PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY
PAŃSTOWY INSTYTUT BADAWCZY

JAKUB MATEUSZ MILUCH

Rozprawa doktorska

# GEOSTATYSTYCZNE MODELOWANIE GEOMETRII SERII OSADOWYCH ORAZ INTEGRACJA DANYCH SEJSMICZNYCH, SEDYMENTOLOGICZNYCH I EUSTATYCZNYCH W REKONSTRUKCJACH PALEOGEOGRAFICZNYCH

Promotor:
Dr hab. inż. Andrzej Osadczuk

Rozprawa doktorska przyjęta pod względem
merytorycznym i formalnym
w formie papierowej i elektronicznej

17.03.2026 .....
/data i podpis promotora/

Jakub Miluch

Gdańsk, 2026

**Geostatystyczne modelowanie geometrii serii osadowych oraz integracja danych sejsmicznych, sedymentologicznych i eustatycznych w rekonstrukcjach peleogeograficznych**

## 1. Wstęp

Zdecydowania większość wybrzeży oraz mórz szelfowych jest poddawana silnym morfologicznym zmianom wskutek współdziałania procesów naturalnych oraz czynników antropogenicznych. W przypadkach kiedy wybrzeże jest zbudowane z miękkich osadów, które są podatne na erozję, ich ukształtowanie może ulegać gwałtownym zmianom w krótkiej skali czasowej za sprawą czynników atmosferycznych oraz oceanograficznych, takich jak falowanie, pływy czy wezbrania sztormowe (Zhang i in,, 2011a; Harff i in., 2017; Weisse i in, 2021). W skali geologicznej głównymi siłami odpowiedzialnymi za ewolucję mórz są: zmiany eustatyczne i cykle zlodowaceń związane z globalnymi zmianami klimatycznymi (Berra i in., 2010); poziome ruchy litosfery: tektoniczne (Vött, 2007) bądź eustatyczne (Peltier, 1999, 2007); oraz szereg zjawisk składających się na dynamikę osadów, obejmujące akumulację materiału osadowego dostarczanego przez rzeki i niszczenie brzegów, erozję, redepozycję czy kompakcję (Einsele, 1996; Schmedemann i in., 2008). Nakładanie się wszystkich tych czynników wpływa na zmiany względnego poziomu morza i wskutek różnego ich nasilenia może skutkować zupełnie odmiennym trendami zmian linii brzegowej nawet w obrębie jednego akwenu (Rosentau i in., 2021).

Wiele istniejących rekonstrukcji paleogeograficznych polega na określeniu wahań względnego poziomu morza, na który składają się globalne zmiany eustatyczne oraz poziome ruchy litosfery (Uehara i in., 2006; Harff i in., 2007; Yao i in., 2009; Sturt i in., 2013). Pewne lokalne rekonstrukcje uwzględniały również dynamikę osadów (Zhang i in., 2014; Xiong i in., 2020; Karle i in., 2021). Jednym z głównych celów badawczych przedkładanej rozprawy doktorskiej było przeprowadzenie w pełni numerycznej rekonstrukcji paleogeograficznej na regionalną skalę. W toku realizacji zadania największym wyzwaniem okazało się zrekonstruowanie geometrii osadów, które wymagało w wielu przypadkach szczegółowej interpretacji danych sejsmicznych, interpolacji z wykorzystaniem narzędzi geostatystycznych, uwzględnienia danych sedymentologicznych i eustatycznych oraz obszernej syntezy informacji pochodzących z wielu zróżnicowanych źródeł.

Dane sejsmiczne umożliwiają prześledzenie geologicznych niezgodności oraz granic pomiędzy seriami osadowymi, co prowadzi do identyfikacji oraz analizy geometrii poszczególnych jednostek, wyznaczania powierzchni erozyjnych oraz granic sekwencji. Na postawie profilowań sejsmicznych i identyfikacji niezgodności, można zrekonstruować

wahania względnego poziomu morza czy zdarzenia ekstremalne. Bardziej szczegółowa analiza zakończeń refleksów sejsmicznych oraz układów stosów warstw pozwala na rekonstrukcje zmian środowiska depozycyjnego, kierunków transportu osadów, ewolucji basenów sedymentacyjnych oraz trendów zmian względnego poziomu morza (Catuneanu, 2006; Allen i Allen, 2008).

Metody geostatystyczne są narzędziem interpolacji danych, wykorzystującym modele statystyczne bazujące na niepewnościach związanych z przestrzenną zmiennością. Metody zwykłego krigingu (*ordinary kriging*) oraz uniwersalnego krigingu (*universal kriging*) stosuje się interpolacji zmiennych, charakteryzujących się nieregularnym rozprzestrzenieniem, w celu wygenerowania regularnej siatki, odpowiadającej przestrzennej zmienności danych. Istotną zaletą krigingu jest możliwość szacowania błędów metody (Wackernagel, 1995; Oliver i Webster, 1990; 2014). Procedura krigingu składa się z: pozyskania danych, zastosowania wielu modeli na zestawie danych, wybór optymalnej metody na podstawie szacowania błędów oraz finalnie wizualizacja wyników (Hengl, 2007). Dobór odpowiednich parametrów krigingu jest niezbędny w przypadku interpolacji danych geofizycznych, gdyż charakteryzują się one ekstremalną anizotropią - stanowią gęsto występujące punkty wzdłuż profili, jednakże pozostawiają wielkie puste przestrzenie pomiędzy. Ostatecznie, wygenerowanie odpowiedniego modelu na podstawie danych geofizycznych pozwala na rekonstrukcje paleomorfologii akwenu, określenie geometrii serii osadowych oraz ich miąższości, wyznaczenie kierunków transportu osadów, identyfikacje elementów morfologicznych środowisk deltowych czy morskich oraz w przypadku uwzględnienia danych sedymentologicznych oszacowanie objętości, masy oraz tempa akumulacji osadów.

Badania składające się na rozprawę doktorską były prowadzone w Zatoce Beibu na północno-zachodnim szelfie Morza Południowochińskiego oraz na Morzu Bałtyckim. W przypadku Zatoki Beibu głównym celem badawczym była rekonstrukcja geometrii osadów późnoplejstoceńskiej delty Hajnan (Chen i in., 2015), identyfikacja elementów jej morfologii oraz potwierdzenie hipotezy, iż to wyspa Hajnan była głównym źródłem osadów. Badano również najbardziej optymalne metody interpolacji danych oraz oszacowano objętość, masę oraz tempo akumulacji osadu. Modele geometryczne osadów Delty Hajnan stanowiły podstawę do rekonstrukcji paleogeograficznych Zatoki Beibu (Xiong i in,. 2020). Celem badawczym badań Morza Bałtyckiego było wykonanie wysokorozdzielczej rekonstrukcji paleogeograficznej przemian basenu Morza Bałtyckiego w holocenie i wygenerowanie zestawu map o rozdzielczości czasowej wynoszącej 500 lat i odzwierciedlającej ewolucję Bałtyku. Wytworzone mapy były paleo-numerycznymi modelami terenu (*paleo-Digital Elevation*

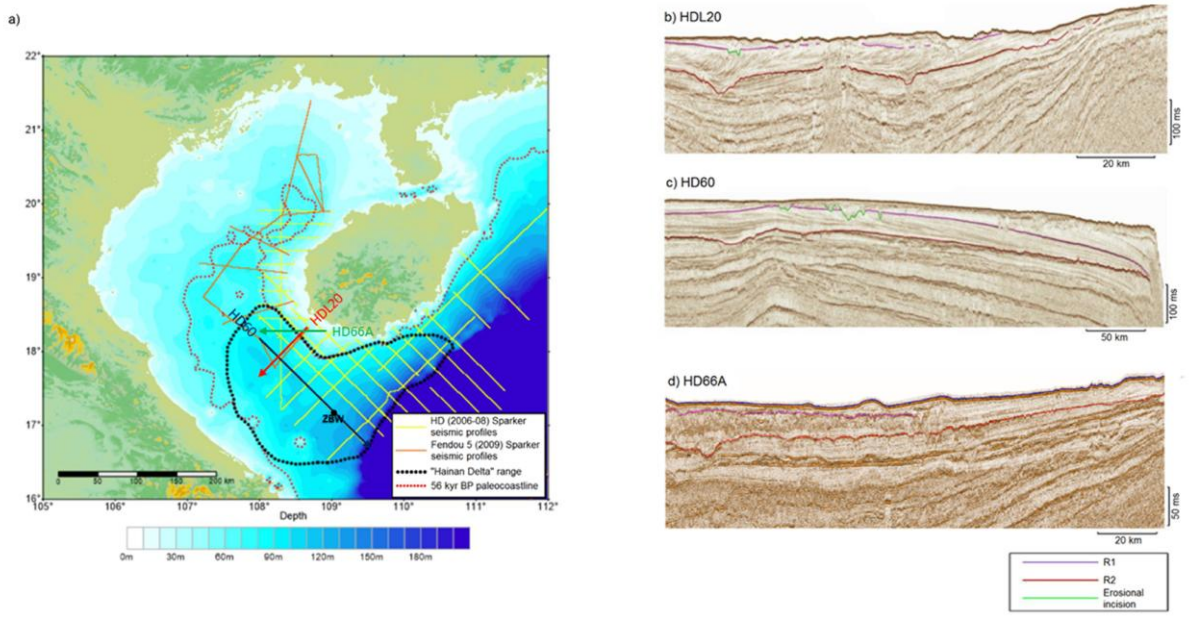
*Model, paleoDEM*) i powstały wskutek poprawienia współczesnego modelu terenu o globalne zmiany klimatyczne, ruchy izostatyczne oraz model miąższości osadów holocenu. Jako że w basenie Bałtyku znajduje się 9 państw, stworzenie regionalnej mapy miąższości holocenu wymagało syntezy danych z licznych narodowych źródeł. O ile niektóre lokalne podzestawy danych pochodziły z prostej cyfryzacji map, wiele podzestawów wymagało interpolacji danych punktowych lub interpretacji oraz interpolacji danych sejsmicznych. Lokalnie do wypełnienia luk zastosowano również metodę uczenia maszynowego. Oprócz rekonstrukcji ewolucji Bałtyku przeanalizowano również budżet osadów. W całościowym ujęciu badania zarówno Zatoki Beibu jak i Morza Bałtyckiego skupiały się na pełnym procesie od gromadzenia, analizy i interpretacji danych po tworzenie trójwymiarowych modeli i rekonstrukcji paleośrodowiska.

## 2. Budowa geologiczna

### 2.1. Zatoka Beibu (Morze Południowochińskie)

Obszar badań znajduje się na styku dwóch basenów tektonicznych: basenu Yinggehai i basenu Qiongdongnan, które stanowią część północno-zachodniej części Morza Południowochińskiego, w sąsiedztwie wyspy Hajnan (ryc.1). Pod względem geograficznym obszar ten określany jest jako Zatoka Beibu lub Zatoka Tonkińska. Baseny Yinggehai (YB) i Qiongdongnan (QB) przeszły dwa główne etapy rozwoju tektonicznego: etap ryftowy obejmujący paleocen, eocen i wczesny oligocen oraz etap post-ryftowy trwający od wczesnego miocenu do czwartorzędu. Oba baseny podlegały subsydencji od późnego miocenu (Clift i Sun, 2006; Xie i in., 2008). Jednocześnie wyspa Hajnan, położona w sąsiedztwie obu basenów i oddzielona od chińskiego lądu Cieśniną Qiongzhou, podlegała ciągłemu wypiętrzaniu, co według jednej z teorii związane jest z obecnością pióropusza płaszcza (Xia i in., 2016). Hipotezę tę wspiera złożona tektonika regionu, aktywność wulkaniczna oraz występowanie silnych trzęsień ziemi. Z punktu widzenia tektoniki płyt wyspa znajduje się w strefie styku płyt euroazjatyckiej, indoaustralijskiej i pacyficznej (Wei i Chen, 2016).

Basen Yinggehai ma orientację SE-NE i jest położony na morzu pomiędzy wyspą Hajnan od wschodu a Półwyspem Indochińskim od zachodu. Jest to basen typu pull-apart, genetycznie związany ze strefą uskokową Rzeki Czerwonej (*Red River Fault Zone, RRFZ*) (Guo i in., 2001; Sun i in., 2003; Noda, 2013). Basen Yinggehai wypełniony jest bardzo miąższą serią osadów, osiągającą według Clifta i Suna (2006) do 17 km, a według Lei i in. (2015) nawet 20 km miąższości, co czyni go jednym z najgłębszych basenów sedymentacyjnych na Ziemi. Wypełniony jest starszymi aluwialnymi, rzecznymi i jeziornymi oraz młodszymi morskimi osadami.




*Ryc. 1. Mapa obszaru badań delty Hajnan: (a) Lokalizacja rdzenia wiertniczego ZBW (17°10,4408' N, 109°01,6813' E) (Borówka i in., 2020) oraz profili sejsmicznych wykorzystanych w niniejszym badaniu. Zasięg paleolinii brzegowej datowanej na 56 tys. lat BP przedstawiono na podstawie pracy Xiong i in. (2020). Numeryczny model terenu badanego obszaru opracowano na podstawie danych General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO). Zaznaczono również lokalizacje reprezentatywnych profili sejsmicznych HDL20 (b) oraz HD60 (c), ukazujących serię klinoform deltowych ograniczoną reflektorami sejsmicznymi R1 (górnym) i R2 (dolnym).Profil HD66A (d) przedstawia chaotyczne facje sejsmiczne, które mogą odpowiadać strefie mieszania osadów pochodzących z różnych źródeł. Zielonymi liniami oznaczono erozyjne rozcięcia paleokanałów rzecznych. Głębokość przedstawiono w jednostkach TWTT (two-way travel time - dwukrotny czas przebiegu fali sejsmicznej) wyrażonych w sekundach. Granica morska pomiędzy Chińską Republiką Ludową a Wietnamem pokrywa się z zakończeniami profilowań sejsmicznych w centalnej części zatoki.*

Basen Qiongdongnan rozciąga się w kierunku NE-E i stanowi typowy przykład pasywnego obrzeżenia kontynentalnego, którego rozwój obejmował etap ryftowania, a następnie regionalnej subsydencji. Ograniczony jest przez ekstensyjne uskoki o przebiegu NE, które rozwinęły się podczas post-ryftowego etapu ewolucji basenu w miocenie, związanego z otwieraniem się Morza Południowochińskiego. W rezultacie w tej części akwenu powstał rozległy kanion o przebiegu NE-SW (Xie i in., 2008; Hoang i in., 2009; Li i in., 2013). Basen Qiongdongnan wypełniają zarówno osady facji kontynentalnych, jak i morskich. Maksymalna miąższość osadów w tym basenie wynosi około 12 km (Shi i in., 2013). Układ warstw w basenie Yinggehai oraz zachodniej części basenu Qiongdongnan charakteryzuje się głównie obecnością progradacyjnych klinoform oznaczających szybkie przesuwanie się krawędzi szelfu i stoku ku morzu w wyniku wysokiego tempa dostawy osadów. Natomiast we wschodniej części basenu Qiongdongnan krawędź szelfu wykazuje głównie agradację oraz jedynie ograniczoną progradację, co jest skutkiem niewystarczającej dostawy materiału osadowego (Xie i in., 2008; Li i in., 2013).

Wstępna analiza wysokorozdzielczych profili sejsmicznych z Zatoki Beibu (Chen i in., 2015) wykazała obecność późnoplejstoceńskiej paleodelty położonej na południowy zachód od

wyspy Hajnan, ograniczonej dwoma reflektorami sejsmicznymi: R1 (strop) i R2 (spąg). Reflektory te zostały wydatowane metodą OSL odpowiednio na 56 i 65 tys. lat BP (Feng i in., 2018). Ochłodzenie klimatu podczas morskiego stadium izotopowego MIS 4 (ok. 65 tys. lat BP) spowodowało obniżenie poziomu morza (Waelbroeck i in., 2002) i znaczące zmniejszenie powierzchni Zatoki Beibu. W obrębie tej niewielkiej zatoki rozwinęła się podwodna delta, będąca przedmiotem niniejszych badań, z systemem kanałów rozdzielających (Xiong i in., 2020; Miluch i in., 2021). Wraz z późniejszym wzrostem poziomu morza delta rozwijała się aż do zakończenia swojej aktywności około 56 tys. lat BP.

### 2.2. Morze Bałtyckie

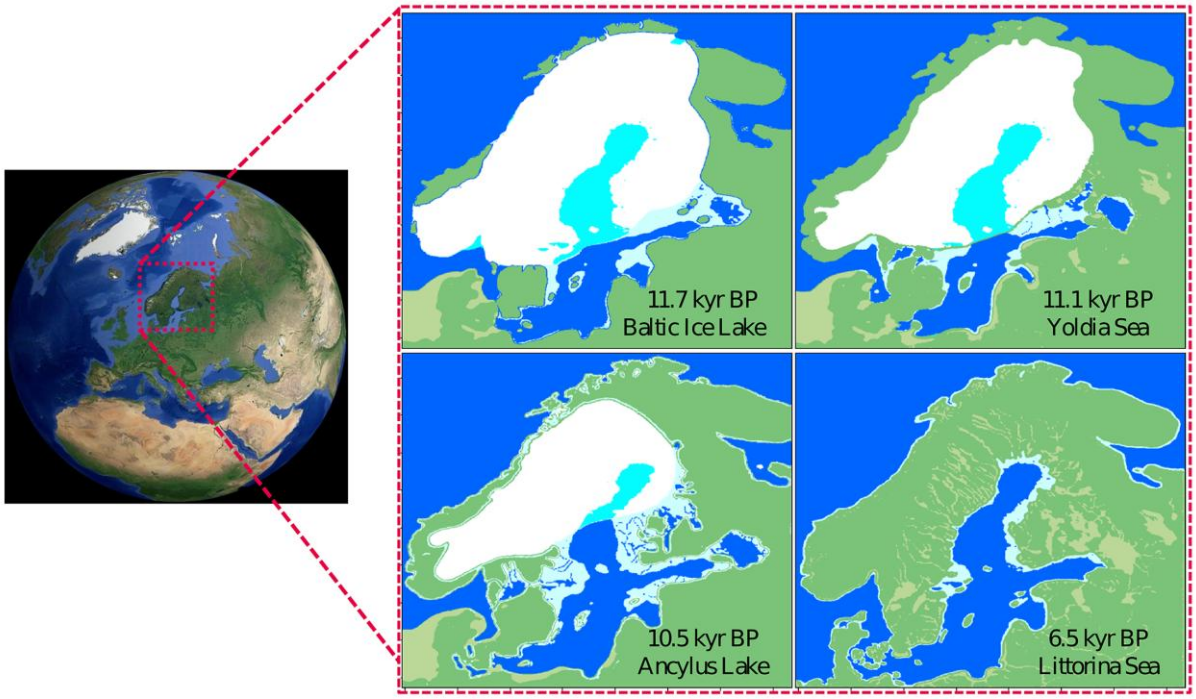
Morze Bałtyckie jest półzamkniętym, wewnątrzkontynentalnym morzem połączonym z Morzem Północnym poprzez Cieśniny Duńskie (Rosentau i in., 2017). W ujęciu regionalnej tektoniki basen Morza Bałtyckiego zlokalizowany jest na granicy Kratonu Wschodnioeuropejskiego, obejmującego Tarczę Bałtycką na północnym wschodzie oraz Platformę Wschodnioeuropejską na południowym wschodzie; oraz Platformę Zachodnioeuropejską na południowym zachodzie (Maystrenko i in., 2008). Platformę Wschodnioeuropejską i Zachodnioeuropejską rozdziela głęboki system uskokowy o przebiegu NW-SE, obejmujący strefę Teisseyre'a-Tornquista (T-T) oraz jej północno-zachodnie przedłużenie - strefę Sorgenfrei-Tornquista (Uścinowicz, 2014). Na północny wschód od tej strefy wybrzeża Bałtyku zbudowane są z prekambryjskich skał krystalicznych Tarczy Bałtyckiej oraz niezdeformowanych osadów fanerozoicznych Platformy Wschodnioeuropejskiej zalegających na prekambryjskim podłożu. Na zachód od strefy T-T centralne Kaledonidy i Waryscydy współtworzą rozległą depresję środkowoeuropejską - głęboki basen sedymentacyjny wypełniony głównie osadami paleozoicznymi i mezozoicznymi, zalegającymi na podłożu osiągającym głębokości od 10 do 15 km (Uścinowicz, 2014). Obszary lądowe otaczające Bałtyk pokryte są głównie osadami plejstoceńskimi reprezentowanymi przez utwory lodowcowe, wodnolodowcowe i jeziorne. Osady holoceńskie obejmują natomiast utwory przybrzeżne, jeziorne oraz osady morskie (Rosentau i in., 2017). Lądowe obszary otaczające Morze Bałtyckie, jak również sam zbiornik (o średniej głębokości około 55 m), zostały w znacznym stopniu ukształtowane przez lądolody. W ich wyniku powstał system basenów oddzielonych od siebie płytszymi podwodnymi progami (Hall i van Böckel, 2020). Cieśniny Duńskie łączą Morze Bałtyckie z Morzem Północnym za pośrednictwem Kattegatu.

Transgresje i regresje lądolodów podczas czwartorzędowych cykli zlodowaceń powodowało zmiany obciążenia i odciążenia izostatycznego skorupy ziemskiej w obrębie

basenu Morza Bałtyckiego. W rezultacie zachodziły cykliczne ruchy pionowe skorupy, skorelowane z cyklami klimatycznymi. Relacja pomiędzy pionowymi ruchami skorupy a zmianami poziomu morza decydowała o stopniu połączenia hydrograficznego pomiędzy otwartym Morzem Północnym a basenem Morza Bałtyckiego. Obszary łączące oba akweny pełniły zatem funkcję swoistej „bramy", której otwieranie i zamykanie kontrolowane było przez wzajemne oddziaływanie zmian eustatycznych, ruchów izostatycznych oraz dynamiki lądolodu. W konsekwencji paleogeograficzna ewolucja basenu Morza Bałtyckiego w czwartorzędzie była w głównej mierze determinowana przez cykle glacjalne związane z cyklicznością Milankovica. Jednak ze względu na erozyjną działalność nasuwających się lądolodów osady dokumentujące historię geologiczną okresów przedglacjalnych zachowały się jedynie w ograniczonym zakresie.

Ewolucja Morza Bałtyckiego od czasu maksimum ostatniego zlodowacenia charakteryzowała się naprzemiennym występowaniem środowisk sedymentacji słodkowodnej i morskiej (ryc.2., Andrén i in., 2011). Około 16 tys. lat BP przed czołem wycofującego się lądolodu powstało Bałtyckie Jezioro Lodowe, wypełnione wodami roztopowymi. Początkowo poziom wody w jeziorze był zbliżony do globalnego poziomu morza, a odpływ wód roztopowych z basenu bałtyckiego odbywał się przez cieśniny do Morza Północnego. Połączenie to zostało jednak przerwane około 14 tys. lat BP w wyniku glacjoizostatycznego wynoszenia obszaru cieśnin (Björck, 2008). Kolejne połączenie z Morzem Północnym powstało około 13 tys. lat BP poprzez rejon współczesnych jezior Wener i Wetter (południowa Szwecja), w wyniku podniesienia poziomu wody w Bałtyckim Jeziorze Lodowym spowodowanego dopływem wód roztopowych. Zostało ono jednak przerwane podczas krótkotrwałego ochłodzenia młodszego dryasu około 12,8 tys. lat BP, które doprowadziło do ponownego nasunięcia lądolodu (Björck, 1995). Ponieważ wpływ izostatycznego wynoszenia Tarczy Bałtyckiej przewyższał zmiany eustatyczne, basen Morza Bałtyckiego pozostawał odizolowany od Morza Północnego aż do późnej fazy Bałtyckiego Jeziora Lodowego. Dalsze ustępowanie lądolodu oraz globalny wzrost poziomu morza ponownie otworzyły połączenie pomiędzy basenem Morza Bałtyckiego a Morzem Północnym przez szwedzkie pojezierze, inicjując około 11,7 tys. lat BP stadium Morza Yoldiowego (Heinsalu i Veski, 2007). Około 10,7 tys. lat BP ruchy izostatyczne ponownie zamknęły połączenie, a basen Morza Bałtyckiego jeszcze raz przekształcił się w zbiornik słodkowodny (Sohlenius i in., 2001). Początkowa faza Jeziora Ancylusowego charakteryzowała się wzrostem poziomu wody wskutek dopływu wód roztopowych z lądolodu, aż do osiągnięcia maksimum około 10,5 tys. lat BP. Następnie poziom wody obniżył się na skutek odpływu do Morza Północnego (Lemke i in., 2001; Rosentau i in.,

2013). Kontrolowany zmianami klimatu holoceński wzrost poziomu morza, w połączeniu z deformacją wyniesienia litosferycznego otaczającego Tarczę Bałtycką, doprowadził do ponownego otwarcia połączenia przez Cieśniny Duńskie i zapoczątkował transgresję litorynową około 8,0 tys. lat BP. Od tego czasu poziom wody w Morzu Bałtyckim pozostaje zasadniczo powiązany z poziomem morza w otwartym Morzu Północnym.




*Ryc. 2. Położenie Morza Bałtyckiego (© Google Earth Pro) oraz mapy paleogeograficzne (zmodyfikowane na podstawie Andrén i in., 2011) przedstawiające różne etapy rozwoju Morza Bałtyckiego w holocenie, obejmujące: przejście od Bałtyckiego Jeziora Lodowego (Baltic Ice Lake) do Morza Yoldiowego (Yoldia Sea) około 11,7 tys. lat BP; Morze Yoldiowe pod koniec fazy słonawowodnej około 11,1 tys. lat BP; Jezioro Ancylusowe (Ancylus Lake) w okresie maksymalnej transgresji około 10,5 tys. lat BP; Morze Litorynowe (Littorina Sea) w fazie największego zasolenia około 6,5 tys. lat BP. Pokrywa lodowa została przedstawiona kolorem białym. Kolor niebieski oznacza powierzchnie wodne istniejące w danym okresie, natomiast kolor błękitny odpowiada współczesnym obszarom wodnym. Kolorem zielonym oznaczono współczesne obszary lądowe, a kolorem oliwkowym - obszary lądowe występujące w przeszłości.*

## 3. Metodyka

### 3.1. Analiza danych sejsmicznych z Zatoki Beibu

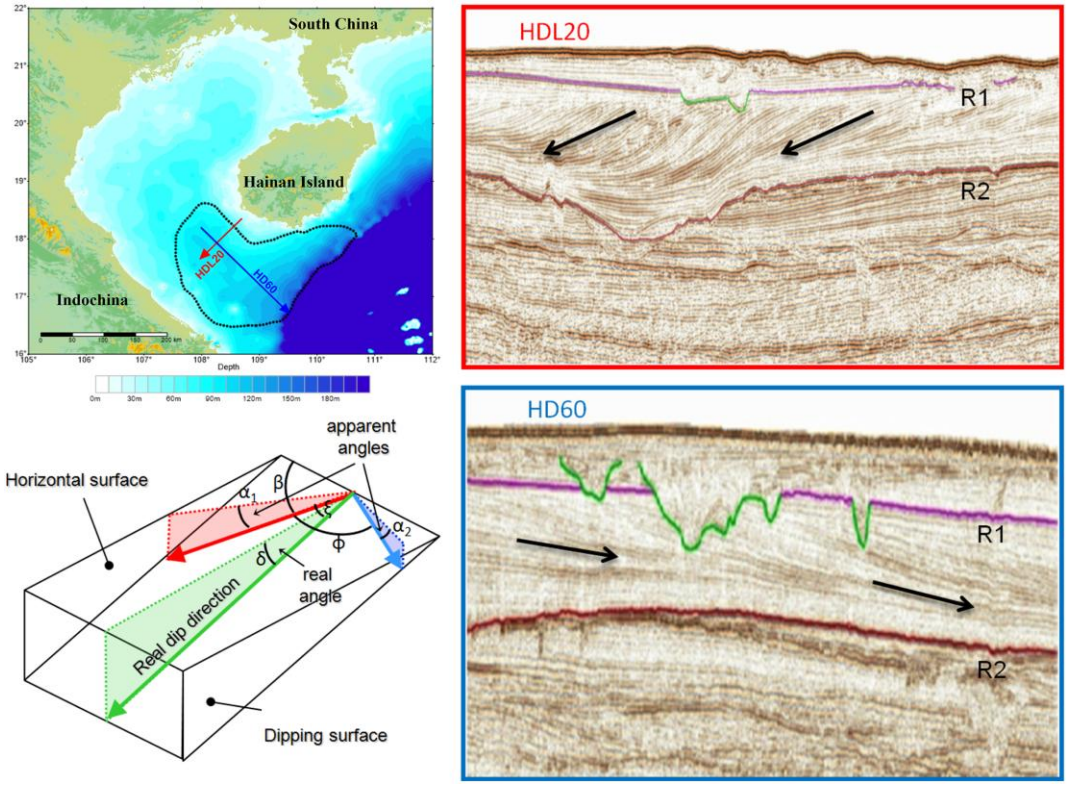
Do badań delty Hajnan wykorzystano dwa zestawy wysokorozdzielczej sejsmiki jednokanałowej obejmujących chińską część Zatoki Beibu o sumarycznej długości 5200 km, udostępnione przez Oddział Morski Chińskiej Służby Geologicznej w Kantonie (*GMGS, Guangzhou Marine Geological Survey*). Po processingu danych i transformacji układu odniesienia na UTM 48N, wykorzystano program IHS Kingdom do oznaczenia refleksów R0 (dno), R1 (strop delty) oraz R2 (spąg delty) jak i obliczenia miąższości jednostek R0-R1 i R1-R2. Miąższości jednostek obliczono dla każdego punktu pomiarowego (*shot point*), co wymagało przeliczenia czasów dwukrotnego przebiegu fali sejsmicznej (*TWTT - Two-Way*

*Travel Time*) na jednostki metryczne. Obliczenia te były możliwe dzięki korelacji danych sejsmicznych z informacjami sedymentologicznymi uzyskanymi z rdzenia ZBW (Borówka i in., 2020), który przewiercił serię deltową. Zapisy sejsmiczne wykazały powszechne występowanie różnego rodzaju dolin erozyjnych. Wszystkie formy rozcięć zostały zidentyfikowane i oznaczone, a następnie wydzielono trzy odrębne horyzonty: doliny erozyjne związane z reflektorem R1, doliny erozyjne związane z reflektorem R2 oraz strefy zaburzeń reflektora R1. Po zidentyfikowaniu punktów przecięcia profili sejsmicznych wytypowano 21 lokalizacji, w których klinoformy nie wykazywały zaburzeń. W miejscach tych przeprowadzono pomiary pozornych kątów nachylenia klinoform w celu obliczenia rzeczywistych azymutów i kątów zapadania.

W oparciu o zgromadzone dane opracowano cztery mapy przedstawiające morfologię powierzchni R1 i R2 oraz miąższość jednostek R0-R1 i R1-R2. Mapy wykonano w programie Golden Software Surfer, a interpolację danych przeprowadzono metodą uniwersalnego krigingu (Oliver i Webster, 1990, 2014). Mapy paleo-morfologii zostały ograniczone do obszaru objętego profilowaniem sejsmicznym, ponieważ brak było jednoznacznych przesłanek pozwalających na założenie trendu w kierunku wód wietnamskich. Mapy miąższości wyesktrapolowano poza obszar profilowania na podstawie założenia minimalnej miąższości osadów w strefie brzegowej. W związku z tym w zachodniej części obszaru badań, wzdłuż paleolinii brzegowej 56 tys. lat BP (Xiong i in., 2020), wyznaczono szereg punktów o wartości 0 m.

Identyfikacja rozcięć erozyjnych umożliwiła rekonstrukcję dwóch generacji systemów kanałów rozprowadzających. W celu określenia kierunku upadu powierzchni reflektora opracowano mapy wektorowe, na których naniesiono położenie rozcięć erozyjnych. Po ich zestawieniu możliwe było połączenie punktów w linie odpowiadające kanałom, zgodnym z kierunkiem spadku powierzchni. Wydzielono dwie klasy wiarygodności rekonstrukcji kanałów. Kanały klasy 1 wyznaczano na podstawie co najmniej dwóch punktów, natomiast kanały klasy 2 rekonstruowano w oparciu o pojedynczy punkt oraz kierunek gradientu powierzchni. Oprócz dolin erozyjnych w zapisie sejsmicznym zidentyfikowano również strefy zaburzeń przecinające strop delty, które mogą być efektem szybkiej migracji koryt rzecznych lub przecięcia profilu sejsmicznego przez kanał pod nie-prostopadłym kątem. Punkty przecięcia deltowych klinoform zostały przeanalizowane pod kątem obliczenia rzeczywistego kąta oraz azymutu upadu na podstawie dwóch kątów pozornych. Zastosowano w tym celu wzór oparty na funkcjach trygonometrycznych (ryc. 3., Rowland i in., 2007).

Finalnie na podstawie modelu miąższości oszacowano również objętość i masę osadu jak i obliczono jego roczną dostawę. Analiza rdzenia ZBW, odwierconego w obrębie delty Hajnan, wykazała, że osady składają się głównie z kwarcu (Borówka i in., 2020). Wiedząc, że średnia porowatość serii deltowej wynosi 37 ± 4,4% (Jiang i in., 2018) oraz przyjmując gęstość kwarcu równą 2,65 g/cm³ (Anthony i in., 2009), oszacowano gęstość osadów na 1,69 ± 0,12 g/cm³ dla materiału suchego oraz 2,07 ± 0,16 g/cm³ dla materiału wilgotnego. Uzyskane wartości masy osadów oraz wykorzystanie model wiekowego (Feng i in., 2018) umożliwiły oszacowanie rocznego ładunku osadów dostarczanych do zatoki.




*Ryc. 3. Wzór obliczeń rzeczywistych azymutów i kątów zapadania klinoform na podstawie dwóch pozornych kątów (za Rowland i in., 2007)*

### 3.2. Wybór optymalnej metody interpolacji danych sejsmicznych

Etapy modelowania, walidacji i interpretacji obejmowały zastosowanie półnadzorowanych procesów decyzyjnych (*semi-supervised decision processes*), opartych na wielokrotnych iteracjach prowadzących do budowy zestawów modeli 2D (ryc. 4.). Modele te konstruowano w oparciu o najlepiej dopasowane modele semiwariogramów, przy jednoczesnej minimalizacji błędów krigingu oraz artefaktów sejsmicznych. Wybór najbardziej wiarygodnego modelu opierał się zarówno na obiektywnym kryterium wariancji krigingu, jak i na subiektywnej ocenie jakości odwzorowania analizowanych struktur (Maciąg i Harff, 2020). Do modelowania zastosowano kriging zwyczajny (*ordinary kriging*) (Oliver i Webster, 1990,

2014), przy czym parametry interpolacji określono na podstawie eksperymentalnych semiwariogramów wyznaczonych dla danych po usunięciu trendu (Yang i in., 2004). Trend danych określono w oparciu o cechy geometryczne analizowanej delty, a także o ortogonalny układ profili sejsmicznych (NE-SW oraz NW-SE). Ponieważ porównanie modeli opartych na semiwariogramach wszechkierunkowych i kierunkowych wykazało silną anizotropię danych, zdecydowano się na zastosowanie semiwariogramów kierunkowych (z wyjątkiem modelu miąższości delty). Wybrano eksperymentalne modele charakteryzujące się najniższą obserwowaną zmiennością.

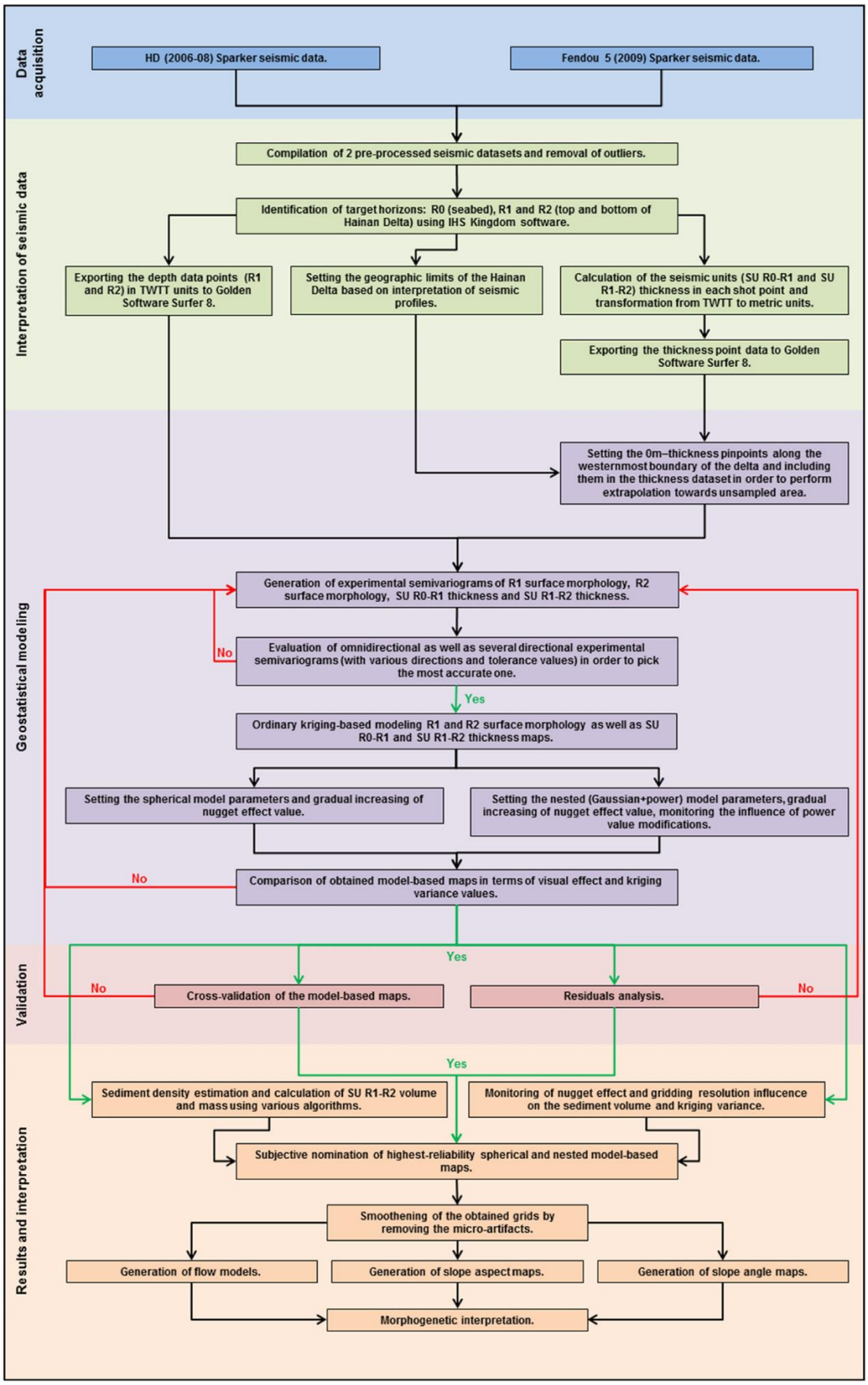
Zastosowano dwa główne typy modeli semiwariogramów: model sferyczny z efektem samorodkowym oraz zagnieżdżony model gaussowski z komponentem potęgowym i efektem samorodkowym. Łączenie dwóch lub większej liczby modeli semiwariogramów określane jest mianem zagnieżdżania semiwariogramów (*semivariogram nesting*). Dopasowanie takiej kombinacji modeli może być niezadowalające, dlatego za rozwiązanie optymalne uznaje się stosowanie maksymalnie dwóch prostych modeli wraz z efektem samorodkowym (Olea, 2006). Po zastosowaniu czystego modelu sferycznego (przy zerowym efekcie samorodkowym) wartość efektu była stopniowo zwiększana w celu monitorowania jego wpływu na model. Wpływ ten przejawiał się wygładzaniem nieregularnych izolinii oraz redukcją niepożądanych artefaktów związanych z procesem interpolacji. Równocześnie dla każdego etapu modelowania generowano mapy wariancji krigingu, służące do oceny błędu modelu (niepewności interpolacji). Po opracowaniu map opartych na modelu sferycznym skonstruowano i zastosowano zagnieżdżony model semiwariogramu w celu zmniejszenia całkowitej wariancji w zasięgu semiwariogramu. Modele gaussowskie dopasowano indywidualnie do każdego semiwariogramu, natomiast nominalną wartość wykładnika modelu potęgowego przyjęto jako 1,2. Podobnie jak w przypadku modelu sferycznego, również tutaj konieczne było zastosowanie efektu samorodkowego w celu ograniczenia artefaktów interpolacyjnych. Następnie, oprócz stopniowego zwiększania wartości efektu samorodkowego, analizowano także modele z parametrem potęgowym równym 1,1 oraz 1,3. Wszystkie uzyskane modele, wygenerowane dla siatki o rozmiarze oczka wynoszącym 1 km, porównano pod względem kształtu izolinii, występowania artefaktów oraz wartości wariancji krigingu.

Obliczenia objętości osady wykonano przy użyciu kilku algorytmów: cut & fill, reguły trapezów, reguły Simpsona oraz reguły 3/8 Simpsona (Atkinson, 1989), które dały porównywalne wyniki. Stopniowe zwiększanie wartości efektu samorodkowego umożliwiło monitorowanie wpływu tego parametru na szacowanie objętości zarówno dla modeli sferycznych, jak i dla map opartych na modelach zagnieżdżonych. Ponadto, analizowano

wpływ rozdzielczości siatki na wariancję i objętość poprzez generowanie map modelowych przy stopniowym zwiększaniu wielkości oczka siatki. Ponadto, w celu zastosowania bardziej zaawansowanych algorytmów estymacji objętości, wybrane modele wyeksportowano do programu RockWare RockWorks 2008. Obliczenia przeprowadzono dwoma metodami: prostą trójwymiarową triangulacją Delaunay'a (Xue i in., 2004) oraz zaawansowaną ortogonalną interpolacją opartą na trójwymiarowej siatce (Houlding, 2000). Dla każdego zestawu danych generowano histogramy wartości oczek siatki, a następnie w sposób statystyczny rozróżniano wartości tła (brak anomalii), wartości słabo anomalne oraz wartości anomalne. Takie podejście umożliwiło oszacowanie objętości na dwa sposoby: z uwzględnieniem oraz z wyłączeniem wartości anomalnych.

Oprócz wariancji krigingu, wybrane siatki oparte na modelach sferycznych i zagnieżdżonych poddano analizie reszt (*residuals*) (Anscombe i Tukey, 1963) oraz walidacji krzyżowej (*cross-validation*) (Geisser, 1975; Arlot i Celisse, 2010). Wartości reszt uzyskane dla obu modeli (sferycznego i zagnieżdżonego) przedstawiono na mapach w celu wizualizacji przestrzennego rozkładu wartości niedoszacowanych i przeszacowanych, identyfikacji wartości skrajnych (mniejszych i większych niż 2 odchylenia standardowe) oraz oceny różnic pomiędzy zastosowanymi metodami. Do walidacji krzyżowej zastosowano metodę *leave-p-out* (Shao, 1993). Zbiór danych podzielono na 10 podzbiorów, z których każdy stanowił 10% punktów pomiarowych. Następnie procedurę modelowania powtarzano 10-krotnie, każdorazowo wyłączając jeden z podzbiorów z danych wejściowych i wykorzystując go do walidacji. Na końcu obliczono średnią sumę reszt dla poszczególnych podzbiorów. Jednakże, ponieważ część uzyskanych wartości reszt była nadal mniejsza niż 1, do oceny dobroci dopasowania modeli zamiast sumy wartości bezwzględnych reszt (po przekształceniu wartości ujemnych na dodatnie) zastosowano sumę kwadratów reszt (*sum of squared residuals*).

Rekonstrukcje dróg transportu osadów stanowiły element analizy kierunkowego gradientu powierzchni opartej na siatkach (Houlding, 2000). Siatki miąższości R0-R1 oraz R1-R2 wykorzystano do generowania dwuwymiarowych map przepływu (*flow maps*), składających się z ciągłych linii prowadzonych od wartości niższych do wyższych oczek siatki. Przed wygenerowaniem wzorców dystrybucji usunięto drobne depresje odpowiadające mikroartefaktom. Linie przepływu zostały następnie wygładzone geometrycznie z zastosowaniem współczynnika x2 (uśrednianie średnią ruchomą), zgodnie z kierunkiem gradientu nachylenia, w celu uzyskania bardziej naturalnych kształtów potencjalnych dróg transportu osadów. Finalnie, wykonano również mapy nachylenia oraz kąta zapadania paleo-powierzchni R1 i R2 oraz numerycznie opisano ewolucje dna zatoki.



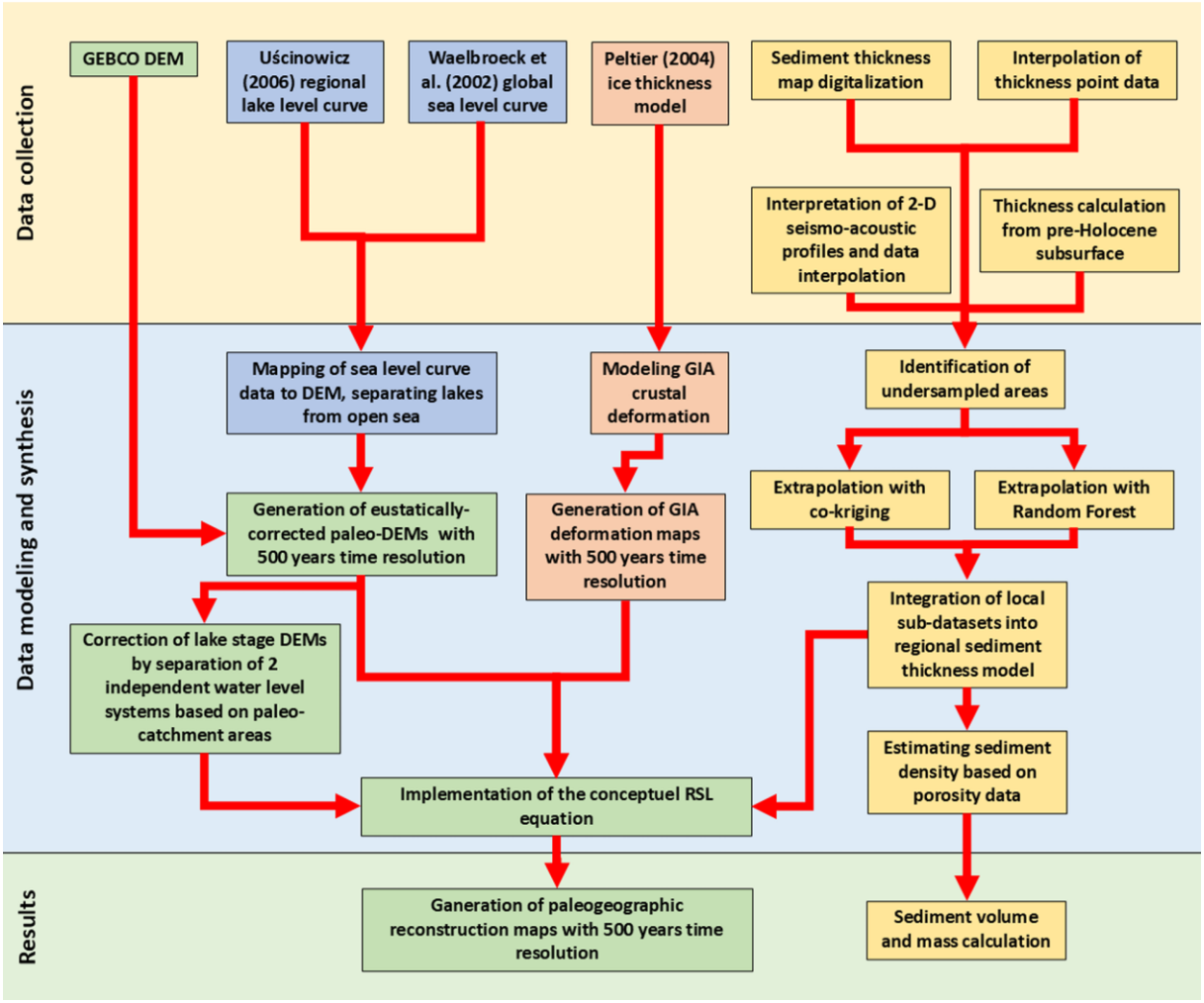

*Ryc. 4. Schemat przebiegu prac badawczych przedstawiający kolejne etapy pozyskiwania danych, ich analizy, walidacji oraz interpretacji. W przypadku uzyskania niesatysfakcjonujących wyników wybrane etapy procesu (przedstawione w postaci pętli) były powtarzane z zastosowaniem zmodyfikowanych parametrów, zgodnie z procedurą półnadzorowanego uczenia*

### 3.3.Modelowanie paleogeograficznej ewolucji Morza Bałtyckiego w holocenie

Po udanym modelowaniu miąższości osadów i paleogeograficznych rekonstrukcjach na bardziej lokalną skalę w Zatoce Beibu, postanowiono przeprowadzić modelowanie paleogeograficzne na skalę regionalną dla basenu Morza Bałtyckiego (ryc. 5.). W tym celu zastosowano metodykę opisaną przez Harffa i in. (2017), która polega na poprawieniu współczesnego numerycznego modelu terenu o globalne zmiany eustatyczne, poziome ruchy litosfery oraz uwzględnienie dynamiki osadów. Głównym celem badania było opracowanie zestawu paleo-numerycznych modeli odpowiadających ewolucji Morza Bałtyckiego w holocenie, wykonanej w wysokiej rozdzielczości przestrzennej (0,01° × 0,01°) i czasowej (500 lat). W przypadku danych eustatycznych uwzględniono istotne regionalne uwarunkowania. Podczas etapów morskich poziom wody w basenie Morza Bałtyckiego był zbliżony do poziomu morza w północnym Atlantyku. W takich okresach poziom morza Bałtyckiego odpowiada zatem globalnemu poziomowi. W fazach jeziornych poziom wody był niezależny od oceanu światowego a sam zbiornik był wówczas zasilany przez opady atmosferyczne, wody roztopowe oraz rzeki. Krzywa zmian poziomu wody w Bałtyku oparta została na danych Waelbroecka i in. (2002) dla faz morskich, tj. od 11,7 do 11 tys. lat BP (stadium Morza Yoldiowego) oraz od 9,5 tys. lat BP do współczesności (stadium Morza Litorynowego) (Andrén i in., 2011). Ponieważ wiadomo, że podczas stadium Jeziora Ancylusowego (11-9,5 tys. lat BP) poziom wody w basenie Morza Bałtyckiego był na ogół wyższy niż poziom wód otwartego oceanu, do odpowiedniej korekty krzywej wykorzystano lokalny zbiór danych dotyczący zmian poziomu wody w południowej części Bałtyku opracowany przez Uścinowicza (2006).

Zmniejszenie obciążenia skorupy ziemskiej spowodowane topnieniem lądolodu po maksimum ostatniego zlodowacenia około 21 tys. lat BP wywołało deformację skorupy ziemskiej, która trwa do dziś (Root i in., 2015). Na obszarach dawniej pokrytych lądolodem obserwuje się izostatyczne wynoszenie skorupy ziemskiej. Z kolei na terenach otaczających dawny zasięg lądolodu, występuje subsydencja skorupy (Steffen i Wu, 2011). Jest ona skutkiem przemieszczania się materiału płaszcza Ziemi z powrotem pod obszary wcześniej obciążone lądolodem, do jego pierwotnego położenia we wnętrzu Ziemi (Vink i in., 2007). W celu modelowania pionowych deformacji skorupy ziemskiej wywołanych glacjoizostatazją (*GIA - Glacio-Isostatic Adjustment*) wykorzystano ogólnodostępny pakiet oprogramowania SELEN (Spada i Stocchi, 2007). Program ten wykorzystuje model historii obciążenia lądolodami ICE-5G (Peltier, 2004), opisujący przestrzenno-czasową ewolucję pokryw lodowych od czasu ostatniego maksimum zlodowacenia (LGM) do współczesności Skumulowane deformacje

skorupy ziemskiej modelowano, zakładając stan równowagi izostatycznej w czasie LGM jako warunek początkowy (Groh i Harff, 2023).




*Ryc. 5. Schemat przebiegu prac badawczych.*

Basen Morza Bałtyckiego znajduje się w granicach dziewięciu państw: Danii, Niemiec, Polski, Szwecji, Litwy, Łotwy, Estonii, Finlandii oraz Rosji. Ze względu na brak wspólnej, obejmującej cały region bazy danych dotyczącej miąższości osadów holoceńskich konieczne było zgromadzenie i połączenie różnych lokalnych zbiorów danych pochodzących z publicznie dostępnych źródeł. W celu opracowania spójnego regionalnego modelu miąższości osadów zestawiono osiem lokalnych zbiorów danych. Zostały one opracowane z wykorzystaniem sześciu metod pozyskiwania danych: digitalizacji map miąższości, przeliczenia miąższości na podstawie map głębokości reflektorów sejsmicznych, interpretacji dwuwymiarowych (2D) profili sejsmoakustycznych oraz interpolacji danych metodą krigingu zwyczajnego, interpolacji metodą krigingu zwyczajnego danych punktowych pochodzących z rdzeni osadowych, ekstrapolacji z wykorzystaniem kokrigingu (*co-kriging*) oraz ekstrapolacji z zastosowaniem konwolucyjnej sieci neuronowej (*CNN - Convolutional Neural Network*).

Obszar południowego Bałtyku obejmuje wody przybrzeżne Niemiec, Danii, Polski, Rosji (obwód królewiecki) oraz Litwy i charakteryzuje się dobrze udokumentowanymi danymi dotyczącymi miąższości osadów holoceńskich o zadowalającej jakości. Model miąższości osadów opracowano w wyniku połączenia trzech lokalnych zbiorów danych. Część niemiecka i duńska została opracowana na podstawie danych Lemkego (1998). Głębokość stropu glin zwałowych odpowiadająca podłożu plejstoceńskiemu została odjęta od współczesnego modelu DEM w celu oszacowania miąższości osadów holoceńskich. Dane dotyczące miąższości osadów w wodach polskich pochodziły z pracy Uścinowicza (1995), natomiast dane dla terytorium Rosji oraz Litwy zaczerpnięto z Emelyanova (2002). Ze względu na niewielkie różnice w wartościach miąższości na granicy pomiędzy tymi dwoma zbiorami danych, wartości w węzłach siatki na styku zostały uśrednione.

Obszar centralnego Bałtyku (Basen Bornholmski, Wschodni Basen Gotlandzki i obszary sąsiednie) - został opracowany na podstawie profili sejsmoakustycznych zebranych przez Instytut Badań Morza Bałtyckiego w Warnemünde (IOW) (dzięki uprzejmości dr Petera Feldensa). Łącznie przeanalizowano 240 profili sejsmicznych, zarejestrowanych w latach 2005-2009. W profilach oznaczano głównie strop glin zwałowych (niezwartej facji sejsmicznej wieku późnoplejstoceńskiego). Strop glin zwałowych jest dobrze widocznym reflektorem sejsmicznym na większości profili, natomiast granica między osadami jeziora lodowego (BIL) a Morzem Yoldiowym jest w niektórych profilach trudna do jednoznacznego rozróżnienia. Ponieważ Bałtyckie Jezioro Lodowe należy wiekowo do późnego plejstocenu, miąższość osadów holoceńskich w tych profilach może być nieznacznie przeszacowana. Maksymalna lokalna miąższość osadów Jeziora Lodowego sięga do 7 m w najgłębszych częściach basenów (Christiansen i in., 2002), więc miąższość holocenu mogła lokalnie zostać przeszacowana o ok. 20%, jednakże niepewność tak maleje w kierunku płytszych obszarów. Reflektor sejsmiczny odpowiadający podłożu przedholoceńskiemu został wyeksportowany jako dane punktowe, przekształcony z czasu podwójnego przebiegu fali (TWTT) na jednostki metryczne przy założeniu prędkości rozchodzenia się fali akustycznej wynoszącej 1600 m/s a następnie wyinterpolowany z wykorzystaniem modelu sferycznego z efektem samorodkowym. Uzyskane dane o głębokości stropu podłoża zostały odjęte od współczesnego modelu DEM w celu wygenerowania modelu miąższości osadów holoceńskich.

Dane dotyczące miąższości osadów holoceńskich w Zatoce Ryskiej i Zatoce Fińskiej opracowano na podstawie profili dostarczonych przez Gudelisa i Emelyanova (1976). Podzbiory danych obejmowały pięć profili o przebiegu N-S łączących brzegi Zatoki Fińskiej oraz sześć profili (cztery o orientacji NW-SE, jeden N-S oraz jeden W-E) przecinających

Zatokę Ryską. Horyzont refleksyjny odpowiadający stropowi holocenu został zdigitalizowany i wyeksportowany jako dane punktowe, a następnie interpolowany metodą krigingu zwyczajnego z modelem sferycznym i efektem samorodkowym i odjęty od współczesnego modelu DEM. Dane o miąższości osadów obejmujące rosyjską część Zatoki Fińskiej pochodziły ze mapy miąższości osadów autorstwa Ryabchuk i in. (2020).

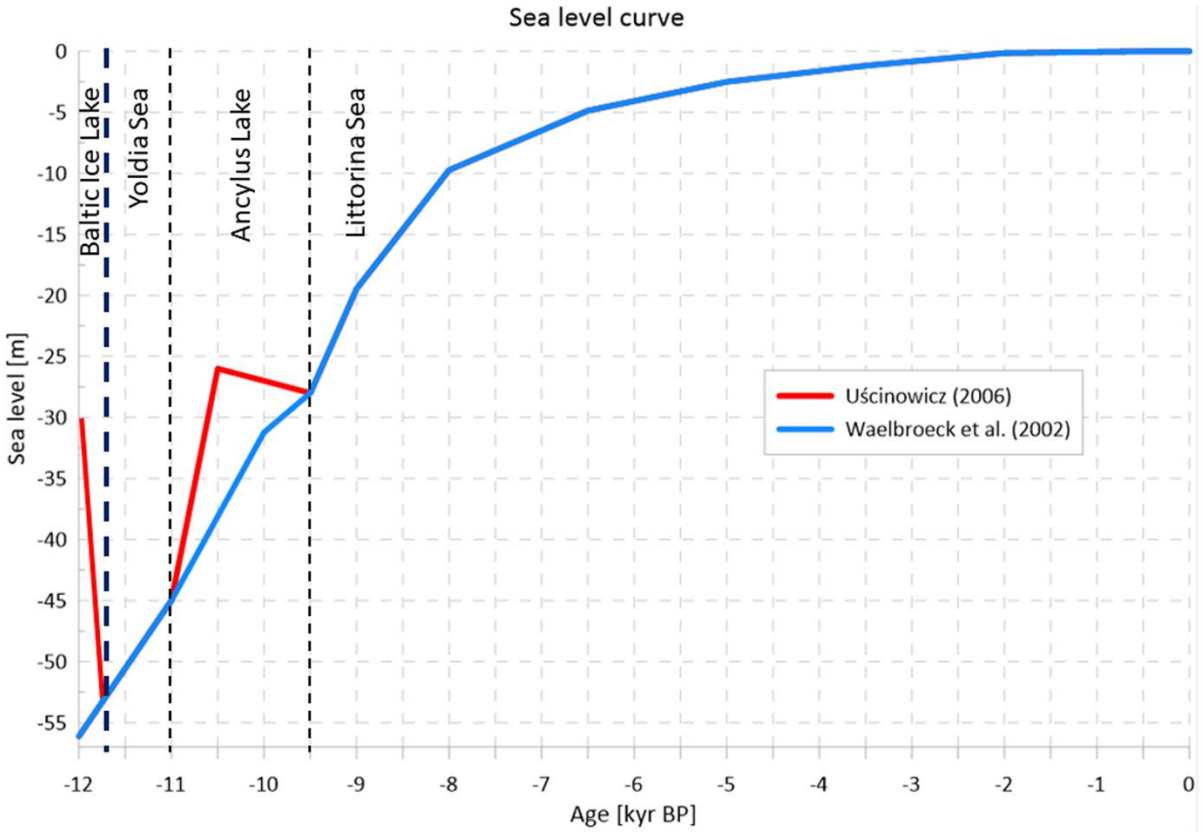
Dane miąższości osadów holoceńskich w północnym regionie Bałtyku są ograniczone. Zbiór danych miąższości autorstwa Winterhaltera (1972), obejmujący 72 poligony (o rozdzielczości 0,5°×0,5°) z obszaru Morza Botnickiego, posłużył jako podstawa do interpolacji. Środki geometryczne każdego poligonu zostały wyeksportowane jako punkty danych, a następnie interpolowane metodą krigingu zwyczajnego . W celu uzupełnienia luki danych w północnej części Zatoki Botnickiej zastosowano ekstrapolację metodą kokrigingu (Goovaerts, 1998; Myers, 1982, 1984). Metoda kokrigingu jest powszechnie stosowana w naukach o Ziemi w obszarach, gdzie dostępne są skorelowane pomiary zmiennych (Leenaers i in., 2020; Konomi i in., 2023). W północnym regionie Bałtyku wykorzystano dwuwymiarową zmienną złożoną z paleobatymetrii skorygowanej o izostazję oraz miąższości osadów holoceńskich. Współczynnik korelacji Pearsona między tymi dwiema zmiennymi wynosi 0,52 dla danych punktowych, co wskazuje na zasadność zastosowania ekstrapolacji kokrigingiem. Uzyskane parametry umożliwiły esktrapolację miąższości osadów w kierunku północnym dla obszarów słabo rozpoznanych.

Uczenie maszynowe zastosowano w celu uzupełnienia pozostałych luk w danych dotyczących miąższości osadów holoceńskich. Obszary z brakami danych obejmują głównie centralną i zachodnią część Morza Bałtyckiego. Zbudowano konwolucyjną sieć neuronową (CNN), a konkretnie architekturę U-Net (Ronneberger i in., 2015), wykorzystując bibliotekę PyTorch (Paszke i in., 2019). Wykorzystano cztery zmienne: paleorzeźbę powierzchni lądowej, medianę uziarnienia osadów powierzchniowych oraz wartości długości i szerokości geograficznej, które posłużyły do predykcji miąższości osadów. Dostępne dane zostały losowo podzielone na 420 kwadratów o rozmiarze 32×32 pikseli, z wyłączeniem Zatoki Fińskiej i Zatoki Botnickiej. Wyłączenie tych dwóch regionów wynika z faktu, że różnią się one istotnie pod względem geologicznym, tektonicznym i sedymentacyjnym od części centralnej, południowej i południowo-zachodniej Morza Bałtyckiego (Harff i in., 2017). Miało to na celu ograniczenie błędów predykcji. Spośród 420 podzbiorów danych 80% wykorzystano do trenowania modelu, a 20% do oceny jego jakości predykcyjnej. Trening modelu przeprowadzono przez 100-krotne uruchamianie modelu z różnymi losowymi inicjalizacjami co skutkowało uzyskaniem różnych wyników modelu - o tym samym ogólnym wzorcu, lecz z

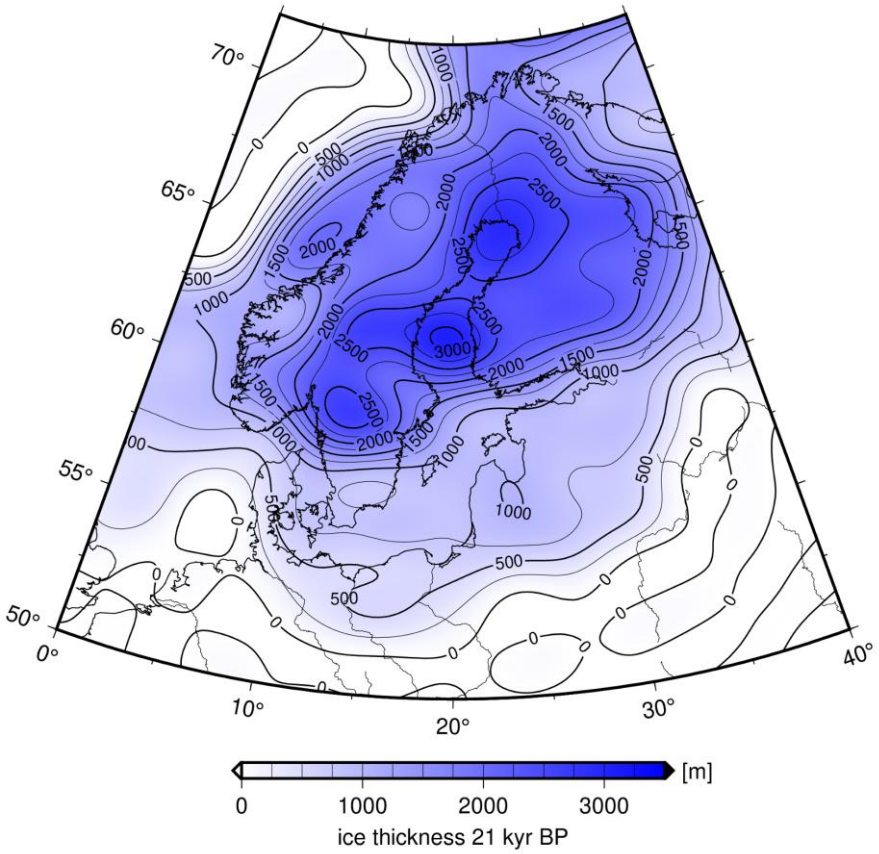
pewnymi lokalnymi różnicami w miąższości osadów. Wybrano wynik o najniższej wartości średniego kwadratowego błędu (6,1 m²) co odpowiadał średniemu odchyleniu wartości walidacyjnych od danych pomiarowych wynoszącemu 5,8%.

Każdy lokalny podzbiór danych dotyczących miąższości osadów holoceńskich został zintegrowany w jeden spójny regionalny raster o rozdzielczości 0,01°×0,01°. Niewielkie luki przestrzenne pomiędzy podzbiorami miąższości zostały interpolowane liniowo. Opracowanie mapy miąższości umożliwiło przeprowadzenie analizy budżetu osadów, która pozwala identyfikować źródła osadów, obszary ich akumulacji oraz drogi transportu. Siatka została przekształcona z układu współrzędnych geograficznych do projekcji UTM w celu wykonania obliczeń objętości. Zastosowane algorytmy obliczania objętości obejmowały metodę trapezów, metodę Simpsona oraz metodę 3/8 Simpsona (Atkinson, 1989). Każda z tych metod aproksymuje różne trójwymiarowe kształty połączeń pomiędzy punktami danych, co jednak w niewielkim stopniu wpływa na obliczoną objętość. Wyniki uzyskane różnymi metodami porównano w celu oceny niepewności. Obliczenie masy osadów wymagało informacji o gęstości objętościowej, która zależy od gęstości ziaren i porowatości osadu. Porowatość osadów powierzchniowych obliczono na podstawie współczesnej mapy uziarnienia osadów dna Bałtyku, opracowanej w ramach projektu Dynamics of Natural and Anthropogenic Sedimentation (DYNAS) (Bobertz i in., 2009; Harff i in., 2011), oraz zastosowania empirycznego wzoru Endlera i in. (2015), wiążącej porowatość z medianą uziarnienia. Zakładając, że tempo kompakcji osadów piaszczystych i pylastych jest pomijalne w skali metrowej miąższości (Schmedemann i in., 2008), przyjęto stałą pionową porowatość zależną od lokalnego uziarnienia dla osadów holoceńskich. Objętość porów została odjęta od całkowitej objętości. Biorąc pod uwagę, że osady Morza Bałtyckiego mają głównie charakter klastyczny (Anthony i in., 2009), przyjęto kwarc jako minerał odniesienia o gęstości 2,65 g/cm³. Na podstawie danych porowatości i miąższości oraz stałej gęstości ziaren oszacowano zarówno całkowitą masę osadów holoceńskich w Bałtyku, jak i średnią roczną szybkość depozycji uśrednioną dla całego okresu.

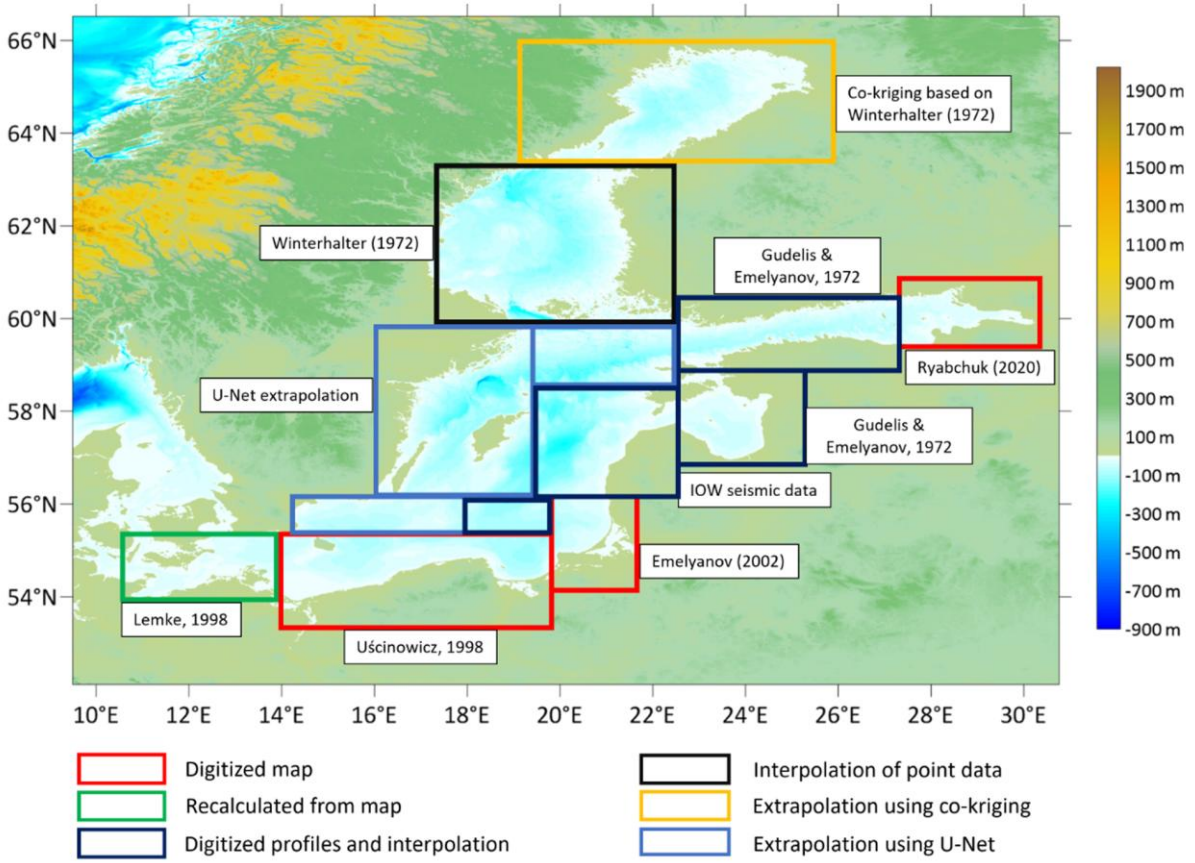
Mając wszystkie niezbędne komponenty opisane w równaniach Harffa i in., (2017), tj. eustatyczne zmiany poziomu morza (ryc. 6.), przestrzenny rozkład deformacji glacio-izostatycznej (ryc. 7.) oraz miąższość osadów holoceńskich (ryc. 8.), współczesny model $DEM_0$ został przekształcony w zestaw paleo-DEM dla Morza Bałtyckiego, odtwarzających paleogeograficzną ewolucję regionu w wysokiej rozdzielczości przestrzenno-czasowej. Miąższość osadów dla każdego kroku czasowego ($\Delta t = 500$ lat) była odejmowana od całkowitej miąższości holoceńskiej, przy założeniu stałego tempa akumulacji osadów.




*Ryc. 6. Krzywa poziomu morza dla Bałtyku na podstawie danych Waelbroecka i in., (2002) i Uścinowicza (2006).*




*Ryc. 7. Mapa współczesnej linii brzegowej oraz miąższości pokrywy lodowej podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (21 tys. lat BP), opracowana na podstawie historii obciążenia lądolodem ICE-5G (Peltier, 2004)*



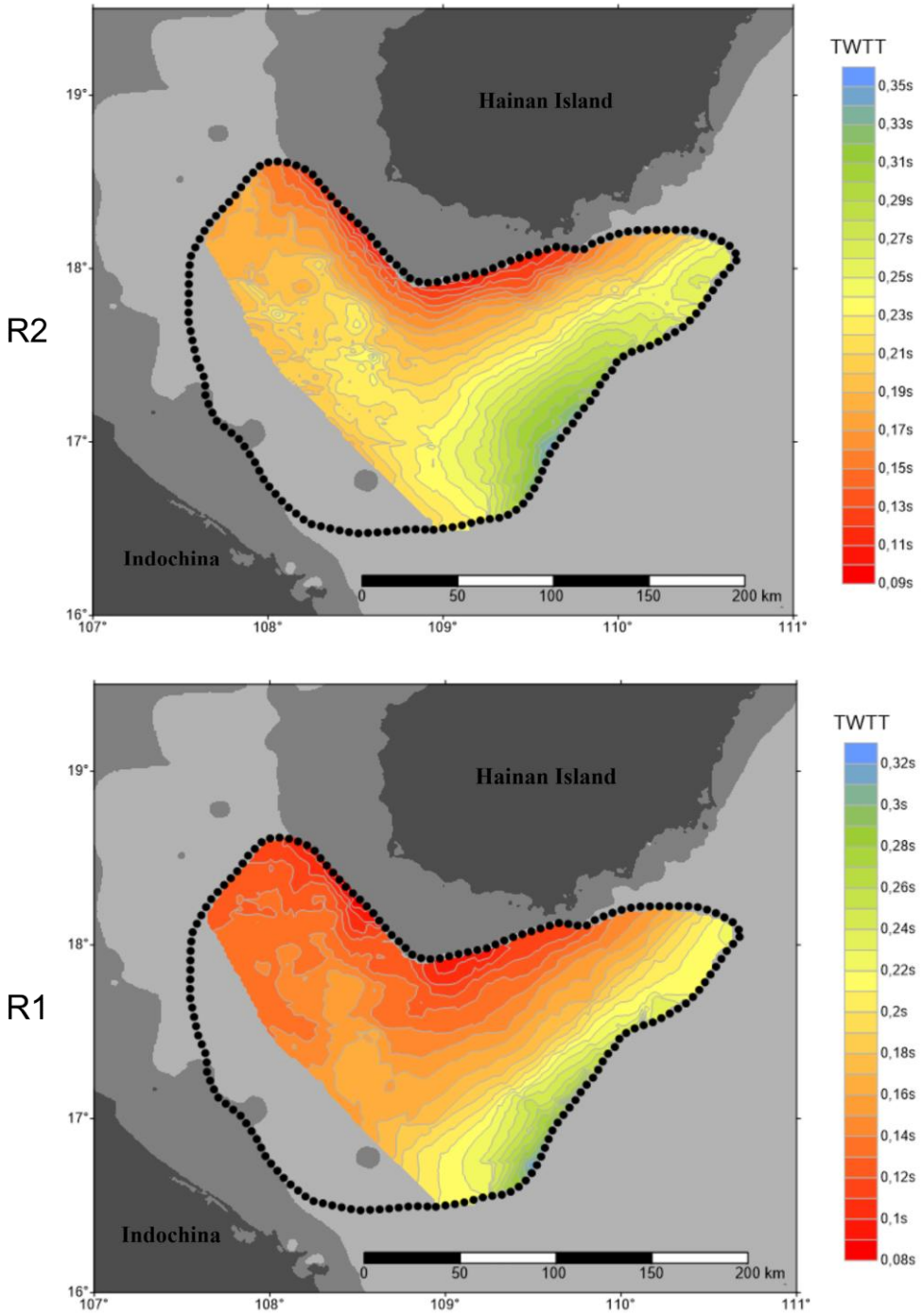

*Ryc. 8. Mapa przedstawiająca różne typy źródeł danych oraz sposób opracowania podzbiorów danych o miąższości osadów. Podzbiory te utworzono poprzez: digitalizację opublikowanych map izopachytowych osadów holoceńskich (kolor czerwony), przeliczenie miąższości na podstawie map głębokości reflektorów sejsmicznych (kolor zielony), digitalizację profili i interpolację danych (ciemnoniebieski), interpolację danych punktowych (czarny) oraz ekstrapolację z wykorzystaniem metod kokrigingu (żółty) i konwolucyjnych sieci neuronowych (jasnoniebieski).*

# 4. Wyniki

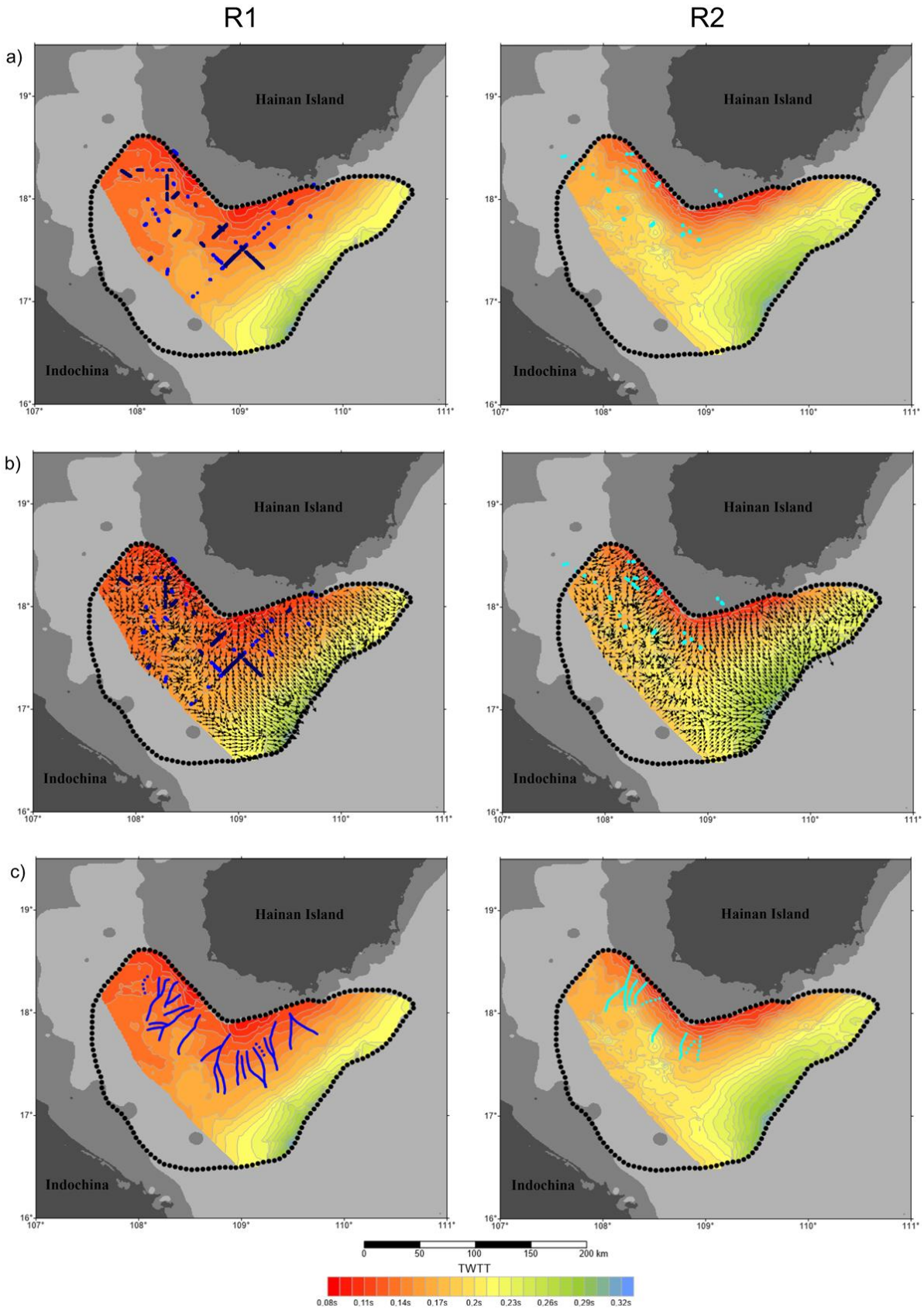
## 4.1. Model geometryczny i cechy morfologiczne Delty Hajnan

Reflektor sejsmiczny R2 jest dobrze zachowany w zapisie sejsmicznym i lokalnie jest przecinany przez wcięcia erozyjne w zachodniej części delty Hajnan. Linia wyklinowania została zidentyfikowana na południe od wyspy Hajnan, około 55 m poniżej współczesnego poziomu morza. Reflektor kontynuuje się na północ od zatoki, jednak nie obserwuje się tam struktur deltowych. Modelowana morfologia powierzchni R2 zapada ku południu od Hajnanu, a następnie zmienia kierunek na przeciwny do ruchu wskazówek zegara w stronę krawędzi szelfu (ryc. 9,). W centralnej części delty Hajnan obserwuje się dwa wklęsłe obszary, rozdzielone grzbietem. Reflektor R1 jest słabiej zachowany w zapisie sejsmicznym niż R2. Linia jego wyklinowaia znajduje się dalej na południe od wyspy i często zanika w części centralnej w wyniku erozji lub zaburzeń osadu. Morfologia powierzchni R1 nie różni się znacząco od R2. Trend nachylenia jest głównie południowo-wschodni w części wschodniej

oraz południowy w części zachodniej. Ponownie rozpoznano dwa wklęsłe obszary rozdzielone grzbietem w części centralnej, jednak ich stoki są mniej strome niż w przypadku R2, co wynika z wypełnienia obniżeń osadami deltowymi tworzącymi dwa depocentra (potwierdzone przez model miąższości). Reflektor R1 również kontynuuje się ku północy, lecz jest często zaburzony przez struktury erozyjne i w zapisie sejsmicznym nie daje się go śledzić tak jednoznacznie jak R2.

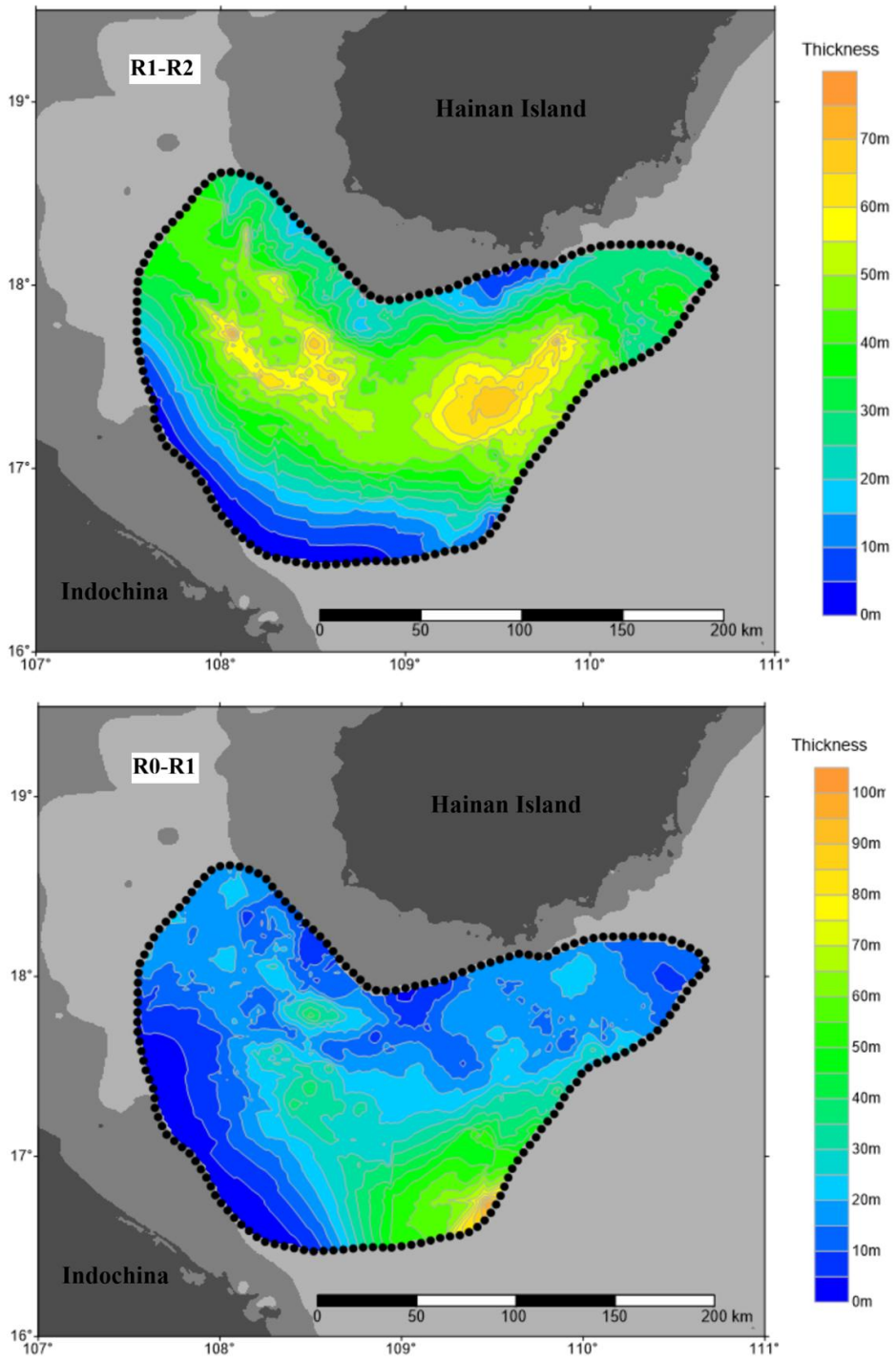



*Ryc. 9. Wymodelowane mapy morfologii reflektoroów R2 (na górze) i R1 (na dole)*




*Ryc. 10. Procedura rekonstrukcji systemów kanałów rozprowadzających: (a) naniesienie na mapy morfologii powierzchni reflektorów lokalizacji erozyjnych wcięć oraz stref zaburzeń; (b) opracowanie map wektorowych przedstawiających kierunki zapadania powierzchni; (c) łączenie punktów zgodnie z gradientem powierzchni oraz generowanie map systemów kanałów*

Doliny erozyjne mają zróżnicowane kształty, przy czym wyróżniono trzy główne typy na podstawie kształtu przekroju poprzecznego obu reflektorów. Najczęściej występują wcięcia o przekroju U-kształtnym, następnie V-kształtne oraz formy o złożonej geometrii. Wcięcia erozyjne są liczniejsze w przypadku reflektora R1 niż R2. Uzyskane mapy wskazują, że system kanałów R2 zasila zachodnie depocentrum, natomiast system R1 ma bardziej rozległy zasięg, obejmuje znaczną część obszaru szelfu i dostarcza osadów zarówno do wschodniego, jak i zachodniego depocentrum (ryc. 10.).




*Ryc. 11.Wymodelowane mapy miąższości jednostek R1-R2 (u góry) i R0-R1 (na dole)*

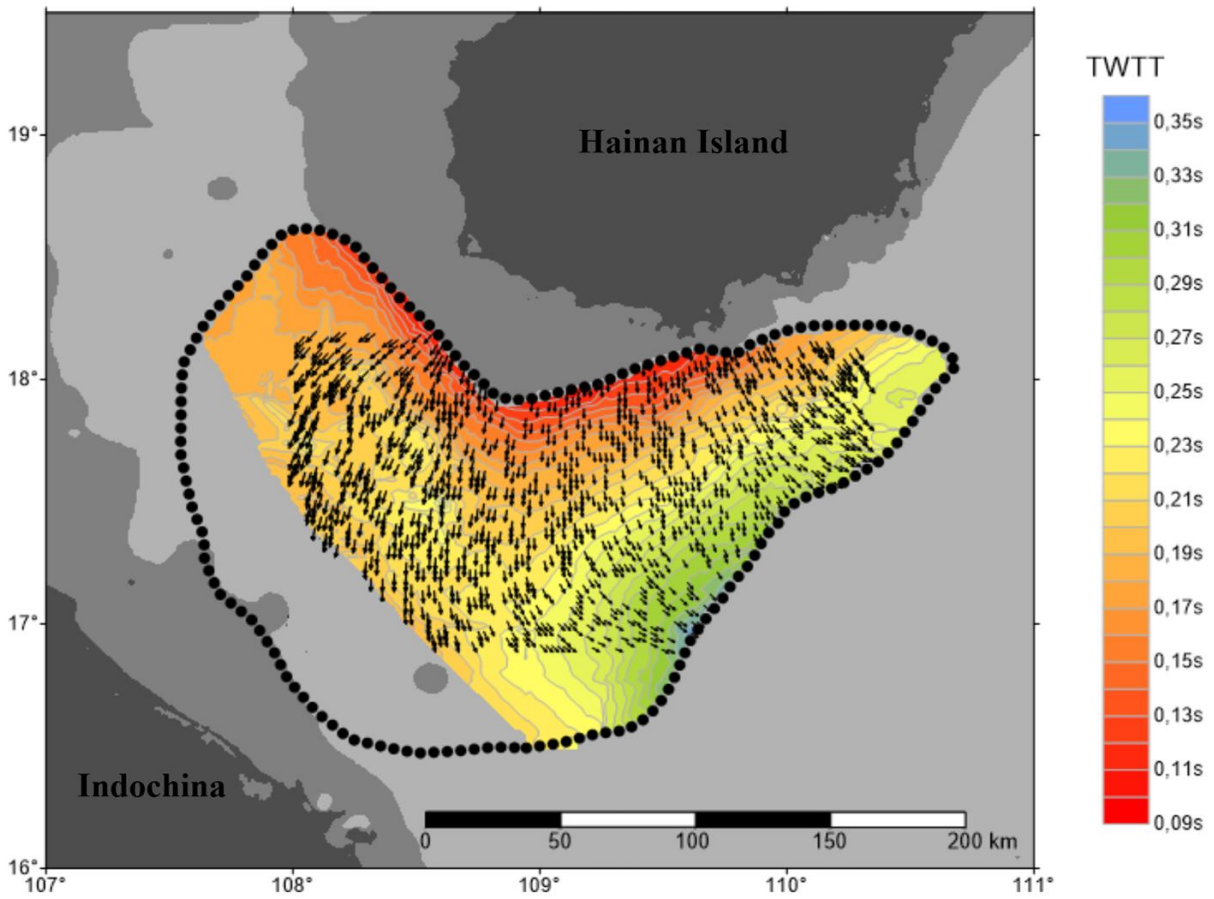
Głębokość reflektorów sejsmicznych wraz z oszacowaną prędkością rozchodzenia się fal akustycznych w osadzie pozwoliła na modelowanie miąższości zarówno jednostki R1-R2 jak i R0-R1 (ryc. 11). Charakterystyczne klinoformy deltowe występują wyłącznie w jednostce R1-R2, w przeciwieństwie do facji powyżej R1, które wykazują warstwowanie poziome. W związku z tym R1-R2 zinterpretowano jako etap deltowy (Delta Hajnan), natomiast R0-R1 jako etap post-deltowy. Interpretację tę potwierdza istotna różnica w tempie akumulacji osadów, zaobserwowana na podstawie datowań OSL rdzenia ZBW (Feng i in., 2018). Jednostka R1-R2 charakteryzuje się 5-krotnie wyższym tempem akumulacji osadów, odpowiadającym znacznej dostawie materiału, prawdopodobnie transportowanego przez system rzeczny. Po 56 tys. lat BP tempo akumulacji osadów znacząco spada, co wskazuje na gwałtowne ograniczenie zdolności transportu rzecznego.

Model miąższości R1-R2 potwierdza obecność dwóch depocentrów o miąższości osadów sięgającej do 75 m. Zakładając, że formowanie delty trwało dziewięć tysięcy lat (Feng i in., 2018), tempo akumulacji osadów w tych obszarach wynosi około 0,83 cm/rok. Miąższość delty zmniejsza się w kierunku wyspy Hajnan oraz na południe w stronę Wietnamu. Nietypowe, równomiernie rozmieszczone izolinii są wynikiem zastosowanej metody ekstrapolacji, wynikającej z braku danych w tym obszarze. Niewielki wzrost objętości osadów w części północno-wschodniej najprawdopodobniej wynika z dodatkowego, lokalnego źródła dostawy osadów rzecznych z wschodniej części Hajnanu. W zachodniej części miąższość osadów deltowych jest bardziej jednorodna. Model miąższości jednostki R0-R1 reprezentuje osady zdeponowane po uformowaniu się delty Hajnan, w okresie od 56 tys. lat BP do współczesności. Miąższość osadów wzrasta w kierunku krawędzi szelfu. Najwyższe wartości osiągają 95 m, co odpowiada tempu akumulacji osadów rzędu 0,17 cm/rok. Osady w wschodnim depocentrum są grubsze, a ich miąższość maleje liniowo w kierunku części wietnamskiej.

Mapa rzeczywistych azymutów i kątów upadu, obliczonych na podstawie upadów pozornych i następnie interpolowanych, ilustruje transport osadów oraz kierunek progradacji delty (ryc. 12). Kąty te wahają się od 0,1° na wschodzie do 0,35° na zachodzie. Wartości te rosną ku zachodowi i osiągają maksimum w pobliżu dużej doliny rzecznej widocznej w modelu DEM wyspy Hajnan. Dodatkowo azymut upadu jest równoległy do osi doliny i odpowiada jej przebiegowi. W części wschodniej azymuty stopniowo obracają się przeciwnie do ruchu wskazówek zegara w kierunku krawędzi szelfu, zgodnie z batymetrią zatoki.

Połączenie wszystkich danych umożliwiło obliczenie masy i objętości delty Hajnan. Obszar delty wyniósł 44,206 $km^2$, natomiast objętość osadu wyniosła $1515*10^9$ $m^3$. Oszacowana masa osadu suchego wyniosła $2531 \pm 177*10^9$ t, natomiast wilgotnego 3091 ±

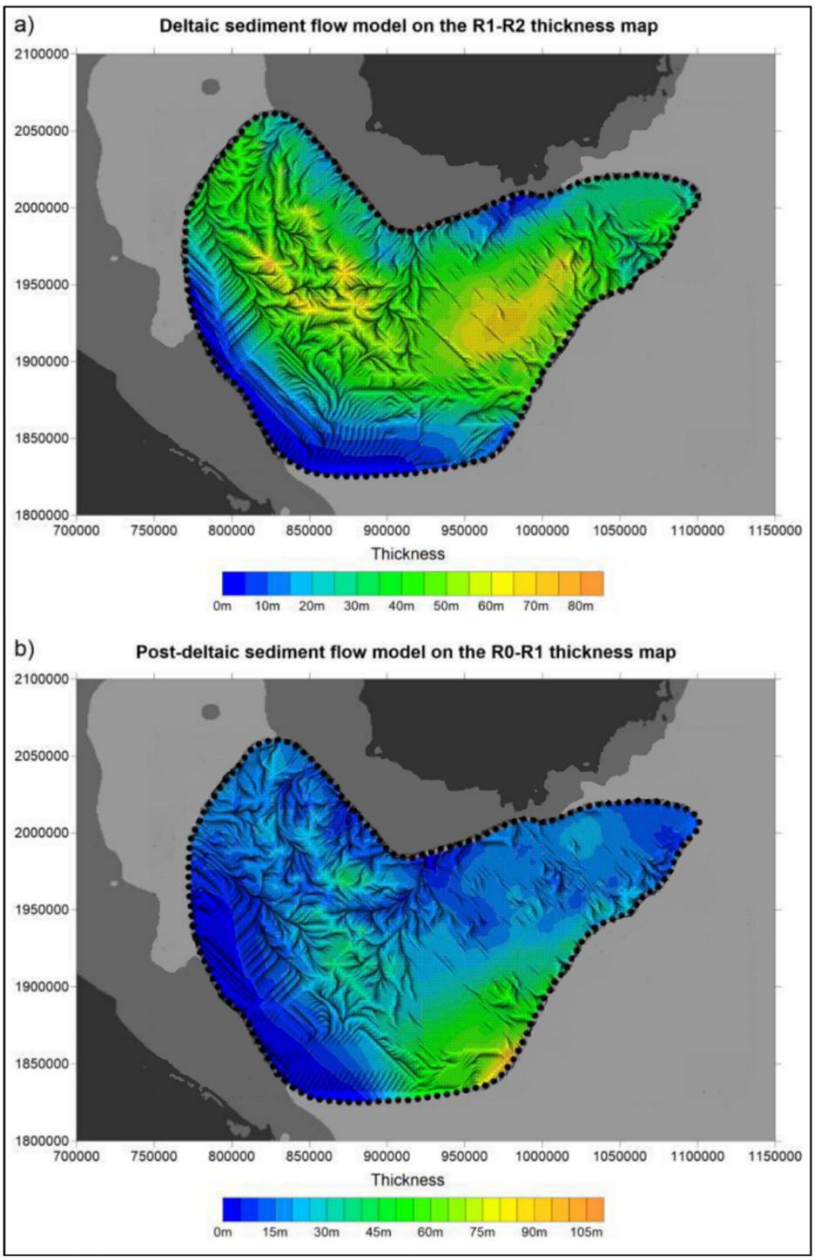
$243*10^9$ t. Roczna dostawa osadu suchego wyniosła 282 ± $20*10^6$ t/rok a wilgotnego 343 ± $27*10^6$ t/rok.




*Ryc. 12. Wyinterpolowana mapa rzeczywistych azymutów i kątów zapadania klinoform (im większa strzałka tym wyższy kąt)*

Modele przepływu (ryc. 13) reprezentują ścieżki transportu będące odzwierciedleniem akumulacji i wskazują obszary zwiększonej miąższości jednostek osadowych. Uzyskane mapy przepływu należy interpretować niezależnie od wciętych dolin, które stanowią formy erozyjne, a nie akumulacyjne. Mapa przepływu odtworzona na podstawie modelu miąższości jednostki R1-R2 wskazuje na dwa główne szlaki transportu osadów rozpoczynające się w południowej części wyspy Hajnan. Odpowiadają one dominującym kanałom transportu deltowego zasilającym dwa główne depocentra. Szlak zlokalizowany przy północno-wschodniej granicy obszaru badań sugeruje możliwy udział rzek odprowadzających materiał z południowo-wschodniej części Hajnanu. Ponadto obecność ścieżki transportu biegnącej z kierunku północno-zachodniego wskazuje na potencjalny udział paleo-Rzeki Czerwonej lub innego źródła osadów położonego na północ od Zatoki Beibu. Podobnie model przepływu oparty na mapie miąższości jednostki R0-R1 wskazuje na źródła dostawy osadów związane z Hajnanem, północno-zachodnią częścią zatoki oraz obszarem dzisiejszego Wietnamu. Jednakże ze względu na rozległe odsłonięcie szelfu podczas maksimum ostatniego zlodowacenia, które

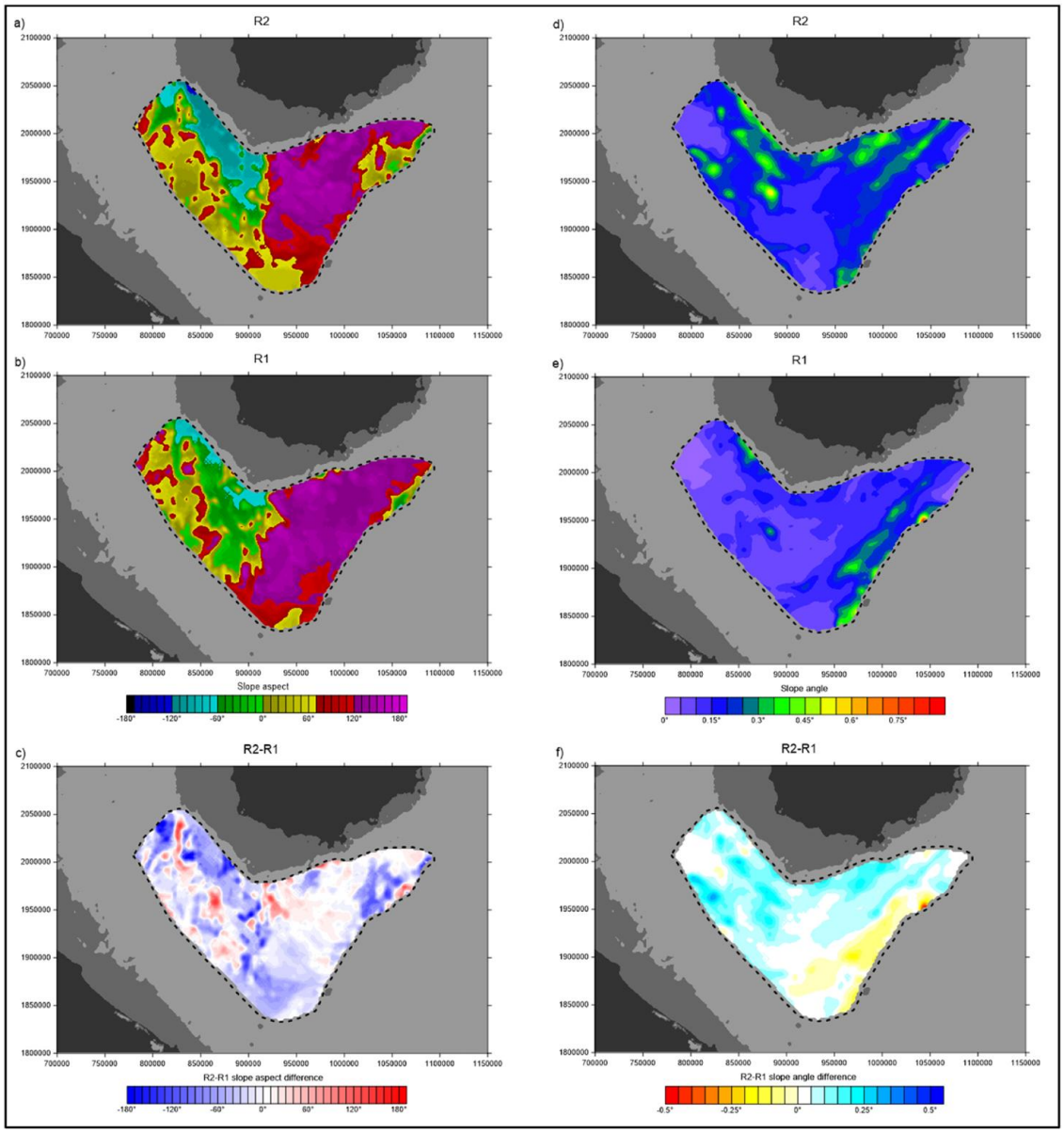
doprowadziło do intensywnej erozji osadów w płytkich częściach zatoki, mapa miąższości może zniekształcać rzeczywisty obraz transportu osadów, lokalnie obniżając wiarygodność rekonstruowanego przepływu.




*Ryc. 13. Ścieżki transportu osadów: a) model przepływu osadów deltowych na mapie miąższości jednostki R1-R2; b) model przepływu osadów post-deltowych na mapie miąższości jednostki R0-R1.*

Mapy aspektu stoków dla powierzchni R1 i R2 oraz obliczone różnice kierunków nachylenia pomiędzy poszczególnymi siatkami, opracowane na podstawie wygładzonych modeli paleobatymetrii R2 i R1 (ryc. 14.), dostarczają informacji o zmianach przebiegu krawędzi szelfu. Analiza wykazuje zmianę kierunku nachylenia stoków we wschodniej części Delty Hajnan. W pobliżu krawędzi szelfu północny odcinek powierzchni R2 nachylony był ku południu, natomiast odcinek południowy ku SSE. Po akumulacji osadów delty i wypełnieniu

wschodniego depocentrum oba odcinki zaczęły być nachylone ku południowemu wschodowi. Pomimo bardzo wysokiego tempa akumulacji osadów w zachodnim depocentrum zachowano pierwotną wklęsłość paleorzeźby, a powierzchnia dna nadal pozostawała urozmaicona. Mapa różnic nachylenia pomiędzy powierzchniami R2 i R1 wskazuje natomiast, że chociaż kąty nachylenia stoków zmniejszyły się w płytszych partiach szelfu, sama krawędź szelfu stała się bardziej stroma. Analiza ścieżek transportu osadów wskazuje na wielokierunkowe zasilanie delty, przede wszystkim z obszaru Hajnanu, ale również na mniejszą skalę z północno-zachodniej części Zatoki Beibu. Jednocześnie rozwój delty doprowadził do istotnych zmian morfologii szelfu, zwłaszcza we wschodnim depocentrum, gdzie akumulacja osadów zmieniła kierunki nachylenia stoków i przyczyniła się do zwiększenia stromości krawędzi szelfu.




*Ryc. 14. Mapy aspektu i nachylenia stoków opracowane na podstawie wygładzonych rastrów: a) aspekt powierzchni R2; b) aspekt powierzchni R1; c) różnica aspektów R2-R1; d) kąt nachylenia powierzchni R2; e) kąt nachylenia powierzchni R1; f) różnica kąta nachylenia R2-R1.*

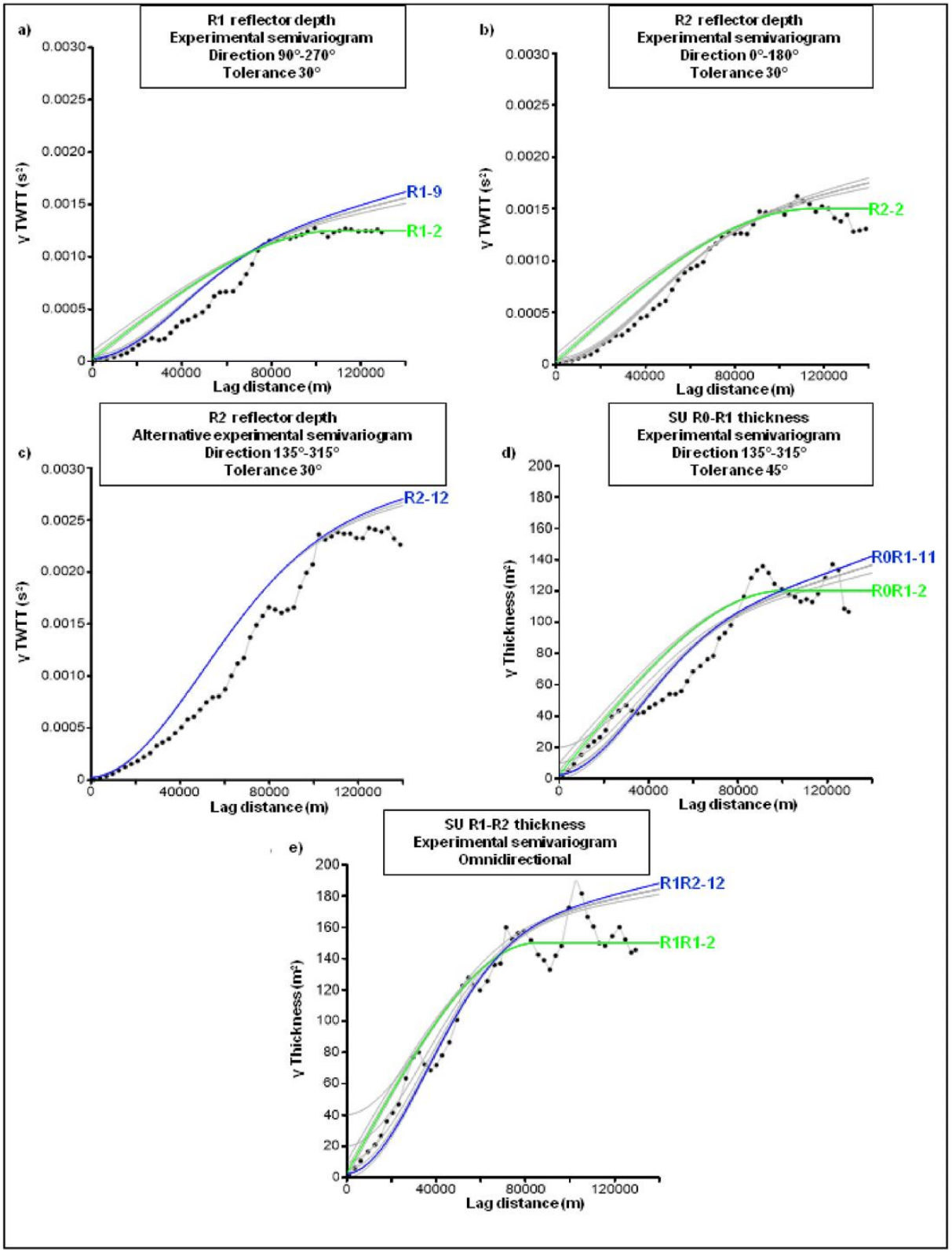
### 4.2. Optymalna technika interpolacji danych sejsmicznych z Zatoki Beibu

Komplet map zawierający wszystkie próby w wysokiej rozdzielczości dostępny jest w wersji online artykułu Miluch i in. (2022). Modelowanie morfologii powierzchni reflektora R1 obejmowało dziewięć półnadzorowanych prób interpolacji metodą krigingu: cztery z wykorzystaniem modelu sferycznego oraz pięć z zastosowaniem zagnieżdżonego modelu gaussowsko-potęgowego (ryc. 15a, Suplement A-B). Mapa oparta na czystym modelu sferycznym (R1-1) wykazywała liczne artefakty o kształcie krzyża, które obniżały wiarygodność modelu i wymagały zastosowania efektu samorodkowego w celu usunięcia niepożądanych struktur. W związku z tym wygenerowano trzy kolejne mapy oparte na modelu sferycznym, ze stopniowo zwiększaną wartością parametru samorodka (R1-2, R1-3 i R1-4). Mapa oparta na czystym zagnieżdżonym modelu (R1-5) wykazywała jeszcze więcej artefaktów niż model R1-1. Dlatego, podobnie jak w przypadku modelu sferycznego, przeanalizowano wpływ stopniowego zwiększania efektu samorodkowego (R1-6 i R1-7). Ponieważ obie mapy różniły się jedynie nieznacznie pod względem wizualnym, a wariancja krigingu rosła wraz ze wzrostem wartości samorodka, dalsze zwiększanie tego parametru uznano za nieuzasadnione. Następnie zbadano wpływ parametru potęgowego (*power*). Ponieważ najmniejsza wartość efektu samorodkowego okazała się najbardziej odpowiednia, w modelu R1-6 zmodyfikowano ten parametr do wartości 1,1 (R1-8) oraz 1,3 (R1-9), aby ocenić jego wpływ na wyniki modelowania. Warto podkreślić, że mimo niemal identycznego wyglądu map morfologii powierzchni, oszacowania wariancji krigingu dla modeli opartych na zagnieżdżonym modelu charakteryzowały się znacznie niższymi wartościami niż modele sferyczne. Najniższą możliwą wariancję uzyskano dla modelu R1-9.

Modelowanie morfologii powierzchni reflektora R2 wymagało wykonania dwunastu prób interpolacji metodą krigingu: czterech z wykorzystaniem modelu sferycznego oraz ośmiu opartych na modelu zagnieżdżonym (ryc. 15b-c, Suplement C-D), skonstruowanych na podstawie dwóch różnych kierunkowych semiwariogramów eksperymentalnych. Podobnie jak w przypadku modelowania powierzchni R1, cztery pierwsze warianty obejmowały zastosowanie modelu sferycznego (R2-1) oraz stopniowe zwiększanie wartości efektu samorodkowego (R2-2, R2-3 i R2-4). W modelu R2-1 zastosowano czysty model sferyczny, w związku z czym na mapie morfologii nadal widoczne były artefakty o kształcie krzyża, występujące w tych samych lokalizacjach co w modelu R1-1. Zwiększanie wartości efektu samorodkowego powodowało jedynie nieznaczne zmiany przebiegu izolinii, dlatego po odrzuceniu modelu R2-1 za najbardziej wiarygodny wariant oparty na modelu sferycznym uznano R2-2, charakteryzujący się minimalną wartością efektu samorodkowego i w związku z

tym najniższą wariancją krigingu. Jednak wyniki modelowania powierzchni R1 wskazywały, że zastosowanie zagnieżdżonego modelu gaussowskiego-potęgowego może ograniczyć wariancję krigingu bez istotnego wpływu na kształt mapy. Z tego względu analogiczną procedurę zastosowano dla danych morfologii powierzchni R2. Najpierw wygenerowano model oparty wyłącznie na kombinacji modeli gaussowskiego i potęgowego (R2-5), a następnie stopniowo zwiększano wartość efektu samorodkowego (R2-6, R2-7 i R2-8). Analiza wykazała, że minimalna wartość była wystarczająca do eliminacji artefaktów sejsmicznych. Modyfikacja parametru potęgowego wpływała na średnią wariancję krigingu: zwiększała się ona przy wartości 1,1 (R2-8), natomiast malała przy wartości 1,3 (R2-9). Chociaż uzyskane mapy były niemal identyczne wizualnie w porównaniu z modelami R2-2, R2-3 i R2-4, średnie wartości wariancji krigingu pozostawały na podobnym poziomie pomimo zastosowania odmiennego modelu interpolacyjnego. W celu dalszego ograniczenia wariancji krigingu przetestowano kolejny semiwariogram eksperymentalny, charakteryzujący się większym zasięgiem. Ponieważ modele zagnieżdżone z minimalnym efektem samorodkowym wykazały większą wiarygodność niż modele sferyczne, do dalszych analiz wykorzystano wyłącznie model zagnieżdżony dopasowany do nowego semiwariogramu. Połączenie zwiększonych wartości progu (*sill*) i zasięgu (*range*) modelu Gaussa, zachowania parametrów potęgowych (odpowiednio 1,2; 1,1 i 1,3) oraz zwiększonego zasięgu modelu potęgowego przy minimalnej wartości efektu samorodkowego pozwoliło uzyskać bardziej wiarygodne wyniki pod względem wariancji krigingu (R2-10, R2-11 i R2-12). Poprzednie testy wykazały bowiem, że zwiększanie wartości efektu samorodkowego ponad minimum prowadziło jedynie do niepotrzebnego wzrostu wariancji krigingu. Podobnie jak w procedurze modelowania powierzchni R1, zwiększenie wartości parametru potęgowego skutkowało zmniejszeniem średniej wariancji krigingu. Podsumowując, zwiększenie parametrów progu i zasięgu miało niewielki wpływ na kształt izolinii, a jednocześnie skutecznie obniżało średnią wariancję krigingu. Najbardziej wiarygodnym modelem, charakteryzującym się najniższą średnią wariancją, okazał się model R2-12.

Generowanie modeli miąższości było zasadniczo bardziej wymagające niż modelowanie powierzchni reflektorów, głównie z powodu występowania strefy ekstrapolacji. W każdej mapie strefa ta była zlokalizowana pomiędzy obszarem objętym profilowaniem sejsmicznym na północnym wschodzie a punktami o wartości 0 m położonymi w południowo-zachodniej części Zatoki Beibu. Włączenie tego obszaru do większego zbioru danych wymagało jego zamodelowania, co skutkowało wzrostem średniej wariancji krigingu oraz utrudniało dobór odpowiednich parametrów modelu.




*Ryc. 15. Semiwariogramy eksperymentalne wykorzystane w badaniu oraz zastosowane modele krigingu. Modele sferyczne o najwyższej wiarygodności zaznaczono kolorem zielonym, natomiast modele zagnieżdżone o najwyższej wiarygodności kolorem niebieskim. Kolor szary odpowiada pozostałym testowanym modelom: a) eksperymentalny semiwariogram głębokości reflektora R1; b) eksperymentalny semiwariogram głębokości reflektora R2; c) alternatywny eksperymentalny semiwariogram głębokości reflektora R2; d) eksperymentalny semiwariogram miąższości jednostki R0-R1; e) eksperymentalny semiwariogram miąższości jednostki R1-R2.*

W celu wygenerowania mapy miąższości jednostki R0-R1 (serii post-deltowej) wykonano łącznie dwanaście modeli: cztery z wykorzystaniem modelu sferycznego z efektem samorodkowym oraz osiem opartych na modelu zagnieżdżonym (ryc. 15e, Suplement E-F). Model sferyczny został dopasowany do eksperymentalnego semiwariogramu (R0R1-1), a następnie analizowano wpływ stopniowego zwiększania wartości efektu samorodkowego (R0R1-2, R0R1-3 i R0R1-4). Po wykluczeniu modelu R0R1-1, w którym występowały wcześniej opisane artefakty, pozostałe modele sferyczne wykazały, że niewielka wartość efektu samorodkowego skutecznie redukuje artefakty sejsmiczne. Dalsze zwiększanie tego parametru okazało się zatem nieuzasadnione. W przeciwieństwie do modeli morfologii powierzchni, zastosowanie modelu zagnieżdżonego wpływało na kształt map w porównaniu z modelami opartymi na semiwariogramie sferycznym. Modelowanie rozpoczęto od wariantu bez efektu samorodkowego (R0R1-5), a następnie stopniowo zwiększano jego wartość do stosunkowo wysokich poziomów (R0R1-6, R0R1-7, R0R1-8 i R0R1-9). Powodem zastosowania tak wysokich wartości efektu samorodkowego było występowanie artefaktów o kształcie kolców, widocznych na izolinii w strefie ekstrapolacji. Artefakty tego typu pojawiały się również w modelach sferycznych, jednak były znacznie mniej wyraźne. W modelach zagnieżdżonych zwiększenie wartości efektu samorodkowego do 20 m² powodowało wygładzenie izolinii, lecz nie prowadziło do całkowitej eliminacji artefaktów. Z drugiej strony zastosowanie modelu zagnieżdżonego pozwoliło na istotne zmniejszenie wariancji krigingu. Ponieważ artefakty występowały we wszystkich modelach zagnieżdżonych, za najbardziej udany spośród nich uznano model R0R1-6. W kolejnych wariantach (R0R1-10 i R0R1-11) zmieniono wartość parametru potęgowego z 1,2 odpowiednio na 1,1 i 1,3. Model R0R1-11 zapewnił nieco lepszy efekt wizualny niż R0R1-7 oraz charakteryzował się nieco niższą wariancją. Natomiast zwiększenie efektu samorodkowego dwukrotnie przy zachowaniu wartości parametru potęgowego równej 1,3 (R0R1-12) nie przyniosło satysfakcjonujących rezultatów i skutkowało wzrostem niepewności modelu. Ostatecznie, biorąc pod uwagę jakość wizualną mapy, za najbardziej wiarygodny uznano model R0R1-2. Natomiast pod względem wartości wariancji krigingu najwyższą wiarygodnością charakteryzował się model R0R1-11.

Tworzenie modelu miąższości jednostki R1-R2 (serii deltowej) było jeszcze bardziej wymagające i obejmowało 12 prób interpolacji metodą krigingu: 4 z wykorzystaniem modelu sferycznego z efektem samorodka oraz 8 z wykorzystaniem modelu zagnieżdżonego (ryc. 15d, Suplement G-H). We wszystkich przypadkach parametry modeli ustalono na podstawie semiwariogramu wszechkierunkowego. Podobnie jak w przypadku interpolacji miąższości jednostki R0-R1, cztery warianty modelowania obejmowały zastosowanie modelu sferycznego

(R1R2-1) oraz stopniowe zwiększanie wartości efektu samorodkowego (R1R2-2, R1R2-3 i R1R2-4). Analogicznie do modeli serii post-deltowej, wszystkie artefakty występujące pomiędzy liniami sejsmicznymi zostały zredukowane dzięki zastosowaniu niewielkiej wartości efektu samorodka. Jednak niezależnie od dalszego zwiększania tej wartości (co jednocześnie powodowało wzrost wariancji krigingu), uzyskiwane mapy pozostawały niemal identyczne, zachowując również nieregularne izolinie w strefie ekstrapolacji. Utworzenie ośmiu map miąższości opartych na zagnieżdżonym modelu gaussowsko-potęgowym doprowadziło do nasilenia artefaktów w strefie ekstrapolowanej. Generowanie czystego modelu gaussowsko-potęgowego (R1R2-5) było następnie kontynuowane poprzez stopniowe zwiększanie efektu samorodkowego (R1R2-6, R1R2-7, R1R2-8, R1R2-9 i R1R2-10). Niewielka wartość tego parametru była niezbędna do usunięcia artefaktów o kształcie krzyża w obrębie wschodniej części delty. Jednak nawet po zwiększeniu efektu do wartości 40 m², artefakty w strefie ekstrapolowanej nie zostały całkowicie wyeliminowane, a jedynie zmniejszyły swoje rozmiary. Dalsze zwiększanie wartości zostało zaniechane, ponieważ ciągły wzrost wariancji krigingu prowadziłby do obniżenia wiarygodności uzyskanych modeli. Wpływ parametru potęgowego analizowano na podstawie modelu R1R2-6. Zmiana jego wartości z 1,2 na 1,1 (R1R2-11) oraz 1,3 (R1R2-12) przyniosła rezultaty porównywalne z uzyskanymi dla modeli serii post-deltowej. Oba modele charakteryzowały się nieco mniejszymi artefaktami, jednak uzyskany efekt nadal nie był w pełni satysfakcjonujący.

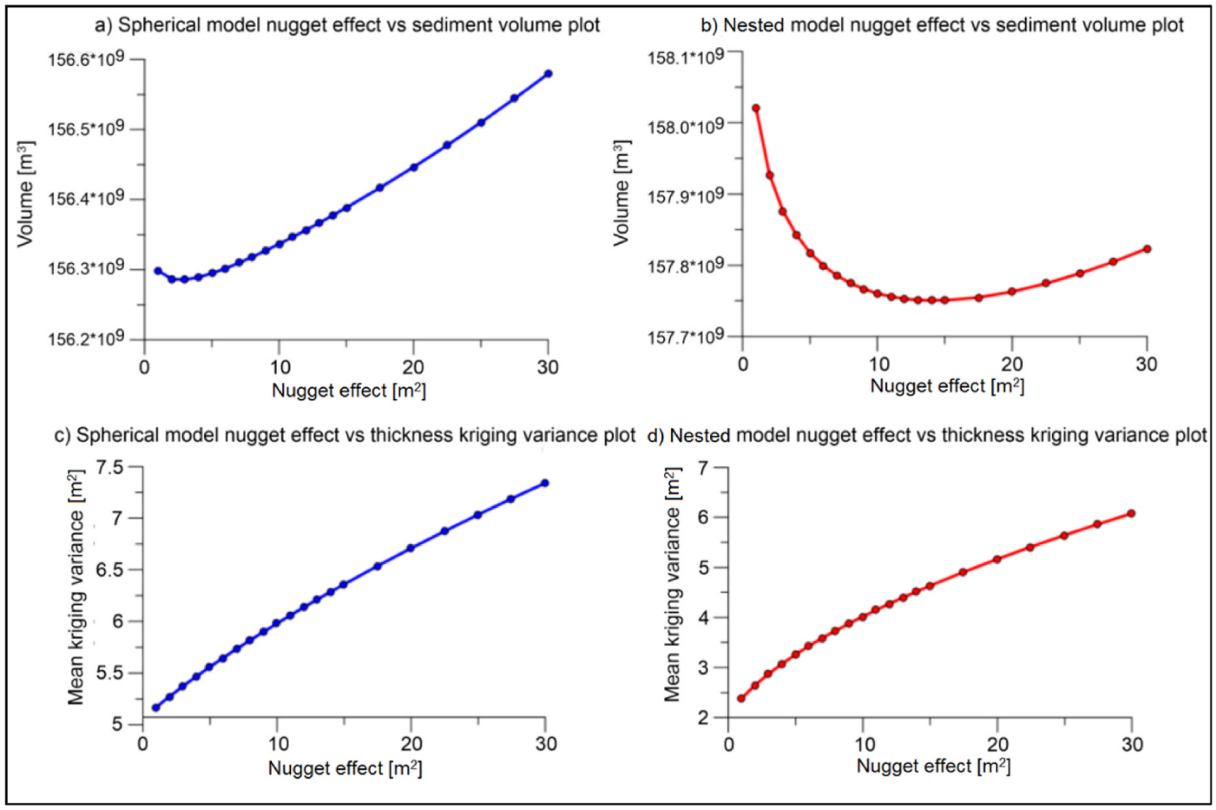
Analizę reszt przeprowadzono dla: R1-2, R1-9, R2-2, R2-12, R0R1-2, R0R1-11, R1R2-2 oraz R1R2-12, które reprezentowały mapy o najwyższej wiarygodności uzyskane odpowiednio przy zastosowaniu modeli sferycznych i zagnieżdżonych (Suplement I). Bezwzględna suma reszt dla zbioru R1, obejmującego 257 567 punktów, była w przypadku modelu zagnieżdżonego o 6,6% wyższa niż dla modelu sferycznego (89 506 m wobec 83 926 m). Podobnie dla zbioru R2, liczącego 417 676 punktów, suma reszt uzyskana przy zastosowaniu modelu zagnieżdżonego była również o 6,6% wyższa (155 695 m wobec 146 026 m). Oznacza to, że różnice pomiędzy mapami morfologii powierzchni wygenerowanymi przy użyciu modeli sferycznych i zagnieżdżonych były niewielkie z punktu widzenia analizy reszt. Natomiast mapy miąższości osadów utworzone przy użyciu modelu sferycznego wykazały wyraźnie lepsze dopasowanie do danych (*goodness-of-fit*) niż modele zagnieżdżone. Dla zbioru miąższości R0-R1, obejmującego 244 379 punktów, bezwzględna suma reszt uzyskana dla modelu zagnieżdżonego była o 18,7% wyższa niż dla modelu sferycznego (109 699 m wobec 92 453 m). Podobnie w przypadku zbioru R1-R2, liczącego 252 994 punkty, interpolacja z wykorzystaniem modelu zagnieżdżonego dała bezwzględną sumę reszt o 13,1% wyższą niż

model sferyczny (140 190 m wobec 123 998 m). Podsumowując, choć modele zagnieżdżone często zapewniały niższą wariancję krigingu, analiza reszt wykazała, że dla modeli miąższości osadów lepsze dopasowanie do danych obserwowanych uzyskano przy zastosowaniu modeli sferycznych, podczas gdy dla powierzchni morfologicznych (R1 i R2) różnice między obiema metodami były niewielkie.

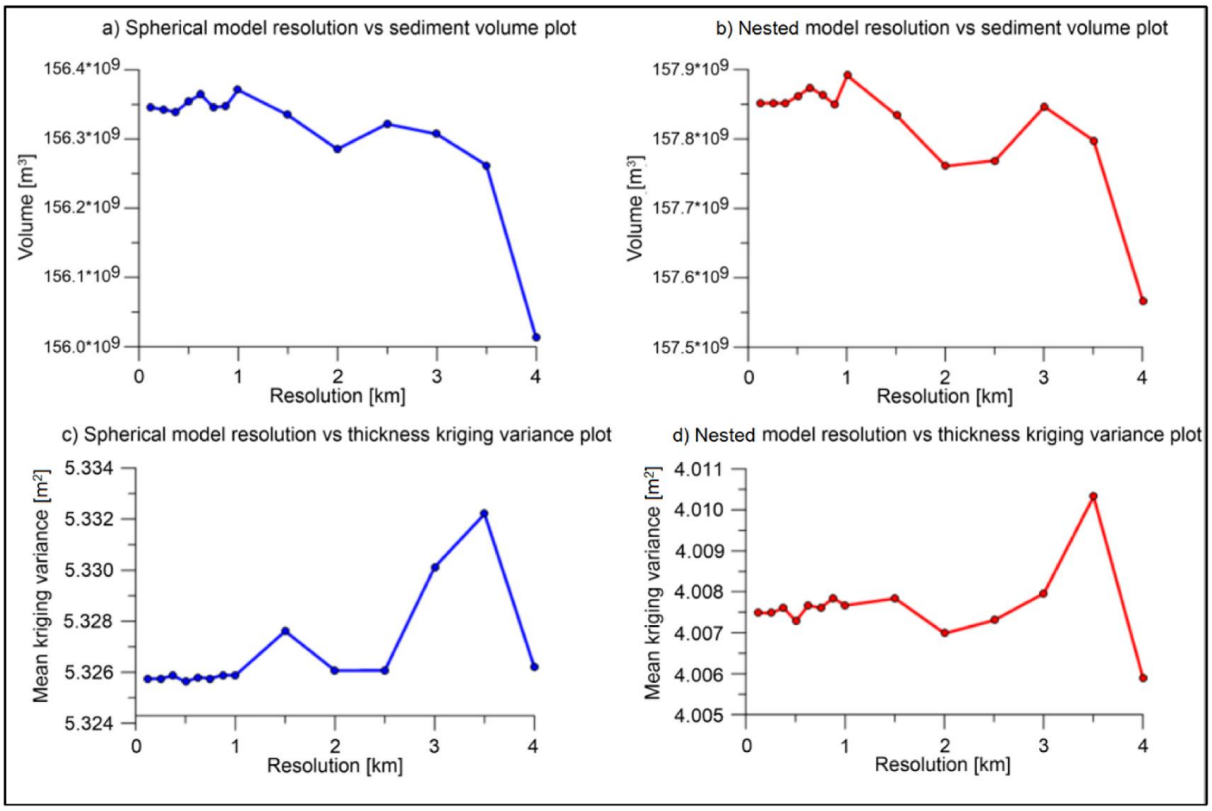
Większość profili charakteryzowała się stosunkowo niskimi wartościami reszt. Wartości skrajne występowały głównie na końcach profili oraz w miejscach ich przecięć, co było związane z różnicami w głębokości położenia reflektorów. Największe różnice pomiędzy resztami uzyskanymi dla modeli sferycznych i zagnieżdżonych były widoczne w zachodniej części delty, na obszarze nakładania się dwóch zestawów danych sejsmicznych. W przestrzeniach pomiędzy profilami model sferyczny generował na ogół niższe wartości reszt w północnej części każdej przestrzeni międzyprofilowej, natomiast wyższe wartości w jej części południowej. Warto podkreślić, że opisane różnice były praktycznie niewidoczne na końcowych modelach morfologii powierzchni i miąższości osadów. Analiza wariancji krigingu wykazała, że model zagnieżdżony zapewniał znacznie niższe wartości wariancji w obszarach oddalonych od linii sejsmicznych w porównaniu z modelem sferycznym. Wartości wariancji położone bezpośrednio na profilach sejsmicznych, pokrywające się z punktami pomiarowymi, wykazywały niemal identyczne wartości dla modeli powierzchni reflektorów, natomiast dla modeli miąższości wartości te były wyraźnie niższe w przypadku modelu zagnieżdżonego. Podobne zależności ujawniła procedura walidacji krzyżowej. Średnia bezwzględna suma reszt uzyskana dla wydzielonych podzbiorów danych była niemal dwukrotnie większa w przypadku modeli zagnieżdżonych niż modeli sferycznych. Modele zagnieżdżone skuteczniej redukowały wariancję krigingu, szczególnie w obszarach oddalonych od danych pomiarowych, jednak zarówno analiza reszt, jak i walidacja krzyżowa wskazują, że modele sferyczne zapewniały lepsze dopasowanie do danych rzeczywistych i wyższą zdolność predykcyjną.

Porównanie kolejnych wariantów siatki miąższości osadów jednostki R1-R2 umożliwiło ocenę wpływu poszczególnych parametrów modelowania na obliczenia miąższości osadów deltowych (Suplement J). W przypadku zastosowania algorytmu cut & fill mapy oparte na modelu sferycznym dawały nieco niższe oszacowania objętości osadów niż mapy wygenerowane przy użyciu modelu zagnieżdżonego (ryc. 16). Interpolacja z wykorzystaniem modelu zagnieżdżonego prowadziła średnio do oszacowania objętości osadów większego o 14 $\times 10^9$ m³ (około 0,9%) oraz do uzyskania średniej wariancji krigingu mniejszej o 1,95 m² (około 46,7%) w porównaniu z modelem sferycznym. Przedstawienie zależności między stopniowo zmniejszaną rozdzielczością siatki a obliczoną objętością i wariancją wykazało znaczną

zmienność wyników (ryc. 17). Wykresy zależności rozdzielczość-objętość charakteryzują się ogólnie malejącym trendem, przy jednoczesnym występowaniu niewielkich wahań w zakresie rozdzielczości od 0,125 do 1 km oraz od 1 do 4 km. Najniższe wartości objętości uzyskano przy zastosowaniu komórki siatki o wielkości 3,5 km. Podobne fluktuacje zaobserwowano na wykresach zależności rozdzielczość-wariancja. W przypadku modelu sferycznego wariancja wykazywała tendencję wzrostową, natomiast dla modelu zagnieżdżonego pozostawała względnie stabilna. Najwyższe wartości wariancji odnotowano również dla rozdzielczości 3,5 km. Średnio zastosowanie modelu zagnieżdżonego skutkowało oszacowaniem objętości większym o około $15 \times 10^9$ m³ (około 1%) oraz obniżeniem wariancji krigingu o 1,3 m² (około 32,9%) względem modelu sferycznego. Podsumowując, model zagnieżdżony konsekwentnie prowadził do nieco większych oszacowań objętości osadów oraz wyraźnie niższej wariancji krigingu, jednak różnice w objętości były niewielkie (około 1%), co wskazuje, że wybór modelu semiwariogramu miał znacznie większy wpływ na ocenę niepewności niż na sam wynik obliczeń objętościowych.




*Ryc. 16. Wykresy przedstawiające wpływ efektu samorodkowego na objętość osadów oraz wariancję krigingu: a) zależność między wartością efektu samorodkowego a objętością osadów dla modelu sferycznego; b) zależność między wartością efektu samorodkowego a objętością osadów dla modelu zagnieżdżonego; c) zależność między wartością efektu samorodkowego a wariancją krigingu miąższości dla modelu sferycznego; d) zależność między wartością efektu samorodkowego a wariancją krigingu miąższości dla modelu zagnieżdżonego. Mapy oparte na modelu sferycznym charakteryzują się nieco mniejszymi oszacowaniami objętości osadów oraz na ogół wyższymi wartościami średniej wariancji krigingu w porównaniu z mapami opracowanymi przy użyciu modeli zagnieżdżonych. Wzrost wartości efektu samorodkowego wykazuje ujemną korelację z objętością osadów w zakresie 1–2 m², natomiast dodatnią korelację w przedziałach 2–30 m² dla modeli sferycznych oraz 1–14 m² dla modeli złożonych.*

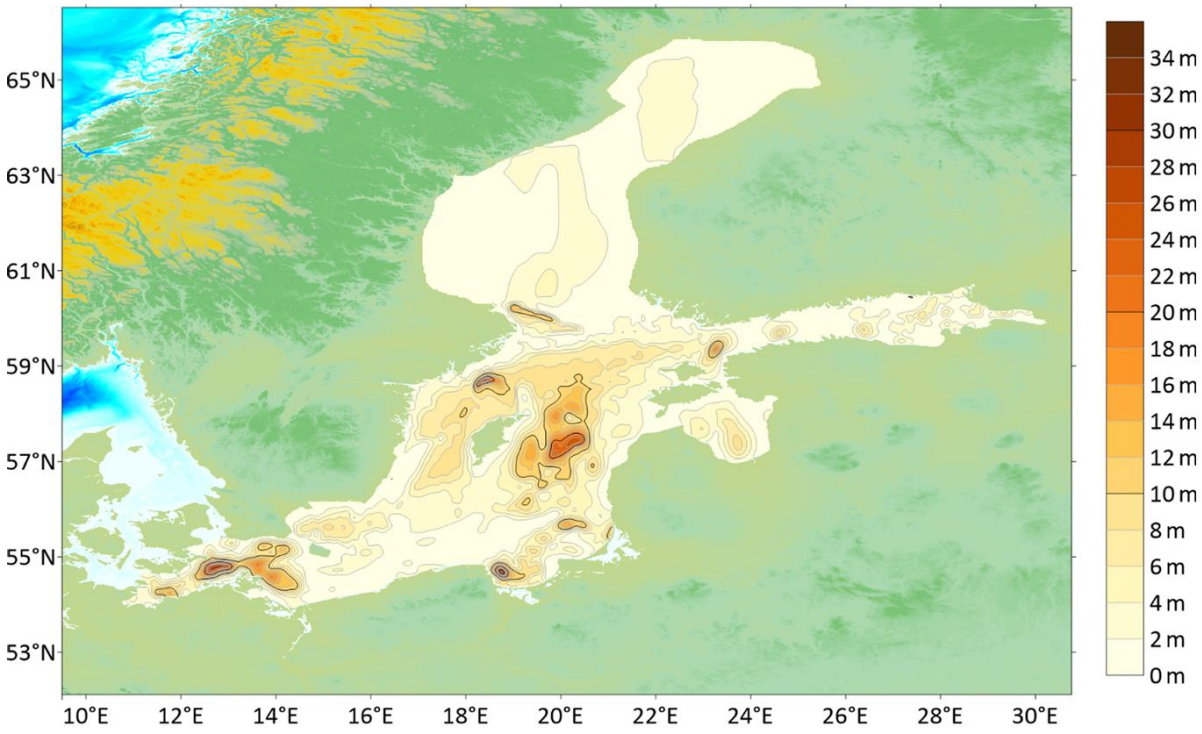



*Ryc. 17. Wykresy przedstawiające wpływ rozdzielczości siatki na objętość osadów oraz wariancję krigingu: a) zależność między rozdzielczością siatki a objętością osadów dla modelu sferycznego; b) zależność między rozdzielczością siatki a objętością osadów dla modelu zagnieżdżonego; c) zależność między rozdzielczością siatki a wariancją krigingu miąższości dla modelu sferycznego; d) zależność między rozdzielczością siatki a wariancją krigingu miąższości dla modelu zagnieżdżonego. Zwiększanie rozmiaru komórki siatki na ogół prowadzi do obniżenia oszacowanej objętości osadów, jednak widoczne są również niewielkie fluktuacje związane z obecnością mikroartefaktów. Podobne wahania obserwuje się w przypadku zależności między rozdzielczością siatki a wariancją krigingu. Mimo tych lokalnych odchyleń ogólny trend jest lekko rosnący dla modeli sferycznych, natomiast pozostaje niemal stabilny dla modeli złożonych.*

### 4.3. Paleogeograficzna ewolucja Morza Bałtyckiego w holocenie

Najbardziej wymagającym czasowo etapem przygotowania danych było utworzenie regionalnego modelu miąższości holocenu, która wymagała integracji ośmiu lokalnych zestawów danych oraz dwóch metod ekstrapolacji. Na południowym i środkowym Bałtyku zidentyfikowano kilka obszarów charakteryzujących się dużą miąższością osadów, odpowiadających zagłębieniom głównych basenów, takich jak Basen Arkoński, Basen Bornholmski oraz Wschodni i Zachodni Basen Gotlandzki. Chociaż strefy wzmożonej akumulacji osadów występują zazwyczaj w głębszych częściach basenów, również niektóre płytsze obszary przybrzeżne zawierają lokalne nagromadzenia osadów o miąższości przekraczającej 20 m. Dotyczy to między innymi centralnych części Zatoki Fińskiej, Zatoki Ryskiej (gdzie rozmieszczenie osadów jest związane z lokalną morfologią dna; Jakobsson i in., 2019) oraz Basenu Gdańskiego. Znaczna miąższość osadów holoceńskich w Basenie Gdańskim

jest związana z rozwojem Półwyspu Helskiego, którego powstanie było kontrolowane przez wzdłużbrzegowy transport osadów (Uścinowicz, 2022). W przeciwieństwie do południowej części Morza Bałtyckiego, osady holoceńskie w północnym Bałtyku są stosunkowo cienkie i zazwyczaj nie przekraczają 6 m miąższości. Cecha ta jest prawdopodobnie związana z trwającym wynoszeniem glacjoizostatycznym, które prowadzi do stopniowego zmniejszania przestrzeni akomodacyjnej (Varela, 2015) w obrębie Morza Botnickiego i Zatoki Botnickiej. Charakter podłoża dna morskiego w północnym Bałtyku potwierdza występowanie iłów glacjalnych, kompleksów twardego dna oraz wychodni skał podłoża skalnego, przykrytych jedynie cienką warstwą holoceńskich piasków i żwirów (Kaskela i in., 2012). Rozmieszczenie osadów holoceńskich w Morzu Bałtyckim jest silnie zróżnicowane przestrzennie. Największa akumulacja osadów występuje w głębokich basenach południowego i środkowego Bałtyku, natomiast północna część akwenu cechuje się niewielką miąższością osadów, co odzwierciedla dominujący wpływ procesów glacjoizostatycznych oraz ograniczoną przestrzeń dla akumulacji (ryc. 18.).



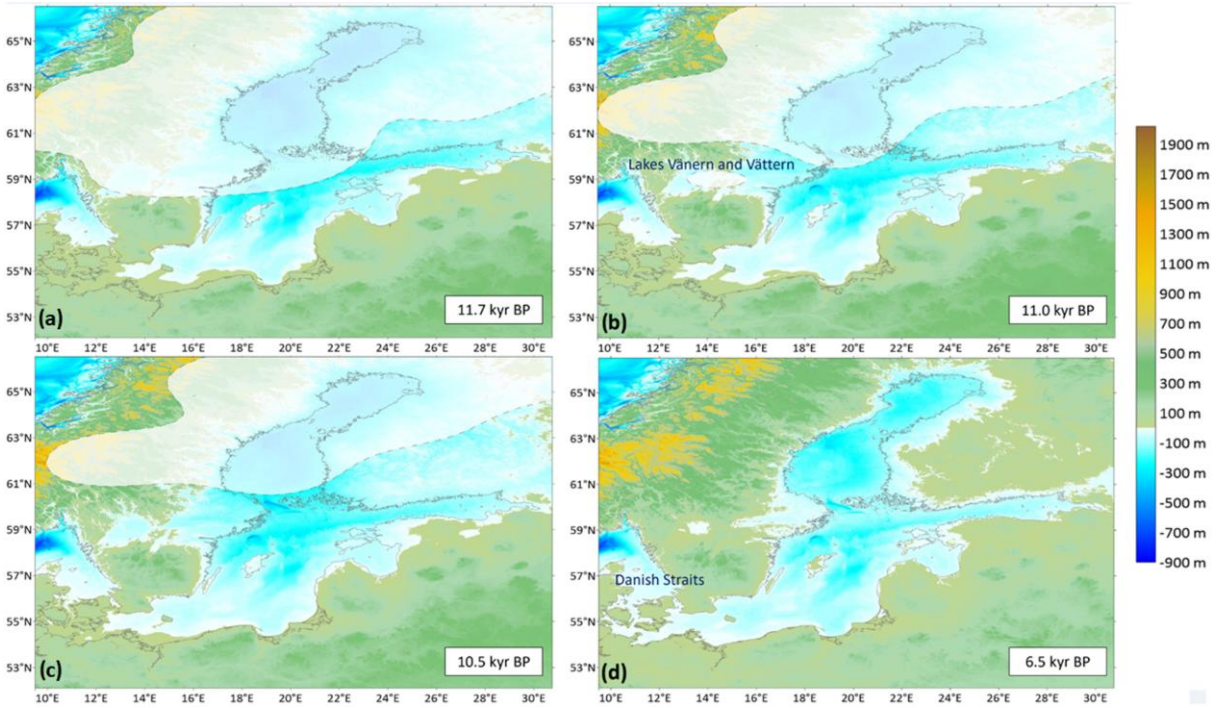

*Ryc. 18. Regionalny model miąższości holocenu powstały wskutek syntezy 8 podzestawów danych i 2 metod ekstrapolacji*

Objętość osadów obliczona metodami: reguły trapezów, reguły Simpsona oraz reguły 3/8 Simpsona dała niemal identyczne wyniki (różnice < 0,001%). Łączna objętość osadów holoceńskich wyniosła $1{,}372 \times 10^{12}$ m³. Po uwzględnieniu porowatości osadów uzyskano tzw. objętość przy zerowej porowatości, wynoszącą $5{,}07 \times 10^{11}$ m³, co odpowiada całkowitej masie osadów holoceńskich rzędu $1{,}34 \times 10^{12}$ ton oraz średniemu rocznemu tempu akumulacji 1,15 ×

$10^8$ t/rok (uśrednionemu dla okresu 11 700 lat) w Morzu Bałtyckim. Możliwe źródła niepewności w szacunkach obejmują m.in. porowatość, gęstość ziaren, pionową kompakcję osadów oraz niejednoznaczną granicę między osadami późnego plejstocenu a wczesnego holocenu w profilach sejsmicznych. Odchylenie standardowe porowatości (σ) wynosi około 0,15, zgodnie z analizami próbek osadów (Endler i in., 2015). Uwzględnienie zakresu średnia ± σ jako granic porowatości wskazuje, że całkowita masa osadów może mieścić się w przedziale od $0{,}82 \times 10^{12}$ do $1{,}87 \times 10^{12}$ ton. Choć osady holoceńskie składają się głównie z mułów i piasków, w głębokich basenach (np. Arkońskim, Bornholmskim i Gotlandzkim) występują organiczne osady ilaste (Leipe i in., 2011), które podlegają kompakcji. Ich miąższość może sięgać kilku metrów w głębszych basenach. Przy założeniu średniej miąższości tej warstwy wynoszącej 4 m, nieuwzględnienie kompakcji prowadzi do przeszacowania porowatości o ok. 10%, co skutkuje niedoszacowaniem masy osadów o około $0{,}055 \times 10^{12}$ t, czyli ok. 4% całkowitego budżetu osadów. Dodatkowo niejednoznaczne określenie granicy między osadami późnego plejstocenu a wczesnego holocenu może prowadzić do przeszacowania miąższości osadów nawet o ~20% w najgłębszych częściach basenów, co odpowiada błędowi rzędu $1{,}1 \times 10^{11}$ t (ok. 8% całkowitego budżetu). Podsumowując, uwzględniając główne źródła niepewności, całkowity budżet osadów holoceńskich w Morzu Bałtyckim mieści się w zakresie $0{,}81 \times 10^{12}$ - $1{,}82 \times 10^{12}$ ton, a średnie tempo akumulacji w zakresie $0{,}69 \times 10^8$ - $1{,}56 \times 10^8$ ton/rok.

Poprzez zastosowanie koncepcyjnego wzoru wahań względnego poziomu morza (Harff i in., 2017) wygenerowano zestaw map paleogeograficznych z rozdzielczością czasową wynoszącą 500 lat (ryc. 19). W celu oceny opracowanych map paleogeograficznych odniesiono się do szeroko stosowanych map opartych na interpretacji danych opracowanych przez Andréna i in. (2011). Około 11,7 tys. lat BP nastąpiło przejście ze stadium Bałtyckiego Jeziora Lodowego do stadium Morza Yoldiowego. W tym czasie znaczna część północnej części dzisiejszego basenu Bałtyku była pokryta lądolodem. Poziom wód jeziora wzrastał do około 25 m powyżej współczesnego poziomu morza (Andrén i in., 2011), zanim woda jeziorna przedarła się przez obszar szwedzkiego pojezierza na południowym skraju lądolodu i odpłynęła do paleo-Morza Północnego poprzez obszar dzisiejszego Kattegatu. Wzrost poziomu morza, przewyższający wypiętrzanie lądu w bezpośrednim sąsiedztwie południowej krawędzi lądolodu, umożliwił przez kilka stuleci swobodną wymianę wód między Bałtykiem a Morzem Północnym, co stanowiło fazę morską określaną jako stadium Morza Yoldiowego (11,7-11,0 tys. lat BP). Zarówno mapy - paleo-DEM przedstawiony jak i rekonstrukcje Andréna i in. (2011) potwierdzają istnienie połączenia. Widoczny jest również przebieg odpływu wód jeziora

przez nizinny obszar południowej Szwecji, przez jeziora Wener i Wetter, który przebiega w pobliżu krawędzi lądolodu. Zgodnie z Pattonem i in. (2017), Shawem i in. (2006) oraz Stokesem i in. (2015), front lądolodu kontynentalnego nie stanowił stabilnej linii, lecz składał się z wielu kanałów fluwioglacjalnych pomiędzy blokami lodu. Nizina szwedzka charakteryzowała się takim właśnie środowiskiem, co umożliwiało przepływ wód pomiędzy Bałtykiem a Morzem Północnym w trakcie stadium Morza Yoldiowego. W tym czasie poziom morza w otwartym Morzu Północnym oraz poziom wód w basenie Bałtyku uległy wyrównaniu i utrzymywały się do około 11,0 tys. lat BP. Wraz z dalszym wycofywaniem się czoła lądolodu na północ, narastające wypiętrzanie Skandynawii zaczęło przewyższać wzrost eustatycznego poziomu morza, co doprowadziło do zamknięcia „bramy". W konsekwencji Bałtyk ponownie przekształcił się w środowisko słodkowodne - Jezioro Ancylusowe, zasilane głównie wodami roztopowymi z lądolodu, który nadal pokrywał wyżyny Skandynawii. Zwiększony dopływ wód roztopowych spowodował wzrost poziomu jeziora (tzw. transgresja Ancylusowa), osiągający maksimum około 10,5 tys. lat BP, po czym nastąpił odpływ wód jeziornych do paleo-Morza Północnego.

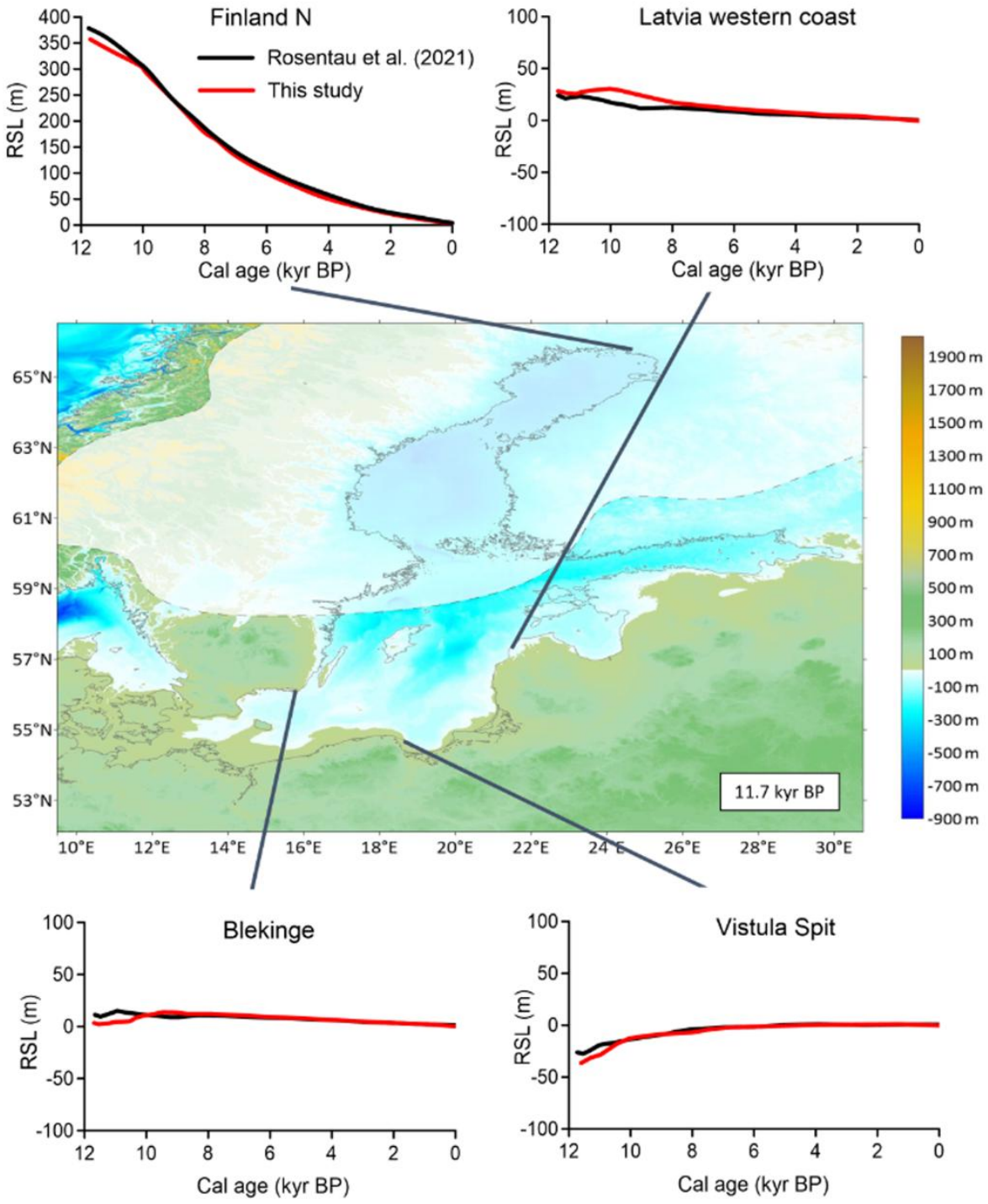



*Ryc. 19. Zrekonstruowane mapy paleogeograficzne przedstawiające różne etapy rozwoju Morza Bałtyckiego. Zaprezentowano cztery przykładowe mapy w celu porównania z rekonstrukcjami paleogeograficznymi opracowanymi przez Andrén i in. (2011): a) przejście od Bałtyckiego Jeziora Lodowego (Baltic Ice Lake) do Morza Yoldiowego (Yoldia Sea) około 11,7 tys. lat BP; b) Morze Yoldiowe (koniec fazy słonawawej) około 11,0 tys. lat BP; c) Jezioro Ancylusowe (Ancylus Lake) w okresie maksymalnej transgresji około 10,5 tys. lat BP; d) Morze Littorynowe (Littorina Sea) w fazie największego zasolenia około 6,5 tys. lat BP. Współczesna linia brzegowa została przedstawiona szarą linią, natomiast zasięg pokrywy lodowej oznaczono półprzezroczystą maską. Komplet map jest dosępny w wersji cyfrowej na stronie czasopisma (https://esd.copernicus.org/articles/16/585/2025/esd-16-585-2025-assets.html) (Miluch i in., 2025)*

W przeciwieństwie do wcześniejszego etapu jeziora lodowego, kanał odpływu wód w późnej fazie Jeziora Ancylusowego w wyniku dalszego izostatycznego wypiętrzania Skandynawii przesunął się na południe i odbywał się przez obszar dzisiejszego zachodniego Bałtyku, czyli przez Cieśniny Duńskie. W opracowaniu map uwzględniono zróżnicowanie poziomu wód między Jeziorem Ancylusowym a otwartym Morzem Północnym w okresie 11,0-9,5 tys. lat BP, zgodnie z danymi Uścinowicza (2006). Około 9,5 tys. lat BP jednokierunkowy odpływ wód z Bałtyku (Jeziora Ancylusowego) do Morza Północnego ustał, ponieważ eustatyczny wzrost poziomu morza zrównał się z poziomem wód jeziora (Harff i in., 2017). Rozpoczęła się wówczas transgresja Litorynowa, która ponownie umożliwiła swobodną wymianę wód między Bałtykiem a Morzem Północnym. Ruchy izostatyczne powodowały jednocześnie transgresję na południu i regresję na północy basenu bałtyckiego (Harff i in., 2017). Porównanie z mapą Andréna i in. (2011) dla okresu 6,5 tyś lat BP wskazuje na ogólną zgodność w zakresie ponownego połączenia basenu Bałtyku z Morzem Północnym i potwierdza poprawność wyników modelowania.

Interakcja między eustatycznymi zmianami poziomu morza a przestrzennie zróżnicowanymi tempami ruchów izostatycznych znajduje odzwierciedlenie w różnych lokalnych krzywych względnego poziomu morza (*RSL, relative sea level*). Zrekonstruowane krzywe dla wszystkich części basenu Morza Bałtyckiego zebrane przez Rosentau i in. (2021) umożliwiły lokalną ocenę numerycznie modelowanych map paleogeograficznych (ryc. 20). Wszystkie dane stanowiskowe położone wzdłuż wschodniego (Berglund, 2012; Hansson i in., 2018) oraz północnego wybrzeża Szwecji (Lindén i in., 2006) i wybrzeża Finlandii (Glückert, 1976; Saarnisto, 1981; Miettinen, 2002) wskazują na spadek RSL od ~11,7 tys. lat BP, natomiast stanowiska na południowym wybrzeżu Bałtyku odzwierciedlają stały wzrost RSL, który spowalnia i stabilizuje się po ok. 6,0 tys. lat BP (Lampe i Janke, 2004; Lampe i in., 2011; Gelumbauskaite, 2009; Uścinowicz i in., 2011). Stanowiska wzdłuż wybrzeży Łotwy i Estonii (Grudzińska i in., 2013, 2014; Lõugas i Tomek, 2013; Berzins i in., 2016) wskazują na ogólnie malejący RSL, zakłócony przez Transgresją Ancylusową. Opisane lokalne krzywe RSL wykazują rozbieżności względem wyników modelowania głównie dla wczesnego etapu w przedziale 11,7-10 tys. lat BP, a następnie ogólną zgodność. Przeciwstawne trendy zmian RSL na północnych i południowych wybrzeżach stopniowo zbiegają się w centralnej części Bałtyku, gdzie komponenty eustatyczne i izostatyczne wzajemnie się równoważą. Widać to na stanowiskach na Łotwie i w Blekinge (Szwecja), które wykazują stosunkowo płaską krzywą RSL z niewielkimi wahaniami (Damusyte, 2011; Rosentau i in., 2013; Habicht i in., 2017). Tak względnie stabilny RSL jest odtworzony również w wynikach modelowania, choć z

rozbieżnościami w okresie 11,7-10 tys. lat BP dla stanowiska w Blekinge oraz 11-8 tys. lat BP dla stanowiska na Łotwie. Ogólna zgodność między modelowanym przez nas RSL a lokalnymi krzywymi RSL zestawionymi przez Rosentau i in. (2021) oraz zgodność w zakresie otwierania i zamykania wymiany wód basenu Morza Bałtyckiego z otwartym Oceanem Atlantyckim opisana w poprzednim rozdziale potwierdzają poprawność zastosowanego podejścia.




*Ryc. 20. Porównanie wymodelowanego RSL (czerwone linie) z lokalnych RSL (czarne linie) za Rosentau i in. (2021)*

# 5. Dyskusja

## 5.1. Cechy morfologiczne paleodelty Hajnan i paleogeografia Zatoki Beibu

Uzyskane wyniki pozwalają na rekonstrukcję przestrzennego zasięgu paleodelty. Rekonstrukcja ta obarczona jest jednak pewnymi niepewnościami dotyczącymi paleogeografii obszaru. Ostateczny zasięg delty wyznaczono na podstawie wszystkich przeprowadzonych analiz, w tym modeli miąższości osadów oraz rekonstrukcji rzeczywistych azymutów klinoform.

Paleolinię brzegową wyznaczającą południową granicę delty określono przy założeniu, że cały basen pomiędzy północną i południowo-zachodnią paleolinią brzegową z okresu 56 tys. lat BP był wypełniany osadami z Hajnanu. Założenie to znajduje potwierdzenie w modelach miąższości osadów oraz azymutów klinoform, które wskazują na znaczną miąższość osadów w obszarze, gdzie kończą się profile sejsmiczne. Dla zachowania spójności metodycznej północną granicę wyznaczono wzdłuż paleolinii brzegowej, która w praktyce pokrywa się z linią wyklinowania reflektora. Wschodnia granica delty wyraźnie pokrywa się z krawędzią szelfu. Zapis sejsmiczny potwierdza w tym miejscu stopniowe zmniejszanie się miąższości osadów. Południowa granica również znajduje potwierdzenie w trendach danych. Profile biegnące z południowego wschodu na północny zachód wzdłuż chińsko-wietnamskiej granicy morskiej wskazują na wzrost miąższości osadów ku zachodowi. Oznacza to, że południowo-zachodnia granica delty Hajnan rozciąga się dalej na stronę wietnamską oraz wzdłuż granicy morskiej ku północnemu zachodowi, ostatecznie osiągając paleolinię brzegową z 56 tys. lat BP. Lokalizację południowej granicy dodatkowo potwierdza przeciwny do ruchu wskazówek zegara obrót azymutów nachylenia klinoform. Północno-wschodnia granica delty Hajnan została wyznaczona na podstawie linii zaniku reflektora R1 oraz braku charakterystycznych klinoform. Ponadto wzrost miąższości jednostki R1-R2 oraz większe kąty nachylenia klinoform sugerują wpływ dodatkowego źródła dostawy osadów rzecznego pochodzenia z południowo-wschodniej części wyspy. Największą niepewnością obarczona jest granica zachodnia, ponieważ obszar ten stanowi strefę nakładania się wpływu co najmniej dwóch źródeł osadów. Wyniki modelowania morfodynamicznego (Zhang i in., 2020) wskazują na oddziaływanie paleoźródła rzecznego uchodzącego do zatoki w rejonie pomiędzy wyspą Hajnan a półwyspem Leizhou, który w późnym plejstocenie stanowił most lądowy z wyspą. Osady dostarczane przez to źródło były najprawdopodobniej transportowane wzdłuż wschodniego wybrzeża zatoki, a nie dostarczane przez Rzekę Czerwoną. Udział procentowy poszczególnych paleoźródeł osadów w formowaniu delty Hajnan jest jednak trudny do oszacowania. Ostatecznie strefę

nakładania się wpływów włączono do obszaru delty Hajnan na podstawie analizy układu azymutów klinoform, które wskazują na transport osadów w kierunku centralnej części zatoki.

Model powierzchni reflektora R2 ujawnia dwa obszary obniżone (odpowiadające depocentrom). Morfologia zachodniego obszaru jest nieregularna, co tłumaczy się jego położeniem w centralnej części basenu Yinggehai, który ulega subsydencji od około 45 mln lat BP (Clift i Sun, 2006). Modele morfologii powierzchni R1 oraz miąższości osadów wskazują na szybkie wypełnianie tego obszaru. Mimo to rzeźba terenu pozostaje w pewnym stopniu nierówna. Wypełnianie wschodniego depocentrum przebiegało znacznie bardziej regularnie. Obniżony obszar znajduje się w pobliżu krawędzi szelfu, co wskazuje na większą głębokość, a tym samym większą przestrzeń akomodacyjną. W wyniku znacznej dostawy osadów z wyspy Hajnan proces wypełniania był szybki i doprowadził do przesunięcia stoku depocentrum ku południowemu wschodowi. Na powierzchni R1 stok ten jest bardziej stromy, ponieważ po zmniejszeniu dostępnej przestrzeni akomodacyjnej osady zaczęły przemieszczać się z szelfu do głębszej części basenu.

Model miąższości jednostki R1-R2 potwierdza obecność dwóch depocentrów, w których miąższość osadów osiąga największe wartości. Miąższość tej jednostki pozostaje stosunkowo stała w najbardziej zachodniej części delty Hajnan, mimo że w pobliżu jej granic można by oczekiwać stopniowego zmniejszania się miąższości osadów. Taki układ tłumaczy się znacznym dopływem materiału z różnych źródeł, takich jak paleo-Rzeka Czerwona lub - bardziej prawdopodobnie inna rzeka uchodząca do zatoki od północy (Zhang i in., 2020). Niewielki wzrost miąższości osadów w północno-wschodniej części delty Hajnan był prawdopodobnie spowodowany dostawą materiału przez jedną lub kilka mniejszych rzek z wyspy. Regularny spadek miąższości osadów deltowych w kierunku południowo-zachodniej paleolinii brzegowej jest wynikiem ekstrapolacji modelu na obszar pozbawiony danych. Taki trend jest widoczny w zapisie sejsmicznym ze wschodniej części zatoki i pozwala przypuszczać, że miąższość osadów rzeczywiście zmniejsza się ku południowemu zachodowi.

Model miąższości jednostki R0-R1 przedstawia osady zdeponowane po 56 tys. lat BP. Miąższość tej młodszej serii osadów wynosi zazwyczaj około 20 m. Jest ona jednak nieco większa nad zachodnim depocentrum, gdzie paleorzeźba powierzchni R1 jest lekko obniżona względem obszarów sąsiednich. Może to sugerować, że basen Yinggehai nadal podlega subsydencji. Największa miąższość osadów w pobliżu krawędzi szelfu nie musi jednak świadczyć wyłącznie o intensywnej akumulacji sedymentu, lecz może mieć również podłoże eustatyczne. W czasie maksimum ostatniego zlodowacenia obniżenie poziomu morza było na tyle duże, że cały szelf kontynentalny został odsłonięty i poddany erozji (Yao i in., 2009).

Najgłębsze części zatoki pozostawały wynurzone przez najkrótszy czas. Rozkład miąższości jednostki R0-R1 jest zatem związany z czasem ekspozycji szelfu, który doprowadził do znacznie dłuższej i intensywniejszej erozji w płytszych częściach zatoki, położonych bliżej wyspy Hajnan.

Przestrzenne rozmieszczenie wcięć erozyjnych wskazuje na przesunięcie systemów rzecznych ku wschodowi podczas okresów niskiego poziomu morza, odpowiedzialnych za powstanie nieciągłości reflektorów R2 i R1. System związany z powierzchnią R2, składający się z 9 kanałów (w tym 4 o niższej wiarygodności), jest słabiej rozwinięty niż system R1, w obrębie którego zidentyfikowano 20 kanałów (w tym 2 o niższej wiarygodności). Różnicę tę można wyjaśnić zmianami eustatycznymi. Takie systemy kanałów rzecznych rozwijały się w okresach obniżonego poziomu morza. Krzywa względnych zmian poziomu morza opracowana przez Waelbroecka i in. (2002) wskazuje, że po 65 tys. lat BP poziom morza obniżał się znacznie mniej gwałtownie niż po 56 tys. lat BP. Transgresja morska, która nastąpiła po utworzeniu powierzchni R2, skróciła czas dostępny na rozwój takiego systemu rzecznego. Wcięcia erozyjne przecinające reflektor R2 odpowiadają systemowi kanałów rozprowadzających delty Hajnan. Wschodnia część Zatoki Beibu pozostawała w tym czasie zanurzona, co tłumaczy brak dolin erozyjnych w tym rejonie. Po 56 tys. lat BP, po utworzeniu powierzchni R1, poziom morza zaczął się obniżać (choć z dwoma okresami niewielkiego wzrostu), aż podczas maksimum ostatniego zlodowacenia cały obszar szelfu został wynurzony (Tanabe i in., 2003; Yao i in., 2009). Długotrwała ekspozycja szelfu zapewniła wystarczająco dużo czasu i przestrzeni do rozwoju złożonego systemu kanałów rzecznych, nawet w pobliżu krawędzi szelfu. Analiza rzeczywistych azymutów oraz kątów nachylenia klinoform potwierdza główną hipotezę pracy, zgodnie z którą wyspa Hajnan stanowiła główne źródło osadów budujących paleodeltę. Azymuty są niemal równoległe do osi największej doliny rzecznej położonej w południowej części wyspy, a następnie skręcają przeciwnie do ruchu wskazówek zegara w kierunku krawędzi szelfu. Taki układ jest zgodny z założeniem, że osady pochodziły z wyspy, oraz odzwierciedla kierunek progradacji delty i transportu osadów. Azymuty wektorów przedstawiających kierunek nachylenia klinoform wskazują na transport materiału z wyspy do obu depocentrów rozdzielonych grzbietem o przebiegu SW-NE.

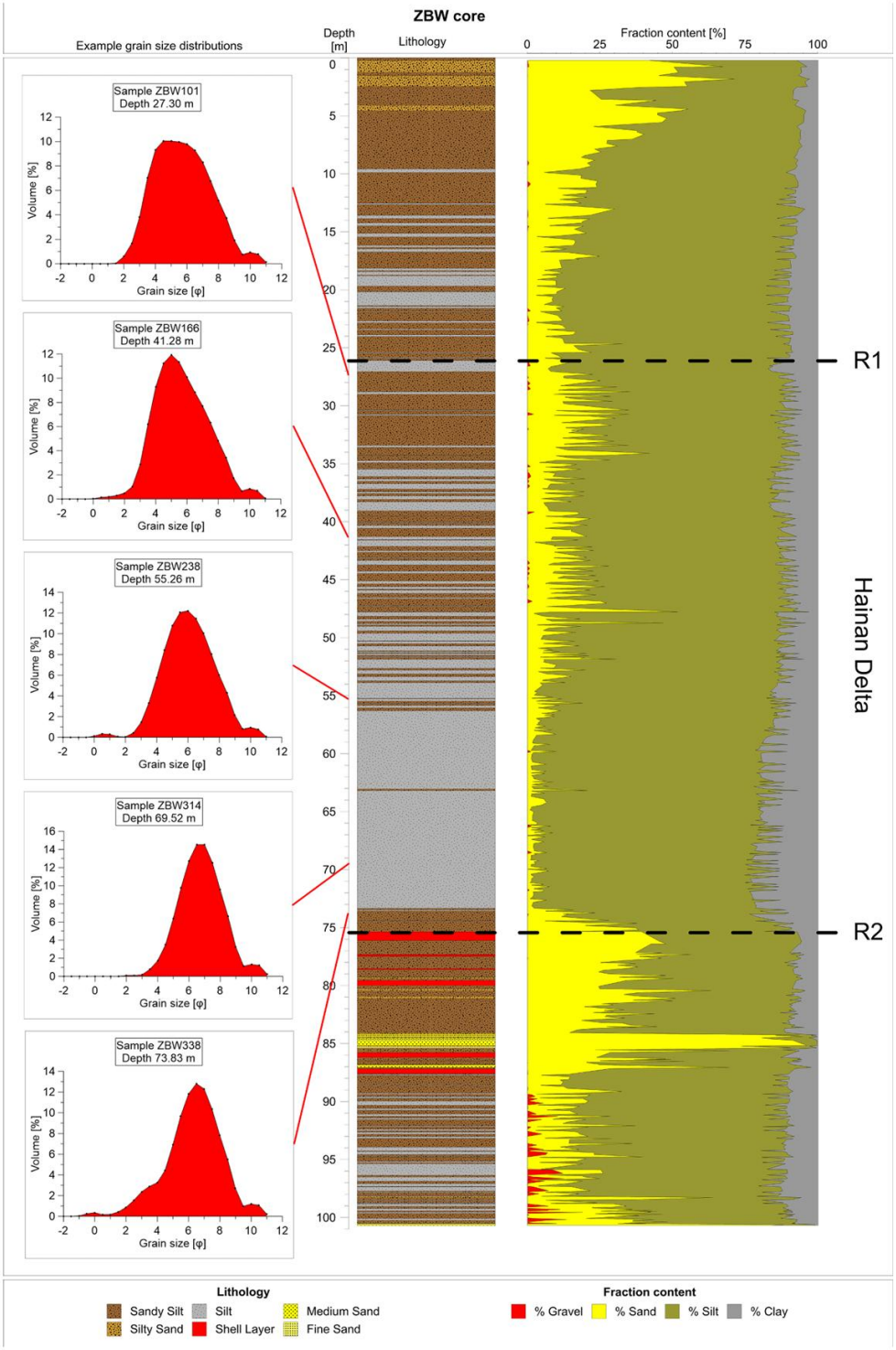
„Delta Hajnan", utożsamiana z jednostką R1-R2, charakteryzuje się znacznie wyższym tempem akumulacji osadów w porównaniu z jednostkami zalegającymi poniżej i powyżej (Feng i in., 2018). Tak duży dopływ materiału osadowego mógł być związany z funkcjonowaniem rzeki o bardzo wysokim potencjale transportowym. Analiza azymutów klinoform wskazała wyspę Hajnan jako główne źródło osadów, sugerując tym samym istnienie

rozbudowanego systemu rzecznego uchodzącego z wyspy do Zatoki Beibu podczas okresu niskiego poziomu morza między 65 a 56 tys. lat BP. Z tego względu jednostkę R1-R2 zinterpretowano jako jednostkę osadów deltowych. Chociaż osady zdeponowane po 56 tys. lat BP również najprawdopodobniej mają pochodzenie rzeczne, brak klinoform w sejsmicznym oraz znacznie niższe tempo akumulacji osadów pozwoliły określić jednostkę R0-R1 jako jednostkę osadów post-deltowych, czyli zdeponowanych po zakończeniu rozwoju delty Hajnan. Dostępność większego zbioru danych oraz możliwość ekstrapolacji wyników na wietnamską część zatoki pozwoliły stwierdzić, że delta zajmowała znacznie większy obszar niż sugerowano we wcześniejszych badaniach (Huang i in., 2015; Feng i in., 2018).

Uwzględniając współczesną dostawę osadów przez rzeki uchodzące do Zatoki Beibu - Czerwoną Rzekę ($119 \times 10^6$ t/rok; Vinh i in., 2014; Vu i in., 2011), rzeki Ca i Ma (odpowiednio $4 \times 10^6$ i $3 \times 10^6$ t/rok), Nanliu Jiang (krótka rzeka w zachodniej części Półwyspu Leizhou; $1{,}1 \times 10^6$ t/rok) oraz rzekę Changhua na Hajnanie ($0{,}8 \times 10^6$ t/rok) (Milliman i Farnsworth, 2013) - obliczona na podstawie miąższości osadów dostawa materiału rzędu $282 \pm 20 \times 10^6$ t/rok wydaje się zawyżona. Należy jednak zauważyć, że przytoczone dane dotyczące współczesnego transportu osadów obejmują wyłącznie materiał przenoszony w zawiesinie i nie uwzględniają transportu dennego (trakcji i saltacji). Analizy uziarnienia osadów delty Hajnan wykazały, że dominują w nich pyły oraz drobnoziarniste piaski (Borówka i in., 2020). Spadki rzek na Hajnanie są znacznie większe niż w przypadku rzek Wietnamu czy kontynentalnej części Chin. Oznacza to, że badany późnoplejstoceński system rzeczny funkcjonował w warunkach wyższej energii przepływu, sprzyjających zwiększonemu transportowi grubszego materiału w formie transportu dennego. Szacunki masy delty oraz rocznej dostawy osadów mogą być również nieco zawyżone z uwagi na udział innych źródeł materiału, takich jak paleo-Rzeka Czerwona, rzeki uchodzące do zatoki z Hajnanu i Wietnamu oraz erozja wybrzeża. W kilku analizowanych rdzeniach osadowych stwierdzono ponadto znaczący udział fragmentów muszli wśród ziaren mineralnych (Borówka i in., 2020). Czynniki te najprawdopodobniej wprowadziły pewne błędy do obliczeń.

Delta Hajnan rozwijała się w okresie zarówno wzrostu poziomu morza (65-60 tys. lat BP), jak i jego spadku (60-56 tys. lat BP). Powierzchnie R2 i R1 reprezentują stany niskiego poziomu morza odpowiednio około 90 m i 65 m poniżej współczesnego (Waelbroeck i in., 2002), przy założeniu, że powierzchnie te są izochroniczne. Pierwszy etap obejmował normalną regresję związaną z podnoszeniem, natomiast młodszy etap odpowiadał regresji wymuszonej podczas obniżania się poziomu morza (Catuneanu, 2006). Po 56 tys. lat BP aż do maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) zachodziła regularna sedymentacja szelfowa, odpowiadająca

facjom sejsmicznym o równoległym warstwowaniu. Gwałtowny spadek poziomu morza spowodował silną erozję i utworzenie kolejnego reflektora sejsmicznego położonego kilka metrów poniżej współczesnego dna morskiego. Między 20 tys. lat BP a czasami współczesnymi nastąpiła szybka transgresja morska, prowadząca ponownie do regularnej sedymentacji w środowisku płytkomorskim.




*Ryc. 21. Profil litologiczny rdzenia ZBW, zapis zawartości poszczególnych frakcji oraz reprezentatywne przykłady rozkładów wielkości ziaren z różnych części serii deltowej. Dane wskazują na wzbogacenie osadów we frakcje drobnoziarniste, które mogły być dostarczane przez paleo-Rzekę Czerwoną.*

Analiza rdzenia ZBW, który przewiercił serię deltową, dostarczyła lepszego wglądu w architekturę osadową Delty Hajnan (ryc. 21.). W rdzeniu stwierdzono wyraźną warstwę gruboziarnistą reprezentującą reflektor R2 na głębokości 75,39-76,0 m, złożoną z drobnego żwiru, grubego piasku i szczątków muszli. Profil uziarnienia (Borówka i in., 2020) wskazuje na znaczną różnicę średniej wielkości ziaren pomiędzy seriami osadowymi poniżej i powyżej R2. Seria deltowa w rdzeniu ZBW ma miąższość 49,26 m i litologicznie reprezentuje jednorodne osady pylaste oraz pylasto-piaszczyste, zbudowane głównie z kwarcu, minerałów ilastych i szczątków muszli. Średnia wielkość ziaren systematycznie wzrasta ku górze profilu, co odpowiada wzrostowi energii środowiska sedymentacyjnego, prawdopodobnie związanemu ze spadkiem względnego poziomu morza (a więc progradacją).

W porównaniu z R2 reflektor R1 jest znacznie gorzej zachowany w rdzeniu ZBW. Chociaż jest dobrze widoczny na profilach sejsmicznych, jego obecność w zapisie osadowym jest niejednoznaczna. Refleks sejsmiczny może być związany z wyraźnym kontrastem właściwości petrofizycznych osadów. Z drugiej strony dane dotyczące uziarnienia i porowatości nie wykazują gwałtownych zmian. Innym wyjaśnieniem może być utrata warstwy gruboziarnistej podczas pobierania rdzenia. Na głębokości 26,13-26,50 m rdzeń wykazuje nieregularną przerwę, którą uznano za odpowiednik reflektora R1. Jednostka R0-R1 składa się głównie z pylastego piasku w części dolnej oraz piasku pylastego w części górnej. Zawartość piasku stopniowo wzrasta ku górze rdzenia. Na głębokości 2,90-4,50 m zidentyfikowano warstwę reprezentującą kolejny reflektor sejsmiczny, złożoną ze żwiru i dużych fragmentów muszli. Warstwa ta interpretowana jest jako zapis niskiego poziomu morza podczas maksimum ostatniego zlodowacenia. Pokrywa holoceńska jest generalnie cienka na całym obszarze Zatoki Beibu, z wyjątkiem pojedynczego postglacjalnego depocentrum osadów mulistych położonego na północny zachód od delty (Ni i in., 2016). Cała seria deltowa wykazuje konsekwentnie bimodalny rozkład uziarnienia, wynikający z wzbogacenia osadów w frakcję ilastą (Borówka i in., 2020). Wzrost udziału frakcji ilastej interpretowany jest jako efekt dopływu materiału z bardziej odległego źródła, mianowicie z paleo-Rzeki Czerwonej. Grubsze frakcje pochodziły z wyspy Hajnan, głównie w postaci transportu dennego, natomiast paleo-Rzeka Czerwona mogła dostarczać najdrobniejsze ziarna transportowane w zawiesinie (iły i bardzo drobny pył).

Modelowanie morfodynamiczne rozwoju HD (Zhang i in., 2020; Xiong i in., 2020) wspiera założenie, że osady dostarczane przez paleo-Rzekę Czerwoną podczas zimowego monsunu były transportowane wzdłuż południowo-zachodniego wybrzeża, a następnie kierowane ku centralnej części zatoki. Wszystkie analizowane rozkłady uziarnienia zawierają również domieszkę frakcji gruboziarnistej, jednak składa się ona głównie z rozdrobnionych

muszli. Jednostka R1-R2 reprezentuje wyjątkowy etap ewolucji Zatoki Beibu, podczas którego wyspa Hajnan była głównym źródłem osadów, wyraźnie przewyższającym znaczeniem pozostałe źródła. Brak danych pomiarowych z części wietnamskiej nie pozwala na wiarygodne oszacowanie udziału rzek wietnamskich. Chociaż nie można całkowicie pominąć ich wpływu, warto zauważyć, że wschodnie wybrzeże Wietnamu zbudowane jest głównie ze skał węglanowych (Lei i in., 2015), podczas gdy litologia rdzenia ZBW obejmującego sekwencję deltową składa się z klastycznego materiału pylastego i piaszczystego (Borówka i in., 2020). Można więc przypuszczać, że dopływ osadów z Wietnamu był ograniczony w porównaniu z dostawą materiału przez rzeki Hajnanu.

Mapa przepływów zrekonstruowana na podstawie mapy miąższości R1-R2 wskazuje dwa główne szlaki transportu osadów z południowego Hajnanu, prawdopodobnie odpowiadające dominującym kanałom transportu deltowego wypełniającym dwa depocentra. Ścieżka zlokalizowana na północno-wschodniej krawędzi obszaru badań sugeruje możliwy wpływ innej, niewielkiej rzeki z południowo-wschodniego HI. Ponadto szlak transportowy pochodzący z kierunku północno-zachodniego wskazuje na dopływ paleo-Rzeki Czerwonej lub innego źródła z północy zatoki, co jest zgodne z wynikami współczesnego modelowania morfodynamiki (Feng i in., 2018; Xiong i in., 2020; Zhang i in., 2020). Mapa różnic gradientu między powierzchniami R2 i R1 pokazuje, że mimo zmniejszenia nachyleń stoków w płytszej części zatoki, krawędź szelfu stała się bardziej stroma. Zjawisko to tłumaczy się dominującym agradacyjnym typem układu warstw, odpowiadającym podnoszeniu poziomu morza, któremu towarzyszył znaczny dopływ osadów. Taka zależność została opisana dla starszych sekwencji osadowych w Zatoce Beibu przez Gong i in. (2015). Dodatkowo model nachylenia powierzchni R1 wskazuje trend kierunkowy związany z rzeką Ca, zlokalizowaną w wietnamskiej części Zatoki Beibu.

Niemniej jednak, przy założeniu, że wyspa Hajnan była głównym źródłem osadów (Jiang i in., 2018; Xiong i in., 2020; Miluch i in., 2021), czynnik napędzający tak dużą dostawę osadów wymaga dalszych badań. Możliwe czynniki intensyfikujące erozję mogą obejmować: zwiększone opady atmosferyczne związane z regionalną zmiennością monsunu, oddziaływanie pływów (Xiong i in., 2020; Zhang i in., 2020) oraz/lub tektoniczne wypiętrzanie wyspy (Yao i in., 2009).

### 5.2. Optymalne parametry interpolacji i ich wpływ na model

Kilka iteracji cechujących różnymi parametrami modeli, w wyniku których utworzono mapy nieciągłości R1 i R2, a także mapy miąższości jednostkę R0-R1 i R1-R2, wskazują na

niewielkie różnice wizualne (z wyjątkiem map z zerowym efektem samorodkowym). Modele o wysokiej wiarygodności, oprócz zadowalającego efektu wizualnego, wymagają możliwie najniższej całkowitej wariancji krigingu. Wyniki modelowania powierzchni R1 pokazały, że zastosowanie stosunkowo niskiego efektu samorodkowego skutecznie redukuje artefakty (R1-2). Dalsze zwiększanie tego parametru powodowało jedynie niewielkie, niemal niezauważalne zmiany map, jednocześnie niepotrzebnie zwiększając wariancję krigingu (R1-3 i R1-4). Dlatego model R1-2 uznano za najbardziej wiarygodny spośród modeli opartych na wariogramie sferycznym. Analogiczne cechy uzyskano dla powierzchni R2. Zastosowanie minimalnego efektu samorodkowego usuwało artefakty, jednocześnie utrzymując niską wariancję krigingu, co sprawiło, że wariant R2-2 uznano za najlepszy. Tego rodzaju procedura może być stosowana w modelowaniu basenów opartym na częściowo nieprzetworzonych lub błędnie przetworzonych danych sejsmicznych, które powodują powstawanie charakterystycznych liniowych artefaktów. Poprawa wiarygodności map była jednak nadal możliwa dzięki zastosowaniu zagnieżdżonych modeli wariogramów, łączących modele gaussowski i potęgowy z dodatkowym efektem samorodkowym. Niezależnie od zastosowanego modelu (sferycznego lub zagnieżdżonego) oraz parametrów, efekty wizualne map były prawie identyczne. Zastosowanie modelu zagnieżdżonego z minimalnym efektem samorodkowym i parametrem potęgowym 1.3 znacząco zmniejszało wariancję krigingu i istotnie zwiększało wiarygodność map (R1-9 i R2-12).

W przypadku modeli miąższości nawet stosunkowo wysoki efekt samorodkowy tylko częściowo wygładzał, ale nie usuwał całkowicie artefaktów w strefie ekstrapolacji. Obecność tych niepożądanych struktur można wyjaśnić dodaniem punktów wzdłuż paleolinii brzegowej 56 tys. lat BP, których liczba była nieporównywalnie mniejsza w stosunku do danych sejsmicznych. Wynikało to z wag przypisywanych przez algorytm krigingu poszczególnym punktom. Przy obliczaniu zmienności trendu algorytm nadawał niskie wagi punktom zarówno bliskim, jak i odległym. Podsumowując, ponieważ minimalny efekt samorodkowym w połączeniu ze zwiększonym parametrem potęgowym (1.3) dawał wyniki o najniższej wariancji krigingu, modele zagnieżdżone R0R1-11 i R1R2-12 uznano za najbardziej wiarygodne. Natomiast najbardziej wiarygodne mapy miąższości uzyskano przy zastosowaniu modelu sferycznego z minimalnym efektem samorodkowym (R0R1-2 i R1R2-2). Całkowite usunięcie artefaktów w strefie ekstrapolacji wydaje się niewykonalne przy dostępnych danych. Możliwe byłoby ich ograniczenie poprzez znaczące zwiększenie liczby punktów kontrolnych (do tysięcy) lub sztuczne przedłużenie profili sejsmicznych w kierunku południowo-zachodnim i przypisanie im wartości zgodnych z trendem danych. Jednak takie podejście, choć mogłoby

poprawić efekt wizualny i „oszukać" algorytm krigingu, oznaczałoby zbyt duży stopień sztucznej ingerencji w dane. Warto podkreślić, że opracowana procedura ekstrapolacji, oparta na założeniach paleogeograficznych (Xiong i in., 2020) oraz eustatycznych (Waelbroeck i in., 2002), pozwoliła rozwiązać typowy problem niekompletności danych związany z ograniczeniem zasięgu profili niewystarczającego opróbowania. Umożliwiła także transgraniczną ekstrapolację danych. Choć takie prognozowanie w obszarach bez punktów danych nie będzie tak dokładne jak bezpośrednie pomiary in situ i niesie ze sobą niepewności, może stanowić rozwiązanie „awaryjne".

Porównanie map opartych na modelu sferycznym i zagnieżdżonym wykazało, że głębokości reflektorów R1 i R2, a także mapy miąższości R0-R1 uzyskane z modelu sferycznego zaniżają wartości w strefie krawędzi szelfu w porównaniu z modelem zagnieżdżonym. Jednocześnie wskazują one na mniejszą stromość stoku oraz niższą miąższość post-deltowej serii osadowej. Jednak porównanie map miąższości R1-R2 wykazuje odwrotną tendencję, sugerując wyższą miąższość osadów przy krawędzi szelfu w modelu sferycznym. Wynika to z odwrotnego trendu danych w stosunku do nachylonych ku SE głębokości reflektorów R1 i R2 oraz map miąższości osadów post-deltowych, gdzie wartości miąższości serii deltowej zapadają się w kierunku północno-zachodnim w rejonie krawędzi szelfu. Takie obserwacje prowadzą do wniosku, że model sferyczny silniej redukuje (lub zwiększa) wartości zależnie od trendu na krawędziach modelu, co częściowo obserwuje się na SE krawędzi map głębokości reflektorów. Miąższość osadów zarówno w strefie ekstrapolacji R0-R1, jak i R1-R2 była nieco zawyżana przez model zagnieżdżony w porównaniu z modelem sferycznym.

Analiza reszt wykazała, że w przeciwieństwie do wartości wariancji krigingu, mapy generowane przy użyciu modelu sferycznego wskazywały na lepsze „dopasowanie". Zastosowanie modeli zagnieżdżonych zmniejszało średnią i całkowitą wariancję mapy, jednak jednocześnie obniżało dokładność w bezpośrednim sąsiedztwie punktów danych w porównaniu z wynikami modelu sferycznego. Analogiczną zależność wykazała walidacja krzyżowa. Średnia bezwzględna suma reszt, wyznaczona na podstawie odłożonych podzbiorów, była niemal dwukrotnie wyższa dla modelu zagnieżdżonego niż dla sferycznego. Ponieważ przestrzenny rozkład danych charakteryzuje się dużymi lukami między profilami, kluczowym wyzwaniem interpolacji danych sejsmicznych 2D jest wiarygodne przewidywanie wartości punktów położonych daleko od linii sejsmicznych. W tym kontekście model zagnieżdżony zachowuje wyższą ogólną wiarygodność, mimo niższej dokładności w pobliżu profili. Połączenie modeli goussowskiego, potęgowego oraz efektu samorodkowego stanowi użyteczną

alternatywę dla interpolacji danych sejsmicznych, umożliwia rozwiązanie problemu nierównomiernego rozmieszczenia punktów danych i generowanie wiarygodnych map.

Podobne modelowanie systemu deltowego zostało wykonane przez Chihi i in. (2007) oraz Chihi i de Marsily (2009), którzy próbowali odtworzyć cechy geometryczne delty Rodanu (Francja) poprzez interpolację danych sejsmicznych. Mimo że autorzy modelowali osiem reflektorów, kriging dawał zadowalające wyniki jedynie dla trzech najwyższych powierzchni, dlatego jako najbardziej odpowiednią metodę wybrano metodę przyrostów (Chilès i Delfiner, 1999). Zastosowanie tej metody wynikało z wyraźnie widocznego trendu danych, szczególnie w przypadku głębszych reflektorów. Powierzchnie R1 i R2 badane w Zatoce Beibu nie wykazują tak jednoznacznego trendu, dlatego zastosowanie krigingu jest tutaj uzasadnione. Zaletą podejścia zastosowanego dla HD w porównaniu z modelem delty Rodanu jest metodologia generowania modeli miąższości osadów. Wspomniani autorzy (Chihi i in., 2007) wykonywali proste obliczenia różnic głębokości na siatkach powierzchni reflektorów w celu uzyskania miąższości. Ponieważ każda modelowana powierzchnia może być obarczona błędem, operacje matematyczne na dwóch siatkach mogą ten błąd hipotetycznie podwoić. Obliczanie miąższości jednostek sejsmicznych w każdym punkcie pomiarowym na profilu sejsmicznym (jak w niniejszej pracy) wymagało tylko jednej procedury interpolacyjnej i pozwoliło zminimalizować potencjalny błąd.

Różne wygenerowane mapy miąższości osadów R1-R2 umożliwiły analizę wpływu wybranych parametrów modelowania na obliczenia miąższości deltowej serii osadowej. Zaobserwowane wahania objętości, zależne od zwiększanej rozdzielczości siatki, mogły wynikać z nieregularności powierzchni. Zwiększenie rozdzielczości ujawniało struktury drobnoskalowe oraz artefakty, które wpływały na estymacje objętości i wariancji krigingu zarówno w sposób dodatni, jak i ujemny. Mimo to zastosowano rozdzielczość krigingu 1 km ze względu na najbardziej satysfakcjonujący efekt wizualny.

### 5.3. Paleogeograficzna rekonstrukcja ewolucji Bałtyku - walidacja wyników i budżet osadów

Wygenerowane mapy paleogeograficzne Bałtyku zostały dodatkowo zweryfikowane poprzez porównanie z istniejącymi lokalnymi rekonstrukcjami. Porównanie krzywych względnego poziomu morza (RSL) zebranych przez Rosentau i in. (2021) z wynikami niniejszej pracy wykazuje ogólną zgodność, z wyjątkiem okresu wczesnego holocenu, co omówiono w podrozdziale 4.3. Dla trzech stanowisk - Finland N, Blekinge oraz Mierzeja Wiślana - wyniki modelowania wskazują niższy poziom RSL około 11,7 tys. lat BP niż

rekonstrukcje w Rosentau i in. (2021) oparte na założeniu grubości litosfery wynoszącej 120 km. Należy jednak zauważyć, że dla wczesnego holocenu występują znaczne różnice pomiędzy rekonstrukcjami, ze względu na różne przyjęte wartości grubości litosfery. Jak podkreślają Rosentau i in. (2021), krzywe rekonstruowane na podstawie globalnych modeli historii lądolodów ICE-5G i ICE-6G_C zawyżają wartości RSL i nie odtwarzają holoceńskiego maksimum poziomu morza (ok. 7,5-6,5 tys. lat BP), które wynika obserwacji terenowych dla stref przejściowych. To przeszacowanie prawdopodobnie wynika z zawyżonego obciążenia lodowego w modelu ICE-5G, a szczególnie w modelu ICE-6G_C. Krzywe uzyskane w niniejszej pracy znajdują się przy dolnej granicy zakresu wartości przedstawionych przez Rosentau i in. (2021), dzięki czemu mogą lepiej odpowiadać obserwacjom *in situ*.

Przeprowadzono również jakościowe porównanie paleo-modeli wysokościowych z mapami opracowanymi przez Andrén i in. (2011). Wykazało ono ogólną zgodność obu zestawów map pod względem lokalizacji połączeń między basenem Morza Bałtyckiego a otwartym Morzem Północnym oraz czasu ich zamykania i otwierania. Mimo to zauważalne są pewne różnice lokalne, między innymi w rekonstrukcji morfologii wysp Bornholm i Gotlandii. Na mapach Andrén i in. (2011) obie wyspy są wynurzone już około 11,7 tys. lat BP. Natomiast w niniejszej rekonstrukcji Bornholm pozostaje jeszcze połączony z lądem stałym, a Gotlandia jest w większości zalana. Ogólny kształt linii brzegowej pozostaje podobny, jednak na mapach Andrén i in. (2011) obserwuje się wyższy poziom RSL w południowej części Bałtyku oraz niższy w jego częściach zachodniej i wschodniej w porównaniu z wynikami niniejszego badania. Różnica ta może wynikać z faktu, że mapa Andrén i in. (2011) przedstawia jeszcze końcową fazę Bałtyckiego Jeziora Lodowego, kiedy poziom wody w basenie bałtyckim był o około 25 m wyższy niż w Morzu Północnym. Natomiast przedstawione tutaj wyniki odnoszą się już do początku okresu po gwałtownym odpływie wód, gdy poziomy obu akwenów się wyrównały. Dla maksimum transgresji jeziora Ancylusowego (około 10,5 tys. lat BP), kiedy Morze Północne i Bałtyk były od siebie odizolowane, widoczne są różnice w położeniu linii brzegowej północnej części Bałtyku. Na mapach Andrén i in. (2011) poziom RSL jest niższy, co prowadzi do wynurzenia estońskich wysp oraz części Finlandii, podczas gdy w niniejszej rekonstrukcji obszary te pozostają zalane. Warto zauważyć, że mimo pozornie dużych różnic w przebiegu linii brzegowej, różnice wysokości terenu są stosunkowo niewielkie (najczęściej poniżej 10 m). Oznacza to, że strefa przejściowa ląd-morze w tym regionie jest bardzo wrażliwa na zmiany RSL, a nawet niewielkie modyfikacje składowej izostatycznej lub eustatycznej mogą znacząco wpływać na położenie linii brzegowej. Zrekonstruowana morfologia Morza Litorynowego dla okresu 6,5 tys. lat BP charakteryzuje się otwartym połączeniem Morza

Bałtyckiego z Morzem Północnym przez Cieśniny Duńskie, które utrzymuje się do dziś. W rekonstrukcji Andrén i in. (2011) połączenie Bałtyku z Morzem Północnym w tym czasie również istnieje i przebiega przez wszystkie trzy cieśniny, co jest zgodne z wynikami niniejszej pracy. Pewne lokalne struktury topograficzne, takie jak szczegółowy kształt cieśnin, mogą różnić się pomiędzy poszczególnymi rekonstrukcjami z powodu ograniczonej rozdzielczości przestrzennej lub niedostatecznego pokrycia danymi. Podobnie jak w przypadku wcześniejszych etapów rozwoju Bałtyku, na mapach Andrén i in. (2011) poziom RSL w północnej i centralnej części morza jest zazwyczaj niższy niż w rekonstrukcji przedstawionej w niniejszym badaniu.

Wcześniejszą próbę mapowania miąższości osadów holoceńskich na Morzu Bałtyckim przeprowadzili Jakobsson i in. (2007). Mapę opracowano poprzez połączenie informacji z dostępnych map rozmieszczenia osadów oraz danych pochodzących z archiwów kartograficznych Szwedzkiej Służby Geologicznej, które niestety nie są publicznie dostępne. Uzyskana mapa charakteryzuje się stosunkowo niską rozdzielczością przestrzenną i obejmuje jedynie południową oraz środkową część Bałtyku (bez Zatoki Botnickiej). Porównanie naszej mapy (rys. 5) z mapą Jakobssona i in. (2007) wykazuje ogólną zgodność w obrębie Basenu Bornholmskiego oraz wzdłuż szwedzkiego wybrzeża w pobliżu Basenu Gotlandzkiego. Jednak w pozostałych basenach, takich jak Basen Arkoński i Basen Gotlandzki, występują znaczne rozbieżności w wartościach miąższości osadów między obiema mapami. Wartości przedstawione przez Jakobssona i in. (2007) są tam znacznie mniejsze niż wcześniej publikowane wyniki uzyskane przez Lemkego (1998) oraz Uścinowicza (1995), którzy badali te obszary w skali lokalnej. Pomimo prawdopodobnego przeszacowania miąższości osadów holoceńskich w głębokiej części Basenu Gotlandzkiego, zintegrowany zbiór danych wykorzystany w niniejszym badaniu wykazuje bardziej spójne wzorce obejmujące zarówno głębokie baseny, jak i płytkie obszary przybrzeżne. Dzięki temu dostarcza on bardziej wiarygodnego i dokładnego obrazu przestrzennego rozmieszczenia miąższości osadów holoceńskich na Morzu Bałtyckim.

Porównanie średniego rocznego tempa akumulacji osadów w holocenie z obecnymi szacunkami przedstawionymi przez Porza i in. (2021) wskazuje, że dla południowo-zachodniego Bałtyku wartości te są tego samego rzędu wielkości. Na podstawie danych z niniejszego badania średnie tempo akumulacji w holocenie wynosi $8{,}8 \pm 4{,}1 \times 10^6$ ton rocznie. W analizie bilansu osadów przeprowadzonej przez Porza i in. (2021) roczna akumulacja drobnoziarnistych osadów w basenach południowo-zachodniego Bałtyku mieści się w przedziale $5{,}5 \times 10^6$-$8{,}2 \times 10^6$ ton rocznie. Erozja wybrzeża, zwłaszcza erozja klifów, stanowi

główne źródło materiału osadowego i odpowiada za co najmniej 80% rocznej depozycji osadów w basenach morskich (Wallmann i in., 2022). Dostawa osadów przez główne rzeki Europy Środkowej - Odrę, Wisłę, Niemen, Dźwinę i Newę - wynosi około $1 \times 10^7$ ton rocznie (Porz i in., 2021; Pruszak i in., 2005; Lajczak i Jansson, 1993), przy czym największy udział ma Wisła ($0{,}16\text{-}0{,}4 \times 10^7$ ton rocznie). Oznacza to, że transport rzeczny odpowiada za mniej niż 10% całkowitego holoceńskiego bilansu osadów w Morzu Bałtyckim. Produkcja biogeniczna dostarcza dodatkowo 4-15% rocznego bilansu depozycji (Wallmann i in., 2022; Porz i in., 2021). Ponadto dopływ osadów z Morza Północnego szacowany jest na około $1 \times 10^6$ ton rocznie, co stanowi 10-30% rocznej depozycji w południowo-zachodnim Bałtyku (Porz i in., 2021). W skali całego Bałtyku jest to jednak wkład niewielki, odpowiadający jedynie około 1% całkowitego rocznego tempa akumulacji osadów. Dodatkowym źródłem osadów mogło być topnienie pokrywy lodowej Skandynawii we wczesnym holocenie. Jednak jego znaczenie było prawdopodobnie niewielkie w porównaniu z całkowitym bilansem holoceńskim, ponieważ Góry Skandynawskie dostarczają obecnie bardzo mało zawiesiny rzecznej - rzędu $1 \times 10^5$ ton rocznie (Lajczak i Jansson, 1993). Warto podkreślić, że opracowana w tym badaniu mapa miąższości osadów holoceńskich została ograniczona przestrzennie do obszaru zajmowanego przez współczesne Morze Bałtyckie. Choć sedymentacja holoceńska zachodziła również na częściach dzisiejszego lądu, szczególnie wzdłuż północnego wybrzeża Bałtyku, które było w przeszłości zalane, osady te były później przekształcane i redeponowane po wynurzeniu tych terenów. Z powodu braku odpowiednich danych ich ilościowe oszacowanie jest trudne. Ponieważ jednak miąższość osadów holoceńskich w północnej części Bałtyku i na przyległych wybrzeżach jest na ogół niewielka, pominięcie osadów znajdujących się obecnie na lądzie uznaje się za czynnik mający nieznaczny wpływ zarówno na rekonstrukcję paleo-modeli wysokościowych, jak i na oszacowanie całkowitego holoceńskiego bilansu osadów w Morzu Bałtyckim.

W zależności od uwarunkowań regionalnych i lokalnych, względny wpływ zmian eustatycznych, ruchów izostatycznych i tektonicznych oraz procesów sedymentacyjnych na rozwój geograficzny i morfologiczny mórz może się istotnie różnić. Uwzględnienie dynamiki osadów w rekonstrukcjach paleogeograficznych obszarów przybrzeżnych i szelfów kontynentalnych zasilanych znacznymi dostawami osadów pochodzenia lądowego ma kluczowe znaczenie dla odtworzenia położenia dawnych linii brzegowych oraz ogólnej morfologii dna morskiego. Zostało to wykazane m.in. w rekonstrukcjach paleogeograficznych Zatoki Beibu w północnej części Morza Południowochińskiego (Xiong i in., 2020; Zhang i in., 2020), delty Rzeki Perłowej i jej estuarium (Wu i in., 2010), delty Mekongu i przyległego szelfu

(Wang i in., 2024), południowo-zachodniego wybrzeża Morza Bohai (Liu i in., 2016) oraz południowej części Morza Północnego (Van der Molen i Van Dijck, 2000).

Integracja procesów sedymentacyjnych jest również istotna dla zrozumienia ewolucji wielkoskalowych systemów osadowych, które nie są bezpośrednio zasilane materiałem rzecznym, lecz powstają i/lub są kształtowane przez transport osadów, takich jak wyspy barierowe (Zhang i in., 2011a, 2014; Karle i in., 2021) oraz centra akumulacji osadów ilastych (Porz i in., 2021). Proces ten ma szczególne znaczenie dla ewolucji południowej części Morza Bałtyckiego, gdzie od środkowego holocenu, wraz z osiągnięciem względnie stabilnego poziomu morza, rozwijały się liczne wyspy i mierzeje barierowe (Uścinowicz i in., 2011; Zhang i in., 2011b; Dudzińska-Nowak, 2017). Należy podkreślić, że chociaż istnieje wiele lokalnych rekonstrukcji paleogeograficznych uwzględniających dynamikę transportu osadów, przedstawione badanie stanowi pierwszą próbę wykonania spójnej rekonstrukcji w skali całego morza. Uzyskanie kompleksowych informacji o datowanej miąższości osadów dla tak rozległego akwenu jak Morze Bałtyckie jest zadaniem wyjątkowo trudnym, ponieważ większość dostępnych danych pochodzi z badań lokalnych. Wymaga to znacznego nakładu pracy związanego z gromadzeniem, integracją, harmonizacją i syntezą rozproszonych zbiorów danych oraz uzupełnianiem luk pomiędzy nimi. Spójna rekonstrukcja paleogeograficzna morza, uwzględniająca nie tylko procesy regionalne, takie jak eustatyczne zmiany poziomu morza oraz ruchy izostatyczne i tektoniczne, lecz także depozycję osadów, dostarcza niezbędnych informacji dotyczących historycznego rozwoju akwenu, a w szczególności jego strefy przybrzeżnej.

Jednym z głównych wyzwań przyszłych badań nad udoskonalaniem rekonstrukcji paleogeograficznych jest rozróżnienie tempa akumulacji i erozji osadów. Chociaż tempo sedymentacji mogło zmieniać się w ciągu holocenu, w niniejszym badaniu przyjęto jego stałą wartość ze względu na ograniczoną dostępność danych. Dostępne oszacowania opierają się głównie na analizie nielicznie rozmieszczonych rdzeni osadowych, a ekstrapolacja kilkudziesięciu punktów pomiarowych na obszar całego Bałtyku jest obarczona znaczną niepewnością. Konieczne jest zatem pozyskanie większej liczby danych terenowych, które umożliwią stworzenie wiarygodnej bazy do dalszych analiz i interpolacji. Metody rekonstrukcji oparte na bilansie masy zostały już zaproponowane do odtwarzania obszarów depozycyjnych (*backstripping*) oraz uzupełniania obszarów erozyjnych (*backfilling*) w skalach geologicznych (Hay i in., 1989; Feng i in., 2023). Ich zastosowanie w rekonstrukcjach obejmujących przedziały czasowe rzędu tysięcy lat pozostaje jednak obarczone znaczną niepewnością z uwagi na niewystarczającą rozdzielczość profili sejsmoakustycznych. Próbę rekonstrukcji krajobrazu

przybrzeżnego poddanego erozji w środkowym holocenie przeprowadzili Zhang i in. (2014) w skali lokalnej. Rekonstrukcja ta opierała się na ekstrapolacji kształtu zachowanych fragmentów współczesnych erodowanych wybrzeży za pomocą funkcji sklejanych (*spline*), przy wykorzystaniu morfologii zaplecza lądowego jako powierzchni odniesienia. Na podstawie zidentyfikowanych w niniejszym badaniu głównych źródeł i stref akumulacji osadów oraz związanych z nimi szlaków transportu można przypuszczać, że podobne podejście mogłoby zostać zastosowane do rekonstrukcji erodowanych wybrzeży również w skalach czasowych od stuleci do tysiącleci.

## 6. Podsumowanie

W przedłożonej rozprawie doktorskiej omówiono wykorzystanie różnego rodzaju danych geologicznych, dzięki którym możliwe było geostatystyczne modelowanie geometrii serii osadowych i jej zmienności w czasie. Kompleksowa interpretacja danych sejsmicznych oraz sedymentologicznych prowadziła do interpretacji morfogenetycznej oraz umożliwiała wykonanie innych analiz przestrzennych. Wygenerowane trójwymiarowe modele miąższości osadów stanowiły, wraz z danymi eustatycznymi oraz rekonstrukcją deformacji litosfery, istotny element prowadzący do przeprowadzenia w pełni numerycznego modelowania paleogeograficznego. W rozprawie podjęto też dyskusję nad optymalną metodologią generowania trójwymiarowych modeli serii osadowych z uwzględnieniem specyfiki danych wejściowych; syntezą danych geologicznych z różnych źródeł oraz spójną metodologią rekonstrukcji paleogeograficznych, która składa się z uniwersalnego wzoru koncepcyjnego uwzględniającego jednak regionalne uwarunkowania. Omówione zostały również potencjalne wyzwania na przyszłość, takie jak szacowanie erozji, dywersyfikacja tempa akumulacji osadów oraz szersze uwzględnienie procesów morfogenezy brzegu.

**Literatura**


Allen, P.A., Allen, J.R., 2008: Basin Analysis - Principles and Applications. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 1-549.

Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., Anjar, J. 2011: The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130ka, in: The Baltic Sea Basin. Central and Eastern European Development Studies (CEEDES), edited by: Harff, J., Björck, S., Hoth, P., Springer, Berlin, Heidelberg,

Anscombe, F.J., Tukey, J.W., 1963. The examination and analysis of residuals. Technometrics 5 (2), 141-160.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W., Nichols, M.C., 2009: Handbook of Mineralogy III (Halides, Hydroxides, Oxides), Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, United States.

Arlot, S., Celisse, A., 2010. A survey for cross-validation procedures for model selection. Statistics Surveys, 4, 40-79.

Atkinson, K.E., 1989: An Introduction to Numerical Analysis, second ed. John Wiley & Sons, New York, United States.

Berglund, M., 2012: Early Holocene in Gästrikland, east central Sweden: shore displacement and isostatic recovery, Boreas, 41, 263-276.

Berra, F., Jadoul, F., Anelli, A., 2010: Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: coupling sea-level and climate changes, Palaeogeography Palaeoclimatology Paleoecology, 290, 138-150.

Berzins, V., Lübke, H., Berga, L., Cerina, A., Kalnina, L., Meadows, J., Muižniece, S., Paegle, S., Rudzıte, M., Zagorska, I., 2016: Recurrent Mesolithic-Neolithic occupation at Sise (western Latvia) and shoreline displace ment in the Baltic Sea Basin, Holocene, 26, 1319-1325.

Björck, S., 1995: A review of the history of the Baltic Sea, 13.0 - 8.0 ka BP, Quaternary International, 27, 19-40.

Björck, S. 2008: The late Quaternary development of the Baltic Sea basin, in: Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin, Springer, 398-407.

Bobertz, B., Harff, J., and Bohling, B.: Parameterisation of clasticsediments including benthic structures, J. Marine Syst., 75, 371381.

Borówka, R.K., Osadczuk, A., Li, Z., Miluch, J., Osadczuk, K., Bieniek, B., Maciąg, Ł., Tomkowiak, J., Chen, H., 2020: Sedimentological and geochemical imprint of environmental changes in late Pleistocene palaeodelta-hosting deposits, southwest of the Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences. 201, 104502.

Catuneanu, O., 2006: Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam.

Chen, H., Harff, J., Qiu, Y., Osadczuk, A., Zhang, J., Tomczak, M., Cui, Z., Cai, G., 2015: Last Glacial Cycle and Seismic Stratigraphic Sequences at the West Offshore of Hainan

Island, Northwestern of the South China Sea. Special Publication Series, Geological Society London. 429, 99-121.

Chihi, H., de Marsily, G., 2009: Simulating non-stationary seismic facies distribution in a prograding shelf environment. Oil Gas Science and Technology - Revue d'IFP Energies nouvelles 64 (4), 451-467.

Chihi, H., Tesson, M., Galli, A., de Marsily, G., Ravenne, C., 2007: Geostatistical modelling (3D) of the stratigraphic unit surfaces of the Gulf of Lion western margin (Mediterranean Sea) based on seismic profiles. Bulletin de la Société Géologique de France, 178 (1), 25-39.

Chiles, J.P., Delfiner, P., 1999: Geostatistics - Modeling Spatial Uncertainty. Wiley Series in Probability and Statistics, New York, USA.

Christiansen, C., Kunzendorf, H., Emeis, K.-C., Endler, R., Struck, U., Neumann, T., Sivkov, V. 2002: Temporal and spatial sedimentation rate variabilities in the eastern Gotland Basin, the Baltic Sea, Boreas, 31, 65-74.

Clift, P.D., Sun, Z., 2006: The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai-Song Hong Basin and the southern Hainan margin, South China Sea; implications for Tibetan uplift and monsoon intensification. Journal of Geophysical Research. 111, B06405.

Damušyte, A., 2011: Post-glacial geological history of the Lithuanian coastal area, Doctoral Dissertation, Physical Sciences, Geology, Vilnus.

Dudzińska-Nowak, J., 2017: Morphodynamic processes of the Świna Gate coastal zone development (southern Baltic Sea), in: Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East: Past and Future Projection, 219-255.

Einsele, G., 1996: Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes-overview, Sedimentary Geology, 104, 11-37.

Emelyanov, E., 2002: Geology of the Gdansk Basin, Russian Academy of Sciences, Atlantic Branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Yantarny skaz, Russian Federation.

Endler, M., Endler, R., Bobertz, B., Leipe, T., and Arz, H. W., 2015: Linkage between acoustic parameters and seabed sediment properties in the south-western Baltic Sea, Geo-Mar. Lett., 35, 145-160.

Feng, B., He, Y., Li, H., Li, T., Du, X., Huang, X., Zhou, X.: Paleogeographic reconstruction of an ancient source-to-sink system in a lacustrine basin from the Paleogene Shahejie formation in the Miaoxibei area (Bohai Bay basin, east China), Frontiers in arth Sciences, 11, 1247723.

Feng, Y., Zhang, W., Chen, H., Jiang, T., Zhang, J., Osadczuk, A., Yao, Y., Li, W., Sun, J., Guo, L., Huang, W., Li, S., Zhang, W., 2018: Seismic characteristics and sedimentary record of the Late Pleistocene delta offshore south-western Hainan Island, northwestern South China Sea. Interpretation 6, 31-43.

Geisser, S., 1975: The predictive sample reuse method with applications. Journal of the American Statistical Association, 70, 320-328.

Gelumbauskaite, L. Ž., 2009: Character of sea level changes in the subsiding south-eastern Baltic Sea during Late Quaternary, Baltica, 22, 23-36.

Glückert, G. 1976: Post-glacial shore-level displacement of the Baltic in SW Finland, Annales Academiæ Scientiarum Fennicæ, Ser. A III, 118.

Gong, C., Wang, Y., Pyles, D.R., Steel, R.J., Xu, S., Xu, Q., Li, D., 2015. Shelf-edge trajectories and stratal stacking patterns: their sequence-stratigraphic significance and relation to styles of deep-water sedimentation and amount of deep-water sand- stone. AAPG Bulletin, 99 (7), 1211-1243.

Goovaerts, P. 1998: Ordinary cokriging revisited, Mathematical Geosciences, 30, 21-42.

Groh, A., Harff, J., 2023: Relative sea-level changes induced by glacial isostatic adjustment and sediment loads in the Beibu Gulf, South China Sea, Oceanologia, 65, 249-259.

Grudzinska, I., Saarse, L., Vassiljev, J., Heinsalu, A. 2013: Mid and late-Holocene shoreline changes along the southern coast of the Gulf of Finland, B. Geological Society. Finland, 85, 19-34.

Gudelis, V. and Emelyanov, E., 1976: Geology of the Baltic Sea, Mokslas Publishers.

Guo, L, Zhong, Z., Wang, L., Shi, Y., Li, H., Liu, S., 2001: Regional tectonic evolution around Yinggehai basin of South China Sea. Geological Journal of China Universities, 7, 1-12.

Habicht, H. L., Rosentau, A., Jõeleht, A., Heinsalu, A., Kriiska, A., Kohv, M., Hang, T., Aunap, R., 2017: GIS-based multiproxy coastline reconstruction of the eastern Gulf of Riga, Baltic Sea, during the Stone Age, Boreas, 46, 83-99.

Hall, A. van Boeckel, M. 2020: Origin of the Baltic Sea basin by Pleistocene glacial erosion, GFF, 142, 237-252.

Hansson, A., Nilsson, B., Sjöström, A., Björck, S., Holmgren, S., Linderson, H., Magnell, O., Rundgren, M., Hammarlund, D., 2018: A submerged Mesolithic lagoonal landscape in the Baltic Sea, south-eastern Sweden-Early Holocene environmental reconstruction and shore-level displacement basedon a multiproxy approach, Quaternary International, 463, 110-123.

Harff, J., Lemke, W., Lampe, R., Lüth, F., Lübke, R., Meyer, M., Tauber, F., Schmölcke, U., 2007: The Baltic Sea Coast - a Model of Interrelations between Geosphere, Climate and Anthroposphere, in: Coastline Change- Interrelation of Climate and Geological Processes, Spec. Pap. 426, edited by: Harff, J., Hay, W. W., Tetzlaff, D., The Geological Society of America.

Harff, J., Endler, R., Emelyanov, E., Kotov, S., Leipe, T., Moros, M., Olea, R. A., Tomczak, M., Witkowski, A., 2011: Late Quaternary Climate Variations reflected in Baltic Sea Sediments, in: The Baltic Sea Basin, edited by: Harff, J., Björck, S., and Hoth, P., Springer, Berlin et al., 99-132.

Harff, J., Deng, J., Dudzińska-Nowak, J., Fröhle, P., Groh, A., Hünicke, B., Soomere, T., Zhang, W., 2017: What Determines the Change of Coastlines in the Baltic Sea?, in: Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East- Past and Future Projection

Coastal Research Library, Vol. 19, edited by: Harff, J., Furmańczyk, K., von Storch, H., Springer, Heidelberg, 15-35.

Hay, W. W., Shaw, C. A., Wold, C. N., 1989: Mass-balanced paleogeographic reconstructions, Geologische Rundschau, 78, 207-242.

Heinsalu, A., Veski, S. 2007: The history of the Yoldia Sea in Northern Estonia: palaeoenvironmental conditions and climatic oscillations, Geological Qarterly, 51, 295-306.

Hengl, T., 2007. A Practical Guide to Geostatistical Mapping of Environmental Variables. Office for Official Publications of the European Communities (dostęp: 21.06.2021). https://publications.jrc.ec.europa.eu/repository/handle /JRC38153.

Houlding, S.W., 2000: Practical Geostatistics: Modeling and Spatial Analysis. Springer Science & Business Media, pp. 1-159.

Huang, W., Chen, H., Qiu, Y., 2015: Seismic stratigraphic features of the Late Pleistocene delta of the Yinggehai Basin, northwest of South China Sea. Marine Geology Frontiers, 31, 10-15.

Jakobsson, M., Björck, S., Alm, G., Andrén, T., Lindeberg, G., Svensson, N. O., 2007: Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume, Global and Planetary Change, 57, 355-370.

Jiang, T., Chen, H., Harff, J., Hu, Y., Liu S., 2018: Optically stimulated luminescence geochronology of Hainan delta and its constraints on delta evolution. In: Chen, H., Harff, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A. (Eds.), International Conference "Sedimentary Source-to-Sink Systems in Marginal Seas", Szczecin, Poland November 13-14, 2018, Abstracts Book, 20.

Karle, M., Bungenstock, F., Wehrmann, A., 2021: Holocene coastal landscape development in response to rising sea level in the Central Wadden Sea coastal region, Netherlands Journal of Geosciences, 100, e12.

Kaskela, A. M., Kotilainen, A. T., Al-Hamdani, Z., Leth, J. O., Reker, J.1 2012: Seabed geomorphic features in a glaciated shelf of the Baltic Sea, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 100, 150-161.

Konomi, B.A.,Kang,E.L., Almomani,A.,Hobbs,J.: Bayesian Latent Variable Co-kriging Model in Remote Sensing for Quality Flagged Observations, Journal of Agricultural Biological and Environmental Statistics, 28, 1-19.

Lajczak, A. Jansson, M. B., 1993: Suspended Sediment Yield in the Baltic Drainage Basin, Hydrology Research, 24, 31-52.

Lampe, R. Janke, W., 2004: The Holocene sea level rise in the Southern Baltic as reflected in coastal peat sequences, Special papers 11, Polish Geological Institute, 19-29.

Lampe, R., Endtmann, E., Janke, W., Meyer, H. 2011: Relative sea level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9ka, E&G Quaternary Science Journal, 59, 3-20.

Leenaers, H., Burrough, P. A., Okx, J. P.. 2020: Efficient mapping of heavy metal pollution on floodplains by co-kriging from elevation data, in: Three Dimensional Applications in GIS, CRC Press, 37-50.

Lei, C., Jianye, R., Sternai, P., Fox, M., Willett, S., Xie, X., Clift, P.D., Liao, J., Wang, Z., 2015: Structure and Sediment Budget of Yinggehai-Song Hong Basin, South China Sea: Implications for Cenozoic Tectonics and River Basins Reorganization in Southeast Asia. Tectonophysics 655.

Leipe, T., Tauber, F., Vallius, H., Virtasalo, J., Uścinowicz, S., Kowalski, N., Hille, S., Lindgren, S., Myllyvirta, T., 2011: Particulate organic carbon (POC) in surface sediments of the Baltic Sea, Geo-Marine Letters, 31, 175-188.

Lemke, W. 1998: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression, Institut für Ostseeforschung Warnemünde.

Lemke, W., Jensen, J. B., Bennike, O., Endler, R., Witkowski, A., Kuijpers, A. 2001: Hydrographic thresholds in the western Baltic Sea: Late Quaternary geology and the Dana River concept, Marine Geology, 176, 191-201.

Li, X., Fairweather, L., Wu, S., Ren, J., Zhang, H., Quan, X., Jiang, T., Zhang, C., Su, M., He, Y., Wang, D., 2013: Morphology, sedimentary features and evolution of a large palaeo submarine canyon in Qiongdongnan basin, Northern South China Sea, Journal of Asian Earth Sciences 62, 685-696.

Lindén, M., Möller, P. E. R., Björck, S., Sandgren, P. E. R. 2006: Holocene shore displacement and deglaciation chronology in Norrbotten, Sweden, Boreas, 35, 1-22.

Liu, Y., Huang, H., Qi, Y., Liu, X., Yang, X.. 2016: Holocene coastal morphologies and shoreline reconstruction for the southwestern coast of the Bohai Sea, China, Quaternary Res., 86, 144-161.

Lõugas, L. Tomek, T. 2013: Marginal effect at the coastal area of Tallinn Bay: The marine, terrestrial and avian fauna as a source of subsistence during the Late Neolithic. Man, his time, artefacts, and paces, Collection of articles dedicated to Richard Indreko, Muinasaja teadus, 19, 463-485.

Maciąg, Ł., Harff, J., 2020: Application of multivariate geostatistics for local-scale lithological mapping - case study of pelagic surface sediments from the Clarion- Clipperton Fracture Zone, north-eastern equatorial Pacific (Interoceanmetal claim area). Computer Geosciences, 139, 104474.

Maystrenko, Y., Bayer, U., Brink, H. J., and Littke, R., 2008: The Central European Basin System- an Overview, in: Dynamics of Complex Intracontinental Basins, edited by: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D., Nelskamp, S., Springer, Berlin, Heidelberg,

Miettinen, A.: Relative sea level changes in the eastern part of the Gulf of Finland during the last 8000 years, Annales Academiæ Scientiarum Fennicæ, Ser. A III 162, 5-91.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2013: River Discharge to the Coastal Ocean: a Global Synthesis. Cambridge University Press.

Miluch, J., Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based investigation of geometry and sedimentary architecture of the late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island. Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611.

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467.

Miluch, J., Zhang, W., Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605.

Myers, D. E., 1982: Matrix formulation of co-kriging, The Journal of the International Association for Mathematical Geology, 14, 249-257, 1982.

Myers, D. E., 1984: Co-kriging- new developments, in: Geostatistics forNatural Resources Characterization: Part 1, Springer, Dordrecht,295-305.

Ni, Y., Harff, J., Xia, Z., Waniek, J.J., Endler, M., Schulz-Bull, D.E., 2016: Post-glacial mud depocentre in the southern Beibu Gulf: acoustic features and sedimentary environment evolution. Geological Society, London, Special Publications, p. 429.

Noda, A., 2013. Strike-Slip Basin - Its Configuration and Sedimentary Facies, in Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins; Itoh Y. (Ed.), Chapter: 2.

Oliver, M.A., Webster, R., 1990: Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. International Journal of Geographical Information Science. 4 (3), 313-332.

Oliver, M.A., Webster, R., 2014: A tutorial guide to geostatistics: computing and modelling variograms and kriging. Catena 113, 56-69.

Olea, R.A., 2006: A six-step practical approach to semivariogram modeling. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment. 20, 307–318.

Paszke, A., Gross, S., Massa, F., Lerer, A., Bradbury, J., Chanan, G., Kileen, T., Lin, Z., Gimelshein, N., Antiga, L., Desmaison, A., Kopf, A., Yang, E., DeVito, Z., Raison, M., Tejani, A., Chilamkurthy, S., Steiner, B., Fang, L., Bai, J., Chintala, S. 2019: PyTorch: An Imperative Style, High Performance Deep Learning Library. in: Advances in Neural Information Processing Systems 32, edited by: Wallach, H., Larochelle, H., Beygelzimer, A., d'Alché-Buc, F., Fox, E., Garnett, R., Curran Associates, Inc. Publisher's Version, 80248035.

Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P. L., Stroeven, A. P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., Hall, A. M. 2017: Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex, Quaternary Science Reviews, 169, 148-172.

Peltier, W. R., 1999: Global sea level rise and glacial isostatic adjustment, Global and Planetary Change, 20, 93-123.

Peltier, W., 2004: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 32, 111-149.

Peltier, W. R. 2007: Postglacial coastal evolution: Ice-ocean-solid Earth interactions in a period of rapid climate change, in: Coastline Changes: Interrelation of Climate and Geological Processes: Geological Society of America Special Paper, edited by: Harff, J., Hay, W. W., and Tetzlaff, D. M., 426, 5-28.

Porz, L., Zhang, W., Schrum, C., 2021: Density-driven bottom currents control development of muddy basins in the southwestern Baltic Sea, Marine Geology, 438, 106523.

Pruszak, Z., van Ninh, P., Szmytkiewicz, M., Manh Hung, N., Ostrowski, R., 2005: Hydrology and morphology of two river mouth regions (temperate Vistula Delta and subtropical Red River Delta), Oceanologia, 47, 365-385.

Ronneberger, O., Fischer, P., Brox, T., 2015: U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation, in: Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention (MICCAI), LNCS, vol. 9351, Springer, 234-241.

Root, B. C., van der Wal, W., Novák, P., Ebbing, J., Vermeersen, L. L. A., 2015: Glacial isostatic adjustment in the static gravity field of Fennoscandia, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 120, 503-518.

Rosentau, A., Muru, M., Kriiska, A., Subetto, D. A., Vassiljev, J., Hang, T., Gerasimov, D., Nordqvist, K., Ludikova, A., Lõugas, L., Raig, H., Kihno, K., Aunap, R., Letyka, N., 2013: Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland, Boreas, 42, 912931.

Rosentau, A., Bennike, O., Uscinowicz, S., Miotk-Szpiganowicz, G., 2017: The Baltic Sea Basin, in: Submerged landscapes of the European continental shelf: quaternary paleoenvironments, John Wiley & Sons, 103-133.

Rosentau, A., Klemann, V., Bennike, O., Steffen, H., Wehr, J., Latinovic, M., Bagge, M., Ojala, A., Berglund, M., Becher, G. P., Schoning, K., Hansson, A., Nielsen, L., Clemmensen, L. B., Hede, M. U., Kroon, A., Pejrup, M., Sander, L., Stattegger, K., Schwarzer, K., Lampe, R., Lampe, M., Uscinowicz, S., Bitinas, A., Grudzinska, I., Vassiljev, J., Nirgi, T., Kublitskiy, Y., Subetto, D., 2021: A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea, Quaternary Science Reviews, 266, 107071.

Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M., Schiefelbein, I.M., 2007: Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology. Blackwell Publishing Ltd.

Ryabchuk, D. V., Sergeev, A. Y., Prishchepenko, D. V., Zhamoida, V. A., Elkina, D. V., Piskarev, A. L., Bashirova, L. D., Ponomarenko, E. P., Budanov, L. M., Grigoriev, A. G., Evdokimenko, A. V., 2020: Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene, Boreas, 50, 381-403.

Saarnisto, M. 1981: Holocene emergence history and stratigraphy in the area north of the Gulf of Bothnia, Suomalainen tiedeakatemia.

Schmedemann, N., Schafmeister, M. T., Hoffmann, G., 2008: Numeric de-compaction of Holocene sediments, Polish Geological Institute Special Papers 23, 87-94.

Shao, J., 1993. Linear model selection by cross-validation. Journal of the American Statistical Associatio,. 88 (442), 486-494.

Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L.,Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J., Liverman, D. G. E. 2006: A conceptual model of the deglaciationof Atlantic Canada, Quaternary Science Reviews, 25, 2059-2081.

Shi, W., Xie, Y., Wang, Z., Li, X., Tong, C., 2013: Characteristics of overpressure distribution and its implication for hydrocarbon exploration in the Qiongdongnan Basin. Journal of Asian Earth Sciences 66, 150-165.

Sohlenius, G., Emeis, K. C., Andrén, E., Andrén, T., Kohly, A. 2001: Development of anoxia during the Holocene fresh-brackish water transition in the Baltic Sea, Marine Geololgy, 177, 221-242.

Spada, G. and Stocchi, P. 2007: SELEN: A Fortran 90 program for solving the "sea-level equation", Computer Geosciences, 33, 538-562.

Steffen, H. Wu, P., 2011: Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia - a review of data and modeling, Journal of Geodynamics, 52, 169-204.

Stokes, C. R., Tarasov, L., Blomdin, R., Cronin, T. M., Fisher, T. G., Gyllencreutz, R., Hätterstand, C., Heyman, J., Hindmarsh, R. C. A., Hughes, A. L. C., Jakobsson, M., Kirchner, N., Livingstonen, S. J., Margold, M., Murton, J. B., Noormets, R., Peltier, W. R., Peteet, D. M., Piper, D. J. W., Preusser, F., Renssen, H., Roberts, D. H., Rocher, D. M., Saint-Ange, F., Stroven, A. P., ad Teller, J. T., 2015: On the reconstruction of palaeo-ice sheets: recent advancesand future challenges, Quaternary Science Reviews, 125, 15-49.

Sturt, F., Garrow, D., Bradley, S., 2013: New models of North West European Holocene paleogeography and inundation, Journal of Archaeological Science, 40, 3963-3976.

Sun, Z., Di, Z., Zhong, Z., Zeng, Z., Wu, S., 2003: Experimental evidence for the dynamics of the formation of the Yinggehai basin, NW South China Sea. Tectonophysics 372, 41-58.

Tanabe, S., Hori, K., Saito, Y., Haruyama, S., Vu, V.P., Kitamura, A., 2003: Song Hong (Red River) delta evolution related to millennium-scale Holocene sea-level changes. Quaternary Science Reviews, 22, 2345-2361.

Uehara, K., Scourse, J. D., Horsburgh, K. J., Lambeck, K., Purcell, A. 2006.: Tidal evolution of the northwest European shelf seasfrom the Last Glacial Maximum to the present, Journal of Geophysical Research.

Uścinowicz, S. 1995.: Geological Atlas of the Southern Baltic - Holocene thickness, Polish Geological Institute.

Uścinowicz, S., 2006: A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea, Quaternary International, 145-146, 86-105.

Uścinowicz, S., 2014: The Baltic Sea continental shelf, in: Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle, edited by: Chiocci, F. L. Chivas, A. R., Vol. 41, Geological Society Memoir, 69-89,

Uścinowicz, S., 2022: Hel Peninsula-geological structure and history. Assessing the Baltic Sea Earth System, in: 4th Baltic Earth Conference, Jastarnia, Poland.

Uścinowicz, S., Miotk-Szpiganowicz, G., Krąpiec, M., Witak, M., Harff, J., Lübke, H., Tauber, F., 2011: Drowned forests in the Gulf of Gdańsk (Southern Baltic) as an indicator of the Holocene shoreline changes, in: The Baltic Sea Basin, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 219-231.

Van der Molen, J., Van Dijck, B. 2000: The evolution of the Dutch and Belgian coasts and the role of sand supply from the North Sea, Global and Planetary Change, 27, 223-244.

Varela, A. N., 2015: Tectonic control of accommodation space and sediment supply within the Mata Amarilla Formation (lower Upper Cretaceous) Patagonia, Argentina, Sedimentology, 62, 867-896.

Vinh, V.D., Ouillon, S., Thanh, T.D., Chu, L.V., 2014: Impact of the Hoa Binh dam (Vietnam) on water and sediment budgets in the Red River basin and delta. Hydrology and Earth System Sciences, 18, 3987-4005.

Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L., and Kaufmann, G., 2017: Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea), Quaternary Science Reviews, 26, 3249-3275.

Vött, A.: Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene, Quaternary Science Reviews, 26, 894-919.

Vu, D.V., Nguyen, D.C., Tran, D.T., 2011: The impact of Hoa Binh dam on distribution of suspended sediment in coastal areas of Red River delta, Proc. 5th National Conference of Marine. Science and Technology, 3, 465-474.

Wackernagel, H., 1995: Multivariate Geostatistics. An Introduction with Applications. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Reviews 21, 295-305.

Wallmann, K., Diesing, M., Scholz, F., Rehder, G., Dale, A. W., Fuhr, M., Suess, E.: Erosion of carbonate-bearing sedimentary rocks may close the alkalinity budget of the Baltic Sea and support atmospheric CO2 uptake in coastal seas, Frontiers in Marine Science., 9, 968069.

Wang, X., Zhang, W., Xie, X., Chen, H., Chen, B.: Holocene sedimentary distribution and morphological characteristics reworked by East Asian monsoon dynamics in the Mekong River shelf, South Vietnam, Estuarine, Coastal and Shelf Science, 302, 108784.

Wei, S., Chen, Y.J., 2016: Seismic evidence of the Hainan mantle plume by receiver function analysis in southern China. Geophysical Research Letters, 8978-8985.

Weisse, R., Dailidiene, I., Hünicke, B., Kahma, K., Madsen, K., Omstedt, A., Parnell, K., Schöne, T., Soomere, T., Zhang, W., Zorita, E., 2021: Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region, Earth System Dynamics, 12, 871-898.

Winterhalter, B., 1972: On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation, Geological Survey of Finland, Bulletin 258, Geologinen Tutkimuslaitos, Otaniemi, Finland.

Wu, C. Y., Wei, X., Ren, J., Bao, Y., He, Z. G., Lei, Y. P., Shi, H. Y., Zhang, W. 2010: Morphodynamics of the rock-bound outlets of the Pearl River estuary, South China- A preliminary study, Journal of Marine Systems, 82, 17-27.

Yao, Y., Harff, J., Meyer, M., Zhan, W., 2009: Reconstruction of paleocoastlines for the northwestern south China sea since the last glacial maximum, Science China Earth Sciences, 52, 1127-1136.

Xia, S., Zhao, D., Sun, J., Huang, H., 2016: Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: new insights into the Hainan plume. Gondwana Research, 36, 33-43.

Xie, X., Müller, R.D., Ren, J., Jiang, T., Zhang, C., 2008: Stratigraphic architecture and evolution of the continental slope system in offshore Hainan, northern South China Sea. Marine Geology, 247, 129-144.

Xiong, P., Dudzinska-Nowak, J., Harff, J., Xie, X., Zhang, W., Chen, H., Jiang, T., Chen, H., Miluch, J., Feldens, P., Maciag, Ł., Osadczuk, A., Meng, Q., Zorita, E., 2020: Modeling paleogeographic scenarios of the last glacial cycle as a base for source-to-sink studies: an example from the northwestern shelf of the South China Sea, J. Asian Earth Sci., 203, 104542.

Xue, Y., Sun, M., Ma, A., 2004: On the reconstruction of three-dimensional complex geological objects using Delaunay triangulation. Future Generation Computer Systems. 20 (7), 1227-1234.

Yang, C.S., Kao, S.P., Lee, F.B., Hung, P.S., 2004: Twelve different interpolation methods: a case study of Surfer 8.0. Proceedings of the XXth ISPRS Congress 35, 778-785.

Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., Meyer, M., Wu, C. Y., 2011a: A multi-scale centennial morphodynamic model for the southern Baltic coast, Journal of Coastal Research, 27, 890-917.

Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., 2011b: Analysis of 50 year wind data of the southern Baltic Sea for modelling coastal morphological evolution- a case study from the Darss-Zingst Peninsula, Oceanologia, 53, 489-518.

Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., Meyer, M., Zorita, E., Hünicke, B., 2014: Holocene morphogenesis at the southern Baltic Sea: simulation of multiscale processes and their interactions for the Darss-Zingst peninsula, Journal of Marine Systems, 129, 4-18.

Zhang, W., Xiong, P., Meng, Q., Dudzinska-Nowak, J., Chen, H., Zhang, H., Zhou, F., Miluch, J., Harff, J., 2020: Morphogenesis of a late Pleistocene delta off the southwestern Hainan Island unraveled by numerical modeling. Journal of Asian Earth Sciences, 195, 104351.

# SUPLEMENT

## A

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R1-1 | 0.001250 | 110,000 | – | 0.0002 | 0.0295 | 0.0119 |
| R1-2 | 0.001225 | 110,000 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0296 | 0.0130 |
| R1-3 | 0.001200 | 110,000 | 0.000050 | 0.0072 | 0.0297 | 0.0140 |
| R1-4 | 0.001150 | 110,000 | 0.000100 | 0.0101 | 0.0301 | 0.0156 |

## B

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | Sill ($s^2$) | Range (m) | Power | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R1-5 | 0.000950 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.2 | – | 0.0001 | 0.0264 | 0.0062 |
| R1-6 | 0.000925 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.2 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0265 | 0.0080 |
| R1-7 | 0.000900 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.2 | 0.000050 | 0.0071 | 0.0267 | 0.0096 |
| R1-8 | 0.000925 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.1 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0266 | 0.0083 |
| R1-9 | 0.000925 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.3 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0263 | 0.0077 |

## C

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R2-1 | 0.001500 | 115,000 | – | 0.0002 | 0.0317 | 0.0123 |
| R2-2 | 0.001475 | 115,000 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0319 | 0.0134 |
| R2-3 | 0.001450 | 115,000 | 0.000050 | 0.0072 | 0.0320 | 0.0143 |
| R2-4 | 0.001400 | 115,000 | 0.000100 | 0.0101 | 0.0323 | 0.0160 |

## D

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | Sill ($s^2$) | Range (m) | Power | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R2-5 | 0.001200 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.2 | – | 0.0001 | 0.0466 | 0.0132 |
| R2-6 | 0.001175 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.2 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0468 | 0.0144 |
| R2-7 | 0.001150 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.2 | 0.000050 | 0.0072 | 0.0469 | 0.0154 |
| R2-8 | 0.001175 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.1 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0476 | 0.0158 |
| R2-9 | 0.001175 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.3 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0459 | 0.0131 |
| R2-10 | 0.002225 | 70,000 | 0.0002 | 70,000 | 1.2 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0308 | 0.0077 |
| R2-11 | 0.002225 | 70,000 | 0.0002 | 70,000 | 1.1 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0309 | 0.0080 |
| R2-12 | 0.002225 | 70,000 | 0.0002 | 70,000 | 1.3 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0301 | 0.0074 |

## E

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R0R1-1 | 120 | 100,000 | – | 0.0550 | 9.0040 | 4.3070 |
| R0R1-2 | 117.5 | 100,000 | 2.5 | 1.6116 | 9.0769 | 4.6219 |
| R0R1-3 | 115 | 100,000 | 5 | 2.2704 | 9.1491 | 4.8918 |
| R0R1-4 | 120 | 100,000 | 10 | 3.2015 | 9.2934 | 5.3669 |

## F

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | Sill ($m^2$) | Range (m) | Power | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R0R1-5 | 85 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | – | 0.0076 | 7.3988 | 2.0995 |
| R0R1-6 | 82.5 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 2.5 | 1.5958 | 7.5198 | 2.7997 |
| R0R1-7 | 80 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 5 | 2.2552 | 7.6349 | 3.2757 |
| R0R1-8 | 75 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 10 | 3.1881 | 7.8572 | 4.0202 |
| R0R1-9 | 65 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 20 | 4.5078 | 8.2907 | 5.1504 |
| R0R1-10 | 82.5 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.1 | 2.5 | 1.5976 | 7.5851 | 2.8854 |
| R0R1-11 | 82.5 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.3 | 2.5 | 1.5948 | 7.4521 | 2.7241 |
| R0R1-12 | 80 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.3 | 5 | 2.2544 | 7.5687 | 3.2123 |

## G

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R1R2-1 | 150 | 85,000 | – | 0.0777 | 9.6969 | 5.0569 |
| R1R2-2 | 147.5 | 85,000 | 2.5 | 1.6207 | 9.7501 | 5.3259 |
| R1R2-3 | 145 | 85,000 | 5 | 2.2779 | 9.8021 | 5.5609 |
| R1R2-4 | 140 | 85,000 | 10 | 3.2094 | 9.9051 | 5.9820 |

## H

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | Sill ($m^2$) | Range (m) | Power | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R1R2-5 | 150 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | – | 0.0073 | 7.5016 | 2.0620 |
| R1R2-6 | 147.5 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 2.5 | 1.5945 | 7.6165 | 2.8078 |
| R1R2-7 | 145 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 5 | 2.2543 | 7.7296 | 3.2910 |
| R1R2-8 | 140 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 10 | 3.1874 | 7.9508 | 4.0409 |
| R1R2-9 | 130 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 20 | 4.5073 | 8.3753 | 5.1806 |
| R1R2-10 | 110 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 40 | 6.3741 | 9.1640 | 6.8731 |
| R1R2-11 | 147.5 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.1 | 2.5 | 1.5956 | 7.6452 | 2.8661 |
| R1R2-12 | 147.5 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.3 | 2.5 | 1.5940 | 7.5895 | 2.7545 |

## I

| Map | Mean absolute sum of residuals (m) | |
|---|---|---|
| | Spherical model-based | Nested model-based |
| R1 surface morphology | 398.10 | 622.77 |
| R2 surface morphology | 546.07 | 1015.63 |
| SU R0-R1 thickness | 374.66 | 602.24 |
| SU R1-R2 thickness | 474.53 | 806.39 |

## J

| Method | Volume ($m^3 \cdot 10^9$) | Dry mass ($t \cdot 10^9$) | Wet mass ($t \cdot 10^9$) | Annual dry sediment discharge ($t/yr \cdot 10^6$) | Annual wet sediment discharge ($t/yr \cdot 10^6$) |
|---|---|---|---|---|---|
| Cut & fill algorithm | 1564 | 2643 ± 309 | 3237 ± 407 | 294 ± 34 | 360 ± 45 |
| 3D Delaunay triangulation | 1418 | 2396 ± 292 | 2935 ± 383 | 267 ± 32 | 326 ± 43 |
| 3D Delaunay triangulation (without abnormal values) | 1396 | 2360 ± 290 | 2891 ± 380 | 262 ± 32 | 321 ± 42 |
| Advanced 3D orthogonal grid-based algorithm | 1397 | 2361 ± 290 | 2892 ± 380 | 262 ± 32 | 321 ± 42 |
| Advanced 3D orthogonal grid-based algorithm (without abnormal values) | 1371 | 2317 ± 287 | 2838 ± 376 | 257 ± 32 | 315 ± 42 |

**Geostatystyczne modelowanie geometrii serii osadowych oraz integracja danych sejsmicznych, sedymentologicznych i eustatycznych w rekonstrukcjach paleogeograficznych**

Streszczenie rozprawy doktorskiej:

Linia brzegowa oraz obszar szelfu kontynentalnego podlegają ciągłym morfologicznym przemianom wskutek działalności szeregu czynników naturalnych: globalnych zmian poziomu morza; poziomych i pionowych ruchów litosfery; dynamiki osadów, na którą składają się procesy erozji, akumulacji, redepozycji i kompakcji; jak również wskutek zmian wynikających z działalności człowieka. W związku ze złożonością systemu, stworzenie geometrycznych modeli serii osadowych oraz modeli paleogeograficznych wymaga szeroko zakrojonych i kompleksowych badań obejmujących analizy sedymentologiczne, interpretację danych geofizycznych, syntezę zróżnicowanych informacji geologicznych z wielu źródeł oraz przestrzenne modelowanie (inter- i ekstrapolowanie) danych z wykorzystaniem narzędzi geostatystycznych. Rekonstrukcja paleogeografii dla różnych obszarów wymaga zastosowania spójnej metodologii z jednoczesnym uwzględnieniem regionalnych oraz lokalnych uwarunkowań. Opracowane przykłady geometrycznego modelowania serii osadowych pod takim właśnie kątem zostały przedstawione w trzech autorskich artykułach naukowych składających się na rozprawę:

1. **Miluch, J.**, Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). *Journal of Asian Earth Sciences*, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611
2. **Miluch, J.**, Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). *Marine and Petroleum Geology*, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467
3. **Miluch, J.**, Zhang, W., Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

Pierwszy z trzech przedstawionych do oceny artykułów skupiał się na analizie danych sejsmicznych z Morza Południowochińskiego pod kątem rekonstrukcji geometrii paleodelty, odkrytej na szelfie kontynentalnym, na południowy zachód od wyspy Hajnan w ramach analizy danych geofizycznych[1]. Zidentyfikowanie warstwy, z występującymi w niej charakterystycznymi dla osadów deltowych klinoform, stanowiło punkt wyjścia do uruchomienia polsko-chińskiego projektu badawczego ‘Ewolucja "delty Hainan" na północno-zachodnim szelfie Morza Południowochińskiego jako reakcja na paleośrodowiskowe zmiany od późnego plejstocenu (ERES)’. W ramach tego projektu kandydat był odpowiedzialny za interpretowanie danych geofizycznych oraz analizy sedymentologiczne. W analizowanych profilach sejsmicznych wyróżniono refleksy R1 i R2 odpowiadające powierzchniom erozyjnym, stanowiącym strop oraz spąg osadów deltowych, których wiek na podstawie datowania metodą OSL określono odpowiednio na 56 kyr BP i 65 kyr BP. Następnie wykorzystano geostatystyczne narzędzia interpolacji w celu wymodelowania powierzchni stropu i spągu, jak również stworzenia modeli miąższości serii deltowej oraz post-deltowej. Dane litologicznych ze 100-metrowego rdzenia osadów ZBW umożliwiły wyznaczenie prędkości rozchodzenia się dźwięku w poszczególnych jednostkach. Rzutowanie punktów, w których na profilach sejsmicznych zidentyfikowano wcięcia erozyjne, na wymodelowane powierzchnie umożliwiło zrekonstruowanie 2 generacji systemów kanałów rozprowadzających. Analiza pozornych kątów zapadania klinoform deltowych w punktach przecięć profili pozwoliła na wyliczenie prawdziwych kątów oraz prawdziwych azymutów, dzięki czemu potwierdzono hipotezę, że osady budujące paleodeltę pochodzą z wyspy Hajnan. Na podstawie modelu miąższości, parametrów osadu oraz dostępnych danych datowania metodą OSL, możliwe było oszacowanie objętości oraz masy osadów budujących paleodeltę oraz wyliczenie rocznej dostawy osadu rzędu $282 \pm 20*10^6$ t/rok. Depozycja tak dużej ilości osadów mogła być wynikiem dramatycznie silnego wietrzenia skał budujących wyspę Hajnan, prawdopodobnie spowodowanego ekstremalnymi warunkami klimatycznymi, wahaniami poziomu morza i tektonicznym podnoszeniem się wyspy. Publikacja była elementem kompleksowych badań „Delty Hajnan’, która może stanowić potencjalny „hot spot” dla badań paleoklimatycznych dla okresu ostatniego zlodowacenia. Ponadto stwierdzono, iż paleodelta w Zatoce Beibu i powiązane obszary przybrzeżne i lądowe mogą służyć jako idealny region do

[1] Chen, H., Harff, J., Qiu, Y., Osadczuk, A., Zhang, J., Tomczak, M., Cui, Z., Cai, G., 2015. Last Glacial Cycle and Seismic Stratigraphic Sequences at the West Offshore of Hainan Island, Northwestern of the South China Sea. Spec. Publ. Ser., Geol. Soc. Lond. 429, 99–121. https://doi.org/10.1144/SP429.9

badań „source-to-sink”, obejmujących dynamikę klimatu pod kątem występowania ekstremalnych zjawisk klimatycznych i geozagrożeń.

Drugi artykuł skupia się na metodologicznym aspekcie geometrycznego modelowania osadów paleodelty, który zakładał dobór najbardziej optymalnych parametrów modelu w procesie interpolacji metodą krigingu. W modelowaniu wykorzystywano model sferyczny oraz zagnieżdżony model gaussowski-potęgowy; w obu przypadkach uwzględniając wpływ efektu samorodkowego. Proces wielokrotnego interpolowania tego samego zestawu danych z wykorzystaniem zmiennych parametrów oraz walidacja krzyżowa wyników, udowodniły, że najbardziej optymalną metodą interpolacji danych sejsmicznych był model zagnieżdżony z minimalną wartością efektu samorodkowego. Pomimo faktu iż wymodelowana wartość cechowała się minimalnie gorszym „dopasowaniem” w bliskim sąsiedztwie profili, wariancja krigingu w przestrzeniach pomiędzy profilami była zdecydowanie niższa niż w przypadku bardziej popularnego modelu sferycznego. Zbadano również wpływ przyjętej metodologii (w kontekście modelu krigingu jak i rozdzielczości siatki) na wysokość wariancji oraz szacowania objętości osadu. W artykule przedstawiono ponadto metodę ekstrapolacji danych na obszar, dla którego brak było danych sejsmicznych, obejmujący terytorialne wody wietnamskiej części Zatoki Beibu. W celu ekstrapolacji wykorzystano istniejące rekonstrukcje zmian linii brzegowej, które umożliwiły poczynienie założeń dotyczących charakterystyki wypełniania się basenu sedymentacyjnego. Wykonano również analizy zmian morfologii dna Zatoki Beibu. Modele przepływu (flow models), które pozwalają na rekonstrukcję kierunków transportu i akumulacji osadów, zostały policzone na podstawie zrekonstruowanych powierzchni stropu i spągu serii deltowej, dzięki czemu dostarczyły kolejnych argumentów potwierdzających hipotezę o wyspie Hajnan będącej źródłem osadów. Wizualizacja zmian kąta nachylenia dna zatoki pozwoliła opisać ewolucję basenu, pokazując agradacyjny wzór ułożenia warstw odpowiadający szybkiej dostawie osadów przy jednoczesnym wzroście poziomu morza pomiędzy 65 a 56 kyr BP.

Trzeci z artykułów odnosił się do Morza Bałtyckiego. Dotyczył on kompleksowej syntezy danych z różnych źródeł, której rezultatem był regionalny model miąższości osadów holoceńskich dla tego akwenu oraz zestaw map paleogeograficznych o rozdzielczości czasowej 500 lat, obejmującej okres ostatnich 11.7 tys. lat. W celu wygenerowania modelu miąższości holocenu, zebrano szereg podzestawów danych pochodzących z publicznie dostępnych źródeł takich jak bazy danych oraz publikacji naukowych. Poszczególne podzestawy danych, na które składały się izolinie, profile bądź punkty wymagały interpolacji metodą krigingu. W przypadku obszarów, dla których nie były dostępne żadne dane, zastosowano ekstrapolację metodą co-

krigingu oraz algorytm uczenia maszynowego U-net. Stworzenie pierwszego regionalnego modelu miąższości osadów holoceńskich w Bałtyku umożliwiło oszacowanie masy oraz rocznej dostawy osadów. W pełni numeryczna paleogeograficzna rekonstrukcja Morza Bałtyckiego dla holocenu została osiągnięta dzięki zastosowaniu wzoru koncepcyjnego zmian względnego poziomu morza. Polegała ona na poprawieniu współczesnego cyfrowego modelu terenu o izostatyczną deformację skorupy ziemskiej (GIA), eustatyczną zmianę poziomu wody (uwzględniając niezależne poziomy wody podczas odłączenia paleo-Morza Północnego od Jeziora Ancylusowego) i dynamiki osadów. Utworzono zestaw paleo-cyfrowych modeli terenu (paleo-DEM) z rozdzielczością obrazu 0.01°×0.01°i rozdzielczością czasową 500 lat. Mapy paleogeograficzne zostały zweryfikowane poprzez porównanie z istniejącymi rekonstrukcjami, opartymi o obserwacje terenowe. Artykuł stanowi kolejny krok w kierunku wypracowania spójnej metodologii rekonstrukcji ewolucji mórz marginalnych podczas cykli transgresji/regresji, obejmujących nie tylko strefy klimatu zwrotnikowego i subtropikalnego, ale także morza polarne i subpolarne, na które oddziałuje regionalna dynamika pokrywy lodowej.

Przedłożone artykuły dotyczą wykorzystania różnego rodzaju danych geologicznych, dzięki którym możliwe jest geostatystyczne modelowanie geometrii serii osadowych i jej zmienności w czasie. Kompleksowa interpretacja danych sejsmicznych oraz sedymentologicznych prowadziła do interpretacji morfogenetycznej oraz umożliwiała wykonanie innych analiz przestrzennych. Wygenerowane trójwymiarowe modele miąższości osadów stanowiły, wraz z danymi eustatycznymi oraz rekonstrukcją deformacji litosfery, istotny element prowadzący do przeprowadzenia w pełni numerycznego modelowania paleogeograficznego. Przedłożone artykuły podejmują też dyskusję nad optymalną metodologią generowania trójwymiarowych modeli serii osadowych z uwzględnieniem specyfiki danych wejściowych; syntezą danych geologicznych z różnych źródeł oraz spójną metodologią rekonstrukcji paleogeograficznych, która składa się z uniwersalnego wzoru koncepcyjnego uwzględniającego regionalne uwarunkowania. Omówione zostały również potencjalne wyzwania na przyszłość, takie jak szacowanie erozji, dywersyfikacja tempa akumulacji osadów oraz szersze uwzględnienie procesów morfogenezy brzegu.

**Lista publikacji wchodzących w skład rozprawy doktorskiej**

Rozprawa składa się z trzech artykułów naukowych, których pierwszym i korespondencyjnym autorem jest kandydat. Wszystkie artykuły zostały złożone w międzynarodowych czasopismach posiadających Impact Factor (IF) i znajdujących się na liście MNISW:

1. **Miluch, J.**, Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611
   MNiSW: 100 pkt
   IF = 2,4

2. **Miluch, J.**, Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467
   MNiSW: 140 pkt
   IF = 3,6

3. **Miluch, J.**, Zhang, W., Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025
   MNiSW: 140 pkt
   IF = 7,2

Sumaryczna punktacja MNiSW: 380 pkt.
Sumaryczny IF = 13,2

**Publikacja 1**

**Miluch, J.**, Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

MNiSW: 100 pkt

IF = 2,4

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

**Miluch, J.**, Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

mój udział polegał na analizie danych geofizycznych, geostatystycznym modelowaniu geometrycznym, interpretacji wyników, tworzeniu ilustracji, przygotowaniu manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 90%.

.....

Jakub Miluch

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., **Osadczuk, A.**, Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

mój udział polegał na konceptualizacji, nadzorze nad analizą danych geofizycznych, interpretacją wyników oraz przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 2%.

.....

Andrzej Osadczuk

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Osadczuk, A., **Feldens, P.**, Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

mój udział polegał na asyście w obsłudze oprogramowania do analizy danych sejsmicznych oraz nadzorze nad analizą danych geofizycznych. Mój udział w pracach wyniósł 2%.



.....

Peter Feldens

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Osadczuk, A., Feldens, P., **Harff, J.**, Maciąg, Ł., Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

mój udział polegał na konceptualizacji, nadzorze nad modelowaniem geostatystycznym, interpretacją wyników i przygotowaniu manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 2%.

23.3.2026 .....

Jan Harff

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., **Maciąg, Ł.**, Chen, H., 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

mój udział polegał na nadzorze nad modelowaniem geostatystycznym, tworzeniem ilustracji i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 2%.

Łukasz Maciąg 17.03.2026 r.

Łukasz Maciąg

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., **Chen, H.**, 2021: Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea). Journal of Asian Earth Sciences, 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611

mój udział polegał na akwizycji danych geofizycznych oraz nadzorze nad przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 2%.

H-/ongjun Chen

.....

Hongjun Chen

Journal of Asian Earth Sciences 205 (2021) 104611

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Asian Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jseaes

# Seismic profiling-based modeling of geometry and sedimentary architecture of the Late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island (South China Sea)

Jakub Miluch [a,b,*], Andrzej Osadczuk [b], Peter Feldens [c], Jan Harff [b], Łukasz Maciąg [b], Hongjun Chen [d]

[a] Hubei Key Laboratory of Marine Geological Resources, China University of Geosciences Wuhan, PR China
[b] Institute of Marine and Environmental Sciences, University of Szczecin, Poland
[c] Leibniz-Institute for Baltic Sea Research, Warnemünde, Germany
[d] China Geological Survey, Guangzhou Marine Geological Survey, Ministry of Nature Resources, Key Laboratory of Marine Resources, PR China

ARTICLE INFO

*Keywords:*
Sedimentary architecture
Seismic stratigraphy
Paleodelta
South China Sea
Beibu Gulf
Hainan Island

ABSTRACT

High-resolution 2D seismic reflection profiles were examined to explore the stratigraphic architecture of the late Quaternary sediments deposited in the Beibu Gulf (SW off the Hainan Island, South China Sea). Two discontinuities identified in previous research by seismic reflectors R1 (top) and R2 (bottom) allowed to infer the presence of a paleodelta offshore Hainan Island. A detailed analysis of all discontinuities determined the extension of delta body, its thickness and spatial pattern of deltaic clinoforms. Analysis of data obtained by interpretation of seismic records allowed also to depict the relief of lower and upper delta surfaces identified by major erosional discontinuities. The seismic cross-sections provided tools with which to discern all the erosional incisions representing paleo-distributary channels of the delta on both surfaces. In addition, the delta geometry and clinoform dip angles were determined. Analyses have provided information on the direction of sediment transport and sources of deltaic sedimentary material. Distribution of vectors indicating the direction of delta progradation revealed the sediment transport from Hainan Island to be generally southwards to Yinggehai Basin and further towards the shelf edge, thus supporting the hypothesis of Hainan Island as the main source of sediment supply. The vector distribution is unclear in the westernmost part of delta body only, mainly because of an insufficient coverage of this part of the Gulf with seismic tracks and disturbances related to other sediment sources reaching Beibu Gulf in the north, which significantly contributed to the sediment supply.

## 1. Introduction

Seismic surveys provide a continuous record of geological unconformities (or discontinuities) and sediment layer boundaries, which allow identification and geometrical analysis of seismic units, erosional surfaces or depositional sequences. Discontinuities are the main criterion for determining sequence boundaries, which correspond to geological record of sea-level fluctuations, extreme events (e.g. tsunamis, floods) or global processes, such as eustatic or tectonic changes. Interpretation of reflector termination patterns can further indicate whether an unconformity results from lack of deposition or enhanced erosion (Mitchum and Vail, 1977; Van Wagoner et al., 1988; Stoker et al., 1997; Catuneanu, 2006). High-resolution seismic stratigraphy is an advantageous tool to recognize the internal structure of sedimentary bodies, corresponding to deposition in various sedimentary environments. For instance, the stratigraphic architecture of a delta body including the clinoforms succession, provides information on the sediment transport and depositional processes in a sedimentary basin. The geometric parameters of deltaic clinoforms and their stratigraphic sequence pattern are best identifiable in seismic profiles cross-sections, hence making seismic data of the most utile tools for sedimentary basin analyses (Allen and Allen, 2008).

The stratigraphic sequence patterns and orientation of deltaic clinoforms reflect the interplay between changes in the sea level, sediment supply, tectonics (uplift and subsidence), basin physiography, hydrodynamics, climate and other environmental forcing factors. A precise

* Corresponding author.
*E-mail address:* jacob.miluch@gmail.com (J. Miluch).

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611
Received 2 December 2019; Received in revised form 13 October 2020; Accepted 29 October 2020
Available online 10 November 2020
1367-9120/© 2020 Elsevier Ltd. All rights reserved.

interpretation of the seismic record allows to determine the spatial extent of the delta body, its sequence boundaries (top and bottom) and clinoform orientation, finally providing tools to interpret directions of the delta-forming sedimentary material transport (Cattaneo and Steel, 2003; Porębski and Steel, 2003; Cui et al., 2008; Liu et al., 2010; Palamenghi et al., 2011; Riboulot et al., 2012; Patruno and Helland-Hansen, 2018).

According to Patruno et al. (2014) the geometry of clinothems (clinoform-bounded sediment-body counterparts) and stacking patterns determine the overall stratigraphic architecture and provide quantitative information on the tectono-stratigraphic evolution of the depositional systems, including rates of progradation, aggradation, as well as sediment flux and related facies distribution. However, as noted by Patruno et al. (2015), the relationships between the internal architecture of delta-scale subaqueous clinothems and potential driving factors are still far from being well understood.

The research was focused on interpretation of high-resolution seismic data in order to explore the stratigraphic architecture of a paleodelta discovered within past Chinese-Polish project in the Beibu Gulf at the South China Sea northwestern shelf, offshore Hainan Island. Preliminary interpretation of seismic data allowed to identify seven seismic reflectors (R1-R7) interpreted as unconformities (Chen et al., 2015). The results indicated that described discontinuities, formed during last glacial cycle, correspond with sea-level cycles and are correlated with regional and global sea-level models. A seismic record revealed that a seismic unit (SU R1-R2), bounded by reflectors R1 and R2, consisted of deltaic clinoform facies, apparently dipping from Hainan Island.

The synthesis of sediment core OSL dating results with seismic record and a global sea level curve (Waelbroeck et al., 2002) implied that delta was being formed mainly during Marine Isotope Stage (MIS) 4 (65–56 kyr BP) (Jiang et al., 2018). Further research evidenced that progradational patterns, indicating that sediments derived from Hainan Island were generally transported both south-westwards and south-eastwards (Feng et al., 2018) forming two depocenters of the delta. Such information allowed to form a presumptive evidence, the Hainan Island might have been the main source of sediment supply for the SU R1-R2. It is noteworthy that Red River is considered to be the main sediment source of the Beibu Gulf throughout Cenozoic (Yan et al., 2011), which makes SU R1-R2 an unique stage in the geological history of the gulf, during which material derived from Hainan Island possibly exceeded Red River sediment load. Several environmental conditions including basin topography, the sea-level changes from low-stand to high-stand, extreme climate changes and the southwards oceanic currents driven by strong winter monsoon glacial-period during glacial period possibly contributed to formation of the delta (Zhang et al., 2020; Xiong et al., 2020).

The study involved application of geostatistical tools, mainly kriging, leading to generation of model-based maps, describing the morphology of the top and bottom of the delta, marked by reflectors R1 and R2, as well as sediment thickness models. Combining obtained maps with distributary channel systems and deltaic clinoform true azimuths and dipping angles allowed to describe the delta extension and progradation directions, to validate the hypothesis of Hainan Island being the major supplier of the sediment building the paleodelta (Zhang et al., 2020). Research was a part of a bilateral Polish-Chinese project "Evolution of the Hainan Delta as a response to the paleo-environment since the Late Pleistocene at the SCS north-western shelf" (ERES), focusing on paleoclimatic and paleo-geographic reconstructions of the Beibu Gulf during Late Pleistocene and Holocene.

## 2. Geological setting

The study area is located at the junction of two tectonic basins: the Yinggehai and the Qiongdongnan, which are parts of the NW South China Sea (SCS) in the vicinity of Hainan Island (HI). Geographically, the area is confined within a shelf embayment called the Beibu Gulf or the Gulf of Tonkin (Fig. 1).

The Yinggehai (YB) and the Qiongdongnan (QB) basins underwent two tectonic evolutionary stages: Palaocene, Eocene to Early Oligocene rifting and Early Miocene to Quaternary post-rifting. Both basins have subsided since the late Miocene. The post-rift subsidence resulted in a formation of slope system, although the YB is extending on the present-day shelf (Clift and Sun, 2006; Xie et al., 2008). Meanwhile, the HI, situated in the vicinity of the two basins and separated from the Chinese mainland by the Qiongzhou Strait, has been continuously uplifted, being apparently related to the presence of a mantle plume (Xia et al., 2016), supported by the complex tectonics, volcanic eruptions and large earthquakes within the area. Tectonically, the island is located at an intersection of the Eurasian, Indian-Australian and Pacific plates (Wei and Chen, 2016).

The YB is SE-NE oriented and located offshore between HI to the east and the Indosinian Peninsula to the west. The YB is a pull-apart basin, and is genetically connected to the Red River Fault Zone (RRFZ) (Guo et al., 2001; Sun et al., 2003; Noda, 2013). The QB extends E-NE, and shows a typical passive margin development from rifting to regional subsidence. It is bounded to extensional NE-trending faults that descended from the Miocene post-rifting stage during the opening of SCS. As a result, this part of SCS developed a large NE-SW-trending canyon (Xie et al., 2008; Hoang et al., 2009; Li et al., 2013).

Stratigraphic patterns in the YB and western QB are mainly characterized by progradational slope clinoforms, which result in a rapid seaward shift of the shelf-slope break due to high rates of sediments supply. In contrast, in the eastern QB, the shelf edge shows a vertical aggradational and minor progradational patterns, caused by an insufficient sediment supply (Xie et al., 2008, Li et al., 2013).

The YB is filled with a very thick sediment layer, reaching up to 17 km according to Clift and Sun (2006) or even 20 km (Lei et al., 2015), which makes it one of the Earth's thickest marginal basins. The sediment accumulation began in the late Eocene and continued during the Oligocene. The YB infill varies from alluvial, fluvial, and lacustrine deposits (accumulating prior to the *syn*-rift stage), to marine sediments (following the post-rift stage) (Zhu et al., 2009). Most sediments are considered to have been derived from the Himalayas through the complex Red River drainage network (Yan et al., 2011). As Lei et al. (2015) inferred, sediment supply from Vietnam was limited. The QB is filled with both continental and marine facies. The maximum sediment thickness in the basin is 12 km (Shi et al., 2013).

A preliminary examination of high-resolution seismic profiles in the Beibu Gulf (Chen et al., 2015) revealed the presence of a late Pleistocene paleodelta southwest off HI, bounded by two seismic reflectors: R1 (top) and R2 (bottom) (Fig. 1). The reflectors were OSL-dated at 56 and 65 kyr BP, respectively (Feng et al., 2018; Miluch et al., 2019). Climate cooling of MIS 4 (65 kyr BP) resulted in the sea-level drop (Waelbroeck et al., 2002) and significantly reduced the emerged area of the Beibu Gulf. In such small embayment a subaqueous delta with a distributary channel system was developed (Xiong et al., 2020), under the influence of winter monsoon driven circulation, astronomical tides, and buoyancy-driven river plumes (Zhang et al., 2020). In parallel with the sea-level rise, the delta continued to develop until its termination in 56 kyr BP. This study analyses and interprets the geometric features of the delta.

## 3. Materials and methods

The two main datasets used in this study consisted of high-resolution seismic profiling records, covering a possibly greatest part of the Hainan delta (Fig. 2). No data from the Vietnamese part of the Gulf were available. The first dataset, covering a shelf area south of HI extending towards the continental slope and western and eastern HI coastal zone, consisted of high resolution 2-D single channel seismic profiles provided by Guangzhou Marine Geological Service (GMGS), with a total length of almost 4000 km. The profiles were surveyed using the Sparker system

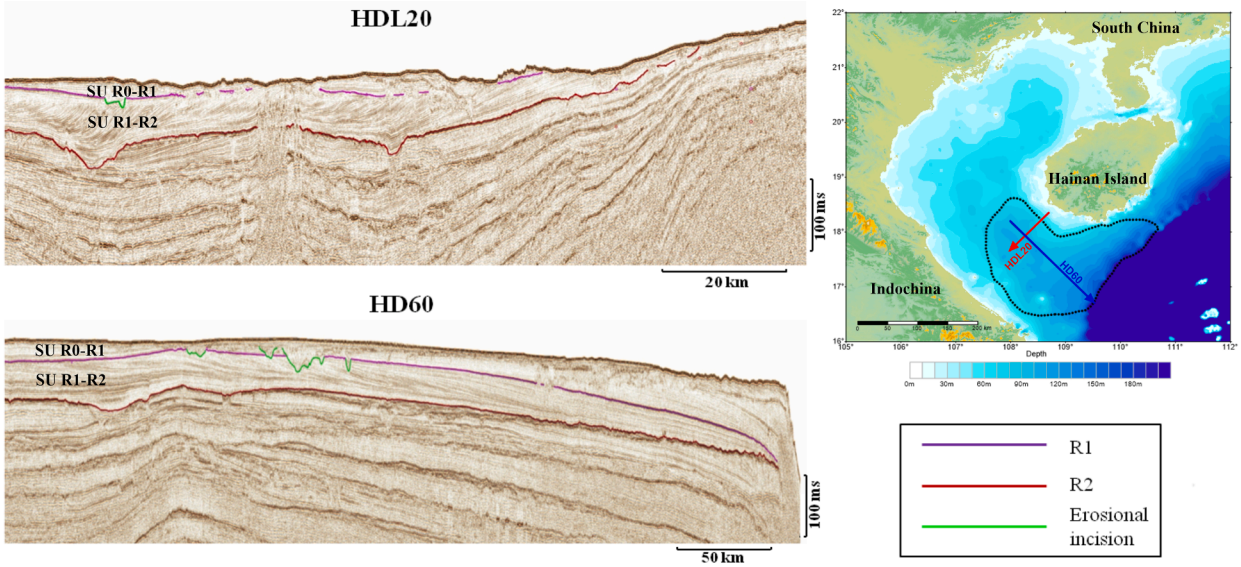



**Fig. 1.** Seismic profiles HDL20 and HD60 showing deltaic clinoform series bounded by a seismic reflectors R1 and R2.

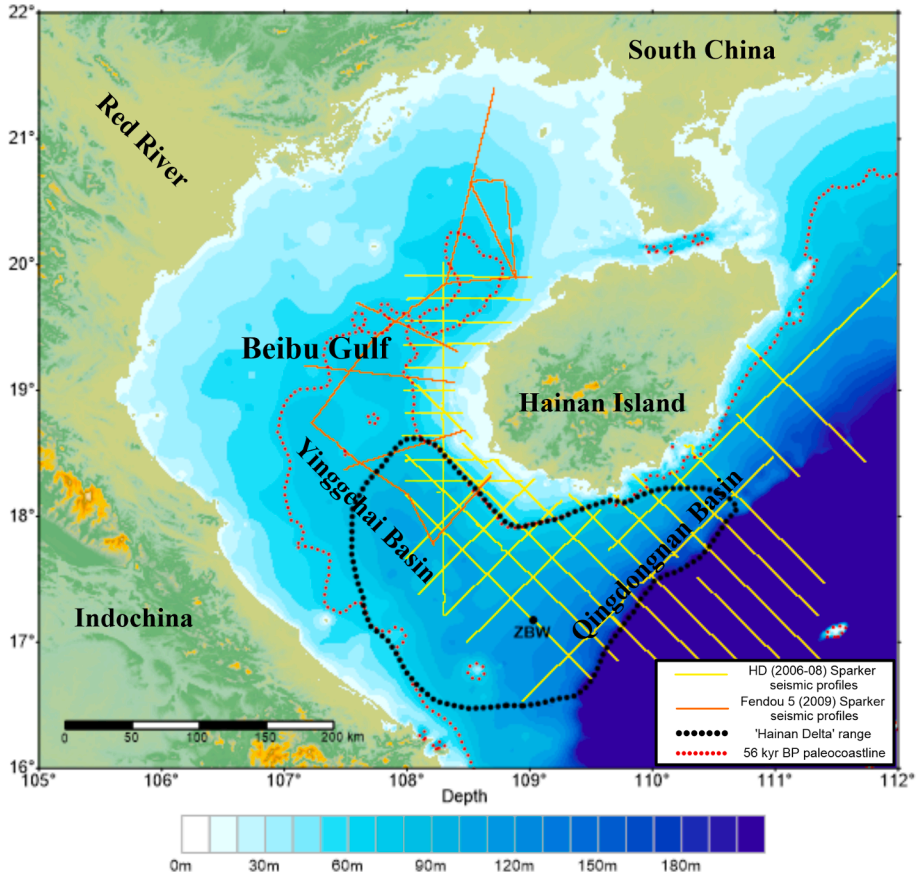



**Fig. 2.** Study area map with 'Hainan Delta' range, 56 kyr BP paleocoastline (after Xiong et al., 2020), seismic profiles and ZBW core location.

(4–8 kJ source), which ensured a 1–5 m vertical resolution and maximum penetration of 400 ms at two-way travel time (TWTT). The acquisition parameters were 6–7 s 'shooting' interval and 1.5–2 s recording time. The data were processed using the Geovation 2-D software. The second seismic dataset covers the deeper area of the Gulf and a shallower region of the west coast of HI, and extends to the north of the Gulf. The SIG 2Mile system with 0.25 kJ energy source allowed to obtain the maximum penetration depth of up to 200 ms, with 0.5 m vertical resolution. The shooting distance was 500 ms, with the recording time of 250 ms. The seismic profiles covered the overall length of 1200 km (Bauer et al., 2009).

All profiles required minor cleaning. Several 'shot points' acquired with incorrect coordinates due to GPS system errors were removed from the datasets. The coordinate system was further transformed from the WGS-84 to the UTM 48 N projection. Finally, the geometric features of the delta, such as the area, mass and volume in metric units were

estimated. Each profile was examined using the IHS Kingdom software to pick the target horizons: R0 (seafloor), R1, and R2, and therefore distinguish Seismic Units (SU) R0-R1 and R1-R2. The thickness of the SU R0-R1 and SU R1-R2 were calculated for each 'shot point' and required transformation from TWTT to metric units. Such calculation was enabled by the synthesis of the seismic data with sedimentological information from sediment core ZBW (Borówka et al., 2020; location on the Fig. 2), which penetrated the deltaic series. Recognizing the SU R0-R1 and SU R1-R2 thickness to be 26.13 m/33.16 ms and 49.26 m/ 60.25 ms, respectively, the assumed sound velocities were 1577 m/s and 1635 m/s, respectively (Fig. 3). The seismic records showed the widespread presence of various incised valleys. All the incisions were marked and three separate horizons were distinguished: the R1 incised valleys, R2 incised valleys and R1 disturbed zones. Following identification of the profile crossing points, 21 sites with undisturbed clinoforms were identified to measure the apparent clinoform dip angles.

Before seismic reflector morphology could be described and the sedimentary series thickness models developed, it was necessary to determine the delta boundaries. The 56 kyr BP Beibu Gulf paleocoastline (Xiong et al., 2020) was determined based on global eustatic changes (Waelbroeck et al., 2002) superimposed onto a digital elevation model. The northern delta limit was determined at the 56 kyr BP paleocoastline which overlays the seismic reflector pinch-out lines. As no data from the Vietnamese part of the Gulf were available, the paleocoastline was assumed to delineate the Hainan delta (HD) in the southwest. The eastern limit was set on the shelf edge. The HD southern boundary was indicated by the decreasing southwards trend in the deltaic sediment series. In the western part of the study area, the seismic record revealed a zone of overlap between at least two sediment supply sources, the zone being assumed as a defining the western boundary of HD.

Following export of all the horizons as point data files, four maps depicting the R1 surface morphology, R2 surface morphology, SU R0-R1 thickness and SU R1-R2 thickness were generated using the Surfer Golden Software (Yang et al., 2004). In each case, interpolation was conducted with universal kriging (Oliver and Webster, 1990; 2014). The interpolation was a challenging task, as the seismic datasets consisted of thousands of points densely grouped into lines, and various artefacts emerged as a result of relatively large gaps between the profiles. Therefore, the kriging-based interpolation was repeated several times with different experimental semivariograms and model parameters, until satisfying model-based maps were obtained. Eventually, spherical models with relatively large nugget effect values were chosen to be most reliable. As scratch-alike artefacts occurred on a several trial models, being result of a large offset in reflector depths on the profile crossing points, the nugget effect was systematically increased until all the unwanted structures diminished. Both surface morphology grids were limited to the seismic profiling area, as there was no clear evidence to assume a trend towards the Vietnamese part. The thickness grids were extrapolated based on the assumption of the minimal sediment thickness at the coast. Thus, several points with 0 m value were located along the 56 kyr BP paleocoastline in the western part of the study area. The R1 and R2 surface morphology maps were generated using TWTT units, whereas the SU R0-R1 and SU R1-R2 thickness maps are scaled in metres based on the previously estimated thickness values in each 'shot point'.

Locating the erosional incisions provided an opportunity to reconstruct the distributary channel systems for 65 and 56 kyr BP (Feng et al., 2018; Waelbroeck et al., 2002) low sea level stands. To determine the dip direction of the reflector surface gradient, vector maps were developed on which the incision positions were plotted. When combined, these parameters allowed to connect the points into channels corresponding to the surface dip direction. Two channel reliability classes were distinguished. Class 1 channels were determined based on at least two points, whereas class 2 channels were drawn based on a single point and the gradient only. Apart from the incised valleys, the seismic record revealed also disturbed zones cutting through the delta top, which may be a result of a fast channel migration, or of the channel being crossed by a profile in non-perpendicular way. Such zones were included into the 56 kyr BP channel system. In addition, a large disturbed zone extending to the north of the Gulf appeared in the NW part of the delta and was independently plotted.

The deltaic clinoform crossing points were examined to calculate the true dip angle and azimuth from two apparent dips. The following algorithm based on trigonometric functions was applied (Rowland et al., 2007, Fig. 4):

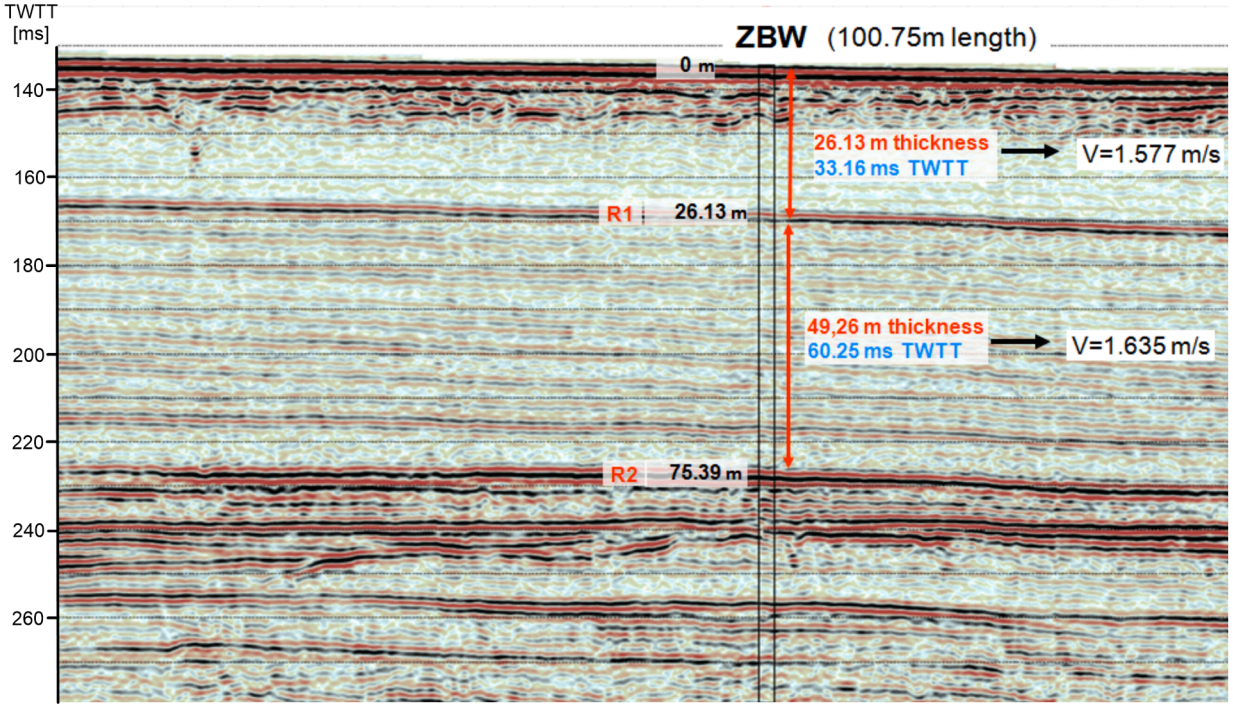



**Fig. 3.** Sound velocity estimation based on seismic record and sediment core ZBW.

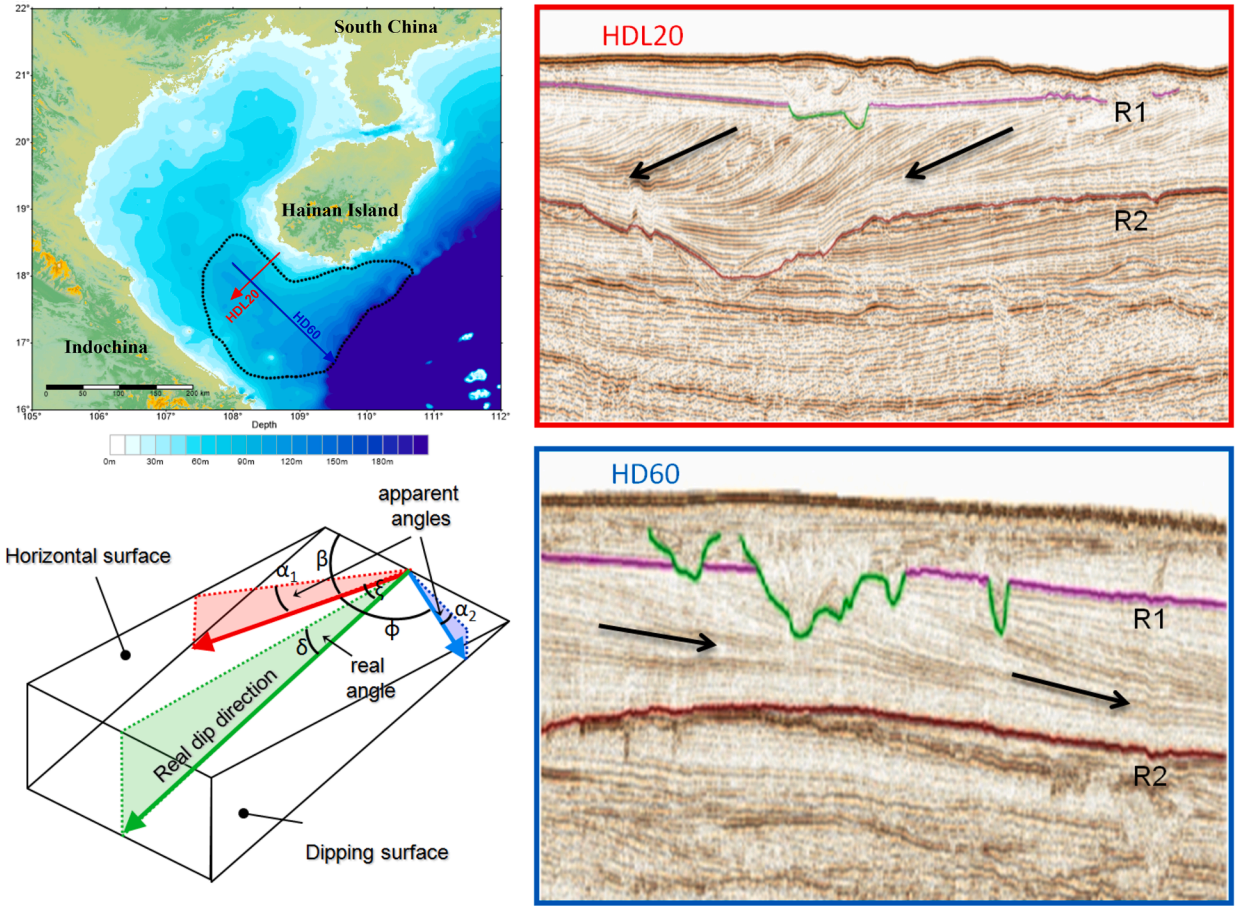



**Fig. 4.** Algorithm for calculating real azimuth and dip angle from two apparent dips on profile crossing point (after Rowland et al., 2007).

$$\mathrm{tg}\,\xi = \csc\phi\,[(\mathrm{ctg}\,\alpha_1)(\mathrm{tg}\,\alpha_2) - - \cos\phi]$$

$$\mathrm{tg}\,\delta = \mathrm{tg}\,\alpha_1 / \sin\beta$$

The obtained points, consisting of azimuths and dip angles, were interpolated using the nearest neighbour method.

Following establishment of the delta limits and having the SU R1-R2

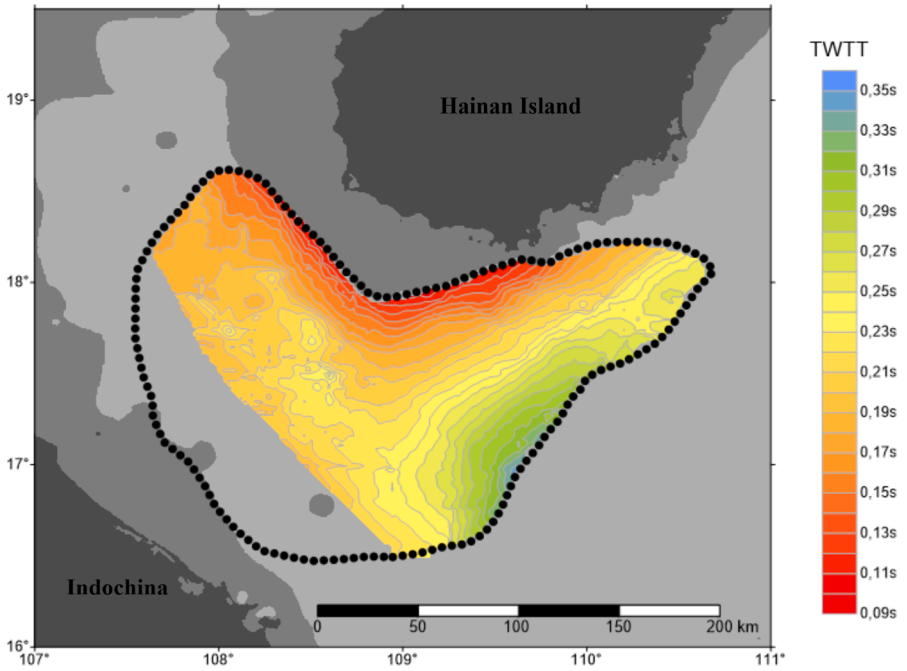



**Fig. 5.** Modeled R2 discontinuity morphology surface.

thickness modelled, the HD area and volume were calculated. To estimate the sediment mass, petrological properties of the sediments had to be determined. Analysis of core ZBW drilled within the HD area showed the sediment to consist mainly of quartz (Borówka et al., 2020). The measured mean porosity of the deltaic series is 37 ± 4.4% (Jiang et al., 2018). Therefore, assuming the quartz density to be 2.65 g/cm$^3$ (Anthony et al., 2009), the sediment density was estimated at 1.69 ± 0.12 g/cm$^3$ for dry and 2.07 ± 0.16 g/cm$^3$ for wet material. The mass obtained and the age model (Feng et al., 2018) allowed to estimate the annual sediment discharge.

Grain size analyses of LDW-1 and ZBW sediment cores (Borówka et al., 2020) were conducted using Malvern Mastersizer 3000 particle size analyzer. The grain size metrics were calculated after Folk and Ward (1957) with using GRADISTAT 8 software (Blott and Pye, 2001).

## 4. Results

The seismic reflector R2 is well-preserved in the seismic record, and is occasionally cut by erosional incisions in the western part of the Hainan delta. The pinch-out line was identified south of HI, ca. 55 m below the present sea level. The reflector continues to the north of the Gulf, but no deltaic structures are observed there. The modelled R2 surface morphology (Fig. 5) dips southwards from HI and then turns counterclockwise towards the shelf edge. In the central part of HD, two subsided areas (depocenters), subdivided by a ridge, are observed. The depths vary from 0.7 s near the island to 0.32 s TWTT on the shelf edge, which translates to 55 m and 280 m below the current sea level, respectively.

Reflector R1 is not as well-preserved in the seismic record as R2. R1 pinches out further south from the island and often disappears in the central part, as a result of erosion or sediment admixtures. The R1 surface morphology of (Fig. 6) does not differ significantly from that of R2. The dipping trend is mostly SE in the eastern part and S in the western part. Two subsided areas divided by a ridge in the central part are identified again, but the slopes are not as steep as those in R2 as a result of the depressions being filled by deltaic sediments forming two depocenters, confirmed by the thickness model. Reflector R1 also continues northwards but is often disturbed by erosional structures and cannot be as clearly followed in the seismic record, compared to R2. The depth varies from 0.6 s to 0.31 s TWTT, which is 48 m and 248 m below the current sea level, respectively. The slope gradient of the subsided areas in the western depocenter is significantly higher in R2, compared to R1. The 65 kyr BP and 56 kyr BP morphology maps show the eastern depocenter slope to have been shifted westwards and to be steeper.

The incised valleys have various shapes (Fig. 7), with three main types distinguished, based on the cross-section shape of both reflectors. Most common are U-shaped incisions, followed by V-shaped, and complex-shaped ones. Erosional valleys are more abundant in R1 than in R2 (Fig. 8).

The vector map depicting the R2 morphology gradient reveals a southwards dip of the discontinuity surface in the vicinity of HI. Further away to the east from the island, the slope is clearly southeast-tilted, with chaotic dipping vectors observed in the western part. However, it is possible to discern some trends. The slopes dipping from HI and from the Vietnamese part come together in the central part of the zone. The R1 slope gradient vector map is similar to that of R2. Vectors in the area adjacent to HI dip southwards and then, in the eastern part, distinctly turn towards the southeast. In the western more rugged zone, the slope vectors come together in the middle of the area. The patterns obtained show the R2 channels supply western depocenter, whereas the R1 system is more extensive, covers a large part of the shelf area, and supplies both the eastern and western depocenters. The seismic profiles crossing the vast disturbed zone in the north-western part of the delta reveal clinoform dipping to be apparently opposite to that of the HD clinoforms.

The depth of the seismic reflectors along with the estimated sound velocity in the sediment allowed to model the thickness of both the SU R1-R2 and SU R0-R1. Characteristic deltaic clinoform seismic facies are present in SU R1-R2 only, in contrast to seismic facies above R1, which depict parallel stratification. Therefore, the SU R1-R2 was interpreted as a deltaic stage (Hainan Delta), whereas SU R0-R1 was described as a post-deltaic. Such interpretation was supported by a significant difference in sediment accumulation rate, derived from the OSL sediment dating of ZBW core (Feng et al., 2018). Hence, the SU R1-R2 is characterized by a high sediment accumulation rate, corresponding to huge sediment load, possibly being transported by the HI river system. After 56 kyr BP, the sediment accumulation rate significantly drops, suggesting a sudden reduction of riverine transport capability. The SU R1-

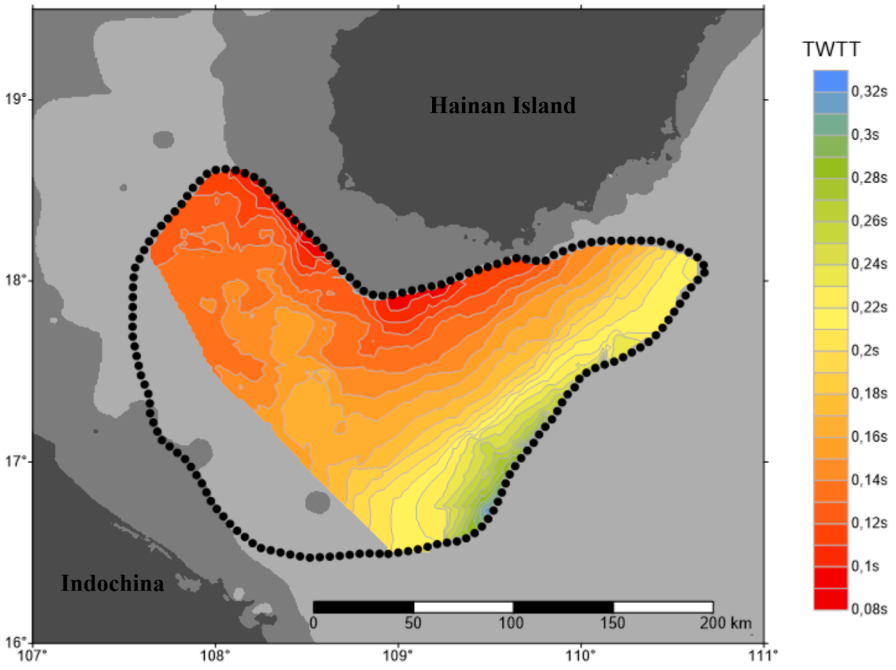



**Fig. 6.** Modeled R1 discontinuity morphology surface.

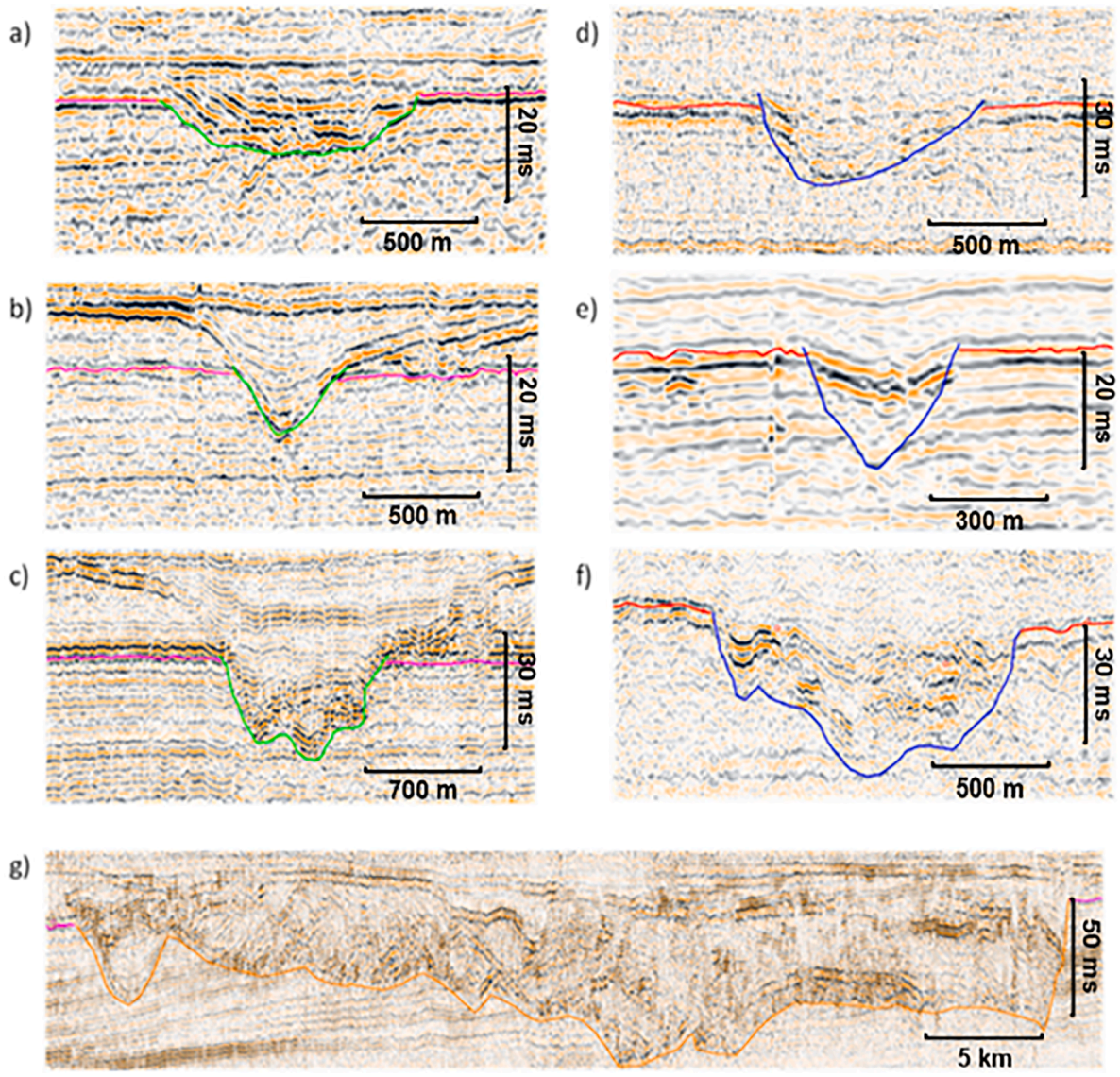



**Fig. 7.** Various transects through the incised valleys: a) U-shaped incision in R1 (profile HDL-35A); b) V-shaped incision in R1 (profile HDL-35A); c) complex incision (profile HDL-35B); d) U-shaped incision in R2 (profile SN-6); e) V-shaped incision in R2 (profile HD-66A); f) complex incision in R2 (profile HD-58C); g) vast disturbed zone in R1 (profile HDL-35B).

R2 thickness model (Fig. 9) confirms the presence of 2 depocenters with the sediment thickness of up to 75 m. Assuming delta formation to span nine thousand years (Feng et al., 2018), the sediment accumulation rate in those parts is up to ca 0.83 cm/a. The delta thickness decreases towards HI and southwards towards the Vietnamese. The unusual equidistant isolines are a result of the extrapolation technique applied due to the lack of data from that area. A small increase in the sediment volume in the northeast is likely due to another small riverine sediment supply source, the eastern part of HI. In the western part, the thickness of the deltaic deposit is more uniform.

The SU R0-R1 thickness model (Fig. 10) represents sediments deposited after HD had been formed, between 56 kyr BP and present. The sediment thickness increases towards the shelf edge. The highest values are up to 95 m, corresponding to the sediment accumulation rate of 0.17 cm/a. The sediment in the eastern depocenter is thicker, with thickness decreasing linearly towards the Vietnamese area. This is a result of the extrapolation procedure applied, being relatively stable in the western, as well as in the eastern part of HD area.

The map of true azimuths and dip angles calculated from apparent dips and further interpolated (Fig. 11) illustrate the sediment transport and direction of delta progradation. The angles vary between 0.1° in the east, and 0.35° in the west. The angles increase westwards and are at their highest near the large river valley visible in the HI digital elevation model. In addition, the dip azimuth is parallel to the valley axis and fits its extension. Further east, the azimuths rotate counterclockwise towards the shelf edge, following the Gulf bathymetry.

The combined dataset makes it possible to calculate the HD mass and volume. The delta area calculated using the Golden Software Surfer is 44,206 $km^2$, the sediment volume amounting to $1515*10^9$ $m^3$. Based on the sediment density, the HD mass was estimated at $2531 \pm 177*10^9$ t for dry, and $3091 \pm 243*10^9$ t for wet sediments. Therefore, the calculated annual sediment supply during HD formation was $282 \pm 20*10^6$ t/a for dry, and $343 \pm 27*10^6$ t/a for wet sediments.

## 5. Discussion

### 5.1. The spatial extension of the paleodelta

The results obtained allow to reconstruct the paleodelta's spatial extension. However, the reconstruction bears several uncertainties

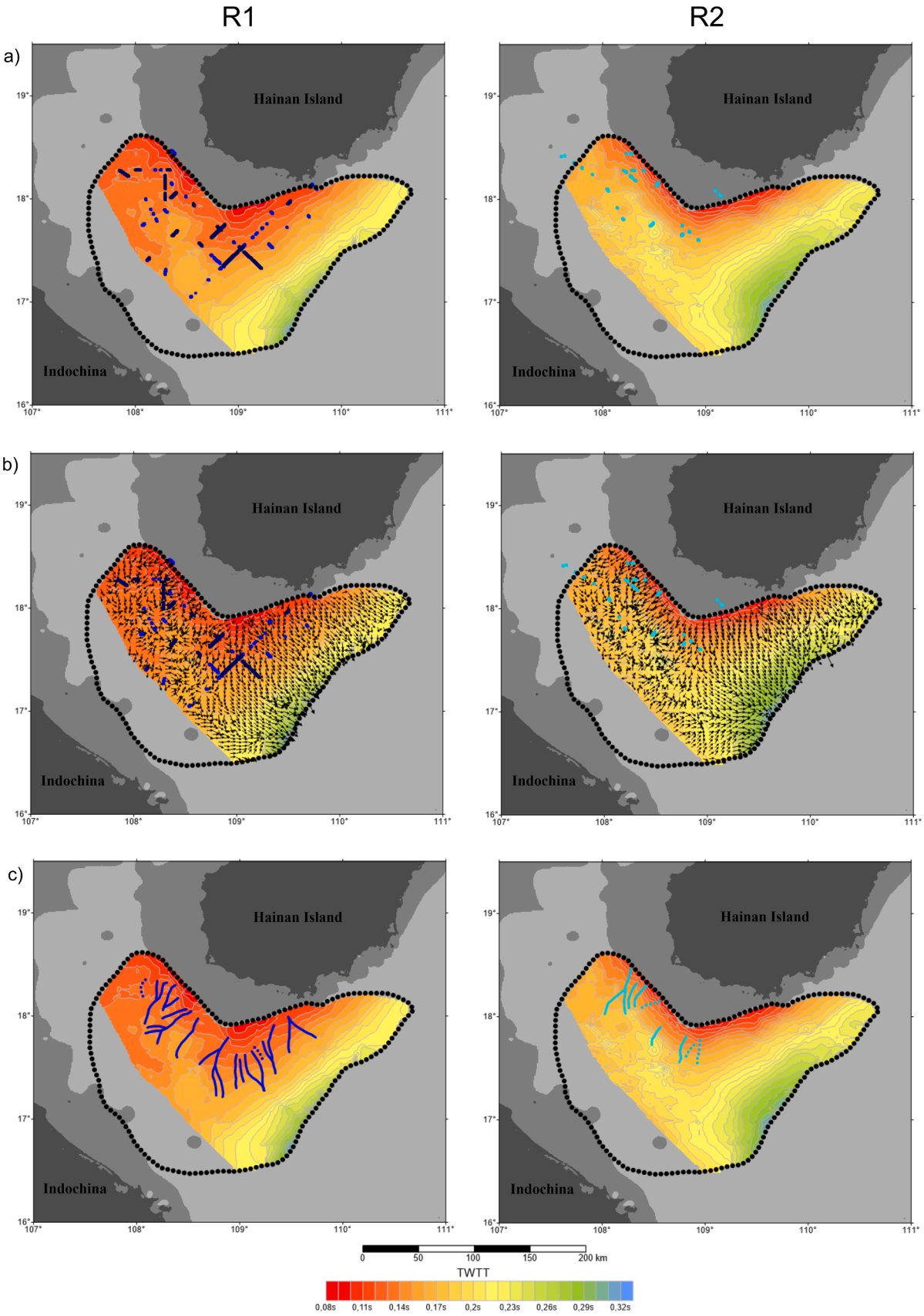



**Fig. 8.** Step-by-step procedure for R1 and R2 distributary channel systems generation: a) plotting the erosional incision and disturbed zone positions on reflector surface morphology maps; b) generation of vector maps standing for the surface dip direction; c) connecting points consequently to the surface gradient and generation of distributary channel system maps.

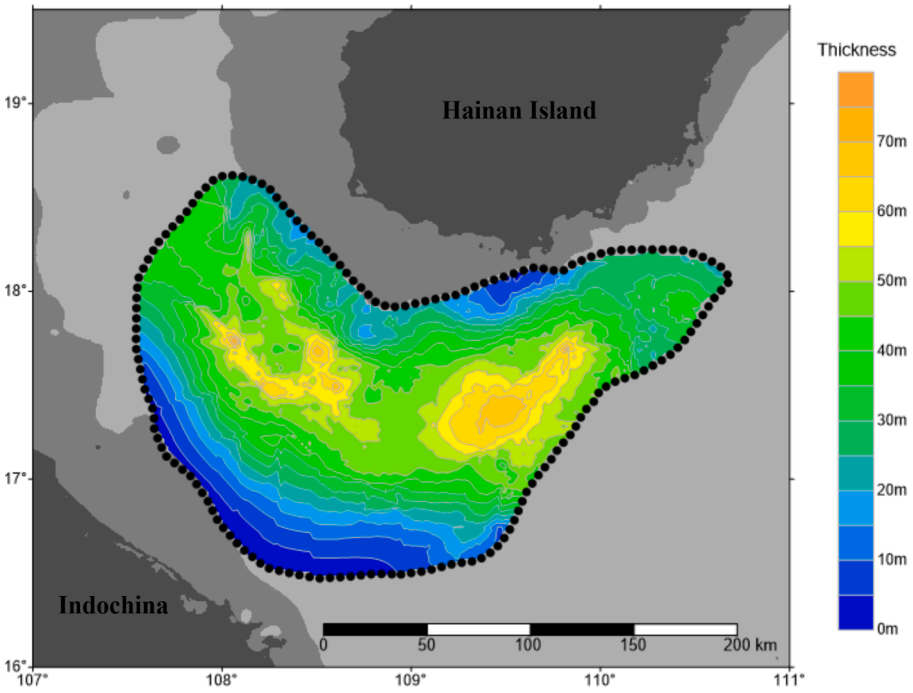



**Fig. 9.** Modeled thickness map of deltaic sediment series.

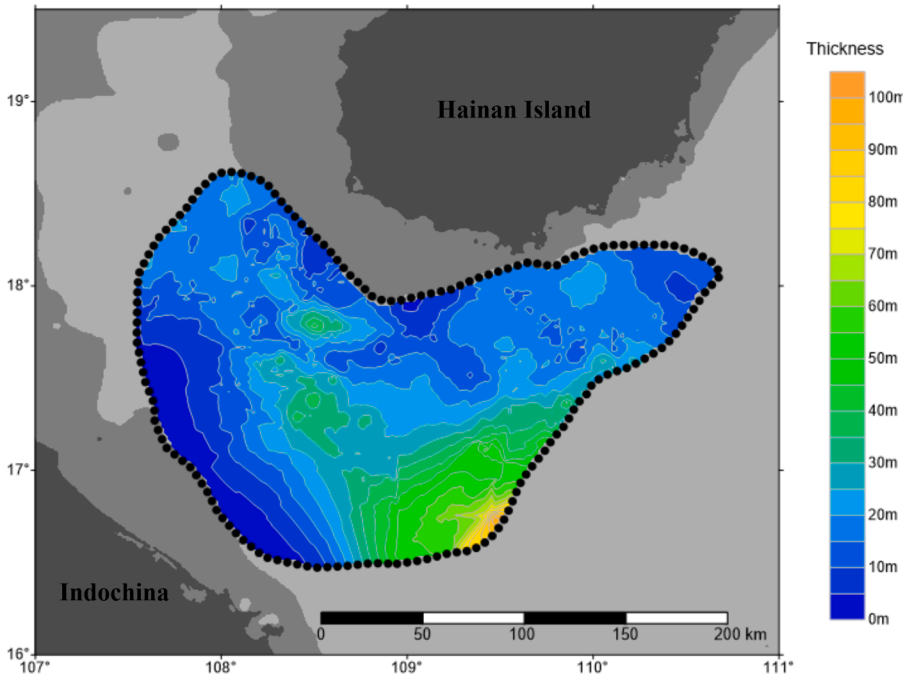



**Fig. 10.** Modeled thickness map of post-deltaic sediment series.

regarding the paleogeography. The final limit was established based on results of all the analyses, including the clinoform azimuth and thickness models. The paleocoastline representing the southernmost boundary was delineated based on the assumption, that the entire basin between 56 kyr BP northern and southwestern paleocoastlines was being filled by sediments originating from HI. This assumption is supported by the deltaic clinoform azimuths and thickness models, which show a significant thickness in the area, where the seismic lines terminate. For consistency of the approach, the northern boundary was drawn based on the paleocoastline, which in fact overlays the reflector pinch-out lines. The eastern boundary of the delta clearly overlaps with the shelf edge. The seismic record confirms the decreasing thickness there. The southernmost boundary is also supported by the trend in the data. The southeast-to-northwest profiles along the Chinese-Vietnamese sea border indicate the thickness to increase westwards, which means that the southwestern HD boundary extends further to the Vietnamese side and along the sea border towards northwest. It eventually reaches the 56 kyr BP paleocoastline. The location of the southern boundary is supported by the counterclockwise rotation of the clinoform dip azimuths. The northeastern HD boundary is explained by the R1 pinch-out line and the

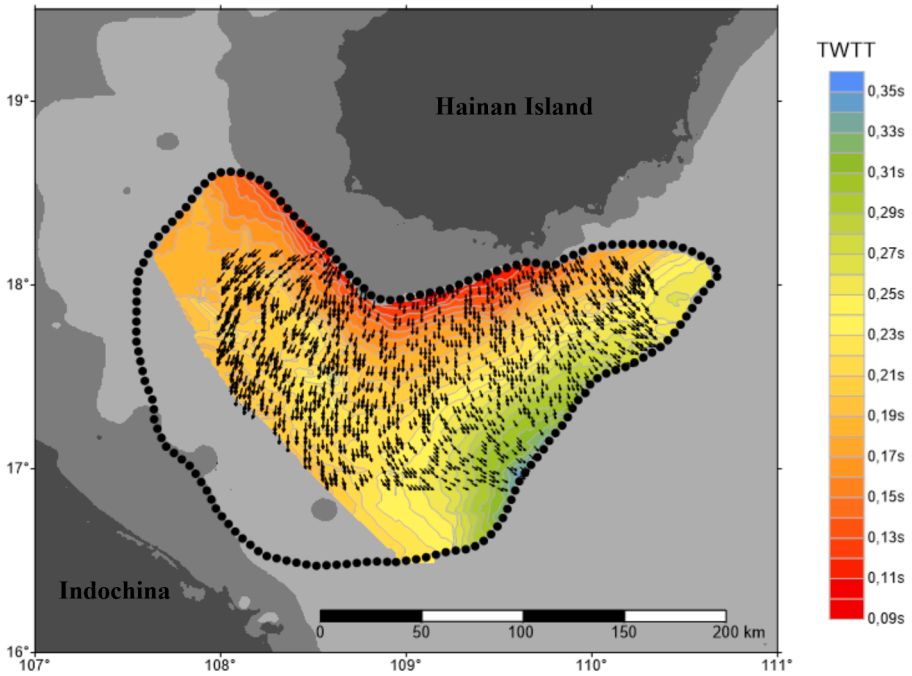



**Fig. 11.** Interpolated map of real dip azimuths and angles overlaid with R2 morphology surface (the longer arrow the higher angle).

absence of characteristic deltaic clinoforms. In addition, an increase in the SU R1-R2 thickness and the steeper clinoform dip angles suggest an influence of another riverine sediment source at the south-eastern part of HI. The western boundary carries with it the largest uncertainty, as the area shows a large overlap zone between at least two sources of sediment supply. Results of morphodynamic modelling (Zhang et al., 2020) suggest an influence of a paleo-riverine source that discharged into the Gulf in the area between HI and the Leizhou Peninsula, which was emergent during Late Pleistocene. Sediments delivered by this paleosource were most probably transported along the eastern coast of the paleo-gulf, rather than being discharged by the paleo-Red River. However, the per cent contributions of the different sediment paleo-sources to the HD formation are difficult to estimate. The overlap zone was eventually included into HD following the analysis of the clinoform azimuth patterns, which indicate the sediment transport towards central part of the Gulf.

### 5.2. *Variation in morphology and thickness of paleodelta sediments*

The R2 surface model reveals two subsided areas (corresponding to depocenters). The morphology of the western area is irregular and explained by its location in the central part of the YB, subsiding since 45 Ma BP (Clift and Sun, 2006). The R1 surface morphology and thickness models indicate a fast sedimentary filling of the area. The relief, however, remains somewhat rugged. The filling of the eastern depocenter proceeded in a much less disturbed manner. The subsided area is located in the vicinity of the shelf edge, which indicates a larger depth and thus more accommodation space. As a result of significant sediment supply from HI, the filling was fast and resulted in a south-eastward shift of the depocenter slope. The slope is steeper on the R1 surface as, after the accommodation space diminished, the sediments began to descend to a deeper basin from the shelf.

The SU R1-R2 thickness model shows two depocenters with the highest thickness in the two subsided areas. The unit thickness is stable in the westernmost part of HD, although it would be expected to be decreasing near the edges of the delta. This pattern is explained by a significant sediment input from different sources, such as the paleo-Red River or, more likely, another river discharging to the Gulf from the north (Zhang et al., 2020). A slight increase in the sediment thickness in the north-eastern part of HD was possibly caused by the sediments supplied by another minor river (or rivers) from HI. A regular decrease of the deltaic sediment thickness towards the southwestern paleo-coastline is a result of the model extrapolation onto the area with no available data. Such a trend is visible in the seismic record from the eastern part of the Gulf, and allows to assume that the sediment thickness decreases towards the southwest.

The SU R0-R1 thickness model presents sediments deposited after 56 kyr BP. The subsequent sediment series is mostly around 20 m thick. However, the thickness is somewhat higher above the western depocenter, on which the R1 paleorelief is slightly subsided, compared to the adjacent area. This may suggest that the Yinggehai Basin is still subsiding. The highest thickness near the shelf edge does not necessarily indicate a high sediment accumulation, but might be also of a eustatic origin. During the Last Glacial Maximum, the sea level decline was so dramatic that the entire continental shelf was exposed to erosion (Yao et al., 2009). The deepest parts of the Gulf were exposed for the shortest time. The SU R0-R1 thickness pattern is related to the shelf exposure time, that resulted in significantly longer and stronger erosion in the shallower parts of the gulf, closer to HI.

### 5.3. *Spatial arrangement of deltaic clinoforms and erosional incisions*

Spatial distribution of the incised valleys evidences an eastwards shift in the river drainage systems during low sea-level stands responsible for the R2 and R1 discontinuities. The R2 system, consisting of 9 channels (including 4 of lower reliability), is not as well developed as the R1 system composed of 20 identified channels (including 2 of a lower reliability). The difference may be explained by eustatic changes. Such a river channel system was developed during periods of a low sea-level. The relative sea-level curve by Waelbroeck et al. (2002) indicates that, after 65 kyr BP, the sea level was dropping much less dramatically, than after 56 kyr BP. The marine transgression which followed the formation of R2 shortened the time during which such system could develop. Incisions cutting R2 correspond to the HD distributary channel system. The eastern part of the Beibu Gulf remained submerged, which explains the lack of valleys there. After 56 kyr BP and the formation of R1, the sea level began to drop (albeit with two periods of a slight rise), until the entire shelf area became emergent during LGM (Tanabe et al., 2003; Yao

et al., 2009). The long exposure of the shelf provided enough time and space for a complex channel system to develop, even in the vicinity of the shelf edge.

Analysis of the true dip azimuths and angles of the deltaic clinoforms support the main hypothesis of this work, that HI served as the main source of sediments building up the paleodelta. The azimuths are nearly parallel to the axis of the largest river valley in the southern part of HI, turning counterclockwise towards the shelf edge. Such a pattern is in agreement with the assumption that the sediments had been derived from the island, and follows the trend in the direction of delta progradation and sediment transport. Azimuths of the vectors representing the clinoform dip direction point to the transport from the island to both depocenters separated by the SW-NE-trending ridge. Such a divergence in the sediment transport is visible in profile HD60 (Fig. 1), which crosses both depocenters from the northwest to the southeast.

### 5.4. Volume and potential sediment source of palaodelta

Term "Hainan Delta" (HD) refers to SU R1-R2, which is characterized by significantly higher sediment accumulation rate in comparison with under- and overlying units (Feng et al., 2018). Such substantial sediment flux might have been caused by a river with huge sediment transport potential. Clinoforms azimuth analysis indicated HI as the main source of sediments, and therefore suggested the existence of such complex river system discharging from the island to the Beibu Gulf during 65 – 56 kyr low sea-level stand. Thus SU R1-R2 was described as a deltaic sedimentary unit. Even though sediments deposited after 56 kyr are most likely of riverine origin, lack of clinoforms in the seismic record and significantly lower sediment accumulation rate allowed to refer to SU R0-R1 as a post-deltaic sedimentary unit, meaning: deposited after HD.

The availability of a larger dataset as well as extrapolation to the Vietnamese part of the Gulf, have made it possible to identify the delta area as covering a more extensive part of the Gulf, compared to that indicated earlier (Huang et al., 2015; Feng et al., 2018). Considering the present-time sediment supply by various rivers discharging into the Beibu Gulf: the Red River with $119*10^6$ t/a (Vinh et al., 2014, Vu et al., 2011), the Ca and Ma rivers with $4*10^6$ and $3*10^6$ t/a, respectively (both discharging into the Gulf from Vietnam), the Nanliu Jiang River (a short river in the western part of the Leizhou Peninsula) with $1.1*10^6$ t/a, or the Changhua River on HI with $0.8*10^6$ t/a (Milliman and Farnsworth, 2013), the thickness-based calculated sediment supply of $282 \pm 20*10^6$ t/a seems to be overestimated. However, the following sediments discharge data was measured based on sediments being transported in suspension only, and neglect traction and saltation. Data on deltaic sediment grain-size distribution show silt and fine sand to be the main components of the HD sediments (Borówka et al., 2020). The inclination of the Hainan rivers is substantially higher, compared with rivers from Vietnam and internal part of China. Thus, the late Pleistocene river system investigated showed different sediment transport characteristics, as a result of a higher energy and increased bedload transport of coarse sediments. The HD mass estimation and annual sediment supply is possibly slightly overestimated, due to the other sediment sources such as the paleo-Red River, rivers flowing from HI and Vietnam, and the coastal erosion. Several sections of analyzed sediment cores revealed a high contribution of shell debris among mineral grains (Borówka et al., 2020). Such factors most likely introduced a bias to the calculation.

HD was developing during a period of sea level rise (65–60 kyr BP), and drop (60–56 kyr BP) events. The R2 and R1 surfaces represent low sea-level stands of −90 m and −65 m below the present sea-level, respectively (Waelbroeck et al., 2002), assuming that the surfaces are isochronous. The first stage involved a normal regression related to the rising of sea-level, whereas the younger stage represented forced regression as the sea-level was dropping (Catuneanu, 2006). After 56 kyr BP and until LGM, the regular shelf sedimentation, corresponding to parallel stratification seismic facies, was taking place. The dramatic sea-level drop resulted in a strong erosion, and formed another reflector situated a few metres below the present-day seabed. Between 20 kyr BP and present, a fast sea transgression occurred resulting again in a regular shallow marine sedimentation.

Analysis of core ZBW, which penetrated the deltaic series, provided a better insight into the sedimentary architecture of HD. The core showed a distinct coarse-grained layer representing R2 at a depth of 75.39–76.0 m, and consisting of fine gravel, coarse sand and shell debris. The grain size profile (Borówka et al., 2020) indicates a substantial difference in the mean grain size between the sedimentary series below and above R2. The deltaic series in core ZBW is 49.26 m thick and lithologically represents homogenous silt and sandy silt fractions, composed mostly of quartz, clay minerals and shell debris. The mean grain size consistently increases upwards, corresponding to the increasing energy of sedimentary environment, possibly related to the sea-level drop. Compared to R2, the reflector R1 is not well preserved in the ZBW core. Even though it is well visible in the seismic profiles, its presence in the sedimentary record is vague only. The seismic profile reflection might be associated with a remarkable contrast in petrophysical properties of the sediment. On the other hand, neither the grain size nor the porosity data show any dramatic variations. Another explanation would be to assume, that a coarser-sediment layer would have been lost on retrieval of the drilling device. At a depth of 26.13–26.50 m, the core shows an irregular gap, and the interval was assumed to represent reflector R1. The SU R0-R1 consists mainly of sandy silt (in the lower part) and silty sand (in the upper part). The mean sand content shows a steady increase up to the core. A layer representing another seismic reflector and consisting of gravel and large shell fragments was identified at a depth of 2.90–4.50 m. This coarse-grained layer is regarded as reflecting the LGM's low sea-level stand. The Holocene cover is generally thin in the entire Beibu Gulf, except a single post-glacial mud depocenter located northwest of HD (Ni et al., 2016).

The entire deltaic series shows a consistent, bimodal grain size distribution brought about by enrichment with the clay fraction (Borówka et al., 2020; Fig. 12). An increase in clay contribution is regarded here as a result of sediment supply from a more remote source, namely from the paleo-Red River. The coarser fractions were derived from HI, mainly as the bedload transport, whereas the paleo-Red River potentially provided the finest grains transported in suspension (clays and very fine silt). The morphodynamic modelling of HD development (Zhang et al., 2020; Xiong et al., 2020) supports the assumption that sediments supplied by the paleo-Red River during the winter monsoon were being transported along the southwestern coast, and the transport trajectory turning then to the central part of the Gulf. Each analyzed grain size distribution is also enriched in coarse grains, however, the coarse-grained fraction consists primarily of crushed shells. The SU R1-R2 represents a unique stage of Beibu Gulf evolution, during which Hainan Island was the main source of sediments, substantially exceeding other sources. Lack of measured data from the Vietnamese side did not allow to reliably estimate input of Vietnamese rivers. Even though, this source should not be completely neglected, however it is noteworthy that the eastern coast of Vietnam is built of carbonate rocks (Lei et al., 2015) and the lithology of sediment core ZBW, covering the deltaic sequence, consist of silty and sandy clastic material (Borówka et al., 2020). Therefore, the assumption can be made, that sediment discharge from Vietnam was limited, compared with Hainan rivers.

## 6. Conclusions

(1) Geometric and sedimentological features of the paleodelta body, identified based on the seismic, as well as ZBW sediment core data, and modeled using geostatistical methods, indicated that the Hainan Island was the main source of sedimentary material supplying formation of HD. Such conclusion is supported by the shape and extension of the main delta body, as well as the spatial pattern of clinoforms.

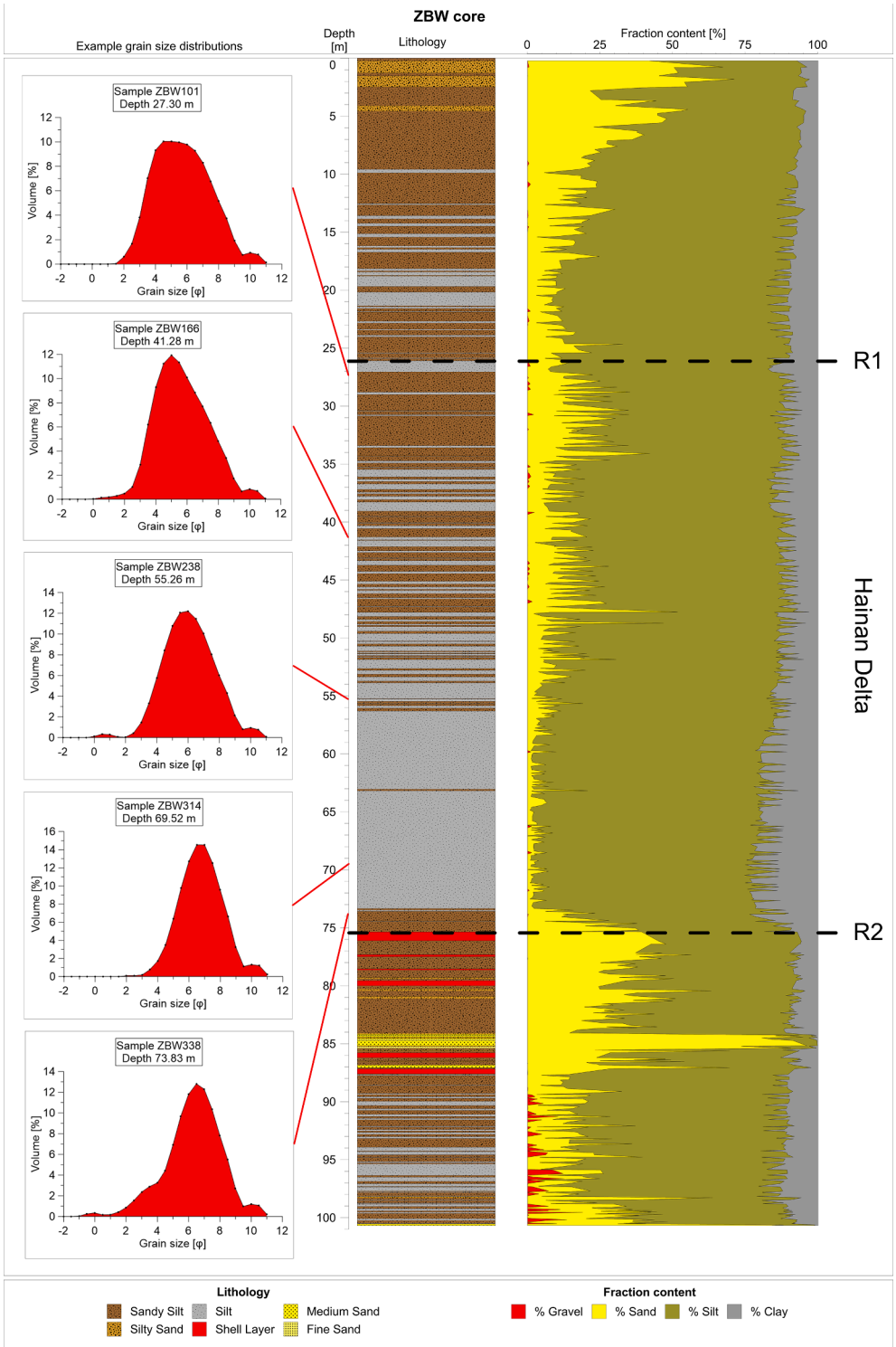



**Fig. 12.** The ZBW core lithology log, grain size fraction content log and representative examples of grain size distributions from a different sections of deltaic series; the data shows enrichment in fine-grained fractions possibly derived by the paleo-Red River. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(2) The thickness model of HD (SU R1-R2) indicates two major depocenters corresponding to two subsided areas visible in the morphology of delta's bottom (R1). Even though the HD must have been the main source of sediments, the different sources such as the paleo-Red River, another paleo-rivers discharging to the marine basin from the north or Vietnam cannot be neglected.

(3) The 3D models allowed to calculate roughly the volume and mass of the delta body. Such a huge sediment supply had to result from an dramatically strong weathering of the rocks building the Hainan Island, possibly caused by extreme climatic conditions, sea-level fluctuations and tectonic uplift of the island.

(4) The Hainan paleodelta was not being substantially supplied by sedimentary material from the Asian continent, so the deltaic series sediments should not be overly affected by continental sediments

associated with the tectonic uplift of the Himalayas. Therefore, the HD could serve as a potential "hot-spot" for paleoclimatic studies addressing the last glaciation period. Moreover, the paleodelta in Beibu Gulf and the associated nearshore and onshore areas may serve as an ideal region for a 'source-to-sink' studies, including climate dynamics and oceanic variability, in terms of the occurrence of extreme climate events and other geo-hazards.

## CRediT authorship contribution statement

**Jakub Miluch:** Conceptualization, Methodology, Software, Writing - original draft, Writing - review & editing. **Andrzej Osadczuk:** Data curation, Investigation. **Peter Feldens:** Software, Data curation, Investigation. **Jan Harff:** Validation, Writing - review & editing. **Łukasz Maciąg:** Data curation, Investigation, Validation. **Hongjun Chen:** Data curation.

## Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

## Acknowledgments

The research was carried out as part of the bilateral project "Evolution of the Hainan Delta as a response to the paleo-environment since the Late Pleistocene at the SCS north-western shelf" (ERES), supported by the Polish National Science Centre (NCN project No. UMO-2016/21/2016/21/B/ST10/02939), China Geological Survey (No. GZH201500207), National Program on Key Basic Research Project of China (No. 2013CB956104) and National Natural Science Foundation of China (No. 41376063). We wish to thank prof. Licheng Cao (China University of Geosciences, Wuhan) and prof. Haiteng Zhuo (South China Sea Institute of Oceanology, Beijing) for constructive and detailed reviews.

## References

Allen, P.A., Allen, J.R., 2008. Basin Analysis – Principles and Applications. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 1–549.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W., Nichols, M.C., 2009. Handbook of Mineralogy III (Halides, Hydroxides, Oxides), Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, United States.

Bauer, A., Cui, A., Frahm, A., Harff, J., Liang, K., Liu, X., Nickel, G., Stark, A., Tang, C., Tomczak, M., Waniek, J., Wen, M., Yan, Z., Xia, Z., 2009. Holocene environmental evolution and anthropogenic impact of Beibu Gulf, South China Sea: RV Fendou 5 cruise report.

Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Proc. Land. 26, 1237–1248.

Borówka, R.K., Osadczuk, A., Li, Z., Miluch, J., Osadczuk, K., Bieniek, B., Maciąg, Ł., Tomkowiak, J., Chen, H., 2020. Sedimentological and geochemical imprint of environmental changes in late Pleistocene palaeodelta-hosting deposits, southwest of the Hainan Island (South China Sea). J. Asian Earth Sci. 201, 104502.

Cattaneo, A., Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. Earth Sci. Rev. 62, 187–228.

Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam.

Chen, H., Harff, J., Qiu, Y., Osadczuk, A., Zhang, J., Tomczak, M., Cui, Z., Cai, G., 2015. Last Glacial Cycle and Seismic Stratigraphic Sequences at the West Offshore of Hainan Island, Northwestern of the South China Sea. Spec. Publ. Ser., Geol. Soc. Lond. 429, 99–121.

Clift, P.D., Sun, Z., 2006. The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai-Song Hong Basin and the southern Hainan margin, South China Sea; implications for Tibetan uplift and monsoon intensification. J. Geophys. Res. 111, B06405.

Cui, S., Liu, H., Tong, S., Zhang, J., Wu, Z., Wu, J., 2008. Seismic stratigraphy of the quaternary Yellow River delta, Bohai Sea, eastern China. Mar. Geophys. Res. 29, 27–42.

Feng, Y., Zhan, W., Chen, H., Jiang, T., Zhang, J., Osadczuk, A., Yao, Y., Li, W., Sun, J., Guo, L., Huang, W., Li, S., Zhang, W., 2018. Seismic characteristics and sedimentary record of the Late Pleistocene delta offshore south-western Hainan Island, northwestern South China Sea. Interpretation 6, 31–43.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. J. Sediment. Petrol. 27, 3–32.

Guo, L., Zhong, Z., Wang, L., Shi, Y., Li, H., Liu, S., 2001. Regional tectonic evolution around Yinggehai basin of South China Sea. Geological Journal of China Universities 7, 1–12.

Hoang, L., Wu, F.Y., Clift, P.D., Wysocka, A., Świerczewska, A., 2009. Evaluating the evolution of the Red River system based on in situ U-Pb dating and Hf isotope analysis of zircons. Geochem, Geophys. Geosyst., p. 10

Huang, W., Chen, H., Qiu, Y., 2015. Seismic stratigraphic features of the Late Pleistocene delta of the Yinggehai Basin, northwest of South China Sea. Marine Geol. Front. 31, 10–15.

Jiang, T., Chen, H., Harff, J., Hu, Y., Liu S., 2018. Optically stimulated luminescence geochronology of Hainan delta and its constraints on delta evolution. In: Chen, H., Harff, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A. (Eds.), International Conference "Sedimentary Source-to-Sink Systems in Marginal Seas", Szczecin, Poland November 13-14, 2018, Abstracts Book, 20.

Lei, C., Jianye, R., Sternai, P., Fox, M., Willett, S., Xie, X., Clift, P.D., Liao, J., Wang, Z., 2015. Structure and Sediment Budget of Yinggehai-Song Hong Basin, South China Sea: Implications for Cenozoic Tectonics and River Basins Reorganization in Southeast Asia. Tectonophysics 655.

Li, X., Fairweather, L., Wu, S., Ren, J., Zhang, H., Quan, X., Jiang, T., Zhang, C., Su, M., He, Y., Wang, D., 2013. Morphology, sedimentary features and evolution of a large palaeo submarine canyon in Qiongdongnan basin, Northern South China Sea. J. Asian Earth Sci. 62, 685–696.

Liu, J., Saito, Y., Kong, X., Wang, H., Wen, C., Yang, Z., Nakashima, R., 2010. Delta development and channel incision during marine isotope stages 3 and 2 in the western South Yellow Sea. Mar. Geol. 278, 54–76.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2013. River Discharge to the Coastal Ocean: a Global Synthesis. Cambridge University Press.

Miluch, J., Chen, H., Feldens, P., Harff, J., Huang, W., Maciag, Ł., Osadczuk, A., 2019. In: Geometric modeling of the late Pleistocene delta in the Beibu Gulf SW of Hainan Island, based on seismics and geostatistics. State College, United States, pp. 160–164.

Mitchum, R.M., Vail, P.R., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, pp. 135–144.

Ni, Y., Harff, J., Xia, Z., Waniek, J.J., Endler, M., Schulz-Bull, D.E., 2016. Post-glacial mud depocentre in the southern Beibu Gulf: acoustic features and sedimentary environment evolution. Geological Society, London, Special Publications, p. 429.

Noda, A., 2013. Strike-Slip Basin - Its Configuration and Sedimentary Facies, in Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins; Itoh Y. (Ed.), Chapter: 2.

Oliver, M.A., Webster, R., 1990. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. International Journal of Geographical Information System 4, 313–332.

Oliver, M.A., Webster, R., 2014. A tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging. Catena 113, 56–69.

Palamenghi, L., Schwenk, T., Spiess, V., Kudrass, H.R., 2011. Seismostratigraphic analysis with centennial to decadal time resolution of the sediment sink in the Ganges-Brahmaputra subaqueous delta. Cont. Shelf Res. 31, 712–730.

Patruno, S., Hampson, G.J., Jackson, C.A.L., Dreyer, T., 2015. Clinoform geometry, geomorphology, facies character and stratigraphic architecture of a sand-rich subaqueous delta: Jurassic Sognefjord Formation, offshore Norway. Sedimentology 62, 350–438.

Patruno, S., Hampson, G.J., Jackson, C.A.L., Whipp, P.S., 2014. Quantitative progradation dynamics and stratigraphic architecture of ancient shallow-marine clinoform sets: a new method and its application to the Upper Jurassic Sognefjord Formation, Troll Field, offshore Norway. Basin Res. 27, 412–452.

Patruno, S., Helland-Hansen, W., 2018. Clinoforms and Clinoform systems: Review and dynamic classification scheme for shorelines, subaqueous deltas, shelf edges and continental margins. Earth Sci. Rev. 185, 202–233.

Porębski, S.J., Steel, R.J., 2003. Shelf-margin deltas: their stratigraphic significance and relation to deepwater sands. Earth-Sci. Rev. 62, 283–326.

Riboulot, V., Cattaneo, A., Berné, S., Schneider, R.R., Voisset, M., Imbert, P., Grimaud, S., 2012. Geometry and chronology of late Quaternary depositional sequences in the Eastern Niger Submarine Delta. Mar. Geol. 319–322, 1–20.

Rowland, S.M., Duebendorfer, E.M., Schiefelbein, I.M., 2007. Structural analysis and synthesis: a laboratory course in structural geology. Blackwell Publishing Ltd.

Stoker, M.S., Pheasent, J.B. and Josenhans, H. 1997. Seismic methods and interpretation. In: Davies, T.A., Bell, T., Cooper, A.K., Josenhans, J., Polyak, L., Solheim, A., Stoker, M.S., Stravers, J.A. (Eds.), Glaciated Continental Margins: An Atlas of Acoustic Images Chapman and Hall, London, 9–27.

Sun, Z., Di, Z., Zhong, Z., Zeng, Z., Wu, S., 2003. Experimental evidence for the dynamics of the formation of the Yinggehai basin, NW South China Sea. Tectonophysics 372, 41–58.

Shi, W., Xie, Y., Wang, Z., Li, X., Tong, C., 2013. Characteristics of overpressure distribution and its implication for hydrocarbon exploration in the Qiongdongnan Basin. J. Asian Earth Sci. 66, 150–165.

Tanabe, S., Hori, K., Saito, Y., Haruyama, S., Vu, V.P., Kitamura, A., 2003. Song Hong (Red River) delta evolution related to millennium-scale Holocene sea-level changes. Quat. Sci. Rev. 22, 2345–2361.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea-level changes: An integrated approach, Tulsa, Oklahoma, 39–45. SEPM Special Publication.

Vinh, V.D., Ouillon, S., Thanh, T.D., Chu, L.V., 2014. Impact of the Hoa Binh dam (Vietnam) on water and sediment budgets in the Red River basin and delta. Hydrol. Earth Syst. Sci. 18, 3987–4005.

Vu, D.V., Nguyen, D.C., Tran, D.T., 2011. The impact of Hoa Binh dam on distribution of suspended sediment in coastal areas of Red River delta, Proc. 5th Nat. Conf. Mar. Sci. Techn. 3, 465–474.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev. 21, 295–305.

Wei, S., Chen, Y.J., 2016. Seismic evidence of the Hainan mantle plume by receiver function analysis in southern China. Geophys. Res. Lett. 8978–8985.

Xia, S., Zhao, D., Sun, J., Huang, H., 2016. Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: New insights into the Hainan plume. Gondwana Res. 36, 33–43.

Xie, X., Müller, R.D., Ren, J., Jiang, T., Zhang, C., 2008. Stratigraphic architecture and evolution of the continental slope system in offshore Hainan, northern South China Sea. Mar. Geol. 247, 129–144.

Xiong, P., Dudzińska-Nowak, J., Harff, J., Xie, X., Zhang, W., Chen, H., Tao, J., Chen, H., Miluch, J., Feldens, P., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Meng, Q., Zorita, E., 2020. Modeling paleogeographic scenarios of the Last Glacial Cycle as a base for source-to-sink studies: an example from the northwestern shelf of the South China Sea. J. Asian Earth Sci. 104542.

Yan, Y., Carter, A., Palk, C., Brichau, S., Hu, X., 2011. Understanding sedimentation in the Song Hong-Yinggehai Basin, South China Sea. Geochem. Geophys. Geosyst. 12, Q06014.

Yang, C.S., Kao, S.P., Lee, F.B., Hung, P.S., 2004. Twelve different interpolation methods: A case study of Surfer 8.0. In: Proceedings of the XXth ISPRS Congress, pp. 778–785.

Yao, Y., Harff, J., Meyer, M., Zhan, W., 2009. Reconstruction of paleocoastlines for the northwestern South China Sea since the Last Glacial Maximum. Sci. China, Ser. D Earth Sci. 52, 1127–1136.

Zhang, W., Xiong, P., Meng, Q., Dudzinska-Nowak, J., Chen, H., Zhang, H., Zhou, F., Miluch, J., Harff, J., 2020. Morphogenesis of a late Pleistocene delta off the south-western Hainan Island unraveled by numerical modeling. J. Asian Earth Sci. 195, 104351 https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104351.

Zhu, M., Graham, S., McHargue, T., 2009. The Red River Fault zone in the Yinggehai Basin, South China Sea. Tectonophysics 476 (2009), 397–417.

**Publikacja 2**

**Miluch, J.**, Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

MNiSW: 140 pkt

IF = 3,6

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

**Miluch, J.**, Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na geostatystycznym modelowaniu geometrycznym, walidacji metodyki i porównaniu wyników, obliczenia objętości i masy osadów, tworzeniu ilustracji, interpretacji wyników i przygotowaniu manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 90%.

.....

Jakub Miluch

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., **Maciąg, Ł.**, Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na konceptualizacji, nadzorze nad modelowaniem geostatystycznym, interpretacją wyników i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 3%.

Łukasz Maciąg
12.03.2026 r.

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Maciąg, Ł., **Osadczuk, A.**, Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na konceptualizacji, nadzorze nad metodyką i interpretacją wyników, tworzeniem ilustracji i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 2%.

.....

Andrzej Osadczuk

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., **Harff, J.**, Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na nadzorze nad modelowaniem geostatystycznym, walidacją metodyki, porównaniem wyników i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 1%.

23.3.2026 .....

Jan Harff

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., **Jiang, T.**, Chen, H., Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na nadzorze nad obliczeniami objętości i masy osadów oraz przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 1%

Tao Jiang

.....

Tao Jiang

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., **Chen, H.**, Borówka, R.K., McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na akwizycji danych geofizycznych i nadzorze nad przygotowaniem manuskryptu, Mój udział w pracach wyniósł 1%.

Hongjun Chen

.....

Hongjun Chen

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., **Borówka, R.K.**, McCartney, K., 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na nadzorze nad interpretacja wyników i przygotowaniu manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 1%.

.....

Ryszard Krzysztof Borówka

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka, R.K., **McCartney, K.**, 2022: Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea). Marine and Petroleum Geology, 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467

mój udział polegał na nadzorze nad interpretacja wyników i przygotowaniu manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 1%.

Kevin McCartney

Marine and Petroleum Geology 136 (2022) 105467

Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo

# Multivariate geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, south China sea)

Jakub Miluch [a,b,*], Łukasz Maciąg [b], Andrzej Osadczuk [b], Jan Harff [b], Tao Jiang [a], Hongjun Chen [c], Ryszard Krzysztof Borówka [b], Kevin McCartney [d]

[a] Hubei Key Laboratory of Marine Geological Resources, China University of Geosciences (CUG), Wuhan, 430074, PR China
[b] Institute of Marine and Environmental Sciences, University of Szczecin, Poland
[c] China Geological Survey, Guangzhou Marine Geological Survey, Ministry Nature Resources, Key Laboratory of Marine Resources, PR China
[d] Department of Environmental Science and Sustainability, University of Maine at Presque Isle, USA

ARTICLE INFO

*Keywords:*
Kriging
Beibu gulf
Nested models
Hainan paleodelta
Geometric reconstruction
Basin analysis

ABSTRACT

This study investigates a Late Pleistocene paleodelta located on the northwestern shelf of South China Sea, in Beibu Gulf southwest offshore Hainan Island, and details data acquisition to generate reliable 3D geometric models. High-resolution seismic profiles and geostatistical interpolation tools, combined with assumptions about paleo-sea-level changes, allow examination of paleodelta geometrical features. This paper presents methods and procedures that generate morphological models of seismic reflector surfaces and sediment thicknesses. Reliable model-based maps require several trials to optimize various kriging parameters, in particular semivariogram interpretation. Two semivariogram models, the widely-used spherical and nested Gaussian-power methods, are described and applied. Uncertainty among directionally undersampled seismic data is here improved by reduced kriging variance and validation by "goodness-of-fit". As the investigated paleodelta extends beyond the profile area, an innovative method for data extrapolation is applied based on paleogeographic and paleoeustatic data. Obtained results allow estimation of paleodelta volume and mass and riverine annual sediment discharge to reconstruct Gulf paleogeographic evolution and pathways of sediment distribution.

## 1. Introduction

Seismic methods (=seismic acquisition of subsea surface and subsurface data) are common geophysical tools applied to complex geometric reconstruction of sedimentary basin architecture, 3D models of geological strata and reconstruction of sedimentary histories (e.g., Jones, 1999; Jiang et al., 2018; Miluch et al., 2021). Seismics are principally based on received backscattered sound waves, signal transformation, pattern recognition and models of selected physical parameters, such as sedimentary porosity or thickness (e.g., Choo and Seong, 2018; Lin et al., 2018; Cassiani et al., 2020) whereas geostatistics is intimately related to interpolation methods, but extends beyond usual questions of interpolation to include application of deterministic methods which do not quantify any spatial autocorrelation among sample sites (e.g., indicate non-stationarity). Geostatistical techniques rely on statistical models based on uncertainties associated with spatial variability. Ordinary kriging (OK) and universal kriging (UK) are usually applied for the interpolation processes with both methods to estimate placements irregularly spaced data on a regular grid, as kriging is the best unbiased linear predictor. Additionally estimation errors can be determined and expressed as a kriging variance (or kriging standard deviation) (e.g., Wackernagel, 1995). In that sense, kriging-based mapping is used for "remotely" measured geophysical data, auxiliary information and direct field observations (Jansen, 2005), often indicating strong spatial heterogeneity (e.g., linear anomalies). The kriging procedure typically comprises five steps (Hengl, 2007): (i) design and process of data acquisition, (ii) collection of field data and laboratory analyses, (iii) application of different models to the data set, (iv) selection of optimal model based on reliability analyses, (v) visualization of results.

Geometric models of river delta systems derived from interpretation and interpolation of seismic data are a key tool for basin analysis, often

* Corresponding author. Hubei Key Laboratory of Marine Geological Resources, China University of Geosciences (CUG), Wuhan, 430074, PR China.
*E-mail address:* jakub.miluch@usz.edu.pl (J. Miluch).

https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467
Received 2 September 2021; Received in revised form 23 November 2021; Accepted 28 November 2021
Available online 1 December 2021
0264-8172/© 2021 Elsevier Ltd. All rights reserved.

supported by investigation and age dating of sediment cores to perform facies analysis (e.g., Liu et al., 2014; Liu et al., 2016) or combined with sediment property investigation of potential hydrocarbon reservoirs (e.g., Edigbue et al., 2015; Tella et al., 2018; Willis et al., 2020). Application of seismics in sedimentary basin analysis provides insight into tectonic features of basin-fill architecture (e.g., Brandes et al., 2007) to perform quantitative seismic geomorphology analysis (e.g., Wood, 2007; Casson et al., 2020) and reconstruct contour current systems (e.g., Stuart and Huuse, 2012). However the methodology and reliability of geometric models is often narrowly described.

This research is focused on the Late Pleistocene Hainan paleodelta development, called "Hainan Delta" (HD), located southwest of Hainan Island (HI) at water depths 60–100 m, and discovered during seismic research (Chen et al., 2016; Miluch et al., 2019). Reconstruction of HD geometry required generation of reliable 3D model-based maps derived from 2-D seismic data, and application of adequate model parameters during kriging procedures (e.g., Oliver and Webster, 1990; Clark, 1979; Oliver and Webster, 2014). A factor that complicates interpolation was the characteristics of 2-D horizons derived from the seismic data, which consists of thousands of points densely grouped along linear survey tracks with large gaps between adjacent profiles (sampling anisotropy). Therefore, this study seeks to provide description of the most reliable methods that model surface morphology of major erosional discontinuities R1 and R2, as well as thickness maps of seismic units that correspond to deltaic and post-deltaic sedimentary series. Model-based maps were obtained by application of described algorithms to determine model errors and "goodness of fit".

In addition, interpolation methods required extension due to unsampled areas in western Beibu Gulf outside the survey grid, in order to model the complete delta body. For this purpose an extrapolation method that includes paleogeographic and paleo-eustatic data was developed, applied and presented. Obtained high-reliability model-based maps and sediment core data that allows estimation of sediment volume and mass was embedded into a methodological discussion. Finally, analysis of generated 3D geometry maps was used to reconstruct potential sediment distribution pathways and discuss Late Pleistocene changes in geometric features of HD.

## 2. Geological setting

Study area is located in the South China Sea (SCS) northwestern shelf of Beibu Gulf (BG), southwest offshore Hainan Island (Fig. 1a) at the junction of two major tectonic units: Yinggehai Basin (YB) associated with present-day shelf and Qingdongnan Basin (QB) with the continental slope. The YB is one of the world's most prominent pull-apart basins (Clift and Sun, 2006), structurally related to Red River Fault Zone (RRFZ), and characterized by a high rate of subsidence, ongoing from Paleogene. The basin is filled with a thick sedimentary sequence, up to 17 km (Clift and Sun, 2006), or even 20 km (Lei et al., 2015), being one of the thickest marginal basins, highly prospective of oil, gas and gas hydrates (Zhou et al., 2007; Wan et al., 2012). A dextral rotation of the Indochina Block induced a sinistral slip along RRFZ and rapid subsidence. Post-rifting basin evolution involved depocenter migration from south towards northwest. The RRFZ reactivation with dextral movement triggered a second rapid subsidence, enhanced sediment accumulation and migration of main depocenter towards south-eastern basin margin (Sun et al., 2003; Clift and Sun, 2006; Zhu et al., 2009; Noda, 2013). The YB infill includes alluvial, fluvial, and lacustrine facies (accumulated prior to rift-formation) to marine (post-rift) (Zhu et al., 2009). Majority of sediments are considered derived from Himalayas through the Red River (RR) drainage network (Yan et al., 2011).

The QB is bounded by extensional NE-trend faults that descended from Miocene post-rifting during SCS formation (Li et al., 1999; Guo et al., 2001; Sun et al., 2003; Xie et al., 2008; Huang et al., 2010; Noda,

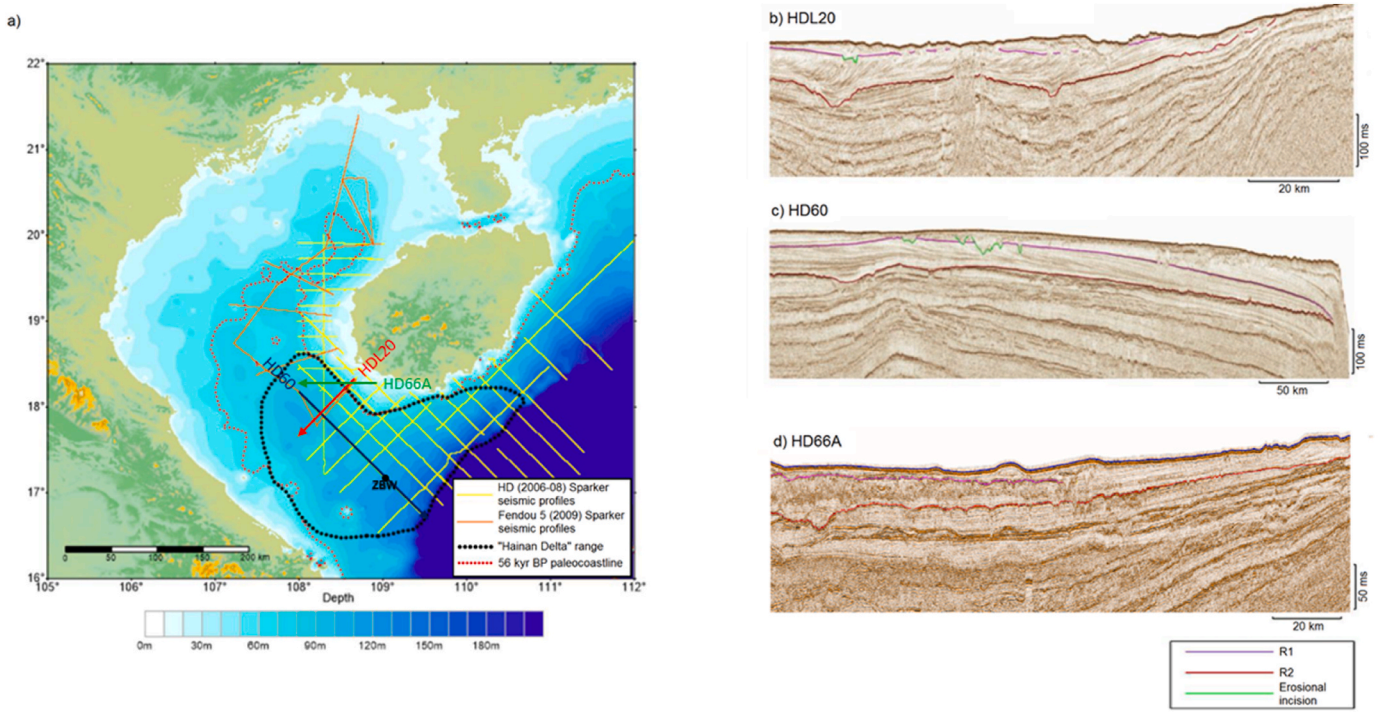



**Fig. 1.** Study area map of Hainan Delta: (a) ZBW core drilling site (17°10.4408′N, 109°01.6813′E) (Borówka et al., 2020) and seismic profiles used in this study. The 56 kyr BP paleocoastline range after Xiong et al. (2020). The DEM (Digital Elevation Model) of the study area after The General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO, 2014); highlighted location of representative seismic profiles HDL20 (b) and HD60 (c) showing deltaic clinoform series bounded by seismic reflectors R1 (top) and R2 (bottom). Profile HD66A (d) shows chaotic seismic facies possibly corresponding to mixing zone of different sediment sources. Green lines indicate erosional incisions of paleo-river channels. Depth is shown as a TWTT (two-way travel time) (s). The maritime border between PR China and Vietnam is delineated by the westernmost ends of seismic profiles.

2013). The QB is filled with both continental and marine facies, interpreted as Red River delta fan sediments and Mass Transport Deposits (MTDs) (Gong et al., 2015). The basin's post-rift subsidence resulted with formation of a thick sedimentary slope system (Xie et al., 2008; Yan et al., 2011; Xia et al., 2016). According to Shi et al. (2013), the maximum sediment thickness in the basin is 12 km.

Previous analysis of high-resolution seismic profiles in BG identified 7 seismic reflectors (R1-R7) that correspond to erosional unconformities formed by sea-level fluctuations during last glacial cycle (Chen et al., 2016). The seismic unit (SU) R1-R2 consists of characteristic deltaic clinoforms that apparently dip from Hainan Island (Fig. 1b and c) and suggests a large-scale delta body southwest of Hainan Island. Morphology of HD was initially described and interpreted by Huang et al. (2015) and Feng et al. (2018), however was limited to Chinese waters, not considering extension of HD beyond Chinese-Vietnamese sea border. Optically Stimulated Luminescence (OSL) sediment dating (Jiang et al., 2018) infers R1 and R2 ages of 56 and 65 kyr BP, respectively.

The HD was studied in detail in 2015–2018 within a Polish-Chinese research project "Evolution of the Hainan Delta as a response to the paleo-environment since the Late Pleistocene at the SCS northwestern shelf' (ERES). Estimation of the real dipping direction of deltaic clinoforms suggest the main source of paleodelta sediments must have been HI, with smaller contributions from paleo-Red River and other local rivers (Miluch et al., 2021). The main formational causes for the paleodelta were: (i) basin topography, (ii) sea-level changes from low-stand to high-stand, (iii) extreme climate changes and (iv) southward oceanic currents driven by strong winter monsoon during glacial period (Xiong et al., 2020; Zhang et al., 2020). Hainan Island served as main sediment source for the delta, while the general geological evolution of Beibu Gulf shows strong Red River sediment influence throughout the Cenozoic (Yan et al., 2011).

## 3. Data and methods

### 3.1. The data

Two high resolution seismic datasets, identified as HD (2006–08) Sparker and Fendou 5 (2009) Sparker, were compiled to cover the main part of study area (Fig. 1a). The seismic lines were recorded in Chinese waters only. No data from Vietnamese side of BG was available. The HD (2006–08) Sparker dataset (yellow lines in Fig. 1a) covered a shelf area located east and south of the HI, and extends towards the continental slope, both west and east of the HI coastal zone. The dataset consisted of high resolution 2-D single channel seismic profiles provided by the Guangzhou Marine Geological Survey (GMGS), with the total length of almost 4000 km. The seismic data were acquired using a Sparker system (4–8 kJ source). The obtained vertical resolution was 1–5 m, maximum penetration depth of 400 ms two-way travel time (TWTT), 'shooting' distance 6–7 s, and recording time 1.5–2 s. The data were further pre-processed using Geovation 2D software after methods proposed by Huang et al. (2015).

The Fendou 5 (2009) Sparker dataset (orange lines in Fig. 1a) consists of single channel seismic data with an overall length of about 1200 km, and recorded with SIG 2Mile system and source energy of 0.25 kJ. The maximum penetration depth was up to 200 ms, vertical resolution of 50 cm, shooting distance of 500 ms, and recording time of 250 (Bauer et al., 2009).

Modeling, validation and interpretation stages involved application of semi-supervised decisive processes, based on repetitive iterations with construction of stacked 2D sets based on best-fitted semivariogram models in accordance with reduction of kriging errors and seismic artifacts (Fig. 2). The determination of most reliable model was based on a non-subjective kriging variance and subjective quality check of mapping factor (e.g., Khoshnevis and Taborda, 2018; Liu et al., 2020; Maciąg and Harff, 2020).

### 3.2. Interpretation of seismic data

The obtained data set was preliminarily processed after acquisition and required minor cleaning only. Several shot points were acquired with incorrect coordinates (~0.01% of the dataset) due to GPS system errors, and were removed from the dataset. Coordinate system was transformed from WGS-84 geographic coordinates to UTM 48N projection, in order to perform metric calculations of delta area and sediment volume. Each seismic profile was loaded into the IHS Kingdom software to display profiles and pick target horizons: R0 (seafloor), R1 and R2 reflectors (top and bottom of the sequence, respectively), as well as distinguish two major Seismic Units: (i) SU R1-R2 for deltaic sediments, and (ii) SU R0-R1 associated with post-deltaic deposits. Erosional incisions occasionally disturbed the spatial continuity of reflectors (shown as green line in Fig. 1 b-c). Assuming these forms were of post-depositional origin, the interpreted erosional surfaces were not digitized, but bridged linearly to connect the undisturbed data across the incisions. This approach prevented underestimation of sediment volume between the reflectors through reconstruction of the original morphology. For thickness estimation, the differences between of SU R0-R1 and SU R1-R2 were calculated (TWTT scale) and afterwards transformed to metric equivalents. As no data on sound velocity in sediments was available, an estimation was made based on sedimentological analysis of ZBW sediment core (17°10.4408′N, 109°01.6813′E) (Borówka et al., 2020), which penetrated the deltaic sequence. The determined thickness of SU R0-R1 was 26.13 m/33.16 ms and 49.26 m/60.25 ms for SU R1-R2, therefore the sound velocities were estimated as 1577 m/s and 1635 m/s, respectively (Miluch et al., 2021).

### 3.3. Methods applied for modeling

In order to generate models that mirror the morphology of R1 and R2 discontinuities, which correspond to the delta top and bottom surfaces, as well as the thickness of SU R0-R1 and SU R1-R2 associated with post-deltaic and deltaic deposits, respectively, the data were imported to Golden Software Surfer 8 (Yang et al., 2004; Surfer® from Golden Software, LLC (www.goldensoftware.com)). Before initiation of interpolation procedure, the HD boundaries were delimited. The 56 kyr BP of BG paleocoastline was determined (Xiong et al., 2020) based on the global paleo-eustatic curve (Waelbroeck et al., 2002) superposed to a digital elevation model (GEBCO, 2014). The paleocoastline overlays the seismic reflectors pinch-out lines, especially in northern HD. As no data from Vietnamese waters were available but the SU R1-R2 thickness was significant at the westernmost end of profiled area, the southwestern gulf paleocoastline was assumed to delineate delta limit. Based on this assumption, an extrapolation was made for the entire basin to have been fully filled with sediments at ~56 kyr BP (Xiong et al., 2020; Miluch et al., 2021). The unsampled area of Vietnamese portion of BG presently covers 25.5% of HD. In order to perform the extrapolation, 0-value pinpoints were equidistantly (1 km spacing) set along the western paleocoastline and manually added to the dataset before initiation of modeling procedure. The eastern limit was delimited as identical to the present shelf break. To the south, the decreasing trend of SU R1-R2 thickness and presence of R2 pinch-out points, located at the southernmost section of seismic profiling area, was assumed to indicate the delta limit. The seismic record from the western part inferred occurrence of chaotic seismic facies, corresponding with a sediment sink from at least two sources mix (Fig. 1d) marking the whole western border of HD.

For modeling, ordinary kriging was applied (Oliver and Webster, 1990, 2014) with parameters set based on detrended (Yang et al., 2004) experimental directional semivariograms. Trending of the data was determined according to geometric features of analyzed delta, as well as orthogonal pattern of seismic lines (NE-SW vs. NW-SE). As the comparison of omnidirectional models and directional models showed strong anisotropy, we decided to apply directional semivariograms (except for delta thickness model) indicating the lowest over-fitting

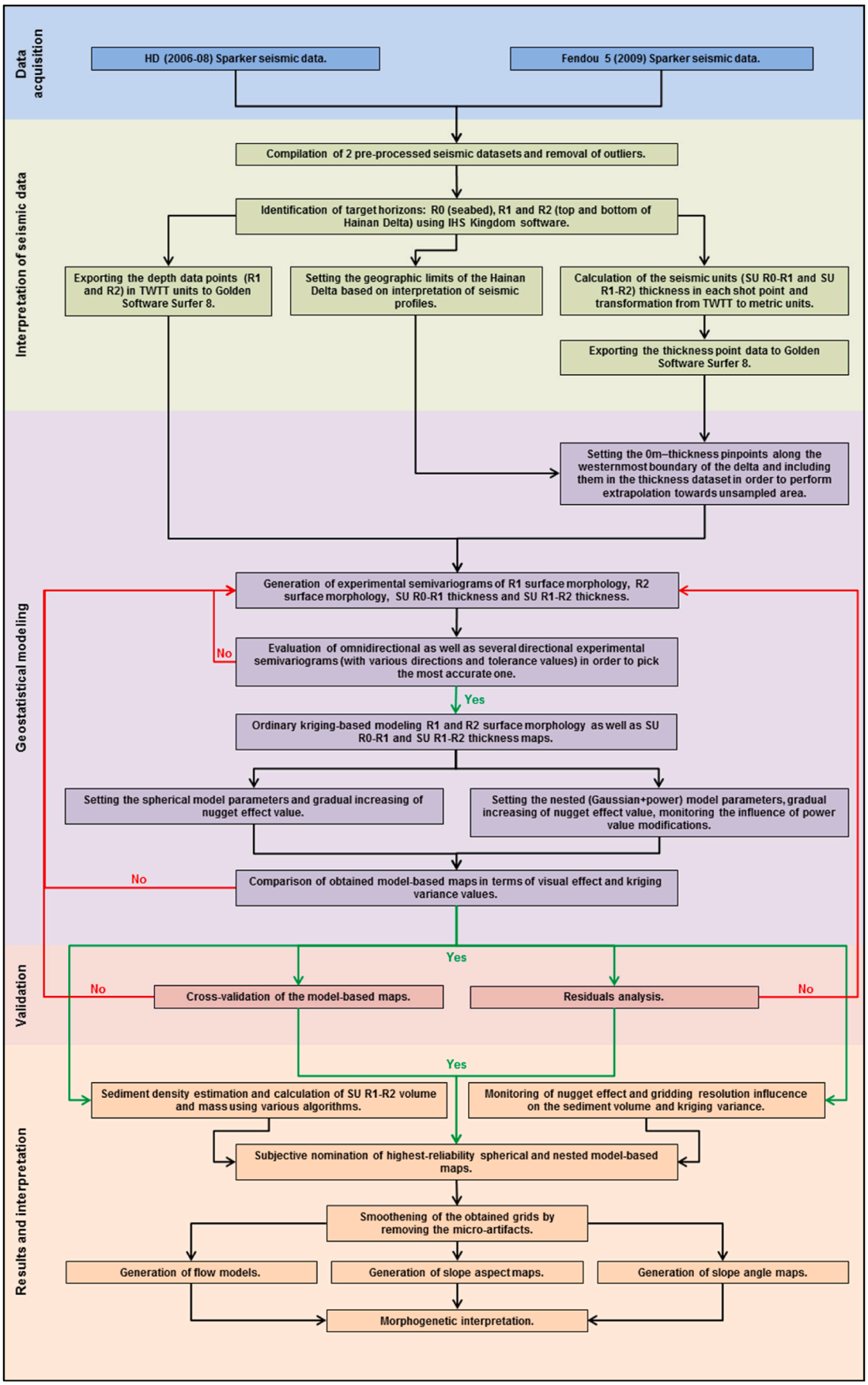



**Fig. 2.** Workflow chart indicating steps of data acquisition, analysis, validation and interpretation. In case of non-satisfactory outcomes, selected steps (presented as loops) were repeated with modified parameters according to semi-supervised learning processes.

expressed with the lowest observed variability. Generated directional semivariograms allowed examination of spatial data variability and spatial correlation by calculating the mean squared differences between all data values in correspondence to distance from each other.

The semivariogram is a mathematical function that represents specific characteristics of a spatial random field. The *X* axis corresponds to the spatial distance between samples (called lag distance), whereas *Y* axis represents the semivariance. In order to interpolate between the measured data, the kriging equation parametrized by the chosen semivariogram model (Hengl, 2007) needs to be solved for the nodes of an interpolation grid. The empirical semivariogram γ(h) is described traditionally by the formula (Matheron, 1963):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2}\iiint_V [f(\mathrm{M}+h) - f(\mathrm{M})]^2 d\mathrm{V} \quad (1)$$

where:

$\gamma$ ($h$) – semivariogram
M – point in the geometric field V
$f$(M) – value at point within geometric field V

In our study, each reflector surface morphology grid was created using TWTT scale, whereas the thickness models were scaled in meters. For generation of thickness models, the thickness value was estimated from TWTT data in each shot point and further interpolated, instead of calculation of differences between two previously obtained morphology grids. Such an approach requires only a single interpolation process instead of two, and avoids increase of kriging error. Gridding of each reflector surface morphology was limited to the area in which seismic data were available (eastern part of delta), as there was no clear evidence to establish a trend in the Vietnamese BG (western part of delta). To estimate thickness values for the unsampled region, auxiliary points were set along the 56 kyr BP paleocoastline. For reasons of plausibility, thickness values of 0.0 m were assumed, which have been included into the interpolation procedure. Inclusion of these auxiliary points in the interpolation indirectly extrapolated into the unsampled areas. Negative values obtained during grid modelling were low and relatively few, being changed afterwards manually during the grids validation to {0}.

### 3.3.1. Modeling the discontinuities of surface morphology

For the R1 surface morphology, the experimental semivariogram model with direction 90°–270° and tolerance 30° was chosen (Fig. 3a) because of positive data correlation within range occurring at a lag distance of 75,000 m. For reflector R2 surface morphology data, neither omnidirectional nor directional semivariograms indicated greater range and lower sill (clear flattening) compared to R1, evidenced by gentle (can be regarded as a weak sign of periodicity) decrease of autocorrelation at lag distance 120,000 m. These features may be explained by the reflectors surface morphology concavity. The differences in values between points in vicinity of land and in deepest part of BG are higher, compared to differences between points located near Hainan and pinpoints added near the Vietnamese coast. After the R2 paleo-relief was filled with deltaic sediments, surface concavity was significantly reduced, therefore such data fluctuations are not visible on the R1 surface morphology semivariogram. These two semivariogram models indicated best fit and were used in the further study: (i) the semivariogram model for R2, with direction of 0°–180° and tolerance of 30°, characterized by a quasi-constant increase of variance in the local scale of observation, and low decrease of variance in range of 80,000-100,000 m (Fig. 3b); (ii) for R2 with direction of 135°–315° and tolerance of 30°, characterized by a high sill, flattening of the range and low decrease of variance at end of range (Fig. 3c). The concavity between 70,000 m and 100,000 m of Fig. 3c is believed to result of local variance decrease. Investigation of seismic tracks from the central part of the gulf showed the R2 horizon morphology to be mostly irregular. Such a factor might have possibly influenced the shape of experimental R2 semivariogram.

### 3.3.2. Modeling of thickness of seismic units

The SU R0-R1 thickness data semivariograms were more complicated, compared with R1 and R2 spatial variability models. Each semivariogram, either omnidirectional or directional, with various tolerance values, showed sudden decrease of variance around ~30,000 m–40,000 m lag distance, and cannot be characterized by a clear non-disturbed sill, as a result of visible fluctuations. Combined irregularities of 2-D R1 and R2 horizons correspond to local variations of the calculated thickness data, which possibly affect the semivariogram shape. Nevertheless, the semivariogram with direction of 135°–315° and tolerance of 45° was applied for the further modelling, due to decrease of non-stationarity observed in the dataset (Fig. 3d). Even more specific spatial distributions of values in SU R1-R2 thickness data case made the semivariogram generation more complicated. Similar to the SU R0-R1 thickness data, a concavity around the 40,000 m lag distance and fluctuations after the flattening occurred in directional, as well as omnidirectional semivariograms. As the highest values are present in two zones inside central part of the study area and decreases towards each direction, the omnidirectional semivariogram has been chosen as the most proper (Fig. 3e).

In each case, two main model types were applied: (i) spherical model with nugget effect; (ii) nested Gaussian + power model with nugget effect. Nugget effect $C_0$ is a phenomenon present in many regionalized variables and represents short scale randomness or noise in the regionalized variable. It can be seen graphically in the semivariogram plot as a discontinuity at the origin of the function (Morgan, 2011). Therefore for any $h \neq 0$ the nugget effect may be described as follows (eq. (2)):

$$\gamma(h) \geq C_0 > 0 \quad (2)$$

In case of analyzed datasets such randomness was sampling-related and caused by small offsets in the reflector depths on profile crossing points. Application of nugget effect was necessary in order to diminish the sampling-related artifacts. The applied models are as follows (eqs. (3)–(5)) (Olea, 2006):

Spherical model:

$$Sp(h) = \begin{cases} C\left(\frac{3}{2}\frac{h}{a} - \frac{1}{2}\left(\frac{h}{a}\right)^3\right), & 0 \leq |h| < |a| \\ C, & |a| \leq |h| \end{cases} \quad (3)$$

Gaussian model:

$$G(h) = C\left(1 - e^{-3\left(\frac{h}{a}\right)^2}\right) \quad (4)$$

Power model:

$$P(h) = \propto h^{\beta},\ 0 < \beta < 2 \quad (5)$$

where:

C - sill
$a$ - effective range,
$h$ - number of pairs of investigated points in distance $h$

Mixing two or more semivariogram models is called “semivariogram nesting”. Goodness-of-fit of such a combination may be poor, therefore at maximum two simple models with nugget effect are considered optimal (Olea, 2006).

General representation of “nested model” is expressed by a variogram matrix $\Gamma(h)$ of different models:

$$\Gamma(h) = \sum_{u=0}^{S} B_u g_u(h) \quad (6)$$

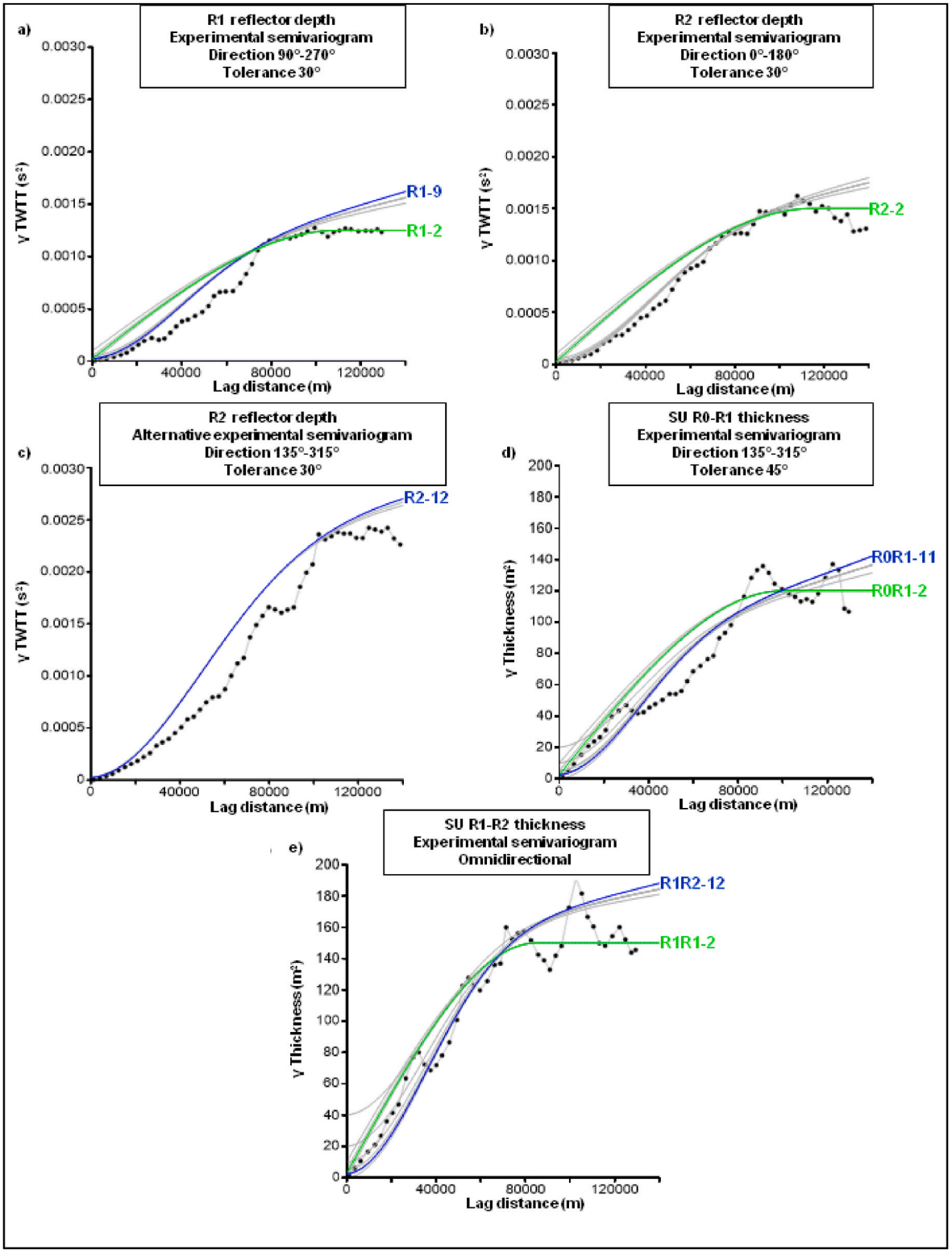



**Fig. 3.** Experimental semivariograms used in the study and applied kriging models. The highest reliability spherical models are highlighted in green, whereas the highest reliability nested models are highlighted in blue. Gray color corresponds to the remaining models: a) R1 reflector depth experimental semivariogram; b) R2 reflector depth experimental semivariogram; c) R2 reflector depth experimental semivariogram (alternative); d) SU R0-R1 thickness experimental semivariogram; e) SU R1-R2 thickness experimental semivariogram. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

where $B_u$ represents coregionalization matrices characterizing correlation between variables $Z_i$ at different spatial scales and combined models $g_u(h)$. Nested models are usually proportionally weighted based on intrinsic correlation represented in matrix $B_u$ (Wackernagel, 1995).

In the R2 morphology surface case, the model was adjusted to both semivariograms. After application of pure spherical model (nugget effect = 0), nugget effect had been gradually increased to monitor influence on the model, expressed by smoothening broken isolines and diminishing the unwanted gridding-related artifacts. Simultaneously, to each modeling step, kriging variance maps were generated to estimate the model error (=uncertainty). After generation of spherical model-based maps, a nested semivariogram model was developed and applied in order to reduce the total variance in semivariogram range. The Gaussian models had been adjusted to each semivariogram and the nominal power value was set to 1.2. Similar to spherical model, application of nugget effect was necessary to reduce the artifacts. Afterwards, apart from the consequent nugget effect increase, models with power parameter value of 1.1 or 1.3 were also examined. All obtained models, with a grid node size of 1 km, were compared in terms of isoline shapes, artifact occurrence and kriging variance values (Fig. 2).

### 3.3.3. Modeling the volume and mass

Estimation of delta volume and mass was a key target in the HD source-to-sink model. In order to estimate sediment mass, values for mean sediment density must be available. From water content analysis of the ZBW core (17°10.4408′N, 109°01.6813′E), which penetrated the entire deltaic series, the mean water content of 37% with standard deviation of 4.4% was calculated. Assuming that measured water content corresponds with porosity, estimated sediment porosity was 37 ± 4.4%. Grain size and geochemical analyses of the ZBW core revealed that the dominant sediment component is quartz, with relatively low clay mineral, heavy mineral, shell debris and organic matter content (Borówka et al., 2020). Therefore, presupposing the quartz density = 2.65 g/cm$^3$ (Anthony et al., 2009), following equations were applied to estimate dry and wet bulk density (eqs. (7) and (8)):

$$\rho_{dry} = (1-n)\cdot\rho Q \tag{7}$$

$$\rho_{wet} = (1-p)\cdot\rho Q + n\cdot\rho_{Water} \tag{8}$$

where:

$\rho_{dry}$ - dry bulk density (g/cm$^3$),
$n$ - sediment porosity (%),
$\rho_{wet}$ - wet bulk density (g/cm$^3$),
$\rho_Q$ - quartz density (g/cm$^3$),
$\rho_{water}$ - water density (g/cm$^3$).

The mean sediment density is determined to be 1.69 ± 0.12 g/cm$^3$ for dry, and 2.07 ± 0.16 g/cm$^3$ for wet sediments. Assuming the estimated sediment volume and density, the mass was calculated for each SU R1-R2 thickness modeling attempt. Knowing that HD was formed between 65 kyr BP and 56 kyr BP (Feng et al., 2018; Xiong et al., 2020), the annual sediment discharge can be calculated. Each modeling outcome implied certain kriging variance that allowed examination of uncertainties. As the square root of mean kriging variance = kriging error, the volume grid was corrected by this value to obtain the volume uncertainty. Adding volume and density errors allowed estimation of the overall error in mass and annual discharge calculations of modeling scenarios.

Volumetric calculations were firstly conducted in Golden Software Surfer 8. Applied modeling algorithms, including cut & fill, trapezoidal rule, Simpson's rule and Simpson's 3/8 rule methods (e.g., Atkinson, 1989), provided comparable results.

For determining cut & fill volumes, first the lower surface grid values are subtracted from the upper surface grid values. This normalizes the $Z$ values where positive values indicate the upper surface is above the lower surface and negative values indicate the upper surface is below the lower surface. Next each grid cell is split into two triangles consisting of adjacent cells. The triangles are compared to a horizontal plane at $Z = 0$. This generates triangular prisms between the calculated surface and the horizontal plane. Finally, the volumes are calculated for all the positive (cut) prisms and summed, and the volumes are calculated for all the negative (fill) prisms and summed. Finally, the net volume is the difference between the cut and fill volumes (Golden Software Surfer,). The other methods: trapezoidal rule, Simpson's rule and Simpson's 3/8 rule use a different calculation technique than cut & fill and are described by following equations (Golden Software Surfer,):

1. Trapezoidal rule. The pattern of the coefficients is {1,2,2,2, …,2,2,1}:

$$A_i = \frac{\Delta x}{2}\left[G_{i,1} + 2G_{i,2} + 2G_{i,3}\ldots + 2G_{i,nCol-1} + G_{i,nCol}\right] \tag{9}$$

$$\text{Volume} \approx \frac{\Delta y}{2}\left[A_1 + 2A_2 + 2A_3\ldots + 2A_{nCol-1} + A_{nCol}\right] \tag{10}$$

2. Simpson's rule. The pattern of the coefficients is {1,4,2,4,2,4,2, …,4,2,1}:

$$A_i = \frac{\Delta x}{3}\left[G_{i,1} + 4G_{i,2} + 2G_{i,3} + 4G_{i,4}\ldots + 2G_{i,nCol-1} + G_{i,nCol}\right] \tag{11}$$

$$\text{Volume} \approx \frac{\Delta y}{3}\left[A_1 + 4A_2 + 2A_3 + 4A_4\ldots + 2A_{nCol-1} + A_{nCol}\right] \tag{12}$$

3. Simpson's 3/8 rule. The pattern of the coefficients is {1,3,3,2,3,3,2, …,3,3,2,1}:

$$A_i = \frac{3\Delta x}{8}\left[G_{i,1} + 3G_{i,2} + 3G_{i,3} + 2G_{i,4}\ldots + 2G_{i,nCol-1} + G_{i,nCol}\right] \tag{13}$$

$$\text{Volume} \approx \frac{3\Delta y}{8}\left[A_1 + 3A_2 + 3A_3 + 2A_4\ldots + 2A_{nCol-1} + A_{nCol}\right] \tag{14}$$

where:

$\Delta_x$ = grid column spacing;
$\Delta_y$ = grid column spacing;
$G_{i,j}$ = grid node value in row $i$ and column $j$.

Gradual increase of the nugget effect value (1 m spacing for 1–15 m range and 2.5 m spacing for 15–30 m range) allowed the influence of given parameter on volume estimation for both spherical and nested model-base maps to be monitored. Influence of gridding resolution on variance and volume was examined by generation of model-based maps with increasing node size from 0.125 km to 1 km with 0.125 km spacing, and from 1 km to 4 km with 0.5 km spacing.

Moreover, in order to apply more sophisticated algorithms to estimate volume, selected grids were exported to RockWare RockWorks, 2008 (RockWare RockWorks 15 Manual, RockWorks® from RockWare (www.rockware.com)) and calculated using two methods: (i) simple 3D Delaunay triangulation (e.g., Xue et al., 2004), and (ii) advanced orthogonal 3D grid-based interpolation (e.g., Houlding, 2000). Delaunay triangulation method (i), connects the grid data points into a network of triangles (a sample at each vertex). The volume of each triangle was computed, based on the thicknesses used as $Z$-values, and then total volume summarized. The grid-based interpolation (ii) provides more flexibility and gives more reliable results (in terms of lower total kriging variance), compared to simple 3D triangulation. For each

dataset, the grid node histograms are generated and background (no anomaly), slightly anomalous and anomalous values are statistically distinguished (Fig. 4a and b). The background values are within the range between mean minus one standard deviation (-1SD) and plus one standard deviation (+1SD). The slightly anomalous samples corresponded to the range from mean -1SD to - two standard deviations (-2SD) and from +1SD to + two standard deviations (+2SD), whereas anomalous samples are represented by values lower than -2SD and higher than +2SD. Such an approach allowed estimation of volume in two ways: including and excluding the abnormal values.

#### 3.3.4. Modeling discontinuities of surface morphology

Apart from the kriging variance, the nominated spherical and nested model-based grids were examined by analysis of residuals (Anscombe and Tukey, 1963) and data cross-validation (Geisser, 1975; Arlot and Celisse, 2010). Residual values derived from application of both spherical and nested models were plotted to visualize the spatial distribution of under- and overestimated values, locate the extreme values (smaller and higher than 2SD) and examine differences between methods. In order to cross-validate the data, the leave-p-out method (Shao, 1993) was applied. The dataset was split into 10 subsets, each corresponding to 10% of the data points. Afterwards the modeling process was repeated 10 times with each subset being successively removed from the dataset and used for validation. Eventually the mean sum of subset residuals were calculated. For both cross-validation and residuals analyses raw data, surface morphology grids, as well as model parameters, were transformed from time to depth units using the constant sound velocity of 1550 m/s. However, as several obtained residual values were still <1 the absolute sum of residuals (each negative residual was transformed into a positive value), instead the sum of squares of residuals was used for examination of models "goodness of fit" (see Fig. 2).

#### 3.3.5. Modeling sediment distribution pathways

The sediment pathway reconstructions were a part of the grid-based directional surface gradient analysis (Houlding, 2000; Rockware Rockworks 15 Manual, ). The SU R0-R1 and SU R1-R2 thickness grids were used for generation of 2-D flow maps, consisting of continuous lines from low to high nodes (values). The small-scale depressions corresponding to sampling-related artifacts in both models were diminished, before generation of the distributary pattern. The flow lines were geometrically smoothened with factor x2 (mean averaged), correspondingly to the slope gradient, in order to achieve natural shapes of sediment transport pathways.

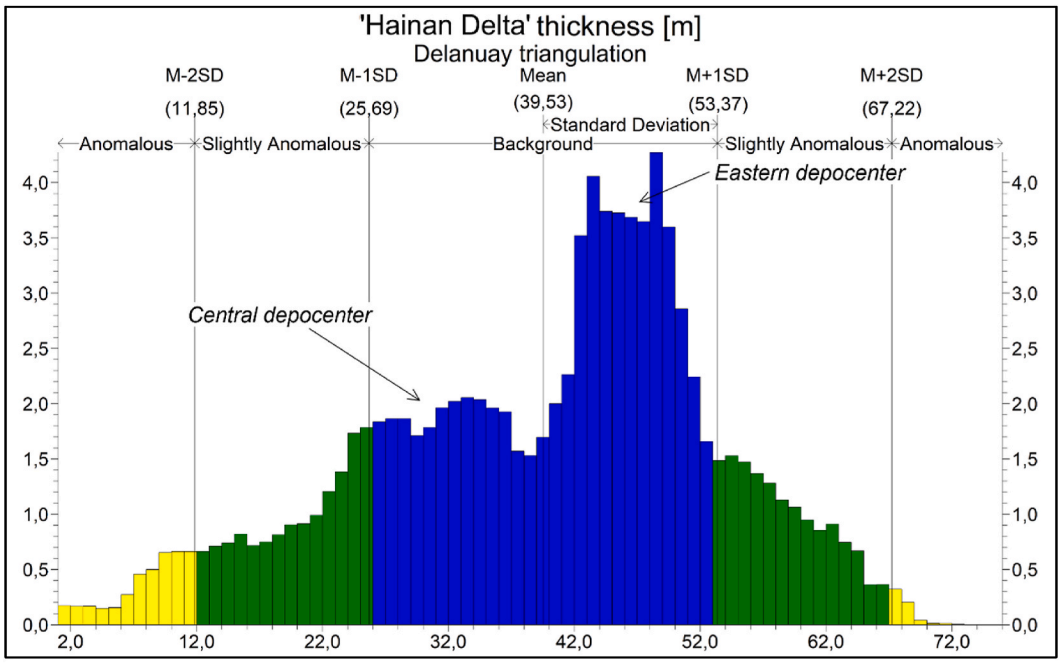
North-oriented aspect models and slope maps represent diagonal vectors of directions of each paired grid nodes were generated. In order to smoothen both model-based surface morphology maps, the downgradient maps representing the number of grid nodes that are negative from each neighboring node were modeled. Obtained models were additionally smoothened by two iterations, defined by the number of smoothing model runs, and 2-filter size (Rockware Rockworks 15 Manual, ). The filter size determined how many adjacent nodes were used to compute the average *Z*-value for each grid node. In the following case, 24 nodes were used to smooth the R1 and R2 surfaces. Finally, in both models the small-scale depressions were closed. These unwanted microstructures occurred due to "oversampled" gridding related to seismic data characteristics involving offsets in reflector depths at profile crossing points and gridding algorithm artifacts. These offsets were caused during imprecise acquisition and pre-processing of data onboard the research vessel. Such errors could not be reliably fixed, because of unavailable Sparker calibration data. In order to eliminate the depressions, a downgradient course was followed for each grid node to the upper limit. In case of nodes being on the edge of the grid, the value was increased to the highest neighboring grid node. Described procedure was repeated until all depressions diminished. Finally, the direction and angle difference maps were generated by subtracting smoothened R1 and R2 surface morphology grids (Rockware Rockworks 15 Manual, ).

## 4. Results

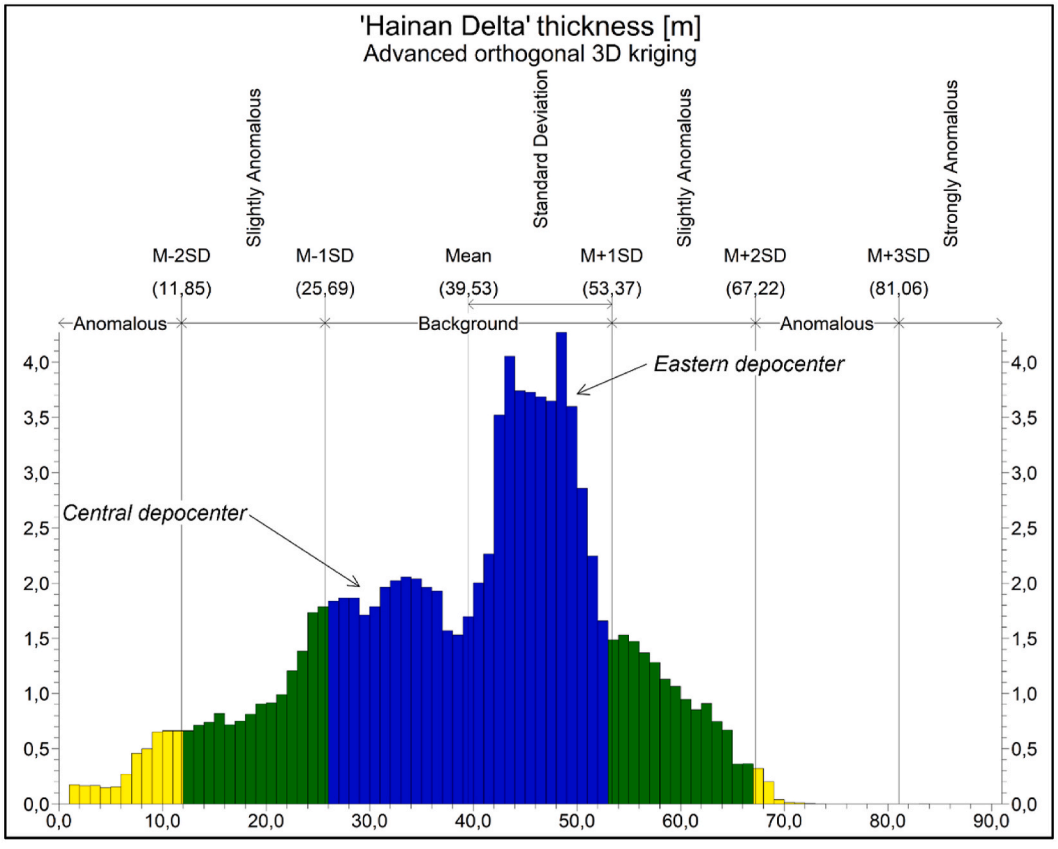
### 4.1. Morphology of the main surfaces and discontinuities

Modeling of R1 surface morphology involved 9 semi-supervised kriging attempts: 4 with a spherical model (Table 1; Appendix A a-d), and 5 with application of nested model (Table 2; Appendix A e-i). Pure spherical model-based map (R1-1) shows several cross-shaped artifacts, that lowered the map reliability, and required application of nugget effect model in order to remove artificial structures. Therefore, three spherical model-based maps with gradual increase of nugget effect parameter were generated (R1-2, R1-3 and R1-4). Pure nested Gaussian-power model-based map (R1-5) implied even more artifacts compared to R1-1. Thus, similarly to spherical model case, the influence of gradually increased nugget effect was investigated (R1-6 and R1-7). As both maps show barely visible differences and kriging variance increases with nugget effect, the further increase of this parameter was unnecessary. Afterwards, the influence of power parameter was examined. As the minimal nugget was the most reasonable, the R1-6 had the power parameter modified to 1.1 (R1-8) and 1.3 (R1-9) to monitor effect. It is noteworthy, that despite nearly visually identical surface morphology maps, kriging variance estimation based on nested-model was characterized by significantly smaller values compared to spherical model-based. The lowest possible variance was obtained in R1-9.

Modeling of R2 morphology surface required 12 kriging attempts: 4 with spherical model (Table 3; Appendix B a-d) and 8 with nested model (Table 4; Appendix B e-i) based on two different directional semivariograms. Similarly to the R1 morphology surface interpolation, four modeling settings involved application of a spherical model (R2-1) and consequent increase of the nugget effect value (R2-2, R2-3 and R2-4). As in the case of R2-1, the nugget effect was not applied, and cross-alike artifacts were still visible on morphology map at the same locations as R1-1. Increased nugget effect resulted in negligible changes in shape of map isolines, therefore, after excluding R2-1, the minimal nugget effect setting (R2-2) combined with minimal kriging variance was used as the most reliable spherical model-based map. Nevertheless, as the R1 modeling suggested, nested Gaussian and power model might diminish kriging variance without significant effect on map shape, thus the same procedure was applied for R2 surface morphology dataset. Generation of pure Gaussian-power model (R2-5) was followed by gradual increase of nugget effect (R2-6, R2-7 and R2-8).This approach suggests that application of minimal nugget effect value was sufficient to remove seismic artifacts. Modification of power parameter affected mean kriging variance: enlarged when changed to 1.1 (R2-8) and reduced in 1.3 power value case (R2-9). Although the maps look nearly identical in comparison to R2-2, R2-3 and R2-4, the mean kriging variances were still at similar levels, even despite application of the different kriging model. In order to test the possibility to reduce the kriging variance, another experimental semivariogram characterized by higher range was examined. As Gaussian and power models with minimal nugget effect proved higher reliability when compared to spherical models, only the nested model was adjusted to semivariogram shape and applied for kriging. Combination of increased sill and range of Gaussian model, identical power parameters (1.2, 1.1 and 1.3, respectively) and increased range of power model as well as minimal nugget effect provided more reliable results in terms of kriging variance. (R2-10, R2-11 and R2-12) As previous attempts showed, an application of higher nugget effect value needlessly increased the kriging variance. Similar to R1 surface modeling procedure, increase in power parameter caused a decrease in mean kriging variance. To summarize, enlarged sill and range parameters barely affected the isoline shapes, in parallel successfully reduced mean kriging variance. The most reliable model, in terms of lowest mean variance, was R2-12.




a)




b)

**Fig. 4.** The SU R1-R2 thickness histograms with anomalous values derived from: a) the Delaunay triangulation; b) the advanced orthogonal 3D kriging. The background values are within the range of mean minus one standard deviation (-1SD) and mean plus one standard deviation (+1SD). The slightly anomalous samples corresponded to the range from -1SD to mean - two standard deviations (-2SD) and from +1SD to mean + two standard deviations (+2SD), whereas anomalous samples were represented by values lower than -2SD and higher than +2SD. Bimodal shape of histograms corresponds to two depocenters of the paleodelta. Eastern depocenter is characterized by generally higher sediment thickness in comparison to central depocenter.

**Table 1**
The R1 surface morphology spherical model-based kriging parameters; squared seconds stand for two way travel time of seismic wave (see Appendix A a-d).

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R1-1 | 0.001250 | 110,000 | – | 0.0002 | 0.0295 | 0.0119 |
| R1-2 | 0.001225 | 110,000 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0296 | 0.0130 |
| R1-3 | 0.001200 | 110,000 | 0.000050 | 0.0072 | 0.0297 | 0.0140 |
| R1-4 | 0.001150 | 110,000 | 0.000100 | 0.0101 | 0.0301 | 0.0156 |

### 4.2. Thickness of deltaic and post-deltaic sediment series

Generation of thickness models was in general more challenging than modeling of reflector surfaces, mainly due to occurrence of extrapolation zone. In each map, this zone is located between the seismic profiling zone in the northeast and 0-value pinpoints in the southwest of BG, and inclusion in the larger dataset needed to be modeled. Such area enlarged the mean kriging variance and implied difficulties with setting up correct model parameters.

For generation of SU R0-R1 (post-deltaic series) thickness map, 12 model-based maps were completed: 4 with spherical model with nugget effect (Table 5; Appendix C a-d) and 8 with nested model (Table 6; Appendix C e-i). The spherical model was adjusted to experimental semivariogram (R0R1-1) and was followed by monitoring of nugget effect influence (R0R1-2, R0R1-3 and R0R1-4) Excluding R0R1-1, in which the previously described artifacts occurred, the remaining spherical model-based maps showed that combined with the spherical model, a small nugget effect successfully diminished seismic artifacts, and therefore constant increase of this parameter was unnecessary. In contrast to morphology grids, application of the nested model influenced map shapes, compared with spherical model-based. Modeling with nested model was initiated with 0-nugget effect setting (R0R1-5) and followed by application of increased nugget effect up to significant values (R0R1-6, R0R1-7, R0R1-8 and R0R1-9). The reason for application of such a high nugget effect was the occurrence of spike-alike artifacts visible on isolines in the extrapolated zone. For spherical model-base maps spike-alike artifacts may also occur, however these spikes were significantly reduced in size. Nested model-based maps had isolines smoothened by increased nugget effect values to 20 $m^2$, however did not fully diminish artifacts. Regarding the kriging variance, application of nested model allowed significant reduction of kriging variance. As spike-alike artifacts were present at all nested models, R0R1-6 was the most successful. The R0R1-10 and R0R1-11 had power value switched from 1.2 to 1.1 and 1.3, respectively. Map R0R1-11 provided slightly better visual effect, compared with R0R1-7, and slightly reduced variance. With power value steady at 1.3 and double the nugget effect (R0R1-12) did not provide satisfactory results, and increased uncertainty. Eventually, considering the visual effect map, the R0R1-2 appeared most reliable. Regarding the kriging variance, map R0R1-11 indicated the highest reliability.

Modeling of HD geometric features was the key target of this study. A reliable deltaic sedimentary series thickness model was necessary to estimate the sediment volume and mass, and correlate thickness data with annual sediment discharge of river systems in study area.

Generation of R1-R2 (deltaic series) thickness map involved 12 kriging attempts: 4 using spherical model with nugget effect (Table 7; Appendix D a-d) and 8 using the nested model (Table 8; Appendix D e-l). In each case, the model parameters were set based on the omnidirectional semivariogram. Analogous to the SU R0-R1 thickness interpolation, four modeling settings involved application of a spherical model (R1R2-1) and consequent increase of the nugget effect value (R1R2-2, R1R2-3 and R1R2-4). Similar to the post-deltaic series models, all artifacts between the seismic lines diminished as a result of minimal nugget effect application. However, independent of nugget effect increase (with simultaneous increase of kriging variance), model-based maps remained nearly identical, including rugged isolines in the extrapolated zone. Generation of 8 thickness maps based on nested Gaussian and power model enlarged artifacts in the extrapolated zone. Generation of pure Gaussian-power model (R1R2-5) was followed by gradual increase of nugget effect (R1R2-6, R1R2-7, R1R2-8, R1R2-9 and R1R2-10). Low nugget effect was necessary to diminish cross-alike artifacts in the eastern delta. However, even where this parameter was increased to 40 $m^2$, artifacts in extrapolated zone were not fully diminished but only reduced in size. The further enhancement of nugget effect was discontinued, as constant increase of kriging variance would have lowered the model-based maps reliability. The influence of power parameter was examined based on R1R2-6. Modification of the parameter value from 1.2 to 1.1 (R1R2-11) and 1.3 (R1R2-12) provided comparable results to post-deltaic series models. Both model-based maps were characterized by slightly reduced artifact sizes, however the outcome was still not fully sufficient.

### 4.3. Examination of models reliability and "goodness of fit"

Analysis of residuals was performed basing on grids: R1-2, R1-9, R2-2, R2-12, R0R1-2, R0R1-11, R1R2-2 and R1R2-12, which stand for the maps with highest reliability constructed by application of both spherical and nested models. Absolute sum of residuals in R1 dataset, consisting of 257,567 points, obtained by application of nested model was 6.6% higher than spherical model (89,506–83,926 m) and 6.6% higher in R2 dataset, consisting of 417,676 points (155,695–146,026 m). Thus, the difference between surface morphology maps generated using spherical and nested models was not significant in terms of residuals. Whereas thickness grids generated by application of spherical model showed significantly higher "goodness-of-fit", compared to nested model-based. Absolute sum of residuals obtained by application of nested model for R0-R1 thickness dataset, consisting of 244,379 points,

**Table 3**
The R2 surface morphology spherical model-based kriging parameters; squared seconds stand for two way travel time of seismic wave (see Appendix B a-d).

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R2-1 | 0.001500 | 115,000 | – | 0.0002 | 0.0317 | 0.0123 |
| R2-2 | 0.001475 | 115,000 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0319 | 0.0134 |
| R2-3 | 0.001450 | 115,000 | 0.000050 | 0.0072 | 0.0320 | 0.0143 |
| R2-4 | 0.001400 | 115,000 | 0.000100 | 0.0101 | 0.0323 | 0.0160 |

**Table 2**
The R1 surface morphology nested model-based kriging parameters; squared seconds stand for two way travel time of seismic wave (see Appendix A e-i).

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | Sill ($s^2$) | Range (m) | Power | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R1-5 | 0.000950 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.2 | – | 0.0001 | 0.0264 | 0.0062 |
| R1-6 | 0.000925 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.2 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0265 | 0.0080 |
| R1-7 | 0.000900 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.2 | 0.000050 | 0.0071 | 0.0267 | 0.0096 |
| R1-8 | 0.000925 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.1 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0266 | 0.0083 |
| R1-9 | 0.000925 | 55,000 | 0.0002 | 55,000 | 1.3 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0263 | 0.0077 |

**Table 4**
The R2 surface morphology nested model-based kriging parameters; squared seconds stand for two way travel time of seismic wave (see Appendix B e-i).

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($s^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($s^2$) | Range (m) | Sill ($s^2$) | Range (m) | Power | | Min ($s^2$) | Max ($s^2$) | Mean ($s^2$) |
| R2-5 | 0.001200 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.2 | – | 0.0001 | 0.0466 | 0.0132 |
| R2-6 | 0.001175 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.2 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0468 | 0.0144 |
| R2-7 | 0.001150 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.2 | 0.000050 | 0.0072 | 0.0469 | 0.0154 |
| R2-8 | 0.001175 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.1 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0476 | 0.0158 |
| R2-9 | 0.001175 | 60,000 | 0.0002 | 60,000 | 1.3 | 0.000025 | 0.0051 | 0.0459 | 0.0131 |
| R2-10 | 0.002225 | 70,000 | 0.0002 | 70,000 | 1.2 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0308 | 0.0077 |
| R2-11 | 0.002225 | 70,000 | 0.0002 | 70,000 | 1.1 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0309 | 0.0080 |
| R2-12 | 0.002225 | 70,000 | 0.0002 | 70,000 | 1.3 | 0.000025 | 0.0050 | 0.0301 | 0.0074 |

was 18.7% higher than in spherical model (109,699–92,453 m). Whereas R1-R2 dataset, consisting of 252,994 points, interpolated with nested model provided 13.1% higher absolute sum of residuals in comparison to spherical model (140,190–123,998 m).

The majority of profiles showed relatively low residual values (Appendix E a-b). The extreme values were located at the profile edges, and as on lines crossing points, due to offsets in reflector depths. Moreover, data points derived from Fendou 5 (2009) Sparker dataset were characterized by higher residual values than points derived from HD (2006–8) Sparker dataset (Bauer et al., 2009). The highest differences between the spherical and nested model residuals (Appendix E c) were visible in the western delta, in an area where the two seismic datasets overlapped. Regarding the spaces between profiles, spherical model provided in general lower values in the northern part of each gap, and mostly higher values in the southern part. Noteworthy is that described differences were nearly unnoticeable on the morphology and thickness models. According to the kriging variance (Appendix E d-e), nested model provided significantly lower values far from the seismic lines, compared to spherical. Variance nodes located on the profiles, overlain by the shot points were nearly identical in reflector morphology and significantly lower on thickness maps. Analogous features were revealed by the cross-validation. Mean absolute sum of residuals validated by the left-out subsets (Table 9) provided nearly doubled values derived from nested model compared with spherical model.

### 4.4. Delta volume and mass

Comparison between the SU R1-R2 sediment thickness grid attempts provided opportunity to examine influences of certain model parameters on deltaic sediment series thickness calculation. Regarding the cut & fill algorithm, spherical model-based maps provided slightly lower sediment volume, compared with nested-model application outcomes. In spherical model-based maps, applied nugget effect against sediment volume plot describes volume decrease in range of 1–2 m, and further steady increase with the nugget effect (Fig. 5a). Possibly the lowest estimate of volume was provided by the following parameters: spherical model with sill of 147 $m^2$, range 85,000 m, nugget effect 3 $m^2$. Nested model-based maps nugget effect against sediment volume plot showed negative correlation in range of 1–14 $m^2$, and then increase of correlation above 14 $m^2$ (Fig. 5b). The lowest nested model-based volume value was obtained using following parameters: Gaussian model with sill of 136 $m^2$, range 50,000 m, power model with sill of 10 $m^2$, range 50,000 m and power of 1.3, nugget effect of 14 $m^2$. Interpolation with nested model provided on average 14•109 $m^3$ (0.9%) higher sediment volume estimation, and 1.95 $m^2$ (46.7%) lower mean kriging variance value compared with spherical model (Fig. 5c and d).

The plots illustrate the gradual increase of gridding resolution against volume and variance, which are highly variable, compared with Fig. 5. Both resolution vs volume plots (Fig. 6 a-b) are characterized by generally decreasing trend, include small fluctuations in range of 0.125–1 km (also in range 1–4 km), and provide the lowest values in case of 3.5 km grid cell size applied. Resolution against variance plots revealed similar fluctuations (Fig. 6 c-d), with increased or nearly stable trend in spherical and nested models, respectively. The highest variance values were obtained when 3.5 km resolution applied. Application of nested model provided on average 15•109 $m^3$ (1%) higher volume and 1.3 $m^2$ (32.9%) lower kriging variance than spherical model.

Application of simple 3D Delaunay triangulation and advanced orthogonal 3D grid-based volume calculation algorithms on nested model R1R2-12 allowed significantly lower volume values in comparison to cut & fill method, which is 1564•$10^9$ $m^3$. The volume estimated by 3D Delaunay triangulation was 1418•$10^9$ $m^3$ (9.3% lower), or 1396•$10^9$ $m^3$ (10.7% lower) without any 'abnormal values'. Whereas application of orthogonal 3D grid-based algorithm provided volume of 1397•$10^9$ $m^3$ (10.7% lower), or 1371•$10^9$ $m^3$ (12.3% lower) without any 'anomalies'. The calculated mass and annual sediment discharge values are listed in Table 10. The highest values were obtained when cut & fill algorithm was applied. The 3D Delaunay triangulation with abnormal values excluded provided slightly lower values compared to advanced orthogonal 3D grid-based algorithm.

### 4.5. Sediment transport pathways and basin geometry evolution

As modeled sediment pathways are results of accumulation and indicate areas of increased thickness of sedimentary units, obtained flow maps should be interpreted separately from the incised valleys, which are erosional forms (Miluch et al., 2021). Flow map reconstructed based on R1-R2 thickness map (Fig. 7a) infers two main sediment pathways from southern HI that correspond to the dominant deltaic transport channels filling the two depocenters. A path located on the study area northeastern edge implies possible impact of rivers from extreme southeastern HI. Moreover, a pathway that originates from the northwest direction suggests input of the paleo-Red River, or another source from north of BG. Similar to the deltaic series, flow model derived from

**Table 5**
The SU R0-R1 (post-deltaic sediment series) thickness spherical model-based kriging parameters (see Appendix C a-d).

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R0R1-1 | 120 | 100,000 | – | 0.0550 | 9.0040 | 4.3070 |
| R0R1-2 | 117.5 | 100,000 | 2.5 | 1.6116 | 9.0769 | 4.6219 |
| R0R1-3 | 115 | 100,000 | 5 | 2.2704 | 9.1491 | 4.8918 |
| R0R1-4 | 120 | 100,000 | 10 | 3.2015 | 9.2934 | 5.3669 |

**Table 6**
The SU R0-R1 (post-deltaic sediment series) thickness nested model-based kriging parameters (see Appendix C e-i).

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | Sill ($m^2$) | Range (m) | Power | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R0R1-5 | 85 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | – | 0.0076 | 7.3988 | 2.0995 |
| R0R1-6 | 82.5 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 2.5 | 1.5958 | 7.5198 | 2.7997 |
| R0R1-7 | 80 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 5 | 2.2552 | 7.6349 | 3.2757 |
| R0R1-8 | 75 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 10 | 3.1881 | 7.8572 | 4.0202 |
| R0R1-9 | 65 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.2 | 20 | 4.5078 | 8.2907 | 5.1504 |
| R0R1-10 | 82.5 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.1 | 2.5 | 1.5976 | 7.5851 | 2.8854 |
| R0R1-11 | 82.5 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.3 | 2.5 | 1.5948 | 7.4521 | 2.7241 |
| R0R1-12 | 80 | 50,000 | 15 | 50,000 | 1.3 | 5 | 2.2544 | 7.5687 | 3.2123 |

**Table 7**
The SU R1-R2 thickness spherical model-based kriging parameters (see Appendix D a-d).

| Trial ID | Spherical model | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R1R2-1 | 150 | 85,000 | – | 0.0777 | 9.6969 | 5.0569 |
| R1R2-2 | 147.5 | 85,000 | 2.5 | 1.6207 | 9.7501 | 5.3259 |
| R1R2-3 | 145 | 85,000 | 5 | 2.2779 | 9.8021 | 5.5609 |
| R1R2-4 | 140 | 85,000 | 10 | 3.2094 | 9.9051 | 5.9820 |

R0-R1 thickness map (Fig. 7b) indicates sources from HI, northwest of the gulf and Vietnam. Nevertheless, due to the wide shelf exposure during Last Glacial Maximum that resulted in severe erosion of sediments in shallow parts of the gulf, thickness map distorts the flow model lowering reliability.

The R1 and R2 slope aspect maps and the calculated direction differences in grid node points (Fig. 8a), derived from the smoothened R2 and R1 paleo-bathymetry grids, provide insight into shelf edge changes by revealing the change in the slope dipping direction in the eastern part of HD. Northern and southern sections of R2 in shelf edge vicinity dip towards S and SEE, respectively. Whereas, after deposition of HD and filling of eastern depocenter, both sections started to dip southeastwards. Even despite the high sediment accumulation rates in the western depocenter, the paleo-relief concavity has been maintained and the surface remained rugged. Gradient difference map between R2 and R1 morphology grids (Fig. 8b) shows that, although the slope angles decreased in the shallower, the shelf edge steepened.

## 5. Discussion

Several iterations of various models parameters and construction of maps representing the R1 and R2 discontinuities of surface morphology, as well as thickness maps of SU R0-R1 and SU R1-R2, indicate minor visual differences (except 0-nugget effect scenarios). Both R1 and R2 morphology surfaces dip southwards from HI and trend sinistrally towards the shelf edge. Two local depocenters with sediment thickness up to 80 m have been recognized: (i) the largest, located near the eastern part of continental slope; (ii) the smaller, located in central BG. The (ii) may be tectonically superposed with YB and related to fast regional scale subsidence caused by lithosphere thinning in Pliocene and Quaternary (Lei et al., 2015). Eastern depocenter corresponds to increased depth in vicinity of shelf edge. The post-deltaic thickness map shows significant higher thickness near the shelf edge (up to 95 m), however such high values do not indicate the highest sedimentation rate, compared to BG in general, but probably result from extremely low sea level during the Last Glacial Maximum, which caused strong erosion in shallower parts of the gulf (Tanabe et al., 2003; Yao et al., 2009; Xiong et al., 2020; Zhang et al., 2020). For each map, the relatively equal distances between isolines in the southwest are related to the extrapolation procedure, involving linear trend between added pin-points and westernmost edge of profiling zone.

High reliability model-based maps, apart from the satisfactory visual effects, require possibly the lowest total kriging variance values. The results of R1 surface morphology modeling showed that application of relatively low nugget effect successfully diminished the gridding artifacts (R1-2). Further enlargement of nugget effect brought minor, nearly unnoticeable changes in the maps, in parallel needlessly increasing the kriging variance (R1-3 and R1-4). Therefore, the R1-2 model was chosen as the most reliable of all spherical-model based maps. Results of R2 surface morphology indicated analogous features. Application of minimal nugget effect removed the artifacts, in parallel keeping the kriging variance low and thus made the R2-2 attempt most valuable. This kind of procedure can be used in case of basin modeling basing on a partially unprocessed or wrongly processed seismic data affecting formation of distinctive linear artifacts.

Enhancement of map reliability was however still possible by application of nested semivariogram models, combining Gaussian with power models with additional nugget effect. Independent of applied

**Table 8**
The SU R1-R2 thickness nested model-based kriging parameters (see Appendix D e-l).

| Trial ID | Gaussian model | | Power model | | | Nugget effect ($m^2$) | Kriging variance | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Sill ($m^2$) | Range (m) | Sill ($m^2$) | Range (m) | Power | | Min ($m^2$) | Max ($m^2$) | Mean ($m^2$) |
| R1R2-5 | 150 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | – | 0.0073 | 7.5016 | 2.0620 |
| R1R2-6 | 147.5 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 2.5 | 1.5945 | 7.6165 | 2.8078 |
| R1R2-7 | 145 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 5 | 2.2543 | 7.7296 | 3.2910 |
| R1R2-8 | 140 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 10 | 3.1874 | 7.9508 | 4.0409 |
| R1R2-9 | 130 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 20 | 4.5073 | 8.3753 | 5.1806 |
| R1R2-10 | 110 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.2 | 40 | 6.3741 | 9.1640 | 6.8731 |
| R1R2-11 | 147.5 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.1 | 2.5 | 1.5956 | 7.6452 | 2.8661 |
| R1R2-12 | 147.5 | 50,000 | 10 | 50,000 | 1.3 | 2.5 | 1.5940 | 7.5895 | 2.7545 |

**Table 9**
Comparison between highest-reliability spherical and nested-model based maps in terms of mean absolute sum of residuals.

| Map | Mean absolute sum of residuals (m) | |
|---|---|---|
| | Spherical model-based | Nested model-based |
| R1 surface morphology | 398.10 | 622.77 |
| R2 surface morphology | 546.07 | 1015.63 |
| SU R0-R1 thickness | 374.66 | 602.24 |
| SU R1-R2 thickness | 474.53 | 806.39 |

models (either spherical or nested) and chosen parameters, the visual effects of each map were nearly identical. Application of nested semi-variogram model with minimal nugget effect and power parameter of 1.3 significantly reduced the kriging variance and strongly enhanced reliability of maps (R1-9 and R2-12).

Regarding the thickness models, even application of relatively high nugget effect only partially smoothened but did not fully diminish the artifacts in the extrapolated zone. The presence of these unwanted structures may be explained by addition of pinpoints along the 56 kyr BP paleocoastline being added in an incomparably smaller amount in relation to the seismic profiling data. Such a result was caused by weights assigned by kriging algorithm to individual points. In calculations of the trend variability, the algorithm used low weights for points at short as well as far distances. To summarize, as minimal nugget effect combined with increased power to 1.3 value provided results with possibly the lowest kriging variance, nested model-based maps R0R1-11 and R1R2-12 appear most reliable. Whereas, the most reliable thickness maps were obtained by application of the spherical model combined with minimal nugget effect (R0R1-2 and R1R2-2).

Complete removal of artifacts in the extrapolated zone seems to be unenforceable with obtained dataset. Possibly large increase of the pinpoints amount up to thousands or artificial prolongation of seismic tracks towards southwest and setting the values correspondingly to the data trend might have covered the artifacts. Even though such a method might have improved the visual effect by "deceiving" the kriging algorithm, artificial interference in the dataset would be too significant. Noteworthy is that developed extrapolation process, involving assumptions derived from paleogeographic (Xiong et al., 2020) and eustatic data (Waelbroeck et al., 2002), allowed solution to the common problem of partial data inaccessibility related to geological structure extension outside of profiling/sampling area, and enabled the cross-political-border extrapolation of the data. Even though such a projection of the data towards the unsampled areas will not be as accurate as the direct *in situ* measurement and provide several uncertainties, this may act as a "last resort" solution if the data remain unobtainable.

Comparison between spherical and nested model-based maps (see Appendix E) revealed that the R1 and R2 reflector depths, as well as R0-R1 thickness spherical model-based grids underestimated values at the shelf break, in comparison to the nested model, and indicated lower paleo-slope steepness and thickness of post-deltaic sediment series. However, the R1-R2 thickness comparison map shows opposite feature, inferring higher sediment thickness at the shelf break derived by spherical model. Such a property was caused by the inverse data trend in contrast to SE-trending R1 and R2 reflector depth, as well as post-deltaic thickness maps, where the deltaic sediment series thickness values dip towards northwest at the shelf edge. Such an observation leads to conclusion that spherical model provides more significant trend-dependent value decrease (or value increase) at the model edges, partially observed on the SE edge of reflector depth maps. The sediment thickness in both R0-R1 and R1-R2 extrapolated zones was slightly

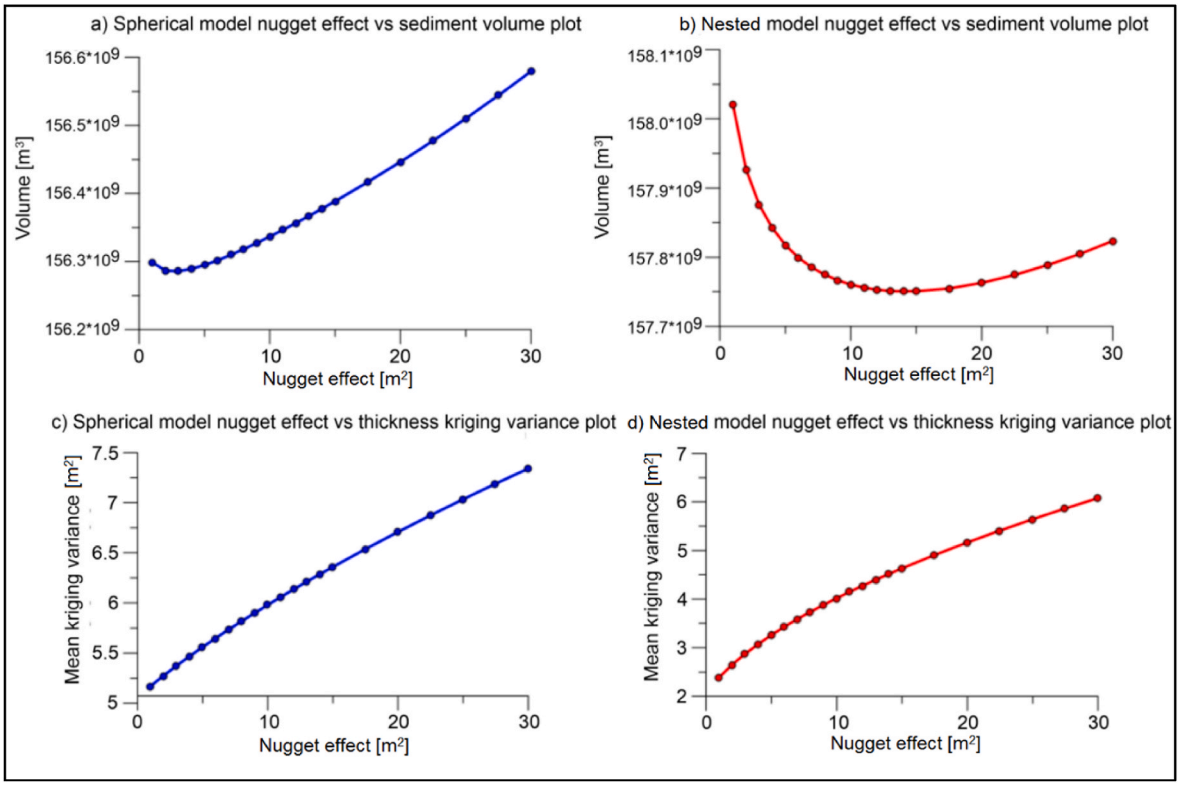



**Fig. 5.** Plots describing the influence of nugget effect on sediment volume and kriging variance: a) spherical model nugget effect against sediment volume; b) nested model nugget effect against sediment volume; c) spherical model nugget effect against thickness kriging variance; d) nested model nugget effect against thickness kriging variance. Spherical model-based maps are characterized by slightly lower sediment volume and generally higher mean kriging variance values in comparison with nested model-based maps. Increasing nugget effect is negatively correlated with sediment volume 1–2 $m^2$ for spherical models and 1–14 $m^2$ for nested models and further positively correlated in 2–30 and 14–30 $m^2$, respectively. Enlarging nugget effect clearly corresponds to an increase of mean kriging variance.

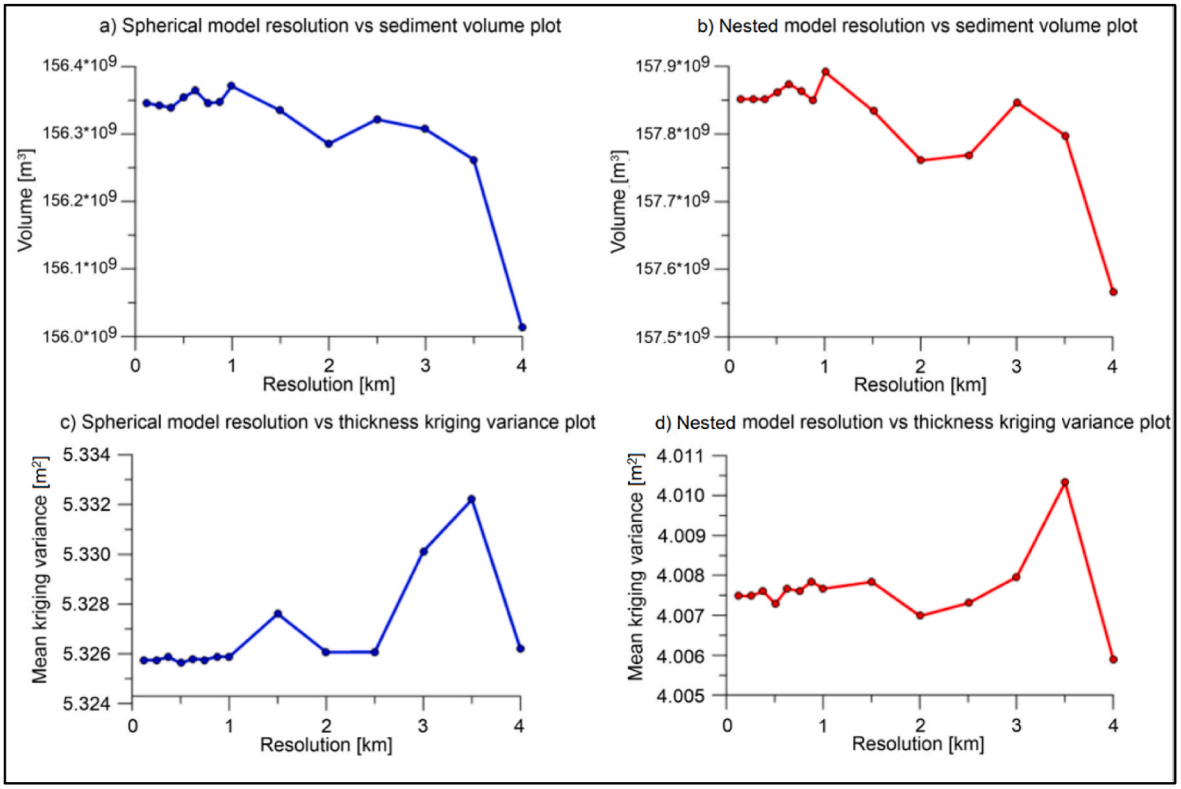



**Fig. 6.** Plots describe the influence of gridding resolution on sediment volume and kriging variance: a) spherical model gridding resolution against sediment volume; b) nested model gridding resolution against sediment volume; c) spherical model gridding resolution against thickness kriging variance; d) nested model gridding resolution against thickness kriging variance. Enlarging the grid cell size generally decreases sediment volume estimation, however several micro-artifact-related fluctuations are visible. Similarly, modification of gridding resolution is characterized by such fluctuations, however general trend is slightly increasing or nearly stable for spherical and nested models, respectively.

overestimated by the nested model in comparison with spherical.

Analysis of residuals showed that in opposition to the kriging variance values, maps generated using spherical model indicated higher "goodness-of-fit". Application of nested models decreased the mean and total variance of the map, however reduced accuracy in the close vicinity of data points in comparison to spherical model results. Analogous feature was revealed by the cross-validation. Mean absolute sum of residuals validated by the left-out subsets (see Table 9) provided nearly doubled values derived from nested model in comparison to the spherical. As the spatial distribution of data points is characterized by occurrence of large gaps between profiles, the key challenge of 2D seismic data interpolation was to reliably predict the value of points located remotely from the seismic line. Thus, the reliability of nested model remained higher, despite lower method accuracy near the profiles. Combination of Gaussian, power and nugget effect models provided a convenient alternative for interpolation of seismic data, allowed solution of the issue of unequal distribution of data points and generation of reliable maps.

Similar modeling of the deltaic system was performed by (Chihi et al., 2007; Chihi and de Marsily, 2009), who attempted to reconstruct the geometric features of Rhône Delta (France) by interpolation of seismic data. Even though the authors modeled 8 reflectors, kriging provided satisfactory results only for the uppermost 3 surfaces, therefore method of increments (Chiles and Delfiner, 1999) was chosen as the most suitable. The reason for application of such a method was supported by a strong visible trend of the data, especially in deeper reflector cases. The R1 and R2 surfaces investigated in the Beibu Gulf are not characterized by such an obvious trend, therefore application of kriging may be here justified. The advantage of HD modeling approach in comparison to Rhône delta modeling is the methodology for generation of sediment thickness models. Mentioned authors (Chihi et al., 2007) performed simple depth difference calculation on reflector morphology grids in order to obtain the thickness model. As each modeled surface grid may be characterized by a certain error, mathematical operation on 2 grids may even double the uncertainty. Calculation of seismic unit thickness in every shot point on the seismic profile (as performed in this study) required only one interpolation procedure and allowed to minimize the potential error.

**Table 10**
Comparison of different algorithms for sediment volume and mass estimation.

| Method | Volume ($m^3$ • $10^9$) | Dry mass (t • $10^9$) | Wet mass (t • $10^9$) | Annual dry sediment discharge (t/yr • $10^6$) | Annual wet sediment discharge (t/yr • $10^6$) |
|---|---|---|---|---|---|
| Cut & fill algorithm | 1564 | 2643 ± 309 | 3237 ± 407 | 294 ± 34 | 360 ± 45 |
| 3D Delaunay triangulation | 1418 | 2396 ± 292 | 2935 ± 383 | 267 ± 32 | 326 ± 43 |
| 3D Delaunay triangulation (without abnormal values) | 1396 | 2360 ± 290 | 2891 ± 380 | 262 ± 32 | 321 ± 42 |
| Advanced 3D orthogonal grid-based algorithm | 1397 | 2361 ± 290 | 2892 ± 380 | 262 ± 32 | 321 ± 42 |
| Advanced 3D orthogonal grid-based algorithm (without abnormal values) | 1371 | 2317 ± 287 | 2838 ± 376 | 257 ± 32 | 315 ± 42 |

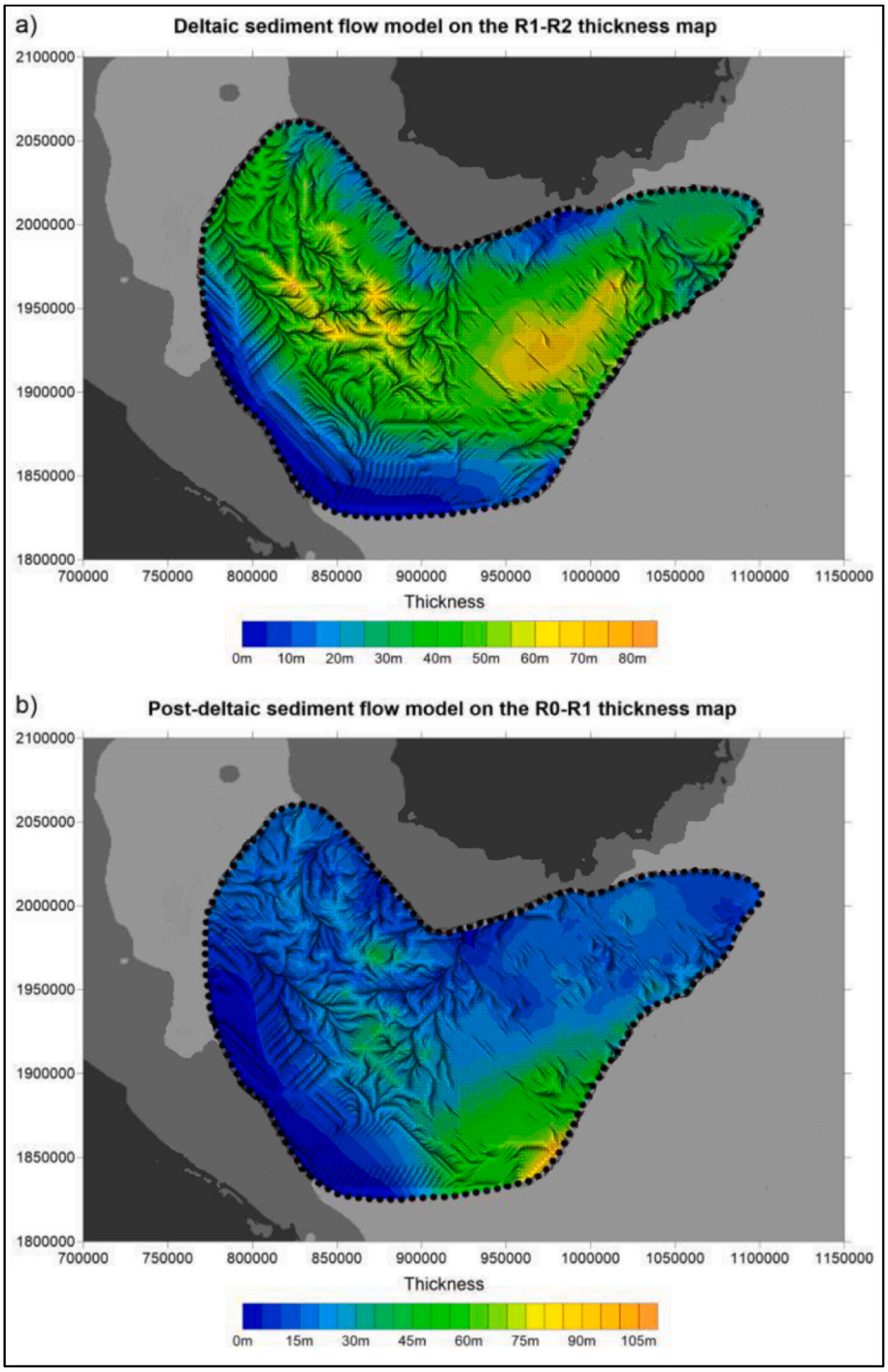



**Fig. 7.** Sediment transport pathways: a) deltaic sediment flow model on the SU R1-R2 thickness map; b) post-deltaic sediment flow model on the SU R0-R1 thickness map. Flow model of deltaic series infers two main pathways originated from HI and a sediment source that was likely the paleo-Red River. Post-deltaic series flow model represents general NW-SE sediment transport direction towards the shelf edge, also originated from HI. Flow lines on the Vietnamese side of study area are distorted by the extrapolation process. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

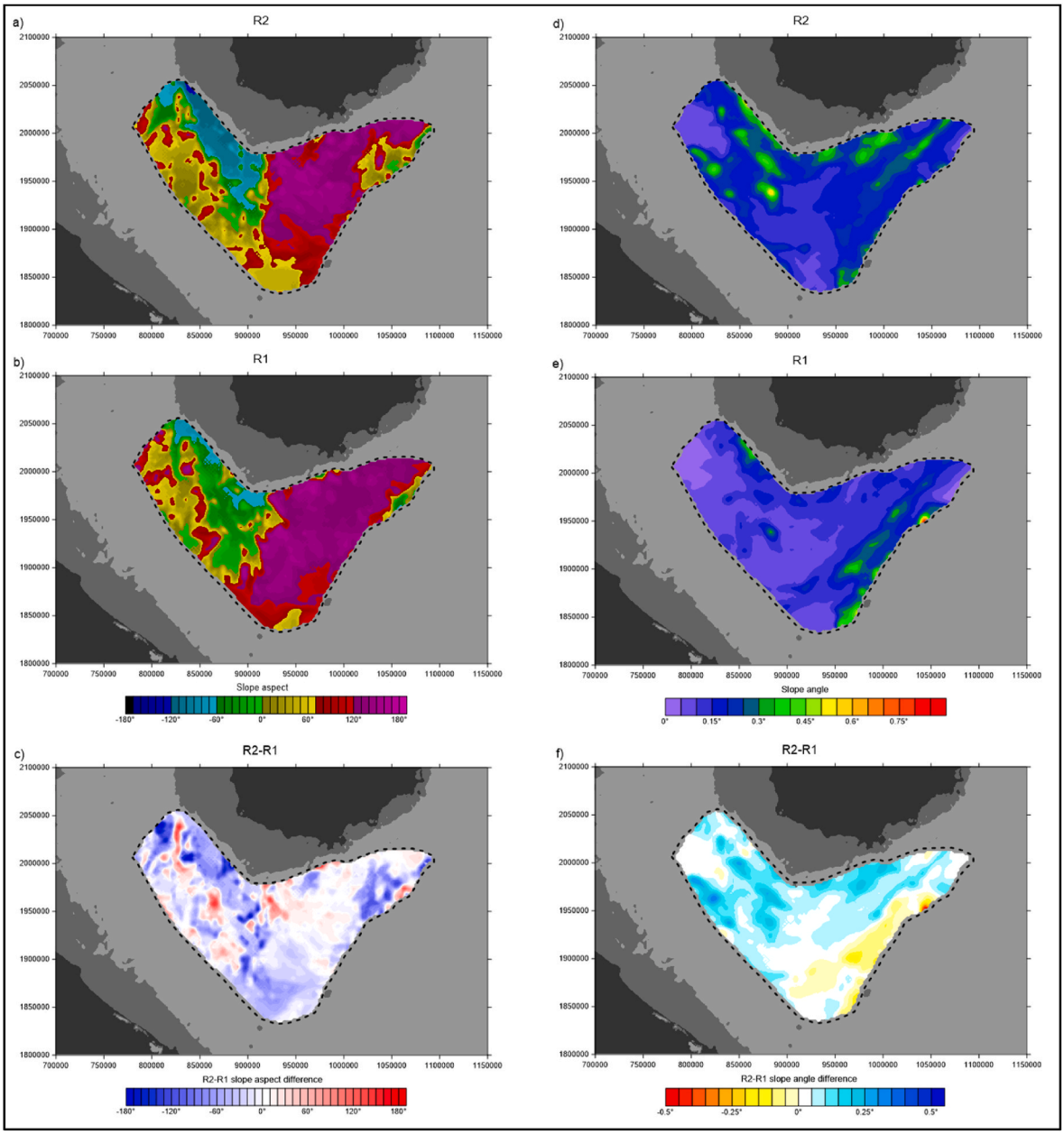



**Fig. 8.** Representative slope aspect and slope angle maps based on smoothened grids: a) R2 surface slope aspect; b) R1 surface slope aspect; c) R2-R1 slope aspect difference; d) R2 surface slope angle; e) R1 surface slope angle; f) R2-R1 slope angle difference. Slope aspect maps infer a general southeastward rotation trend of the slope azimuth in shelf vicinity and filled depressions in the central study area, whereas slope dipping angle maps represent lower slope angles in shallower areas and trend to steeper slopes in shelf edge adjacency.

Various generated SU R1-R2 sediment thickness maps provided opportunity to examine the influence of certain model or gridding parameters on the deltaic sediment series thickness calculation. Observed volume fluctuations, dependent on increased gridding resolution, were possibly caused by the grid shape irregularity. An increase of resolution revealed small-scale structures as well as artifacts, which affected the volume and kriging variance estimations in either positive or negative way. Nevertheless, the kriging resolution of 1 km was used due to the most satisfying visual effects.

Regarding the estimated annual sediment discharge, even though the smallest possible, obtained by advanced orthogonal 3D grid based algorithm with abnormal values excluded, the value of $257 \pm 32 \cdot 10^6$ t/yrseems to be very high. Such a discharge corresponds to more than half of 20th century pre-dammed Yangtze River ($507 \cdot 10^6$ t/yr; Yang et al., 2014), or twice as much as present Red River ($119 \cdot 10^6$ t/yr; Vinh et al., 2014). Moreover, the Changhua River discharges into HI at present only $0.8 \cdot 10^6$ t/yr (Milliman and Farnsworth, 2013). The HD sediment mass was possibly slightly overestimated by input of sediments from paleo-Red River or another source from north BG (i.e., Nanliu River), as well as from coastal erosion or even transport due to coastal current from eastern part of HI (i.e., Wanquan River) (Tanabe et al., 2003).

Nevertheless, assuming that HI was the main source of sediments (Jiang et al., 2018; Xiong et al., 2020; Miluch et al., 2021), the driving force for such a prominent sediment flux requires further investigation. Possible factors that enhance erosion might be: increased precipitation rate equivalent to regional monsoon variability, tides (Xiong et al., 2020; Zhang et al., 2020) and/or tectonic uplift of the island (Yao et al., 2013).

As modeled sediment pathways result in accumulation, obtained flow maps should be interpreted separately from incised valleys, which

are abundant erosional forms in the study area (Miluch et al., 2021). Flow map reconstructed based on R1-R2 thickness map (see Fig. 7a) infers two main sediment pathways from southern HI, possibly corresponding to the dominant deltaic transport channels filling the two depocenters. A path located on the study area northeastern edge implies possible impact of another small river from southeastern HI. Moreover, a pathway that originates from the northwest suggests input of the paleo-Red River or another source from north of the gulf, what is consistent with recent morphodynamic modeling results (Feng et al., 2018; Xiong et al., 2020; Zhang et al., 2020). The sediment pathway originating from Vietnam is clearly an artifact related to the extrapolation procedure. Even though this source should not be completely neglected, it is noteworthy that the western Vietnam coast is largely composed of carbonate rocks (Lei et al., 2015) and the lithology of sediment core ZBW through the deltaic sequence, consists of silty and sandy clastic material (Borówka et al., 2020). Therefore, the conclusion can be made that sediment discharge from Vietnam was limited. Similarly to the deltaic series, flow model derived from the R0-R1 thickness map (see Fig. 6b) indicates sources from HI, northwest of the gulf and Vietnam. Nevertheless, due to the wide shelf exposure during Last Glacial Maximum that resulted in severe erosion of sediments especially in shallower parts of the gulf, thickness map distorts the flow model lowering reliability.

The gradient difference map between R2 and R1 morphology grids (see Fig. 8b) shows that, although slope angles decreased in the shallower gulf, the shelf edge became steeper. Such a property is explained by a dominantly aggradational stratal stacking pattern, corresponding to rising sea level, and accompanied by a prominent sediment supply. Such a dependence was described for an older sedimentary series in BG by Gong et al. (2015). Additionally, slope model of R1 surface indicates directional trend related to Ca River, located on the Vietnamese BG.

As described before, Hainan Delta shows presence of well-developed and geometrically variable depocenter composed of two major parts: central smaller portion, related mainly to inflow of Changua, Ningyan, Wanglou, Baisha and Nangang Rivers. The estimated volume of sediments related to the central depocenter is about $2.39 \cdot 10^{11}$ $m^3$, equivalent to $2.65 \cdot 10^6$ $m^3$/year river related deposition between 65 and 56 kyr BP. The formation of the eastern depocenter is explained with mixed sediment processes from different sources that include total suspended river run-off from BG and Vietnamese rivers which affected formation of shelf and upper slope area located within BG mouth. The geometry is here less dominated by filling channels and indicates smoother seismic surface shapes, compared to central depocenter. The estimated volume of eastern depocenter is about $4.18 \cdot 10^{11}$ $m^3$, which equals to $4.64 \cdot 10^6$ $m^3$/year during the 65 to 56 kyr BP, and indicates sediment supply from mixed sources.

## 6. Conclusions

Developed and applied nested kriging models (combination of Gaussian and power model with minimal nugget effect) allowed provided solution to the common issue of interpolation of seismic data by enhanced map reliability, compared to commonly applied spherical model-based maps. Even though generated maps were characterized by lower "goodness-of-fit" of grid nodes in close vicinity of analyzed profiles, the mean kriging variance and most importantly total kriging variance in areas extrapolated beyond the availability of samples were significantly reduced, compared to spherical model-based maps. Low model uncertainty led to precise estimation of sediment volume, mass and potential annual discharge of Hainan delta by rivers that empty into Beibu Gulf.

Assumptions derived from paleogeographic models and eustatic data allowed to develop an innovative extrapolation method applied in zones in which no seismic data were available (e.g., unsampled areas). Such a process may be a potential solution for mapping and geometric modeling of geological structures extending beyond political borders.

Previous research hypothesis of Hainan Island being the main source of sediments that built the Hainan paleodelta and filled two depocenters, was validated by generation of flow models, inferring however a secondary sediment source, originating from the northern part of Beibu Gulf was also indicated.

Angle and slope dipping azimuths analysis allowed to describe the basin evolution, showing a rapid sediment supply with simultaneous sea level increase between 65 and 56 kyr BP, representing a unique stage of sediments derived from Hainan Island exceeding the Red River bedload to HD.

## Author contributions

Conceptualization, J.M. and Ł.M.; methodology, J.M., Ł.M., and T.J.; software, J.M., Ł.M.; validation, A.O., H.C., J.H. and R.K.B.; formal analysis, J.M., Ł.M. and J.H.; investigation, J.M., Ł.M. and T.J.; resources, A.O. and H.C.; data curation, J.M. and Ł.M.; writing - original draft preparation, J.M., Ł.M., A.O., J.H.,T.J. and K.M.; writing - review and editing, J.M., Ł.M. and K.M.; visualization, J.M. and Ł.M.; supervision, J.H., A.O., H.C. and R.K.B.; project administration, H.C., J.H., A. O. and J.M.; funding acquisition, A.O., J.H., and H.C. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

## Funding

The study was supported by the Chinese-Polish Research Project "Evolution of the "Hainan Delta" as response to the paleo-environment since the late Pleistocene at the South China Sea northwestern shelf" (ERES), funded by the Polish National Science Centre (No. 2016/21/B/ST10/02939), China Geological Survey (No. GZH201500207; DD20160138; DD20160146), the National Program on Key Basic Research Project of China (No. 2013CB956104), and the National Natural Science Foundation of China (No. 41376063).

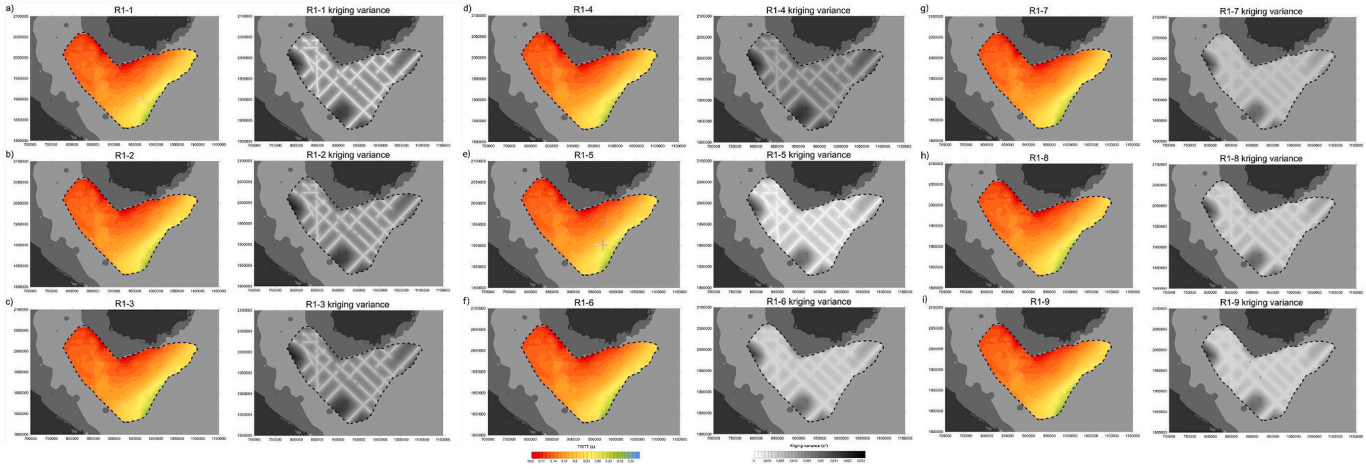
## Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

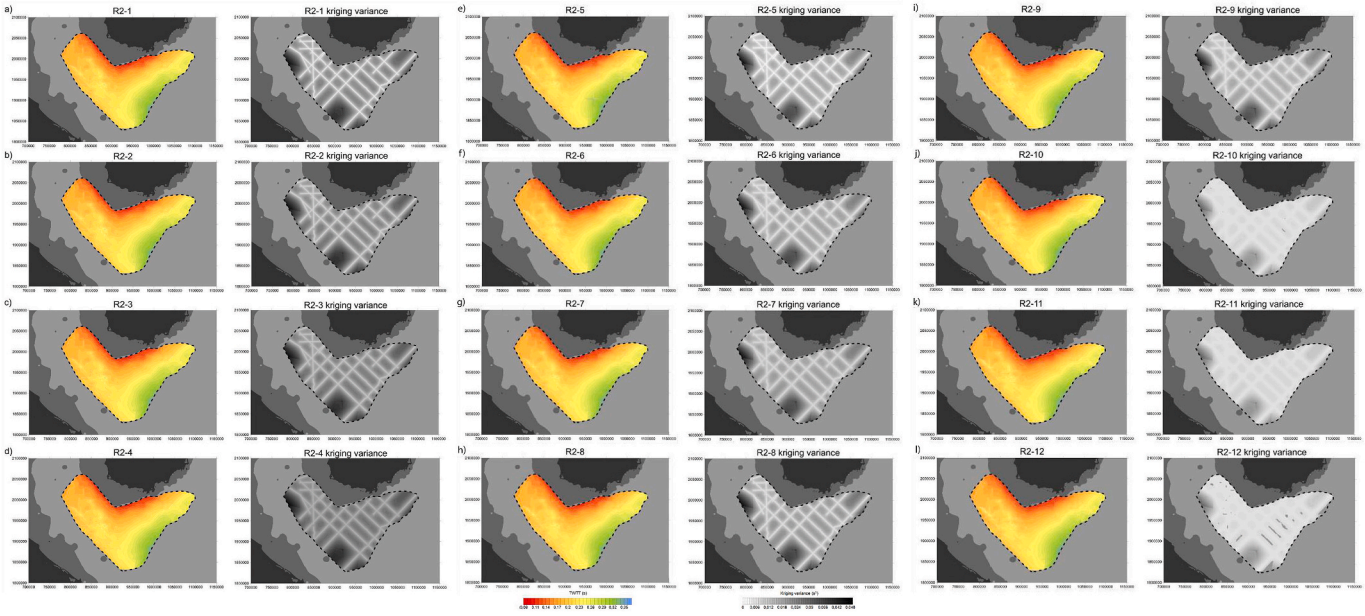
## Acknowledgments

Authors would like to thank Peter Feldens (Leibniz-Institute for Baltic Sea Research Warnemünde, Germany) for technical support with handling the software.

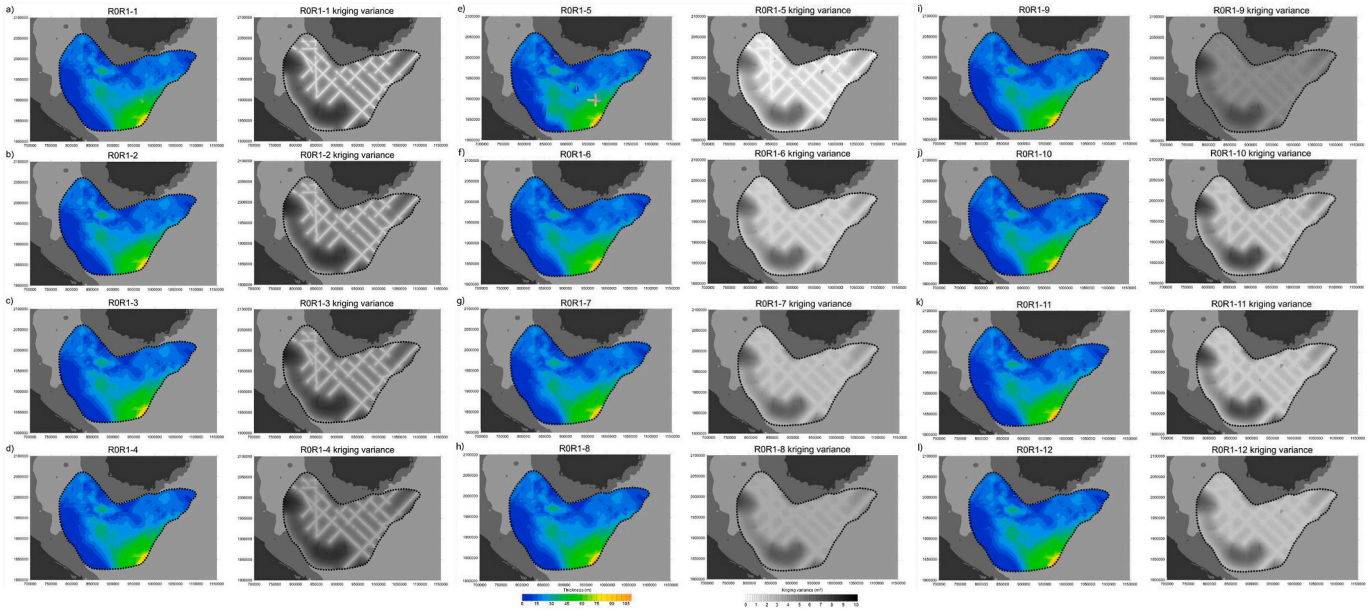
## Appendix A. Kriging trials of R1 discontinuity surface morphology



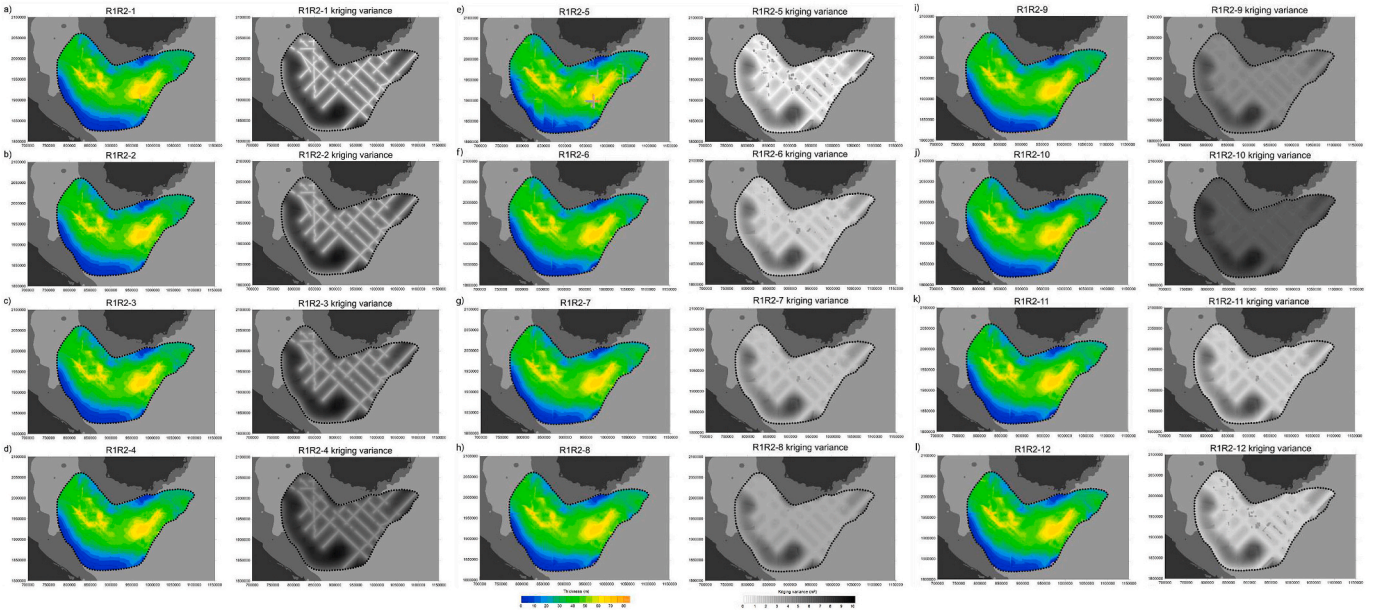

## Appendix B. Kriging trials of R2 discontinuity surface morphology



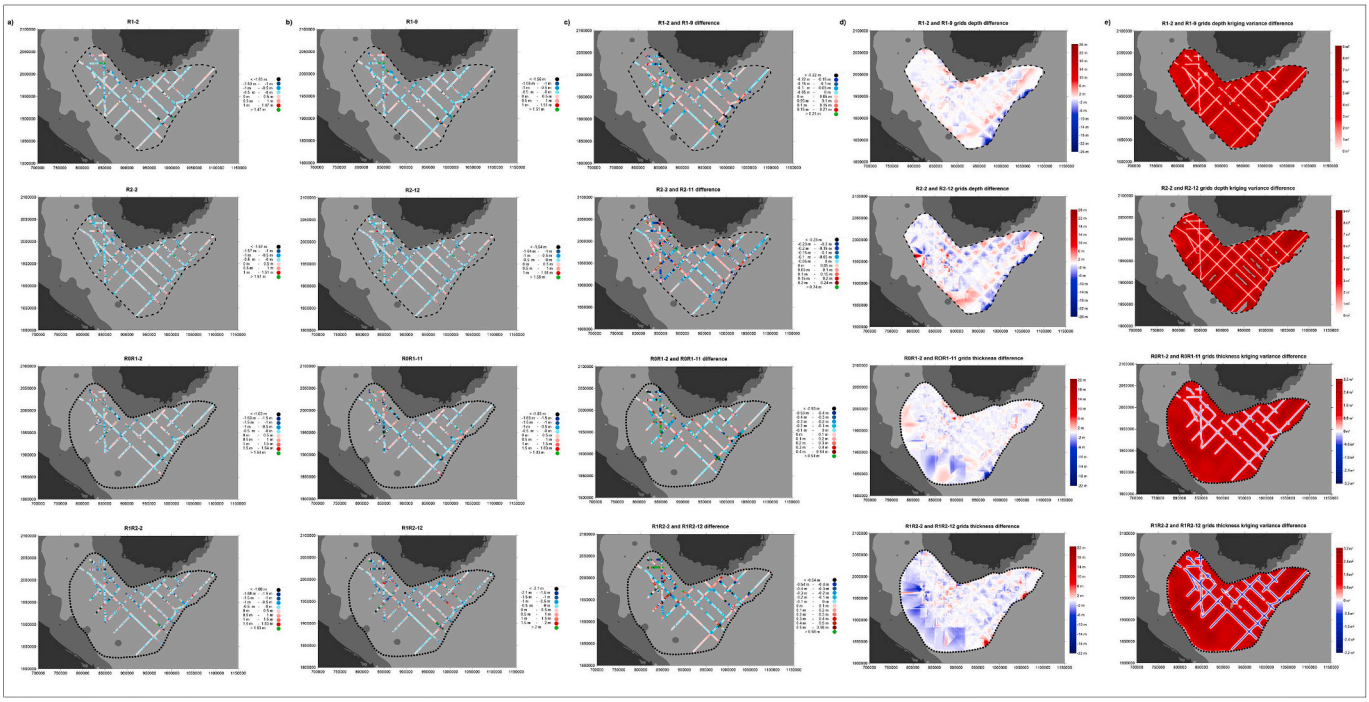

## Appendix C. Kriging trials of SU R0-R1 sediment thickness (post-deltaic series)




## Appendix D. Kriging trials of SU R1-R2 sediment thickness (deltaic series)




## Appendix E. Maps of models reliability based on analysis of kriging residuals



## References


Anscombe, F.J., Tukey, J.W., 1963. The examination and analysis of residuals. Technometrics 5 (2), 141–160. https://doi.org/10.2307/1266059.

Anthony, J.W., Bideaux, R.A., Bladh, K.W., Nichols, M.C., 2009. Handbook of Mineralogy III (Halides, Hydroxides, Oxides). Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, United States.

Arlot, S., Celisse, A., 2010. A survey for cross-validation procedures for model selection. Stat. Surv. 4, 40–79. https://doi.org/10.1214/09-SS054.

Atkinson, K.E., 1989. An Introduction to Numerical Analysis, second ed. John Wiley & Sons, New York, United States. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104502.

Bauer, A., Cui, A., Frahm, A., Harff, J., Liang, K., Liu, X., Nickel, G., Stark, A., Tang, C., Tomczak, M., Waniek, J., Wen, M., Yan, Z., Xia, Z., 2009. Holocene Environmental Evolution and Anthropogenic Impact of Beibu Gulf, South China Sea. RV Fendou 5 Cruise Report.

Borówka, R.K., Osadczuk, A., Li, Z., Miluch, J., Osadczuk, K., Bieniek, B., Maciąg, Ł., Tomkowiak, J., Chen, H., 2020. Sedimentological and geochemical imprint of environmental changes in late Pleistocene palaeodelta-hosting deposits, southwest of the Hainan Island (South China Sea). J. Asian Earth Sci. 201, 104502. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104502.

Brandes, C., Astorga, A., Back, S., Littke, R., Winnseman, J., 2007. Fault controls on sediment distribution patterns, Limón Basin. Costa Rica. J. Petrol. Geol. 30 (1), 25–40. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2007.00025.x.

Cassiani, G., Bellizia, E., Fontana, A., Boaga, J., D'Alpaos, A., Ghinassi, M., 2020. Geophysical and sedimentological investigations integrate remote-sensing data to depict geometry of fluvial sedimentary bodies: an example from holocene point-bar deposits of the Venetian plain (Italy). Rem. Sens. 12, 2568. https://doi.org/10.3390/rs12162568.

Casson, M., Calves, G., Huuse, M., Sayers, B., Redfern, J., 2020. Cretaceous continental margin evolution revealed using quantitative seismic geomorphology, offshore northwest Africa. Basin Res. 33, 66–90. https://doi.org/10.1111/bre.12455.

Chen, H., Harff, J., Qiu, Y., Osadczuk, A., Zhang, J., Tomczak, M., Cui, Z., Cai, G., 2016. Last glacial cycle and seismic stratigraphic sequences at the west offshore of hainan island, northwestern of the south China sea. Geological Society of London Special Publications Series 429, 99–121. https://doi.org/10.1144/SP429.9.

Chihi, H., de Marsily, G., 2009. Simulating non-stationary seismic facies distribution in a prograding shelf environment. Oil Gas Science and Technology - Revue d'IFP Energies nouvelles 64 (4), 451–467. https://doi.org/10.2516/ogst/2009017.

Chihi, H., Tesson, M., Galli, A., de Marsily, G., Ravenne, C., 2007. Geostatistical modelling (3D) of the stratigraphic unit surfaces of the Gulf of Lion western margin (Mediterranean Sea) based on seismic profiles. Bull. Soc. Geol. Fr. 178 (1), 25–39. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.1.25.

Chiles, J.P., Delfiner, P., 1999. Geostatistics – Modeling Spatial Uncertainty. Wiley Series in Probability and Statistics, New York, USA.

Choo, Y., Seong, W., 2018. Compressive sound speed profile inversion using beamforming results. Rem. Sens. 10, 704. https://doi.org/10.3390/rs10050704.

Clark, I., 1979. Practical Geostatistics. Applied Science Publishers, London.

Clift, P.D., Sun, Z., 2006. The sedimentary and tectonic evolution of the Yinggehai-Song Hong Basin and the southern Hainan margin, South China Sea; implications for Tibetan uplift and monsoon intensification. J. Geophys. Res. 111, B06405. https://doi.org/10.1029/2005JB004048.

Edigbue, P., Olowokere, M., Adetokunbo, P., Jegede, E., 2015. Integration of sequence stratigraphy and geostatistics in 3-D reservoir modeling: a case study of Otumara field, onshore Niger Delta. Arab. J. Geosci. 8 (10), 8615–8631. https://doi.org/10.1007/s12517-015-1821-8.

Feng, Y., Zhang, W., Chen, H., Jiang, T., Zhang, J., Osadczuk, A., Yao, Y., Li, W., Sun, J., Guo, L., Huang, W., Li, S., Zhang, W., 2018. Seismic characteristics and sedimentary record of the Late Pleistocene delta offshore south-western Hainan Island, north-western South China Sea. Interpretation 6, 31–43. https://doi.org/10.1190/INT-2018-0012.1.

Gebco, 2014. Grid for DEM, Version 20150318, Available at (last accessed 15th June 2019). http://www.gebco.net.

Geisser, S., 1975. The predictive sample reuse method with applications. J. Am. Stat. Assoc. 70, 320–328. https://doi.org/10.2307/2285815.

Golden Software, LLC. 809 14th Street Golden, Colorado 80401. www.goldensoftware.com.

Golden Software Surfer User's Guide (p. 446–448). Available on-line: https://gis.fns.uniba.sk/vyuka/DTM_ako_sucast_GIS/Kriging/2/Surfer_8_Guide.pdf (last accessed 16th November 2021).

Gong, C., Wang, Y., Pyles, D.R., Steel, R.J., Xu, S., Xu, Q., Li, D., 2015. Shelf-edge trajectories and stratal stacking patterns: their sequence-stratigraphic significance and relation to styles of deep-water sedimentation and amount of deep-water sandstone. AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull. 99 (7), 1211–1243. https://doi.org/10.1306/01311513229.

Guo, L., Zhong, Z., Wang, L., Shi, Y., Li, H., Liu, S., 2001. Regional tectonic evolution around Yinggehai basin of South China Sea. Geol. J. China Univ. 7 (1), 1–12.

Hengl, T., 2007. A Practical Guide to Geostatistical Mapping of Environmental Variables. Available on-line:. Office for Official Publications of the European Communities (last accessed: 21.06.2021. https://publications.jrc.ec.europa.eu/repository/handle/JRC38153.

Houlding, S.W., 2000. Practical Geostatistics: Modeling and Spatial Analysis. Springer Science & Business Media, pp. 1–159.

Huang, B., Huang, H., Li, L., Wang, L., 2010. Characteristics of marine source rocks and effect of high temperature and over-pressure to organic matter maturation in yinggehai-qiongdongnan basins. Marine Origin Petroleum Geology 15 (3), 11–18.

Huang, W., Chen, H., Qiu, Y., 2015. Seismic stratigraphic features of the late Pleistocene delta of the Yinggehai Basin, northwest of south China sea. Marine Geology Frontiers 8, 10–15. https://doi.org/10.16028/j.1009-2722.2015.08002 (in Chinese with English abstract).

Jansen, J.R., 2005. Geophysics and remote sensing. In: Lehr, J.H., Keeley, J. (Eds.), Water Encyclopedia. John Wiley & Sons, Inc. https://doi:10.1002/047147844X.gw281.

Jiang, T., Liu, X., Yu, T., Hu, Y., 2018. OSL dating of late Holocene coastal sediments and its implication for sea-level eustacy in Hainan Island, Southern China. Quat. Int. 468 (A), 24–32. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.11.039.
Jones, E.J.W., 1999. Marine Geophysics. Wiley Publishing, pp. 1–466.
Khoshnevis, N., Taborda, R., 2018. Prioritizing ground-motion validation metrics using semisupervised and supervised learning. Bull. Seismol. Soc. Am. 108 (4), 2248–2264. https://doi.org/10.1785/0120180056.
Lei, C., Jianye, R., Sternai, P., Fox, M., Willett, S., Xie, X., Clift, P.D., Liao, J., Wang, Z., 2015. Structure and sediment budget of yinggehai-song hong basin, south China sea: implications for cenozoic tectonics and river basins reorganization in southeast asia. Tectonophysics 655. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.05.024.
Li, S., Lin, C., Zhang, Q., Yang, S., Wu, P., 1999. Episodic rifting of continental marginal basins and tectonic events since 10 Ma in the South China Sea. Chin. Sci. Bull. 44, 10–23. https://doi.org/10.1007/BF03182877.
Lin, J., Wang, Y., Wang, W., Li, X., Fang, S., Chen, C., Zheng, H., 2018. Seismic remote sensing of super typhoon lupit (2009) with seismological array observation in NE China. Rem. Sens. 10, 235. https://doi.org/10.3390/rs10020235.
Liu, S., Feng, A., Du, J., Xia, D., Li, P., Xue, Z., Hu, W., Yu, X., 2014. Evolution of the buried channel systems under the modern yellow river delta since the last glacial maximum. Quat. Int. 349, 327–338. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.06.
Liu, S., Li, P., Feng, A., Du, J., Gao, W., Xu, F., Yu, X., Li, P., Nan, X., 2016. Seismic and core investigation on the modern Yellow River Delta reveals the development of the uppermost fluvial deposits and the subsequent transgression system since the postglacial period. J. Asian Earth Sci. 128, 158–180. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.07.009.
Liu, M., Jervis, M., Li, W., Nivlet, P., 2020. Seismic facies classification using supervised convolutional neural networks and semi-supervised generative adversarial networks. Geophysics 85 (4), O47–O58. https://doi.org/10.1190/geo2019-0627.1.
Maciąg, Ł., Harff, J., 2020. Application of multivariate geostatistics for local-scale lithological mapping – case study of pelagic surface sediments from the Clarion-Clipperton Fracture Zone, north-eastern equatorial Pacific (Interoceanmetal claim area). Comput. Geosci. 139, 104474. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104474.
Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics. Econ. Geol. 58 (8), 1246–1266. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.8.1246.
Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2013. River Discharge to the Coastal Ocean: a Global Synthesis. Cambridge University Press. https://doi.org/10.1017/CBO9780511781247.
Miluch, J., Chen, H., Feldens, P., Harff, J., Huang, W., Maciag, Ł., Osadczuk, A., 2019. Geometric modeling of the late Pleistocene delta in the Beibu Gulf SW of Hainan Island, based on seismics and geostatistics. In: Proceedings of IAMG 2019 - 20th Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences, State College, United States, pp. 160–164.
Miluch, J., Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., Chen, H., 2021. Seismic profiling-based investigation of geometry and sedimentary architecture of the late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island. J. Asian Earth Sci. 205, 104611. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611.
Morgan, C., 2011. Theoretical and Practical Aspects of Variography (PhD Thesis). Available online. University of Witwatersrand, pp. 38–41 (last accessed 16th November 2021. http://wiredspace.wits.ac.za/handle/10539/11193.
Noda, A., 2013. Strike-slip basin - its configuration and sedimentary facies. In: Itoh, Y. (Ed.), Mechanism of Sedimentary Basin Formation - Multidisciplinary Approach on Active Plate Margins. Intech Open. https://doi.org/10.5772/56593.
Olea, R.A., 2006. A six-step practical approach to semivariogram modeling. Stoch. Environ. Res. Risk Assess. 20, 307–318. https://doi.org/10.1007/s00477-005-0026-1.
Oliver, M.A., Webster, R., 1990. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. Int. J. Geogr. Inf. Syst. 4 (3), 313–332. https://doi.org/10.1080/02693799008941549.
Oliver, M.A., Webster, R., 2014. A tutorial guide to geostatistics: computing and modelling variograms and kriging. Catena 113, 56–69. https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.09.006.
Rockware Rockworks 15 Manual (p. 223–226). Available on-line: https://softbooks.pl/rockware/files/download/rw15_manual.pdf (last accessed 21st April 2021).
RockWorks 15, 2008. RockWare, Inc., Golden CO USA, 2221 East St., Suite 101 Golden, CO 80401 USA. www.rockware.com.
Shao, J., 1993. Linear model selection by cross-validation. J. Am. Stat. Assoc. 88 (442), 486–494. https://doi.org/10.2307/2290328.
Shi, W., Xie, Y., Wang, Z., Li, X., Tong, C., 2013. Characteristics of overpressure distribution and its implication for hydrocarbon exploration in the Qiongdongnan Basin. J. Asian Earth Sci. 66, 150–165. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.037.
Stuart, J.Y., Huuse, M., 2012. 3D seismic geomorphology of a large Plio-Pleistocene delta – 'Bright spots' and contourites in the Southern North Sea. Mar. Petrol. Geol. 38, 143–157. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.06.003.
Sun, Z., Di, Z., Zhong, Z., Zeng, Z., Wu, S., 2003. Experimental evidence for the dynamics of the formation of the Yinggehai basin, NW South China Sea. Tectonophysics 372, 41–58. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00230-0.
Tanabe, S., Hori, K., Saito, Y., Haruyama, S., Vu, V.P., Kitamura, A., 2003. Song Hong (Red River) delta evolution related to millennium-scale Holocene sea-level changes. Quat. Sci. Rev. 22, 2345–2361. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00138-0.
Tella, T., Fadiya, S., Falebita, D., 2018. Sequence stratigraphic analysis and geostatistical modelling of "allet field". Niger Delta. NAPE Bulletin 27 (1), 69–81.
Vinh, V.D., Ouillon, S., Thanh, T.D., Chu, L.V., 2014. Impact of the Hoa Binh dam (Vietnam) on water and sediment budgets in the Red River basin and delta. Hydrol. Earth Syst. Sci. 18, 3987–4005. https://doi.org/10.5194/hess-18-3987-2014.
Wackernagel, H., 1995. Multivariate Geostatistics. An Introduction with Applications. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York.
Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quat. Sci. Rev. 21, 295–305. https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9.
Wan, Z., Xia, B., Lü, B., Cai, Z., Liu, W., 2012. Yinggehai basin gas exploration: comparison with Jiyang depression. J. Earth Sci. 23, 359–372. https://doi.org/10.1007/s12583-012-0256-3.
Willis, B., Kalla, S., Sun, T., 2020. Defining lithic patterns within river-dominated delta deposits for geostatistical simulation. Petrol. Geosci. 27 (1), petgeo2019–p2105. https://doi.org/10.1144/petgeo2019-105.
Wood, L.J., 2007. Quantitative seismic geomorphology of Pliocene and Miocene fluvial systems in the northern gulf of Mexico, USA. J. Sediment. Res. 77, 713–730. https://doi.org/10.2110/jsr.2007.068.
Xia, S., Zhao, D., Sun, J., Huang, H., 2016. Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: new insights into the Hainan plume. Gondwana Res. 36, 33–43. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.003.
Xie, X., Müller, R.D., Ren, J., Jiang, T., Zhang, C., 2008. Stratigraphic architecture and evolution of the continental slope system in offshore Hainan, northern South China Sea. Mar. Geol. 247, 129–144. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.005.
Xiong, P., Dudzińska-Nowak, J., Harff, J., Xie, X., Zhang, W., Chen, H., Jiang, T., Chen, H., Miluch, J., Feldens, P., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Meng, Q., Zorita, E., 2020. Modeling paleogeographic scenarios of the last glacial cycle as a base for source-to-sink studies: an example from the northwestern shelf of the South China Sea. J. Asian Earth Sci. 203, 104542. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104542.
Xue, Y., Sun, M., Ma, A., 2004. On the reconstruction of three-dimensional complex geological objects using Delaunay triangulation. Future Generat. Comput. Syst. 20 (7), 1227–1234. https://doi.org/10.1016/j.future.2003.11.012.
Yan, Y., Carter, A., Palk, C., Brichau, S., Hu, X., 2011. Understanding sedimentation in the song hong-Yinggehai Basin, south China sea. G-cubed 12 (6). https://doi.org/10.1029/2011GC003533.
Yang, C.S., Kao, S.P., Lee, F.B., Hung, P.S., 2004. Twelve different interpolation methods: a case study of Surfer 8.0. Proceedings of the XXth ISPRS Congress 35, 778–785.
Yang, S.L., Xu, K.H., Milliman, J.D., Yang, H.F., Wu, C.S., 2014. Decline of Yangtze River sediment discharge: impact from natural and anthropogenic changes. Sci. Rep. 5, 12581. https://doi.org/10.1038/srep12581.
Yao, Y., Harff, J., Meyer, M., Zhan, W., 2009. Reconstruction of paleocoastlines for the northwestern south China sea since the last glacial maximum. Sci. China Earth Sci. 52, 1127–1136. https://doi.org/10.1007/s11430-009-0098-8.
Yao, Y., Zhan, W., Sun, J., Sun, J., 2013. Emerged fossil corals on the coast of northwestern Hainan Island, China: implications for mid-Holocene sea level change and tectonic uplift. Chin. Sci. Bull. 58, 2869–2876 https://doi.org/s11434-013-5692-7.
Zhang, W., Xiong, P., Meng, Q., Dudzińska-Nowak, J., Chen, H., Zhang, H., Zhou, F., Miluch, J., Harff, J., 2020. Morphogenesis of a late Pleistocene delta off the southwestern Hainan Island unraveled by numerical modeling. J. Asian Earth Sci. 195, 104351. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104351.
Zhou, D., Sun, Z., Chen, H.Z., 2007. Tectonic features of world's major deep-water oil/gas fields and their enlightenment to deep-water exploration in northern South China Sea. Adv. Earth Sci. 22 (6), 561–572 (in Chinese with English abstract).
Zhu, M., Graham, S., McHargue, T., 2009. The Red River Fault Zone in the Yinggehai Basin, south China sea. Tectonophysics 476, 397–417. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.015.

**Publikacja 3**

**Miluch, J.**, Zhang, W., Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

MNiSW: 140 pkt

IF = 7,2

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

**Miluch, J.**, Zhang, W., Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

mój udział polegał na gromadzeniu, przetwarzaniu, inter- i ekstrapolacji danych, interpretacji danych geofizycznych, modelowaniu miąższości osadów, tworzeniu map paleogeograficznych, obliczaniu objętości i masy osadów, interpretacji wyników i przygotowaniu manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 90%.

Miluch

.....

Jakub Miluch

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., **Zhang, W.**, Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

mój udział polegał na konceptualizacji, nadzorze nam gromadzeniem danych, tworzeniem map paleogeograficznych, obliczaniem objętości i masy osadów i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 3%.

17.03.2026 .....

Wenyan Zhang

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Zhang, W., **Harff, J.**, Groh, A., Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

mój udział polegał na konceptualizacji, nadzorze nad gromadzeniem danych, modelowaniem miąższości osadów, tworzeniem map paleogeograficznych, interpretacją wyników i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 3%.

23.3.2026 .....

Jan Harff

**WYJAŚNIENIE**

Wyjaśniam, że w pracy:

Miluch, J., Zhang, W., Harff, J., **Groh, A.**, Arlinghaus, P., Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

udział Andreasa Groha polegał na zapewnieniu danych izostatycznych. Jego udział w pracach wyniósł 1%. Z uwagi na fakt, iż Adreas Groh zrezygnował z pracy na uniwersytecie TU Dresden, nie mam możliwości skontaktowania się z nim w sprawie oświadczenia

Jakub Miluch

**OŚWIADCZENIE**

Oświadczam, że w pracy:

Miluch, J., Zhang, W., Harff, J., Groh, A., **Arlinghaus, P.**, Denker, C., 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

mój udział polegał na asyście w przetwarzaniu, inter- i ekstrapolacji danych, nadzorze nad modelowaniem miąższości osadów, obliczaniem objętości i masy osadów i przygotowaniem manuskryptu. Mój udział w pracach wyniósł 2%.

18.03.26
HAMBURG .....

Peter Arlinghaus

**WYJAŚNIENIE**

Wyjaśniam, że w pracy:

Miluch, J., Zhang, W., Harff, J., Groh, A., Arlinghaus, P., **Denker, C.**, 2025: Paleogeographic numerical modelling of marginal seas for the Holocene - an exemplary study of the Baltic Sea, Earth System Dynamics, 16(2), 585-605, https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025

udział Celine Denker polegał na asyście w gromadzeniu oraz digitalizacji danych. Jej udział w pracach wyniósł 1%. Z uwagi na fakt, iż udział Celine Deker w badaniach odbywał się w ramach praktyk studenckich, nie mam możliwości skontaktowania się z nią w sprawie oświadczenia.

Jakub Miluch

Earth Syst. Dynam., 16, 585–605, 2025
https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025
© Author(s) 2025. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

Earth System Dynamics
Open Access
EGU

Research article

# Paleogeographic numerical modeling of marginal seas for the Holocene – an exemplary study of the Baltic Sea

**Jakub Miluch**[1,2], **Wenyan Zhang**[1], **Jan Harff**[3], **Andreas Groh**[4], **Peter Arlinghaus**[1], **and Celine Denker**[1]

[1]Department of Sediment Transport and Morphodynamics, Institute of Coastal Systems – Analysis and Modeling, Helmholtz-Zentrum Hereon, 21502 Geesthacht, Germany
[2]Polish Geological Institute – National Research Institute, Marine Geology Branch, Gdańsk, 80328, Poland
[3]Institute of Marine and Environmental Sciences, University of Szczecin, Szczecin, 70-453, Poland
[4]Institute of Planetary Geodesy, Technical University Dresden, 01062 Dresden, Germany

**Correspondence:** Jakub Miluch (jmilu@pgi.gov.pl) and Wenyan Zhang (wenyan.zhang@hereon.de)

Received: 24 June 2024 – Discussion started: 17 July 2024
Revised: 18 February 2025 – Accepted: 20 February 2025 – Published: 23 April 2025

**Abstract.** The sustainable management of marginal seas is based on a thorough understanding of their evolutionary trends in the past. The paleogeographic evolution of marginal seas is controlled not only by global and regional driving forces (eustatic sea-level change and isostatic/tectonic movements) but also by sediment erosion, transport, and deposition at smaller scales. Consistent paleogeographic reconstructions at a marginal sea scale considering the global, regional, and local processes are yet to be derived, and this study presents an effort towards this goal. We present a high-resolution ($0.01° \times 0.01°$) paleogeographic reconstruction of the entire Baltic Sea and its coast for the Holocene period by combining eustatic sea-level change, glacio-isostatic movement, and sediment deposition. Our results are validated by comparison with field-based reconstructions of relative sea level (RSL) and successfully reproduce the connection/disconnection between the Baltic Sea and the North Sea during the transitions between lake and sea phases. A consistent map of Holocene sediment thickness (SED) in the Baltic Sea has been generated, which shows that relatively thick Holocene sediment deposits (up to 36 m) are located in the southern and central parts of the Baltic Sea, corresponding to depressions of sub-basins, including the Arkona Basin, the Bornholm Basin, and the Eastern and Western Gotland Basin. In addition, some shallower coastal areas in the southern Baltic Sea also host locally confined deposits with thicknesses larger than 20 m and are mostly associated with alongshore sediment transport and the formation of barrier islands and spits. In contrast to the southern Baltic Sea, the Holocene sediment thickness in the northern Baltic Sea is relatively thin and mostly less than 6 m. The morphological evolution of the Baltic Sea and its coastline is featured by two distinct patterns. In the northeastern part, the change in the coastline and offshore morphology is dominated by regression caused by post-glacial rebound that outpaces the eustatic sea-level rise, and the influence of sediment transport is very minor, whereas a transgression, together with active sediment erosion, transport, and deposition, has constantly shaped the coastline and the offshore morphology in the southeastern part, leading to the formation of a wide variety of coastal landscapes such as barrier islands, spits, and lagoons.

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

## 1 Introduction

The majority of the Earth's coasts and shelf seas are experiencing dramatic morphological changes as a result of the joint effects of natural processes and anthropogenic activities (Mentaschi et al., 2018). Coasts of marginal seas composed of erodible soft material (sands, mud, and moraine) are most variable in this context (Harff et al., 2017; Luijendijk et al., 2018; Hulskamp et al., 2023). At short timescales, their morphology is constantly reshaped by atmospheric and oceanic forcing such as winds, tides and waves, and human interventions (Zhang et al., 2011a; Mentaschi et al., 2018; Weisse et al., 2021). At longer timescales, climate-change-induced oscillations of sea level, ice cover/retreat, isostatic/tectonic movements, and variations in sediment supply from both coastal erosion and riverine transport exert a major control on the morphological development of marginal seas (Zhang and Arlinghaus, 2022). In the forthcoming centuries, relative sea-level rise will increasingly influence coastal morphological change and challenge the defense of coastlines. The sustainable management of marginal seas therefore requires a thorough understanding of the past and future morphological trends of evolution (Hulskamp et al., 2023). Management strategies need to consider the "geo-environmental" change in the past and future to separate natural and anthropogenic driving forces (Neumann et al., 2015) and understand their interplay. Learning from paleo-geomorphological history, particularly the post-glacial period, will help us to understand coastal change in the future (Harff et al., 2017).

The paleogeographic evolution of marginal seas is strongly associated with global and regional driving forces. Climatically controlled eustatic changes (Gale et al., 2002; Berra et al., 2010) interplay with regional settings such as tectonics (Watts, 1982; Vött, 2007) and isostasy (Peltier, 1999, 2007; Lambeck et al., 2010, Spada et al., 2012) and even with local factors such as sediment availability and dynamics (Einsele, 1996). The combination of these overlapping forces influences the relative sea level and may lead to significantly different coastal behaviors in various sections of marginal seas due to spatial heterogeneity of the described force intensity (Rosentau et al., 2021).

Most paleogeographic reconstructions of marginal seas are based on a reversal of relative sea level composed of eustatic sea-level change plus tectonic and glacio-isostatic crustal effects (Uehara et al., 2006; Harff et al., 2007; Yao et al., 2009; Sturt et al., 2013). A few studies have additionally incorporated sediment relocations based on interpolation techniques and information from dated sediment cores but are limited to local areas (Zhang et al., 2014; Xiong et al., 2020; Karle et al., 2021). This study presents a high-resolution numerical paleogeographic reconstruction of the entire Baltic Sea and its coasts for the Holocene period as a set of paleo-digital elevation models by taking into account not only eustatic sea-level change and glacio-isostatic movement but also sediment deposition. As such, this work represents a further step for the comprehensive paleogeographic reconstruction of marginal seas resolving spatial heterogeneity of driving forces across multi-scales. Our motivation is 2-fold: firstly to depict the morphological evolution of a complex marginal sea system in response to the impact of climate change and oceanic sedimentation; secondly to provide a sediment budget analysis of the marginal sea for the Holocene period and to compare this with present-day sediment fluxes from the land to the sea to disentangle natural and anthropogenic impacts.

## 2 Geological setting

The Baltic Sea is a semi-enclosed intra-continental marginal sea, connected with the North Sea through the Danish Straits (Rosentau et al., 2017). In terms of regional tectonics, the Baltic Sea basin bridges between the East European Craton (EEC), consisting of the Fennoscandian/Baltic Shield (BS) in the northeast, the Russian East European Platform (EEP) in the southeast, and the Central European Basin System in the southwest (Maystrenko et al., 2008). The East and West European Platform are separated by the deep NW–SE-striking tectonic fault system of the Tornquist–Teisseyre Zone (TTZ) and its northwestern prolongation, the Sorgenfrei–Tornquist Zone (STZ) (Uścinowicz, 2014). Northeast of this zone, Precambrian crystalline rocks of the Baltic Shield and undeformed Phanerozoic sediments of the Russian EEP on Precambrian basement form the coastal frame of the Baltic Sea. West of the TTZ, the central Caledonides and Variscides together form the deep sedimentary basin of the Central European Depression filled mainly with Paleozoic and Mesozoic deposits on a basement at a depth of up to 10–15 km (Uścinowicz, 2014). The lowlands are mainly covered by Pleistocene sediments consisting of glacial, glacio-fluviatile, and lacustrine deposits. The Holocene sediment is represented by coastal, lacustrine, and brackish marine deposits (Rosentau et al., 2017). Glaciers have shaped the surface of the mainland surrounding the Baltic Sea and the Baltic Sea basin itself (with an average water depth of 55 m), where they formed a series of sub-basins separated by shallower sills (Hall and van Böckel, 2020). The Danish Straits connect the Baltic Sea with the North Sea through the Kattegat. The humid climate and a positive water balance promote an estuarine circulation and a stratified water body with remarkable vertical and horizontal differences in salinity, density, and temperature in the present-day Baltic Sea (Matthäus and Franck, 1992; Wulff et al., 1990).

The advance and retreat of glaciers during the Quaternary glacial cycles have caused a change in the isostatic loading and unloading of the Baltic Sea basin's crust, leading to a cyclicity in vertical crustal movement correlated to the climate cycles. The relationship between the vertical crustal movement and the sea-level change determines the hydrographic communication between the open North Sea and the

Baltic Sea basin. The parts connecting the Baltic Sea basin and the North Sea thus serve the function of a "gate" that is opened or closed by eustacy–isostasy–ice interaction. Correspondingly, the paleogeographic history of the Baltic Sea basin during the Quaternary was ruled mainly by the glacial cycles following the Milankovitch cyclicity. However, because of the erosional effects of the advancing ice sheet, sediments reflecting the geological history by proxy data remained scarce from the pre-glacial period. Andrén et al. (2011) depicted this postglacial history based on the interpretation of proxy data, including basin sediments and markers of paleo-coastlines, by a set of paleogeographic maps (Fig. 1), which are used in our study for qualitative assessment of the results achieved by numerical modeling.

The evolution of the Baltic Sea since the Last Glacial Maximum (LGM) is characterized by shifts between freshwater and marine sedimentary environments (Andrén et al., 2011). Starting from 16 kyr BP, the Baltic Ice Lake (BIL) was formed in front of the retreating ice sheet filled with glacial meltwater. Initially the water level in the lake was similar to the global sea level, and the meltwater discharged to the Baltic Sea basin flowed through the straits into the North Sea. The connection was, however, ceased due to glacio-isostatic uplift of the straits area at around 14 kyr BP (Björck, 2008). Another reconnection occurred at $\sim$ 13 kyr BP via the Central Swedish lowland as a result of the rising water level caused by meltwater discharge to the BIL, but it was interrupted by a short cooling phase of the Younger Dryas at ca. 12.8 kyr BP that caused glacial re-advance (Björck, 1995). As the influence of the isostatic uplift of the Baltic Shield prevailed, the Baltic Sea basin remained disconnected from the North Sea (Fig. 1) until the late stage of the BIL. Glacier retreat and global sea-level rise re-opened the gate connecting the Baltic Sea basin and the North Sea via the Central Swedish lowland (Fig. 1), initiating the brackish Yoldia Sea stage at $\sim$ 11.7 kyr BP (Heinsalu and Veski, 2007). At $\sim$ 10.7 kyr BP, isostatic uplift again re-closed the gate of the Swedish Depression (Fig. 1) and the Baltic Sea basin turned to a freshwater (lake) environment again (Sohlenius et al., 2001). The initial Ancylus Lake stage was characterized by a rising water level because of meltwater discharge from the ice sheet until reaching a peak at $\sim$ 10.5 kyr BP. Afterwards, a decrease in the water level occurred because of a drainage to the North Sea (Lemke et al., 2001; Rosentau et al., 2013). The climate-controlled Holocene sea-level rise in connection with the deforming lithospheric bulge surrounding the Baltic Shield re-opened the gate at the straits, leading to the Littorina transgression starting at $\sim$ 8.0 kyr BP (Fig. 1). Since then, the water level in the Baltic Sea has been aligned with the sea level in the open North Sea until the present day.

## 3 Data and methods

The main target of this study is the generation of a set of paleo-digital elevation models (paleo-DEMs) corresponding to a high-spatiotemporal-resolution ($0.01° \times 0.01°$ and 500-year interval) reconstruction of the Baltic Sea evolution during the Holocene. Such reconstruction plays a critical role for the purpose of basin analysis (Allen and Allen, 2008), visualization of the past states of marginal seas (Xiong et al., 2020), morphogenetic interpretation (Miluch et al., 2021, 2022), and hydro-morphodynamic modeling of circulation and sediment transport systems (Zhang et al., 2020). Since our reconstruction covers only a relatively short geological time span, i.e., from the initial stage of the Holocene (11.7 kyr BP) until the present day, the key influencing factors considered include eustatic sea-level change, isostatic vertical crust movements, and sediment deposition. Other factors such as sediment compaction play a secondary role at such a timescale (Schmedemann et al., 2008) and therefore are neglected here. An equation following Harff et al. (2017) was applied to generate the paleo-DEMs for any specific time $t$ during the Holocene with reference to the present day ($t = 0$):

$$\mathrm{DEM_t} = \mathrm{DEM_0} - \Delta\mathrm{RSL} + \Delta\mathrm{SED}\ , \tag{1}$$

where $\mathrm{DEM_t}$ is the paleo-digital elevation model at time $t$, $\mathrm{DEM_0}$ is the present-day DEM, $\Delta$RSL is the relative sea-level change, and $\Delta$SED is the change in sediment thickness by deposition. The integration of sediment thickness marks the major difference between our reconstruction and existing reconstructions.

The relative sea-level change $\Delta$RSL is calculated by

$$\Delta\mathrm{RSL} = \Delta\mathrm{EC} + \Delta\mathrm{GIA}\ , \tag{2}$$

where $\Delta$EC is the eustatic sea-level change and $\Delta$GIA refers to the glacial isostatic adjustment at time $t$ with reference to present-day conditions.

After successful application of the equations in the South China Sea by Yao et al. (2009) and Xiong et al. (2020), we apply them for the first time to the Baltic Sea basin considering not only GIA and sediment accumulation but also differences in the eustatic sea level and the water level in a regional basin temporarily following a separate regional hydrographic regime when it is disconnected from the open sea.

During brackish marine stages, the sea level of the Baltic Sea basin follows that of the North Atlantic. EC in these stages thus reflects the global (eustatic) sea level. During lake stages, EC reflects the level of the freshwater lake that is fed by precipitation, meltwater from ice, and rivers. In this case, EC on the coast of Fennoscandia influenced by the open ocean is modeled separately from that in the Baltic Sea basin.

The reconstructed DEMs were plotted using the Golden Software Surfer 18 program. The software allows one to visualize surface relief with pre-defined spatial resolution (Bola and Kayode, 2014; Libina and Nikiforov, 2020),

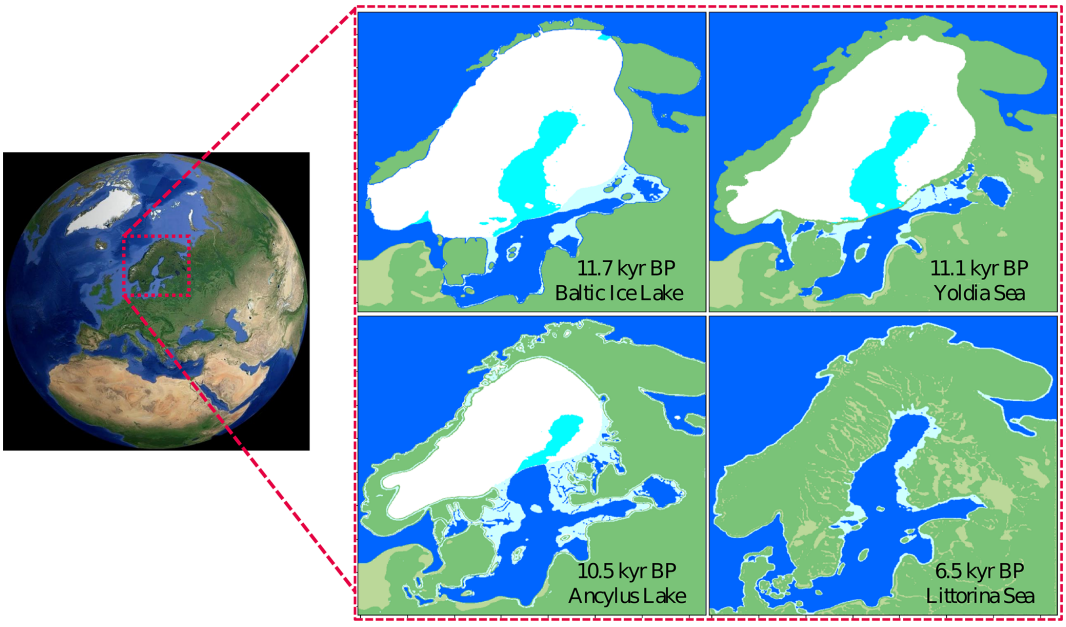



**Figure 1.** Location of the Baltic Sea (©Google Earth Pro) and paleogeographic maps (modified after Andrén et al., 2011) representing different Holocene stages of the Baltic Sea, including the Baltic Ice Lake/Yoldia Sea transition at 11.7 kyr BP, the Yoldia Sea (end of the brackish phase) at 11.1 kyr BP, the Ancylus Lake (maximum transgression) at 10.5 kyr BP, and the Littorina Sea (most saline phase) at 6.5 kyr BP. Ice cover is shown by the mask in white, blue stands for water, cyan corresponds to present-day water, green marks the present-day land, and olive marks the land in the past.

perform grid-on-grid mathematical operations (Liu et al., 2020a), interpolate the data (Gonet and Gonet, 2017; Razas et al., 2023; Yilmaz, 2007), and it therefore acts as a convenient, widely used tool in basin analysis (Covington and Kenelly, 2018; Grund and Geiger, 2011). The general workflow for data collection, synthesis, and interpretation is depicted in Fig. 2.

### 3.1 Digital elevation model ($DEM_0$)

The present-day $DEM_0$ acting as a base for paleogeographic reconstruction was obtained from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO) (Sandwell et al., 2002; Becker et al., 2009). The DEM for the Baltic Sea region spans 9.5–31° E in longitude and 52–66.5° N in latitude. The spatial resolution of the GEBCO grid is 15 arcsec (0.004167° × 0.004167°) and was interpolated to our Baltic Sea grid (0.01° × 0.01°). Maintaining the original resolution is unnecessary, as the eustatic and isostatic components were characterized by significantly lower resolution. Such transformation had negligible influence on the quality of the generated maps, allowing us in parallel to boost the map generation speed and save storage space.

### 3.2 Eustatic data (EC)

For the generation of the regional sea-level curve, a dataset by Waelbroeck et al. (2002) was used as a base. However, adjustment to the regional paleogeographic setting is needed. The Baltic water-level curve followed the Waelbroeck et al. (2002) data for the brackish marine stages, namely from 11.7–11 kyr BP (Yoldia Sea) and from 9.5 kyr BP until the present day (Littorina Sea) (Andrén et al., 2011). Knowing that, during the Ancylus Lake stage (11–9.5 kyr BP), the water level in the Baltic Sea basin was generally higher than that in the open ocean, a local water-level dataset of the southern Baltic region from Uścinowicz (2006) was applied to adjust the curve correspondingly. Even though the local relative sea-level curves are strongly influenced by the glacial isostatic adjustment (GIA; Andrén et al., 2002, 2011; Groh et al., 2017; Rosentau et al., 2012, 2021; Harff et al., 2017), the southern Baltic region is located near the isostatically neutral hinge line between uplift in the north and subsidence in the south (Statteger and Leszczyńska, 2023). Therefore glacial isostatic adjustment played a minor role in the estimation of the relative water level in the southern Baltic region. Such a feature allowed us to incorporate sea-level values of the Ancylus Lake from Uścinowicz (2006) into Eq. (2) as the "eustatic component". Moreover, the lake phase of the Baltic region refers to two independent water-level systems: one for the Ancylus Lake and the other for the North Sea. The border between these two water bodies was set based on the paleo-catchment areas obtained using "Terrain Aspect" function in the Golden Software Surfer program on previously generated paleo-DEMs. In the lake phase, the water level in the Baltic Sea basin followed the curve in Uścinowicz (2006), whereas,

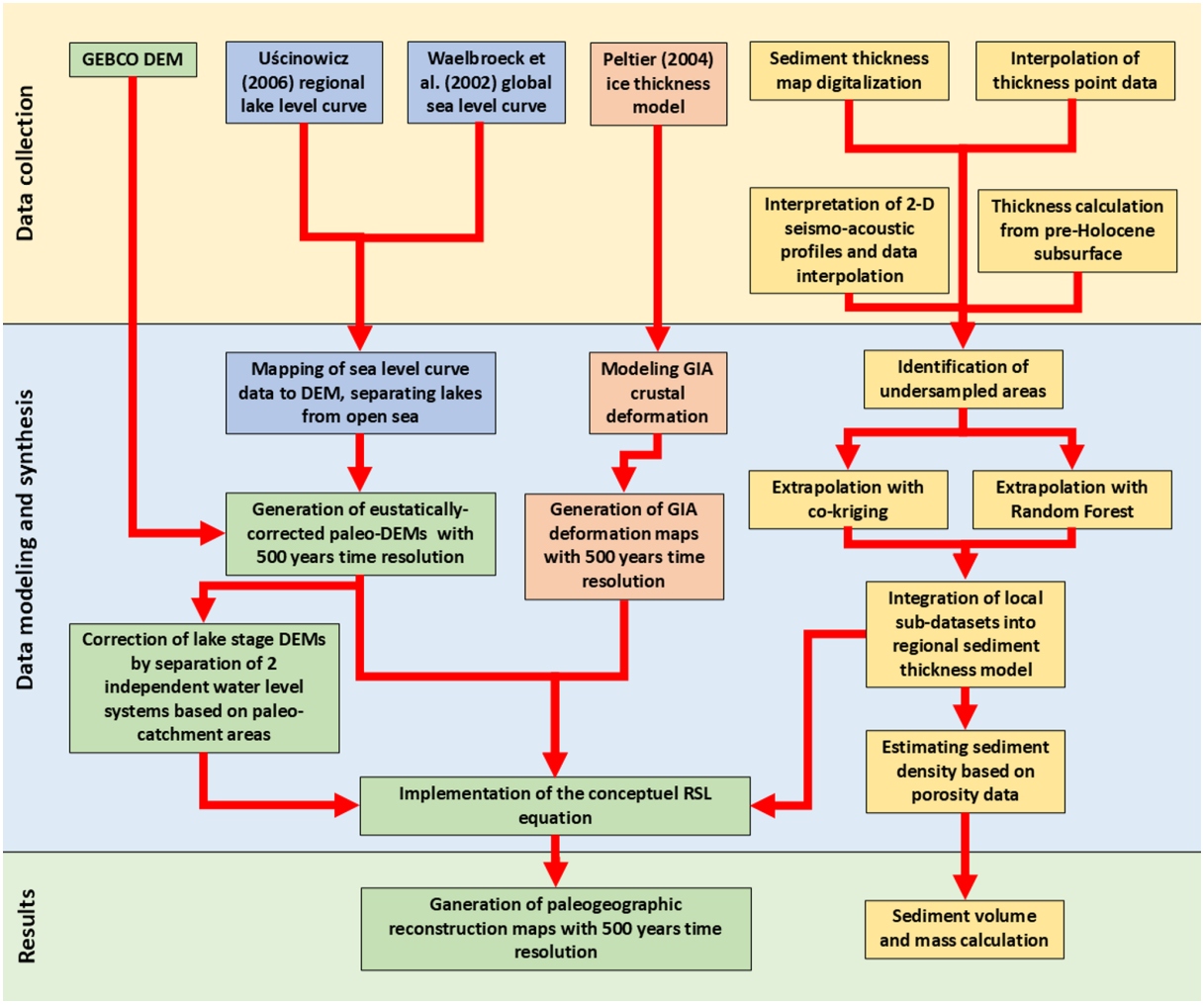



**Figure 2.** General workflow chart for data collection, synthesis, and interpretation.

in the North Sea, it followed the curve in Waelbroeck et al. (2002). These two curves are shown in Fig. 3.

### 3.3 Vertical crustal movements – glacial isostatic adjustment (GIA) including a paleo-ice thickness model

The solid Earth's response to the changing surface loads of the vanishing Pleistocene ice sheets is known as glacial isostatic adjustment (GIA). This viscoelastic response comprises an instantaneous elastic and a delayed viscous component. GIA manifests in terms of deformations of the Earth's crust; changes in relative sea-level, i.e., sea level with respect to the Earth's deformable crust; and changes in gravitational potential (e.g., Peltier, 1998). The later originates from the redistribution surface masses, i.e., the melting of ice masses and the freshwater consequently added to the ocean, and from material in the Earth's mantle relocated as a reaction to the changing surface loads.

The decreased stress on the Earth's crust induced by the melting of the Laurentide ice sheet after the Last Glacial Maximum (LGM) about 21 kyr BP caused a crustal deformation which is still ongoing (Root et al., 2015). The crust is uplifting in regions formerly covered by ice. Crustal subsidence can be observed in regions surrounding the former ice cover known as the peripheral bulge (Steffen and Wu, 2011). This subsidence originates from the relocation of mantle material back to its original location in the Earth's interior underneath the region formerly covered by the ice (Vink et al., 2007). The crustal uplift is partly compensated by the additional water load stemming from the freshwater influx. However, the meltwater is unevenly distributed over the ocean according to the changing gravitational potential caused by the varying distribution of ice masses and by the water masses themselves. Thus, close to the melting ice sheets, a drop in relative sea level can be observed due to both the decreasing gravitational attraction of the ice and the uplifting crust.

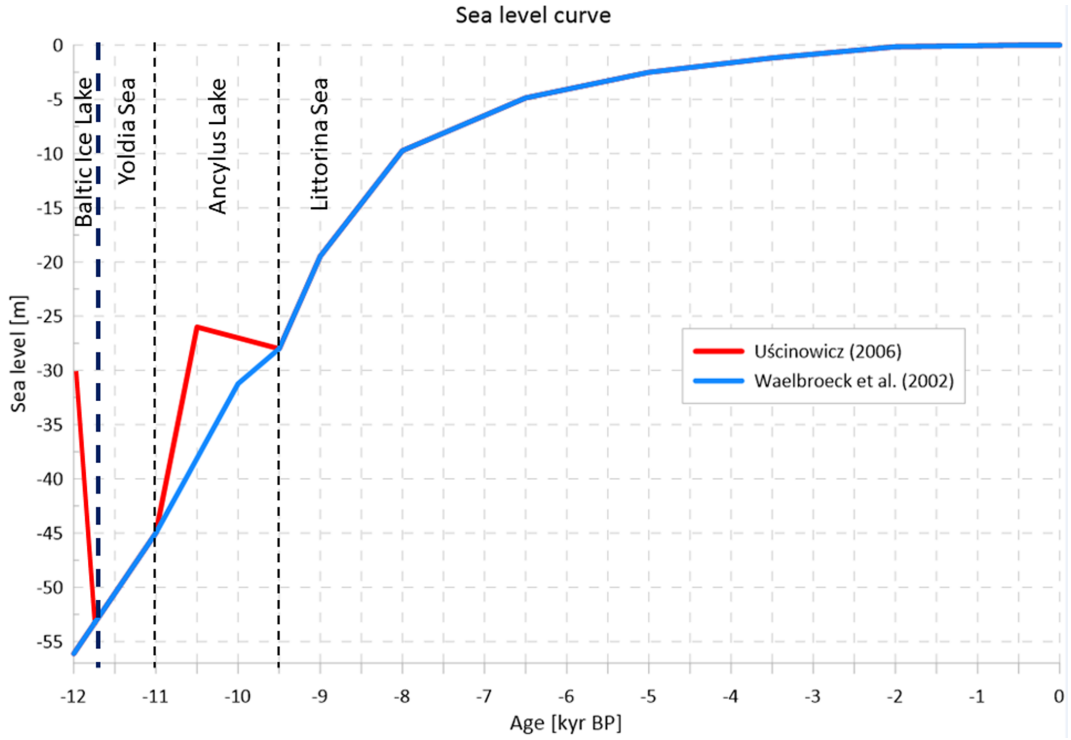



**Figure 3.** Holocene water-level curve for the Baltic region generated by a combination of Waelbroeck et al. (2002) and Uścinowicz (2006).

The complex interaction between changing ice and water loads, their gravitational potential, and the induced crustal deformations is described in a gravitational self-consistent way by the sea-level equation (e.g., Farrell and Clark, 1976; Peltier, 1998). To solve the sea-level equation and model the GIA-induced vertical crustal deformation, we used the freely available software package SELEN (Spada and Stocchi, 2007). This software makes use of the ICE-5G ice load history (Peltier, 2004) to describe the spatiotemporal evolution of the ice sheets from the LGM until the present day at a temporal resolution of 1 kyr. A time interval of 500 years required for this study was achieved by assuming a linear trend between each millennium. Figure 4 depicts the ice thickness at the LGM (21 kyr BP) according to the ICE-5G load history as implemented by the SELEN software package. Cumulated crustal deformations are modeled starting from an equilibrium state at the LGM. Details of the applied model setup are provided in Groh and Harff (2023). The resultant GIA dataset was interpolated to our $0.01° \times 0.01°$ grid.

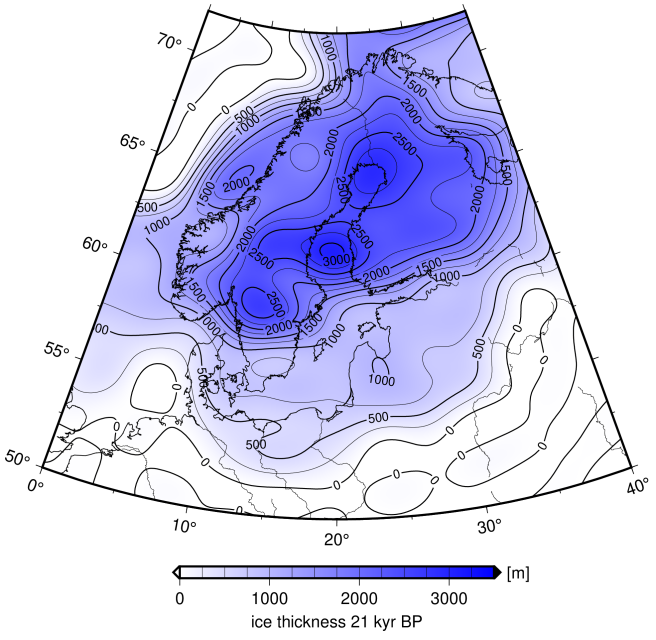



**Figure 4.** Present-day coastline and ice thickness at the Last Glacial Maximum (21 kyr BP) according to the ICE-5G ice load history (Peltier, 2004) as implemented by the software package of Spada and Stocchi (2007) after synthesizing its spherical harmonic representation to space domain.

### 3.4 Sediment thickness (SED)

The Baltic Sea basin is administrated by nine countries: Denmark, Germany, Poland, Sweden, Lithuania, Latvia, Estonia, Finland, and Russia. Due to the fact that no joint Holocene sediment thickness database is available, it is necessary to identify and merge various existing local datasets from publicly available sources. To generate a consistent regional sed-

iment thickness model, eight local datasets were synthesized (Fig. 5). These sub-datasets were derived by six methods of data acquisition, including digitalization of isopach maps, recalculation of thickness from seismic reflector depth maps, interpretation of two-dimensional (2D) seismo-acoustic profiles and data interpolation with ordinary kriging, interpolation with ordinary kriging of point data from sediment cores, extrapolation using co-kriging, and extrapolation using a convolutional neural network (CNN). All sub-datasets were produced at $0.01° \times 0.01°$ resolution.

#### 3.4.1 Southern Baltic region

The southern Baltic Sea area consists of German, Danish, Polish, Russian (Kaliningrad area), and Lithuanian coastal waters and is characterized by well-documented Holocene sediment thickness data with satisfactory quality. The sediment thickness model was generated as a result of merging three local-scale datasets. The German and Danish parts were covered by data derived from Lemke (1998). The depth of the top layer of glacial till corresponds to the Pleistocene basement, which was subtracted from the present-day DEM in order to estimate the Holocene sediment thickness. The sediment thickness data for the Polish waters were provided by Uścinowicz (1998), whereas data for the Russian (Kaliningrad area) and Lithuanian territories were retrieved from Emelyanov (2002). Due to slight differences in thickness values on the border between these two datasets, the values at the grid junction were averaged.

#### 3.4.2 Central Baltic region

The central Baltic (Bornholm Basin, Eastern Gotland Basin, and surroundings) Holocene thickness grids were retrieved from 2D seismo-acoustic profiles collected by the Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde (IOW), Germany (courtesy of Dr. Peter Feldens). In total, 240 seismic lines, collected between 2005 and 2009, were investigated. The Holocene basement corresponds mostly to the top of glacial till (Late Pleistocene-age, non-stratified seismic facies). The top of glacial till is a well-visible seismic reflector on most profiles, whereas the boundary between the BIL and the Yoldia Sea is difficult to discern in some profiles. Since the BIL belongs to the Late Pleistocene, the thickness for the Holocene sediment may be slightly overestimated in these profiles. A maximum local thickness of BIL sediments of up to 7 m is found in the deepest parts of the basins and diminishes towards the shallower areas according to Christiansen et al. (2002). Therefore, our estimated thickness of the Holocene sediment might be overestimated by $\sim 20\,\%$ in the deepest part of the basins, with the uncertainty decreasing towards the shallower areas. The seismic reflector corresponding to the pre-Holocene basement was exported as depth data points (shot points), transformed from the two-way travel time to metric units assuming a sound velocity in sediment of $1600\,\mathrm{m\,s^{-1}}$, and further interpolated using ordinary kriging with nugget effect (Wackernagel, 2003). The obtained basement subsurface depth data were subtracted from the present-day DEM to generate the Holocene sediment thickness model.

#### 3.4.3 Eastern Baltic region

Holocene sediment thickness data of the Gulf of Riga and the Gulf of Finland were generated based on profiles provided by Gudelis and Emelyanov (1976). Sub-datasets consisted of five N–S-oriented profiles connecting the edges of the Gulf of Finland and six profiles (four NW–SE-, one N–S-, and one W–E-oriented) across the Gulf of Riga. The reflector corresponding to the top of glacial till was digitized and exported as point data and then interpolated using ordinary kriging with nugget effect and subtracted from the present-day DEM. Thickness data covering the Russian part of the Gulf of Finland were derived from a digitized sediment thickness map by Ryabchuk et al. (2020).

#### 3.4.4 Northern Baltic region

Holocene thickness data in the northern Baltic region are scarce because the area is undersampled. A mean post-glacial thickness dataset by Winterhalter (1972) consisting of 72 polygons ($0.5° \times 0.5°$ resolution) located in the Bothnian Sea served as a base for interpolation. The central point of each polygon was exported as a data point and then interpolated using ordinary kriging. To fill the data gap in the severely undersampled northern part of the Bothnian Bay, data points of thickness from Winterhalter (1972) were used for extrapolation by co-kriging (Goovaerts, 1998; Myers, 1982, 1984). The co-kriging extrapolation method is commonly used in geoscience for areas where correlated measurements of multivariate variables are available (Belkhiri et al., 2020; Leenaers et al., 2020; Konomi et al., 2023). In the northern Baltic region, a two-dimensional variable consisting of a GIA-corrected paleo-bathymetry and thickness of Holocene sediments was used. The Pearson's correlation coefficient between the two variables is 0.52 in the measured point data, suggesting the feasibility of co-kriging-based extrapolation. Parameters of the corresponding semivariogram were determined using those grid nodes where data of both variables were available. These parameters allowed a co-kriging estimation of thickness data northward for undersampled areas.

#### 3.4.5 Filling of data gaps

Machine learning was applied to fill the remaining gaps in the Holocene sediment thickness data. The areas with data gaps mainly include the central western part of the Baltic Sea (see Fig. 5). A convolutional neural network (CNN), namely a U-Net (Ronneberger et al., 2015), was built using PyTorch (Paszke et al., 2019). U-Nets have been proven to be robust

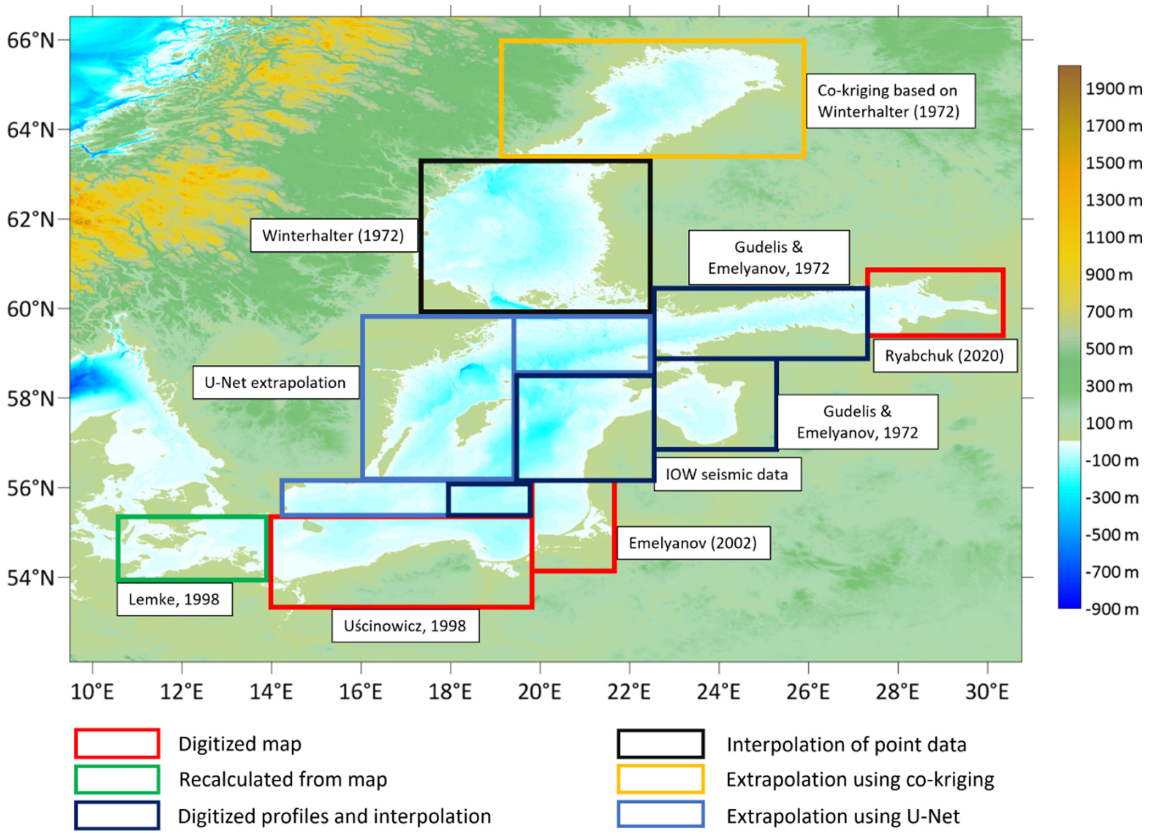



**Figure 5.** Map marking different types of data sources with generation of sediment thickness sub-datasets by digitalization of published Holocene isopach maps (red), recalculation of thickness from seismic reflector depth maps (green), digitalization of profiles and data interpolation (dark blue), interpolation of point data (black), and extrapolation using co-kriging (yellow) and convolutional neural networks (bright blue).

and versatile tools for image and data analysis (Zhang et al., 2018; Liu et al., 2020b) and are superior to pixel-based methods such as random forest (Boston et al., 2022). In this study, four variables, namely the paleo-land surface morphology, the median grain size of surface sediments, and longitude and latitude values, were used to predict sediment thickness. The reason for adding the latter two variables is their relationship with the GIA (Fig. 4). The available data were randomly cut into 420 squares of $32 \times 32$ pixels, excluding the Gulf of Finland and the Gulf of Bothnia. The reason for excluding the two regions is because they differ substantially in geological, tectonic, and depositional environment from the central, southern, and southwestern parts of the Baltic Sea (Harff et al., 2017). This helps to reduce the error in the predictions. Of the 420 sub-datasets, 80 % were used for model training and 20 % were used for assessment of the model prediction. The input of the U-Net has the shape (32, 32, 4), and the output shape is (32, 32). The first layer consists of a double convolutional block performing $3 \times 3$ convolution with 64 output channels, padding, batch normalization, and ReLU activation. The training was performed with 100 epochs, and the mean squared error (MSE) was calculated as the loss function (torch.nn.MSEloss). Re-running the model with different random initializations and dropout yields different model results with the same general pattern but some local differences in sediment thickness. The result with the smallest value of MSE (6.1 $m^2$) was chosen (Fig. 6). This corresponds to an average deviation from the validation to the measured data of 5.8 %.

### 3.4.6 Integration of sub-datasets

Each local Holocene thickness sub-dataset was integrated to one consistent regional grid with a resolution of $0.01° \times 0.01°$. Small spatial gaps between the sub-datasets of thickness were linearly interpolated. In the case of a dataset not covering the coastline, the solution proposed by Miluch et al. (2021) was used by setting equidistant pinpoints characterized by 0-thickness values along the coastlines and included in the dataset. Such a solution allowed us to linearly extrapolate the thickness data between the grid points and the coastline to completely close the remaining data gaps. It is worth noting that the synthesized sediment thickness dataset does not cover the present-day land parts except for barrier islands

that have been developed during the Holocene. Details on the data source, density, and interpolation and extrapolation techniques are listed in Table 1.

### 3.5 Sediment budget analysis

Generation of the thickness map allows us to perform sediment budget analysis that helps identify sediment sources, sinks, and transport pathways. The grid was transformed from the geographic coordinate system to UTM projection to conduct volume calculation. Applied volume calculation algorithms include the trapezoidal rule, Simpson's rule, and Simpson's 3/8 rule (Atkinson, 1989). Each method approximates different three-dimensional (3D) connection shapes between the data points, which slightly influence the calculated volume. Results from the algorithms were compared to assess the uncertainty. Sediment mass calculation requires information of sediment bulk density that is related to sediment particle density and porosity. Surface sediment porosity was calculated based on the present-day sediment grain size map of the Baltic Sea derived from the project Dynamics of Natural and Anthropogenic Sedimentation (DYNAS) (Bobertz et al., 2009; Harff et al., 2011) and application of the empirical formula from Endler et al. (2015) to link porosity to the median grain size. Knowing that the compaction rates of sandy and silty sediments are neglectable at a thickness scale of meters (Schmedemann et al., 2008), constant vertical porosity depending on the local grain size was assumed for the Holocene deposit. Pore volume was subtracted from the general volume. Knowing that Baltic Sea sediments are mainly clastic (Anthony et al., 2009), quartz with a density of $2.65\,\mathrm{g\,cm^{-3}}$ was used as the particle density. With the gridded data of porosity and sediment thickness and a constant particle density, both the overall mass of the Baltic Sea Holocene sediments and the annual rate of deposition averaged over the period are estimated.

### 3.6 Generation of paleogeographic maps

Having all the needed components described in Eqs. (1) and (2), namely the eustatic sea-level change, the spatial distribution of the GIA and the sediment depositional thickness, the present-day $\mathrm{DEM_0}$ was transformed into a set of paleo-DEMs for the Baltic Sea, mimicking the paleogeographic evolution of the region with fine spatiotemporal resolution (see Supplement). The thickness of sediment deposition for each time slice ($\Delta t = 500$ years) was subtracted from the total Holocene thickness assuming constant sediment accumulation rate.

## 4 Results

### 4.1 Holocene sediment thickness map

The integration of eight local-scale sediment thickness datasets with extrapolation methods allowed us to generate a regional Holocene sediment thickness map (Fig. 6). Several sites characterized by high sediment thickness were identified in the southern and central parts of the Baltic Sea, corresponding to depressions of sub-basins including the Arkona Basin, the Bornholm Basin, and the Eastern and Western Gotland Basin. The maximum deposition thickness reaches up to 36 m in the Arkona Basin and the Eastern Gotland Basin. Although regions of enhanced sediment accumulation are usually located in deeper basins, some shallower coastal areas also host locally confined deposits with thicknesses larger than 20 m. These include the central sections of the Gulf of Finland, the Gulf of Riga (both coupled with local bathymetry, as reported by Jakobsson et al., 2019), and the Gdańsk Basin. The thick Holocene deposit in the Gdańsk Basin is related to the formation of the Hel Peninsula that is driven by alongshore sediment transport (Uścinowicz, 2022). In contrast to the southern Baltic Sea, the Holocene sediment thickness in the northern Baltic Sea is relatively thin and mostly within 6 m. Such a feature may be related to the glacio-isostatic uplift resulting in a continuous reduction in accommodation space in the Bothnian Sea and the Bothnian Bay (Varela, 2015). The characteristics of seabed substrate of the northern Baltic Sea confirm the presence of glacial clay, hard-bottom complexes, and bedrocks covered by a thin layer of Holocene sand and gravel (Kaskela et al., 2012).

### 4.2 Sediment budget

Sediment volume calculated using the trapezoidal rule, Simpson's rule, and Simpson's 3/8 rule provided nearly identical results ($< 0.001\,\%$ difference; see Supplement). The calculated total volume of Holocene sediment is $1.372 \times 10^{12}\,\mathrm{m^3}$ in bulk. Subtracting the sediment porosity yields a zero-porosity sediment volume of $5.07 \times 10^{11}\,\mathrm{m^3}$, corresponding to a total Holocene sediment mass of $1.34 \times 10^{12}\,\mathrm{t}$ and an annual sediment accumulation of $1.15 \times 10^{8}\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$ (averaged over 11 700 years) in the Baltic Sea.

Potential errors in the estimation may originate from several sources, including porosity, grain density, vertical compaction, and an unclear boundary between the Late Pleistocene and early Holocene in the seismic profiles. The standard deviation $\sigma$ of porosity is $\sim 0.15$ according to the sediment samples analyzed by Endler et al. (2015). Applying the mean $\pm\sigma$ in the porosity data as the upper and lower estimates indicates a range between $0.82 \times 10^{12}$ and $1.87 \times 10^{12}\,\mathrm{t}$ in the total sediment mass. Although the Holocene deposits mainly consist of silt and sand, the deeper basins (e.g., Arkona, Bornholm, and Gotland) are covered by a layer of a mixture of organic matter (up to 16 %) and clay (Leipe et al.,

**Table 1.** List of sub-datasets of Holocene sediment thickness with information on gridding techniques along with primary data type and density.

| Area | Sub-dataset | Gridding technique | Primary data type and data density |
|---|---|---|---|
| SW Baltic region | Lemke (1998) | Recalculation and digitalization of map | Isopach map generated based on shallow seismic profiles (no. > 300) and sediment cores (no. > 250) |
| S Baltic region | Uścinowicz (1998) | Digitalization of map | Isopach map based on shallow seismic profiles and sediment cores |
| SE Baltic region | Emelyanov (2002) | Digitalization of map | Isopach map based on shallow seismic profiles and sediment cores |
| Gulf of Riga | Gudelis and Emelyanov (1976) | Digitalization of cross-sections, ordinary kriging | 6 seismic lines |
| Gulf of Finland | Gudelis and Emelyanov (1976) | Digitalization of cross-sections, ordinary kriging | 5 seismic lines |
| Eastern Gotland Basin | IOW seismic data | Seismic data interpretation, ordinary kriging | 240 seismic lines |
| E Gulf of Finland | Ryabchuk et al. (2020) | Digitalization of map | Isopach map based on shallow seismic profiles and sediment cores |
| S Bothnian Bay | Winterhalter (1972) | Ordinary kriging | 72 data points |
| N Bothnian Bay | Winterhalter (1972) | Extrapolation with co-kriging | Not available |
| W Baltic, N Baltic Proper | Extrapolation to undersampled areas | Extrapolation with U-Net | Not available |

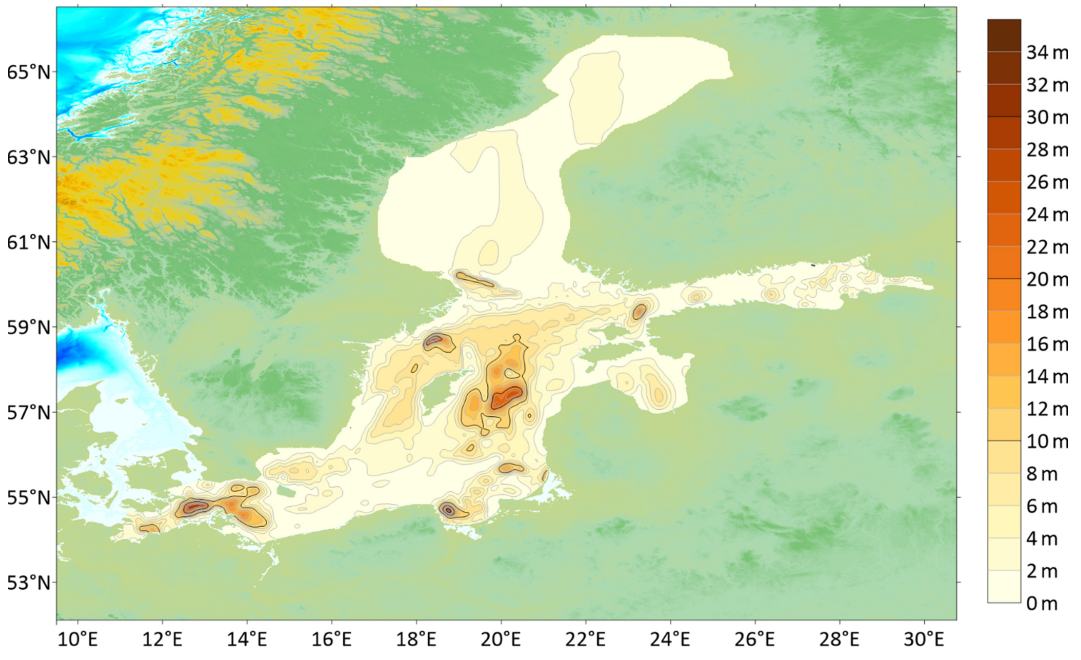



**Figure 6.** Regional Holocene thickness model derived from the synthesis of eight local sub-datasets and the application of three extrapolation methods (Table 1).

2011) that is subjected to the impact of vertical compaction. The thickness of such a layer can extend to several meters in the deep basins (Andrén et al., 2000; Ponomarenko, 2023). Assuming that the average thickness of this layer is 4 m (as indicated in a majority of sediment cores) in the basins, neglection of the vertical compaction results in an overestimation of the porosity by $\sim 10\,\%$ according to Schmedemann et al. (2008), corresponding to an underestimation of sediment mass of $\sim 0.055 \times 10^{12}$ t, which accounts for $\sim 4\,\%$ of the estimated mean total budget ($1.34 \times 10^{12}$ t). As described in Sect. 3.4.2, an unclear boundary between Late Pleistocene and early Holocene sediment in the seismic profiles across

the deep basins (e.g., the Gotland Basin) may lead to an overestimation of the Holocene sediment thickness by ∼ 20 % in the deepest part of the basins. The overestimation decreases toward shallower areas. A uniform overestimation of the deposition thickness in the basins by 20 % corresponds to a sediment budget of $1.1 \times 10^{11}$ t, which is ∼ 8 % of the estimated mean total budget ($1.34 \times 10^{12}$ t). In summary, considering the uncertainties related to the major identified sources mentioned above in the estimation yields a total Holocene sediment budget ranging between $0.81 \times 10^{12}$ and $1.82 \times 10^{12}$ t, corresponding to an annual sediment accumulation rate between $0.69 \times 10^{8}$ and $1.56 \times 10^{8}$ t yr$^{-1}$.

### 4.3 Paleogeographic maps

A set of paleogeographic maps with a time interval of 500 years reflecting the evolution of the Baltic Sea region during the Holocene is provided in the Supplement, with maps for several periods marking a critical transition in the sea-level change shown in Fig. 7. To evaluate the paleogeographic maps, a reference is made to the widely used maps derived from proxy data interpretation (Fig. 1) produced by Andrén et al. (2011).

At ∼ 11.7 kyr BP, a transition from the BIL to the Yoldia Sea stage occurred. At that time, a large part of the north of today's Baltic Sea basin was covered by the glaciers of the Fennoscandian Ice Sheet (FIS). The water level of the Baltic Ice Lake was dammed up to 25 m above the present-day sea level (Andrén et al., 2011) before the lake water made its way through the Central Swedish Depression on the southern border of the FIS and flowed into the paleo-North Sea basin in a drainage event in today's Kattegat (Fig. 7a). The rising sea level outpacing the moderate uplift of the mainland in the immediate vicinity of south of the ice margin in the Central Swedish Depression sustained a free exchange of water through a gate between the Baltic Sea and the North Sea for several centuries that marks a brackish marine phase called the Yoldia Sea stage (11.7–11.0 kyr BP). Both maps, the paleo-DEM shown in Fig. 7b and that of Andrén et al. (2011) shown in Fig. 1b, confirm the existence of such a gate. The maps clearly show the course of the inherent BIL drainage in the lowlands of the Central Swedish Depression through lakes Vänern and Vättern. This drainage course was near the margin of the FIS. According to Patton et al. (2017), Shaw et al. (2006), and Stokes et al. (2015), the continental ice front is not regarded as a stable line but rather consists of multiple glacial–fluvial channels between large ice blocks. The central Swedish lowland was characterized by such an environment, enabling the water flow between the Baltic Sea and the North Sea during the Yoldia Sea stage (Fig. 7a and b). During the Yoldia Sea stage (Fig. 7b), the sea level in the open North Sea and the water level in the Baltic Sea basin converged and lasted until ∼ 11.0 kyr BP. As the ice front continued to retreat northwards, the increasing uplift of Scandinavia outpaced the eustatic sea-level rise and closed the gate in the central Swedish lowland. The Baltic Sea consequently reverted to a freshwater environment, namely the Ancylus Lake, fed primarily by meltwater from the remnants of the FIS, which still covered the highlands of Scandinavia. The increasing flow of meltwater into the Ancylus Basin led to a rise in the lake level (so-called "Ancylus Transgression") reaching a peak at ∼ 10.5 kyr BP and a subsequent drainage of the lake water into the paleo-North Sea (Fig. 7c). Different from the drainage through the central Swedish lowland in the later stage of the BIL, the freshwater outflow in the late stage of the Ancylus Lake moved to the south due to the increasing glacio-isostatic uplift of Scandinavia and took place through the area of today's western Baltic Sea, namely the Danish Straits. In the generation of the maps, we distinguished the water levels between the Ancylus Lake and the open North Sea from 11.0–9.5 kyr BP according to Uścinowicz (2006), which are shown in Fig. 3.

At ∼ 9.5 kyr BP, the one-way drainage from the Baltic Sea (Ancylus Lake) to the North Sea ceased due to a rise in the eustatic sea level which caught up with the water level in the Ancylus Lake (Harff et al., 2017), and the Littorina transgression enabled a free exchange between the Baltic Sea and the open North Sea again (Fig. 7d). Since then, the global sea-level change has dominated the hydrographic regime in the Baltic Sea. Glacio-isostatic movements of the region lead to persistent transgression in the south and regression in the north of the Baltic Sea (Harff et al., 2017). The paleogeographic setting at 6.5 kyr BP is illustrated by the map shown in Fig. 7d. A comparison with the map generated by Andrén et al. (2011) based on proxy data shown in Fig. 1c shows a general agreement in the reconnection of the Baltic Sea basin to the open North Sea and verifies our model result.

### 4.4 Validation of the paleogeographic reconstruction

An interplay between eustasy and spatially varied rates of isostatic rebound is mirrored in various local RSL curves. Reconstructed curves for all subareas of the Baltic Sea basin gathered by Rosentau et al. (2021) allowed us to locally assess our numerically modeled paleogeographic maps. All station data located along the eastern (Berglund, 2012; Hansson et al., 2018) and northern Swedish coast (Linden et al., 2006) and the Finnish coast (Glückert, 1976; Saarnisto, 1981; Mietinen, 2002) suggest a decreasing RSL since 11.7 kyr BP whereas stations on the southern Baltic coast mirror a consistent rising RSL that slows down and stabilizes after 6.0 kyr BP (Lampe and Janke, 2004, Lampe et al., 2011; Gelumbauskaite, 2009; Uścinowicz et al., 2011). Stations along the Latvian and Estonian coast (Grudzińska et al., 2013, 2014; Lougas and Tomek, 2013; Berzins et al., 2016) infer a generally decreasing RSL interrupted by the Ancylus transgression. The reported local RSL curves show discrepancy with our model results mainly for the initial stage between 11.7–10 kyr BP and afterward a general agreement (Fig. 8). The opposite patterns of RSL change between the

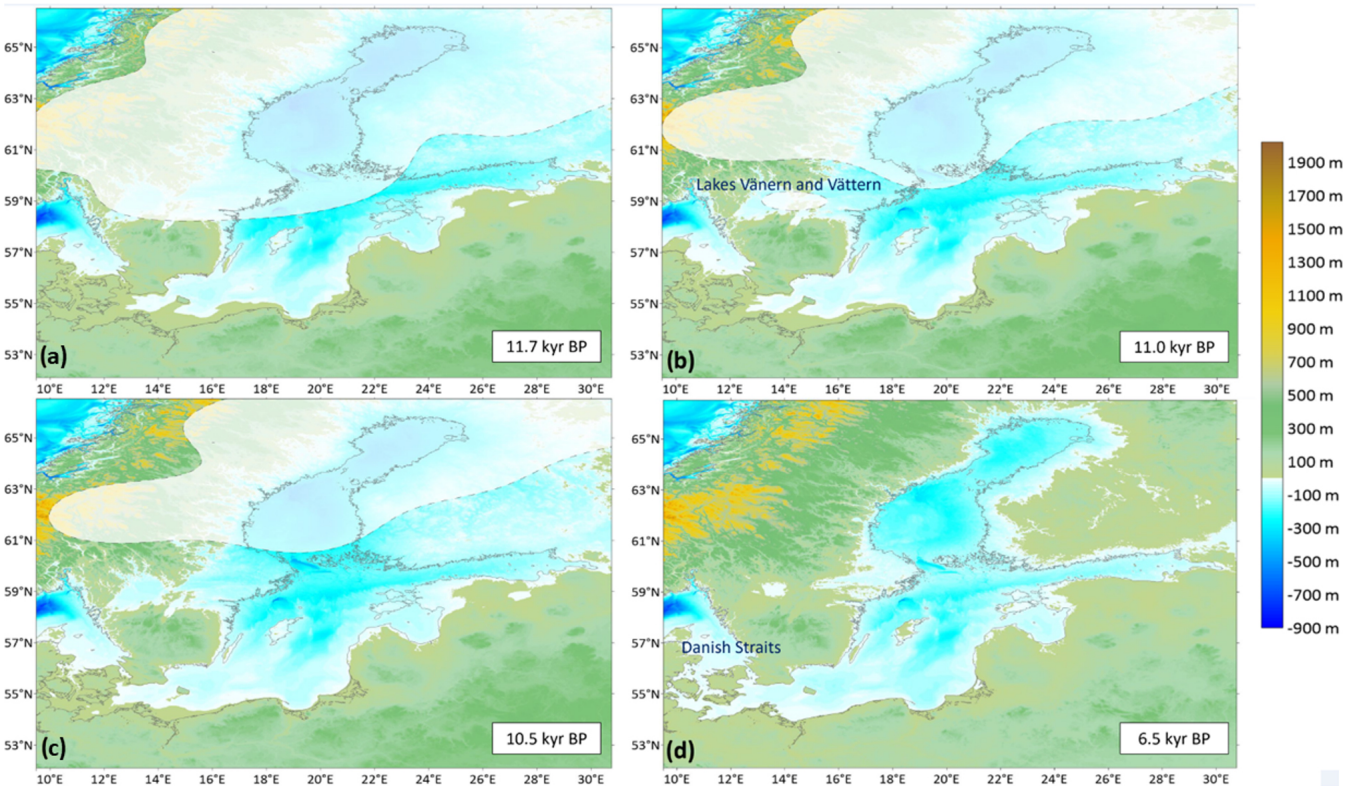



**Figure 7.** Reconstructed paleogeographic maps representing different stages of the Baltic Sea. Four exemplary maps are depicted here for comparison with the paleogeographic maps generated by Andrén et al. (2011). **(a)** Baltic Ice Lake/Yoldia Sea transition at 11.7 kyr BP; **(b)** Yoldia Sea (end of the brackish phase) at 11.0 kyr BP; **(c)** Ancylus Lake (maximum transgression) at 10.5 kyr BP; **(d)** Littorina Sea (most saline phase) at 6.5 kyr BP. The present-day coastline is depicted by the gray line, and the ice cover is indicated by the transparent mask.

northern and southern coasts gradually converge towards the central Baltic area, where eustatic and isostatic components neutralize each other. This is seen at the stations in Latvia and Blekinge (Sweden) which show a relatively flat RSL curve with small-scale variations (Damusyte, 2011; Rosentau et al., 2013; Habicht et al., 2017). Such a relatively stable RSL is reproduced in our results, albeit with discrepancy in the period between 11.7 and 10 kyr BP for the Blekinge station and between 11 and 8 kyr BP for the Latvia station (Fig. 8). A general agreement between our modeled RSL and local RSL curves compiled by Rosentau et al. (2021) and an agreement in the connection/disconnection between the open North Sea and the Baltic Sea basin described in the previous section validate the approach applied in this study.

## 5 Discussion

### 5.1 Comparison with existing reconstructions

The maps generated in this study are further assessed by comparison with existing local reconstructions. A comparison of RSL curves between those by Rosentau et al. (2021) and our results shows a general agreement except for the early Holocene period, as described in the previous section. In three stations, namely Finland N, Blekinge, and Vistula Spit, our results show a lower RSL at 11.7 kyr BP than those in Rosentau et al. (2021) adopting 120 km lithosphere thickness (Fig. 8). It should be noted that remarkable differences exist in the reconstructed local RSLs for the early Holocene period among the scenarios adopting different lithosphere thickness values as shown in Rosentau et al. (2021). As pointed out by Rosentau et al. (2021), the reconstructed curves using global ICE-5G and ICE-6G_C ice histories overestimate the RSL and fail to capture a mid-Holocene highstand ($\sim 7.5 - 6.5$ kyr BP) inferred from the proxy data in the transitional area. This overestimation seems to originate from an overestimation of ice loading in the ICE-5G model and especially in the ICE-6G_C model. Our modeled curves lie in the lower limit of the RSLs in Rosentau et al. (2021) and therefore may provide results closer to proxy data.

We also compared our modeled paleo-DEMs with the maps from Andrén et al. (2011) in a qualitative manner and identified a general consistency between the two sets of maps in the location of the gates between the Baltic Sea basin and the open North Sea along with the timing of their closing and opening (Sect. 4.3). Nevertheless, some local-scale differ-

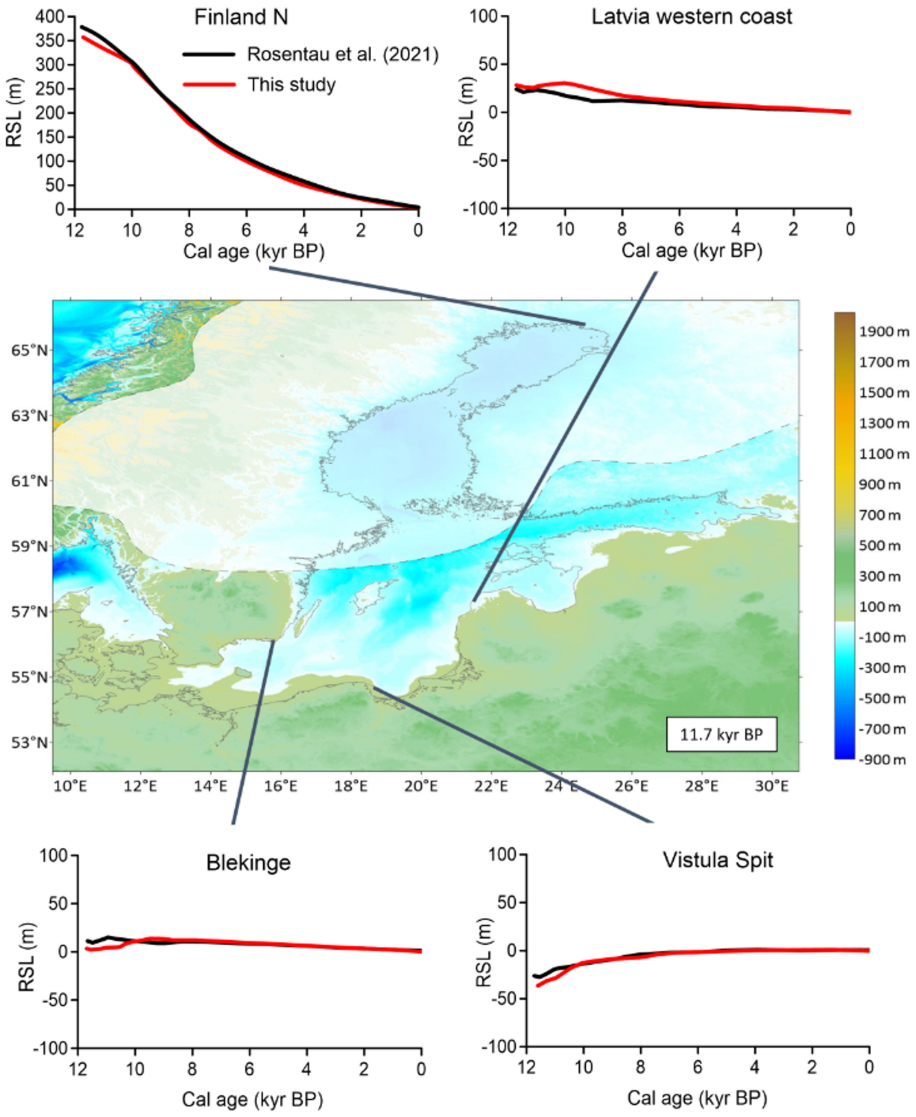



**Figure 8.** Comparison of our modeled RSL (red curves) and local RSL (black curves) derived from the ICE-5G model with 120 km lithosphere thickness by Rosentau et al. (2021).

ences are also seen between our results and the maps of Andrén et al. (2011), e.g., on the morphology of the Bornholm and Gotland islands. On the map of Andrén et al. (2011), both islands are shown to have emerged by 11.7 kyr BP. By contrast, our map shows that the island of Bornholm is still connected to the mainland and that the island of Gotland is largely submerged at that time. The shape of the coastline remains similar; however, a higher RSL in the southern part and a lower RSL in the western and eastern parts of the Baltic Sea are seen in Andrén et al. (2011) compared to our results. Such a difference may be attributed to the fact that the map of Andrén et al. (2011) still represents the late stage of the BIL when the water level was higher by $\sim 25$ m in the Baltic Sea basin than in the North Sea, whereas our results correspond to the beginning of the post-drainage phase when the water levels of these two seas converged. For the maximum of the Ancylus transgression at 10.5 kyr BP, a state when the North Sea and the Baltic Sea are disconnected, a difference in the coastline location of the northern Baltic region between the two maps is seen. The difference indicates a lower RSL leading to the emergence of the West Estonian archipelago and Finland on the map of Andrén et al. (2011) compared to our results. Noteworthy is that, even though the difference in the coastline position seems to be huge, the difference in the elevation is relatively small (mostly within 10 m), suggesting that the land–sea transition in this part is highly sensitive to the change in RSL; therefore slight modification of isostatic or eustatic components may have a significant influence on the coastline position. Our reconstructed morphology of the Littorina Sea at 6.5 kyr BP is characterized by an open con-

nection between the Baltic Sea and the North Sea through the Danish Straits, which persists today. In the reconstruction by Andrén et al. (2011), the Baltic–North Sea connection at 6.5 kyr BP exists via all three straits, being consistent with our results at that time. Some local-scale topographic structures, such as the shape of the straits, may vary between different reconstructions due to insufficient spatial resolution or data coverage. Similarly to earlier scenarios, the RSL in the northern and central parts of the Baltic Sea is generally lower on the map of Andrén et al. (2011) compared to our results.

An earlier effort in mapping Holocene sediment thickness in the Baltic Sea was made by Jakobsson et al. (2007). The mapping took place through assembling information from available sediment distribution maps and information retrieved from the Swedish Geological Survey's mapping archives, which unfortunately do not provide open access. The resultant map is characterized by relatively low spatial resolution and is limited to the southern and central parts (without the Bothnian Bay) of the Baltic Sea (Jakobson et al., 2007). A comparison between our map (Fig. 5) and that of Jakobson et al. (2007) shows a general agreement in the Bornholm Basin and along the Swedish coast near the Gotland Basin. However, there exists a large discrepancy in the thickness value in other basins (e.g., Arkona Basin, Gotland Basin) between the two maps. The thickness values in Jakobson et al. (2007) for these basins are much smaller than previous published values from Lemke (1998) and Uścinowicz (1998) focusing on these local areas. Despite a likely overestimation of the Holocene sediment thickness in the deep Gotland Basin, as pointed out in Sect. 3.4.2, integrated data from the difference sources within this study show more consistent patterns covering both deep basins and shallow coastal areas and therefore provide a more accurate distribution of Holocene sediment thickness.

### 5.2 Major source and sink terms in the Holocene Baltic Sea

A comparison of the annual sediment accumulation rate averaged over the Holocene with the present day's estimation by Porz et al. (2021) suggests that they are at the same order of magnitude for the SW Baltic Sea. The Holocene-averaged accumulation rate is $8.8 \pm 4.1 \times 10^6\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$ in the SW Baltic Sea according to our data in this study. In the budget analysis done by Porz et al. (2021), the annual accumulation rate of fine-grained sediment in the SW Baltic Sea basins is between $5.5 \times 10^6$ and $8.2 \times 10^6\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$.

Coastal erosion, namely erosion of the glacial till cliffs, serves as the main source that contributes at least 80 % of the annual deposition in the basins (Wallmann et al., 2022). Sediment supply from major central European rivers, namely the Oder, Vistula, Nemunas, Daugava, and Neva, is on the order of $1 \times 10^7\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$ (Porz et al., 2021; Pruszak et al., 2005; Lajczak and Jansson, 1993), with the largest contribution from the Vistula River ($0.16 - 0.4 \times 10^7\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$). This indicates that the riverine sediment supply accounts for less than 10 % of the total Holocene sediment budget in the Baltic Sea. Biogenic production contributes to 4 %–15 % of the annual deposition budget (Wallmann et al., 2022; Porz et al., 2021). In addition, sediment input from the North Sea is estimated to be on the order of $1 \times 10^6\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$, contributing to 10 %–30 % of the annual deposition in the SW Baltic Sea (Porz et al., 2021). However, this input is almost negligible (accounting for $\sim 1$ %) compared to the total annual accumulation rate in the Baltic Sea. The additional supply of sediment from melting ice cover in Scandinavia may occur during early Holocene stages. However, such a supply might also be negligible compared to the total Holocene sediment budget given that the Scandinavian mountains provide only a very small suspended sediment yield that is on the order of $1 \times 10^5\,\mathrm{t\,yr^{-1}}$ (Lajczak and Jansson, 1993).

It is worth noting that our Holocene sediment thickness map is spatially confined by the present-day Baltic Sea coast. Although Holocene sedimentation may also occur on parts of the present-day mainland, especially on the northern Baltic coast when they were submerged, the deposited sediment was subjected to reworking when these parts became emerged and is therefore difficult to quantify due to lack of data. Moreover, the Holocene sediment thickness of the northern Baltic Sea and its coast is generally scarce (Fig. 6); therefore the omission of deposit on the mainland is considered to have a minor impact on the paleo-DEMs and the total Holocene sediment budget in the Baltic Sea.

### 5.3 Importance of integrating sediment dynamics in paleogeographic reconstructions

Depending on the regional or local setting, the individual impact of eustatic, isostatic/tectonic, and sediment dynamics on geographical and morphological development of marginal seas may vary significantly. The inclusion of sediment dynamics in paleogeographic reconstruction of coastal regions and continental shelves that are fed by significant terrestrial sediment input has a critical influence on the location of the paleo-coastline and general morphology of the seabed. This has been demonstrated in the paleo-reconstructions of the Beibu Gulf in the northern South China Sea (Xiong et al., 2020; Zhang et al., 2020), the Pearl River Delta and its estuary (Wu et al., 2010), the Mekong Delta and its adjacent shelf (Wang et al., 2024), the southwestern coast of the Bohai Sea (Liu et al., 2016), and the southern North Sea (Van der Molen and Van Dijck, 2000).

The integration of sediment dynamics is also important for understanding the evolution of large-scale sedimentary systems which are not directly fed by riverine sediment but are formed and/or shaped by sediment transport, such as barrier islands (Zhang et al., 2011a, 2014; Karle et al., 2021) and mud depocenters (Porz et al., 2021). This process is especially important for the evolution of the southern Baltic

Sea, where various barrier islands have developed since the mid-Holocene, when the sea level approached a relatively stable level (Uścinowicz et al., 2011; Zhang et al., 2011b; Dudzińska-Nowak, 2017). It is worth noting that, although many paleogeographic reconstructions exist at local scales by considering sediment transport dynamics, our work represents the first attempt at a consistent reconstruction at a marginal sea scale. Comprehensive information of dated sediment thickness for a marginal sea such as the Baltic Sea is difficult to obtain, as most of the relevant datasets are derived locally, and it requires extensive effort to collect, integrate, harmonize, and synthesize such datasets and fill the gaps between them. A consistent paleogeographic reconstruction of a marginal sea, considering not only regional processes such as eustatic sea-level change and isostatic/tectonic movement but also sediment deposition, provides indispensable information on the historical development of the marginal sea, especially its coast.

A future challenge towards the improvement of paleogeographic reconstructions requires differentiation of sediment accumulation and erosion rates. Although the sediment accumulation rate may vary throughout the Holocene, we adopted a constant rate in this study due to poor data constraints. The reported rates were mostly derived based on the analysis of sparsely distributed sediment cores, and it is difficult to extrapolate a few tens of point data to the entire Baltic Sea. Therefore, more measurement data are needed to provide a sound database for extrapolation. Mass-balanced reconstruction methods have been proposed for the backstripping of depositional areas and backfilling of erosional areas at geological timescales (Hay et al., 1989; Feng et al., 2023). However, these are of high uncertainty for reconstructions at a millennial scale due to insufficient resolution in the seismo-acoustic profiles. An attempt to reconstruct the eroded coastal landscape in the mid-Holocene was performed by Zhang et al. (2014) at a local scale. The reconstruction was based on an extrapolation of the shape of present-day remnants of erodible coast by a fitted spline function using the morphology of the backland as a reference. Based on the identified major source and sink terms and on the associated transport pathways exemplified in this study, it might also be feasible to apply the same method to reconstruct eroded coasts at a centennial to millennial timescale.

## 6 Conclusions

This study presents a spatially high-resolution ($0.01° \times 0.01°$) paleogeographic reconstruction of the Baltic Sea basin, including the coastal evolution of the Baltic Sea for the Holocene since the end of the Baltic Ice Lake stage at 11.7 kyr BP. These data describe the surface structure of the study area, climate-induced eustatic sea-level change, the glacio-isostatic vertical movement of the Earth's crust, and the thickness of sediment deposition in the Baltic Sea basin. Local datasets of sediment thickness from open sources, including existing literature and data portals with public access, were compiled and complemented by numerical interpolation and extrapolation to generate a consistent regional map of Holocene sediment thickness for the entire Baltic Sea. The map shows that relatively thick Holocene sediments are deposited in the southern and central parts of the Baltic Sea, filling the sub-basins, including the Arkona, Bornholm, Eastern and Western Gotland, and northern central basins, with a maximum thickness of up to 36 m. In addition, some shallower coastal areas in the southern Baltic Sea also host localized deposits with a thickness of more than 20 m, mostly associated with alongshore sediment transport and formation of barrier islands and spits. In contrast to the southern Baltic Sea, the thickness of Holocene sediments in the northern Baltic Sea is relatively low, mostly less than 6 m. The total mass of Holocene sediment in the Baltic Sea is estimated to be between $0.81 \times 10^{12}$ and $1.82 \times 10^{12}$ t, corresponding to an annual sediment accumulation rate between $0.69 \times 10^{8}$ and $1.56 \times 10^{8}$ t yr$^{-1}$.

For the first time, the paleogeographic reconstruction of the Baltic Sea for the Holocene was achieved by a combination of crustal deformation (GIA), eustatic water-level change, and sediment thickness considering the disconnection of the paleo-North Sea and the easterly freshwater body during the Ancylus Lake stage. The model results are validated by comparison with field-based proxy data interpretation. This comparison improves the reconstruction of the hydrographic connection between the Baltic Sea and the North Sea in the marginal zone of the former Fennoscandian Ice Sheet. Our work thus represents a further step towards a consistent methodology to reconstruct the formation of marginal seas during transgression/regression cycles, including not only tropical and subtropical climate zones but also polar and subpolar marginal seas impacted by the regional dynamics of ice sheets.

**Data availability.** Publicly available datasets were analyzed in this study. The present-day digital elevation model of the Baltic Sea is derived from the GEBCO_2023 Grid (https://doi.org/10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b, GEBCO Bathymetric Compilation Group, 2023). Seismic profiles in the Gotland Basin were kindly provided by Peter Feldens from the Leibniz Institute for Baltic Sea Research (IOW). Gridded Holocene sediment thickness data produced in this study can be found at Mendeley Data (https://doi.org/10.17632/k45mff2ccy.1, Zhang, 2024)

**Supplement.** The supplement related to this article is available online at https://doi.org/10.5194/esd-16-585-2025-supplement.

**Author contributions.** WZ designed and supervised the study. JM collected, digitized, and processed sediment data and the eu-

static sea-level curve of the study area. He also generated the paleogeographic maps by numerical modeling supervised by JH. AG provided the data and GIA scenarios used for paleogeographic modeling and contributed related text descriptions. PA applied the convolutional neural network to fill the data gaps in the sediment thickness. CD assisted in the collection, digitization, and generation of the sediment thickness map. JM and WZ wrote the original article. All authors contributed to article revision.

**Competing interests.** The contact author has declared that none of the authors has any competing interests.

**Disclaimer.** Publisher's note: Copernicus Publications remains neutral with regard to jurisdictional claims made in the text, published maps, institutional affiliations, or any other geographical representation in this paper. While Copernicus Publications makes every effort to include appropriate place names, the final responsibility lies with the authors.

**Acknowledgements.** This study is an outcome of the project "Morphological evolution of coastal seas – past and future" (https://marginalseas.ddeworld.org/margseas-rd-research-project, last access: 25 May 2024) funded by the Deep-time Digital Earth program (https://www.ddeworld.org/, last access: 25 May 2024). It is also supported by the Helmholtz PoF program "The Changing Earth – Sustaining our Future" (Topic 4: Coastal zones at a time of global change). We thank for Peter Feldens for providing seismic data and Labiqa Zahid for her assistance in the collection, digitization, and generation of the sediment thickness map.

**Financial support.** This research has been jointly supported by the Deep-time Digital Earth program in its project "Morphological evolution of coastal seas – past and future" and the Helmholtz PoF IV program "The Changing Earth – Sustaining our Future" in its Topic 4: Coastal zones at a time of global change.

The article processing charges for this open-access publication were covered by the Helmholtz-Zentrum Hereon.

**Review statement.** This paper was edited by Ira Didenkulova and reviewed by Aart Kroon and two anonymous referees.

## References

Andrén, E., Andrén, T., and Sohlenius, G.: The Holocene history of the southwestern Baltic Sea as reflected in a sediment core from the Bornholm Basin, Boreas, 29, 233–250, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2000.tb00981.x, 2000.

Andrén, T., Lindeberg, G., and Andrén, E.: Evidence of the final drainage of the Baltic Ice Lake and the brackish phase of the Yoldia Sea in glacialvarves from the Baltic Sea, Boreas, 31, 226–238, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01069.x, 2002.

Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., and Anjar, J.: The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka, in: The Baltic Sea Basin. Central and Eastern European Development Studies (CEEDES), edited by: Harff, J., Björck, S., and Hoth, P., Springer, Berlin, Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_4, 2011.

Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W., and Nichols, M. C.: Handbook of Mineralogy III (Halides, Hydroxides, Oxides), Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, United States, ISBN 0 9622097 2 4, 2009.

Allen, P. A. and Allen, J. R.: Basin Analysis – Priciples and Applications, Blackwell Publishing, Oxford, 1–549, ISBN: 1118685490, 9781118685495, 2008.

Atkinson, K. E.: An Introduction to Numerical Analysis, 2nd edn., John Wiley Sons, New York, ISBN: 0471624896, 9780471624899, 0471500232, 9780471500230, 1989.

Becker, J. J., Sandwell, D. T., Smith, W. H. F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S.-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., and Weatherall, P.: Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, Mar. Geod., 32, 355–371, https://doi.org/10.1080/01490410903297766, 2009.

Belkhiri, L., Tiri, A., and Mouni, L.: Spatial distribution of the groundwater quality using kriging and Co-kriging interpolations, Groundwater for Sustainable Development, 11, 100473, https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100473, 2020.

Berglund, M.: Early Holocene in Gästrikland, east central Sweden: shore displacement and isostatic recovery, Boreas, 41, 263–276, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00228.x, 2012.

Berra, F., Jadoul, F., and Anelli, A.: Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: coupling sea-level and climate changes, Palaeogeogr. Palaeocl., 290, 138–150, https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.06.037 , 2010.

Bērziņš, V., Lübke, H., Berga, L., Ceriņa, A., Kalniņa, L., Meadows, J., Muižniece, S., Paegle, S., Rudzīte, M., and Zagorska, I.: Recurrent Mesolithic–Neolithic occupation at Sise (western Latvia) and shoreline displacement in the Baltic Sea Basin, Holocene, 26, 1319–1325, https://doi.org/10.1177/0959683616638434, 2016.

Björck, S.: A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP, Quatern. Int., 27, 19–40, https://doi.org/10.1016/1040-6182(94)00057-C, 1995.

Björck, S.: The late Quaternary development of the Baltic Sea basin, in: Assessment of climate change for the Baltic Sea Basin, Springer, 398–407, ISBN: 978-3-540-72785-9, 2008.

Bobertz, B., Harff, J., and Bohling, B.: Parameterisation of clastic sediments including benthic structures, J. Marine Syst., 75, 371–381, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.06.010, 2009.

Bola, A. and Kayode, J. S.: An evaluation of digital elevation modeling in GIS and Cartography, Geo-Spatial Information Science, 17, 139–144, https://doi.org/10.1080/10095020.2013.772808, 2014.

Boston, T., Van Dijk, A., Larraondo, P. R., and Thackway, R.: Comparing CNNs and Random Forests for Landsat Image Segmentation Trained on a Large Proxy Land Cover Dataset, Remote Sens.-Basel, 14, 3396, https://doi.org/10.3390/rs14143396, 2022.

Christiansen, C., Kunzendorf, H., Emeis, K.-C., Endler, R., Struck, U., Neumann, T., and Sivkov, V.: Temporal and spatial sedimentation rate variabilities in the eastern Gotland Basin, the Baltic Sea, Boreas, 31, 65–74, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2002.tb01056.x, 2002.

Covington, J. H. and Kenelly, P.: Paleotopographic influences of the Cretaceous/Tertiary angular unconformity on uranium mineralization in the Shirley Basin, Wyoming, J. Maps, 14, 589–596, https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1512014, 2018.

Damušytė, A.: Post-glacial geological history of the Lithuanian coastal area, Doctoral Dissertation, Physical Sciences, Geology, Vilnus, https://epublications.vu.lt/object/elaba:2045985/index.html (last access: 5 June 2024), 2011.

Dudzińska-Nowak, J.: Morphodynamic processes of the Swina Gate coastal zone development (southern Baltic Sea), in: Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East: Past and Future Projection, 219–255, https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2_11, 2017.

Einsele, G.: Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes – overview, Sediment. Geol., 104, 11–37, https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00118-2, 1996.

Emelyanov, E.: Geology of the Gdańsk Basin, Russian Academy of Sciences, Atlantic Branch of P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Yantarny skaz, Russian Federation, 2002.

Endler, M., Endler, R., Bobertz, B., Leipe, T., and Arz, H. W.: Linkage between acoustic parameters and seabed sediment properties in the south-western Baltic Sea, Geo-Mar. Lett., 35, 145–160, https://doi.org/10.1007/s00367-015-0397-3, 2015.

Farrell, W. and Clark, J.: On Postglacial Sea Level, Geophys. J. Int., 46, 647–667, https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb01252.x, 1976.

Feng, B., He, Y., Li, H., Li, T., Du, X., Huang, X., and Zhou, X.: Paleogeographic reconstruction of an ancient source-to-sink system in a lacustrine basin from the Paleogene Shahejie formation in the Miaoxibei area (Bohai Bay basin, east China), Front. Earth Sci., 11, 1247723, https://doi.org/10.3389/feart.2023.1247723, 2023.

Gale, A. S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W. J., Young, J. R., and Phansalkar, V.: Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: Evidence for Milankovitch control on sea level, Geology, 30, 291–294, https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030%3C0291:GCOCUC%3E2.0.CO;2, 2002.

GEBCO Bathymetric Compilation Group: The GEBCO_2023 Grid – a continuous terrain model of the global oceans and land, NERC EDS British Oceanographic Data Centre NOC [data set], https://doi.org/10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b, 2023.

GEBCO Compilation Group: GEBCO 2023 Grid, https://doi.org/10.5285/f98b053b-0cbc-6c23-e053-6c86abc0af7b, 2023.

Gelumbauskaitė, L. Ž.: Character of sea level changes in the subsiding south-eastern Baltic Sea during Late Quaternary, Baltica, 22, 23–36, 2009.

Glückert, G.: Post-glacial shore-level displacement of the Baltic in SW Finland, Ann. Acad. Sci. Fenn. Ser. A III, 118, ISBN: 951-41-0268-1, 1976.

Gonet, T. and Gonet, K.: Alternative Approach to Evaluating Interpolation Methods of Small and Imbalanced Data Sets, Geomatics and Environmental Engineering, 11, 49–65, https://doi.org/10.7494/geom.2017.11.3.49, 2017.

Goovaerts, P.: Ordinary cokriging revisited, Math. Geol., 30, 21–42, 1998.

Groh, A. and Harff, J.: Relative sea-level changes induced by glacial isostatic adjustment and sediment loads in the Beibu Gulf, South China Sea, Oceanologia, 65, 249–259, https://doi.org/10.1016/j.oceano.2022.09.001, 2023.

Groh, A., Richter, A., and Dietrich, R.: Recent Baltic Sea Level Changes Induced by Past and Present Ice Masses, in: Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East. Coastal Research Library, Vol. 19, edited by: Harff, J., Furmańczyk, K., and von Storch, H., Springer, Cham, https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2_4, 2017.

Grudzinska, I., Saarse, L., Vassiljev, J., and Heinsalu, A.: Mid- and late-Holocene shoreline changes along the southern coast of the Gulf of Finland, B. Geol. Soc. Finland, 85, 19–34, https://doi.org/10.17741/bgsf/85.1.002, 2013.

Grudzinska, I., Saarse, L., Vassiljev, J., and Heinsalu, A.: Biostratigraphy, shoreline changes and origin of the Limnea Sea lagoons in northern Estonia: the case study of Lake Harku, Baltica, 27, 59481411, https://doi.org/10.5200/baltica.2014.27.02, 2014.

Grund, S. and Geiger, J.: Sedimentologic modelling of the Ap-13 hydrocarbon reservoir, Central European Geology, 54, 327–344, https://doi.org/10.1556/CEuGeol.54.2011.4.2, 2011.

Gudelis, V. and Emelyanov, E. (Eds.): Geology of the Baltic Sea, Mokslas Publishers, 1976.

Habicht, H. L., Rosentau, A., Jõeleht, A., Heinsalu, A., Kriiska, A., Kohv, M., Hang, T., and Aunap, R.: GIS-based multiproxy coastline reconstruction of the eastern Gulf of Riga, Baltic Sea, during the Stone Age, Boreas, 46, 83–99, https://doi.org/10.1111/bor.12157, 2017.

Hall, A. and van Boeckel, M.: Origin of the Baltic Sea basin by Pleistocene glacial erosion, GFF, 142, 237–252, https://doi.org/10.1080/11035897.2020.1781246, 2020.

Hansson, A., Nilsson, B., Sjöström, A., Björck, S., Holmgren, S., Linderson, H., Magnell, O., Rundgren, M., and Hammarlund, D.: A submerged Mesolithic lagoonal landscape in the Baltic Sea, south-eastern Sweden–Early Holocene environmental reconstruction and shore-level displacement based on a multiproxy approach, Quatern. Int., 463, 110–123, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.059, 2018.

Harff, J., Lemke, W., Lampe, R., Lüth, F., Lübke, R., Meyer, M., Tauber, F., and Schmölcke, U.: The Baltic Sea Coast – a Model of Interrelations between Geosphere, Climate and Anthroposphere, in: Coastline Change – Interrelation of Climate and Geological Processes, Spec. Pap. 426, edited by: Harff, J., Hay, W. W., and Tetzlaff, D., The Geological Society of America, 133–142, https://doi.org/10.1130/2007.2426(09), 2007.

Harff, J., Endler, R., Emelyanov, E., Kotov, S., Leipe, T., Moros, M., Olea, R. A., Tomczak, M., and Witkowski, A.: Late Quaternary Climate Variations reflected in Baltic Sea Sediments, in: The Baltic Sea Basin, edited by: Harff, J., Björck, S., and Hoth, P., Springer, Berlin et al., 99–132, https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_5, 2011.

Harff, J., Deng, J., Dudzinska-Nowak, J., Fröhle, P., Groh, A., Hünicke, B., Soomere, T., and Zhang, W.: What Determines the Change of Coastlines in the Baltic Sea?, in: Coastline Changes of the Baltic Sea from South to East – Past and Future Projec-

tion Coastal Research Library, Vol. 19, edited by: Harff, J., Furmanczyk, K., and von Storch, H., Springer, Heidelberg, 15–35, https://doi.org/10.1007/978-3-319-49894-2_4, 2017.

Hay, W. W., Shaw, C. A., and Wold, C. N.: Mass-balanced paleogeographic reconstructions, Geol. Rundsch., 78, 207–242, https://doi.org/10.1007/BF01988362, 1989.

Heinsalu, A. and Veski, S.: The history of the Yoldia Sea in Northern Estonia: palaeoenvironmental conditions and climatic oscillations, Geol. Q., 51, 295–306, 2007.

Hulskamp, R., Luijendijk, A., van Maren, B., Moreno-Rodenas, A., Calkoen, F., Kras, E., Lhemitte, S., and Aarninkhof, S.: Global distribution and dynamics of muddy coasts, Nat. Commun., 14, 8259, https://doi.org/10.1038/s41467-023-43819-6, 2023.

Jakobsson, M., Björck, S., Alm, G., Andrén, T., Lindeberg, G., and Svensson, N. O.: Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume, Global Planet. Change, 57, 355–370, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.01.006, 2007.

Jakobsson, M., Stranne, C., O'Regan, M., Greenwood, S. L., Gustafsson, B., Humborg, C., and Weidner, E.: Bathymetric properties of the Baltic Sea, Ocean Sci., 15, 905–924, https://doi.org/10.5194/os-15-905-2019, 2019.

Karle, M., Bungenstock, F., and Wehrmann, A.: Holocene coastal landscape development in response to rising sea level in the Central Wadden Sea coastal region, Neth. J. Geosci., 100, e12, https://doi.org/10.1017/njg.2021.10, 2021.

Kaskela, A. M., Kotilainen, A. T., Al-Hamdani, Z., Leth, J. O., and Reker, J.: Seabed geomorphic features in a glaciated shelf of the Baltic Sea, Estuar. Coast. Shelf S., 100, 150–161., https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.01.008 , 2012.

Konomi, B. A., Kang, E. L., Almomani, A., and Hobbs, J.: Bayesian Latent Variable Co-kriging Model in Remote Sensing for Quality Flagged Observations, J. Agr. Biol. Envir. St., 28, 1–19, https://doi.org/10.48550/arXiv.2208.08494, 2023.

Lajczak, A. and Jansson, M. B.: Suspended Sediment Yield in the Baltic Drainage Basin, Hydrol. Res., 24, 31–52, https://doi.org/10.2166/nh.1993.0003, 1993.

Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, J., and Svensson, N. O.: The Scandinavian ice sheet: from MIS 4 to the end of the last glacial maximum, Boreas, 39, 410–435, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00140.x, 2010.

Lampe, R. and Janke, W.: The Holocene sea level rise in the Southern Baltic as reflected in coastal peat sequences, Special papers 11, Polish Geological Institute, 19–29, 2004.

Lampe, R., Endtmann, E., Janke, W., and Meyer, H.: Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka, E&G Quaternary Science Journal, 59, 3–20, https://doi.org/10.3285/eg.59.1-2.01, 2011.

Leenaers, H., Burrough, P. A., and Okx, J. P.: Efficient mapping of heavy metal pollution on floodplains by co-kriging from elevation data, in: Three Dimensional Applications in GIS, CRC Press, 37–50, https://doi.org/10.1201/9781003069454-4, 2020.

Leipe, T., Tauber, F., Vallius, H., Virtasalo, J., Uścinowicz, S., Kowalski, N., Hille, S., Lindgren, S., and Myllyvirta, T.: Particulate organic carbon (POC) in surface sediments of the Baltic Sea, Geo-Mar. Lett., 31, 175–188, https://doi.org/10.1007/s00367-010-0223-x, 2011.

Lemke, W.: Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, ISSN 0939-396X, 1998.

Lemke, W., Jensen, J. B., Bennike, O., Endler, R., Witkowski, A., and Kuijpers, A.: Hydrographic thresholds in the western Baltic Sea: Late Quaternary geology and the Dana River concept, Mar. Geol., 176, 191–201, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00152-9, 2001.

Libina, N. V. and Nikiforov, S. L.: Digital Elevation Models of the Bottom in the Operational Oceanography System, Oceanology, 60, 854–860, https://doi.org/10.1134/S0001437020050124, 2020.

Lindén, M., Möller, P. E. R., Björck, S., and Sandgren, P. E. R.: Holocene shore displacement and deglaciation chronology in Norrbotten, Sweden, Boreas, 35, 1–22, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01109.x, 2006.

Liu, L., Xing, F., Li, Y., Han, Y., Wang, Z., Zhi, X., Wang, G., Feng, L., Yang., B., Lei., Y., Fan, Z., and Du., W.: Study of the geostatistical grid maths operation method of quantifying water movement in soil layers of a cotton field, Irrig. Drain., 69, 1146–1156, https://doi.org/10.1002/ird.2513, 2020a.

Liu, N., He, T., Tian, Y., Wu, B., Gao, J., and Xu, Z.: Common azimuth seismic data fault analysis using residual U-Net, Interpretation, 8, 1–41, https://doi.org/10.1190/int-2019-0173.1, 2020b.

Liu, Y., Huang, H., Qi, Y., Liu, X., and Yang, X.: Holocene coastal morphologies and shoreline reconstruction for the southwestern coast of the Bohai Sea, China, Quaternary Res., 86, 144–161, https://doi.org/10.1016/j.yqres.2016.06.002, 2016.

Lõugas, L. and Tomek, T.: Marginal effect at the coastal area of Tallinn Bay: The marine, terrestrial and avian fauna as a source of subsistence during the Late Neolithic. Man, his time, artefacts, and paces, Collection of articles dedicated to Richard Indreko, Muinasaja teadus, 19, 463–485, 2013.

Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G., and Aarninkhof, S.: The State of the World's Beaches, Sci. Rep.-UK, 8, 6641, https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6, 2018.

Matthäus, W. and Franck, H.: Characteristics of major Baltic inflows – a statistical analysis, Cont. Shelf Res., 12, 1375–1400, https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W, 1992.

Maystrenko, Y., Bayer, U., Brink, H. J., and Littke, R.: The Central European Basin System – an Overview, in: Dynamics of Complex Intracontinental Basins, edited by: Littke, R., Bayer, U., Gajewski, D., and Nelskamp, S., Springer, Berlin, Heidelberg, https://doi.org/10.1007/978-3-540-85085-4_2, 2008.

Mentaschi, L., Vousdoukas, M. I., Pekel, J. F., Voukouvalas, E., and Feyen, L.: Global long-term observations of coastal erosion and accretion, Sci. Rep.-UK, 8, 12876, https://doi.org/10.1038/s41598-018-30904-w, 2018.

Miettinen, A.: Relative sea level changes in the eastern part of the Gulf of Finland during the last 8000 years, Ann. Acad. Sci. Fenn., Ser. A III 162, 5–91, ISBN: 951-41-0915-5, 2002.

Miluch, J., Osadczuk, A., Feldens, P., Harff, J., Maciąg, Ł., and Chen, H.: Seismic profiling-based investigation of geometry and sedimentary architecture of the late Pleistocene delta in the Beibu Gulf, SW of Hainan Island, J. Asian Earth Sci., 205, 104611, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104611, 2021.

Miluch, J., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Harff, J., Jiang, T., Chen, H., Borówka R. K., and McCartney, K.: Multivariate

geostatistical modeling of seismic data: Case study of the Late Pleistocene paleodelta architecture (SW off-shore Hainan Island, South China Sea), Mar. Petrol. Geol., 136, 105467, https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105467, 2022.

Myers, D. E.: Matrix formulation of co-kriging, J. Int. Ass. Math. Geol., 14, 249–257, 1982.

Myers, D. E.: Co-kriging – new developments, in: Geostatistics for Natural Resources Characterization: Part 1, Springer, Dordrecht, 295–305, https://doi.org/10.1007/978-94-009-3699-7, 1984.

Neumann, B., Vafeidis, A. T., Zimmermann, J., and Nicholls, R. J.: Future Coastal Population Growth and Exposure to Sea-Level Rise and Coastal Flooding – A Global Assessment, PLoS One, 10, e0118571, https://doi.org/10.1371/journal.pone.0118571, 2015.

Paszke, A., Gross, S., Massa, F., Lerer, A., Bradbury, J., Chanan, G., Kileen, T., Lin, Z., Gimelshein, N., Antiga, L., Desmaison, A., Kopf, A., Yang, E., DeVito, Z., Raison, M., Tejani, A., Chilamkurthy, S., Steiner, B., Fang, L., Bai, J., and Chintala, S.: PyTorch: An Imperative Style, High-Performance Deep Learning Library. in: Advances in Neural Information Processing Systems 32, edited by: Wallach, H., Larochelle, H., Beygelzimer, A., d'Alché-Buc, F., Fox, E., and Garnett, R., Curran Associates, Inc. Publisher's Version, 8024–8035, https://doi.org/10.48550/arXiv.1912.01703, 2019.

Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P. L., Stroeven, A. P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., and Hall, A. M.: Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex, Quaternary Sci. Rev., 169, 148–172, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019, 2017.

Peltier, W.: Postglacial variations in the level of the sea: Implications for climate dynamics and solid-earth geophysics, Rev. Geophys., 36, 603–689, https://doi.org/10.1029/98RG02638, 1998.

Peltier, W.: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE, Annu. Rev. Earth Pl. Sc., 32, 111–149, https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.082503.144359, 2004.

Peltier, W. R.: Global sea level rise and glacial isostatic adjustment, Global Planet. Change, 20, 93–123, https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00066-6, 1999.

Peltier, W. R.: Postglacial coastal evolution: Ice–ocean–solid Earth interactions in a period of rapid climate change, in: Coastline Changes: Interrelation of Climate and Geological Processes: Geological Society of America Special Paper, edited by: Harff, J., Hay, W. W., and Tetzlaff, D. M., 426, 5–28, https://doi.org/10.1130/2007.2426(02), 2007.

Ponomarenko, E.: Holocene palaeoenvironment of the central Baltic Sea based on sediment records from the Gotland Basin, Regional Studies in Marine Science, 63, 102992, https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.102992, 2023.

Porz, L., Zhang, W., and Schrum, C.: Density-driven bottom currents control development of muddy basins in the southwestern Baltic Sea, Mar. Geol., 438, 106523, https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106523, 2021.

Pruszak, Z., van Ninh, P., Szmytkiewicz, M., Manh Hung, N., and Ostrowski, R.: Hydrology and morphology of two river mouth regions (temperate Vistula Delta and subtropical Red River Delta), Oceanologia, 47, 365–385, 2005.

Razas, M. A., Hassan, A., Khan, M. U., Emach, M. Z., and Saki, S. A.: A critical comparison of interpolation techniques for digital terrain modelling in mining, J. S. Afr. I. Min. Metall., 123, 53–62, https://doi.org/10.17159/2411-9717/2271/2023, 2023.

Ronneberger, O., Fischer, P., and Brox, T.: U-Net: Convolutional Networks for Biomedical Image Segmentation, in: Medical Image Computing and Computer-Assisted Intervention (MICCAI), LNCS, vol. 9351, Springer, 234–241, https://doi.org/10.48550/arXiv.1505.04597, 2015.

Root, B. C., van der Wal, W., Novák, P., Ebbing, J., and Vermeersen, L. L. A.: Glacial isostatic adjustment in the static gravity field of Fennoscandia, J. Geophys. Res.-Sol. Ea., 120, 503–518, https://doi.org/10.1002/2014JB011508, 2015.

Rosentau, A., Harff, J., Oja, T., and Meyer, M.: Postglacial rebound and relative sea level changes in the Baltic Sea since the Litorina transgression, Baltica, 25, 113–120, https://doi.org/10.5200/baltica.2012.25.11, 2012.

Rosentau, A., Muru, M., Kriiska, A., Subetto, D. A., Vassiljev, J., Hang, T., Gerasimov, D., Nordqvist, K., Ludikova, A., Lõugas, L., Raig, H., Kihno, K., Aunap, R., and Letyka, N.: Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland, Boreas, 42, 912–931, https://doi.org/10.1111/bor.12004, 2013.

Rosentau, A., Bennike, O., Uścinowicz, S., and Miotk-Szpiganowicz, G.: The Baltic Sea Basin, in: Submerged landscapes of the European continental shelf: quaternary paleoenvironments, John Wiley & Sons, 103–133, https://doi.org/10.1002/9781118927823.ch5, 2017.

Rosentau, A., Klemann, V., Bennike, O., Steffen, H., Wehr, J., Latinović, M., Bagge, M., Ojala, A., Berglund, M., Becher, G. P., Schoning, K., Hansson, A., Nielsen, L., Clemmensen, L. B., Hede, M. U., Kroon, A., Pejrup, M., Sander, L., Stattegger, K., Schwarzer, K., Lampe, R., Lampe, M., Uścinowicz, S., Bitinas, A., Grudzinska, I., Vassiljev, J., Nirgi, T., Kublitskiy, Y., and Subetto, D.: A Holocene relative sea-level database for the Baltic Sea, Quaternary Sci. Rev., 266, 107071, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107071, 2021.

Ryabchuk, D. V., Sergeev, A. Y., Prishchepenko, D. V., Zhamoida, V. A., Elkina, D. V., Piskarev, A. L., Bashirova, L. D., Ponomarenko, E. P., Budanov, L. M., Grigoriev, A. G., and Evdokimenko, A. V.: Impact of climate change on sedimentation processes in the eastern Gulf of Finland during the Middle to Late Holocene, Boreas, 50, 381–403, https://doi.org/10.1111/bor.12500, 2020.

Saarnisto, M.: Holocene emergence history and stratigraphy in the area north of the Gulf of Bothnia, Suomalainen tiedeakatemia, ISBN: 951-41-0409-9, 1981.

Sandwell, D. T., Gille, S. T., and Smith, W. H. F. (Eds.): Bathymetry from Space: Oceanography, Geophysics, and Climate, Geoscience Professional Services, Bethesda, Maryland, 24, https://topex.ucsd.edu/marine_grav/bathy_from_space_workshop.pdf (last access: 25 May 2024), 2002.

Schmedemann, N., Schafmeister, M. T., and Hoffmann, G.: Numeric de-compaction of Holocene sediments, Polish Geological Institute Special Papers 23, 87–94, 2008.

Shaw, J., Piper, D. J. W., Fader, G. B. J., King, E. L., Todd, B. J., Bell, T., Batterson, M. J., and Liverman, D. G. E.: A conceptual model of the deglaciation of Atlantic Canada, Quaternary Sci. Rev., 25, 2059–2081, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.03.002, 2006.

Sohlenius, G., Emeis, K. C., Andrén, E., Andrén, T., and Kohly, A.: Development of anoxia during the Holocene fresh–brackish water transition in the Baltic Sea, Mar. Geol., 177, 221–242, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00174-8, 2001.

Spada, G. and Stocchi, P.: SELEN: A Fortran 90 program for solving the "sea-level equation", Comput. Geosci., 33, 538–562, https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.08.006, 2007.

Spada, G., Melini, D., Galassi, G., and Colleoni, F.: Modeling sea level changes and geodetic variations by glacial isostasy: the improved SELEN code, arXiv [preprint], https://doi.org/10.48550/arXiv.1212.5061, 2012.

Statteger, K. and Leszczyńska, K.: Rapid sea-level rise during the first phase of the Littorina transgression in the western Baltic Sea, Oceanologia, 65, 202–210, https://doi.org/10.1016/j.oceano.2022.05.001, 2023.

Steffen, H. and Wu, P.: Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modeling, J. Geodyn., 52, 169–204, https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.03.002, 2011.

Stokes, C. R., Tarasov, L., Blomdin, R., Cronin, T. M., Fisher, T. G., Gyllencreutz, R., Hätterstand, C., Heyman, J., Hindmarsh, R. C. A., Hughes, A. L. C., Jakobsson, M., Kirchner, N., Livingstonen, S. J., Margold, M., Murton, J. B., Noormets, R., Peltier, W. R., Peteet, D. M., Piper, D. J. W., Preusser, F., Renssen, H., Roberts, D. H., Rocher, D. M., Saint-Ange, F., Stroven, A. P., and Teller, J. T.: On the reconstruction of palaeo-ice sheets: recent advances and future challenges, Quaternary Sci. Rev., 125, 15–49, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.016, 2015.

Sturt, F., Garrow, D., and Bradley, S.: New models of North West European Holocene paleogeography and inundation, J. Archaeol. Sci., 40, 3963–3976, https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.05.023, 2013.

Uehara, K., Scourse, J. D., Horsburgh, K. J., Lambeck, K., and Purcell, A. P.: Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present, J. Geophys. Res., 111, C09025, https://doi.org/10.1029/2006JC003531, 2006.

Uścinowicz, S.: Geological Atlas of the Southern Baltic – Holocene thickness, Polish Geological Institute, 1998.

Uścinowicz, S.: A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea, Quatern. Int., 145–146, 86–105, https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.07.007, 2006.

Uścinowicz, S.: The Baltic Sea continental shelf, in: Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle, edited by: Chiocci, F. L. and Chivas, A. R., Vol. 41, Geological Society Memoir, 69–89, https://doi.org/10.1144/m41.7, 2014.

Uścinowicz, S.: Hel Peninsula–geological structure and history. Assessing the Baltic Sea Earth System, in: 4th Baltic Earth Conference, Jastarnia, Poland, 30 May–3 June 2022.

Uścinowicz, S., Miotk-Szpiganowicz, G., Krąpiec, M., Witak, M., Harff, J., Lübke, H., and Tauber, F.: Drowned forests in the Gulf of Gdańsk (Southern Baltic) as an indicator of the Holocene shoreline changes, in: The Baltic Sea Basin, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 219–231, https://doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_11, 2011.

Van der Molen, J. and Van Dijck, B.: The evolution of the Dutch and Belgian coasts and the role of sand supply from the North Sea, Global Planet. Change, 27, 223–244, 2000.

Varela, A. N.: Tectonic control of accommodation space and sediment supply within the Mata Amarilla Formation (lower Upper Cretaceous) Patagonia, Argentina, Sedimentology, 62, 867–896, https://doi.org/10.1111/sed.12164, 2015.

Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L., and Kaufmann, G.: Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea), Quaternary Sci. Rev., 26, 3249–3275, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.014, 2007.

Vött, A.: Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene, Quaternary Sci. Rev., 26, 894–919, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.004, 2007.

Wackernagel, H.: Multivariate geostatistics: an introduction with applications, Springer Science & Business Media, https://doi.org/10.1007/978-3-662-05294-5, 2003.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M.: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, Quaternary Sci. Rev., 21, 295–305, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9, 2002.

Wallmann, K., Diesing, M., Scholz, F., Rehder, G., Dale, A. W., Fuhr, M., and Suess, E.: Erosion of carbonate-bearing sedimentary rocks may close the alkalinity budget of the Baltic Sea and support atmospheric $CO_2$ uptake in coastal seas, Front. Mar. Sci., 9, 968069, https://doi.org/10.3389/fmars.2022.968069, 2022.

Wang, X., Zhang, W., Xie, X., Chen, H., and Chen, B.: Holocene sedimentary distribution and morphological characteristics reworked by East Asian monsoon dynamics in the Mekong River shelf, South Vietnam, Estuar. Coast. Shelf S., 302, 108784, https://doi.org/10.1016/j.ecss.2024.108784, 2024.

Watts, A. B.: Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level, Nature, 297, 469–474, 1982.

Weisse, R., Dailidienė, I., Hünicke, B., Kahma, K., Madsen, K., Omstedt, A., Parnell, K., Schöne, T., Soomere, T., Zhang, W., and Zorita, E.: Sea level dynamics and coastal erosion in the Baltic Sea region, Earth Syst. Dynam., 12, 871–898, https://doi.org/10.5194/esd-12-871-2021, 2021.

Winterhalter, B.: On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation, Geological Survey of Finland, Bulletin 258, Geologinen Tutkimuslaitos, Otaniemi, Finland, ISBN: 9516900038, 1972.

Wu, C. Y., Wei, X., Ren, J., Bao, Y., He, Z. G., Lei, Y. P., Shi, H. Y., and Zhang, W.: Morphodynamics of the rock-bound outlets of the Pearl River estuary, South China – A preliminary study, J. Marine Syst., 82, 17–27, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.02.002, 2010.

Wulff, F., Stigebrandt, A., and Rahm, L.: Nutrient dynamics of the Baltic Sea, Ambio, 148, 126–133, https://doi.org/10.1007/978-3-662-04453-7_13, 1990.

Xiong, P., Dudzińska-Nowak, J., Harff, J., Xie, X., Zhang, W., Chen, H., Jiang, T., Chen, H., Miluch, J., Feldens, P., Maciąg, Ł., Osadczuk, A., Meng, Q., and Zorita, E.: Modeling paleogeographic scenarios of the last glacial cycle as a base for source-to-sink studies: an example from the northwestern shelf of the South China Sea, J. Asian Earth Sci., 203, 104542, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104542, 2020.

Yao, Y., Harff, J., Meyer, M., and Zhan, W.: Reconstruction of paleocoastlines for the northwestern south China sea since the last glacial maximum, Sci. China Earth Sci., 52, 1127–1136, https://doi.org/10.1007/s11430-009-0098-8, 2009.

Yilmaz, H. M.: The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study, Earth Surf. Proc. Land., 32, 1346–1361, https://doi.org/10.1002/esp.1473, 2007.

Zhang, P., Ke, Y., Zhang, Z., Wang, M., Li, P., and Zhang, S.: Urban Land Use and Land Cover Classification Using Novel Deep Learning Models Based on High Spatial Resolution Satellite Imagery, Sensors, 18, 3717, https://doi.org/10.3390/s18113717, 2018.

Zhang, W.: Holocene sediment thickness map for the Baltic Sea, Mendeley Data [data set], https://doi.org/10.17632/k45mff2ccy.1, 2024.

Zhang, W. and Arlinghaus, P.: Climate, Coast, and Morphology, in: Oxford Research Encyclopedia of Climate Science, Oxford University Press, https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190228620.013.814, 2022.

Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., Meyer, M., and Wu, C. Y.: A multi-scale centennial morphodynamic model for the southern Baltic coast, J. Coastal Res., 27, 890–917, https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00055.1, 2011a.

Zhang, W., Harff, J., and Schneider, R.: Analysis of 50 year wind data of the southern Baltic Sea for modelling coastal morphological evolution – a case study from the Darss-Zingst Peninsula, Oceanologia, 53, 489–518, https://doi.org/10.5697/oc.53-1-TI.489, 2011b.

Zhang, W., Harff, J., Schneider, R., Meyer, M., Zorita, E., and Hünicke, B.: Holocene morphogenesis at the southern Baltic Sea: simulation of multiscale processes and their interactions for the Darss-Zingst peninsula, J. Marine Syst., 129, 4–18, https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2013.06.003, 2014.

Zhang, W., Xiong, P., Meng, Q., Dudzińska-Nowak, J., Chen, H., Zhang, H., Zhou, F., Miluch, J., and Harff, J.: Morphogenesis of a late Pleistocene delta off the southwestern Hainan Island unraveled by numerical modeling, J. Asian Earth Sci., 195, 104351, https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104351, 2020.