

Tektonika klinowa orogenicznego frontu Karpat i przyległej strefy zapadliska przedkarpackiego w rejonie Pilzna

Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski

Ukształtowana w późnym miocenie (późny baden–sarmat) strefa kontaktu tektonicznego pomiędzy pasmem fałdowo-nasuwczym Karpat zewnętrznych a zapadliskiem przedkarpackim została poddana szczegółowej analizie strukturalnej na obszarze pomiędzy Tarnowem a Pilznem (dokładniej: w okolicach Pilzna i Pogórskiej Woli) na podstawie danych ze zdjęć sejsmicznych 3D oraz sejsmiki refleksyjnej 2D, a także danych z otworów wiertniczych w połączeniu z danymi powierzchniowymi. Analiza wszystkich dostępnych informacji umożliwiła szczegółowe rozpoznanie trójwymiarowej geometrii strukturalnej frontu Karpat i odpowiedzialnej za jej ukształtowanie sekwencji zdarzeń tektonicznych (Głuszyński, 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2014, 2015).

Analiza przedstawiona w tym tekście dotyczy fragmentu frontu orogenicznego Karpat, gdzie najbardziej zewnętrzną płaszczwinę fliszową stanowi jednostka skolska. Obejmuje ona utwory kredowo-paleogeńskie, częściowo przykryte mioceniem osadzonym na fliszu, tzw. mioceniem paraautochtonicznym. Jednostka skolska w powierzchniowym obrazie kartograficznym przylega od południa do mioceńskiego wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego (miocenu autochtonicznego). W jego południowej części osady te zostały tektonicznie włączone w obręb przyzmy orogenicznej, tworząc w strefie granicznej Karpat i zapadliska fałdowo-nasuwczą jednostkę zgłobicką (fig. 1; Połowicz, 1994, 2004; Oszczytko, 2004; Krzywiec, Vergés, 2007; Krzywiec i in., 2014; zob. też podrozdział 6.10). Front Karpat w obszarze objętym analizą wykazuje charakterystyczne cechy tzw. tektoniki klinowej (ang. *wedge tectonics*; por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004).

Rolę klina tektonicznego pełnią sfałdowane i ponasuwane wewnętrznie utwory fliszu płaszczewiny skolskiej. Utwory te „wbija”

się w osady badeńskiej serii ewaporatowej (fig. 2), rozszczepiając ją wraz z niżej i wyżej leżącymi osadami zapadliska przedkarpackiego na dwa pakiety (fig. 3). Pakiety te tworzą strukturę krokodylową we frontalnej części rozciętej klinem fliszowym struktury trójkątnej. Zjawiska tektoniki klinowej są genetycznie związane z występowaniem w dolnej partii profilu miocenu serii ewaporatowej (fig. 2). W południowej części obszaru, gdzie dno zapadliska jest głęboko pograżone, seria ta jest rozwinięta w podatnej na deformacje ścięciowej facji chlorkowej (sól kamienna formacji z Wieliczki). W części północnej natomiast, gdzie dno zapadliska występuje znacznie płycej, dominuje facja siarczanowa (anhydryty formacji z Krzyżanowic) (fig. 2–5; Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Ewaporaty facji chlorkowej znacznie ułatwiły przemieszczenia nasuwce, zarówno na spągowym nasunięciu Karpat, jak i na dużych nasunięciach wstecznych, w których skrzydłach stopowych wykształciła się fleksura lub homoklina frontalna, w zachodniej części obszaru podścielona spągowym nasunięciem Karpat (fig. 3A, B). Na nasunięciu tym przemieszczenie fliszu karpacciego ku północy wygasa stopniowo w obrębie miocenu zapadliska. Jest ono lokalnie akomodowane antykliną frontalną o charakterze fałdu z propagacji nasunięcia (ang. *fault-propagation fold*). Nasunięcie spągowe Karpat, wraz z frontem orogenicznym, mają tu charakter struktur podpowierzchniowych (ang. *blind structures*; fig. 3A, B). W części wschodniej obszaru fleksura frontalna (ang. *frontal monocline*) jest rozcięta wspinającym się do powierzchni terenu nasunięciem spągowym Karpat, zafałdowana i włączona w obręb jednostki zgłobickiej (fig. 3c–f). Nasunięcie spągowe i front Karpat mają tu charakter struktur napowierzchniowych (ang. *emergent structures*). Budowa frontu orogenicznego Karpat wykazuje w ten sposób znaczne zmiany geometrii strukturalnej wzdłuż biegu struktur (fig. 4). Są one spowodowane

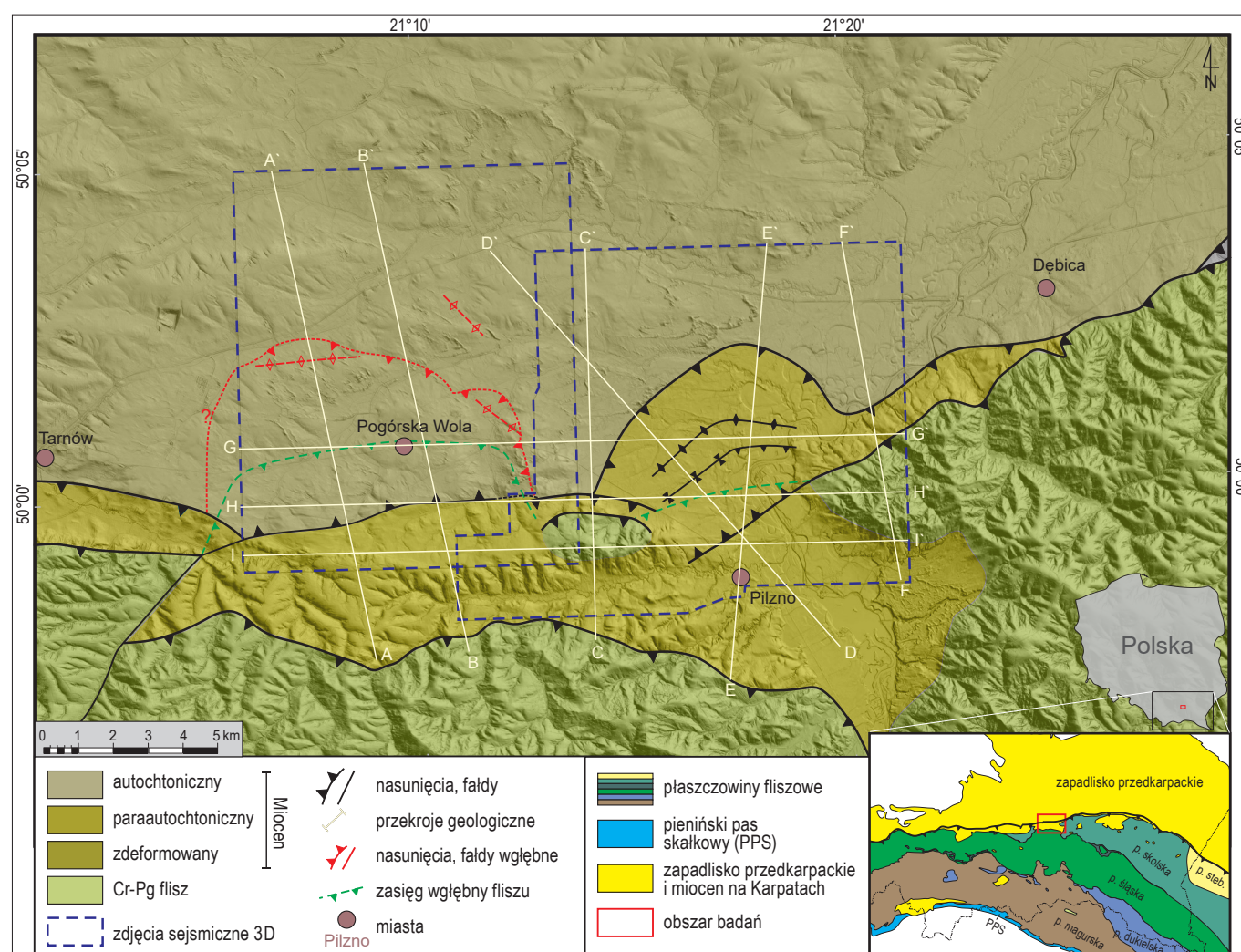
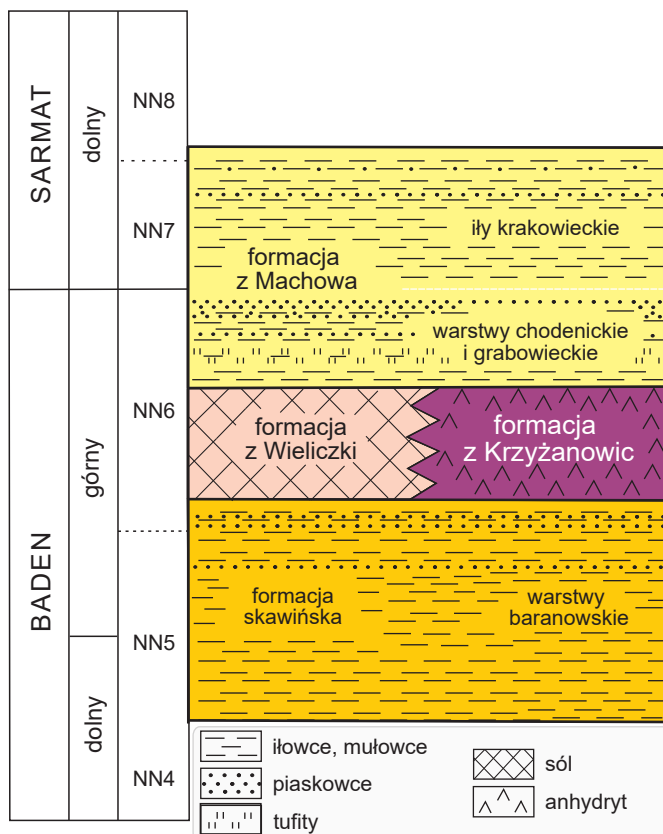


FIG. 1. Mapa geologiczna frontalnej części Karpat w okolicach Pilzna i Pogórskiej Woli

FIG. 2. Profil stratygraficzny osadów miocennych zapadliska przedkarpacciego w rejonie Pilzna



wplywem na przebieg deformacji tektonicznej silnie zróżnicowanego paleoreliefu kredowo-jurajskiego podłoża miocenu, które uprzednio odegrało też znaczną rolę w określeniu charakteru i przebiegu sedymentacji osadów miocennych (Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). W rejonie Pilzna i Pogórskiej Woli w ukształtowaniu stropu podłoża miocenu (dna zapadliska przedkarpacciego) zaznacza się obecność wybitnej, głębokiej miejscami na ponad 1 km paleodoliny i innych obniżen erozyjnych, gdzie osady miocenne wykazują znacznie powiększone miąższości (Bukowski, 2011; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016). Tam też doszło do akumulacji osadów ewaporatowych facji chlorkowej. Morfologia stropu podłoża miocenu wpłynęła też na orientację fałdów frontalnych (często skośną względem generalnego kierunku przemieszczenia nasuwczych) rozwiniętych w osadach miocennych. Fałdy te wyznaczają północny zasięg deformacji tektonicznej, związanej ze schyłkowym etapem orogenezy miocennej (późny sarmat/panon? – zob. też podrozdział 6.6.2), podczas którego ukształtował się orogeniczny front Karpat.

Przedstawiona na syntetycznym przekroju (fig. 6) sekwencja deformacji obrazuje ewolucję tektoniczną frontu Karpat w rejonie Pilzna i Pogórskiej Woli.

Podczas paleogenu dzisiejsze podłoże zapadliska przedkarpacciego występowało w obszarze badań na powierzchni terenu, w pozycji znacznie wypiętrzonej ponad poziom morza. Było poddawane intensywnym procesom erozyjnym, które doprowadziły do powstania głębokich obniżen, takich jak paleodolina Pogórskiej Woli i depresja Pilzna, wciętych w utwory jurajsko-kredowe i być może starsze (fig. 5; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

Po wczesnomiocennym sfałdowaniu i ujęciu sukcesji fliszowej polskich Karpat zewnętrznych w wiązkę płaszczowin z odfalucia i ścinania (Książkiewicz, 1972; Oszczypko, 2004, 2006, zob. też podrozdział 6.6.2), w późnym badenie (miocen środkowy) północna krawędź stosu płaszczowin karpaccich – w rejonie Pilzna–Pogórskiej Woli z płaszczowiną skolską na przedzie – dotarła do linii położonej co najmniej 5–7 km na południe od obecnego położenia frontu płaszczowiny skolskiej (fig. 6A). Prawdopodobnie zatrzymała się tam i przez dłuższy czas stagnowała, umożliwiając na swoim przedpolu spokojną sedymentację materiału w znacznej mierze pochodzącego z erozji fliszu. Brzeg orogenu był wtedy silnie modelowany przez procesy erozyjne. W efekcie erozji paleotopografia powierzchni stropu płaszczowiny skolskiej w części frontalnej wykazywała zróżnicowany relief, który jednak generalnie był nachyleny ku północy i mógł stanowić górną powierzchnię frontalnej partii klina orogenicznego (ang. *orogenic wedge*; por. np. Dahlen, 1990; Dahlen, Suppe, 1988; fig. 6A). Klin zbudowany z utworów płaszczowiny skolskiej został następnie częściowo przykryty osadami wypełniającymi zapadlisko przedkarpaccie (fig. 6B).

Nierówności powierzchni stropu podłoża zapadliska przedkarpacciego miały kluczowy wpływ na zróżnicowanie miąższości osadów wypełniających zapadlisko i na zmiany fałdalne w obrębie poziomu ewaporatowego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2016).

W obniżeniach erozyjnych powierzchni stropu podłoża zapadliska nagromadziły się znacznie większe miąższości osadów miocennych niż na przyległych wysoczyznach. Osady facji chlorkowej (formacja z Wieliczki) w serii ewaporatowej skoncentrowały się w obniżeniach erozyjnych. Natomiast na obszarach wysoczyzn nie-rozciętych erozyjnie utworzyły się osady siarczanowe (formacja z Krzyżanowic). Taki rozkład fałdalny osadów ewaporatowych warunkował późniejszy rozwój struktur fałdowo-nasuwczych (fig. 5).

Po depozycji osadów serii ewaporatowej (formacje z Wieliczki i z Krzyżanowic) oraz dolnej części warstw nadewaporatowych (formacja z Machowa) w zapadlisku przedkarpaccim nastąpiła kolejna faza tektonicznego przemieszczania się ku północy frontu karpacciego, co doprowadziło do niewielkiej skali synepozyjnej deformacji świeżo złożonych w paleodolinie osadów miocennych. Deformacja ta była bezpośrednim efektem propagacji ku północy, w osady miocenu, nasunięcia spągowego (frontalnego) Karpat, nad którego przednią krawędzią wykształciły się antykliny frontalne o charakterze fałdów związanych z propagacją uskoku (por. Suppe, 1985; Mitra, 1990). Uskokki związane z fałdami naduskokowymi są zakorzenione na poziomie ewaporatowym, wzdłuż którego rozwinęło się spągowe nasunięcie Karpat.

Wyżej opisane początkowe deformacje kształtujące dzisiejsze struktury frontu orogenicznego Karpat w rejonie Pilzna powstały w trakcie przemieszczania się ku północy utworów fliszowych, ujętych w pakiet płaszczowin wywierający poziomy nacisk na leżące na przedpolu osady. Początkowo tempo przemieszczania na nasunięciu frontalnym i związanego z nim fałdowania przewyższało możliwość kompensacji przez deponowane na rosnącym fałdzie osady (fig. 6C). Następnie tempo deformacji w najbardziej frontalnej części orogenu stopniowo spadło aż do zera (fig. 6C, D), umożliwiając deponowanym w zapadlisku osadom synorogenicznym całkowite pogrzebanie zastygłej antykliny frontальной. Wtedy deformacja przeniosła się ku tyłowi i zaczęła być aktywna w strefie położonej na zapleczu antykliny frontальной – nad frontem klina fliszowego. Klin ten, poruszając się poziomo ku północy i „wbijając” w badeńskie osady zapadliska, powodował ich rozszczepienie (rozwarstwienie) i wykształcenie nasunięcia wstecznego (nasuwającego baden ku południowi), które prawdopodobnie propagowało w osadach aż do powierzchni terenu (fig. 6E). Naprężenia związane z przemieszczającym się wciąż ku północy frontem Karpat były akomodowane wtedy głównie przez (1) deformacje powstające w „małej strefie trójkątnej”, rozwiniętej w poziomie ewaporatowym, przez (2) wsteczne nasuwanie utworów miocennych ponad klinem fliszu płaszczowiny skolskiej, a także przez (3) związane z tym retroszariżem wielkoskalowe zafałdowanie miocenu we fleksurę/homoklinę frontalną (fig. 6E, F). Przerzucenie na tym etapie deformacji z frontalnej partii spągowego nasunięcia orogenu Karpat na nasunięcie wsteczne było spowodowane zapewne dociżeniem frontalnej strefy orogenu Karpat przez synorogeniczne osady obficie deponowane wtedy w zapadlisku przedkarpaccim, które unieruchomiły (zamroziły) deformację w strefie antyklin frontálních (por. Sieniawska i in., 2010; Krzywiec i in., 2014).

W trakcie przemieszczania się ku północy sfałdowanych i złuskiowanych utworów fliszowych płaszczowiny skolskiej, czoło tej ostatniej na podobieństwo klina poziomo rozciągała badeńską serię ewaporatową, deformując i rozwarstwiając osady zapadliska przedkarpacciego na dwa usamodzielnione tektonicznie pakietu – dolny i górny (fig. 6E–I). Pakiet dolny podściela klin fliszowy i obejmuje zasadniczo niezdeformowane warstwy podewaporatowe formacji skawińskiej oraz zdeformowane osady dolnego pakietu serii ewaporatowej, stanowiące warstwę poślizgową („smar tektoniczny”) dla utworów fliszowych jednostki skolskiej. Pakiet górny reprezentują utwory górnego pakietu serii ewaporatowej i warstw nadewaporatowych (formacji z Machowa), wstecznie nasunięte na fliszowy klin jednostki skolskiej i na zalegające na nim utwory miocenu paraautochtonicznego. W efekcie frontalna strefa klina utworów fliszowych jest głęboko „wbita” w rozszczepione wskutek tego utwory ewaporatowe. Przed czołem klina fliszowego doszło też do spiętrzenia serii ewaporatowej w postaci zdeformowanego wypełnienia niewielkiej strefy trójkątnej, zbudowanej z ponasuwanych na siebie (w dużej mierze wstecznie) i zafałdowanych utworów serii ewaporatowej (Krzywiec i in., 2014).

Klin fliszu płaszczowiny skolskiej, przesuwając się sukcesywnie w kierunku N do NE podnosił i nasuwał wstecznie na siebie górny pakiet osadów zapadliska przedkarpacciego, stanowiący tzw. pasywny strop (ang. *passive roof*; Morley, 1986) nasunięcia wstecznego („pasywny” oznacza tu, że masy skalne skrzydła stropowego nasunięcia nie przemieszczały się „aktywnie” – w tym przypadku ku południowi – po jego powierzchni, tylko były biernie unoszone, pochylane ku północy i podścielane przez aktywnie podsuwający się – tutaj ku północy – klin reprezentujący skrzydło spągowe nasunięcia). Efektem tego procesu było powstanie fleksury/homokliny (monokliny) frontальной w segmencie Pogórskiej Woli oraz „reliktowej” homokliny frontальной w segmencie Pilzna (fig. 3B, D, 6E, F). Nasunięcie wsteczne rozcięło utwory miocenu zapadliska, pozostawiając w swoim skrzydle spągowym zasadniczo niezaburzone,

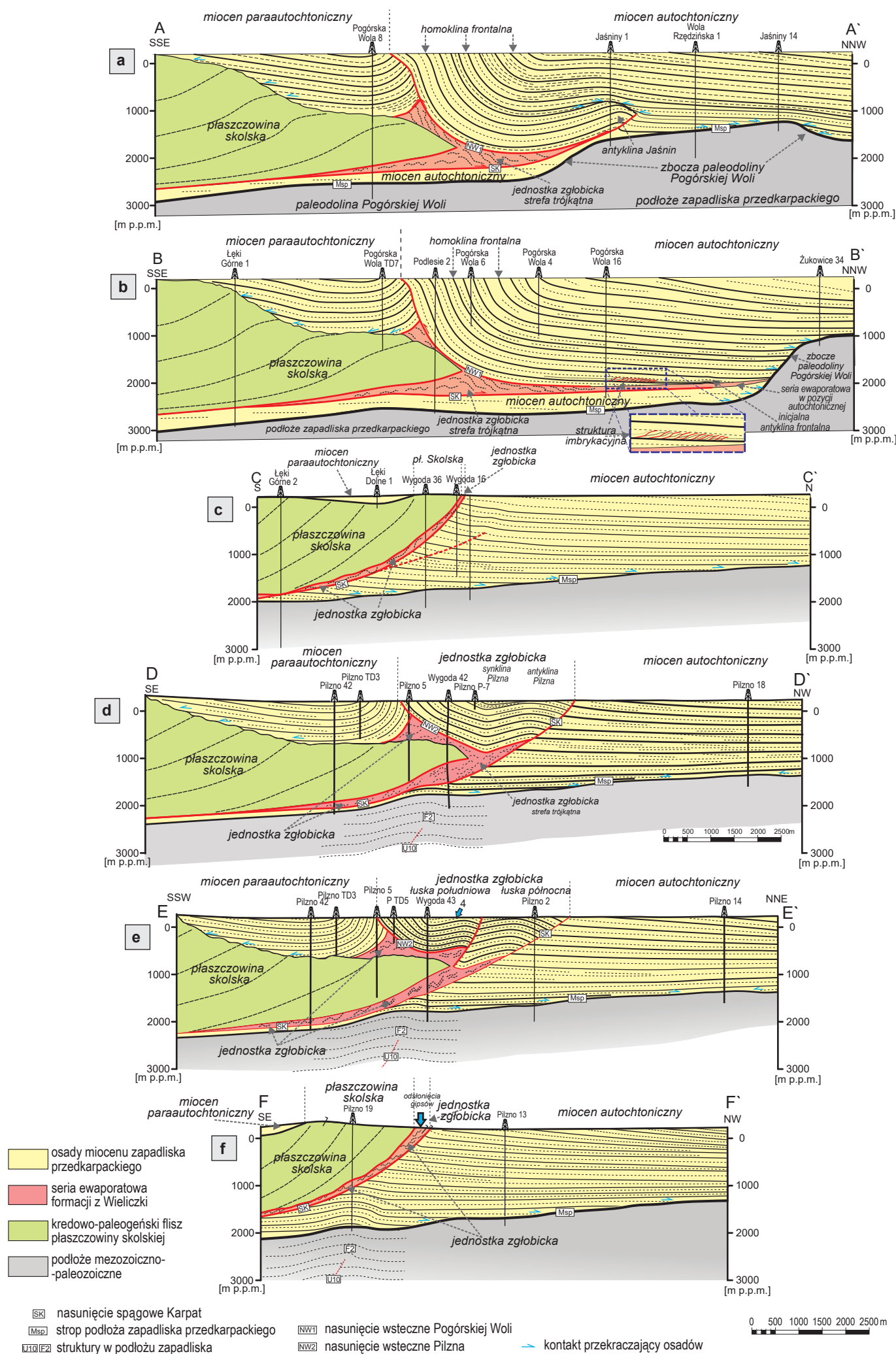


FIG. 3. Przekroje poprzeczne przez front Karpat w okolicach Pilzna

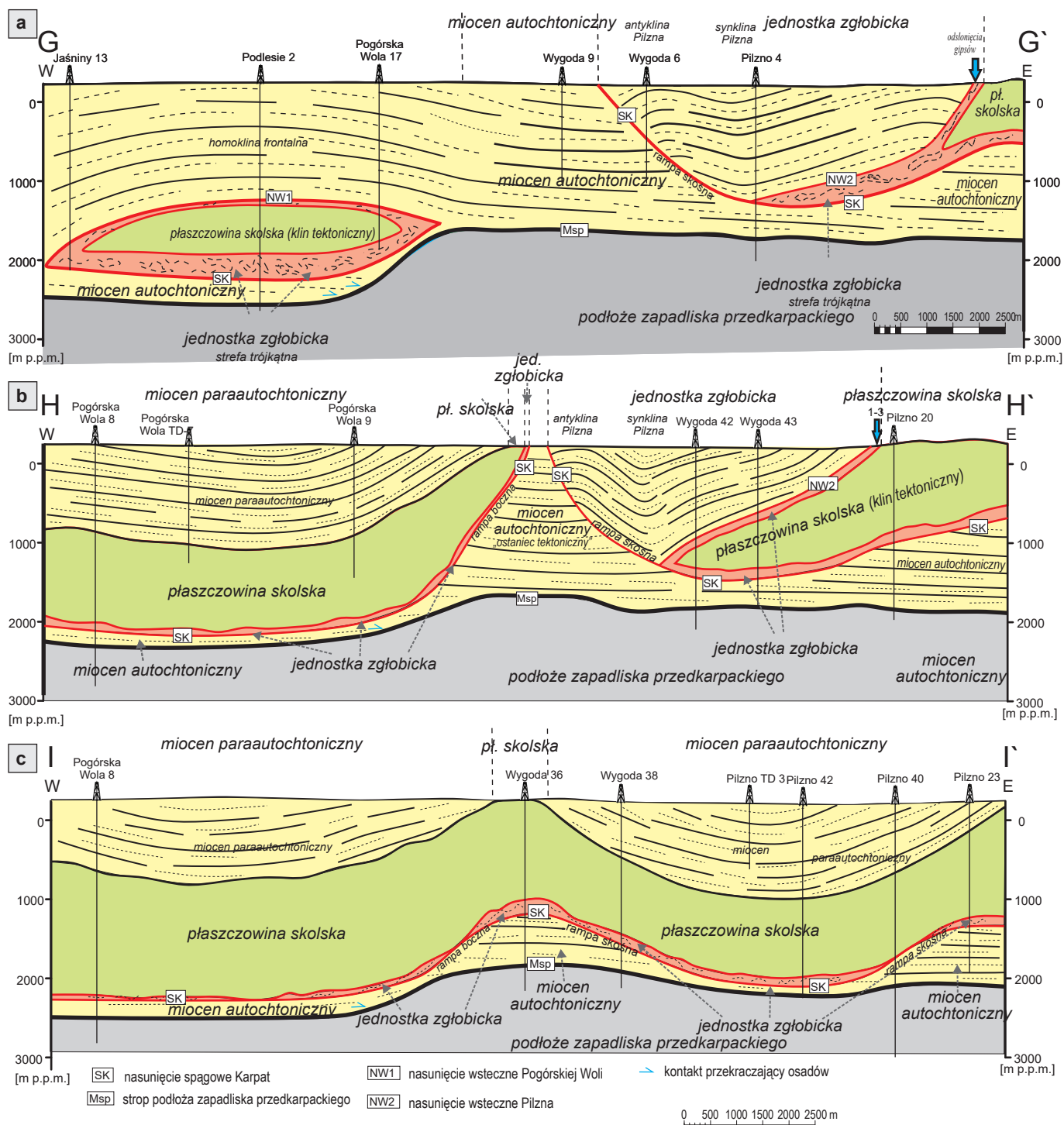


FIG. 4. Przekroje (wybrane) podłużne przez front Karpat w okolicy Pielitzna

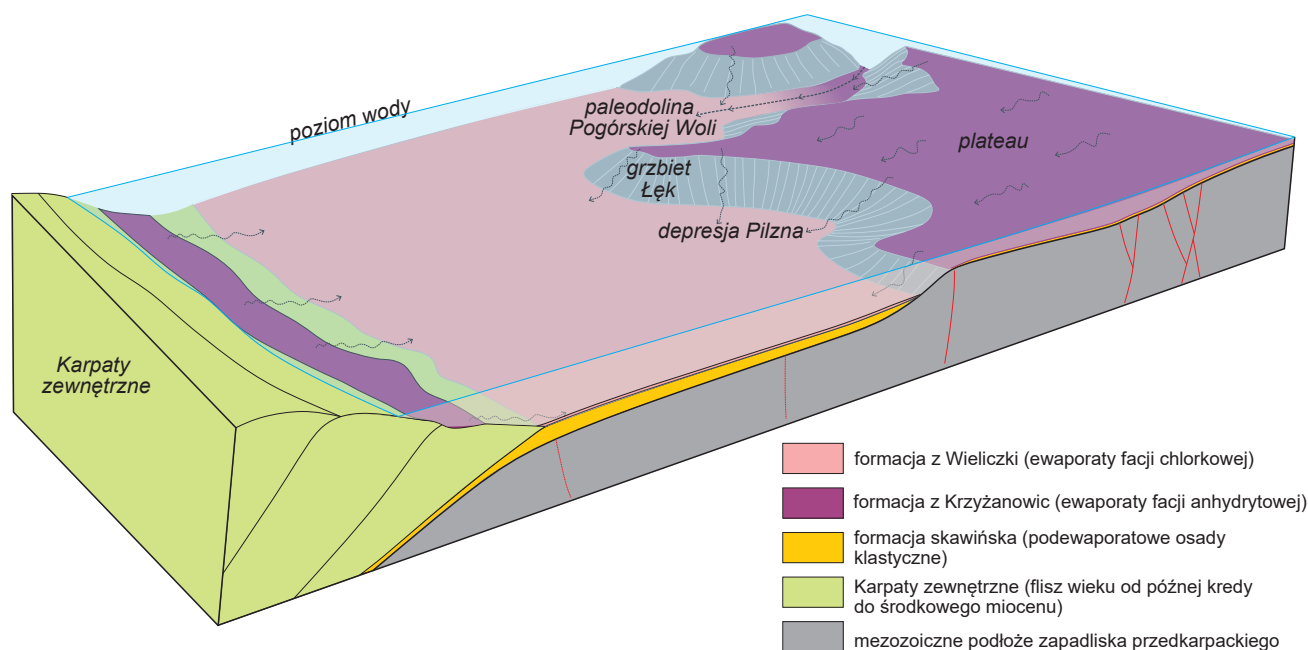


FIG. 5. Schemat przedstawiający rozkład facji ewaporatowych podczas depozycji w pobliżu Pielitzna

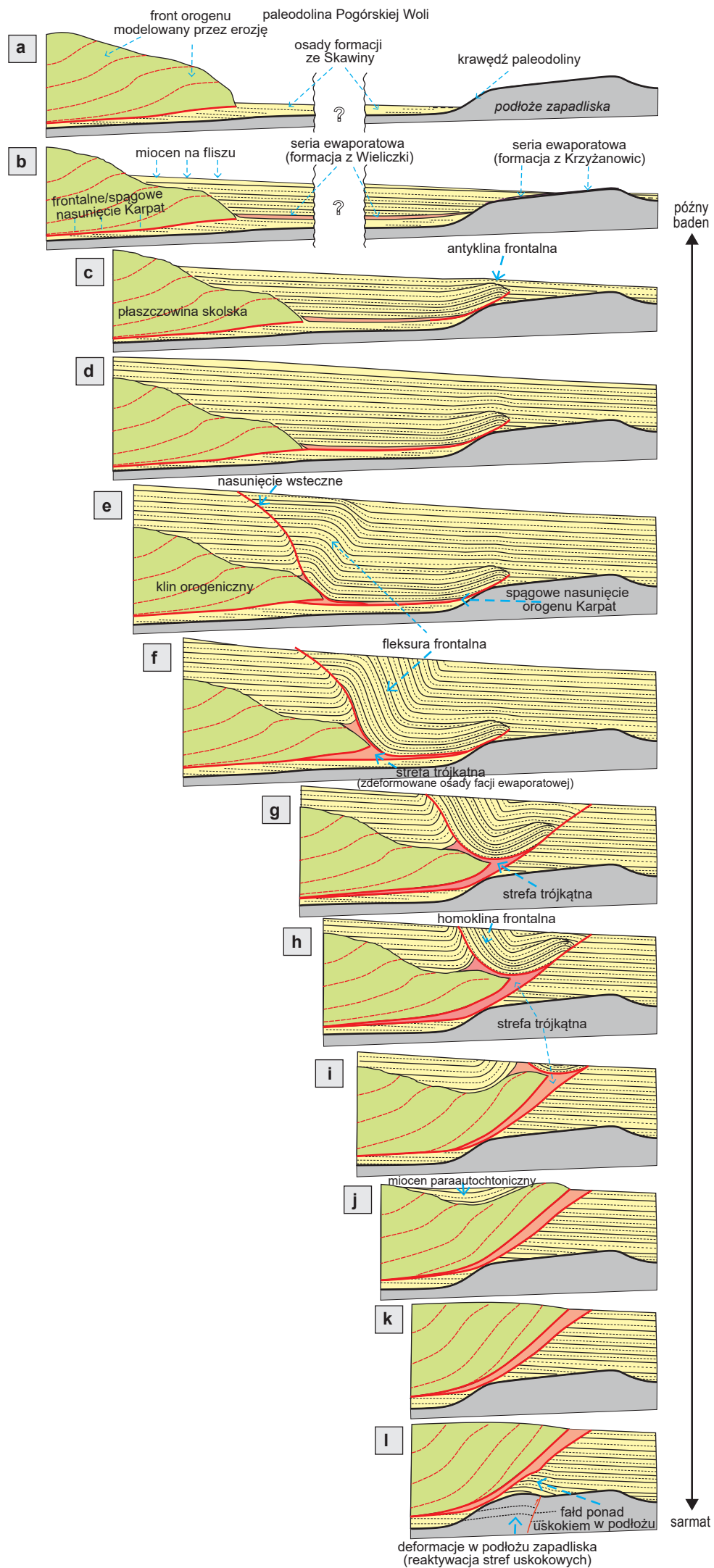


FIG. 6. Schemat ewolucji tektonicznej frontu orogenicznego Karpat i przyległej strefy zapadliska przedgórskiego w rejonie Pilzna

choć przy kontakcie z nasunięciem poddarte, osady transgresywne zalegające na fliszu jednostki skolskiej, a w skrzydle stropowym nasuwając ku południowi i wychylając we fleksurę (monoklinę) frontálną miocen przedpola fliszu. Po erozyjnym ścięciu górnego, poziomego skrzydła fleksury, dzisiaj obserwuje się jedynie jej nachylone ku północy skrzydło środkowe – homoklinę frontálną.

Spągowe nasunięcie frontu Karpat w części wschodniej obszaru badań przebiło się ku północy i ku górze, przecinając utwory miocenu autochtonicznego i wychodząc na powierzchnię terenu (ang. *emerging thrust*; Boyer, Elliott, 1982; fig. 6G, H). Jednocześnie cała struktura orogenicznego frontu Karpat, zbudowana z klina fliszowego, strefy trójkątnej oraz antykliny i homokliny frontálnej, była przemieszczana ponad spągowym nasunięciem Karpat w kierunku powierzchni terenu/dna zbiornika morskiego, gdzie sukcesywnie ulegała erozji (fig. 6G–J).

W ostatniej fazie deformacji w obręb orogenu zostały włączone utwory podłoża zapadliska przedkarpackiego. Struktury wykształcone w toku tej deformacji mają postać nasunięć/uskoków odwróconych w obrębie osadów podłoża zapadliska przedkarpackiego i związanych z nimi antyklin naduskokowych. Doszło też wtedy do zafałdowania wcześniej niezdeformowanych utworów miocenu autochtonicznego kontaktujących z nasunięciem oraz do odkształcenia spągowego nasunięcia karpackiego poprzez ujęcie w antyklinę naduskokową, a przez to do zmniejszenia kąta upadu powierzchni nasunięcia karpackiego ponad propagującym nasunięciem w podłożu (fig. 6L).

LITERATURA

- Boyer S.E., Elliott D., 1982. Thrust systems. AAPG Bulletin, 66: 1196–1230.
- Bukowski K., 2011. Badeńska sedimentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badań geochemicznych, izotopowych i radiometrycznych. Rozprawy i Monografie AGH, 236: 1–184.
- Dahlen F.A., 1990. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 18: 55–99.
- Dahlen F.A., Suppe J., 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. Geological Society of America Special Paper, 218: 161–178.
- Głuszyński A., 2014. Budowa geologiczna strefy brzeżnej Karpat i zapadliska przedkarpackiego w rejonie Tarnowa–Pilzno. Archiwum Wydziału Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski [rozprawa doktorska].
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2014. Alongstrike changing structure of the Carpathian thrust front east of Tarnów (SE Poland) as intersection phenomenon related to thrust-floor palaeotopography. Geologia Sudetica, 42: 19–20.
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2015. Structural evolution of Carpathian thrust front east of Tarnów (SE Poland). W: CETEG 2015: 13th Meeting of the Central European Tectonic Groups & 20th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS).
- Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. A deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep Basin near Pilzno and its control on Badenian (Middle Miocene) evaporite facies. Geological Quarterly, 60: 493–516.
- Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. Przegląd Geologiczny, 52: 985–989.
- Krzywiec P., Vergés J., 2007. Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts. W: Thrust belts and foreland basins. From fold kinematics to hydrocarbon systems (red. O. Lacombe, J. Lavé, F.M. Roure, J. Vergés): 385–396. Springer.
- Krzywiec P., Oszczytko N., Bukowski K., Oszczytko-Clowes M., Śmigiełski M., Stuart F.M., Persano C., Sinclair H.D., 2014. Structure and evolution of the Carpathian thrust front between Tarnów and Pilzno (Pogórska Wola area, southern Poland) – results of integrated analysis of seismic and borehole data. Geological Quarterly, 58: 399–416.
- Książkiewicz M., 1972. Karpaty. W: Budowa geologiczna Polski, T. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Mitra S., 1990. Fault-propagation folding: geometry, kinematic evolution and hydrocarbon traps. AAPG Bulletin, 74: 921–945.
- Morley C.K., 1986. A classification of thrust fronts. AAPG Bulletin, 70: 12–25.
- Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegląd Geologiczny, 52: 780–791.
- Oszczypko N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 50: 169–194.
- Półtowicz S., 1994. Znaczenie badeńskiej formacji solonośnej w tektogenezie Karpat Polskich. Geologia. Kwartalnik AGH, 20 (1): 59–76.
- Półtowicz S., 2004. Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat polskich. Geologia AGH, 30: 85–120.
- Sieniawska I., Aleksandrowski P., Rauch M., Koyi H., 2010. Control of synorogenic sedimentation on back and out-of-sequence thrusting: insights from analog modeling of an orogenic front (Outer Carpathians, southern Poland). Tectonics, 29, TC6012.
- Suppe J., 1985. Principles of structural geology. Prentice Hall, New Jersey.