

Stefan CWOJDZIŃSKI\*

## EWOLUCJA GEOLOGICZNA POLSKI POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ W INTERPRETACJI TEKTONIKI PŁYT

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	43
Wstęp . . . . .	44
Górnoproterozoiczno-paleozoiczna ewolucja geologiczna obszaru Polski w świetle tektoniki płyt . . . . .	44
Faza rozpadu platformy prebajkalskiej . . . . .	45
Faza sedymentacji epikontynentalnej na platformie epibajkalskiej . . . . .	46
Faza rozpadu platformy epibajkalskiej . . . . .	46
Sedymentacja głębokomorska w basenie geosynkinalnym . . . . .	46
Faza skracania basenu sedymentacyjnego . . . . .	47
Faza rozwoju orogenu typu kordylierowego . . . . .	50
Faza kolizji . . . . .	51
Faza konsolidacji orogenu . . . . .	51
Faza ensialicznego basenu marginalnego . . . . .	52
Mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja Alpidów Europy i jej geodynamiczny wpływ na epiwarwaryjską platformę Europy Środkowej w świetle tektoniki płyt . . . . .	52
Faza stabilnej platformy epiwarwaryjskiej . . . . .	52
Faza rozpadu platformy epiwarwaryjskiej i założenia geosynkliny alpejskiej . . . . .	52
Faza dalszego rozwoju geosynkliny alpejskiej w warunkach dominującej tensji regionalnej . . . . .	53
Faza tektogenezy w warunkach kompresji regionalnej . . . . .	54
Wnioski . . . . .	60
Summary . . . . .	64

### Streszczenie

Przedstawiono próbę interpretacji ewolucji geologicznej obszaru Europy Środkowej ze szczególnym uwzględnieniem Polski Południowo-Zachodniej z punktu widzenia tektoniczno-płytowej interpretacji Warwaryscydów i Alpidów Europy. Wydzielono poszczególne fazy rozwoju geosynkliny i orogenu warwaryjskiego zwracając uwagę na tektogeniczną rolę mikrokontynentów prekambryjskich stanowiących fragmenty platformy epibajkalskiej. Omówiono ewolucję geologiczną geosynkliny alpejskiej w Europie, a zwłaszcza procesy tektogeniczne w jej obrębie oraz podjęto próbę oceny wpływu procesów geologicznych w obrębie geosynkliny i powstającego górotworu na przedpole platformowe Europy Środkowej. Wykazano ścisłą korelację wiekową procesów endogenicznych, takich jak fałdowania i metamorfizm, w geosynklinie z tafrogenezą i wulka-

nizmem stref platformowych. Stwierdzono, iż zjawiska tektogeniczno-magmowe w obrębie Masywu Czeskiego prawdopodobnie nawiązują do procesów geologicznych odbywających się w strefie Karpat Zachodnich, a w mniejszym stopniu do ewolucji Alp Wschodnich.

Analiza ewolucji Warwaryscydów i Alpidów Europy z punktu widzenia tektoniki płyt napotyka znaczne trudności. Szczególnie niepewne jest rekonstruowanie przebiegu i kierunków stref hipotetycznej subdukcji płyt oceanicznych prowadzącej do zamykania paleoceanów i w efekcie do zjawisk orogenicznych. Wiele natomiast zjawisk geologicznych wskazuje na dominującą rolę tzw. diapirów płaszczu wywołujących na powierzchni ziemi anomalie termiczne i zróżnicowane ruchy pionowe w warunkach tensji regionalnej.

\* Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław.

## WSTĘP

Celem niniejszej pracy jest dokonanie szerokiej analizy regionalnej zasadniczych kierunków geologicznej ewolucji obszaru Polski Południowo-Zachodniej na tle wiekowej i przestrzennej korelacji procesów geologicznych w obrębie Waryscydów i Alpidów Europy rozpatrywanych w świetle interpretacji tektoniczno-plytowej.

Jednym z zadań niniejszej pracy jest zwrócenie uwagi na trudności pojawiające się w zastosowaniu teorii tektoniki płyt do poszczególnych sytuacji. Klasyczna już koncepcja tektogenezy rozwinięta w ramach tektoniki płyt (Dewey, Bird 1970; Dickinson 1972) ulega w ostatnich latach szybkiej ewolucji zmierzającej do przystosowania koncepcji ogólnej do szczegółowych obserwacji geologicznych. Jednym z kierunków tej ewolucji są próby wyjaśnienia tektonicznej roli tzw. diapirów płaszczka oraz ich ewentualnych związków genetycznych i przestrzennych ze strefami subdukcji (Illies 1974; Krebs, Wachendorf 1973; Oxburgh, Parmentier 1977). Stara, datująca się jeszcze z czasów Haarmanna (1930), hipoteza pionowych przemieszczeń substancji górnego płaszczka, wywołujących wypiętrzenia orogeniczne na powierzchni ziemi i wtórną względem nich tektonikę grawitacyjną, znalazła swą kontynuację w hipotezie tzw. globalnej tektoniki wertykalnej sformułowanej przez Krebsa (1976), Krebsa, Wachendorfa (1974) i Maasa (1974). Koncepcja diapirów płaszczka i tektoniki pio-

nowej posłużyła do wyjaśnienia genezy niektórych górotworów wewnątrzplytowych oraz tych systemów orogenicznych, które prawdopodobnie tworzą się na podłożu sialicznym. W pierwszym rzędzie dotyczy to Waryscydów Europy, które próbowano poprzednio kilkakrotnie interpretować z punktu widzenia tektoniki płyt (Anderson 1975, Burret 1972, Johnson 1971, Nicolas 1971, Riding 1974).

Alpejski system orogeniczny Europy jest obiektem wielu interpretacji geodynamicznych opierających się na założeniach tektoniki płyt; interpretacje te nie są jednoznaczne. Niektórzy autorzy przyjmują istnienie subdukcji i kolizji mas kontynentalnych zachodzących w różnych okresach z różną polarnością (Dietrich, Franz 1976; Hawkesworth *et al.* 1974; Dal Piaz *et al.* 1972; Ernst 1973; Gansser 1973; Dewey *et al.* 1973), inni natomiast są zwolennikami tektoniki pionowej (Frisch 1976; Biełousow 1975), subdukcji wewnątrzskorupowej (Amstutz 1951, Oxburgh 1972), oceanizacji fragmentów skorupy kontynentalnej (Laubscher 1971) itd.

Niewątpliwie, tzw. nowa tektonika globalna nie stworzyła uniwersalnego modelu procesów geosynklinalnych i orogenicznych, pomimo znacznego postępu w tej dziedzinie. Niniejsza praca ma — w zamierzeniu autora — stanowić przyczynek do dyskusji na ten temat.

## GÓRNOPROTEROZOICZNO-PALEOZOICZNA EWOLUCJA GEOLOGICZNA OBSZARU POLSKI W ŚWIETLE TEKTONIKI PŁYT

W okresie górny proterozoik—paleozoik obszar dzisiejszej Polski znajdował się w strefie kontaktu platformy wschodnioeuropejskiej i środkowoeuropejskiej strefy geosynklinalnej, w obrębie której zasadnicze znaczenia miała konsolidacja waryscyjska. Waryscydy Europy Środkowej stanowią pasmo fałdowe charakteryzujące się obecnością licznych, o różnych rozmiarach, masywów krystalicznych interpretowanych zwykle jako masywy śródgórskie wciągnięte w strukturę orogenu (Busz *et al.* 1976; Schmidt 1977) bądź jako metamorficzne i anatektyczne jądra fałdowe (Andrusov 1977; Krebs, Wachendorf 1973, 1974). Na obecnym etapie badań dążących do wyjaśnienia genezy systemu Waryscydów Europy Środkowej najistotniejsze zagadnienia to:

a) charakter podłoża geosynkliny waryscyjskiej i wiążący się z tym problem obecności ofiolitów w obrębie górotworu (Krebs 1976; Schroeder 1976, 1977; Cwojdzński 1977);

b) charakter krystalicznych mas śródgórskich i ich znaczenie w ewolucji geologicznej systemu (Andrusov 1977; Busz *et al.* 1976; Krebs 1976);

c) lokalizacja dawnego basenu oceanicznego i stref ryftowych;

d) kierunki i charakter hipotetycznej subdukcji płyty oceanicznej (Anderson 1975; Burret 1972; Cwojdzński 1977; Johnson 1971; Riding 1974);

e) przebieg i geneza fałdowania systemu geosynklinalnego.

W dotychczasowych geodynamicznych interpretacjach Waryscydów Europy Środkowej przyjmuje się jeden z trzech następujących modeli ewolucyjnych:

1. Geosynklina waryscyjska rozwijała się na podłożu sialicznym (Krebs, Wachendorf 1974; Schroeder 1976, 1977), przy niewielkich horyzontalnych przemieszczeniach bloków skorupy wzdłuż rozłamów wglębnych i przy ograniczonym rozwoju stref ryftowych (Schroeder 1976);

2. Dawny basen oceaniczny o skorupie typu suboceanicznego znajdował się między strefą reńsko-hercyńską a sakso-turyngską i podlegał dwustronnej subdukcji (Burret 1972);

3. Dawny basen oceaniczny znajdował się między dzisiejszym orogেনem a jego przedpołem, a subdukcja zachodziła ku południowi (Anderson 1975, Brause 1975, Cwojdziański 1977).

Dwie ostatnie interpretacje wychodzą z założeń tektoniki płyt i opierają się w dużym stopniu na wynikach badań paleomagnetycznych, które wskazują na znaczne przemieszczenia horyzontalne mas kontynentalnych w dolnym paleozoiku (Brause 1975). Przemieszczenia takie trudno wyjaśnić na podstawie koncepcji tektoniki wertykalnej.

Rozważany z punktu widzenia teorii mobilistycznej orogен waryscyjski jest strukturą złożoną, poligeniczną, łączącą w sobie elementy różnych bloków kontynentalnych, łuków wyspowych, stref ryftowych i małych basenów o skorupie typu suboceanicznego. Przedstawiany przez autora model ewolucji Waryscydów Polski (fig. 1 A—K) oparty jest na porównaniach sytuacji geologicznej w Sudetach i na ich przedpołu z danymi dotyczącymi paleozoiku Polski niżowej oraz obszarów przyległych.

#### FAZA ROZPADU PLATFORMY PREBAJKALSKIEJ (fig. 1 A)

Założenie waryscyjskiego basenu sedymentacyjnego nastąpiło w górnym proterozoiku (Krebs, Wachendorf 1973; Pożaryski 1975) w wyniku rozpadu platformy prekambryjskiej skonsolidowanej ostatecznie w dalszradanie około 900 mln lat temu (epoka grenwilska). Rozpad platformy polegał na skomplikowanym przekształceniu skonsolidowanej skorupy kontynentalnej w warunkach jej rozciągania. Przekształcenie to obejmowało prawdopodobnie takie zjawiska, jak pękanie skorupy kontynentalnej wzdłuż głębokich rozłamów, zmniejszanie grubości skorupy i związaną z nim jej subsydencję oraz powstawanie stref o podłożu suboceanicznym lub oceanicznym.

Ogół wspomnianych procesów prowadzących do reaktywacji platformy epidalslandzkiej i utworzenia strefy geosynklinalnej prawdopodobnie odpowiada jednej z faz tzw. przełomu algonckiego Stillego (1958). Jednym ze zjawisk towarzyszących rozpadowi platformy epidalslandzkiej był rozwój aulakogenów towarzyszących węzłom potrójnym rozwiniętym ponad strefami anomalnymi w górnym płaszczu Ziemi. Relikt węzła potrójnego typu ryft-ryft-ryft decydującego o rozpadzie platformy prekambryjskiej na obszarze Polski widzi Pożaryski (1977) w tzw. aulakogenie wołyńskim, który rozwinął się w wendzie.

Okresowi inicjalnemu w rozwoju zbiornika sedymentacyjnego towarzyszyła sedymentacja klastyczna, piaskowcowa oraz intensywny wulkanizm bazaltowy typu toleitowego (Podlasie).

Z założeniem strefy geosynklinalnej wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej wiąże się problem orogenu bajkalskiego. W górnym ryfeju w Polsce Południowej istniał geosynklinalny zbiornik sedymentacyjny, w którym osadzały się utwory ilasto-mułowcowe. Według Pożaryskiego (1969) uległy one fałdowaniu i fylityzacji w okresie głównej tektogenezy bajkalskiej na przełomie górnego ryfeju i wendu, około 650 mln lat temu, tworząc tzw. orogен małopolski. Powstanie tego orogenu było prawdopodobnie związane z ewolucją tektoniczną bajkalskiej geosynkliny śródziemnomorskiej leżącej na południe od obszaru Polski. Zasięg konsolidacji bajkalskiej, zwłaszcza w Polsce Południowo-Zachodniej, nie jest dotychczas ustalony, niewątpliwie jednak w obrębie geosynkliny waryscyjskiej występowały fragmenty tektogenu bajkalskiego.

Bajkalskie (kadomskie) procesy tektoniczne są udokumentowane także z obszaru Masywu Czeskiego. Moldanubskie jądro metamorficzne masywu reprezentuje jednostkę prekadomską starego cokołu platformowego skonsolidowanego w górnym proterozoiku—dalslandzie (Zoubek 1976). Na podłożu tym rozwinęły się rowowe obniżenia wypełnione przez górnoryfejskie utwory klastyczne i wulkaniczne formacji spilitowo-keratofrowej, reprezentujące prawdopodobnie fazę tworzenia się aulakogenów górnego proterozoiku. Fałdowanie i słaby metamorfizm utworów górnego proterozoiku nastąpiły przed kambrem środkowym, a więc w końcu bajkalskiego cyklu tektonicznego. Deformacjom bajkalskim zdaje się odpowiadać synorogeniczna formacja szarogłazów łużyckich (Hirschmann 1966). Podsumowując wyniki badań regionalnych Paech (1977b) podkreśla, iż tektogenezy prewaryscyjskie miały decydujące znaczenie dla konsolidacji Masywu Czeskiego, masywu wschodnioląbskiego i masywu brabanckiego. Do listy tej należy dodać niewielkie fragmenty platformy prekambryjskiej tworzące dziś blok Gór Sowich, masyw gnejsowy Münchbergu i Frankenbergu oraz blok granulitów saksońskich. Wszystkie wymienione fragmenty starej platformy prekambryjskiej powstały w fazie rozpadu platformy prebajkalskiej i utworzyły zespół mikrokontynentów, które w dalszej fazie ewolucji geosynkliny ulegały złożonym przesunięciom i rotacjom wpływając na rozkład facji skał osadowych w pierwszym etapie, a na kierunki struktur tektonicznych w drugim etapie ewolucji. Pierwsze otoczaki wysoko metamorficznych skał prekambryjskich pojawiają się w utworach strefy sakso-turyngskiej dopiero w górnym

dewonie (depresja Świebodziec), do tego więc czasu wymienione mikrokontynenty odgrywały rolę raczej pasywną. Przyjęcie koncepcji mikro płytowego charakteru prekambryjskich masywów śródgórskich pozwala na proste wyjaśnienie ich odrębności strukturalnej względem otaczających łuków fałdowych, wyjaśnienie ich ostrokrawędzistych granic, wzajemnych powiązań genetycznych oraz obecności wzdłuż ich krawędzi przetworzonych tektonicznie intruzji ultrazasadowych i zasadowych (serpentynity i gabra). Intruzje te stanowią prawdopodobnie reliktołą serię ofiolitową wytworzoną w górnoryfejskiej fazie rozpadu platformy prekambryjskiej.

Badania geologiczne bloku przedsudeckiego oraz interpretacja danych z głębokich sondowań sejsmicznych (Pożaryski 1975; Skorupa 1977) sugerują obecność w podłożu większych mas skał ultrazasadowych, mogących także stanowić fragmenty pokryw ofiolitowych.

#### FAZA SEDYMENTACJI EPIKONTYNTALNEJ NA PLATFORMIE EPIBAJKALSKIEJ (fig. 1B)

Tektogeneza bajkalska nie będzie w tej pracy tematem rozważań ze względu na niewielką ilość informacji o jej przebiegu na obszarze Polski Południowo-Zachodniej. W wyniku procesu tektogenezy doszło do skonsolidowania platformy epibajkalskiej o niewielkich wymiarach, która stała się podłożem epikontynentalnego zbiornika sedymentacyjnego wendu oraz dolnego i środkowego kambru (fig. 1B). W zbiorniku tym zachodziła szelfowa sedymentacja nerytyczna, mułowcowo-piaszczysta. W tym samym okresie w Polsce SW panuje szelfowa sedymentacja węglanowa reprezentowana przez wapienie występujące dziś w Górach Kaczawskich i na Łużycach. Zmiana warunków paleogeograficznych nastąpiła dopiero na przełomie kambru środkowego i górnego i była związana z ruchami tektonicznymi fazy świętokrzyskiej, którą Pożaryski (1969) uznaje za zamknięcie tektogenezy bajkalskiej.

#### FAZA ROZPADU PLATFORMY EPIBAJKALSKIEJ (fig. 1C)

W górnym kambrze strefy sakso-turyngskiej i w ordowiku Masywu Czeskiego pojawiają się potężne pokrywy zasadowych skał wulkanicznych formacji bazaltowo-keratofrowej, wykazujące cechy wylewów podmorskich. Magmatyzm tego rodzaju, o charakterze alkalicznym, jest typowy dla całego pasa Waryscydów europejskich (Bankwitz 1977) i pojawia się z różnym natężeniem w ciągu ordowiku i syluru.

Reprezentuje on prawdopodobnie fazę spreadingu, która rozpoczęła w górnym kambrze doprowadziła do utworzenia basenu o skorupie typu suboceanicznej lub oceanicznej między krawędzią platformy wschodnioeuropejskiej a zespołem mikrokontynentów Europy Środkowej. Na intensywne rozsuwanie się Masywu Czeskiego i platformy wschodnioeuropejskiej między wendem a ordowikiem wskazują wyniki badań paleomagnetycznych zestawione przez Brausego (1975). Magmatyzm inicjalny górnego kambru—ordowiku występuje przeważnie w postaci potoków lawowych zalegających zgodnie w profilu osadów dolnopaleozoicznych, w postaci ciał hipabisalnych przenikających starszą skorupę kontynentalną (Rudawy, Masyw Czeski, Łużyce) lub też w formie dużych mas nasuniętych tektonicznie lub grawitacyjnie (metamorfik kaczawski, metamorfik kłodzki?). Generalnie biorąc jest to alkaliczny magmatyzm zasadowy, jedynie górnokambryjskie wulkanity Masywu Czeskiego są reprezentowane przez serię andezytów, dacytów i riolitów (Bankwitz 1977) świadczącą o procesach anatektycznych w głębszych partiach skorupy ziemskiej.

#### SEDYMENTACJA GŁĘBOKOMORSKA W BASENIE GEOSYNKLINALNYM (fig. 1 D, E)

W rezultacie procesu spreadingu i rozsuwania się fragmentów platformy epibajkalskiej powstała geosynklina waryscyjska o charakterze małego basenu suboceanicznego, w którym w ciągu ordowiku i syluru zachodziły kilkakrotnie zmiany paleogeograficzne związane czasowo z ewolucją pasa orogenicznego Kaledonidów (Tomczykowa, Tomczyk 1978) przy generalnej przewadze zjawisk tensji regionalnej. Lokalne centra spreadingu dokumentowane przez magmatyzm zasadowy istniały w tym okresie w strefie sakso-turyngskiej. Z punktu widzenia przedstawianej tu koncepcji właściwe założenie geosynkliny waryscyjskiej w Europie Środkowej nastąpiło w górnym kambrze, mimo iż na wielu obszarach, zwłaszcza w zachodniej części geosynkliny, sedymentacja trwała nieprzerwanie od górnego ryfeju (Bankwitz 1970).

W ciągu ordowiku sedymentacja szelfowa na nieaktywnej krawędzi kontynentu platformy wschodnioeuropejskiej reprezentowana była przez płytkonerytyczne wapienie detrytyczne zastępowane ku SW, w stronę osi basenu, przez głębokomorskie osady ilasto-mułowcowe i bentonity (facja graptolitowa). Słabe ruchy tektoniczne przejawiają się w Górach Świętokrzyskich wywołując lokalne zmiany facjalne i paleogeograficzne. Ruchliwość dna zbiornika sedymentacyjnego w ordowiku może być objawem pierw-

szych zmian w stosunkach geodynamicznych w omawianej strefie. W Sudetach bowiem ordowik jest reprezentowany przez łupki fyllitowe, szaroglazowe, kwarcytowe i chlorytowe opisane ostatnio (Baranowski 1977) jako osady o charakterze fliszowym. Jeżeli uznać słuszność tego poglądu, to połączywszy omawiany proces z dość intensywnym, zróżnicowanym wulkanizmem ordowickim należałoby przyjąć utworzenie w tym czasie na przedpolu Masywu Czeskiego mało aktywnego łuku wulkanicznego. Wspomnieć tu należy, iż badania paleomagnetyczne sugerują zmianę kierunku ruchu względnego Masywu Czeskiego i platformy wschodnioeuropejskiej właśnie w ordowiku.

W sylurze trwa sedymentacja o charakterze pelagicznym na prawie całym obszarze Polski. Płytkość szelfowa pojawia się jedynie lokalnie w Górach Świętokrzyskich oraz w zatoce Barrandienu na Masywie Czeskim. W górnym sylurze (Podlasie) obserwuje się regresję morską na obszarze platformowym, związaną genetycznie z procesem orogenezy kaledońskiej i procesem zamykania oceanu Japetus (Tomczykowa, Tomczyk 1978). Od tego momentu następuje połączenie basenu waryscyjskiego Polski z obszarem Prototydyty.

Magmatyzm sylurski, dość zróżnicowany, z przewagą law zasadowych i obojętnych (diabazy, tufy, keratofiry, paleoandezyty), nie jest jednoznacznym wskaźnikiem określonego reżimu tektoniki płytki.

#### FAZA SKRACANIA BASENU SEDYMENTACYJNEGO (fig. 1 F, G)

Dewon dolny jest okresem, w którym facje morskie występują w Polsce Środkowej i Południowej. Basen ten jest od północy okolony przez krawędzie kontynentalne z rozwiniętą sedymentacją lądową typu old redu. Ku południowi pojawiają się facje coraz bardziej głębokowodne, a w Sudetach przeważają w tym okresie osady pelagiczne typu łupków ilastych i krzemionkowych.

Nieco inaczej przedstawia się sytuacja w strefie morawsko-śląskiej. Dewon dolny jest tu reprezentowany przez kwarcyty i metazlepieńce zigeny i emsu przechodzące ku górze w fyllity, łupki grafitowe, szarogłazy wapniste i wapienie z wkładkami zasadowych skał efuzywnych charakterystycznych dla etapu ryftingu. Za dolnodewońskie uznawane są także wielkie masywy zasadowe złożone z amfibolitów, gabroamfibolitów i metadiorytów, mogące reprezentować przeobrażone tektonicznie fragmenty podłoża geosynkliny morawsko-śląskiej (kompleks ofiolitowy).

Założenie zbiornika geosynklinalnego nastąpiło tu dopiero w dewonie dolnym i było opóźnione w sto-

sunku do strefy sakso-turyngskiej i reńsko-hercyńskiej. Dotyczy to przede wszystkim południowej części strefy morawsko-śląskiej, w której kwarcyty emsu zalegają transgresywnie na skałach krystalicznych wchodzących w skład Masywu Czeskiego. W części północnej strefy, w obrębie tzw. Silesikum, zagadnienie transgresji dolnodewońskiej na skałach krystalicznych górnego proterozoiku nie jest całkowicie wyjaśnione. Ostatnie prace geologiczne (T. Morawski — inf. ustna) sugerują możliwość występowania w Sudetach Wschodnich jednej serii suprakrystalnej, reprezentującej dolnopaleozoiczną sedymentację typu eugeosynklinalnego, która uległa metamorfizmowi i deformacji w dewonie środkowym i górnym. W tej sytuacji ta część strefy morawsko-śląskiej istniałaby w ciągu całego dolnego paleozoiku równoległe z pozostałą częścią geosynkliny waryscyjskiej Europy Środkowej.

W ciągu dewonu górnego i dolnego karbonu następowała stopniowa migracja osi geosynkliny morawsko-śląskiej ku wschodowi. W najgłębszej partii zbiornika osadzały się w okresie dewon środkowy-wiżen serie węglanowe i łupkowe reprezentujące etap sedymentacji nerytycznej i batialnej (Unrug, Dembowski 1971).

W dewonie środkowym dochodzi niewątpliwie do intensywnych procesów termicznych i deformacji w głębi rodzącego się górotworu. Badania strukturalne prowadzone w metamorfiku łądecko-śnieżnickim i kłodzkim (Dumicz 1976) zdają się wskazywać, iż pierwsze intensywne fałdowania synmetamorficzne metamorfiku mezozonalnego Sudetów zachodziły w dewonie środkowym, przed dewonem górnym. W okresie tym (faza orkadzka, wczesnobretońska) utworzyły się w kompleksach metamorficznych wczesne fałdy leżące  $F_1$  i  $F_2$  dokumentujące deformacje o charakterze plastycznym z równoczesną granityzacją i powstaniem infrakrystalnych kompleksów gnejsowych. Metamorfizm i fałdowania w obrębie środkowoniemieckiej strefy krystalicznej są również datowane na dewon środkowy (Paech 1977b). Wgłębne procesy metamorficzne zachodziły w tym okresie także w wewnętrznych partiach strefy morawsko-śląskiej. Fałdowania środkowo-dewońskie wykazują przeważnie kierunki południkowe. Takie same kierunki prawdopodobnie wykazują strefy melanzu tektonicznego występujące w obrębie metamorfiku Wschodnich Karkonoszy oraz w Sudetach Wschodnich. W jednostce Rudaw Janowickich stwierdzono występowanie paragenezy minerałów wysokociśnieniowych z glaukofanem (T. Wieser — inf. ustna), a w obu wspomnianych strefach rozpowszechniony jest metamorfizm retrogresywny facji zieleńcowej charakterystyczny dla pasów metamorfizmu wysokociśnieniowego (Ernst 1977).

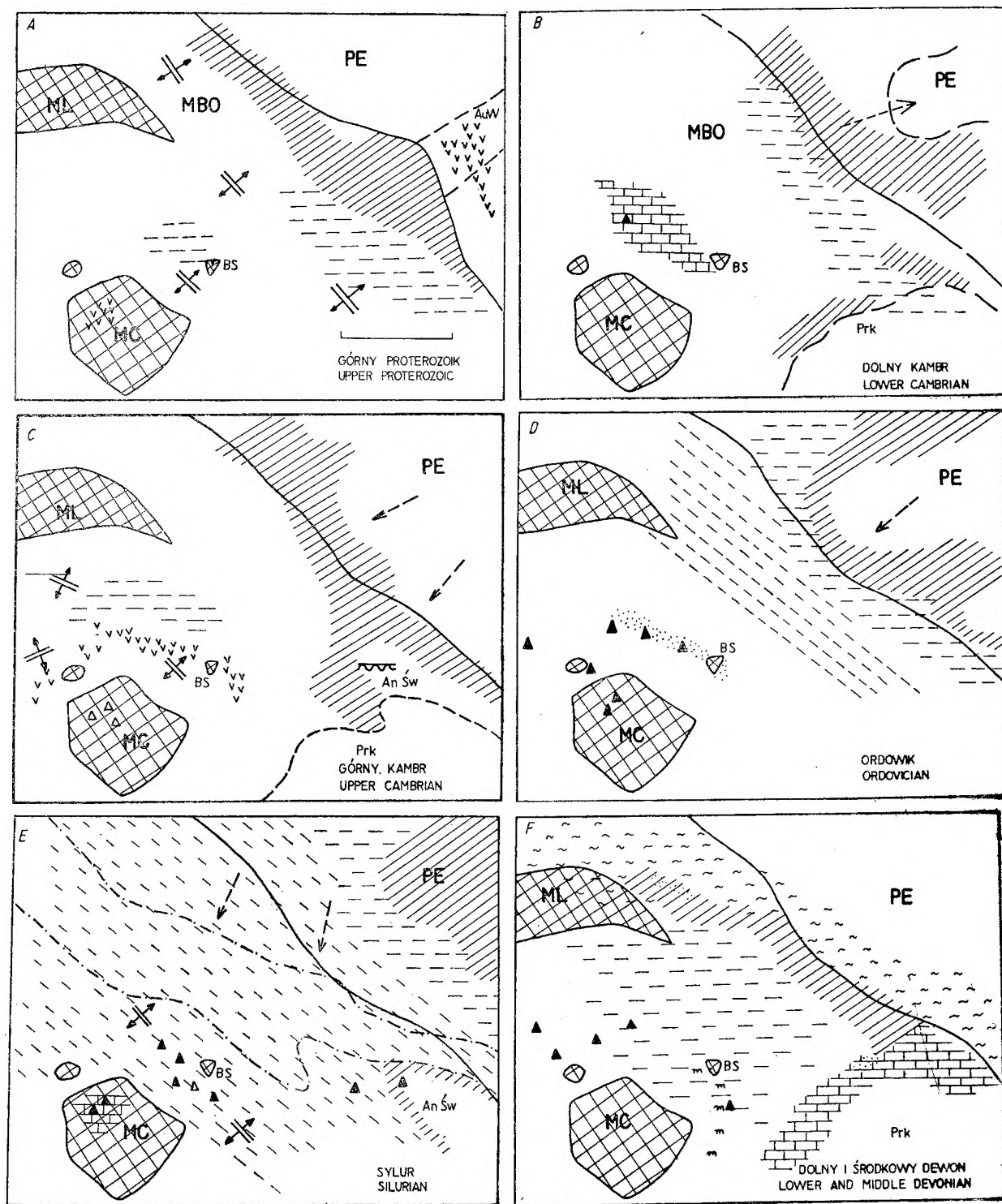
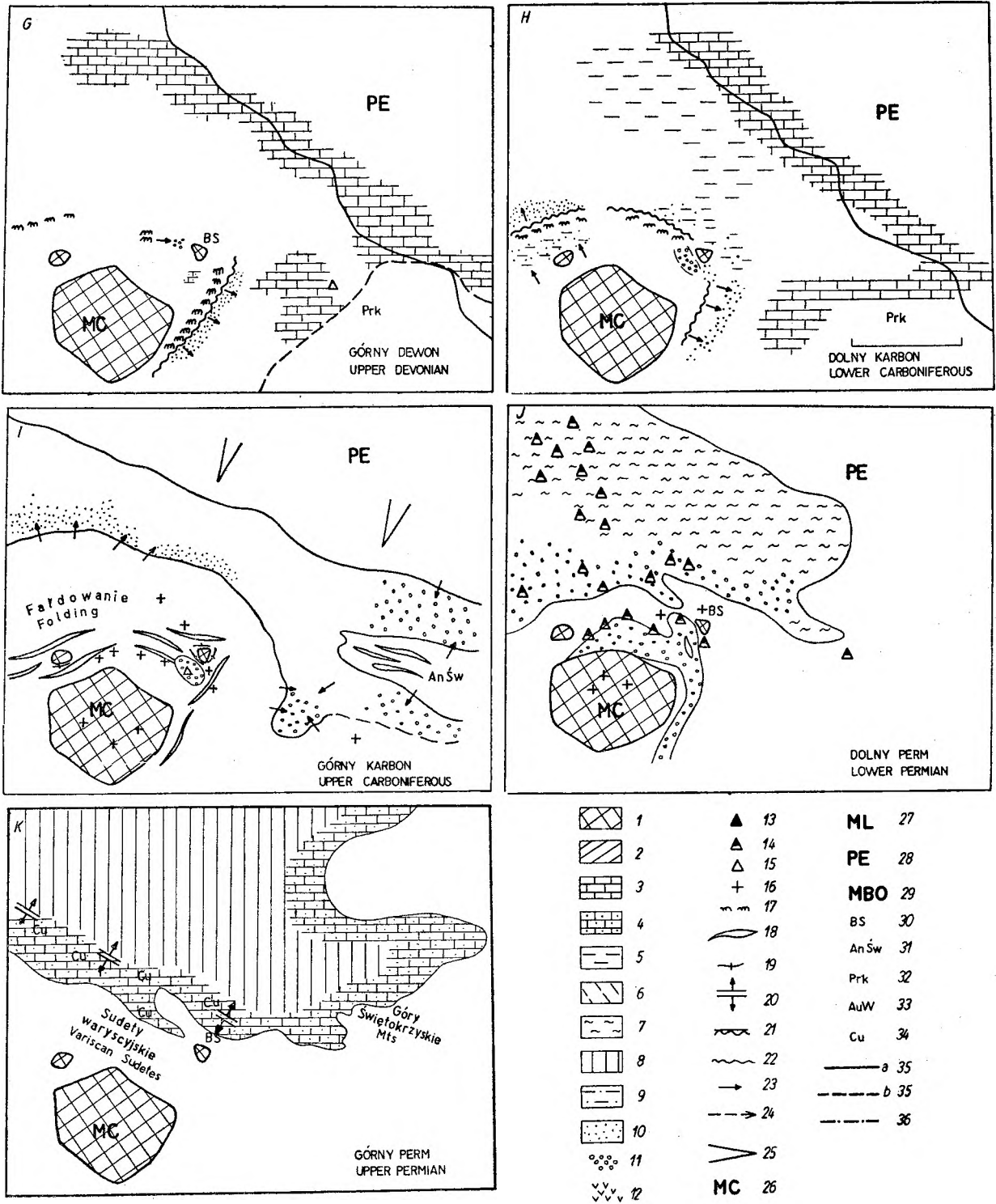


Fig. 1

## Szkice paleotektoniczne faz ewolucji geosynkliny i tektogenu waryscyjskiego na obszarze Polski

1 – fragmenty starej platformy prebajkalskiej (mikrokontynenty); 2 – facje szelfowe, terygeniczne; 3 – facje szelfowe, węglanowe; 4 – facje węglanowo-terygeniczne; 5 – facje ilasto-mułowcowe, głębokonerityczne; 6 – facje ilaste i krzemionkowe, pelagiczne; 7 – facje kontynentalne; 8 – facje salinarne; 9 – facje piaszczysto-ilaste, kulmowe; 10 – formacje fliszowe z olistostromami; 11 – molasa; 12 – formacje spilitowo-keratofrowe i bazaltowe; 13 – przejawy wulkanizmu zasadowego (toleitowego); 14 – przejawy wulkanizmu bimodalnego; 15 – przejawy wulkanizmu kwaśnego; 16 – granitoidy; 17 – głębokie procesy termiczne i deformacje; 18 – kierunki struktur fałdowych; 19 – nasunięte kompleksy ofiolitowe; 20 – procesy spreadingu skorupy kontynentalnej; 21 – dyskordancje kątowe; 22 – front deformacji fałdowych i metamorfizmu; 23 – kierunki transportu materiału klastycznego; 24 – kierunki transgresji i regresji; 25 – kierunki przemieszczania się mas kontynentalnych; 26 – Masyw Czeski; 27 – masyw łabski; 28 – platforma wschodnioeuropejska; 29 – mały basen o skorupie suboceanicznej lub oceanicznej; 30 – blok Gór Sowich; 31 – antyklinalium świętokrzyskie; 32 – masyw Prakarpas; 33 – aulakogen wołyński; 34 – okruszczenie miedziowe; 35 – granice jednostek strukturalnych czynnych w danej fazie ewolucji; a – pewne, b – przypuszczalne; 36 – zasięg facji pelagicznych w górnym sylurze

Skala liniowa umieszczona pod szkicem odpowiada średniej odległości między współczesnymi rowami oceanicznymi a łukami wulkanicznymi (200 km)



Paleotectonic sketches for evolutionary phases of Hercynian geosyncline nad tectogen in Poland

1 – fragments of ancient Prebajkalian platform (microcontinents); 2 – shelf terrigenous facies; 3 – shelf carbonate facies; 4 – carbonate-terrigenous facies; 5 – clay-silty deep neritic facies; 6 – clay and siliceous pelagic facies; 7 – continental facies; 8 – salinar facies; 9 – sandy-clayey kullm facies; 10 – flysch formations with olisthostromes; 11 – molasse; 12 – spilitic-keratophytic and basaltic formations; 13 – basic (tholeitic) volcanics; 14 – bimodal volcanics; 15 – acid volcanics; 16 – granitoids; 17 – profound thermal processes and deformations; 18 – directions of fold structures; 19 – overthrust ophiolitic complexes; 20 – spreading of continental crust; 21 – angular unconformities; 22 – front of fold deformations and metamorphism; 23 – transport directions of clastic material; 24 – directions of transgressions and regressions; 25 – directions of continental masses movements; 26 – Bohemian Massif; 27 – Elbe Massif; 28 – East European platform; 29 – small basin with suboceanic or oceanic crust; 30 – Sowie Góry block; 31 – Holy Cross anticlinorium; 32 – massif of pra-Carpathians; 33 – Wolyń aulacogene; 34 – copper ores; 35 – borders of structural units acting during given phase of evolution, a – stated, b – hypothetical; 36 – range of pelagic facies in upper Silurian

Linear scale beneath the sketch refers to mean distance between recent oceanic trenches and volcanic arcs (200 km)



Omawiany zespół zjawisk może być wskaźnikiem reżimu subdukcji hipotetycznej płyty oceanicznej lub suboceanicznej, zachodzącej w kierunku zachodnim.

W omawianym okresie w strefie reńsko-hercyńskiej trwa sedimentacja o charakterze eugeosynklynalnym (Schwab 1977) z podmorskimi wylewami diabazów, spilitów i keratofirów. Według poglądów Schroedera (1977) jest to wulkanizm toleitowy tworzący zgodne wkładki w profilu osadów dewońskich.

W dewonie górnym powstają pierwsze wypiętrzenia orogeniczne będące źródłem materiału klastycznego osadzanego w strefach obniżen na przedpolu orogenu lub w jego obrębie. W głębszych poziomach orogenu trwają procesy metamorficzne średnio- i niskociśnieniowe typu Barrow, które w rejonie Kłodzka zakończyły się przed dewonem górnym. Bretońska faza fałdowań jest typowa dla wewnętrznej części strefy sakso-turyngskiej oraz dla południowej flanki strefy reńsko-hercyńskiej (środkowoniemiecka strefa krystaliczna; Paech 1977b). Ruchom orogenicznym odpowiada sedimentacja wczesnej molasy w depresji Świebodzic. Wśród otoczków skał głównie epimetamorficznych pojawiają się po raz pierwszy otoczki gnejsów sowiogórskich dokumentując moment dostania się mikrokontynentu Gór Sowich w strefę konwergencji płyt. W Sudetach Wschodnich odbywa się sedimentacja fliszowych warstw andelohorskich z transportem osadów ku SE, a więc na zewnątrz orogenu.

Przedstawiona sytuacja wskazuje na wyraźne podniesienie geoizoterm w strefie Sudetów w okresie dewon środkowy — dewon górny i związane z tym zjawiska metamorficzne i deformacje. Zaczyna się w tym czasie zaznaczać wyraźny, linijsie wyciągnięty front metamorficzno-deformacyjny wzdłuż północno-wschodniej i północnej krawędzi mikrokontynentu Masywu Czeskiego, z równoczesnym zbliżaniem się do siebie mas kontynentalnych Masywu Czeskiego i platformy wschodnioeuropejskiej.

#### FAZA ROZWOJU OROGENU TYPU KORDYLIEROWEGO (fig. 1 H)

Trwająca prawdopodobnie od dewonu hipotetyczna subdukcja płyty oceanicznej basenu sedimentacyjnego Waryscydów Polski zachodząca ku południowi pod Masyw Czeski stała się w dolnym karbonie źródłem intensywnych procesów termicznych, które doprowadziły do utworzenia jądra orogenicznego biegnącego łukiem otaczającym od północy Masyw Czeski w rejonie strefy sakso-turyngskiej i dzisiejszych Sudetów. Wypiętrzenia te stały się źródłem materiału klastycznego dla formacji fliszu waryscyjskiego i tzw. wczesnej molasy.

Waryscyjska formacja fliszowa powstaje w rynnowatych obniżeniach o silnej subsydencji, towarzyszących strefom wypiętrzonym. Na zewnątrz, w kierunku zbliżającej się platformy wschodnioeuropejskiej, przechodzi ona lateralnie w osady piaszczysto-ilaste, ilaste i krzemionkowe otwartego zbiornika morskiego, a dalej ku NE w węglanowe facje szelfu platformy. Formacja fliszowa powstaje w interwale 45 mln lat (Paech 1977a), między wizenem a namurem C, przy czym jej cechą charakterystyczną jest przesuwanie się z czasem sedimentacji na zewnątrz orogenu. Dominujący reżim sedimentacyjny w tym okresie to flisz turbidytowy oraz olistostromy. Kompleksy olistostromowe oraz płaszczowiny grawitacyjne zostały opisane w ostatnich latach w Harzu (Schwab 1977), Górach Kaczawskich (Haydukiewicz 1977) i Górach Bardzkich (Wajsprych 1978). Cechą charakterystyczną tych struktur jest ich powstanie przed fazą deformacji tektonicznych obejmujących uformowane już struktury grawitacyjne. Ześlizgi grawitacyjne zachodziły na odległość do 50 km od obszaru źródłowego (Schwab 1977) w ciągu 400 tys. do 2 mln lat. Wykazują one zróżnicowany stosunek wiekowy do fliszu autochtonicznego.

Równocześnie z powstaniem synorogenicznej formacji fliszowej trwała w depresjach śródgórskich sedimentacja molasy starszej (Lützner 1975). W depresji śródsudeckiej zachodzi osadzanie grubego kompleksu szarogłazowo-zlepieńcowego od górnego turneju aż po dolny perm bez wyraźniejszych niezgodności tektonicznych na granicy z karbonem górnym. Jednocześnie fałdowanie ram depresji jest uznawane za bretońskie lub sudeckie.

Przytoczone cechy sedimentacji synorogenicznej wskazują niewątpliwie na intensywne procesy deformacji zachodzące w dolnym karbonie. Fałdowania i metamorfizm w fazie sudeckiej na przełomie karbonu dolnego i górnego obejmują środkowoniemiecką strefę krystaliczną (Paech 1977b), strefę reńsko-hercyńską (Schwab 1977) oraz morawsko-śląską. Powizeńskie deformacje fałdowe opisywane są także z obszaru Gór Kaczawskich (Haydukiewicz 1977), Gór Bardzkich (Oberc 1972) i metamorfiku łądecko-śnieżnickiego (Dumicz 1976) oraz ze wschodniej części strefy sakso-turyngskiej (Paech 1977b). Dokumentowane są one przez wczesną molasę dolnego karbonu, która występuje na południe od Berlina, w rejonie Lipska oraz rowu reńskiego. Opisywany przebieg wydarzeń świadczy o istnieniu w ciągu karbonu dolnego linijskiej strefy procesów termicznych i deformacji tworzącej wewnętrzną część dzisiejszego orogenu waryscyjskiego. Linijski przebieg tej strefy i jej przestrzenny związek z Masywem Czeskim jest trudny do wyjaśnienia z punktu widzenia koncepcji



diapiryzmu płaszcza po odrzuceniu istnienia konwergencyjnej granicy płyt. Niewątpliwie jednak zjawisko tworzenia się diapirów płaszcza, znajdujących się w ścisłym związku genetycznym ze strefami subdukcji, odgrywało w procesie orogenezy waryscyjskiej wielką, a na niektórych obszarach wręcz decydującą rolę. Obszarem takim był Masyw Czeski, który w karbonie znajdował się w strefie oddziaływania diapiru wywołującego nasilenie procesów termicznych i magmowych w jego obrębie.

Dotychczas opisany system orogeniczny ma wiele cech orogenu typu kordylierowego (Dewey, Bird 1970) lub andyjskiego (Nicolas 1971) rozwiniętego z łuku wyspowego związanego przestrzennie z mikrokontynentami typu Masywu Czeskiego.

#### FAZA KOLIZJI

(fig. 1 I)

Ciągły proces zakładanej subdukcji musiał doprowadzić do znacznego zbliżenia mas kontynentalnych platformy wschodnioeuropejskiej i Masywu Czeskiego na co wyraźnie wskazują wyniki badań paleomagnetycznych. W górnym karbonie nastąpiła kolizja obu masywów, która od tego momentu decydowała o dalszym przebiegu tektogenezy.

Obserwacje obrazu paleogeograficznego górnego karbonu świadczą o kurczącym się zasięgu sedymentacji w Polsce Środkowej oraz o przejściu sedymentacji paralicznej w limniczną (westfal). Zbiorniki sedymentacyjne górnego westfalu są już prawdopodobnie wzajemnie izolowane. Obszar dzisiejszej Polski SW jest w tym okresie wypiętrzonym systemem fałdowym, w obrębie którego wiązki przedgórnokarbońskich struktur fałdowych układają się zgodnie z krawędziami sztywnych mas mikropłytowych tworzących masywy śródgórskie. Wzdłuż granic tych masywów obserwuje się wyciśnięte z podłoża masy ofiolitowe wyznaczające przebieg szwów między płytowych. W skali regionalnej kolizyjny szew między płytowy jest wyznaczany przez łukowy przebieg systemu fałdowego Waryscydy, jednakże dokładne umiejscowienie tej struktury jest trudne. Zgodnie z poglądami Deweya (1977) oraz Gibba i Thomasa (1977) szew kolizyjny może być także wyznaczany przez głębokie rozłamy sięgające aż do górnego płaszcza, przy braku innych cech rozpoznawczych dla tego typu struktur. Głębokie badania sejsmiczne (Pożaryski 1975) obszaru Polski wykazały istnienie kilku rozłamów wglębnych o kierunku NW—SE odpowiadających sudetkiemu uskokowi brzeżnemu, linii uskoków Odry środkowej i lineamentowi Łaby. Rozłamy te, przynajmniej na niektórych odcinkach, nawiązują prawdopodobnie do szwów między płytowych utworzonych w fazie kolizji.

W etapie kolizyjnym fałdowaniu uległa strefa subwaryscyjska zbudowana z serii miogeosynklinalnych i reprezentująca strefę eksternidów waryscyjskich, natomiast w obrębie internidów górotworu zachodziła intensywna działalność wulkaniczna i plutoniczna oraz sedymentacja molasowa w depresjach śródgórskich. Zjawiska te, typowe dla całego pasma Waryscydy Europy, są prawdopodobnie związane genetycznie z utworzeniem wielkiego diapiru płaszcza ponad strefami subdukcji, które w okresie kolizji i bezpośrednio po niej mogły ulec zdublowaniu. Dotychczasowa subdukcja w kierunku S uległa zahamowaniu wskutek kolizji mas kontynentalnych, natomiast na południowym skraju nowo utworzonego kontynentu epiwaryscyjskiego mogła się utworzyć nowa strefa subdukcji skierowanej ku północy, związana ze skracaniem oceanu Pratydy. Relaksacja naprężeń kompresyjnych, które osiągnęły swoje apogeum w fazie sudeckiej, wywołała podniesienie się ku górze rozgrzanego materiału płaszcza, który uformował diapir pod dzisiejszą strefę internidów górotworu. Diapir ten powodował rozciąganie skorupy, powstanie rowów i zagłębień grawitacyjnych oraz magmatyzm i metamorfizm.

W całej strefie internidów oraz w obrębie Masywu Czeskiego zachodzi w górnym karbonie intensywny plutonizm granitoidowy, przeważają tu granitoidy palingenetyczne, intruzyjne, o zróżnicowanym chemizmie. W procesie intrudowania mas granitoidowych są wykorzystywane kierunki nieciągłości tektonicznych powstałe w okresie głównej tektogenezy waryscyjskiej. Plutonizm granitoidowy łączy się z metamorfizmem regionalnym, wysokotemperaturowym typu Abukuma, oraz z metamorfizmem kontaktowym. W wielu strefach Sudetów oraz w Masywie Czeskim obserwuje się nakładanie paragenez metamorfizmu typu Abukuma na metamorfizm średnio-ciśnieniowy typu Barrow (Vejnar 1971). Równocześnie w tektonicznych obniżeniach odbywa się sedymentacja molasy oraz przejawy wulkanizmu szeregu alkaliczno-wapiennego w postaci silli, dajek i intruzji hipabizalnych o składzie bazaltów, dellenitów, riodycytów i riolitów alkalicznych.

Przejawy wulkanizmu górnokarbońskiego znane są także z Wyżyny Krakowsko-Śląskiej, są one związane z fałdowaniem krakowskiego łuku Waryscydy otaczającego od N i E Zagłębie Górnośląskie.

#### FAZA KONSOLIDACJI OROGENU

(fig. 1 J)

W karbonie górnym w wyniku kolizji i orogenezy ukształtowała się młoda epiwaryscyjska platforma środkowoeuropejska i zakończyły się procesy górotwórcze typu fałdowego. Trwa jednak nadal blokowa

aktywność tektoniczna orogenu waryscyjskiego objawiająca się utworzeniem reliefu „basenów i grzbieców” z sedymentacją terrygeniczną, molasową i równoczesnym silnym wulkanizmem bimodalnym (Lorenz, Nichols 1976). Wulkanizm ten, reprezentowany przez cykliczne wylewy riolitów i bazaltów, jest związany przestrzennie z liniowymi strefami rozłamowymi (Lützner 1975) i koncentruje się na obszarze basenu północnoczeskiego, monokliny przedsudeckiej, Saksonii oraz w północnej części NRD. Koncentracja wylewów w tym ostatnim rejonie sugeruje istnienie tu w dolnym permie strefy anomalii termicznych, odpowiadającej prawdopodobnie diapirowi płaszczą związanemu genetycznie ze strefą subdukcji na południowej krawędzi platformy epiwaryscyjskiej.

Rozkład facji osadów czerwonego spągowca wskazuje na dominujący wpływ wypiętrzonych ram zbiornika, wzdłuż których powstały osady zlepieńcowo-piaszczyste i piedmontowe. Pozostała część basenu była wypełniona piaskowcami i mułowcami osadzonymi w warunkach kontynentalnych.

#### FAZA ENSIALICZNEGO BASENU MARGINALNEGO (fig. 1 K)

Procesy zachodzące w permie w obrębie platformy epiwaryscyjskiej były prawdopodobnie pod wpływem hipotetycznej subdukcji i spreadingu w obrębie basenu

Pratetydy, który w okresie perm—trias ulegał skracaniu wskutek subdukcji zachodzącej ku północy pod kontynent środkowoeuropejski (Zonenszain *et al.* 1976). W tej sytuacji obszar leżący poza strefą internidów waryscyjskich znajdował się w rejonie oddziaływania spreadingu pozałukowego i odpowiadał współczesnym basenom marginalnym (Karig 1971).

Nie ma jednak dotychczas dowodów na tworzenie się tu w permie nowej skorupy typu oceanicznego. Inne cechy środkowoeuropejskiego basenu sedymentacyjnego permu wskazują na jego marginalny charakter. Szczególnie dotyczy to cechsztyńskiej transgresji morskiej o charakterze przekraczającym względem klasycznych utworów czerwonego spągowca, dominującej w cechszynie facji salinarnej typowej dla protoceanu oraz okruszczenia metalicznego osadów ilasto-wapnistych południowej flanki basenu. Mineralizacja, nawiązująca genetycznie do metalonośnych roztworów dennych w strefach ryftowych, może być również związana genetycznie z głębokimi procesami termicznymi w obszarze pozałukowym.

Prawdopodobnie dalsza ewolucja tego obszaru została wstrzymana w stadium początkowym wskutek zaniku subdukcji na południowym skraju kontynentu środkowoeuropejskiego.

### MEZOZOICZNO-KENOZOICZNA EWOLUCJA ALPIDÓW EUROPY I JEJ GEODYNAMICZNY WPŁYW NA EPIWARYSCYJSKĄ PLATFORMĘ EUROPY ŚRODKOWEJ W ŚWIETLE TEKTONIKI PŁYT

#### FAZA STABILNEJ PLATFORMY EPIWARYSCYJSKIEJ

Po zakończeniu cechsztyńskiego etapu ensialicznego basenu marginalnego w całej Europie Środkowej stabilizują się warunki statycznej platformy epiwaryscyjskiej będącej w dolnym triasie obszarem sedymentacji kontynentalnej w warunkach klimatu suchego pustynnego, a w triasie środkowym — obszarem transgresji morza epikontynentalnego (wapienie rafowe). W tym okresie panuje sedymentacja szelfowa lub płytkoneretyczna na skorupie kontynentalnej.

Ten sam typ sedymentacji dominuje także na obszarze Tetydy, gdzie istnieje w tym okresie ensialiczna platforma węglanowa (Alpy, Tatry) powstała w warunkach płytkowodnych. W południowych Alpach stwierdzono w środkowym triasie występowanie zjawisk wulkanicznych związanych z tworzeniem się grawitacyjnych rowów tektonicznych. Zjawisko to stanowi pierwszy zwiastun procesów rozpadu platformy waryscyjskiej w tym rejonie. W tym samym

czasie (faza montenegryjska) następuje wypiętrzenie i koniec sedymentacji w depresjach tektonicznych Masywu Czeskiego. Natomiast w obszarze platformowym Niemiec Środkowych i Polski poza transgresją retu nie obserwuje się zjawisk endogenicznych.

#### FAZA ROZPADU PLATFORMY EPIWARYSCYJSKIEJ I ZAŁOŻENIA GEOSYNKLINY ALPEJSKIEJ

W górnym triasie na obszarze Tetydy pojawiają się wylewy bazaltowe (Dewey *et al.* 1973) związane z początkiem rozpadu platformy epiwaryscyjskiej. Rozpad ten został zapoczątkowany w rejonie dzisiejszego Atlantyku Środkowego, między Hiszpanią a Florydą, oraz w obrębie Tetydy.

Procesy endogeniczne wywołujące spreading i rozsuwanie się fragmentów platform sialicznych powodowały deformacje starokimeryjskie, stwierdzone w Polsce niżowej, oraz regresję w kajprze.

Określony przez Deweya *et al.* (1973) początek lewostronnej rotacji płyty Afryki względem makro-

plyty Eurazji przypadający na górny trias wywołał powstanie składowej kompresyjnej skierowanej na SE, która miała prawdopodobnie decydujące znaczenie w procesie powstawania starokimeryjskich grawitacyjnych struktur rowowych o kierunku NW—SE do NNW—SSE (Pożaryski 1964).

Jura dolna jest okresem generalnego pogłębienia sedymentacji w obrębie Tetydy, chociaż — jak to podkreśla Trümpy (1975) — sedymentacja bardziej głębokomorska zachodzi jedynie w ograniczonych powierzchniowo basenach ensialicznych w obrębie płytkowodnej platformy Tetydy (Alpy Austriackie). Zgodnie z rekonstrukcjami Deweya *et al.* (1973) w liasie zachodzi ostateczny rozpad platform miogeosynkinalnych Tetydy i powstanie przesmyków o skorupie oceanicznej lub paraoceanicznej. W okresie tym uzyskuje pewną samodzielność strukturalną kilka mikroplyt, które w ciągu dalszej ewolucji obszaru Tetydy wywierają wielki wpływ na przebieg procesów sedymentacji i tektogenezy.

W obszarach paraoceanicznych pojawiają się facje abisalne typu czertów, lutyków, radiolarytów i osadów manganowych, czasem związane przestrzennie z kompleksami ofiolitowymi. Wielu jednak badaczy Alp podkreśla, iż w triasie i dolnej jurze istnienie w Alpach spreadingu determinującego rozwój późniejszego paraoceanu jest trudne do udowodnienia.

W obrębie Karpat mamy w tym okresie do czynienia zarówno z zespołem facjalnym typu szelfowego, związanym z krawędzią mikroplyty o charakterze atlantyckim, jak i z głębokomorskim zespołem facjalnym serii regłowej facji morza otwartego. Trudne do rozstrzygnięcia jest zagadnienie charakteru podłoża tego zbiornika, ponieważ brak konkretnych dowodów na jego oceaniczny charakter (brak ofiolitów).

Na obszarze Niżu Polskiego, po luce sedymentacyjnej związanej z ruchami starokimeryjskimi, panują facje kontynentalne z ingresjami morskimi. W liasie zostaje założona bruzda polsko-duńska, o charakterze zagłębienia perykratonicznego, która od tego momentu staje się wydłużoną w kierunku NW—SE rynną. W rynnę tworzą się większe niż w obszarach sąsiednich miąższości utworów poszczególnych pięter (parageosynklina wg Pożaryskiego 1964). Okres rozwoju tej struktury kończy się w górnej kredzie, w wyniku kompresji laramijskiej następuje przekształcenie tej strefy w plakantyklinorium o osi NW—SE. Pewne cechy omawianej struktury, a mianowicie jej dzisiejsza pozycja względem łuku fałdowego Karpat, odrębność struktury skorupy ziemskiej (Guterch *et al.* 1975) i duże miąższości osadów, przemawiają za tym, że jest to aulakogen związany genetycznie z fazą rozpadu platformy epiwaryscyjskiej i założeniem geosynkliny alpejsko-karpackiej.

#### FAZA DALSZEGO ROZWOJU GEOSYNKLINY ALPEJSKIEJ W WARUNKACH DOMINUJĄCEJ TENSJI REGIONALNEJ

Jura środkowa to okres dalszego rozsuwania się Atlantyku z gwałtownym przyspieszeniem procesu spreadingu w batonie i zachodzącą prawie równocześnie lub z niewielkim opóźnieniem (kelowej) transgresją morską na obszarze Alpidów i na platformie.

W obrębie Tetydy następuje dalsze wyodrębnienie się mikroplyt (apulijska, mesety marokańskiej i in.). Zmiany paleogeograficzne w geosynklinie alpejskiej są dotychczas słabo poznane, choć obejmują niewątpliwie takie zjawiska, jak ruchy dyslokacyjne oraz tworzenie się systemów niewulkanicznych łuków wyspowych (kordylier) dostarczających materiału klastycznego do basenów sedymentacyjnych, w których panują warunki typowo oceaniczne. Powstanie warunków głębokomorskich było związane niewątpliwie ze zmniejszeniem grubości skorupy kontynentalnej lub nawet wytworzeniem skorupy typu oceanicznego w drodze bądź spreadingu pozałukowego (Dennis 1976), bądź procesu oceanizacji (Trümpy 1975; Laubscher 1971).

Przejawy aktywności płyt w jurze środkowej są w Alpach i Karpatach raczej słabe. W Tatrydach wpływ ruchów endogenicznych o charakterze pionowym zaznaczył się na przełomie triasu i jury, w jurze dolnej oraz na początku doggeru (hiatus w serii wierchowej; Malkowski 1971).

W jurze górnej następuje — zgodnie z rekonstrukcjami Deweya *et al.* (1973) — zmiana planu strukturalnego w obrębie pasa alpejskiego. Płyta afrykańska rotuje względem Europy platformowej w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Rotacja ta wynika z kolejnego etapu spreadingu w Atlantyku i wywołuje w Europie platformowej składową kompresyjną o kierunku NE—SW powodującą ruchy młodokimeryjskie (135 mln lat). Jednocześnie w wielu częściach systemu Alpidów w jurze pojawiają się kompleksy ofiolitowe (strefa Wardaru, Basen Banoński, Apeniny, Alpy, Anatolia) z pokrywami wapieni pelagicznych. Dewey *et al.* (1973) rekonstruuje na tej podstawie szereg stref spreadingu rozdzielanych przez uskoki transformujące, głównie równoleżnikowe, oraz dyslokacje sinistralne kompensujące rotację płyty Afryki. I tak np. w rejonie Karpat dominuje w jurze górnej rozsuwanie się dna geosynkliny wzdłuż południkowej osi spreadingu i związana z nim składowa kompresyjna NE—SW do NEE—SSW w przyległej platformie epiwaryscyjskiej.

Sedymentacja jury na obszarach platformowych jest związana z wielką transgresją w doggerze, osią-

gającą swe maksimum w keloweju; przeważają wtedy facje piaszczysto-ilaste. W malmie następuje zmiana facji na węglanowe osady epikontynentalne, szelfowe i nerytyczne, przy czym maksymalne miąższości utrzymują się nadal w bruździe polsko-duńskiej.

Regresja w portlandzie i zmiana środowiska na lagunowe (purbeck) jest związana z założeniem antyklinorium środkowopolskiego w wyniku ruchów fazy młodokimeryjskiej (uskoki inwersyjne, wygięcia wielkopromienne o przebiegu NW—SE). Regresja następuje jednocześnie na całym obszarze platformy środkowoeuropejskiej. W jurze zaznacza się jednak wyraźnie odrębność ewolucyjna Masywu Czeskiego w stosunku do reszty platformy epiwarwaryjskiej. Masyw ten pozostaje obszarem wypiętrzoną przez lias i prawie cały dogger. W keloweju (I faza ruchów młodokimeryjskich) w północnej części Masywu zachodzi subsydencja i sedymentacja epikontynentalna, która kończy się w portlandzie wypiętrzeniem całego masywu *en bloc*. W tym czasie w Karpatach zostaje założony basen fliszowy.

W kredzie dolnej w strefie Atlantyku pas ryftowy sięga coraz dalej ku północy, następuje oddzielenie płyty iberyjskiej od Ameryki Północnej. W płytach kontynentalnych przyległych do aktywnie rozrastającego się protoceanu kompresja wywołana przez spreading objawia się powstaniem płytkich depresji uskokowych z osadami wealdu oraz uskoków równoległych do stref ryftowych. W Alpach, Apeninach i Basenie Panońskim powstają nadal kompleksy ofiolitowe (bazały poduszkowe, diabazy, perydotyty, spility, radiolaryty) świadczące o powstawaniu nowej skorupy oceanicznej. Proces ten nie musi jednak odpowiadać współczesnym grzbietom oceanicznym, jak to przyjmują Dewey *et al.* (1973), ale w ograniczonej skali może zachodzić także pod dnem basenów marginalnych (back-arc) lub międzyłukowych (Karig 1971; Trümpy 1975; Dennis 1976). W apcie, w kolejnym etapie przyspieszenia spreadingu w Atlantyku, nastąpiła powszechna transgresja na obszarze platformowym Europy nie obejmująca wszakże Masywu Czeskiego i tzw. tarczy reńskiej, które stanowią w tym czasie ląd. Transgresje na obszary kontynentalne są związane ze zjawiskiem powiększania objętości grzbietów śródoceanicznych w etapach przyspieszenia spreadingu i rzeczywiście oba te zjawiska wykazują dobrą korelację wiekową (Dewey *et al.* 1973).

#### FAZA TEKTOGENEZY W WARUNKACH KOMPRESJI REGIONALNEJ

Przełom kredy dolnej i górnej jest okresem zmiany warunków geodynamicznych w obrębie Alpidów. Po lokalnych zakłóceniach tektonicznych, które stwier-

dza się w dolnej kredzie Alp Wschodnich i Karpat, po apcie następują silne deformacje fałdowe typu płaszczowinowego w Alpach i Karpatach (faza staroaustryjska, subhercyńska). Deformacje te, łączące się w Alpach z metamorfizmem wysokociśnieniowym (Penninikum), prowadzące do utworzenia nasunięć płaszczowinowych o wergencji północnej, zdają się wskazywać na proces subdukcji zachodzącej wzdłuż frontu równoleżnikowego w kierunku południowym. Procesy tektoniczno-termalne górnej kredy są czasem opisywane jako wynik kolizji typu ocean—łuk wyspowy, jednak — jak podkreśla Trümpy (1975) — niewiele wiemy o istnieniu takiego łuku wyspowego w dolnej kredzie. Nieznana pozostaje także szerokość paraoceanicznego basenu Piemontu, który ulegał skracaniu w wyniku subdukcji. Wulkanizm andezytowy, który powinien występować w strefie subdukcji, jest stwierdzany jedynie w postaci materiału detrytycznego w osadach fliszowych kredy (Alpy Wschodnie, Karpaty). Ruchy tektoniczne górnej kredy doprowadziły niewątpliwie do skrócenia paraoceanicznych części geosynkliny, powstania orogenicznych wypiętrzeń w wewnętrznych partiach systemu fałdowego Alpidów oraz przesunięcia sedymentacji ku północy w stronę basenów fliszowych. Z punktu widzenia generalnej struktury systemu w okresie górnej kredy trwa rozwieranie się Atlantyku (pełne rozwarcie w turonie — faza subhercyńska) i związana z tym lewostronna rotacja Afryki. W interwale 80—63 mln lat (koniak—dan), trwa w Europie kompresja południkowa (Dewey *et al.* 1973), natomiast w danie zanika składowa kompresyjna i panuje ruch względny o składowej W—E przy dominacji pasywnych krawędzi płyt.

W obrębie platformy Niżu Polskiego, po zakończeniu niezbyt intensywnej sedymentacji lądowej i morskiej w kredzie dolnej, następuje w albie środkowym wielka transgresja rozpoczynająca okres talasokratyczny. W albie i cenomanie dominują facje piaszczyste z fosforytami, natomiast od turonu ustala się płytkowodna sedymentacja wapienna. Maksymalna subsydencja dotyczy w tym okresie niecek towarzyszących antyklinorium środkowopolskiemu. Ruchy pionowe w jego obrębie stwierdza się w fazie subhercyńskiej (po turonie), natomiast w fazie laramijskiej (mastrycht—dan) w okresie panowania kompresji NE—SW nastąpiło ostateczne uformowanie antyklinorium, powstały w tym czasie płaskie fałdy poprzecznie zundulowane o osiach NW—SE.

Ewolucja Masywu Czeskiego w kredzie ma prawdopodobnie ścisły związek z wydarzeniami w geosynklinie karpackiej. Na przełomie albu i cenomanu nastąpiła transgresja morska w północnej części Masywu wykorzystująca obniżenia typu rowów gra-

witacyjnych o osiach NW—SE (północnoczeski basen kredowy, synklinorium północnosudeckie i śródsudeckie) genetycznie związane z kopułowymi wypiętrzeniami podłoża krystalicznego. Ułożenie dłuższych osi rowów prostopadle do frontu fałdowego Karpat sugeruje ich związek genetyczny z kompresjami wywieranymi na przedpolu przez procesy tektonogeniczne w obrębie geosynkliny. Przed koniakim nastąpiła maksymalna subsydencja w basenie północnoczeskim i dalsza transgresja związana z nasuwaniem się płaszczowin w Alpach Wschodnich i Karpat Zachodnich. Koniec sedymentacji i wypiętrzenie Masywu zachodzi w santonie w wyniku ruchów subhercyńskich (faza ilsederska), natomiast w czasie kompresji laramijskiej (naciski NE—SW) następuje przekształcenie niektórych rowów w struktury kompresyjne (B. Don, J. Don 1960). Kompresja panująca w kredzie górnej utrudniała prawdopodobnie działalność wulkaniczną. W Basenie Panońskim obserwuje się w tym czasie zanik magmatyzmu, natomiast na platformie epiwaryscyjskiej Europy Środkowej najstarsze nieliczne erupcje bazaltowe są datowane na 93 mln lat (Illies 1974) lub górną kredę (Birkenmajer *et al.* 1977).

W trzeciorzędzie zachodzą główne procesy orogeniczne w obrębie Alpidów, następuje ostateczne ukształtowanie struktury orogenu, a wpływ procesów tektonicznych na platformowe przedpolie objawia się poprzez rozwój wulkanizmu, tafrogenezę i epirogenezę sensu lato.

W Alpidach w okresie 53—9 mln lat przeważa stress kompresyjny rotujący od W—E do NE—SW i NW—SE w ostatniej fazie. Rotacja ta, związana z dalszym rozszerzaniem się Atlantyku i lewostronną rotacją Afryki, obejmuje szereg mikro płyt w obrębie systemu alpejskiego. Dane paleomagnetyczne wskazują na rotację płyty iberyjskiej, bloku Sardynii—Korsyki oraz Półwyspu Apenińskiego o kąt od 45° do 55° w paleogenie i miocenie. W trzeciorzędzie w pasie orogenicznym Alpidów dominują zjawiska konwergencji związanej z subdukcją, która miała zachodzić w interwale 100—45 mln lat (Dietrich, Franz 1976) lub 125—90 mln lat (Hawkesworth *et al.* 1974) w kierunku południowym (Dal Piaz *et al.* 1972; Dietrich, Franz 1976; Ernst 1973; Gansser 1973 i inni), doprowadzając ostatecznie do kolizji mas kontynentalnych i częściowej subdukcji wewnątrzskorupowej w fazie pireńskiej (eocen—oligocen).

Procesy fałdowe zachodzące w Alpach w eocenie i na przełomie eocenu i oligocenu wywołały przesunięcie się sedymentacji ku N i S (baseny fliszowe). Flisz podalpejski uległ z kolei fałdowaniu; na przełomie oligocenu i miocenu (25 mln lat) powstały płaszczowiny fliszowe. Dalsza konwergencja w strefie

Alpidów przy generalnej kompresji południkowej objawia się deformacjami fałdowymi w miocenie dolnym, miocenie górnym (faza młodostyryjska) oraz ruchami epirogenicznymi na przełomie tortonu i sarmatu (faza mołdawska) i w sarmacie. W Karpatach ciągle sedymentacja fliszowa trwała aż do górnego oligocenu, na przebieg sedymentacji duży wpływ wywierały niewulkaniczne łańcuchy wyspowe typu kordylier. W wyniku ruchów sawskich (górnym oligocen—dolnym miocen) powstały płaszczowinowe nasunięcia o wergencji północnej; dalsze słabsze ruchy fałdowe następowały po dolnym miocenie, przed górnym tortonem (nasunięcie fliszu na molasę) oraz po górnym tortonie. W sarmacie zaszło wypiętrzenie całego orogenu *en bloc* z pchnięciem ku N, dalsze fazy wypiętrzeń epirogenicznych stwierdzono w pliocenie dolnym i środkowym. Zjawiskiem związanym genetycznie z orogenezą w Karpatach było utworzenie w oligocenie (?) rowu przedgórskiego, w którym uskoki o kierunku NW—SE i NE—SW wpływały na sedymentację molasową w interwale helwet—sarmat.

Zasadnicze znaczenie dla rozpatrywanego problemu związków orogenezy alpejskiej z ewolucją platformy epiwaryscyjskiej ma charakter orogenezy, jej związek z procesami wgłębnyymi oraz polarność przyjmowanej subdukcji. Poglądy na ten temat są wśród badaczy Alp nader zróżnicowane (*vide* Schmidt 1975).

Większość autorów (Dal Piaz *et al.* 1972; Gansser 1973; Dietrich, Franz 1976 *et al.*) przyjmuje subdukcję płyty oceanicznej oceanu penińskiego ku południowi pod krawędź sialicznej płyty, SE alpejsko-adriatyckiej. Deformacje górnokredowe związane są bądź z samą subdukcją, bądź z tzw. wczesną kolizją płyt sialicznych (Frisch 1976). Autorzy popierający koncepcję wczesnej kolizji opierają się na pojawieniu się detrytusu ofiolitowego w utworach kredowych basenu Gosau, który to detrytus mógł pochodzić z wypiętrzonych stref obdukcji płyty oceanicznej na kontynentalną. Deformacje paleogeńskie zachodzące w eocenie i na granicy eocen/oligocen są uznawane za wynik kolizji będącej następstwem subdukcji. W wyniku kolizji nastąpiło podsuniecie się mas sialicznych płyty euroazjatyckiej pod krawędź kontynentalną płyty SE alpejsko-adriatyckiej, powstanie korzenia sialicznego i w następstwie izostatyczne wypiętrzenie orogenu. Kolizja doprowadziła do nasunięcia na siebie mas skalnych, zniszczenia śladów wulkanizmu andezytowego oraz powstania wewnątrzskorupowych powierzchni odkłuc, wzdłuż których poszczególne płyty (flakes) ulegały wzajemnemu nasuwaniu zgodnie z modelem „flakes tectonics” Oxburgha (1972). Obserwowane dziś relikty subdukcji są zjawiskami wyłącznie wewnątrzkontynentalnymi (skorupowymi) zgodnie z definicją Amstütza (1951). Dietrich, Franz (1976)

	Wiek	Fazy tektoniczne	Ogólne procesy geologiczne w obrębie Alpidów Europy – interpretacja tektoniczno-ptytowa	Ogólne procesy geologiczne w obrębie Europy płyt – formowej	Alpy Wschodnie	Obszar reński	Karpaty Zachodnie	Masyw Czeski	Polska platformowa	Basen Panoński
PLIOCEN		walachijska	dekstralne przesunięcie Afryki względem Eurazji	kompresja NW–SE w Europie platformowej				▲▲▲▲▲		▲▲▲▲
		rodańska						▲▲▲▲▲		▲▲▲▲
		attycka						▲▲▲▲▲		▲▲▲▲
MIOCEN	sarmat	mołdawska	ruch konwergencyjny Afryki i Eurazji z sinistralną rotacją Afryki	okres spokoju tektonicznego				▲▲▲▲▲		▲▲▲▲▲
	torton	przedfaza attycka						▲▲▲▲▲		▲▲▲▲▲
	helwet	miłodostryjska	rotacje mikroptyt					▲▲▲▲▲		▲▲▲▲▲
	burdygali	starostryjska	(iberyjska, Sardynii – Korsyki, włoska)					▲▲▲▲▲		▲▲▲▲▲
	akwitani	mitodosawska						▲▲▲▲▲		▲▲▲▲▲
OLIGOCEN		sawska	kolizje mikroptyt				▲▲▲▲▲		▲▲▲▲▲	
	szat							R		
	rupel	helwecka						▲▲▲▲▲		
	latorf								Tr	
EOCEN	górnym	pirenejska	główna kolizja alpejska						Tr	
	środkowym		silna konwergencja w strefie Alpidów; rotacja płyty włoskiej							
	dolnym			panowanie kompresji o kierunku NNE do NE						
KREDA	dan	laramijska	przewaga pasywnych krawędzi płyt	zanik południkowej kompresji					R R	
	senon	subhercyńska	sinistralna rotacja Afryki	kompresja						
	turon		całkowite otwarcie Atlantyku	w kierunku					Tr	
	cenoman			N – S					Tr Tr Tr	
	alb	austryjska	początek subdukcji w Alpach	wielka transgresja morska początek okresu talassokratycznego					Tr Tr Tr	
	apt			okres lądowy						
	barrem	australpejska	przyspieszenie spreadingu w Atlantyku	okres lądowy						
hoteryw			okres lądowy							
walanżyn			dalszy ryfting w Atlantyku, otwarcie części środkowej Atlantyku	okres lądowy					R R R	
infrałajczyń				okres lądowy						
JURA	malm	miłokimeryjska	sinistralna rotacja Afryki, dalsze tworzenie się skorupy oceanicznej i suboceanicznej	kompresja w kierunku NE–SW					Tr Tr	
	dogger		ryfting w Atlantyku, słaba aktywność na krawędziach płyt, zróżnicowanie geosynkliny na strefy głębsze i płytsze	maksymalny zasięg transgresji					Tr Tr	
	lias	mezokimeryjska	rozpad platformy kontynentalnej w wyniku spreadingu, pierwsze rozwaranie Atlantyku między Florydą a Hiszpanią; powstawanie skorupy oceanicznej i suboceanicznej (ofiolity)	transgresja					Tr Tr	
TRIAS	retyk	starokimeryjska	początek sinistralnej rotacji Afryki	kompresja w kierunku SE					Tr Tr	
	kajper									
	wapień muszlowy									
	piaskowice									
	pstry		epiwarycyjska platforma – sedimentacja lądowa i epikontynentalna na podłożu sialicznym							

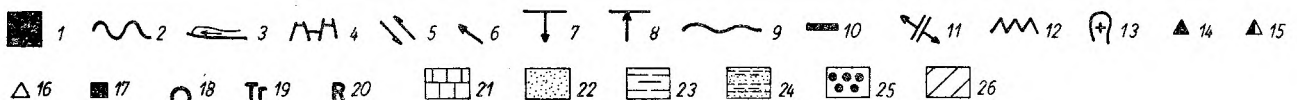


Tabela 1

Tabela korelacyjna zasadniczych procesów geologicznych w obrębie Alpidów Europy oraz ich platformowego przedpola na tle tektoniczno-ptytowej interpretacji wydarzeń

1 – główne etapy spreadingu dna Atlantyku; 2 – fałdowania; 3 – nasunięcia piaszczowinowe; 4 – deformacje blokowe, grawitacyjne; 5 – przesunięcia listwowe; 6 – kierunki kompresji w cokole platformowym (azymutalne); 7 – ogólna subsydenca; 8 – wypiętrzenia epeirogeniczne; 9 – deformacje wielkopromienne na obszarze platformowym; 10 – przerwy w sedimentacji, niezgodności; 11 – rozpad platformy w rezultacie spreadingu skorupy kontynentalnej; 12 – metamorfizm; 13 – intruzje granitoidów; 14 – bazalty alkaliczne; 15 – andezyty; 16 – ryolity; 17 – kompleksy ofiolitowe; 18 – łuki niewulkaniczne; 19 – transgresje; 20 – regresje; 21 – sedimentacja epikontynentalna; 22 – sedimentacja kontynentalna; 23 – sedimentacja głębokomorska, pelagiczna; 24 – flisz; 25 – molasa; 26 – przerwy w sedimentacji, okresy erozji i denudacji

Uwaga: Jura w Karpatach Zachodnich została przedstawiona osobno dla serii reglowej (a) i wierchowej (b)



	Age	Tectonic phases	General geologic processes within European Alpides — plate tectonic interpretation	General geologic processes within platform Europe	Eastern Alps	Upper Rhine Graben area	Western Carpathians	Bohemian Massif	Epi-Variscan platform of Poland	Pannonian Basin
<b>PLOCENE</b>		Walachian	Dextral displacement of Africa relative to Eurasia	NW-SE compression in platform Europe						
		Rhodanian								
<b>MIOCENE</b>	Sarmatian	Moldavian	convergent movement of Africa and Eurasia with sinistral rotation of Africa	tectonically quiet period						
	Tortonian	Attican pre-phase								
	Helvetian	Late Styrian								
	Burdigalian	Early Styrian								
<b>OLIGOCENE</b>	Aquitanian	Late Savian	collisions of microplates	dominance of NNE-SSW to NE-SW directed compression						
	Chattian	Savian								
<b>EOCENE</b>	Rupelian	Helvetian	Main alpine collision	dominance of NNE-SSW to NE-SW directed compression						
	Lattorfian	Pyrenean								
	Upper									
<b>EOCENE</b>	Middle		strong convergence in the Alpides; rotation of Italian plate	dominance of NNE-SSW to NE-SW directed compression						
	Lower									
<b>CREATECEOUS</b>	Danian	Laramian	dominance of passive edges of plates	cessation of meridional compression N-S						
	Senonian		sinistral rotation of Africa	directed						
	Turonian	Subhercynian	complete opening of Atlantic ocean	compression						
	Cenomanian		beginning of subduction in the Alps; acceleration of spreading in the Atlantic	great marine transgression beginning of talassocratic period						
	Albian	Austrian								
	Aptian		terrestrial conditions period	common regression						
	Barremian	Austro-Alpine								
	Hauterivian		terrestrial conditions period	common regression						
Valanginian		terrestrial conditions period	common regression							
Infravalangian		further rifting in Atlantic, opening of its middle part	common regression							
<b>JURASSIC</b>	Malm	Neokimmerian	sinistral rotation of Africa; further creation of oceanic and suboceanic crust	NE-SW directed compression						
	Dogger		rifting in Atlantic, weak activity at plate edges; geosyncline differentiated with deeper and shallower parts	maximum range of transgression						
	Lias	Mesokimmerian	breaking up of continental platform due to spreading, first disruption of Atlantic; creation of oceanic and suboceanic crust (ophiolites)	transgression						
<b>TRIASSIC</b>	Rhaetian	Eokimmerian	beginning of sinistral rotation of Africa	NW-SE directed compression						
	Keuper		epi-Variscan platform - terrestrial and epicontinental sedimentation upon sialic basement							
	Muschelkalk									
	Bunter sand stones		epi-Variscan platform - terrestrial and epicontinental sedimentation upon sialic basement							

Table 1

Correlation of principal geologic processes within European Alpides and their platform foreland against plate tectonic interpretation

1 - main stages of Atlantic sea floor spreading; 2 - foldings; 3 - nappe overthrust; 4 - block, gravitational deformations; 5 - strike-slip displacements; 6 - directions of compression in platform socle (azimuths); 7 - general subsidence; 8 - epeirogenic uplifts; 9 - broad wave deformations in platform area; 10 - breaks in sedimentation; 11 - platform breaking up due to continental crust spreading; 12 - metamorphism; 13 - granitoid intrusions; 14 - alcaic basalts; 15 - andesites; 16 - rhyolites; 17 - ophiolitic complexes; 18 - nonvolcanic arcs; 19 - transgressions; 20 - regressions; 21 - epicontinental sedimentation; 22 - continental sedimentation; 23 - deep-marine, pelagic sedimentation; 24 - flysch; 25 - molasse; 26 - breaks in sedimentation, periods of erosion and denudation

Note: Jurassic series of Western Carpathians Mts are shown separately for "reglowa" (a) and "wierchowa" (b) zones



przyjmują dodatkowo tzw. późną fazę subdukcji w oligocenie i miocenie, w czasie której nastąpiła dodatkowa deformacja płaszczowinowa w Alpidach oraz w molasowym rowie subalpejskim.

Nieliczni badacze przyjmują subdukcję ku północy, tzn. na zewnątrz łuku alpejskiego (Oxburgh 1972; Rod 1977; Książkiewicz 1977). Jeszcze inni nie negując całkowicie koncepcji tektoniki płyt, podkreślają trudności zastosowania jej w Alpidach Europy (Trümpy 1975; Laubscher 1971; Schmidt 1975; Wunderlich 1973) i przyjmują, obok subdukcji, proces oceanizacji (Laubscher 1971) oraz istnienie kopułowatych wypiętrzeń termicznych związanych z diapirami płaszcza i wtórną względem nich tektonikę grawitacyjną (Frisch 1976).

Przedstawione pokrótce procesy geodynamiczne w obrębie Alpidów wywarły znaczny wpływ na pobliską platformę Europy Środkowej oraz na strefy mikrokontynentów w obrębie orogenu. Korelację wiekową tych zjawisk umożliwia tabela 1. Jak z niej wynika, procesy tektoniczne i magmowe w obrębie Masywu Czeskiego wykazują dobrą korelację wiekową ze zjawiskami endogenicznymi w obrębie tektonu karpackiego, natomiast procesy geologiczne w obszarze reńskim są ściśle związane czasowo z etapami deformacji w Alpach. Między innymi rów tektoniczny górnego Renu wykazuje maksymalną subsydencję w okresie głównej kolizji alpejskiej (eocen—oligocen). Okresowi temu odpowiadają też silne wylewy bazaltowe w tym rejonie i uskokowanie. Natomiast na obszarze Niżu Polskiego fazie pirenejskiej odpowiada silna transgresja dolnego oligocenu pokrywająca prawie cały obszar Polski. Początek blokowego rozpadu Masywu Czeskiego i powstanie zapadlisk Czech N i S datowane jest na środkowy/ górny oligocen (Malkovski 1971). Na przełomie oligocenu i miocenu (faza sawska) dochodzi do intensywnego skręcania skorupy i powstania płaszczowin fliszowych o wergencji N w Karpatach (etap kolizji). Wywołana tym składowa kompresyjna oddziałuje na Masyw Czeski od SE ku NW, a na platformę epiwarwaryjską Polski Środkowej w kierunku zbliżonym do południowego. W Masywie Czeskim okresowi temu odpowiada odnowienie ruchów blokowych, wypiętrzenie masywu *en bloc* i ruchy dyferencjalne w jego obrębie. Na Łużycach pojawiają się wylewy bazaltów, natomiast w obrębie platformy epiwarwaryjskiej Polski dochodzi do uformowania wału metakarpackiego i regresji morza oligoceńskiego. Wał metakarpacki, oddzielający odtąd od siebie zbiorniki sedymentacyjne Polski NW i SE, powstał w wyniku wielkopromiennego wygięcia skorupy będącego prawdopodobnie reakcją na kolizję mas sialicznych w obszarze geosynkliny karpackiej. Powstanie tego wału o kierunku prost-

padłym do maksymalnej kompresji jest związane z wylewami bazaltów jedynie w jego południowo-zachodniej, przysudeckiej części. Świadczy to o tym, iż erupcje wulkaniczne związane były genetycznie nie tylko ze sprzyjającymi warunkami tektonicznymi (szczeliny równoległe do kierunku maksymalnej kompresji ac), lecz także z predyspozycjami wgłębny. Zjawiska wulkaniczne i tektoniczne na obszarze platformowego przedpoła systemu Alpidów Europy są procesami wielofazowymi i wykazują dobrą korelację z poszczególnymi etapami ruchów tektonicznych w systemie orogenicznym (tab. 1).

Na Dolnym Śląsku wulkanizm górnego oligocenu został udokumentowany ostatnio przez Birkenmajera *et al.* (1977). Jako najstarszą wydzielił on tzw. fazę tektoniczną Odry (26—28 mln lat), w czasie której erupcje bazaltowe były związane z tensyjnymi szczelinami o kierunku NW—SE. Przebieg tych szczelin jest zgodny z przyjmowanym planem naprężeń w Masywie Czeskim, wynikającym z ewolucji tektonicznej Karpat Zachodnich. W tym samym czasie na obszarze reńskim panuje generalnie regionalna kompresja o kierunku NNE do NE (Illies 1974) będąca następstwem kolizji płyt w Alpach. Zanika ona na przełomie oligocenu i miocenu (Illies 1974, 1975). Rozpoczyna się okres spokoju tektonicznego trwający aż po pliocen dolny, objawiający się słabą subsydencją i mniejszymi miąższościami osadów przy równoczesnym bardzo intensywnym wulkanizmie.

Tworzenie się rowu dolnego Renu ograniczonego dyslokacjami o kierunku NW i N rozpoczyna się w dolnym miocenie. Procesowi temu towarzyszy silny wulkanizm w północnym łuku reńskim. Jednocześnie, na przełomie akwitany i burdygału w N części Masywu Czeskiego zachodzi I faza erupcji bazaltowych (Kopecky 1966) nieco spóźniona w stosunku do głównej fazy ruchów blokowych. Wylewy koncentrują się w strefie Krušne Hory—Ohre, o kierunku NE—SW, przechodzącej na teren Polski w rejonie strefy obniżenia Żytawa—Siekierczyn (Berezowscy 1968). Okresowi temu odpowiada kolejna faza tektoniczna Opola wydzielana przez Birkenmajera *et al.* (1977), w czasie której zachodzą głównie lewostronne przesunięcia wzdłuż kierunków NE—SW (25—21 mln lat). Ruchy te migrują z czasem ku SE w stronę krawędzi Karpat (Birkenmajer *et al.* 1977). Tego typu przesunięcia muszą być związane z naciskami w kierunku NE—SW i równocześnie odpowiadają one rotacji, której kierunek jest trudny do odczytania. Kompresja o takiej osi mogła wychodzić jedynie od strony Alp Wschodnich, na obszarze których ruchy fałdowe występowały nie tylko na przełomie oligocen—miocen, lecz także w okresie akwitany—burdygał (Malkovski 1971). Pamiętać przy tym należy, iż w oligocenie i miocenie

zachodziły w obrębie systemu Alpidów lewostronne rotacje mikroplyt. Z prostych założeń mechanicznych wynika, że rotacje te powinny wytworzyć w obrębie północnych ram orogenu tendencje do kompensujących rotacji dekstralnych (prawostronnych). Rotacji takiej mógł ulec Masyw Czeski, którego odrębność strukturalna została już wykazana. Kąt rotacji nie powinien przekraczać  $40^\circ$ . Rotacje te mogły wywołać odnowienie starych założeń rozłamowych. Być może jest to jedna z przyczyn pojawiania się bazaltów jedynie w liniach generalnie opasujących Masyw Czeski od NW i NE.

W miocenie dolnym i środkowym trwa na obszarze Polski niżowej sedymentacja formacji burowęglowej w warunkach mało intensywnych ruchów blokowych. W miocenie środkowym kończy się ten typ sedymentacji w basenie północnoczeskim. Osady wykazują dobrą korelację wiekową z ruchami fałdowymi w Alpach i Karpatach.

W miocenie górnym (po dolnym tortonie) następuje II faza erupcji bazaltowych w NW obramowaniu Masywu Czeskiego w strefie o kierunku NW—SE. W basenie Żytawy—Siekierczyna odpowiadają jej wylewy następujące po środkowym miocenie, natomiast w obszarze reńskim w tym okresie pojawiają się maksymalne erupcje rejonu Kaiserstuhl. Okres aktywności wulkanicznej przypada w czasie względnego uspokojenia ruchów blokowych i koreluje wiekowo z etapem spreadingu w Atlantyku datowanym na 10 mln lat. W miocenie górnym stwierdza się także kolejną fazę wzrostu aktywności tafrogenezy w Afarze (Afryka). Na obszarze Dolnego Śląska badania radiometryczne Birkenmajera *et al.* (1977) pozwoliły na wydzielenie fazy tektonicznej Jawora (15—17 mln lat) odpowiadającej miocenowi środkowemu i związanej z tworzeniem się uskoku grawitacyjnych systemu równoleżnikowego. Dyjor (1975) uważa ten system dyslokacji za najstarszy, synsedymencyjny wobec osadów miocenu środkowego na bloku przedsudeckim. Omawiane uskoki powstały równocześnie z zakończeniem sedymentacji burowęglowej w Czechach NW i rozpoczęciem sedymentacji w basenie Czech Południowych. Genetycznie dyslokacje te są prawdopodobnie związane z wielkopromiennym wypiętrzeniem Masywu Czeskiego o osi W—E, związanym z fałdowaniami fazy styryjskiej w przyległych Alpach. Przyczyny tego wypiętrzenia należy szukać w astenosferze. Zjawisko polega prawdopodobnie na kształtowaniu się w głębi diapirów płaszcza, które w miocenie górnym stały się źródłem magm bazaltowych.

Miocen górny w obszarze reńskim nie odznacza się większymi zmianami w obrazie tektonicznym, natomiast w Sudetach (Oberc, Dyjor 1969) powstaje

fleksuralne obniżenie o osi NW—SE i uskoki grawitacyjne o tym samym kierunku. Pojawienie się ich jest datowane na okres po zaniku wału metakarpackiego, tj. pod koniec badenu (Dyjor 1975). Uskoki te są synsedymencyjne względem serii poznańskiej zalegającej na dużym obszarze Polski niżowej i Dolnego Śląska. Nie ma tu jednak silniejszych ruchów, a sedymentacja ilów poznańskich jest kontynuowana aż do pliocenu środkowego.

Pliocen środkowy jest okresem bardzo istotnych zmian w rozkładzie naprężeń w Europie. W wyniku spreadingu zachodzącego równocześnie w Atlantyku i Oceanie Indyjskim (4—5 mln lat) nastąpiło prawostronne przesunięcie Afryki względem Eurazji, a w Europie platformowej (obszar reński) pojawił się silny stress kompresyjny w kierunku NW—SE. Kompresja ta wywołała ostatnie fazy fałdowań w Alpach, spiętrzenie molasy subalpejskiej oraz nasunięcie fałdów gór Jura na rów tektoniczny Bresse. Spowodowała także tworzenie się lewostronnych uskoku listwowych o kierunku NW—SE w strefie reńskiej i przekształcenie rowu reńskiego w strukturę ścinaną lewostronnie.

W rejonie Masywu Czeskiego kierunek NW—SE wykazuje strefa łużycko-łabska oraz systemy uskoku: sudeckiego uskoku brzeźnego i uskoku środkowej Odry. Nie wykazywano tu jednak dotychczas listwowego charakteru tych dyslokacji. W obrębie bloku sudeckiego stwierdzono natomiast występowanie uskoku listwowych o kierunku NW—SE. Wzdłuż tego typu dyslokacji pojawiają się bazalty okolic Łądka datowane na eoplejstocen.

Najmłodsza faza erupcji bazaltów alkalicznych Masywu Czeskiego związana z uskokami o kierunku NW—SE odpowiada pliocenowi górnemu i przechodzi do plejstocenu. W tym samym okresie pojawiają się najbardziej alkaliczne odmiany formacji bazaltów alkaliczno-oliwinowych w północnym łuku reńskim oraz w Basenie Panońskim, gdzie są związane czasowo z subsydencją całego basenu. W obszarze Dolnego Śląska w górnym pliocenie następuje zmiana typu sedymentacji związana z intensywnymi ruchami blokowymi wzdłuż sudeckiego uskoku brzeźnego; obszar bloku przedsudeckiego uległ grawitacyjnemu obniżeniu w stosunku do Sudetów.

Profile głębokich sondowań sejsmicznych (Guterch *et al.* 1975) wykazują, iż obszar Polski SW jest silnie rozbity na bloki przez rozłamy przecinające całą skorupę. Grubość skorupy ziemskiej pod blokiem przedsudeckim (30 km) jest porównywalna z grubością skorupy ensialicznego basenu pozałukowego Węgier (Basen Panoński). W obu wypadkach obserwuje się redukcję grubości warstwy bazaltowej skorupy.

Zmniejszenie grubości skorupy dokonane przez erozję podskorupową wywołało subsydencję obszaru po zaniku oddziaływania diapiru płaszczka lub innych przyczyn endogenicznych. W tej sytuacji erupcje

plioceńsko—plejstocieńskie pochodzące prawdopodobnie z największych głębokości są pochodnymi resztek diapiru tonących po ochłodzeniu w astenosferze i stanowią wulkanizm finałny sensu stricto.

## WNIOSKI

Omówiona pokrótce waryscyjska i alpejska ewolucja geologiczna Europy Środkowej wykazuje znaczną korelację czasową procesów endogenicznych zachodzących na dużych obszarach. Korelacja ta dotyczy zarówno zjawisk tektonicznych w obrębie geosynklin, jak i procesów zachodzących w strefach platformowych. Wydarzenia takie, jak transgresje i regresje morskie, tafrogeneza i wulkanizm na obszarach platform, korelują się wiekowo z głównymi etapami deformacji i metamorfizmu w obrębie systemów orogenicznych, a także z procesami spreadingu w obrębie oceanów.

Ewolucja geologiczna Waryscydów i Alpidów Europy Środkowej daje się jedynie ogólnie wyjaśnić na podstawie założeń nowej tektoniki globalnej (tektoniki płyt). Wydaje się, że decydującą rolę w historii geologicznej tego obszaru odgrywały zjawiska diapirów płaszczka, powiązane być może genetycznie i przestrzennie z hipotetycznymi strefami subdukcji. Sam proces subdukcji jest trudny do udowodnienia, ponieważ zarówno w obrębie Waryscydów, jak i Alpidów Europy nie ma typowych wskaźników struktur i kompleksów skalnych (Dewey, Bird 1970; Dickinson 1972) albo są wykształcone w sposób niejednoznaczny. Proces subdukcji mógł decydować o horyzontalnych przemieszczeniach i rotacjach fragmentów starej platformy prekambryjskiej oraz o liniowym rozkładzie procesów metamorfizmu, magmatyzmu i deformacji, natomiast diapiry płaszczka decydowały o powstaniu lokalnych jąder anatektycznych, rozmieszczeniu centrów procesów endogenicznych (plam gorąca), tworzeniu się basenów marginalnych, stref rozciągania skorupy i powstawaniu śródgórskich zapadlisk tektonicznych. Przeciwno procesowi subdukcji przemawia także dominacja zjawisk tensji regionalnej w ciągu większości czasu geologicznego rozwoju geosynklin i systemów orogenicznych. Zjawiska tensji na obszarze basenów marginalnych, przedpola platformowego orogenów, a także w obrębie orogenów w czasie ich konsolidacji z trudem dają się pogodzić z hipotezą subdukcji prowadzącej do zamykania paleoceanów i kolizji mas kontynentalnych. Zjawiska tensji pojawiają się wkrótce po zakończeniu procesów tektonogenezy sensu stricto, a częstokroć także w obrębie powstającego górotworu. Świadczy o nich plutonizm granitoidowy syn- i pokinematyczny oraz wulkanizm subsekwentny.

Z drugiej strony niewątpliwe przemieszczenia i rotacje fragmentów skorupy kontynentalnej stwierdzone badaniami paleomagnetycznymi zdają się potwierdzać koncepcje przemieszczania płyt w wyniku procesów spreadingu i subdukcji. Ostatnio publikowane geodynamiczne interpretacje tektogenu alpejskiego w Europie formułują następujące wnioski dotyczące ewolucji górotworu:

1. Zmienne kierunki naprężeń kompresyjnych na obszarze platformy epiwaryscyjskiej Europy są związane czasowo z rotacjami poszczególnych mikropląt w Alpidach;

2. Model subdukcji hipotetycznej płyty oceanicznej zachodzącej ku południowi przyjmowany przez większość badaczy nie daje jednoznacznego wyjaśnienia kilkietapowych procesów tektogenicznych ani wulkanizmu bazaltowego prowincji środkowoeuropejskiej;

3. Magmatyzm alkaliczno-bazaltowy tej prowincji, subsekwentny względem głównych procesów orogenicznych, odpowiada fazie tensji w obrębie przedpola Alpidów wywołanej przez utworzenie prawdopodobnie stacjonarnej linii diapirów płaszczka pod tym przedpolem;

4. Obserwowane w Alpidach struktury tektoniczne, w tym pokrywy ofiolitowe oraz zjawiska tzw. subdukcji skorupowej, świadczą o silnym skracaniu skorupy w okresie kreda górna—paleogen;

5. Analiza facji geosynkliny alpejskiej wskazuje na ograniczony w czasie i przestrzeni udział skał głębokomorskich związanych przestrzennie z kompleksami ofiolitowymi, a tym samym na słaby rozwój hipotetycznych basenów oceanicznych w rozumieniu Deweya *et al.* (1973).

Generalizując wymienione wnioski należy stwierdzić, iż przyjęcie „czystego” modelu subdukcyjnego dla Alpidów Europy nie daje pełnego wyjaśnienia ewolucji tego górotworu. Prawdopodobnie tektogen alpejski rozwijał się głównie na podłożu sialicznym przy ograniczonym udziale procesów spreadingu, prowadzących do utworzenia basenów o skorupie typu suboceanicznego, oraz procesów zmniejszania grubości skorupy kontynentalnej w drodze jej rozciągania i erozji podskorupowej. W strefach o zmniejszonej grubości skorupy następowało podwyższenie stopnia geotermicznego i wykształcenie z czasem diapirów płaszczka okazujących pionowe oddziaływanie

na skorupę i wywołujących zjawiska tektoniki gra-  
witatycznej na zboczach powstałych kopuł termicznych.

W dzisiejszym wykształceniu Alpidów i Waryscy-  
dów Europy obserwuje się znaczne różnice w stylu  
tektonicznym tektogenów. Zdaniem Zwarta (1967)

Tabela 2

Waryscydy	Alpidy
1. Niewielki udział facji pelagicz- nych w serii geosynklinalnej	Znaczny udział facji pela- gicznych w serii geosyn- klinalnej
2. Migracja osi geosynkliny na zewnątrz łuku fałdowego	Migracja osi geosynkliny na zewnątrz łuku fałdo- wego
3. Nieliczne kompleksy ofolito- we	Liczne kompleksy ofolito- we
4. Nieliczne wystąpienia stref metamorfizmu wysokociśnienio- wego, dość częste pojawia- nie się stref retrogresywnego metamorfizmu zieleńcowego stowarzyszonego z melanzem tektonicznym	Linijny przebieg stref meta- morfizmu wysokociśnio- niowego
5. Metamorfizm niskociśnienio- wy zaznacza się na wielkich obszarach	Metamorfizm niskociśnio- niowy zaznacza się na niewielkich obszarach
6. Bardzo częste granitoidy	Bardzo rzadkie granitoidy
7. Liczne masywy śródgórskie z okresu konsolidacji bajkał- skiej (kaledońskiej?) i prebaj- kalskiej	Liczne masywy śródgórskie z okresu konsolidacji wa- ryscyjskiej i bajkalskiej
8. Obecność większych nasunięć dotychczas rzadko udowod- niona, dominacja fałdów sto- jących nałożonych na starsze fałdy leżące (w seriach meta- morficznych)	Budowa płaszczowinowa
9. Wergencja fałdów skierowana na zewnątrz łuków fałdowych i masywów śródgórskich	Wergencja fałdów skiero- wana na zewnątrz łuków fałdowych i masywów śródgórskich
10. Znaczna szerokość tektogenu (do 1000 km)	Niewielka szerokość tektog- enu (do 200 km)

oba te systemy fałdowe reprezentują odrębne typy  
geosynklin związane z odrębnym stylem ewolucji  
skorupy ziemskiej. W tabeli 2 przedstawiono zasad-  
nicze cechy obu górotworów. Jak wynika z przyto-  
czonego zestawienia oba systemy orogeniczne mają  
wiele cech wspólnych (punkty 2, 7 i 9). Inne cechy  
wykazują zróżnicowanie wynikające — jak się wy-  
daje — z różnych głębokości rozcięcia erozyjnego  
obu orogenów (punkty 3, 4, 5, 6 i 8). Nie do utrzymania  
wydaje się przy tym pogląd Zwarta (1967) o znacznie  
większej głębokości rozcięcia Alpidów w stosunku  
do Waryscydy oparty na analizie paragenez mine-  
rałów metamorficznych wysoko- i niskociśnienio-  
wych. Strefy metamorfizmu wysokociśnieniowego są  
bowiem, jak wynika z nowych badań, związane przede  
wszystkim z czynnikiem tektonicznym w strefach  
subdukcji (Dewey, Bird 1970; Dickinson 1972; Ernst  
1973, 1977; Trümpy 1975), a nie — jak to przyjmował  
Zwart (1967) — z ciężarem nadkładu. W tej sytuacji  
ogół cech wymienionych w tabeli 2 w punktach 5  
i 6 świadczy o głębokości rozcięcia erozyjnego Wa-  
ryscydy rzędu 20 km (do głębokości facji amfibol-  
itowej). W przypadku Alpidów głębokość ta prawdo-  
podobnie nie przekracza 10 km; przeważnie na  
powierzchni odsłaniają się skały osadowe, nie prze-  
obrażone, budujące struktury płaszczowinowe. W ob-  
rębie Waryscydy mamy do czynienia z niższym  
piętnem strukturalnym, w którym dominują zjawiska  
metamorficzne, granityzacja, deformacje wielofazowe.  
Dzisiejszy poziom intersekcyjny Waryscydy praw-  
dopodobnie reprezentuje strefę korzeniową nasunięć  
płaszczowinowych, które budowały wyższe piętra  
tektogenu, obecnie zniszczone przez erozję.

Wśród wymienionych w tabeli 2 cech obu oro-  
genów, cechy wymienione w punktach 3, 4, 5, 6, 7  
i 8 dają się stosunkowo łatwo wyjaśnić w ramach  
teorii tektoniki płyt, natomiast cechy wymienione  
w punktach 1, 2, 9 i 10 są trudne do wyjaśnienia  
w świetle założeń tej koncepcji. Szczególnie różnice  
szerokości obu systemów fałdowych oraz różnice  
w udziale facji pelagicznych w ewolucji obu geosyn-  
klin mogą wynikać z odmiennej ewolucji obu oroge-  
nów wywołanej przyczynami globalnymi.

## LITERATURA

- AMSTÜTZ A., 1951: Sur l'evolution des structures alpines.  
*Arch. Sci.* 4, 5.
- ANDERSON T. A., 1975: Carboniferous Subduction Complex  
in the Harz Mountains, Germany. *Bull. Geol. Soc. Am.*,  
vol. 86, no. 1.
- ANDRUSOV D. W., 1977: Wzaimootnoszenije mieždu warisci-  
dami i alpidami w Jewropie. Sb. Mat. XI Kongr. Karpato-  
-Bałk. Assoc. Nauk, Dumka, Kijew.
- BANKWITZ P., 1970: Über die Basisfolge des Kambriums  
und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katz-  
hütter Schichten) an der SE Flanke des Schwarzbürger  
Sattels. *Geologie*, Bd 19, H. 9.
- 1977: Überblick über den Magmatismus und die Meta-  
morphose im Altpaläozoikum Mittel und Westeuropas.  
*Veröf. d. Zentralinst. f. Physik d. Erde*, nr 44. T. I.
- BARANOWSKI Z., 1977: Stan badań sedimentologicznych

- serii metamorficznych pochodzenia osadowego wschodniej części Gór Kaczawskich, [w:] Wybrane Zagadnienia Stratygrafii, Sedymentacji i Tektoniki Metamorfiku Kaczawskiego. Mat. Konf. Ter., Wrocław.
- BEREZOWSKA B., BERZOWSKI Z., 1968: Geology of the Zitau-Siekierczyn Subsiding Zone. *Inst. Geol., Biul.* 222.
- [BIEŁOUSOW W. W.] 1975 БЕЛОУСОВ В. В. Основы геотектоники. Москва.
- BIRKENMAJER K. *et al.*, 1977: Age of Deep Seated Fracture Zones in Lower Silesia (Poland) Based on K-Ar and Palaeomagnetic Dating of Tertiary Basalts. Wiek głębokich stref uskokowych na Dolnym Śląsku na podstawie datowania radiometrycznego i paleomagnetycznego bazaltów trzeciorzędowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 47, z. 4.
- BRAUSE H., 1975: Paläodrift-Tektonik in Mitteleuropa. *Z. angew. Geol.*, H. 7.
- BURRET C. F., 1972: Plate Tectonics and the Hercynian Orogeny. *Nature*, vol. 239, no. 5368.
- [BUSZ W. A. *et al.*] 1976 БУШ В. А. Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы. Тр. совещ. Наука.
- CWOJDZIŃSKI S., 1977: Główne etapy ewolucji tektogenu wartyckiego Polski w świetle teorii tektoniki płyt. *Prz. Geol.*, nr 11.
- DAL-PIAZ G. V. *et al.*, 1972: La zona Sesia-Lanzo e levoluzione tettonico metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It.*, no. 11.
- DENNIS J. G., 1976: Geosynklinale, Orogenese und Plattentektonik. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 127, T. 1.
- DEWEY J. F., 1977: Suture Zone Complexities: a Review. *Tectonophysics*, 40, no. 1–2.
- DEWEY J. F., BIRD J. M., 1970: Mountain Belts and the New Global Tectonics. *J. Geophys. Res.*, vol. 75, no. 14.
- DEWEY J. F. *et al.*, 1973: Plate Tectonics and the Evolution of the Alpine System. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 84.
- DICKINSON W. R., 1972: Evidence for Plate Tectonic Regimes in the Rock Record. *Am. J. Sc.*, vol. 272, no. 7.
- DIETRICH V. J., FRANZ U., 1976: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell. *Geol. Rundsch.*, Bd. 65, H. 2.
- DON B., DON J., 1960: Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. Notes on the Origin of the Nysa Graben. *Acta Geol. Pol.*, vol. 10, no. 1.
- DUMICZ M., 1976: Próba wyjaśnienia tektogeny serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej, [w:] Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Mat. Konf. Ter., Wrocław.
- DYJOR S., 1975: Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. I Krajowe Sympozjum, Warszawa.
- ERNST W. G., 1973: Interpretation Synthesis of Metamorphism in the Alps. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 84.
- 1977: Tectonics and Prograde Versus Retrograde p–T Trajectories of High Pressure Metamorphic Belts. *Rend. Soc. ital. miner. e. petrol.*, 33, no. 1.
- FRISCH W., 1976: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geol. Rundsch.*, Bd. 65, H. 2.
- GANSSER A., 1973: Orogene Entwicklung in den Anden, im Himalaya und in den Alpen, ein Vergleich, *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 66.
- GIBB R. A., THOMAS M. D., 1977: The Thelon Front: a Cryptic Suture in the Canadian Shield?. *Tectonophysics*, vol. 38, no. 3–4.
- GUTERCH A. *et al.*, 1975: Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, nr 4.
- HAARMANN E., 1930: Die Oszillationstheorie, F. Enke, Stuttgart.
- HAWKESWORTH C. J. *et al.*, 1974: Plate Tectonics in the Eastern Alps. *Earth a. Planet. Sci. Lett.*, 24.
- HAYDUKIEWICZ A., 1977: Zagadnienie budowy płaszczwinowej Gór Kaczawskich, [w:] Wybrane zagadnienia stratygrafii, sedymentacji i tektoniki metamorfiku kaczawskiego. Mat. Konf. Ter., Wrocław.
- HIRSCHMANN G., 1966: Assynthische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz. *Freiberger Forschungsh.-H.*, C 212.
- ILLIES H., 1974: Intraplattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben. *Oberrhein. Geol. Abh.*, 23.
- ILLIES H., 1975: Intraplate Tectonics in Stable Europe as Related to Plate Tectonics in the Alpine System. *Geol. Rundsch.*, Bd. 64, H. 3.
- JOHNSON G. A., 1971: Crustal Margins and Plate Tectonics During the Carboniferous. 7th Intern. Kongr. Strat. u. Geol. Karbons. Zusammenfas. S. 88 Krefeld.
- KARIG D. E., 1971: Origin and Development of Marginal Basins in the Western Pacific. *J. Geophys. Res.*, vol. 76, no. 11.
- KOPECKY L., 1966: Tertiary volcanics, [w:] Regional geology of Czechoslovakia. Part I. The Bohemian Massif. Geol. Surv. of Czechoslovakia. Praga.
- KREBS W., 1976: Wiederholter Magmenaufstieg und die Entwicklung variszischer und postvariszischer Strukturen in Mitteleuropa. *Nova acta Leopold.* 45, no. 224.
- KREBS W., WACHENDORF H., 1973: Proterozoic-paleozoic Geosynclinal and Orogenic Evolution of Central Europe. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 84, no. 8.
- 1974: Faltungskerne im mitteleuropäischen Grundgebirge-Abbilder eines orogen Diapirismus. *N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh.*, Bd. 147, H. 1.
- KSIAŹKIEWICZ M., 1977: Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 47, z. 3.
- LAUBSCHER H. P., 1971: The Large Scale Kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its Palinspatic Implications. *Am. J. Sc.*, vol. 271, no. 3.
- LORENZ V., NICHOLS J. A., 1976: The Permocarboneous Basin and Range Province of Europe. An Application of Plate Tectonics. Cont. Permian Cont. West a. South. Eur. Proc. NATO adv. Study Inst. Mainz. Dordrecht.
- LÜTZNER H., 1975: Zur Paläodynamik der variszischen Innenmolassen nördlich des Moldanubikums. *Geol. u. Geophys. Veröff. R.* 3., no. 36–37.
- MAAS R., 1974: Zur Tektogenese. *N. Jb. Geol., etc. Mh.*, H. 11.
- MALKOVSKI M., 1971: Korelationsschema der neoiden tektonischen Entwicklung des Böhmisches Massivs, der Ostalpen und der Westkarpaten. *Vest. ustr. us. geol.* 46 no. 6.
- NICOLAS A., 1971: Was the Hercynian Orogenic Belt of Europe of the Andean Type? *Nature*, vol. 236, no. 5344.
- OBERC J., 1972: Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe, Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., DYJOR S., 1969: Uskok sudecki brzeżny. Marginal Sudetic Fault. *Inst. Geol., Biul.* 236.
- OXBURGH E. R., 1972: Flake Tectonics and Continental Collision. *Nature*, vol. 239.

- PARMENTIER E. M., 1977: Compositional and Density Stratification in Oceanic Litosphere — Causes and Consequences. *J. Geol. Soc.*, vol. 133, no. 4.
- PAECH H. J., 1977a: Vergleichende Betrachtungen zur paläotektonischen Entwicklung während der variscischen Flyschetappe im Südrural und in Mitteleuropa. *Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde*, 44, T. I.
- 1977b: Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variscikum. *Ibid.*
- POŻARYSKI W. 1964: Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 1.
- POŻARYSKI W. 1969: Podział obszaru Polski na jednostki geologiczne. *Prz. Geol.*, nr 2.
- 1975: Interpretacja geologiczna wyników głębokich sondowań sejsmicznych na VII profilu międzynarodowym. *Prz. Geol.*, nr 4.
- POŻARYSKI W., 1977: Powstanie i ewolucja krawędzi starej platformy w Polsce w świetle tektoniki płyt. *Kwart. Geol.* t. 21, nr 2.
- RIDING R., 1974: Model of the Hercynian Foldbelt. *Earth a. Planet. Sci. Lett.* 24, no. 1.
- ROD E., 1977: Northward Subduction and the Emplacement of the Ophiolite Belts of the Central Alps: a Working Hypothesis. *Eclog. Geol. Helv.*, vol. 70, no. 1.
- SCHMIDT K., 1975: Alpine Orogenesis in the Mediterranean. *J. Geol. Soc.*, vol. 29, no. 3.
- 1977: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel und Südwesteuropas. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 128, no. 1.
- SCHROEDER E., 1976: Diskussionsbemerkung zum Problem horizontaler Bewegungen in den mitteleuropäischen Varisciden. *Nova acta Leopold.* 45, no. 224.
- 1977: Probleme des Initialmagmatismus in den mitteleuropäischen Varisciden. *Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde*, 44, T. 1.
- SCHWAB M., 1977: Zur geologischen und tektonischen Entwicklung des rhenohercynischen Variscikum im Harz. *Ibid.*
- SKORUPA J., 1977: Anomalie siły ciężkości i anomalie skorupy ziemskiej w Polsce. *Kwart. Geol.*, t. 21, nr 3.
- STILLE H., 1958: Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild, Hannover.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H., 1978: Sylur Polski jako wskaźnik zróżnicowania szelfu Fennosarmacji i rozwoju oceanu Prototetydy. *Prz. Geol.*, nr 1.
- TRÜMPY R., 1975: Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: a Presumed Former Continental Margin and its Problem. *Am. J. Sc.*, vol. 275A.
- UNRUG R., DEMBOWSKI Z., 1971: Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Diastrophic and Sedimentary Evolution of the Moravia-Silesia Basin. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- VEJNAR Z., 1971: Grundfragen des Moldanubikums und seine Stellung in der Böhmischen Masse. *Geol. Rundsch.*, Bd. 60, H. 4.
- WAJSPRYCH B., 1978: Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 48, z. 1.
- WUNDERLICH H. G., 1973: Plattentektonik in kritischer Sicht. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 124, T. 1.
- [ZONNENSZAIN Ł. P. et. al.] 1976: ЗОНЕНШАЙН Л. П. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. Недр.
- ZOUBEK V., 1976: Diskussionbeiträge zur Geochronologie und zum "moldanubischen" Problem. *Nova acta Leopold.*, 45, no. 224.
- ZWART H. J., 1967: The Duality of Orogenic Belts. *Geol. en. Mijnb.*, vol. 46, no. 8.

Stefan CWOJDZIŃSKI\*

## GEOLOGIC EVOLUTION OF SOUTH-WESTERN POLAND INTERPRETED IN TERMS OF PLATE TECTONICS

**ABSTRACT:** An attempt is made to explain geologic evolution of Central Europe and in particular Southwestern Poland in terms of plate tectonics interpretation of European Hercynides and Alpides. Successive developmental phases of the Hercynian geosyncline and orogene were distinguished taking into account the tectogenic role of Precambrian microcontinents considered as fragments of epi-Baikalian platform. Geologic evolution of Alpine geosyncline in Europe and especially tectogenic processes within it were discussed. Tentative evaluation of influence of geological processes in the geosyncline and newly forming orogene exerted upon the platform foreland of Central Europe was attempted. Pointed out was tight temporal correlation between endogenic processes (foldings and metamorphism) in geosyncline

with taphrogenesis and volcanism in platform zones. Tectogenic-magmatic processes in the Bohemian Massif seem to refer to geological processes occurring in Western Carpathian Mts and to less extent to evolution of Eastern Alps. Evolution of European Hercynides and Alpides is difficult to be analysed in terms plate tectonics. Particularly uncertain are reconstructions of zones of hypothetical subduction of oceanic plates resulting in the closings of paleo-oceans and orogenic phenomena. However, numerous geological phenomena indicate the dominant role of the so-called mantle diapirism giving rise to thermal anomalies at the earth's surface and differential vertical movements under conditions of regional tension.

### Summary

### INTRODUCTION

The problem of geologic evolution of Southwestern Poland is tightly connected with the problem of development of Hercynides and Alpides in Central Europe. Both the orogenic systems have recently been interpreted geodynamically by various authors in terms of plate tectonics theory. Also this is the pre-

sent author's aim to give such an interpretation especially taking into account the Southwestern Poland and to draw reader's attention to considerable difficulties arising while general plate tectonics hypothesis is applied to detailed situations.

### LATE PROTEROZOIC—PALEOZOIC GEOLOGICAL EVOLUTION OF POLAND IN THE LIGHT OF PLATE TECTONICS

Sedimentation in the Hercynian basin of Central Europe started in Late Proterozoic (Krebs, Wachendorf 1973; Pożaryski 1975). Then was disrupted the pre-Baikalian platform which had been consolidated in the Dalsradian 900 m.y. ago. The relict triple points of rift-rift-rift type decisive for the platform disruption were recognised in the Volyn region (Pożaryski 1977). In the Eocambrian, in the sedimentary basin formed due to the disruption of pre-Baikalian platform, were depositing clayey-siltstone rocks. They were folded and metamorphosed before the Ordovician producing the so-called Małopolski orogene. This orogene was formed by the Holy Cross (świętokrzyska) tectonic phase and made the basement for small epi-continental sedimentary basin of Lower and Middle Cambrian age. The pre-Baikalian platform was dismembered into a number of microcontinents attaining structural independence as for example the Bohemian Massif. The microcontinents were in turn involved into Hercynian tectogene in form of intramontane massifs. (e. g. the Sowie Góry block).

In the Upper Cambrian, the successive phase of disruption affected the epi-Baikalian platform. This phase was documented by widespread effusive volcanics of basalt-keratophyre formation. Such rocks occur within Ordovician and Silurian sequences

of the Hercynian belt of Europe. In that time, the East European platform and the Bohemian Massif were remarkably displaced from each other (Brause 1975) giving rise to deep-sea sedimentary basin. Its basement was probably represented by thinned continental crust or crust of suboceanic type. Pelagic sediments were depositing in this basin in the Ordovician and Silurian. Shelf sedimentation took place along inactive edge of the East European continent and within shallow bay of Barrandien of the Bohemian Massif microcontinent. In the Sudetes, flysch sediments (Baranowski 1977) and volcanic rocks of Ordovician age evidenced the development of faintly active volcanic arc at the foreland of the Bohemian Massif.

Also in the Lower Devonian, the major part of Poland was covered with deep-sea sediments. In the Middle Devonian, intense thermal and deformational processes commenced inside the developing orogene. The investigations carried out in metamorphic rocks of the Kłodzko region (Dumicz 1976) point out that the first synmetamorphic fold movements took place in the Middle Devonian (Ordacian, Early Bretonian Phase). At the same time, the moderate pressure metamorphism (Barrow type) affected the Central German crystalline zone (Paech 1977b) and internal parts of the Moravo-Silesian zone. In the

\* Geological Institute, Lower Silesian Branch, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław.



Rheno-Hercynian zone was continued sedimentation of eugeo-synclinal type with submarine extrusions of diabases, spilites and keratophyres of tholeiitic series.

In the Upper Devonian first orogenic elevations appeared providing clastic material. At the deeper levels of this orogene the metamorphic processes and deformations were still going on.

The Bretonian Phase is characteristic of the internal part of the Saxo-Thuringian zone and southern flank of the Rheno-Hercynian zone (Paech 1977b). To the orogenic movements was related the sedimentation of so-called early molasse in intramontane deeps and development of flysch deposits in the Eastern Sudetes. In the Upper Devonian and Lower Carboniferous was formed a linear zone of metamorphism and deformation surrounding the Bohemian Massif on the north and northeast. The source for intense thermal process may be explained as the subduction of hypothetical oceanic plate or suboceanic basement of Hercynian geosyncline southward beneath the Bohemian Massif. This subduction should result in bringing near the Bohemian Massif and the East European platform, which seems to be suggested by the results of paleomagnetic investigations (Brause 1975). In the first phase, the Hercynian orogene displayed features of cordillera type orogene (Middle Devonian-Lower Carboniferous). This was the source area for synorogenic formation of Hercynian flysch. The flysch was developing in the external part of orogene filling up the strongly subsiding rain-pipe-shaped depressions. The dominant sedimentary regime was represented by turbidite flysch and olisthostromes. Olisthostrome complexes and gravitational nappes were reported from the Harz Mts, the Góry Bardzkie and the Góry Kaczawskie. Fold movements of the Sudetian Phase affected the Central German crystalline zone (Peach 1977b), the Rheno-Hercynian zone in which Hercynian flysch was folded (Schwab 1977) and the Moravo-Silesian zone. Post-Viscan fold deforma-

tions also were recognised in some parts of the Saxo-Thuringian zone. They were accompanied by sedimentation of early molasse of Lower Carboniferous age.

The process of hypothetical subduction of the suboceanic basement of Hercynides beneath the Bohemian Massif must have led to closing-up of the East European platform and the Bohemian Massif. In the Upper Carboniferous there were conditions for collision between both the sialic masses, which controlled the orogenic processes. On the regional scale the collision suture is marked by the Hercynides fold belt. It is difficult, however, to determine precisely position of this suture. In the phase of collisional tectogenesis was folded the sub-Variscan zone belonging to the externides of the orogene. Within the internides the earlier tectonic structures were disturbed and got more complicated (Asturian Phase), the process being accompanied by intense volcanic and plutonic activity as well as molasse sedimentation in the intramontane troughs. The hypothetical southward subduction must have been stopped by the collision. On the southern side of newly formed Central European continent a new zone of subduction was produced. It was directed northwards from the pra-Thethys (Zonnenszain *et al.* 1976).

With this subduction one can connect genetically the mantle diapir which influenced the Bohemia and Hercynian internides during the Upper Carboniferous and Lower Permian. The diapir was responsible for granitic plutonism, high-temperature metamorphism, calcalkali and bimodal volcanism, and block tectonics under conditions of regional tension. In the Zechstein, the area north of the arc of internides was subject to the beyond-arc spreading. The Zechstein sedimentary basin of Central Europe displayed a number features of ensialic marginal basin. Its development was stopped at the Permian/Triassic turn.

The Late-Proterozoic-Paleozoic geological evolution of Poland is illustrated in fig. 1.

#### MESOZOIC-CAINOZOIC EVOLUTION OF EUROPEAN ALPIDES AND ITS GEODYNAMICAL BEARING ON EPI-VARISCAN PLATFORM OF CENTRAL EUROPE IN THE LIGHT OF PLATE TECTONICS THEORY

Epi-Hercynian platform was stable in the whole Europe on the Lower and Middle Triassic. During the Upper Triassic and Jurassic it yielded to gradual dismemberment evidenced by effusive basaltic and ophiolitic complexes (Dewey *et al.* 1973). This dismemberment in the zone of Alpides led to the formation of straits with oceanic or suboceanic crust owing to the beyond-arc spreading or oceanization process (Dennis 1976; Trümpy 1975; Laubscher 1971). These straits separated sialic blocks subjected to rotations and horizontal displacements in the course of geosyncline evolution. At that time the central Polish aulacogene was formed on the Polish platform. The sequence of transgressions and regressions on this platform as well as broad undulations and block deformations of Jurassic and Cretaceous age are readily correlative with the successive stages of Atlantic bottom spreading (Dewey *et al.* 1973) and rotations of microplates within the Alpine geosyncline (tab. 1).

At the Lower/Upper Cretaceous turn, the geodynamic conditions within the Alpides were principally changed. In the Upper Cretaceous and Tertiary the sinistral rotation of Africa resulting from the Atlantic ocean spreading produced compressive stress field in Europe (Dewey *et al.* 1973). Cyclic occurrence of orogenic processes was to be the effect of successive collisions of microplates within the geosyncline and phases of speeding-up of Atlantic spreading.

This views about nature and direction of hypothetical subduction, dimensions of the closing-up paraoceanic zones and

role of microplates in the orogenic process are greatly split and diversified (Trümpy 1975; Dietrich, Franz 1976; Hawkesworth *et al.* 1974; Dal Piaz *et al.* 1972; Ernst 1973; Gansser 1973 and others). The Upper Cretaceous tectogenesis (sub-Variscan and Laramian Phases) undoubtedly exerted remarkable influence upon platform foreland of the orogene, manifesting by block movements and broad-wave deformations well correlative with the events in the Alpides. The directions of compressive stresses within the platform agree with structural patterns of individual phases of Alpine tectogenesis.

Tertiary orogenic processes within the Alpides were reflected by alkalic volcanism, taphrogenesis and epirogenesis on the platform foreland area.

As the result of subduction and collision between plates evoking in the Alpides by sinistral rotation of Africa relative to Eurasia, the platform area of Central Europe was subjected to rotational compressive stresses acting along the NE-SW direction in the Paleogene and along the NW-SE direction in the Pliocene. The main Alpine collision (Eocene/Oligocene) produced the tectonic graben of Upper Rhine and gave rise to strong volcanism in this region. The Bohemia, however, was more tightly connected structurally with tectonic processes operating in the Carpathian geosyncline. The maximum block deformations of the Bohemian Massif took place at the Oligocene/Miocene turn, contemporaneously with fold movements in the Carpathian Mts. The volcanism of Czech-Silesian arc surrounding on the north the Bohemia tended to form oval,

spot-like concentrations inside which occurred several-phase eruptions spatially related to the dislocations running in various directions. Recent radiometric investigations (Birkenmajer *et al.* 1977) suggest the presence of three generations of deep rifts advantaged by basaltic magma of Upper Oligocene, Oligocene–Miocene, and Middle Miocene age. The second of the three rift generations might correspond to dextral rotations of the whole Bohemian Massif resulting from sinistral rotations of microplates within the Alpine orogenic belt. The alkalic basalt volcanism in Central European province reached its maximum in the Miocene, that is in post-collision period, and seems to have been genetically connected with diapiric phenomena of the upper mantle.

The mantle diapirs were responsible for differential block movements and several-phase alkalic basalt volcanism in the zone from the Rhine River to the Lower Silesia. In the Tertiary the block movements, volcanism and sedimentation on the platform area were controlled by main tectogenic events in the Alpine belt. In the Bohemian Massif for instance the beginning of block dismemberment and formation of tectonic troughs of northern and southern Bohemia date back to the Middle/Upper Oligocene turn (Malkowski 1971). The Saavian Phase (Oligocene/Miocene) rejuvenated the block movements, *en bloc*

uplift of the massif, and differential movements within it. At the Aquitanian/Burdigalian turn (Kopecky 1966) strong basaltic eruptions took place.

At the same time in Central Polish platform the meta-Carpathian rise was formed and Oligocene sea withdrew. In the Lower and Middle Miocene the brown coal formation sedimentation was going on under the conditions of faint block movements. In northern Bohemian basin, this type of sedimentation had ended in the Middle Miocene and was readily correlative with fold movements in the Carpathians Mts and Alps (tab. I). In the Upper Miocene the meta-Carpathian rise disappeared, flexural depression elongated in the NW–SE direction was formed in the Sudetes (Oberc, Dyjor 1969) and synsedimentary faults were produced relative to the clayey Poznań series. In the Middle Pliocene the structural pattern of Europe was remarkably changed. In the period 4–5 m.y. ago Africa was dextrally displaced relative to Eurasia and NW–SE directed compressive stress occurred in the platform Europe (Illies 1974). In the Bohemian Massif the youngest basaltic eruptions was connected with the NW–SE faults. In the Upper Pliocene there was a change in sedimentary regime in the Lower Silesia resulting from intense block movements.

### CONCLUSIONS

Hercynian and Alpine geological evolution of Central Europe displays remarkable temporal correlations of endogenic processes occurring over large areas. This correlation refers to both tectonic phenomena within geosynclines and those of platform zones.

Geological evolution of Central Europe Hercynides and Alpides may generally be explained merely in terms of new global tectonics (plate tectonics). It seems that the decisive role in geological history of this area was played by the phenomena of mantle diapirism probably genetically and spatially connected with hypothetical subduction zone. The subduction itself is hard to be proved as in both Hercynides and Alpides of Central Europe the typical index structures and rock complexes are lacking (Dewey, Bird 1970; Dickinson 1972) or they are developed ambiguously. The process of subduction might control horizontal displacements and rotations of fragments of ancient Precambrian platform and produce linear distribution of processes of metamorphism, magmatism and deformation. The mantle diapirs, on the other hand, might decide on formation of local anatectic cores, distribution of endogenic process centres (hot spots), formation of marginal troughs, zones of crustal spreading and production of intramontane tectonic depressions. Also against the subduction process speaks the dominance of phenomena of regional tension during geologically scaled development of geosynclines and orogenic systems.

The tension dominating on the area of marginal troughs,

platform forelands of orogenes and within the orogenes while consolidating is in conflict with the subduction hypothesis assuming the closing-up of oceans and collision of continental masses. Tensional stresses appear shortly after the end of tectogenesis *sensu stricto* and frequently also within the still developing orogene. They are evidenced by granitoid plutonism of syn- and post-kinematic type and by subsequent volcanism.

On the other hand, the undoubted displacements and rotations of fragments of continental crust recognizable by paleomagnetic investigations seem to confirm the views about plate displacements caused by spreading and subduction. The evolution of European Alpides cannot be fully explained by assuming the so-called pure subduction model. Probably the Alpine tectogene was developing mostly over sialic basement. The minor role was played by spreading processes leading to the formation of basins underlain by suboceanic crust and the processes of thinning of continental crust through its stretching and under-crust erosion. In the zones of thinned crust, the geothermal gradient increased and next mantle diapirs were produced exerting vertical influence upon the crust and evoking gravitational tectonics phenomena on the slopes of the developing thermal domes.

Much alike phenomena probably controlled the development of Hercynian orogene.

*Translated by Andrzej Żelaźniewicz*