

POWIERZCHNIA STARSZEGO PALEOZOIKU
REGIONU ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEGO

UKD 551.735:551.243+551.435.2:551.76.02(438-13 reg. śląsko-krakowski)

Budowa geologiczna monokliny śląsko-krakowskiej budzi ogromne zainteresowanie, które jest wynikiem stwierdzenia mineralizacji w utworach paleozoiku. Monoklina ta jest zbudowana z utworów epikontynentalnych i kontynentalnych triasu, jury oraz we fragmentach zachowanej kredy. Formacje te charakteryzują się względnie wyrównanymi facjami osadów. Wskazuje to na wyrównanie cech geotektonicznych w mezozoiku. Budują one postwaryscyjskie piętro pokrywowe objęte słabo zaznaczoną tektoniką typu germańskiego oraz synorogenicznymi ruchami alpejskimi formującymi zapadlisko przedkarpackie (21).

Znacznie bardziej skomplikowaną budowę ma w tym niedużym regionie paleozoik, co wynika – zdaniem S. Bukowego (5, 6) – z nierównomiernego udziału orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej. Ze względu na tę poligeniczność i nietypowy rozwój różnicują się poglądy na temat wydzielenia kaledonidów i waryscydów. Rozbieżności te pogłębia przyjmowanie niejednolitego kryterium, dotyczącego rozwoju orogenicznego tego regionu (1, 2, 4, 5, 7, 10, 11, 23, 25, 26, 33, 35).

Nawiązując do poglądu H. Stillego (28), za zamknięcie rozwoju geosynkinalnego (mobilnego) i przejście w kratoniczny (stabilny) uznać należy konsolidację. Do pełnej konsolidacji dochodzi podczas przebudowy orogenicznej głębokiego podłoża, ujawniającej się intruzjami granitoidów. W konsolidacji następuje wyrównanie cech tektonicznych, a pośrednio i izostatycznych nowo utworzonego obszaru orogenicznego z sąsiednimi masywami. Ma to istotny wpływ na rozwój denudacji kończącej się pełnym zrównaniem reliefu (peneplena).

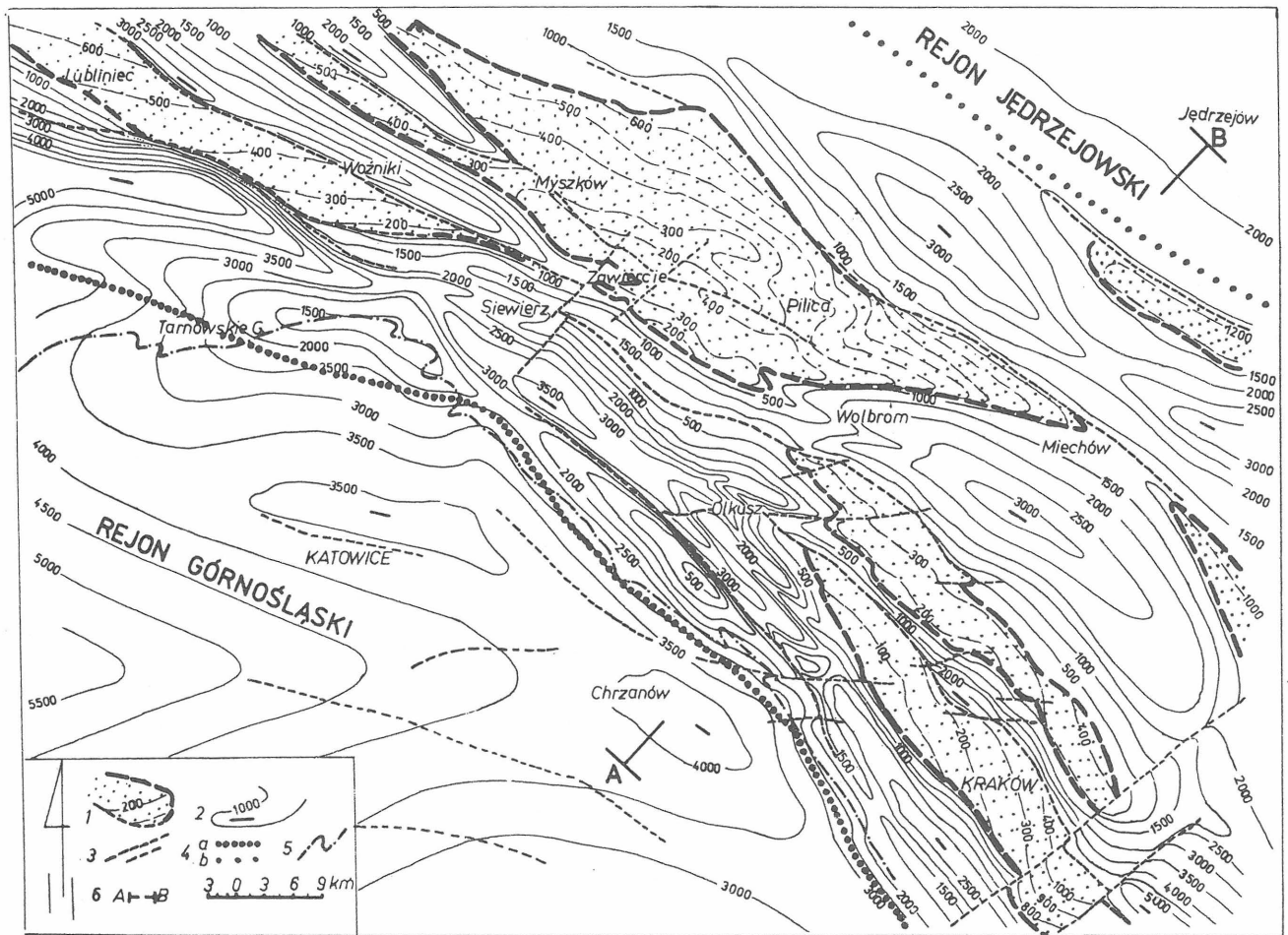
Ze względu na istotne różnice w budowie paleozoiku omawianego regionu wyróżniono w nim rejon górnośląski – Górnośląskie Zagłębie Węglowe; rejon krakowsko-lubliniecki – północno-wschodnie obrzeżenie zagłębienia, oraz rejon jędrzejowski – znajdujący się w podłożu niecki miechowskiej.

Utwory paleozoiczne rejonu górnośląskiego osadziły się na masywie prekambryjskim i cechuje je rozwój epi-

kontynentalny. W czasie orogenezy kadomskiej prekambryjski został tu sfałdowany. Tego samego wieku są też prawdopodobnie intruzje magmowe opisane przez W. Heflika, K. Koniora (12). Doprowadziło to do wypiętrzenia i konsolidacji. W ciągu wendy erozja sięgnęła do skał metamorficznych. Powstał masyw tektoniczny, który oparł się fałdowaniom orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej. Na masywie zachowała się cienka 300-metrowa pokrywa płasko ułożonych utworów kambryjskich (18), a zdaniem K. Koniora (16) – także syluru. Budują one tektoniczne piętro pokrywowe. Na zredukowanym starszym paleozoiku leży gruby kompleks epikontynentalnych utworów dewonu i karbonu dolnego oraz węglonośna molasa karbonu górnego. Osady te osiągają łącznie do 8 km miąższości (17). Utwory paleozoiczne na obszarze masywu górnośląskiego leżą stosunkowo płasko, a zafałdowania zaznaczają się jedynie w jego strefach brzeżnych.

Podobne cechy ma rejon jędrzejowski. Jak to wynika z pracy W. Pożaryskiego, Z. Kotańskiego (25), w tym rejonie nie doszło do pełnej prekambryjskiej konsolidacji. Przemawia za tym rozwój diastroficzny starszego paleozoiku, wykształconego w facjach drobnoklastycznych, z licznymi lukami sedymentacyjno-erozyjnymi (30). Uległ on sfałdowaniu w orogenezie kaledońskiej wraz z utworami prekambryjskimi (13). Należy jednak sądzić, że nie doszło tu do pełnej konsolidacji. Nie stwierdzono w tym rejonie objawów magmatyzmu orogenicznego, a stektonizowanie utworów staropaleozoicznych można określić jako słabe, bez śladów metamorfizmu. Dyskordantnie na poszczególnych kompleksach starszego paleozoiku leży cienka seria detrytycznych, a na niej – węglanowych osadów dewonu i dolnego karbonu o słabo zaznaczonych różnicach facjalnych. Tworzą one postkaledońskie tektoniczne piętro pokrywowe.

Prekambryjskie skały rejonu krakowsko-lublinieckiego nie zostały dotychczas bardziej szczegółowo opracowane (11). Można jednak stwierdzić, że nic nie wskazuje na możliwość ich konsolidacji w czasie ruchów kadomskich.



Ryc. 1. Mapa strukturalna starszego paleozoiku w regionie śląsko-krakowskim

Fig. 1. Structural map of the Older Paleozoic in the Silesian-Cracow region

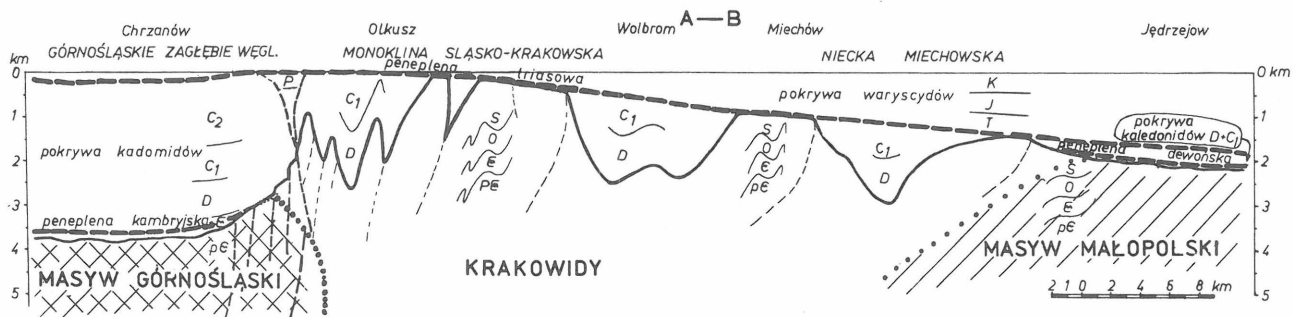
1 – obszary i granice wschodni utworów prekambriu i starszego paleozoiku pod mezozoikiem z izobatami liczonymi od powierzchni terenu, 2 – izobaty powierzchni staropaleozoicznej pod dewonem liczone od powierzchni terenu, 3 – główne dyslokacje, 4 – granica rejonu krakowsko-lublinieckiego (krakowidów): a – ostra z rejonem górnośląskim, b – stopniowa z rejonem jędrzejowskim; 5 – granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 6 – linia przekroju

1 – areas and boundaries of Mesozoic subcrops of Precambrian and Older Paleozoic strata and isobaths from terrain surface, 2 – isobaths of Older Paleozoic surface beneath the Devonian, counted from terrain surface, 3 – major dislocations, 4 – boundary of the Cracow-Lubliniec region (Cracovides): a – sharp, with the Upper Silesian region, b – gradual, with the Jędrzejów region; 5 – boundary of Upper Silesian Coal Basin, 6 – line of cross-section

Starszy paleozoik reprezentują kompleksy geosynklynalnych utworów mułowcowo-piaszczystych o miąższościach przekraczających 4–5 km. Uległy one w sposób nierównomierny zmetamorfizowaniu (19, 26) oraz intensywnemu stektonizowaniu, znaczonemu licznymi strukturami o cechach kliważu, budinażu i kataklazy. Kambro-sylurskie utwory są ujęte w ciasne fałdy, zbudowane ze skał zmetamorfizowanych i nie zmetamorfizowanych (10). Strukturami tymi zostały ponadto objęte utwory wendu i ryfeju (11). Osady starszego paleozoiku wykazują tutaj cechy rozwoju eugeosynklynalnego, który zakończył się fałdowaniem w górnym sylurze. Stwierdzono w nich sylurskie diabazy i młodsze od nich granitoidy. Rekonstrukcja struktur kaledońskich jest trudna, gdyż uległy one przebudowie podczas orogenezy warwscyjskiej (4).

Dyskordantnie na utworach syluru leży (z niewielkim hiatusem) seria piaskowcowo-mułwowa dolnego dewonu, przechodząca ku górze w skały węglanowe. Łącznie dość wyrównana miąższość kompleksu dewońskiego wynosi 1800–2100 m. Stwierdzono w nich skarny oraz intruzje porfirów. W dolnym karbonie nastąpiło zróżnicowanie facjalne; oprócz wapieni węglowych występują czarne

łupki dachówkowe i flisz wapienny (3). Miejscami zachowała się cienka seria namuru A, reprezentowanego przez mułowce i piaskowce z wkładkami zlepieńców. Kompleks karboński ma zróżnicowaną miąższość, wynoszącą dla wapieni 1000 m, a dla facji łupków 2050 m. Są one uformowane w asymetryczne antykliny i synkliny. Stektonizowanie nie jest duże. Niemniej w łożyskach karbońskich widoczny jest kliważ i zmienne upady wraz z odwróceniem warstw. Antykliny zostały miejscami ścięte po starszy paleozoik, a nawet prekamb. Przybierają one formy łusek z płaszczczyznami nasunięć dewonu na karbon (9) lub starszego paleozoiku na karbon (6). Znane są też odwrócone serie dewonu węglanowego (20), powstałe zapewne z przefalowania. Struktury te można śledzić wzdłuż pasa orogenicznego krakowskiej gałęzi warwscyjskiej w kierunku bloku Kluczborka, gdzie ulegają pograżeniu (31). W ich obrębie zaznaczają się liczne dyslokacje tworzące horsty i rowy permie zapełnione fanglomeratami i czerwonymi glinami saksonu. W dolnym permie rozwinął się także wulkanizm finalny. Jest to typowy etap tafrogenicznego stadium orogenezy warwscyjskiej zamykającej cykl diastroficzno-magmowy.



Ryc. 2. Przekrój A—B paleoreliefu powierzchni staropaleozoicznej wraz ze schematem budowy strukturalnej

Fig. 2. Cross-section A—B, showing paleorelief of Older Paleozoic surface and scheme of structure

Oznaczenia jak na ryc. 1

Explanations as given in Fig. 1

Rejon krakowsko-lubliniecki, utworzony przez przebudowanie struktur kaledonidów podczas waryscyjskiego rozwoju miogeosynkinalnego, mógł dojść do konsolidacji dopiero w permie. Poglądów tych nie podzielają F. Ekiert (10), J. Znosko (34, 35), C. Harańczyk (11), K. Bogacz (2), zaliczając rejon krakowski do kaledonidów. Zdaniem W. Pożaryskiego i W. Brochwicza-Lewińskiego (24) ma on cechy aulakogenu. Wobec licznych stwierdzeń wulkanitów kaledonidów i waryscyjskich, a także granitoidów oraz gabroidów (8, 10, 11, 15, 32), należy mu przypisać rozwój orogeniczny. Zdaniem W. Ryki (27) jest to magmatyzm typu pacyficznego. Jednak — w związku z nie ustalonym wiekiem plutonitów — trudno obecnie jednoznacznie określić wiek konsolidacji. Zagadnienie to wymaga oddzielnego opracowania.

Obecnie można postawić inną tezę, że utworzenie powierzchni całkowitego zrównania będzie świadczyło o względnym wyrównaniu izostatycznym spojonych przez orogenezę sąsiednich masywów, a więc o pełnej konsolidacji. Zagadnienia te znalazły odzwierciedlenie na mapie strukturalnej starszego paleozoiku, przedstawiającej geometryczne zależności między poszczególnymi rejonami (ryc. 1, 2).

Mapa wykonana w skali 1:100 000 objęła głównie rejon krakowsko-lubliniecki, dla którego wykonano największą liczbę wierceń. Dane o głębokości występowania utworów staropaleozoicznych i prekambriu umożliwiły interpolowanie izobat w sposób bezpośredni z punktów projekcyjnych wierceń. Jeśli wiercenia osiągnęły tylko dewon lub dolny karbon dokonano ekstrapolacji przez oszacowanie minimalnej wartości miąższości kompleksów młodopaleozoicznych z sąsiednich wierceń. Izobaty prowadzono co 500 m, w celu wyeliminowania drugorzędnych struktur. Na opracowanej mapie strukturalnej stropu utworów staropaleozoicznych można wyróżnić dwa typy morfotektoniczne (ryc. 1). Są to struktury o reliefie płaskim w rejonach górnoszląskim i jędrzejowskim oraz reliefie zróżnicowanym w rejonie krakowsko-lublinieckim.

Dla rejonu górnoszląskiego rekonstrukcję powierzchni starszego paleozoiku i prekambriu wykonano na podstawie nielicznych wierceń i mapy spagu produktywnego opracowanej przez A. Kotasa (17). Odwzorowana powierzchnia tego rejonu układa się w płaską nieckowatą morfostrukturę z przegłębieniami. Centralna część niecki jest ogólnie pochylona od 3,5 i 4,0 km na wschodzie do około 6 km na zachodzie. Skrzydło północne tej niecki — w wyniku tektoniki waryscyjskiej — jest mocno elewowane (ryc. 1), podobnie jak południowe (16), które dostało się w zasięg synorogenicznej tektoniki alpejskiej. Granica północno-wschodnia rejonu, a zarazem Górnoszląskiego Zagłębia Węglowego zaznacza się bardzo wyraźnie. Została ona

uwarunkowana starszym tektonicznym założeniem wyznaczającym skłon masywu górnoszląskiego. W strefie tej przebiega główna dyslokacja tafrogenicznego rowu permiego (ryc. 2).

Zrównaną powierzchnią starszego paleozoiku charakteryzuje się również rejon jędrzejowski. Zaznacza się tu relief lekko falisty, naśladujący szerokopromienne struktury fałdów kaledonidów (13). Izobaty wyznaczone na podstawie wierceń z okolic Jędrzejowa przyjmują wartości od 2 do 2,4 km oraz przebiegają w kierunku NW—SE.

Obraz powierzchni starszego paleozoiku na załączonej mapie rejonu krakowsko-lublinieckiego został przedstawiony w sposób uproszczony. Niemniej i w takim ujęciu oddaje jej urozmaicenie. Różni się ona wyraźnie od rejonów przyległych wielkimi amplitudami deniwelacji, sięgającymi 3—4 km, a nawet 5 km na przestrzeni do 2 km. Dominuje tu stromofalsty układ pasm o azymucie NW—SE, w przybliżeniu równoległy do granicy Górnoszląskiego Zagłębia Węglowego. Odpowiadają one strukturom waryscyjskim, w tym antyklinom Krakowa, Skały, Myszkowa, Pilicy, Lublińca. Antyklina Dębniaka zaznacza się słabo. W elewacjach tych struktur na głębokości od 100 do 500 m odsłaniają się między innymi utwory najwyższego prekambriu. Nawierconę są tam również intruzje granitoidów i gabroidów. Powierzchnia staropaleozoicznych struktur negatywnych znajduje się na głębokości około 3 km, a wyjątkowo w części południowej i północnej rejonu na głębokości około 5 km. Odpowiadają one synklinom waryscyjskim zbudowanym z dewonu i karbonu dolnego (4, 5). Specyficzną cechą tej powierzchni jest wzrost szerokości pól struktur w stronę rejonu jędrzejowskiego. W związku z tym zaciera się granica między tymi rejonami (ryc. 1).

Jak wynika z przedstawionej mapy, w rejonie krakowsko-lublinieckim powierzchnia staropaleozoiczna nie osiągnęła etapu całkowitego zrównania. Nie wykazywała ona jednak dużych deniwelacji, gdyż wyrównujący ją dewon dolny jest stosunkowo cienki (około 100 m). Powierzchnia całkowitego zrównania typu penepleny w tym rejonie utworzyła się dopiero w dolnym triasie, w wyniku denudacji trwającej przez karbon górny, perm i dolny trias. Objęła ona również rejon sąsiednie (ryc. 2). W związku z tym morze triasowe wkroczyło na obszar względnie wyrównany, w którym zachowały się jedynie niskie wyspy, zbudowane ze skał węglanowego dewonu (29). Wyspy te są ułożone w dwa łuki wyznaczające przebieg antyklin waryscyjskich. Powierzchnia całkowitego zrównania dolnotriasowego, jak to wykazuje przekrój (ryc. 2), obniża się sukcesywnie ku NE od 100 do 2400 m. Jest to związane ze stopniowym formowaniem się niecki miechowskiej w ciągu mezozoiku. W tym też czasie powstało piętro pokrywowe waryscyjskie wspólne nie tylko dla regionu śląsko-krakowskiego, ale

dla całej środkowej Europy, gdzie orogeneza waryscyjska doprowadziła do likwidacji ostatniej na tym obszarze geosynkliny. Należy więc przyjąć, że w wyniku orogenezy waryscyjskiej nastąpiło spojenie – krakowską gałęzią – waryscydów kadomskiego masywu górnośląskiego, będącego częścią kry cieszyńskiej (4), z kaledońskim masywem małopolskim. Po pełnej konsolidacji rejonu krakowsko-lublinieckiego wszedł on (wraz z rejonami sąsiednimi) w skład kratogenu postwaryscyjskiego (epiplatformy środkowoeuropejskiej).

Przeprowadzona analiza przydatności powierzchni całkowitego zrównania nawiązującej do absolutnej bazy denudacyjnej (peneplena) dla oceny stopnia konsolidacji górotworu wykazała jednoznacznie, iż jest ważnym argumentem w formowaniu poglądów tektonogenetycznych. W rejonie śląsko-krakowskim należy wyróżnić trzy główne etapy, które prowadziły do konsolidacji i utworzenia penepleny (ryc. 2). Peneplena dolnokambryjska (postkadomska) masywu górnośląskiego jest wyraźnie zaznaczona głównie przez erozyjne odsłonięcie skał granitoidowych i mezomorficznych. Peneplena dolnodewońska (postkaledońska) masywu małopolskiego powstała w wyniku procesów erozyjno-sedymentacyjnych. Jest to inny typ penepleny, dlatego też zaznacza się ona mniej wyraźnie. Najmłodsza jest peneplena dolnotriasowa, ścinająca krakowidę – krakowską gałąź orogenu. Peneplena ta o cechach denudacyjnych objęła również sąsiednie obszary, z tym że jedynie w rejonie krakowsko-lublinieckim erozja sięgnęła do plutonitów oraz skał metamorficznych. Peneplena postwaryscyjska jako najwyraźniejsza w regionie jednoznacznie określa wiek jego końcowej konsolidacji (5–7).

LITERATURA

- Banaś M., Paulo A., Piekarski K. – O mineralizacji miedziowo-molibdenowej w rejonie Mrzygłodu. *Rudy Met. Nieżel.* 1972 nr 1.
- Bogacz K. – Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1980, z. 2.
- Bojkowski K., Bukowy S. – Strefy facjalne dolnego karbonu antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Acta Geol. Pol.* 1966, nr 2.
- Bukowy S. – Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.* 1964, nr 184.
- Bukowy S. – Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.* 1972 t. 61.
- Bukowy S. – Zagadnienie budowy geologicznej paleozoiku północnego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Nauk. UŚl. Geol.* 1977 nr 169.
- Bukowy S. – Aktualne zagadnienia budowy geologicznej paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego i jego okruszczenia. *Prz. Geol.* 1978, nr 2.
- Bukowy S., Cebulak S. – Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Biul. Inst. Geol.* 1964 nr 184.
- Chorowska M. – Konodonty franu i famenu dolnego antykliny Krakowa. *Biul. Inst. Geol.* 1975 nr 282.
- Ekiert F. – Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.* 1971 nr 66.
- Harańczyk C. – Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.* 1978 nr 83.
- Heflik W., Konior K. – Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn – Rzeszotary. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 273.
- Jurkiewicz H. – Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. *Ibidem* 1975 nr 283.
- Jurkiewicz H., Żakowa H. – Rozwój litologiczno-petrograficzny dewonu i karbonu w niecce niedziańskiej. *Kwart. Geol.* 1972 nr 4.
- Juskowiak O. – Petrologia kwaśnych skał magmowych z północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.* 1971 nr 3.
- Konior K. – Ogólna analiza paleostrukturnalna i charakterystyka skał zbiornikowych wypiętrzenia rzeszotarskiego i obszarów sąsiednich. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.* 1980 nr 112.
- Kotas A. – Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. *Kom. Górn. PAN.* 1972 nr 1.
- Kotas A. – Profil utworów paleozoicznych w otworach wiertniczych Sosnowiec IG 1, Goczałkowice IG 1. *Kwart. Geol.* 1973 nr 1.
- Łydka K. – Litostratygrafia dolnego paleozoiku rejonu Mrzygłodu i Kotowic. *Kwart. Geol.* 1971 nr 3.
- Narkiewicz M. – Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.* 1978 vol. 28 nr 4.
- Ney R. – Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczenia złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Krak.* 1968 nr 45.
- Pożaryski W. – Masyw Brabantu i Ardeny a problemy tektoniczne Polski. *Prz. Geol.* 1973 nr 1.
- Pożaryski W. (red.) – Budowa geologiczna Polski. 1974 t. IV cz. 1.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. – O aulakogenie środkowopolskim. *Kwart. Geol.* 1979 nr 2.
- Pożaryski W., Kotański Z. – Rozwój tektoniczny bajkalski oraz kaledońsko-waryscyjski przedpola wschodnioeuropejskiego platformy w Polsce. *Ibidem*.
- Ryka W. – Przejawy metamorfizmu regionalnego w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Kwart. Geol.* 1971 nr 3.
- Ryka W. – Asocjacja diabazowo-lamprofirowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 278.
- Stille H. – Das mitteleuropäische wariszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. *Beih. Geol. Jb. Hannover* 1951 H. 2.
- Śliwiński S. – Geologia obszaru siewierskiego. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.* 1964 nr 25.
- Tomczyk H. – The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of Caledonian orogeny. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.* 1964 vol. 12 no. 2.
- Trzepieczyński J. – Studia strukturalne paleozoiku w strefie granicznej podłoża monokliny przed-sudeckiej i śląsko-krakowskiej. *Praca dokt. Uniw. Śl. Kat. Geol. Og.* 1981.
- Wieser T. – Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. *Kwart. Geol.* 1957 nr 1.

33. Z n o s k o J. — Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. Biul. Inst. Geol. 1965 nr 188.
34. Z n o s k o J. — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. Biul. Inst. Geol. 1970 nr 251.
35. Z n o s k o J. — Outline of the Tectonics of Poland and the Problems of the Vistulicum and Variscicum again of Europe. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 274.

S U M M A R Y

In the Silesian-Cracow region, it is possible to differentiate a uniform monoclinical cover of epicontinental and continental Mesozoic rocks. Paleozoic rocks occurring in its basement are markedly differing in structure which makes possible to distinguish three regions: Upper Silesian, Cracow-Lubliniec, and Jędrzejów.

The Upper Silesian region comprises an area of the massif consolidated by Cadomian movements, covered with Cambrian and Upper Paleozoic including coal-bearing Upper Carboniferous molasse. In the Jędrzejów region, Lower Paleozoic has been folded together with Precambrian and subsequently covered with a thin series of Devonian and Lower Carboniferous rocks (14). The Caledonian consolidation is here regarded as incomplete. The Cracow-Lubliniec region displays most complex structure. Lower Paleozoic eugeosynclinal rocks have been folded here at the end of the Silurian to be subjected to reconstruction during the Variscan orogeny (5). Orogenic development of that region is evidenced by metamorphism of Lower Paleozoic rocks and occurrence of magmatites of the Pacific series (27) within them.

With reference to the ideas of H. Stille (28), it is assumed that full consolidation takes place in geosynclinal area due to rebuilding of deep basement, shown by granitoid intrusions. The other thesis concerns welding of neighbouring massifs by an orogeny. This results in their common diastrophic-denudational development, closed along with origin of complete peneplanation surface. Post-Cadomian peneplain of the Upper Silurian massif is of erosional origin (exposure of mesomorphic and granitoid rocks) whereas Early Devonian one is due to erosional-sedimentary processes. The latter is preserved in the Jędrzejów region which is connected with formation of Caledonian Małopolska massif there. In the Cracow-Lubliniec region, peneplain did not originate before the Early Triassic. The peneplain, post-Variscan in age, truncates there anticlines of the Cracovides of the Cracow branch of the Variscides (4) down to metamorphic rocks and plutonites (Fig. 2). It

comprised the whole region, leading to a relative isostatic equilibrium of the newly-consolidated orogen and older massifs and incorporating the latter to post-Variscan Central-European epiplatform.

Р Е З Ю М Е

В силезско-краковском районе можно выделить однородный моноклиальный покров, сложенный эпиконтинентальными и континентальными мезозойскими отложениями. В его основании палеозойские отложения подразделяются структурно на районы: верхнесилезский, краковско-люблинский и енджейвский.

Верхнесилезский район состоит из массива с кадомской консолидацией, прикрытого камбром и младшим палеозоем, с угленосной молассой верхнего карбона. В енджейвском районе старший палеозой складчатый вместе с докембрием и прикрытый тонким комплексом девона и нижнего карбона (14). Принимается, что здесь не было полной каледонской консолидации. Наиболее сложным строением отличается краковско-люблинский район, где древнепалеозойские евгеосинклинальные отложения подвергнулись складчатости в конце силура, а потом были перестроены во время варисцийского орогенеза (5). На орогеническое развитие этого района указывает метаморфизация древнепалеозойских пород и нахождение в их пределах магматитов палеоцифического ряда (27). Согласно мнениям Х. Стилле (28) принято, что к полной консолидации в геосинклинальном районе приводит в результате перестроения глубокого основания, выраженного интрузиями гранитоидов. Второй тезис касается скрепления орогенезом соседних массивов. Это приводит к совместному диастрофическо-денудационному развитию, законченному образованием поверхности полного сравнения. Послекадомский пенеппен верхнесилезского массива имеет эрозионный генезис (открытие метаморфических и гранитоидных пород). Нижнедевонский пенеппен был сформирован эрозионно-седиментационными процессами. Он сохранился в енджейвском районе, что связано с образованием каледонского малопольского массива. В краковско-люблинском районе пенеппен образовался только в нижнем триасе. Это послеварисцийский пенеппен, который срезывает антиклинали краковской отрасли варисцидов (4) — краковиды — до метаморфических пород и плутонитов (рис. 2). Этот пенеппен охватил весь район, приводя к относительному изостатическому равновесию новоконсолидированного орогена и древних массивов, включая их в послеварисцийскую центральноевропейскую эпиплатформу.