

UWAGI O NEOTEKTONICE POLSKI: WYBRANE PRZYKŁADY

NEOTECTONICS OF POLAND: SELECTED EXAMPLES

WITOLD ZUCHIEWICZ¹, JANUSZ BADURA², MAREK JAROSIŃSKI³

Abstrakt. Badania neotektoniczne w Polsce koncentrują się głównie na przejawach aktywności tektonicznej w późnym neogenie i czwartorzędzie, a także mierzonych geodezyjnie współczesnych ruchach pionowych i poziomych. Do zagadnień budzących największe zainteresowanie należą: periodyczność ruchów neotektonicznych (plioceńsko-czwartorzędowych), oszacowanie parametrów neotektonicznego pola naprężeń, amplituda i tempo ruchów czwartorzędowych i współczesnych, rozwój młodych uskoków, wzajemne zależności między rozmieszczeniem aktywnych uskoków, foto- i topolineamentów a współczesną sejsmicznością, a także rola człowieka w reaktywacji stref uskokowych. Rozmiary zrzuć czwartorzędowych uskoków normalnych zmieniały się od 40–50 m i >100 m w Sudetach i na Wyżynie Lubelskiej do kilku — kilkudziesięciu metrów w Karpatach. Średnie tempo uskokowania w czwartorzędzie wyniosło 0,02–0,05 mm/rok, pozwalając zaliczyć analizowane uskoki do nieaktywnych, względnie o słabej aktywności. Do podobnych wniosków skłaniają wyniki powtarzanych kampanii pomiarowych GPS. Niektóre młode uskoki wykazywały przemieszczenia przesuwcze, a pojedyncze uskoki w Polsce środkowej miały charakter czwartorzędowych nasunięć, o amplitudzie rzędu 40–50 m. Na uaktywnienie niektórych nasunięć zewnętrzno-karpackich wskazują koncentracje stanowisk zawierających spękaną klasty w plejstocenijskich i holocenijskich seriach rzecznych. Epizody wzmożonej aktywności uskokowania miały miejsce we wczesnym czwartorzędzie, w interglacjale mazowieckim oraz w trakcie lub wkrótce po zakończeniu zlodowacenia odry. Niektóre z uskoków przejawiały ponadto aktywność w holocenie. Współczesna aktywność sejsmiczna wiąże się z uskokami przesuwczymi ENE–WSW i NE–SW w Karpatach, a poza Karpataми — ze strefami uskokowymi układającymi się równolegle do sudeckiego uskoku brzeźnego i strefy Teisseyre’a–Tornquista. Pomiar współczesnych naprężeń metodą analizy struktur *breakouts* oraz szczelinowania hydraulicznego wskazują na ruch Karpat ku NE i NNE. Nacisk ten jest przenoszony na odległość kilkuset kilometrów w obręb platformy wschodnioeuropejskiej, a jego akomodacja prowadzi do systematycznego ugięcia trajektorii naprężeń od NNE–SSW w południowej części kraju do NNW–SSE na obszarze bałtyckim, gdzie nacisk Karpat jest kompensowany przez nacisk grzbietu śródatlantyckiego. W strefie transeuropejskiego szwu tektonicznego (TESZ) częste rotacje osi maksymalnej kompresji od N–S do NW–SE na różnych głębokościach otworów wiertniczych oraz pomiędzy wierceniami zdają się wskazywać na przesuwczą akomodację nacisku generowanego przez Karpaty. Wyniki testów szczelinowania hydraulicznego sugerują przewagę reżimu przesuwczego w Polsce południowo-wschodniej, natomiast w części zachodniej dominuje reżim ekstensyjny z niewielkim udziałem składowej przesuwczej.

Słowa kluczowe: neotektonika, morfotektonika, aktywne uskoki, współczesne pole naprężeń, Polska.

Abstract. Neotectonic studies in Poland concern mainly manifestations of those tectonic movements that have been active in Late Neogene and Quaternary times, as well as geodetically measured recent vertical and horizontal crustal motions. Among problems of particular interest, the following should be listed: periodicity of neotectonic (mostly Quaternary) activity, estimation of the parameters of the neotectonic stress field, amplitudes and rates of Quaternary and recent movements, development of neotectonic troughs and young faults, mutual relationships among photolineaments, geological structures and recent seismicity, as well as the role of tectonic reactivation of fault zones due to human activity. Neotectonic faults in Poland have developed in Neogene and Quaternary times due to reactivation of Laramide or older structures, or in the Quaternary due to reactivation of Neogene faults. The size of throw of Quaternary faults changes from 40–50 m and >100 m in the Sudetes and the Lublin Upland, to several – several tens of metres in the Carpathians. The average rate of faulting during Quaternary times has been 0.02 to 0.05 mm/yr, what enables one to include these structures into the domains of inactive or low-activity faults. A similar conclusion can be drawn from the results of repeated precise levellings and GPS campaigns. Strike-slip displacements have been postulated for some of these faults. Isolated faults in Central Poland have shown middle Quaternary thrusting of

¹ Wydz. Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: witoldzuchiewicz@geol.agh.edu.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; e-mail: janusz.badura@pgi.gov.pl

³ Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: mjar@pgi.gov.pl

the order of 40–50 m, and some of the Outer Carpathian overthrusts tend to reveal young Quaternary activity, as indicated, among others, by concentrations of fractured pebbles within the thrust zones. Episodes of increased intensity of faulting took place in the early Quaternary, in the Mazovian (Holsteinian) Interglacial, and during or shortly after the Odranian (Drenthe) glacial stage. Some of the faults have also been active in Holocene times. Recent seismic activity is often related to strike-slip faults, which in the Carpathians trend ENE–WSW and NE–SW, whereas outside the Carpathians they are oriented parallel to the margin of the East-European Platform and the Sudetic Marginal Fault. Recent stress measurements indicate that the Carpathians are being exposed to tectonic push from the hinterland, which generates NNE-oriented compression in the eastern part of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt. This push is transmitted farther to the north along the marginal part of the East-European Platform. Successive accommodation of this push is evidenced by systematic distortion of tectonic compression from NNE–SSW in the southern segment to NNW–SSE in the Baltic portion of the East-European Platform, where the Carpathian push is balanced with the North Atlantic ridge push. Within the Trans-European Suture Zone, frequent stress rotations between N–S and NW–SE in vertical borehole sections and among boreholes suggest a discrete strike-slip accommodation of the Carpathian push. Dominance of strike-slip fault stress regime was constrained by hydraulic fracturing tests in boreholes located in SE Poland, while in western Poland extensional stress regime with some amount of strike-slip component prevails.

Key words: neotectonics, morphotectonics, young faulting, recent stress field, Poland.

WPROWADZENIE

Wprowadzony przez Obruczewa (1948) termin „neotektonika” był definiowany bardzo różnie (por. przegląd poglądów w: Zuchiewicz, 1995a). W niniejszym opracowaniu za najbardziej przydatną uznano definicję zaproponowaną przez Şengöra i in. (1985) oraz Blekinsopa (w: Hancock, Williams, 1986): „deformacje skorupy ziemskiej następujące po ostatniej, istotnej reorganizacji tektonicznej, tj. w okresie kiedy ustabilizowało się współczesne pole naprężeń na danym obszarze”.

Początek „etapu neotektonicznego” wiązano z początkiem neogenu (Nikołajew, 1949), oligocenu (Nikołajew, Najmark, 1976), pliocenu (5,2 Ma; por. Neuendorf i in., 2005, s. 436), a także 2,5–3 Ma (Mörner, 1994). Na obszarze Polski początek omawianego etapu przyjęto łączyć z późnym eocenem, wczesnym oligocenem lub neogenem w Sudetach, wczesnym mioceniem lub środkowym serrawalem w Polsce pozakarpackiej, a także wczesnym, środkowym lub późnym serrawalem względnie schyłkiem miocenu w Karpatach (por. Zuchiewicz, 1995a, b; Zuchiewicz i in., 2002). Autorzy projektu IGCP 346 Neogeodynamica Baltica za początek etapu neotektonicznego w Europie uznali późny oligocen (Karabanov i in., 1994; Ostaficzuk, 1995, 1997), podczas gdy inni (Zuchiewicz, red., 2002) podtrzymują koncepcję granicy miocen/pliocen.

Badania neotektoniczne w Polsce koncentrowały się przede wszystkim na ruchach późnoneogeńsko-czwartorzędowych oraz współczesnych pionowych ruchach skorupy ziemskiej mierzonych metodami geodezyjnymi. Do zagadnień cieszących się szczególnym zainteresowaniem należały: etapy aktywności neotektonicznej, ocena parametrów neotektonicznego pola naprężeń, amplitudy i tempo ruchów czwartorzędowych, ewolucja neotektonicznych zapadłisk i uskoków, wzajemne relacje między fotolineamentami, strukturami geologicznymi i współczesną sejsmicznością, przejawy tektoniki solnej, a także rola czynnika antropogenicznego w uaktywnianiu młodych stref uskokowych. Upowszechniono szereg nowych technik badawczych, koncentrujących się głównie na analizie morfometryczno-statystycznej tektonicznych form rzeźby, rekonstrukcji przebiegu kompaktacji w obrębie młodych basenów sedymentacyjnych oraz na badaniach

hydrogeologicznych struktur neotektonicznych. Wyróżniano 3–5 „faz neotektonicznych”, spośród których najbardziej istotne były epizody na granicy pliocenu i czwartorzędu oraz w trakcie interglacjalu mazowieckiego (por. Zuchiewicz, 1995a; Mojski, 2005). Ewolucję rowów neotektonicznych wiązano z fazami: małopolską (pliocen/czwartorzęd — wczesny plejstocen), kujawską (interglacjal kromerski — początek zlodowaceń południowopolskich) i mazowiecką (schylek zlodowaceń południowopolskich — początek zlodowaceń środkowopolskich; por. Baraniecka, 1983). Obecność tych faz była jednak często kwestionowana (Mojski, 2005). W polskim segmencie Karpat zewnętrznych wydzielano dwa (wczesny plejstocen, interglacjal mazowiecki), cztery (pliocen/plejstocen, wczesny plejstocen, granica Brunhes/Matuyama, interglacjal mazowiecki) lub trzy (800–472 ka, 130–90 ka, 15–0 ka) epizody wzmożonej aktywności tektonicznej, będącej pochodną resztkowych ruchów poziomych prowadzących do piętrzenia czoł nasunięć i regionalnych, złuskowanych fałdów (por. Zuchiewicz, 1995b; Zuchiewicz i in., 2002).

W miarę wyczerpujący przegląd dotychczasowych opracowań neotektonicznych zawierają omówienia Rühlego (1973), Liszkowskiego (1993), Zuchiewicza (1995a) oraz Zuchiewicza i in. (2007); natomiast syntezы kartograficzne w odniesieniu do całego kraju przedstawiają się nader skromnie (por. Zuchiewicz, 2000). Zestawiono kilka map wybranych rejonów, przede wszystkim Dolnego Śląska, w mniejszym zakresie Karpat. Zestawienia bibliograficzne dotyczące szeroko rozumianych zagadnień neotektoniki Polski opublikowano w latach 1993–2005; wersja uaktualniona jest dostępna w internecie pod adresem: <http://www.uj.edu.pl/ING/neotectonics/index.html>.

Na mapie jednostek neotektoniczno-strukturalnych Europy środkowej i północnej (Karabanov, Schwab, 1997), opracowanej w ramach prac Projektu IGCP 346 Neogeodynamica Baltica, wśród jednostek i rzędu obejmujących swym zasięgiem obszar Polski na uwagę zasługują (fig. 1):

— synekliza bałtycko-białoruska, obejmująca zarówno obszary obniżane od początku oligocenu (depresje mazo-

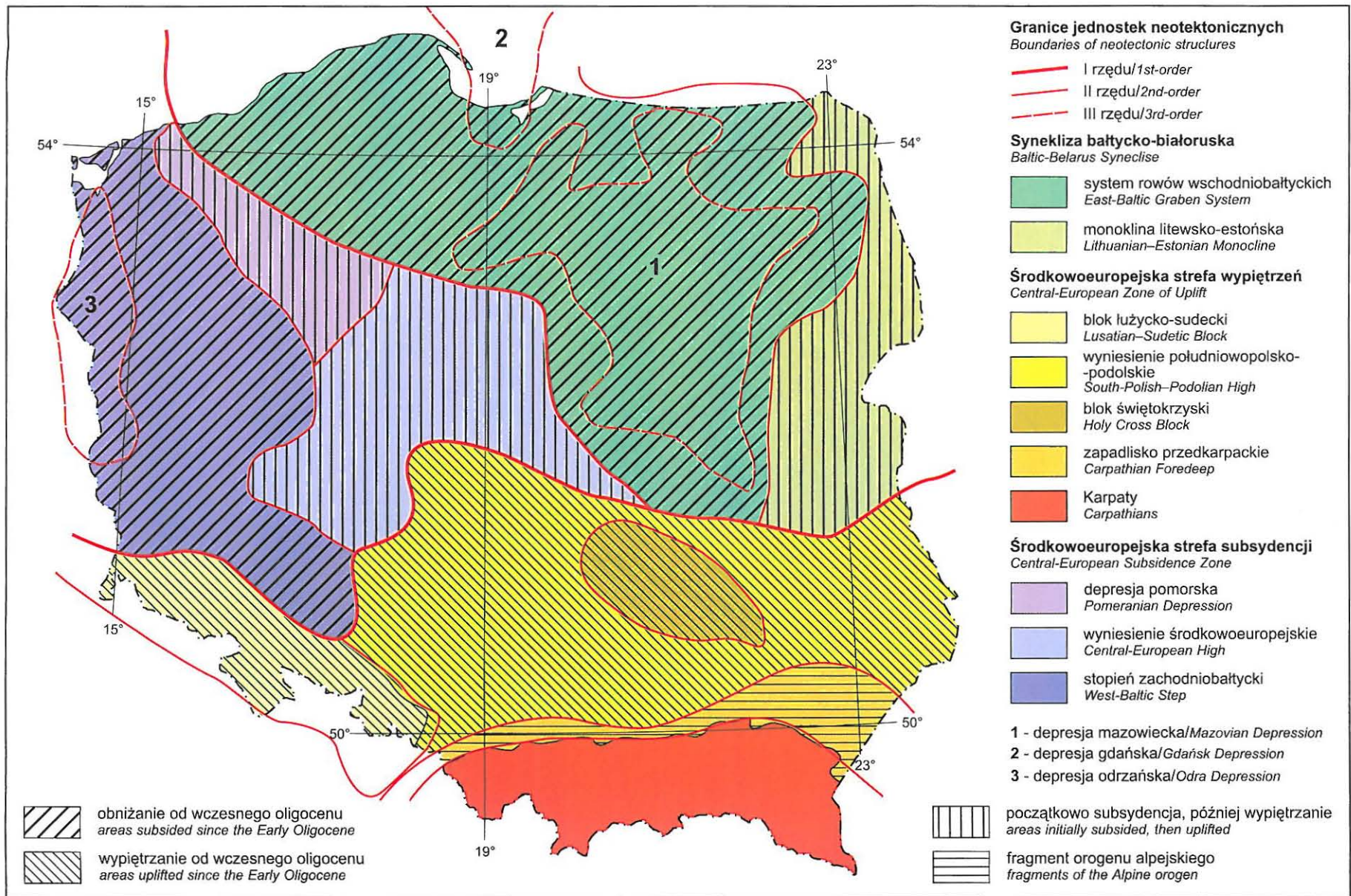


Fig. 1. Polska na tle jednostek neotektoniczno-strukturalnych (wg Karabanova i Schwaba, 1997; zmodyfikowane)

Neotectonic-structural units (based on Karabanov, Schwab, 1997; modified)

wiecka i gdańska, środkowe i wschodnie Pomorze), jak też obszary początkowo obniżane, a następnie wypiętrzane (Suwalszczyzna, Podlasie, Polesie Lubelskie);

— środkowoeuropejska strefa subsydencji, obejmująca: depresję odrzańską i próg zachodniobałtycki (obniżane od oligocenu), a także nieckę pomorską i wypiętrzenie środkowopolskie (początkowo obniżane, a następnie wypiętrzane);

— środkowoeuropejska strefa wypiętrzeń, składająca się z podnoszonych od początku oligocenu bloku łużycko-sudeckiego, bloku świętokrzyskiego oraz wypiętrzenia połu-

dniowopolsko-podolskiego, których zarys pokrywa się z wydzielonym przez Nowaka (1927) wałem metakarpackim;

— zapadlisko przedkarpackie, początkowo obniżane, a następnie podnoszone ze zróżnicowaną intensywnością;

— Karpaty, wykazujące zróżnicowane tendencje wypiętrzające.

Największe zagrożenia geodynamiczne, poza obszarem Karpat, stwarza środkowoeuropejska strefa wypiętrzeń, szczególnie blok łużycko-sudecki wraz ze strefą sudeckiego uskoku brzeżnego (fig. 2).

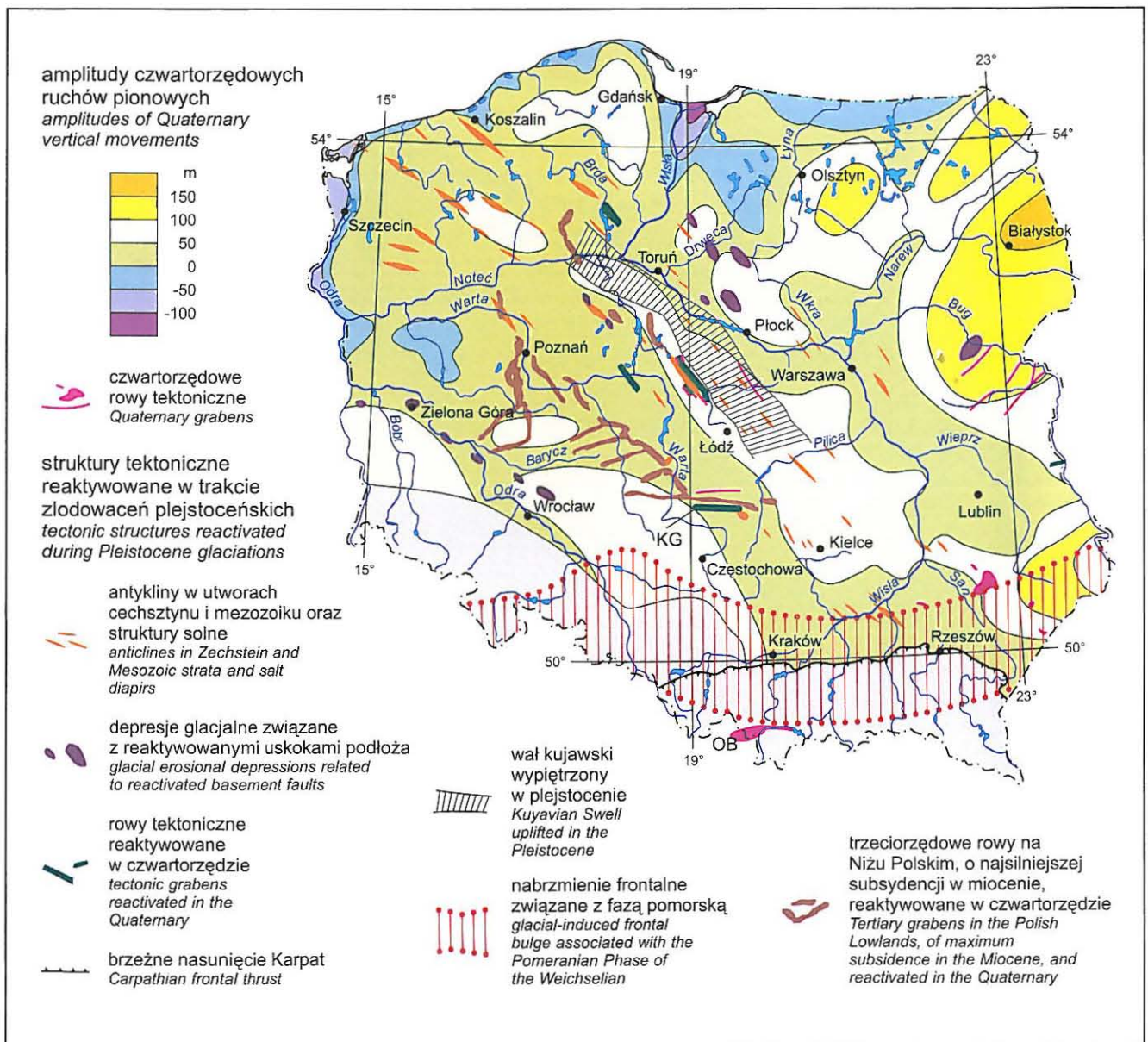


Fig. 2. Mapa neotektoniczna Polski

(wg różnych źródeł, zestawiona przez Zuchiewicza, 2000 oraz Zuchiewicza i in., 2007; zmodyfikowane)

KG — rów Kleszczowa, OB — Kotlina Orawska

Neotectonic map of Poland (based on different sources elaborated by Zuchiewicz, 2000 and Zuchiewicz *et al.*, 2007; modified)

KG — Kleszczów Graben, OB — Orava Basin

GŁÓWNE KIERUNKI BADAŃ NEOTEKTONICZNYCH

Badania nad młodymi ruchami tektonicznymi w Polsce mają przeszło stuletnią tradycję. Zapoczątkował je W. Teisseyre, który w 1893 r. wprowadził termin „orotektonika” dla oznaczenia wzajemnych relacji między ewolucją rzeźby a ostatnimi etapami alpejskiego cyklu orogenicznego. Prace dotyczące szeroko rozumianych zagadnień neotektonicznych pojawiały się dość licznie przed drugą wojną światową. Wymienić tutaj należy opracowania poświęcone młodym ruchom pionowym południowego wybrzeża Bałtyku, plejstoceńskiej mobilności tektonicznej Pomorza oraz Niżu Polskiego, tektonicznie uwarunkowanym zmianom plejstoceńskiej sieci drenażu w Sudetach oraz skarpom morfologicznym i sieci rzecznej w Polsce południowo-wschodniej, ewolucji doliny Wisły w przełomie przez wyżyny południowopolskie, a także uskokom w obrębie osadów czwartorzędowych (por. Zuchiewicz, 1995a i literatura tam cytowana).

Po drugiej wojnie światowej, a zwłaszcza w latach 60., główne kierunki badań obejmowały: opracowanie map amplitud ruchów neogeńsko-czwartorzędowych, analizę rowów neotektonicznych (Bełchatowa, Mosiny, Krzywina), przejawy młodej aktywności antyklin o orientacji NW–SE wału śródpolskiego, depresji lubelsko-mazowieckiej, depresji miechowsko-łódzko-szczecińskiej i syneklizy perybałtyckiej, późnoczwartorzędowe objawy tektoniki solnej na Kujawach, aktywność struktur blokowych zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej, studia nad deformacjami glacitektonicznymi w obszarach neotektonicznie wypiętrzo-

nych, a także zjawiska sejsmiczne oraz studia geodezyjne nad współczesnymi ruchami pionowymi i poziomymi.

Badania te uległy wyraźnej intensyfikacji w ostatnim trzydziestoleciu. Zorganizowano trzy ogólnopolskie sympozja pod hasłem „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej” (Warszawa 1974, 1978, Wrocław 1981), sześć ogólnokrajowych konferencji Komisji Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu z cyklu „Neotektonika Polski” (Kraków 1992, 1993, 1998, 2001, 2003, Srebrna Góra 2005), szereg sympozjów regionalnych, w tym we współpracy międzynarodowej (m.in. osiem seminariów polsko-czeskich pod hasłem „Współczesna geodynamika Sudetów i obszarów sąsiednich”), jak również dwa międzynarodowe sympozja w ramach Projektu IGCP nr 346 „Neogeodynamica Baltica” (Katowice 1994, 1997). Zagadnienia związane z mobilnością młodych stref uskokowych stały się w ostatnich latach przedmiotem zainteresowania międzynarodowych programów badawczych Unii Europejskiej, jak COST Action 625 3-D Monitoring of Active Tectonic Structures oraz MELA (Morphotectonic Map of the European Lowland Area).

Opublikowano szereg monografii neotektonicznych, zarówno przeglądowych jak i dotyczących poszczególnych rejonów fizjograficznych, oraz kilka wersji mapy współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej (fig. 3). Podjęto studia nad rolą fotolincamentów widocznych na zdjęciach lotniczych i satelitarnych, a także rozpoczęto zestawianie i interpretację numerycznych modeli terenu. Nowym narzę-

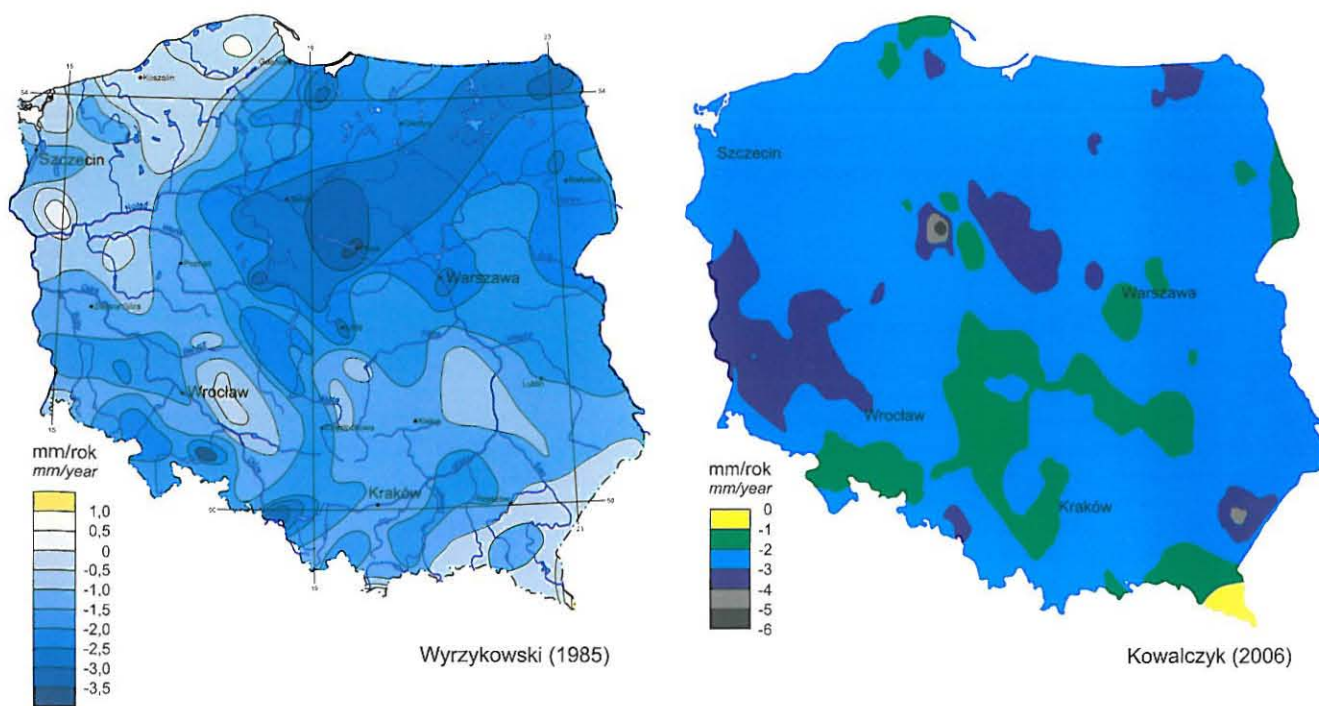


Fig. 3. Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce (wg Wyrzykowskiego, 1985; Kowalczyka, 2006 oraz Zuchiewicza i in., 2007)

dziem badawczym staje się w ostatnich latach interferometria radarowa, z powodzeniem przetestowana na obszarze górnośląskim.

Pewne kierunki badań neotektonicznych zyskały na popularności w ubiegłym trzydziestolecu. Należą do nich: zastosowanie metod morfometryczno-statystycznych w analizie morfotektonicznej, wykorzystanie analiz sejsmostratygraficznych oraz szacunków postorogenicznej erozji w ocenie rozmiarów wypiętrzenia Karpat, studia nad skarpami uskokowymi i pseudouskokowymi, analizy sedimentologiczne wypełnienia młodych rowów tektonicznych, próby rekonstrukcji zjawisk paleosejsmicznych, badania hydrogeologiczne wahania zwierciadła wód gruntowych w strefach aktywnych tektonicznie, związek źródeł i martwic wapiennych ze strefami uskokowymi, rozwój tektonicznie uwarunkowanych torfowisk, analizy przejawów mineralizacji związanej z uaktywnianiem stref uskokowych, studia nad kompaktacją molas mioceńskich pod płaszczowinami karpackimi czy też strukturalne analizy spękań w klastach plioceńsko-czwartorzędowych zlepieńców oraz drobnych uskoków i spękań w osadach czwartorzędowych.

Wiele uwagi poświęcono praktycznym aspektom badań neotektonicznych w obszarach poddanych antropopresji. Pojawiło się kilka opracowań podręcznikowych i metodycznych poświęconych różnym aspektom neotektoniki, ewolucji morfotektonicznej Europy środkowej i zachodniej, a także współczesnemu polu naprężeń.

Powstało kilka poligonów geodynamicznych monitorujących aktywność współczesnych ruchów skorupy ziemskiej z wykorzystaniem klasycznych technik geodezyjnych oraz obserwacji GPS. Są one usytuowane w kilku obszarach testowych, przede wszystkim na Dolnym Śląsku (Sudety polskie i czeskie, Karkonosze, Śnieżnik, Góry Stołowe, Szczeliniec, rów Paczkowa, kopalnia Turów, Legnicko-Głogowski Okręg Miedziowy), a także w rejonie Czorsztyna, w Tatrach oraz w rejonie Wieliczki. Od roku 1989 funkcjonuje projekt poświęcony badaniom zmian poziomu Bałtyku. Obszar Polski jest połączony z trzema europejskimi sieciami geodezyjnymi (EUREF-POL, SAGET, EXTENDED SAGET), a powtarzane kampanie pomiarowe GPS odbywają się od roku 1992 (Śledziński, red., 2000; Kontny, 2003; Głazek i in., 2006).

USKOKI AKTYWNE

Mapa aktywnych uskoków Polski (fig. 4), opublikowana we wstępnej wersji w latach 2000 i 2007 (Zuchiewicz, 2000; Zuchiewicz i in., 2007), przedstawia lokalizację ważniejszych uskoków laramijskich i neogeńskich, rzadziej starszych stref uskokowych w podłożu reaktywowanych w późnym neogenie i czwartorzędzie, oraz uskoków czwartorzędowych, cytowanych przez różnych autorów. Zwrot przemieszczeń uskokowych, a także ich skala są często trudne do określenia w świetle dostępnych danych. Dlatego też w najbliższej przyszłości niezbędne jest podjęcie szczegółowych studiów pozwalających na dokładną charakterystykę młodej aktywności uskokowej, będącej bezpośrednią przyczyną współ-

czesnych zagrożeń geodynamicznych. Przemawia za tym, między innymi, ścisły związek historycznej i współczesnej aktywności sejsmicznej ze strefami uskokowymi.

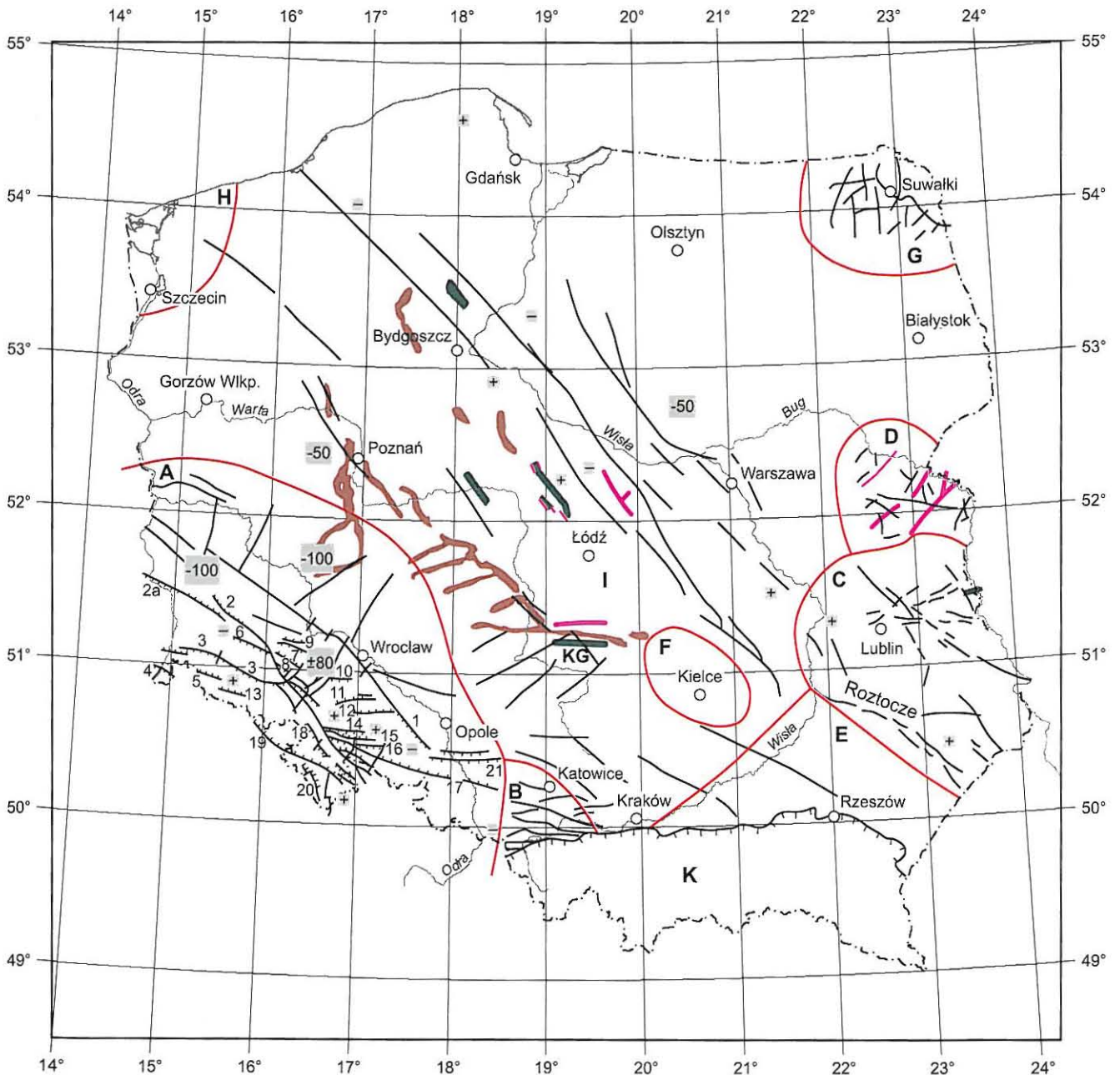
Uskoki sejsmotektoniczne w Polsce były czynne w neogenie i czwartorzędzie dzięki reaktywacji struktur laramijskich lub starszych, względnie w czwartorzędzie wskutek reaktywacji struktur neogeńskich. Do pierwszej grupy należą m.in. uskoki obramowujące dolinę dolnej Wisły w rejonie Gniewu, skarpa uskokowa Roztocza Gorajskiego oraz szereg uskoków w Sudetach i na bloku przedsudeckim o zrzutach zmieniających się od 100 m (uskok Legnica-Chojnow), poprzez 600 m (rowy Paczkowa i Kędzierzyna), do 800 m (zapad-








Fig. 4. Uskoki neotektoniczne Polski (wg różnych autorów; zmodyfikowane przez Zuchiewicza, 2000)

Obszary wykartowanych uskoków neotektonicznych: A — Dolny Śląsk, B — Górny Śląsk, C — Wyżyna Lubelska i Roztocze, D — Podlasie, E — Kotlina Sandomierska, F — Góry Świętokrzyskie, G — Polska NE, rejon Suwałk, H — Polska NW wraz z Niziną Szczecińską, I — Niz Polski oraz wyżyny Polski środkowopodniowej, K — Karpaty. Uskoki neotektoniczne Dolnego Śląska: 1 — strefa uskoków środkowej Odry, 2 — sudecki uskok brzeżny (SMF), 2a — przypuszczalne przedłużenie sudeckiego uskoku brzeżnego, 3 — uskok śródsudecki, 4 — uskok Zatonia, 5 — uskok Rębiszowa, 6 — uskok Jerzmanowic, 7 — uskok Głębinowa, 8 — uskok Bagieniec-Paszowice, 9 — uskok Legnica-Chojnow, 10 — uskok Sobótka, 11 — uskok Strzelina, 12 — uskok Przeworna, 13 — brzeżny uskok Karkonoszy, 14 — uskok Ząbkowice Śląskich, 15 — uskok Doboszowice, 16 — uskoki Pomianowa Górnego oraz Nysy, 17 — uskok Białej Głucholaskiej, 18–20 — uskoki związane z rowem górnej Nysy Kłodzkiej, 21 — uskok Toszka; –100 — tendencje czwartorzędowych ruchów pionowych (w metrach); KG — rów Kleszczowa

Neotectonic faults in Poland (based on different sources; modified by Zuchiewicz, 2000)

Areas in which neotectonic faults were mapped: A — Lower Silesia, B — Upper Silesia, C — Lublin Upland and Roztocze region, D — Podlasie region, E — Sandomierz Basin, F — Holy Cross Mts., G — NE Poland (Suwałki area), H — NW Poland (including Szczecin Lowland), I — North-Polish Lowland and uplands of south-central Poland, K — Carpathians. Neotectonic faults in Lower Silesia: 1 — Middle Odra Fault Zone, 2 — Sudetic Marginal Fault (SMF), 2a — possible continuation of SMF, 3 — Intra-Sudetic fault, 4 — Zatoń fault, 5 — Rębiszów fault, 6 — Jerzmanowice fault, 7 — Głębinów fault, 8 — Bagieniec-Paszowice fault, 9 — Legnica-Chojnow fault, 10 — Sobótka fault, 11 — Strzelin fault, 12 — Przeworno fault, 13 — marginal Karkonosze fault, 14 — Ząbkowice Śląskie fault, 15 — Doboszowice fault, 16 — Pomianów Górny and Nysa faults, 17 — Biała Głucholaska fault, 18–20 — faults associated with the Upper Nysa Kłodzka Graben, 21 — Toszek fault; –100 — tendencies of Quaternary vertical movements (in metres); KG — Kleszczów Graben



-  czwartorzędowe rowy tektoniczne
Quaternary tectonic grabens
-  rowy trzeciorzędowe reaktywowane w czwartorzędzie
Palaeogene and Neogene grabens reactivated in the Quaternary
-  rowy powstałe w kajprze, o maksymalnej subsydencji w miocenie, reaktywowane w czwartorzędzie
grabens originated in Keuper time, showing maximum of subsidence in the Miocene, and reactivated in the Quaternary
-  uskoki laramijskie i neogeńskie reaktywowane w późnym neogenie i czwartorzędzie oraz uskoki czwartorzędowe
Laramide and Neogene faults reactivated in the late Neogene and Quaternary and Quaternary faults
-  obszary wykartowanych uskoków neotektonicznych
areas in which neotectonic faults were mapped
-  brzeg nasunięcia karpackiego
Carpathian frontal thrust
-  uskoki na Dolnym Śląsku
faults in Lower Silesian

lisko Roztoka–Mokrzyszów). W Polsce północno-wschodniej notuje się przejawy czwartorzędowej reaktywacji strefy Teisseyre’a–Tornquista oraz uskoków do niej prostopadłych (NE–SW), dzięki kompresji poziomej o orientacji NE, będącej wypadkową nacisku związanego z grzbieciem śródatlantyckim i pochodzącego z Karpat. Wiele uskoków dowiązuje do fotolineamentów widocznych na zdjęciach lotniczych i satelitarnych oraz topolineamentów identyfikowanych na numerycznych modelach terenu.

Do drugiej grupy należą uskoki Dolnego Śląska (Wrocław–Ozimek, Przeworno–Węgliniec, sudecki uskok brzeżny, uskok na północnym obramowaniu Karkonoszy) oraz Górnośląska (m.in. seria subrównoleżnikowych uskoków o wspólnie zrzucanych skrzydłach północnych: Gorzyce–Czechowice–Marcyporęba, Żory–Jaszowice–Wysoka, Bełk–Oświęcim–Nowe Dwory; por. Czarnecka, 1988), uskoki Wyżyny Lubelskiej i Roztocza o orientacji NW–SE, N–S, NE–SW, E–W i ESE–WNW, uskoki NNE–SSW i NE–SW w północnej części zapadliska przedkarpackiego oraz szereg uskoków w Karpatach (por. Zuchiewicz i in., 2007).

Wielkości zrzutu w czwartorzędzie zmieniały się od 40–50 m do ponad 100 m w Sudetach i na Wyżynie Lubelskiej oraz od kilku do kilkudziesięciu metrów w Karpatach zewnętrznych. Przeciętne tempo uskokowania czwartorzędowego wynosiło 0,02–0,05 mm/rok, co pozwala zaliczyć

wymienione struktury do klasy uskoków nieaktywnych (D), względnie o słabej aktywności (C) (por. Slemmons, Depolo, 1986). Do podobnych wniosków prowadzi analiza wyników powtarzanych niwelacji przyziemych oraz kampanii pomiarowych GPS.

Dla niektórych uskoków czynnych w czwartorzędzie postulowano obecność składowej przesuwczej (sudecki uskok brzeżny, uskok Janowic na Wyżynie Lubelskiej). Pojedyncze uskoki Polski środkowej (rów Kleszczowa) mają charakter środkowoczwartorzędowych nasunięć, o rozmiarach przemieszczenia rzędu 40–50 m (Zuchiewicz i in., 2007 i literatura tam cytowana).

Epizody wzmózonej intensywności uskokowania miały miejsce we wczesnym czwartorzędzie, interglacjale mazonieckim oraz podczas lub wkrótce po zlodowaczeniu odry. Niektóre uskoki ujawniały także aktywność w holocenie (Karkonosze, Roztocze, pewne rejony Karpat). Czwartorzędowa aktywność uskokowa zaznaczała się wzmózoną miąższością osadów w skrzydłach zrzucanych (wraz z nałożonymi na siebie klinami koluwalno-soliflukcyjnymi), deformacjami terasów rzecznych i stożków napływowych, zmianami układu sieci rzecznej, czy też formowaniem szczelin w lobach łądolołów plejstocenijskich, wpływając na uprzywilejowaną orientację form depozycji glacialfluwialnej.

WYBRANE PRZYKŁADY REGIONALNE

DOLNY ŚLĄSK

Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska zestawiona przez Badurę i Przybylskiego (2000; por. także Zuchiewicz i in., 2007) jest jedyną szczegółową mapą neotektoniczną znacznego fragmentu obszaru Polski prezentującą rozmieszczenie różnowiekowych uskoków reaktywowanych i/lub czynnych w neogenie i czwartorzędzie, uwzględniającą dodatkowo rozmiary zrzutu uskoków normalnych (por. fig. 4). Na mapie zaznaczono ponadto rozmieszczenie młodoalpejskich struktur fałdowych, nasunięć odmłodzonych w trzeciorzędzie i późnoalpejskich, wychodni skał wulkanicznych, występowanie wód hydrotermalnych i leczniczych, przejawy mineralizacji oraz wielkości strumienia ciepłego.

Spośród struktur nieciągłych reaktywowanych w czwartorzędzie na szczególną uwagę zasługuje sudecki uskok brzeżny (fig. 5, 6), oddzielający wypiętrzony blok Sudetów od stabilnego i/lub obniżanego bloku przedsudeckiego (por. Badura i in., 2003, 2007b; Kontny, 2003). Uskok charakteryzuje się zdecydowaną przewagą składowej normalnej i — być może — niewielką składową prawoprzesuwczą. Problem ten pomogą rozstrzygnąć dalsze szczegółowe studia, w tym analiza spękanych klastów w plejstocenijskich osadach rzecznych strefy uskokowej (por. Badura i in., 2007a). Niektórzy autorzy (Schenk i in., 2002; Grygar, Jelinek, 2003; Haviř, Špaček, 2004; Badura i in., 2007a) sugerują ruch prawoprzesuwczy, szczególnie w południowo-wschodnim segmencie uskoku. Pozostałe uskoki reaktywowane w czwartorzędzie koncentrują się w obrębie bloku sudeckiego w rejonie

Karkonoszy i Gór Izerskich oraz strefie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, a na bloku przedsudeckim — w strefie Niemczy, Strzelina i Ziębic oraz na północnym obramowaniu rowu Paczkowa i w obrębie Wzgórz Niemodlińskich.

GÓRNY ŚLĄSK

Wypiętrzenie Wyżyny Śląskiej w pliocenie i wczesnym plejstocenie wyniosło 200–300 m (por. Lewandowski, 2007 i literatura tam cytowana). Wypiętrzenie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej o 200 m od środkowego pliocenu postulują Głazek i Szyrkiewicz (1980). Główny etap podnoszenia Płaskowyżu Bytomsko-Katowickiego przypadał na pliocen i wczesny plejstocen. W niektórych neogeńskich rowach tektonicznych stwierdzane są znaczne miąższości osadów czwartorzędowych (rów Kędzierzyna — 120 m; Dyjor, 1983); rowy te uaktywniały się w czasie zlodowaceń plejstocenijskich. Amplitudy ruchów neotektonicznych po relaksacji glaciostatycznej zlodowacenia odry w Kotlinie Raciborsko-Oświęcimskiej szacuje się na 40–60 m (Lewandowski, 1995). Do ważniejszych struktur neogeńskich reaktywowanych w czwartorzędzie (fig. 4) należą: rowy Kłodnicy i Pyskowic, zrąb Rydułtowych, rowy Zawady, Oświęcimia, Szerokiej, Kędzierzyna i Olzy oraz zrąb Mikołowa, o przebiegu głównie W–E (Jura, 1996; Lewandowski, 2007). Mobilność rowu Kłodnicy (100 m osadów czwartorzędowych) zaznaczyła się ponadto we wczesnym plejstocenie oraz bezpośrednio przed zlodowaczeniami południowopolskimi

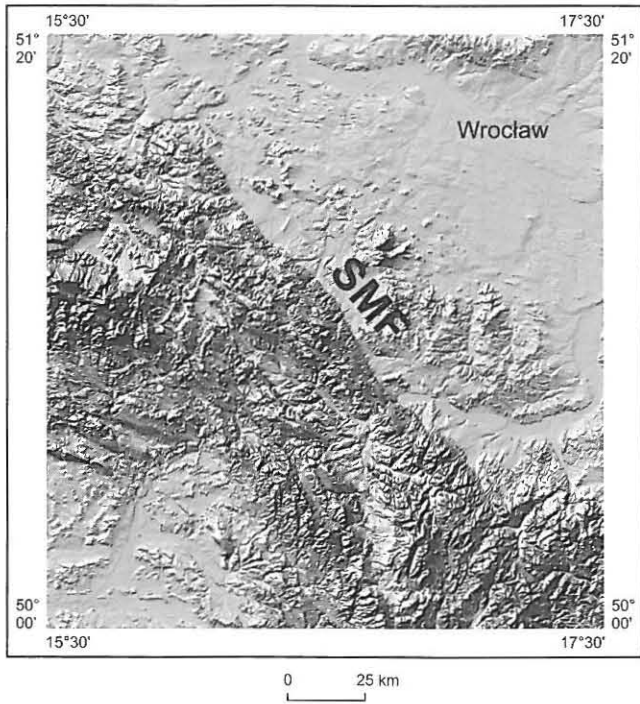


Fig. 5. Sudecki uskoczek brzożny (SMF) na tle numerycznego modelu terenu (SRTM level 2)

The Sudetic Marginal Fault (SMF) versus SRTM level 2 image

(Lewandowski, 2007). Według sugestii Jury (1995), wynikających głównie z przesłanek geomorfologicznych, resztkowe ruchy nasuwce Karpat spowodowały lewoprzesuwczą reaktywację neogeńskich uskoczków normalnych ograniczających wymienione struktury, a szczególnie rów Kłodnicy, traktowany jako lewoskrętny basen międzyprzesuwczy (typu *pull-apart*). Późnoplejstocenią (po interglacjale eemskim) subsydują Kotliny Oświęcimskiej w obrębie stożka Wisły na południe od Goczałkowic sugerują Niedziałkowska i in. (1985) oraz Niedziałkowska i Szczepanek (1993–1994), wiążąc ją z uaktywnieniem równoleżnikowego rowu tektonicznego w podłożu.

Wyniki powtarzanej niwelacji precyzyjnej w latach 1975–1980 (Czarnecka, 1988) zdają się wskazywać na współczesne uaktywnienie starych, wartyjskich uskoczków normalnych (WNW–ESE do W–E, zrzut ku S i SSW; Bełk–Oświęcim–Nowe Dwory, Żory–Jaszowice–Wysoka, Gorzyce–Bzie–Czechowice–Marcyporęba) jako uskoczków inwersyjnych (wypiętrzenie skrzydeł południowych 0,5–1 mm rocznie). Uskoki te znajdują się poza obszarem eksploatacji górniczej, a otrzymane prędkości ruchu kilkakrotnie przekraczają wielkość błędu pomiarowego.

WYŻYNA LUBELSKA I ROZTOCZE

W ujęciu Maruszczaka (2001) główny etap neotektonicznego dźwignia Wyżyny Lubelskiej i Roztocza zaznaczył się we wczesnym plejstocenie; ruchy późniejsze miały niewiel-

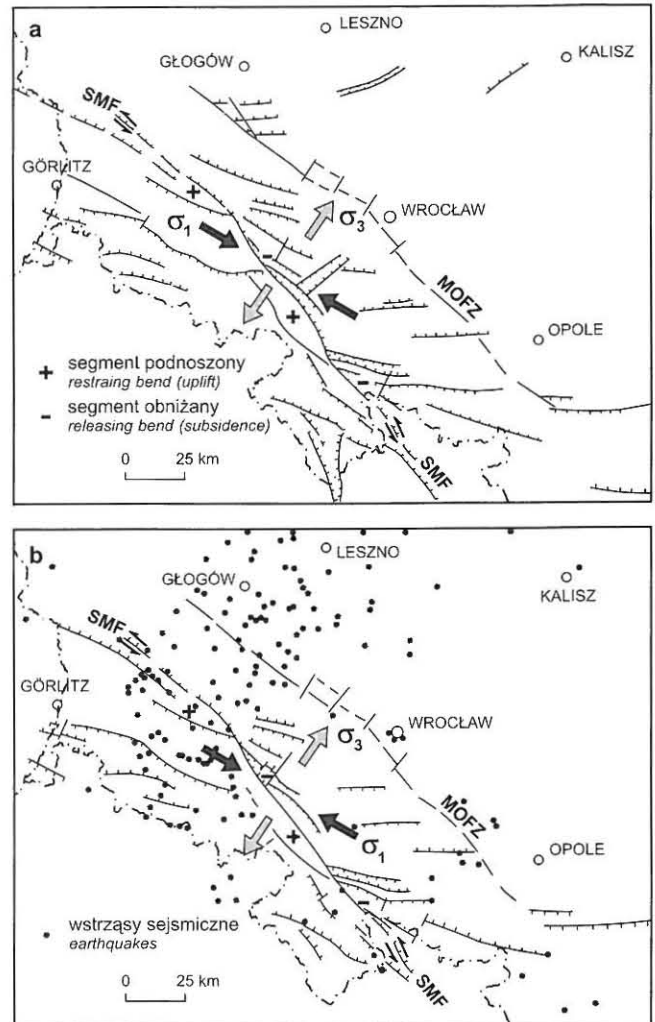


Fig. 6. Młode uskoki na Dolnym Śląsku (wg Dyjora, 1993, 1995 oraz Dyjora i in., 1995; zmodyfikowane): a — uskoki czynne w neogenie, b — uskoki czynne w czwartorzędzie

Rozmieszczenie ognisk wstrząsów sejsmicznych (> 10 km głęb.) w latach 1964–2000, według IRIS Data Management Center; MOFZ — strefa uskoczków środkowej Odry, SMF — sudecki uskoczek brzożny.

Young faults in Lower Silesia (based on Dyjor, 1993, 1995 and Dyjor et al., 1995; modified and reinterpreted): a — faults active in Neogene times, b — faults active in the Quaternary

Location of earthquake foci (> 10 km depth) recorded in 1964–2000, taken from IRIS Data Management Center; MOFZ — Middle Odra Fault Zone, SMF — Sudetic Marginal Fault

kie znaczenie. Reaktywacja starych uskoczków i formowanie rowów neotektonicznych miały miejsce głównie w późnym sarmacie i wczesnym plejstocenie (Henkiel, 1984).

Kenozyjne ruchy uskoczkowe na Lubelszczyźnie, następujące po ruchach laramijskich, zaznaczały się we wczesnym lub środkowym eocenie, w środkowym i późnym sarmacie oraz we wczesnym czwartorzędzie (Henkiel, 1983, 1984). Do głównych stref uskoczkowych należą (fig. 4, 7, 8): prawoprzesuwczy lineament Kock–Łęczna (NW–SE), strefa uskoczkowa doliny Wieprza (N–S) złożona z serii asymetrycz-

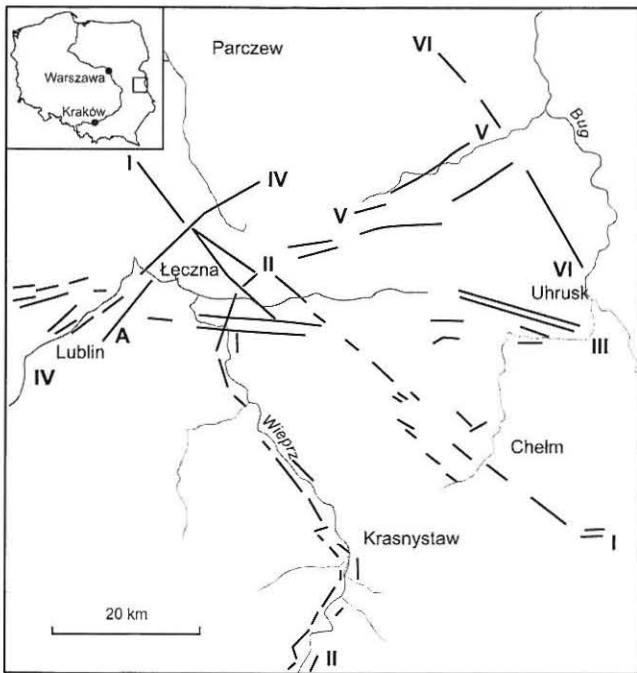


Fig. 7. Uskoki neotektoniczne Wyżyny Lubelskiej (wg Henkiel, 1983, 1984; zmodyfikowane)

Strefy uskokowe: I — Kock–Łęczna, II — doliny Wierpza, III — północnego obrzeżenia Wyżyny Lubelskiej, IV — doliny Bystrzycy, V — Włodawki, VI — Kapłonosów, A — Janowca

Neotectonic fault zones in the Lublin Upland (based on Henkiel, 1983, 1984; modified)

Fault zones: I — Kock–Łęczna, II — Wierpza River valley, III — northern margin of the Lublin Upland, IV — Bystrzyca River valley, V — Włodawka, VI — Kapłonosy, A — Janowca

nych rowów i półrowów reaktywowanych we wczesnym czwartorzędzie, wczesnoczwartorzędowa strefa północnej krawędzi Wyżyny Lubelskiej (E–W), obejmująca rowy Mogielnicy i Sobianowic wypełnione ponad 70 m serią aluwów czwartorzędowych, strefa uskokowa doliny Bystrzycy (NE–SW) w większości przedczwartorzędowa, złożona z uskoków normalnych obramowujących wąskie rowy i zręby tektoniczne, strefa doliny Włodawki (biegnąca łukiem od NE ku WSW) reprezentująca obniżenie neotektoniczne, a także przedczwartorzędowa strefa lineamentu Kapłonosów (NNW–SSE).

Między osadów czwartorzędowych w obrębie rowów wynoszą 50–120 m. Kolejny etap uskokowania wiązał się z mobilnością uskoków równoleżnikowych u schyłku zlodowacenia sanu 2 oraz w interglacjale mazowieckim. W rejonie Łęcznej nastąpiło podniesienie garbu łęczyńskiego i subsydencja (20–30 m) dna rowu Mogielnica–Łańcuchów (Harasimiuk, Henkiel, 1981). Ruchy środkowo- i późnoczwartorzędowe miały znacznie mniejszą amplitudę. Wielkość zrzutu we wczesnym i środkowym plejstocenie sięgała 50–60 m (rów Soboniowic) do 10–15 m (Czułczyce) (Henkiel, 1983). Na mapie autor ten przedstawił gęstą sieć uskoków kenozoicznych na całym obszarze Lubelszczyzny;

trudno jednak zorientować się, które z nich wykazywały aktywność czwartorzędową.

W NW części Wyżyny Lubelskiej znajduje się uskoc Janowca (NE–SW; fig. 7), uważany za czwartorzędową strefę lewoprzesuwczą o przemieszczeniu rzędu 1000 m (op. cit. 1983). Morfotektoniczną skarpe w Dobrem (NW–SE) na Płaskowyżu Nałęczowskim, na SW od Kazimierza nad Wisłą, zinterpretowano jako uskoc sejsmotektoniczny związany z serią nakładających się na siebie klinów koluwalnych, dokumentujących kilka epizodów paleosejsmicznych (Henkiel, 1993).

Rozmiary wypiętrzenia Roztocza (zwłaszcza wschodniego) po sarmacie szacuje się na 100–300 m (Maruszczak, 2001). Czwartorzędowe wypiętrzenie strefy krawędzowej Roztocza, rzędu 20–30 m, nastąpiło głównie u schyłku zlodowaceń południowopolskich oraz w interglacjale mazowieckim (Harasimiuk, Henkiel, 1980). Brzezińska-Wójcik i Superson (2004) sugerują 30–40 m zrzut w czwartorzędzie (ku SW) wschodniego obramowania półrowu Zwierzynca. Rozmiary zrzutu późnoczwartorzędowego (uskoki tnące dolinę Sopotu) wynosiły 5–10 m (Brzezińska-Wójcik, 2002). Na Roztoczu Tomaszowskim subsydencja rowów górnego Wierpza i Zwierzyniec-Szczepieszyn (WNW–ESE do W–E) kontynuuje się od interglacjalu mazowieckiego do dziś (Brzezińska-Wójcik, Superson, 2004). W tym samym czasie nastąpiła reaktywacja uskoków laramijskich i miocenijskich obramowujących rowy Kotliny Kryniczanki, Wierpzeckiego Jeziora i Sołokii oraz zręby Komorowa, Krynic, Tarnawatki, Majdanu Górnego i Przeorsk-Żurawce w NE części wymienionego rejonu. Od wczesnego plejstocenu zaznaczała się zróżnicowana subsydencja bloków równoleżnikowych (NW–SE; Terespol–Narol) i skośnych (W–E do WNW–ESE; Zwierzyniec–Krasnobród) do krawędzi Roztocza Tomaszowskiego. Wymienione strefy uskokowe dobrze zaznaczają się w obrazie topolineamentów, interpretowanych na numerycznym modelu terenu (fig. 8).

PODLASIE

W podłożu osadów czwartorzędowych na Podlasiu występuje kilka rowów tektonicznych (NE–SW): Łosic, Janowa Podlaskiego, Białej Podlaskiej, Międzyrzecza Podlaskiego oraz uskoków NE–SW (Terespol) i WNW–ESE (Kobylany–Huszlew; fig. 4), o słabo udokumentowanych przejawach aktywności wczesnoczwartorzędowej (Nitychoruk, 1994).

ŚRODKOWA I WSCHODNIA CZĘŚĆ ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

W północnej części obszaru młodsza generacja uskoków w zachodniej części zapadlika połanieckiego (WNW–ESE oraz NNE–SSW) powstała w sarmacie, sprzyjając uformowaniu samego zapadlika oraz pasma wójczo-pińczowskiego (Rutkowski, 1981). Ich aktywność neotektoniczną podkreślała Łyczewska (1975), podczas gdy Rutkowski (op. cit.)

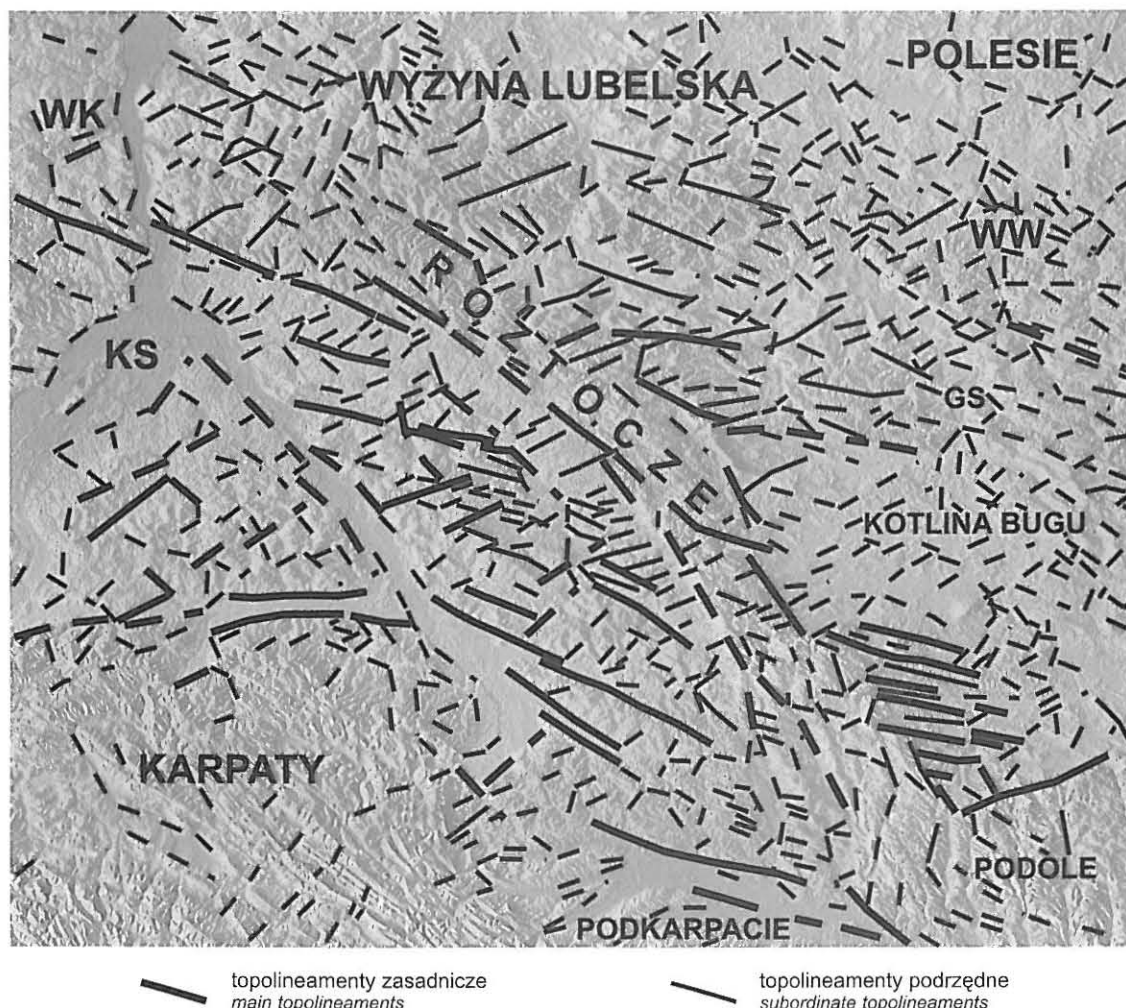


Fig. 8. Układ topolineamentów różnej rangi na obszarze Wyżyny Lubelskiej, Rztocza i obszarów przyległych, interpretowanych na numerycznym modelu terenu (SRTM level 2; wg niepublikowanych materiałów W. Zuchewicza i A. Bubniaka)

WK — Wyżyna Kielecko-Sandomierska, KS — Kotlina Sandomierska, WW — Wyżyna Wołyńska, GS — Grzęda Sokalska

Topolineaments of different rank interpreted from a SRTM, level 2, DEM image of the Lublin Upland, Rztocze region and surrounding areas (based on unpublished data by W. Zuchewicz and A. Bubniak)

WK — Kielce-Sandomierz Upland, KS — Sandomierz Basin, WW — Volhyn Upland, GS — Sokal Range

nie znajdował przesłanek przemawiających za obecnością ruchów współczesnych.

Południowo-wschodnia krawędź Wyżyny Sandomierskiej między Połańcem a Zawichostem ujawnia obecność depresji tektonicznych (Łoniów–Opatówka, Mokoszyń–Kamień Nowy), równoległych do strefy Kurdwanów–Zawichost i wypełnionych osadami czwartorzędowymi miąższości 45–55 m (Laskowska-Wysoczańska, 1995). W rejonie Podgórze i Zawichostu subsydenca zaznaczała się po zlodowaczeniu odry. Rozmiary zrztu gliny zwałowej zlodowaczenia sanu 2 w strefie NW krawędzi Kotliny Sandomierskiej oraz na południu, w rejonie Giedlarowej, miały sięgnąć 100–107 m. W północnej części Kotliny Sandomierskiej południkowy rów Tarłowa wykazywał aktywność jeszcze w interglacjale mazowieckim (*op. cit.*).

U podnóża skarpy Rztocza (NW–SE) uskoki poprzeczne (SSW–NNE i SW–NE) obramowują lokalne rowy tektoniczne (dolina Smolinki, na wschód od Baszni, rowy Tanwi i Hedwiżyna) wypełnione gliną zwałową o miąższości 33–83 m. Laskowska-Wysoczańska (1995) wnioskuje o 40–75 m amplitudzie uskokowania środkowopolejskiego.

W południowej części zapadliska przedkarpackiego (fig. 4, 9) uskoki aktywne w czwartorzędzie układają się w kierunku SSW–NNE (Płaskowyż Kolbuszowski) oraz NW–SE (Pogórze Rzeszowskie, Płaskowyż Tarnogrodzki, Równina Rozwadowska; Laskowska-Wysoczańska *op. cit.*). Dla Płaskowyżu Kolbuszowskiego autorka ta sugeruje środkowopolejskie uskokowanie normalne (80–100 m) pokładu gliny zwałowej ze zlodowaczenia sanu 2. Wnioskowanie to jest mało przekonujące, podobnie jak sugestie o wypiętrze-

niu brzeżnej części Karpat w tym rejonie (do 150 m!) dopiero po recesji wymienionego zlodowacenia.

W podłożu zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Sandomierzem zaznacza się system przedlaramijskich, zazwyczaj przesuwczych uskoków strefy Kurdwanów–Zawichost (por. Krysiak, 2000), o przebiegu na ogół NE–SW, oraz system normalnych uskoków obramowujących laramijskie rowy i zręby tektoniczne, o orientacji zbliżonej do NW–SE. Wymienione struktury nieciągle podlegały uaktywnieniu w neogenie i — przypuszczalnie — w czwartorzędzie, o czym świadczą wyniki badań serii witowskiej (Rauch-Włodarska i in., 2006).

Badania strukturalne gómiocieńskich molas środkowodnych serii witowskiej umożliwiają rekonstrukcję późnoneogeńsko-czwartorzędowego (?) pola naprężeń w środkowej części zapadliska przedkarpackiego (*op. cit.*). Drobne

struktury tektoniczne (cios, małoskalowe uskoki normalne oraz pojedyncze przesuwcze) powstały w trakcie dwóch epizodów: (a) związanego z poziomą kompresją o orientacji NNW–SSE do N–S podczas synsedymenacyjnej reaktywacji lewoprzesuwczej strefy uskokowej Kurdwanów–Zawichost (NE–SW) w podłożu (por. także Krysiak, 2000), a następnie (b) ekstensji zorientowanej N–S do NE–SW. Struktury ekstensyjne (cios W–E i NW–SE, uskoki normalne WNW–ESE) powstały przypuszczalnie dzięki sejsmotektonicznemu uaktywnieniu laramijskich uskoków normalnych, zorientowanych WNW–ESE i NW–SE (fig. 9). Do zbliżonych wniosków prowadzi analiza mezostruktur w innych stanowiskach molas miocieńskich środkowej części zapadliska przedkarpackiego oraz brzeżnych łusek Karpat zewnętrznych (Rauch-Włodarska i in., 2006). Ostatnie badania w rejonie Wysoczyzny Wielicko-Gdowskiej w Brzeziu (Rauch-Włodarska i in., 2007)

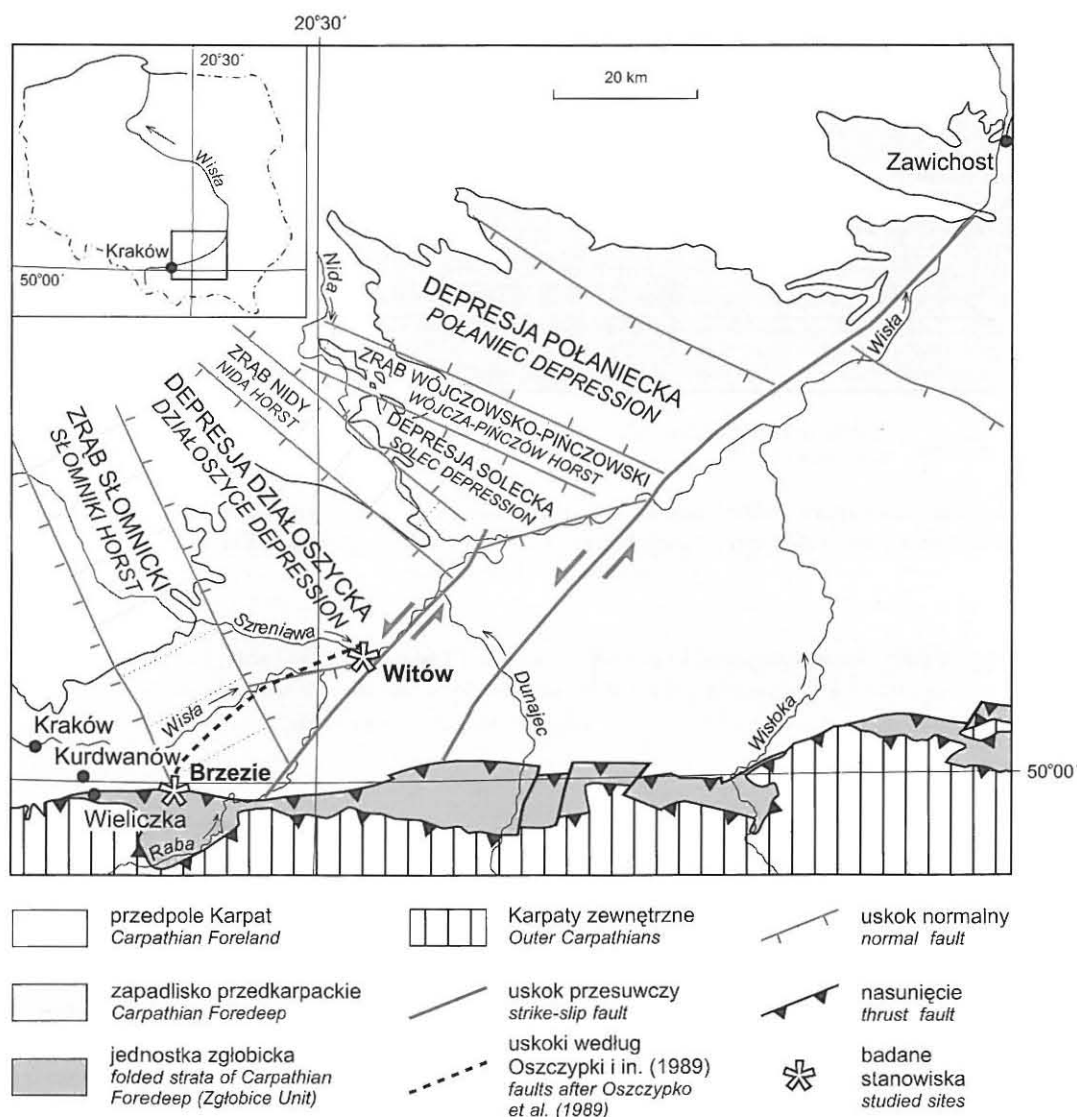


Fig. 9. Uskoki neotektoniczne i reaktywowane w środkowej części zapadliska przedkarpackiego (wg Krysiak, 2000 oraz Rauch-Włodarskiej i in., 2006, 2007)

Neotectonic and reactivated faults in the medial portion of the Carpathian Foredeep (based on Krysiak, 2000 and Rauch-Włodarska *et al.*, 2006, 2007)

dokumentują przejawy młodego uskokowania i formowania rowów tektonicznych, zakończonego w neolicie lub nawet epoce brązu dzięki reaktywacji lewoprzesuwczego uskoku w podłożu, o orientacji NE–SW.

GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Dla obszaru Gór Świętokrzyskich (fig. 4) opublikowano szereg opracowań sugerujących wczesno- i środkowoczwartorzędową, a nawet współczesną aktywność uskoków paleozoicznych trzonu masywu (por. Kowalski red., 2000), jednak ich wartość dokumentacyjna budzi poważne wątpliwości. Dla północno-wschodniego obramowania Gór Świętokrzyskich Kosmowska-Suffczyńska (1998) postuluje plejstocenijskie uaktywnienie uskoków laramijskich i mioceńskich. Przejawy historycznej sejsmiczności w południowo-wschodniej części obszaru wskazują jednak na obecność młodej aktywności tektonicznej. Niektórzy autorzy (Szymanko, Wójcik, 1982) wnioskuje o czwartorzędowej aktywności odmłodzonych jako normalne uskoków laramijskich, obrzeżających środkowomioceński basen Korytnicy na południowym obramowaniu Gór Świętokrzyskich i północno-zachodnim przedłużeniu depresji połanieckiej. Aktywność czwartorzędowa miała wiązać się z lewoprzesuwczą reaktywacją lineamentu Rzeszów–Poznań i spowodować zaburzenia plejstocenijskich pokryw piaszczystych. Nie przedstawiono jednak żadnych dowodów na zdeformowanie wymienionych serii.

POLSKA PÓLNOCNO-WSCHODNIA

Znaczenie kolejnych nasunięć lądolodów plejstocenijskich w reaktywowaniu uskoków fundamentu krystalicznego Polski północno-wschodniej (fig. 4) podkreślano od dawna (Ber, 2000 i literatura tam cytowana). O subsydencji rowu Szeszupy w trakcie recesji lądolodu warciańskiego oraz w interglacjale eemskim wspominała Kociszewska-Musiał (1978). Ruchy glaciizostacyjne zaznaczyły się kilkakrotnie, prowadząc do uaktywnienia uskoków południkowych oraz — przede wszystkim — równoleżnikowych w stropie fundamentu krystalicznego (Liszkowski, 1993; Ber, Ryka, 1998; Ber, 2000). Rozmiary wypiętrzenia anteklizy mazursko-suwańskiej w neoplejstocenie i holocenie szacowano na ponad 100 m, a wielkość subsydencji w obrębie obniżenia perybałtyckiego na ok. 150 m. W ujęciu Bera (2000), skrytykowanym przez Mojskiego (2005), glaciizostacyjna reaktywacja starych uskoków wpłynęła zasadniczo na rozwój i typ deformacji glacicitektonicznych na Pojezierzu Suwańsko-Augustowskim. Podkreślano zgodność elewacji i depresji podłoża z wyniesieniami i obniżeniami współczesnej powierzchni, a także stosowne zróżnicowanie miąższości osadów czwartorzędowych: cienkich na elewacjach i miąższych w obrębie depresji. Uaktywniane stare uskoki równoleżnikowe (W–E do WSW–ENE; Widugiery–Kaletniki–Jeleniewo–Barchanowo, Druskienniki–Krasnopol–Suwałki–Filipów, jezioro Necko–Berżniki, jezioro Sajno–Rygot, Kanał Augustow-

ski–Rygałówka) miały warunkować przebieg rynien subglacialnych, górnych odcinków dolin rzecznych, a przede wszystkim zasięgi stref marginalnych kolejnych faz recesyjnych lądolodu zlodowacenia wisły (Ber, 2000). Podobną prawidłowość podkreślał na Pojezierzu Mragowskim Lisicki (1997), a na Pojezierzu Warmińskim — Morawski (2007). Uskoki południkowe natomiast (obramowujące m.in. rowy Udrynia, Zaboryszek i Puńska oraz zręby Krzemianki, Szypłiszek, Szlinokiemii i Widugier) miały wpłynąć na ukierunkowanie rynien subglacialnych (jeziora Hańcza i Szelment), odcinków dolin rzecznych (Czarnej Hańczy, Szeszupy), a także wyniesień i obniżen (Ber, Ryka, 1998; Ber, 2000).

POLSKA PÓLNOCNO-ZACHODNIA

W rejonie tym podkreśla się ostatnio znaczenie reaktywowanych w czwartorzędzie (fig. 4), zwłaszcza w interglacjale augustowskim, mazowieckim i eemskim, uskoków w skałach permomezozoiku (Kurzawa, 2003, 2004 i literatura tam cytowana). Szczególną rolę przypisuje się strefie uskokowej Świnoujście–Drawsko (NW–SE, zrzut ku SW), przemieszczającego strop podłoża czwartorzędowego o 100–140 m i wykazującego także mobilność współczesną (1 mm/rok — obniżanie niecki szczecińskiej w stosunku do wału pomorskiego), dokumentowaną przez powtarzane niwelacje precyzyjne w latach 1949–1956 i 1974–1982. Główne etapy podnoszenia NW skrzydła uskoku miały miejsce w interglacjale augustowskiej i mazowieckiej. Znacznie słabszą mobilność wykazywały usytuowane dalej ku południowemu zachodowi strefy uskokowe dolnej Odry („lineament Schwedt–Szczecin”) oraz Pyrzyce–Krzyż, o orientacji — odpowiednio — N–S i WNW–ESE. Wymienionym uskokom towarzyszą depresje wypełnione osadami czwartorzędowymi do 224 m miąższości oraz niewielkie wahania krzywej powtarzanej niwelacji precyzyjnej (Kurzawa, 2003, 2004). Mobilność starych stref dyslokacyjnych sprzyjała procesom tektoniki solnej i — zdaniem niektórych autorów (por. Piotrowski, 1999, 2006) — warunkowała przebieg zasięgów moren czołowych młodszej części zlodowacenia wisły.

WYBRZEŻE BAŁTYKU

Wyniki badań z lat 60. i 70. sugerowały wypiętrzenie glaciizostacyjne obszaru południowobałtyckiego rzędu 140 m w okresie 15–12 ka, zastąpione następnie (10 do 6–3 ka) przez subsydencję. Uścińowicz (2003) umieszcza relaksację glaciizostacyjną w interwale 17,5–9 ka, szacując jej rozmiar na 120 m. Maksymalne tempo podnoszenia (45 mm rocznie) miało się zaznaczyć w okresie 12,4–12,2 ka. Następująca po migracji nabrzmienia frontального subsydencja została datowana na 7–4 ka, po czym położenie skorupy ziemskiej miało powrócić do stanu równowagi. W trakcie ostatnich 5–6 tysięcy lat natomiast notuje się niewielką subsydencję (0,1 mm/rok) w rejonie Mierzei Wiślanej, w odróżnieniu od stabilnego obszaru Zatoki Puckiej i Mierzei Helskiej (Uścińowicz, 2006).

rzędowe. Ślizg całkowity wynosi 40–50 m, a uskok wygasa poniżej spągu górnego piętra strukturalnego. Struktura ta jest jednym z dość licznych przejawów prawoskrętnej reaktywacji starokimeryjskiej i laramijskiej strefy dyslokacyjnej Poznań–Rzeszów.

W początkowym okresie (późny miocen – zlodowacenia południowopolskie) panował spokój tektoniczny, natomiast wyraźne nasilenie ruchów zaznaczyło się u schyłku zlodowaceń południowopolskich, prowadząc do utworzenia nowej generacji uskoków (NW–SE) oraz sfałdowania utworów kenozoicznych (por. także Krzyszkowski, 1992; Hałaszcak i in., 1995). Najprawdopodobniej wówczas powstało nasunięcie Folwarku (o orientacji NW–SE, nasunięcie ku NE). Etap ten zakończył się ok. 260 tys. lat temu, przed zlodowaczeniem warty (Gotowała, Hałaszcak, 2002). Współczesny etap rozwoju wiąże się z uaktywnieniem niektórych uskoków rowu Kleszczowa, częściowo dzięki eksploatacji górniczej, a częściowo wskutek wstrząsów sejsmicznych o magnitudach do 4,6, o epicentrach układających się równolegle do strefy uskokowej Kleszczów–Kodrąb. Rozwiązanie mechanizmu ogniska tych wstrząsów wskazuje na kinematykę zrzutowo-przesuwczą (*op. cit.*).

Na SW i NE skrzydłach środkowego segmentu wału kujawsko-pomorskiego Baraniecka (1995) notuje obecność rowów tektonicznych (SW — rów Krzepocina i inne, 70–320 m osadów czwartorzędowych; NE — strefa uskokowa Żychlin–Łowicz, rów Bocheń–Śleszyn, 114 m czwartorzędu), o zrzutach 65–110 m na skrzydle NE do 300 m na skrzydle SW (głównie w „fazie kujawskiej”, interglacjał augustowski — zlodowacenia południowopolskie).

Czwartorzędowe „fazy neotektoniczne”: małopolska (pliocen/plejstocen – wczesny plejstocen), kujawska (interglacjał augustowski – początek zlodowaceń południowopolskich) i mazowiecka (schyłek zlodowaceń południowopolskich – zlodowacenie odry; Baraniecka, 1983) odzwierciedlały w większości przejawy tektoniki solnej, być może generowanej aktywnością tektoniczną i/lub glaciostatyczną. W ujęciu Mojskiego (2005), epizody wzmożonej aktywności tektonicznej miały miejsce u schyłku pliocenu, w środkowym eoplejstocenie (1,45–1,35 Ma), późnym eoplejstocenie (1,15–1,0 Ma) oraz późnym mezoplejstocenie (0,6–0,45 Ma). O młodym wypiętrzaniu wału kujawsko-pomorskiego w stadiale głównym zlodowacenia wisły może świadczyć m.in. obecność zuskokowanych tarasów w pradolinie warszawsko-berlińskiej na zachód od Łęczycy (Borówka, 1991; Mojski, 2005). Na północy Polski młoda subsydencja w młodym rowie tektonicznym w dolinie dolnej Wisły (por. Zuchiewicz, 1995a; Mojski, 2005 i literatura tam cytowana) ułatwiła ingresję morza w interglacjał eemskim.

KARPATY

Neotektonice Karpat (fig. 4, 11) poświęcono bogatą literaturę, koncentrującą się w głównie na ocenie skutków geomorfologicznych wielkopromiennych spąceń i piętrzenia brzeżnych stref nasunięć oraz złuskowanych fałdów (por. przegląd w: Zuchiewicz, 1995b; Zuchiewicz i in., 2002),

a znacznie rzadziej — charakterystyce młodych uskoków. Te ostatnie wiążą się głównie z obramowaniem Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (fig. 12) oraz pojedynczymi przejawami młodej aktywności w Karpatach zewnętrznych (brzeg Karpat koło Tarnowa, dolina Dunajca, Kotlina Sądecka, Kotlina Jeleśni, Doły Jasielsko-Sanockie; por. Zuchiewicz *op. cit.*; Wójcik, 2003). Rozmiary czwartorzędowego, skośnego wypiętrzenia Tatr na uskoku podtatrzańskim szacowano na 100 do 300 m, a tempo ruchów współczesnych według powtarzanych niwelacji precyzyjnych nie przekracza 0,4 mm rocznie (Zuchiewicz, 1995b; Makowska, 2003). Czwartorzędowe rowy tektoniczne w Kotlinie Orawskiej (zapadlisko Wróblówki) i Nowotarskiej (zapadlisko Dębno–Frydman), o przebiegu równoleżnikowym, wykazują zrzuty rzędu 100–120 m (por. Baumgart-Kotarba i in., 2001 i literatura tam cytowana). Pierwszy z nich był aktywny jeszcze w holocenie, drugi — głównie we wczesnym plejstocenie. Uaktywnienie północnego brzeżnego uskoku pienińskiego pasa skałkowego jako uskoku normalnego (W–E) w interglacjał mazowieckim opisał Birkenmajer (1976). Na skutek tych ruchów skrzydło południowe uległo pochyleniu o ok. 10° ku południowi. Niewielkie, współczesne ruchy blokowe wzdłuż uskoków tnących pas skałkowy w Pieninach (0,5–1 mm rocznie) zidentyfikowano dzięki powtarzanym kampaniom pomiarów geodezyjnych (m.in. Ząbek i in., 1988; Czarniecki, red. 2004). Trzeba jednak wziąć pod uwagę znaczne wielkości błędów pomiarowych.

W zachodniej części Beskidów środkowo- i późnoplejstoceniście uaktywnienie starszych nasunięć sugeruje Wójcik (1989) dla Kotliny Jeleśni. Na zróżnicowaną mobilność reaktywowanych jako normalne uskoków miocenijskich (głównie o orientacji N–S do NNW–SSE i NNE–SSW) w środkowej części dorzecza Dunajca zdają się wskazywać wyniki analiz profili podłużnych zdeformowanych cokołów tarasów skalno-osadowych, szczególnie wczesno- i środkowoplejstocenijskich (por. Zuchiewicz, 1995b). Niewielki, normalny uskok sejsmotektoniczny na NW obramowaniu Kotliny Sądeckiej, o orientacji NW–SE, powstał najprawdopodobniej w interglacjał eemskim. Czwartorzędowe wypiętrzenie brzeżnej strefy Beskidu Niskiego (W–E do WNW–ESE) na granicy z Dołami Jasielsko-Sanockimi szacowano na 100–150 m, przy czym wielkość wypiętrzenia po zlodowaceniu sanu nie przekroczyła w części zachodniej 40 m (Zuchiewicz, 1995b; Wójcik, 2003). U brzegu Karpat, między Tarnowem a Pilznem, posarmacki uskok oddzielający jednostkę śląską od skolskiej (N–S do NNW–SSE) został — zdaniem Połtowicza (1974) — odmłodzony w czwartorzędzie, wykazując zrzut kilkudziesięciometrowy ku wschodowi. Brak jednak na to przekonujących dowodów, poza samą obecnością przełomowego odcinka Białej Dunajcowej.

Powyższy przegląd wskazuje, że stan badań nad młodymi uskokami Karpat zewnętrznych jest wysoce niewystarczający. Prowadzone w ostatnich latach studia nad spękanymi klastami w rzecznych seriach wieku plejstocenijskiego i holocenijskiego dostarczają przesłanek odnośnie sejsmotektonicznej aktywności niektórych reaktywowanych nasunięć oraz uskoków przesuwczych (fig. 12; por. Tokarski, Świerczewska, 2005; Tokarski i in., 2007a).

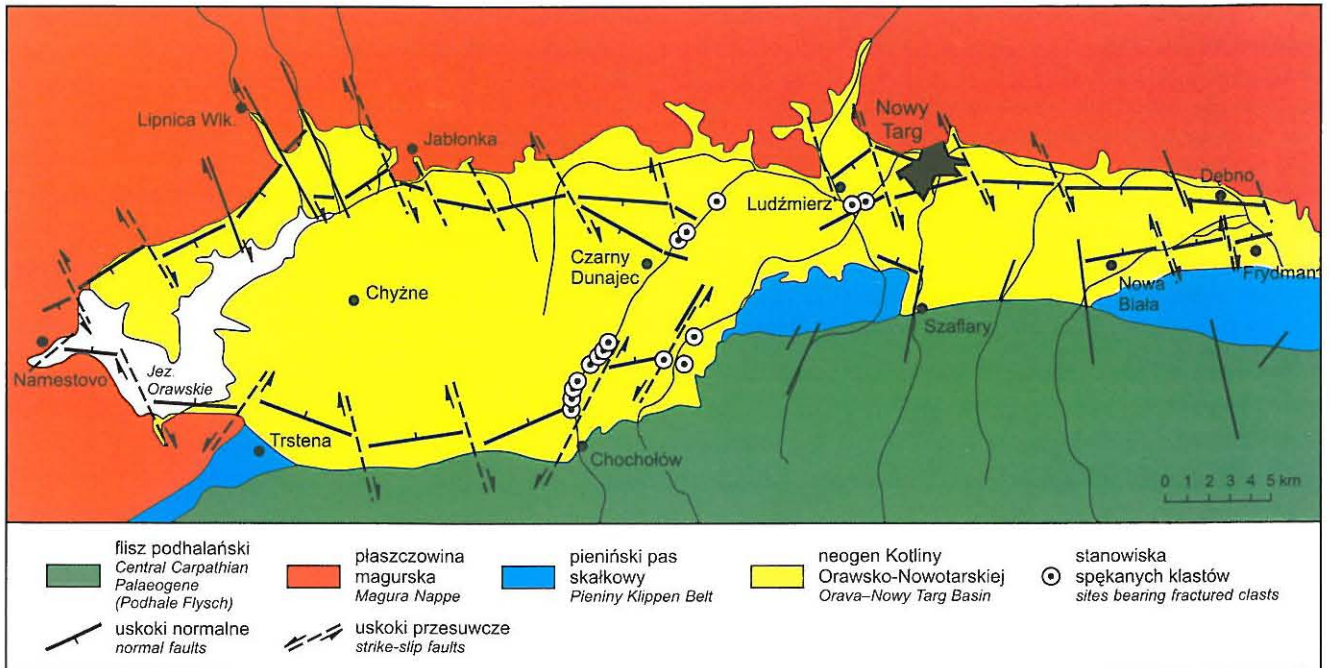


Fig. 12. Przykład związku uskoku sejsmogenicznego ze strefami występowania spękanych klastów w Kotlinie Orawo-Nowotarskiej (wg Tokarskiego i in., 2007b)

Relationship between sites bearing fractured clasts and seismogenic faults: an example from the Orava-Nowy Targ Basin (based on Tokarski *et al.*, 2007b)

WSPÓŁCZESNE POLE NAPRĘŻEŃ

Epicentra trzęsień ziemi notowanych w czasach historycznych układają się (poza Karpatami) równolegle do krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej oraz sudeckiego uskoku brzeżnego (fig. 3, 13). W latach 1000–1970 zanotowano 89 trzęsień ziemi, z których połowa przypadała na obszar Dolnego Śląska, lokując się na ogół wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego. Na obszarze Karpat wstrząsy o magnitudach 3–5 notowano głównie po południowej stronie pienińskiego pasa skałkowego, rzadziej w obrębie Karpat fliszowych (Pagaczewski, 1972; Guterch i in., 2005; Guterch, 2006). Epizody wzmożonej emisji energii sejsmicznej w XIX w. powiązano z Małą Epoką Lodową (por. Zuchiewicz, 1995b). Rozmieszczenie epicentrow wstrząsów sejsmicznych na obszarze Polski wiąże się z dwoma kierunkami: „sudeckim” (NW–SE) oraz „skandynawskim” (NE–SW), nawiązującymi do orientacji maksymalnych naprężeń ścinających (Liszkowski, 1982). Sejsmiczność indukowana w obszarach górniczych (Górny Śląsk, LGOM, Bełchatów, Wałbrzych) oraz w rejonie zapór wodnych często wiąże się także z reaktywacją starszych stref uskokowych. Rozwiązania mechanizmu wstrząsów sejsmicznych (*focal solutions*) są natomiast bardzo nieliczne (por. Wiejacz, 1994, 2004; Guterch i in., 2000, 2005; Guterch, 2006).

W ubiegłej dekadzie rozpoczęto pomiary *in situ* współczesnych naprężeń poziomych w otworach wiertniczych metodami analizy struktur *breakouts*, a ostatnio szczelinowania hydraulicznego (Jarosiński, 1994, 1998, 1999, 2005,

2006), które pozwoliły na wydzielenie kilku „prowinacji naprężeń” oraz udokumentowały rozwarstwienie współczesnego pola naprężeń wraz z głębokością, szczególnie na obszarze Karpat (Jarosiński, 1998). W ciągu ostatnich kilkunastu lat na świecie dokonał się szybki postęp w dziedzinie badań współczesnej geodynamiki. Wypracowane zostały nowe metody pomiaru kierunków i reżimów współczesnych naprężeń tektonicznych na podstawie danych z otworów wiertniczych oraz została sporządzona pierwsza globalna synteza rozkładu współczesnych naprężeń w postaci „Światowej mapy naprężeń”, stanowiąca istotny postęp w porównaniu z dotychczasowymi opracowaniami. Wykonywane w Polsce od 1993 r. nowoczesne karotaże upadomierzem sześcioramiennym oraz skanerem akustycznym umożliwiają określenie kierunków poziomych naprężeń tektonicznych na podstawie charakterystycznych zniszczeń ścian otworów (*breakouts*). Stworzone zostały podstawy metodyczne i narzędzia do analizy naprężeń w postaci oryginalnego oprogramowania komputerowego, które następnie zastosowano do wyznaczenia kierunków i reżimów współczesnych naprężeń w Polsce (Jarosiński, 1994, 1999). Wyniki pierwszych pomiarów naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce wskazują na liczne prawidłowości w kierunkach kompresji tektonicznej, przy jednoczesnym zróżnicowaniu pomiędzy poszczególnymi obszarami. Generalnie, na obszarze Polski wydzielono dwie domeny naprężeniowe: domenę zachodnią o przeważającym kierunku kompresji tektonicznej NW–SE, charakterystycz-

nym dla większej prowincji zachodnioeuropejskiej i skandynawskiej, oraz domenę wschodnią, o południkowym kierunku kompresji poziomej (fig. 13). Domeny te rozdzielone są strefą przejściową, o kierunkach kompresji poziomej rotujących zarówno wzdłuż profili otworowych, jak i w planie. Dla Karpat zewnętrznych wyznaczono również charakterystyczne trendy zmienności kierunków naprężeń i wyodrębniono poziomy geodynamiczne (Jarosiński, 1998, 1999, 2006).

Uzyskany obraz naprężeń sugeruje współczesną, kompresyjną reaktywację orogenu karpackiego pod naciskiem napierającej od południa mikroplaty Alcapa. Naprężenia

tektoniczne z podłoża Karpat zewnętrznych przekazywane są dalej ku północy na odległość do kilkuset kilometrów. Wyniki testów szczelinowania hydraulicznego wykonane dla wierceń w Polsce południowo-wschodniej wskazują na przewagę reżimu przesuwczego, podczas gdy w zachodniej części Polski dominuje reżim ekstensyjny z niewielkim udziałem składowej przesuwczej (Jarosiński, 2006). Analiza składowych współczesnego pola naprężeń metodą elementów skończonych (Jarosiński, 2005, 2006) zdaje się ponadto sugerować współczesną prawoskrętną reaktywację sudeckiego uskoku brzeżnego oraz strefy Teisseyre'a–Tornquista.

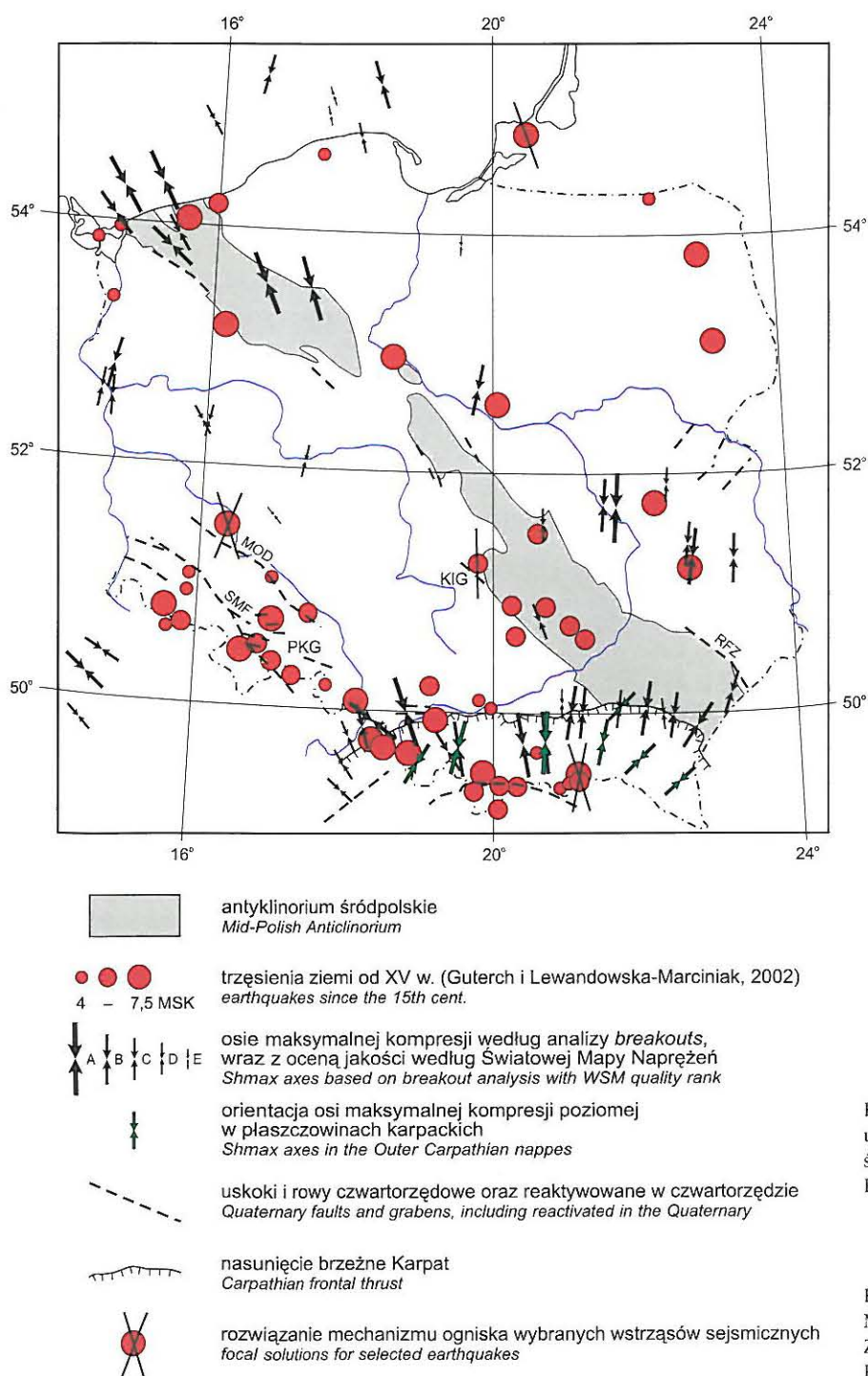


Fig. 13. Współczesne pole naprężeń obszaru Polski (wg Zuchiewicza i in., 2007)

KIG — rów Kleszczowa, RFZ — brzeżny uskoku Roztocza, MOD — strefa uskoku środkowej Odry, SMF — sudecki uskoku brzeżny, PKG — rów Paczkowa

Recent stress field in Poland
(based on Zuchiewicz *et al.*, 2007).

KIG — Kleszczów Graben, RFZ — Roztocze Marginal Fault Zone, MOD — Middle Odra Fault Zone, SMF — Sudetic Marginal Fault, PKG — Paczków Graben

UWAGI KOŃCOWE

Dla pełnej oceny stanu zagrożenia geodynamicznego Polski niezbędna będzie w najbliższej przyszłości integracja istniejących, często rozproszonych danych geologicznych, geofizycznych, geomorfologicznych i geodezyjnych, uzupełnienie i weryfikacja charakterystyki młodych struktur i procesów tektonicznych, co — w konsekwencji — pozwoli na przedstawienie nowego poglądu na rozmieszczenie w czasie i przestrzeni zjawisk neotektonicznych w skali całego kraju,

a także opracowanie nowego modelu neotektonicznego pola naprężeń. Opracowania tego typu spotyka się bardzo rzadko, a są one niezmiernie przydatne dla potrzeb nie tylko *stricte* naukowych, lecz — przede wszystkim — użytkowych: ocena zagrożeń geodynamicznych dla potrzeb planowania przestrzennego, oszacowanie stabilności zbiorników wodnych, przedsięwzięć geologiczno-inżynierskich, budownictwa, składowisk odpadów i innych.

LITERATURA

- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2000 — Mapa neotektoniczna Dolnego Śląska 1:400 000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Dolnośląski, Wrocław.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., TOKARSKI A., ŚWIERCZEWSKA A., 2007a — Tarasy rzeczne Nisy Kłodzkiej oraz drobne plejstoceńskie struktury tektoniczne w strefie sudeckiego uskoku brzeźnego i przełomu bardzkiego w Janowcu. *Prz. Geol.*, **55**, 3: 228–235.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., GÓRECKI A., SROKA W., PRZYBYLSKI B., ŻYSZKOWSKA M., 2003 — Morphotectonic properties of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Acta Montana IRSM AS CR*, ser. A, **24**, 131: 21–49.
- BADURA J., ZUCHIEWICZ W., ŠTEPANČIKOVÁ P., PRZYBYLSKI B., KONTNY B., CACON S., 2007b — The Sudetic Marginal Fault: a Survey of Triangular Facets and Morphometric Parameters. *W: Proceedings and excursion guide. Czech-Tec 07, 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 12th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS), April 11–14, 2007, Teplá, Czech Republic (red. Z. Venera): 13–14. Praha.*
- BARANIECKA M.D., 1979 — Quaternary dislocation zones along main structural tectonic borders of Polish Lowland. *Quaternary Studies in Poland*, **1**: 5–14.
- BARANIECKA M.D., 1983 — Fazy małopolska, kujawska i mazowiecka jako fazy tektoniczne w czwartorzędzie Polski. III Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, t. 4: 183–193. Ossolineum, Wrocław.
- BARANIECKA M.D., 1995 — Quaternary tectonic structures of the margins of the Kujavian Ridge, Polish Lowland. *Fol. Quatern.*, **66**: 39–49.
- BAUMGART-KOTARBA M., DEC J., ŚLUSARCZYK R., 2001 — Quaternary tectonic grabens of Wróblówka and Pieniążkowice and their relation to Neogene strata of the Orava Basin and Pliocene sediments of the Domański Wierch Series in Podhale, Polish West Carpathians. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **35**: 101–119.
- BER A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**.
- BER A., RYKA W., 1998 — Influence of the crystalline basement on the sedimentary cover of the eastern part of the Peribaltic Depression, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **161**: 171–182.
- BIRKENMAJER K., 1976 — Plejstoceńskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**: 309–324.
- BORÓWKA M., 1991 — Problem odpływu pradolinnych wód roztopowych fazy leszczyńskiej w Wielkopolsce w świetle literatury i analizy morfometrycznej poziomów terasowych. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Ser. A, **42**: 19–48.
- BRODZIKOWSKI K., 1987 — Charakterystyka oraz interpretacja paleogeograficzna osadów formacji „Chojny”. *W: Czwartorzęd rejonu Bełchatowa (red. M.D. Baraniecka, K. Brodzikowski, L. Kasza): 47–62. Państw. Inst. Geol., Wrocław–Warszawa.*
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., 2002 — The dependence of relief on tectonics in the South-West escarpment zone of Tomaszowskie Roztocze (SE Poland). *Landform Analysis*, **3**: 13–24.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., SUPERSON J., 2004 — Neotectonic conditions of sedimentation and erosion in small fluvial basins of the Roztocze Tomaszowskie (south-eastern Poland). *Zeitschr. Geomorph., N. F.*, **48**: 167–184.
- CZARNECKA K., 1988 — Genesis of tectonic movements in Upper Silesia, Poland. *J. Geodyn.*, **10**: 301–307.
- CZARNECKI K. (red.), 2004 — Badania geodynamiczne pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. Monografia. Wyd. P.Warsz. Warszawa.
- DYJOR S., 1983 — Ewolucja trzeciorzędowych przedgórskich rowów tektonicznych centralnych i Wschodnich Sudetów. III Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, t. 4: 155–181. Ossolineum, Wrocław.
- DYJOR S., 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Fol. Quatern.*, **64**: 25–41.
- DYJOR S., 1995 — Young Quaternary and recent crustal movements in Lower Silesia, SW Poland. *Fol. Quatern.*, **66**: 51–58.
- DYJOR S., MROCZKOWSKA B., MROCZKOWSKI J., 1995 — Hydrogeochemiczne wskaźniki współczesnej aktywności tektonicznej Dolnego Śląska. *Acta Univ. Wratisl.*, 1739, *Pr. Geol.-Miner.*, **50**: 109–115.
- GLĄZEK J., LISZKOWSKI J., ŚLEDZIŃSKI J., VYSKOČIL P. (red.), 2006 — Report on geodynamics of Central Europe. Current status of geotectonic investigations in Central Europe. *Reports on Geodesy*, **4**, 79.
- GLĄZEK J., SZYŃKIEWICZ A., 1980 — Kras między Pilicą a Wartą i jego praktyczne znaczenie. Przew. 52. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 84–99. Wyd. Geol., Warszawa.
- GOTOWAŁA R., HAŁUSZCZAK A., 2002 — The Late Alpine structural development of the Kleszczów Graben (Central Po-

- land) as a result of a reactivation of the pre-existing regional dislocations. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, **1**: 137–150.
- GRYGAR R., JELINEK J., 2003 — The Upper Morava and Nysa pull-apart grabens — the evidence of neotectonic dextral trans-tension on the Sudetic fault system. *Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A*, **24**, 131: 51–59.
- GUTERCH B., 2006 — Seismic events in the Orava–Nowy Targ Basin, Western Carpathians, November 30, 2004 — December 2005. *Acta Geodyn. Geomater.*, **3**, 3 (143): 85–95.
- GUTERCH B., LEWANDOWSKA-MARCINIAK H., 2002 — Seismicity and seismic hazard in Poland. *Fol. Quatern.*, **73**: 85–99.
- GUTERCH B., LEWANDOWSKA-MARCINIAK H., LABÁK P., NIEWIADOMSKI J., 2000 — Macroseismic data of seismic events in 1992–1993, Krynica region, Western Carpathians. *Publs. Inst. Geophys., Pol. Acad. Sci.*, B-21, **316**: 133–147.
- GUTERCH B., LEWANDOWSKA-MARCINIAK H., NIEWIADOMSKI J., 2005 — Earthquakes recorded in Poland along the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. *Acta Geoph. Pol.*, **53**: 27–45.
- HAŁUSZCZAK A., 2007 — Dike-filled extensional structures in Cenozoic deposits of the Kleszczów Graben (central Poland). *Sediment. Geol.*, **193**: 81–92.
- HAŁUSZCZAK A., GOTOWAŁA R., CZARNECKI L., 1995 — Uskok Folwarku — przejawy tektoniki przesuwowej w zachodniej części odkrywki Belchatów. *Prz. Geol.*, **43**, 5: 409–411.
- HANCOCK P.L., WILLIAMS G.D., 1986 — Neotectonics. *J. Geol. Soc., London*, **143**: 325–326.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1980 — The influence of neotectonics upon valley floor development: a case study from the Wieprz Valley, Lublin Upland. *Quaestiones Geogr.*, **6**: 35–53.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1981 — Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza. *Kwart. Geol.*, **25**, 1: 147–161.
- HAVIŘ J., ŠPAČEK P., 2004 — Recent tectonic activity and orientations of the principal stresses in the Jeseníky region. *Geolines*, **17**: 38–39.
- HENKIEL A., 1983 — Tektonika. W: Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. A. Henkiel): 41–64. Wyd. UMCS, Lublin.
- HENKIEL A., 1984 — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. *Ann. UMCS, Sec. B*, **39**: 15–38.
- HENKIEL A., 1993 — Wybrane profile młodych osadów przy-uskokowych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Fol. Quatern.*, **64**: 123–136.
- JAROSIŃSKI M., 1994 — Pomiar kierunków współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie analizy *breakouts*. *Prz. Geol.*, **42**, 12: 996–1003.
- JAROSIŃSKI M., 1998 — Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. *Tectonophysics*, **297**: 91–119.
- JAROSIŃSKI M., 1999 — Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy struktur *breakouts*. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **56**.
- JAROSIŃSKI M., 2005 — Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: Results of borehole breakout measurements in Poland. *Tectonophysics*, **410**: 189–216.
- JAROSIŃSKI M., 2006 — Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geol. Quart.*, **50**, 3: 303–321.
- JURA D., 1995 — The young-Alpine morphotectonics of the Silesian Carpathian Foredeep and the recent geodynamics of the Upper Silesian Coal Basin. *Tech. Poszuk. Geol.*, **34**, 3: 13–21.
- JURA D., 1996 — Young Alpine stress field in the Bytom–Katowice Plateau, northern part of the Upper Silesian Coal Basin. W: *Tectonophysics of mining areas* (red. A. Idziak) : 29–40. Wyd. Uniw. Śląskiego, Katowice.
- KARABANOV A.K., GARETSKY R., LEVKOV E., AIZBERG R., 1994 — Zur neotektonischen Entwicklung des südöstlichen Ostseebeckens (Spätoligozän — Quartär). *Zeitschr. geol. Wiss.*, **22**, 1–2: 271–274.
- KARABANOV A.K., SCHWAB G., 1997 — Neotectonic structural subdivision, 1:5,000,000. IGCP Project No. 346 Neogeodynamica Baltica. Geol. Survey of Brandenburg, Kleinmachnow.
- KASIŃSKI J.R., 2004 — Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. W: *Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, cz. 3a. Kenozoik. Paleogen. Neogen* (red. T.M. Peryt, M. Piwocki): 134–161. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KOCISZEWSKA-MUSIAŁ G., 1978 — Czwartorzędowe surowce okruhowe Suwalszczyzny na tle budowy geologicznej. *Pr. Muzeum Ziemi*, **29**: 3–79.
- KONTNY B., 2003 — Geodezyjne badania współczesnej kinematyki głównych struktur tektonicznych polskich Sudetów i bloku przedsudeckiego na podstawie pomiarów GPS. *Zesz. Nauk. AR Wrocl.*, **468, Rozprawy**, **202**: 1–146.
- KOSMOWSKA-SUFFCZYŃSKA D., 1998 — Wpływ spękań ciosowych na kierunkowość rzeźby (na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich). Uniw. Warsz., Wydz. Geogr. i Studiów Reg. Warszawa.
- KOWALCZYK K., 2006 — Modeling the vertical movements of the Earth's crust with the help of the collocation method. 8 Bilateral Poland–Italy Geodetic Meeting, Wrocław.
- KOWALSKI B.J. (red.), 2000 — Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich — kontrowersje i nowe spojrzenie. *Pr. Inst. Geogr. WSP w Kielcach*, **4**.
- KRYSIĄK Z., 2000 — Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 137–156.
- KRZEMIŃSKI T., PAPIŃSKA E., 1993 — Ukształtowanie powierzchni i geneza rzeźby. W: *Środowisko geograficzne Polski Środkowej* (red. S. Pączka): 20–62. Wyd. Uniw. Łódzkiego, Łódź.
- KRZYSZKOWSKI D. (red.), 1991 — The polyinterglacial Czyżów Formation in the Kleszczów Graben (Central Poland). *Fol. Quatern.*, **61–62**.
- KRZYSZKOWSKI D., 1992 — Czwartorzęd rowu Kleszczowa. Litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywcze KWB „Belchatów”. *Stud. Geogr.*, **54**.
- KURZAWA M., 2003 — The sedimentary record and rates of Quaternary vertical tectonic movements in NW Poland. *Quatern. Intern.*, **101–102**: 137–148.
- KURZAWA M., 2004 — Zapis ruchów neotektonicznych w osadach plejstocenu północno-zachodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **407**: 29–88.

- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W., 1995 — Neotectonic and glacial control on geomorphic development of middle and eastern parts of the Sandomierz Basin and the Carpathian margin. *Fol. Quatern.*, **66**: 105–122.
- LEWANDOWSKI J., 1995 — Neotectonic structures in the Racibórz–Oświęcim Basin, Upper Silesia, Southern Poland. *Fol. Quatern.*, **66**: 99–104.
- LEWANDOWSKI J., 2007 — Neotectonic structures of the Upper Silesian region, Southern Poland. *Stud. Quatern.*, **24**: 21–28.
- LISICKI S., 1997 — Plejstocen Pojezierza Mraǳowskiego. *Kwart. Geol.*, **41**, 3: 327–346.
- LISZKOWSKI J., 1982 — Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Rozpr. UW. Warszawa.
- LISZKOWSKI J., 1993 — The effects of Pleistocene ice-sheet loading-deloadng cycles on the bedrock structure of Poland. *Fol. Quatern.*, **64**: 7–23.
- ŁYCZEWSKA J., 1975 — Neotektonika Pasma Wójczo-Pińczowskiego. I Kraj. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, t. 1: 145–155. Wyd. Geol. Warszawa.
- MAKOWSKA A., 2003 — Dynamika Tatr wyznaczana metodami geodezyjnymi. *Seria Monograficzna*, t. 6. Inst. Geod. Kartogr. Warszawa.
- MARUSZCZAK H., 2001 — Rozwój rzeźby wschodniej części wyżyn metakarpaccich w okresie posarmackim. *Prz. Geogr.*, **73**, 3: 253–280.
- MOJSKI J.E., 2005 — Ziemie polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MORAWSKI W., 2007 — Englacial kames near Jeziorany (Warmia – western Masurian Lakeland, Poland): Morphology, internal structure and origin. *Sediment. Geol.*, **193**: 47–58.
- MÖRNER N.-A., 1994 — Neotectonics in new perspectives. *Bull. INQUA Neotectonics Comm.*, **17**: 63–65. Stockholm.
- NEUENDORF K.K.E., MEHL J.P., Jr., JACKSON J.A., 2005 — Glossary of Geology. 5th Ed. Am. Geol. Inst., Alexandria, VA.
- NIEDZIAŁKOWSKA E., GILOT E., PAZDUR M., SZCZEPANEK K., 1985 — The Upper Vistula valley near Drogomyśl in the Late Vistulian and Holocene. *Fol. Quatern.*, **56**: 101–132.
- NIEDZIAŁKOWSKA E., SZCZEPANEK K., 1993–1994 — Utwory pyłowe vistuliańskiego stożka Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **27–28**: 29–44.
- NIKOLAJEW N.I., 1949 — Noveyshaya tektonika SSSR. *Trudy Kom. po izuch. chetvert. per.*, **8**. Izd. AN SSSR, Moskwa–Leningrad.
- NIKOLAJEW N.I., NAJMARK A.A., 1976 — Noveyshaya struktura yuga i vostoka az’atskoy chasti SSSR. *W: Noveyshaya tektonika, noveyshie otlozhenia i chelovek* (red. N.I. Nikolajew, S.S. Faustow), Sb. **6**: 3–31. Moskwa.
- NITYCHORUK J., 1994 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. *Rocz. Międzyrzecki*, **26**: 23–107.
- NOWAK J., 1927 — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słow. Geogr., Kraków.
- OBRUCZEW W.A., 1948 — Osnovnye cherty kinematiki i plastiki neotektoniki. *Izv. AN SSSR, ser. geogr.* **5**. Moskwa.
- OSTAFICZUK S. (red.), 1995 — Proceedings of the International Colloque Neogeodynamica Baltica, Sept. 1994/Katowice, Poland. *Tech. Poszuk. Geol.* **34**, 3: 1–107.
- OSTAFICZUK S., 1997 — Representation of neogeotectonics in sub-Quaternary surface. Book of Abstracts. The 7th Int. Meeting of the Working Group „Neogeodynamica Baltica”, Poland, 2–6 June, 1997. UNESCO/IGCP Project No. 346, 2 p. (bez numeracji).
- PAGACZEWSKI J., 1972 — Catalogue of earthquakes in Poland in 1000–1972 years. *Mat. Pr. Inst. Geofiz. PAN*, **51**: 3–36.
- PIOTROWSKI A., 1999 — Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędziowej lądolodu na migrację soli. *Prz. Geol.*, **47**, 11: 1016–1020.
- PIOTROWSKI A., 2006 — Living morphotectonics within the frames of the MELA Project. Abstracts. 1st MELA Conference “Living morphotectonics of the European Lowland”, 28–30 Aug. 2006, Cedynia, Poland: 4–22. Pol. Geol. Inst., Szczecin.
- PÓLTOWICZ S., 1974 — Wgłębna tektonika brzegu Karpat w okolicy Tarnowa i Pilzna. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **44**: 491–514.
- RAUCH-WŁODARSKA M., KALICKI T., WŁODARSKI W., BUDEK A., 2007 — Young Quaternary fossil graben in the Vistulian loess at Brzezine near Kraków (Carpathian Foredeep, South Poland). *Stud. Quatern.*, **24**: 37–45.
- RAUCH-WŁODARSKA M., ZUCHIEWICZ W., BRUD S., 2006 — Tectonics of Miocene–Pliocene fresh-water molasses in the Carpathian Foredeep (Witów Series, South Poland). *J. Geodyn.*, **41**: 369–384.
- RUTKOWSKI J., 1981 — O tektonice utworów miocennskich w zachodniej części zapadliska połanieckiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **51**: 117–131.
- RÜHLE E., 1973 — Ruchy neotektoniczne w Polsce. *W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych* (red. E. Rühle): 13–31. Wyd. Geol. Warszawa.
- SCHENK V., CACON S., BOSY J., KONTNY B., KOTTNAUER P., SCHENKOVÁ Z., 2002 — The GPS geodynamic network East Sudeten. Five annual campaigns (1997–2001), data processing and results. *Acta Montana IRSM AS CR, ser. A*, **20**, 124: 13–23.
- SLEMMONS D.B., DEPOLO C.M., 1986 — Evaluation of active faulting and associated hazards. *W: Active tectonics. Studies in geophysics* (red. R.E. Wallace) : 45–62. Nat. Acad. Press, Washington, D.C..
- SZYMANKO J., WÓJCIK K., 1982 — Geology of the Middle Miocene Korytnica basin (southern slopes of the Holy Cross Mts., Central Poland) in the light of geophysical data and photogeological analysis. *Acta Geol. Pol.*, **32**: 93–108.
- ŚLEDZIŃSKI J. (red.), 2000 — Proceedings of the 2nd Czech-Polish Workshop “On recent geodynamics of the East Sudety Mts. and adjacent areas”, Bolesławów, Poland, 6–8 April 2000. *Reports on Geodesy*, **7**, 53.
- ŞENGÖR C. M. A., GÖRÜR N., ŞAROĞLU F., 1985 — Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.*, **37**: 227–264.
- TEISSEYRE W., 1893 — Grzbiet gołogórsko-krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne. *Kosmos*, **18**. Lwów.
- TOKARSKI A.K., ŚWIERCZEWSKA A., 2005 — Neofractures versus inherited fractures in structural analysis: a case study

- from Quaternary fluvial gravels (Outer Carpathians, Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **75**: 95–104.
- TOKARSKI A.K., ŚWIERCZEWSKA A., ZUCHIEWICZ W., 2007a — Fractured clasts in neotectonic reconstructions: an example from the Nowy Sącz Basin, Western Outer Carpathians, Poland. *Stud. Quatern.*, **24**: 47–52.
- TOKARSKI A.K., ZUCHIEWICZ W., CUONG N.Q., ŚWIERCZEWSKA A., 2007b — Fractured casts and recent tectonics of the Outer Carpathians: a novel approach. Proceedings and excursion guide. CzechTec 07, 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 12th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS), April 11–14, 2007, Teplá, Czech Republic (red. Z. Venera): 88–89. Praha.
- UŚCINOWICZ S., 2003 — Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, **10**.
- UŚCINOWICZ S., 2006 — Water level changes and neotectonic processes as observed from Puck and Vistula lagoons case studies. Abstracts. 1st MELA Conference “Living morphotectonics of the European Lowland”, 28–30 Aug. 2006, Cedynia, Poland: 80–82. Pol. Geol. Inst., Szczecin.
- WIDERA M., 1998 — Ewolucja paleomorfologiczna i paleotektoniczna elewacji konińskiej. *Geologos*, **3**: 55–102.
- WIDERA M., 2000 — Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. *Prz. Geol.*, **48**, 10: 935–941.
- WIEJACZ P., 1994 — An attempt to determine tectonic stress patterns in Poland. *Acta Geoph. Pol.*, **42**: 169–176.
- WIEJACZ P., 2004 — Preliminary investigation of the September 21, 2004, earthquakes of Kaliningrad region, Russia. *Acta Geoph. Pol.*, **52**: 425–441.
- WÓJCIK A., 1989 — Systemy teras rzecznych dorzecza Koszarawy w Beskidzie Żywieckim i ich związek z ruchami tektonicznymi. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, **22**: 21–45.
- WÓJCIK A., 2003 — Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **178**.
- WYRZYKOWSKI T., 1985 — Mapa prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Inst. Geod. i Kartogr., Warszawa.
- ZĄBEK Z., BARLIK M., MARGAŃSKI S., PACHUTA A., WOJCIECHOWSKI J., 1988 — Geodynamical investigations in the Pieniny Klippen Belt, Poland, from 1978 to 1985. *Acta Geoph. Pol.*, **36**: 115–137.
- ZUCHIEWICZ W., 1995a — Neotectonics of Poland: a state-of-the-art review. *Fol. Quatern.*, **66**: 7–37.
- ZUCHIEWICZ W., 1995b — Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. *Fol. Quatern.*, **66**: 145–204.
- ZUCHIEWICZ W., 2000 — Mapy 1:5 000 000: Współczesne ruchy tektoniczne, Ruchy tektoniczne w czwartorzędzie I, Ruchy tektoniczne w czwartorzędzie II, Jednostki neotektoniczno-strukturalne. W: Atlas Polski. Encyklopedia geograficzna świata, T. XI (red. W. Maciejowski, R. Uliszak): 29–30. Wyd. Opre, Kraków.
- ZUCHIEWICZ W. (red.), 2002 — Neotectonics of Poland: recent advances. *Fol. Quatern.*, **73**: 5–99.
- ZUCHIEWICZ W., BADURA J., JAROSIŃSKI M., 2007 — Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. *Stud. Quatern.*, **24**: 5–20.
- ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A. K., JAROSIŃSKI M., MÁRTON E., 2002 — Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. *EGU Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, **3**: 185–202.

SUMMARY

The most geodynamically active region of Poland, apart from the Carpathians, is the Central-European Zone of Uplift, and particularly the Lusatian-Sudetic Block including the Sudetic Marginal Fault. Areas showing recent uplift tendencies, inferred from remote sensing data, are irregular in shape, but tend to cluster in E–W orientated belts. Of particular importance are differentiated tectonic tendencies observed within the Central-European Zone of Uplift. The amplitudes and spatial distribution of zones showing Quaternary tectonic mobility have been treated differently by different authors, depending on the time scale considered. The amount of Quaternary uplift was thought to have exceeded 100 m in the Baltic Syncline, Mazury–Suwałki Anticline, as well as southern Lublin Upland and Roztocze region, while subsidence tendencies (–50 to <–100 m) were confined to the lower Vistula River valley and Szczecin Lowland. Large thickness of Quaternary sediments (>200 m) within tectonic grabens and depressions in the Kuyavian–Pomeranian Swell and in the East-European Platform, however, indicate higher amplitudes of vertical movements. Therefore, the average rates calculated for the entire Quaternary are 0.04–0.06 and 0.08 mm/a, respectively.

According to different authors, the Quaternary neotectonic amplitudes during individual episodes of increased activity ranged from 15–20 m (subsidence in the Kleszczów Graben during the Pilica/Drenthe–Warthe Interglacial stage) and 20–30 m (uplift of the Roztocze region during the Mazovian/ Holsteinian Interglacial) to 30–40 m (uplift of the Wałbrzych Foothills, Sudetes Mts., in the Mazovian/ Holsteinian Interglacial) and 70–100 m (early Pleistocene uplift of some structures of the West Carpathians). In the North Polish Lowland, episodes of increased neotectonic activity occurred at the end of the Pliocene, in early (1.45–1.35 Ma) middle (1.15–1.00 Ma), and late Pleistocene (0.60–0.45 Ma) times. The subsidence of the Mazovian Depression and the Baltic Depression was interrupted by glacio-isostatic uplift that followed every Scandinavian glaciation, being combined with the reactivation of basement structures of the Kuyavian–Pomeranian Swell.

Seismotectonic faults in Poland developed in the Quaternary due to reactivation of Neogene faults. These include faults in the Lower Silesia (Wrocław–Ozimek, Przeworno–Węgliniec, Sudetic Marginal Fault, a fault along the northern

margin of the Karkonosze Mts.) and Upper Silesia regions (E–W trending faults showing recently downthrown northern blocks), the NW–SE, N–S, NE–SW, E–W, and ESE–WNW oriented faults of the Lublin Upland and Roztocze region, NNE–SSW and NE–SW oriented faults in the northern part of the Sandomierz Basin, as well as several oblique-slip, strike-slip, and thrusts faults in the Carpathians. In NW Poland and on the NW margin of the Holy Cross Mts., Quaternary faulting proceeded in the Cromerian and Holsteinian interglacials. On the NE margin of the Holy Cross Mts., in turn, faulting took place in the Warthe and Eemian stages. In the central part of the Holy Cross Mts. reactivation of Palaeozoic faults was noticeable in the early and middle Quaternary. During the Middle-Polish (Saalian) glaciations and Eemian Interglacial, intensive subsidence of the Szeszupa Graben, NE Poland, and the Lower Vistula River Graben became apparent. Grabens with throws up to 40–50 m formed in the Łódź Upland during Holsteinian times.

The throw along Quaternary faults changed from 40–50 m to more than 100 m in the Sudetes, Lublin Upland, and Inner Carpathians, and from several to several tens of meters in the Outer Carpathians. The average rate of faulting during Quaternary times has been 0.02 to 0.05 mm/a. a strike-slip component has been suggested for some Quaternary faults, including the Sudetic Marginal Fault or Janowice Fault in the Lublin Upland. Single faults in Central Poland (Kleszczów Graben) represent Mid-Quaternary thrusts of displacements up to 40–50 m. Episodes of increased intensity of faulting took place in the early Quaternary, in the Mazovian (Holsteinian) Interglacial and during or shortly after the Odanian (Drenthe) glacial stage. Some of the faults have also been active in Holocene times (Karkonosze Mts., Roztocze region, Beskid Sądecki Mts., Jasło–Sanok Depression). The Quaternary faulting is reflected in increased thickness of young deposits on downthrown blocks (including stacks of colluvial-solifluction wedges), deformation of river terraces and alluvial fans, changes of the drainage pattern, as well as in the formation of cracks within Pleistocene ice sheets, controlling preferred orientation of glaciofluvial accumulation forms. Faults active in young Quaternary times are frequen-

tly accompanied by photolineaments, nearly 70% of which coincide with epicenters of historic and present-day seismicity. Historical seismic activity is often related to strike-slip faults, which in the Carpathians trend ENE–WSW and NE–SW, whereas outside the Carpathians they are oriented parallel to the margin of the East-European Platform and the Sudetic Marginal Fault.

Neotectonic phenomena are not sufficient enough for reconstruction of the recent stress field in the Carpathian foreland. More complete set of data is provided by borehole breakout analysis. Stress measurements indicate that the Carpathians are being recently exposed to tectonic push from the hinterland, which generate NNE–SSW oriented compression in the eastern part of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt, i.e. the Małopolska massif. This so called Carpathian push is transmitted farther to the north along the marginal part of the East European Craton. Successive accommodation of this push is evidenced by systematic distortion of tectonic compression from NNE–SSW in the southern segment to NNW–SSE in the Baltic portion of the EEC, where the Carpathian push is balanced with the North Atlantic ridge push. Within the TESZ, frequent stress rotations between N–S and NW–SE in vertical borehole sections and among boreholes suggest a discrete strike-slip accommodation of the Carpathian push. Also in the western segment of the Carpathians a systematic shift of stress direction between the nappes and their basement point to strain partitioning due to the Carpathian push compensation. Complementary but scarce data come from the survey of natural and mining-induced tremors that provide additional source of information about recent geodynamics. For the inner part of the Outer Carpathians, i.e. vicinity of the Pieniny Klippen Belt, either strike-slip or thrust fault stress regime is inferred for the nappes. The strike-slip stress regime was determined also for singular earthquakes in the Kleszczów Graben and the Kaliningrad district near Polish border. Dominance of strike-slip fault stress regime was constrained by hydraulic fracturing tests in boreholes located in SE Poland. In Western Poland, extensional stress regime with some amount of strike-slip component prevails.

