



Maciej Szczypiorowski

Niezależny badacz

E-mail: [maciej.szczypiorowski@gmail.com](mailto:maciej.szczypiorowski@gmail.com)

Historia artykułu: data wpływu 03.03.2017; data akceptacji 30.11.2017

## Analiza morfometryczna węzła dolinnego Warty, Widawki i Grabi z wykorzystaniem algorytmu ISODATA

### Morphometric analysis of the valley junction of the Warta, Widawka and Grabia Rivers using the ISODATA algorithm

#### Zarys treści

W artykule przedstawiono próbę zastosowania metod GIS do automatycznego wyznaczenia form ukształtowania terenu na obszarze węzła dolinnego tworzonego przez Wartę, Widawkę i Grabię. Podstawę analizy stanowi numeryczny model terenu wykonany w oparciu o mapy topograficzne w skali 1:10 000 oraz jego pochodne. Wykonane na podstawie cyfrowego modelu terenu mapy zostały przetworzone przy użyciu algorytmu ISODATA w celu klasyfikacji cech morfometrycznych terenu. W oparciu o pochodne numerycznego modelu terenu zostały wyznaczone formy rzeźby. Wyznaczone formy terenu zostały zaprezentowane na mapie morfometrycznej. W celu weryfikacji wydzielonych form zestawiono je ze szkicami geomorfologicznymi obszaru wykonanym podczas opracowywania szczegółowych map geologicznych. Zestawienie to potwierdziło poprawność większości wydzielonych form oraz ich znaczne zróżnicowanie przestrzenne. Różnice w powierzchniach i lokalizacji form terenu zaprezentowano w formie szeregu map.

**Słowa kluczowe** Morfologia dolin rzecznych, morfometria, numeryczny model terenu, algorytm ISODATA, Warta, Widawka, Grabia.

#### Abstract

The article shows the application of GIS method for an automatic identification of landforms in the area of junction formed by the Warta, Widawka and Grabia Rivers. The analysis is based on Digital Elevation Model designed in compliance with topographical maps on a scale of 1:10 000 and its DEM-based derivatives. DEM-based maps have been built with use of the ISODATA algorithm in order to classify the morphometric characteristics of terrain. The landforms have been determined on the basis of numeric terrain model derivatives and presented on a morphometric map. In order to verify the results, the identified landforms were juxtaposed with the geomorphological mapping created during the preparation of detailed geological maps. The comparison showed the validity of almost all indicated landforms and their considerable spatial differentiation. The spatial and localisation differences of landforms have been presented in the form of map sets.

**Keywords** Morphology of river valleys, morphometrics, Digital Terrain Model, ISODATA algorithm, Warta River, Widawka River, Grabia River.

## 1. Wprowadzenie

Analizy geomorfometryczne są jednym z elementarnych sposobów opisu rzeźby terenu (Richling 2007). W analizach ilościowych i statystycznych opisach ukształtowania powierzchni można wyodrębnić dwa kierunki (Lustig 1969). Pierwszy, stosowany głównie do niewielkich obszarów, opiera się na badaniach terenowych. Drugi traktuje powierzchnie całościowo, zaś podstawę analiz stanowią mapy topograficzne oraz coraz częściej cyfrowe modele terenu opracowane na podstawie danych pochodzących z danych satelitarnych, a także automatycznych pomiarów laserowych. Podejście to ma zastosowanie głównie w opracowaniach o skali regionalnej.

Obecnie zastosowanie cyfrowych modeli terenu pozwala prowadzić analizy w mniejszej skali. Opracowania takie stają się również dokładniejsze oraz bardziej obiektywne (Wieczorek, Żyszkowska 2011). Przy zastosowaniu metod GIS decydujący jest wybór skali i jakości danych źródłowych. Cyfryzacja analogowych map topograficznych w skali 1:10 000 pozwala na przeprowadzenie wystarczająco dokładnych analiz o lokalnym zasięgu. Model terenu powstały w oparciu o mapy topograficzne jest

wystarczająco dokładny, aby na jego podstawie modelować procesy przyrodnicze na niewielkich obszarach (Wałek 2013).

Bardzo ważny jest odpowiedni dobór metod opisu parametrów morfometrycznych terenu. W badaniach geomorfologicznych stosuje się głównie modele terenu w wersji DEM (Urbański 2012). Ten rodzaj danych cyfrowych stosuje się zarówno w badaniach pojedynczych obiektów, takich jak wydmy (Andrews i in. 2002 *vide* Urbański 2008), koryta rzeczne (Reinfields i in. 2004 *vide* Urbański 2008), jak i w analizach większych powierzchni terenu. Przykładami takich opracowań są badania obszarów wyżynnych opracowane przez Wojkowskiego (2007), Szuberta (2007) lub analizy systemów rzecznych, których przykłady przedstawili Ostrowski i Falkowski (2009, 2012). Wykorzystanie cyfrowych modeli terenu pozwala na przeprowadzenie odpowiednio precyzyjnych analiz morfometrycznych posiadających dokładny opis matematyczny.

W niniejszej pracy podjęto próbę zastosowania numerycznego modelu terenu odwzorowującego obszar o stosunkowo niedużej powierzchni do kompleksowej analizy morfometrycznej. Wykorzystanie pochodnych NMT oraz odpowiednich algorytmów pozwoliło na część-

ciowo automatyczną klasyfikację form geomorfologicznych. Uzyskany obraz morfologii terenu porównano z klasycznym szkicem geomorfologicznym.

## 2. Obszar badań

Obszar objęty analizą usytuowany jest u zbiegu trzech mezoregionów (Kondracki 1994): Kotliny Sieradzkiej (318.18), Wysoczyzny Łaskiej (318.19), Kotliny Szczercowskiej (318.23). Charakterystycznym elementem tego obszaru jest sieć rzeczna. Zgodnie z podziałem hydrograficznym obszar położony jest w zlewni środkowej Warty (Sieradzka-Kasprzak 2012). Obejmuje ujściowe odcinki rzeki Widawki stanowiącej prawobrzeżny dopływ Warty oraz odcinek rzeki Grabi stanowiący prawobrzeżny dopływ Widawki. Te trzy rzeki dodatkowo zasila wiele mniejszych dopływów. Odcinki ujściowe rzek ułożone są prawie prostopadle do recypientów, tworząc w ten sposób układ sieci rzecznej zbliżony do układu kratowego (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999). Wschodnie stoki doliny Warty stanowią południowo zachodnią granicę Wysoczyzny Łaskiej. Wysoczyzna rozciąga się przez dolinę Grabi (Kondracki 1994). Dolina Widawki oraz dolina Warty powyżej ujścia rzeki Widawki stanowi fragment Kotliny Szczercowskiej, natomiast dolina Warty poniżej wspomnianego ujścia stanowi część Kotliny Sieradzkiej.

Opisywany obszar został ukształtowany podczas stadia Warty zlodowacenia środkowopolskiego i wyróżnia się cechami rzeźby staroglacjalnej. W czasie zlodowacenia ląd południowopolski lądolodu przesuwał się wzdłuż dolin Warty i Widawki (Rdzany 2009). Największy wpływ na ukształtowanie terenu miały procesy fluwio-peryglacjalne. Większość form geomorfologicznych ostatecznie ukształtowała się w warunkach peryglacjalnych (Krzemiński 1997).

Znaczna część obszaru wężła dolinnego znajduje się w granicach Parku Krajobrazowego Międzyrzecza Warty i Widawki. Na tym terenie, poza parkiem krajobrazowym, ustanowiono także szereg form chroniących mniejsze obszary oraz pojedyncze obiekty. W użytkowaniu gruntów dominują tereny rolnicze oraz leśne. Grunty rolne dominują na obszarze wysoczyzny Łaskiej, natomiast w dolinach rzek występuje mozaika łąk, pastwisk, lasów i upraw rolniczych.

## 3. Metoda wykonania NMT

Materiałem wejściowym będącym podstawą przeprowadzonych analiz jest numeryczny model terenu (NMT). Został on sporządzony na podstawie wektoryzacji mapy topograficznej w skali 1:10 000. Aktualność topograficzna wykorzystanej mapy to lata 1956–1990. Zostały one wykonane w układzie 1965 (<http://www.codgik.gov.pl/>). Do wektoryzacji wykorzystano oprogramowanie firmy Esri – program ArcMap v.10.0.

Wykorzystanie wspomnianych map w procesie tworzenia numerycznych modeli terenu jest bardzo popularne (Wieczorek, Żyszkowska 2011), stwarza jednak pewne trudności, ze względu na specyfikę sposobu obrazowania powierzchni terenu. Komplikacje w wykonaniu poprawnego NMT dotyczą obszarów równin zalewowych i obszarów podmokłych, a także miejsc, gdzie rozległe płaskie tereny sąsiadują z obszarami o dużych deniwe-

lacjach. Część trudności przy opracowaniu NMT można wyeliminować podczas ręcznej digitalizacji izohips. Znając rzeczywiste ukształtowanie terenu i odpowiednio odczytując materiały kartograficzne można właściwie zinterpretować rzeźbę obszaru i skorygować cyfrowy model terenu, aby zachował poprawność hydrologiczną (Rzeszewski, Jasiewicz 2008).

Na podstawie izohips wykreślono około 130 tysięcy punktów wysokościowych. Punkty te posłużyły do wygenerowania cyfrowego obrazu terenu. Do obliczenia NMT wykorzystano narzędzie „Topo to Raster” z aplikacji narzędziowej ArcToolbox programu ArcMap. Do warstwy z punktami wysokościowymi dodano warstwę przedstawiającą sieć hydrograficzną oraz zidentyfikowane starorzecza. Dane o przebiegu cieków zostały zwektoryzowane na podstawie Rastrowej Mapy Hydrograficznej Polski, natomiast starorzecza zostały naniesione z ortofotomap. Po wygenerowaniu przez program modelu terenu został on poddany kontroli i weryfikacji. W celu uzyskania poprawnego hydrologicznie NMT oraz wyeliminowania błędów interpolacyjnych dodano, a także poprawiono rozmieszczenie niektórych punktów wysokościowych. Wynikowe zobrazowanie powierzchni terenu posiada piksel o rozdzielczości poziomej 5 m.

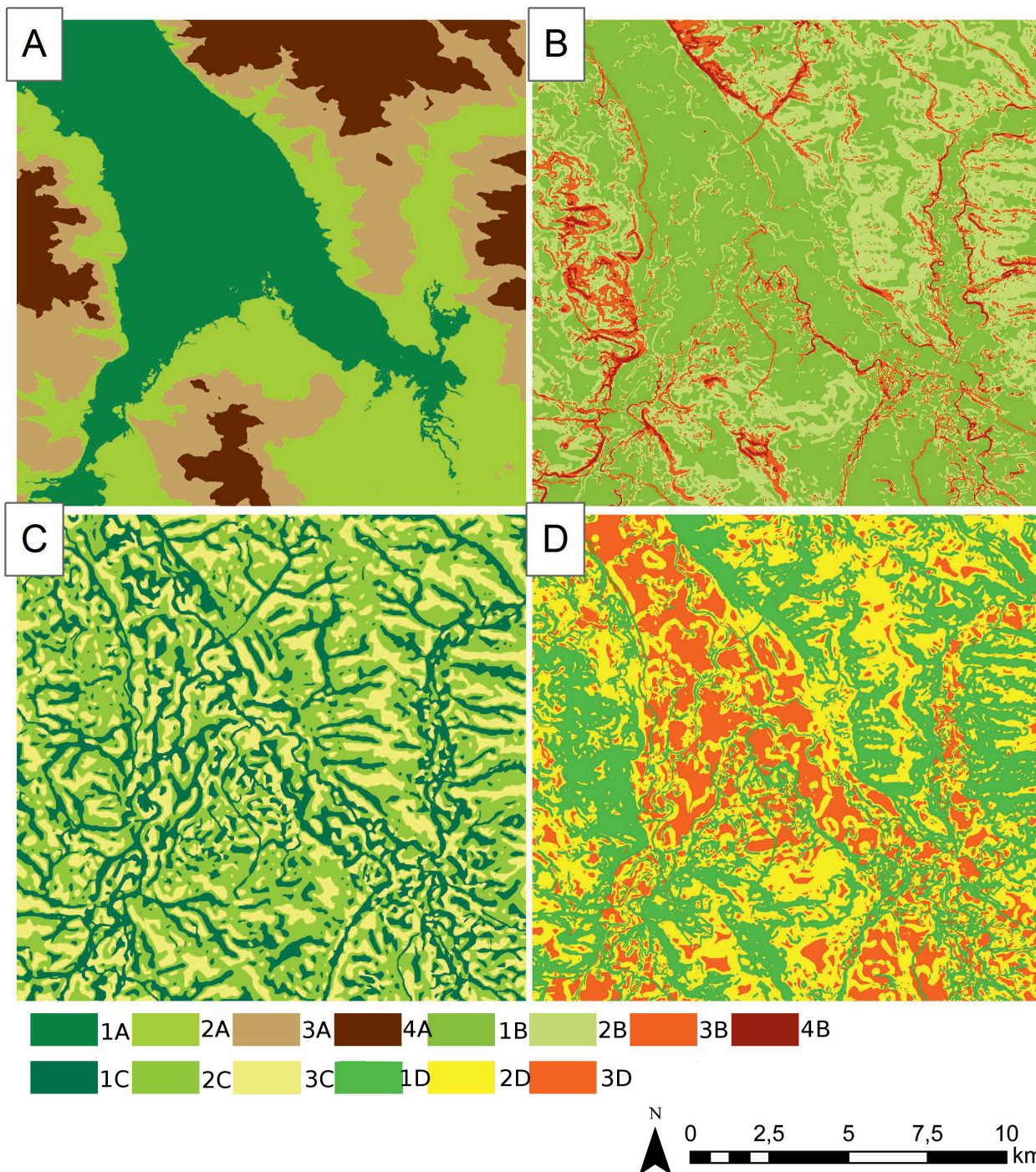
## 4. Metoda klasyfikacji rzeźby terenu przy użyciu pochodnych cyfrowego modelu terenu oraz algorytmu ISODATA

Algorytm ISODATA jest jedną z automatycznych technik rozpoznawania obrazów wykorzystywanych w systemach GIS oraz w teledetekcji (Giętkowski, Zachwatowicz 2008). Algorytm ten opiera się na tzw. klasyfikacji nienadzorowanej wykonywanej poprzez analizę statystyczną danych (Singh, Dubey 2012). Klasyfikację obrazu rastrowego przy użyciu algorytmu ISODATA można wykonać w oprogramowaniu ArcGIS dzięki zastosowaniu narzędzia *Iso Cluster Unsupervised Classification*. Klasyfikacja algorytmem ISODATA nie przypisuje jednak żadnych konkretnych cech obiektom, a jedynie grupuje je w zadaną liczbę klas. W niniejszej pracy opis poszczególnych klas został wykonany manualnie. Podstawą do wydzielenia poszczególnych klas oraz ich opisanie była znajomość obszaru poznanego w trakcie badań kameralnych i terenowych.

Do wykonania klasyfikacji rzeźby na podstawie parametrów morfometrycznych i fizjograficznych wykorzystano cztery wejściowe obrazy rastrowe. Raster przedstawiający numeryczny model wysokościowy stworzony został na podstawie powyżej opisanych materiałów kartograficznych. Został on następnie podzielony na cztery klasy (ryc. 1A) opisane jako: poziom dna doliny, poziom terasowy, stoki wysoczyzn oraz poziom wysoczyzny. Kolejnym wykorzystanym materiałem jest pochodna NMT, czyli tzw. mapa spadków. Mapa nachylenia terenu obrazuje zmianę wysokości na jednostkę długości w kierunku największego spadku. Wydzielono z niej cztery klasy (ryc. 1B): równinę, stoki, stoki spadziste, stoki strome. Opracowano także obrazy prezentujące wtórne parametry topograficzne. Pierwszym z nich jest wskaźnik TWI (*Topographic Wetness Index*). Raster obrazujący topograficzny indeks wilgotności przedstawia wpływ topografii terenu na wilgotność podłoża. Został on

podzielony na trzy klasy (ryc. 1C) opisane jako teren podmokły (bardzo wilgotny), wilgotny, suchy. Ostatnim wykorzystanym obrazem rastrowym jest mapa przedstawiająca lokalne deniwelacje terenu. Opisuje ona różnicę wysokości względnych powierzchni terenu dla okręgów

o promieniu 250 m. Mapa lokalnych deniwelacji terenu została podzielona na trzy klasy (ryc. 1D), tj. obniżenie, wyniesienie i spłaszczenie terenu. Szczegółowe wartości parametrów morfometrycznych w poszczególnych klasach przedstawiono w tabeli 1.



**Ryc. 1.** Klasy pochodnych NMT wydzielone przy użyciu algorytmu ISODATA (opr. M. Szczypiorowski, 2016)  
 A – klasy NMT: 1A – poziom dna doliny, 2A – poziom terasowy, 3A – stoki wysoczyzny, 4A – poziom wysoczyzny  
 B – klasy nachylenia terenu: 1B – równina, 2B – stoki, 3B – stoki spadziste, 4B – stoki strome  
 C – klasy wskaźnika TWI: 1C – bardzo wilgotno, 2C – wilgotno, 3C – sucho  
 D – klasy lokalnych deniwelacji terenu: 1D – obniżenie terenu, 2D – spłaszczenie, 3D – wyniesienie terenu

**Fig. 1.** Classes of NMT derivatives separated using the ISODATA algorithm (ed. by M. Szczypiorowski, 2016)  
 A – classes of DEM: 1A – valley bottom level, 2A – terraced level, 3A – slopes of plain, 4A – level of plain  
 B – classes of slope: 1B – plain, 2B – slopes, 3B – sloping slopes, 4B – steep slopes  
 C – classes of TWI indicator: 1C – very humid, 2C – humid, 3C – dry  
 D – classes of local land denivelation: 1D – terrain depression, 2D – land flattening, 3D – land elevation

**Tabela 1.** Wartości parametrów morfometrycznych w poszczególnych klasach**Table 1.** Values of morphometric parameters in particular classes

NMW [m n.p.m]	Klasy i wartości w klasach											
	poziom dna doliny			poziom terasowy			stoki wysoczyzn			poziom wysoczyzny		
	132,4	148,5	140,2	144,8	160,0	151,8	156,7	171,8	164,0	167,4	201,1	177,4
Spadki [%]	równina			stoki			stoki spadziste			stoki strome		
	0,0	9,1	0,3	0,0	13,6	1,3	0,0	13,6	2,9	0,0	21,0	6,3
Wskaźnik TWI	bardzo wilgotny			wilgotny			suchy			n.d.		
	6,8	12,2	9,8	0,0	13,6	1,3	0,0	13,6	2,9			
Deniwelacje lokalne	obniżenie			spłaszczenie			wyniesienie			n.d.		
	-3,4	13,9	-2,4	-3,4	12,5	-1,9	-3,4	10,1	-2,4			

Źródło/Source: opr. własne/own compilation.

## 5. Wyniki klasyfikacji

W kolejnym etapie analizy warstwy z poszczególnymi klasami wyróżnionymi przy użyciu algorytmu ISODATA zostały ze sobą zestawione. Pozwoliło to na wydzielenie jednostek przestrzennych różnicujących się na podstawie dominujących cech parametrów morfometrycznych. Następnie liczbę tych wydzieleni ograniczono poprzez ich agregację na podstawie dominujących cech w poszczególnych klasach. Pozwoliło to na wydzielenie szeregu form terenu różniących się określonymi parametrami morfometrycznymi.

Poszczególne wydzielenia opisano analogicznie do form terenu zidentyfikowanych i oznaczonych na szkicach geomorfologicznych opracowanych przez Balińskiego, Gawlika (1985), Krzemińskiego, Bezkowską (1987), Klatkowską (1988), Bezkowską (1993). W rezultacie, na anali-

zowanym obszarze wyznaczono jedenaście odrębnych form terenu. W dolinach wyróżniono pięć poziomów terasowych. Wyróżniono najniższy i najmłodszy poziom I terasy – dennej. Jest to poziom równiny zalewowej obejmujący również koryta rzek oraz wyraźnie zarysowujące się w krajobrazie paleomeandry i starorzecza. Powyżej najniższego poziomu wyodrębniono dwa poziomy teras zalewowych – poziom II i III, a także dwa kolejne poziomy teras nadzalewowych – poziom IV i V. Stoki dolin zostały podzielone na stoki strome oraz stoki długie. Wyróżniono także suche doliny rozcinające stoki dolin rzecznych. Kolejnym poziomem jest wysoczyzna, która została podzielona na obniżenia i wzniesienia. Podziału tego dokonano, gdyż zróżnicowanie powierzchni wysoczyzn wyraźnie odznacza się w zmienności wykorzystanych parametrów morfometrycznych. Parametry opisujące poszczególne formy terenu zostały przedstawione w tabeli 2.

**Tabela 2.** Wartości parametrów poszczególnych form ukształtowania powierzchni terenu**Table 2.** Values of parameters of particular forms of land surface configuration

Forma	Parametr											
	NMW [m n.p.m.]			Spadki [%]			Wskaźnik TWI			Deniwelacje terenu		
	min	max	śr.	min	max	śr.	min	max	śr.	min	max	śr.
Terasa (denna) – I poziom	132,4	147,6	140,1	0,0	19,8	0,7	6,0	11,9	10,2	-3,4	12,8	-1,1
Terasa (zalewowa) – II poziom	132,5	162,8	140,2	0,0	21,0	0,8	5,9	11,9	10,1	-3,4	12,5	-2,7
Terasa (zalewowa) – III poziom	132,5	165,4	146,2	0,0	14,9	0,5	6,3	11,9	10,4	-3,4	10,0	-3,1
Terasa (nadzalewowa) – IV poziom	142,7	165,4	151,7	0,0	21,0	1,2	5,9	11,9	9,5	-3,4	3,0	-2,9
Terasa (nadzalewowa) – V poziom	143,3	166,8	151,9	0,0	19,3	1,1	6,0	11,9	9,7	-3,4	6,8	0,6
Długie stoki	138,8	170,9	164,0	0,0	6,1	1,0	7,4	12,1	9,4	-3,4	3,7	-2,7
Strome stoki	155,4	184,8	164,3	0,0	20,0	3,2	6,1	12,0	8,1	-3,4	3,6	-3,3
Suche doliny	143,7	172,1	161,2	0,0	12,9	2,6	5,6	12,0	8,3	-3,4	2,5	-3,3
Wysoczyzna	167,4	199,7	177,3	0,0	13,6	1,2	6,6	12,2	9,3	-3,4	2,9	-3,1
Obniżenia wysoczyzny	169,5	196,9	177,0	0,0	7,1	1,4	7,2	12,2	9,2	-3,4	1,4	-3,3
Wzniesienia wysoczyzny	169,5	201,1	177,8	0,0	15,1	1,1	6,5	12,2	9,6	-3,4	3,8	-3,1

Źródło/Source: opr. własne/own compilation.

## 6. Opis form wynikowych

Najniżej położoną formą ukształtowania terenu wyróżnioną na podstawie przeprowadzonej analizy jest terasa denna I poziomu. Należy ją uznać za najmłodszą formę ukształtowania terenu w obszarze badań. Poziom ten jest w znacznej części wykorzystywany przez rzeki, starorzecza i torfowiska. I poziom terasowy zajmuje prawie 12% powierzchni obszaru (ryc. 2). Jego najniższy punkt położony jest na wysokości 132,4 m n.p.m. (tab. 2) i znajduje się w północnej części opracowania, w korycie rzeki Warty. Natomiast punkt najwyższy zidentyfikowano powyżej ujścia Grabi, w dolinie Widawki. Poziom ten cechuje się niskimi średnimi spadkami terenu nieprzekraczającymi 1% oraz niską średnią deniwelacji lokalnych, która wyniosła 1,1 m. Lokalnie deniwelacje w obrębie I poziomu terasy mogą dochodzić nawet do 12,5 m. Tak duże deniwelacje terenu mogą wystąpić na obszarach, które są nieustannie kształtowane przez procesy fluwialne. Obszary takie są strefami granicznymi pomiędzy I poziomem terasowym oraz innymi formami. Średnia wartość wskaźnika TWI dla I poziomu terasowego przyjmuje bardzo wysoką, zbliżoną do maksymalnej wartość – 10,2.

Kolejny, II poziom terasowy położony jest nieznacznie wyżej. Jej wysokość bezwzględna mieści się w przedziale od 132,5 do 162,8 m n.p.m. Spadki terenu II poziomu terasowego również są niewielkie i wynoszą średnio 0,8%. II poziom terasy odróżnia się od niższego I poziomu terasowego większymi deniwelacjami. Średnie różnice wysokości terenu w obrębie tej jednostki wynoszą 2,7 m. II poziom terasowy obejmuje prawie całą dolinę Grabi. W jej obrębie nie wyróżnił się natomiast najniższy poziom teras (ryc. 2).

III poziom teras charakteryzuje się parametrami zbliżonymi do parametrów poziomu II. Poziom ten wyróżnia bardzo niska wartość średniej spadków terenu, która wynosi jedynie 0,5%. III poziom terasowy położony jest na wysokości 132,5–165,4 m n.p.m. Cechuje się on większym zróżnicowaniem powierzchni. Średnie deniwelacje przekraczają 3 m (tab. 2).

Łącznie II i III poziom teras zajmują 28,88% powierzchni obszaru badań. Znacznie większą powierzchnię zajmuje niższy – II poziom terasowy (20,94%), zaś wyższy – III poziom zajmuje 7,94% powierzchni. Wymienione formy ukształtowania terenu cechują się najwyższym topograficznym wskaźnikiem wilgotności (TWI). Średnia wartość wskaźnika dla II poziomu terasowego wynosi 10,1, a w przypadku poziomu III – 10,4. Wymienione poziomy terasowe w większości zbudowane są z holoceńskich piasków rzecznych z enklawami torfów (Krzemiński, Bezkowska 1984, 1987; Bezkowska 1993, 1995).

Ponad poziomem trzech pierwszych młodszych teras wyróżniono dwa kolejne poziomy teras nadzalewowych. IV poziom teras znajduje się w przedziale wysokości 142,7–165,4 m n.p.m. Ten poziom terasowy jest dość wyraźnie wyniesiony ponad niższe poziomy teras zalewowych. Znajduje się on średnio prawie 3 m nad III poziomem teras. IV poziom terasowy cechuje również większe zróżnicowanie ukształtowania powierzchni terenu. Średnie spadki powierzchni dochodzą do 1,2%, zaś maksymalne aż do 21%. Duże nachylenia powierzchni terenu tego poziomu wynikają z braku odpowiednio rozbudowanych niższych poziomów na całym obszarze

badań. Jest to szczególnie widoczne w środkowej części doliny Warty (ryc. 2), gdzie IV poziom terasy bezpośrednio przylega do jej I poziomu.

Poziom V teras występuje nieznacznie wyżej od poziomu IV. Jego najniższy punkt znajduje się na wysokości 143,3 m n.p.m., punkt najwyższy natomiast na wysokości 166,8 m n.p.m. V poziom teras wyróżnia się stosunkowo dużymi lokalnymi deniwelacjami dochodzącymi do 7 m. Średnie spadki terenu wynoszą ok. 3%. Stosunkowo duża zmienność lokalnych poziomów terenu również jest skutkiem miejscowego występowania V poziomu teras w bezpośrednim sąsiedztwie poziomu I (ryc. 4).

IV i V poziom teras stanowią łącznie 20,58% (12,64% – poziom IV, 7,94% – poziom V) powierzchni obszaru badań (ryc. 2). Poziomy te zbudowane są z plejstoceńskich piasków rzecznych osadzonych na tym obszarze podczas zlodowacenia północnopolskiego (Krzemiński, Bezkowska 1987; Bezkowska 1993). Łącznie wszystkie poziomy terasowe stanowią ponad 60% powierzchni obszaru badań.

Obok poziomów terasowych, znaczącą formą terenu są stoki. Zostały one podzielone na długie (łagodne) oraz strome. Długie i stosunkowo łagodne stoki zajmują blisko 20% powierzchni analizowanego węzła dolinnego. Dość wyraźnie zaznaczają się one w większym krajobrazie obszaru. Wysokości względne tych stoków sięgają 30 m. Wysokości bezwzględne jednostki oznaczonej jako stok wahają się od 138,8 m n.p.m. do 170,9 m n.p.m. Długie stoki charakteryzują się stosunkowo niewielkim nachyleniem. Średni spadek terenu wynosi zaledwie 1,0%, co świadczy o ich dużej powierzchni. Cechą charakterystyczną tych stoków jest także małe zróżnicowanie w ukształtowaniu powierzchni. Średnia wartość lokalnych deniwelacji wynosi 2,7 m.

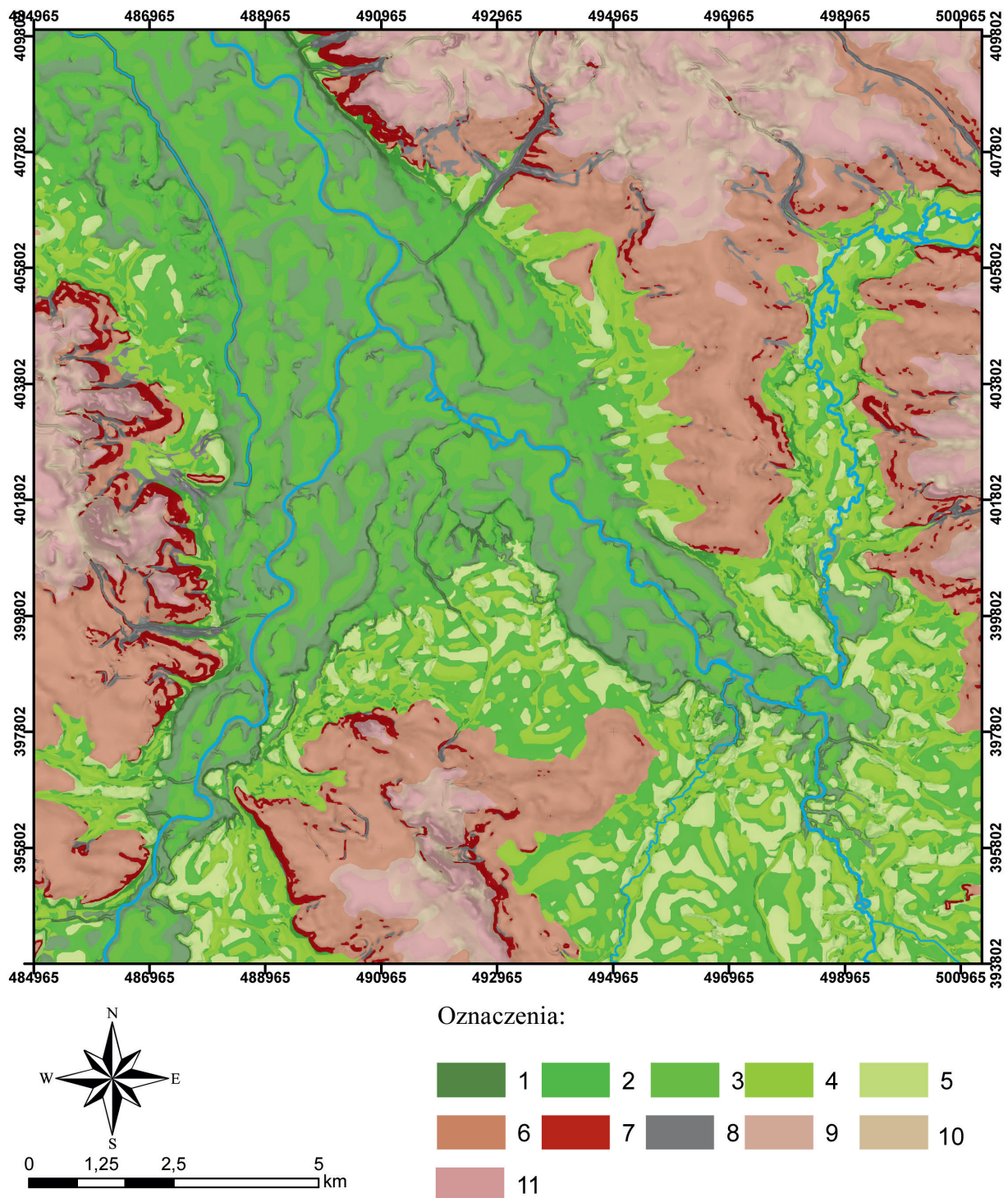
Urozmaiceniem łagodnych, długich stoków są rozcinające je suche doliny. Są to dość wyraźne rozcięcia erozyjne, charakteryzujące się przede wszystkim obniżeniami o stromych stokach. Nachylenie powierzchni suchych dolin wynosi średnio 2,6%, natomiast maksymalne spadki dochodzą do 12,9%. Różnica wysokości najwyższego i najniższego punktu suchych dolin jest również stosunkowo duża. Najniższy punkt ulokowany jest na wysokości 143,7 m n.p.m., a najwyższy – 172,1 m n.p.m. Suche doliny zajmują niewielką część ogółu powierzchni badanego obszaru (ryc. 2) i stanowią zaledwie ok. 1,8% jego powierzchni.

Część stoków wysoczyzny, w tym te częściowo tworzące suche doliny, zostały zaklasyfikowane jako stoki strome (ryc. 2). Charakteryzują się one wysokością względną dochodzącą do 30 m. Ich najniższy punkt występuje na wysokości 155,4 m n.p.m., najwyższy zaś na wysokości 184,9 m n.p.m. Forma ta charakteryzuje się największymi średnimi spadkami terenu wynoszącymi 6,1%, zaś maksymalne spadki sięgają 20%. Strome stoki zajmują niewielkie powierzchnie i stanowią ok. 2,5% całej powierzchni obszaru.

Dopełnieniem form terenu budujących krajobraz jest wysoczyzna. Znajduje się ona na wysokości pomiędzy 167,4 m n.p.m. a 199,7 m n.p.m., średnio na wysokości 177 m n.p.m. Forma ta charakteryzuje się stosunkowo małym nachyleniem. Średni spadek terenu wynosi ok. 1,2%. Powierzchnia wysoczyzny urozmaicana jest lokalnymi obniżeniami i wzniesieniami. Nie wyróżniają się one jednak dużym nachyleniem terenu. Średnio lokalne deniwelacje wynoszą 3,3 m. Poziom wysoczyzny, podobnie

jak i poziomy terasowe wyróżniają się stosunkowo dużą wartością wskaźnika TWI, dochodzącą do 9,6. Część obniżeń wysoczyznowych nawiązuje swoim przebiegiem do suchych dolin i stanowi ich kontynuację na poziomie wysoczyzny (ryc. 2). Jest to szczególnie widoczne w obrębie Wysoczyzny Łaskiej (ryc. 2). Parametry morfome-

tryczne w rzeźbie terenu wyróżniają dodatkowo wyniesienia wysoczyzny. Ich maksymalna wysokość sięga do 201,1 m n.p.m., co stanowi najwyższy punkt obszaru. Zidentyfikowane zróżnicowanie ukształtowania poziomu wysoczyzny odpowiada tezie Bezkowskiej (1993), która opisała Wysoczyznę Łaską w rejonie doliny Warty jako falistą.



Ryc. 2. Formy terenu wyznaczone przy użyciu pochodnych NMT i algorytmu ISODATA (opr. M. Szczypiorowski, 2016)

1 – terasa denna – poziom I, 2 – terasa zalewowa – poziom II, 3 – terasa zalewowa – poziom III, 4 – terasa nadzalewowa – poziom IV, 5 – terasa nadzalewowa – poziom V, 6 – długie stoki, 7 – strome stoki, 8 – suche doliny, 9 – wysoczyzna, 10 – obniżenia wysoczyzny, 11 – wzniesienia wysoczyzny

Fig. 2. Landforms determined using NMT derivatives and the ISODATA algorithm (ed. by M. Szczypiorowski, 2016)

1 – terrace bottom of valley – level I, 2 – terrace floodplain – level II, 3 – terrace floodplain – level III, 4 – higher terrace – level IV, 5 – higher terrace – level V, 6 – long slopes, 7 – steep slopes, 8 – dry valleys, 9 – plain, 10 – concavity up of plain, 11 – concavity down of plain

## 7. Analiza wynikowych form

Zastosowanie do analizy geomorfologicznej opisywanego fragmentu wężła dolinnego Warty, Widawki i Grabi metody klasyfikacji rzeźby terenu oparte o parametry morfometryczne, pozwoliły na automatyczne wyróżnienie form geomorfologicznych. Posiadają one przypisane wymierne parametry. Opisanie w ten sposób klasy odpowiadające poszczególnym formom terenu pozwalają na ich dalszą, szczegółowszą analizę oraz korelację z innymi obszarami lub porównanie z wynikami badań geomorfologicznych uzyskanych przy wykorzystaniu innych metod.

Wyszczególnione poziomy terasowe, długie lub strome stoki, suche doliny oraz obszar wysoczyzny można porównywać z analogicznymi formami ukształtowania powierzchni wyróżnionymi metodami „tradycyjnymi”, tj. z wykorzystaniem map geologicznych, topograficznych. Baliński, Gawlik (1985), Krzemiński, Bezkowska (1987), Klatkova (1988), Bezkowska (1993) wyróżnili szereg form geomorfologicznych składających się na krajobraz opisywanego wężła dolinnego. W jego granicach formy o genezie fluwialnej zostały podzielone na dna dolin rzecznych, dwa poziomy teras akumulacyjnych, poziomy teras erozyjno-akumulacyjnych, starorzecza świeże (zawodnione) oraz suche. Wyróżniono także równiny torfowe jako obszary wytworzone przez roślinność. Dodatkowo, w bezpośrednim otoczeniu dolin rzecznych wyodrębniono płaską wysoczyznę morenową pochodzenia lodowcowego. Wyróżniono również formy o genezie wodnolodowcowej, tj. kemy. Cały obszar, a w szczególności wysoczyzna, urozmaicony jest suchymi dolinami lub młodymi rozcięciami erozyjnymi (dolinkami, parowami). Stoki wysoczyzny zarówno długie i łagodnie opadające, jak również strome w ocenie wspomnianych autorów stanowią dominującą część obszaru.

Aby zweryfikować wyniki zastosowanej metody porównano wyróżnione formy terenu z formami wyznaczonymi w oparciu o szkice geomorfologiczne. Porównano powierzchnię, jak i położenie tych form. Wykorzystano szkice geomorfologiczne opracowane przez autorów szczegółowych map geologicznych badanego terenu (Baliński, Gawlik 1985; Krzemiński, Bezkowska 1987; Klatkova 1988; Bezkowska 1993). Szkice opracowywane na potrzeby szczegółowych map geologicznych były wykonywane w skali 1:100 000. Część form terenu przedstawionych na tych mapach może być przeskalowana lub też pominięta. W celu analizy porównawczej szkice te zostały przez autora zweryfikowane na podstawie zdjęć lotniczych, map topograficznych oraz wizji terenowych.

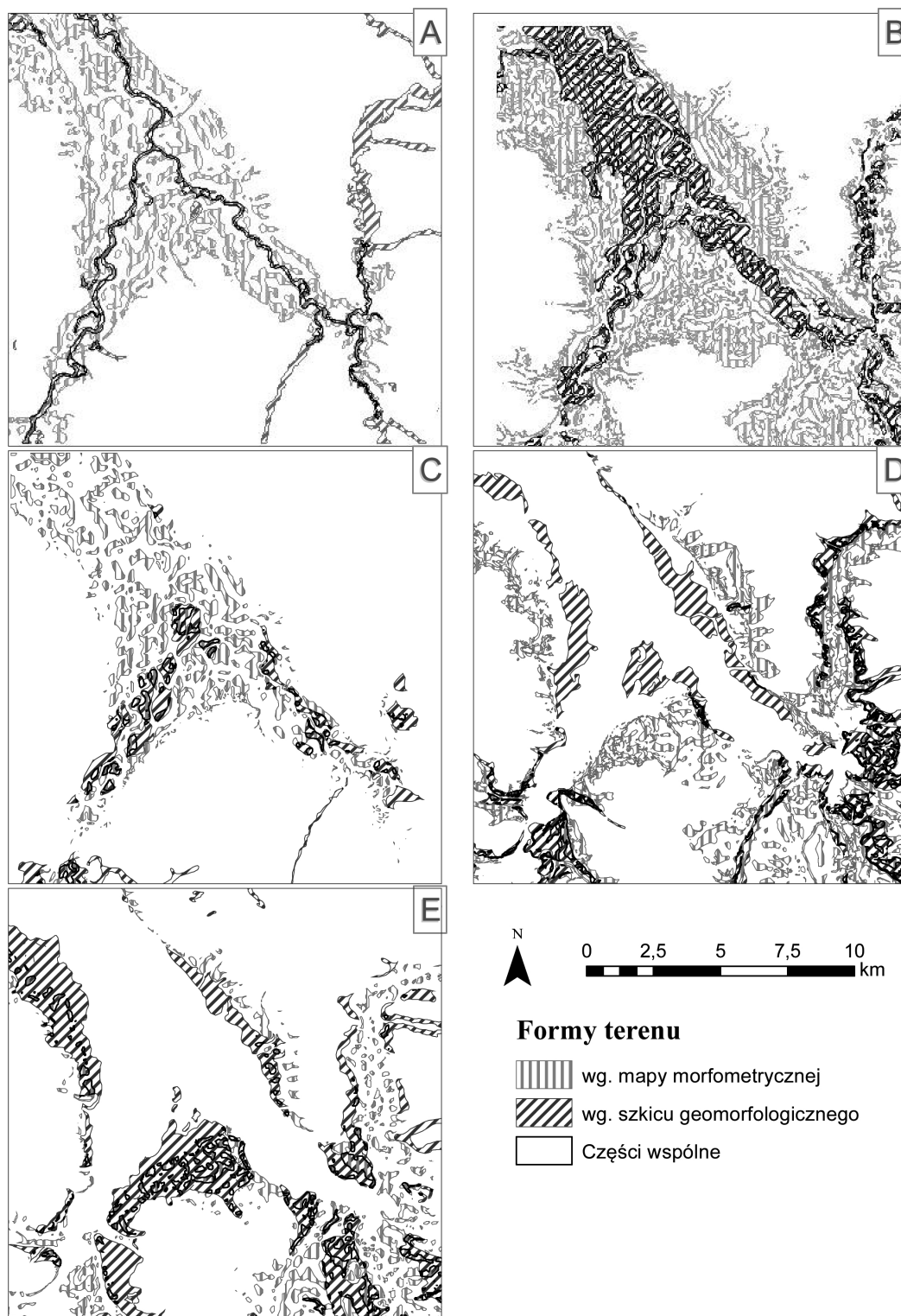
Na potrzeby niniejszej analizy porównawczej część form terenu należało przypisać do szerszych kategorii. Zidentyfikowane paleomeandry, starorzecza oraz torfowiska zostały włączone do jednej grupy odpowiadającej I poziomowi terasy dennej. Część form eolicznych znajdujących się w widłach Warty i Widawki, na poziomie terasowym zostały przypisane do tegoż poziomu – odpowiadającemu II poziomowi teras. Poziomy teras zalewowej (wyższej) i nadzalewowej (wyższej i niższej) nie uległy przekształceniu. Zostały one skonfrontowane odpowiednio z III, IV i V poziomem wyznaczonych teras. Do wysoczyzny włączono również formy eoliczne pokrywające jej powierzchnię. W jej obręb włączono także równinę wodnolodowcową oraz niewielkie kemy występujące w grani-

cach obszaru badań. Formy wysoczyzny zidentyfikowane na podstawie parametrów morfometrycznych, tj. wzniesienia i obniżenia zostały ujednoczone i opisane wspólnie jako wysoczyzna. Dzięki ujednoczeniu form i nazewnictwa możliwe stało się porównanie ich powierzchni oraz rozmieszczenie poszczególnych form terenu.

Przeciętna różnica pomiędzy powierzchniami poszczególnych form wyznaczonych przy użyciu odmiennych metod wyniosła 4,15%. Nieznaczne różnice w powierzchni można zaobserwować w suchych dolinach, gdzie różnica wyniosła zaledwie 0,38% ogółu powierzchni. Również niewielką różnicą powierzchni cechuje się IV poziom teras (terasa nadzalewowa niższa) – 0,31%. Natomiast największą różnicą powierzchni (9,68%) charakteryzuje się obszar wysoczyzny.

Znaczące różnice pomiędzy formami terenu wyznaczonymi odmiennymi metodami uwidaczniają się w ich rozmieszczeniu. Rozbieżności w położeniu niektórych form geomorfologicznych są bardzo wyraźne. Na podstawie analizy rozmieszczenia form stwierdzono, że jedynie 33% powierzchni obszaru zaklasyfikowano do tej samej formy terenu w obu opracowaniach.

Poziom terasowy odpowiadający równinie zalewowej i korytom rzek, wyznaczony przy użyciu parametrów morfometrycznych, zajmuje 11,9% powierzchni obszaru. Ta sama forma terenu wyznaczona na szkicu geomorfologicznym zajmuje ok. 8,2% powierzchni terenu. Wyraźnie zaznacza się różnica w ich rozmieszczeniu (ryc. 3). Naturalnym elementem wspólnym są koryta rzeczne, natomiast na mapie morfometrycznej brak jest wyróżnionych starorzeczy i paleomeandrów. Wyróżniają się jednak formy nawiązujące do hipotetycznego przebiegu dawnych koryt rzecznych i wielokorytowego układu Warty. Mapa morfometryczna nie wyznacza I poziomu terasowego w górnej części koryta Grabi oraz pomija fragment koryta Widawki powyżej Rogóżna. Natomiast szkic geomorfologiczny, opracowany na podstawie danych geologicznych w tych częściach dolin, wyznacza dość rozległą strefę dna dolinnego wraz z pobocznymi, mniejszymi dolinami (ryc. 3A). Część równiny zalewowej w dolinie Grabi na mapie morfometrycznej została zastąpiona II poziomem terasowym. Poziom ten cechuje znacznie większa rozbieżność w wyznaczonych powierzchniach (ponad 7%). II poziom terasowy wyznaczony na mapie morfometrycznej jest znacznie rozleglejszy. Jest to szczególnie widoczne w rejonie Widawy, gdzie sięga on aż do koryta rzeki Nieciecz (ryc. 3B). Natomiast wg szkicu geomorfologicznego, rejon tej miejscowości został określony jako część wysoczyzny morenowej. Mniejsze różnice w powierzchniach form charakteryzuje wyższy III poziom terasowy. Na podstawie mapy morfometrycznej do tej formy zaliczono 7,8% powierzchni obszaru. Szkic geomorfologiczny jako terasę zalewową wyższą określa 4,4% powierzchni opisywanego terenu. Obszarami wspólnymi dla tych form są środkowy odcinek doliny Warty i środkowy odcinek Widawki (ryc. 3C). Na szkicu geomorfologicznym wyznaczono jedynie niewielkie obszary terasy zalewowej wyższej. Parametry morfometryczne zaliczają do odpowiadającego jej III poziomowi teras obszary na prawie całej długości dolin Warty i Widawki. W dolinie Grabi poziom ten wyznaczono jedynie w jej ujściowym odcinku. Pokrywa się on ze wskazaniami szkicu geomorfologicznego (ryc. 3C).



**Ryc. 3.** Porównanie zasięgu występowania poszczególnych form ukształtowania powierzchni terenu – cz. A (opr. M. Szczypiorowski, 2016)

A – terasa I poziomu (terasa denna, starorzecza, paleomeandry i torfowiska)

B – terasa II poziomu (zalewowa niższa)

C – terasa III poziomu (zalewowa wyższa)

D – terasa IV poziomu (nadzalewowa niższa)

E – terasa V poziomu (nadzalewowa wyższa)

**Fig. 3.** Comparison of the extent of particular forms of terrain – part A (ed. by M. Szczypiorowski, 2016)

A – terrace level I (terrace bottom of valley, oxbow lake, meander scars and peat bogs)

B – terrace level II (lower floodplain)

C – terrace level III (upper floodplain)

D – terrace level IV (lower higher terrace)

E – terrace level V (upper higher terrace)



Rozbieżność usytuowania form ukształtowania terenu wyznaczonych odrębnymi metodami jest szczególnie wyraźna w położeniu terasy nadzalewowej niższej i odpowiadającemu jej IV poziomowi teras. Powierzchnie tych form są ze sobą zbieżne (ryc. 3D). Różnica powierzchni nie przekracza 1%. W rozszerzeniu doliny Warty, powyżej ujścia Widawki widoczna jest znacząca rozbieżność w ich położeniu. W obu przypadkach są to pasma położone wzdłuż osi doliny (ryc. 3D). Terasa zalewowa wyższa określona na podstawie danych geologicznych znajduje się jednakże znacznie bliżej koryt rzecznych. W dolinie Grabi oraz w przewężeniu doliny Warty znajdującym się w południowej części opracowania, położenie terasy nadzalewowej niższej i IV poziomu terasowego jest ze sobą zbieżne (ryc. 3D). W wielu miejscach, gdzie mapa morfometryczna wyznacza poziom IV teras, szkic geomorfologiczny wskazuje na terasę nadzalewową wyższą. Można to zaobserwować w lewobrzeżnej, północnej części doliny Warty oraz w jej prawobrzeżnej południowej części (ryc. 3D). Zachodzi także duże zróżnicowanie w wyznaczonych powierzchniach tej formy. Według szkicu geomorfologicznego, terasa nadzalewowa wyższa zajmuje 16,5% powierzchni obszaru. Mapa morfometryczna do V poziomu terasowego zalicza jedynie 7,8% powierzchni obszaru. Niewiele jest także części wspólnych w ich rozmieszczeniu. Części wspólne stanowią dość równomierne rozmieszczone niewielkie płyty równoległe do koryt Warty i Widawki (ryc. 3E). Większe nagromadzenie obszarów pokrywających się zarówno na mapie morfometrycznej, jak i na szkicu geomorfologicznym występuje jedynie w rejonach ujściowym Widawki i Grabi (ryc. 3E).

Zdecydowanie mniejsze różnice w rozmieszczeniu form terenu występują w przypadku stoków oraz wysoczyzn. Powierzchnia długich stoków wyznaczonych za pomocą odmiennych metod różni się jedynie o niecałe 1,5%. Nieznacznie większą powierzchnię mają na mapie morfometrycznej. Zgodność w ich rozmieszczeniu uwidacznia się w północnej części obszaru, w widłach Widawki i Grabi. Pozostałe miejsca występowania łagodnych stoków znajdują potwierdzenie zarówno na mapie morfometrycznej, jak i na szkicu geomorfologicznym (ryc. 4F).

Na szkicu geomorfologicznym wyznaczono strome stoki zaledwie w dwóch miejscach. Zidentyfikowano większą powierzchniowo skarpe wysoczyzny w rejonie wsi Strońsko oraz mniejszą w rejonie wsi Burzenin. Mapa geomorfometryczna, poza wspomnianymi miejscami, wyznacza niewielkie fragmenty stromych stoków w zasięgu występowania długich stoków i wysoczyzny (rys. 4G). Znaczną część wyznaczonych obszarów w rzeczywistości stanowi część innych form terenu. Strome stoki miejscami tworzą granice pomiędzy stokami wysoczyzny a poziomami terasowymi. Jest to szczególnie wyraźne w dolinie Grabi oraz w zachodniej części doliny Warty (ryc. 4G). Część stromych stoków wyznaczonych przy użyciu parametrów morfometrycznych tworzy również fragmenty stoków suchych dolin. Pomimo zróżnicowanego rozmieszczenia suchych dolin, ich powierzchnie wyznaczone przy pomocy odmiennych metod są do siebie zbliżone. Lokalizacja dominujących rozcięć dolinnych jest ze sobą na ogół zbieżna. Wyraźne różnice można zaobserwować w dolinie Warty. Na wschodnim zboczu oraz w południowej części zachodniego zbocza doliny,

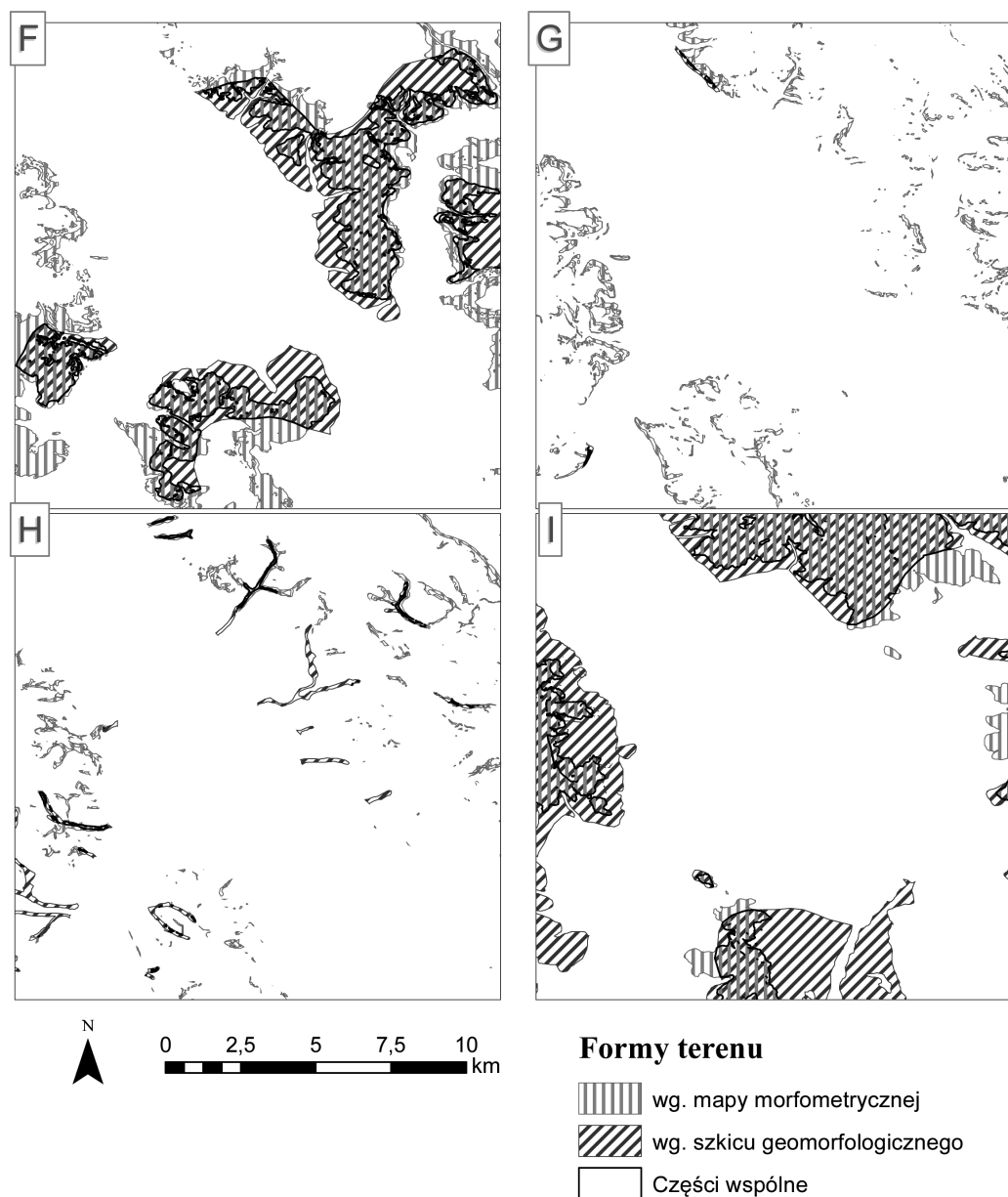
mapa geologiczna (Bezowska 1993) wyznacza podwójne, schodzące ku sobie suche doliny. Na mapie morfometrycznej w tych miejscach wyznaczono zróżnicowane poziomy terasowe. Poziomy takie wyznaczono również w północnej części doliny Grabi. Wyznaczona w tamtej części opracowania nieduża dolina, według danych geologicznych (Bezowska 1993) wypełniona jest osadami rzecznyymi, natomiast mapa morfometryczna zalicza ten fragment jako oddzielną suchą dolinę (ryc. 4H).

Obszar wysoczyzn według obu opracowań jest na ogół podobny. Znacząca jest natomiast różnica w ich powierzchniach. Szkic geomorfologiczny określa jako wysoczyznę morenową (wraz z równiną wodnolodowcową) 24,5% powierzchni analizowanego terenu, natomiast mapa morfometryczna jako wysoczyznę określa zaledwie 14,8% powierzchni obszaru. Różniące się wyniki klasyfikacji obszaru jako wysoczyzny można zaobserwować w rejonie miejscowości Widawa. Obszar ten według szkicu geomorfologicznego zbudowany jest z osadów charakterystycznych dla wysoczyzn (Krzemiński, Bezowska 1987). Natomiast parametry morfometryczne zaliczają ten obszar do poziomów terasowych.

## 8. Wnioski

Zastosowanie oprogramowania GIS w analizie ukształtowania powierzchni terenu dolin rzecznych pozwoliło na wyznaczenie form cechujących się dużym zróżnicowaniem. Cyfrowy obraz ukształtowania terenu, dzięki dodatkowej informacji morfometrycznej, ukazuje dużo większe zróżnicowanie form terenu w porównaniu do klasycznych map (szkiców) geomorfologicznych. Zróżnicowanie poziomów terasowych uzmysławia skalę działalności rzeźbotwórczej rzek w granicach badanego obszaru. Dodatkowo wyznaczono poziomy terasowe nie wyróżnione na szkicu geomorfologicznym. Na mapie morfometrycznej obrazującej ukształtowanie terenu wyznaczono długie stoki, strome stoki, suche doliny, wysoczyznę oraz wzniesienia i obniżenia wysoczyzny. Znaczna część form terenu wyznaczonych na obu rodzajach map posiadało to samo położenie i podobny zasięg przestrzenny, co w opinii autora potwierdzało ich prawidłowe wyznaczenie przy użyciu metod GIS.

Dzięki użyciu informacji o litologii osadów czwartorzędowych możliwe było wyróżnienie na szkicu geomorfologicznym m.in. pokryw piasków eolicznych, wydmy, a także torfowisk czy paleomeandrów. Stosunkowo dużą formą terenu wyróżnioną przy użyciu szczegółowych map geologicznych jest równina wodnolodowcowa stanowiąca zachodnią część doliny Warty. Brak tych form na mapie morfometrycznej można uznać za wadę. Wynika ona przede wszystkim ze względnie małej rozdzielczości poziomej danych uzyskanych z map topograficznych. Parametry morfometryczne znaczną część obszarów wyznaczonych na podstawie litologii zaliczają do rozmaitych poziomów terasowych. W związku z czym, aby uzyskać możliwie pełną informację o ukształtowaniu terenu, konieczne jest uzupełnienie wykorzystanej metody danymi geologicznymi. Zastosowana metoda nie pozwala na wyznaczenie form cechujących się odrębną budową geologiczną i podobnymi parametrami morfometrycznymi.



**Ryc. 4.** Porównanie zasięgu występowania poszczególnych form ukształtowania powierzchni terenu – cz. B (opr. M. Szczypiorowski, 2016)  
F – długie stoki, G – strome stoki, H – suche doliny, I – wysoczyzna

**Fig. 4.** Comparison of the extent of particular forms of terrain – part B (ed. by M. Szczypiorowski, 2016)  
F – long slopes, G – steep slopes, H – dry valleys, I – plain

Pomimo tej wady należy uznać, że opracowanie geomorfologiczne przedmiotowego obszaru wykonane w środowisku GIS posiada wartość badawczą. Mapa geomorfologiczna wykonana przy użyciu narzędzi GIS posiada opis statystyczny poszczególnych parametrów form terenu. Dzięki czemu może ona być z łatwością zweryfikowana oraz poddawana kolejnym analizom.

Ponadto, wady zastosowanej metody zidentyfikowane w niniejszym opracowaniu mogą być w przyszłości wyeliminowane. Może to nastąpić na skutek zastosowania dokładniejszych i aktualniejszych danych opisujących ukształtowanie powierzchni terenu. Źródłem takich danych może się stać przede wszystkim prowadzony na coraz większą skalę skaning laserowy (LiDAR). Dane te winny cechować się m.in. większą rozdzielczością pionową i tym samym dokładnością. Lepsze wyniki automatycznej

klasyfikacji rzeźby terenu mogą być również uzyskane dzięki wykorzystaniu dodatkowych parametrów ukształtowania powierzchni.

## 9. Literatura

- Bajkiewicz-Grabowska, E., Mikulski, Z., 1999. Hydrologia ogólna. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 55–79.
- Baliński, W., Gawlik, H., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Żelów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baliński, W., Gawlik, H., 1986. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Żelów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–54.
- Bezkowska, G., 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Zduńska Wola. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Bezkowska, G., 1995. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Zduńska Wola. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–41.

- Giętkowski, T., Zachwatowicz, M., 2008. Klasyfikacja rzeźby w oparciu o pochodne Numerycznego Modelu Wysokości i jej potencjalne zastosowania w badaniach krajobrazowych. *Problemy Ekologii Krajobrazu*, PAEK, 1–15.
- Klatkowa, H., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Łask. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowa, H., 1988. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Łask. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–59.
- Kondracki, J., 1994. Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno-geograficzne. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 105–125.
- Krzemiński, T., 1997. Cechy rozwoju i zaniku łądολου warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica I*, Łódź, 51–53.
- Krzemiński, T., Bezkowska, G., 1984. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Widawa. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Krzemiński, T., Bezkowska, G., 1987. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Widawa. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–119.
- Lustig, L.K., 1969. Quantitative analysis of desert topography, [w:] *Arid lands in perspective*, 45–48.
- Ostrowski, P., Falkowski, T., 2009. Budowa geologiczna strefy korytowej Wisły warszawskiej i jej znaczenie dla związanej z korytem infrastruktury. *Nauka Przyroda Technologie* 3 (3), 1–6.
- Ostrowski, P., Falkowski, T., 2012. GIS jako narzędzie integrujące metody badań morfologii dna doliny Bugu na odcinku jego Podlaskiego Przełomu. *Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 57, 151–158.
- Rdzany Z., 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 1–310. DOI: 10.13140/RG.2.1.4504.4965.
- Richling, A., (red.), 2007. Geograficzne badania środowiska przyrodniczego. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Rzeszewski, M., Jasiewicz, J., 2008. Konstrukcja cyfrowych modeli rzeźby na obszarach problemowych w strefie wybrzeża, [w:] Rotnicki, K., Jasiewicz, J., Woszczyk, M., (red.), *Holocenne przemiany wybrzeży i wód południowego Bałtyku – przyczyny, uwarunkowania i skutki*. Poznań, 113–118.
- Sieradzka-Kasprzak, J., 2012. *Wielki Atlas Świata*. DAUNPOL Wydawnictwo Kartograficzne, Warszawa, 144–145.
- Singh, V., Dubey, A., 2012. Land Use Mapping Using Remote Sensing & GIS Techniques in Naina-Gorma Basin, Part of Rewa District, M.P., India. *International Journal of Emerging Technology and Advanced Engineering*, Allahab, 151–156.
- Szubert, M., 2007. Geoinformatyka w geomorfologii na przykładzie badań geomorfologicznych na wyżynie wieluńskiej i częstochowskiej. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji* 17b, 759–768.
- Urbański, J., 2008. GIS w badaniach przyrodniczych. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 152–181.
- Wałek, G., 2013. Wykorzystanie programów Quantum GIS i Saga GIS do budowy cyfrowego modelu wysokościowego zlewni Grajca. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Socio-Oeconomica* 14, 133–144.
- Wieczorek, M., Żyszkowska, W., 2011. Geomorfometria – parametry morfometryczne w charakterystyce rzeźby terenu. *Polski Przegląd Kartograficzny* 43 (2), 130–144.
- Wojkowski, J., 2007. Modelowanie składników bilansów promienowania przy wykorzystaniu GIS oraz zobrazań teledetekcyjnych. *Pamiętnik Puławski* 144, 155–167.