

Leszek LINDNER

Podstawy morfostratygrafii czwartorzędu Nizu Polskiego

Dzięki analizie geomorfologicznej i paleogeomorfologicznej Nizu Polskiego w czwartorzędzie możemy wydzielać cztery główne typy jednostek morfostratygraficznych (I – kompleksy, II – stadia, III – fazy, IV – etapy) właściwe okresom glacialnym i interglacialnym. Jednostki te w dużym stopniu nawiązują do jednostek klimatostratygraficznego podziału plejstocenu S.Z. Różyckiego oraz dają możliwość korelacji stratygraficznych i odtwarzania ewolucji paleogeograficznej obszaru Polski w czwartorzędzie.

WSTĘP

Jedną z metod ustalania stratygrafii czwartorzędu, a zwłaszcza plejstocenu danego obszaru, jest analiza geomorfologiczna i paleogeomorfologiczna. Obejmuje ona cechy morfometryczne, morfogenetyczne i morfochronologiczne form i typów rzeźby terenu, a następnie próbę odtworzenia jego sytuacji paleogeomorfologicznej, zarówno przez kartowanie powierzchniowe, jak i zestawienie danych wiertniczych.

W przypadku Nizu Polskiego, kilkakrotnie pokrytego lądolodami skandynawskimi, w analizie tej na pierwszy plan wysuwa się z jednej strony potrzeba dobrej znajomości przede wszystkim stanu zachowania form i typów rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej właściwej kompleksom (okresom) chłodnym – glacialnym, z drugiej natomiast – form i typów rzeźby dolinnej właściwej kompleksom (okresom) ciepłym – interglacialnym i holocenowi. Analiza rzeźby lodowcowej, wraz z zachowanymi systemami odpływu pradolinnej, pozwala bowiem na odtworzenie stadiów (stadiałów), faz i etapów przebiegu transgresji, maksymalnego zasięgu i zaniku lodowców w ramach jednostek glacialnych klimatostratygraficznego podziału plejstocenu, zaproponowanego przez S.Z. Różyckiego (1964a), zaś analiza form i typów rzeźby dolinnej pozwala na identyfikację stadiów (interstadiałów), faz i etapów w ramach jednostek nieglacialnych tego podziału. Ponadto dla wyżyn

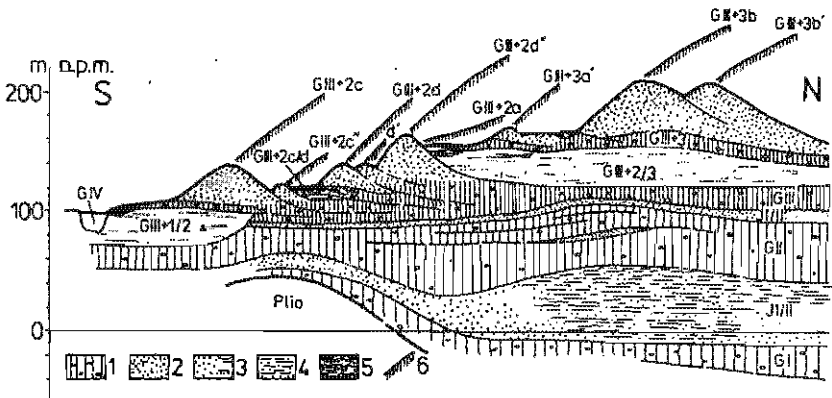


Fig. 1. Schematyczny przekrój przez osady czwartorzędowe północnego Mazowsza, według Z. Michalskiej (1961)

Sketch cross-section through Quaternary sediments in northern Mazowsze, after Z. Michalska (1961)

1 – gliny zwalowe; 2 – piaski i żwiry moren czołowych; 3 – piaski drobnoziarniste i muliste zbiorników wodnych; 4 – muly; 5 – ily warwowe; 6 – położenie czoła lodu

1 – tills; 2 – sands and gravels of end moraines; 3 – fine-grained and silty sands of water basins; 4 – muds; 5 – varved clays; 6 – position of ice front

środkowopolskich oraz Karpat, Sudetów i Gór Świętokrzyskich istotna jest znajomość procesów warunkujących powstawanie poziomów zrównań oraz rzeźby lessowej.

Przy stosowaniu analizy geomorfologicznej i paleogeomorfologicznej dla potrzeb stratygrafii czwartorzędu Polski korzystny jest fakt coraz mniejszego zasięgu lądolodów skandynawskich, poczynając od zlodowacenia południowopolskiego (sanu) na południu, po zlodowacenie północnopolskie (wisły) na północy, oraz tendencja lokowania się kolejnych interglacialnych systemów dolinnych w tych samych strefach.

ANALIZA POWIERZCHNI TERENU

Przy stosowaniu analizy geomorfologicznej i paleogeomorfologicznej na podstawie powierzchniowego kartowania geomorfologicznego i geologicznego jednym z kryteriów wyróżniania jednostek morfostratygraficznych czwartorzędu jest określenie stopnia zachowania rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej w różnych obszarach. Obszary takie można znaleźć np. wzdłuż południkowego pasa Polski Środkowej, tzn. od południowego przedpoła Gór Świętokrzyskich po Pojezierze Mazurskie na północy (fig. 1). W pasie tym zachowana jest powierzchniowa rzeźba czterech kompleksów glacialnych, określanych także mianem zlodowaceń: południowopolskiego (sanu), środkowopolskiego (odry i warty) i północnopolskiego (wisły). Ponadto tu właśnie występuje też ciągłość rozwojowa systemu dolinnego Prawisły, rozcinającej ku północy coraz to młodsze wysoczyzny polodowcowe.

Analiza rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej wymienionego pasa Polski Środkowej uwidacznia obecność w obrębie obszarów zajętych tymi zlodowaczeniami trzech głównych typów omawianej rzeźby.

Pierwszy typ obejmuje strefę czołowomorenową i odznacza się obecnością moren czołowych – niejednokrotnie ze śladami zaburzeń glaciektonicznych – a na ich przedpołu rozległych powierzchni sandrowych oraz tarasów i dolin margi-

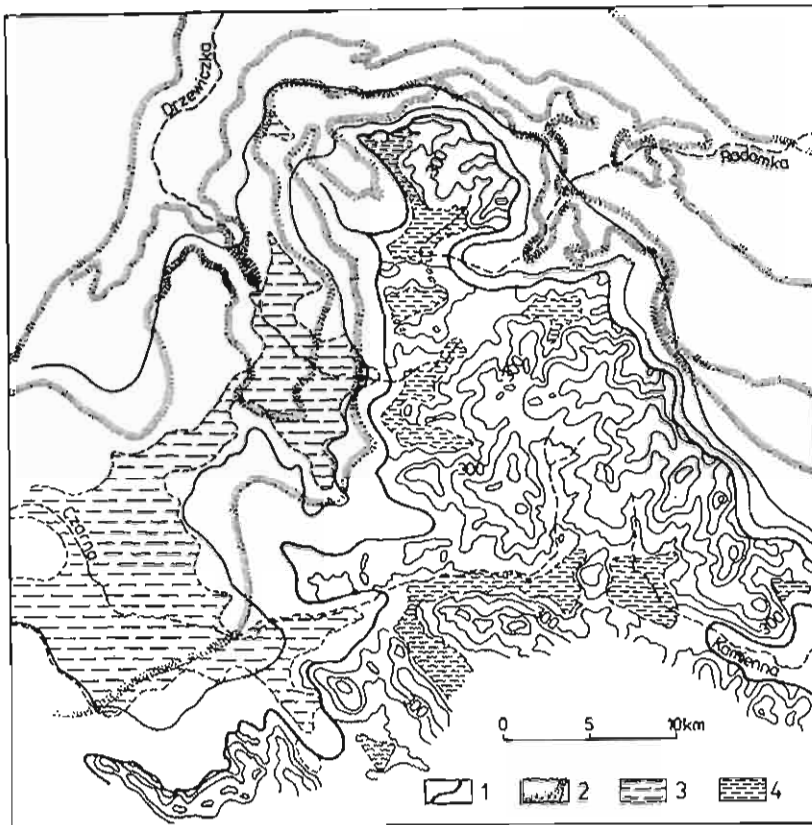


Fig. 2. Przebieg transgresji lądolodu zlodowacenia Odry i jego zaniku w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, według L. Lindnera (S.Z. Różycki, 1972)

The course of transgression and wane of the Odra Glaciation icesheet in zone on NW margin of the Góry Świętokrzyskie Mts, after L. Lindner (S.Z. Różycki, 1972)

1 – położenie czoła lądolodu w kolejnych etapach jego transgresji; 2 – położenie czoła lądolodu w kolejnych etapach jego zaniku; 3 – zastoiska w okresie fazy kooskich; 4 – zastoiska w okresie fazy gowarczowa

1 – position of icesheet front in successive stages of its transgression; 2 – position of icesheet front in successive stages of its disappearance; 3 – ice-dammed lakes from the Kooskie phase; 4 – as above, from the Gowarczów phase

nalnych, łączących się niekiedy w systemy pradolin (R. Galon, 1982). Po wewnętrznej stronie tych moren występują ozy, drumliny, kemy oraz rynny polodowcowe, a także obniżenia o charakterze mis końcowych, których część może być zajęta przez jeziora. Jak wykazują obserwacje obszarów współcześnie zlodowaconych (S. Kozarski, J. Szupryczyński, 1973; P. Kłysz, L. Lindner, 1982 i in.), ten typ rzeźby wyznacza zasięgi poszczególnych oscylacji czoła lądolodów i tym samym informuje o różnowiekowych zasięgach tego czoła rangi kompleksu, stadium lub fazy (fig. 1).

D r u g i t y p rzeźby odznacza się wyraźną dominacją kemów nad pozostałymi formami akumulacji lodowcowej, obecnością form rynnowych – częściowo zajętych przez jeziora – oraz brakiem rozległych powierzchni sandrowych. Z badań obszarów współcześnie zlodowaconych (M. Klimaszewski, 1960; G.S. Boulton, 1972; L. Lindner i in., 1982b) oraz terenu Polski (K. Klimmek, 1966; A. Jahn, 1963; J.E. Mojski, 1969) wynika, że ten typ rzeźby jest charakterystyczny dla powierzchniowego zaniku lądolodów i rejestruje etapowe kurczenie się mas lodowych (fig. 2).

T r z e c i t y p rzeźby charakteryzuje powierzchnie wysoczyzn polodowcowych, zbudowanych głównie z glin zwałowych, w obrębie których deniwelacje są w głównej mierze wynikiem sposobu występowania, a następnie wytapiania się z łądolodów materiału morenowego. Ten typ rzeźby jest więc w większym stopniu uzależniony od pierwotnego ułożenia materiału skalnego w masie łądolodów (J. Szupryczyński, 1963; G.S. Boulton, 1972; K. Petelski, 1978; L. Lindner i in., 1982b), a w mniejszym od rytmu zmian klimatycznych.

Na podstawie analizy każdego z wymienionych typów rzeźby i ich relacji przestrzennych można podjąć próbę określenia wieku względnego rzeźby lodowcowej danego obszaru. Z badań przeprowadzonych w Polsce Środkowej wynika, że wszystkie trzy typy rzeźby są najmniej przeobrażone w strefie zlodowacenia północnopolskiego (wisły). Znacznie słabiej są one wykształcone w strefach zlodowacenia środkowopolskiego (warty i odry) i najbardziej przeobrażone lub też całkiem niezycielne w strefie zlodowacenia południowopolskiego (sanu).

Dla określenia rangi poszczególnych jednostek morfostratygraficznych na podstawie rzeźby powierzchniowej bliższych danych może dostarczyć analiza paleogeomorfologiczna obszaru zajętego przez osady lodowcowe. Polega ona na odtwarzaniu dawnych sytuacji, właściwych dla tworzenia się wyżej wymienionych typów rzeźby glacialnej, przez uwzględnienie wszystkich trzech cech geomorfologicznych zachowanych form, uwzględnienie obecności mas lodowych oraz tych elementów rzeźby, które uległy późniejszemu zniszczeniu, a o których pierwotnym istnieniu mamy przesłanki. Przy tak prowadzonej rekonstrukcji rzeźby niezwykle przydatne są zwłaszcza wszelkiego rodzaju dane dotyczące warunków sedymentacji zachowanych i odtwarzanych form oraz ciągła weryfikacja wyciąganych wniosków przez konstruowanie przekrojów i map paleogeomorfologicznych (K. Kopczyńska-Zandarska, 1964; K. Straszewska, 1968; M.D. Baraniecka, 1971; L. Lindner, 1971, 1977, 1979; G. Wasiak, 1979) oraz profilów podłużnych, zwłaszcza dla powierzchni akumulacji wodnolodowcowych (L. Lindner, 1970).

Łączne stosowanie powyższych kryteriów dało możliwość odtworzenia stadialnych, fazowych i etapowych momentów kurczenia się łądolodu różnego wieku w różnych częściach Polski Środkowej.

W przypadku analizy geomorfologicznej dolin rzecznych (A. Ber, 1973) jednym z głównych kryteriów określania przynależności tych dolin do którejś z wymienionych jednostek morfostratygraficznych jest liczba zachowanych powierzchni tarasowych oraz geneza wyrażona rzeźbą tych tarasów. W strefie umiarkowanej, a więc na całym Niżu Polskim, widać że układ przetrwałych do dziś tarasów rzecznych był wypadkową początkowo plejstocenijskich, a następnie holocenijskich reżimów hydrologicznych i sedymentologicznych, stanowiących wyraźne odbicie ówczesnych zmian klimatycznych, a ostatnio również działalności człowieka (L. Starkel, 1968; E. Falkowski, 1971).

I tak, dla powierzchni tarasów formowanych w chłodnych stadiach i fazach oraz obecnie (z racji działalności człowieka) są charakterystyczne ślady koryt rzek roztokowych, odznaczających się dużymi wahaniami przepływów z zapewnioną dostawą wleczonego rumowiska (dodatni bilans aluwiów). Zmiana koryt roztokowych na znacznie pogłębione koryta meandrowe, formowane przez rzeki niedociążone rumowiskiem (ujemny bilans aluwiów), jest natomiast typowa dla stadiów i faz ciepłych (fig. 3, 4).

Należy sądzić, że analogicznie jak w holocenie, tak i w okresach ciepłych czwartorzędu (interglacialnych), zalesienie było zasadniczą przyczyną zmniejszenia dostawy materiału do dolin i zmniejszenia wahań przepływu w rzekach, a to z kolei – przyczyną kształtowania się łagodnego profilu podłużnego koryt rzecznych z przewagą

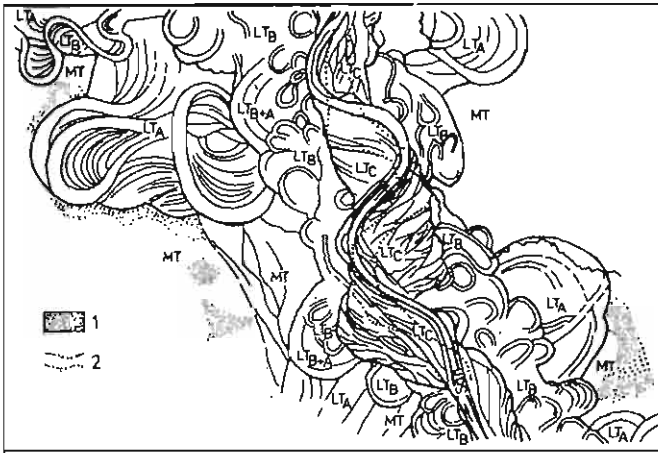


Fig. 3. Układy różnowiekowych koryt rzecznych na równinach tarasowych Sanu w Kotlinie Sandomierskiej koło Leżajska, według A. Szumańskiego (L. Starkel, 1977)

Patterns of heterochronous river channels in San River terrace plains near Leżajsk, Sandomierz Basin after A. Szumański (L. Starkel, 1977)

MT – taras średni ze śladami rzeki rozłokowej; LT_A – taras niski (A) ze śladami wielkich meandrów; LT_B – taras niski (B) ze śladami trzech generacji małych meandrów; LT_{B+A} – taras niski (A) nadbudowany miedami tarasu (B); LT_C – taras niski (C) ze śladami rzeki rozłokowej; 1 – piaski wydymowe; 2 – położenie koryta Sanu w 1953 r.

MT – medium terrace with traces of braided river; LT_A – low terrace (A) with traces of large meanders; LT_B – low terrace (B) with traces of three generations of small meanders; LT_{B+A} – low terrace (A) with a cover of muds of terrace (B); LT_C – low terrace (C) with traces of braided river; 1 – dune sands; 2 – setting of San River channel in 1953

erozji w górnych odcinkach i akumulacji w dolnych (L. Starkel, 1968, 1977). Dłuższe okresy wilgotne sprzyjały też z reguły przewadze erozji, a w dolinach o minimalnym spadku i nieznacznej sile transportowej rozwojowi bagien i torfowisk, zapleśniających przede wszystkim starorzecza.

W kształtowaniu obecnie czynnych dolin rzecznych ważnym czynnikiem są ponadto zjawiska neotektoniczne oraz zmiany położenia bazy erozyjno-akumulacyjnej, rzutujące na zmianę spadku rzeki. Czynniki te wraz z wyżej wymienionymi wahaniami klimatycznymi warunkują przewagę erozji lub akumulacji w dolinach i tym samym mają istotny wpływ na liczbę tarasów, ich charakter oraz wysokości.

ANALIZA MATERIAŁU WIERTNICZEGO

W przypadku analizy materiałów wiertniczych i odtwarzania tym samym kopalnych elementów pogrzebanej rzeźby glacialnej, postępowanie sprowadza się w pierwszej kolejności do identyfikacji kopalnych powierzchni wysoczyzn polodowcowych (dawnych powierzchni glacialnych), zbudowanych głównie z glin zwałowych, a w dalszej – do wyróżniania na nich i w ich obrębie osadów związanych z zanikiem łądolodu (starszego kompleksu – glacialnego), utworów reprezentujących kompleks międzylodowcowy oraz wyżej występujących osadów, związanych z transgresją młodszego łądolodu (młodszego kompleksu – glacialnego). Przy tak rozumianej analizie paleogeomorfologicznej o jej wartości decyduje odpowiednia liczba profili wiertniczych oraz zestawienie możliwie licznych, wzajemnie się przecinających, przekrojów geologicznych z tak dobranym przewyższeniem i tak dokonywanym łączeniem analogicznych serii osadów, aby od-

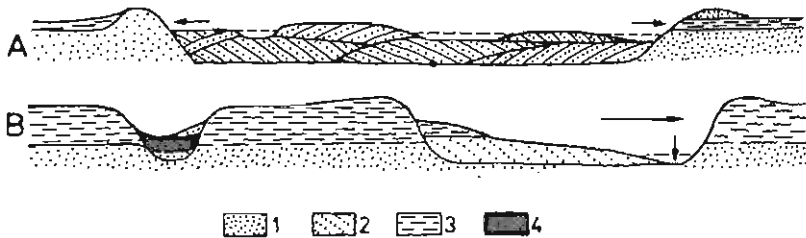


Fig. 4. Schemat osadów facji rzeki roztokowej (A) i meandrowej (B) według L. Starkla (1977)

Scheme of sediments of braided (A) and meandering (B) river facies after L. Starkel (1977)

1 - starsze osady facji korytowej, w których jest wycięte koryto; 2 - żwiry i piaski facji korytowej przemieszczane w korycie; 3 - mady facji powodziowej; 4 - mineralne i organiczne osady facji starorzecznej

1 - ancient channel facies sediments in which a new channel is cut; 2 - gravels and sands of channel facies, mixed up in channel; 3 - flood facies muds; 4 - mineral and organic sediments of ancient river bed facies

zwierciedlały cechy geomorfologiczne identyfikowanych elementów rzeźby kopalnej.

Właściwa interpretacja genetyczna tych serii winna pozwolić na odtworzenie zarówno głównych form i typów rzeźby glacialnej, jak i fluwioglacialnej, a tym samym wykazać czy jest to kopalna rzeźba czołowlodowcowa, czy rzeźba typowa dla powierzchniowego zaniku łądolodu, czy też wysoczyzna lodowcowa, pozbawiona pozytywnych form polodowcowych. W dalszej kolejności dane te mogą być przydatne do ustalania rangi poszczególnych jednostek morfostratygraficznych w przypadku przykrycia ich młodszymi osadami lodowcowymi, pozostawionymi przez łądolód o większym rozprzestrzenieniu. Należy jednak pamiętać, że tak odtwarzane elementy kopalnej rzeźby glacialnej czy fluwioglacialnej same nie umożliwiają ustalenia rangi morfostratygraficznej danej oscylacji lodowcowej. Co najwyżej mogą one pozwolić, wraz z danymi sedymentologicznymi, na określenie elementów dawnej rzeźby związanej z transgresją łądolodu lub dostarczyć informacji o kierunku, z którego należy się spodziewać transgredującego łądolodu (fig. 5).

W przypadku opracowań paleogeomorfologicznych, ustalenie rangi danej jednostki morfologicznej będzie możliwe dopiero drogą analizy paleogeomorfologicznej międzymorenowych osadów rzecznych i jeziornych lub międzymorenowych, kopalnych pokryw lessowych.

Dobra znajomość faz rozwojowych współczesnych dolin rzecznych (L. Starkel, 1968; E. Falkowski, 1971; S. Kozarski, K. Rotnicki, 1978) pozwala na próbę odtworzenia - drogą analizy danych wiertniczych - śladów kopalnych dolin rzecznych, zachowanych między poziomami glin zwałowych. Określenie ich cech paleogeomorfologicznych daje możliwość przypisania ich takiej lub innej jednostce morfostratygraficznej.

Zgodnie ze schematami S.Z. Różyckiego (1964b) i E.W. Szancera (1966) oraz prawidłowościami sedymentologicznymi rządzącymi akumulacją aluwii (R. Gradziński, 1973), należy stwierdzić, że profile wiertnicze są w stanie zarejestrować cykle sedymentacji rzecznej. Wyrażają się one obecnością często powtarzających się osadów facji korytowej, powodziowej czy starorzecznej i układają się zgodnie z tymi samymi prawidłowościami co cykle rzek współczesnych. Budują one kopalne serie tarasowe, których powierzchnie, w przypadku rzek odznaczających się dodatnim bilansem aluwii, a więc funkcjonujących głównie po optimum klimatycznym, stale podnoszą się. Powierzchnie kopalnych tarasów rzecznych, utworzone przez rzeki odznaczające się ujemnym bilansem aluwii, a więc funkcjonujące głównie

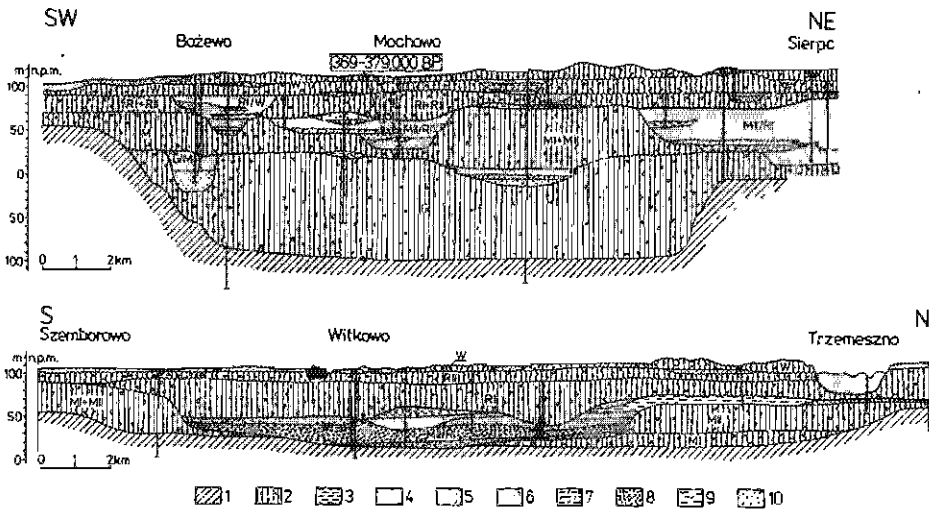


Fig. 5. Przekroje geologiczne przez kopalne doliny rzeczne w rejonie Bożewo – Mochowo – Sierpc i w rejonie Szemborowo – Witkowo – Trzemeszno według L. Lindnera i in. (1982a)

Geological cross-sections through ancient river valleys in the Bożewo – Mochowo – Sierpc and Szemborowo – Witkowo – Trzemeszno regions, after L. Lindner and others (1982a)

1 – podłoże czwartorzędu; 2 – gliny zwalowe; 3 – muły i ropy zastoiskowe (miejscami warwowe); 4 – piaski drobnoziarniste; 5 – piaski średnioziarniste; 6 – piaski gruboziarniste; 7 – mulki ilaste; 8 – żwiry; 9 – mulki piaszczyste; 10 – piaski ze żwirem; G – Günz; G/M – Günz/Mindel; M – Mindel; MI + MII – Mindel I + Mindel II; MII/RI – Mindel II/Riss I; RI – Riss I; RI + RII – Riss I + Riss II; RI/W – Riss I/Würm; W – Würm

1 – Quaternary bedrock; 2 – tills; 3 – ice-dammed lake muds and clays (locally varved); 4 – fine-grained sands; 5 – medium-grained sands; 6 – coarse-grained sands; 7 – clay muds; 8 – gravels; 9 – sandy muds; 10 – sands with gravel; other explanations as above

w okresach przedoptimalnych i w optimum klimatycznym, zajmują natomiast położenie coraz to niższe.

Biorąc pod uwagę kolejność zmian klimatycznych od maksimum starszego zlodowacenia przez optimum interglacjalne aż do maksimum zlodowacenia młodszego, można więc mieć do czynienia z kopalnym systemem dolin rzecznych, początkowo odznaczających się ujemnym, a następnie dodatnim bilansem aluwii, aż do momentu przykrycia dawnej formy dolinnej młodszym lądolodem.

Poprawność powyższej interpretacji kopalnych powierzchni aluwialnych, typowa dla okresów interglacjalnych, musi być sprawdzana analizą profilów podłużnych kopalnych serii (cyklów) tarasowych oraz weryfikowana innymi metodami badawczymi dla uniknięcia pomyłek np. z obniżeniami pochodzenia tektonicznego i glacitektonicznego (M.D. Baraniecka, 1980) czy też z kopalnymi formami rynien polodowcowych (J.E. Mojski, 1981a, b).

Dla Nizy Polskiego wypracowano dotychczas szereg schematów typowych dla różnowiekowych, kopalnych dolin rzecznych, których części nadano rangę interglacjalną, a części interstadialną (S.Z. Różycki, 1964b; H. Ruszczyńska-Szejnajch, 1966; K. Straszewska, 1968; K. Kopczyńska-Żandarska, 1970; M.D. Baraniecka, 1974; J. Nowak, 1974; L. Lindner, 1977, 1981; Z. Lamparski, 1981). Wynika z nich, że doliny kompleksów ciepłych – interglacjalnych, podobnie jak doliny późnoglacialno-holocenijskie, współcześnie funkcjonujące w strefie objętej zlodowaczeniem wisły, odznaczały się wielokrotnymi zmianami reżimu hydrologicznego i sedymentacyjnego, a tym samym obecnością wielu tarasów (cyklów) erozyjno-

-akumulacyjnych w przeciwieństwie do dolin kompleksów chłodnych – interstadialnych, wypełnionych z reguły osadami jednego cyklu erozyjno-akumulacyjnego, świadczącego o jednorazowej poprawie klimatu.

UWAGI KOŃCOWE

Stosowanie analizy geomorfologicznej i paleogeomorfologicznej pozwala na wydzielenie jednostek morfostratygraficznych I–IV rzędu (I – kompleksy, II – stadia, III – fazy, IV – etapy), które w dużym stopniu nawiązują do jednostek klimatostratygraficznego podziału plejstocenu S.Z. Różyckiego (1964a) oraz dają możliwość odtworzenia ewolucji paleogeograficznej obszaru Polski w plejstocenie (S.Z. Różycki, 1965; J.E. Mojski, E. Rühle, 1965; E. Rühle, 1973; L. Lindner i in. 1982a) oraz mogą także być wykorzystywane w badaniach stosowanych (E. Rühle, 1968).

Wydzielanie jednostek I rzędu – kompleksów (glacjałów i interglacjałów w rozumieniu S.Z. Różyckiego, 1964a) sprowadza się w pierwszej kolejności do identyfikowania i analizowania rzeźby powierzchni współczesnych i kopalnych wysoczyzn połodowcowych oraz odtwarzania kopalnych powierzchni interglacialnych w myśl zasady, że ówczesny krajobraz, a zwłaszcza rozwój interglacialnych dolin rzecznych, był zbliżony do obecnego – przy braku wpływów działalności ludzkiej. Dopiero w dalszej kolejności istnieje możliwość wyróżniania jednostek morfostratygraficznych niższego rzędu (II stadiów) i określenia ich przynależności do tego czy innych kompleksów morfostratygraficznych. W przypadku analizy materiałów wiertniczych, a zwłaszcza odtwarzania rozprzestrzenienia kopalnych powierzchni wysoczyzn połodowcowych, można przyjąć za S.Z. Różyckim (1964a), że jednostki II rzędu – stadia – związane są ze zmianami położenia czoła lądolodu w granicach powyżej 100 km, zaś jednostki III rzędu – fazy – z zanikiem lub transgresją lądolodu na przestrzeni 20–50 km. W przypadku określania przynależności form i typów zarówno współczesnej, jak i kopalnej rzeźby rzecznej do jednostek II rzędu – stadiów (stadiałów, interstadiałów, frygidostadiałów i kalidostadiałów) w ujęciu S.Z. Różyckiego (1964a), czy III rzędu – faz (w ujęciu S.Z. Różyckiego, 1964a) – głównym kryterium może być najwyżej istnienie większych (stadia) lub mniejszych (fazy) tendencji do organizowania się wyraźnej sieci rzecznej. Wyróżnianie jednostek IV rzędu – etapów – jest możliwe głównie po analizie rzeźby obecnej powierzchni, ponieważ jednostki te w przypadku wysoczyzn połodowcowych charakteryzuje przede wszystkim rzeźba rejestrująca momenty szybszego kurczenia się lądolodu, przerywane momentami względnej równowagi procesów ablacyjnych i dostawy świeżego lodu z zaplecza strefy czołowej, a w przypadku dolin rzecznych – rozwój systemów meandrowych w obrębie poszczególnych powierzchni tarasowych.

PIŚMIENNICTWO

- BARANIECKA M.D. (1971) – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, **254**, p. 11–36.
- BARANIECKA M.D. (1974) – Plejstocen nad dolną Wkrą. *Biul. Inst. Geol.*, **268**, p. 5–90.
- BARANIECKA M.D. (1980) – Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **322**, p. 31–64.
- BER A. (1973) – Metody geomorfologiczne w badaniach czwartorzędu. W: *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*. Pr. zbior. pod red. E. Rühlego, p. 479–503. Wyd. Geol. Warszawa.
- BOULTON G.S. (1972) – Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Jour. Geol. Soc.*, **128**, p. 361–394.
- FALKOWSKI E. (1971) – Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **12**, p. 5–121.
- GALON R. (1982) – Zagadnienie serii glacialnej na przykładzie plejstocenu nad dolną Wisłą i dolną Drwęcą. *Biul. Inst. Geol.*, **321**, p. 63–82.
- GRADZIŃSKI R. (1973) – Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Post. Nauk. Geol.*, **5**, p. 57–112.
- JAHN A. (1963) – Deglaciation of the Sudetes. Report of the VIth Intern. Congr. INQUA, **3**, p. 117–122.
- KLIMASZEWSKI M. (1960) – Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-fjordem a Eidem-Bukta. *Zesz. Nauk. UJ*, **32**, Pr. Geogr., z. 1.
- KLIMASZEWSKI M. (1978) – *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- KLIMEK K. (1966) – Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **53**.
- KŁYSZ P., LINDNER L. (1982) – Evolution of the marginal zone and the forefield of the Bunge Glacier, Spitsbergen. *Acta Geol., Pol.*, **32**, p. 253–266, nr 3–4.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K. (1964) – Stratygrafia i paleogeomorfologia plejstocenu okolic Wychódzka nad Wisłą. *Acta Geol. Pol.*, **14**, p. 375–405, nr 3.
- KOPCZYŃSKA-ŻANDARSKA K. (1970) – Stratygrafia starszego i środkowego plejstocenu północno-zach. Pomorza na tle rozwoju paleogeomorfologicznego. *Stud. Geol. Pol.*, **33**.
- KOZARSKI S., ROTNICKI K. (1978) – Problemy późnowürmskiego i holocenijskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim. *Pr. Komis. Geogr. Geol. PTPN*, **19**.
- KOZARSKI S., SZUPRYCZYŃSKI J. (1973) – Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. *Geogr. Pol.*, **26**, p. 225–311.
- LAMPARSKI Z. (1981) – Pleistocene of the Mochowo Depression in the Dobrzyń Lakeland. *Acta Geol., Pol.*, **31**, p. 103–110, nr 1–2.
- LINDNER L. (1970) – Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, p. 603–633, nr 3.
- LINDNER L. (1971) – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **35**.
- LINDNER L. (1977) – Zlodowacenia plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, **53**.
- LINDNER L. (1979) – Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **43**, p. 479–508, z. 3–4.
- LINDNER L. (1981) – Organogenic deposits of the Mazovian Interglacial (Mindel II/ Riss I) in the Middle Vistula Basin, compared to coeval European localities. *Acta Geol. Pol.*, **31**, p. 111–126, nr 1–2.
- LINDNER L., LAMPARSKI Z., DĄBROWSKI S. (1982a) – River valleys of the Mazovian Interglacial in eastern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, **32**, p. 179–190, nr 3–4.
- LINDNER L., MARKS L., OSTAFICZUK S. (1982b) – Evolution of a marginal zone and the forefield of Torell, Nann and Tone glaciers in Spitsbergen. *Acta Geol. Pol.*, **32**, p. 267–278, nr 3–4.

- MICHALSKA Z. (1961) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. Stud. Geol. Pol., 7.
- MOJSKI J.E. (1969) — Kemy jako wskaźniki deglacji północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Folia Quaternaria, 30, p. 45–57.
- MOJSKI J.E. (1981a) — Niektóre ogólne problemy stratygrafii czwartorzędu w Polsce. Prz. Geol., 29, p. 1–5, nr 1.
- MOJSKI J.E. (1981b) — O genezie niektórych śródplejstocenijskich powierzchni na Nizinie Polskiej. Biul. Inst. Geol., 321, p. 83–97.
- MOJSKI J.E., RÜHLE E. (1965) — Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Czwartorzęd, 12. Inst. Geol. Warszawa.
- NOWAK I. (1974) — Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej. Biul. Inst. Geol., 268, p. 91–164.
- PETELSKI K. (1978) — Formy akumulacji martwego lodu w niecce końcowej lobu gardzieńskiego. Kwart. Geol., 22, p. 621–633, nr 3.
- RÓŻYCKI S.Z. (1964a) — Klimatostatystyczne jednostki podziału plejstocenu. Acta Geol. Pol., 14, p. 321–334, nr 3.
- RÓŻYCKI S.Z. (1964b) — Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire”. Report of the VIII Intern. Congr. INQUA, 2, p. 211–225.
- RÓŻYCKI S.Z. (1965) — Traits principaux de la stratigraphie et de la paléomorphologie de la Pologne pendant le Quaternaire. Report of the VIII Intern. Congr. INQUA, 1, p. 123–142.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972) — Plejstocen Polski Środkowej. PWN. Warszawa.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. (1966) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnej Pilicy. Stud. Geol. Pol., 22.
- RÜHLE E. (1968) — Metoda paleogeomorfologiczna w geologii. Prz. Geogr., 40, p. 377–385, z. 2.
- RÜHLE E. (1973) — Stratygrafia czwartorzędu Polski. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Pr. zbior. pod red. E. Rühlego, p. 31–78. Wyd. Geol. Warszawa.
- STARKEL L. (1968) — Przebieg erozji i akumulacji rzecznej w holocenie. Folia Quaternaria, 29, p. 109–117.
- STARKEL L. (1977) — Paleogeografia holocenu. PWN. Warszawa.
- STRASZEWSKA K. (1968) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. Stud. Geol. Pol., 23.
- SZUPRYCZYŃSKI J. (1963) — Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 39.
- WASIAK G. (1979) — Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu Warty. Acta Geogr. Lodz., 41.
- ШАНЦЕР Е.В. (1966) — Очерки изучения генетических типов континентальных осадочных образований. АН СССР. Геол. Инст., 161. Москва.

Лешек ЛИНДНЕР

**ОСНОВЫ МОРФОСТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Резюме

Одним из методов стратиграфического расчленения четвертичных отложений, а в особенности плейстоцена на Польской низменности, является изучение их геоморфологии и палеоморфологии. Сюда входит характеристика морфологических, морфогенетических и морфохронологических особенностей форм и типов рельефа данной территории (М. Клинашевски, 1978), а также попытка реконструкции его палеоморфологического положения, как методами площадного картирования, так и корреляции буровых материалов (фиг. 1—5).

Палеоморфологический и палеогеоморфологический анализ позволяет выделять морфостратиграфические элементы I—IV порядков (I — комплексы, II — стадии, III — фазы, IV — этапы). Эти элементы в большинстве своем соответствуют климатостратиграфическим звеньям разреза плейстоцена по схеме С.З. Ружицкого (1964).

Выделение элементов I порядка — комплексов (ледниковый и межледниковый) состоит в отождествлении и анализе рельефа современных и ископаемых послеледниковых возвышенностей и реконструкции ископаемых межледниковых поверхностей по тому принципу, что в то время ландшафт, а в особенности межледниковые речные долины были подобны современным. Только в последующих этапах можно будет выделять морфостратиграфические элементы изшего порядка (II — стадии) и определять их принадлежность к данному морфостратиграфическому комплексу. Элементы II порядка (стадии) связаны с изменением положения фронта материкового ледника в масштабе более 100 км, а элементы III порядка (фазы) выражают исчезновение или трансгрессию ледника на расстоянии 20—50 км. В случае определения принадлежности форм и типов, как современного так и ископаемого рельефа к элементам II порядка — стадиям (ледниковые и межледниковые стадии) или III порядка — фазам, главным критерием их идентификации может служить факт существования больших (стадии) или меньших (фазы) тенденций формирования речной сети. Выделение элементов IV порядка — этапов станет возможным главным образом на базе изучения современного рельефа. Такие элементы, в случае послеледниковых возвышенностей, характеризуются прежде всего рельефом, отображающим моменты быстрого сокращения ледника, прерывавшиеся периодами относительной стабилизации абляционных процессов и притока нового льда из-за фронта ледника, а в случае речных долин — развитием меандровой системы в пределах отдельных террас.

Leszek LINDNER

**PRINCIPLES OF MORPHOSTRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY IN THE POLISH
LOWLAND**

Summary

The geomorphological and paleogeomorphological analysis is one of methods for establishing stratigraphy of the Quaternary, especially Pleistocene in a given area. The analysis involves compilation of characteristics of morphometric, morphogenetic and morfochronologic forms and types of relief

(M. Klimaszewski, 1978) and subsequently, attempt to reconstruct paleogeomorphological setting of the studied area by both mapping methods and correlation of borehole data (Figs. 1-5).

The use of geomorphological and paleogeomorphological analysis makes possible differentiation of morphostratigraphic units of the orders I-IV (I - complexes, II - stadials, III - phases, and IV - subphases). The units appear very close to the elimitostratigraphic ones from the subdivision proposed for the Pleistocene by S.Z. Różycki (1964a).

Differentiation of the first-order units - complexes (glacials and interglacials) - is connected with identification and analysis of relief of modern and ancient morainic plateaux and reconstruction of fossil interglacial surfaces with reference to the principle of similarity of ancient landscapes (especially in development of interglacial river valleys) to the modern. When this is accomplished, it becomes possible to differentiate second-order morphostratigraphic units (II - stadials) and assign them to a given morphostratigraphic complex. The second-order units - stadials - are related to changes in position of icesheet front at distance over 100 km, and those of the third order (phases) - disappearance or transgression of icesheet at distance from 20 to 50 km. An existence of major (stadials) or minor (phases) trends to organization of river network may be used as the major criterion in identification of forms and types used in assignation of both modern and ancient river relief to units of the second order (stadials). In turn, differentiation of units of the fourth order (subphases) will be possible mainly on the basis of analysis of the present-day relief. In the case of morainic plateaux, the units are mainly characterized by relief which reflects events of rapid disappearance of icesheet, broken by those of relative equilibrium of ablation processes and fresh supply of ice from area situated directly behind the frontal zone, and in the case of river valleys - by development of meander systems on individual terrace surfaces.