

OSADY KRASOWE OLIGOCENU I WCZESNEGO MIOCENU ORAZ ICH ZNACZENIE DLA POZNANIA ROZWOJU TEKTONIKI I RZEŻBY OKOLIC KRAKOWA

Ireneusz Felisiak

*Instytut Geologii i Surowców Mineralnych Akademii Górniczo - Hutniczej,
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków*

Felisiak, I., 1992. Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. Oligocene – early Miocene karst deposits and their importance for recognition of the development of tectonics and relief in the Carpathian Foreland, Kraków region, Southern Poland. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 62: 173 – 207.

Abstract: The author describes Tertiary continental sediments of karst origin and proves the significance of such studies in recognition of tectonics and paleorelief. The studied sediments of Oligocene and early Miocene ages form the bottom part of Cenozoic sequence in the Kraków sector of the Carpathian Foreland. The sediments are devoid of fossils. Their lithology includes residual clays, green smectite clays and clays with flints, quartz sands. The origin of sediments is related to weathering of Jurassic and Cretaceous rocks. The resulting material were deposited in various erosional karst forms commonly developed along the joint surfaces and even at the fault planes. Three karst levels were distinguished. The middle level filled with clays with Oxfordian flints includes a system of karst paleovalleys which are still visible in the morphology of the studied area, in almost unchanged form. The valleys were formed in Oligocene and early Miocene (up to the Carpathian) and are contemporaneous with faults of Middle Alpine age which are responsible for the formation of the principal horsts and grabens in the studied area.

Key words: Paleokarst, paleorelief, early Tertiary, southern Poland

Manuscript received 10 April 1992, accepted 14 May 1992.

Abstract: W artykule opisano trzeciorzędowe osady lądowe o genezie krasowej i wykazano znaczenie badań nad nimi dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby. Analizowane były utwory kontynentalne oligocenu i niższego miocenu, rozpoczynające profil osadów kenozoicznych przedpola Karpat w rejonie Krakowa. Są to utwory bez fauny – głównie gliny zwietrzelinowe, zielone iły smektytowe, iły z krzemieniami i piaski kwarcowe – powstałe w wyniku wietrzenia skał jury i kredy. Wypełniają one rozmaite erozyjne formy krasowe, często wykorzystujące powierzchnie spękań a nawet uskoków i ułożone w 3 piętrach. Środkowe piętro, wypełnione iłami z krzemieniami oksfordzkimi, reprezentuje system paleodolin krasowych, które w niewiele zmienionej postaci widoczne są w obecnej rzeźbie. Powstały one w oligocenie i niższym miocenie (po karpat), równocześnie z uskokami środkowoeuropejskimi tworzącymi główne zręby i rowy tektoniczne badanego obszaru.

WPROWADZENIE

Obecny obraz budowy geologicznej przedpola Karpat ukształtowany został w trzeciorzędzie. Z tego trwającego około 65 mln lat okresu zachowało się stosunkowo niewiele osadów. Ilościowo dominują wśród nich iłowce środkowego miocenu (badenu). Im też poświęcano najczęściej uwagi przy interpretacji tektoniki i rzeźby rejonu Krakowa, chociaż stanowią one zapis tylko ostatniego i najkrótszego etapu ewolucji geologicznej tych okolic – etapu późnoalpejskiego (*vide* Bogacz, 1964, 1967; Dżułyński *et al.*, 1966; Gradziński, 1972; Rutkowski, 1986). Przez większą część trzeciorzędu (paleogen i wczesny miocen), podczas suborogenezy środkowoalpejskiej, panowały tu warunki lądowe. Z tego powodu kluczem do poznania rozwoju budowy geologicznej są w rejonie Krakowa osady kontynentalne trzeciorzędu starsze od iłowców badeńskich. Ze względu na swą naturę mają one małe rozprzestrzenienie i niekompletne profile, ale odzwierciedlają wydarzenia jakie zaszły w okresie dotąd prawie niemy dla geologów i geomorfologów.

Najstarszymi spośród opisanych dotąd utworów tego wieku są oligoceńsko – dolnomiocenijskie zwietrzliny osadów kredowych, wypełniające drobne pustki krasowe (Gradziński, 1962; Alexandrowicz, 1969). Młodsze od nich wapienie typu caliche, margle i ility słodkowodne reprezentują już niewątpliwie miocen, podścielając wraz z wapieniami ostrygowymi iłowce badeńskie. Badania prowadzone przez autora dostarczyły wiele nowych danych na temat wykształcenia i stratygrafii omawianych osadów (Tab. 1; *vide* Felisiak, 1988). Pozwalają one na zmianę dotychczasowych poglądów na rozwój tektoniki, liczbę transgresji miocenijskich i przebieg procesów rzeźbotwórczych w rejonie Krakowa.

W niniejszym artykule przedstawiono kluczowe dla określenia wieku tektoniki i rzeźby wyniki badań utworów zwietrzelinowych oligocenu i niższego miocenu. Stały się one podstawą zakwestionowania dotychczas najszerzej akceptowanego poglądu (*vide* Bogacz, 1964; Dżułyński *et al.*, 1966), w myśl którego podłoże osadów badenu jest niemal całkowicie wyrównane przez tzw. paleogeńską powierzchnię zrównania, a uskoki i doliny w okolicach Krakowa są wyłącznie pomioceńskie.

POŁOŻENIE GEOLOGICZNE

Badany teren budują osady jury, kredy i trzeciorzędu dwóch młodoalpejskich jednostek strukturalnych: wału metakarpackiego i zapadliska przedkarpackiego (Fig. 1). Skąły mezozoiczne należące ponadto do monokliny śląsko-krakowskiej i niecki Nidy tworzą osobne, wczesnoalpejskie podpiętro strukturalne (Iaramijskie). Przeważają wśród nich osady oksfordzkie tworzące niemal poziomą płytę miąższości do 230 m (Rutkowski, 1986; Felisiak, 1988). Głównie są to wapienie masywne (tzw. skaliste) i uławiczone z krzemieniami,

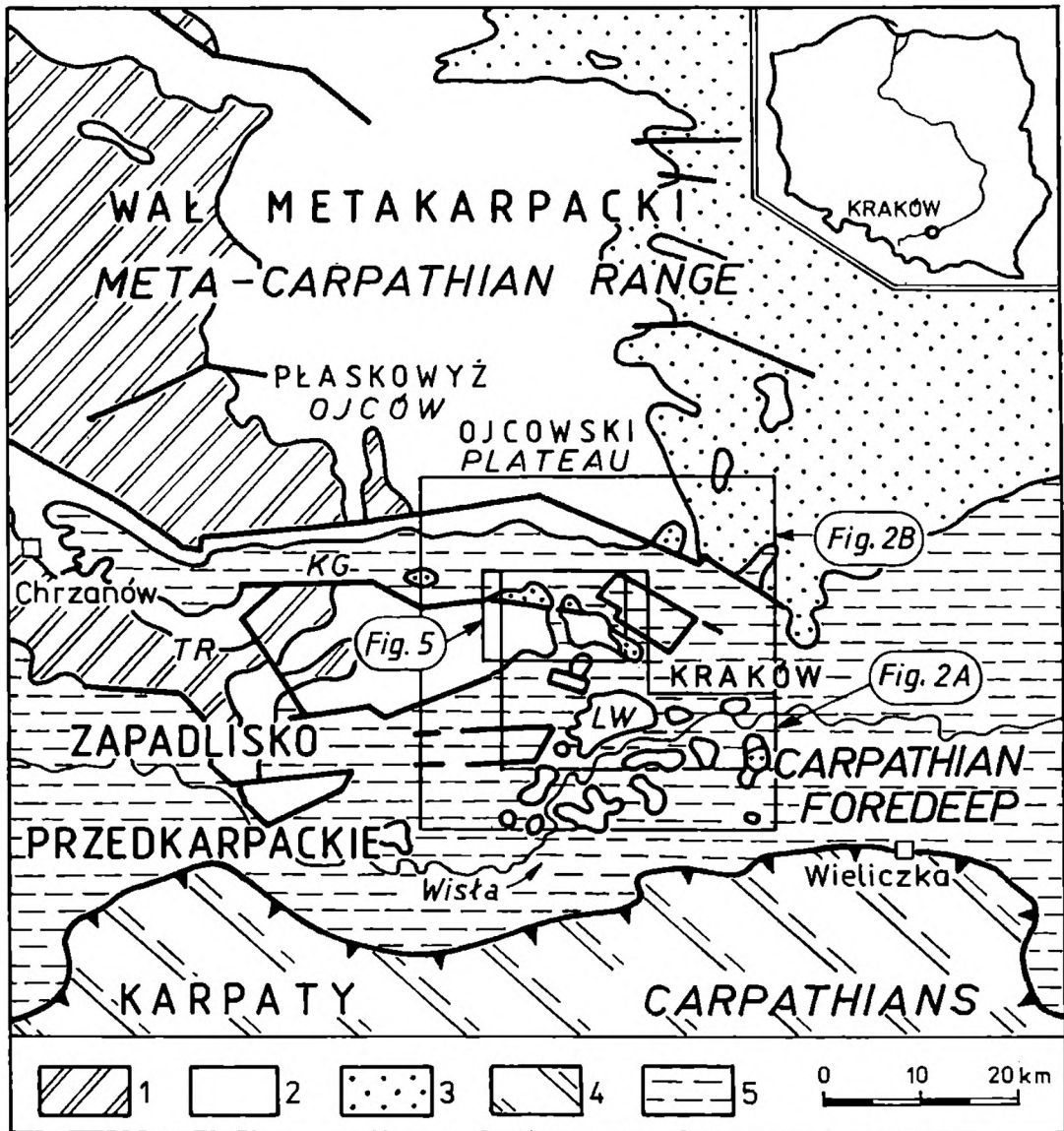


Fig. 1 Położenie terenu badań. 1 – osady przedjurskie, 2 – jura, 3 – kreda, 4 – kreda i paleogen Karpat, 5 – trzeciorzęd. KG – rów krzeszowicki, TR – Grzbiet Tenczyński, LW – wzgórze Lasu Wolskiego


Fig. 1 Localization of the studied area: 1 – pre-Jurassic sediments, 2 – Jurassic, 3 – Cretaceous, 4 – Cretaceous and Palaeogene of the Carpathians, 5 – Tertiary, KG – Krzeszowice Graben, TR – Tenczynek Ridge, LW – Las Wolski Hill

podrzednie margle (Tab. 1). Są one ścięte powierzchnią zrównania, na której leżą skały górnej kredy. Reprezentują je margle santonu i kampanu dolnego, podścielone miejscami wapieniami piaszczystymi i zlepieńcami cenomanu i turonu nieznacznej miąższości. Obecnie osady kredowe występują w postaci izolowanych płatów miąższości do kilku (rzadko kilkunastu) metrów, w większości zerodowane jeszcze w paleogene i wczesnym miocenie (Gradziński,

Tabela 1

Wykształcenie osadów mezozoiku i kenozoiku terenu prac. Litostratygrafia osadów starszego trzeciorzędu, karpata, pliocenu i eoplejstocenu wg Felisiaka (1988).

CZwartorzęd		HOLOCEN	piaski, mady, torfy, martwice wapienne				ity i gliny zwietrzelinowe brunatne	Miąższość (m)
Plejstocen		Mezo i NeoPl	lessy piaski, żwiry, muły gliny morenowe południowopolskie żwiry					
		EoPl	ity szaro-żółte z krzemieniami					
NEOGEN		PLIOCEN		ity i gliny zwietrzelinowe czerwone				(kras)
		MIOCEN						
		Sarmat						
		Baden		ity ity z wkładkami gipsów ity, podrzędnie mułowce, piaskowce				do 170
		Karpata		ity z węglem margle kalicze ity zielone i szare wapienie i margle ostrygowe				do 31
		Ottmang Eggenbur. Eger		ity i ity margliste (głównie zielone i pstre) z piaskiem i krzemieniami, gliny zwietrzelinowe, piaski białe.				(kras)
PALEOGEN		OLIGOCEN		? — — — ? — — — ?				— ? — ? —
		EOCEN						
		PALEOCEN						
KREDA		GÓRNA						
		SENON		wapienie margliste i opoki z czertami				ok. 40
		Kampan		grn. dl.				
		Santon		margle szare				4 - 6
		Koniak		margle glaukonitowe lokalnie ze zlepieńcem w spągu				0,3 - 0,6
		Turon		wapienie i wapienie piaszczyste				0-2,2
		Cenoman		wapienie piaszczyste, zlepienie				
		DOLNA		zlepienie wapieniste z fauną morską				dajki klastyczne
JURA		GÓRNA		wapienie ławicowe i skaliste				do 230
		Oxford		wapienie płytowe i skaliste				
		śr. + grn. dl.		margle białawoszare i wapienie margliste				do 1 do 5
		ŚR.		margle gruzłowe zielone, czerwone				do 1 do 5
		Kelowej		piaskowce i wapienie piaszczyste z fauną morską				ok. 14,5

 brak osadów

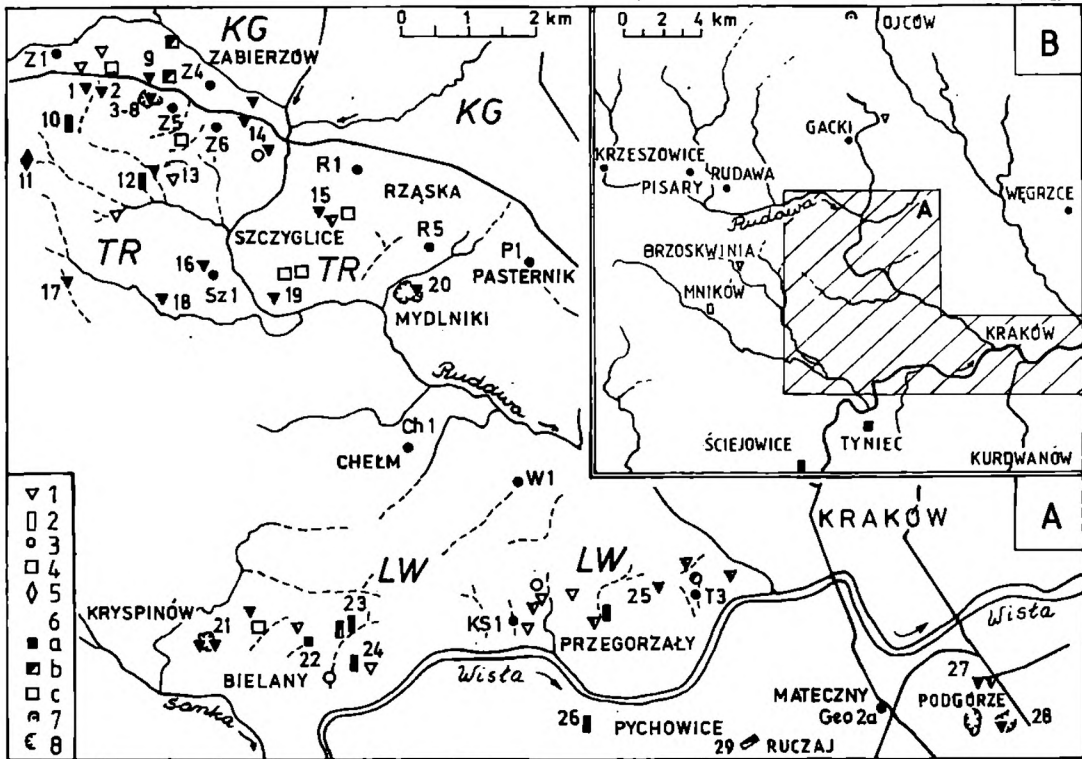


Fig. 2 Lokalizacja ważniejszych stanowisk utworów trzeciorzędowych (oprócz 5 wszystkie przebadane mikrofaunistycznie; w wierceniach zaznaczono utwory najstarsze). 1 – odsłonięcie; 2 – wkop (szurf); 3 – wiercenie studzienne; 4 – studnia kopana; 5 – sonda; 6 – wiek osadów (dla symboli 1-4): a – oligocen i wczesny miocen, b – karpat, c – baden; 7 – schronisko Iłowe; 8 – łom. Stanowisko Mników wg R. Gradzińskiego (informacja ustna, 1988)

Fig. 2 Most important localities of Tertiary sediments (micropaleontological analyses made in all except locality 5; in the drilling profiles oldest deposits marked). 1 – outcrop; 2 – ditch; 3 – water drilling; 4 – dug well; 5 – sounding; 6 – age of sediments (for symbols 1-4): a – Oligocene and Early Miocene, b – Karpathian, c – Badenian; 7 – Iłowe Cave; 8 – quarry. Mników locality after R. Gradziński (personal communication, 1988)

1962). Tylko w rowie krzeszowickim osiągają one miejscami ponad 40 m (vide Fig. 6-II), występując w postaci zwartej pokrywy dopiero na E i NE od centrum Krakowa (przykryte częściowo osadami mioceńskimi).

Ruchy środkowo i późno alpejskie obniżyły południowy skraj monokliny śląsko-krakowskiej, włączając go w obręb zapadliska przedkarpackiego (Fig. 1). Stanowi on obecnie południową część Wyżyny Krakowskiej, w której skały mezozoiczne są rozbite na szereg bloków, przemieszczonych w pionie z łączną amplitudą do 280 m. Bloki te zbudowane są głównie z wapieni oksfordzkich, tworzących wzgórza zrębowe wyraźnie zaznaczające się w morfologii. Rozległe obniżenia między nimi i niektóre z wąskich dolin rozcinających wzgórza wypełniają osady trzeciorzędu (Dzuleński, 1953; Felisiak, 1988; vide Fig. 5). Są to głównie iłowce badenu ułożone przekraczająco

względem starszych osadów kenozoiku (Tab. 1), często wprost na skałach jury i kredy (Alexandrowicz, 1962). Część północną Wyżyny tworzy Płaskowyż Ojcowski, zbudowany głównie z wapieni oksfordzkich i cechujący się znacznie mniej skomplikowaną tektoniką. Jest on wyraźnie wzniesiony w morfologii wzdłuż północnej krawędzi rowu krzeszowickiego, wchodząc w skład wypiętrzonej części przedpola Karpat (tzw. wału metakarpackiego).

OBSZAR I METODA PRACY

Prezentowane materiały zostały zgromadzone podczas przygotowywania większej pracy, mającej na celu rozpoznanie budowy geologicznej fragmentu zapadliska przedkarpackiego koło Krakowa (Felisiak, 1988). Słabe rozpoznanie kontynentalnych osadów trzeciorzędowych tych okolic, mających podstawowe znaczenia dla datowania tektoniki i rzeźby, skłaniało do uzupełnienia i weryfikacji dotychczasowych poglądów. Z tego względu badaniom poddano wszystkie osady mogące reprezentować trzeciorząd bądź preglacjał (eoplejstocen) na terenie pomiędzy Krakowem, Zabierzowem i Kryspinowem (Fig. 2A), skartowanym szczegółowo przez autora. Uzupełniono je o materiał pobrany z ciekawszych wystąpień utworów trzeciorzędu na terenie samego miasta Krakowa oraz na północ i zachód od niego po Ojców, Rudawę i Ściejowice (Fig. 2B). Dołączono ponadto około 30 prób ze zbiorów śp. doc. K. Bogacza. W sumie zebrano 250 prób, głównie ilów i ilów piaszczystych, przeszlamowanych na mikrofaunę. Większość z nich (130) reprezentuje baden według oznaczeń prof. S.W. Alexandrowicza. Z pozostałych prób 47 zaliczono do oligocenu i wczesnego miocenu, 41 do karpatu, a 32 do pliocenu i plejstocenu. Opracowaną na ich podstawie propozycję podziału osadów kenozoicznych okolic Krakowa przedstawiono w tabeli 1.

Częsty w przypadku osadów lądowych brak fauny zmusił do skorzystania z kilku różnych kryteriów dla ustalenia wieku badanych osadów. Były nimi: obecność redeponowanej mikrofauny kredowej i jurajskiej przy równoczesnym braku mikrofauny miocenińskiej, zawartość szczątków skorup miocenińskich ślimaków lądowych, kopalne strefy wietrzenia miocenińskich osadów morskich, podobieństwo makroskopowych cech litologicznych i składu minerałów ilastych do skał, których położenie w profilu ustalono w wierceniach i dużych odślonięciach. W artykule opisano twory młodsze od kredy a starsze od osadów lądowych i morskich z fauną miocenu (karpatu). Ich wiek sprecyzowano na oligocen i wczesny miocen w oparciu o przesłanki paleoklimatyczne i geologiczne (sedymantologiczne).

LITOLOGIA UTWORÓW OLIGOCENU I WCZESNEGO MIOCENU OKOLIC KRAKOWA

Najczęściej spotykanymi w rejonie Krakowa utworami oligocenu i wczesnego miocenu są zwietrzeliny skał kredowych oraz osady ilasto-piaszczyste pochodzące z ich redepozycji (Gradziński, 1962, 1972; Kryśowska-Iwaszkiewicz, 1974; Bogacz *et al.*, 1977; Felisiak, 1982, 1984; Kowalski, 1986). Zostały one określone mianem warstw z Rudawy przez S. W. Alexandrowicza (1969). Oprócz nich w artykule opisano utwory powstałe ze zwietrzenia osadów górnojurajskich, słabo do tej pory rozpoznane. Zostały one scharakteryzowane łącznie ze skałami zaliczanymi tradycyjnie do warstw z Rudawy, gdyż mają tą samą genezę, obszar występowania i pozycję w profilu, a także bardzo zbliżoną litologię i skład minerałów ilastych. Powstały zatem w tych samych warunkach klimatycznych i mają podobny lub ten sam wiek.

Badane utwory są niezwykle urozmaicone litologicznie, co jest spowodowane ich genezą, zróżnicowaniem skał podłoża i długością transportu. Oprócz glin zwietrzelinowych występują powstałe podczas ich redepozycji ility, piaski i żwiry krzemienne, wymieszane w różnych proporcjach i tworzące szereg ciągłych przejść. Zasadniczo można wśród nich wyróżnić następujące odmiany.

Gliny zwietrzelinowe margli senońskich

Do glin zwietrzelinowych skał senońskich zaliczono margle santonu i kampanu dolnego (Tab. 1) nieco tylko odwapnione, o nie zmienionym zabarwieniu i nieznacznie zazwyczaj przemieszczone. Ich wykształcenie bardzo silnie zmienia się w zależności od litologii skał macierzystych. Najczęstsze są zielone zwietrzeliny margli glaukonitowych santonu. Rzadziej spotyka się rumosze i bloki margli szarych lub margli białych z czertami wyższego santonu i kampanu dolnego. Wypełniają one szczeliny, kieszenie i leje krasowe w wapieniach oksfordzkich (np. łomy Rząska 15, Kryspinów 21; Fig. 2, 5). W większych studniach i lejach, jak np. w Krakowie 28 (Gradziński, 1962) i Zabierzowie 4, margle senońskie stanowią centralną i górną część wypełnienia. Ku ścianom i dołowi przechodzi ono w ility zielone i piaski kwarcowe. Iły i piaski stanowią finalny produkt wietrzenia skał mezozoicznych. Utwory pośrednie pomiędzy nimi a glinami zwietrzelinowymi reprezentują między innymi silnie margliste i nieco zapiaszczone ility zielone z licznymi okruchami margli, przebite na głęb. 1,5 - 9,0 m szybem S2 łomu Zabierzów (Fig. 3, lokalizacja jak wkop 7 na Fig. 5).

Oprócz wyżej opisanych sporadycznie spotykane są gliny zwietrzelinowe margli senońskich zabarwione na czerwono (Zabierzów 3, 9). W łomie Zabierzów (3) są to saprolity margli glaukonitowych santonu, leżące na wapieniach turońskich a pod piaskami plejstocenu. Są one wykształcone jako czerwona, sypka skała marglista. Wskutek odwapnienia jest ona wzbogacona w

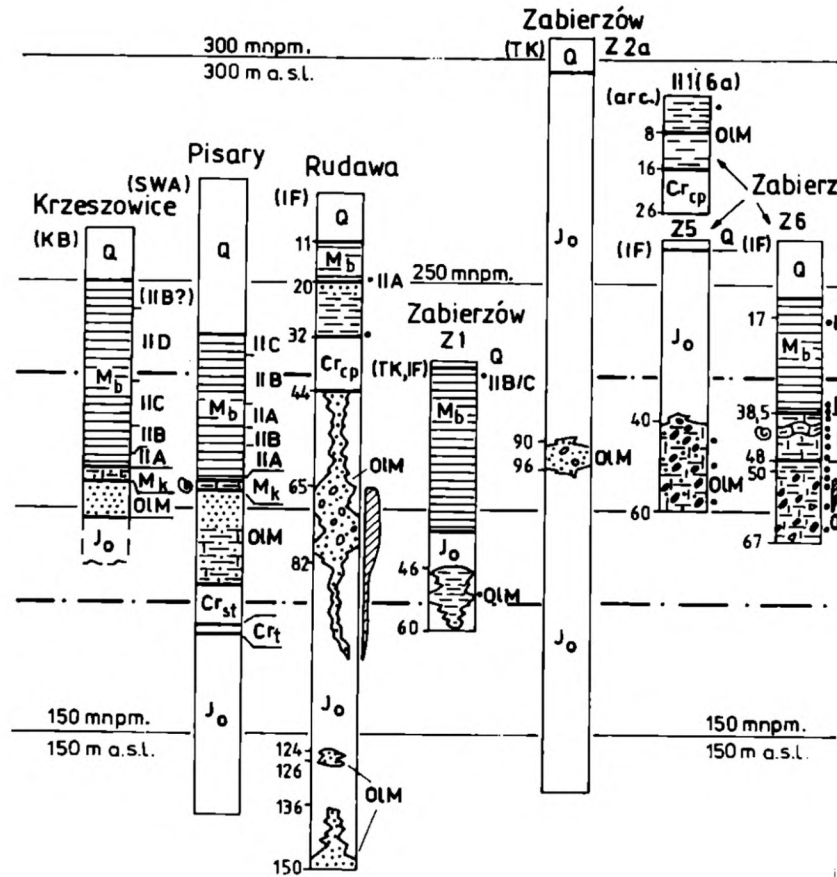
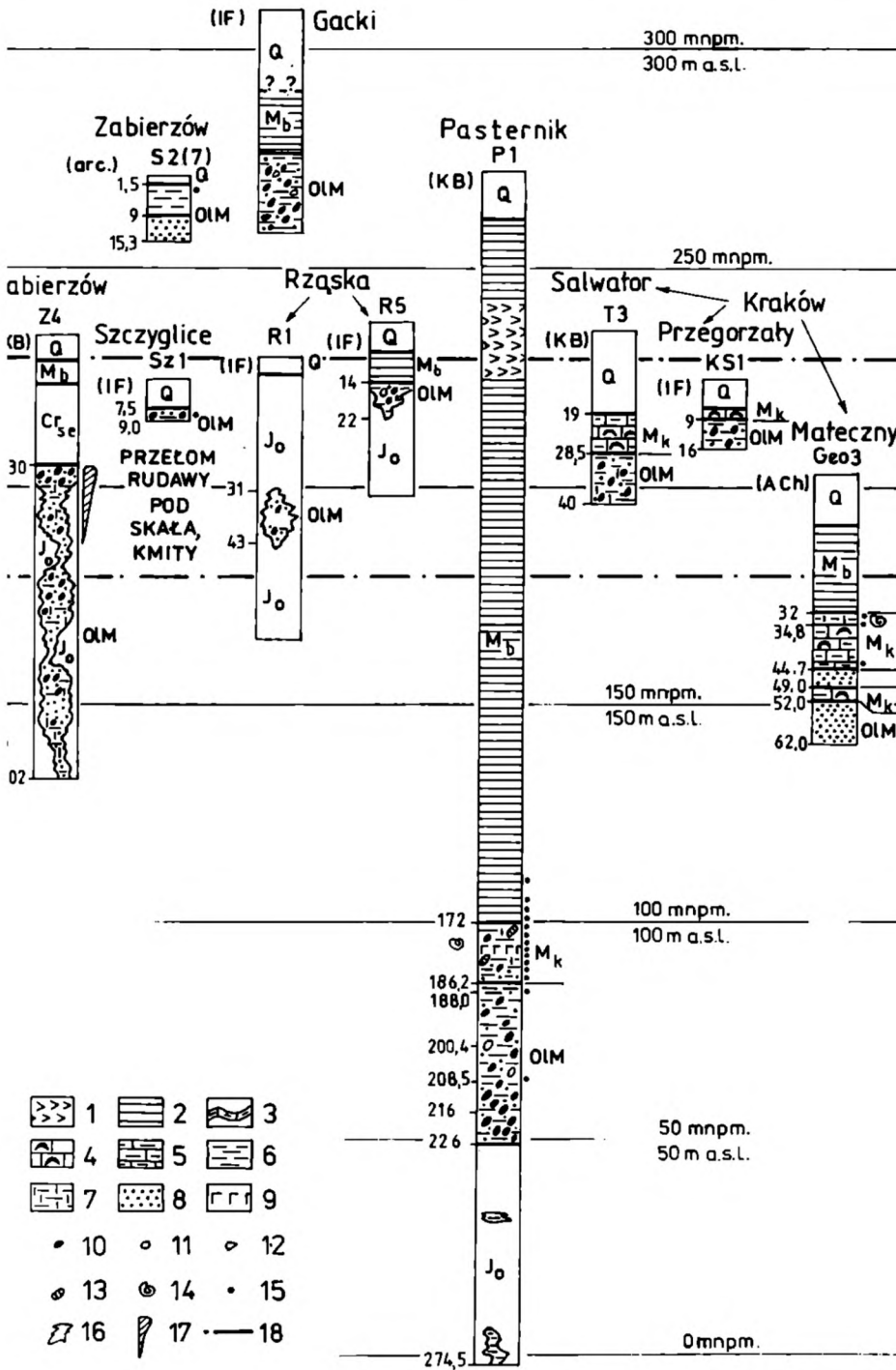


Fig. 3 Zestawienie wierceń. Oznaczenia wieku osadów: J_o – jura (o – oksford), $Cr_{t,st,cp,se}$ – kreda (t – turon, st – santon, cp – kampan, se – senon), OIM – oligocen i niższy miocen, $M_{b,k}$ – miocen (b – baden, k – karpat), Q – czwartorzęd. Litologia: 1 – iłowce z wkładkami gipsów, 2 – iłowce, 3 – utwory typu caliche, 4 – wapienie z ostrzami, 5 – margle morskie, 6 – ily lądowe, 7 – ily margliste lądowe, 8 – piaski, 9 – tufity, 10 – krzemienie, 11 – otoczaki wapieni, 12 – okruchy wapienne, 13 – otoczaki wapieni typu caliche, 14 – szczątki ślimaków lądowych, 15 – głębokość pobrania próby, 16 – kras, 17 – zasięg strefy orsztylizacji, 18 – granice pięter krasu (zob. Fig. 7); IC , IIB – zespoły mikrofauny wg oznaczeń prof. S. W. Alexandrowicza. Autorzy profili: S. W. Alexandrowicz (SWA), K. Bogacz (KB), A. Chowaniec (ACh), I. Felisiak (IF), T. Kawalec (TK), archiwum PG Kraków (arc). Podział osadów przedbadańskich trzeciorzędu wg Felisiaka (1988)

Fig. 3 Drilling profiles. Stratigraphy: J_o – Jurassic (o – Oxfordian), $Cr_{t,st,cp,se}$ – Cretaceous (t – Turonian, st – Santonian, cp – Campanian, se – Senonian), OIM – Oligocene and Early Miocene, $M_{b,k}$ – Miocene (b – Badenian, k – Karpathian), Q – Quaternary. Lithology: 1 – claystones with gypsum interbeds, 2 – claystones, 3 – caliche, 4 – limestones with oysters, 5 – marine marls, 6 – continental clays, 7 – continental marly clays, 8 – sands, 9 – tuffites, 10 – flints, 11 – limestone pebbles, 12 – limestone fragments, 13 – caliche limestone pebbles, 14 – remains of terrestrial gastropods, 15 – sampling depth, 16 – karst, 17 – range of orsteinization, 18 – limits of karst levels (see Fig. 7); IC , IIB – microfossil assemblages after Prof. S. W. Alexandrowicz data. Authors of profiles: S. W. Alexandrowicz (SWA), K. Bogacz (KB), A. Chowaniec (ACh), I. Felisiak (IF), T. Kawalec (TK), archival data of the Geological Co. in Kraków (arc). Stratigraphy of pre-Badenian Tertiary sediments after Felisiak (1989)



ziarna glaukonitu (utlenionego w większości na czerwono) i igły gąbek długości do 1 cm. We frakcji ilastej przeważają minerały illitowo-smektytowe zawierające ok. 40% pakietów smektytowych w strukturach nieuporządkowanych, podrzędnie występują illit i kaolinit. Gliny te są niemal identyczne ze starszymi od badenu czerwonymi saprolitami osadów santońskich, które opisał W. M. Kowalski (1986) z tego samego łomu (por. Tab. 2/6, *).

Gliny zwietrzelinowe wapieni jurajskich

Gliny zwietrzelinowe wapieni jurajskich wykształcone są jako bloki i okruchy wapieni oksfordu średnicy do 0,5 m, tkwiące w żółtych i żółto-zielonych ilach i ilach marglistych. Ku dołowi przechodzą one w sposób ciągły w silnie skrasowiałe w stropie, słabo uławiczone wapienie bez krzemieni. Spotkano je na Grzbiecie Tenczyńskim pod piaskami i lessami plejstocenu (wkopy 10 i 12, odstonięcie 13; Fig. 2, 5). Ich miąższość może przekraczać 0,8 m (wkop 12).

Na pozostałość ze szlamowania drobnoziarnistej frakcji tych glin składają się: skrzemionkowane okruchy wapieni, szczątki fauny jurajskiej (kolce jeżowców, fragmenty skorup mięczaków, małe gąbki) oraz nieco piasku kwarcowego z pojedynczymi drobnymi grudkami glaukonitu i igłami gąbek. Glaukonit i igły gąbek są częstsze w ilach odkrywek 12 i 13, co wskazuje na wyraźną domieszkę materiału kredowego.

W składzie mineralnym frakcji ilastej badanych glin dominują smektyty i minerały smektytowo-illitowe o minimalnym udziale pakietów illitowych, przy podrzędnym i śladowym udziale illitu i kaolinitu. Skład taki jest najbardziej typowy dla rezydualnych ilów starotrzeciorzędowych okolic Krakowa (Tab. 2/3-5, por. Kryszowska-Iwaskiewicz, 1974; Bogacz *et al.*, 1977).

Iły margliste z mikrofauną oksfordzką

Iły margliste zawierające wyłącznie redeponowaną mikrofaunę oksfordzką znaleziono pod piaskami plejstocenu na Grzbiecie Tenczyńskim (Zapustny Dół 1, 2) oraz na Wzgórzu Lasu Wolskiego (Bielany 22). Iły te są żółte i żółto-zielone (podobnie jak w glinach zwietrzelinowych wapieni oksfordu), a mikrofauna jest dobrze zachowana. U wylotu Zapustnego Dołu (1, 2) mają one ponad 1 m miąższości, a w Bielanych (22) wypełniają wraz z blokami wapieni studnię krasową w skałach oksfordu głęboką na ponad 6 m.

Otwornice w próbie z Bielany oznaczyła uprzemie dr O. Stykowa, określając jej wiek na podstawie 13 typowo oksfordzkich gatunków na "oksford nie najwyższy" (informacja ustna). Wskazuje to, iż skałami macierzystymi omawianych ilów były margle facji basenowych oksfordu, które odsłaniają się właśnie w pobliżu ich wystąpień (Tab. 1).

Analiza składu mineralów ilastych próby 2 wykazała, iż dominują w niej (Tab. 2/2) minerały illitowo-smektytowe zawierające ok. 30% pakietów smek-

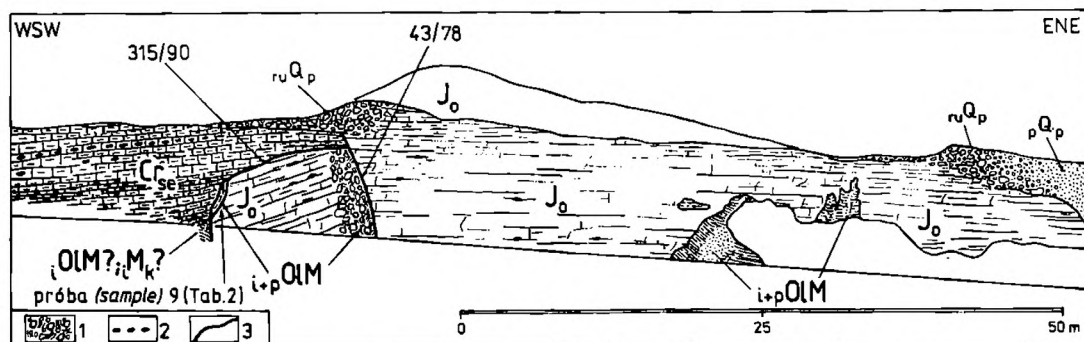


Fig. 4 Rysunek odsłonięcia utworów oligocenu i niższego miocenu przy ulicy Inwalidów Wojennych (27 na Fig. 2). 1 – brekcja uskokowa skrasowiała; w szczelinach wypełnienie iltami zielonymi (*i*) i piaskami (*p*); 2 – krzemienie; 3 – linia intersekcyjna powierzchni uskoku na nachylonej ścianie odkrywki; 315/90, 43/78 – położenie powierzchni uskoków (kierunek upadu/upad). Litologia: *i* – ilt; *p* – piaski; *ru* – rumosze wapienne; *w*, *me* – wapienie (*w*) i margle (*me*) typu caliche (*c*). Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 3

Fig. 4 Sketch of Oligocene-early Miocene outcrop at Inwalidów Wojennych Str. (No. 27 in Fig. 2). 1 – karstified fault breccia, fissures filled with green clays (*i*) and sands (*p*); 2 – flints; 3 – intersection of fault plane with inclined wall of the outcrop. 315/90, 43/78 – orientation of fault plane (direction of dip/angle of dip). Lithology: *i* – clays; *p* – sands; *ru* – limestone rubble; *w*, *me* – limestones (*w*) and marls (*me*) of caliche type (*c*). Other explanations as in Fig. 3

tytowych w strukturach uporządkowanych, a towarzyszą im illit i kaolinit. Skład ten wprawdzie nie przesądza paleogeńskiego wieku omawianych iltów, ale jest bardzo zbliżony do składu żółtozielonych iltów marglistych bez fauny, znalezionych w pobliskim wierceniu Z1 (Fig. 3). Na głębokości 46,0 - 59,5 m wypełniały one razem z marglistymi iltami popielatymi jamę krasową w wapieniach oksfordzkich, przykrytych iltami miocenu miąższości 36 m. Pozwala to przyjąć co najmniej przedbadański wiek również dla iltów z odsłoneń powierzchniowych.

Iły zielone

Iły zielone (od seledynowych po szarozielone), mogą być w różnym stopniu zapiaszczone i czasem nieco margliste. Charakterystycznymi składnikami pozostałości ze szlamowania iltów są obok piasku kwarcowego igły gąbek i glaukonit, pochodzące ze skał kredowych, a czasem nawet otwornice senońskie (zwłaszcza w iltach marglistych). Rzadziej spotyka się ułamki krzemieni i skrzemionkowanych wapieni jurajskich, a zupełnie sporadycznie otwornice oksfordzkie (np. 25 w Lesie Wolskim).

Omawiane iltły występują pospolicie jako wypełnienia szczelin, kieszeni i lejów krasowych w stropowej części wapieni oksfordu. Można je znaleźć zarówno w łomach (Fig. 2, 4, 5, 6; *vide* Gradziński, 1962; Alexandrowicz, 1969), jak i w wierceniach (często pod osadami badenu, np. W1 w Lesie Wolskim, Rzaska R2). Znane są też ze Schroniska Iłowego w północnej części

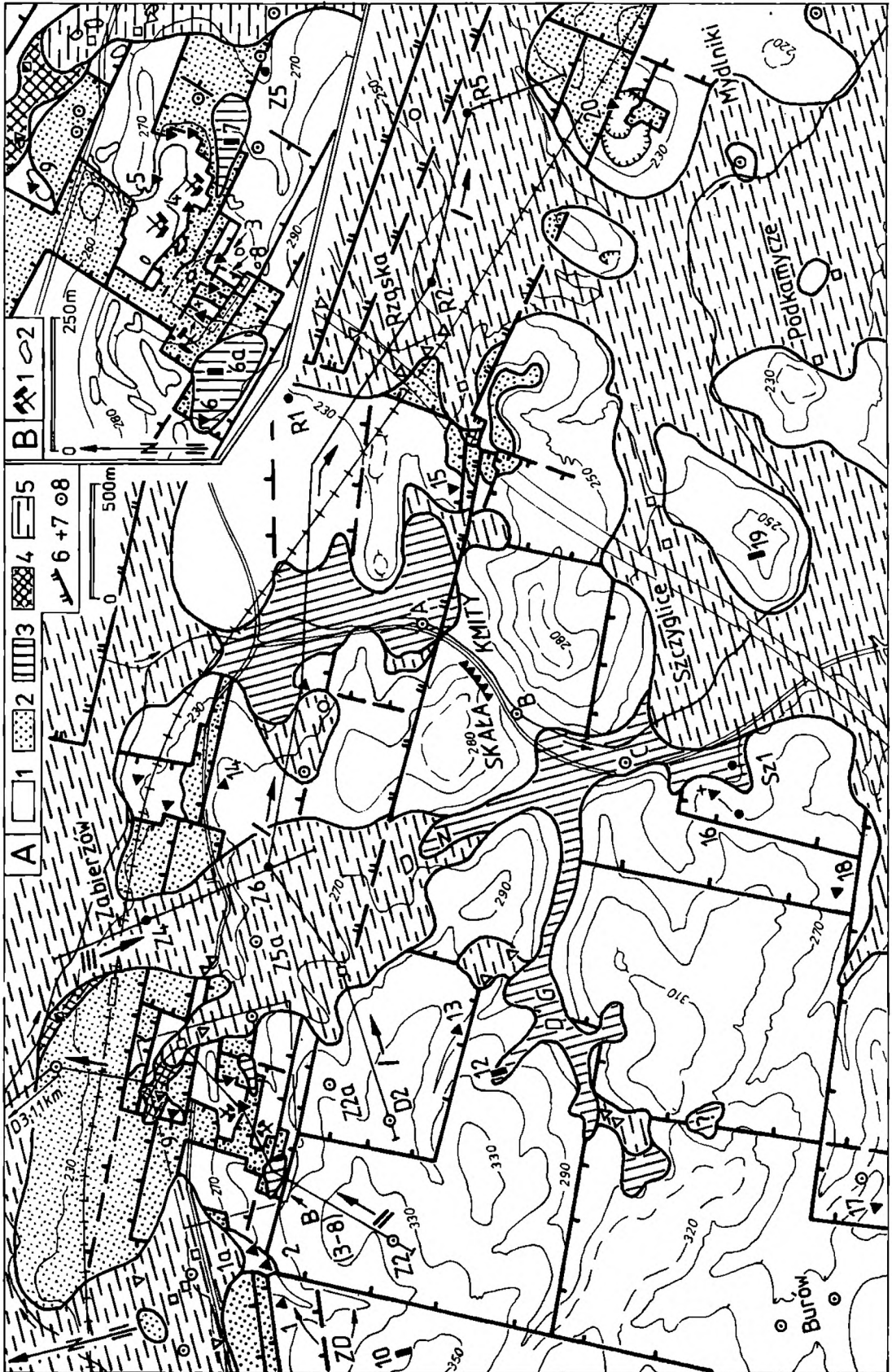


Fig. 5 Mapa odkryta wschodniej części Grzbietu Tenczyńskiego (A) i łomu Zabierzów (B) wg Felisiaka (1988, uproszczone). A: 1 – jura, 2 – kreda, 3 – oligocen i niższy miocen, 4 – karpac, 5 – baden, 6 – uskoki północnoalpejskie (także środkowoalpejskie odmłodzone), 7 – stanowiska utworów cenomanu, 8 – wiercenia bez utworów trzeciorzędu lub nie przebadane mikrofaunistycznie. Doliny: DG – Grzybowska, DN – Niema, ZD – Zapustny Dół. B: 1 – nowe wyrobisko łomu Zabierzów, 2 – odsłonięcia. Pozostałe oznaczenia jak na Fig. 2

Fig. 5 Geological map of the eastern part of the Tenczynek Ridge (A) and Zabierzów Quarry (B), (simplified after Felisiak, 1988). A: 1 – Jurassic, 2 – Cretaceous, 3 – Oligocene and Early Miocene, 4 – Karpathian, 5 – Badenian, 6 – Late Alpine faults (including rejuvenated Middle Alpine ones), 7 – Cenomanian localities, 8 – drilling profiles without Tertiary or micropalaeontologically unexamined. Valleys: DG – Grzybowska Valley, DN – Niema Valley, ZD – Zapustny Dół Valley. B: 1 – new pit of the Zabierzów Quarry, 2 – outcrops. Other symbols as in Fig. 2

Wyżyny (Madeyska, 1977). Na skałach kredowych iły zielone leżą w Bielanach (23, 24; wprost na marglach kampanu, miąższość pow. 0,5 m) i w Zabierzowie (otwór II-1 w miejscu wkopu 6a, głęb. 1,0 - 8,0 m, podścielone iłami marglistymi popielatymi).

Iły zielone (i miejscami żółto-zielone) stwierdzono ponadto w kilku wierceniach (Fig. 3), potwierdzających ich pozycję w profilu trzeciorzędu. Leżą one pod osadami karpatu a w stropie opisanych niżej iłów z krzemieniami pod Pasternikiem (P1, głęb. 186,2 - 188,0 m) i na Salwatorze (T3, głęb. 28,5 - 29,0 m; oba profile wg materiałów niepublikowanych doc. K. Bogacza), oraz w Zabierzowie (Z6; głęb. 48 - 50 m). W Rudawie (niedaleko Piar, gdzie znajdował się otwór stratotypowy warstw z Rudawy; *vide* Alexandrowicz, 1969) leżą one pod iłami badenu i białymi piaskami kwarcowymi na marglach kampanu dolnego (głęb. 22 - 32 m; Fig.3). Analiza dyfraktogramu iłów zielonych wskazuje, iż są to iły smektytowe z niewielką domieszką kaolinitu lub halozytu oraz śladową illitu (Tab. 2/7, 9 - 11).

Iły zielone i pstre z krzemieniami

Iły z krzemieniami jurajskimi są często nieco margliste i w różnym stopniu zapiaszczone. Na ogół są one zielone, rzadziej pstre (czerwone i zielone), czasem niebieskie (np. KS1 w Lesie Wolskim, głęb. 9 - 16 m). Zawartość krzemieni może nawet przekraczać 50% objętości skały, która przechodzi lokalnie w żwiry krzemienne. Czasem krzemieniom towarzyszą otoczaki wapieni oksfordu (Pasternik P1, Rząska R5) lub co najmniej ich okruchy (Gacki, Zabierzów Z6).

Pozostałość ze szlamowania iłów stanowi piasek kwarcowy z okruchami skrzemionkowanych wapieni, ułamkami krzemieni, skrzemionkowymi kolcami jeżowców, małymi gąbkami i pojedynczymi igłami gąbek, czasem też konkretne i kryształki pirytu, żwirki kwarcowe do 5 mm średnicy. W przypadku domieszki materiału senoń-

skiego stosunkowo licznie pojawiają się glaukonit i igły gąbek. W składzie minerałów ilastych iłów pstrych z Pasternika (P1, głęb. 208,3 m) stwierdzono, podobnie jak w iłach zielonych z Rudawy, niemal wyłącznie smektyty ze śladową domieszką minerałów smektytowo-illitowych i kaolinitu (Tab. 2/7, 8).

Omawiane iły są znane wyłącznie z wierceń i osiągają największe miąższości ze wszystkich utworów starszego trzeciorzędu (35 m w P1 na Pasterniku, Fig. 3). Zalegają one pod osadami karpatu i badenu na Pasterniku (P1), w Lesie Wolskim (KS1 i T3), Zabierzowie (Z6), Rząsce (R5) i Gackach (przy czym tylko w P1 i R5 zostały przewiercone aż do jurajskiego podłoża!). Bezpośrednio pod czwartorzędem zalegają w przełomie Rudawy (Sz1, głęb. 7,5 - 9,0 m), a w Zabierzowie Z5 wypełniają kawernę krasową w wapieniach oksfordu (głęb. 40 - 60 m).

Szczególnie interesujący jest profil z otworu P1 na Pasterniku. Według notatek doc. K. Bogacza składają się nań w górze pstry iły z bardzo licznymi "bułami krzemiennymi" wielkości do 15 cm (głęb. 188,0 - 200,4 m) i z "ogromną ilością dużych buł krzemiennych i obłych fragmentów wapieni jurajskich" (głęb. 200,4 - 208,5 m). Ku dołowi przechodzą one w "żwiry krzemienne" średnicy do 15 cm z niewielką domieszką iłów czerwonych. Głębiej wśród wapieni jurajskich spotkano już tylko iły pstry wypełniające niewielkie szczeliny do głębokości końcowej 274,5 m.

Oligoceńskie i wczesnomiocenie nagromadzenia iłów z krzemieniami jurajskimi opisano dotąd z okolic Krakowa z nie istniejącego już odsłonięcia w Kurdwanowie (z czerwonymi iłami smektytowymi, Tyczyńska, 1958), i ze studni w Tyńcu (Rutkowski, 1987).

Iły popielate

Iły popielate są czasem margliste i zazwyczaj silnie zapiaszczone. Często zawierają one okruchy wapieni i (lub) odwapnione, uprzednio częściowo skrzemionkowane okruchy wapienne, a także krzemienie jurajskie. W skład mikrofauny wchodzi zarówno otwornice jurajskie jak i kredowe, co wskazuje na mieszane pochodzenie omawianych osadów.

Iły popielate są najgorzej odsłoniętą i najsłabiej zbadaną odmianą utworów oligocenu i wczesnego miocenu. Ich niewielkie odsłonięcia naturalne znajdują się na Grzbiecie Tenczyńskim (1a, 17, 18), gdzie leżą na jurze bezpośrednio pod czwartorzędem a znana miąższość osiąga 0,5 m. Litologicznie odpowiadają one najbardziej iłom towarzyszącym caliche, ale nie znaleziono w nich typowych dla karpatu szczątków lądowych ślimaków (Felisiak, 1988). Za oligoceńskim lub wczesnomiocenie wiekiem iłów popielatych przemawia też zaleganie "popielatych iłów marglistych zwietrzelinowych" pod typowymi iłami zielonymi w otworze II-1 łomu Zabierzów (Fig. 3, głęb. 8 - 16 m; materiały archiwalne PG Kraków) oraz ich obecność w przykrytej osadami badenu jamie krasowej w w/w wierceniu Z1. Do tej kategorii utworów oligoceno -

wczesnomiocenickich (zwłaszcza wobec wyników sąsiedniego wiercenia Sz1) można też zaliczyć "szare gliny piaszczyste z ułankami wapieni i krzemieni jurajskich" przewiercone pod czwartorzędem a na jurze w przełomie Rudawy pod Skatą Kmity (Alexandrowicz, Z., 1966; wiercenia: A, głęb. 20,5 - 21,0 m; C, głęb. 21.5 - 24 m; lokalizacja na Fig.5).

Piaski i piaski z krzemieniami

Najczęściej spotykane są piaski drobnoziarniste, kwarcowe, białe lub nieco zailone zielonkawe, rzadziej popielate. Można w nich znaleźć ziarna pochodzenia kredowego – igły gąbek, szczątki otwornic senońskich i grudki glaukonitu. Odślawiają się one w przystropowej części wapieni oksfordu wypełniając leje i kieszenie krasowe (np. Kryspinów 21, Ściejowice; por. Gradziński, 1962; Alexandrowicz, 1969), kawerny (5 w ścianie północnej łomu Zabierzów, Fig. 5B), a nawet szczeliny uskokowe (Kraków 27, Fig. 4). Powyżej stropu jury zanotowano je w wyżej wymienionym szybie S2 łomu Zabierzów (piaski popielato-zielonkawe na głęb. 9,0 - 15,3 m, nie przebite) oraz w Pisarach i Rudawie, gdzie leżą na ifach zielonych przykrywających margle kredowe (Fig. 3).

Znaczne ilości piasków wypełniają także głęboko położone pustki krasowe w wapieniach oksfordzkich, kilkadziesiąt do 100 metrów poniżej stropu jury i kredy (Zabierzów: Z2a, głęb. 90 - 96 m (kawerna objętości do 3 m³), Z4, głęb. 30 - 102 m; Rząska R1, głęb. 31 - 43 m (Fig. 5, 6); Rudawa Ru, głęb. 44 - 150 m; Fig.3). Często towarzyszą im bloki i otoczaki wapieni oksfordu (otwory Z2a i Ru) oraz krzemienie jurajskie (w otworze Z4 na głęb. 30 - 35 m w ilości do 70% (!); profil wg materiałów niepublikowanych doc. K. Bogacza). W ostatnich dwu wierceniach (Ru i Z4) piaski z krzemieniami i blokami wapieni oksfordzkich objęte są kopalną strefą orsztylizacji, którą można wiązać z silnym obniżeniem bazy erozyjnej między karpatem a badenem (Feliśiak, 1988).

Oligocenicki lub wczesnomiocenicki wiek opisywanych piasków wynika z pozycji, jaką zajmują w profilach licznych wierceń. Oprócz w/w studni Z4, Rudawa i Pisary stwierdzono je pod osadami badenu i karpata w otworach Uzdrowiska Mateczny w Krakowie i w Krzeszowicach (Fig. 3).

WIEK BADANYCH UTWORÓW

Wobec braku fauny w opisywanych utworach teoretyczny czas ich powstania rozciąga się w szerokim przedziale od paleocenu po karpata, wyznaczonym przez wiek skał podłoża i nadkładu. Jego uściślenie możliwe jest w oparciu o przesłanki paleoklimatyczne, wynikające z kierunku przeobrażeń minerałów ilastych w trakcie wietrzenia (*vide* Kryszowska-Iwaszkiewicz, 1974). Dotyczy to zwłaszcza granicy dolnej, dzięki zmianie klimatu jaka miała miejsce między eocenem i oligocenem. Polegała ona na nieznacznym ochłodzeniu i osu-

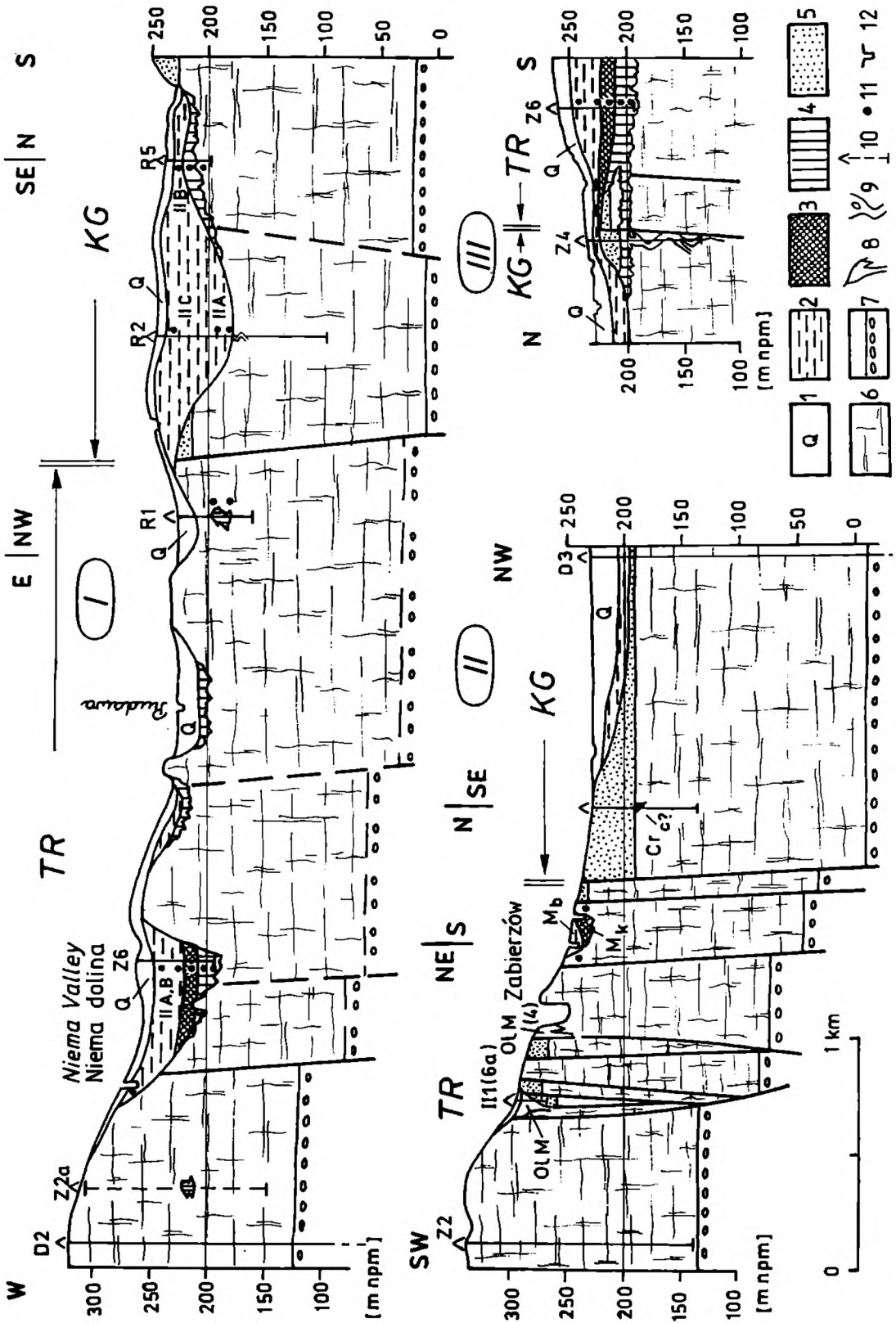


Fig. 6 Przekroje przez Grzbiet Tenczyński (TR) i rów krzeszowicki (KG) koło Zabierzowa (Fig. 5A). 1 – czwartorzęd, 2 – baden, 3 – karpac, 4 – oligocen i niższy miocen, 5 – kreda (turon-kampan dolny), 6 – oxford, 7 – kelowej (strop), 8 – leje krasowe, 9 – kanały krasowe, 10 – wiercenie odrzutowane na płaszczynę przekroju, 11 – głębokość pobrania próby, 12 – studnia kopana. Cr_c – cenoman. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 3

Fig. 6 Cross-sections through Tenczynek Ridge (TR) and Krzeszowice Graben (KG) near Zabierzów (Fig. 5A). 1 – Quaternary, 2 – Badenian, 3 – Karpathian, 4 – Oligocene and Early Miocene, 5 – Cretaceous (Turonian-Lower Campanian), 6 – Oxfordian, 7 – Callovian (top part), 8 – sink-holes, 9 – karst conduits, 10 – drilling projected on the cross-section plane, 11 – sampling depth, 12 – dug well, Cr_c – Cenomanian. Other explanations as in Fig. 3

szeniu, przez co po okresie kaolinizacji zwierzelin zaistniały warunki dogodne do tworzenia smektytów.

Skład minerałów ilastych w badanych osadach przedstawiono w tabeli 2. Analizy wykonał uprzejmie mgr inż. A. Gawęł (IGSM AGH) metodą dyfraktometryczną na preparatach orientowanych suchych i glikolowanych. Oprócz osadów z omówionych dotąd stanowisk oznaczono próbkę piaszczystych iłów oliwkowych z leja krasowego w Ściejowicach oraz ily oliwkowe ze Schroniska Howego w dolinie Sąpsowskiej k/Ojcowa (próba od doc. T. Madeyskiej, *vide* Madeyska, 1977). Na pozycjach 1 - 6a przedstawiono wyniki analiz frakcji ilastej glin zwietrzelinowych i iłów marglistych. W porównaniu do iłów zielonych i pstrych (poz. 7-11) zaznacza się w nich ogólna przewaga minerałów mieszanopakietowych nad smektytami oraz zwiększony udział illitu i kaolinitu. Różnica ta wynika z częściowego tylko przeobrażenia minerałów ilastych skał macierzystych podczas wietrzenia. Zjawisko to idzie w parze z częściowym tylko odwapnieniem utworów o typie glin zwietrzelinowych i jest zgodne ze spostrzeżeniami Kowalskiego (1986).

Podobne wyniki analiz dyfraktometrycznych jak dla iłów zielonych i pstrych (poz. 7-11, Tab. 2) uzyskano dla analogicznych osadów z okolic Chrzanowa (Fig. 1; Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974; Bogacz *et. al.*, 1977). W kopalni Matylda smektyty przeważają nie tylko w osadach z drobnych form krasowych (Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974), ale i w iłach wypełniających kopalną dolinę podtrzeciorzędową (mgr inż. M. Szuwarzyński, informacja ustna; *vide* Panek & Szuwarzyński, 1976). Reasumując można stwierdzić brak przejawów kaolinizacji zwierzelin osadów mezozoicznych południowej części Wyżyny Krakowskiej, powstałych między schyłkiem kredy a karpatem. Fakt ten przemawia przeciwko ich eoceńskiemu wiekowi, postulowanemu ostatnio przez Kowalskiego (1986). Badane utwory oraz osady zaliczane tra-

Tabela – Table 2

Zestawienie wyników analiz dyfraktometrycznych minerałów ilastych utworów starszego trzeciorzędu i karpatu wg oznaczeń mgr A. Gawła (IGiSM AGH Kraków).

Próby orientowane i glikolowane

X-ray powder patterns of clay minerals from early Tertiary and Carpathian sediments. Analysed by A. Gawł (Institute of Geology and Mineral Deposits, Academy of Mining and Metallurgy). Sedimented and glycol-saturated samples

	Wiek Age of		barwa próbki sample colour	HCl	Minerały ilaste Clay minerals			
	podłoża substratum	nadkładu cover			główne main	tow. accomp.	śląd. trace	
1	J _o	M _b	żółto-zielona yellowish-green	+	I, I/S	K		up. 20% S ord.
2	J _o	Q _p	zielona green	+	I/S, K, I			up. 30% S ord.
3	J _o	Q _p	zielono-żółta greenish-yellow	-	S/I		K, I	90% S
4	J _o	Q _p	żółto-zielona yellowish-green	-	S/I		K, I	90% S
5	J _o	Q _p	żółta yellow	+	S		K, I	
6	Cr _t	Q _p	czerwona red	+	I/S	I, K		nu. 40% S no.
*	Cr _t	M _b	czerwona red	+	I/S	?		15% S
7	Cr _{se}	M _b	zielona green	-	S	K ^{lub} H _{or}	I	
8	J _o	M _k	czerwona red	-	S		S/I, K	
9	J _o /Cr _{se}	Q _p	zielona green	-	S		I	
10	J _o	Q _p	oliwkowa olive-green	-	S		I	
11	J _o	Q _p	oliwkowa olive-green	-	S		I, K	
12	M _k	Q _p	oliwkowa olive-green	-	S		I	
13	M _k	M _b	ciemnozielona dark green	-	S		I	
14	M _k	M _k	ciemnozielona dark green	-	S		I	
15	M _k	M _b	czarna black	+	S, I	S/I	K	

S – smektyty, I – illit, I/S, S/I – minerały mieszanopaketowe o przewadze pakietów illitowych (I/S) lub smektytowych (S/I), K – kaolinit, H – haloizyt. Pozostałe objaśnienia jak na Fig. 3

S – smectite, I – illite, I/S, S/I – mixed-layer clay minerals dominated by illite (I/S) or smectite (S/I), K – kaolinite, H – halloysite. Other explanations as in Fig. 3

dycyjnie do warstw z Rudawy (Alexandrowicz, 1969; Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974; Bogacz *et. al.*, 1977) powstały w warunkach sprzyjających tworzeniu smektytów, a więc nie są starsze od oligocenu.

Kaolinizacja zwietrzelin osadów mezozoicznych zaznacza się wyraźnie w utworach paleogeńskich regionu częstochowskiego. Podobnie do badanych osadów wypełniają one zagłębienia stropu wapieni jury. Ich powstanie wiąże się z uformowaniem na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej eoceńskiej powierzchni zrównania krasowego (Gradziński, 1977). Brak podobnych utworów na badanym terenie wskazuje, iż w eocenie był on pokryty ciągłą pokrywą nie krasowiejących margli senońskich. Można to tłumaczyć obniżeniem obszaru na południe od rowu krzeszowickiego między schyłkiem kredy a eocenem. Wniosek ten jest zgodny z wcześniejszą tezą Gradzińskiego (1962), w myśl której usunięcie pokrywy kredowej w południowej części Wyżyny Krakowskiej nastąpiło później niż w części północnej (por. Bogacz, 1967, p. 56 - 60).

Klimat sprzyjający smektytyzacji zwietrzelin panował aż do czasu pierwszej transgresji mioceńskiej w karpacie. Świadczy o tym niemal monomineralny smektytowy skład niektórych ilów lądowych równowiekowych z caliche (Tab. 2/12 - 14), które jest nieco tylko młodsze od wapieni ostrygowych (Feliśiak, 1988). Sedymentacja tych ilów była przynajmniej w części wynikiem rozmywania starotrzeciorzędowych pokryw wietrzeniowych, co zmanifestowało się także powstaniem żwirowców ilastych z klastami ilów zielonych. Zmiana typu wietrzenia chemicznego (i klimatu) zaznaczyła się dopiero w najwyższej części profilu karpatu, w czarnych ilach marglistych z obfitą fauną lądową i węglem (Tab. 2/15).

Za przyjęciem karpatu jako górnej granicy wieku warstw z Rudawy przemawia również znalezienie ośrodków ślimaka lądowego z rodzaju *Helicidae* w jednym z lejów krasowych w Zabierzowie 8. Ślimak ten, typowy dla osadów lądowych karpatu, znajdował się w glinach zwietrzelinowych margli glaukonitowych santonu, częściowo już utlenionych (rdzawych). Można zatem uznać, że kres powstawaniu opisywanych utworów położyła dopiero transgresja karpatu i następujące wraz z nią zmiany warunków hydrologicznych i klima-

←
Spis prób [List of samples]: 1. Zabierzów, studnia [water well] Z1, głęb. [depth] 52 m; 2. Zapustny Dół, odkrywka [outcrop] 2; 3. Zapustny Dół, odkrywka [ditch] 10; 4. Dolina Grzybowska, wkop [ditch] 12; 5. Dolina Grzybowska, odsłonięcie [outcrop] 13; 6. Zabierzów, łom [quarry], odkrywka [outcrop] 3 (Fig. 5B); *. Zabierzów, łom [quarry] (wg [after] W. M. Kowalski, 1986); 7. Rudawa, studnia [water well], głęb. [depth] 32 m; 8. Pasternik, studnia [water well] P1, głęb. [depth] 208.3 m; 9. Kraków, powierzchnia uskoku [fault plane] (vide Fig. 4); 10. Ściejewice k/Tyńca, lej krasowy [sink hole]; 11. Dolina Sąspowska, schronisko [cave] Iłowe; 12. Kraków, ul. Inwalidów Wojennych, ility leżące na caliche [clays over caliche]; 13. Kraków, ul. Ruczaj, ility zazębiające się z caliche [clays interfingering with caliche]; 14. Kraków, ul. Ruczaj, klasty ilitu w marglach lub pylastym caliche [clay clasts in marls or silty caliche]; 15. Kraków, ul. Ruczaj, czarne ility margliste z węglem [black marly clays with coal]

tycznych. Wniosek ten pokrywa się z opinią Gradzińskiego (1962, p. 463), że czas ich powstania obejmuje oligocen i początek miocenu.

PIĘTRA KRASU OLIGOCENSKO-WCZESNOMIOCENSKIEGO

Utwory oligocenu i wczesnego miocenu notowane są głównie z południowej części Wyżyny Krakowskiej, a ich podłoże stanowią najczęściej wapienie oksfordzkie. Wapienie te odstawiają się na obszarze zrębowych wzgórz, których spłaszczone wierzchowiny stanowią pozostałość podgórnokredowej (Felisiak, 1988) powierzchni zrównania, uważanej dawniej za paleogeńską lub eoceńską. Jest ona pocięta uskokami schodowymi i rozcięta dolinami erozyjnymi o genezie krasowej, wciętych na głębokość do kilkudziesięciu metrów (Fig. 7). Doliny są uznawane za potektoniczne, gdyż w rowach tektonicznych (pod osadami miocenijskimi) rozcięcie skał jury jest niewielkie, a nawet często zachowane są nadległe osady kredowe (Dżułyński 1953, p. 357 - 358; Rutkowski, 1986).

Analizowane utwory zajmują różnorodne położenie względem elementów morfologicznych (od den dolin po wierzchowiny) i leżą na różnych wysokościach (od -20 do 350 m n.p.m.). Chcąc poznać ich genezę oraz przebieg procesów tektonicznych i rzeźbotwórczych trzeba, oprócz zmienności litologicznej, uwzględnić rozmieszczenie badanych osadów w przestrzeni. Rozpatrując oba czynniki jednocześnie można wyodrębnić pewne grupy odsłoneń, różniące się wysokością bezwzględną, położeniem względem głównych elementów morfologicznych i przeważającym źródłem materiału. Tworzą one 3 piętra wysokościowe nie mające bezpośredniego odniesienia do wieku, co związane jest ze specyfiką osadów lądowych. Przedstawiono je na schemacie (Fig. 7), skonstruowanym na bazie przekrojów rzeczywistych przez Grzbiet Tenczyński i Las Wolski, z zachowaniem obecnej wysokości bezwzględnej odsłoneń oraz wierceń i położenia względem elementów rzeźby (por. Fig. 3, 5, 6). Jedynie dla rowu krzeszowickiego wykorzystano zrekonstruowany obraz budowy geologicznej. Otrzymało go w drodze redukcji tektoniki późnoalpejskiej na przekrojach przez wzgórze Pasternik – najlepiej rozpoznany wierceniami fragment rowu (Felisiak, 1988).

PIĘTRO GÓRNE

Utwory należące do piętra górnego cechuje największe zróżnicowanie litologiczne. Leżą one obecnie od 240 (230 ?) do 350 m n.p.m. Ich odkrywki można podzielić na dwie grupy. Do pierwszej należą drobne formy krasowe o rozwinięciu pionowym (studnie, rozmyte szczeliny itp.), powstałe w pobliżu podgórnokredowej powierzchni zrównania i wypełnione materiałem pochodzenia kredowego (gliny zwietrzelinowe margli senońskich, ility, piaski; *vide* rejon Zabierzowa na Fig. 7). Wymienione utwory wypełniają także szczeliny uskoków (Felisiak 1982; Fig. 4) oraz rozwinięte wzdłuż nich leje krasowe.

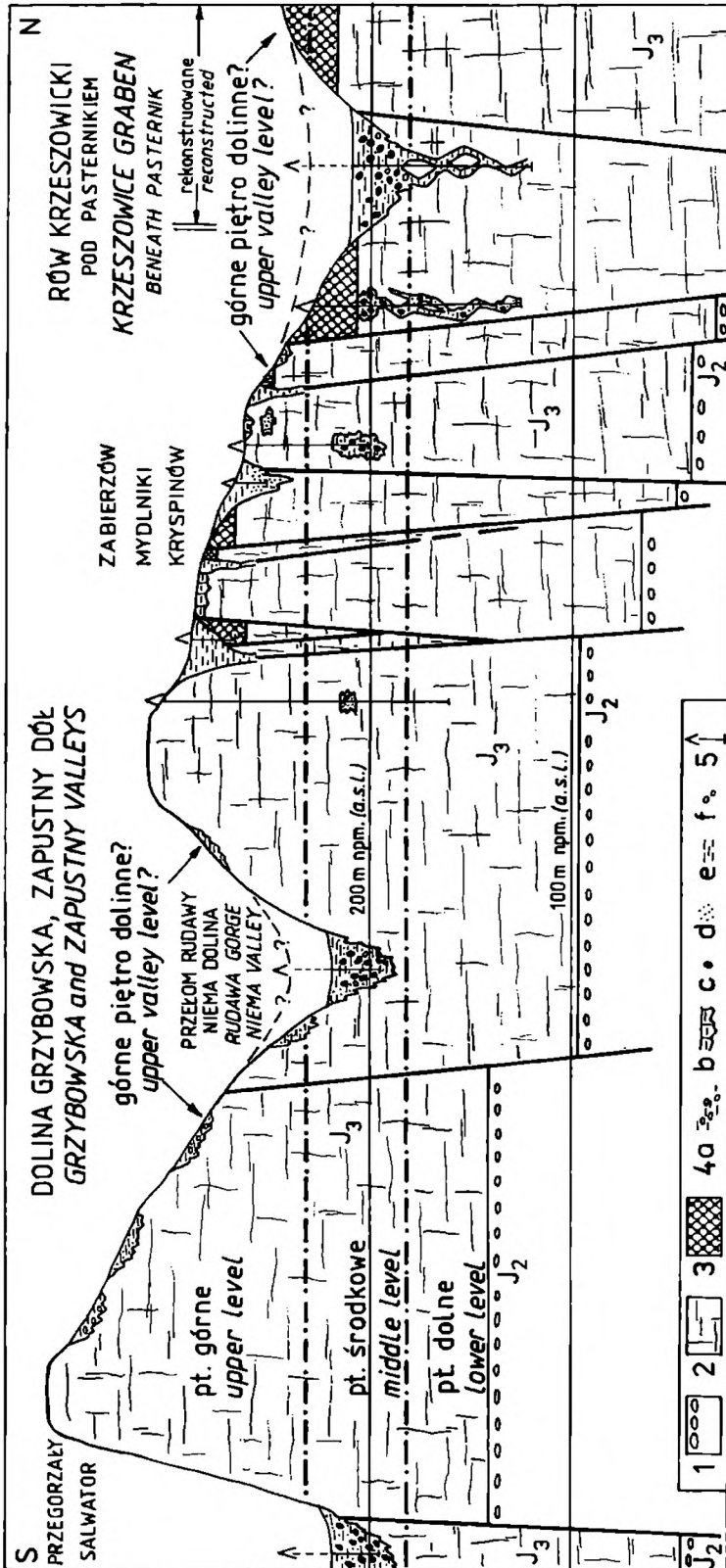


Fig. 7 Piętra krasu starotrzeciorzędowego na S od rowu krzeszowickiego (między Zabierzowem a Krakowem). 1 - kelowej (strop), 2 - oksford, 3 - kreda, 4 - oligocen i niższy miocen: a - gliny zwietrzelinowe wapieni oksfordu, b - gliny zwietrzelinowe margli kredy, c - krzemienie, d - piaski, e - ility, f - otoczaki wapieni, 5 - wiercenia

Fig. 7 Levels of Oligocene-early Miocene karst south from Kreszowice Graben (between Zabierzów and Kraków). 1 - Callovian (top part), 2 - Oxfordian, 3 - Cretaceous, 4 - Oligocene and early Miocene: a - weathering clays after Oxfordian limestones, b - weathering clays after marls, c - flints, d - sands, e - clays, f - limestone pebbles, 5 - boreholes

Najlepiej odsłonięte leje utworzone w strefach brekcji uskoków środkowoalpejskich widoczne są w łomach Zabierzów (4) i Mydlniki Wapiennik (20; Fig. 5).

Oprócz form pionowych w Zabierzowie zachowały się też niewielkie próżnie krasowe o rozwinięciu poziomym, wskazujące na istnienie horyzontalnych przepływów w tym piętrze. Obok wzmiankowanej już jamy 5 w ścianie północnej łomu Zabierzów (ok. 260 m npm.) jest to komora wypełniona zawodnionymi piaskami i iłami zielonymi w pobliskiej studni Z5a (235 - 240 m npm.). Wszystkie te formy krasowe reprezentują w zakonserwowanej postaci etap odpreparowania terenu spod pokrywy kredowej (Gradziński, 1962, p. 479 - 480). Miał on zakończyć formowanie paleogeńskiej powierzchni zrównania, której istnieniu nie przeczyły niewielkie (do kilku metrów średnicy) rozmiary omawianych zagłębień erozyjnych (Gradziński, 1962; Alexandrowicz, 1969).

Do drugiej grupy w piętrze górnym należą niewielkie odsłonięcia na zboczach dolin. Częściej spotyka się tu zwietrzeliny osadów oksfordu (gliny zwietrzelinowe, ily z mikrofauną jurajską). Leżą one *in situ* lub niemal na miejscu, w przeciwieństwie do znajdujących tu również iłów zielonych i piasków, pochodzących z rozmycia i redepozycji zwietrzelin kredowych. Mała ilość i zwłaszcza nikle rozmiary odkrywek uniemożliwiają na razie bliższe określenie ich natury. Reprezentują one pozostałość wypełnienia górnego piętra dolinnego lub tylko szczątki wypełnień większych zagłębień bezodpływowych, rozciętych dolinami piętra środkowego.

Piętro górne jest jednocześnie najstarszym. Jego rozwój był warunkowany rozcięciem margli senońskich, pokrywających południową część Wyżyny Krakowskiej z początkiem oligocenu. Ożywienie erozji wgłębnej po okresie zrównywania eoceńskiego wiązało się z wypiętrzeniem terenu, sprzyjającym też powstaniu uskoków. W tej sytuacji możliwe jest, że obie grupy odsłonień piętra górnego powstawały w tym samym czasie. Gdy w brzeżnych częściach zrębów trwało jeszcze usuwanie osadów kredowych, w ich częściach centralnych, nieco wyższych i szybciej odsłoniętych spod margli senońskich, mogło już rozpocząć się formowanie dolin rozcinających świeżo odpreparowaną podgórnokredową powierzchnię zrównania. Rozwój form krasowych o rozwinięciu pionowym (pierwsza grupa odsłonień) trwał aż po karpat, z tym że po rozcięciu terenu dolinami piętra środkowego został znacznie spowolniony.

PIĘTRO ŚRODKOWE

Osady piętra środkowego w odróżnieniu od górnego są dosyć ujednoczone litologicznie. Przeważają wśród nich produkty wietrzenia skał oksfordzkich – ily z krzemieniami i sporadycznie otoczakami wapieni. Ich znaczna jak na tego typu utwory miąższość dowodzi, że kras oligoceńsko-wczesnomioceński nie ograniczył się jedynie do niewielkich lejów i studni. Doprowadził on do powstania wielokrotnie większych zagłębień erozyjnych, wyraźnie obniżają-

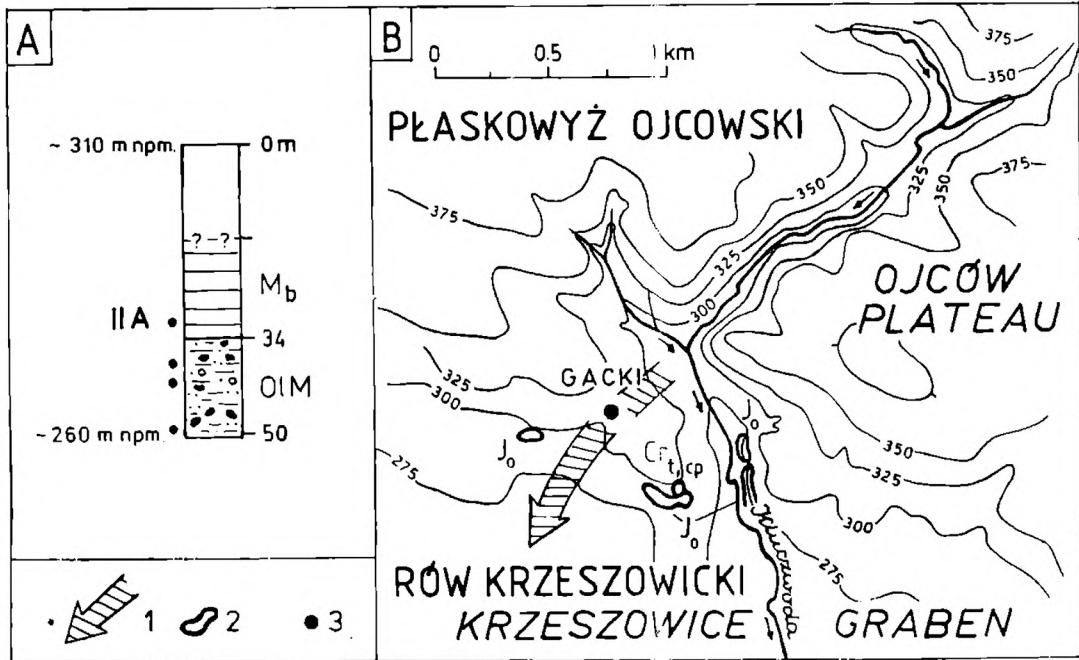


Fig. 8 Profil osadów wypełniających kopalny odcinek doliny Kluczwody (A) oraz jego lokalizacja (B). 1 – przebieg doliny Kluczwody przed badaniem, 2 – odsłonięcia, 3 – położenie studni Gacki. Pozostałe objaśnienia na Fig. 3

Fig. 8 Sequence of sediments filling the Kluczwoda paleovalley (A) and its localization (B). 1 – Kluczwoda Valley before Badenian, 2 – outcrops, 3 – Gacki water well. Other explanations as in Fig. 3

cych strop wapieni jury poniżej ścinającej je powierzchni zrównania (niezależnie nawet od jej wieku – podgórmokredowa czy cecońska).

Istotną cechą omawianych osadów jest ponadto występowanie w dnach dolin erozyjnych (Fig. 7). Są to doliny zaznaczające się we współczesnej rzeźbie (np. Dolina Rudawy koło Szczyglic, wierc. Sz1; Fig. 5) jak i podmioceńskie doliny kopalne (np. Niema Dolina w Zabierzowie, wierc. Z6, Fig. 5, 6 - I,III). Istnienie tych ostatnich było sygnalizowane przekraczającym ułożeniem ilowców badenu względem wapieni i margli ostrygowych (Alexandrowicz, 1962) oraz wykształceniem osadów morskich i lądowych karpatu, wskazującym na depozycję w zagłębieniach palcoreliefu (Radwański, 1968; Felisiak, 1988). Leżą one na ilach z krzemieniami w wierceniach Zabierzów Z6, Pasternik P1, Przegorzały KS1 i Salwator T3. Pogląd ten potwierdza też profil studni Gacki na skraju Płaskowyżu Ojcowskiego (Fig. 8). Wynika z niego, że wiercenie postawiono nad kopalnym odcinkiem doliny Kluczwody, która przed badaniem biegła do rowu krzeszowickiego prostolinijnie z NE na SW.

Sumując powyższe uwagi można stwierdzić, że ility z krzemieniami stanowią wypełnienie oligoceńsko-wczesnomioceńskich dolin erozyjnych (krasowych) podobnych do doliny z kopalni Matylda w Chrzanowie (Panek & Szu-

warzyński 1976). Dowodem słuszności tego poglądu jest istnienie na wysokości ich den a kilkadziesiąt metrów poniżej stropu jury (i kredy !) dużych pustek krasowych, wypełnionych białymi piaskami, krzemieniami i ilami zielonymi (Rząska R1, Zabierzów Z2a i Z4; Fig. 3, 7). Reprezentują one rozwinięty w poziomie den dolin kopalny system horyzontalnych jaskiń, zgodnie z fundamentalną zasadą rozwoju rzeźby krasowej mówiącą, „że rozwój jaskiń i wecinanie się doliny przebiegać musiały mniej więcej jednocześnie” (Gradziński, 1962, p. 475; por. Panek & Szuwarzyński, 1976, p. 511; Bosak *et al.*, 1989). Ich obecna głębokość pod stropem oksfordu pozwala na oszacowanie deniwelacji paleorzeźby na ponad 90 m (Zabierzów Z2a, Fig. 6/1).

Kolejną ważną cechą osadów piętra środkowego jest to, że za wyjątkiem Pasternika ich wystąpienia znajdują się obecnie w stosunkowo wąskim przedziale wysokościowym 180 - 230 m npm. (Fig. 3), podczas gdy deniwelacja stropu jury wynosi 280 m. Dotyczy to obszaru od dzielnicy Salwator w Krakowie po Kryspinów i Zabierzów, a na południe od Wisły Pychowic 26 (Fig. 2A) oraz Tyńca (Fig. 2B; Rutkowski, 1987). Podobnie zachowują się nieco tylko od nich młodsze osady karpata. Dowodzi to środkowoalpejskiego wieku większości uskoków na tym terenie, który nie uległ już zasadniczej przebudowie podczas ruchów późnoalpejskich (w i po badenie).

Wniosek powyższy dotyczy także obszaru aż po Krzeszowice, gdyż nawiercone tam oraz w Pisarach piaski i ily zielone (Bogacz & Seredyn, 1970; Alexandrowicz, 1969; Fig. 2, 3) znajdują się w podobnej jak ily z krzemieniami sytuacji i wysokości 185 - 210 m npm. Są one lokalną odmianą wypełnienia podmioczańskich paleodolin w obszarze występowania niższych, ubogich w krzemienie ogniów oksfordu. Związany z tymi paleodolinami system jaskiniowy stwierdzono w sąsiedniej studni Rudawa (Fig. 3), w której szczególnie nasilenie zjawisk krasowych przypada na ten sam przedział wysokościowy. Podobnie jak w Zabierzowie poziome kanały krasowe powstały tu pod przykryciem margli senońskich. Z obserwacji Alexandrowicza (1956, p. 33 - 34) można wnioskować, że odślaniały się one także poniżej kościoła w Rudawie. Znacznie wyżej od omówionych dotąd osadów piętra środkowego położone są piaszczyste ily z krzemieniami z Gacek (Fig. 3, 8). Posłużyły one jako jeden z mierników wielkości kolejnego, późnoalpejskiego odmłodzenia północnej krawędzi rowu krzeszowickiego (Felisiak, 1988).

PIĘTRO DOLNE

Piętro dolne wyznaczają pionowe systemy kanałów i szczelin, rozwinięte pod dnami dolin do głębokości większej niż 100 m, a wypełnione ilami i piaskami. Rekordowe głębokości stwierdzono w wierceniach Chełm Ch1 (głęb. 250 - 260 m tj. 125 - 135 m pod stropem oksfordu; Felisiak, 1988), Rudawa (106 m pod stropem oksfordu), Zabierzów Z4 (99 m poniżej spągu senonu), Pasternik P1 (85 m poniżej przypuszczalnego stropu oksfordu; Fig. 3), Węgrzce W1 (skrasowiała brekcja uskokowa w głęb. 241,0 - 243,7 m tj.

63 m poniżej stropu margli senonu a 46 m pod stropem jury; Felisiak, 1988). Co ciekawe, w Chełmie, Rudawie i Pasterniku te głębokie systemy krasowe występują zarazem wewnątrz największych zapadlisk tektonicznych, a w Zabierzowie i Węgrzicach na ich brzegach.

Dokładny wiek dolnego piętra krasowego jest nieokreślony. Pod Pasternikiem i w Węgrzicach występuje ono pod dnami paleodolin rozcinających ponad 40 metrowy kompleks margli senonu. A zatem dolną granicę wieku wyznacza czas rozcięcia osadów kredowych w rowie krzeszowickim do spągu, co umożliwiło intensywny rozwój krasu w wapieniach oksfordu dna rowu. Z drugiej strony osady piętra dolnego powstały z pewnością przed wypełnieniem dolin piętra środkowego, co wyznacza górną granicę ich wieku.

ROZWÓJ TEKTONIKI I RZEŻBY W PALEOGENIE I WCZESNYM MIOCENIE

U schyłku fazy laramijskiej Wyżyna Krakowska została podzielona na dwie części wzdłuż północnej krawędzi założonego wówczas (Felisiak, 1988) rowu krzeszowickiego. Część północna – obszar obecnego Płaskowyżu Ojcowskiego – została podniesiona względem części południowej – obecnego zapadliska przedkarpackiego. Odbiło się to w zróżnicowaniu rzeźby Wyżyny, ukształtowanej w wyniku zrównywania eoceńskiego (Fig. 9). Z początkiem oligocenu stanowiła ona rozległą równinę, którą na północy urozmaicały twarde zbudowane z oksfordzkich wapieni skalistych. Ich wierzchołki wznosiły się nad eoceńską powierzchnią zrównania (poziom "b"; Dżułyński *et al.*, 1966) do wysokości, jaką pierwotnie zajmowała tu powierzchnia podgórnokredowa. Obniżony obszar południowy pokrywały wciąż margle senońskie, przez co mógł on względem północnego spełniać rolę polja marginalnego (por. Dżułyński *et al.*, 1966, p. 340). Osady kredowe, ścięte przez eoceńską powierzchnię zrównania, tworzyły ciekawą pokrywę (do 20 metrów). Tylko w rowie krzeszowickim osiągały one ponad 40 m miąższości, uchronione tam przed erozją (Felisiak, 1988).

Okres spokoju tektonicznego i zrównywania rzeźby zakończył się wraz z oligoceńskimi ruchami uskokowymi (Fig. 9). Były one wywołane dźwiganie wału metakarpackiego, do którego należało wówczas także obecne zapadlisko przedkarpackie. Jednocześnie z wypiętrzaniem nasiliła się erozja wgłębna. Równoczesność obu procesów (uskokowania i erozji) spowodowała brak redukcji miąższości osadów jurajskich na obszarze zapadlisk tektonicznych i utworzenie przełomów antecendentnych, warunkujących powstanie sieci rzecznej poprzecznej do równoleżnikowych zrębów.

Rozwój rzeźby przebiegał co najmniej w dwu etapach, związanych z dwoma okresami uskokowania. Za takim przebiegiem wydarzeń przemawia możliwość istnienia dwóch pięter dolinnych (Fig. 7). Pierwsza faza tektoniki, w niższym lub środkowym oligocenie, doprowadziła już do wyraźnego wy-

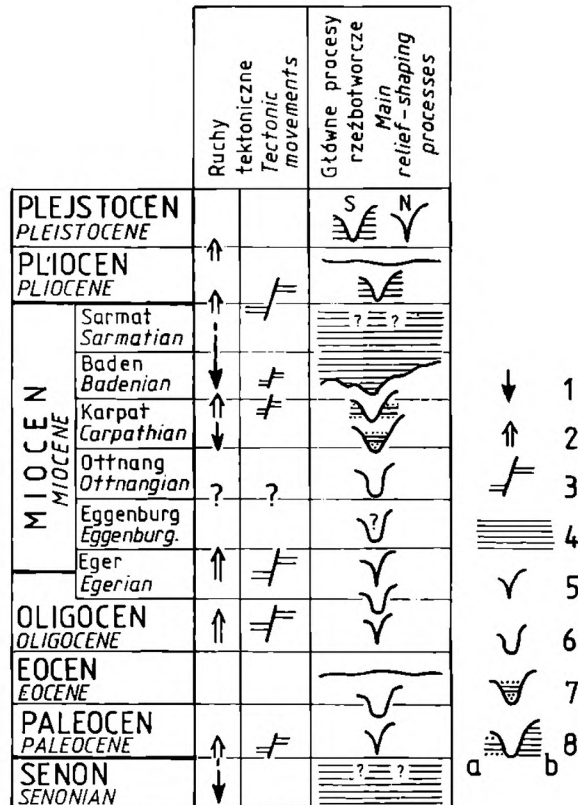


Fig. 9 Ewolucja tektoniki i rzeźby przedpola Karpat w rejonie Krakowa. 1 – obniżanie, 2 – wypiętrzanie, 3 – uskokowanie, 4 – sedimentacja osadów morskich na całym obszarze, 5 – erozja wgłębna (rozwoj pionowych form krasowych, dolin wciosowych, pogłębianie dolin), 6 – cofanie zboczy dolin, rozwój poziomych kanałów krasowych, 7 – sedimentacja osadów lądowych (*kropki*) i morskich (*linie poziome*) w dolinach, 8 – erozja osadów karpatu (*a*) i badenu (*b*). N – obszar wału metakarpackiego, S – obszar zapadliska przedkarpackiego

Fig. 9 Evolution of tectonics and relief of the Carpathian Foreland in the Kraków region. 1 – subsidence, 2 – uplift, 3 – faulting, 4 – marine sedimentation in the whole area, 5 – vertical erosion (development of vertical karst forms and V-shaped valleys, deepening of valleys), 6 – shifting of valley slopes, development of horizontal karst conduits, 7 – continental (*dots*) and marine (*horizontal lines*) sedimentation in the valleys, 8 – erosion of Karpatian (*a*) and Badenian (*b*) deposits. N – area of the Meta-Carpathian Range, S – area of the Carpathian Foredeep

odrębnienia głównych elementów strukturalnych (zrębów i rowów). Na południe od rowu krzeszowickiego rozpoczął się okres intensywnego usuwania pokrywy kredowej, a w centralnych i szybciej odsłoniętych częściach zrębów rozpoczęło się także formowanie dolin.

Drugi okres ruchów, pokrywający się być może z fazą sawską, to kolejne dźwignięcie obszaru połączone z dalszymi ruchami uskokowymi, choć już może (proporcjonalnie) mniej istotnymi. Nastąpiło dalsze wzmożenie erozji wgłębnej prowadzące do silnego rozczłonkowania południowej części Wyżyny a także do rozcięcia osadów kredowych w rowie krzeszowickim (lokal-

nie aż do jury), przez doliny mające początek na Płaskowyżu Ojcowskim. Pod koniec tego etapu, w niższym miocenie, rzeźba krasowa zbliżyła się do stadium dojrzałości wyrażonego przez utworzenie głęboko wciętych dolin i rozwinętych na wysokości ich den poziomych systemów kanałów i jaskiń. Lokalna baza erozyjna znajdowała się wówczas tuż poniżej spągu osadów kredowych w dnie rowu krzeszowickiego. Z tego powodu w blokach tektonicznych nieco wzniesionych ponad jego dnem (zrąb Rudawy, Zabierzów) zaistniały bardzo szczególne warunki do rozwoju poziomych kanałów krasowych. Uformowały się one w stropie wapieni oksfordzkich przykrytych marglami senońskimi, co może nawet mylnie sugerować istnienie paleokrasu dolnokredowego.

Końcowym akcentem drugiego etapu było zasypanie dolin osadami starotrzeciorzędowymi na wysokość 20 - 30 m. Podniesienie bazy erozyjnej było prawdopodobnie spowodowane transgresją karpata. Na południe od rowu krzeszowickiego osady te zachowały się w wielu miejscach po dziś dzień, natomiast brak ich w dnach dolin Płaskowyżu Ojcowskiego. Zostały one po odpreparowaniu spod ilów badeńskich pogłębione w plejstocenie (Felisiak, 1988) na skutek późnoalpejskiego odmłodzenia północnej krawędzi rowu krzeszowickiego. Pozostałość związanego z nimi systemu krasowego stanowi wzmiankowane wyżej schronisko Itowe. Należy ono do poziomu "d" w schemacie Dżułyńskiego *et al.* (1966; *vide* Madeyska, 1977), co przy obecnym położeniu den dolin Płaskowyżu (poziom "f") wskazuje na ich pogłębienie o ok. 50 m.

Przedstawiona tu koncepcja przedplejstocenijskiego etapu rozwoju krasu w rejonie Krakowa tłumaczy zarazem brak osadów morskich w wypełnieniach krasowych, podkreślony już przez R. Gradzińskiego (1962, p. 462) i potwierdzony w późniejszych pracach innych badaczy. Był on zjawiskiem niewytłumaczalnym na gruncie poglądu o badeńskim wieku tektoniki, wobec wyraźnych i charakterystycznych dla krasu predyspozycji do rozwoju wzdłuż powierzchni deformacji nieciągłych (spekań i uskoków).

PODSUMOWANIE

Wiek zrębowych wzgórz południowej części Wyżyny Krakowskiej oraz rozcinających je dolin był wielokrotnie dyskutowany (m. in. Dżułyński, 1953; Małeck, 1959; Alexandrowicz, 1960; Dżułyński *et al.*, 1966; Bogacz, 1964, 1967; Gradziński, 1962, 1972; Rutkowski, 1986, 1989; Felisiak 1982, 1988). Ostatecznie przeważał pogląd o ukształtowaniu ich w wyniku jednego, późnoalpejskiego cyklu tektoniczno-rzeźbotwórczego. Powstanie uskoków tłumaczono tensją zrodzoną przez fleksuralne uginanie przedpola Karpat ku południowi podczas formowania zapadliska przedkarpackiego w badenie.

Wyniki badań nad rozmieszczeniem utworów oligocenu i niższego mioce-
nu pozwalają na uznanie powyższego schematu za nazbyt uproszczony (Fig. 9). Tektonika uskokowa Wyżyny Krakowskiej kształtowała się w kilku fazach

od laramijskiej począwszy. Najważniejsze były ruchy przypadające na oligocen i wczesny miocen (suborogeneza środkowoalpejska), kiedy to powstały uskoki ograniczające zrębowe wzgórze badanego terenu (por. Dżużyński, 1953; Bogacz, 1959). Były one czynne w warunkach lądowych podczas tworzenia rzeźby dolinnej. Podczas ruchów późnoalpejskich niektóre uskoki uległy odmłodzeniu a rzeźba została odpreparowana po miocenie spod przykrycia łamami badenu (głównie w plejstocenie; Felisiak, 1988).

Intensywna środkowoalpejska tektonika uskokowa była efektem tensji wywołanej wielkopromiennym wyginaniem wału metakarpackiego. Sądząc z głębokiego rozwoju dolnego piętra krasu wielkość wypiętrzenia przynajmniej okresowo wynosiła paręset metrów, co jest zgodne z danymi z obszarów przyległych od zachodu (Walczak, 1976; Jura, 1984) i wschodu (Oszczypko & Tomasz, 1976; Jabłońska *et al.*, 1986). Powstałe wówczas krasowe paleodoliny notowane są ponadto z Moraw i Rumunii (Bosak *et al.*, 1989; Bleahu, 1989). Wynika stąd, że przedpole Karpat uległo w oligocenie i wczesnym miocenie silnemu wypiętrzeniu wzdłuż całego łuku karpackiego i możliwy jest podobny przebieg ewolucji geologicznej w trzeciorzędzie na całym tym obszarze.

PODZIĘKOWANIA

Autor pragnie wyrazić swą szczególną wdzięczność dla prof. S. W. Alexandrowicza za wprowadzenie w temat i oznaczenia mikrofauny oraz dla kolegi mgr A. Gawła za wykonanie i interpretację dyfraktogramów. Panu prof. J. Rutkowskiemu szczerze dziękuję za wielokrotne dyskusje zagadnienia a Panom prof. R. Gradzińskiemu, dr A. Krawczykowi, dr hab. G. Haczewskiemu i anonimowemu recenzentowi za wnikliwe i krytyczne uwagi do maszynopisu pracy.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

- Alexandrowicz, S. W., 1956. Utwory senońskie wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego. *Przegl. Geol.*, 1: 33 – 37.
- Alexandrowicz, S. W., 1960. Budowa geologiczna okolic Tyńca. *Biul. Inst. Geol.*, 152: 5 – 95.
- Alexandrowicz, S. W., 1962. Zarys stratygrafii miocenu okolic Krakowa. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, pp. 520 – 523.
- Alexandrowicz, S. W., 1969. Utwory paleogenu w południowej części wyżyny krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 39: 681 – 696.
- Alexandrowicz, Z., 1966. Utwory czwartorzędowe przelomowej doliny Rudawy w Zabierzowie koło Krakowa. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, pp. 617 – 620.
- Bleahu, M., 1989. Paleokarst of Romania. In: Bosák, P., (ed.), *Paleokarst. A Systematic and Regional Review*, pp. 231 – 252. Academia Prague.
- Bogacz, K., 1959. New Data on the Geological Structure of the Krzeszowice Graben. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. chim., geol., geog.*, 7: 183 – 190. Warszawa.
- Bogacz, K., 1964. Budowa geologiczna południowej części Wyżyny Krakowskiej w świetle badań z lat 1953 - 1963. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, pp. 256 – 258.
- Bogacz, K., 1967. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. *Prace Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 41, 89 pp.

- Bogacz, K. & Sere dyn, R., 1970. Pozycja geologiczna złoży wód zmineralizowanych w Krzeszowicach. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddz. w Krakowie*, 14: 247 – 249.
- Bogacz, K., Muszyński, M. & Skowroński, A., 1977. Skupienia minerałów żelaza i manganu w trzeciorzędowym ilowcu montmorillonitowym z rowu krzeszowickiego. *Zesz. Nauk. AGH 630, Geologia*, 3(4): 77 – 91, Kraków.
- Bosák, P., Horáček, I. & Panos, V. 1989. Paleokarst of Czechoslovakia. In: Bosák, P., (ed.), *Paleokarst. A Systematic and Regional Review*, pp.107 – 136. Academia Prague.
- Dzuleński, S., 1953. Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 3: 325 – 440.
- Dzuleński, S., Henkiel, A., Klimek, K. & Pokorny, J., 1966. Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 36: 329 – 343.
- Felisiak, I., 1982. Przejawy tektoniki przedmioceńskiej w Krakowie i Zabierzowie. *Kwart. Geol.*, 26: 710.
- Felisiak, I., 1984. Przedbadeńskie osady lądowe trzeciorzędu okolic Krakowa i uwagi o urzeźbieniu powierzchni podmioceńskiej. In: *Lądowe utwory węglanowe wyżyny krakowsko - częstochowskiej (przewodnik konferencji terenowej)*. Kom. Nauk. Geol. PAN, Inst. Nauk Geol. UJ, Kraków, p. 9.
- Felisiak, I., 1988. Budowa geologiczna obszaru między Krakowem, Zabierzowem i Morawicą (rozprawa doktorska, Biblioteka Główna AGH Kraków, niepublikowane - unpublished). 161pp.
- Gradziński, R., 1962. Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 32: 429 – 492.
- Gradziński, R., 1972. *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Wyd. Geol., Warszawa, 335 pp.
- Gradziński, R., 1977. Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiałym podłożu w środkowej części Jury Krakowsko - Wieluńskiej. *Prace Nauk. UŚ 183, Kras i Speleologia*, 1: 59 – 70., Katowice.
- Jabłońska, B., Łapinkiewicz, A. & Moryc, W., 1986. Mapa geologiczno - strukturalna podłoża miocenu przedgórze Karpat Polskich. *Przegl. Geol.*, 34: 514 – 519.
- Jura, D., 1984. Ukształtowanie i geneza powierzchni podmioceńskiej w południowo - wschodniej części Górnosląskiego Zagłębia Węglowego (rozprawa doktorska, Biblioteka Główna AGH Kraków, niepublikowane - unpublished), 129 pp.
- Kowalski, W.M., 1986. Przejawy paleogeńskiego wietrzenia santońskich wapieni marglistych w Zabierzowie koło Krakowa. *Arch. Miner.*, 41: 89 – 100.
- Krysowska - Iwaszkiewicz, M., 1974. Studium mineralogiczno - petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych Wyżyny Krakowskiej. *Prace Min. PAN Oddz. w Krakowie*, 35, 69 pp.
- Madeyska, T., 1977. Zróżnicowanie wiekowe jaskiń i schronisk skalnych oraz ich osadów w dolinie Sąspowskiej koło Ojcowa. *Prace Nauk. UŚ 183, Kras i speleologia*, 1: 71 – 80. Katowice.
- Małecki, J., 1959. Z geologii i geomorfologii Wyżyny Krakowskiej między Zabierzowem a Ojcowem. *Zesz. Nauk. AGH 15, Geologia*, 2: 3 – 21, Kraków.
- Oszczypko, N. & Tomasz, A., 1976. Przedtortońska rzeźba Przedgórze Karpat między Krakowem a Dębicą oraz jej wpływ na sedymentację miocenu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46: 525 – 548.
- Panek, S., & Szuwarzyński, M., 1976. O przedtortońskiej dolinie erozyjnej wypełnionej osadami trzeciorzędowymi w okolicach Chrzanowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46: 503 – 521.
- Radwański, A., 1968. Transgresja dolnego tortonu na obszarze Wyżyny Krakowskiej i Miechowskiej. *Acta Geol. Pol.*, 18: 387 – 445.
- Rutkowski, J., 1986. O trzeciorzędowej tektonice uskokowej okolic Krakowa. *Przegl. Geol.*, 34: 587 – 590.
- Rutkowski, J., 1987. O niektórych trzecio- i czwartorzędowych żwirach rejonu Krakowa. In: *Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej (materiały sympozjum)*. AGH Kraków, pp. 24 – 26.
- Rutkowski, J., 1989. Budowa geologiczna regionu Krakowa. *Przegl. Geol.* 37: 302-308.
- Walczak, W., 1976. *Jak powstawała rzeźba Polski*. PWN Warszawa, 419 pp.

Summary

OLIGOCENE - EARLY MIOCENE KARST DEPOSITS AND THEIR IMPORTANCE FOR RECOGNITION OF THE DEVELOPMENT OF TECTONICS AND RELIEF IN THE CARPATHIAN FORELAND, KRAKÓW REGION, SOUTHERN POLAND

Ireneusz Felisiak

Introduction

Data on geological evolution of the Foreland of the Polish Carpathians during Paleogene and Early Miocene are scarce. In the vicinity of Kraków (Fig. 1) this time span provides poorly preserved and insufficiently recognized continental sediments of karstic origin which are later than Cretaceous but earlier than Karpathian. Characteristics of these sediments were based upon data from 47 samples selected from 250 ones for which micropalaeontological studies were completed. Most of the samples originate from the Carpathian Foredeep (Fig. 2).

The studied sediments are covered by marine and continental Karpathian deposits or by Badenian claystones (Tab. 1) which, in turn, overlap the older Tertiary rocks or, most commonly, rest directly upon Jurassic and Cretaceous basement. The Mesozoic rocks are mostly weathering-resistant Oxfordian limestones. In the Kraków area these limestones form picturesque hills scattered over the Carpathian Foredeep, and the Ojców Plateau which belongs to the Meta-Carpathian Range (i.e., uplifted margin of the Foredeep, Fig. 1). The limestone hills reflect the fault tectonics of the Mesozoic rocks. Their flat surfaces are relics of sub-Upper Cretaceous peneplain. The Tertiary (mostly Badenian) sediments fill broad depressions between the hills but were also reported from deep erosional valleys cutting the hills (Fig. 5, 6, 7).


Lithology

The Oligocene - Early Miocene sediments in the vicinity of Kraków are weathering deposits originating from destruction of Mesozoic carbonate rocks and deposited in various karst structures cut in the Oxfordian limestones. Most common are residual clays produced during weathering of Senonian sediments (mainly green glauconitic Santonian marls) as well as green marly clays resulted from redeposition of weathering material, and white quartz sands. Locally, the sands may contain flints and pebbles of the Oxfordian limestones. The origin of clays and sands is documented by redeposited Seno-

Table 1

Mesozoic and Cenozoic sediments in the studied area. Lithostratigraphy of early Tertiary, Karpathian, Pliocene and Eopleistocene after Felisiak (1988).

QUATERNARY		HOLOCENE	sands, muds, peats, travertines										brownish residual and weathering clays	Thickness (m)
PLEISTOCENE	Meso + Neo Pl	loess sands, gravels, muds tills of Cracovian Glaciation gravels												
	Eo Pl	greyish-yellow clays with flints												
NEOGENE		PLIOCENE	red residual and weathering clays										(karst)	
MIOCENE	Sarmatian													
	Badenian	clays clays with gypsum interbeds clays, minor mudstones, sandstones										up to 170		
	Karpathian	clays with coal and green clays grey										0-31		
	Ottungian Eggenburg. Egerian	caliche marls Ostrea limestones and marls										(karst)		
PALEOGENE		OLIGOCENE	clays and marly clays (mainly green and mottled) with sand and flints, white sands, residual clays										?	
		EOCENE	?										?	
		PALEOCENE												
CRETACEOUS		UPPER	Maastricht											
		SENONIAN	Campan. upper	marly limestones and gaaizes with cherts										up to 40
			lower	grey marls										4-6
		Santonian	glaucconitic marls locally with conglomerates in the bottom										0,3-0,6	
		Coniacian												
		Turonian	limestones and sandy limestones										0-2,2	
		Cenomanian	sandy limestones, conglomerates											
			calcareous conglomerates with marine fauna										(clastic dykes)	
		LOWER												
JURASSIC		UPPER	Tithonian Kimmeridgian	layered limestones with flints, massive limestones tabular and massive limestones										up to 230
		Oxfordian	upper + middle	whitish-grey marls and marly limestones										up to 7
			lower	mottled nodular marls										
		MID.	Callovian	sandstones, sandy limestones with marine fauna										up to 14,5

 lack of sediments

nian microfossils (Gradziński, 1962; Alexandrowicz, 1969) and by the heavy minerals assemblage (Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974). The stratigraphic position of clays and sands have been confirmed in numerous bore-hole profiles (Fig. 3).

The products of Oligocene - Early Miocene weathering of the Upper Jurassic sediments were poorly known up to now. The author reported on numerous new localities found during field mapping in the vicinity of Kraków (Fig. 2A, Felisiak, 1988). The residual clays are yellowish - green clays containing abundant debris of the Oxfordian limestones, and grading downward into the karstified limestones of the same age. Commonly, the clays are accompanied by sandy and marly, grey clays and also by green and mottled clays with Oxfordian flints. These accompanying sediments also contain mostly Jurassic microfossils with minor admixture of Senonian ones. Exclusively Upper Jurassic foraminifers have been encountered in yellow and green marly clays which occurred close to the exposures of the Oxfordian basinal facies.

The clays rest upon the Jurassic sediments and usually are covered immediately by Quaternary deposits. The age of the clays is inferred by the absence of Miocene foraminifers in the microfossil assemblages and by the mineralogical composition of clay fraction. The latter is dominated by smectites which are commonly accepted as typical of the Oligocene sediments (Tab. 2/3-5, *vide* Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974). The yellowish-green clays correspond to the sediments filling a karst cavern cut in the Jurassic limestones which are covered by the Badenian claystones (Fig. 3, Zabierzów Z-1 borehole, depth 46-60 meters, Tab. 2/1, 2). The cavern contains also grey clays of poorly documented age. These clays resemble the grey Karpathian clays but differ in the absence of terrestrial gastropods. In contrary, the age of green and mottled clays with Oxfordian flints found in 6 boreholes beneath the Karpathian and/or Badenian sediments is unquestionable. These clays locally grade into the flint gravels and are sporadically enriched in limestone pebbles. The clays with flints are the most important and most common variety of the weathering deposits developed on the Jurassic carbonates in the studied area. Their maximum thickness reaches 35 meters (Pasternik P-1 borehole, Fig. 3).

Age considerations

Precise determination of the lower age limit of the studied deposits is based upon the paleoclimatic factors deduced from the transformations of clay minerals during weathering processes. These transformations tend to formation of smectites, as indicated by the X-ray analyses (Tab. 2/7-11). Mixed-layer minerals, illite and kaolinite predominate in less decalcified deposits (residual clays, marly clays, Tab. 2/1-6a) in which the weathering transformations were minor (see Kowalski 1986). Hence, the studied sediments are not earlier than Oligocene which is consistent with the data from the north-western

part of the Foredeep (Chrzanów area, Fig. 1, Kryszowska-Iwaszkiewicz, 1974, Bogacz *et al.*, 1977). Kaolinization is typical of Eocene and found north from the studied area (Gradziński, 1977). Its lack supports the possibility of a slight subsidence which affected the Foredeep between the end of Cretaceous and Eocene (cf. Gradziński, 1962).

The upper age limit is determined by the oldest palaeontologically documented Miocene sediments resting upon the studied weathering deposits. Author's studies point out that such sediments are the *Ostrea* limestones (Karthian). The caliche limestones described as Lower Miocene strata by Radwański (1968) appear to be somewhat younger than the *Ostrea* limestones (Felisiak, 1988). These are commonly accompanied by smectite clays (Tab. 2/12-14) and clayey gravelstones with clasts of green clays both resulting from the redeposition of earlier weathering material.

Levels of Oligocene - early Miocene karst

Three karst levels have been distinguished, with no direct reference to the age, on the grounds of the lithological variability and the spatial distribution of the weathering deposits. This distinction has been based on altitude, relation to the principal morphological features and prevailing source of material. The levels were drawn schematically in Fig. 7 basing on the true cross-sections. Only the northern part of the studied area has been reconstructed after reduction of Late Alpine tectonic effects (Felisiak, 1988).

The upper level (altitudes 230 - 350 meters a.s.l.) includes the two groups of outcrops. Areas adjacent to the sub-Upper Cretaceous peneplain (Zabierzów area, Fig. 7) are dominated by the first group which comprises weathering deposits derived from the Upper Cretaceous rocks and accumulated in vertical, joint- or even fault-controlled karst forms (sinkholes, pockets) (Fig. 4; outcrops No. 4 and 20 in Fig. 5). Horizontal karst conduits are rare. The second group consists of small outcrops exposed in the slopes of valleys cut in the Oxfordian limestones some tens of meters down the peneplain level. The deposits are mainly residual clays derived from the Jurassic limestones and weathering clays with Oxfordian microfossils. It is possible that these deposits are relics of material which filled upper valley level.

In the middle level (altitudes 180 - 230 meters a.s.l.) the weathering deposits are clays with flints and rare pebbles of the Oxfordian limestones as well as locally found quartz sands with flints or pebbles (Fig. 3). These are interpreted as fillings of sub-Miocene karst palaeovalleys similar to that described from Chrzanów by Panek and Szuwarzyński (1976) (Fig. 1). Their existence has been suggested by the overlapping of Miocene sediments and by the nature of Karthian marine (Radwański, 1968) and continental sediments typical of deposition in palaeorelief depressions. These Karthian sediments cover the clays with flints in boreholes P-1, Z-6, KS-1 and T-3 (Fig. 3). The

palaeovalleys are in most cases exposed because of the removal of their Tertiary infillings. Their unexposed fragments were localized by drillings in the vicinity of Zabierzów (Fig. 6/I, III) and at the margins of the Ojców Plateau (Fig. 8).

The Oligocene - early Miocene age of the palaeovalleys is confirmed also by the presence of horizontal caves developed at the level of valley bottoms. The caves are filled with green clays, sands and flints encountered in the R-1 (Fig. 6-I), Z-4 (under the Senonian marls, Fig. 6-III), Z-2a, Z-5 and Rudawa boreholes (Fig. 3). Results of drillings point out to the depth of the palaeovalleys exceeding 90 meters (Z-2a, Fig. 3, 6-I). Recently, the caves and deposits which fill the palaeovalleys fall into the rather narrow altitude range 180 - 230 meters a.s.l. (Fig. 3) whereas the altitude of the top of Jurassic sequence is 280 meters. It allows to conclude that the studied area has not been essentially restructured after Middle Alpine tectonic events. Altitudes apparently different from quoted above are rare and reflect the Late Alpine movements.

The lower level is represented by vertical systems of fissures and conduits found in the Oxfordian limestones under the cover of Tertiary clays and Senonian marls. The system extends down more than 100 meters below the top of the Mesozoic sequence. The fillings of these forms are green (occasionally mottled) clays and sands found in tectonic depressions, commonly below the bottoms of palaeovalleys.

Development of tectonics and relief in Palaeogene and early Miocene

The preferred structural model of the Carpathian Foreland in the Kraków area assumes almost complete peneplanation of pre-Miocene basement during Palaeogene and formation of both faults and valleys in a single, Late Alpine episode. The origin of faults is explained by means of tension resulting from southward flexural bending of the Carpathian Foreland. According to Bogacz (1964, 1967) this process occurred in Badenian, during the formation of the Carpathian Foredeep (comp. Dżułyński *et al.* 1966, Gradziński 1962, 1972 and Rutkowski 1989).

Results of the studies on Oligocene and Early Miocene deposits allow to revise this oversimplified model. Both the fault tectonics and the palaeorelief have been formed in several stages (Fig. 9), starting from the Laramide phase. Towards the end of Laramide movements, the recent Foredeep area has been subjected to a minor *en block* subsidence along the northern margin of the simultaneously initiated Krzeszowice Graben. This event resulted in preservation of Crétaceous marls up to the end of Eocene which enabled the Foredeep to become a marginal polje for the Ojców Plateau. The Plateau has become a karst plain protruded by Eocene monadnocks built of the Oxfordian massive limestones (comp. Dżułyński *et al.*, 1966).

Vertical erosion has commenced in Oligocene as a result of the uplift of the Meta-Carpathian Range which in this time included also the Foredeep (Fig. 9). Broad bending of the Range resulted in tension which caused the formation of numerous faults. Simultaneous faulting and erosion prevented the Jurassic limestones from thickness reduction in grabens (Fig. 6) and activated the formation of antecedent gorges which led to the development of southward-directed valley systems cutting across the latitudinal horsts. Possible existence of the two valley levels (Fig. 7) suggests the two phases of uplifting (and tectonics) whereas the altitude of the lower karst level proves its at least 300-meters amplitude.

Principal horsts and grabens formed during Oligocene and Early Miocene have been successively cut by a network of deep karst valleys with accompanying underground drainage systems. Complicated fault tectonics locally forced the development of lateral karst conduits beneath the Cretaceous marls (Zabierzów, Fig. 6, Rudawa, Fig. 3). Infilling of the valleys with 20-30-meters thick Early Tertiary sediments presumably preceded immediately the Carpathian transgression. In the Foredeep such sediments have survived in numerous localities but are very rare in the Meta-Carpathian Range. Late Alpine tectonic rejuvenation of the northern margin of Krzeszowice Graben caused uplift of the Ojców Plateau and resulting deepening of its valleys after the Badenian (mainly in Pleistocene) (Felisiak, 1988).