

UKD 551.245:551.51:551.782.13:551.24(438.13)

Grzegorz. CZAPOWSKI

## Spękania ciosowe w skałach detrytycznych sarmatu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Omówiono zespoły spękań o charakterze ciosowym, występujące w zwięzłych skałach detrytycznych sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Wyjaśniono ich genezę i związki z budową tektoniczną podłoża paleozoiczno-mezozoicznego.

### WSTĘP

Charakterystyczne ogniwo litologiczne górnego miocenu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stanowią detrytyczne osady zaliczane do górnego badenu (A. Radwański, 1973) lub dolnego sarmatu (S. Pawłowski, 1965a; E. Łuczowska, J. Rutkowski, 1969; J. Rutkowski, 1976). Skały zwięzłe tego ogniwa, reprezentowane przez piaszczyste wapienie organodetrytyczne i piaskowce kwarcowo-organodetrytyczne, podrzędnie zaś zlepieńce i margliste wapienie pelityczne, pocięte są systemami spękań. Szczególnie dobrze systemy te są widoczne w odsłonięciach na linii Skadla – Szydłów – Sztombergi – Smerdyna (fig. 1). Dotychczasowe wzmianki o tych strukturach ograniczyły się do stwierdzenia występowania jednego – południkowego (S. Pawłowski, 1965b) lub dwu; południkowego i równoleżnikowego (M. Ebert, E. Stupnicka, 1975) zespołów spękań, bez bliższego rozważania ich genezy.

Badania, prowadzone w latach 1973–1976 w ramach studium doktoranckiego Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, umożliwiły autorowi dokonanie szczegółowych obserwacji charakteru i rozmieszczenia wspomnianych spękań. Celem niniejszego artykułu jest bliższe scharakteryzowanie rozkładu kierunków spękań wzdłuż całej rozciągłości utworów detrytycznych sarmatu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i przedyskutowanie ich genezy w nawiązaniu do struktur tektonicznych podłoża miocenu oraz przebiegu współczesnej sieci rzecznej na tym obszarze.

Autor chciałby serdecznie podziękować doc. drowi hab. W. Jaroszewskiemu

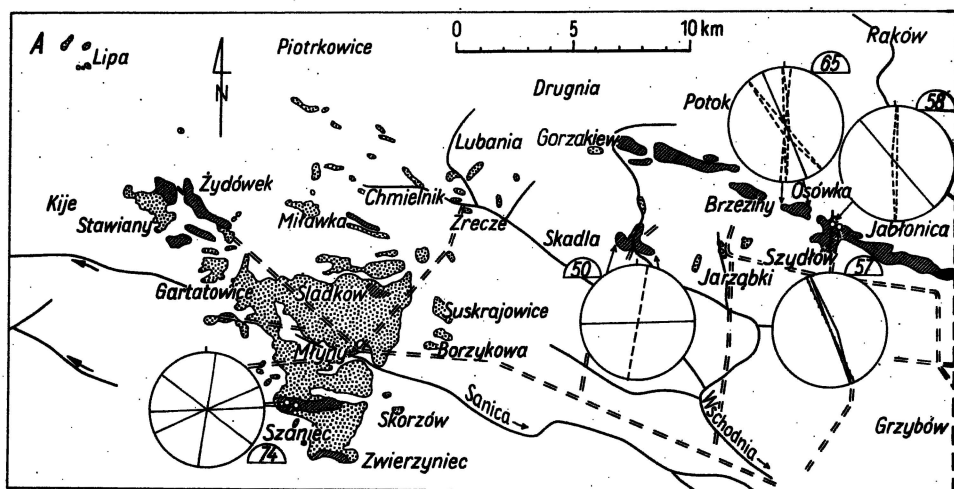


Fig. 1. Mapa kierunków sękań tektonicznych w związłych utworach detrytycznego sarmatu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (A – obszar zachodni, B – obszar wschodni)

1 – wychodnie osadów detrytycznych sarmatu; 2 – wychodnie skał związłych sarmatu (wapień i piaskowce organo-detrytyczne); 3 – osie głównych dolin rzecznych; 4 – główne obniżenia stropu osadów gipsonośnych badenu; 5 – diagramy sękań ciosowych: a – kierunki stanowiące ponad 25% pomiarów, b – kierunki stanowiące 11–25% pomiarów, c – kierunki obejmujące 5–10% pomiarów; 6 – liczba pomiarów

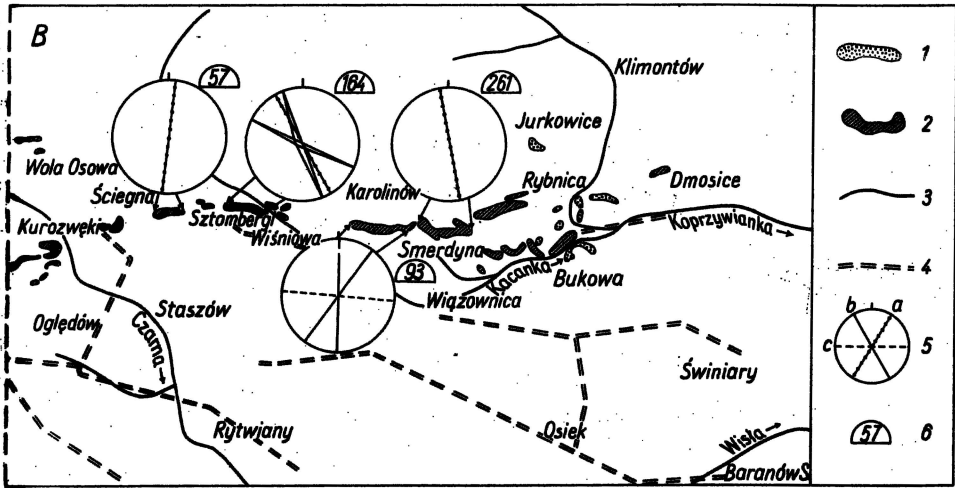
z Instytutu Geologii Podstawowej UW za cenne rady i wskazówki dotyczące problematyki pracy, zaś mgr M. Ebert z Muzeum Ziemi PAN w Warszawie za interesującą dyskusję.

## CHARAKTERYSTYKA SĘKAŃ I METODYKA ICH OPRACOWANIA

Na powierzchniach ścian odsłoneń sękania objawiają się najczęściej w formie pionowych, prostolinijnych szczelin o rozwarciu do 2 cm, rzadziej w postaci pęknięć bez śladów rozsunęcia. Struktury te przecinają serie skał związłych sarmatu od kilku do kilkunastometrowej miąższości, widoczne w odsłonięciach. Zorientowane są zwykle prostopadłe do stropu i spągu kompleksów litologicznych, rzadko osiągną nachylenie od kilku do kilkunastu stopni w stosunku do tych powierzchni. Zupełnie sporadycznie spotyka się formy o łukowatym zarysie w płaszczyźnie pionowej. Zanikają one zwykle przy kontakcie z zespołami sękań pionowych.

Powierzchnie szczelin są dość gładkie, bez rys czy śladów poślizgu, brak też wzdłuż nich jakichkolwiek śladów przemieszczeń pionowych i poziomych. Czasem powierzchnie pokryte są drobnymi zaciekami wapiennymi lub cienką warstwą ilastego rezydium, zupełnie sporadycznie występują drobne żłobki krasowe. Zjawiska te są wywołane procesami krasowymi, których intensywny rozwój potwierdzają liczne studnie, leje i świece w detrytycznych wapieniach sarmatu (E. Mycielska, 1960; E. Jońca, 1963; M. Harasimiuk, A. Henkel, 1976; J. Liszkowski, 1979).

Regularny rozkład kierunków płaszczyzn sękań obserwowany w odsłonięciach potwierdzają zestawienia statystyczne około 1000 pomiarów. Przedstawiono je w formie diagramów konturowych (fig. 2), określających procentowy rozkład biegunów płaszczyzn (projekcja górnej półkuli na siatkę stereograficzną południkową) z zaznaczeniem głównych kierunków płaszczyzn. Kierunki te odpowiadają określonej udziałowi procentowemu. W dalszych rozważaniach pominięto kierunki stanowiące mniej niż 5% pomiarów.



The map of joint directions in Sarmatian detrital hard rocks at southern border of the Góry Świętokrzyskie Mts (A - western area, B - eastern area)

1 - exposures of Sarmatian detrital deposits; 2 - exposures of Sarmatian hard rocks (organodetritical limestones and sandstones); 3 - axes of major river valleys; 4 - main depressions in top of Badenian Gypsiferous horizon; 5 - diagrams of joints: a - direction based on over 25% of measurements, b - direction of 11-25%, c - direction of 5-10%; 6 - number of measurements

W większości przypadków całość pomiarów dotyczy kilku lub kilkunastu odsłonień, położonych tuż obok siebie i reprezentujących ten sam profil litologiczny. Rzadko (np. Szydłów) liczba pomiarów w pojedynczym odsłonięciu przekroczyła 50, co uznano za minimalną liczbę umożliwiającą wiarygodne statystyczne opracowanie. Nieliczne pomiary, zwykle poniżej 10, pochodzące z luźno rozrzuconych odsłonień, pominięto w rozważaniach.

Ustalenie gęstości spękań jest sprawą trudną, gdyż odstępy między nimi wahają się od kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Przeciętny obserwowany odstęp wynosi 0,5-2,0 m.

Powtarzalność omawianych struktur, ich związek z określonymi kierunkami geograficznymi, prostopadły przebieg do stropu i spągu kompleksów litologicznych oraz brak śladów przemieszczeń wzdłuż ich powierzchni pozwalają, zdaniem autora, uznać je za spękania ciosowe.

### ANALIZA ROZKŁADU CIOSU I JEGO GENEZA

Rozkład systemu spękań ciosowych porównano z rozmieszczeniem struktur tektonicznych podłoża paleozoiczno-mezozoicznego (fig. 3, 4) i głównych obniżeń stropu osadów gipsonośnych badenu oraz z przebiegiem współczesnych dolin rzecznych na badanym terenie (fig. 1).

Strefy walnych obniżeń stropu poziomemu osadów gipsonośnych określono na podstawie analizy materiałów wiertniczych, znajdujących się w Archiwum Wierceń Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Ze względu na zmienny charakter występowania związłych skał sarmatu poczynione obserwacje odnoszą się do dwu głównych obszarów:

a - zachodniego (Kije - okolica Chmielnika), w którym większej liczby danych dostarcza rejon Szańca;

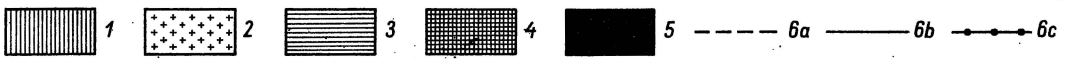
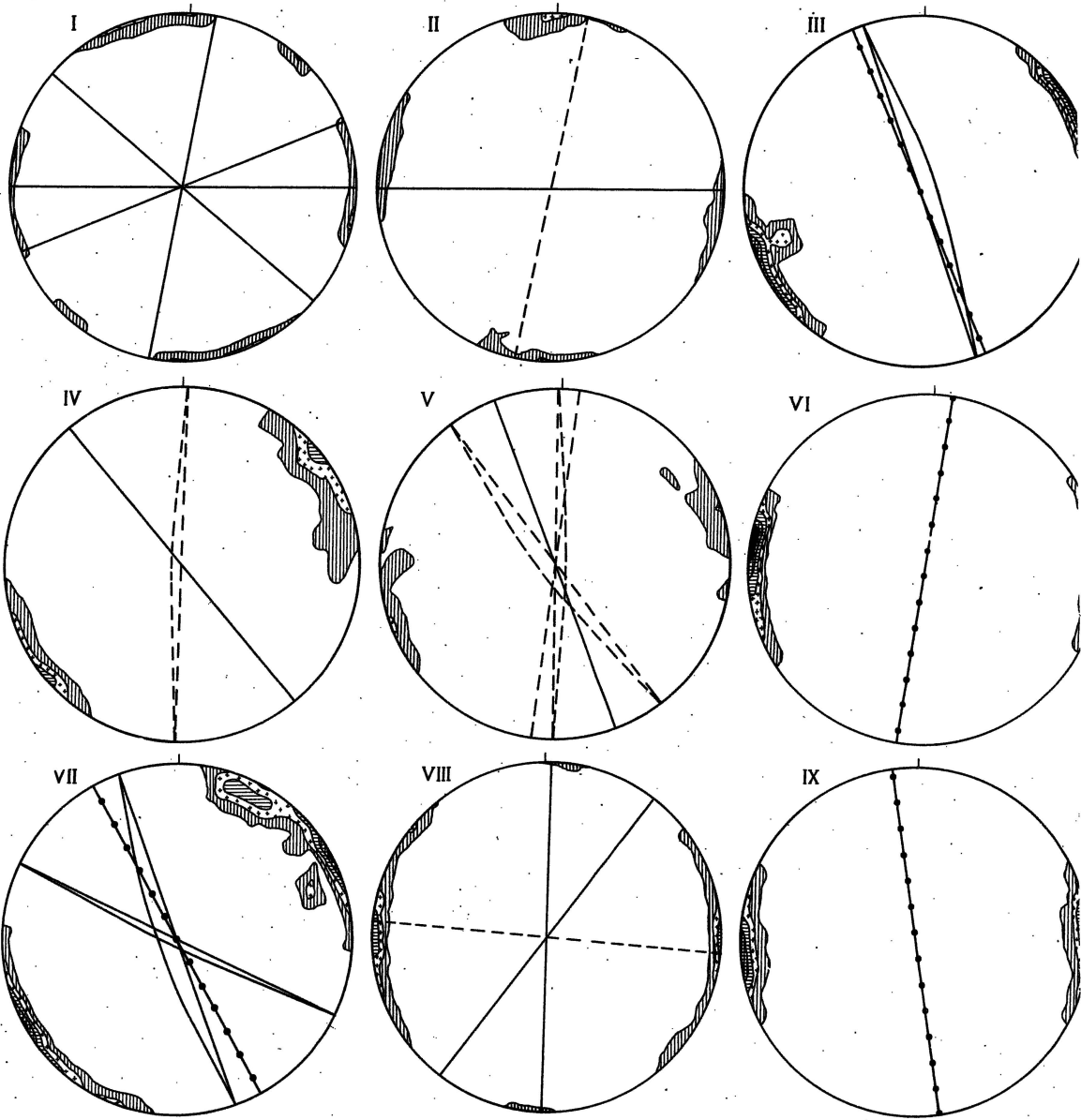


Fig. 2

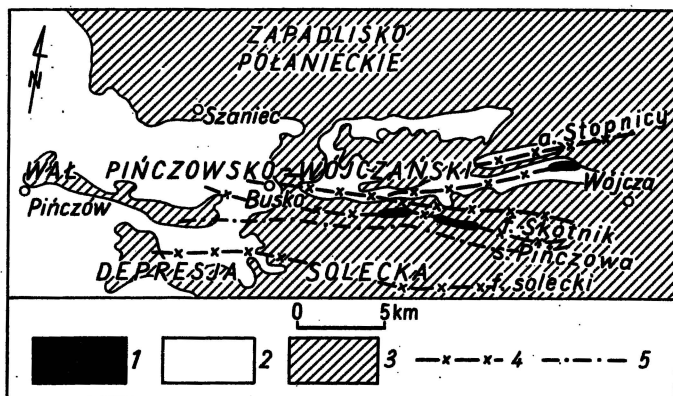


Fig. 3. Szkic tektoniczny okolic Buska Zdroju na tle mapy odkrytej bez osadów czwartorzędowych (według: Budowa geologiczna Polski, 1974)

The tectonical sketch of the Busko Zdrój area at the background of geological map without Quaternary deposits (after: Budowa geologiczna Polski, 1974)

1 - jura; 2 - kreda; 3 - miocen (baden i sarmat); 4 - antykliny podolnosarmackie; 5 - synkliny podolnosarmackie

1 - Jurassic; 2 - Cretaceous; 3 - Miocene (Badenian and Sarmatian); 4 - axes of post-Sarmatian anticlines; 5 - axes of post-Sarmatian synclines

b - wschodniego (Skadla - Szydłów - Sztombergi - Smerdyna), skąd pochodzi większość pomiarów.

#### OBSZAR ZACHODNI

Pomiary pochodzą z kompleksu wapieni detrytycznych widocznych w 3 odsłonięciach na tzw. Kamiennej Górze koło Szańca. Wyróżnić tu można (fig. 1, 2) 4 równorzędne zespoły spekań. Pierwszy zespół jest niemal południkowy, prostopadły do rozciągłości wapieni, drugi natomiast równoległy do niej - zespół równoleżnikowy. Oba te zespoły przypominają prostokątny układ ciosu tensyjnego, rozwijający się w obrębie fałdów ze zginania (W. Jaroszewski, 1974). Układowi temu towarzyszą 2 zespoły spekań skośnych o charakterze ciosu ścięciowego.

Odsłonięcia okolic Szańca położone są na północnym skrzydle tektonicznego rowu Buska - Brzeźcia (J. Łyczewska, 1971, 1975), rysującego się w utworach mezozoicznych. Rów ten wraz z całą strefą wału pińczowsko-wójczańskiego i przyległymi do niej obszarami depresji soleckiej i połanieckiej (fig. 3) ulegał pionowym ruchom

Fig. 2. Diagramy konturowe spekań ciosowych w zwięzłych skałach detrytycznych sarmatu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

The contour diagrams of joints in Sarmatian detritical hard rocks at southern border of the Góry Świętokrzyskie Mts

I - Szaniec (74 pomiary - measurements); II - Skadla (50 pomiarów); III - Szydłów (57 pomiarów); IV - Szydłów (58 pomiarów), V - Osówka (65 pomiarów); VI - Ściegna (57 pomiarów); VII - Sztombergi (164 pomiary); VIII - Karolinów (93 pomiary); IX - Smerdyna (261 pomiarów); procentowy rozkład punktów projekcji biegunów płaszczyzn spekań: 1 - 5-10%; 2 - 11-15%; 3 - 16-20%; 4 - 21-25%; 5 - ponad 25%; 6 - główne kierunki przebiegu płaszczyzn spekań, odpowiadające liczbie pomiarów: a - 5-10%, b - 11-25%, c - ponad 25%

Per cent distribution of projection points of joint surface poles: 1 - 5-10%; 2 - 11-15%; 3 - 16-20%; 4 - 21-25%; 5 - over 25%; 6 - main directions of joint surfaces corresponding to: a - 5-10% of measurements, b - 11-25% of measurements, c - over 25% of measurements; for explanations I-IX see in Polish text

obniżającym w górnym miocenie (Budowa geologiczna Polski, 1974). Prawdopodobnie w wyniku ruchów obniżających dna rowu przy stabilizacji lub pewnym wyniesieniu jego północnego skrzydła pojawiły się w strefie krawędziowej rowu względne ruchy wynoszące. Ruchy te odpowiedzialne byłyby za utworzenie zespołów ciosu tensyjnego w pasie skał zwięzłych sarmatu leżącym nad krawędzią rowu w okolicach Szańca. Przy takim tłumaczeniu genezy ciosu wśród górnomiocenijskich ruchów obniżających w rejonie Buska wyodrębniłaby się faza ruchów podolnosarmackich.

Porównanie współczesnej morfologii terenu i rozmieszczenia struktur podłoża dostarcza szeregu interesujących obserwacji. Doliny lewobrzeżnych dopływów Nidy, Sanicy i Wschodniej mają ogólny przebieg NW – SE, zgodny z kierunkiem osi zapadliska połanieckiego (fig. 1, 3), i wcinają się dość głęboko w osady detrytyczne sarmatu w zachodniej części zapadliska. Dotyczy to zwłaszcza wschodniej granicy występowania tych osadów, tworzącej w terenie wyniosłą krawędź morfologiczną. Przebiega ona wzdłuż rysującej się w podłożu mezozoicznym tzw. tektonicznej strefy wiślicko-busko-chmielnickiej (J. Łyczewska, 1975). Północny odcinek tej strefy zaznacza się obniżeniem w stropie osadów gipsonośnych badenu (fig. 1). Uformowanie krawędzi morfologicznej i jej głębokie rozcięcie dolinami strumieni sugerują ruchy wynoszące w obrębie tej strefy tektonicznej po dolnym sarmacie, a może i w holocenie. Ruchy te mogły mieć charakter kompensacyjny w stosunku do pionowych ruchów neotektonicznych, obniżających zrąb Nidy w rejonie Buska – Wiślicy (M.S. Wilczyński, 1978).

#### OBSZAR WSCHODNI

W organodetrytycznych wapieniach i piaskowcach sarmatu, odslaniających się w rejonie Skadli (fig. 1), rysują się dwa zespoły spękań: główny – o przebiegu niemal równoleżnikowym – i podrzędny – o biegu około  $10^\circ$ . Tworzą one układ ciosu tensyjnego podłużnego i poprzecznego w stosunku do rozciągłości utworów sarmatu, analogiczny jak w rejonie Szańca. Cios ten rozwinął się zapewne w wyniku pionowych ruchów podłoża trzeciorzędu, silnie zdeformowanego tektonicznie w tym miejscu. Skośna dyslokacja Płośni przecina tu równoleżnikową formę synklinalną, biegnącą od Chmielnika w kierunku Kurozwęk, na dwie mniejsze synkliny: Chmielnika i Grabek (fig. 4). Wzdłuż powstałej strefy zluźnień tektonicznych podłoża trzeciorzędu mogły zachodzić późniejsze ruchy tektoniczne, inicjujące rozwój ciosu w nadległych, zwięzłych skałach sarmatu. W rejonie tym zaznacza się również obniżenie stropu osadów gipsonośnych i wapieni litotamniowych badenu (fig. 1).

Przy analizowaniu przebiegu obecnej sieci rzecznej i struktur tektonicznych podłoża trzeciorzędu okolic Skadli zwraca uwagę zgodność przebiegu doliny lewego dopływu rzeki Wschodniej w rejonie Gorzakwi – Skadli – Solca z położeniem dyslokacji Płośni (fig. 1, 4). Zgodność ta wydaje się być nieprzypadkowa wobec znacznej miąższości i jednorodności litologicznej (ilaste warstwy krakowieckie) osadów górnego miocenu na południe od Skadli. Wycięcie w nich i w położonych na północ utworach detrytycznych sarmatu dość głębokiej (w Skadli nawet o charakterze przelomowym) doliny rzecznej, o przebiegu zbliżonym do dyslokacji rysującej się w podłożu, sugeruje zaktywizowanie tektoniczne tej dyslokacji po dolnym sarmacie i wykorzystanie przez erozję rzeczną sieci spękań powstałej w skałach naćladu.

W odslonięciach okolic Osówki i Szydłowa (fig. 1) dominuje wśród spękań kierunek NNW – SSE, o maksimach w azymutach:  $140^\circ$  i  $155^\circ$ . Podrzędny zespół reprezentują spękania południkowe (fig. 2). Pierwszy zespół można wiązać z dys-

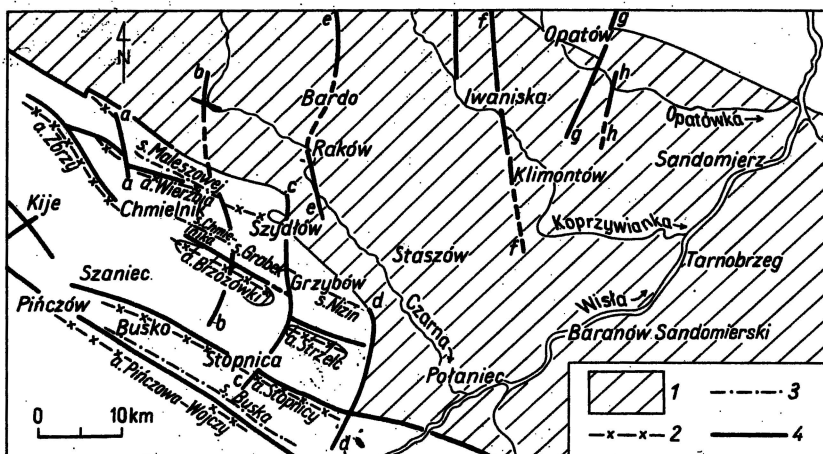


Fig. 4. Szkic tektoniczny południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (według: S. Pawłowski, 1965a; Budowa geologiczna Polski, 1974, zmienione)

The tectonic sketch of the southern part of the Góry Świętokrzyskie Mts (after S. Pawłowski, 1965a; Budowa geologiczna Polski, 1974, changed)

1 – obszar bez pokrywy osadów mezozoicznych (niezakreskowany obszar z pokrywą mezozoiczną); 2 – osie antyklin; 3 – osie synklin; 4 – dyslokacje: a – Górek, b – Płońnia, c – Szydłowa, d – Sichowa, e – Łysogórska i Czarna, f – Oziębłowska i Samotni, g – opatowska, h – gołębiowska

1 – area without Mesozoic rocks (non-crossed part – area with Mesozoic cover); 2 – axes of anticlines; 3 – axes of synclines; 4 – dislocations: a – Górk, b – Płońnia, c – Szydłowa, d – Sichowa, e – Łysogóry and Czarna, f – Oziębłów and Samotnia, g – Opatów, h – Gołębiów

lokacją szydłowską (fig. 4), przebiegającą w podłożu trzeciorzędu na linii Potok – Osówka – Szydłów – Grzybów i mającą podobny kierunek. Dyslokacja ta obcina od wschodu antyklinę Wierzbia, na której południowych stokach od Osówki po Gorzakiew zlokalizowane są erozyjne płyty detrytycznych osadów sarmatu. Istnienie tej sztywnej, antyklinalej struktury uniemożliwiło prawdopodobnie rozwój regularnego układu ciosu tensyjnego w osadach pokrywy górnomioceniowej w trakcie posarmackich ruchów tektonicznych wzdłuż odnowionej dyslokacji szydłowskiej. Podrzędne kierunki spękań: południkowy, a w przypadku Osówki i zespół o biegu  $140^\circ$ , reprezentują zapewne system ciosu ścięciowego.

Znaczna część dyslokacji szydłowskiej zaznacza się w morfologii jako dość głęboka i mało kręta dolina wycięta w detrytycznych i ilastych osadach sarmatu, której dnem płynie jeden z dopływów rzeki Wschodniej. W stropie utworów gipsonośnych dyslokacja ta zaznacza się najwyraźniej na zachód od Grzybowa (fig. 1). Fakty te zdają się potwierdzać sugerowany tu pogląd o posarmackim uaktywnieniu omawianej dyslokacji.

Pozostałe odsłonięcia wapieni organodetrytycznych sarmatu, od Staszowa po Smerdyńę, zlokalizowane są wzdłuż południowego skraju wyniesień podłoża kambryjskiego, tworzących tzw. pasmo rakowsko-klimontowskie (fig. 1, 4). Dominuje tu zespół spękań południkowy, sporadycznie pojawia się zespół równoleżnikowy, np. w Karolinowie.

Spękania południkowe w odsłonięciach koło Ściegnej (fig. 1, 2) mają charakter tensyjnego ciosu poprzecznego. Cios ten rozwinął się w sarmackich utworach nadkładu nad brzezną partią ruchomej strefy podłoża miocenu na południe i zachód od Ściegnej. Ruchliwość tej strefy zaznaczyła się utworzeniem w stropie osadów gipsonośnych (fig. 1) i wapieni litotamniowych badenu rozległego obniżenia.

noszącego nazwę „niecki golejowskiej” (S. Pawłowski, 1965a).

Dwa zespoły spękań występujące w Sztombergach przebiegają skośnie w stosunku do rozciągłości wapieni detrytycznych sarmatu (fig. 1, 2). Spękania te umożliwiły powstanie i uwarunkowały przebieg doliny Kacanki przełomowej w tym rejonie.

Obserwowany w Karolinowie i Smerdynie zespół spękań południkowych (fig. 1, 2), poprzecznych w stosunku do rozciągłości wychodni utworów sarmatu, ma charakter poprzecznego ciosu tensyjnego. Podrzędny zespół spękań równoleżnikowych w Karolinowie tworzy z wymienionym typowy system prostokątny ciosu tensyjnego. Południkowy zespół ciosu w Smerdynie, o azymucie  $170^\circ$ , ma podobny kierunek co południowa część dyslokacji Samotni, rysująca się w pobliżu w utworach paleozoicznych między Jurkowicami a Bukową (fig. 4). Posarmackie uaktywnienie dyslokacji wyzwoliło zespół naprężeń prowadzących do powstania układu spękań ciosowych w skałach detrytycznych sarmatu, znajdujących się w strefie oddziaływania dyslokacji.

## WNIOSKI

Analiza danych pozwala wysnuć następujące wnioski:

1. Spękania obserwowane w zwięzłych skałach detrytycznych sarmatu można uznać za ciosowe o charakterze tensyjnym i ścięciowym.

2. Istnieją związki między kierunkami zespołów spękań a przebiegiem niektórych struktur tektonicznych podłoża paleozoiczno-mezozoicznego; najwyraźniej rysują się one między Skadłą a Szydłowem.

3. Sporadycznie obserwuje się powiązania między przebiegiem struktur tektonicznych podłoża miocenu, strefami obniżen stropu wapieni litotamniowych i osadów gipsonośnych badenu oraz zespołami spękań w utworach sarmatu, np. strefa Chmielnika – Młynów, okolice Skadli i Ściegnej.

4. Przebieg znacznych odcinków obecnej sieci rzecznej i pewnych krawędzi morfologicznych, wyciętych w utworach sarmatu, uwarunkowany jest w znacznej mierze rozmieszczeniem struktur tektonicznych starszego podłoża.

5. Zebrane obserwacje potwierdzają pogląd S. Pawłowskiego (1965a), że wyniosła krawędź morfologiczna, rysująca się między Chmielnikiem a Rybnicą i określająca obecny zasięg ku południowi detrytycznych utworów sarmatu, ma założenia litologiczno-sedymentacyjne, a nie tektoniczne, sporadycznie bowiem obserwuje się podrzędne zespoły spękań, równoległe do jej przebiegu. Krawędź ta jest zatem odpreparowaną przez erozję granicą zmiany facji osadów sarmatu z północnej – detrytycznej na południową – ilastą.

Przedstawione fakty dowodzą aktywności tektonicznej południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich po osadzeniu utworów sarmatu. Zróżnicowane ruchy tektoniczne, zachodzące głównie wzdłuż starych dyslokacji podłoża paleozoiczno-mezozoicznego, zaznaczyły się w pokrywie zwięzłych skał sarmatu utworzeniem zespołów ciosu tensyjnego i ścięciowego. W niewielkim tylko stopniu ruchy te zarejestrowały się szeregiem spękań w skałach serii gipsonośnej i wyżejległych ilach syndesmyowych (M. Nieć, J. Szczepańska, 1970; M. Ebert, E. Stupnicka, 1975).



## PIŚMIENNICTWO

- BUDOWA GEOLOGICZNA POLSKI (1974) – Tektonika, cz. I. Inst. Geol. Warszawa.
- EBERT M., STUPNICKA E. (1975) – Spękania w utworach mioceńskich południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i możliwość ich wpływu na otworową eksploatację złóż siarki. *Prz. Geol.*, 23, p. 107–109, nr 3. Warszawa.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A. (1976) – Kras na wapieniach detrytycznych w Żelebsku koło Biłgoraja (Roztocze). *Speleologia*, 9, p. 3–20, nr 1–2. Warszawa.
- JAROSZEWSKI W. (1974) – Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol. Warszawa.
- JOŃCA E. (1963) – W sprawie wieku studni krasowych w Smerdynie. *Prz. Geogr.*, 35, p. 95–99. z. 1. Warszawa.
- LISZKOWSKI J. (1979) – Typy morfogenetyczne oraz mechanizmy rozwoju powierzchniowego krasu zakrytego w Polsce. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, 23, p. 155–168. Warszawa.
- ŁUCZKOWSKA E., RUTKOWSKI J. (1969) – Pozycja stratygraficzna detrytycznych osadów sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie*, 13, p. 563–566, nr 2. Kraków.
- ŁYCZEWSKA J. (1971) – Wpływ tektoniki wglębnej na strukturę młodomezozoicznej i kenozoicznej okolic Jędrzejowa–Pińczowa. *Kwart. Geol.*, 15, p. 137–147, nr 1. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. (1975) – Zarys budowy geologicznej pasma wójczo-pińczowskiego. *Biul. Inst. Geol.*, 283, p. 151–186. Warszawa.
- MYCIELSKA E. (1960) – Formy krasowe na północ od Osieka Sandomierskiego. *Prz. Geogr.*, 32, p. 573–585, nr 4. Warszawa.
- NIEĆ M., SZCZEPAŃSKA J. (1970) – Zaburzenia mikrotektoniczne złoża siarki w Grzybowie i w jego nadkładzie. *Tech. Poszuk.*, 34, p. 24–29. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1965a) – Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika–Tarnobrzega. *Przew. XXXVIII Zjazdu PTG*, p. 8–20. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1965b) – O nowych elementach budowy sarmatu detrytycznego widocznych na fotoplanach. *Prz. Geol.*, 13, p. 283–284, nr 6. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. (1973) – Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 23, p. 375–434, nr 2. Warszawa.
- RUTKOWSKI J. (1976) – Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 100. Kraków.
- WILCZYŃSKI M.S. (1978) – Wstępna interpretacja geologiczna fotonieamentów na zdjęciach radarowych i satelitarnych pód.-zach. obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Mat. II Krajowego Sympozjum nt. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, 15–16 listopada 1978. Warszawa.

Гжегож ЧАПОВСКИ

**ТРЕЩИНЫ СКАЛЫВАНИЯ В ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОДАХ САРМАТА  
НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР**

**Резюме**

В плотных обломочных сарматских породах южного склона Свентокшиских гор имеется целый ряд разнонаправленных тектонических трещин. Автор считает их трещинами скалывания и растяжения. Они образовались в результате послесарматских вертикальных движений, обновивших древние дислокации субиоценского фундамента и зоны трещин и впадин в кровле

гипсоносных слоёв и горизонте литотамниевых известняков баденского возраста. Эти движения повлияли также на формирование современной речной сети на рассматриваемой территории.

*Перевод автора*

Grzegorz CZAPOWSKI

**JOINT IN DETRITAL SARMATIAN ROCKS AT SOUTHERN MARGIN OF THE  
GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE MTS**

**S u m m a r y**

The sets of strictly oriented joints and open joints were observed in detrital hard rocks of Sarmatian age at southern border of the Góry Świętokrzyskie Mts. The author interpreted them as the tension and shear joints. The joints represent an effect of post-Sarmatian vertical tectonic movements, which have renewed old dislocations of sub-Miocene basement and several zones of joints and depressions in the top of Lithothamnium Limestone and Gypsiferous horizons of Badenian age. These movements had also influenced on the formation of Recent river system on the investigated area.

*Translated by the author*