

BUDOWA GEOLOGICZNA REGIONU KRAKOWA

UKD [551.24 + 551.7](438.31)

Region Krakowa znajduje się w szczególnym miejscu – na pograniczu wielkich jednostek strukturalnych, jak: zapadlisko górnośląskie i krakowidy, monoklina śląsko-krakowska i niecka nidziańska, a także Karpaty, zapadlisko przedkarpackie i przedmurze Karpat (ryc. 1). Powoduje to duże urozmaicenie i skomplikowanie tego obszaru. Badania geologiczne prowadzono tu od prawie 200 lat, dlatego też literatura jest bardzo bogata i tylko w niewielkim stopniu wymieniono ją w spisie. Wyniki wczesnych badań zostały podsumowane przed prawie 100 laty przez S. Zaręcznego (49), którego mapa i tekst objaśniający, zwłaszcza w odniesieniu do faktów, są w dużym stopniu aktualne do dzisiaj. Kolejnym podsumowaniem jest przewodnik R. Gradzińskiego (15), a dla okolic miasta – objaśnienia do arkusza Kraków 1:50 000 (43). Niniejszy artykuł poświęcono głównie osadom mezozoicznymi, odsłaniającym się w rejonie miasta. Utwory paleozoiczne podścielające osady jurajskie scharakteryzowano pokrótce w rozdziale dotyczącym tektoniki. Wiele z przedstawionych tutaj zagadnień omówiono szczegółowo w Przewodniku LX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Krakowie (37).

STRATYGRAFIA

Podłożem osadów jurajskich w regionie Krakowa są utwory paleozoiczne. W okresie od permu do dolnej jury

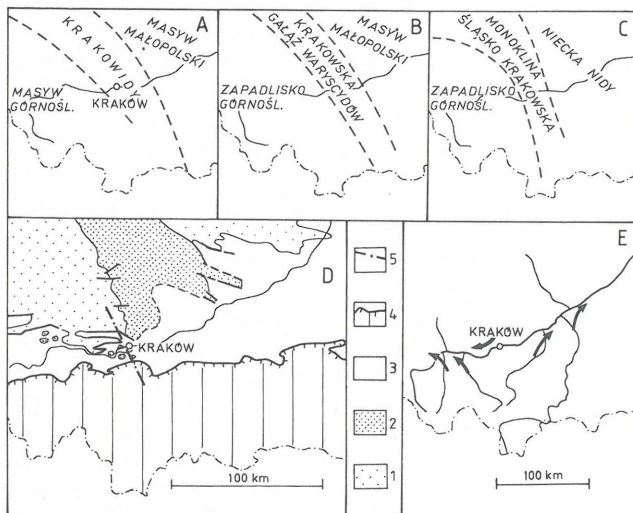
odbywała się tu denudacja. W dolnym batonie w warunkach limnicznych osadzały się piaski z wkładkami ilów (glinki grojeckie) zaliczanych dawniej do liasu (19). Transgresja morska przyszła w górnym batonie, ale miejscami na starszym podłożu leży dopiero kelowej. Jest on wykształcony jako piaski, piaskowce, wapienie piaszczyste z bogatą fauną i oolitami żelazistymi, rzadziej margle. Na uwagę zasługują ślady rozmywania, w wyniku czego powstała tzw. warstwa bulasta, pokryta niekiedy stromatolitem. Utwory te są wzbogacone w metale ciężkie. Ich obecność jest interpretowana jako efekt uderzenia ciała kosmicznego (4), a warstwa bulasta jako efekt silnych prądów związanych z impakcją. Warstwa bulasta jest jednak diachroniczna (23), dlatego też bardziej prawdopodobne jest wyjaśnienie zwiększonej zawartości metali ciężkich jako powstałej na skutek adsorpcji z wody morskiej.

Oksford rozpoczyna się osadami marglistymi. Powyżej występują wapienie płytowe zawierające biohermy wapieni skalistych związane z działalnością gąbek (47). Sytuacja taka utrzymuje się w środkowym i niższej partii górnego oksfordu. Warunki sedymentacji w tym okresie były niekiedy bardzo niespokojne, o czym świadczą ławice wapieni z grubookruchowym materiałem o średnicy do ponad 1 m stwierdzone w Młynce (37). Powyżej wapienie płytowe zanikają, a obok wapieni skalistych pojawiają się wapienie ławicowe z licznymi krzemieniami.

Wapienie skaliste tworzą biohermy (budowle) powstałe wskutek działalności gąbek i sinic, o wymiarach od paru do co najmniej kilkudziesięciu metrów (ryc. 2). Na ich obrzeżeniu wapienie uławiczone są często podgięte ku górze, co wiąże się z ich sedymentacją na nierównej powierzchni budowli i późniejszą kompaktacją. Powstałe w ten sposób nachylenia, dobrze widoczne na wschodniej ścianie łomu w Mydlnikach, mają od kilku do kilkunastu stopni (41, 12). W starszej literaturze traktowano to jako dowód istnienia niezgodności kątowej (15). Z nierównościami podłoża wiąże się lokalnie osuwiska (11). Badania mikrofałalne wskazują na raczej płytkowodne środowisko zdominowane przez sinice i związaną z ich działalnością totalną mikrytyzacją osadu (29, 30, 37).

W górnej części profilu w obrębie wapieni skalistych i ławicowych pojawiają się przeławiczenia margliste, znane np. z Sudołu czy Ujazdu, gdzie występuje interesująca struktura osuwiskowa (37). Odgrywają one większą rolę na NE od Krakowa w regionie Proszowic (7). Najwyższą część osadów oksfordu w regionie Krakowa uległa lokalnej dolomityzacji, uważanej za wczesnodiaagenetyczną (26). Najwyższa jura i dolna kreda są okresem denudacji.

Transgresja morska przychodzi w cenomanie. Jest on wykształcony w facji gruboklastycznej, a następnie w turonie osad zmienia się na węglanowo-klastyczny i klastyczny. Liczne powierzchnie abrazyjne ścinające nierównomiernie starsze osady: jurę, cenoman, turon niższy oraz wyższy świadczą o niepokoju sedymentacyjnym (ryc. 3). Regionalny charakter, typowy dla całej monokliny śląsko-krakowskiej, ma regresja z końca turonu i luka stratygraficzna obejmująca koniak, a niekiedy santon.



Ryc. 1. Położenie regionu Krakowa na tle granic jednostek tektonicznych (częściowo wg 36) i hydrograficznych

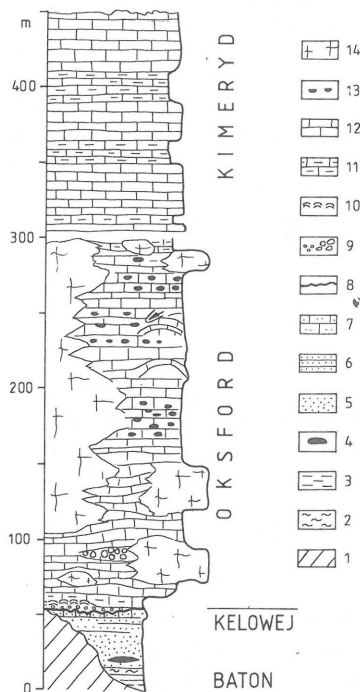
A – w epoce kaledońskiej, B – w epoce warwycyjskiej, C – po fazie laramijskiej, D – w miocenie, 1 – osady paleozoiczne, trias i jura, 2 – kreda, 3 – miocen, 4 – osady fliszowe Karpat, 5 – oś rygła krakowskiego (wg 32), E – odwodnienie w starszym czwartorzędzie

Fig. 1. Localisation of the Cracow region within tectonic (partly after 36) and hydrographic units

A – in the Caledonian epoch, B – in the Variscan epoch, C – after the Laramian phase, D – in the Miocene, 1 – Palaeozoic, Triassic and Jurassic deposits, 2 – Cretaceous deposits, 3 – Miocene deposits, 4 – flysch deposits of the Outer Carpathians, 5 – axis of the „Cracow bolt” (after 32), E – drainage pattern in the Early Quaternary

Kolejna transgresja następuje w santonie. Tworzy się wtedy powierzchnia abrazyjna ścinająca osady oksfordu, cenomanu i turonu. Santon jest wykształcony jako margle glaukonitowe i szare. Następnie, aż po dolny mastrycht tworzą się margle lub opoki, rzadziej gezy. Monotonna sedymentacja węglanowo-krzemionkowo-ilasta była przerywana przez podmorską erozję na pograniczu dolnego i górnego kampanu oraz w dolnym mastrychcie (39). Ponadto w górnym kampanie i dolnym mastrychcie pojawiają się poziomy wzbogacone w glaukonit. Wskazuje to, że także w senonie panował wyraźny niepokój sedymentacyjny. Powierzchnia rozmywania w kampanie jest stwardniała (dzięki wysyceniu węglanem wapnia i związkami fosforu) oraz zglaukonityzowana; jest to typowe twarde dno. Badania geochemiczne nie były tu wykonywane. Natomiast stromatolity związane z twardymi dnami w cenomanie (Korzkiew) i turonie (Zabierzów), podobnie jak warstwa bulasta kełoweju (4) są wzbogacone w metale ciężkie. Procesy te są charakterystyczne dla rozmywanych podmorsko powierzchni.

Paleogen był okresem zrównywania rzeźby i tworzenia się powierzchni zrównania (13). Zostały ścięte osady kredy i jury oraz paleozoiku i triasu. Niekiedy może się ona pokrywać z podkredową powierzchnią zrównania (12). Obecnie obserwowana powierzchnia zrównania jest w rzeczywistości powierzchnią obniżoną przez denudację

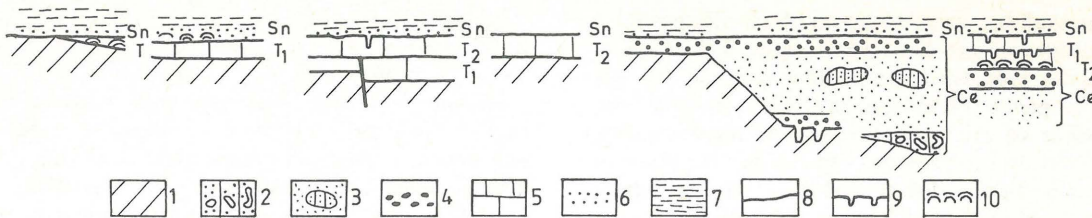


Ryc. 2. Schematyczny profil osadów jurajskich regionu Krakowa (wg 37, 19, 12, 47, górna część profilu wg 7, uzupełnione)

1 – podłoże, 2 – iły, 3 – mułowce, 4 – węgiel, 5 – piaski, 6 – piaskowce, 7 – wapień piaszczyste, 8 – powierzchnie rozmycia, 9 – zlepienie i blokowiska, 10 – stromatolity, 11 – margle, 12 – wapień warstwowane, 13 – krzemienie, 14 – wapień skaliste

Fig. 2. Schematic log of Jurassic deposits of the Cracow region (compiled after 37, 19, 12, 47, upper part according to 7, supplemented)

1 – substratum, 2 – clays, 3 – mudstones, 4 – coal measures, 5 – sands, 6 – sandstones, 7 – sandy limestones, 8 – erosional surfaces, 9 – conglomerates and block fields, 10 – stromatolites, 11 – marls, 12 – bedded limestones, 13 – flints, 14 – massive limestones



Ryc. 3. Schematyczne profile osadów cenomanu, turonu i santonu w regionie Krakowa (bez skali) (wg S.W. Alexandrowicza i S. Bukowego, uzupełnione)

1 – podłoże – (wapień jury), 2 – zlepianiec z krzemieniami, 3 – piaski lokalnie z kongrecjami kwarcytów, 4 – zlepianiec, 5 – wapień, 6 – margle glaukonitowe, 7 – margle szare, 8 – powierzchnia abrazyjna, 9 – drażnienia pochodzenia organicznego, 10 – stromatolity, Ce – cenoman, T₁ – turon niższy, T₂ – turon wyższy, Sn – santon (lokalnie kampan dolny)

Fig. 3. Schematic logs of Cenomanian, Turonian and Santonian deposits in the Cracow region (not to scale) (after S.W. Alexandrowicz and S. Bukowy, supplemented)

1 – substratum (Jurassic limestones), 2 – conglomerates bearing flints, 3 – sands bearing isolated quartzite concretions, 4 – conglomerates, 5 – limestones, 6 – glauconitic marls, 7 – grey marls, 8 – abrasion surface, 9 – penetrations of organic origin, 10 – stromatolites; Ce – Cenomanian, T₁ – Lower Turonian, T₂ – Upper Turonian, Sn – Santonian (locally Lower Campanian)

w stosunku do pierwotnej, powstałej w paleogenie. Z okresem tym wiążą się osady rezydualne. Na wapieniach jurajskich są to różne rumosze utworzone z krzemieni jurajskich, tkwiących w iłach, wypełniające leje i zagłębienia krasowe. Nieraz sięgają one na kilkadziesiąt metrów w podłoże. W obszarach występowania geiz i opok senonu są to skały odwapnione, o gęstości objętościowej nieraz poniżej – 1 g/cm³, lokalnie o miąższości do paru metrów (39). Odrębną facją osadów paleogenu są białe piaski kwarcowe, zawierające niekiedy kongrecyjne wkładki piaszkowców o spoiwie krzemionkowym (warstwy z Rudawy) (2).

Z końcem paleogenu, a być może w dolnym miocenie zrównany obszar wyżyny zaczyna być rozcinany przez rzeki. Obserwacje wykonane w Dolinie Grzybowskiej, wypełnionej sedymentacyjnie mioceniem wskazują, że rzeźba terenu przed transgresją miocenu była zapewne bardzo urozmaicona (12), a deniwelacje mogły dochodzić do 100 m. Jest to zgodne z obserwacjami wykonywanymi w środkowej części zapadliska przedkarpacciego (34), gdzie paleorzeźba odgrywa dużą rolę w ukształtowaniu powierzchni podmiocenińskiej.

Morski miocen rozpoczynają wapień zawierające niekiedy masowo gruboskorupowe ostrygi. W ich podłożu wapień jurajski są pocięte przez liczne organizmy drażące (38). Wapień ostrygowy stanowią osad lokalnej ingresji morskiej. Być może nastąpiło to w karpacie. Po sedymentacji wapieni ostrygowych morze cofnęło się. W suchym klimacie na wynurzonych wychodniach skał węglanowych jury i kredy oraz wapieniach ostrygowych (otw. na placu Biskupim) następuje wadyczna cementacja podłoża i tworzenie się naskorupień typu caliche, sięgające w podłoże nieraz na głębokości kilku metrów. Niekiedy były one rozmywane, a u podnóża wzniesień tworzyły się fanglomeraty ulegające następnie wadoidyzacji (31, 37). Facjalnym odpowiednikiem tych osadów mogą być margle z fauną słodkowodnych ślimaków.

W dolnym badenie występuje regionalna transgresja morska. W tym czasie osadzały się warstwy skawińskie (ryc. 4), wykształcone przeważnie jako margliste iły (facja tegel). Podstawą stratygrafii są tu poziomy otwornicowe wydzielone przez S.W. Alexandrowicza (1). Niekiedy w iłach obserwuje się wkładki piaszkowców grubości do kilkudziesięciu centymetrów (wskaźnik facji szlir), których materiał pochodzi z Karpat. Lokalnie spągowa część iłów jest zastąpiona przez piaski heterosteginowe znane z Wielkiej Wsi i okolic Miechowa.

W środkowym badenie panują warunki hipersalinarne

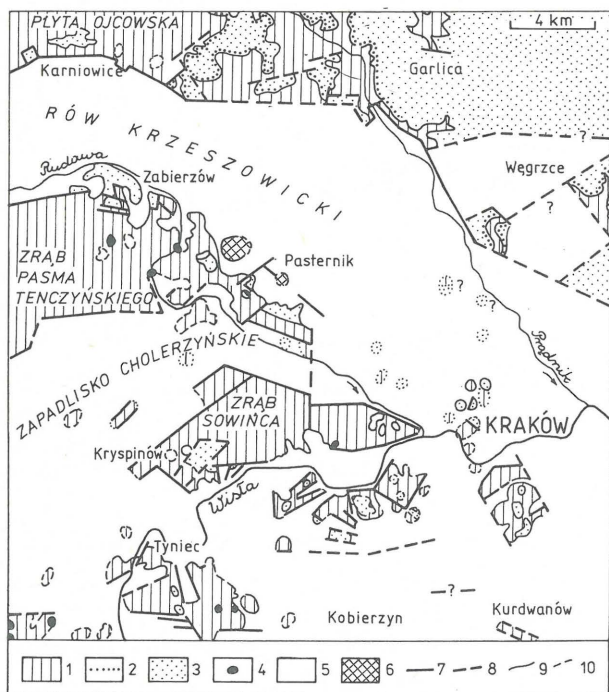
i wśród osadów ilastych pojawiają się wkładki oraz przeławiczenia gipsów. Jest to najstąbiej poznane ogniwo miocenu krakowskiego. Ku południowi gipsy przechodzą w serię solną, rozciągającą się od Baryczy na zachodzie, przez Wieliczkę ku wschodowi. Normalne zasolenie pojawia się ponownie w górnym badenie, kiedy panuje spokojna sedymentacja ilasto-mułowcowo-piaszczysta. Tylko na południowy wschód od Krakowa pojawiają się wkładki gruboziarnistych piasków bogocickich (33), związanych z niszczeniem Karpat. W całym profilu badenu obserwuje się cienkie wkładki tufitów, niekiedy zbentonitowanych, związanych z wulkanizmem w Karpatach wewnętrznych.

Rejon Krakowa, określane też mianem rygła krakowskiego (32, ryc. 1), znaczy się wyraźnie w sedymentacji miocenu. Oddzielał on strefę o dużych miąższościach dolnego badenu na zachodzie od strefy o małych miąższościach dolnego badenu na zachodzie od strefy o małych miąższościach na wschodzie, gdzie z kolei górny baden osiąga duże miąższości. Wiąże się z wpływem paleozoicznych struktur krakowidów.

W pliocenie, a być może w najwyższym miocenie tworzyła się powierzchnia zrównania ścinająca zuskokowane, różnowiekowe osady badenu (Pasternik) oraz senonu i badenu (Węgrzce). Z okresem tym wiąże się kolejny etap powstawania bogatych w krzemienie zwierzelin osadów górnej jury, trwający miejscami aż do starszego czwartorzędu. Były one przenoszone przez wody płynące, dając pokrywy żwirowe leżące na zuskokowanych iłach badenu (Pasternik). W wyższej części pliocenu rozpoczyna się głębokie rozcinanie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej przez rzeki płynące z północy na południe. Prowadzi to do powstania (9) lub też odmłodzenia dolin (12).

Osady starszego czwartorzędu poprzedzającego zlodowacenie południowopolskie zachowały się jedynie na wschód od Krakowa (Witów). Nie zawierają one zupełnie materiału z Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, co potwierdza tezę o przebiegu działu wodnego między zlewnią Odry i Dniestru w rejonie Krakowa (ryc. 1E).

Z początkiem zlodowacenia południowopolskiego, w klimacie peryglacjalnym zachodziło intensywne wietrzenie fizyczne i zachodziły procesy soliflukcyjne. W czasie zlodowacenia Sanu cały obszar został pokryty przez łądolód. Po jego stopieniu pozostała glina morenowa oraz piaski i żwiry lodowcowe i wodnolodowcowe, niekiedy o charakterze kemowym (22, 48). Obecność w glinach morenowych rejonu Krakowa otoczków piaszkowców karpaccich zdaje się wskazywać, że te ostatnie były częściowo transportowane po powierzchni łądolodu. Już u schyłku



Ryc. 4. Schematyczny profil niższej części osadów miocenu (wg 31, uzupełnione)

1 – wapień jury, 2 – margle i opoki kredy, 3 – drażnienia pochodzenia organicznego, 4 – wapień ostrygowe, 5 – naskorupienia caliche (w obniżeniach lokalnie margle), 6 – zlepieńce wadoidowe, 7 – iły warstw skawinińskich

Fig. 4. Schematic log of the lower part of Miocene deposits (based on 31, supplemented)

1 – Jurassic limestones, 2 – Cretaceous marls and opokas, 3 – penetrations of organic origin, 4 – oyster-bearing limestones, 5 – caliche-type deposits (depressions locally filled with marls), 6 – vadoid conglomerates, 7 – clays of the Skawina beds

złodowacenia Sanu rozpoczęło się intensywne wymiatanie osadów czwartorzędowych. Jest możliwe, że w tym okresie rozpoczęły się formować rynny, występujące w Krakowie na przedłużeniu współczesnych dolin Prądnika i Dłubni.

Informacje o osadach powstałych między złodowaceniem Sanu a północnopolskim są bardzo skąpe. Dlatego też brak możliwości dowiązania się do nowych schematów stratygraficznych, np. L. Lindnera (25), którzy wydzieliła w tym okresie kilka złodowaceń. Każde z nich w ekstraglacialnym obszarze Krakowa musiało dawać zjawiska peryglacialne w okresach zimnych i bardzo intensywną erozję w chwili degradacji wieloletniej zmarzliny.

Interglacjał mazowiecki był okresem erozji. Wisła w tym okresie płynęła przez zapadlisko cholerzyńskie (12) pozostawiając tam i w dolnym biegu Rudawy karpackie żwiry. W czasie stadiału maksymalnego złodowacenia środkowopolskiego (złod. Odry) dolina Wisły, a zapewne i Rudawy odprowadzała z Górnego Śląska wody z topniejącego lodowca i została zasypana osadami piaszczysto-żwirowymi. Wtedy też nastąpiło przesunięcie doliny Wisły w jej obecne położenie. Jednocześnie na stokach, w warunkach peryglacialnych zachodziło wietrzenie fizyczne i procesy soliflukacyjne.

Ze złodowaceniem środkowopolskim wiążą się lessy starsze: dolny i górny, przedzielone glebą kopalną typu Tomaszów (44). Podobnie jak to udowodniono dla złodowacenia północnopolskiego, także u schyłku omawianego

złodowacenia zachodziła intensywna erozja i rozcinanie starszych osadów, trwało ono także w interglacjale eemskim. Z tym też okresem wiążą się gleby kopalne typu Nielewki, rozwinięte na lessach.

Z początkiem złodowacenia północnopolskiego w warunkach klimatu peryglacialnego zachodziło intensywne wietrzenie. W dolinach większych rzek osadzały się piaski rzeczne, przechodzące w bocznych częściach dolin w piaski peryglacialne. U wylotu doliny Prądnika powstał w tym okresie stożek napływowy zbudowany ze żwirów wapiennych. Na stokach z początkiem stadiału głównego osadzał się less młodszy dolny, a następnie w czasie ocieplenia uformowała się gleba kopalna typu Komorniki. W czasie ostatniego ochłodzenia u schyłku złodowacenia utworzyła się młodsza pokrywa lessowa – less młodszy górny, szeroko rozprzestrzeniony w okolicy Krakowa.

U schyłku złodowacenia północnopolskiego (12–14 ka BP) następuje degradacja wieloletniej zmarzliny, połączona z rozcinaniem osadów wypełniających doliny rzeczne, do głębokości ok. 15–20 m. Jest to najważniejsze zdarzenie geomorficzne u schyłku ostatniego złodowacenia. W utworzonych w ten sposób dolinach początkowo osadzają się piaski i żwiry, a następnie torfy (22, 27) i mady. Wisła z rzeki roztokowej, typowej dla okresów glacialnych, przechodzi w rzekę meandrującą. Meandry ze schyłku ostatniego złodowacenia i początków holocenu wykazują duże promienie łuków i duże szerokości koryt, a następnie co najmniej od okresu atlantyckiego meandry stają się małe, co wiąże się ze stabilizacją przepływów (20, 42). Późniejsze zmiany w przebiegu procesów geologicznych wiążą się już z rolniczą działalnością człowieka.

TEKTONIKA

Zaburzenia tektoniczne w regionie Krakowa wiążą się z orogenezą kaledońską, waryscyjską i alpejską. Osady prekambru – zbyt słabo poznane – nie będą tu omawiane. Osady kaledońskiego piętra strukturalnego powstawały między masywem górnośląskim na zachodzie i małopolskim na wschodzie (ryc. 1A). Reprezentują je kambryjskie zlepieńce z Doliny Będkowskiej i graptolitowe łupki z ludłowu znane z Bębła oraz łupki z Dąbia w Krakowie. Fałdowania nastąpiły w ludłowie lub na pograniczu syluru i dewonu. Powyżej występują zlepieńce z Batowic i zazębiające się z nimi arkozowe piaskowce z Woli Kalinowskiej i Karniowic (otw. 2a). Z orogenezą kaledońską związane są granodioryty z Doliny Będkowskiej (16, 37), uważane niekiedy za hercyńskie (6).

Waryscyjskie piętro strukturalne reprezentują osady dewonu i karbonu. Omawiany obszar był w tym czasie położony na terenie pasma krakowidów, czy też krakowskiej gałęzi waryscydów o kierunku NW–SE, między zapadliskiem górnośląskim na zachodzie i masywem małopolskim na wschodzie (ryc. 1B). S. Bukowy (6) widzi tu wiele struktur fałdowych. Idąc od zachodu, są to: antyklina Dębniaka, zbudowana z węglanowych skał karbonu i dewonu, zawdzięczająca swoje powstanie w dużym stopniu intruzji porfiru, z którą wiążą się także rozwinięte na dużą skalę przeobrażenia skał dewonu (17), synklina Bolesławia, wypełniona wizenem i namurem, i antyklina Krakowa, zbudowana z łupków i piaskowców syluru. Dalsze struktury stanowią: synklina Ojcowa, wypełniona osadami namuru, i antyklina Skały, zbudowana z łupków oraz zlepieńców syluru (Batowice). Odmienny punkt widzenia reprezentuje C. Harańczyk (17, 37), który zaburzenia osadów młodopaleozoicznych traktuje jako blokowe, a za główną strefę tektoniczną uważa linię Rze-

szotary – Lubliniec, pokrywającą się w przybliżeniu z zachodnim brzegiem antykliny Krakowa. Z orogenezą hercyńską wiąże się intensywny wulkanizm omówiony ostatnio przez C. Harańczyka (17, 37).

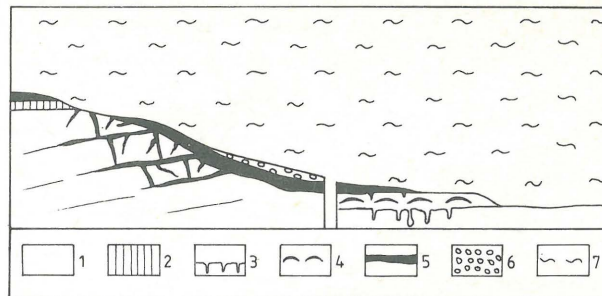
Do alpejskiego piętra strukturalnego przynależą utworzy permu (znane z Kurdwanowa), jury, kredy i trzeciorzędu. Osady jury zalegają prawie poziomo, a obserwowane w nich nachylenia są głównie natury sedymentacyjnej. Zaburzenia związane z fazą młodokimeryjską polegały na nieznacznym nachyleniu obszaru krakowskiego ku NE. Są one nieznaczne w pobliżu miasta i niemierzalne w odsłonięciach. Może się to wiązać z usztywniającym oddziaływaniem podłoża. Niezgodności kątowe są widoczne dalej na NE (7). W kredzie wyraźny niepokój tektoniczny zaznaczył się w turonie i cenomanie (faza subhercyńska), co przejawiało się dźwiganie poszczególnych bloków i nierównomiernym ścinaniem osadów przez kolejne powierzchnie abrazyjne. Z okresem tym wiąże się niewielkie uskoki, rozpoznane na północ od Krakowa.

W fazie laramijskiej następuje nachylenie omawianego terenu ku NE i utworzenie monokliny śląsko-krakowskiej i niecki nidziańskiej (ryc. 1C). Granica tych jednostek przyjmowana jest umownie, zgodnie z przebiegiem wschodni osadów kredy. Nachylenia utworów kredowych są nieznaczne i w terenie niemierzalne. Wyraźniej zaznaczają się one na NE od Krakowa (7). Obniżanie się osadów kredowych ku niecce nidziańskiej realizuje się częściowo przez uskoki o kierunku zbliżonym do jej krawędzi. Zdają się tu należeć dyslokacje równoległe do doliny Szreniawy, położone między Słomnikami i Miechowem.

Jak już wspomniano, w czasie orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej badany obszar znajdował się w strefie o kierunku NW–SE, między masywem zapadliska górnośląskiego a masywem małopolskim (ryc. 1AB). Ten sam kierunek wyznaczają granice monokliny śląsko-krakowskiej i niecki nidziańskiej, utworzone w fazie laramijskiej (ryc. 1C). W starszym trzeciorzędzie następuje ogólna zmiana tego kierunku na zbliżony do równoleżnikowego (ryc. 1D). Jest to związane z pękaniem sztywnej płyty przedmurza, wciąganej pod Karpaty i włączanej w obręb zapadliska przedkarpackiego. Jego północna granica przebiega wzdłuż północnej krawędzi rowu krzeszowickiego, chociaż mniejsze zapadliska znajdują się na północ od strefy, (np. w Wierzchowie). Równoleżnikowe rowy tektoniczne pochodzące z tego okresu są także znane z okolic Wolbronia (5).

Sytuacja tektoniczna bezpośrednio na wschód od Krakowa jest mniej jasna i nie rozpoznana. Zdaniem autora następuje tu zmiana kierunków tektonicznych. Brak jednak podstaw, by traktować linię Zawichost–Kurdwanów W. Teisseyra jako granice zapadliska, gdyż w niecce nidziańskiej stanowią je strefy uskokowe o kierunkach WWN–EES, obrzeżające zapadliska połanieckie i soleckie (36, 40) i być może nieckę działoszycką.

Z wciąganiem sztywnej płyty pod Karpaty wiążą się przynajmniej w jej strefie przypowierzchniowej zjawiska tensji. Wskazują na to uskoki normalne i progowe obserwowane w terenie, a także mezostruktury (wśród których brak form wynikających z kompresji) (24). Poziome przesunięcia obserwowano tylko na Kapelance w Krakowie, co było wielokrotnie kwestionowane (np. 8). Dowodem na istnienie kompresji jest nasunięcie paleozoiku i jury na miocen w rejonie Gdowa (35), co wiąże się z naprężeniami w paleo- i mezozoicznym podłożu Karpat. Wpływ nasuwających się płaszczowin karpaccich na podłożo miocenu w rejonie Krakowa był nieznaczny lub żaden i ograniczał się jedynie do pofałdowania osadów



Ryc. 5. Szkic tektoniczny regionu Krakowa (wg 37, nieco zmienione)

1 – jura, 2–3 – kreda; 2 – cenoman i turon, 3 – senon, 4–6 – trzeciorzęd; 4 – paleogen, 5 – miocen, 6 – pliocen ?, 7 – uskoki pewne, 8 – uskoki prawdopodobne, 9 – granice geologiczne, 10 – granice geologiczne przyjęte na podstawie pojedynczych archiwalnych wierceń

Fig. 5. Structural sketch of the Cracow region (based on 37, partly modified)

1 – Jurassic, 2–3 – Cretaceous: 2 – Cenomanian and Turonian, 3 – Senonian, 4–6 – Tertiary: 4 – Paleogene, 5 – Miocene, 6 – Pliocene ?, 7 – faults certain, 8 – faults inferred, 9 – geological boundaries, 10 – geological boundaries inferred on the basis of isolated drill-hole archival data

miocenu w pasie o szerokości paru km. Tektonika tej strefy, określanej przez K. Tołwińskiego (46) mianem „salidów”, jest bardzo skomplikowana. Dotyczy to szczególnie górnej części złoża solnego w Wieliczce (złożo bryłowe), uważanego dotychczas za megabrekcję tektoniczną, a interpretowanego ostatnio jako olistostroma (45).

Podstawą do wyznaczania uskoków w regionie Krakowa jest położenie granicy kelowej/oksford i granic między różnymi poziomami kredy, a także poziom gipsowego miocenu. Pewne znaczenie może tutaj także mieć położenie paleogeńskiej powierzchni zrównania. Na specjalną uwagę zasługuje fakt, że na zrębach tektonicznych i w sąsiadujących z nimi zapadliskach miąższość osadów malmu jest zbliżona, np. koło Zabierzowa na pasmie tenczyńskim wynosi 188 m, a 209 m w dnie rowu krzeszowickiego oraz 170 m na zrębie Kurdwanowa i 153 m w Swoszowicach, pod 145-metrowym nadkładem ilów miocenu. Wskazuje to, że erozja od miocenu nie obniżyła ogólnie zrębów tektonicznych. Już od czasów S. Dżułyńskiego (8) wiadomo, że uskoki są podstawowym elementem tektoniki regionu Krakowa, co było wielokrotnie ilustrowane szczegółowymi przekrojami (3, 15, 8, 21, 41, 12). Do najważniejszych jednostek tektonicznych należą tutaj (ryc. 5): płyta ojcowska, obniżony w stosunku do niej o ok. 300 m rów krzeszowicki wypełniony miocenem i dźwignięte o ok. 110 m pasmo tenczyńskie. Bardziej na południe rozciąga się wypełnione miocenem zapadlisko Cholerzyn–Półwieś, ograniczone od południa słabo odsłoniętymi wzgórzami w rejonie Tyńca i Czernichowa. W części wschodniej można wydzielić zręb lasu wolskiego i niewielkie zręby w rejonie Pychowic, Kapelanki, Podgórze i Kurdwanowa. Podobny charakter ma tektonika centrum Krakowa (37). Analizując budowę terenu poszczególnych wzgórz, należy pamiętać o urozmaiconej rzeźbie przedmiocenijskiej. Dlatego też obraz nie jest jednoznaczny i trudno często udowodnić, czy dane wzgórze jest zrębem tektonicznym, czy też efektem procesów denudacyjnych.

Wielkość uskoków w regionie krakowskim, położonym zresztą w brzeżnej części zapadliska przedkarpackiego,

jest tak duża, że trudno przyjąć, że mogą one zanikać bezpośrednio na wschód od miasta. Ponadto uskoki przecinające także osady miocenu wykazano również w północnej części zapadliska przedkarpackiego, w zapadlisku połanieckim i soleckim oraz na Roztoczu (40). Dlatego poglądy o braku uskoków w zapadlisku przedkarpackim (18) należy uznać za nieuzasadnione.

Trzeciorzędowe uskoki w okolicach Krakowa przynależą do kilku generacji, a ich ścisłe datowanie nie zawsze jest możliwe. Dotyczy to uskoków nie zaznaczających się w morfologii terenu, które są starsze od paleogeńskiej powierzchni zrównania, tj. od eocenu (8). Przynależą tu strefa uskokowa oddzielająca płytę ojcowską od rowu krzeszowickiego, która była następnie odmładzana. Uskoki przecinające gipsy badenu, np. w rejonie Pasternika, są od nich młodsze, być może powstałe na pograniczu badenu i sarmatu, na kiedy w niecce nidziańskiej przypada główna faza uskokowa. Zapewne istnieją także badeńskie uskoki synsedymenacyjne. Uskoki zanikają przy przejściu do bardziej plastycznych osadów, np. z wapieni jury do margli senonu (Bonarka, Zabierzów) (9, 12), a zapewne także i z wapieni jury do iłw miocenu.

Z trzeciorzędową tektoniką uskokową wiąże się epigenetyczna syklifikacja wapieni jurajskich (28), której objawy obserwuje się w ich części bliskiej stropu i w spągu senonu. Występuje ona na obszarze między Zabierzowem, Tyńcem i Podgórzem, a także w dolinie Garliczki i dalej na zachód, np. w rejonie Tenczynka. Temperatury dekrepitacji wynoszą 85–250°C. Na podobny zakres wskazuje obecność haczetynu, stwierdzonego w spągu osadów senonu w Bonarce, utworzonego w temperaturze co najmniej 80°C. Z tektoniką jest związane ciemne zabarwienie wapieni jury i turonu, spowodowane obecnością drobno rozproszonego piryty, stwierdzone między Krakowem i Tenczynkiem (10). Może ono jednak być związane ze zjawiskami infiltracji roztworów z morza miocenijskiego (14).

LITERATURA

- Alexandrowicz S.W. — Pr. Inst. Geol., 1963 t. 39 s. 1–130.
- Alexandrowicz S.W. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 1969 t. 39 z. 4 s. 681–696.
- Bogacz K. — Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1967 nr 41 s. 7–89.
- Brochwicz-Lewiński W., Gąsiewicz A. et al. — Pr. Geol., 1986 nr 2 s. 83–88.
- Bukowy S. — [W:] Bud. Geol. Polski, 1974 t. 4 cz. 1 s. 213–233.
- Bukowy S. — Geologia UŚl., 1984 nr 691 s. 7–78.
- Burzewski W. — Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1969 nr 61 s. 7–85.
- Dżułyński S. — Acta Geol. Pol., 1953 vol. 3 nr 3 s. 325–440.
- Dżułyński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 1966 t. 36 z. 4 s. 329–343.
- Dżułyński S., Żabiński W. — Acta Geol. Pol., 1954 vol. 4 nr 1 s. 181–190.
- Felisiak I. — Spraw. z Pos. Kom. Nauk PAN Oddz. Krak., 1983 t. 25 z. 1 s. 186–188.
- Felisiak I. — Budowa geologiczna obszaru pomiędzy Krakowem, Zabierzowem i Morawicą. Pr. dokt. Wyd. Geol. Posz. AGH, 1988.
- Gilewska S. — [W:] Geomorfologia Polski. PWN, 1972 t. 1 s. 232–339.
- Gradziński R. — Acta Geol. Pol., 1955 vol. 5 z. 1 s. 67–79.
- Gradziński R. — Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa, Wyd. Geol., 1972.
- Harańczyk C. — Paleozoiczna tektogeneza obszaru krakowskiego. Kwart. Geol., w druku.
- Harańczyk C., Wala A. — Pr. Geol., 1989 nr 6.
- Jucha S. — Ibidem, 1985 nr 6 s. 333–345.
- Jurkiewiczowa I. — Biul. Inst. Geol., 1974 nr 278 s. 201–239.
- Kalicki T., Starkel L. — [W:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II. Geograph. Studies, 1987 spec. issue 4 s. 51–70.
- Kleczkowski A.S. — Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr., 1967 nr 3 s. 161–169.
- Kmietowicz-Drathowa I. — Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie, 1964 s. 269–274.
- Kopik J. — Callovian of the Częstochowa Jura (South-Western Poland). Pr. Inst. Geol., 1979 nr 93 s. 5–69.
- Krokowski J. — Mezoskopowe studia strukturalne w osadach permskomezozoicznych południowo-wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 1984 t. 54, z. 1/2 s. 79–121.
- Lindner L. — Pr. Geol., 1988 nr 3 s. 140–48.
- Łaptaś A. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 1974 t. 44 s. 247–273.
- Mamakowa K. — Acta Palaeobot., 1970 vol. 27 nr 1 s. 3–12.
- Matyszkiewicz J. — Ann. Soc. Geol. Polon., 1987 vol. 57 nr 1–2, s. 59–87.
- Matyszkiewicz J. — Sedimentation and diagenesis of the Upper Oxfordian cyanobacterial-sponge limestones in Piekary near Kraków. Ibidem, 1989 vol. 59 nr 1–2 (w druku).
- Matyszkiewicz J. — N. Jb. Geol. Paleont., 1989 Mh 5 s. 308–320.
- Michalik M., Paszkowski M., Szulc J. — [W:] IAS 7-th European Regional Meeting. Excursion Guide Book Kraków, Poland, 1986 s. 192–196.
- Ney R. — Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 1968 nr 45 s. 7–82.
- Otwiński M. — Zesz. Nauk. AGH Geologia, 1979 t. 5 z. 2 s. 43–63.
- Oszczypko T., Tomas A. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 1976 t. 46 z. 4 s. 525–548.
- Poborski J., Jawor E. — Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 1987 vol. 35 nr 3 s. 215–219.
- Pożaryski W. — [W:] Geology of Poland. Wyd. Geol., 1977 vol. 4 s. 50–57.
- Przewodnik 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Krakowie, 1989.
- Radwański A. — Acta Geol. Pol., 1968 vol. 18 nr 2 s. 387–446.
- Rutkowski J. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 1965 t. 35 z. 1 s. 3–52.
- Rutkowski J. — Ibidem, 1981 t. 51 z. 1/2 s. 117–131.
- Rutkowski J. — Pr. Geol., 1986 nr 10 s. 587–590.
- Rutkowski J. — [W:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years. Part II. Geograph. Studies, 1987 spec. issue 4 s. 31–49.
- Rutkowski J. — Objaśnienia do Szczegółowej

mapy geologicznej Polski ark. Kraków 1: 50 000 PIG, w druku.

44. Rutkowski J., Śnieszko Z. — [W:] Guide — Book of the intern. symp. Problems of the stratigraphy and palaeogeography of loesses. Lublin, 1985 s. 178—180.
45. Ślącicka A., Kotas K. — Prz. Geol., 1985 nr 4 s. 224—230.
46. Tołwiński K. — Acta Geol. Pol., 1956 vol. 6 z. 2 s. 75—226.
47. Tramer J. — Prz. Geol., 1985 nr 2 s. 78—81.
48. Tyczyńska M. — Folia Geograph. ser. Geograph. Phys., 1968 v. 1 s. 9—34.
49. Zaręczny S. — Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zesz. 3., 1984.

SUMMARY

Deposits composing the Cracow region represent a time span extending from the Precambrian through the Holocene. Clastic deposits of the Caledonian structural stage were laid down in a NW—SE trending depression, which was subsequently transformed into the Cracovide fold zone (Fig. 1). The Variscan structural stage, represented by carbonate Devonian and Lower Carboniferous deposits, as well as by clastic Upper Carboniferous sediments, was also deformed within a zone showing the similar orientation. Numerous intrusions and extrusions of volcanic rocks belonged to this stage.

The Alpine stage is composed of the Permian, Jurassic, Cretaceous and Miocene deposits. The Upper Jurassic and Upper Cretaceous periods are represented by epicontinental carbonate deposits. During the Laramian orogeny, boundaries of tectonic structures revealed the same orientation as those of the Hercynian stage.

During Paleogene times, however, a remarkable change took place, leading to the formation of W—E trending tensional faults (Fig. 1). A similar pattern persisted in the Miocene. Dominant features of the Tertiary tectonics in the Cracow region are horsts built up from Jurassic and Cretaceous deposits, separated by grabens filled with Miocene clays. The impact of thrusting of the Carpathian

nappes, protruding from the south onto sub-Miocene basement in that area, was insignificant. Both in Paleogene and Pliocene times, planation surfaces and diversified erosional morphology were being formed. In the Quaternary, in turn, repeated cycles of accumulation and dissection of alluvial covers, as well as within loess covers themselves took places.

РЕЗЮМЕ

Отложения слагающие Район Кракова представляют период с докембрия до Голоцена. Обломочные отложения каледонского структурного яруса осаждались в понижении с направлением СЗ—ЮВ, которое потом превратилось в складчатую зону Краковид (рис. 1А). Также варисский структурный ярус, сложенный карбонатными осадками девона и нижнего карбона и обломочными отложениями верхнего карбона, был подвергнут нарушениям в зоне с направлением близким к предыдущему (рис. 1В). С варисским орогenezом связаны многие интрузии и излияния вулканических пород. Альпийский ярус слагают отложения перми, юры, мела и миоцена. Верхняя юра и верхний мел представлены эпиконтинентальными карбонатными осадками. В ларамийской фазе границы тектонических структур (рис. 1С) имеют похожее направление как в герцинском орогенезе. В палеогене происходит коренное изменение тектонических направлений и появляются тензионные сбросы растяжения с ориентировкой близкой к широтной (рис. 1D). Подобное положение имеет место в миоцене. Главной чертой третичной тектоники в районе Кракова являются горсты, сложенные юрскими и меловыми осадками, а также разделяющие их впадины, заполненные миоценовыми глинами. Влияние карпатских тектонических покровов, надвигающихся с юга на подмиоценовое основание в районе Кракова было незначительное или никакое. Как в палеогене так и в плиоцене образуются поверхности выравнивания и разнообразный эрозионный рельеф. В четвертичном периоде происходит многократное образование и расщепление аллювиальных покровов в лессовых долинах и на склонах.