoki o rozciągłości W-E. Przestrzenna analiza uskoku oraz modelowania syntetyczne (rozdział 5) potwierdzają, że akomodacja odkształcen w systemie uskoku sprzeczonych następuje raczej poprzez serie uskoku o mniejszych zrzutach, niż poprzez formowanie się pojedynczego uskoku głównego o relatywnie dużym zrzucie.

Niektóre spośród uskoku o rozciągłości SW-NE są aktywne do dziś (większość z nich to uskoki zapadające na SE). Przecinają one powierzchnię dna morskiego, tworząc charakterystyczny kulisowy układ, o prawoskrotnym następstwie występowania deformacji.

Odmłodzenie mezozoicznych struktur w neogenie miało duży wpływ na naruszenie integralności pulapek strukturalnych, kontrolowanych tymi uskokami. Rozpoznany w obrebie zdjęcia sejsmicznego Zoca-2 system uskoku sprzeczonych, powstał w wyniku neogenskiej reaktywacji stref o rozciągłości W-E, związanych z obecnością uskoku mezozoicznych. Miejsca możliwej akumulacji węglowodorów w tym obszarze związane są z występowaniem pulapek strukturalnych w obrebie systemu uskoku sprzeczonych, gdzie osady synryftowe stanowią potencjalną skałę zbiornikową, a drobnoziarniste osady kredowe – uszczelnienie. O szczelności tych pulapek decyduje rodzaj połączeń międzyuskokowych (*soft- lub hardlinkage*), obecnych w systemie sprzeczonym. Z tego właśnie powodu, jednym

z ważniejszych aspektów analizy strukturalnej, wykonanej w ramach niniejszej pracy, było określenie charakteru interakcji pomiędzy uskoki budującymi system uskokuw sprzezonych. W obrebie zdjecia Zoca-2 za bardziej prawdopodobny rodzaj tej interakcji uznano *softlinkage*. Taki rodzaj polaczenia miedzyuskokowego wiaze sie z wiekszym stopniem ryzyka eksploatacyjnego, ze wzgledu na duze prawdopodobienstwo braku szczelnosci pulapek strukturalnych. Wyciek weglowodorow z pulapek strukturalnych, po ich neogenskiej reaktywacji, jest czestym zjawiskiem w obrebie calego basenu Bonaparte (rozdzial 2).

7 Wnioski

Kompleksowa interpretacja danych sejsmicznych Zoca-2 pozwoliła na opracowanie modelu tektonicznej ewolucji analizowanego obszaru (Fig. 7.1), położonego w obrebie północnej części basenu Bonaparte. Najistotniejsze wnioski płynące z przeprowadzonej analizy można przedstawić w następujących punktach:

- o Najstarszymi uskokami na obszarze zdjęcia Zoca-2 są zapadające na EES, synsedymencyjne uskoki o rozciągłości NNE-SSW, powstałe w wyniku mezozoicznego ryftowania, które zakończyło się w infrawalanzynie (Fig. 7.1a). Koniec fazy ryftowania reprezentowany jest w zapisie sejsmicznym przez niezgodność u5, oddzielająca występujące pod nią osady synryftowe od zalegającej ponad horyzontem u5 sekwencji postryftowej.
- o Rozpoznane w obrebie całego zdjęcia sejsmicznego, zapadające na S uskoki ekstensyjne o rozciągłości W-E, przecinające zarówno syn- jak i postryftowe osady, powstały prawdopodobnie w wyniku fleksuralnego ugięcia płyty w północnej części basenu Bonaparte (Fig. 7.2b).
- o Uskoki o rozciągłości W-E, charakteryzują się silną segmentacją. Występują w kilku strefach o trendzie W-E, wygasając ku górze w obrebie niskoamplitudowego pakietu o stałej miazszości, pomiędzy horyzontem d_top – d_base. Pakiet ten jest częścią sekwencji drobnoziarnistych osadów kredowych (obecnych powszechnie w basenie Bonaparte), których spąg i strop wyznaczają odpowiednio horyzonty u5 i u4.
- o W obrebie sekwencji drobnoziarnistych osadów kredowych, pomiędzy horyzontami u5 a u4, rozwinęły się dwa systemy uskoku poligonalnych (Fig. 7.1c), których powstanie przypisuje się procesowi synerezy.
- o Osady występujące pomiędzy niezgodnością u4 a u2, zostały zidentyfikowane jako późnokredowo-eocenske sekwencje węglanowe (Fig. 7.1d). Ta sukcesja osadowa występuje powszechnie w obrebie N części basenu Bonaparte i jest typową sekwencją progradującej platformy węglanowej, z licznymi lokalnymi niezgodnościami w jej obrebie, odzwierciedlającymi zmiany poziomu morza.
- o Niezgodność u2, ponad którą widoczny jest transgresywny układ przekraczający wyklinowujących się do tej granicy refleksów sejsmicznych, została zinterpretowana jako niezgodność reprezentująca hiatus oligocenski (spąg miocenu) (Fig. 7.1e).

- o Niezgodność u1 została zinterpretowana, na podstawie korelacji z danymi sejsmicznymi pochodzącymi z platformy Sahul, jako strop miocenu. Ponad tą niezgodnością zalegają najmłodsze osady pliocenско-czwartorzędowe.
- o Zapadające zarówno na NW jak i SE, kulisowe uskoki o rozciągłości SW-NE, występujące bezpośrednio ponad strefami związanymi z obecnością uskoków mezozoicznych o trendzie W-E, zostały zinterpretowane jako wynik neogenskiej reaktywacji struktur o trendzie W-E (Fig. 7.1f). Przyczyną reaktywacji była, rozpoczęta we wczesnym miocenie, kolizja płyty australijskiej z płytą eurazjatycką.
- o Skosna orientacja uskoków kulisowych o rozciągłości SW-NE, w stosunku do uskoków starszych, wskazuje na bardziej prawdopodobną reaktywację stref uskokowych, stanowiących miejsca osłabienia, aniżeli reaktywację płaszczyzn uskokowych *sensu stricto*.
- o Rotacja skosnego, w stosunku do starszych struktur, trendu uskoków neogenskich (różnica rozciągłości pomiędzy tymi zespołami uskoków wynosi około 33°) jest zgodna z lewoskrętnym kierunkiem rotacji płyty australijskiej.
- o Uskoki neogenskie o rozciągłości SW-NE powstały prawdopodobnie w reżimie dominujących naprężeń ekstensyjnych, wynikających z fleksuralnego ugięcia płyty, przy równocześnie działających naprężeniach kompresyjnych, związanych z kolizją płyt (*remote compressive stress*). Superpozycja tych pól naprężeń mogła być przyczyną kulisowego charakteru uskokowania w neogenie.
- o W wyniku deformacji neogenskich reaktywowane zostały strefy koncentracji uskoków o rozciągłości W-E, znajdujące się w centralnej i południowej części zdjęcia sejsmicznego Zoca-2. W tych właśnie obszarach, w obrębie pakietu synryftowego, obserwowany jest większy upad depozycyjny, niż w części północnej analizowanego zdjęcia sejsmicznego. Sugeruje to zatem większy stopień fleksuralnej ekstensji w centralnej i południowej części omawianego obszaru.
- o Występujące w obrębie pakietu postryftowego uskoki o rozciągłości SW-NE, wraz ze starszymi uskokami o orientacji W-E oraz stowarzyszonymi z nimi uskokami kulisowymi niższego rzędu o rozciągłości SW-NE, tworzą system uskoków sprzężonych (Fig. 7.1f).
- o Uskoki budujące górną i dolną część systemu sprzężonego wygasają pomiędzy horyzontami d_base a d-top, w obrębie podatnego pakietu drobnoziarnistych osadów dolnokredowych. Teoretyczne modelowania sejsmiczne potwierdzają fakt, iż pomiędzy górną a dolną częścią systemu uskoków sprzężonych obecny jest *softlinkage*.

- o Neogenska reaktywacja miała negatywny wpływ na zachowanie szczelności miocenskich pulapek strukturalnych. Obecność połączeń międzyuskokowych typu *softlinkage* wiąże się z większym stopniem ryzyka eksploatacyjnego, ze względu na duże prawdopodobieństwo wycieku węglowodorów z pulapek strukturalnych.
- o Niektóre z występujących w obrębie pakietu postryftowego uskoku neogenskich (zwłaszcza te o relatywnie dużych zrzutach, zapadające na SE), przecinają powierzchnię dna morskiego, tworząc charakterystyczny kulisowy układ, o prawoskrotnym następstwie występowania deformacji (*right stepping en echelon pattern*) (Fig. 7.1f). Świadczy to o obecnej aktywności tektonicznej obszaru.

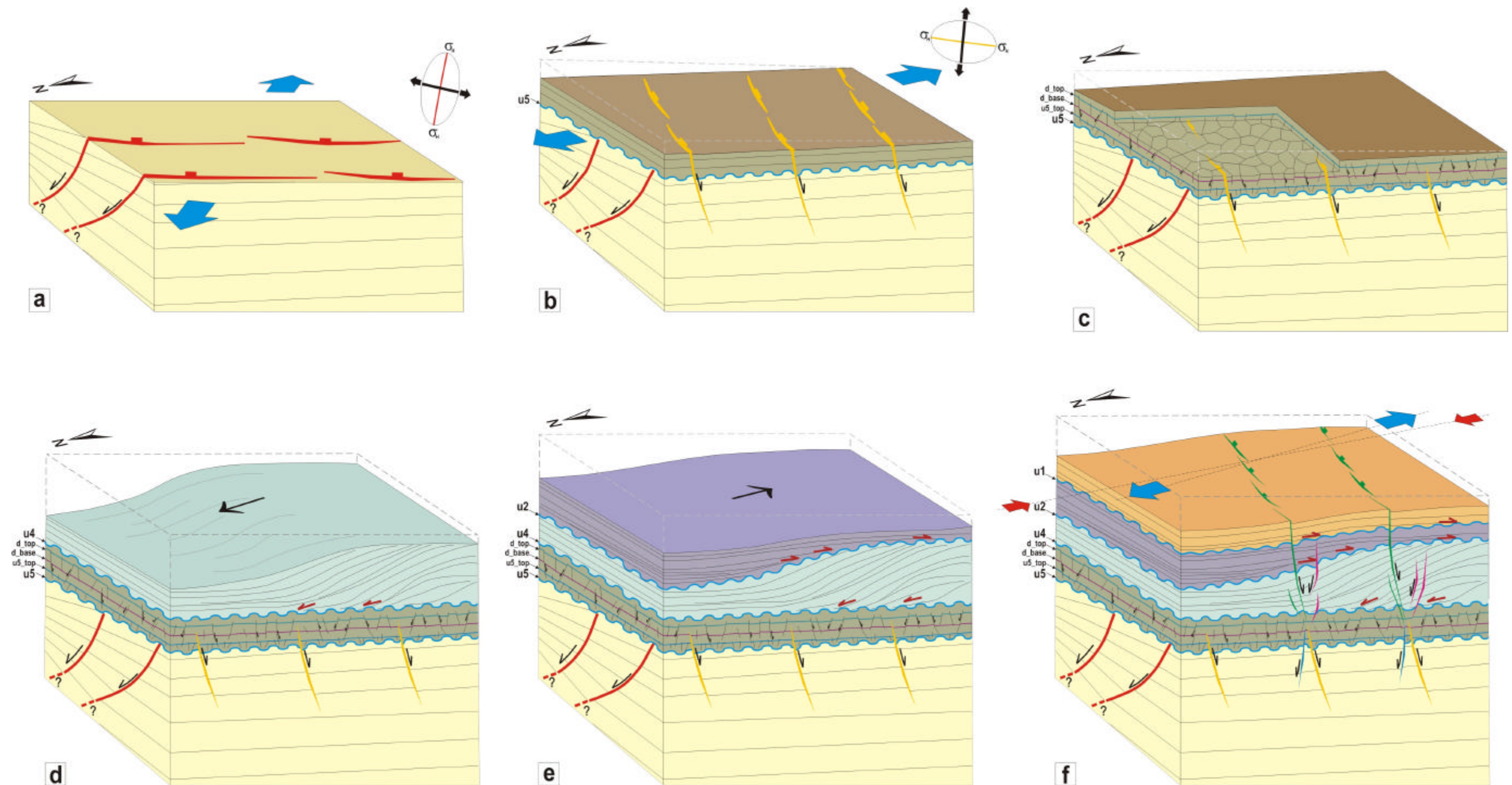


Fig. 7.1 Schematyczne diagramy blokowe przedstawiające kolejne etapy ewolucji tektonicznej obszaru zdjęcia sejsmicznego Zoca-2; a – powstanie uskokuw synsedymencyjnych o rozciągłości NNE-SSW, w wyniku procesu ryftowania zakończonego w infrawalanzynie; b – powstanie uskokuw ekstensyjnych o rozciągłości W-E; c – depozycja drobnoziarnistych osadów dolnokredowych i uskokuwanie o charakterze poligonalnym; d – progradacja platformy węglanowej (późna kreda-eocen); e – transgresja i depozycja miocenskich osadów węglanowych; f – neogenska reaktywacja uskokuw mezozoicznych o rozciągłości W-E, powstanie systemu uskokuw sprzężonych. Niebieskie strzałki – kierunek ekstensji; czerwone strzałki – kierunek kompresji.

8 Spis literatury

AGSO NW Shelf Study Group, 1994. *Deep reflections on the North West Shelf: Changing perceptions of basin formation*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 1994, 63-76.

AMBROSE, G.J., 2004, *The ongoing search for oil in the Timor Sea, Australia*. Timor Sea Petroleum Geoscience, Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19-20 June, 2003, Northern Territory Geological Survey, Special Publication 1, p. 3-22.

BAILLIE, P.W., POWELL, C.McA., LI, Z.X., RYALL, A.M., 1994. *The tectonic framework of western Australia's Neoproterozoic to Recent sedimentary basins*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 1994, 45-62.

BAILLIE, P.W., FRASER, T. H., HALL, R., MYERS K., 2004. *Geological development of eastern Indonesia and the northern Australia collision zone: A review*. Timor Sea Petroleum Geoscience, Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19-20 June, 2003, Northern Territory Geological Survey, Special Publication 1, p. 539-549.

BARRETT, A.G., HINDE, A.L., KENNARD, J.M., 2004. *Undiscovered resource assessment methodologies and application to the Bonaparte Basin*. Timor Sea Petroleum Geoscience, Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19-20 June, 2003, Northern Territory Geological Survey, Special Publication 1, p. 353-372.

BLEVIN, J.E., STRUCKMEYER, H.I.M., CATHRO, D.L., TOTTERDELL, J.M., BOREHAM, C.J., ROMINE, T.S., LOUTIT, T.S., SAYERS, J., 1998. Tectonostratigraphic Framework and Petroleum Systems of the Browse Basin, North West Shelf. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia 2: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 1998, 369-395.

BOREL, G.D., STAMPFLI, G.M., 2002. *Geohistory of the North West Shelf: a tool to assess the Palaeozoic and Mesozoic motion of the Australian Plate*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 2002, 119-128.

BOTTEN, P.R. AND WULFF, K., 1990. *Exploration potential of the Timor Gap Zone of Cooperation*. The APEA Journal, 30 (1), 53-68.

BOWIN, C., PURDY, G.M., JOHNSON, C., SHOR, G., LAWVER, L., HARTONO, H.M.S., JEZEK, P., 1980. *Arc-continent collision in the Banda Sea region*. AAPG Bulletin 64, 868-915.

BRACWELL, R.N., 1965. *The Fourier transform and its applications*. New York, McGraw-Hill Book Co., Inc., 268-271.

BRADLEY, D.C., KIDD, W.S.F., 1991, *Flexural extension in the upper continental crust in collisional zone foredeeps*. Geological Society of America Bulletin, 103, 1, 416-1, 438.

BRADSHAW, M.T., BRADSHAW, J., MURRAY, A.P., NEEDHAM, D.J., SPENCER, L., SUMMONS, R.E., WILMOT, J. AND WINN, S., 1994. *Petroleum systems in WA basins*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), *The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 1994, 93-118.

BRADSHAW, M.T., YEATES, A.N., BEYNON, R.M., BRAKEL, A.T., LANGFORD, R.P., TOTTERDELL, J.M., YEUNG, M., 1988. *Paleogeographic Evolution of the North West Shelf Region*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), *The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 1988, 30-54.

BRINCAT, M.P., O'BRIEN, G.W., LISK, M., DE RUIG, M., GEORGE, S.C., 2001, *Hydrocarbon charge history of the northern Londonderry High: implication for trap integrity and future prospectivity*., APPEA Journal, 41(1), 483-496.

CADMAN, S.J. AND TEMPLE, P.R., 2004. *Bonaparte Basin, NT, WA, AC & JPDA*, Australian Petroleum Accumulations Report 5, 2nd Edition, Geoscience Australia, Canberra.

CARTWRIGHT, J.A., 1992. *Fundamental crustal lineaments and transverse structural zones in continental rifts*. In: MASON, R. (Eds), *Basement Tectonics 7*, Kluwer, The Netherlands, 209-217.

CARTWRIGHT, J.A., DEWHURST, D., 1998. *Layer-bound compaction faults in fine-grained sediments*. Bulletin of the Geological Society of America, 110, 1242-1257.

CARWRIGHT, J.A., JAMES, D., BOLTON, A., 2003. *The genesis of polygonal fault system: a review*. In: VAN RENSBURG, P., HILLIS, R.R., MALTMAN, A.J., & MORLEY, C.K. (Eds) *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publications, 216, 223-243.

CARTWRIGHT, J.A., LONERGAN, L., 1996. *Volumetric contraction during the compaction of mudrocks: a mechanism for the development of regional-scale of polygonal fault systems*. Basin Research, 8, 183-193.

CASTILLO, D.A., BISHOP, D.J., DONALDSON, I., KUEK, D., DE RUIG, M., TRUPP, M. AND SHUSTER, M.W., 2000, *Trap integrity in the Laminaria High- Nancarrow Trough Region, Timor Sea: Prediction of fault seal failure using well-constrained stress tensors and fault surfaces interpreted from 3D seismic*. The APPEA Journal, 40(1), 151-173.

CHARLTON, T. R., 2002, *The petroleum potential of East Timor*. The APPEA Journal, 351-369.

CHEN, G., HILL, K. C., HOFFMAN, N., O'BRIEN, G. W., 2002, *Geodynamic evolution of the Vulcan Sub-basin, Timor Sea, northwest Australia: a pre-compression New Guinea analogue?* Australian Journal of Earth Sciences, 49, 719-736.

- COLLINS, L.B., 2002. *Tertiary Foundations and Quaternary Evolution of Coral Reef Systems of Australia's North West Shelf*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), *The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 2002, 129-152.
- COLWELL, J.B. AND KENNARD, J.M. (Compilers), 1996. *Petrel Sub-basin study 1995-1996: Summary report*. Australian Geological Survey Organization, Record 1996/40.
- CULLEN, A.B., 1996, *Ramu Basin, Papua New Guinea: a record of Late Miocene terrane collision*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 80, 663-684.
- DADLEZ, R., JAROSZEWSKI, W., 1994. *Tektonika*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 1994.
- DAVIES, R., CARTWRIGHT, J.A., RANA, J., 1999. *Polygonal density inversion structures from the Faeroe-Shetland Trough*. *Geology*, 27, 798-802.
- DE RUIG, M.J., TRUPP, M., BISHOP, D.J., KUEK, D., CASTILLO, D.A., 2000. *Fault architecture in the Nancarrow Trough/Laminaria area of the Timor Sea, northern Australia*. *The APPEA Journal*, 40 (1), 174-193.
- DEWEY, J.F., 1989. *Kinematics and dynamics of basin inversion*. In COOPER, M.A. & WILLIAMS, G.D., (Eds), *Inversion Tectonics: Geological Society Special Publication*, 44, 352.
- DORE, A.G., STEWART, I.C., 2002. *Similarities and differences in the tectonics of two passive margins: the Northeast Atlantic Margin and the Australian North West Shelf*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), *The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 2002, 89-117.
- DURRANT, J.M., FRANCE, R.E., DAUZACKER, M.V., NILSEN, T., 1990. *The southern Bonaparte Gulf Basin: New plays*. *The APEA Journal*, 30 (1), 52-67.
- FARNBACK, J.S., 1975. *The complex envelope in seismic signal analysis*. *SSA Bull.*, v. 65, 951-962.
- GENRICH, J. BOCK, V., MCCAFFREY, R., CALIAS, E., STEVENS, C., 1996. *Accretion of the southern Banda Arc to the Australian plate margin determined by Global Positioning System measurements*. *Tectonics* 15, 288-295.
- GONCHAROV, A., 2004. *Basement and crustal structure of the Bonaparte and Browse basins, Australian northwest margin*. Timor Sea Petroleum Geoscience, Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19-20 June, 2003, Northern Territory Geological Survey, Special Publication 1, p. 551-566.
- GOULTY, N.R., 2001. *Polygonal faults network in fine-grained sediments – an alternative to the syneresis mechanism*. *First Break*, 19, 69-73.

- GUNN, P.J., 1988. *Bonaparte Basin: Evolution and structural framework*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), *The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 1988, 275-285.
- HALL, R., 1996. *Reconstructing Cenozoic SE Asia*, In: HALL, R. AND BLUNDELL, D.J., (Eds), *Tectonics Evolution of SE Asia: Geological Society of London Special Publication*, 106, 153-184.
- HARROWFIELD, M., CUNNEEN, J., KEEP, M., CROWE, W., 2003. *Early- stage orogenesis in the Timor Sea Region, NW Australia*. *Journal of the Geological Society of London*, 160, 991-1002.
- HARROWFIELD, M., KEEP, M., 2005. *Tectonic modification of the Australian North West Shelf: episodic rejuvenation of long-lived basin divisions*. *Basin Research* (2005) 17, 225-239.
- HASTON, R.B., FARRELLY, J.J., 1993. *Regional significance of the Arquebus-1 well, Browse Basin, North West Shelf, Australia*. *The APEA Journal*, 33 (1), 28-38.
- HEINE, C., MÜLLER, R.D., NORVICK, M., 2002. *Revised Tectonic Evolution of the Northwest Shelf of Australia and adjacent abyssal plains*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), *The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 2002, 955-957.
- HENRIET, J.P., DE BATIST, M., VAN VAERENBERGH, V., VERSCHUREN, M., 1989. *Seismic facies and clay tectonic features in the southern North Sea*. *Bulletin of the Belgian Geological Society*, 97, 457-472.
- HIGGS, W.G., McCLAY, K.R., 1993. *Analogue sandbox modelling of Miocene extensional faulting in the Outer Moray Firth*. In: WILLIAMS, G.D., DOBB, A., (Eds), *Tectonics and Sequence Stratigraphy*. Geological Society, London, Special Publications, 71, 141-162.
- HILL, K.C., RAZA, A., 1999. *Arc-continental collision in Papua New Guinea: constraints from fission track thermochronology*. *Tectonics*, 18, 950-966.
- HILLIS, R. R., 1990. *Post Permian subsidence and tectonics, Vulcan Sub-basin, North West Shelf, Australia*. Pacific Rim 90 Congress, Australian Institute of Mining and Metallurgy.
- HILLIS, R.R., 1991, *Australia-Banda Arc collision and in situ stress in the Vulcan Sub-basin (Timor Sea) as revealed by borehole breakout data*. *Exploration Geophysics*, 22(1), 189–194.
- HILLIS, R.R., 1998. *Mechanism of dynamic seal failure in the Timor Sea and central North Sea Basin*, In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R. (Eds), *The sedimentary basins of Western Australia 2: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium*, Perth, 1998, 313-324.
- HOCKING, R.M., MORY, A.J., WILLIAMS, I.R., 1994, *An atlas of Proterozoic and Phanerozoic basins of Western Australia*, In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R. (Eds), *The*

sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, 1994, 21-43.

KEEP, M., POWELL, C.McA, BAILLIE, P.W., 1998. *Neogene deformation of the North West Shelf*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), The North West Shelf, Australia 2: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 1998, 81-91.

KEEP, M., CLOUGH, M., LANGHI, L., 2002. *Neogene tectonic and structural evolution of the Timor Sea region, NW Australia*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 2002, 341-353.

KENNARD, J.M., DEIGHTON, I., EDWARDS, D.S., BOREHAM, C.J., BARRETT, A.G., 2002. *Subsidence and thermal history modeling: New insights into hydrocarbon expulsion from multiple petroleum systems in the Petrel Sub-basin, Bonaparte Basin*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 2002, 409-437.

KENNARD, J.M., DEIGHTON, I., RYAN, D., EDWARDS, D.S., BOREHAM, C.J., 2003. *Subsidence and thermal history modeling: New insights into hydrocarbon expulsion from multiple petroleum systems in the Browse Basin*. Timor Sea Petroleum Geoscience, Bonaparte Basin and Surrounds, Darwin, Northern Territory, 19-20 June 2003, Abstracts, 5.

KOPSEN, E., 2002. *Historical perspective of hydrocarbon volumes in the Westralian Superbasin – Where are the next billion barrels?* In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 2002, 3-13.

LABUTIS, V.R., RUDDOCK, A.D., CALCRAFT, A.P., 1998. *Stratigraphy of the Southern Sahul Platform*. The APPEA Journal, 38 (1), 115-136.

LACHENBRUCH, A. H., 1962. *Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost*. Geological Society of America, Special Paper, 70.

LAVERING, I.H. AND OZIMIC, S., 1989. *Bonaparte Basin, Northern Territory and Western Australia*. Australian Petroleum Accumulations Report 5, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra.

LONERGAN, L., CARTWRIGHT, J.A., JOLLY, R., 1998. *3-D Geometry of Polygonal Fault Systems*. Journal of Structural Geology, 20, 529-548.

LONERGAN, L., CARTWRIGHT, J.A., 1999. *The role of polygonal fault system in the reservoir geology of the Alba Field, North Sea*. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 83, 410-432.

LONGLEY, I.M., BUESSENSCHUETT, C., CLYDSDALE, L., CUBITT, C.J., DAVIS, R.C., JOHNSON, M.K., MARSHALL, N.M., MURRAY, A.P., SOMERVILLE, R., SPRY, T.B.,

THOMPSON, N.B., 2002. *The North west Shelf of Australia – a Woodside perspective*. In: KEEP, M. AND MOSS, S., (Eds), *The Sedimentary Basins of Western Australia 3: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 2002, 27-88.

MAGOON, L.B. AND DOW, W.G., 1991. *The petroleum system – from source to trap*. AAPG Memoir 60.

MAGOON, L.B., DOW, W.G., 1994. *The petroleum system*. In: MAGOON, L.B. AND DOW, W.G., (Eds), *The Petroleum System from Source to Trap: American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 60, 3-24.

MEYER, V., NICOL, A., CHILDS, C., WALSH, J.J., WATTERSON, J. (2002). Progressive localisation of strain during the evolution of a normal fault population, *Journal of Structural Geology*, Vol. 24, 1215-1231.

McCONACHIE, B.A., BRADSHAW, M.T., BRADSHAW, J., 1996. *Petroleum systems of the Petrel Sub-basin – an integrated approach to basin analysis and identification of hydrocarbon exploration opportunities*. *The APPEA Journal*, 36 (1), 248-268.

MacDANIEL, R.P., 1988. *The geological evolution and hydrocarbon potential of the western Timor Sea region*. *Petroleum in Australia, the First Century*. APEA publication, 270-284.

McINTYRE, C.L., 1995. *Northern Bonaparte Basin: A preliminary sub-Callovian tectonostratigraphic history*. BHP Petroleum Pty Ltd, unpublished.

MESSENT, B.E.J., GOODY, A.K., COLLINS, E., TOBIAS, S., 1994. *Sequence stratigraphy of the Flamingo Group, Southern Bonaparte Basin*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), *The Sedimentary Basins of Western Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 1994, 241-357.

MORLEY, C.K., NELSON, L.A., TATTON, T., MUNN, S.G., 1990. *Transfer zones in the East Africa rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74, 1234-1253.

MORY, A.J., 1988. *Regional geology of the offshore Bonaparte Basin*. In PURCELL, P.G. & PURCELL, R.R., (Eds), *The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society Australia*, Perth, 1988, 287-309.

MÜLLER, R.D., MIHUT, D., BALDWIN, S., 1998. *A new kinematic model for the Formation and evolution of the West and Northwest Australian Margin*. In PURCELL, P.G. & PURCELL, R.R., (Eds), *The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society Australia*, Perth, 1988, 55-73.

NELSON, A., 1993. *Wrench and inversion structures in the Timor Sea region*. *Petroleum Exploration Society of Australia Journal*, 21, 3-30.

O'BRIEN, G.W., 1993. *Some ideas on the rifting history of the Timor Sea from the integration of deep crustal seismic and other data*. Petroleum Exploration Society of Australia Journal, 21, 95-113.

O'BRIEN, G.W., LISK, M., DUDDY, I., EADINGTON, P.J., CADMAN, S., FELLOWS, M., 1996. *Late Tertiary fluid migration in the Timor Sea: A key control on thermal and diagenetic histories?* The APPEA Journal, 36 (1), 399 - 426.

PATILLO, J., NICHOLLS, P.J., 1990. *A tectonostratigraphic framework for the Vulcan Graben, Timor Sea region*. The APEA Journal, 30 (1), 27-51.

PERESSON, H., WOODS, E.P., FINK P., 2004. *Fault architecture along the southeastern margin of the Cartier Trough, Vulcan Sub-basin North West Shelf, Australia: Implications for hydrocarbon exploration*. Proceedings of the Timor Sea Symposium, Darwin, Northern Territory, 19 – 20 June, 2003. Northern Territory Geological Survey, Special Publication 1.

PURCELL, P.G. & PURCELL, R.R., 1988, *The North West Shelf, Australia - An Introduction*, in PURCELL, P.G. & PURCELL, R.R., (Eds), *The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 1988, 3-15.

RICHARDSON, A.N., 1993. *Lithospheric structure and dynamics of the Banda Arc , eastern Indonesia*. PhD Thesis, Royal Holloway University of London, London, UK.

RICHARDSON, A.N., BLUNDELL, D.J., 1996. *Continental collision in the Banda Arc*, In HALL, R. & BLUNDELL, D.J., (Eds), *Tectonic Evolution of SE Asia: Geological Society Special Publication 106*, 47-60.

SEGGIE, R.J., AINSWORTH, R.B., JOHNSON, D.A., KONINX, J.P.M., SPAARGAREN, B., STEPHENSON, P.M., 2000. *Awakening of a sleeping giant: Sunrise-Troubadour gas-condensate field*. The APPEA Journal, 40 (1), 417-435.

SHUSTER, M.W., EATON, S., WAKEFIELD L.L., KLOOSTERMAN, H.J. 1998. *Neogene tectonics, Greater Timor Sea, offshore Australia: implications for trap risk*. The APPEA Journal, 38(1), 351–379.

SIMMONS, W., AMBROSIUS, B., NOOMEN, R., ANGERMANN, D., WILSON, P., BECKER, M., REINHART, E., WALPERSDORF, A., VIGNY, C., 1999, *Observing plate motions in SE Asia: geodetic results of the GEODYSSEA Project*. Geophysical Research Letters, 26(14), 2,081–2,084.

SMITH, G.C., TILBURY, L.A., CHATFIELD, A., SENYICIA, P., THOMPSON, N., 1996. *Laminaria – a new Timor Sea discovery*. The APEA Journal, 36 (1), 12-29.

SMITH, S.A., TINGATE, P.R., GRIFFITHS, C.M., HULL, J.N.F., 1999. *The Structural Development and Petroleum Potential of the Roebuck Basin*. The APPEA Journal, 39(1), 364-385.

SYMONDS, P.A., PLANKE, S., FREY, O., SKOGSEID, J., 1998. *Volcanic Evolution of the Western Australian Continental Margin and its Implications for Basin Development*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R. (Eds) The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, 1988, 33-53.

TANER, T.M., SHERIFF., R.E., 1977. *Application of amplitude, frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination*. In: Applications to hydrocarbon exploration, C.E. Payton,(Eds.), AAPG Memoir 26: Tulsa, 301-327.

TANER, T.M., KOEHLER. F., SHERIFF., R.E., 1979. *Complex seismic trace analysis*. Geophysics, vol. 44, No. 6, 1041-1063.

VEEVERS, J.J., 1971. *Phanerozoic history of western Australia related to continental drift*. Geological Society of Australia Journal, 18 (2), 87-96.

VEEVERS, J.J. (Ed), 1984. *Phanerozoic earth history of Australia*. Clarendon Press, Oxford.

VEEVERS, J.J., 1988. *Morphotectonics of Australia's northwestern margin – a review*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R. (Eds), The North West Shelf, Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, 1988, 19-27.

VERSCHUREN, M., 1992. An integrated 3D approach to clay tectonic deformation. PhD Thesis. Universiteit Ghent.

WEST, B., PASSMORE, V.L., 1994, *Hydrocarbon potential for the Bathurst Island Group, Northeast Bonaparte Basin: implication for future exploration*. APEA Journal, 34(1), 626-643.

WHITTAM, D.B., NORVICK, M.S., McINTYRE C.L., 1996. *Mesozoic and Cenozoic tectonostratigraphy of western ZOCA and adjacent areas*. The APPEA Journal, 36(1), 209–232.

WOODS, E. P., 1992, *Vulcan Sub-basin fault styles – implication for hydrocarbon entrapment*. The APEA Journal, 32 (1), 138-330.

WOODS, E. P., 1994, *A salt-related detachment model for the development of the Vulcan sub-basin*. In: PURCELL, P.G. AND PURCELL, R.R., (Eds), The Sedimentary Basins of Western Australia: Proceedings of the Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 1994, 260-274.

YILMAZ, Ö., 2001. *Seismic data analysis: processing, inversion and interpretation of seismic data*. Society of Exploration Geophysicists, Second Edition, 2001.

www.ga.gov.au - oficjalna strona internetowa Geoscience Australia.

Landmark Manual Pages, 2004 – 2005, Landmark Graphics Corporation.

9 Appendix

Polskie odpowiedniki angielskojęzycznych nazw geologicznych i geograficznych

Jednostki strukturalne:

Argo Abyssal Plain – równina abisalna Argo
Ashmore Platform – platforma Ashmore
Banda Arc – łuk wyspowy Banda
Broken Ridge – grzbiet Broken
Central Indian Ridge – grzbiet środkowoindyjski
Cimmerian Continent – kontynent kimeryjski
Echo Syncline – synklina Echo
Flamingo High – Wyniesienie Flamingo
Flamingo Syncline – synklina Flamingo
Kerguelen Plateau – Plateau Kerguelen
Klep High – Wyniesienie Klep
Laminaria High – Wyniesienie Laminaria
Londonderry High – Wyniesienie Londonderry
Malita Graben – rów Malita
Nacar Trough – Rów Nacar
Naturaliste Plateau – Plateau Naturaliste
Ninetyeast Ridge – grzbiet Ninetyeast
North West Shelf of Australia – północno zachodni Szelf Australii (NWSA)
Rajmahal Province – prowincja Rajmahal
Sahul Platform – platforma Sahul
Sahul Syncline – synklina Sahul
Southeast Indian Ridge – grzbiet południowo-wschodnio- indyjski
Timor Trough – Rów Timorski
Troubadour High – Wyniesienie Troubadour

Baseny sedymentacyjne:

Bonaparte Basin –basen Bonaparte
Browse Basin –basen Browse
Carnarvon Basin –basen Carnarvon
Exmouth Sub-Basin – sub-basen Exmouth
Money Shoal Basin – basen Money Shoal
Petrel Sub-basin – sub-basen Petrel
Roebuck Basin –basen Roebuck
South Carnarvon Basin – południowy basen Carnarvon
Vulcan Sub-basin – sub-basen Vulcan
Westralian Superbasin WASB – super-basen zachodnioaustralijski

Formacje stratygraficzne:

Bathurst Island Group – grupa Bathurst Island
Echuca Shoals Formation – formacja Echuca Shoals
Flamingo Group – grupa Flamingo
Hyland Bay Formation – formacja Hyland Bay
Laminaria Formation – formacja Laminaria
Malita Formation – formacja Malita
Montara beds – warstwy Montara
Plover Formation – formacja Plover
Puffin Formation – formacja Puffin
Sahul Group – grupa Sahul
Vulcan Fromation – formacja Vulcan