

# GEOLOGIA PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH – WYBRANE ZAGADNIENIA

## GEOLOGY OF THE GÓRY STOŁOWE NATIONAL PARK – SELECTED ISSUES

Jurand WOJEWODA <sup>1)</sup>, Dawid BIAŁEK <sup>1)</sup>, Michał BUCHA <sup>1)</sup>, Andrzej GŁUSZYŃSKI <sup>1)</sup>,  
Roman GOTOWAŁA <sup>1)</sup>, Jan KRAWCZEWSKI <sup>1)</sup>, Barbara SCHUTTY <sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

<sup>2)</sup> Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław

**Słowa kluczowe:** SUDETY, NIECKA ŚRÓDSUDECKA, GÓRY STOŁOWE, KARBON, PERM, KREDA, PIASKOWIEC, STREFA ŚCINANIA, GEODYNAMIKA, NEOTEKTONIKA, SEDYMENTOLOGIA, PALEOGEOGRAFIA

**Keywords:** SUDETES, INTRASUDETIC BASIN, TABLE MOUNTAINS, CARBONIFEROUS, PERMIAN, CRETACEOUS, SANDSTONE, SHEAR ZONE, GEODYNAMICS, NEOTECTONICS, SEDIMENTOLOGY, PALAEOGEOGRAPHY

### STRESZCZENIE:

Na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych wykonano dokumentację powierzchniowej budowy geologicznej. Wynikiem jest mapa geologiczna w skali 1:25000, przedstawiona w mniejszej skali. Dzięki zastosowaniu niezwykle precyzyjnego cyfrowego modelu terenu oraz ortofotomapie uzyskano niemożliwą dotychczas precyzję odwzorowania. Jednym z najciekawszych elementów budowy geologicznej jest niezwykle regularna sieć uskoku i związany z nimi cios. Niektóre linie uskoku przecinają prostoliniowo cały obszar PNGS i wszędzie tam, gdzie można je udokumentować w odsłonięciu ukazują konsekwentnie przesuwczy charakter. Linie uskoku w sposób zasadniczy warunkują rozwój sieci rzecznej obszaru, zwłaszcza na płaskich powierzchniach masywów piaskowcowych. Odkryte zostały liczne poziome piaskowce między dotychczas znanymi litosomami piaskowców ciosowych. Zlokalizowano i opisano ponad 3000 skalnych grzybów i baszt, jak również przedstawiony został litologiczno-strukturalny model tworzenia się tych form skalnych.

### ABSTRACT:

Bedrock geological phenomena were documented in detail over the area of the Table Mountains (Góry Stołowe) National Park (TMNP), resulting in a geological map at the scale of 1:25000, here presented in a reduced scale. Application of a very high resolution digital elevation model and of an orthophotomap allowed a hitherto unattainable precision of cartographic reproduction to be achieved. Among the most interesting features of the geology imaged on the map is the highly regular network of faults and related joints. Some rectilinear fault traces cut across the entire area of TMNP and inevitably show strike-slip kinematics wherever they can be documented in an outcrop. They dominantly control the river network of the area, in particular on flat top surfaces of sandstone massifs. Numerous new sandstone horizons were discovered between the Blocky Sandstone (German: Quader-Sandstein) lithosomes known to-date. Located and described were more than 3000 rocky mushrooms and towers, complemented with a lithological-structural model of their formation.

## WPROWADZENIE

W rozdziale przedstawione zostały wyniki geologicznych prac kartograficznych, których efektem jest odwzorowanie litologii i elementów strukturalnych na mapie. Z uwagi na dużą skalę odwzorowania, obraz budowy geologicznej jest znacząco uproszczony w stosunku do uzyskanej dokumentacji. Jednak nawet w tej skali porównanie z wcześniejszymi mapami obszaru PNGS obraz budowy geologicznej jest w wielu miejscach istotnie odmienny. Pomimo, że w pracach kartograficznych posługiwano się wyłącznie płytką geofizyką radarową i nie wykonywano wierceń, to dostępne materiały wyjściowe, takie jak ortofotomapa oraz lidarowy

DEM, jak również możliwość bardzo precyzyjnej lokalizacji punktów dokumentacyjnych dały zaskakująco ciekawe wyniki, które pozwalają rozpocząć kilka nowych wątków badawczych. Zespół postanowił zasygnalizować wszystkie te wątki w formie na tyle udokumentowanej, na ile było to możliwe w trakcie 3 sezonów terenowych.

Za wartą przedstawienia uznano historię prac kartograficznych, prowadzonych na obszarze Gór Stołowych już od połowy XVIII wieku, czyli de facto od początków tworzenia podstaw geologii jako dziedziny naukowej. Historia ta jest szczególnie interesująca, a to chociażby dlatego, że obszar Sudetów, a Gór Stołowych w szczególności, od samego początku stanowił pole wymiany doświadczeń,

ale i konkurencji między geologami różnych narodowości, wywodzących się z różnych szkół i dysponujących różnymi metodami. Większość geologów-kartografów pracujących na tym obszarze była związana z uczelniami Wrocławia, Berlina, Pragi i Wiednia. Wielu z nich to wybitne postacie w geologii światowej.

Za podstawowe i konieczne dla przedstawienia uznano opisy litologiczne skał podłoża paleozoicznego, w tym opisy skał metamorficznych i magmowych tzw. masywu Kudowy. Następnie, przedstawiono litologię oraz cechy sedymentologiczne osadów paleozoicznych i mezozoicznych, w szczególności utworów górnego karbonu, permu oraz kredy. Utwory te stanowiły podstawę dla wydzielenia kartograficznych na przeważającym obszarze PNGS, zwłaszcza na obszarze synklinorium śródsudeckiego. Omówione zostały przyczyny i uwarunkowania płytowej budowy Gór Stołowych oraz szczególnie charakterystyczne dla ich krajobrazu wybrane formy skalne: grzyby, baszty, bastiony, kawerny oraz labirynty. Omówiono również przesłanki geodynamiki obszaru od etapu sedymentacji w kredzie, poprzez inwersję po współczesną aktywność neotektoniczną zapisaną m.in. w zniszczeniach widocznych w skałach i obiektach inżynierskich. Poruszony został temat ewolucji dzisiejszego krajobrazu Gór Stołowych, zwłaszcza niektórych form dolinnych, w kontekście aktywności geodynamicznej obszaru.

## HISTORIA ODWZOROWANIA KARTOGRAFICZNEGO OBSZARU GÓR STOŁOWYCH

Obszar Parku Narodowego Gór Stołowych (PNGS), z uwagi na swoje historycznie transgraniczne położenie, zawsze budził zainteresowanie geologów. Miejsce to od dawna przyciąga miłośników krajobrazu, w szczególności zainteresowanych różnorodnością form skalnych w piaskowcach Gór Stołowych. Od czasu odkrycia leczniczych właściwości wód źródłanych obszar PNGS stanowi również ważny region lecznictwa balneologicznego. Obydwa te aspekty sprawiły, że obszary te od dawna są eksplorowane i były wielokrotnie odwzorowywane na mapach, w tym również na mapach geologicznych. Przedstawione dalej, wybrane przykłady opracowań geologiczno-kartograficznych są omówione w kolejności historycznej i ukazują ewolucję poglądów nt. budowy nie tylko obszaru PNGS, ale całych Sudetów (**Ryc. 1**)

Przedstawione dalej mapy zostały skalibrowane w taki sposób, aby nawiązywać do obowiązującego dzisiaj systemu kartograficznego, tzn. WGS84 oraz PUGW92. Do kalibracji wykorzystane zostały najbardziej charakterystyczne punkty topograficzne, m.in. istniejące do dzisiaj skrzyżowania ważniejszych traktów, czy punkty wysokościowe. W przypadkach map archiwalnych kalibracja obrazu powoduje geometryczne zniekształcenia w wyniku transformacji między układami współrzędnych. Pomimo tak zdeformowanego pierwotnego obrazu rysuje się schemat morfologii i geologii obszaru zbliżony do tego, jaki dzisiaj uzyskujemy dzięki najnowszym technikom geodezyjno-pomiarowym i metodom zdalnej detekcji. Uprawniona jest teza, że nasza dzisiejsza wiedza nt. budowy geologicznej obszaru PNGS jest wypadkową prac kilku pokoleń geologów-kartografów.



**Leopold Christian von Buch**  
(1774-1853)

Najstarszym odwzorowaniem budowy geologicznej Sudetów jest mapa mineralogiczna Śląska w skali ok. 1:500000, którą Leopold von Buch wykonał w 1797 roku. Mapa ta została wydana jako załącznik do książki opisującej jego podróż po Śląsku (Buch, 1802) w czasie, kiedy był zatrudniony jako referendarz Wyższego Urzędu Górniczego w Dzierżoniowie. Na mapie autor schematycznie zaznaczył Góry Stołowe z ich najwyższym szczytem Szczelińcem (*niem. Heuscheuer*), jako obszar występowania tzw. „młodych piaskowców” (*niem. Neuerer Sandstein*), w domyśle piaskowców kredowych. Na południu obszaru dzisiejszego PNGS, w okolicach Dusznik, autor zaznaczył wychodnie „łupków błyszczących” (*niem. Glimmerschiefer*), które stanowiły północne zakończenie Gór Bystrzyckich (*niem. Habelswerder Gebirge*). Na północy obszaru dzisiejszego PNGS Buch zaznaczył rozległy obszar zbudowany ze „starych piaskowców” (*niem. Alterer Sandstein*), w domyśle piaskowców permu i karbonu. Warto nadmienić, że Buch był uczniem **Abrahama Gottloba Wernera**, jednego z twórców nurtu w geologii zwanej **neptunizmem**.



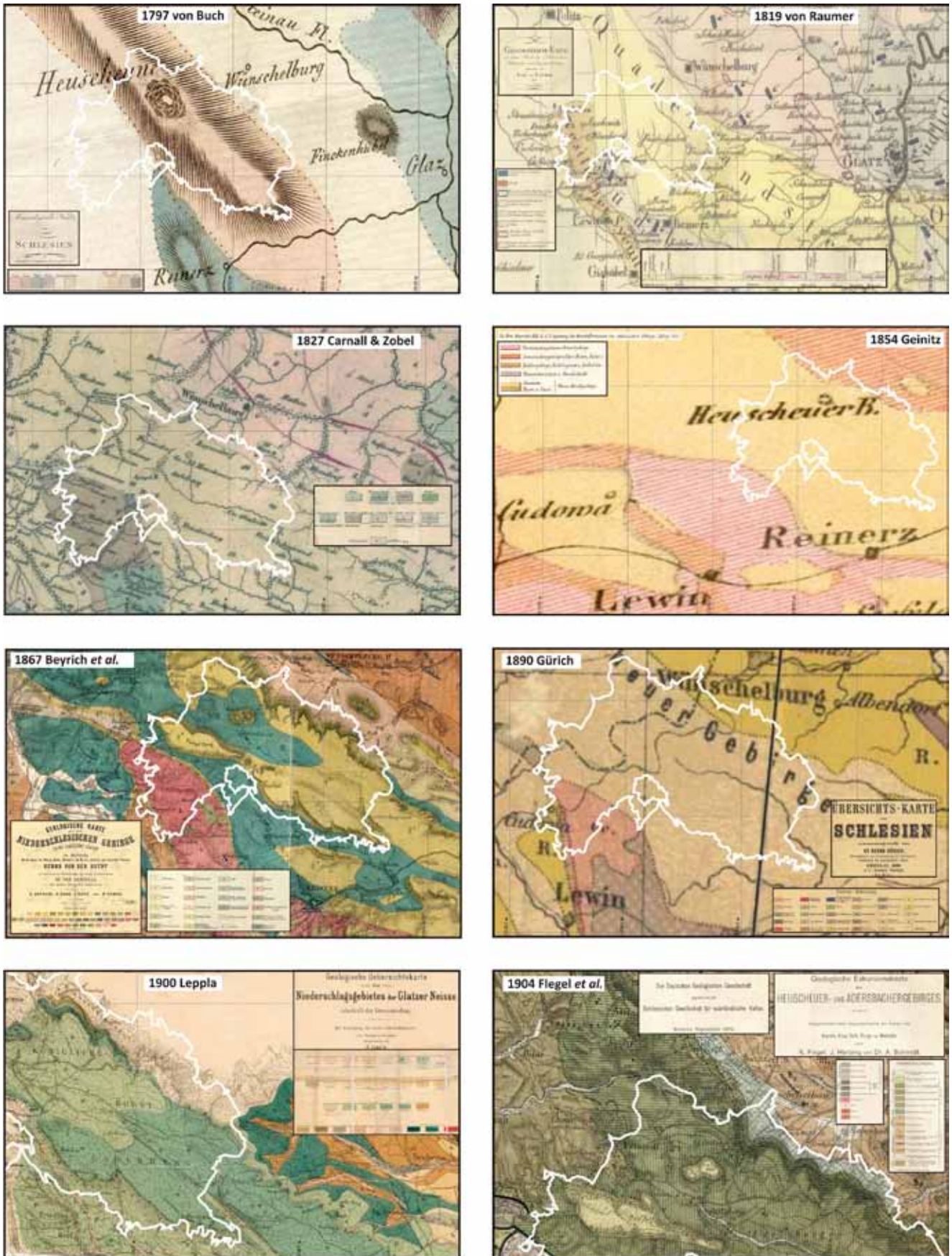
**Karl (Georg) von Raumer**  
(1783-1865)

W 1818 roku Karl von Raumer wykonał pierwszą sensu stricto mapę przeglądową Sudetów w skali ok. 1:178600 (Raumer, 1818 & 1819). Na mapie tej, na obszarze niecki śródsudeckiej, po raz pierwszy skały osadowe obszaru Gór Stołowych zaliczone zostały do kredy i rozdzielone na piaskowce oraz plener (*niem. Quadersandstein, Pläner*). Na południu obszaru autor zaznaczył wychodnie granitu (*niem. Westlicher Syenit*) w domyśle granit Kudowy oraz czerwone piaskowce (*niem. Südliches Rothes Sandstein*) w domyśle utwory czerwonego spągowca okolic Brzozowia i Jerzykowic. K. v. Raumer dołączył do mapy kilka przekrojów geologicznych przez Sudety, pokazujących granice między obszarami o różnej budowie geologicznej. Raumer studiował w saksońskim Freibergu, jednak swoje losy związał jako profesor mineralogii z Uniwersytetem we Wrocławiu. Uchodzi za protoplastę geologii militarnej, rozwijanej przez strony konfliktów zbrojnych w czasach napoleońskich.



**Rudolph Arwid Wilhelm von Carnall**  
(1804-1874)

Pierwszy okres w kartografii geologicznej Sudetów kończą arkusze mapy przeglądowej Sudetów autorstwa Carnalla w skali ok. 1:188000, wykonane w roku 1827 przez Zobela i Carnalla (1827, 1831 & 1832). Na mapie tej obszar dzisiejszego PNGS zbudowany jest w przewadze z nierozdzielonej kredy i „nowego granitu” (*niem. neuer granit*) w domyśle granitu



**Ryc. 1.** Zestawienie najważniejszych historycznych map geologicznych w części dotyczącej Parku Narodowego Gór Stołowych i obszarów przyległych

**Fig. 1.** Review of the most important historical geological maps showing the area of present-day Table Mountains National Park (TMNP) and its environs.

Kudowy. Na mapie tego autora pojawia się po raz pierwszy karbon z pokładami węgla kamiennego w okolicy Bukowiny i Pstrążnej. Carnall był ściśle związany z Górnym Śląskiem i przez wiele lat kierował Górnośląską Szkołą Górniczą w Tarnowskich Górach. Pełnił również funkcję dyrektora Wyższego Urzędu Górniczego we Wrocławiu. Był członkiem założycielem, a od 1848 prezesem Niemieckiego Towarzystwa Geologicznego (*Deutsche Geologische Gesellschaft*).

Nowe informacje zawiera również szkic geologiczny dołączony do pracy poświęconej kredzie obszaru Niemiec autorstwa H. B. Geinitza (1854). Autor ten oznacza na mapie wszystkie utwory kredowe na obszarze dzisiejszego PNGS jako cenoman. Już wcześniej w swojej pracy z 1943 roku jako pierwszy wydzielił 3 poziomy piaskowców ciosowych (dolny, środkowy i górny) i podzielił plener na 2 części – dolny marglisty i górny wapnisty oraz dokonuje podziału litostratygraficznego kredy na dolne piaskowce ciosowe. Ciekawostką jest, że jako pierwszy zaznacza niewielkie płyty kredy leżące na krystalicznym podłożu w okolicy Jerzykowic oraz wyraźnie zakreśla południkową strukturę rowu Lewina wypełnionego nierozdzielniymi utworami permokarbonsu.



**Heinrich Ernst Beyrich**  
(1815-1896)

Pierwszą szczegółową mapę geologiczną obszaru dzisiejszego PNGS rozpoczyna arkusz Duszniki (*niem. Reinerz*) wykonany przez Ernsta H. Beyricha w okresie 1841-1865 i wydany w serii 5 map (Mapa Geologiczna Sudetów, skala 1:75000) (Beyrich, 1849 a & b, 1854; Beyrich et. al., 1867). Mapę tę poprzedził szkic geologiczny Beyricha w jego pracy w 1854 roku. Beyrich również zaliczył całą kredę do cenomanu, podkreślając jednak, że dolny piaskowiec ciosowy należy do dolnego cenomanu. Beyrich był ściśle związany z naukowymi instytucjami Berlina. Jemu zawdzięczamy do dzisiaj stosowane skale odwzorowań kartograficznych w geologii - 1:100000, 1:50000 oraz 1:25000.



**Georg Gürich (1859-1938)**

W 1890 roku Georg Gürich wydał mapę przeglądową Śląska w skali ok. 1:400000, na której na obszarze dzisiejszego PNGS wydzielił kredę (cenoman) oraz granity i „granityty” (w domyśle granodioryty). W 1900 roku A. Leppla dołączył do swojej pracy poświęconej geologii i hydrografii Ziemi Kłodzkiej mapę geologiczną w skali 1:50000, którą w zasadzie można uznać za przełomową dla dalszego odwzorowania geologii dzisiejszego obszaru PNGS. Co prawda nie różnicuje on wieku wydzieleni litologicznych, jednak wychodnie zakreślone na podkładzie hipsometrycznym dają poprawny obraz litostratygrafii kredy.

W 1904 roku K. Flegel, J. Herbing oraz A. Schmidt opracowali geologiczną mapę niecki śródsudeckiej w skali 1:75000. Jest to pierwsza mapa szczegółowa zawierająca zarówno charakterystykę litologiczną ogniw kredy, jak i podany

wiek. Tzw. górne piaskowce ciosowe lub „piaskowce Szcze-lińca” (*niem. Heuscheuer Quader – oberer*) zaliczone zostały przez autorów mapy do tzw. emszery, czyli nierozdzielnych koniaków i santonu. Mapa zawiera dużą ilość zupełnie nowych danych. Po raz pierwszy na mapie geologicznej obszaru Pstrążnej pojawia się nazwa „ottweiler” w odniesieniu do skał osadowych karbonu (*niem. Ottweiler Stufe*). Co więcej, karbon w rejonie Pstrążnej-Hronova jest rozdzielony na trzy odmiany litologiczne, którym autorzy przypisują konkretną superpozycję – dolne łupki (*niem. Idastollener Schichten*), środkowe piaskowce (*niem. Hexenstein-Arkosen*) oraz górna seria węglowa (*niem. Radowenzer Flötzzug*). Mapa została wykonana w oparciu o mapę Beyricha i innych (1867) na kreskowym, cieniowanym podkładzie topograficznym bez poziomicy, jednak szczyty ważniejszych wzniesień mają podane wysokości nad poziom morza, a morfologia terenu jest dosyć wiernie przedstawiona.

W pracy z 1904 roku Flegel podaje informacje uzupełniające obraz na mapie. Wychodnie karbonu nazwał „karbońskim blokiem Hronova-Pstrążnej” (*niem. Karbonscholle von Hronov-Straußenei*), a uskoki ograniczający ten blok od północy „uskokiem Pstrążnej” (*niem. Straußenei Sprung*). Północno-wschodni i południowo-zachodni uskoki ramowy masywu granitoidowego Kudowy Flegel nazwał odpowiednio „dusznickim uskokiem źródłowym” i „uskokiem Kudowy”.

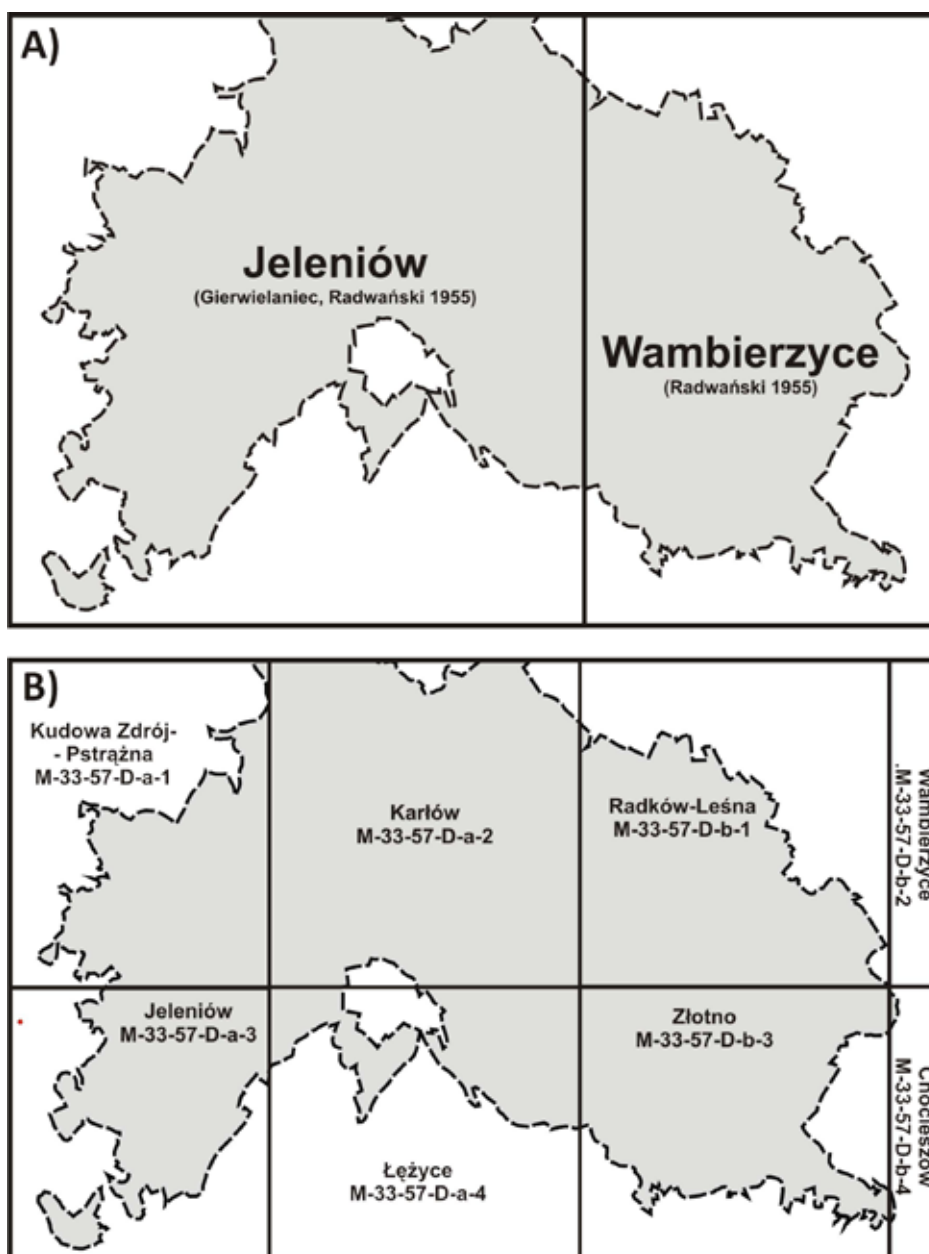
Z innych znaczących opracowań kartograficznych należy zaliczyć mapę R. Michaela w skali ok. 1:50000 dołączoną do jego pionierskiego artykułu z 1893 r. poświęconego budowie geologicznej okolic Kudowy. Co prawda obejmuje ona zaledwie niewielki fragment obszaru dzisiejszego PNGS, jednak zawiera czytelne przekroje i niezwykle detaliczne opisy litologii utworów kredy. W 1913 roku E. Dathe i W. Petrascheck wydali transgraniczną przeglądową mapę geologiczną niecki śródsudeckiej w skali 1:100000, która obejmuje NW część obszaru PNGS, a zastosowany na niej podział stratygraficzny utworów kredy utrzymał się bez większych zmian do dzisiaj.

Po II Wojnie Światowej część Sudetów znalazła się w granicach Polski. W ramach reambulacji map starszych oraz prac kartograficznych podjętych przez geologów polskich, wykonano arkusze szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25000. Cały obszar dzisiejszego PNGS został odwzorowany na dwóch arkuszach: Jeleniów (Gierwielaniec, Radwański 1955) i Wambierzyce (Radwański 1955), wydanych przez Instytut Geologiczny (Ryc. 2A).

## METODY ZASTOSOWANE DLA ODWZOROWANIA POWIERZCHNIOWEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

W ramach projektu badawczego N R09 0029 04/2008 wykonano powierzchniowe zdjęcie geologiczne obszaru PNGS. Podstawowe odwzorowanie budowy geologicznej wykonane zostało w skali 1:10000 na podstawie podkładów topograficznych w tej samej skali, przy wykorzystaniu ortofotomapy oraz modelu numerycznego powierzchni terenu.

Obszar PNGS obejmuje większą część arkuszy Kudowa Źródł-Pstrążna (M-33-57-D-a-1), Karłów (M-33-57-D-a-2),



**Ryc. 2.** Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25000 (A) i arkusze Mapy Topograficznej w skali 1:10000 (B) obejmujące obszar PNGS

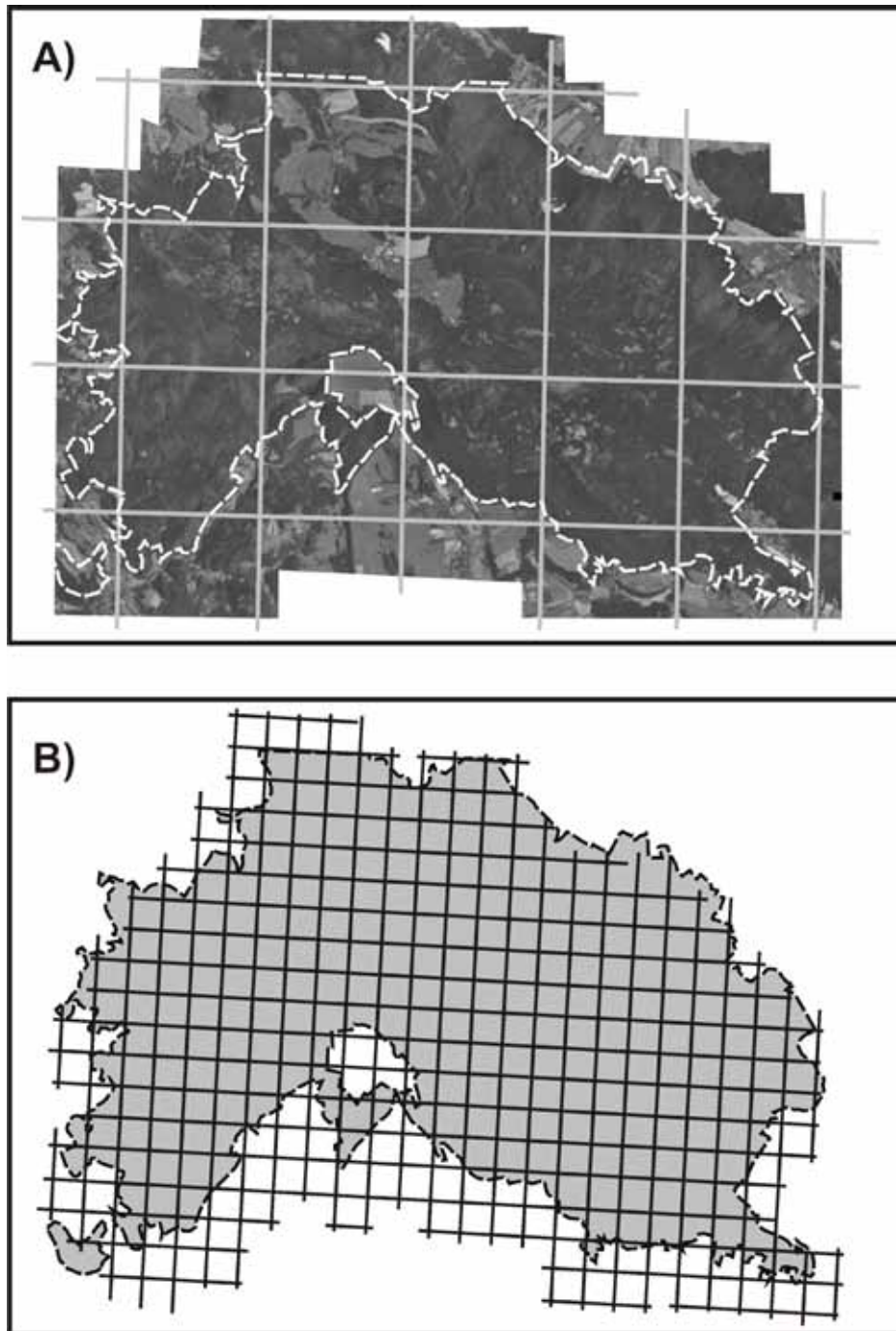
**Fig. 2.** Sheets of the Detailed Geological Map of Sudetes at scale of 1:25000 (A) and of the topographic map at scale of 1:10000 (B) covering the area of TMNP

Jeleniów (M-33-57-D-a-3), Łężyce (M-33-57-D-a-4) oraz Radków-Leśna (M-33-57-D-b-1) i Złotno (M-33-57-D-b-3) (**Ryc. 2B**). Dwa bardzo małe fragmenty obszaru PNGS znajdują się na arkuszu Chocieszów (M-33-57-D-b-4).

Ortofotomapa wykorzystana dla odwzorowania budowy geologicznej obszaru PNGS składała się z 32 8- i 12-bitowych geotiff RGB w sekcjach analogicznych do układu arkuszy topograficznych w skali 1:10000 w układzie PUWG 1992 (**Ryc. 3A**). Założona rozdzielczość pikselowa w sekcjach wynosiła ok. 15 cm x 15 cm. Ponadto, wykorzystana została osnowa numerycznego modelu terenu (NMPT) (*ang.* *DTM*) wykonanego na podstawie lotniczego skaningu laserowego LIDAR. Dostarczony przez Park Narodowy Gór Stołowych materiał wyjściowy obejmował 313 plików .xyz

o całkowitej objętości 4,91 GB (**Ryc. 3B**). Rozdzielczość materiału wyjściowego wynosiła ok. 24 cm x 24 cm (**X-Y**) oraz ok. 80 cm (**Z**). Materiał taki znakomicie nadawał się do pracy na małych fragmentach obszaru obejmujących do 6-8 sekcji. Jednak dla odwzorowania graficznego na mapie geologicznej materiał został interpolacyjnie pomniejszony do rozdzielczości pikselowej ok. 1,1 m x 1,1 m (**X-Y**) oraz ok. 3 m (**Z**).

Kartograficzne, powierzchniowe rozpoznanie terenowe wykonano w okresie od 2008 roku do połowy 2011. Łącznie dla potrzeb odwzorowania wykonano ponad 500 km marszrut na obszarze ok. 50 km<sup>2</sup> (ponad 10 km/1km<sup>2</sup>). Na obszarze objętym odwzorowaniem wykonano ponad 3000 pomiarów strukturalnych (uławicenie, powierzchnie spękań, wskaźniki



**Ryc. 3.** Sekcje ortofotomapy (A) i sekcje lidarowego NMPT (B) wykonane dla obszaru PNGS  
**Fig. 3.** Sections of orthophotomap (A) and of lidar NMPT (B) covering the area of TMNP

kinematyczne oraz sedymentologiczne wskaźniki kierunku paleoprądu). Wykonanych zostało ponad 1000 zdjęć terenowych. Pobrano ok. 100 próbek skał, z których wykonano łącznie ponad 80 preparatów mikroskopowych dla potrzeb opisów petrograficznych. Pomiary terenowe wykonywane były kompasami geologicznymi typu Freiberg i Brunon i dalmierzem laserowym. Marszrutę i pomiary geodezyjne rejestrowane były za pomocą odbiorników i rejestratorów Trimble Yuno i Nomad, przy zastosowaniu oprogramowania DT Explorer Pro oraz Arcpad. Przy konstruowaniu map wykorzystywano między innymi aplikacje Global Mapper, Microdem i GPS Photo Tragger. Lokalizacja punktów pomiarowych była uzupełniana odbiornikiem Pentagram.

W wyniku prac terenowych (pomiarów i opróbowania) oraz analiz laboratoryjnych wykonana została dokumentacyjna mapa litologii podłoża w skali 1:10000 (bez osadów kenozoicznych i pokrywy glebowej), w oparciu o którą wykonana została mapa syntetyczna geologiczna w skali 1:25000 obejmująca obszar PNGS. Dla potrzeb tej publikacji w/w mapa została przedstawiona w wersji uproszczonej w skali ok. 1:51500 (**Ryc. 4**). Ponieważ w trakcie prowadzenia prac kartograficznych pojawiły się nowe fakty i istotne dla budowy geologicznej obszaru PNGS zagadnienia szczegółowe, które wymagają większej dokładności odwzorowania, dla potrzeb tej publikacji przygotowano dodatkowe sekcje w większej skali (por. **Ryc. 5, 8, 9, 10 i 11**)



## LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA OBSZARU GÓR STOŁOWYCH

Skąły występujące na obszarze PNGS można podzielić na 5 głównych pięter lito-strukturalnych: **kompleks metamorficzny serii strońskiej**, **kompleks granitoidowy Kudowy-Oleśnic**, **osady karbonu**, **permu** oraz **kredey**. Piętra rozdzielone są powierzchniami niezgodności, często pokrytymi **zwietrzelinami**, które stanowią zapis długo-okresowych luk stratygraficznych (**hiatusów**) w historii formowania się górotworu i procesów.

### Skąły podłoża krystalicznego

#### Skąły kompleksu metamorficznego

Wschodnie skał metamorficznych występują w południowo-zachodniej części PNGS i są zaliczane do tzw. serii strońskiej (Żelaźniewicz 1977 a & b). Największe wschodnie występują w dnii i zboczach doliny potoku Dańczówka, między Darnkowem i Dańczowem (**Ryc. 4 i 5**). Mniejsze wschodnie znajdują się między Jakubowicami a Czermną. Kompleks metamorficzny na obszarze PNGS zbudowany jest w przewadze fyllity, kwarcytowo-serycytowe i łupki kwarcytowe (**Plansza 1**, odpowiednio **A**, **B** i **C**). Podrzednie występują amfibolity i łupki amfibolitowe. Wiek protolity kwarcytów i łupków łuszczkowych ocenia się na ordowik ( $494 \pm 19$  Ma), natomiast łupków amfibolitowych i amfibolitów nawet na kambr ( $588 \pm 25$  Ma) (Bachliński 2002). Według Żelaźniewicza (1977 a & b) protolity były co najmniej 2-krotnie silnie zdeformowane i 4-krotnie zmetamorfizowane w trakcie orogenezy waryscyjskiej (ca. 360 – 325 Ma) (Żelaźniewicz 1977 a & b).

#### Skąły magmowe masywu granitowego Kudowy

Nazwa „masyw granitowy Kudowy” używana jest w odniesieniu do SW części obszaru PNGS i jest jak najbardziej uzasadniona (**Ryc. 4 i 5**). Pod względem ilościowym na w/w obszarze dominują różne odmiany granitoidów. Nazwy „granit z Kudowy” jako pierwszy użył geolog niemiecki R. Michael w 1893 r. w pierwszym monograficznym opracowaniu poświęconym budowie geologicznej okolic Kudowy. W 1910 r. geolog austriacki W. Petrascheck jako pierwszy wykonał szczegółowe opisy petrograficzne i strukturalne granitów z okolic Kudowy oraz Českiej Čermnej. Polscy geolodzy po II Wojnie Światowej przejęli to nazewnictwo (Gierwielaniec 1965).

Poza różnymi odmianami granitów, obydwie masywy są bardzo bogate w inne odmiany skalne, w tym różne skały magmowe i żyłowe, takie jak granodioryty, tonalite oraz porfiry (Gierwielaniec 1965). Skały obydwu masywów są bardzo silnie popękane, poprzecinane uskokami i żyłami. Powszechnie występują brekcje tektoniczne, kataklazyty oraz mylonity. W wielu miejscach skały krystaliczne obydwu masywów są silnie zmienione przez wietrzenie chemiczne.

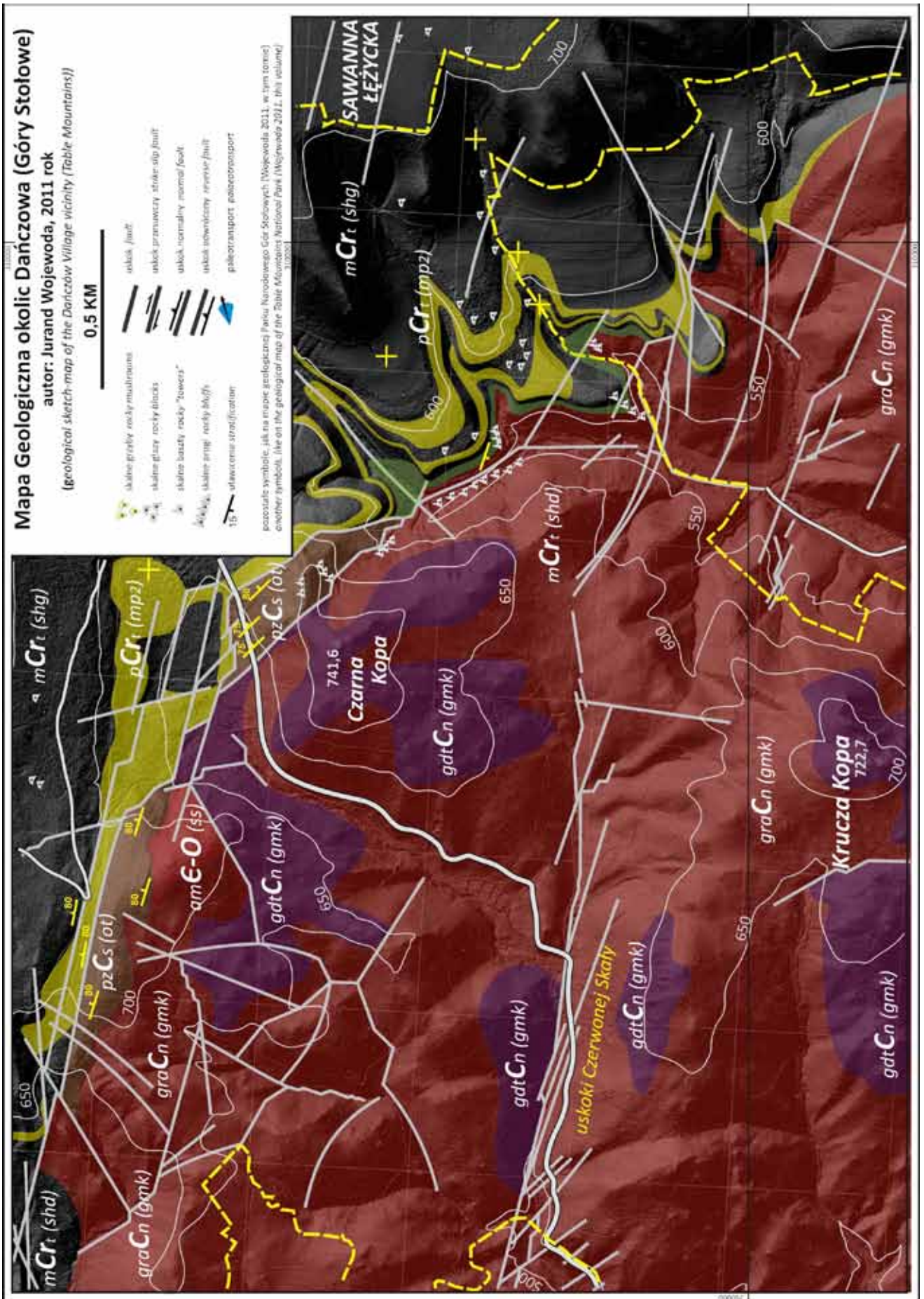
**Granit** jest zwykle skałą zwięzłą, nierównoziarnistą, średnioziarnistą, o barwie czerwono-brunatnej i wykazującą istotne zmiany pierwotnej budowy. Składa się z kwarcu, plagioklazów, skaleni potasowego i biotyty. Tekstura granitu jest najczęściej bezładna, miejscami lekko kierunkowa, co spowodowane jest nieznacznie równoległym ułożeniem blaszek biotyty i agregatów kwarcowych. Skała jest wyraźnie

skatakklazowana, co przejawia się reorganizacją pierwotnej więzby i spękaniami ziaren skaleni i kwarcu, jak również obecnością w nich szczelin wypełnionych drobnoziarnistymi agregatami skaleniowo-kwarcowymi, często zabarwionymi związkami żelaza. **Kwarc** jest w całości zrekrytalizowany. Występuje w postaci agregatów wielu osobników. Agregaty często mają kształty nieregularne, wydłużone, słabo definiujące foliację. Wygasa światło faliście. **Plagioklaz** wielkością dorównuje skaleniom potasowym. Kryształy są zbliżone polisyntetyczne, niektóre ziarna mocniej zmętniałe wykazują oznaki serycytyzacji. Gdziekolwiek widoczne niewielkie struktury granofirowe. **Skaleń potasowy** ilościowo dorównuje plagioklazom, występuje w postaci krótko zbliżonego mikroklinu tworząc duże ziarna dochodzące nawet do około 1 cm, pojedyncze kryształy skaleni potasowego wykazują zbliżenia karlsbadzkie, kryształy są nieznacznie zmętniałe. Powszechnie są odmieszania pertytowe. Skupienia tlenków i wodorotlenków żelaza, zajmujących interstycjalne pozycje, są powszechnym składnikiem zmienionych granitów (**Plansza 1D**).

**Enklawy drobnoziarniste z dużą ilością minerałów ciemnych** mają teksturę masywną, strukturę różnoziarnistą, lecz różnica wielkości ziaren nie jest wielka, jak w przypadku wcześniej opisanych odmian, a kierunkowa wyrażona jest uporządkowanym ułożeniem biotyty i hornblendy. **Plagioklaz** ma widoczne zbliżenia polisyntetyczne i wielkość najczęściej około 1 mm. Kryształy są mocno zserycytowane, dosyć licznie występują struktury granofirowe. **Skaleń potasowy** jest nieliczny w stosunku do plagioklazu. Miejscami widoczne pojedyncze ziarna mikroklinu, sporadycznie występują przerosty pertytowe. **Kwarc** występuje w postaci drobnych ziaren, ale mozaikę tworzy tylko w kilku miejscach. Kryształy wygaszają faliście światło, są w dużym stopniu spękane. Blaszki **biotyty** ułożone są w przestrzeni bezładnie, występują dosyć obficie, zawierają dużo wrostków cyrkonów i apatytów. **Hornblenda** ilościowo niewiele ustępuje miejsca biotyty i występuje w postaci wydłużonych słupków z widoczną dwukierunkową łupliwością.

**Granodioryty** wykazują strukturę porfirowatą i różnokrystaliczną. Fenokryształy plagioklazów mają rozmiar do 7 mm i tkwią w drobnokrystalicznej masie kwarcowo-skaleniowej. Tekstura kierunkowa wyrażona równoległym ułożeniem biotyty i agregatów drobnokrystalicznego kwarcu (**Plansza 1E**). **Plagioklaz** tworzy przeważnie automorficzne kryształy, które są największe z minerałów występujących w skale, osiągając wielkość około 2-4 mm (maksymalnie do 7 mm). W wielu kryształach uwidaczniają się zbliżenia polisyntetyczne. Ziarna są silnie spękane, a także wykazują serycytyzację. Miejscami w ziarnach uwidacznia się budowa zonalna podkreślona właśnie produktem przeobrażeń skaleni. W niektórych miejscach widoczna jest niewielkich rozmiarów struktura granofirowa. W dużych ziarnach plagioklazów spotykane są poikilitowe wrostki biotyty. W brzeżnych częściach ziaren słabo widoczne ślady rekrystalizacji. W skali próbki i w skali płytki cienkiej nie widać uporządkowania ziaren plagioklazów. **Skaleń potasowy** tworzy kryształy własnopostaciowe lub częściowo własnopostaciowe. Przeważnie znajduje się w przestrzeniach pomiędzy dużymi





Ryc. 5. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Dańczów (odzworowanie WGS84, PUWG92)  
 Fig. 5. Geological map of TMNP, section Dańczów (projection WGS84, PUWG92)

ziarnami plagioklastu. Najczęściej w ziarnach jest widoczna kratka mikroklinowa, ale miejscami można zaobserwować kryształy ze zbliżeniami prostymi. W niektórych miejscach kryształy wykazują niewielkie przeobrażenia i zmętnienie. Licznie występują przerosty pertytowe. **Kwarc** najczęściej występuje w postaci drobnych ziaren wielkości około 0,5 mm wypełniając przestrzenie pomiędzy dużymi ziarnami skaleni, tworzy mozaikę kwarcową, wygasa faliszcie światła. Kwarc w całości uległ rekrytalizacji, brak jest relików kwarcu z etapu magmowego. Drobne ziarna kwarcu tworzą smugi opływające skalenie. Rekrytalizacja i forma wystąpienia kwarcu świadczą, że skała uległa deformacji. Z łyszczyków najliczniej występuje **biotyt**, miejscami na obrzeżach przeobrażony w chloryt. Razem z kwarcem wypełniają one przestrzenie pomiędzy dużymi kryształami skaleni, definiując foliację. Zważywszy na znikome ślady rekrytalizacji w skaleniach oraz cechy kwarcu sądzić można, że deformacja zaszła w warunkach facji zieleńcowej.

**Tonality** mają strukturę różnoziarnistą i masywną, kierunkową teksturę (**Plansza 1F**). **Plagioklast** tworzy fenokryształy, których większość ma wielkość 2-3 mm, ale występują także mniej liczne o średnicy ok. 1 mm. Kryształy pokroju tabliczkowego wykazują w wielu miejscach oznaki serycytyzacji. Można zauważyć w nich zbliżenienia polisyntetyczne oraz budowę pasową. **Skaleń potasowy** występuje w bardzo niewielkich ilościach; mikroklin występuje w pojedynczych, bardzo drobnych ziarnach pomiędzy większymi ziarnami plagioklastu. Miejscami widoczne są drobne struktury mikropismowe. **Kwarc** wypełnia przestrzenie pomiędzy fenokryształami plagioklastu, bardzo drobne ziarna kwarcu są przemieszane z większymi kryształami tworząc mozaikę. Kryształy kwarcu odznaczają się falistym wygasaniem światła. **Biotyt** występuje w dużych ilościach, jest rozmieszczony równomiernie i bezładnie ułożony. Występuje najczęściej naprzemiennie z drobnymi kryształami kwarcu, czasem w obrębie plagioklastu. Zawiera dużo wrostków minerałów akcesorycznych najczęściej cyrkonu z ciemnymi polami pleochroicznymi.

**Kataklastyty** to skały o składzie opisywanych wcześniej granitu i granodiorytu. Skalenie są silnie spękanymi, a otwarte spękania zabliznione kwarcem. Części brzeżne ziaren uległy pokruszeniu. Ten pokruszony materiał wraz z serycytem i tlenkami/wodorotlenkami żelaza wypełnia penetracyjne spękania (**Plansza 1G**).

Szacowany wiek radiometryczny skał granitoidowych masywu Kudowy to ~ 301-378 Ma. Oznaczenie wykonane zostało metodą Rb/Sr na kryształach biotyty przez Boruckiego (1966). Jednocześnie, oznaczenie wykonane nieco inną metodą (K/Ar), chociaż również na kryształach biotyty, przez Przewłockiego i innych (1962) dało wynik 307-328 Ma. Oznaczenia wieku tą samą metodą wykonane przez geologów czeskich dla gabo- i granodiorytów z Nového Hrádku uważanych za odpowiedniki granitu kudowskiego

(Domečka & Opletal 1974), są następujące: 318-352 Ma, 327-361 Ma oraz 342-378 Ma. Podobny wiek granitów ( $331 \pm 11$  Ma) potwierdzają wyniki Bachlińskiego (2002) uzyskane dzięki zastosowaniu metody (Rb/Sr). Biorąc pod uwagę inne przesłanki geologiczne, jak np. wiek karbońskich zwietrzelin na skałach granitowych i metamorficznych (August & Wojewoda 2005), można przyjąć z dużym prawdopodobieństwem dolny karbon za najbardziej prawdopodobny okres tworzenia się intruzji (313-360 Ma), ze wskazaniem na późny missisip (dwniej namur).

### Zwierzliny rezydualne (chemiczne)

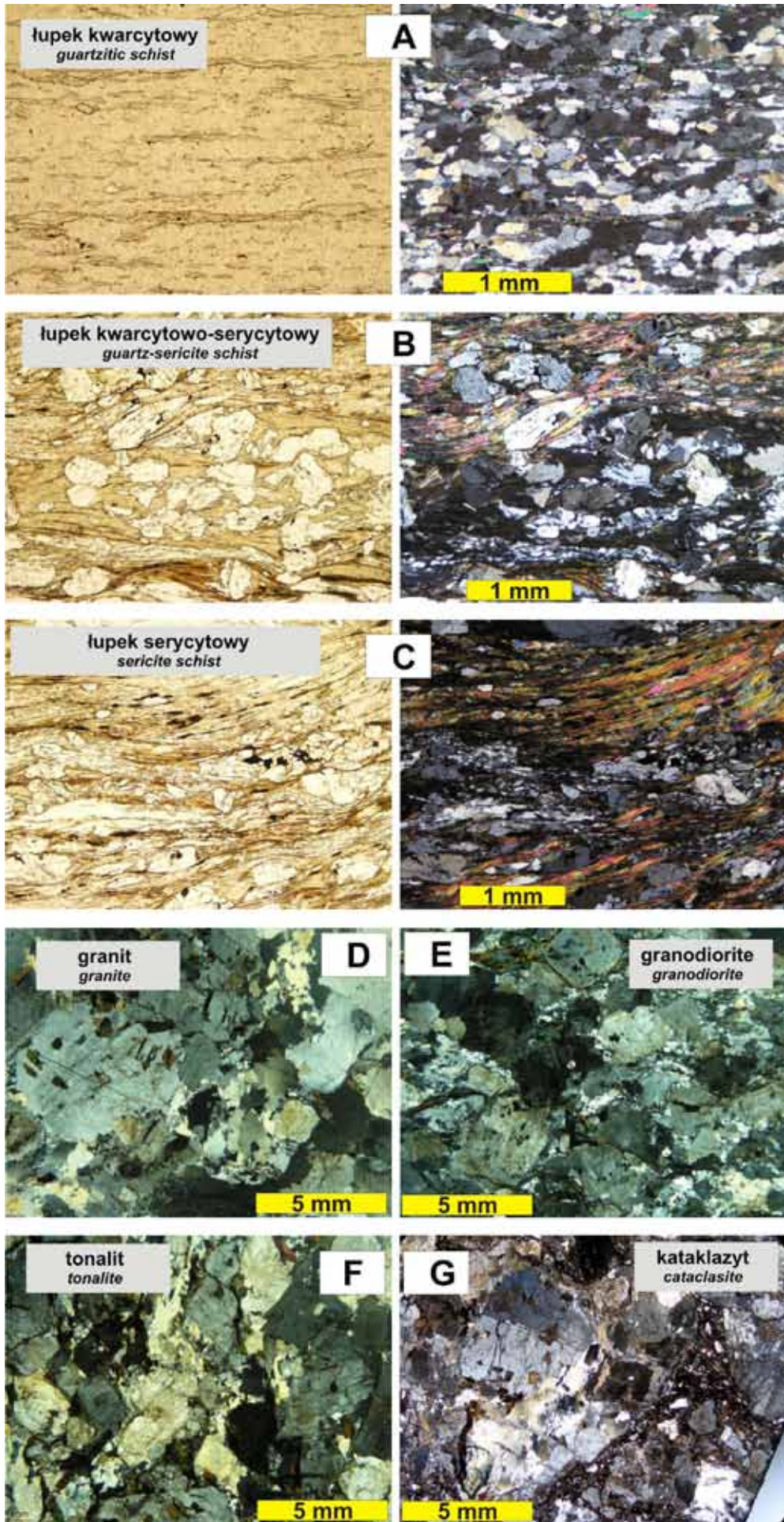
Specyficzną odmianę skalną na obszarze PNGS stanowią zwierzliny i pokrywy zwierzelinowe (saprolity) rozwinięte na skałach krystalicznych, głównie granitoidach (August, Wojewoda 2005). W granicach PNGS saprolity stwierdzono w wielu miejscach masywu granitoidowego Kudowy, głównie w pasie między Dańczowem i Czermną, zwłaszcza wzdłuż strefy uskoków Czerwonej Skały. Czasem występują bezpośrednio na powierzchni, częściej jednak są przykryte skałami osadowymi permu lub kredy. Klasycznie rozwinięty saprolit opisany został w stanowisku Kudowa Górna w bezpośrednim sąsiedztwie PNGS (August & Wojewoda 2005), ale liczne stanowiska występują również z okolicy Czermej (droga z Kudowy do Pstrążnej), czy Jerzykowic (**Ryc. 6**). Najniższą część saprolitów tworzy zwykle skała granitoidowa o charakterystycznym wiśniowo-brunatnym zabarwieniu, która pomimo silnego spękania jest słabo zmieniona chemicznie. Prawie nie są zmienione skalenie potasowe, ale również biotyt nie posiada oznak przeobrażeń chemicznych. Analizy XRD i termiczne wykazują obecność kaolinitu oraz hydrobiotyty wykształconego z biotyty. Wyższe części saprolitu wykształcone są najczęściej jako typowa ziarnista pokrywa wietrzeniowa typu „grus” (por. Migoń, Lidmar-Bergström 2001) (**Plansza 2**). Można z dużym prawdopodobieństwem uznać, że zwierzliny bezpośrednio przykryte skałami osadowymi permu powstawały w klimacie umiarkowanym i niezbyt wilgotnym, w krajobrazie o ubogiej roślinności. Takie warunki mogły panować w późnym karbonie, a konkretnie w okresie sprzed ok. 313 Ma (westfal B i C, August & Wojewoda 2005).

Nieco inny charakter mają zwierzliny występujące pod skałami osadowymi kredy, np. w okolicy Jerzykowic Wielkich (**Ryc. 7**). Duży udział kaolinitu w składzie minerałów ilastych tych zwierzelin wskazuje na bardzo ciepły klimat.

Jest bardzo prawdopodobne, że zwierzliny te powstały w czasie od późnej jury po wczesną kredę (tyton-alb, ~ 151-111 Ma, por. Migoń, Lidmar-Bergström 2001 & 2002). Najbardziej sprzyjające klimatycznie były okresy wyraźnego ocieplenia klimatu (walańzyn, ~ 143-134 ma) i globalnego wzrostu zawartości CO<sub>2</sub> (apt, ~ 126-111 ma) (por. Weissert, Erba 2004). Zwierzliny kaolinowe z okolic Jerzykowic powstały prawdopodobnie właśnie w tym ostatnim okresie.

**Plansza 1.** Obraz mikroskopowy głównych skał krystalicznych budujących masyw Kudowy. Skały metamorficzne: łupek kwarcytowy (A), łupek kwarcytowo-serycytowy (fyllit) (B), łupek serycytowy (C) (z lewej polaryzatory równoległe, z prawej polaryzatory skrzyżowane). Skały magmowe: granit (D), granodioryt (E), tonalit (F) (polaryzatory skrzyżowane). Skały „deformacyjne”: kataklazyt (G) (polaryzatory skrzyżowane)

**Plate 1.** Thin section microscopic view of the main types of crystalline rocks composing the Kudowa massif. Metamorphic rocks: quartzite schist (A), quartzite-sericite schist (phyllite) (B), sericite schist (C) (in plane polarised light on the left-hand side and with crossed polars on the right-hand side of the photos). Igneous rocks: granite (D), granodiorite (E), tonalite (F) (crossed polars). Fault rocks: cataclastite (G) (crossed polars)



## Skąły osadowe

### Karbon

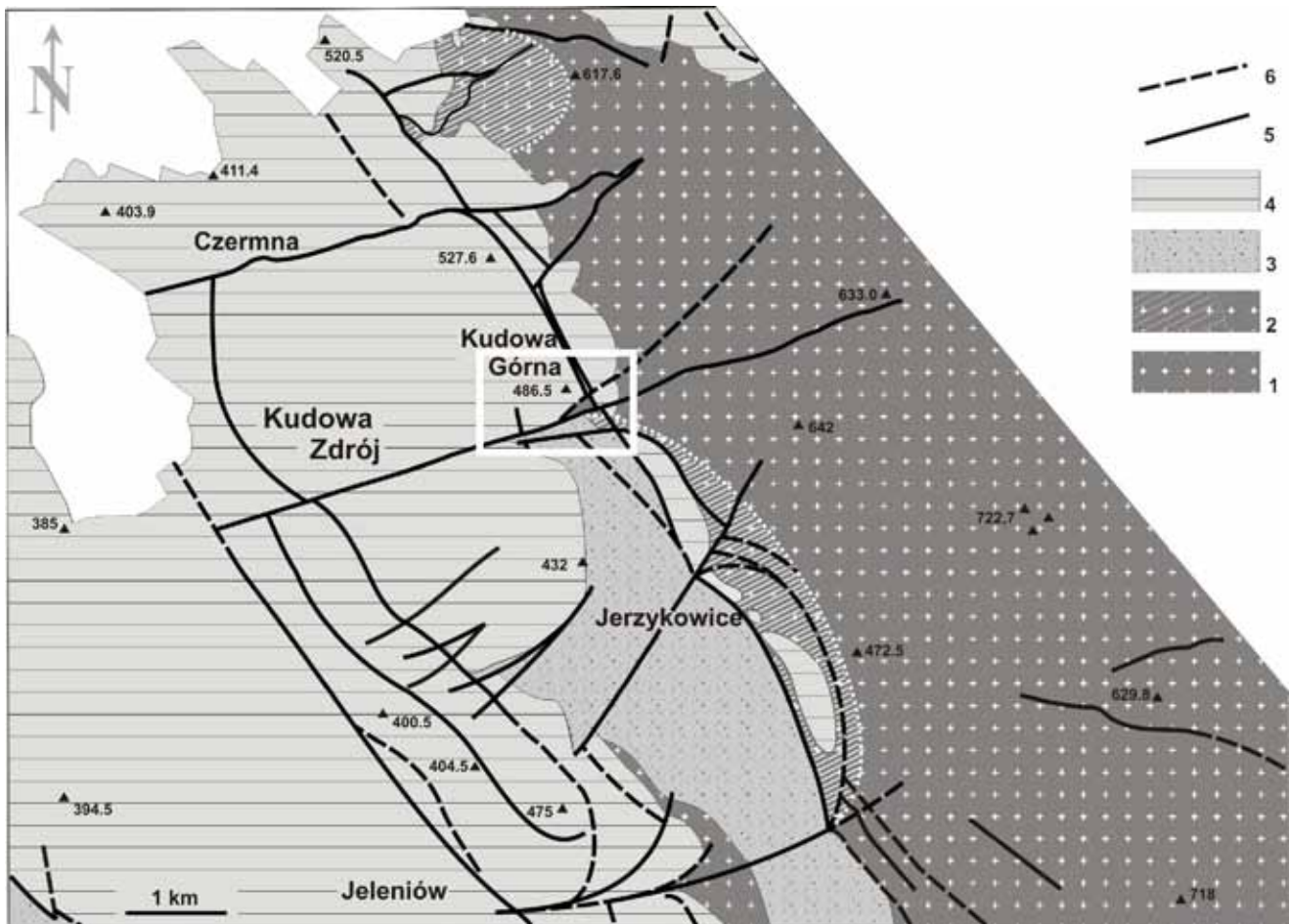
Skąły osadowe wieku karbońskiego to w przewadze zlepieńce i piaskowce z pokładami węgla kamiennego. Są to najstarsze, niezmetamorfizowane i udokumentowane paleontologicznie osady, które leżą bezpośrednio na granitach Kudowy lub na skałach metamorficznych i tworzą wąski pas wychodni między Pstrążną na zachodzie i Czarną Kopą na wschodzie, który stanowi wschodnie przedłużenie tzw. kopuły Żďarky-Pstrążna (Wojewoda 2007 b) (**Ryc. 4 i 5**).

Analiza petrografii piaskowców i składu otoczków w zlepieńcach karbonu na obszarze PNGS na zboczach Czarnej Kopy wskazuje na dominację materiału osadowego (**Os**) z niewielką domieszką składników metamorficznych (**Me**) (**Plansza 3**). Niemal we wszystkich piaskowcach zawartość kwarcu (**Q**) przekracza 90%. Pierwotnie mogły to być zatem osady o składzie litycznych arenitów. Wskutek diagenety część składników niekwarcowych uległa nieproporcjonalnie większej kompacji i została zamieniona w illit-serycyt. Analiza uziarnienia (**Ż-P-M**) daje rozkład dwumodalny bez osadów pośrednich między piaskowcami i zlepieńcami.

Wyżej wymienione skały, już na początku XX w. zostały uznane za część tzw. **warstw żaclerskich** (lub *žaclěřskich vrstv, cz.*) i tym samym wiek tych skał został określony jako westfal (Petrascheck 1922, 1923; Berg 1925; Němejč 1933; Hynie 1949). Późniejsze prace precyzują wiek powyższych utworów osadowych na westfal B (m.in. Němejč 1953, 1958; Tásler i in. 1979). Tak samo jest określany wiek skał osadowych równoważnych ottweilerowi w polskiej części synklinorium śródsudeckiego (Nemec i in. 1979). W pracach poświęconych rekonstrukcjom paleogeografii basenu śródsudeckiego (m.in. Bossowski, Ihnatowicz 1994 a & b) ottweiler został zaliczony do najwyższej części formacji z Żaclęřa (westfal B-C). Podsumowując, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że najstarsze niezmetamorfizowane osady leżące na skałach metamorficznych lub na granicie Kudowy powstały w okresie od ~ 308 Ma do ~ 313 Ma.

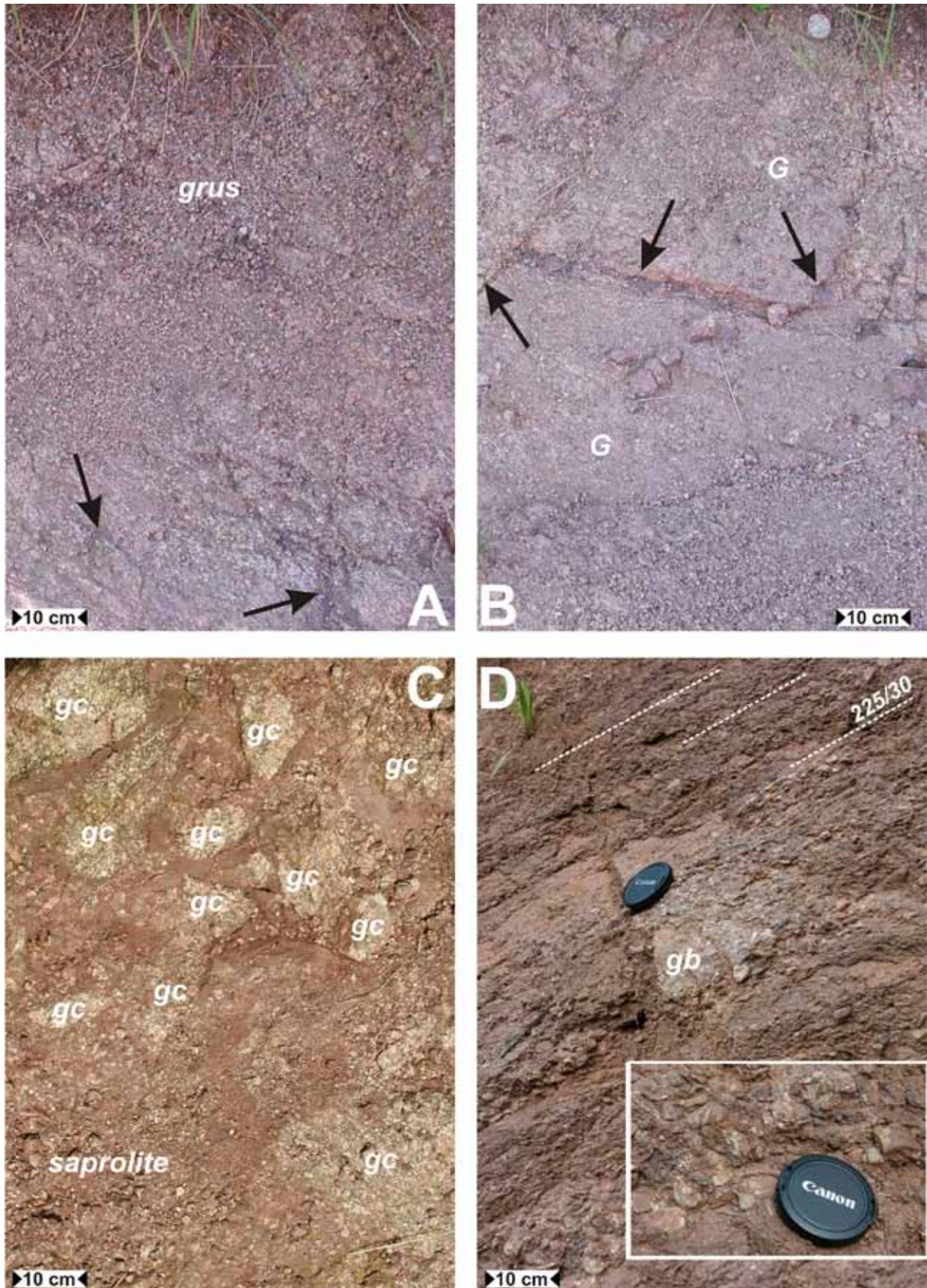
### Perm

Skąły osadowe permu występują na powierzchni w południowym i północnym obrzeżeniu Parku (**Ryc. 4 i 8**), odpowiednio w obrębie zapadliska Kudowy (tektonicznych rowów Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) oraz na obszarze



**Ryc. 6.** Szkic geologiczny zapadliska Kudowy (część polska). 1 – skały podłoża krystalicznego (granitoidy, amfibolity, łupki); 2 – silnie zwietrzałe granity (saprolity i pokrywy glebowe); 3 – perm (czerwony spągowiec, osady klastyczne); 4 – kreda (cenoman-turon); 5 - udokumentowane uskoki; 6 – przypuszczalne uskoki

**Fig. 6.** Geological sketch of the Kudowa basin (Polish side). 1 – crystalline bedrock (granitoids, amphibolite, schist); 2 – strongly weathered granite (saprolite and soil cover); 3 – Permian (Rotliegend, clastic sedimentary rocks); 4 – Cretaceous (Cenomanian-Turonian); 5 - documented faults; 6 – presumable faults



**Plansza 2.** Typowe facje tworzące profil sapolitu w Kudowie Górnej. Zwietrzały i zdeintegrowany granit: (A) – grus, (B) – spękany zwietrzały granit (**G**). Strzałki pokazują szczeliny wypełnione brunatno-czerwonym ilem, (C) – sapolit z korstonami granitu (**gc**), zlepniec czerwonego spągowca zawierający obtoczone klasty granitu (**gb**) i kwarcu. Linia przerywana pokazuje warstwowanie osadów

**Plate 2.** Typical facies of sapolite profile from Kudowa Górna. Weathered and disintegrated granite: (A) – grus, (B) – fractured weathered granite (**G**). Arrows show fissures filled with brownish red clay, (C) – sapolite with granite corestones (**gc**), Rotliegend conglomerate containing rounded granite (**gb**) and quartz clast. Broken line drawn along the bedding in sedimentary rock

synklinorium śródsudeckiego w okolicach Radkowa (Dathe 1900; Dziedzic 1961). Ich południowy zasięg pod skałami osadowymi kredy wyznacza linia uskoku Czerwonej Wody, przecinająca centralnie i niemal równoleżnikowo główny masyw Gór Stołowych. Są to osady pochodzenia lądowego – w przewodzie rzeczne oraz jeziorne, podrzędnie eoliczne. Miąższość osadów permu na obszarze basenu Kudowy przekracza 600 m w okolicach Nachodu, jednak na obszarze Parku (rowy tektoniczne Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) nie przekracza 200 m.

Na szczególną uwagę zasługują występujące w obrębie osadowych skał okrucowych permu wkładki wapieni. Na wielu mapach geologicznych warstwa wapienia występująca w stropie zlepieńców z Wambierzyc (Trutnova) do dzisiaj jest zaznaczana jako cechsztyn (górnym perm), co implikowało w przeszłości liczne nieporozumienia, m.in. domniemania o morskim pochodzeniu wapieni. Odkrycie prawdziwej genezy tych wapieni zawdzięczamy wrocławskiemu geologowi W. Śliwińskiemu, który w 1984 rozpoznał w wapieniach **kopalne gleby** typu kalicze i tym samym powiązał je z lądowymi warunkami sedymentacji (**Plansza 4 A i B**).

Przez analogię do okolic Trutnova i Nachodu (Holub 1976) oraz do obszaru synklinorium śródsudeckiego (Petrascheck 1933; Dziedzic 1957; Gierwielaniec 1965; Mastalerz i in. 1993) są zaliczane do górnej części czerwonego spągowca. Ich cechy teksturalne i strukturalne, jak również obecność wyraźnych poziomów wzbogaconych w węglan

wapnia (kalicze), pozwalają te osady skorelować z najwyższym ogniwem dolnego permu rozpoznany w okolicach Radkowa, tzn. ze zlepieńcem z Wambierzyc (**zW**) (Śliwiński 1984; Aleksandrowski i in. 1986). O wieku tych osadów można jedynie powiedzieć, że nie są młodsze niż ok. 268 Ma.

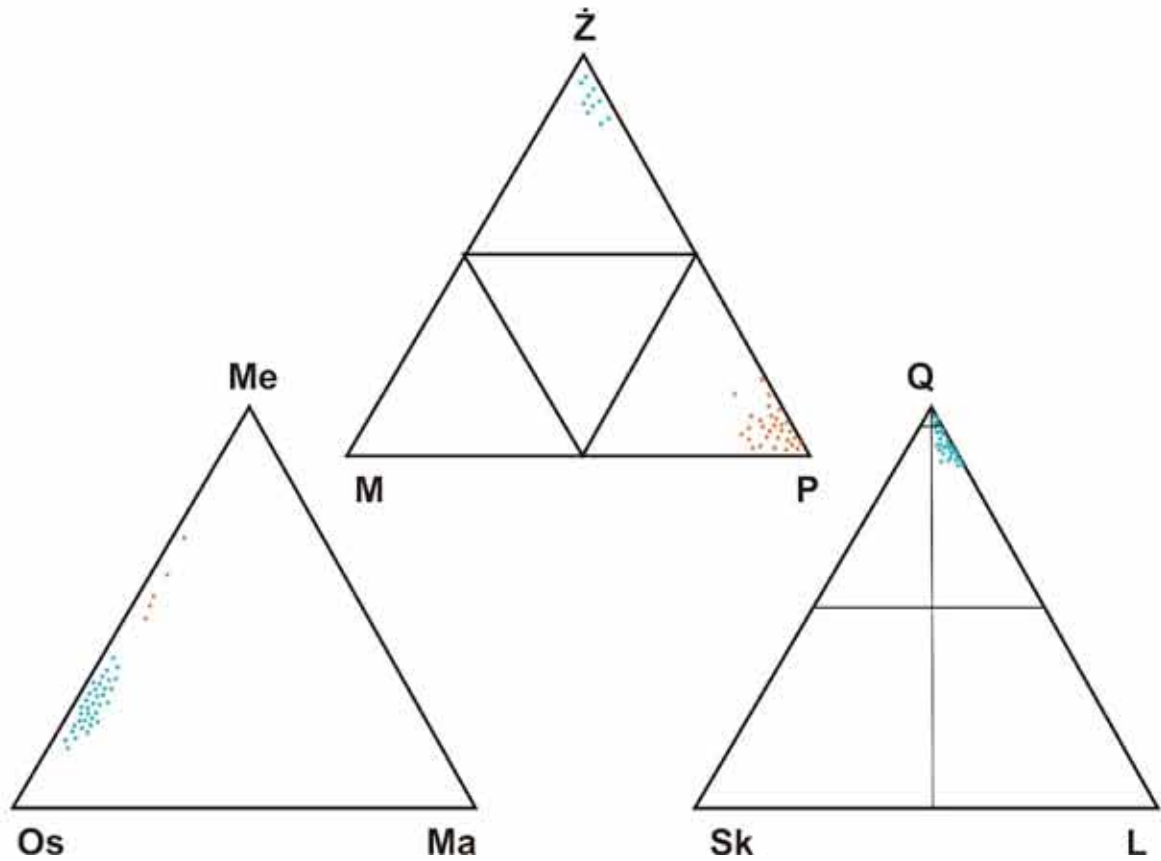
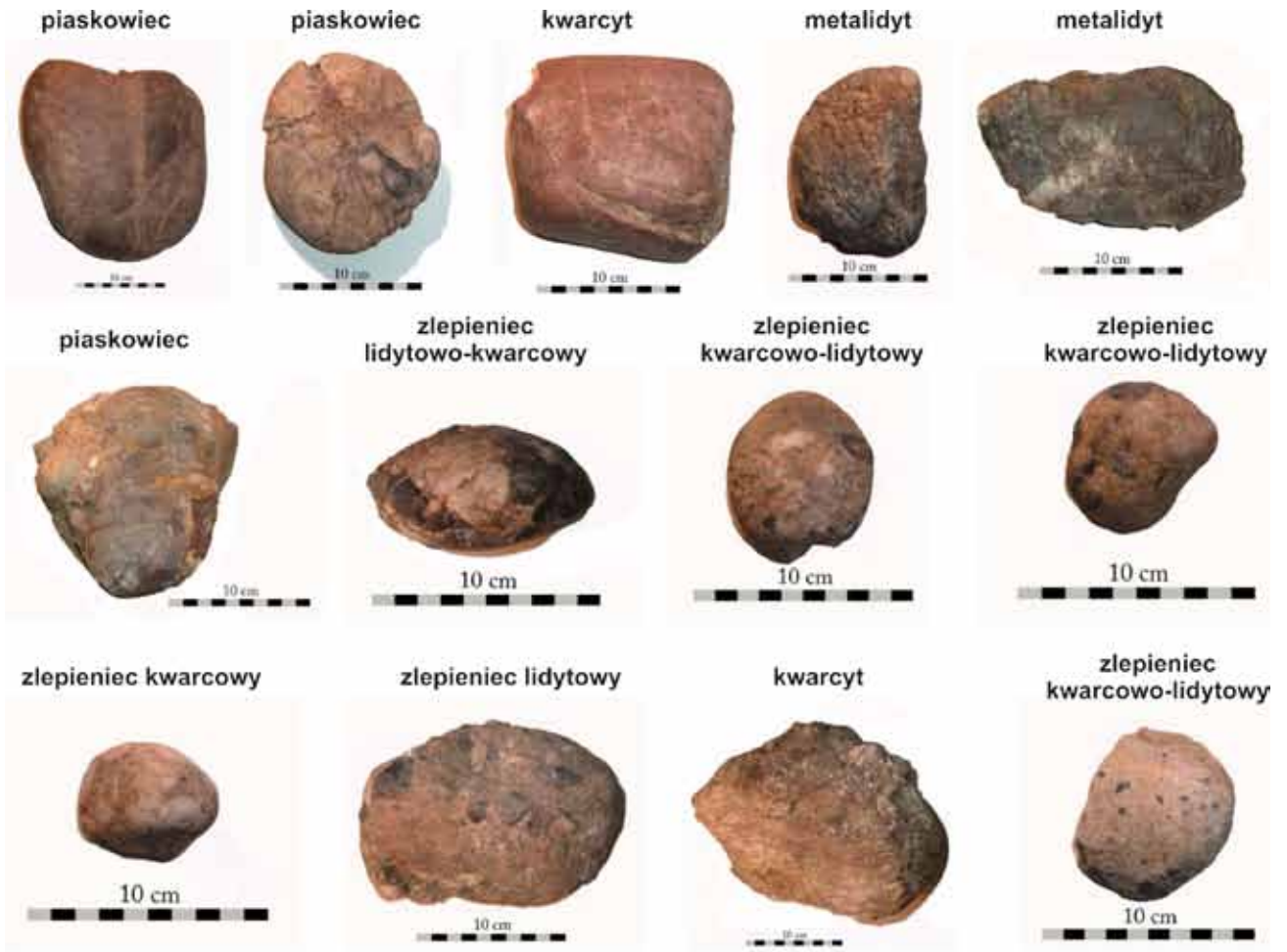
#### Kreda

Skały osadowe kredy to utwory morskie, w przewodzie drobnoziarniste, wapieniste osady mułowcowe i średnioziarniste do gruboziarnistych, a nawet zlepieńcowatych, piaskowce kwarcowo-skalenioawe, kwarcowe (arenity kwarcowe) i glaukonitowe występujące na obszarze synklinorium śródsudeckiego i w zapadlisku Kudowy. Trzeba podkreślić, że utwory kredy nie współtworzą struktury synklinorium śródsudeckiego, lecz zalegają niezgodnie na jego różnowiekowych utworach.

Litologia utworów kredy, jak również ich rozprzestrzenienie, zostały rozpoznane już w XIX w. (Raumer 1918 & 1819; Zobel, Carnall 1931 & 1932; Geinitz 1843 & 1848; Goeppert 1848; Beyrich 1849 a & b; Beyrich i in., 1867; Michael 1893). Obowiązujący do dzisiaj (z niewielkimi korektami schemat litostratygraficzny kredy śródsudeckiej, oparty na inoceramach, został również wypracowany na przełomie XIX i XX w. (Michael 1893; Flegel 1904 a & b; Flegel i in., 1904) (Fig. 34). Można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że osady kredy występujące w obrębie PNGS nie są starsze niż ok. 98 Ma.

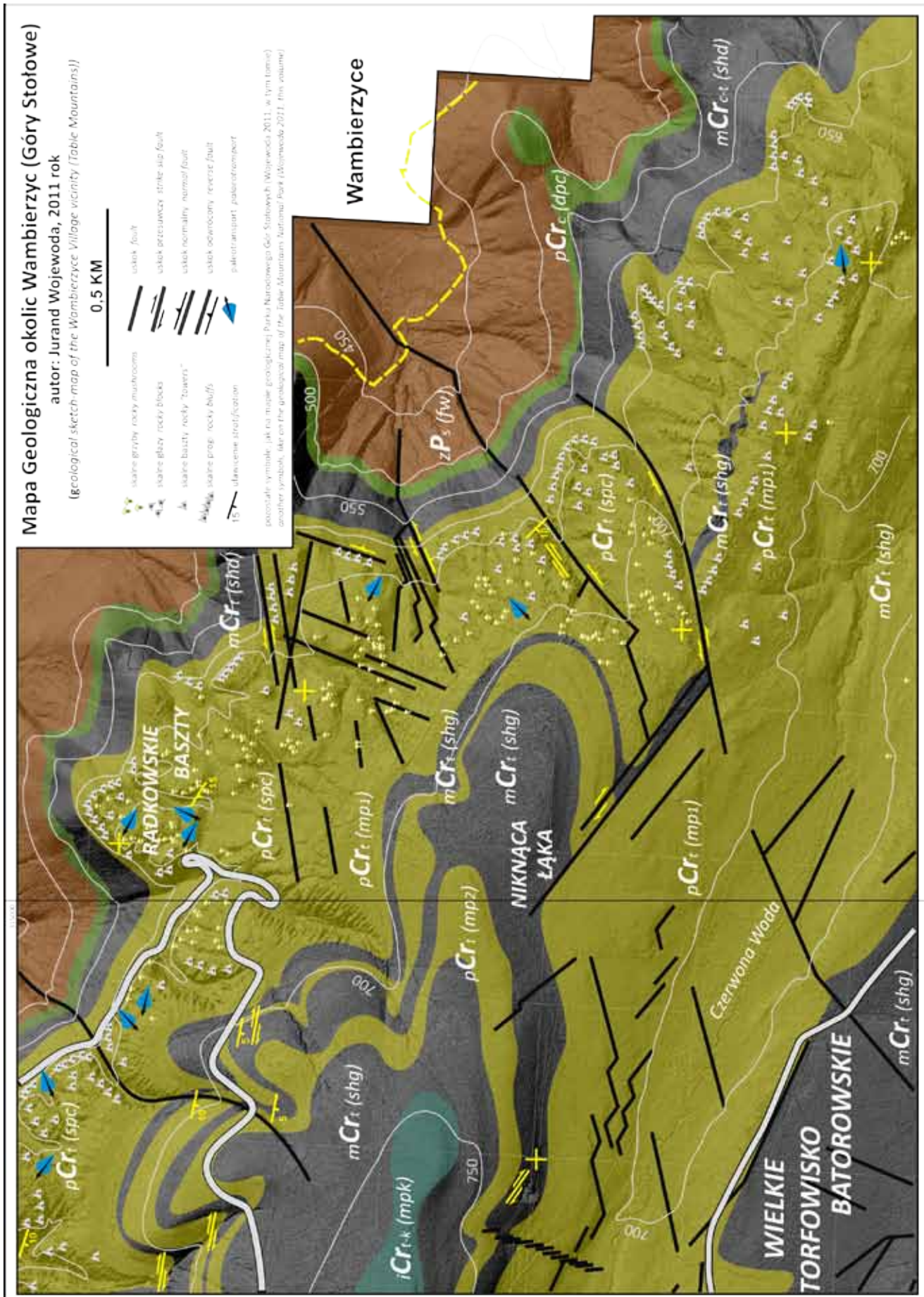


**Ryc. 7.** Stanowisko saptrolitu pod osadami kredy (**Cr ce**) w Jerzykowicach Wielkich  
**Fig. 7.** Saptrolite locality underlying Cretaceous strata (**Cr ce**) in Jerzykowice Wielkie



**Plansza 3.** Przykłady i charakterystyka petrograficzno-ziarnowa otoczek z utworów karbonu obszaru PNGS

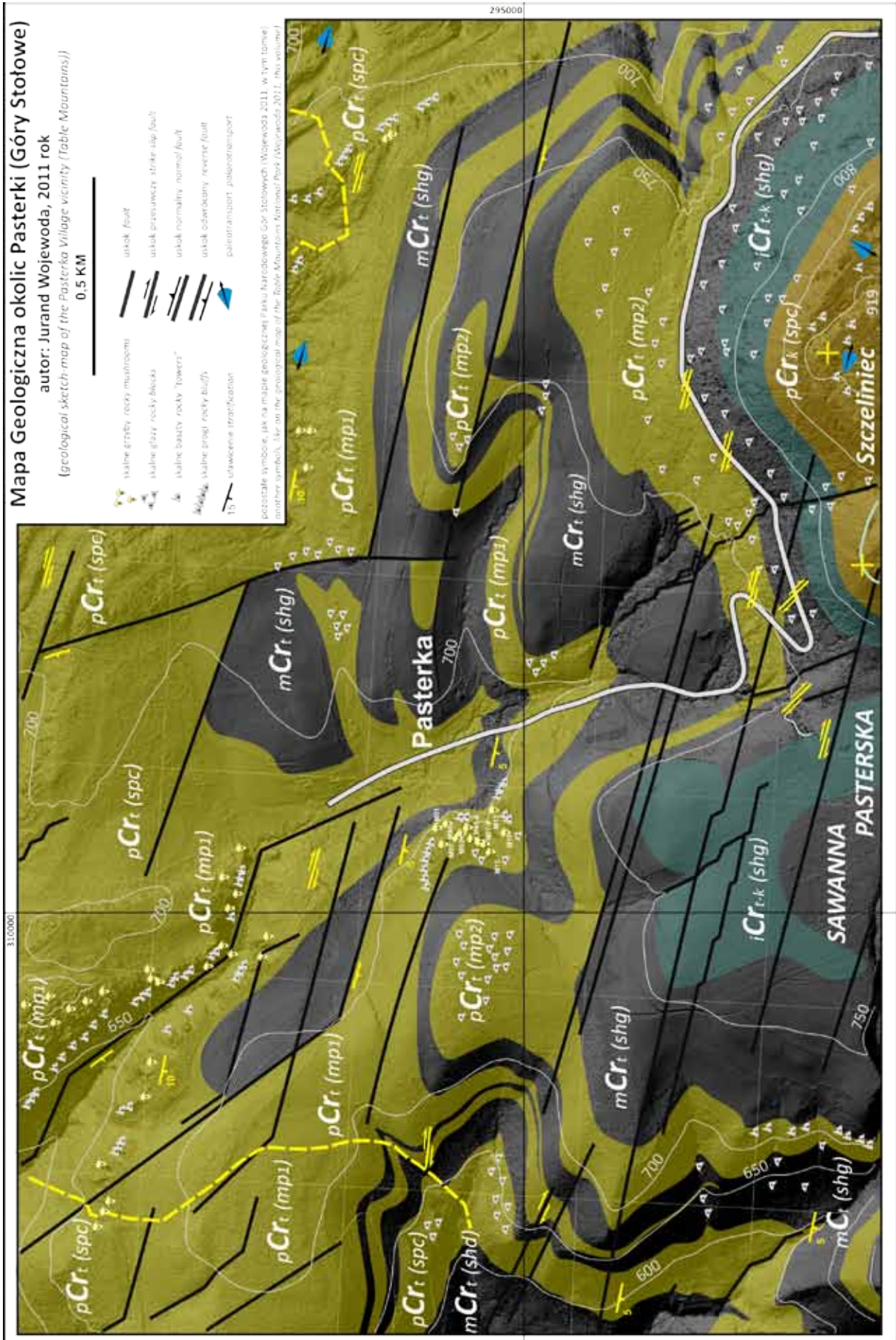
**Plate 3.** Examples and petrographic-granulometric characteristics of pebbles from Carboniferous of the area of TMNP



Ryc. 8. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Wambierzyce (odzworowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 8. Geological map of TMNP, section Wambierzyce (projection WGS84, PUWG92)





Ryc. 9. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Pasterka (odzworowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 9. Geological map of TMNP, section Pasterka (projection WGS84, PUWG92)

**Zlepieńce muszlowe z Kudowy** oraz **piaskowce krzemionkowo-wapniste z Jakubowic** są najstarszymi skałami osadowymi w zapadlisku Kudowy i tworzą lokalne wychodnie na południowych krańcach obszaru PNGS. Odkryte przez geologa niemieckiego R. Michaela w 1883 r. zostały zaliczone do środkowego cenomanu. Tym samym badacz ten określił przypuszczalny początek zalewu morskiego na obszar Sudetów, który nastąpił w późnej kredzie. Utwory te występują jednak lokalnie i mają niewielki zasięg - najprawdopodobniej obocznie i ku górze przechodzą w **piaskowce glaukonitowe** (por. **Plansza 5 A, B i C**) ze skamieniałością *Actinocamax plenus* – belemnita żyjącego na przełomie cenomanu i turonu.

Zlepieńce muszlowe stanowią najprawdopodobniej rezydualny bruk sztormowy – najgrubszy osad, który pozostał na przybrzeżnych, podmorskich wyniesieniach terenu, gdzie fale płytkiego morza na przemian nanosiły i erodowały osady. Zbyt silne falowanie (przybój) nie sprzyja stabilnemu życiu zwierząt, których organizmy chronione są przez zewnętrzne szkielety, np. muszle. Często, w czasie sztormów giną i pozostawiają po sobie w osadzie skorupy muszli. Te ostatnie stanowią główny składnik zlepieńców muszlowych.

**Mułowce krzemionkowe i spongiolity** występują na całym obszarze PNGS. Zwykle są to drobnoziarniste osady o frakcji od piasku do pyłu, o pierwotnym lub wtórnym cementie krzemionkowym (tzw. **gezy**). Tworzą zmiennej miąższości wkładki w obrębie skał wapnistrych – mułowców i iłowców (tzw. margli) (**Plansza 4 C i E**). Spongiolity są zbudowane w przewodzie z krzemionkowych fragmentów szkieletów gąbek (spikul) (**Plansza 5 A**) i zawierają skamieniałość *Inoceramus labiatus* – małża żyjącego we wczesnym turonie. Nie zawsze jednak jest możliwe wyodrębnienie w/w utworów jako odrębnego poziomu litostratygraficznego. W takiej sytuacji utwory te stanowią zwykle najniższą część tzw. **dolnej serii heterolitycznej (shd)** (**Ryc. 4, 8, 9, 10 i 11**).

**Seria heterolityczna** stanowi główną masę skalną obszaru PNGS, i ma największą objętość w obrębie skał osadowych kredy, zarówno w synklinorium śródsudeckim, jak i na obszarze zapadliska Kudowy. Są to różne osady wapniste, od piaskowców, poprzez mułowce do iłowców. Cechą wyróżniającą te utwory jest widoczna w skali odsłonięcia zmienność litologiczna i charakterystyczne „bulaste” uławicenie. Poza najniższą i najwyższą częścią profilu, w utworach serii heterolitycznej występuje skamieniałość *Inoceramus lamarcki* – małża żyjącego w środkowym turonie.

Utwory te, potocznie nazywane „marglami”, są bardzo zróżnicowane pod względem składu oraz struktur sedymentacyjnych. W części południowej Gór Stołowych dominują mułowce krzemionkowe i wapniste (ogniwo mułowców ze Szczytnej), ponad którymi występują iłowce wapniste formacji Karłowa (tzw. margle Plateau Karłowa) (**Ryc. 8**

i **9**). Utwory te Raumer (1819) łącznie określił nazwą **plener** (niem. *Pläner*). Z uwagi na to, że w północnej części Gór Stołowych, gdzie płyta osadów kredowych tworzy stromą krawędź morfologiczną (Próg Radkowa), w obrębie pleneru występują poziomy piaskowce (patrz niżej). Geolog niemiecki Flegel (1904 a, b, c, d) podzielił plener na dwa poziomy – dolny i górny, odpowiednio poniżej i powyżej piaskowców Progu Radkowa. Podział taki nie znajduje uzasadnienia w południowej części obszaru PNGS, np. rejonie Łęczyc, gdzie lokalnie brak jest rozdzielającego serii heterolityczną poziomu piaskowcowego (**Ryc. 9**).

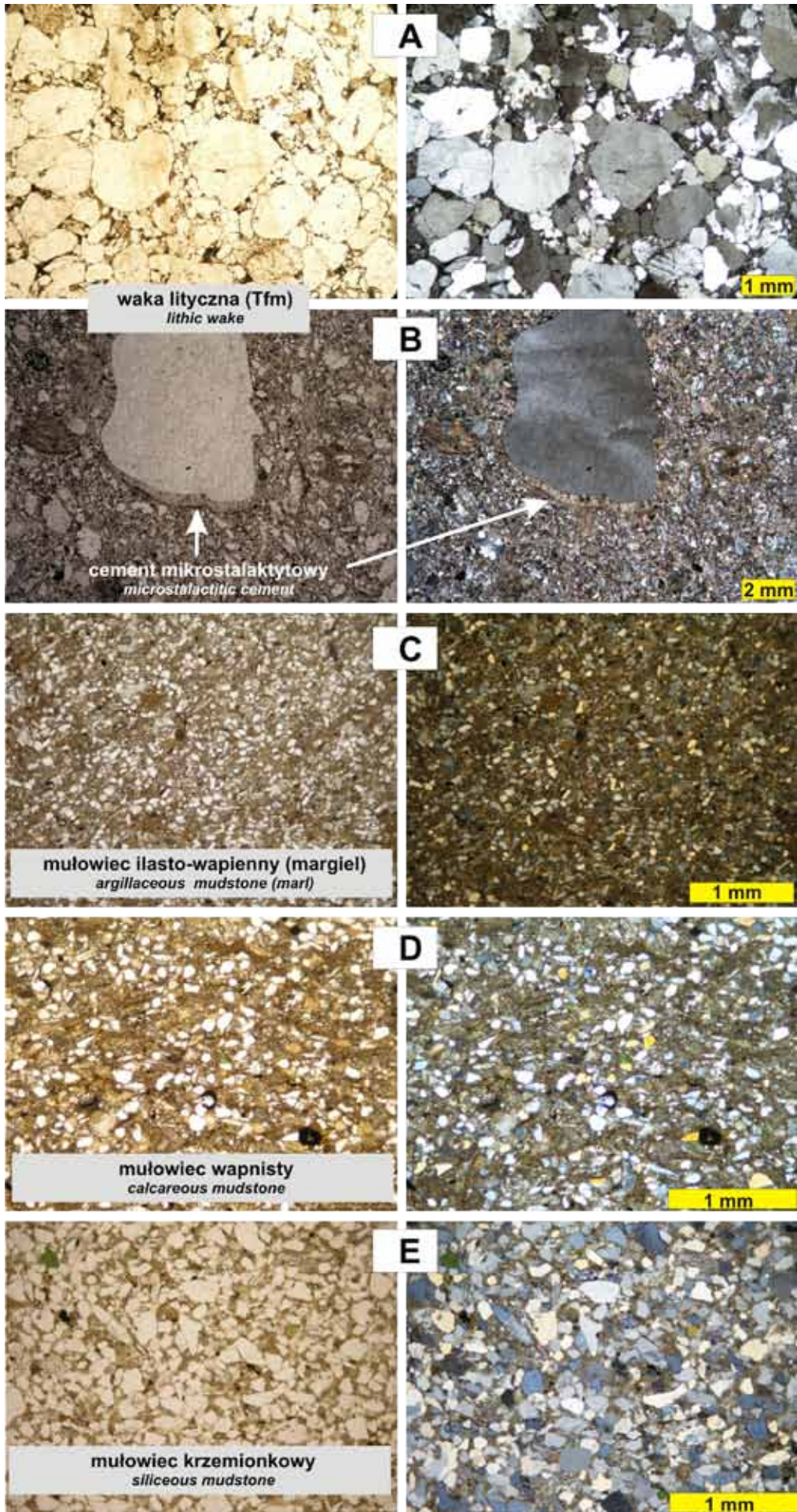
Jednak skałami, które narzucają Górcom Stołowym ich styl budowy, są niewątpliwie **piaskowce ciosowe**. Od początku badań geologicznych na terenie Gór Stołowych wyróżniono trzy główne poziomy (płyty) piaskowce, które z powodu charakterystycznego, ortogonalnego i regularnego systemu spękań, tzw. ciosu, nazwane zostały piaskowcami ciosowymi. Po raz pierwszy takiej nazwy w odniesieniu do piaskowców w Górach Stołowych użył wspomniany wcześniej geolog Raumer w pracy z 1819 r. Propozycję korelacji litosomów piaskowcowych w skali regionalnej przedstawił Wojewoda w pracy z 1997 r.

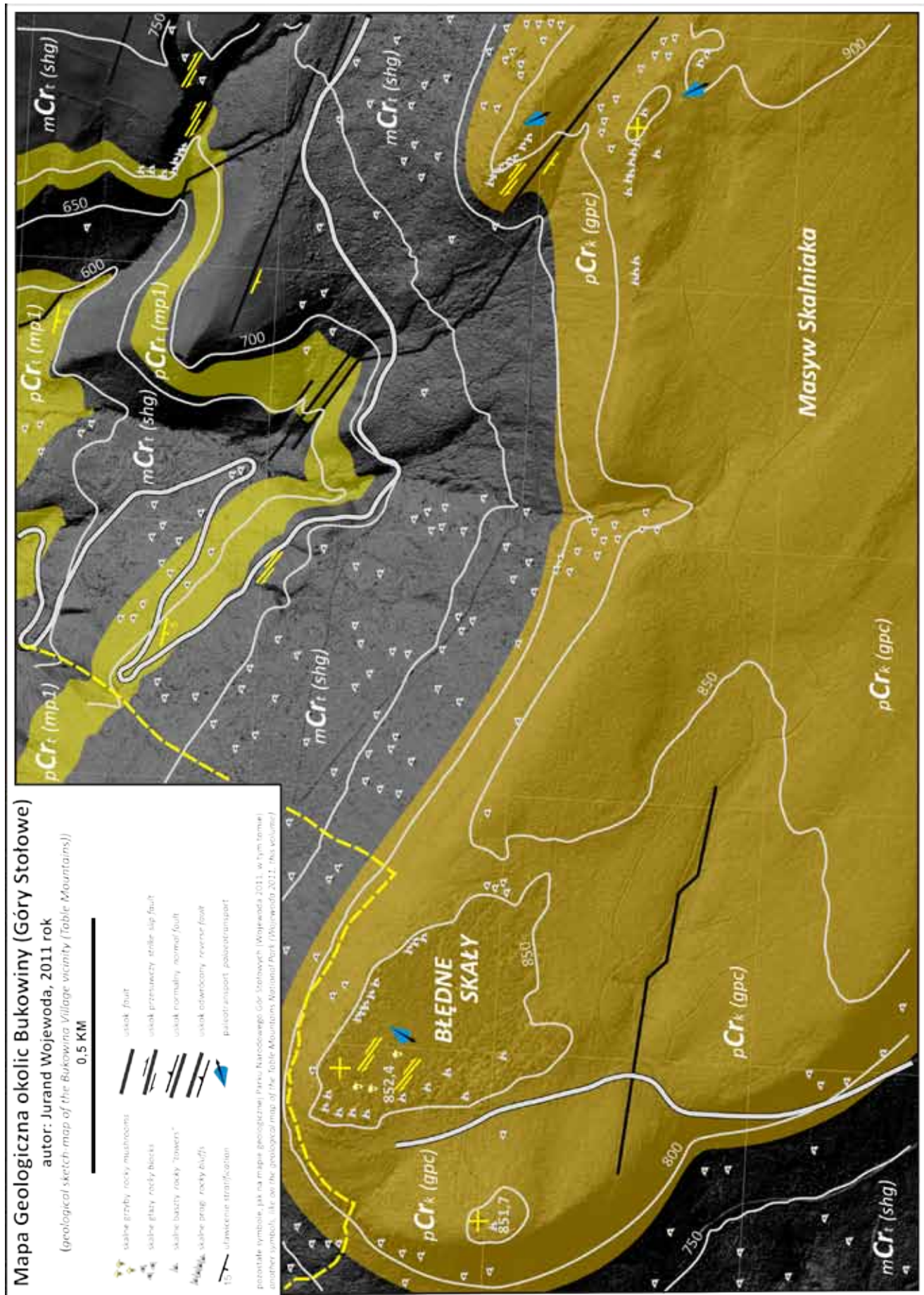
**Dolny piaskowiec ciosowy (dpc)** występuje najniżej w profilu osadów kredy. Typowy dla obszaru Gór Stołowych najpełniejszy profil można spotkać w rejonie Chocieszowa, stąd w nazewnictwie współczesnym wymiennie z **dpc** jest stosowana nazwa **piaskowiec z Chocieszowa**. Piaskowiec ten można zaklasyfikować pod względem składu jako arenit lityczny, czyli piaskowiec o zróżnicowanym składzie mineralnym i niewielkiej domieszce materiału bardzo drobnoziarnistego (tzw. matriks). Wyróżniającym go składnikiem jest **glaukonit** – minerał o charakterystycznej zielonej barwie, który tworzy nieregularne, groniaste skupienia w skale i sprawia, że cała skała ma odcień szaro-zielony (por. **Plansza 5 B**). Miąższość dpc zmienia się od kilku do kilkunastu metrów, jednak zasięg tego piaskowca jest ponadregionalny (Don, Wojewoda 2004 a & b, 2005). Tworzył się jako typowy osad transgresyjny, czyli taki, jaki powstawał w początkowym okresie zalewu morskiego.

**Środkowy piaskowiec ciosowy (spc)** występuje w środku profilu utworów kredowych. Typowy dla obszaru Gór Stołowych i najpełniejszy profil tego piaskowca występuje w obrębie morfologicznego progu Radkowa, stąd w nazewnictwie współczesnym stosowana jest wymiennie z **spc** nazwa **piaskowiec Progu Radkowa**. Tę ostatnią nazwę po raz pierwszy w odniesieniu do **spc** wprowadził geolog niemiecki Flegel (1904 a, b, c, d). Piaskowiec Progu Radkowa to w przewodzie średnio- do gruboziarnistego (w stropie zlepieńcowaty) subarenit kwarcowo-skaleniowy (**Plansza 5 D**). Charakterystyczną cechą jest obecność w szkieletcie ziarnowym zwietrzałych skaleni lub pseudomorfoz kaolinitowych po skaleniach. Miąższość **spc** jest największa

**Plansza 4.** Obraz mikroskopowy skał okruchowych obszaru PNGS. Osady permskie: typowy piaskowiec (waka lityczna) (A i B), tzw. obwódka mikroalaktytowa – przykład cementu wadycznego z poziomu kopalnej gleby typu kalicze (z lewej polaryzatory równoległe, z prawej polaryzatory skrzyżowane). Drobnoziarniste kredy (seria heterolityczna): mułowiec ilasto-wapienny („margiel”) (C), mułowiec wapnisty (D), mułowiec krzemionkowy (E) (polaryzatory skrzyżowane)

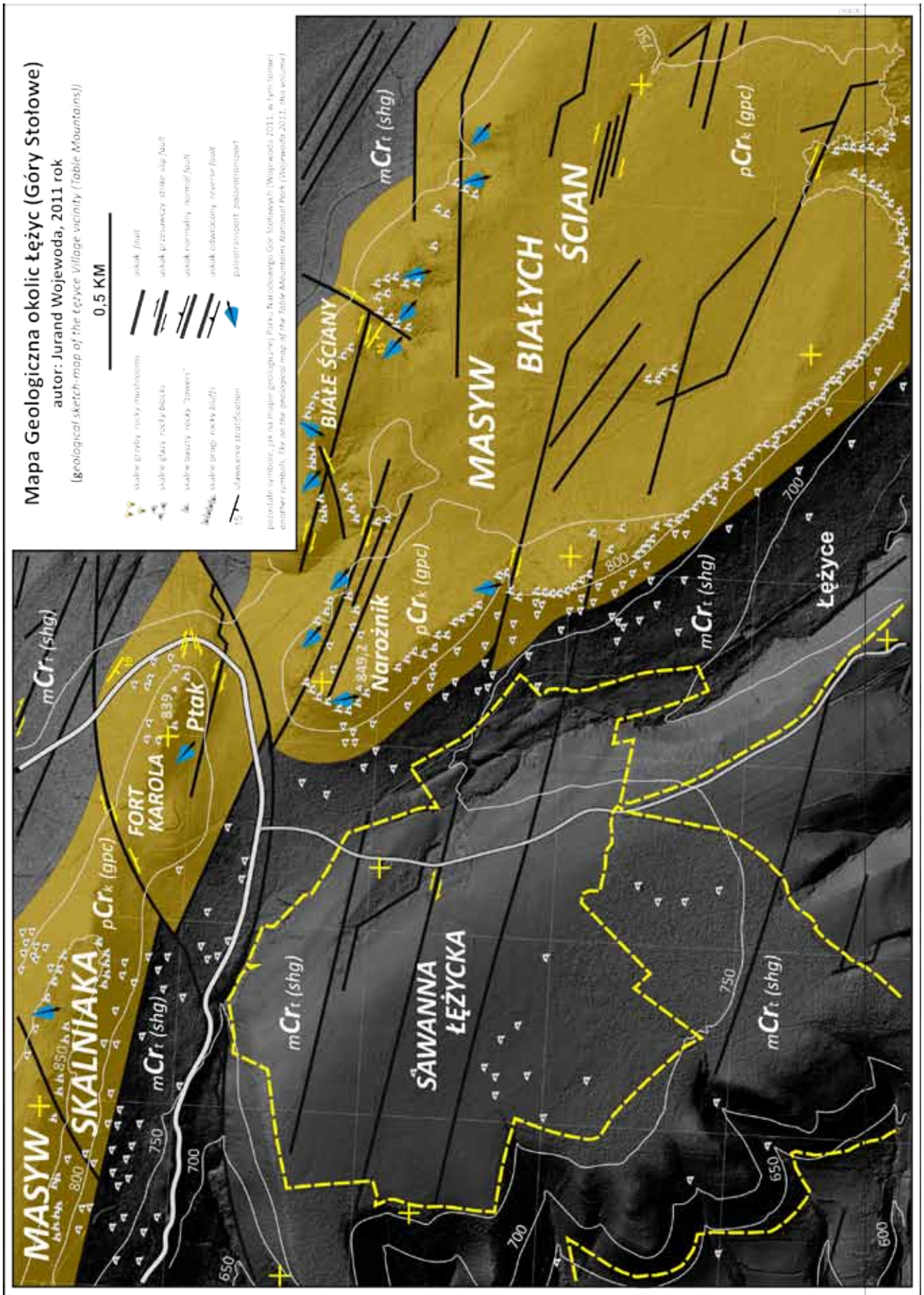
**Plate 4.** Microscopic view of detrital rocks from the area of TMNP. Permian: typical sandstone (lithic wacke) (A i B), so called microstalactitic rim – an example of wadic cement from a caliche fossil soil ((in plane polarised light on the left-hand side and with crossed polars on the right-hand side of the photos). Fine-grained chalk: (heterolithic series): clayey-calcareous mudstone („marl”) (C), calcareous mudstone (D), silicious mudstone (E) (crossed polars)





Ryc. 10. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Bukowina (odzworowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 10. Geological map of TMNP, section Bukowina (projection WGS84, PUWG92)



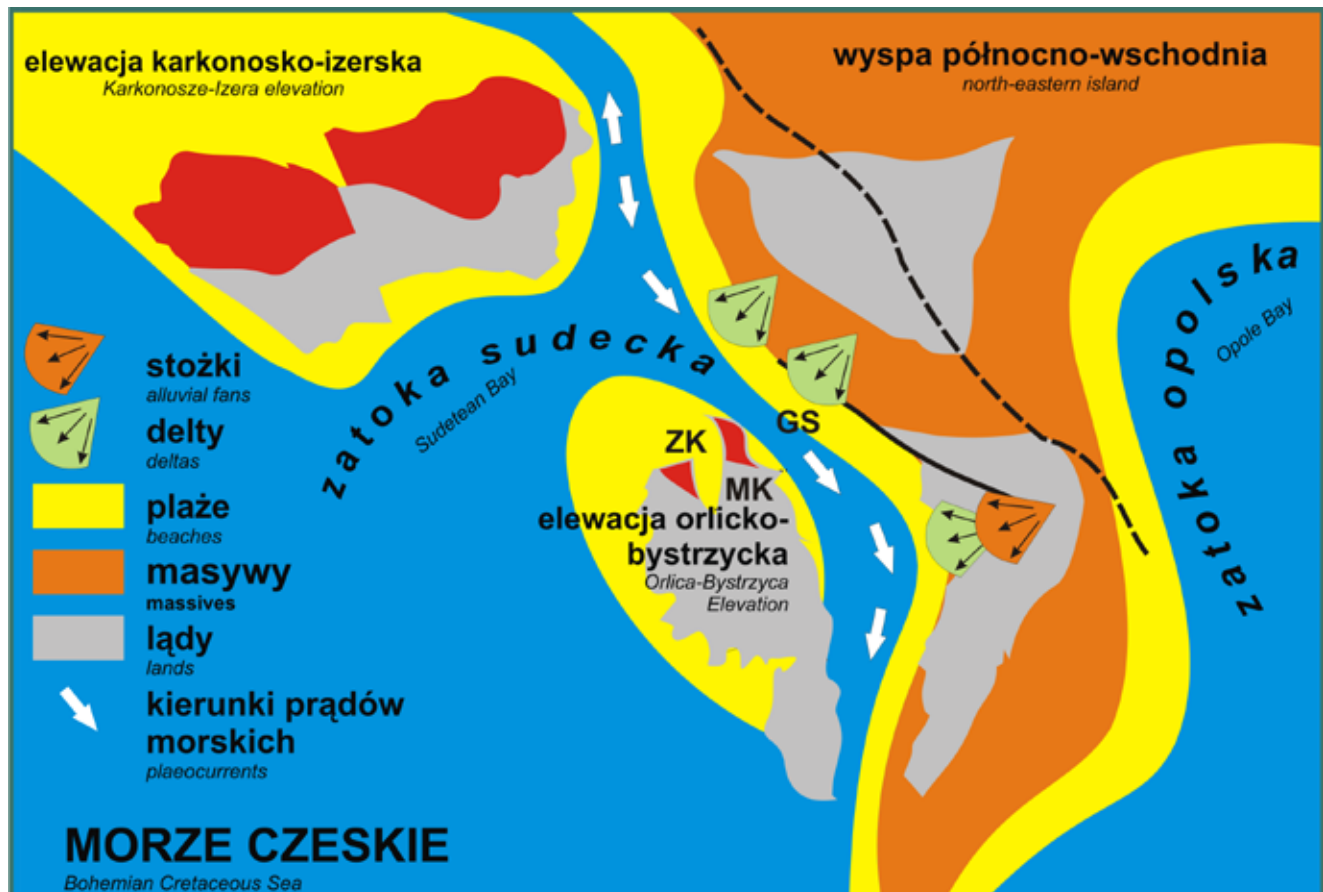
Ryc. 11. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Łężyce (odwzorowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 11. Geological map of TMNP, section Łężyce (projection WGS84, PUWG92)

na północy, gdzie w rejonie Progu Radkowa osiąga ponad 80 m i stopniowo maleje ku południowi, gdzie w okolicy Złotna spc ma ok. 16 m, a całkowicie zanika w okolicach Szczytnej i Dusznik. Jest to zatem typowa **klinforma** – litosom wyklinowujący się w jednym kierunku. Tworzył się w trakcie zasypywania zbiornika morskiego przez osady przybrzeża, które sukcesywnie przesuwało się ku południowi (tzw. progradacja wybrzeża) (Wojewoda 1986 & 1997; Rotnicka 2000 & 2007).

**Górny piaskowiec ciosowy (gpc)** kończy profil utworów kredowych w Górach Stołowych. Typowy i najpełniejszy profil tego piaskowca występuje w obrębie głównych masywów Gór Stołowych: Szczelińca, Skalniaka, Białych Ścian i Masywu Batorowa, stąd we współczesnym nazewnictwie litostratygraficznym stosowana jest wymiennie z gpc nazwa **piaskowiec Szczelińca-Skalniaka (Ryc. 10 i 11)**. Nazwa ta pojawiła się u Flegela (1904 a, b, c, d) i jest do dzisiaj stosowana (Jerzykiewicz 1966 & 1968, Wojewoda 1997 & 2008 a; Rotnicka 2007). Piaskowiec ten klasyfikuje się pod względem petrograficznym jako arenit kwarcowy (**Plansza 5 E**), czyli skała, która składa się niemal z krzemionki i kwarcu.

**Piaskowce międzyplenerskie (pmp)** to kilka poziomów piaskowcowych, często łączących się boczenie ze sobą, między głównymi litosomami piaskowcowymi spc i gpc. W północnej części obszaru PNGS występuje od 1 do 4 poziomów o grubości od 1,5 do ok. 20 m (por. **Ryc. 9**). Piaskowce międzyplenerskie wykazują skład petrograficzny przejściowy od spc do gpc. Poziomy te wyklinowują się ku południowi, ale również równoleżnikowo wzdłuż północnych zboczy Gór Stołowych. Najniższy z poziomów pmp oddzielony jest od piaskowców Progu Radkowa utworami drobnoziarnistymi o grubości zaledwie 1-2 m. Dotychczas nie był on wydzielany jako odrębny litosom, jednak jego specyfika nakazuje, aby tak właśnie go traktować. Tę rozdzielność litologiczną szczególnie wyraźnie widać w części zachodniej Progu Radkowa (tzw. Skalne Wrota-Ścianki), w Pasterce, oraz w rejonie występowania tzw. Skalnych Grzybów i Diczego Grzbietu, gdzie skarpa rozdziela się na dwa wyraźne progi. Pierwotny skład mineralny tego piaskowca jest niemal identyczny do składu piaskowców progu Radkowa, jednak w skale daleko bardziej zaawansowany jest proces zwiertzenia skaleni. Nadaje to skale szczególnie jasną barwę. Z piaskowca tego zbudowany są znaczny obszar Gór Stołowych, w tym wychodnie w okolicach Złotna i Szczytnej (stąd nazwa piaskowce ze Złotna).



Ryc. 12. Schemat paleogeografii obszaru śródsudeckiego w późnej kredzie

Fig. 12. Schematic paleogeography of the intra-Sudetic area in Late Cretaceous

## WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓLWE

### Litosomy piaskowcowe, progradacja, klinoformy

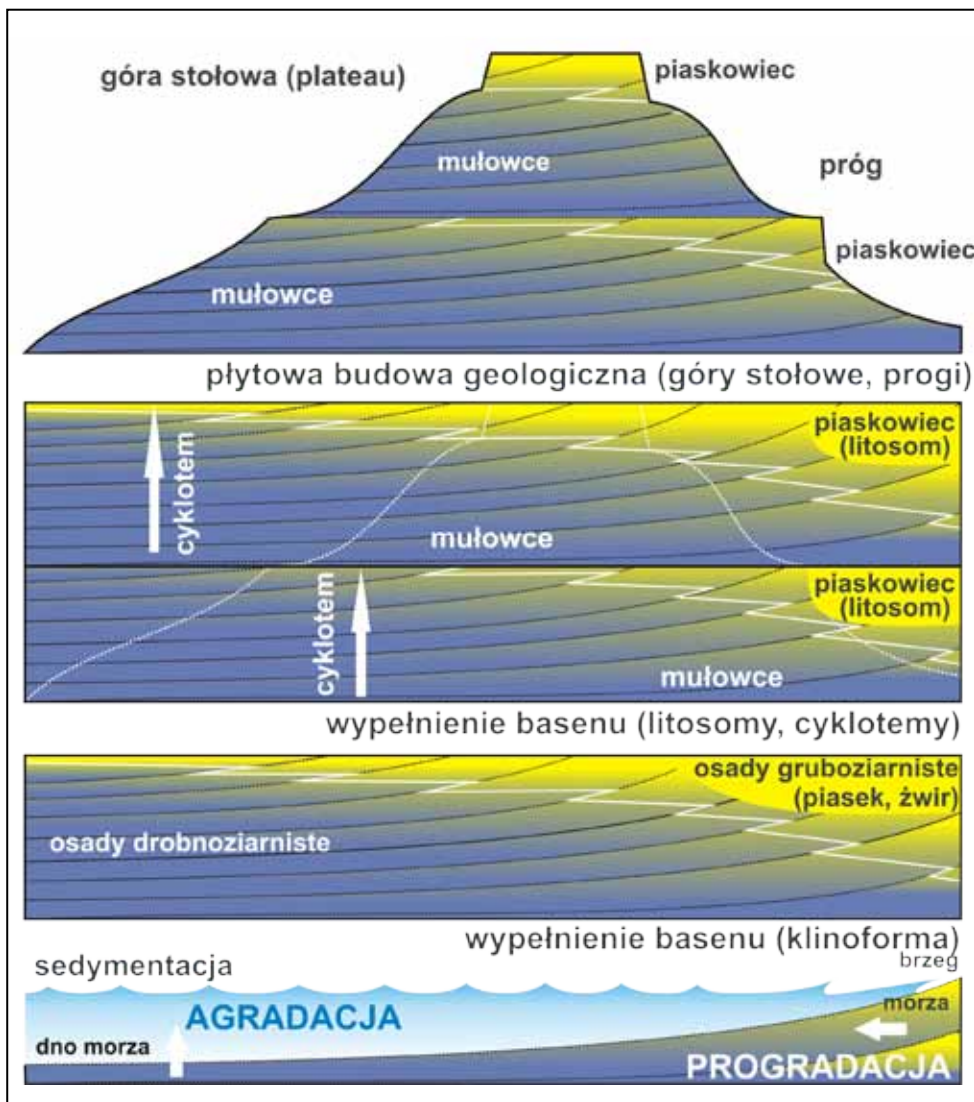
Góry Stołowe zbudowane są z piaskowców i drobnoziarnistych osadów serii heterolitycznej (w przewadze mułowców), występujących naprzemiennie w profilu. Budowa taka jest następstwem sposobu, w jaki basen sedimentacyjny był wypełniany osadami. W późnej kredzie, ok. 100 mln lat temu, obszar gdzie dzisiaj znajdują się Góry Stołowe, był obniżony i został zalany przez płytkie morze, które utworzyło w tym miejscu zatokę (Ryc. 12). Transgresja morza postępowała z południa, od strony masywu czeskiego, dlatego określa się ten zalew jako *czeskie morze kredowe*. Jego głębokość niewiele przekraczała 30 m a brzegi wyznaczały lądy kredowe, które nazywamy **elewacją karkonosko-izerską** (na południu) oraz tzw. **wyspą północno-wschodnią**. Przez blisko 10 mln lat lądy te, zbudowane ze starych i silnie zwietrzałych skał krystalicznych oraz starszych skał osadowych, były erodowane i denudowane.

Basen z czasem został całkowicie zasypany, a morze wycofało się na południe i uległo zasypaniu. Do zasypania dochodzi wtedy, gdy na dnie zbiornika morskiego, z dala

od brzegów, gromadzą się osady drobnoziarniste, a przy brzegach piasek i żwir. Plaże stopniowo zmieniały swoje położenie coraz bardziej na południe (przesuwały się) wskutek progradacji wybrzeży. Taki sposób wypełniania basenu sprzyja powstawaniu litosomów wyklinowujących się zgodnie z kierunkiem progradacji – tzw. klinoform (Ryc. 13).

### Ekshumacja i inwersja reliefu

Pod pojęciem **ekshumacji** rozumie się wypiętrzenie konkretnego obszaru, po jego wcześniejszym, basenowym etapie rozwoju, obejmującym sedimentację i diagenезę geostaticzną. Jest to okres (moment w sensie geologicznym), kiedy często dochodzi do znaczącej przebudowy tektonicznej utworów basenowych. Trzeba podkreślić, że ekshumację poza diagenезą może poprzedzać znaczące przeobrażenie pierwotnych osadów nawet w warunkach metamorfizmu regionalnego. Procesy te, zgodnie z przyjętymi w geologii modelami termodynamicznymi, wymagają wysokich temperatur i ciśnień, czyli głębokiego pogrzebienia skał.



**Ryc. 13.** Schemat pokazujący sposób wypełniania basenu morskiego w trakcie progradacji wybrzeża (klimoformy), efekt architektoniczny wypełnienia basenowego (litosomy) oraz sposób formowania się płytkowej budowy geologicznej (góry stołowe, progi)

**Fig. 13.** Schematic sketch showing marine basin being filled with sediments due to coastline progradation (clinoforms), internal architecture of the basin fill (lithosomes) and the mode of formation of table-mountain/bluff topography

Pod pojęciem **inwersji** geolodzy rozumieją okres lub moment w sensie geologicznym, kiedy następuje istotna zmiana np. kierunku odkształcania tektonicznego skał (tzw. **inwersja tektoniczna**) lub zamiana wzajemnej pozycji basen-obszar zasilania (tzw. **inwersja paleogeograficzna**). Na obszarze Parku zostały udokumentowane zarówno przykłady ekshumacji, jak i inwersji. Niewątpliwie można mówić o powaryscyjskiej ekshumacji skał piętra metamorficznego i granitów, które nastąpiło w przedziale czasu między ~ 331 a 312 Ma, czyli we wczesnym karbonie. Drugi etap ekshumacji jest już wyraźnie zapisany w skałach osadowych obszarów przyległych do Parku i najprawdopodobniej miał miejsce w okresie między ~ 82 a 65 Ma, czyli w późnej kredzie. Obecnie jesteśmy w trakcie kolejnego etapu wypiętrzania, który rozpoczął się przed ~ 25 Ma, czyli w oligocenie (Martinek i in., 2005).

Reliktem powierzchniowym zapisu ekshumacji powaryscyjskiej są m.in. saprolity rozwinięte na granitach i skałach metamorficznych. Okres ekshumacji powaryscyjskiej definitywnie kończy się we wczesnym permie. Wtedy dochodzi do niemal całkowitej denudacji południowej części obszaru dzisiejszego Parku, tzn. masywu Kudowy. Towarzyszy temu pedyplenizacja na obszarze basenu śródsudeckiego, który zostaje całkowicie zasypany i tym samym kończy rozwój tzw. synklinorium śródsudeckiego. Kolejny etap ekshumacji również pozostawił po sobie zapis powierzchniowy. Przede wszystkim są to relikty saprolitów jurajsko-wczesnokredowych, np. w okolicach Jerzykowic.

Ale również rzeźba dzisiejszych wzgórz Kudowskich stanowi w dużej części odreparowaną **etchplenę** z tamtego okresu. To, że obecnie ten „paleorelief” znajduje się na powierzchni jest następstwem intensywnej abrazji, jaka miała miejsce w początkowej fazie zalewu morskiego w kredzie oraz dzisiejszym procesom retrogradacji płyty kredowej na obszarze Gór Stołowych.

Klasycznym przykładem paleogeograficznej inwersji basenowej jest obszar dzisiejszego Progu Radkowa. Z rekonstrukcji sedimentologicznych jednoznacznie wynika lokalizacja brzegu basenu kredowego (wtedy morskiego) na północy. Dzisiaj to obszar płyty kredowej Gór Stołowych jest obszarem denudowanym i niszczone, a materiał osadowy jest dostarczany potokami Pośny i Cedronu na północ, do doliny głównej rzeki regionu Ścinawy (**Plansza 6**). Ustalenie wieku zarówno ekshumacji, jak i inwersji pokredowej jest nadal niejasne. Przyjmując prawdopodobny wiek kaolinizacji w piaskowcach ciosowych na oligocen-wczesny miocen i traktując zachowane w masywie Skalniaka relikty paleodolin rzecznych do ekshumacji obszaru Gór Stołowych musiało dojść w pliocenie (późnym miocenie?). Kiedy natomiast nastąpiła inwersja lokalnej sieci rzecznej? Najprawdopodobniej nastąpiło to dopiero na przełomie pliocenu i plejstocenu, kiedy ukształtował się istniejący do dzisiaj regionalny wpływ rzek sudeckich ku północy (Suhr 2003; Tyráček 2003)

## Uwarunkowania strukturalne wybranych form skalnych na obszarze Gór Stołowych

W Górach Stołowych, poza stromymi progami skalnymi (Próg Radkowa, Urwisko Batorowskie, czy Pasterskie Skałki), do najbardziej malowniczych należą formy **skalnych grzybów**, **skalnych baszt** oraz **labirynty skalne** i **bloki piaskowcowe** (Migoń 2008 & 2010). Większość z tych form powstała w obszarach, gdzie zachodzą intensywne procesy erozji powierzchniowej, ale jednocześnie ma miejsce infiltracja wód powierzchniowych w głąb masywów skalnych. Złwłaszcza infiltracja sprawia, że materiał skalny, a przede wszystkim spoiwa mineralne są wypłukiwane ze skał, co ogólnie określa się jako **sufozję**.

Jednak dominujący wpływ na kształt i rozmieszczenie form skalnych ma struktura górotworu Gór Stołowych. O ile na kształt form skalnych większy wpływ ma struktura pierwotna, czyli sedimentacyjna, o tyle ich rozmieszczenie i ilość zależy przede wszystkim od struktury wtórnej, spowodowanej zniszczeniem tektonicznym.

### Skalne grzyby

Skalne grzyby zawdzięczają swoją nazwę kształtom przypominającym grzyby – wyraźna noga i zwykle jedno lub dwa zgrubienia w kształcie kapelusza (**Plansza 7**). Na obszarze PNGS największe nagromadzenia skalnych grzybów występują na obszarze między doliną Cedronu a Batorowem (rezerwat Skalne Grzyby), na półce skalnej między kamieniołomem w Radkowie a Pasterką, w rejonie Pasterskiego Progu, na wierzchołku Dżiczego Grzbietu oraz na wierzchołku Skalniaka w rezerwacie Błędnych Skał (por. **Ryc. 8-11**). Poza ostatnim skupiskiem, które znajduje się w stropowej części górnych piaskowców ciosowych, wszystkie pozostałe powstały w stropowej części najniższego piaskowca międzypłenerskiego (pmp1) – piaskowca ze Złotna.

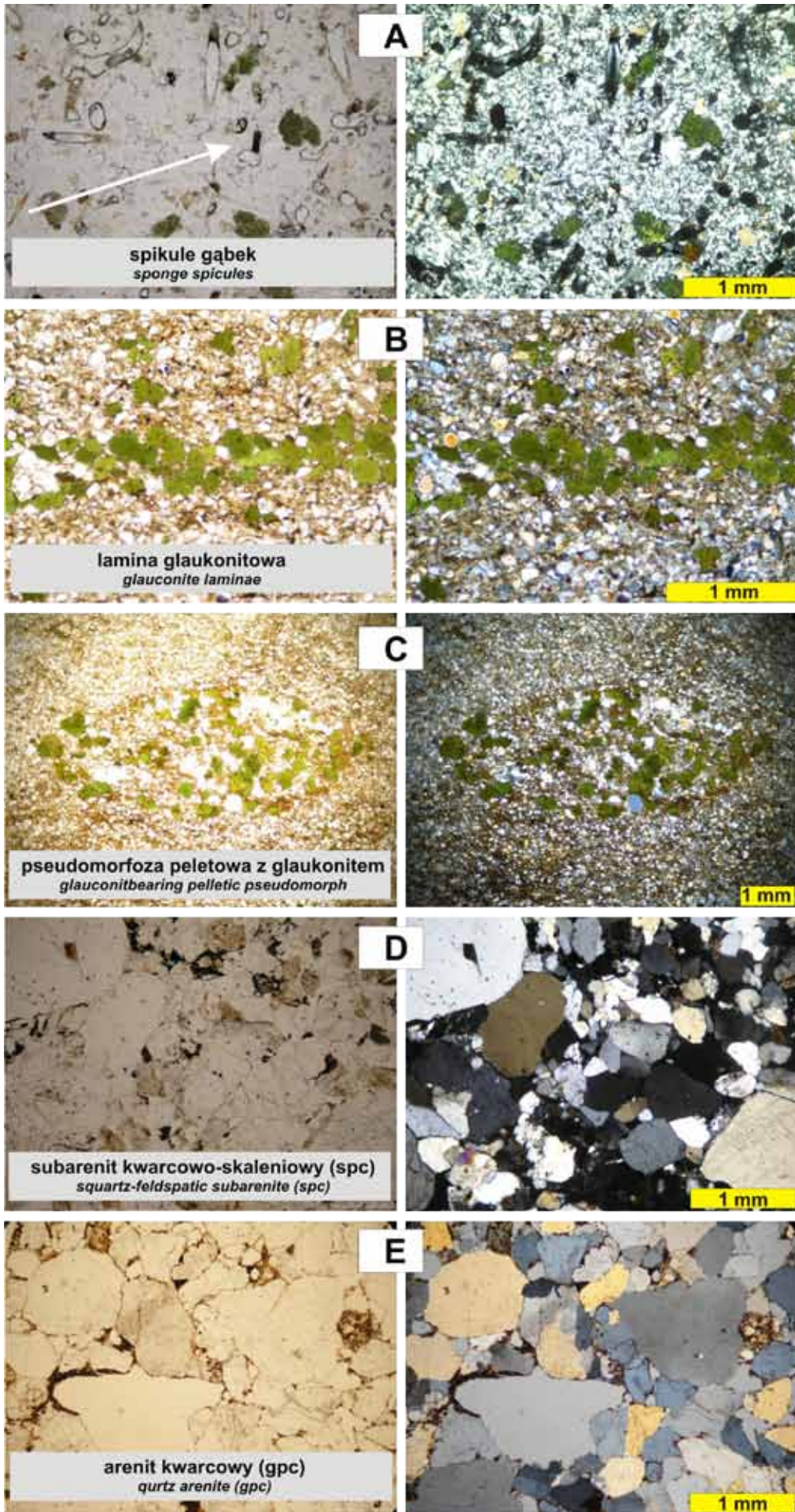
Swoje powstanie grzyby zawdzięczają kilku czynnikom, ale przede wszystkim pierwotnej (sedymenacyjnej) strukturze skał, jak również jej składowi petrograficznemu. Stropowa część piaskowców ze Złotna, piaskowców Progu Radkowa oraz piaskowców Skalniaka-Szczelińca ma w wielu miejscach charakterystyczną budowę. Najwyższą część profilu tworzy silnie wymieszany przez bioturbację wielozestaw warstwowanych przekątnie w dużej skali piaskowców. Wyróżnia się równoziarnistością oraz znacznym udziałem w składzie frakcji drobnoziarnistego piasku. Skała ta stanowi najmniej porowatą odmianę w obrębie piaskowców ciosowych (~5% - ~15%, przeciętnie ~8%). Poniżej występują bardzo dobrze wysortowane, warstwowane przekątnie osady piaskowca zlepieńcowatego oraz zlepieńca muszlowego o znacznie większej porowatości, dochodzącej do ponad 50% (!) (**Ryc. 14**).

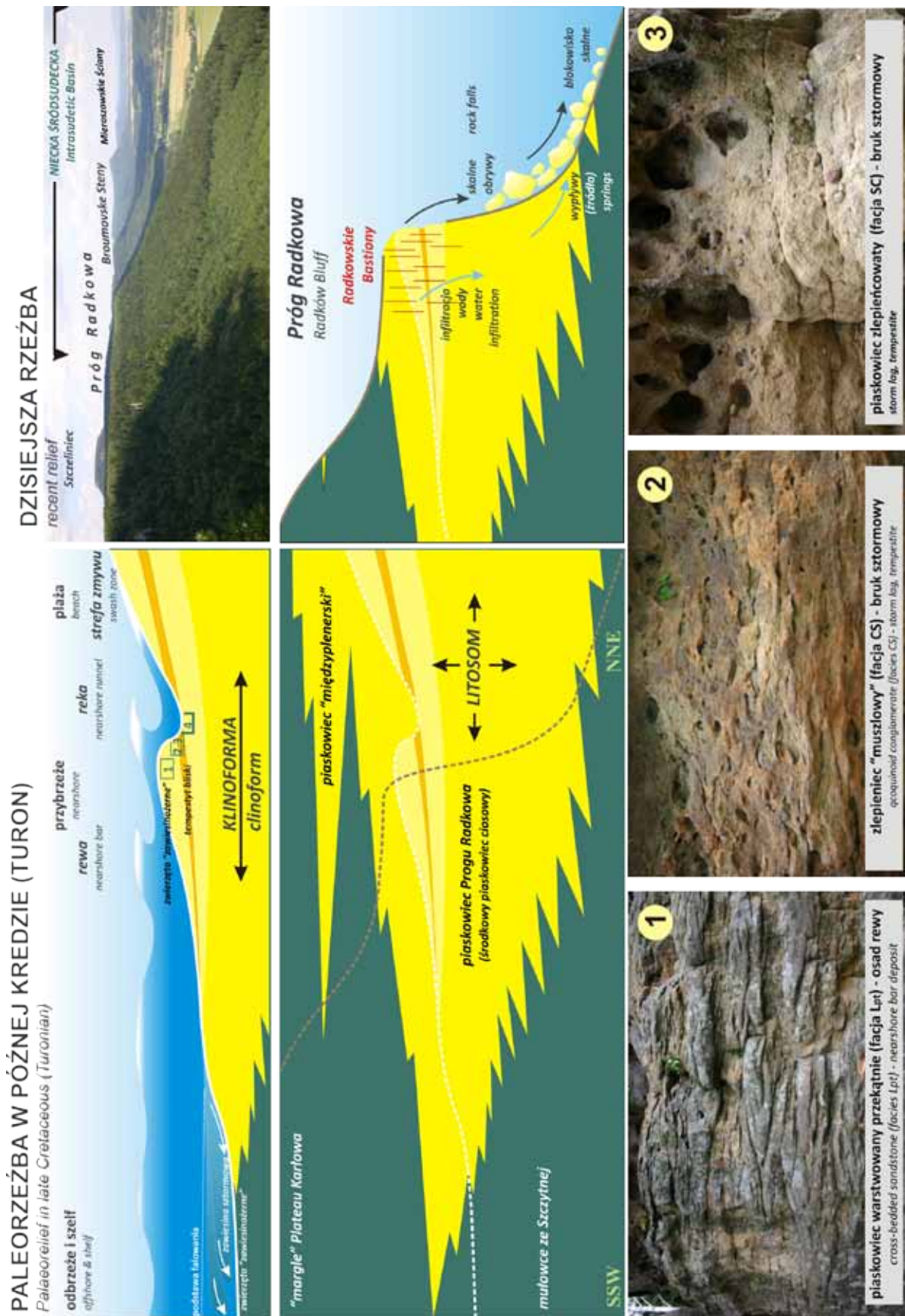
Takie właśnie następstwo sprawia, że wody opadowe lub topniejąca pokrywa śniegowa najpierw wysyca prze-

Plansza 5. Obraz mikroskopowy skał okrucowych obszaru PNGS. Drobnoziarniste kredy (seria heterolityczna): spongiolit (A). Piaskowce ciosowe: bardzo drobnoziarnisty piaskowiec z glaukonitem (spągowa część dpc) (B i C), subarenit kwarcowo-skalieniowy (spc) (D), arenit kwarcowy (E) (z lewej polaryzatory równoległe, z prawej polaryzatory skrzyżowane)

Plate 5. Microscopic view of detrital rocks from the area of TMNP. Fine-grained chalk (heterolithic series): spongiolite (A). Blocky Sandstone: very fine-grained glaukonite-bearing sandstone (bottom part dpc) (B i C), quartz-feldspar subarenite (spc) (D), quartz arenite (E) (in plane polarised light on the left-hand side and with crossed polars on the right-hand side of the photos)

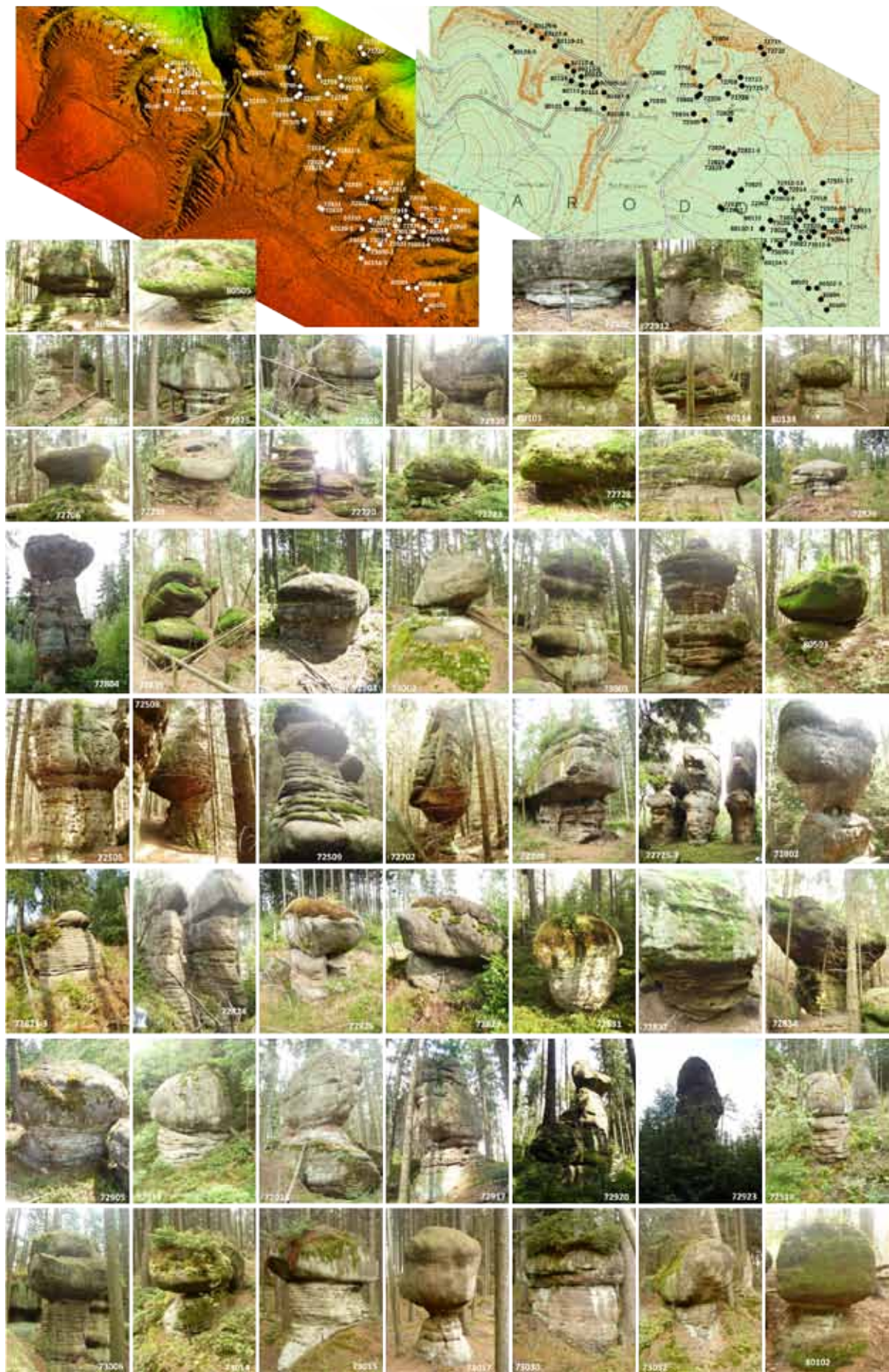






**Plansa 6.** Sens paleogeograficznej inwersji basenowej na przykładzie północnej krawędzi Gór Stołowych (Progu Radkowa) oraz charakterystyczne dla strefy przybrzeża facje osadowe w piaskowcach Progu Radkowa (spc): osad rewy (1), bruki muszlowe (bliskie osady sztormowe, tempepty) (2 i 3)

**Plate 6.** Phenomenon of the palaeogeographic basinal inversion - the northern edge of the Table Mountains (Radków Bluff) as an example and sedimentary facies typical of nearshore environment in Radków Bluff sandstones (spc): nearshore-bar deposit (1), shell lags (proximal storm deposits, tempestites) (2 i 3)



**Plansa 7.** Lokalizacja i przykłady form „skalnych grzybów” w rejonie Radkowskich Bastionów (Próg Radkowa, pmp1)  
**Plate 7.** Location and examples of “rocky mushrooms”- shaped tors at Radkowskie Bastiony (Radków Bluff, pmp1)

strzeń skalną, a następnie wypływa na powierzchnię skały w strefach uprzywilejowanych hydraulicznie, czyli bardziej porowatych. Powtarzający się proces znacznie szybciej wypłukuje w tych miejscach najdrobniejszy materiał skalny, w tym przede wszystkim spoiwa, co z czasem prowadzi do znacznego ubytku masy skalnej w tej części skałek. W konsekwencji, na wycienionej wskutek sufozji i erozji „stopie” pozostaje zwykle znacznie większych rozmiarów „czapka”, która nadaje skale charakterystyczny kształt grzyba (**Ryc. 14**).

#### *Skalne bastiony i baszty*

Skalne bastiony i baszty występują na ogół w brzeźnych częściach progów morfologicznych (**Plansza 8**). Powstają we wszystkich litosomach piaskowcowych i prawie zawsze w obszarach o bardzo regularnych spękaniach ciosowych (np. Szczeliniec Wielki, **Plansza 9**). Do najciekawszych należą formy skalne w Progu Radkowa (tzw. Warownia, Skalne Wrota-Ścianki) oraz w masywie Białych Ścian (tzw. Skalna Furta). Skalne bastiony i baszty powstają dokładnie według tego samego schematu, jak skalne grzyby, jednak proces sufozji i erozji nie jest tak zaawansowany (**Plansza 9**).

#### *Skalne kawerny*

W piaskowcach ciosowych występują charakterystyczne, niemal idealnie kuliste formy wietrzeniowe – **kawerny** (**Plansza 10**). Już w roku 1961 Dumanowski sugerował, że kawerny powstały w wyniku lokalnego wypłukiwania ze skały materiału znacznie słabiej scementowanego niż całość skały. Dumanowski uważał, że te słabo lub w ogóle nie scementowane strefy w czasie diagenetyzacji były przesycone gazem (metanem).

Na obszarze Gór Stołowych obserwuje się wyraźny związek występowania kawern z regionalnymi strefami uskoku – np. ze strefą uskoków Czerwonej Wody, czy uskokiemi Szczelińca. Z drugiej strony kawerny mają idealnie kulisty kształt, co dowodzi tego, że gaz gromadził się w luźnym, przesyconym wodą morską osadzie, kiedy dopiero rozpoczęły się pierwsze procesy diagenetyczne przeobrażające piasek w piaskowiec. Tylko w takich okolicznościach woda przesycona metanem gromadzi się w formy kuliste, a to za sprawą napięcia powierzchniowego na granicy roztworów o różnej lepkości. Nie rozstrzyga to jednak o genezie samego gazu, który mógł się przedostać do osadów morskich zarówno z dołu poprzez konkretną strefę, jak i przez postępującą koncentrację z fazy rozproszonej w masie osadu.

Znacznie później odkryte zostały kanały ucieczkowe gazu, które jak się okazało mają ścisły związek z kawernami i potwierdzają hipotezę Dumanowskiego (Wojewoda 1987 & 1997). Procesy odgazowania osadu miały charakter eksplozywny i najprawdopodobniej były spowodowane wstrząsami sejsmicznymi. Przemawiają za tym liczne zjawiska – osady i struktury deformacyjne występujące w piaskowcach ciosowych – tzw. sejsmity. Sejsmity tworzą się w luźnym osadzie, kiedy poszczególne ziarna lub fragmenty osadu mają jeszcze możliwość przemieszczania się pod wpływem nacisków lub wstrząsów, co prowadzi do powstania różnego rodzaju zniszczeń (np. powierzchni ścięć, upłynnienia, zbrekcejonowania) (Wojewoda 1987, 1997, 2011 a).

#### *Skalne labirynty*

Skalne labirynty powstały wszędzie tam, gdzie masywy piaskowcowe są spękane regularnym systemem ciosu. Do najbardziej znanych należą labirynt Błędnych Skał, labirynt Szczelińca (**Plansza 11**). Mniejsze, mniej znane i nieudostępnione skalne labirynty występują w rejonie Skalnych Bastionów, Masywu Białych Ścian oraz w tzw. Piekielku koło Pasterki.

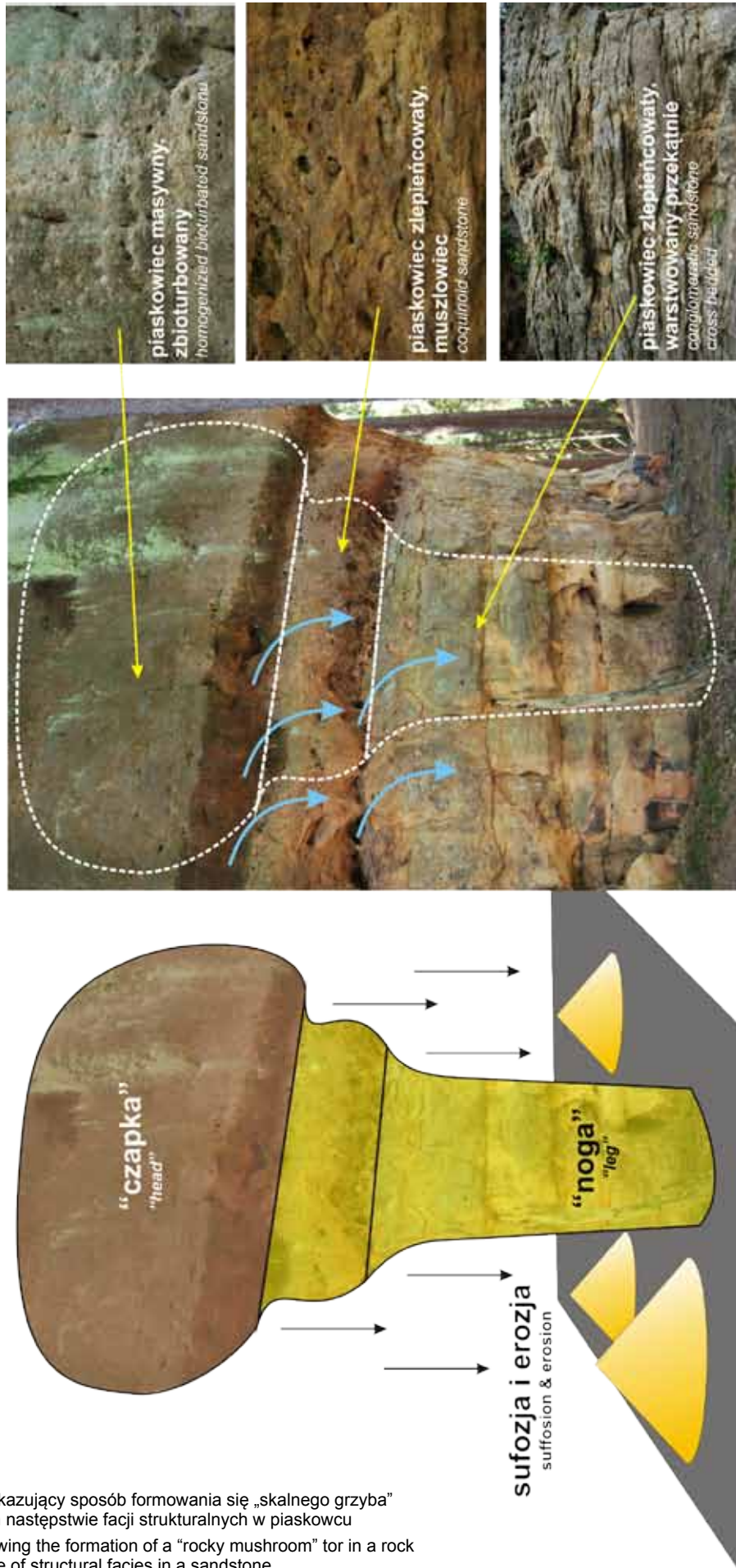
Na ogół przyjmuje się dla labiryntów skalnych podobną genezę, jak dla innych form skalnych w Górach Stołowych, tzn. sukcesywne powiększanie szczelin wzdłuż spękań ciosowych wskutek sufozji, aż do uformowania się korytarzy, a nawet jaskiń (por. Pulina 1989; Migoń 2008).

Istnieją jednak liczne przesłanki, w tym morfologiczne, które jako alternatywą pozwalają postawić tezę o erozyjnym pochodzeniu tych form (Wojewoda, Schutty 2011). Po pierwsze, labirynty występują w centralnych częściach masywów, gdzie zwykle tworzą system lokalnych obniżen wierzchowiny (**Ryc. 15**). Takie obniżenia nie sprzyjają odprowadzaniu poza masywy wypłukanego wcześniej materiału. Jego rozkład chemiczny (rozpuszczenie) jest raczej też wykluczony – jest to czysta krzemionka. Po drugie, powierzchnie skalne bardzo często są niszczone niezgodnie, wręcz jakby na przekór, pierwotnej (sedymentacyjnej) i wtórnej (tektonicznej) strukturze skał. Świadczą o tym powierzchnie erozyjne inaczej nachylone i nie naśladujące powierzchni spękań ciosowych (**Fot. 1**). Świadczą o tym również liczne zasklepione tunele i jaskinie skalne, a w szczególności osady w dnie korytarzy, które wykazują cechy osadów typowych dla wody płynącej (Wojewoda, Schutty 2011).

Bardzo szczegółowa analiza morfometryczna wierzchowiny Masywu Skalnika, z wykorzystaniem zdjęć lidarowych, pozwoliła zrekonstruować przypuszczalne „paleodoliny rzeczne”, które, jak się okazuje mają orientację poprzeczną do wydłużenia Masywu Skalnika i „wychodzą w powietrze” zarówno ku północy, jak ku południowi (**Ryc. 16**). Niewykluczone, że są to relikty dawnego krajobrazu, z okresu kiedy rozpoczęła się stopniowa denudacja płyty kredowej Gór Stołowych. Zarówno kierunki warstwowań w osadach korytarzy skalnych, jak i orientacja „paleodolin” wskazują na przepływ wody ku południowi. Taki kierunek paleotransportu odpowiada schematom paleogeograficznym przyjmowanym dla okresu od oligocenu po późny miocen (por. Suhr, 2003; Tyráček, 2001), ze wskazaniem na późny miocen (mesyn?), kiedy to większość rzek wpadała do Pra-Morawy, ta natomiast uchodziła dalej do zapadliska przedkarpackiego.

#### **Litologiczno-strukturalne uwarunkowania niektórych „suchych dolin” w Górach Stołowych**

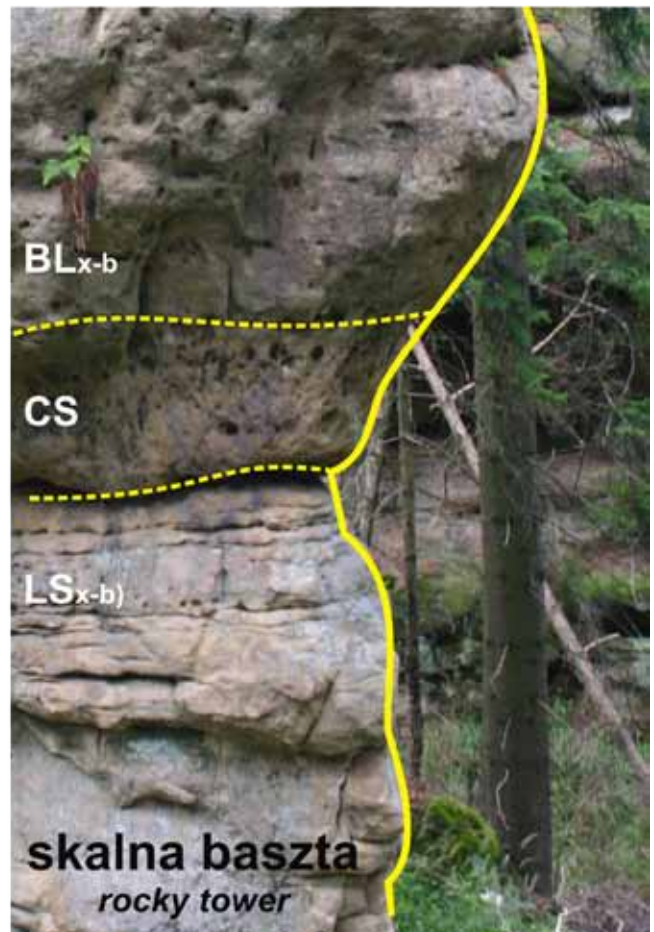
Suche doliny są dość powszechne w rzeźbie i krajobrazie Gór Stołowych. W większości przypadków są to wyschnięte koryta potoków, które rozcięły strefy krawędziowe płyty kredowej, i które formują się od początku „zdzierania” pokrywy skał kredowych w Sudetach. Doliny występują albo jako pojedyncze, prostoliniowe i prostopadłe do linii progów morfologicznych **wąskie kaniony**, albo tworzą radialnie zbieżne systemy tzw. **amfiteatry źródłiskowe** (Pulina 1989; Migoń 2008). Brak stale płynącej wody w takich dolinach spowodowany jest powtarzającymi się, cyklicznymi okresami małego nasycenia górotworu wodą, co prawdopodobnie



**Ryc. 14.** Schemat pokazujący sposób formowania się „skalnego grzyba” w skale o konkretnym następcstwie facji strukturalnych w piaskowcu  
**Fig. 14.** Scheme showing the formation of a “rocky mushroom” tor in a rock of a specific sequence of structural facies in a sandstone



**Plansa 8.** Wybrane przykłady „skalnych baszt” i „skalnych bastionów” z północnej części Gór Stołowych (piaskowiec Progu Radkowa, spc)  
**Plate 8.** Selected examples of “rock towers” and “rock bastions” from the northern part of the Table Mountains (Radków Bluff sandstone, spc)



**Plansza 9.** Związek występowania „skalnych bastionów” i „skalnych baszt” z intensywnością i regularnością spekań ciosowych (Szczelinie Wielki) (górze) oraz schemat ukazujący podobieństwo procesu powstawania tych form skałkowych (Radkowskie Bastiony) (dół)

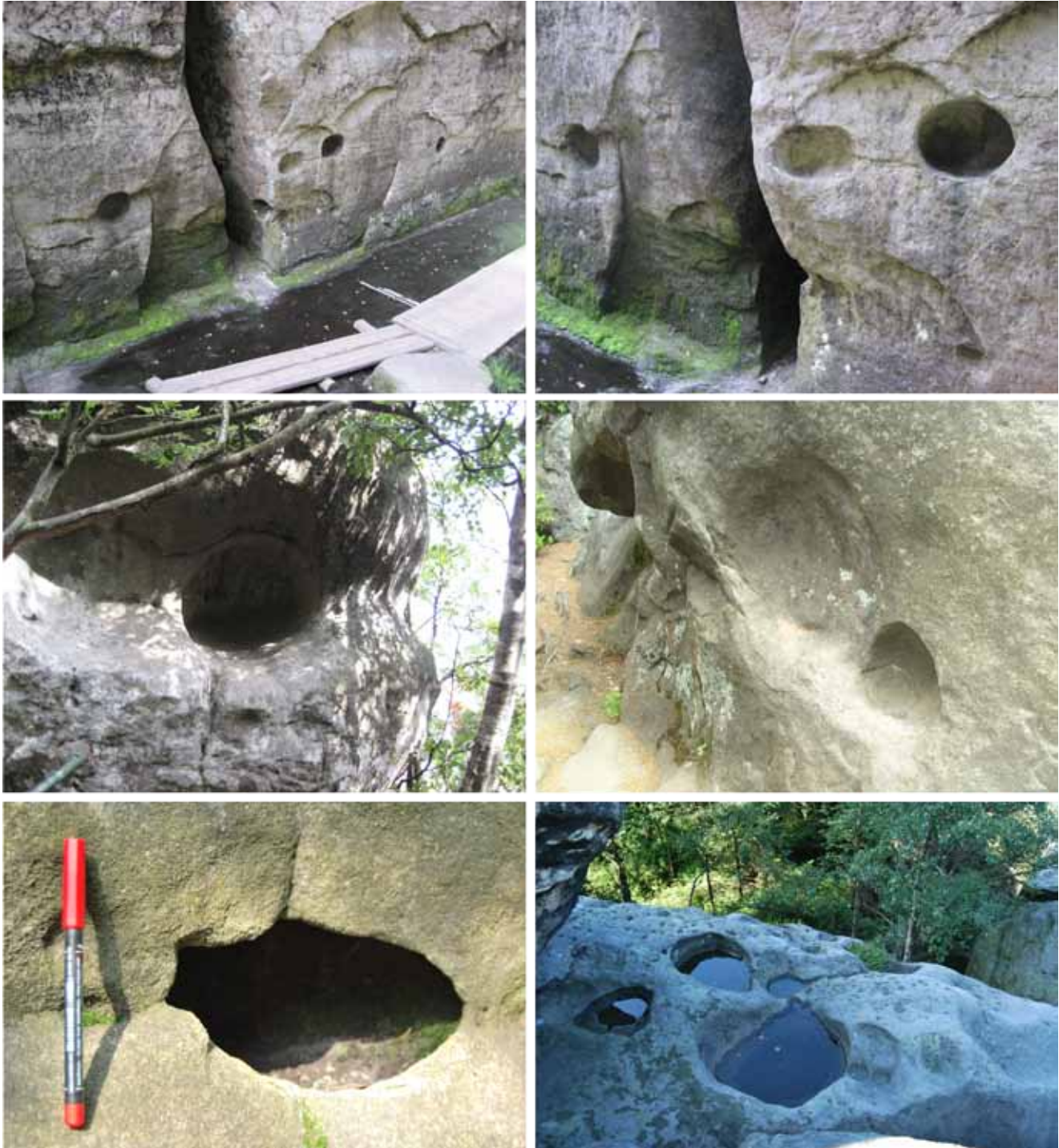
**Plate 9.** Interrelationship between the occurrence of „rock bastions” i „rock towers” and the intensity and regularity of joints (Szczelinie Wielki) (top) and schematic picture showing the similarity of the formation of those tor forms (Radkowskie Bastiony) (bottom)

jest wywołane krótkoterminowymi, trwającymi od ok. 7 do 28 lat, wahaniami klimatu w południowo-zachodniej Polsce. W latach 80-tych i 90-tych znaczna część dolin północnej strony masywu Gór Stołowych wyschła. W ostatnim dziesięcioleciu obserwuje się wyraźną reaktywację wielu źródeł i, co za tym idzie, wzmożoną erozję den dolin.

Jednak zupełnie inną genezę mają suche doliny występujące na płaskowyżach Gór Stołowych, gdzie z powodów strukturalnych nie jest możliwe formowanie się stref źródłiskowych. Dla odróżnienia tych form, będą one dalej nazywane „**wąwozami skalnymi**” gdyż na ogół są one

wycięte w skałach całkowicie nieprzepuszczalnych iłowcach wapnistych lub słaboprzepuszczalnych mułowcach wapnistych wchodzących w skład serii heterolitycznej (por. Wojewoda 2008).

Kształt przekrojów poprzecznych (profilu) wąwozów skalnych jest całkowicie zależny od litologii podłoża w danym miejscu. Na wychodniach skał marglistych wąwozy skalne są wąskie i najczęściej mają zbocza wypukłe ku górze (**Plansza 12**). Na podłożu wapnisto-mułowcowym wąwozy są rozległe i mają zbocza wklęsłe ku górze. Natomiast na podłożu piaskowcowym są nierówne, w wielu miejscach



**Plansza 10.** Wybrane przykłady „skalnych kawern” z różnych obszarów w Górach Stołowych  
**Plate 10.** Selected examples of rock caverns from various areas of the Table Mountains

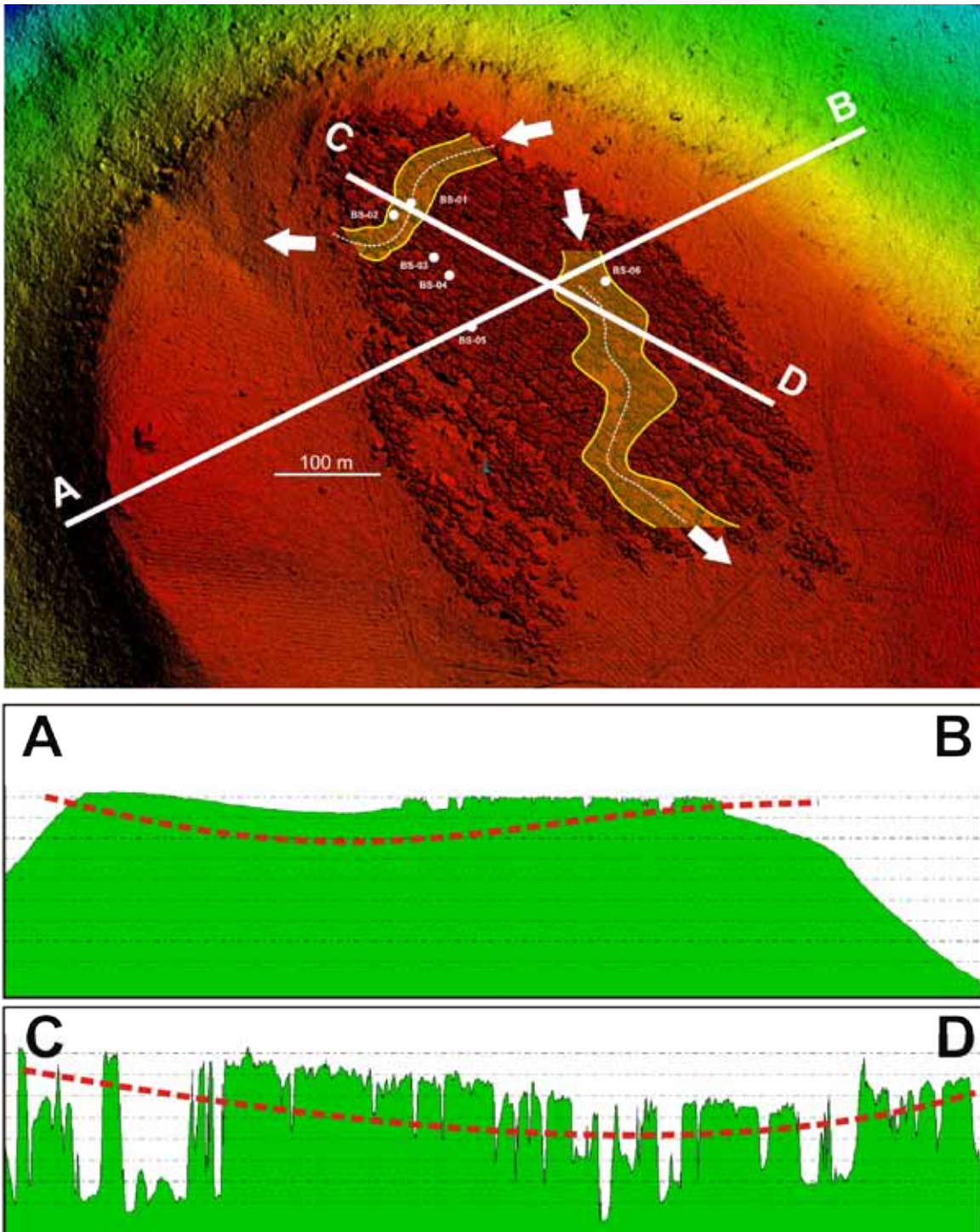




**Plansza 11.** Przykłady korytarzy i „jaskiń” w labiryncie Błędnych Skał w masywie Skalniaka (piaskowiec Szczelińca-Skalniaka, gpc)  
**Plate 11.** Examples of tunnels and “caves” in the labyrinth of Błędne Skały in Skalniak Massif (Szczeliniec-Skalniak sandstone, gpc)

pionowe i wielokorytowe. Wąwozy skalne nie posiadają osadów (Schutty, Wojewoda 2011). Rzadko i tylko na odcinkach „piaskowcowych”, dno wąwozów skalnych pokryte jest rumoszem skalnym. Ciekawą cechą osi den wąwozów skalnych jest ich niemal liniowy spadek pomimo, że ich kształt zboczy (ścian) zmienia się zależnie od podłoża skalnego (Plansza 12). Osie wąwozów skalnych, pomimo braku najmniejszych śladów erozji bocznej, często są kręte, a nawet mają „zygzakowaty” kształt, co ma miejsce niemal zawsze, gdy w podłożu występują uskoki tektoniczne.

Brak stref źródłiskowych, brak jakichkolwiek osadów dolinnych, oraz symetryczny kształt wąwozów skalnych, pozwalają wykluczyć erozję hydrauliczną, spowodowaną swobodnym przepływem wody, jako przyczynę tworzenia tych form w Górach Stołowych. Są to najprawdopodobniej **formy suffozyjne**, które powstały w wyniku rozpuszczania podłoża skalnego i odprowadzania materiału w roztworze lub w bardzo drobnej zawieszynie. Proces ten jest zatem bardziej zbliżony do **korozji krasowej**, niż do erozji hydraulicznej. Jednocześnie wąwozy skalne są „zdeformowane” obecność



Ryc. 15. Przekroje poprzeczne ukazujące wklęsły relief wierzchowiny Błędnych Skał  
 Fig. 15. Transverse cross-sections showing concave relief of the Błędne Skały top surface

cią uskoków lub kinematyką na uskoku tektonicznych, których współczesna aktywność jest bardzo dobrze udokumentowana na tym obszarze (Cacoń i in., 2002 & 2009). Większość aktywnych współcześnie uskoków tektonicznych na obszarze Gór Stołowych należy do wschodniego przedłużenia jednej z najbardziej „ruchliwych tektonicznie” stref w Sudetach – strefy uskoku Poříčí-Hronov. Ich powierzchniowym przejawem jest m.in. Dolina Czerwonej Wody (Wojewoda 2007 a). Moment rozpoczęcia procesu tworzenia się wąwozów skalnych na płaskowyżach w Górach Stołowych jest dyskusyjny. Jest jednak prawdopodobne, że sprzyjającym okresem dla zainicjowania tych form rzeźby mógł być pliocen, kiedy na dobre rozpoczęło się, trwające do dzisiaj, niszczenie (erozja wsteczna) pokrywy skał kredowych w Sudetach. W tym samym zapewne okresie rozpoczęło się formowanie współczesnych nam realiów geograficznych regionu.

### Geodynamika dna basenu w kredzie

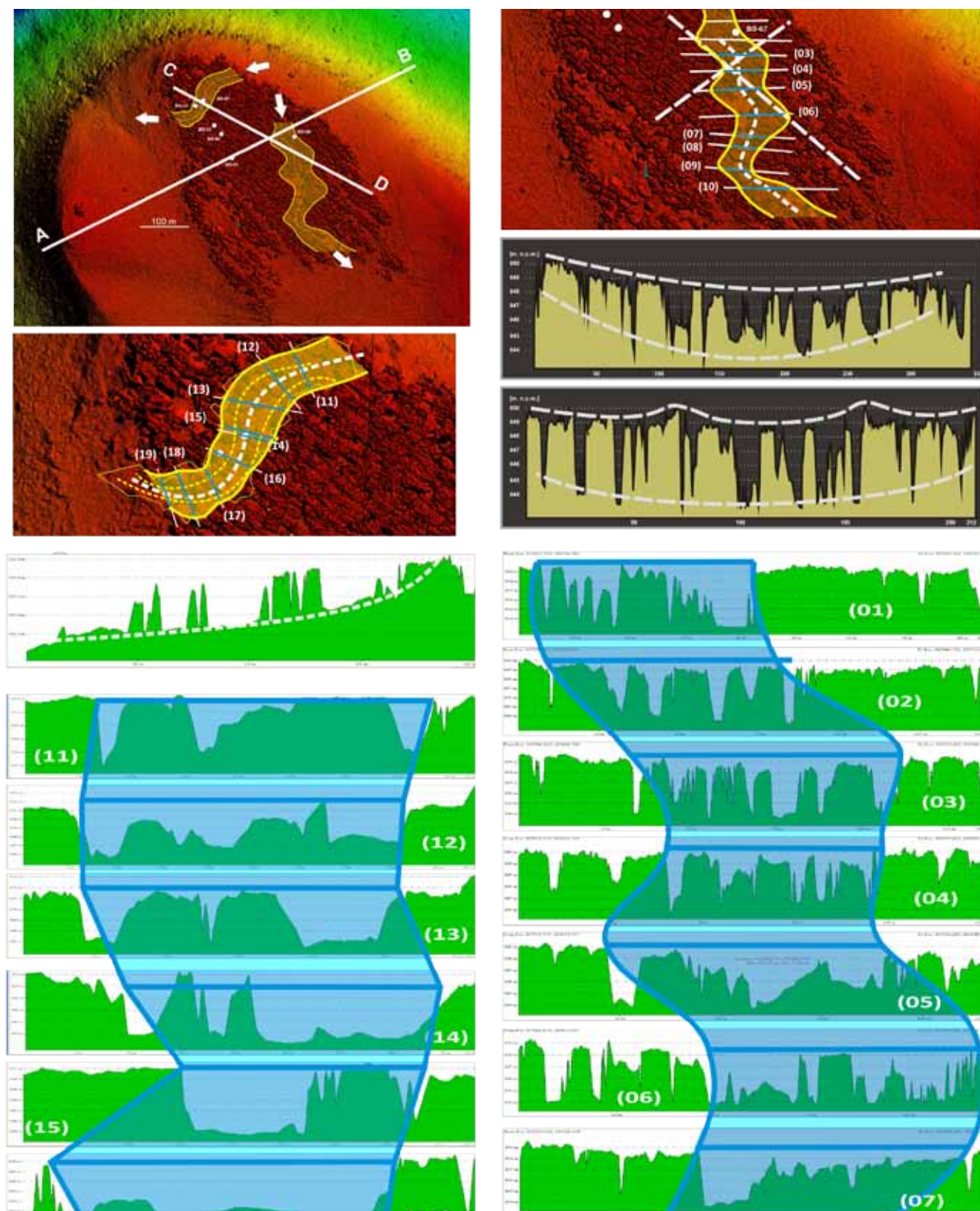
W okresie od turonu po koniak obszar Sudetów był szczególnie aktywny tektonicznie i sejsmicznie (ogólnie: geodynamicznie). Najwyraźniej aktywność ta przejawia się w naprzemiennym występowaniu osadów drobnopłukowych (plener) i piaskowców ciosowych, które powstawały w warunkach stałej regresji morza, jednak przerywanej epizodami pogłębienia basenu (subszydencji). Można z dużą pewnością przyjąć, że okresy pogłębienia były nagłe, krótkotrwałe i miały charakter wydarzeń geodynamicznych. Z dużym

prawdopodobieństwem można też przyjąć, że przemieszczenia tektoniczne dna basenu były zlokalizowane w kilku obszarach (strefach uskoku) i nie obejmowały całego basenu.

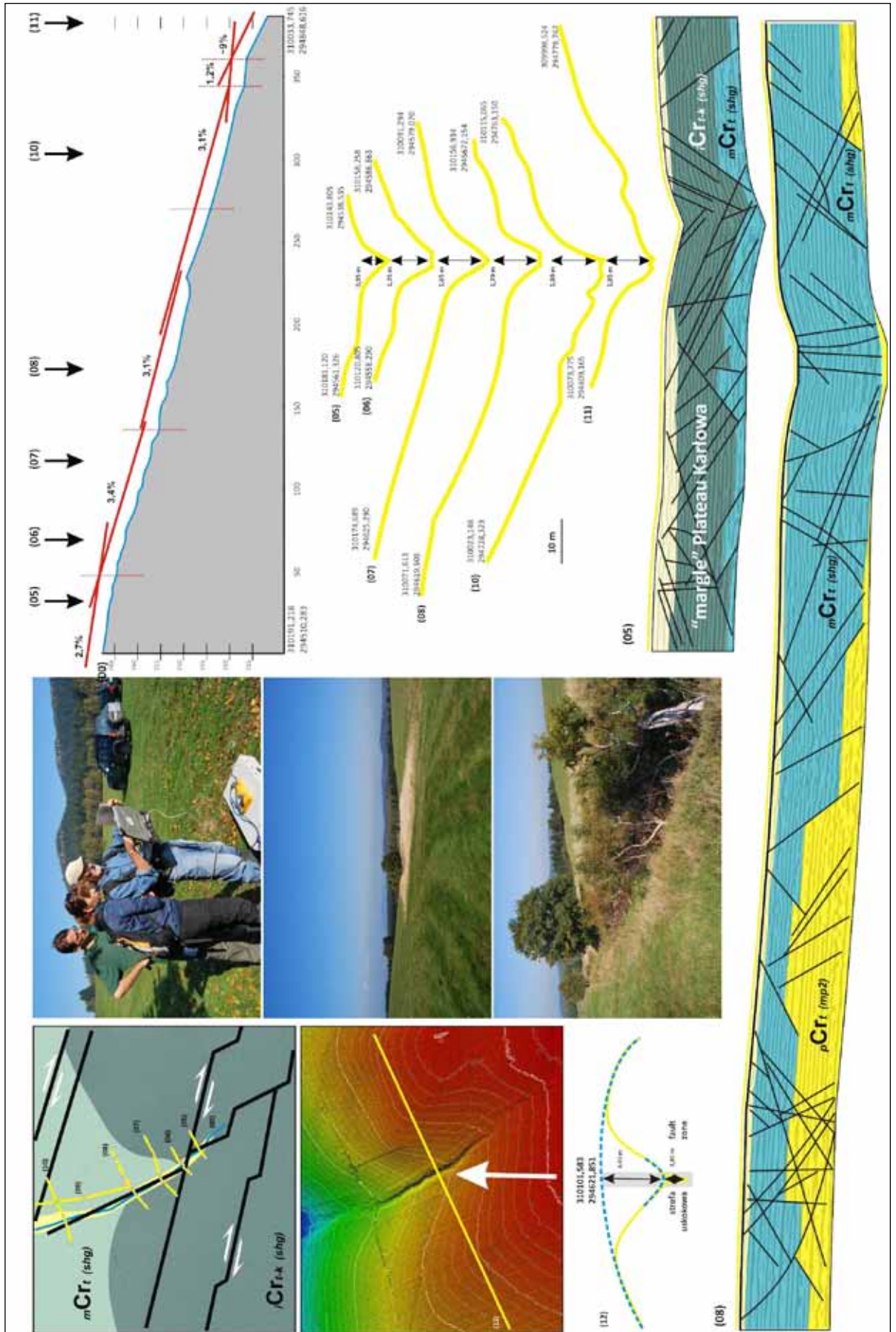
To właśnie w tym okresie na dnie basenu powstały charakterystyczne podwodne formy dna - **tarasy akumulacyjne (Ryc. 17)**. Formy te rozpoznane i nazwane przez Jerzykiewicza i Wojewodę (1986) zostały następnie bardzo szczegółowo opisane i zinterpretowane przez Wojewodę (1986 & 1997). Impulsem dla rozwoju tarasów akumulacyjnych były skarpy uskoku, które tworzyły się na północ od dzisiejszego Progu Radkowa oraz wzdłuż strefy, gdzie współcześnie dokumentujemy obecność uskoków tektonicznych Czerwonej Wody (Wojewoda 2008 a). Skarpy, o zygawkowatym przebiegu były zasypywane przez osady dostarczane z brzegu i w ten sposób tworzyły się z czasem tarasy akumulacyjne z charakterystycznymi obszarami progradacji – podskarpowym, skarpowym oraz nadskarpowym, gdzie miały miejsce zupełnie odmienne procesy sedymentacji i tworzyły się zupełnie inne zespoły osadów. Dzisiaj obserwujemy to zróżnicowanie w zapisie kopalnym, w przede wszystkim w charakterystycznym dla piaskowców ciosowych trójdzielny profilu. Dolna część profilu odpowiada obszarowi podskarpowemu i zbudowana jest z silnie zbioturbowanych wapnistych piaskowców z glaukonitem. Środkowa część profilu to wielozestawy zbudowane w przewadze z piaskowca warstwowanego przekątnie tabularnie w gigantycznej skali i piaskowców bestrukturalnych, które



Fot. 1. Przykład erozji bocznej niezgodnej z orientacją szczelin ciosowych (Błędne Skały, gpc)  
 Phot. 1. Example of lateral erosion discordant with the strike of joints (Błędne Skały, gpc)

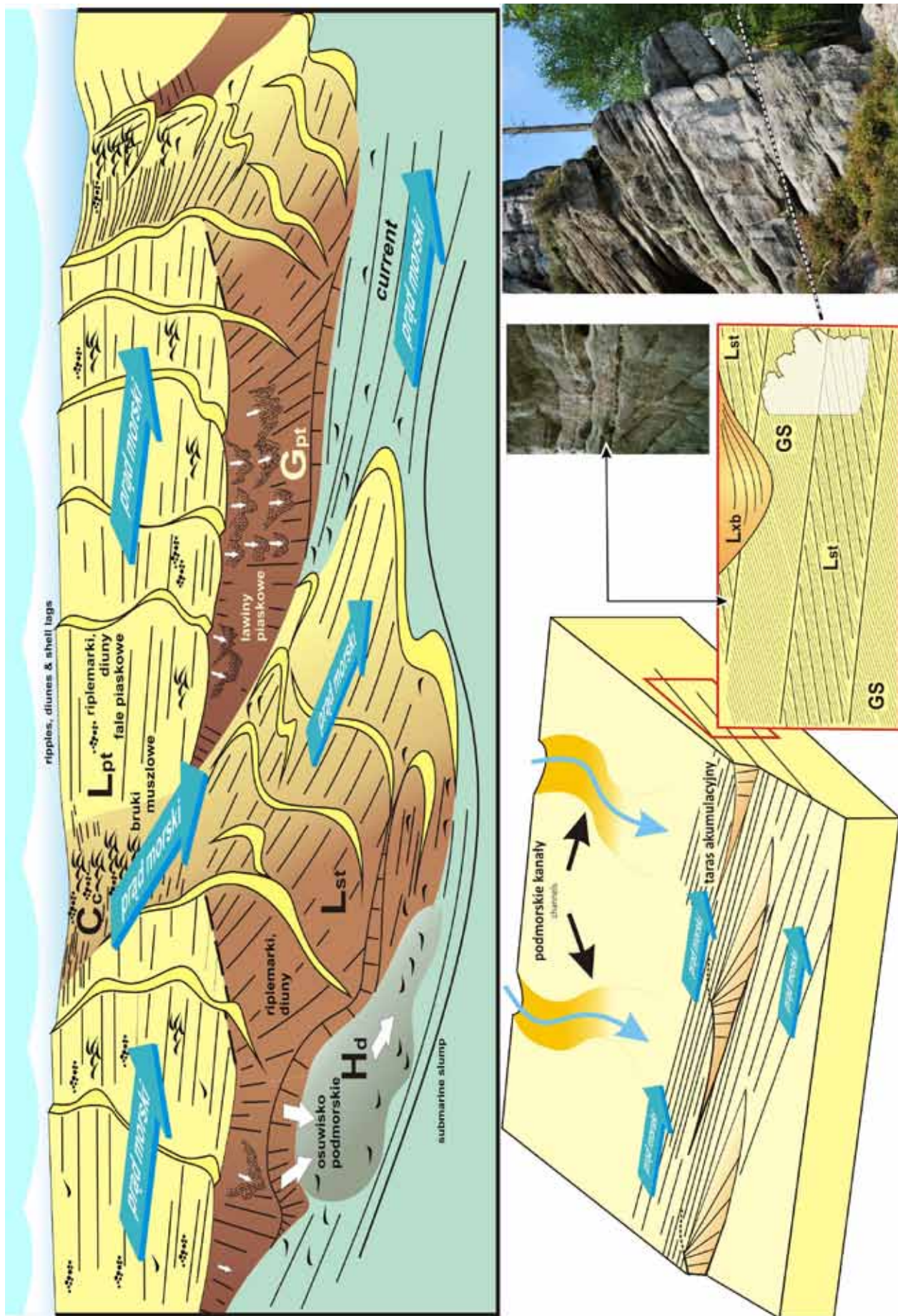


Ryc. 16. Lokalizacja i przekroje poprzeczne przez przypuszczalne „paleotrakty fluwialne” na obszarze Błędnych Skał  
 Fig. 16. Location and transverse cross-sections of presumable “fluvial palaeotracacts” in the area of Błędne Skały



**Plansza 12.** Przykład suchego wąwozu na obszarze tzw. Sawanny Pasterskiej k/ Pasterki (sytuacja litologiczna i strukturalna, profile morfologiczne oraz przekroje geofizyczne (GPR))

**Plate 12.** Example of a dry gorge at the so called Shepherd's Savanna near Pasterka (lithology, structural setting, topographic profiles and geophysical sections(GPR))



Ryc. 17. Przypuszczalny wygląd tarasów akumulacyjnych i rozmieszczenie związanych z nimi facji osadowych

Fig. 17. Presumable appearance of "accumulation terraces" and position of the sedimentary facieses associated with them

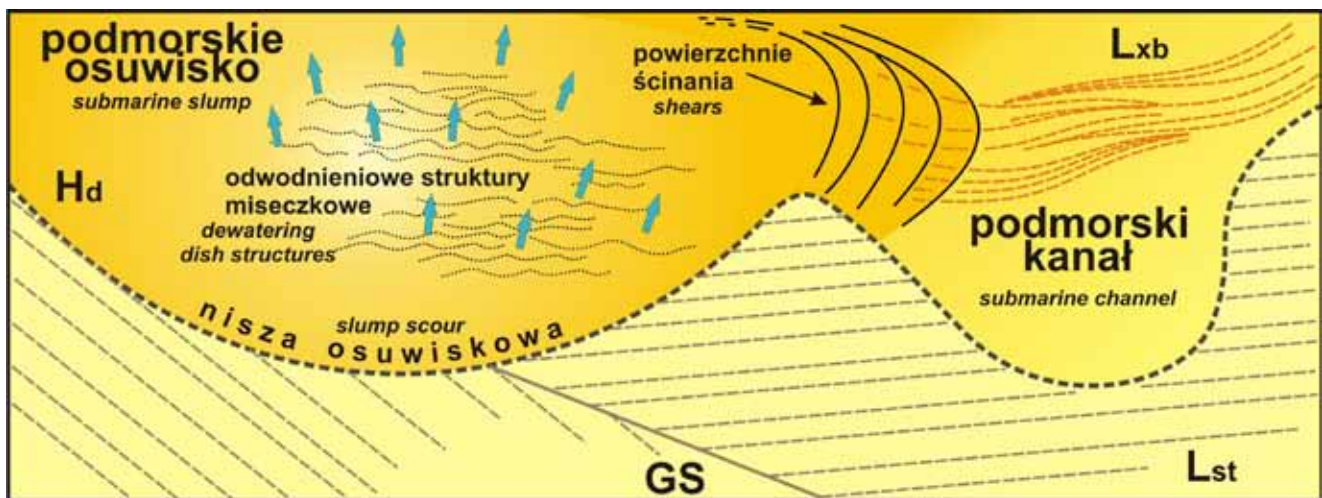
stanowią odpowiednio osady powierzchni skarp i osady redeponowane w formie spływów lub podwodnych osuwisk (**Plansza 13**). Górna część profilu to osady nadskarpowe. Dla tej części charakterystyczny jest zespół facjalny przybrzeża – piaskowce warstwowane przekątnie w dużej skali (osady rewowe) oraz zlepniowate piaskowce muszlowe (osady bruków sztormowych) (Wojewoda 1986 & 1997).

### Współczesna geodynamika obszaru Gór Stołowych w zapisie geologicznym i geomorfologicznym

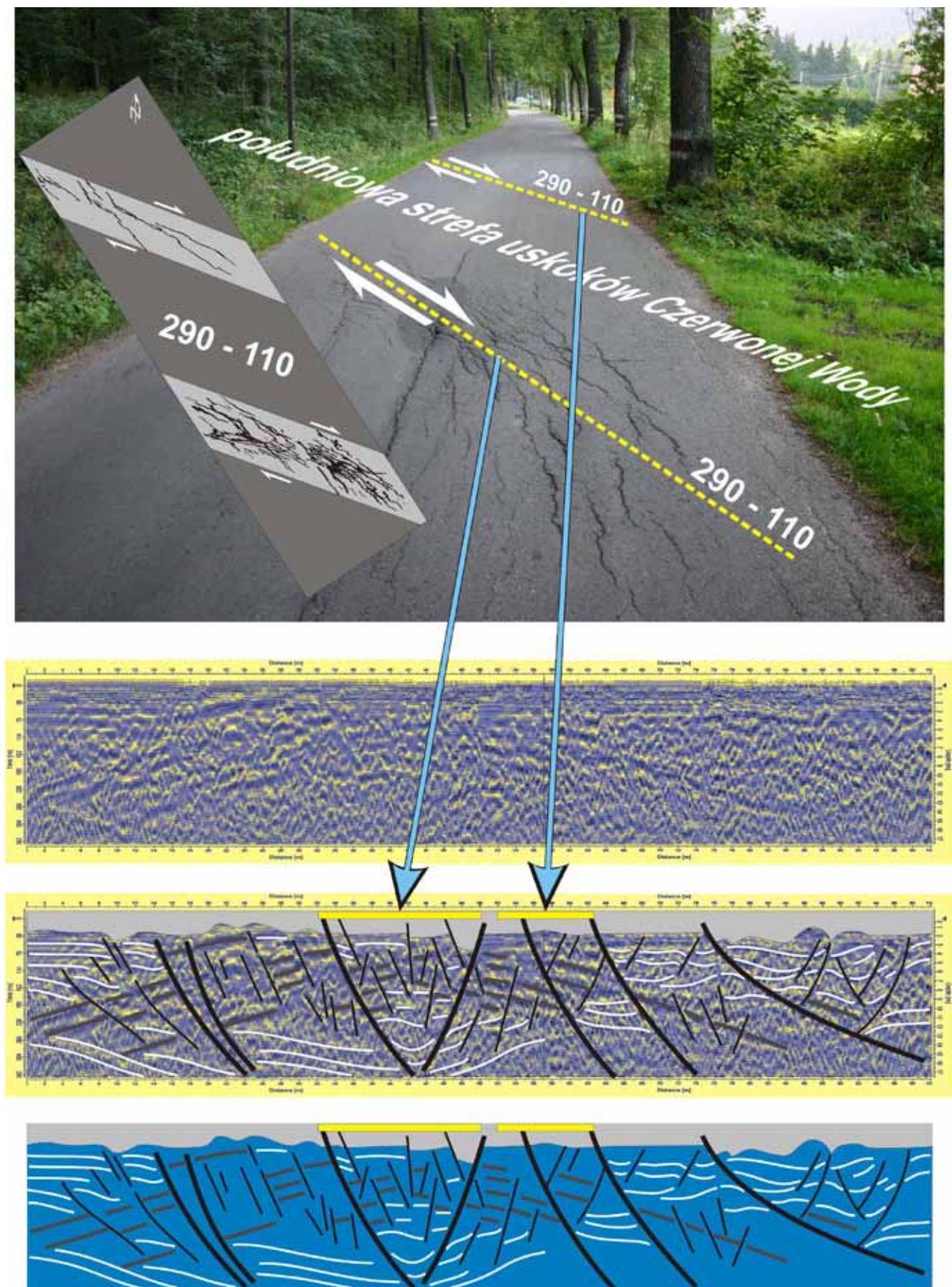
Obszar Gór Stołowych należy do tych obszarów w Sudetach, gdzie od czasów historycznych obserwuje się wysoką aktywność sejsmiczną. Jedno z pierwszych na świecie naukowych opracowań skutków trzęsienia ziemi zostało wykonane w 1883 roku przez profesora Uniwersytetu w Pradze Gustava C. Laubego (1839-1923) i dotyczyło trzęsienia ziemi, którego epicentrum znajdowało się w Trutnowie, mieście położonym blisko omawianej wcześniej strefy Poříčí-Hronov, której przedłużenie na obszarze PNGS stanowi strefa uskokuw Czerwonej Wody (Wojewoda 2008 b).

Również Ernst Dathe przy okazji opisu trzęsienia ziemi, które miało miejsce w lipcu 1895 roku wyraźnie wskazuje na „nadaktywne” zachowanie się w trakcie trzęsienia obszaru Gór Stołowych.

Płyta kredowa obszaru niecki Batorowa nie jest gęsto pocięta uskokami. Do najważniejszych stref deformacji należy strefa uskokuw Czerwonej Wody i związane z nią Obniżenie Czerwonej Wody. Struktura ta, o charakterze wąskiego rowu tektonicznego sprawia, że wzdłuż regionalnego wododziału uformowała się dolina potoku. O neotektonicznej aktywności tej strefy świadczą liczne miejsca, gdzie od plejstocenu odbywa się sedymentacja fitogeniczna (Wielkie Torfowisko Batorowskie) (Marek 1998), a ciągle powstające zniszczenia nawierzchni dróg w jej sąsiedztwie przemawiają wręcz za jej dzisiejszą aktywnością (**Plansza 14**). Analiza geometrii zniszczeń sugeruje przeważający prawoskrętny kierunek przemieszczeń na uskokuw Czerwonej Wody. Jest to zapewne objaw reaktywacji starszego uskoku o tym kierunku, aktywnego jeszcze w trakcie sedymentacji w morzu kredowym, o czym świadczą opisane wcześniej zaburzenia sejsmotektoniczne w piaskowcu Skalniaka-Szczelińca.



**Plansza 13.** Podmorska nisza osuwiskowa (z lewej) i przekrój przez kanał dystrybucyjny (z prawej)  
**Plate 13.** Submarine slump scour (from left) and cross section of the tributary channel (from right)



**Plansa 14.** Przykład neotektonicznych zniszczeń nawierzchni asfaltowej (górną) ponad prawoskrętnymi uskokami przesuwczymi Czerwonej Wody (dół, przekroje GPR) w Karłowie

**Plate 14.** Example of the neotectonic damages within asphalt pavement (up) above right-lateral strike-slip faults of the Czerwona Woda fault system (down, GPR sections) in Karłów



## PODZIĘKOWNIA

Autorzy pragną podziękować pracownikom Parku Narodowego Gór Stołowych za wielką życzliwość i pomoc w trakcie realizacji tematyki badawczej w ramach **Grantu 09-66/2-R/2008/G**. W szczególności podziękowania należą się Panom Przemysławowi Zaduchowi i Tomaszowi Mazurowi za wielką dyspozycyjność i techniczną pomoc w realizacji zadań badawczych. Panu Januszowi Rzechonkowi składamy podziękowania za wykonanie znakomitych preparatów mikroskopowych skał. Panu Adamowi Szynekiewiczowi dziękujemy za wykonanie ponad 5 kilometrów profili geofizycznych GPR. Panu Pawłowi Aleksandrowskiemu dziękujemy za korektę w języku angielskim.

## LITERATURA CYTOWANA

- Aleksandrowski, P., Śliwiński, W., Wojewoda, J., 1986.** Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. In: Teisseyre A.K. [ed.] - *7<sup>th</sup> IAS Regional Meeting*. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 9-29. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- August, C., Wojewoda, J., 2005.** Late Carboniferous weathering and regolith at the Kudowa Trough, West Sudetes: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. *Geologia Sudetica*, 36: 53-66.
- Bachliński, R., 2002.** Studium petrologiczno-geochemiczno-geochronologiczne skał krystalicznych z okolic Kudowy Zdrój. Praca doktorska [PhD thesis]. 110 p, Archiwum Biblioteki ING PAN w Warszawie.
- Berg, G., 1925.** Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. *Jahrbuch der Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 46: 68-84.
- Beyrich, E., 1849 a.** Nachricht von dem Erscheinen einer geologischen Karte Schlesiens. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1: 41-43.
- Beyrich, E., 1849 b.** Das Quadersandsteingebirge in Schlesien. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1: 390-393.
- Beyrich, E., 1854.** Über die Lagerung der Kreideformation im Schlesien. *Abhandlungen Preußen Akademie der Wissenschaften*, 26: 57-80.
- Beyrich, E., Rose, G., Roth, J., Runge, W., 1867.** Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden, 1:100000. *Verlag der S. Schropp'schen Landkarten-Handlung*, Berlin.
- Bossowski, A., Ihnatowicz, A., 1994 a.** Palaeogeography of the Upper Carboniferous coal-bearing deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. *Geological Quarterly*, 38, 2: 231-248.
- Bossowski, A., Ihnatowicz, A., 1994 b.** Palaeogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. *Geological Quarterly*, 38, 2: 709-726.
- Buch, L., von, 1802.** Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, 1: Ertwurf einer geognostischen Beschreibung von Schlesien, Mineralogische Karte von Schlesien (1796), 1:500000. Haude und Spener, Berlin.
- Cacoń, S., Mierzejewski, M., Wojewoda, J., 2002.** Lite podłoże skalne i jego przemieszczenia w parkach narodowych i rezerwatach Sudetów. W: Pijanowska, J., Jaroszewicz, B., Jędrzejewska, B., [red.] - *Nauka w Parkach Narodowych, Kosmos*, T. 51, 4, 399-406. Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, Kraków.
- Cacoń, S., Wojewoda, J., Kapłon, J., 2009.** Geodynamic studies in the Góry Stołowe National Park area. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 6 (3): 230-238. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Carnall, R., 1832.** Geognostische Vergleichung zwischen Nieder- und Oberschlesischen Gebirgsformationen und Ansichten über deren Bildung. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 4: 303-361.
- Dathe, E., 1897.** Schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. Koeniglich Preussischen geologischen Landesanstalt, H. 22.
- Dathe, E., 1900.** Über einen Saurierfund im Rothliegenden bei Neurode und die Gliederung des Rothliegenden in der Grafschaft Glatz. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 52: 75-78.
- Dathe, E., Petrascheck, W., 1913.** Geologische Übersichtskarte des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens, 1:100000. *Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt*. Berlin.
- Don, J., Wojewoda, J., 2004 a.** Tektonika rowu górnej Nisy Kłodzkiej: sporne problemy. *Przegląd Geologiczny*, 52, 9: 883-886.
- Don, J., Wojewoda, J., 2004 b.** Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: Contentious Issues. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1 (3): 173-178. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Don, J., Wojewoda, J., 2005.** Tektonika rowu górnej Nisy Kłodzkiej: sporne problemy - dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 53, 3: 212-221.
- Domečka, K., Opletal, M., 1974.** Ganitoidy západní části orlicko-kladské klenby. *Acta Universitatis Carolinae- Geologica*, 1: 75-109.
- Dumanowski, B., 1961.** Forms of spherical cavities in the Stołowe Mountains (Heuscheuer Gebirge). *Acta Universitatis Vratislaviensis, Ser. B*, 8, 123-137.
- Dziedzic, K., 1957.** Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czerwonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. *Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Duszniki Zdrój 19-21 maja 1957*: 120-133.
- Dziedzic, K., 1961.** Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. [Lower Permian of the intra sudetic Basin]. *Studia Geologica Polonica*, 6: 1-121.
- Flegel, K., 1904 a.** Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. *Jahres-Bericht Schlesischen der Gesellschaft für vaterländische Cultur*, 82: 114-144.
- Flegel, K., 1904 b.** Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. Zur Geologie des böhmisch-schlesien Grenzgebirges. 123-158.
- Flegel, K., 1904 c.** Exkursion in das Kreidegebirge der südlichen Grafschaft Glatz. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 56: 297-299.
- Flegel, K., 1904 d.** Exkursion auf die Heuscheuer. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 56: 303-305.
- Flegel, K., Herbing J., Schmidt, A., 1904.** Geologische Exkursionskarte des Heuscheuer- und Adersbachgebirges, 1:75000. *Deutschen geologischen Gesellschaft und Schlesischen der Gesellschaft für vaterländische Cultur*. Breslau.
- Geinitz, H.B., 1843.** Die Versteinerungen von Kieslingswalde und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Dresden, 23 p.
- Geinitz, H. B., 1848.** Über oberen Quader. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Geognosie, Geologie und Pterefakten-Kunde*, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verl. und Druck., 778-790.

- Gierwielaniec, J., 1965.** Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. [Geological structure of the vicinity of Kudowa Zdrój]. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 185: 23–108.
- Gierwielaniec, J., Radwański, S., 1955.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów – arkusz Jeleniów. Instytut Geologiczny – Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1955.
- Göppert, H.R., 1848.** Flora des Quader-Sandsteines in Schlesien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde*. Heidelberg, 269-291
- Gürich, G., 1890.** Geologische Übersichts-Karte von Schlesien, 1:400000. J.U. Kem's Verlag, Breslau
- Holub, V.M., 1976.** Permian Basins in the Bohemian Massif. M. Falke [ed.] – *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. D. Reidel Publ. Co., 53-79.
- Hynie, O., 1949.** Možnosti objevu nových dobytelných uhelných slojí w českém křídle dolnoslezké kamenouhelné panve. [Possibilities of the discovery of new exploitable coal seams in the Bohemian limb of the Lower Silesian Coal Basin]. *Sborník státního geologického ústavu České republiky*, 16: 265-292.
- Jerzykiewicz T. 1966.** Środowisko sedimentacji piaskowców Szczęślińca. *Acta Geol. Pol.*, XVI: 413- 444.
- Jerzykiewicz T. 1968.** Sedymetacja górnych piaskowców ciosowych niecki środsudeckiej (górna kreda). *Geologia Sudetica*, 4: 409-462.
- Jerzykiewicz, T., Wojewoda, J., 1986.** The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). *Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists*, 11: 1-15.
- Laube, G.C., 1883.** Das Erdbeben von Trautenau am 31q. Jänner 1883. *Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanst.*, 33, 331-372.
- Leppla, A., 1900.** Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße (oberhalb der Steine mündung) mit geologischer Übersichtskarte 1:50 000 . Abhandlungen des Preußischen Geologischen Landes-Amt, N.F., 32, X, 368 p. (+ mapa).
- Marek, S., 1998.** Rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w świetle badań biostratygraficznych. *Szczeliniec*, 4: 49-88.
- Martinek, K., Svojtka, M., Filip, J., 2005.** Post-Sedimentary Mesozoic-Cenozoic Thermotectonic Evolution of the Krkonoše Piedmont Basin (Bohemian Massif) Interpreted from Apatite Fission-Track Analysis. *Geolines*, 19: 81-84.
- Mastalerz, K., Kurowski, L., Wojewoda, J., 1993.** Litostratygrafia i ewolucja basenu środsudeckiego w karbonie i permie. W: *Baseny Sedymetacyjne: Procesy, Osady, Architektura. II Krajowe Spotkanie Sedymetologów, Wrocław-Sudety, 4-5 września 1993. Przewodnik: Wycieczki-Referaty-Postery: 65-85.*
- Michael, R., 1893.** Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 45: 195–244.
- Migoń, P., 2008.** Rzeźba i rozwój geomorfologiczny Gór Stołowych, 49-69. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M. & Ciężkowski, W., [red.] - *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych*. 404 p. Wydawnictwo PNGS.
- Migoń, P., 2010.** Geneza bloków piaskowcowych na Pustelniku (Góry Stołowe). *Przyroda Sudetów*, 13: 263-274.
- Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2001.** Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 56: 285-324.
- Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2002.** Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. *Catena*, 49: 25-40.
- Nemec, W., Porębski, S., Teisseyre, A. K., 1982.** Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part. *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 66: 267–278.
- Němejc, R., 1933.** Floristické-stratigrafická studie o pomerech v uhelných revírech u Žacléře, Svatoňovic a u Ždárku (blíže Hronova). *Vestník Královské České Společnosti Nauk*, 5: 1–34.
- Němejc, R., 1953.** Úvod do floristické stratigrafie kamenouhelných oblastí ČSR. *Nakladství. Československé Akademie Ved*. Praha, 174 p.
- Němejc, R., 1958.** Biostratigrafická studie v karbonu českého křídla vnitrosudetské pánve. *Rozpravy Československé Akademie Ved*, 68: 6. Praha.
- Petrasccheck, W., 1910.** Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. *Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 60: 179-214.
- Petrasccheck, W., 1922.** Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, (ed. 1923), 74: 244-262.
- Przewlocki, K., Magda W., Thomas H.H., Faul, H., 1962.** Age of some granitic rocks in Poland. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 26, 10: 1069–1075.
- Pulina, M., 1989.** Rzeźba Gór Stołowych. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1008: 218 p.
- Radwański, S., 1955.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów – arkusz Wambierzyce. Instytut Geologiczny – Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1955.
- Raumer, K., 1818.** Geognostische Karte von einem Theile des Schlesi-schen, Böhmischen und Lausitzer Gebirgs, 1:178600. Berlin, 1819.
- Raumer, K., 1819.** Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theils von Böhmen und der Oberlausitz geognostisch dargestellt. Berlin. 55-71.
- Rotnicka, J., 2000.** Zróżnicowanie facjalne „margli plenerskich” na obszarze Gór Stołowych (Sudety, kreda górna). *Praca doktorska*. Archiwum WNGiG UAM.
- Rotnicka, J., 2001.** Porosity, compaction and cementation of the Upper Cretaceous ‘Plänermergel’ (Stołowe Mountains, Sudetes). *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 18: 157-163.
- Schutty, B., Wojewoda, J., 2011.** Litologiczno-strukturalne uwarunkowania „młodych” rozcięć erozyjnych w Górach Stołowych – implikacje ewolucyjne. W: [red. Rychliński, T., Jaglarz, P.,] – *Tatrzańskie Warsztaty Geologiczne, Zakopane 13-16.10.2011, Materiały Konferencyjne, Abstrakty*, 88-89.
- Suhr, P., 2003.** The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. *Geolines*, 15: 147-159.
- Śliwiński, W., 1984.** Proposed revision of the stratigraphic position of Chelmsko Śląskie Beds (Permian, Intrasudetic Basin). *Geologia Sudetica*, 16, 2: 167-174.
- Tasler, R., Prouza, V., Středa, J., 1979.** Stratigrafie a litologie svrhního paleozoika a jeho podloží. In: Tásler et al. [eds.] – *Geologie české části vnitrosudetské pánve*. 26–122. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Tyráček, J., 2003.** The Quaternary/Tertiary boundary In continental sediments of the Bohemia Massif. *Quaternary International*, 79: 37-53.

- Weissert, H., Erba, H., 2004.** Volcanism, CO<sub>2</sub>, and palaeoclimate: a Late Jurassic – Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of Geol. Soc., London*, 161: 695-702.
- Wojewoda, J., 1986.** Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. In: Teisseyre A.K. [ed.] – 7<sup>th</sup> IAS Regional Meeting. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 31-52. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- Wojewoda, J., 1987.** Sejsmotektoniczne osady i struktury w kredowych piaskowcach niecki śródsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 408: 169-175.
- Wojewoda, J., 1997.** Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach*, WIND, Wrocław, 1: 81-96.
- Wojewoda, J., 2007 a.** The Czerwona Woda Creek: a tectonically controlled mountain river basin. In: *8th Czech-Polish workshop on recent geodynamics of the Sudeten and adjacent areas. Kłodzko, Poland, March 29-31*.
- Wojewoda, J., 2007 b.** Žďárky-Pstrážna Dome – dextral strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes, Góry Stołowe Mts.). In: *5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Tepla, April 11-14*, 93-95.
- Wojewoda, J., 2008 a.** Budowa Geologiczna Obszaru PNGS, 24-37. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M. & Ciężkowski, W., [red.] – Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. 404 p. Wydawnictwo PNGS.
- Wojewoda, J., 2008 b.** Basen Nachodu. W: Wojewoda, J., [red.] – *Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój*. Materiały Konferencyjne, pp. 86-97. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., Schutty, B., 2011.** Geneza form skalnych w Górach Stołowych - dzisiaj, wczoraj, a może w jeszcze dawniej?. W: [red. Rychliński, T., Jaglarz, P.,] – *Tatrzańskie Warsztaty Geologiczne, Zakopane 13-16.10.2011, Materiały Konferencyjne*, Abstrakty, pp. 97.
- Zobel, J. & Carnall, R., 1827.** Geological map of a part of Lower Silesian-Bohemian border area, 1 : 188 000. Karsten & von Dechen
- Zobel, J. & Carnall, R., 1831.** Geognostische Beschreibung von einem Theile des Nieder-Schlesischen, Glätzschen und Böhmisches Gebirges. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 3: 3-95, 277-361.
- Zobel, J. & Carnall, R., 1832.** Geognostische Beschreibung von einem Theile des Nieder-Schlesischen, Glätzschen und Böhmisches Gebirges. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 4: 3-173
- Żelaźniewicz, A., 1977 a.** Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. [Development of fracturing in metamorphic rocks of the Góry Orlickie (Sudetes)]. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 163–191.
- Żelaźniewicz, A., 1977 b.** Granitoidy masywu Kudowy-Oleśnic. [Granitoids of the Kudowa-Oleśnice massif]. *Geologia Sudetica*, 12: 137–162.

