

Analiza struktury przestrzennej i estymacja składu petrograficznego osadów fluwioglacjalnych Vistulianu w strefie marginalnej lobu Odry i na obszarach przyległych

Spatial structure analysis and estimation of petrographical composition of Vistulian fluvioglacial deposits within glaciomarginal zone in the Odra lobe and the adjacent regions

MARIA GÓRSKA-ZABIELSKA, ALFRED STACH

Instytut Paleogeografii i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
61-680 Poznań, ul. Dziegielowa 27; gorska@man.poznan.pl frdstach@amu.edu.pl

Zarys treści. Metodami geostatystycznymi przeanalizowano skład petrograficzny osadów fluwioglacjalnych lobu Odry i obszarów przyległych w celu określenia jego struktury przestrzennej. Zasięg autokorelacji poszczególnych składowych najczęściej wynosił 30–40 km, co w świetle mechanizmu transportu i depozycji materiału narzutowego może sugerować obecność w obrębie masy lodowej zindywidualizowanych, aktywnych stref ruchu lodu o takiej właśnie szerokości. Do interpolacji punktowych wartości parametrów petrograficznych wykorzystano także uzyskane modele struktury przestrzennej. Mapy bardziej reprezentatywnych statystycznie komponentów petrograficznych wskazują na istnienie naprzemianległych stref obniżonych i podwyższonych ich wartości o układzie prostopadłym do przebiegu strefy marginalnej. Obraz ten jest zgodny z omówionymi powyżej generalnymi cechami struktury przestrzennej analizowanych zmiennych, i potwierdza sugerowane istnienie w obrębie lobu Odry zindywidualizowanych strumieni lodowych.

Słowa kluczowe: analiza struktury przestrzennej, skład petrograficzny, osady fluwioglacjalne, lob Odry, faza pomorska, NE Niemcy, NW Polska.

Wstęp

Skały wychodni tarczy bałtyckiej oraz pokrywy osadowej Platformy Wschodnioeuropejskiej podlegały w plejstocenie wielokrotnej egzaracji glacialnej. Włączane w obręb masy nasuwającego się lądolodu skały przemieszczały się w nim aż po obszar Peribalticum, gdzie były deponowane jako narzutniaki. Zróżnicowana budowa geologiczna Fennoskandii pozwala, na podstawie cech petrograficznych osadów lodowcowych, wskazać źródła alimentacji oraz prawdopodobne kierunki dalekiego transportu glacialnego. Interpretując ostateczny obraz skła-

du petrograficznego żwirów osadów akumulacji lodowcowej nie można pominąć oddziaływania innych czynników, takich jak temperatura w stopie lądolodu, wpływ podłoża na dynamikę lądolodu czy rodzaj skały (m.in. Górska, 2003a; Górska-Zabielska, 2007).

W interpretacji danych petrograficznych główny nacisk kładziono dotychczas na identyfikację obszarów źródłowych materiału skalnego transportowanego przez lądolód (Lüttig, 1958, 1991, 1997, 1999, 2005; Meyer, 1983, 1986, 1995, 1998 a, b; Górska, 2000, 2002 c, 2003 a; Górska-Zabielska, 2007; Czubla, 2001; Lüttig i Meyer, 2002; Zabielski i Gałązka, 2003; Gałązka, 2004) i jego wody roztopowe (Lüttig, 1991, 1997, 1999, 2005; Meyer, 2000; Górska, 2002 a, b, c, 2003 b). Poza tym poddawane były one standardowej analizie statystycznej w ujęciu stratygraficznym i/lub przestrzennym, w celu wykazania różnic (lub ich braku) między różnymi horyzontami osadów (różnymi zlodowaceniami/fazami/nasunięciami), i/lub regionami (Zabielski, 2000, 2004, 2005).

Nigdy do tej pory, według najlepszej wiedzy autorów niniejszego opracowania, nie wykorzystano narzędzi statystyki przestrzennej do przetestowania hipotezy o możliwej autokorelacji przestrzennej (i być może także czasowej) tego typu danych. Gdyby owa istniała, jej identyfikacja mogłaby rzucić więcej światła na charakter i dynamikę transportu i sedymentacji glacialnej. Dałaby też szansę na stworzenie przestrzennego, a nie tylko punktowego, obrazu składu petrograficznego osadów glacialnych, a także obiektywne wskazanie takich lokalizacji do przyszłych badań, które z punktu widzenia zmienności przestrzennej zjawiska dostarczałyby najwięcej nowych informacji. Taka też była inspiracja podjęcia niniejszej pracy.

Obszar badań

Badania przeprowadzono na obszarze objętym lobem Odry, to jest wypustowym fragmentem lądolodu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia (ryc. 1; Keilhack, 1897, 1899; Kozarski, 1965 a, b; Roszko, 1968). Teren ten jest objęty szerszym projektem badawczym, mającym na celu odtworzenie warunków środowiska depozycji osadów oraz wskazanie skandynawskich obszarów alimentacyjnych frakcji żwirowych osadów lodowcowych zdeponowanych przez lądolód fazy pomorskiej (Górska, 2002 a, b, c, 2003 b, 2005, 2006 a, b; Górska-Zabielska, 2006; Górska i Zabielski, 2006).

We współczesnej rzeźbie obszaru dawnego lobu Odry i jego zaplecza dominują formy będące zapisem oscylacji, postępu i recesji lądolodu fazy pomorskiej (16,2 ka BP – Kozarski, 1995) ostatniego zlodowacenia. Na zapleczu najbardziej na południe wysuniętej części strefy glacijomarginalnej zaznacza się trójdzielność tej fazy (Galon, 1972; Karczewski, 1969, 1995; Kliewe i Kozarski, 1979): subfaza maksymalna = lob Odry (niem. *Pommersches Stadium*), faza chojeńska (niem. *Angermünde Staffel*) i faza mielecińska (niem. *Penkuner Staffel*).

W Uckermark wydziela się ponadto: *Parsteiner Staffel*, *Zichow-Golmer Staffel*, *Gerswalde* (– Lipiany) *Staffel*, *Ücker Staffel*, *Rosenthal* (– Szczecin) *Staffel* (Brose, 1978; Schroeder, 1994).

Przyjmując najbardziej powszechnie akceptowany przebieg strefy glaciomarginalnej dawnego lobu Odry od Storkowa Ińskiego po Feldberg, długość tego ciągu wynosi około 250 km. Polska część lobu Odry jest wyraźnie zaznaczona w morfologii, osiągając w kulminacji Głowacz w okolicy Ińska wysokość 180 m npm. oraz w kulminacji Raduń w okolicy Chojny 167,8 m npm. Najwyższa kulminacja lobu Odry po zachodniej stronie granicy znajduje się na południe od zastoiskowego jeziora Parstein, na wysokości 117 m npm. W kierunku północno-zachodnim kulminacje zmniejszają się do około 90 m npm.

Metodyka pracy

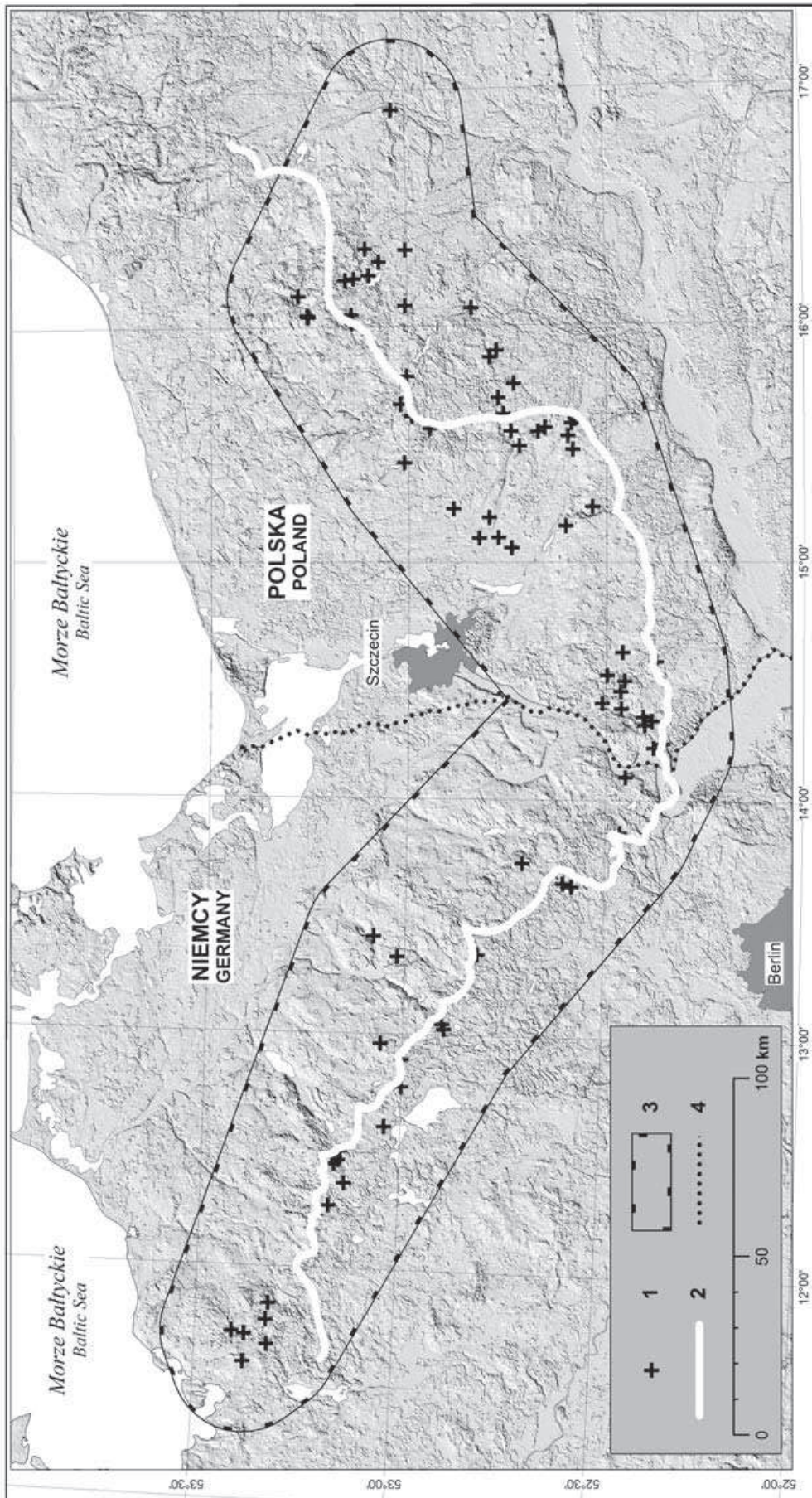
Analizę przestrzenną przeprowadzono na homogenicznej grupie 79 próbek pochodzących wyłącznie z osadów fluwioglacjalnych.

Stanowiska poboru próbek rozmieszczone były względnie równomierne wzdłuż strefy glaciomarginalnej fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia w północno-wschodnich Niemczech i północno-zachodniej Polsce (ryc. 1). Przez strefę glaciomarginalną rozumie się występujące w transekcie południkowym: część proksymalną sandru, dawną strefę przylodową i jej zaplecze.

Analizie petrograficznej poddano żwiry średnioziarniste, z frakcji 4,0–6,3–10,0 mm. Podstawą do wyboru właśnie tych frakcji były wcześniejsze badania współautorki (m.in. Górska, 2000, 2002 b, c, 2003 a, b) oraz możliwość przeprowadzenia analiz porównawczych w stosunku do licznych prac petrograficznych z krajów sąsiednich (Lüttig, 1957, 1958, 1995; Cepek, 1967, 1969; Panzig, 1989, 1992; Meyer, 1983; Böse, 1979, 1989; Albrecht, 1995; Krienke, 2003).

Z pobranej, statystycznie reprezentatywnej, próbki żwirów (co najmniej 300 sztuk) wydzielono 10 następujących grup petrograficznych: **Kr** – skały krystaliczne, **Wp1** – szare wapienie dolnopaleozoiczne, **Wp2** – czerwone wapienie dolnopaleozoiczne, **Wk** – wapienie kredowe (mezoz.), **Dp** – dolomity, **Pp** – piaskowce i kwarcyty, **Łp** – łupki i iłołupki paleozoiczne, **Krz** – krzemienie, **Qp** – kwarcy, **Qml** – kwarcy mleczne, **X** – inne. Przy klasyfikacji, podczas której zastosowano znane kryteria (tab. 2.4 w: Górska, 2000) korzystano z lupy geologicznej, 10% HCl i wskaźnika Magneson I (Cepek, 1969). W przypadku, kiedy po szlamowaniu próbki osadów lodowcowych uzyskano zbyt dużą próbkę żwirów, zredukowano jej liczebność metodą kwartowania (Rutkowski, 1995b).

Potencjalnym źródłem błędów analizy przestrzennej są zarówno te, jakie popełniono przy ustalaniu składu petrograficznego pobranych próbek, jak i niedokładności określenia położenia geograficznego stanowisk z których owe próby pobrano. Na terytorium Polski lokalizację stanowisk nanoszono na mapy



topograficzne w skali 1:10 000 w Państwowym Układzie Współrzędnych 1965 (PUW65). Prowadząc badania na terenie Niemiec korzystano z map topograficznych w skali 1:25 000 wydanych przez Landesvermessungsamt Mecklenburg-Vorpommern (*Topographische Karte* 1:25 000, wyd. 1, 1997, Schwerin, Niemcy). Były one wykonane w odwzorowaniu Gaussa-Krügera w układzie odniesienia Poczdam/DHDN (elipsoida Bessela 1841). Aby móc przeprowadzić obliczenia struktury przestrzennej składu petrograficznego konieczne było wyrażenie lokalizacji stanowisk we współrzędnych prostokątnych (do obliczenia odległości euklidesowej), w jednolitym dla obu obszarów układzie odniesienia. Przyjęto do tego celu współrzędne prostokątne 33 strefy odwzorowania UTM w układzie odniesienia WGS 84. Obejmuje on pas od 12 do 18 południka półkuli wschodniej. Mieszczą się w niej, oprócz dwóch, wszystkie badane stanowiska. Punkty owe (Büschow i Mankmoos), leżą nie dalej niż 20' na zachód od granicy strefy, więc można bez większych błędów również ich położenie przedstawić w przyjętym układzie współrzędnych. Zastosowane algorytmy przeliczające wartości współrzędnych z jednego układu na drugi dają precyzję określenia położenia rzędu ± 1 m. Głównym zatem źródłem błędów określenia bezwzględnej lokalizacji stanowisk poboru próbek może być ich niedokładna identyfikacja na mapach. Maksymalny rozmiar niedokładności pochodzących z tego źródła nie powinien jednak przekraczać 100 m.

Analizę przestrzenną danych petrograficznych przeprowadzono metodami geostatystyki liniowej (Goovaerts, 1997; Olea, 1999; Zawadzki, 2005), korzystając z oprogramowania zwanego w pakietach Variowin (Pannatier, 1996), GSLIB (Deutsch i Journel, 1998) i Isatis (Bleines i inni, 2005).

Jako miarę struktury przestrzennej zastosowano semiwariancję (Goovaerts, 1997). Jest to połowa średniej kwadratów różnic wartości cechy w lokalizacjach odległych o wektor h [1]. W przypadku nieregularnego rozmieszczenia punktów danych, wartości semiwariancji oblicza się dla przedziałów (klas) odległości. Semiwariancja określa średnie niepodobieństwo (różnicę), jej wartości rosną zatem wraz z odległością porównywanych danych – bo zazwyczaj obiekty są bardziej podobne do bliżej leżących niż do dalszych. Uporządkowany według rosną-

Ryc. 1. Obszar badań: 1 – stanowiska poboru analizowanych próbek osadów fluwioglacjalnych, 2 – przebieg strefy marginalnej fazy pomorskiej (wg: Kozarski, 1965; Roszko, 1968; Karczewski, 1968, 1998; Kliewe, Kozarski, 1979; Liedtke, 1981), 3 – zasięg obszaru, w obrębie którego wykonywano estymacje (interpolacje) metodą zwykłego kriginu (OK), 4 – granica Polski i Niemiec. Tłem mapy jest cieniowany obraz rzeźby terenu wykonany na podstawie wersji 2 modelu SRTM o rozdzielczości zredukowanej do 200×200 m

Study area: 1 – sites where fluvioglacial deposits were sampled, 2 – extent of glaciomarginal zone of Pomeranian Phase (after Kozarski, 1965; Roszko, 1968; Karczewski, 1968, 1998; Kliewe, Kozarski, 1979; Liedtke, 1981); 3 – extent of area in which the Ordinary Kriging (OK) method for estimation was used, 4 – Polish-German border. The background is shadowed relief of the area based upon a second version of the SRTM model with resolution reduced to 200 m

cej odległości zbiór wartości semiwariancji jest zwany eksperymentalną funkcją semiwariancji lub semiwariogramem empirycznym (ryc. 2).

$$\gamma(\mathbf{h}) = \frac{1}{2N(\mathbf{h})} \sum_{\alpha=1}^{N(\mathbf{h})} [z(\mathbf{u}_{\alpha}) - z(\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h})]^2 \quad [1]$$

gdzie:

$\gamma(\mathbf{h})$ – semiwariancja empiryczna dla odstępów (\mathbf{h});

$N(\mathbf{h})$ – liczba par danych odległych o odstęp (\mathbf{h});

$z(\mathbf{u}_{\alpha})$ – wartość cechy z w lokalizacji (\mathbf{u}_{α});

$z(\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h})$ – wartość cechy z w lokalizacji ($\mathbf{u}_{\alpha} + \mathbf{h}$).

Estymacje (interpolację/ekstrapolację) wykonywano stosując algorytm zwykłego krigingu (ang. *Ordinary Kriging* – Goovaerts, 1997). Wszystkie estymatory krigingowe są wariantami podstawowej formuły regresji liniowej zgodnie z poniższym wzorem:

$$Z^*(\mathbf{u}) - m(\mathbf{u}) = \sum_{\alpha=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_{\alpha}(\mathbf{u}) [Z(\mathbf{u}_{\alpha}) - m(\mathbf{u}_{\alpha})] \quad [2]$$

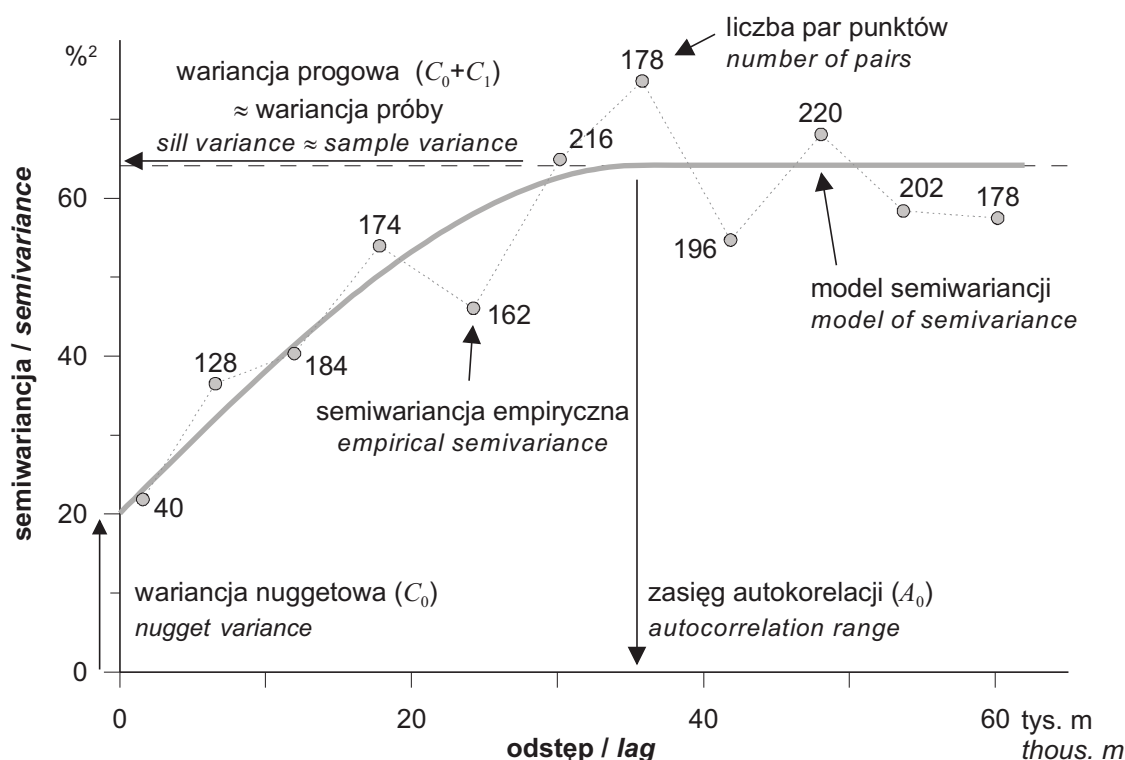
gdzie:

$\lambda_{\alpha}(\mathbf{u})$ jest wagą przypisaną do danej $z(\mathbf{u}_{\alpha})$, która jest interpretowana jako realizacja Zmiennej Losowej $Z(\mathbf{u}_{\alpha})$;

$m(\mathbf{u})$ i $m(\mathbf{u}_{\alpha})$ – to oczekiwane wartości ZL $Z(\mathbf{u})$ i $Z(\mathbf{u}_{\alpha})$.

Liczba danych używanych do estymacji oraz ich wagi mogą się zmieniać przy kolejnych lokalizacjach. W praktyce używane jest tylko $n(\mathbf{u})$ danych leżących najbliżej lokalizacji punktu estymacji, to jest dane znajdujące się w określonym sąsiedztwie/oknie $W(\mathbf{u})$ mającym swoje centrum w \mathbf{u} . Zalety krigingu wynikają z minimalizacji wariancji (błędu) estymacji przy respektowaniu warunku nieobciążenia estymatora. Estymacje uzyskane za pomocą krigingu mogą się różnić ze względu na przyjęty model Funkcji Losowej $Z(\mathbf{u})$. Przyjmuje się zazwyczaj, że FL $Z(\mathbf{u})$ można rozłożyć na dwa komponenty: trend: $m(\mathbf{u})$ i resztę $R(\mathbf{u})$. OK uwzględnia lokalne fluktuacje średniej $m(\mathbf{u})$, ograniczając domenę stacjonarności średniej do lokalnego sąsiedztwa (ruchomego okna) $W(\mathbf{u})$. Średnia lokalna jest traktowana jako nieznaną.

Zwykły kriging (OK) jest najczęściej używanym algorytmem estymacji geostatystycznej w sytuacji, kiedy można wykluczyć istnienie trendu przestrzennego o zasięgu przekraczającym granice analizowanego obszaru, a dane nie wykazują charakteru stacjonarnego (odchylenia od globalnej średniej są skorelowaną zmienną losową).



Ryc. 2. Wykres semiwariancji empirycznych i ich modelu dla zmiennej **Kr**. Na wykresie oznaczono i opisano główne elementy modeli semiwariancji – patrz tabela 2

Plot of empirical semivariences and their model for variable **Kr**.

The main elements of the semivariences models are marked and described – see Table 2

Mapy estymowanych wartości parametrów składu petrograficznego osadów fluwioglacjalnych lobu Odry wykonano przy użyciu programu Surfer 8 (Golden Software 2002).

Szczegółowe omówienie niektórych niuansów zastosowanej metodyki geostatystycznej związane ze specyficznymi cechami analizowanych danych zamieszczono przy omawianiu uzyskanych wyników.

Wyniki badań

Petrografia analizowanych próbek

Podstawowe statystyki opisowe składu petrograficznego żwirów średnioziarnistych osadów fluwioglacjalnych obszaru badań zawiera tabela 1. Udział procentowy wydzielonych grup petrograficznych jest różny. Najliczniejsze są skały krystaliczne ($38,41\% < \mathbf{Kr} < 42,02\%$). Były one najczęściej klasyfikowane w osadach Pojezierza Drawskiego. Około jednej trzeciej analizowanych żwirów średnioziarnistych to szare wapienie dolnopaleozoiczne **Wp1**, których udział wynosi średnio 33,42%. Zróżnicowanie zawartości procentowej pomiędzy prób-

kami, mierzone wartością odchylenia standardowego (tab. 1), jest dość duże. Średnio niecałe 15% wszystkich żwirów średnioziarnistych stanowią piaskowce **Pp**. Udział procentowy tej grupy petrograficznej w badanych osadach zmienia się nieznacznie w obrębie obszaru badań (tab. 1). Częstość występowania łupków paleozoicznych **Łp** zawiera się w przedziale 3,09–4,36%. Zauważa się stały, aczkolwiek nieznaczny, spadek ich procentowej zawartości w osadach obszaru badań w kierunku z zachodu na wschód. Wyraźny spadek frekwencji w tym samym kierunku charakteryzuje krzemienie **Krz** i wapienie kredowe **Wk**. Obie grupy petrograficzne różnią się jednak liczebnością: krzemieni stwierdzono maksymalnie 8,64%, a wapieni kredowych – zaledwie 2,52%. Kwarce **Qp** stanowią średnio 3% wszystkich analizowanych żwirów średnioziarnistych. Ich ilość w poszczególnych próbkach jest dość zróżnicowana, co przejawia się w stosunkowo wysokiej wartości odchylenia standardowego (tab. 1).

Tabela 1. Podstawowe statystyki opisowe składu petrograficznego żwirów średnioziarnistych osadów fluwioglacjalnych obszaru badań. Dane (oprócz skośności i kurtozy) w %

Main description statistics of petrographical content of middle-coarse gravel of fluvioglacial deposits derived from the study area. Data (apart from skewness and curtosis) in %

N=79 zmienna	Średnia	95% przedz. ufności średniej		Mediana	Min.	Maks.	Odch. stand.	Skośność	Kurtoza
Kr	40,22	38,41	42,02	39,66	24,16	79,12	8,06	1,68	6,73
Wp1	33,42	31,64	35,20	33,14	10,40	50,16	7,94	-0,24	0,18
Wp2	1,98	1,80	2,16	1,87	0,52	4,72	0,81	0,69	0,77
Wk	0,08	0,02	0,15	0,00	0,00	2,52	0,31	6,90	53,30
Dp	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,41	0,07	4,65	21,15
Pp	14,90	14,18	15,63	14,86	8,58	22,57	3,23	0,11	-0,27
Łp	3,73	3,09	4,36	3,10	0,00	11,07	2,82	0,70	-0,42
Krz	1,68	1,14	2,22	0,80	0,00	8,64	2,40	1,72	1,74
Qp	3,03	2,55	3,52	2,40	0,24	10,41	2,17	1,64	2,68
Qml	0,30	0,22	0,37	0,22	0,00	1,46	0,33	1,39	1,75
X	0,64	0,44	0,84	0,30	0,00	3,77	0,90	2,02	3,50

Struktura i zmienność przestrzenna składu petrograficznego

Analizowane dane mają z punktu widzenia statystyki przestrzennej raczej niekorzystną cechę. Są to bowiem tak zwane dane kompozytowe (ang. *compositional data*), które dla każdej próbki sumują się do stałej wartości – w tym przypadku 100%. Tego typu dane są zazwyczaj mocno wewnątrznie skorelowane, co zniekształca wyniki analizy przestrzennej (Pawlowsky-Glahn i Olea, 2004).

Najbardziej powszechnie stosowanym, i dającym zazwyczaj zadawalające wyniki, rozwiązaniem tego problemu jest addytywna transformacja logarytmiczna relacji (ang. *additive log-ratio transformation*) wyjściowych danych. Uzyskane wyniki obliczeń przestrzennych są na końcu analizy poddawane konwersji do pierwotnej skali pomiarowej za pomocą zgeneralizowanej addytywnej transformacji logistycznej (ang. *additive generalized logistic transformation*). W niniejszym opracowaniu zdecydowano jednak o przeprowadzeniu analizy struktury przestrzennej na „surowych” danych kompozytowych. Sumę kompozytu tworzy bowiem w tym przypadku aż 11 składowych – to powoduje, że korelacje pomiędzy nimi są stosunkowo słabe. Silna korelacja istnieje jedynie w przypadku pary Kr–Wp1.

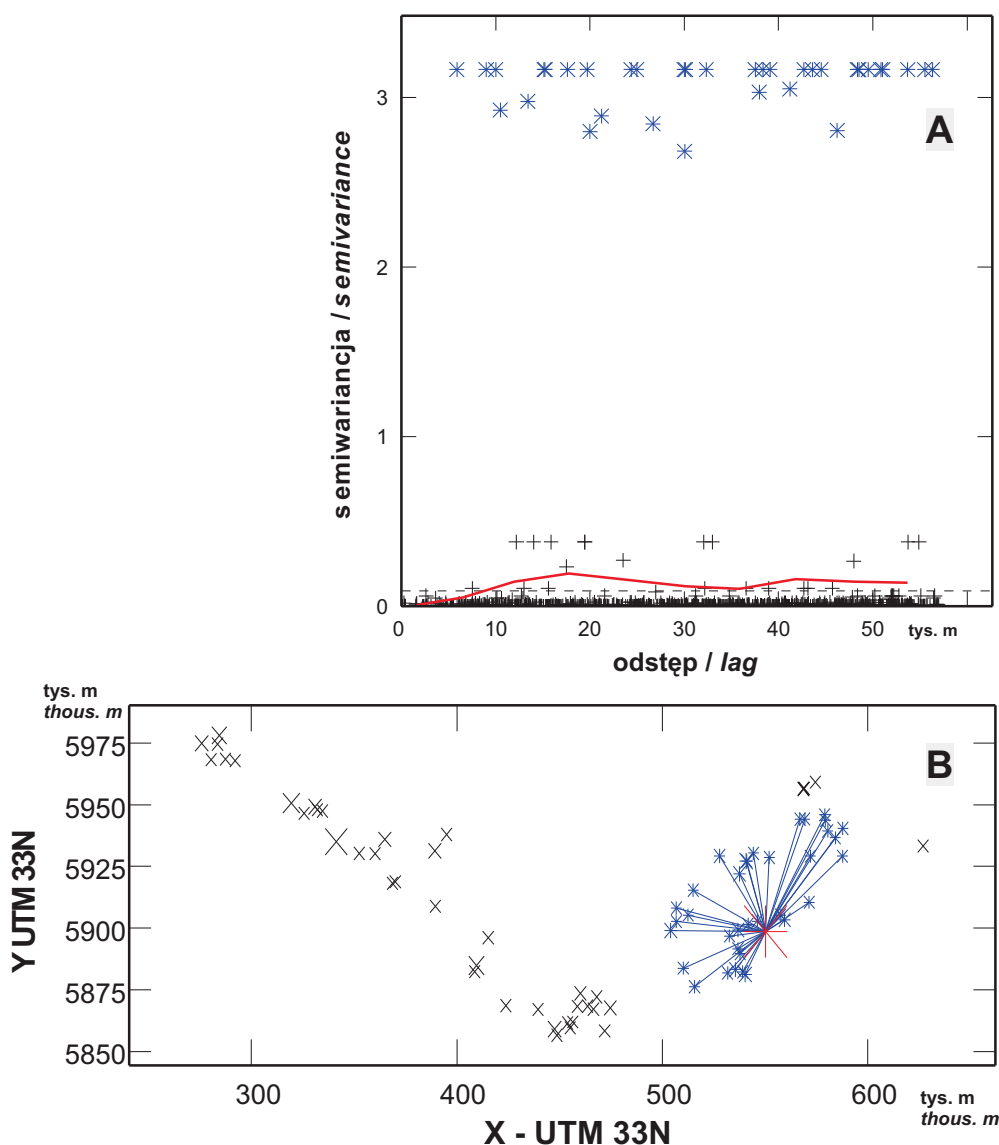
Ze względu na niewielką – w stosunku do optymalnej (>150) – liczbę danych, i ich specyficzny układ przestrzenny – rozciągnięcie w wąskiej strefie na stosunkowo długim dystansie, przeprowadzono tylko izotropową analizę struktury przestrzennej. Bada się w niej relację między wartościami mierzonej cechy a odległościami stanowisk pomiarowych, nie uwzględniając potencjalnego zróżnicowania związanego z kierunkiem. Można jednakże podejrzewać, że taka anizotropia istnieje, szczególnie przy porównaniu zmienności przestrzennej analizowanych cech w układzie równoległym i prostopadłym do strefy marginalnej. Wspomniana wyżej specyficzna konfiguracja stanowisk spowodowała prawdopodobnie, że uzyskane wyniki są głównie odzwierciedleniem struktur przestrzennych równoległych do strefy marginalnej.

Wyliczone semiwariogramy wszystkich analizowanych zmiennych składają się z wartości dla 10 odstępów o szerokości 6000 m i tzw. odstepu zerowego o połówkowej szerokości (3000 m). Podział taki jest kompromisem między chęcią jak najdokładniejszej charakterystyki struktury przestrzennej (jak najwęższe odstepy) a uzyskaniem statystycznej reprezentatywności wartości semiwariogramu dla każdego odstepu (więcej par punktów, czyli szersze odstepy). W przypadku analizowanych danych wartości semiwariogramu dla każdego odstepu z wyjątkiem zerowego obliczane są dla więcej niż 100 par danych, co według przyjętych standardów zapewnia odpowiedni poziom ich wiarygodności. Analizę przeprowadzono dla wszystkich zmiennych z wyłączeniem **Dp**, która została zidentyfikowana na niewielu stanowiskach i występowała w niewielkich odsetkach.

Jak wszystkie statystyki będące pochodną wariancji, semiwariancja jest czuła na wartości ekstremalne (ze względu na operację potęgowania). W przypadku semiwariancji negatywny wpływ na ustalenie prawidłowości struktury przestrzennej mają także wartości lokalnie odstające. Pojedyncze wyniki pomiarów mogą zniekształcić wynik analizy dotyczącej dziesiątek czy setek próbek. Aby uniknąć takich sytuacji, po upewnieniu się, że wartości owe nie są po prostu efektem błędów pomiarowych, stosuje się różne zabiegi (Goovaerts, 1997). Jeśli wartości ekstremalne wykazują sąsiedztwo w przestrzeni, można je uznać za osobną populację i wyłączyć z analizy. Stosuje się również transformację danych

(na przykład logarytmiczną) zmniejszającą skalę zmienności, a przez to redukującą wpływ wartości ekstremalnych. Kolejnym wariantem jest wykorzystanie miar struktury przestrzennej mniej czułych na obecność wartości odstających i ekstremalnych, takich jak madogram czy rodogram (Deutsch i Journel, 1998; Goovaerts, 1997). Ostatnią z możliwości jest tak zwane interaktywne czyszczenie semiwariogramu (Goovaerts, 1997; Pannatier, 1996). Wykorzystuje się do tego celu wykresy tzw. chmur semiwariogramu (ang. *variogram cloud*) lub rozrzutu z przesunięciem (ang. *h-scatterplots*). Pierwszy z nich przedstawia wszystkie wyliczone wartości różnic między parami pomiarów jako funkcję dzielącą je odległości (ryc. 3), drugi – relację między wartościami poszczególnych par pomiarów dla jednego określonego przedziału dzielących je odległości (ryc. 4). Procedura polega na wizualnej identyfikacji na wykresach odstających punktów – czyli par pomiarów. Są one następnie przez operatora zaznaczane przy wykorzystywaniu graficznego interfejsu programu komputerowego i maskowane. Maskowanie polega na usuwaniu ich tymczasowo z obliczeń semiwariogramu (przeliczaniu ponownie wartości semiwariogramu z wyłączeniem zamaskowanych wartości). Usunięcie pary danych z obliczeń konkretnej wartości semiwariogramu nie oznacza ich całkowitej eliminacji z analizowanego zbioru. Owe dwa wyniki pomiarów wciąż mogą być użyte do obliczeń w innych parach tego samego przedziału odległości lub innych przedziałów. Tego typu procedura ma liczne zalety, szczególnie przy analizowaniu małych zbiorów danych, dlatego zdecydowano się ją zastosować w niniejszym przypadku. Przeprowadzono ją wykorzystując program Variowin (Pannatier, 1996). Czyszczenie semiwariogramu było konieczne w przypadku wszystkich analizowanych zmiennych. Usunięcie od jednej do maksymalnie pięciu par danych dla poszczególnych odstępów (na ich całkowitą liczbę wahającą się, z wyjątkiem pierwszego odstępu, od ponad 100 do ponad 200) było wystarczające, aby uzyskać niezaburzony obraz struktury przestrzennej. Były to w każdym przypadku wartości ewidentnie odstające, i najczęściej związane z danymi pochodzącymi z jednego konkretnego stanowiska. Poniżej zamieszczono krótkie zestawienie wyeliminowanych stanowisk w odniesieniu do poszczególnych analizowanych zmiennych. Podjęto też w niektórych przypadkach – kiedy dysponowano odpowiednimi przesłankami – próby wyjaśnienia tych anomalii.

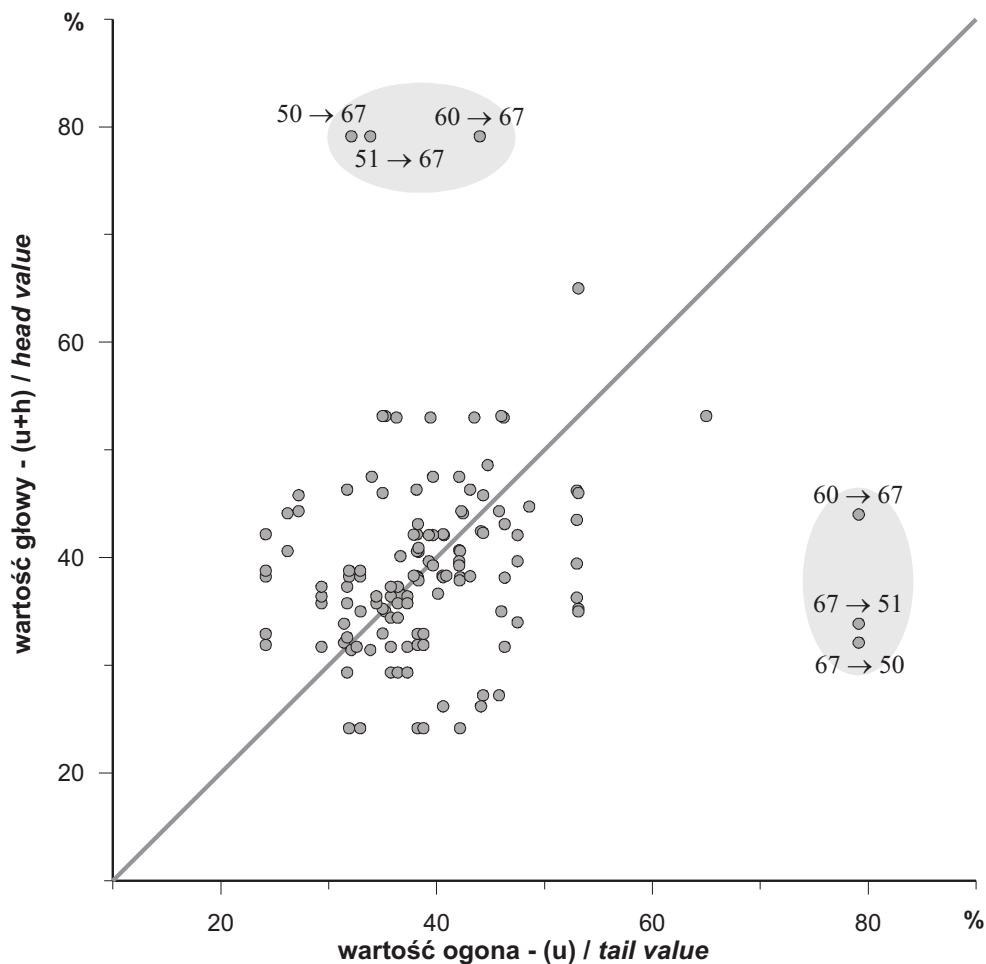
W przypadku zmiennej **Kr** (skały krystaliczne) wyeliminowano stanowisko Wiewiecko ($\phi = 53^{\circ}31'15''N$, $\lambda = 15^{\circ}40'16''E$). Żwiry średnioziarniste z tego stanowiska były ostrokrawędziste i nie nosiły śladu jakiegokolwiek obróbki w środowisku wysokoenergetycznym, jakim niewątpliwie są pulsacyjne przepływy glacyofluwialne. Należy tu zaznaczyć, że stanowisko Wiewiecko leży w dawnej strefie międzylobowej, którą charakteryzowało (Punkari, 1993, 1997) ograniczone przemieszczanie się mas lodu. Żwiry z Wiewiecka były tam skutecznie chronione przed zazwyczaj szybko przemieszczającymi się i zdzierającymi materiał luźny aktywnymi masami lodu, jakie funkcjonowały w strefach



Ryc. 3. Identyfikacja i maskowanie globalnego ekstremum dla zmiennej **Wk**: A – identyfikacja na wykresie chmury semiwariogramu grupy bardzo odstających punktów (niebieskie gwiazdki). Wszystkie te punkty związane są z jednym stanowiskiem zaznaczonym czerwonym symbolem (wielkość symboli jest proporcjonalna do wartości określonej cechy) na mapie lokalizacyjnej – B. Jest to stanowisko Podgórzyn k. Drawna ($\phi = 53^{\circ}14'04''N$, $\lambda = 15^{\circ}45'20''E$, patrz ryc. 1).

Identification and masking of the global extreme for the variable **Wk**: A – identification of a group of distinctly separate points (blue stars) vis-a-vis the semivariogram cloud. All the points refer to one study site, marked in red (the size of a symbol follows the value of the defined feature) on the location map – B. The site is Podgórzyn at Drawno ($\phi = 53^{\circ}14'04''N$, $\lambda = 15^{\circ}45'20''E$, see Fig. 1).

osiowych dawnych lobów lodowcowych. Być może wytłumaczenie nietypowego kształtu żwirów należy upatrywać w niewielkiej odległości, jaka dzieliła miejsce ostatecznej depozycji od miejsca, gdzie transportowany w całości od obszaru źródłowego porwak uległ rozpadowi.



Ryc. 4. Wykres rozrzutu z przesunięciem dla odstępów 1 (3000 do 9000 m) dla zmiennej **Kr**.

Na wykresie rozrzutu z przesunięciem rysowane są wszystkie pary pomiarów tej samej zmiennej oddległe od siebie o wektor **h**. Zaznaczono pary punktów, dla których różnice wartości cechy różnią się znacznie od pozostałych. We wszystkich tych parach bierze udział stanowisko 67 – Wiewiecko ($\phi = 53^{\circ}31'15''N$, $\lambda = 15^{\circ}40'16''E$, patrz ryc. 1). Jest to wartość lokalnie odstająca, którą wyeliminowano z obliczeń wartości semiwariancji dla tego odstęp.

First lag (3000–9000 m) **h** – scatterplot for **Kr** variable. **H** – scatterplot is a plot of all pairs of measurements on the same attribute at locations separated by a given vector **h**. Pairs of points, whose differences of attribute values are distinctly different are marked. Study site 67 – Wiewiecko ($\phi = 53^{\circ}31'15''N$, $\lambda = 15^{\circ}40'16''E$, see Fig. 1) is always present in these pairs. It is a local outlier value, which was eliminated as the semivariance for this lag was calculated.

Stanowisko Wiewiecko zostało również wyeliminowane z analizy przestrzennej zmiennej **Wp1** (szarych wapieni dolnopaleozoicznych). Zubożenie w żwiry wapienne w osadach glacyjfluwialnych w Wiewiecku także można wiązać z prawdopodobną obecnością krystalicznego porwaka.

Wartości zmiennych **Wp2** (czerwone wapienie ordowickie), a zwłaszcza **Wk** (wapienie kredowe) wyróżniają się na tle sąsiednich stanowisk w próbkach

z Podgórzyna koło Drawna ($\phi = 53^{\circ}14'04''\text{N}$, $\lambda = 15^{\circ}45'20''\text{E}$). Bardzo nieliczne w osadach fluwioglacjalnych Pojezierza Choszczeńskiego wapienie kredowe, występują tam w dużej ilości. Również zawartość procentowa czerwonych wapieni ordowickich w analizowanym materiale jest większa w porównaniu z innymi próbkami tej części obszaru badań. Skandynawskie obszary źródłowe obu grup petrograficznych występują w dużej odległości od siebie (m.in. Górską-Zabielską, 2007), dlatego nie wydaje się, aby podwyższona ilość tych skał była wynikiem egzaracji skandynawskich wychodni przez przemieszczający się po nich lądolód plejstoceński. Taki stan rzeczy prawdopodobnie jest efektem kontaminacji osadów transportowanych przez lądolód fazy pomorskiej z osadami pochodzącymi z poprzedniego nasunięcia. Wyższą zawartość tych skał w Podgórzninie koło Drawna można także wiązać z ewentualną obecnością porwaka skał węglanowych.

Podwyższony udział piaskowców **Pp** zanotowano w Krąpielu ($\phi = 53^{\circ}17'50''\text{N}$, $\lambda = 15^{\circ}11'25''\text{E}$) i Trąbkach ($\phi = 53^{\circ}23'15''\text{N}$, $\lambda = 15^{\circ}13'40''\text{E}$), stanowiskach zaplecza fazy pomorskiej na Pojezierzu Choszczeńskim oraz w Rakowie Szczecińskim ($\phi = 53^{\circ}36'23''\text{N}$, $\lambda = 16^{\circ}19'52''\text{E}$), znajdującym się na przedpolu (Karczewski, 1985, 1990, 1991), względnie w strefie glacijomarginalnej (Dobrącka i inni, 2002) tej fazy.

W trakcie analizy struktury przestrzennej zmiennej **Łp** (łupki paleozoiczne), wyeliminowano Nętkowo ($\phi = 53^{\circ}15'40''\text{N}$, $\lambda = 15^{\circ}37'42''\text{E}$) i Stare Objezierze ($\phi = 52^{\circ}53'04''\text{N}$, $\lambda = 14^{\circ}20'10''\text{E}$). Oba stanowiska znajdują się w dawnej części przylodowej strefy glacijomarginalnej lobu Odry.

Procedura interaktywnego czyszczenia semiwariogramu zmiennych **Krz** (krzemienie) i **Qp** (kwarcy) była podstawą usunięcia stanowiska Kreuzbruchhof ($\phi = 53^{\circ}31'10''\text{N}$, $\lambda = 13^{\circ}19'51''\text{E}$), leżącego we wschodniej części Pojezierza Meklemburskiego, na zapleczu strefy glacijomarginalnej lobu Tollense. Wyraźny wzrost zawartości tych lekkich komponentów petrograficznych można tłumaczyć rzeźbą podłoża węzła interlobalnego. Topograficznie niżej (w porównaniu z osią lobu) zalegające masy lodu były miejscem koncentracji dużych ilości wody (Kurimo, 1982). Przyczyny zwiększenia udziału osadów piaszczystych, a więc pośrednio kwarcu i krzemieni, można również upatrywać (Kasprzak, 2003) w następstwie redukcji prędkości ruchu lodu w strefach interlobalnych w wyniku wzajemnego oddziaływania dwóch sąsiadujących lobów lodowcowych. W omawianym przypadku były to loby Tollense i Strelitzer (Schulz, 1967). Skutecznie chronione przed szybko przemieszczającymi się i zdzierającymi materiał luźny aktywnymi masami lodu strefy opisywane są również z terenu Finlandii (Punkari, 1997).

Stanowisko Radziszewo ($\phi = 53^{\circ}16'26''\text{N}$, $\lambda = 15^{\circ}06'21''\text{E}$), leżące na zapleczu fazy pomorskiej, na Poj. Choszczeńskim, zostało wyeliminowane z uwagi na ponadprzeciętną zawartość kwarców mlecznych (zmienna **Qml**). Istnieją duże rozbieżności związane z lokalizacją obszaru macierzystego tego składnika

petrograficznego. Najczęściej podaje się, że skały te pochodzą z dezintegracji ziarnowej masywów środkowej Europy, a na Niż Europejski dostały się wraz z prazekami, odwadniającymi te obszary. Nie można też odrzucić możliwości potencjalnego skandynawskiego źródła tych skał.

Najwięcej skał nierozpoznanych (oznaczonych X) stwierdzono w osadach najwyższego poziomu sandrowego fazy pomorskiej w Podgórzynie k. Drawna ($\phi = 53^{\circ}14'04''N$, $\lambda = 15^{\circ}45'20''E$). Z tej przyczyny, stanowisko to zostało wyeliminowane z dalszej analizy struktury przestrzennej tego parametru.

W wyniku opisanej wyżej procedury uzyskano dla każdej analizowanej zmiennej klarowny obraz struktury przestrzennej. Semiwariogram empiryczny ma charakter nieciągły, punktowy. Określany jest jako połowa kwadratów średniej różnicy wartości pomiarów dla średniej odległości punktów należących do danej klasy odległości. Ponadto jego wiarygodność jest uzależniona od liczebności próby (liczby par) i dokładności analizowanych wyników (pomiar i lokalizacja). Dlatego często wykazuje spore, chaotyczne fluktuacje. Aby wygładzić te, zazwyczaj przypadkowe, fluktuacje oraz aby uzyskać ciągły obraz spadku podobieństwa, do dyskretnego semiwariogramu empirycznego dopasowuje się funkcję matematyczną. Względy związane z postacią matematyczną geostatystycznych algorytmów estymacji przestrzennej powodują, że nie może to być dowolna funkcja krzywoliniowa (Deutsch i Journel, 1998; Goovaerts, 1997). Dopuszczalne jest stosowanie jedynie tzw. modeli dozwolonych (ang. *permissible*). Nie stanowi to jednak w większości przypadków istotnego ograniczenia jakości dopasowania. Modelowanie semiwariogramów empirycznych wykonano korzystając również z pakietu Variowin (Pannatier, 1996). Przebieg funkcji modelu zaznaczono grubą linią na każdym z wykresów z semiwariogramami empirycznymi (ryc. 2, 5 i 6), a podstawowe ich parametry umieszczono w tabeli 2. Na rycinie 2 zamieszczono objaśnienia najważniejszych pojęć dotyczących semiwariogramu empirycznego i jego modelu. Należą do nich typ modelu, semiwariancja nuggetowa (ang. *nugget*) i progowa (ang. *sill*) oraz zasięg autokorelacji (ang. *range*). Charakterystykę modeli semiwariancji znajdzie czytelnik w cytowanej już literaturze (Deutsch i Journel, 1998; Goovaerts, 1997; Olea, 1999; Pannatier, 1996). Z punktu widzenia prowadzonej w niniejszym opracowaniu analizy najważniejsza jest interpretacja wymienionych powyżej trzech ich parametrów.

Semiwariancja nuggetowa określa teoretyczną wartość różnicy wartości cechy zmierzonych w próbkach pobranych w tej samej lokalizacji. Określa się ją w punkcie przecięcia osi Y (semiwariancji) przez model semiwariancji (dla odstępów równego 0, ryc. 2). W idealnych warunkach powinna ona być równa zero, zazwyczaj jednak tak nie jest. W geostatystyce semiwariancję nuggetową interpretuje się jako sumę błędów analitycznych (pomiarowych) i krótkodystansowej zmienności cechy w odstępach krótszym niż najkrótszy odstęp opróbowania. Traktuje się ją jako zmienność losową wskazującą, jaką różnicę między wynikami pomiarów możemy w kontekście przestrzennym uważać za

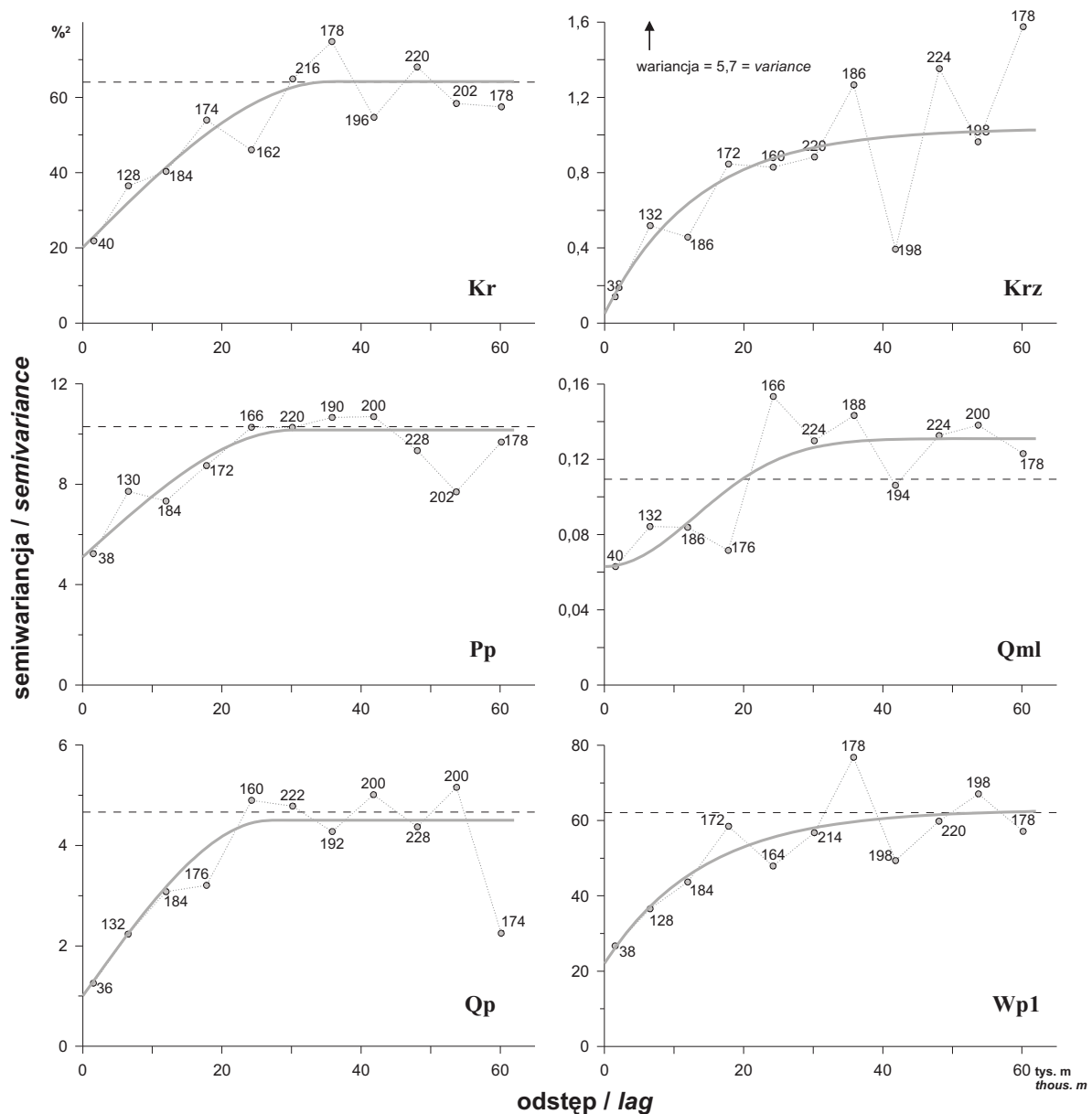
Tabela 2. Typ i parametry modeli semiwariancji analizowanych zmiennych petrograficznych
 Type and parameters of semivariance models of the analysed petrographical variables

Parametr	Typ modelu	Pierwiastek z wariancji nuggetowej $\sqrt{C_0}$ (%)	Pierwiastek z wariancji strukturalnej $\sqrt{C_1}$ (%)	Zasięg A_0 (m)	Odchylenie standardowe próby (%)*
Kr	sferyczny	4,48	6,64	35800	8,01
Krz	wykładniczy	0,22	0,99	40000	2,39
Łp	sferyczny	1,87	2,22	17300	2,84
Pp	sferyczny	2,26	2,25	30250	3,21
Qml	gaussowski	0,25	0,26	32000	0,33
Qp	sferyczny	1,00	1,87	27000	2,16
Wk	sferyczny	0,05	0,10	15500	0,30
Wp1	wykładniczy	4,69	6,40	42500	7,88
Wp2	sferyczny	0,41	0,58	9000	0,80
X	sferyczny	0,45	0,70	9400	0,90

* podano dla porównania.

istotną. Semiwariancja jest wyrażana w jednostkach pomiaru podniesionych do kwadratu – w tym przypadku %². Aby ułatwić czytelnikowi interpretację wyników, w tabeli 2 zamieszczono pierwiastki kwadratowe z wartości semiwariancji. W świetle przeprowadzonej analizy możemy zatem stwierdzić, że na obszarze lobu Odry różnicę odsetka **Kr** na poszczególnych stanowiskach mniejszą niż 4,5% należy traktować jako losową, nieistotną statystycznie (pierwsza pozycja w kolumnie 3 tabeli 2). Dobry obraz skali zmienności losowej daje porównanie wartości pierwiastka z semiwariancji nuggetowej z wielkością odchylenia standardowego próby (ostatnia kolumna w tabeli 2). Dla większości analizowanych zmiennych (**Kr**, **Qp**, **Wp1**, **Wp2**, **X**) pierwiastek z semiwariancji nuggetowej oscyluje w granicach 50% wielkości odchylenia standardowego. Zdecydowanie niższa (9 i 17%) jest zmienność losowa w przypadku **Krz** i **Wk**, największą zaś, bo około 70% odchylenia standardowego, wykazują **Łp**, **Pp** i **Qml**.

Suma semiwariancji nuggetowej i strukturalnej (C_0+C_1) tworzy tak zwaną semiwariancję progową (ang. *sill*) stanowiącą maksymalny poziom niepodobieństwa wyników pomiarów w przestrzeni. Zazwyczaj, co ma uzasadnienie teoretyczne, semiwariancja progowa zmiennej stacjonarnej ma wartość zbliżoną do wariancji próby. Operacja interaktywnego czyszczenia semiwariogramu nie zmienia tej relacji pod warunkiem, że usuwane pary związane są z istnieniem wartości lokalnie odstających. Jeśli z obliczeń semiwariogramu usuwane jest globalne ekstremum, wtedy semiwariancja progowa może być znacznie mniej-

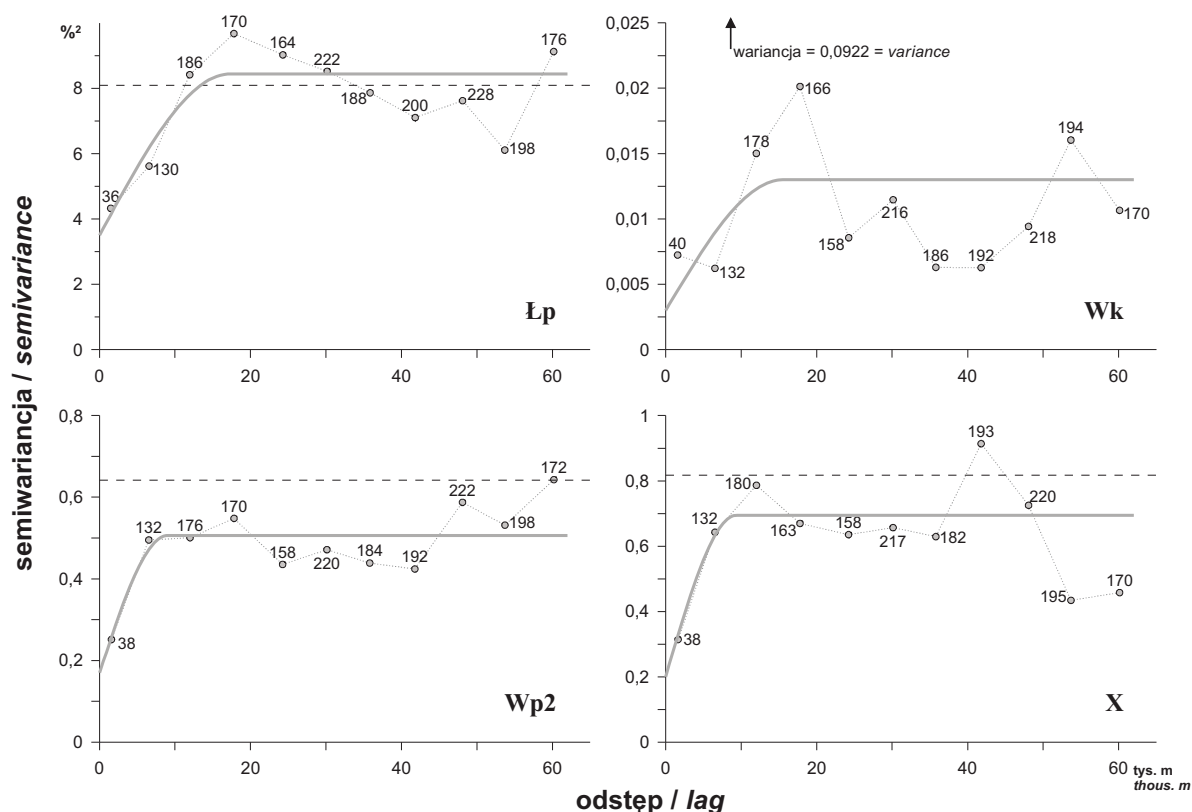


Ryc. 5. Wykresy semiwariancji empirycznych i ich modeli dla zmiennych **Kr**, **Krz**, **Pp**, **Qml**, **Qp** i **Wp1**. Liniją przerywaną na wykresach zaznaczono wariancję próby

Plots of empirical semivariances and their models for variables **Kr**, **Krz**, **Pp**, **Qml**, **Qp** and **Wp1**. The hatched line marks the value of a sample variance

sza od wariancji całej próby. W odniesieniu do analizowanych danych sytuacja taka miała miejsce w przypadku zmiennych **Krz** i **Wk**.

Z punktu widzenia mechanizmu zjawiska generującego obserwowany rozkład przestrzenny analizowanej cechy, najistotniejszy jest zasięg autokorelacji. Określa on przeciętną odległość, do której dane pomiarowe wykazują podobieństwo (autokorelację). Cechy składu petrograficznego, które poddano analizie struktury przestrzennej wykazują autokorelację o zasięgu od 9,0 (**Wp2**) do 42,5



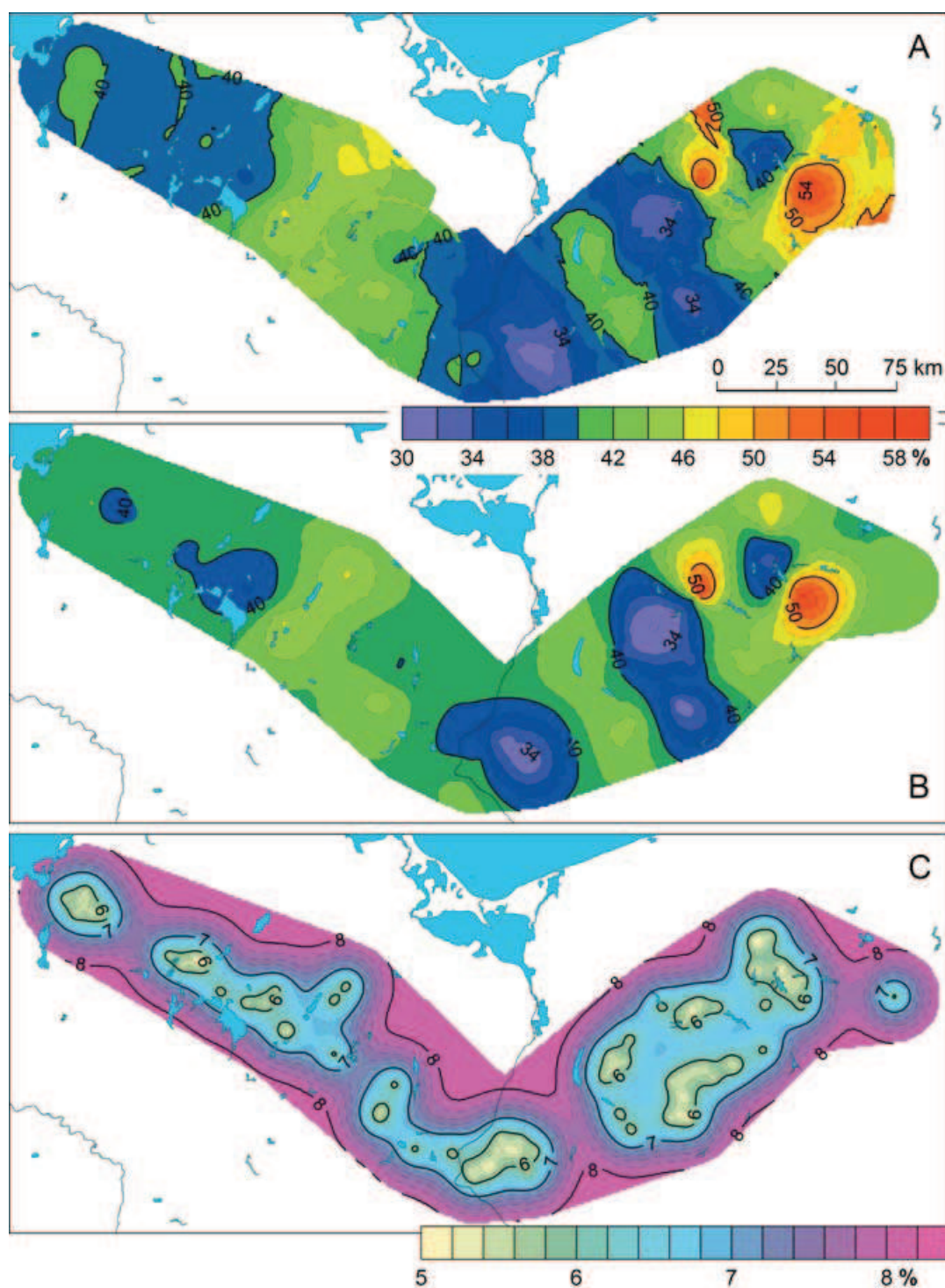
Ryc. 6. Wykresy semiwariancji empirycznych i ich modeli dla zmiennych **Łp**, **Wk**, **Wp2** i **X**.
Linia przerywaną na wykresach zaznaczono wariancję próby

Plots of empirical semivariances and their models for variables **K**, **Łp**, **Wk**, **Wp2** and **X**.
The hatched line denotes the variance of a sample

(**Wp1**) km. W większości jednak przypadków parametr ten oscyluje między 30 a 40 km. Daje to podstawy do postawienia hipotezy o istnieniu wewnątrz masy lądolodu w obrębie lobu Odry wtórnych strumieni lodowych o takiej właśnie szerokości. Miały one, być może, nieco odmienne obszary źródłowe, a materiał nimi transportowany mieszałby się wyłącznie w ich obrębie. Wydaje się, że tylko w ten sposób można wyjaśnić obserwowaną strukturę przestrzenną. Przy takim ujęciu, te składniki, których zasięg autokorelacji jest krótszy (**Łp** – 17,3 km, **Wk** – 15,5 km, **Wp2** – 9,0 km i **X** – 9,4 km), musiałyby mieć źródła o bardziej punktowym niż obszarowym charakterze, bądź też ulegać silniejszej „degradacji” w trakcie transportu glacialnego.

Na podstawie określonych w stanowiskach pomiarowych wartości parametrów petrograficznych, i posiadając modele semiwariogramów dla tych parametrów można się pokusić o dokonanie interpolacji – uzyskanie ciągłego obrazu ich zmienności przestrzennej. Konfiguracja przestrzenna stanowisk stawia jednak istotne ograniczenia przy wykonywaniu tej operacji. Procedura była następująca. W pierwszym kroku skonstruowano obwiednię punktów pomia-

rowych, a następnie wokół niej wyznaczono strefę buforową o szerokości 20 km (ryc. 1). W ten sposób ograniczono obszar do wykonywania estymacji. Znaczna jego część znajduje się na zewnątrz zgrupowania stanowisk pomiarowych, a zatem estymacja ma charakter ekstrapolacji. Ponieważ jednak dla większości analizowanych parametrów zasięg autokorelacji waha się od 27 do 42 km, uznano, że ekstrapolacja do odległości 20 km ma uzasadnienie, i jej błędy nie będą drastyczne. W obliczeniach wykorzystano wszystkie dane, nawet te, które wyeliminowano przy analizie struktury przestrzennej. Nie było bowiem podstaw, aby uznać je za błędy pomiarowe, a raczej za naturalne anomalie, których występowanie jest bardzo prawdopodobne biorąc pod uwagę charakter erozji i transportu glacialnego. W następnym kroku, w wyznaczonym obszarze, dokonano estymacji w siatce regularnej 1×1 km stosując algorytm zwykłego krigingu (Goovaerts, 1997) zawarty w bibliotece GSLIB (Deutsch i Journel, 1998). Na tym etapie postępowania przy estymacji użyto lokalnego, izotropowego sąsiedztwa szukania (ang. *search neighbourhood*) o promieniu 40 km. Oznacza to, że wartość każdego węzła siatki interpolacyjnej obliczana była na podstawie danych pomiarowych leżących maksymalnie w promieniu 40 km. Ich liczbę dodatkowo ograniczono do najbliższych 2–6 punktów. Ten sposób przeprowadzenia estymacji geostatystycznej jest najczęściej stosowany, i w większości przypadków daje zadowalające rezultaty. Tym razem było inaczej. Omawiany już poprzednio specyficzny układ punktów pomiarowych i istnienie ich skupień (ang. *clustering*) rozdzielonych obszarami pozbawionymi pomiarów spowodował, że zastosowana procedura dawała mapy obciążone licznymi artefaktami. Miały one postać gwałtownych wzrostów i spadków wartości cechy na krótkich dystansach i ostrych zmian kierunku przebiegu izolinii (patrz ryc. 7A). Tego typu zjawiska nie mają najczęściej żadnego związku z rzeczywistością, dlatego procedurę estymacji powtórzono stosując tym razem globalne sąsiedztwo szukania. W tym przypadku do obliczeń wartości każdego węzła siatki interpolacyjnej wykorzystywane są wszystkie dane pomiarowe (ich waga w obliczeniach jest oczywiście funkcją odległości i wynika z uzyskanego modelu semiwariancji). Uzyskane w ten sposób mapy (ryc. 7B, 8–10) pozbawione są występujących poprzednio artefaktów. Ubocznym, niekorzystnym, efektem zastosowanej tym razem procedury jest z pewnością nadmierne „wygładzenie” uzyskanego obrazu zmienności przestrzennej analizowanych parametrów petrograficznych. Dotyczy to zwłaszcza „rozmazania”, widocznego na wielu mapach „niewygładzonych”, prostopadłego do przebiegu strefy marginalnej układu stref wysokich i niskich wartości poszczególnych cech. Dlatego przy szczegółowym opisie posiłkowano się również niezamieszczonymi w niniejszym opracowaniu mapami „niewygładzonymi”. Należy również dodać, że procedury estymacji geostatystycznej umożliwiają ocenę rozkładu przestrzennego jej błędów za pomocą tak zwanej wariancji krigingowej (ryc. 7C). Ponieważ konfiguracja punktów dla



Ryc. 7. Zmienność przestrzenna parametru Kr w osadach fluwioglacjalnych łobu Odry i obszarów przyległych szacowana metodą zwykłego krigingu. A – estymacja na podstawie izotropowego lokalnego sąsiedztwa szukania (niewygładzona), B – estymacja na podstawie izotropowego globalnego sąsiedztwa szukania (wygładzona), C – rozkład przestrzenny niepewności estymacji (wariancja krigingowa) dla wariantu B

The spatial variability of variable Kr in fluvioglacial deposits that were within the Odra lobe and the adjacent regions, as estimated by the OK method. A – estimation with isotropic local search neighbourhood (non-smoothed), B – estimation with isotropic global search neighbourhood (smoothed), C – spatial distribution of “B” estimation uncertainty (viz. OK variance)

każdego parametru była identyczna, rozkład przestrzenny względnych błędów estymacji jest podobny.

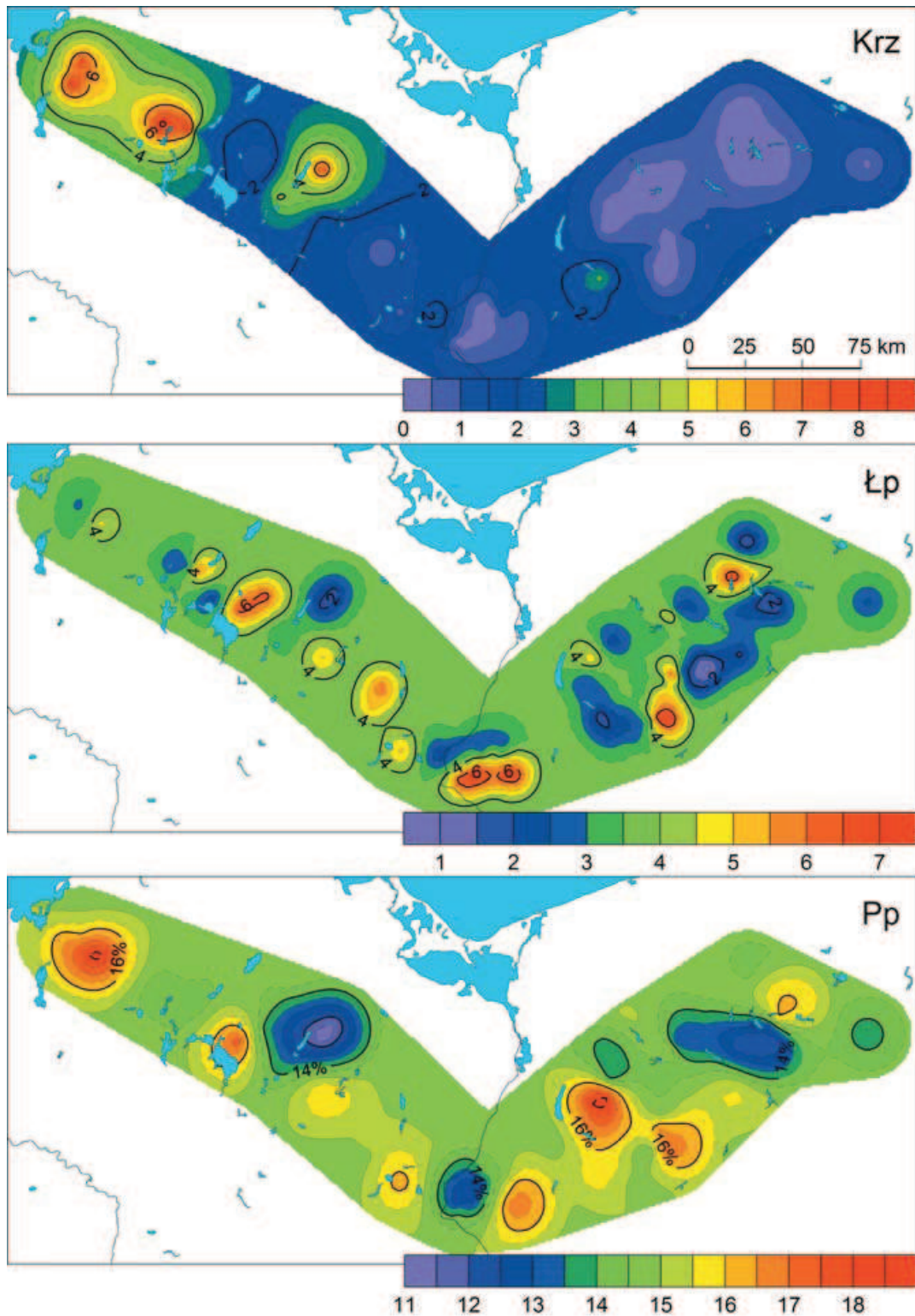
W przeważającej części obszaru badań udział skał krystalicznych **Kr** wśród żwirów średnioziarnistych zawiera się w granicach 40–44% (ryc. 7A i 7B). Na tym tle wyraźnie odznaczają się obszary o większym i mniejszym udziale tych skał. Obszary te przecinają pod kątem prostym strefę glacijomarginalną fazy pomorskiej, obejmując zarówno zaplecze, jak i przedpole. Największe zróżnicowanie udziału skał krystalicznych występuje we wschodniej części obszaru badań, gdzie na niewielkiej powierzchni udział ten spada z ponad 50% do około 30%. W strukturze przestrzennej zwracają uwagę dwa obszary z maksymalnymi wartościami udziału procentowego skał krystalicznych – leżą one na Pojezierzu Ińskim i Drawskim. Trzy obszary z wartościami minimalnymi pokrywają się z strefą osiową lobu Odry i strefą węzła interlobalnego oddzielającego loby Odry od loby Regi. Część zachodnią obszaru badań charakteryzuje dosyć mało zróżnicowany udział skał krystalicznych w żwirach średnioziarnistych – 38-46%.

Również szare wapienie dolnopaleozoiczne **Wp1** występują najliczniej we wschodniej części obszaru badań (zob. ryc. 10). Obszary, w których występują maksymalne zawartości procentowe tych skał (powyżej 40%) – to strefa osiowa lobu Odry i Pojezierza Choszczeńskiego oraz zachodnia część Pojezierza Drawskiego. Dość rozległym strefom kulminacji wartości towarzyszą niewielkie obszary o wartościach minimalnych zawartości procentowej wapieni (poniżej 30%). Strefy te, w części zarówno wschodniej jak i zachodniej obszaru badań, mają kształt zbliżony do elipsy, o osi biegnącej prostopadle do przebiegu strefy glacijomarginalnej.

W strukturze przestrzennej piaskowców **Pp** wyróżnia się trzy elipsoidalne obszary, w których udział piaskowców w żwirach średnioziarnistych sięgał poniżej 14% (ryc. 8). Na pozostałym obszarze udział tych skał jest zróżnicowany, osiągając wartości maksymalne (powyżej 16%) w zachodniej Meklemburgii i środkowej części Poj. Choszczeńskiego.

Udział krzemieni **Krz** w zespole żwirów średnioziarnistych jest wyraźnie wyższy w zachodniej części obszaru badań (ryc. 8). Zwracają uwagę trzy obszary o zarysie koła, gdzie udział krzemieni sięga wartości maksymalnej, to jest 8%. W osadach lobu Odry, Pojezierza Choszczeńskiego, Ińskiego i Drawskiego zawartość krzemieni jest bardzo niewielka, a wielokrotnie krzemieni nie notowano w ogóle.

Wapienie kredowe **Wk** występują w analizowanych osadach całego obszaru badań, jednak ich zawartość z reguły nie przekracza 0,12% (ryc. 9). Znane są tylko trzy niewielkie obszary, gdzie ich udział w zespole żwirów średnioziarnistych wzrasta do 0,3%. Leżą one w obrębie strefy glacijomarginalnej na terenie zachodniej i środkowej części Poj. Meklemburskiego oraz w obrębie sandru Drawy, na przedpolu fazy pomorskiej.



Ryc. 8. Zmienność przestrzenna parametrów **Krz**, **Łp** i **Pp** w osadach fluwioglacjalnych łobu Odry i obszarach przyległych szacowana metodą zwykłego krigingu przy zastosowaniu globalnego sąsiedztwa szukania

Spatial variability of **Krz**, **Łp** and **Pp** within fluvio-glacial deposits from the Odra lobe and the adjacent regions, estimated by Ordinary Kriging method with global search neighbourhood

Kwarce **Qp** występują w podwyższonej zawartości (powyżej 6%) w strefach interlobalnych (np. między lobami Strelitzer i Uckermärkischer oraz lobami Odry i Regi), osiągając w częściach osiowych najniższe udziały (poniżej 2%, ryc. 9). Podobnie rozmieszczone są kwarcie mleczone **Qml**.

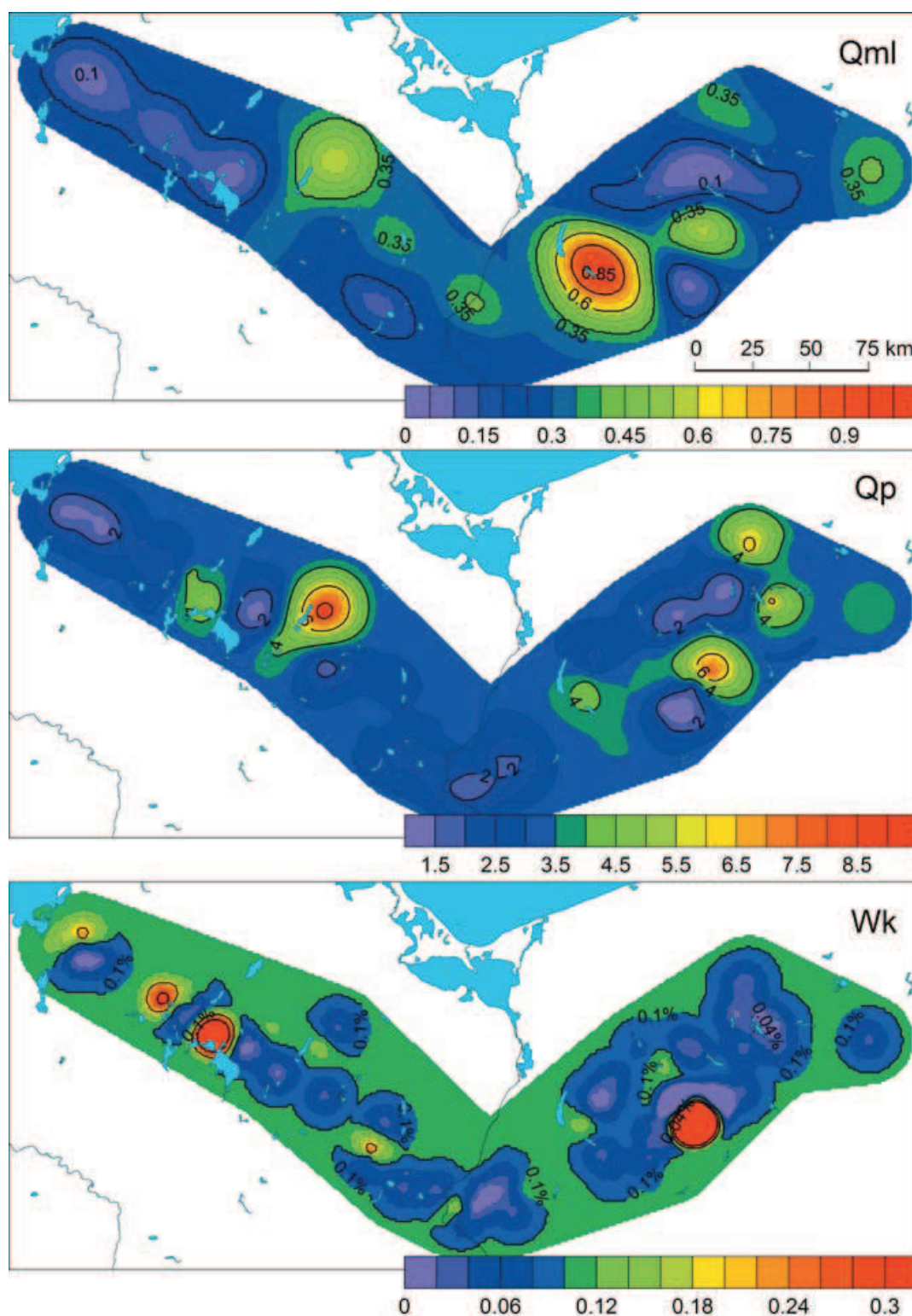
Rozkład przestrzenny łupków paleozoicznych **Łp** nie wykazuje wyraźnego uporządkowania (ryc. 8). Przeciętnie w badanych próbkach żwirów średnioziarnistych wydzielono około 4% tych skał. W części wschodniej obszaru badań zauważa się więcej stref, w których udział ten był niższy, towarzyszą im jednak obszary o nawet 7% zawartości łupków. Maksymalne wartości udziału tych skał zanotowano w osadach strefy osiowej lobu Odry oraz w środkowej części Poj. Meklemburskiego.

Czerwone wapienie dolnopaleozoiczne **Wp2** występują przeciętnie w 2% udziale w zespole analizowanych żwirów (ryc. 10). Niewielkie (rzędu 0,5% w obie strony) odchylenia od tej wartości związane są punktowo ze stanowiskami badawczymi. Taka sama sytuacja dotyczy skał nierozpoznanych **X** (ryc. 10).

Już na pierwszy rzut oka z całego zbioru przedstawionych map zmienności przestrzennej analizowanych cech składu petrograficznego osadów fluwioglacjalnych lobu Odry odróżniają się dwie: **Wp2** i **X**. W tych dwóch przypadkach na obrazach dominuje rozległa „równina” o „wysokości” zbliżonej do średniej dla danej cechy. „Równina” urozmaicona jest niewielkimi, często izolowanymi „wzniesieniami” i „obniżeniami”. Obraz ten jest w znacznej części sztuczny. Wynika on z kilku przyczyn. Po pierwsze, obie cechy zidentyfikowano nie we wszystkich stanowiskach (szczególnie **Wp2**). Po drugie, ich udział w całym składzie petrograficznym jest niewielki, a zatem błędy popełnione przy identyfikacji mogą być względnie większe. Po trzecie, w obu przypadkach stwierdzony zasięg autokorelacji jest znacznie krótszy niż przy pozostałych cechach – wynosi bowiem około 9 km. Wskutek tego większość węzłów siatki interpolacyjnej znajdowała się dalej od najbliższego punktu pomiarowego niż wynosił zasięg autokorelacji. W tej sytuacji, przy użyciu globalnego sąsiedztwa szukania, algorytm obliczał po prostu średnią arytmetyczną ze wszystkich danych. Ten mankament dotyczy także, choć w mniejszym stopniu, map zmienności przestrzennej **Łp** i **Wk**, gdzie zasięgi autokorelacji wynosiły odpowiednio 17,3 oraz 15,5 km.

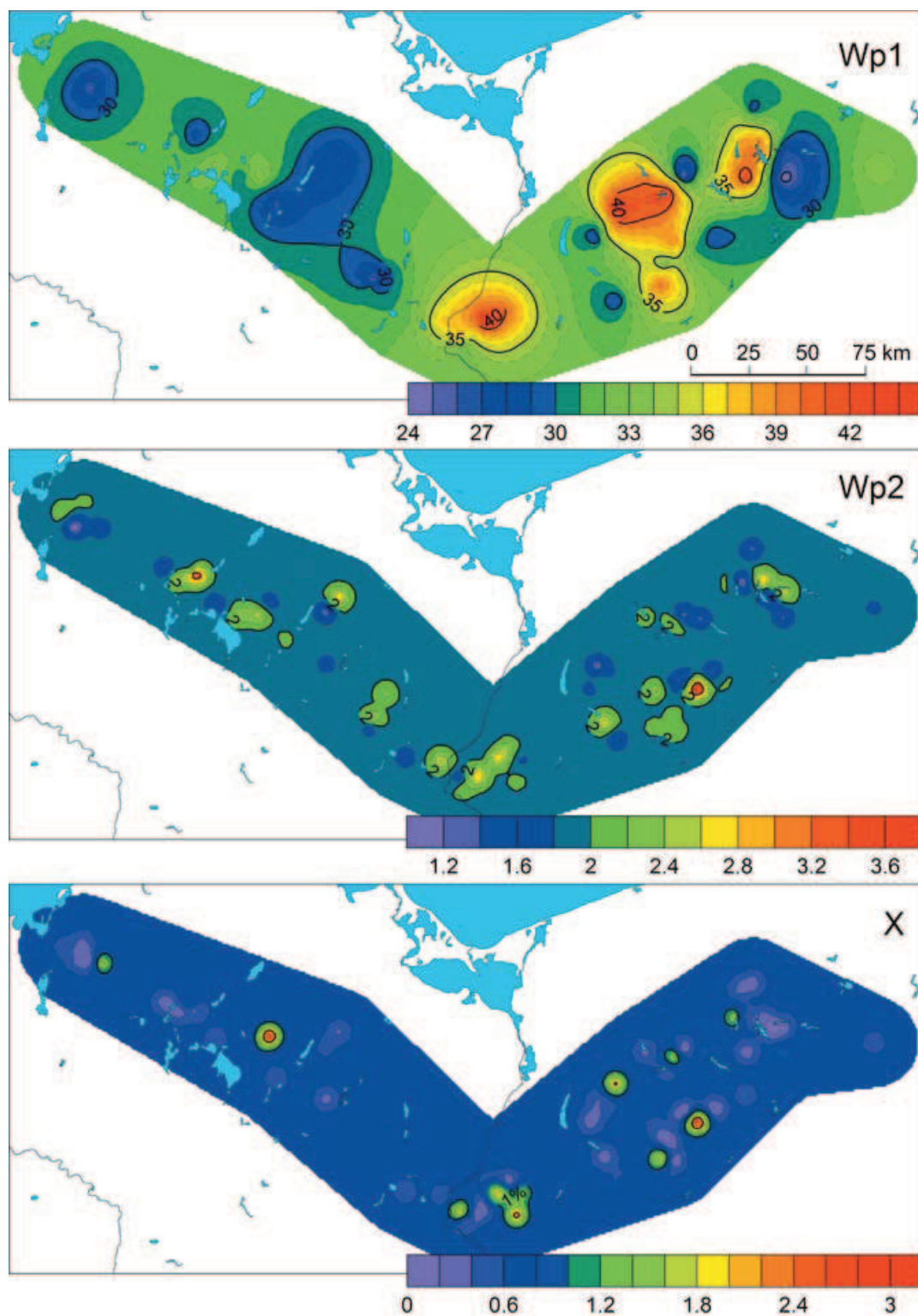
Podsumowanie

Po raz pierwszy w polskiej literaturze zastosowano metody geostatystyczne do analizy przestrzennej danych petrograficznych osadów fluwioglacjalnych. Parametry petrograficzne opisujące osady glaciofluwialne w obrębie strefy marginalnej lobu Odry i terenów przyległych, cechują się wyraźną, klarowną, strukturą przestrzenną. Obraz taki uzyskano jednakże dopiero po zastosowaniu procedury interaktywnego czyszczenia wariogramu. W przypadku każdego z analizowanych parametrów istniały bowiem próbki o anomalnych jego wartościach,



Ryc. 9. Zmienność przestrzenna parametrów Q_{ml} , Q_p i W_k w osadach fluwioglacjalnych łobu Odry i obszarach przyległych szacowana metodą zwykłego krigingu przy zastosowaniu globalnego sąsiedztwa szukania. Ze względu na bardzo skośny rozkład zmiennej W_k zakres obrazowania na mapie ograniczono do 0,3% choć estymowane maksimum sięgało 1,74%.

Spatial variability of Q_{ml} , Q_p and W_k within fluvio-glacial deposits from the Odra lobe and the adjacent regions, estimated by the OK method with global search neighbourhood. Due to the very skewed distribution of variable W_k , the scope of representation on the map is limited to 0.3%, the estimated maximum reached 1.74%



Ryc. 10. Zmienność przestrzenna parametrów Wp1, Wp2 i X w osadach fluwioglacjalnych łobu Odry i obszarach przyległych szacowana metodą zwykłego krigingu przy zastosowaniu globalnego sąsiedztwa szukania

Spatial variability of Wp1, Wp2 and X within fluvio-glacial deposits from the Odra lobe and the adjacent regions, estimated by the Ordinary Kriging method with global search neighbourhood

których wpływ maskował rzeczywistą strukturę przestrzenną. Świadczy to o znacznym wpływie czynnika losowego i/lub procesów o bardzo lokalnym zasięgu na skład petrograficzny osadów fluwioglacjalnych. Wnioski ogólne muszą się opierać zatem na danych ze stosunkowo dużej liczby stanowisk i starannym doborze reprezentatywnych punktów poboru próbek – najlepiej w dużych odsłonięciach, gdzie możliwa jest łatwiejsza identyfikacja typu facji osadów i ich rozciągłości w poziomie i pionie.

Do modelowania struktury przestrzennej użyto funkcji sferycznych o zasięgu autokorelacji od 9,0 km (**Wp2**) do 42,5 km (**Wp1**). Najczęściej powtarzały się wartości rzędu 30–40 km, co ma istotne konsekwencje dla wnioskowania na temat mechanizmu transportu i depozycji materiału narzutowego. Można przypuszczać, że w obrębie masy lodowej funkcjonowały zindywidualizowane strefy ruchu lodu o takiej właśnie szerokości. Miałyby one, być może, nieco odmienne obszary źródłowe, a materiał nimi transportowany mieszałby się jedynie w ich obrębie. Przy takim ujęciu składniki, których zasięg autokorelacji jest krótszy (**Łp** – 17,3 km, **Wk** – 15,5 km, **Wp2** – 9,0 km i **X** – 9,4 km), musiałyby mieć źródła o bardziej punktowym niż obszarowym charakterze, bądź ulegać silniejszej „degradacji” w trakcie transportu glacialnego.

Uzyskane modele struktury przestrzennej wykorzystano także do interpolacji punktowych wartości parametrów petrograficznych. Zastosowano metodę zwykłego krigingu (**OK**) z globalnym sąsiedztwem szukania. Specyficzna – zbliżona do liniowej, z licznymi skupieniami rozdzielonymi obszarami nieoprobowanymi – konfiguracja lokalizacji stanowisk spowodowała, że stosowane zazwyczaj lokalne sąsiedztwo szukania dawało mapy z licznymi „sztucznymi” artefaktami. Mapy komponentów występujących w wysokich odsetkach – a zatem bardziej reprezentatywnych statystycznie – i o dłuższym zasięgu autokorelacji (>20 km), wskazują na istnienie naprzemianległych stref obniżonych i podwyższonych ich wartości. Wynik taki jest oczywiście zgodny z omówionymi powyżej generalnymi cechami struktury przestrzennej analizowanych zmiennych i potwierdza sugerowaną genezę. Postawiona hipoteza o istnieniu zindywidualizowanych stref ruchu lodu staje się tym bardziej prawdopodobna, że układ tych struktur wydaje się być prostopadły do przebiegu strefy marginalnej lobu Odry. Konfiguracja stanowisk uniemożliwia jednakże jednoznaczne stwierdzenie takiej prawidłowości. Najczytelniejszy obraz rysuje się w przypadku skał krystalicznych **Kr**, szarych wapieni dolnopaleozoicznych **Wp1** i krzemieni **Krz**. Poza tym w udziałach dwóch ostatnich z wymienionych wyżej komponentów, widoczny jest także duży kontrast pomiędzy wschodnim i zachodnim skrzydłem lobu Odry. Niska reprezentatywność niektórych komponentów (np. czerwonych wapieni dolnopaleozoicznych **Wp2**, wapieni kredowych **Wk**) utrudnia interpretację wyników i skłania do dużej ostrożności w formułowaniu wniosków.

Piśmiennictwo

- Albrecht J., 1995, *Moränstratigrafi och glacial dynamic i NO Tyskland under Weichsel*, Lund University, Lund.
- Bleines C., Deraisme J., Geffroy F., Jeannée N., Perseval S., Rambert F., Renard D., Torres O., Touffait Y., 2006, *Isatis technical references, version 6.0.0*, Geovariences and Ecole des Mines de Paris.
- Böse M., 1979, *Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen*, Berliner Geographische Abhandlungen, 28.
- , 1989, *Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee*, Berliner Geographische Abhandlungen, 51.
- Brose F., 1978, *Weichselglaziale Rückzugstaffeln im Hinterland der Eisrandlage des Pomerschen Stadiums südlich von Angermünde*, Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 27, 1-2, s. 17–19.
- Cepek A.G., 1967, *Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR*, Berichte der Deutschen Gesellschaft der Geologischen Wissenschaften, Serie A, 12, 3/4, s. 375–404.
- , 1969, *Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR*, Geologie, 18, 6, s. 657–673, Berlin.
- Czubla P., 2001, *Eratyki fennoskandzkie w Polsce Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne*, Acta Geographica Lodziensia, 80.
- Deutsch C.V., Journel A.G., 1998, *GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide*, Oxford University Press, New York (wyd. 2).
- Dobrcka E., Dobracki R., Lewandowski J., Chybiorz R., 2002, *Główne elementy rzeźby glacialnej na tle mapy hipsometrycznej (cyfrowego modelu terenu) Pomorza Środkowego (mapa)*, [w:] R. Dobracki, J. Lewandowski, T. Zieliński (red.), *Plejstocen Pomorza Środkowego i strefa marginalna lobu Parsęty. IX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”*, PIG Oddział Pomorski, Szczecin; Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec, s. 120a.
- Galon R., 1972, *Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, s. 129–156.
- Gałązka D., 2004, *Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski*, Wydział Geologii UW, Warszawa, maszynopis.
- Goovaerts P., 1997, *Geostatistics for natural resources evaluation*, Oxford University Press, New York.
- Górska M., 2000, *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenia dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*, Prace Poznańskiego TPN, 26, Poznań.
- , 2002, *The petrography of glacial sediments in Uckermark and Soldin Lakeland*, DEU-QUA-Tagung 2002 Potsdam/Berlin, Terra Nostra, 6, s. 116–119.
- , 2002b, *Petrographie von uckermärkischen Geschieben*, Geologische Brandenburgische Beiträge, Neubrandenburg, 3, s. 35–47.
- , 2002c, *Petrografia osadów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej Pojezierza Drawskiego*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Poznań, Seria A, 53, s. 29–42.

- , 2003a, *Analiza petrograficzna narzutniaków skandynawskich*, [w:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Analizy sedymentologiczne osadów glacialnych*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 23–31.
- , 2003b, *Petrography of glacial sediments in Uckermark, NE Brandenburg – a preliminary study*, *Landform Analysis*, 4, s. 39–48.
- , 2005, *Sediments of the Odra Lobe in the light of selected textural and mineral analyses*, *Quaestiones Geographicae*, 24, s. 29–49.
- , 2006a, *Wybrane cechy teksturalne glin lodowcowych i osadów wodnolodowcowych fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec*, *Przegląd Geograficzny*, 78, 1, s. 69–89.
- , 2006b, *Textur und Schwerminerale der Geschiebemergel und der fluvioglazialen Sedimente des Pommerschen Stadiums des Weichselian im nordöstlichen Deutschland*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50, 3, s. 321–345.
- Górska-Zabielska M., 2006, *Lob Odry w świetle wybranych analiz teksturalnych i mineralnych*, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A*, 57, s. 35–59.
- , 2007, *Eratyki skandynawskie – metodyka i interpretacja*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*, Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, s. 75–82.
- Górska M., Zabielski R., 2006, *Petrographic characteristic of fluvioglacial deposits of the Odra Lobe in the light of the statistical analysis*, *Geological Quarterly*, 50, 2, s. 239–246.
- Karczewski A., 1969, *Types and stages of deglaciation in areas of the Odra Lobe in Western Pomerania*, *Geographia Polonica*, 17, s. 189–196.
- , 1985, *Typy morfogenetyczne form strefy marginalnej fazy pomorskiej w obszarze tzw. lobu Parsęty na Pojezierzu Szczecińskim*, *Poznańskie TPN, Sprawozdania Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego*, 101 za 1983 r., Poznań, s. 29–32.
- , 1990, *Morphogenesis of the Pomeranian Phase marginal zone in the Parsęta lobe region in the vistulian, middle Pomerania*, *Quaestiones Geographicae*, 13/14, s. 43–68.
- , 1991, *Rozwój i zasięg fazy pomorskiej w obrębie lobu Parsęty podczas zlodowacenia vistuliańskiego*, [w:] A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, *Geografia*, 50, s. 59–66.
- , 1995, *Modele formowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na Pomorzu Zachodnim i Środkowym*, *Poznańskie TPN, Sprawozdania Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego*, 109 (1991–1994), cz. 1, Poznań, s. 67–68.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedymentacji łądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Keilhack K. 1897, *Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland*, *Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 17, s. 163–188.
- , 1899, *Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des Pommerschen Küstengebietes*, *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 19, s. 90–152.
- Kliewe H., Kozarski S., 1979, *Zur Verknüpfung von Marginalzonen im Bereich des Oderlobus*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia*, 14, 46, s. 21–30.
- Kozarski S., 1965a, *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części Pradoliny Noteci-Warty*, *Poznańskie TPN, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 5, 1, Poznań.
- , 1965b, *Differential Baltic ice-stream activity on the example of the Odra Lobe*, *Geographia Polonica*, 6, s. 29–34.
- , 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP)*, *Dokumentacja Geograficzna*, 1.

- Krienke K., 2003, *Südostrügen im Weichsel-Hochglazial – Lithostratigraphische, lithofaziale, strukturgeologische und landschafts-genetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE Deutschland)*, Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge, 12.
- Kurimo H., 1982, *Ice lobe formation and function during the deglaciation in Finland and adjacent Soviet Karelia*, *Boreas*, 11, s. 59–78.
- Lüttig G., 1957, *Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten*, *Die Umschau*, 57, s. 403–405.
- , 1958, *Methodische Fragen der Geschiebeforschung*, *Geologisches Jahrbuch*, 75, s. 361–418.
- , 1991, *Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid – examples from Schleswig-Holstein*, *Newsletter Stratigraphy*, 25, 2, s. 61–74.
- , 1995, *Geschiebezählungen – eine terminologische Richtigtstellung*, *Geschiebekunde aktuell*, 11, 4, s. 109–112.
- , 1997, *Beitrag zur Geschiebeforschung in Boehmen und Mähren*, *Geschiebekunde aktuell*, 13, 2, s. 43–46.
- , 1999, *Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes*, *Eiszeitalter und Gegenwart*, 49, s. 144–163.
- , 2005, *Geschiebezählungen im westlichen Mecklenburg*, *Archiv für Geschiebekunde*, 4, 9, s. 569–608.
- Lüttig G., Meyer K.-D., 2002, *Geschiebezählungen in der nordischen Lüneburger Heide*, *Der Geschiebesammler*, 34, 4, s. 155–172.
- Meyer K.-D., 1983, *Saalian end moraines in Lower Saxony*, [w:] J. Ehlers (red.), *Glacial deposits in north-western Europe*, A.A.Balkema, Rotterdam, s. 335–342.
- , 1986, *Ground and end moraines in Lower Saxony*, [w:] J.J.M. Van der Meer (red.), *Tills and Glaciotectonics. INQUA Symposium on the Genesis and Lithology of Glacial Deposits*, A.A. Balkema, Rotterdam, s. 197–204.
- , 1995, *Diskussions-Beitrag zur Stellung des Warthe-Stadiums in Niedersachsen*, *Acta Geographica Lodziensia*, 68, s. 149–154.
- , 1998a, *Zur Geschiebegemeinschaft des Sadewitzer Kalkes*, *Der Geschiebesammler*, 31, 4, s. 167–175.
- , 1998b, *Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide*, *Mitteilungen des Geologischen Instituts der Universität Hannover*, 38, s. 179–189.
- , 2000, *Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen)*, *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 7, 1/2, s. 115–125.
- Olea R.A., 1999, *Geostatistics for engineeres and earth scientists*, Kluwer Academic Publishers, Boston.
- Pannatier Y., 1996, *VARIOWIN: Software for spatial data analysis in 2D*, Springer, New York.
- Panzig W.-A., 1989, *Das geschiebestatistische Normalprofil des Till-Inventars von Rügen*, *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 38, 1-2, s. 53–63.
- , 1992, *The gravel-compositorial standard-profile of the till-inventory of NE Rügen, south-western Baltic, GDR*, *Quaestiones Geographicae, Special Issue*, 3, s. 143–154.
- Pawlowsky-Glahn V., Olea R.A., 2004, *Geostatistical analysis of compositional data*, International Association for Mathematical Geology, Oxford University Press, New York, *Studies in Mathematical Geology*, 7.

- Punkari M., 1997, *Subglacial processes of the Scandinavian Ice Sheet in Fennoscandia inferred from flow-parallel features and lithostratigraphy*, *Sedimentary Geology*, 111, s. 263–283.
- Roszko L., 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, *Prace Geograficzne, IG PAN*, 74, s. 65–100.
- Rutkowski J., 1995, *Badania uziarnienia osadów bardzo gruboziarnistych*, [w:] E. Myciel-ska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa, s. 106–114.
- Schroeder J. (red.), 1994, *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg*, *Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V.*, Berlin.
- Schulz W., 1967, *Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs*, *Archiv Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg*, 13, s. 99–119.
- Surfer 8. User's guide*, 2002, Golden Software Inc., Golden, Colorado, USA.
- Zabielski R., 2000, *Charakterystyka petrograficzna glin lodowcowych rejonu Konina w świetle analizy statystycznej*, *Przegląd Geologiczny*, 48, 4, s. 345–350.
- , 2004, *Jakie cechy składu petrograficznego żwirów glin lodowcowych mogą być przydatne w litostratygrafii?*, *Przegląd Geologiczny*, 52, 4, s. 340–346.
- , 2005, *Korelacja litologiczna glin lodowcowych rejonu Konina z zastosowaniem analizy statystycznej*, Zakład Kartografii Geologicznej PIG, Warszawa, maszynopis.
- Zabielski R., Gałazka D., 2003, *Investigation of Scandinavian erratics and gravel from tills – new interpretation, Konin region – Central Poland*, [w:] *The 5th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Material, Rovaniemi, Finland, 9–11 June 2003*, The International Association of Geoanalysts, Rovaniemi, s. 94–95.
- Zawadzki J., 2005, *Wykorzystanie metod geostatystycznych w badaniach środowiska przyrodniczego*, *Prace Naukowe Politechniki Warszawskiej, Inżynieria Środowiska*, 49.

[Wpłynęło: kwiecień; poprawiono: październik 2007 r.]

MARIA GÓRSKA-ZABIELSKA, ALFRED STACH

ANALYSIS OF SPATIAL STRUCTURE AND ESTIMATION OF PETROGRAPHICAL
CONTENT OF VISTULIAN FLUVIOGLACIAL DEPOSITS WITHIN
THE MARGINAL ZONE OF THE Odra LOBE AND ADJACENT REGIONS

To date the main emphasis in the interpretation of petrographical data on rock material transported by an ice-sheet has been placed on the problem of identifying of source regions. In addition, the data in question have been put through a standard statistical analysis from a stratigraphic and/or spatial perspective, in order to identify differences (or lack of same) between various levels of deposits (i.e. various glaciations / phases / advances) and/or regions. To the best of the present authors' knowledge, spatial statistical devices have not been thus far used to test a hypothesis as to possible spatial (and maybe also temporal) autocorrelation between the data of that kind. If such an autocorrelation existed, its identification could cast more light on the nature and dynamics of glacial transport and sedimentation. It would also give a chance to create a spatial

(not merely a point) depiction of the petrographical content of glacial deposits, as well as to indicate objectively such locations for further research as would yield the greatest amount of new information from the point of view of the spatial variability of phenomena. Such was the inspiration for the work described as follows to be embarked upon.

The research was conducted on the Odra lobe area – a projected part of the ice-sheet present in the Pomeranian Phase of the last glaciation. Spatial analysis was carried out on a homogeneous group of 79 samples originating exclusively in fluvioglacial deposits. Sampling sites were distributed comparatively evenly across the areas of today's north-eastern Germany and north-western Poland that would have been in the glaciomarginal zone characterising the Pomeranian Phase of the last glaciation. The following 10 petrographical groups were marked off from the statistically representative gravel sample taken: **Kr** – crystalline rocks, **Wp1** – grey Lower Palaeozoic limestones, **Wp2** – red Ordovician limestones, **Wk** – Cretaceous limestones (Mesozoic), **Dp** – dolomites, **Pp** – sandstones and quartzites, **Lp** – slates and Palaeozoic clay-slates, **Krz** – flints, **Qp** – quartz, **Qml** – milky quartz, **X** – others. Spatial analysis of the petrographical data was carried out using methods from linear geostatistics. Semivariance was applied as a measure of spatial structure, the spatial estimation being performed by means of the Ordinary Kriging method.

The petrographical parameters describing the glaciofluvial deposits within what were the marginal zone of the Odra lobe and adjacent areas are distinguished by a distinct, clear spatial structure. Spherical functions with an autocorrelation range from 9.0 km (**Wp2**) to 42.5 km (**Wp1**) were used in modelling the spatial structure. Values of 30–40 km were most frequently repeated, this having substantial consequences when it comes to the drawing of conclusions about the mechanism by which erratic material was transported and deposited. It was reasonable to expect that individualized zones of ice movement of exactly this width, might have functioned within the ice mass. They would perhaps have had slightly different source regions, and the material transported by them would have mixed solely within their limits. Taking this perspective into consideration the components of shorter autocorrelation range (**Lp** – 17.3 km, **Wk** – 15.5 km, **Wp2** – 9.0 km and **X** – 9.4 km) must have had more point-like than spatial sources, or undergone stronger “degradation” during glacial transport.

The obtained models of spatial structure have also been used for the interpolation of point values of petrographical parameters. Maps of components occurring in the large proportions – and therefore more representative statistically – and of longer autocorrelation range (> 20 km), indicate the existence of alternate zones of lowered and raised values. Such a result is obviously in accordance with the general features of spatial structure of the analysed variables discussed above, supporting the conjecture as to presumed origins. The formulated hypothesis about the existence of the individualized ice streams becomes all the more probable as the pattern to these structures seems perpendicular to the course of the Odra lobe marginal zone. However, the configuration of sites makes such regularity impossible to pronounce unambiguously. The picture looks clearest for the crystalline rocks **Kr**, the grey Lower Palaeozoic limestones **Wp1**, and the flints **Krz**. A sharp contrast between the eastern and western wings of the Odra lobe is also noticeable for the percentage of the last two of the components mentioned above. Low representativeness of some components (eg. red Ordovician limestones **Wp2**, Cretaceous limestones **Wk**) makes the interpretation of the results difficult and inclines one to great circumspection in arriving at conclusions.