

## SEJSMOTEKTONICZNE OSADY I STRUKTURY W KREDOWYCH PIASKOWCACH NIECKI ŚRÓDSUDECKIEJ

UKD 551.243:[552.513:551.863](234.57)

Najwięcej struktur i osadów o przypuszczalnie sejsmotektonicznej genezie opisano w osadach heterolitycznych (przeгляд w 3, 23, 24, 32). Po pierwsze dlatego, że na obszarach aktywnych tektonicznie, takich jak: rowy tektoniczne, aktywne tektonicznie szelfy i krawędzie kontynentalne, rozwijają się typowe środowiska sedimentacji heterolitycznej (jeziora, stożki akumulacyjne, delty itd., 28). Po drugie w osadach heterolitycznych zarówno pierwotne struktury sedimentacyjne, jak i struktury deformacyjne są łatwiejsze do rozpoznania. Najczęściej wynika to z dobrego zróżnicowania teksturalnego w ich obrębie lub niekiedy, wręcz przeciwnie, z częściowej homogenizacji teksturalnej osadu. Po trzecie osady heterolityczne są względnie stabilne mechanicznie począwszy od momentu ich depozycji (31).

W facjach piaszczystych bezpośrednie ślady dawnej aktywności sejsmicznej i tektonicznej zachowują się rzadko. Wynika to przede wszystkim z niestabilności środowiskowej i mechanicznej zdecydowanej większości osadów piaszczystych. Ponadto, osady i deformacje sejsmotektoniczne rzadko tworzą w facjach piaszczystych wyraźne poziomy, lecz przeważnie występują lokalnie, w miejscach, gdzie warunki do ich powstania i zachowania się były najbardziej sprzyjające. Utrudnia to prawidłowe rozpoznanie sejsmotektonicznej genezy takich osadów i struktur.

### TERMINOLOGIA

Ogólnie osady i struktury sejsmotektoniczne – sejsmity, można podzielić na dwie grupy. **Ortosejsmity** (sejsmity *sensu stricto*, 38) obejmują te osady i struktury, które powstały na miejscu bezpośrednio w rezultacie wstrząsu

sejsmicznego. Do grupy tej można zaliczyć niektóre struktury gęstościowe, odwodnieniowe, zapadliskowe, intruzyjne, konwolucje, spękania i brekcje autoklastyczne (2, 5, 7–11, 20, 21, 23, 25, 27, 29, 30, 33–38, 41 i wielu innych). **Parasejsmity** (sejsmity *sensu lato*, 38) obejmują te osady i struktury, które powstały w rezultacie redepozycji wywołanej wstrząsem sejsmicznym. Do tej grupy można zaliczyć przede wszystkim tzw. homogenity i megaturbidyty (ogólnie sejsmoturbidyty, 24). Zarówno orto- jak i parasejsmity mogą obejmować struktury depozycyjne, deformacyjne oraz sekwencje strukturalne. Struktury sejsmotektoniczne mogą penetrować osad płytko (sejsmity powierzchniowe) lub głęboko (sejsmity penetrujące).

### CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA PIASKOWCÓW

Osady górnej kredy w niecce śródsudeckiej stanowią zachowane w obniżeniach tektonicznych fragmenty osadów płytkiego, epikontynentalnego morza, które począwszy od górnego cenomanu objęło swoim zasięgiem Sudety (ryc. 1). Maksimum transgresji przypadło na dolny turon, od kiedy to rozpoczęła się stopniowa regresja trwająca do końca kredy. Regresja była przynajmniej czterokrotnie przerywana raptownym pogłębieniem zbiornika, wywołanym subsydencją tektoniczną (4, 13–15, 26, 42).

W północno-wschodniej części Basenu Czeskiego osadziła się w tym czasie seria klastycznych i wapienno-klastycznych osadów szelfowych o wyraźnie zaznaczających się litosomach piaskowcowych. Ciała piaskowcowe osiągają miąższość do 150 m w części północno-wschodniej wychodni i wyklinowują się stopniowo w obrębie klastycz-

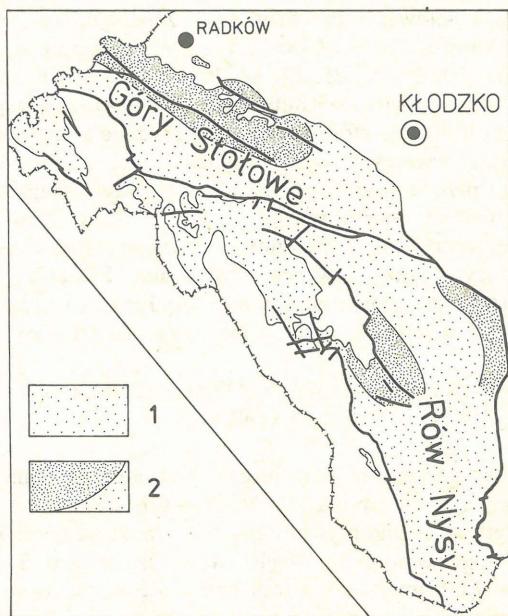
nych osadów węglanowych w kierunku południowo-zachodnim. Ich obecny zasięg w tym kierunku (ku centrum zbiornika sedymentacyjnego) wynosi od 5 do 50 km, natomiast wzdłuż linii paleobrzeżu kredowego ponad 100 km.

Piaskowce wykazują wzrost dojrzałości teksturalnej osadu ku górze, zarówno w obrębie litosomów, jak i między nimi. Skład petrograficzny zmienia się od subarkoz kwarcowo-skalieniowych (piaskowce górnego cenomanu) do arenitów kwarcowych (piaskowce górnego turonu). Przeważają cementy ilasto-krzemionkowe i wapienne. Często w partiach spągowych piaskowców występuje glaukonit (12). Wielkość ziarn w obrębie litosomów piaskowców zwiększa się stopniowo ku górze. W spągu piaskowce są drobnoziarniste i równoziarniste, natomiast w stropie gruboziarniste i zlepieńcowate. W niższej osady młotowcowe piaskowce przechodzą stopniowo; z osadami wyższej graniczą wzdłuż wyraźnej, lecz nieerozyjnej powierzchni.

### KLIMATYCZNE UWARUNKOWANIA SEDYMENTACJI

Warunki klimatyczne w trakcie sedymentacji piaskowców były typowe dla epikontynentalnych, płytkich mórz w kredzie. Piaskowce osadzały się na szelfie i w strefie sublitoralnej basenu zdominowanego przez sztormy (12, 14, 40, 42). Piaskowce, począwszy od schyłku środkowego turonu wykazują bimodalne rozkłady kierunków transportu osadu oraz obecność facji typowych dla środowisk z zaznaczającym się wpływem prądów pływowych (12, 14, 42).

W okresach sedymentacji międzysztormowej w basenie miał miejsce permanentny dryf wzdłużbrzegowy w kierunku zachodnim podczas turonu środkowego oraz w kierunku wschodnim w turonie górnym (ryc. 2). Do inwersji



Ryc. 1. Lokalizacja stref występowania sejsmitów w osadach górnej kredy niecki śródsudeckiej

1 – osady górnej kredy, 2 – strefy występowania sejsmitów

Fig. 1. Location of seismically induced sediments and structures in Upper Cretaceous sequence of the Intrasudetic Basin

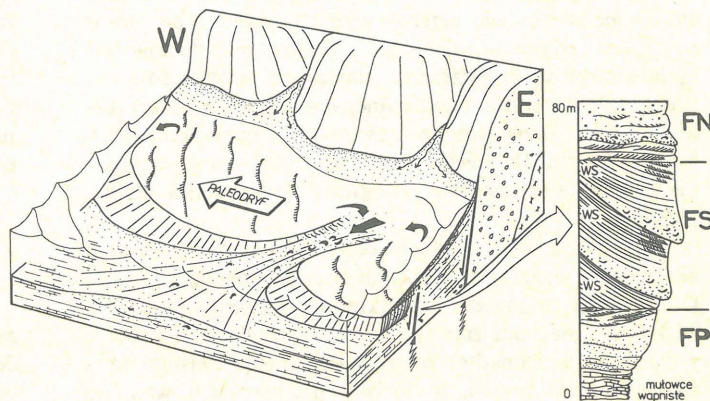
1 – Upper Cretaceous sediments (Turonian–Conacian), 2 – zones abundant with seismites

kierunku dryfu, a tym samym i kierunku transportu regionalnego, dochodziło w górnej kredzie, na obszarze Sudetów, kilkakrotnie (40).

W okresach sezonowych sztormów i katastroficznych huraganów dochodziło do piętrzenia wody w strefie litoralnej i kompensacyjnego przydennego odplywu spiętrzonych wód ku centrum zbiornika w kierunku południowo-zachodnim (ryc. 2). Kanały erozyjne zorientowane prostopadle do linii paleobrzeżu oraz osady przydenne prądów kompensacyjnych występują licznie w starszych litosomach piaskowcowych, gdy ich liczba i rozmiary wyraźnie maleją w górę profilu osadów kredy (42). Jest to prawdopodobnie związane ze stopniową ewolucją strefy litoralnej od stromej i wąskiej w środkowym turonie, do płaskiej i szerokiej począwszy od górnego turonu (12, 14). Za taką ewolucją strefy litoralnej przemawia ponadto obecność licznych redeponowanych piaskowców muszlowych w litosomach środkowego turonu i prawie zupełny brak w litosomach młodszych.

### TEKTONICZNE UWARUNKOWANIA SEDYMENTACJI

Szczegółowa analiza przestrzennego rozmieszczenia poszczególnych facji strukturalnych w obrębie litosomów piaskowcowych oraz ich interpretacja, pozwoliły z dużą dokładnością zrekonstruować topografię dna brzeżnej części basenu w turonie. Szczególnie istotną dla rekonstrukcji okazała się zmienność orientacji warstwowania w facji piaskowców warstwowanych przekątnie w wielkiej skali (42), których zestawy osiągnęły miąższość do 17 m. Z rekonstrukcji wynika, że w turonie na dnie basenu istniały olbrzymie formy dna – tarasy akumulacyjne. Wysokość tych form dochodziła do ok. 30 m, a kąt nachylenia ich stoków depozycyjnych przekraczał w niektórych miejscach 35°. Stoki depozycyjne tarasów akumulacyjnych miały zygzakowaty przebieg i były ogólnie ukośne do kierunku paleodryfu wzdłużbrzegowego (ryc. 2). Rytmicznie zmieniał się wzdłuż tarasów kąt nachylenia stoków, co wiązało się prawdopodobnie z różnym, w zależności od orientacji stoku, tempem i sposobem jego nadbudowywania (42).



Ryc. 2. Rekonstrukcja paleośrodowiskowa środkowoturonońskiej strefy przybrzeżnej w Górach Stołowych

FN – facje nadskarpy, FS – facje stoku skarpy, FP – facje podskarpy, WS – piaskowce warstwowane przekątnie w wielkiej skali

Fig. 2. Paleoenvironmental reconstruction of Middle Turonian nearshore zone in the Góry Stołowe Mts.

FN – overscarp facies, FS – scarp facies, FP – underscarp facies, WS – in giant scale cross-bedded sandstones

Rozwój tarasów akumulacyjnych był prawdopodobnie inicjowany w pobliżu stref dyslokacyjnych, w następstwie tworzenia się szarp tektonicznych na dnie basenu (dyskusja w pracach 14, 42). Na tektoniczne założenia tych form dna wskazuje również obecność licznych sejsmitów w osadach tarasów akumulacyjnych.

### SEKWENCJA OSADÓW PROGRADUJĄCYCH TARASÓW AKUMULACYJNYCH

Skarpy tektoniczne w pierwszej fazie, a stoki depozycyjne tarasów akumulacyjnych w dalszych fazach ich rozwoju, były nadbudowywane w rezultacie ciągłej dostawy materiału osadowego do ich krawędzi. Jednakże w okresach huraganów i w czasie intensywniejszych trzęsień ziemi stoki były zapewne niszczone i modelowane. W rezultacie, prawdopodobnie niezbyt skomplikowana pierwotna forma tarasów, ulegała ciągłym modyfikacjom aż do osiągnięcia stanu „dojrzałego” (42). Taki złożony zespół półśrodowisk progradując w kierunku otwartego morza dawał charakterystyczną trójdzielną sekwencję facji strukturalnych. W sekwencji tej można wyróżnić facje podskarpowe – FP, facje stoku skarpy – FS oraz facje nadskarpowe – FN (ryc. 2).

Pełną sekwencję wykazują dwa z pięciu litosomów piaszkowcowych, występujących w niecce śródsudeckiej. Pozostałe trzy wykazują sekwencje niepełne, obejmujące jedynie facje podskarpowe i dystalne tarasów akumulacyjnych.

### SEJSMITY W ŚRÓDSUDECKICH OSADACH KREDOWYCH

Schematyczna mapa (ryc. 1) przedstawia zarys stref w obrębie osadów kredowych Gór Stołowych i rowu Nysy szczególnie zasobnych w sejsmity. Trzy wyraźne strefy „paleosejsmiczne” znajdują się w sąsiedztwie ważnych dyslokacji – uskoku Karłowa – Batorowa w Górach Stołowych oraz dyslokacji wyznaczających w północnej części zasięg rowu Nysy. Wobec trudności w rozpoznawaniu sejsmitów jest bardzo prawdopodobne, że istnieją również

inne strefy „paleosejsmiczne” w osadach kredy, które nie zostały jeszcze rozpoznane. Poniżej przedstawiono opisy najbardziej charakterystycznych sejsmitów, występujących w piaszkowcach.

### ORTOSEJSMITY POWIERZCHNIOWE

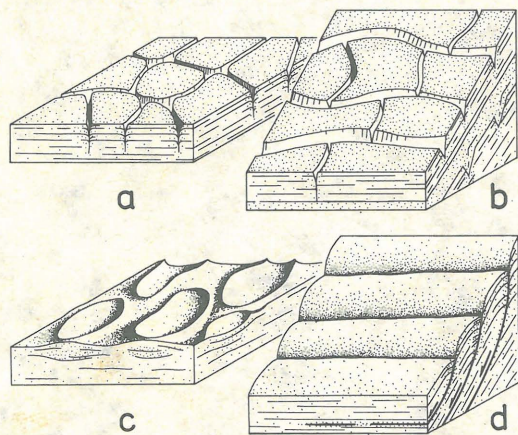
Powierzchniowe spękania ekstensyjne tworzą system szczelin rozszerzających się ku górze i wypełnionych homogenicznym piaskiem, takim samym jak ten, w którym występują. Na poziomych powierzchniach stropowych, spękania tworzą mniej lub bardziej regularną, poligonalną sieć o poligonach przeważnie wydłużonych w kierunku SW – NE (ryc. 3a). W przekroju pionowym szczeliny mają grubość do 3 m i penetrują osad do głębokości ponad 1 m. O ile pierwotny osad jest warstwowany, to bezpośrednio przy szczelinach warstwowanie jest wygięte ku dołowi. Boki poligonów mają długość do ponad 1 m, najczęściej jednak nie przekracza ona 0,5 m. Zwykle powyżej powierzchni, od której penetrują w głąb osadu szczeliny, występuje warstwa homogenicznego osadu lub poziom konwolucji. Ten typ struktury jest powszechny w poziomoleżących osadach nadskarpowych i dystalnych tarasów akumulacyjnych.

W przypadku, gdy powierzchnia stropowa jest nachylona, jak ma to miejsce np. w piaszkowcach warstwowanych przekątnie w wielkiej skali – sieć szczelin jest bardziej regularna (ryc. 3b). Poligony są wydłużone prostopadle do nachylenia warstw. Szczeliny penetrują osad nie głębiej niż na 30 cm. Te z nich, które są równoległe do biegu warstwowania są znacznie bardziej rozwarte od pozostałych (niekiedy 20 cm). Wypełnione są homogenicznym piaskiem, który powyżej tworzy warstwę o miąższości zwykle do 20 cm. W tym przypadku rozcięte warstwowanie nie wykazuje wygięcia w sąsiedztwie szczelin. Ten typ deformacji występuje wyłącznie w osadach stoków depozycyjnych tarasów akumulacyjnych.

Spękania ekstensyjne stanowią strukturę złożoną, depozycyjno-deformacyjną. O ile powstanie szczelin jest związane ze sprężystą reakcją luźnego osadu na wstrząs, o tyle ich wypełnienie świadczy o częściowym przynajmniej upłynnieniu osadu. W przypadku poziomego dna do upłynnienia dochodziło zapewne lokalnie, być może w obrębie samych szczelin. Przemawiałyby za tym wyraźny kolaps warstwowania w ich sąsiedztwie. W przypadku nachylonej powierzchni dna, osad wypełniający szczeliny może pochodzić z innego miejsca, chociaż prawdopodobnie niezbyt odległego. Fakt dobrego zachowania się aż tak rozwartych szczelin, jak ma to miejsce w przypadku nachylonych powierzchni dna, wynika z obecności w pierwotnych osadach stoków depozycyjnych tarasów akumulacyjnych cienkich lamin ilasto-mułowych. Lamin te stanowią zapewne pozostałości powłok zawieszinowych, osadzanych w okresach stagnacji tarasów, w warunkach sedymentacji międzysztormowej.

Spękania ekstensyjne o przypuszczalnie sejsmicznej genezie znane są z kopalnych osadów heterolitycznych różnych środowisk sedymentacji (1, 20, 23, 30). Współcześnie tworzenie się tego typu struktur obserwuje się w trakcie większych trzęsień ziemi (7).

Koliste struktury zapadliskowe tworzą na powierzchniach poziomych lejkowate depresje, często elipsoidalne w zarysie (ryc. 3c). Lejki zapadliskowe sięgają do 30 cm w głąb osadu, a średnice ich zarysów na powierzchniach poziomych przekraczają niekiedy 50 cm długości. Większe struktury mają zazwyczaj płaskie dna. Koliste struktury zapadliskowe bardzo często występują w stropie warstw



Ryc. 3. Sejsmity powierzchniowe

a – spękania ekstensyjne (poziome dno), b – spękania ekstensyjne (nachylone dno), c – koliste struktury zapadliskowe, d – podłużne struktury zapadliskowe

Fig. 3. Superficial seismites

a – extension cracks (horizontal upper surfaces), b – extension cracks (inclined upper surfaces), c – circular collapse structures, d – elongate collapse structures

z konwolucjami lub osadu homogenicznego, pokrywających poziomy szczelin ekstensyjnych. Struktury te występują głównie w osadach podskarpowych i dystalnych tarasów akumulacyjnych. Gdy kąt nachylenia warstwowania nie przekracza  $15^\circ$ , pojedyncze zapadliska spotyka się również w osadach stoków skarp.

Koliste struktury zapadliskowe są również strukturami o złożonej genezie deformacyjno-depozycyjnej, związanymi najprawdopodobniej z upłynnianiem i odwadnianiem osadu, w którym występują.

Podobne struktury są znane z kopalnych facji heterolitycznych różnych środowisk sedimentacji. Przypisuje się im ogólnie sejsmiczne pochodzenie (11, 23, 27 i in.). Współcześnie struktury zapadliskowe powstają w trakcie większych trzęsień ziemi (7).

**Podłużne struktury zapadliskowe** występują w obrębie facji stokowych tarasów akumulacyjnych. Są one związane z powierzchniami ześlizgów rotacyjnych (ryc. 3d). Osie depresji są najczęściej równoległe do biegu warstwowania. Warstwowanie po obydwu stronach powierzchni ślizgowych jest wygięte ku dołowi, a depresje w górnej części są wypełnione osadem homogenicznym lub warstwowanym przekątnie riplemarkowo.

Struktury te rozwinęły się na powierzchniach stoków skarp, w następstwie utraty stateczności przez zbocza. Są one powierzchniowym objawem zespołu listrycznych powierzchni ślizgowych, wzdłuż których nastąpiło zrzućenie bloków osadów skarpowych w dół (ryc. 3d).

**Konwolucje** występują zwykle w osadach, które zawierają lub towarzyszą innym strukturom sejsmitowym. Zwykle warstwa z konwolucjami kończy w stropie poziom sejsmitowy, tzn. poziom wykazujący obecność równoczesowych osadów lub struktur sejsmitowych. Warstwy z konwolucjami rzadko przekraczają grubość 30 cm, a najczęściej są cieńsze od 10 cm. Są one mezoskopowo homogeniczne pod względem wielkości uziarnienia. Dopiero selektywne wietrzenie powierzchni skały osadowej ujawnia jej konwekcyjne uporządkowanie teksturalne (ryc. 4).

W niektórych miejscach konwolucje przekraczają 1,5 m wysokości. Tak znaczne rozmiary osiągają najczęściej pojedyncze struktury w obrębie słabo zaburzonych osadów. Warstwy z konwolucjami występują głównie w poziomo leżących osadach podskarpowych i nadskarpowych tarasów akumulacyjnych.

Konwolucje, którym przypisano pochodzenie sejsmiczne zostały opisane w różnych facjach heterolitycznych (5, 6, 10, 23, 25, 36, 37, 41 i in.).

**Ześlizgi rotacyjne** występują w osadach stoków skarp i odzwierciedlają stany utraty stateczności przez zbocza skarp. Powierzchniowym objawem ześlizgów rotacyjnych są podłużne struktury zapadliskowe (ryc. 3d). Listryczne, nieregularne powierzchnie ślizgowe wygasają ku górze w horyzontach sejsmitowych. Ku dołowi powierzchnie ścięć stopniowo stają się równoległe do warstwowania i również wygasają (ryc. 5). Pozwala to przypuszczać, że zuskokowanie stoku skarpy oraz powstanie pokrywającego go poziomu sejsmitowego były jednoczesne lub niemal jednoczesne.

**Pionowe strefy dyslokacyjne** występują bezpośrednio w sąsiedztwie kartograficznie stwierdzonych uskoków tektonicznych. Najczęściej przecinają całe profile piaskowców, od osadów podskarpowych w górę. Możliwe do wyznaczenia w niektórych miejscach przesunięcie warstwowania po obydwu stronach stref dochodzi do 0,5 m.

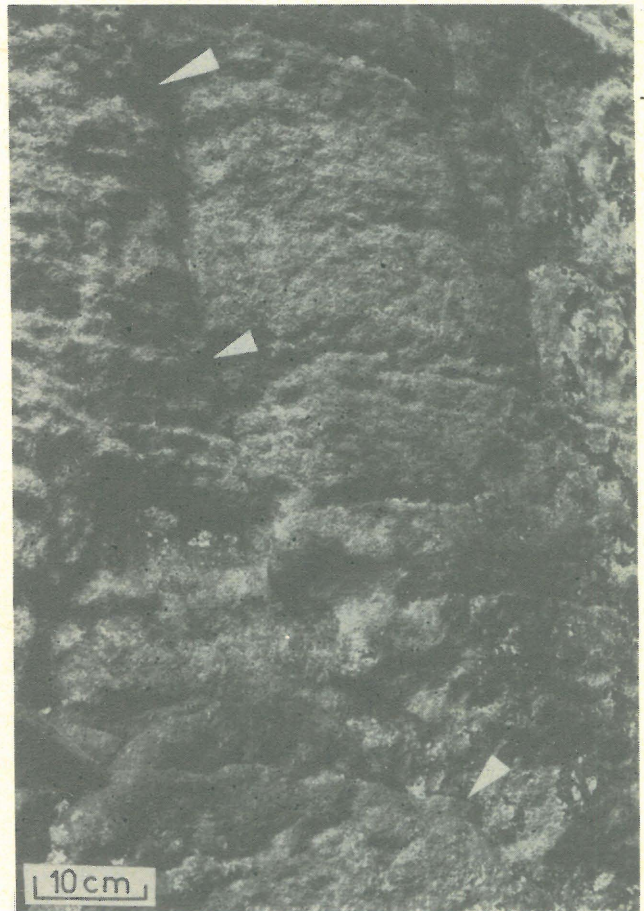
Wewnątrz stref dyslokacyjnych, których grubość zmienia się od kilkunastu centymetrów do ponad 1 m, osad wykazuje charakterystyczną strukturę, dla której typowe jest współwystępowanie deformacji kruchych (spękania, intraklasty) oraz struktur fluidalnych. Na lokalne upłynnianie osadu w obrębie niektórych stref dyslokacyjnych wskazuje charakterystyczne wygięcie warstw ku dołowi (ryc. 6). Taki kolaps warstwowania jest prawdopodobnie związany z odprowadzaniem części osadu ze strefy w czasie upłynnienia.

Pionowe strefy dyslokacyjne znane są z heterolitycznych osadów pokrywających współcześnie aktywne dyslokacje



Ryc. 4. Warstwa z konwolucjami

Fig. 4. Convolved bed



Ryc. 5. Listryczna powierzchnia ześlizgu rotacyjnego

Fig. 5. Listric-shaped slip surfaces of rotational slide

tektoniczne (29), o ekstensyjnym i przesuwczym charakterze. Towarzyszące im objawy lokalnego upłynnienia osadów są typowe dla tych stref.

**Penetrujące strefy ekstensyjne** przecinają całe profile piaskowców od spągu do stropu, rzadziej wygasają ku górze w obrębie poziomu sejsmitowego. Strefy ekstensyjne nie są ciągłe, lecz składają się z systemu licznych, pionowych i równoległych do siebie spękań, o długości do ponad 2 m (ryc. 7). Grubość stref zwykle nie przekracza 0,7 m, a miejscami bardzo blisko siebie występujące spękania nadają charakterystyczną „fluidalną” strukturę wnętrzu stref. Warstwowanie nie jest przesunięte po obydwu stronach, chociaż również wykazuje wygięcie ku dołowi.

Zarówno pionowe strefy dyslokacyjne, jak i penetrujące strefy ekstensyjne są zorientowane w kierunku NE – SW i występują bezpośrednio przy podobnie zorientowanych dyslokacjach tektonicznych o stwierdzonym ekstensyjnym i przesuwczym charakterze. Struktury te odzwierciedlają prawdopodobnie synsedymენტacyjną aktywność pobliskich dyslokacji. Tworzyły się one w następstwie sprężystej reakcji nie zlyfikowanego osadu na wstrząsy sejsmiczne oraz lokalnego upłynnienia i przemieszczania się osadu.

#### PARASEJSMITY POWIERZCHNIOWE

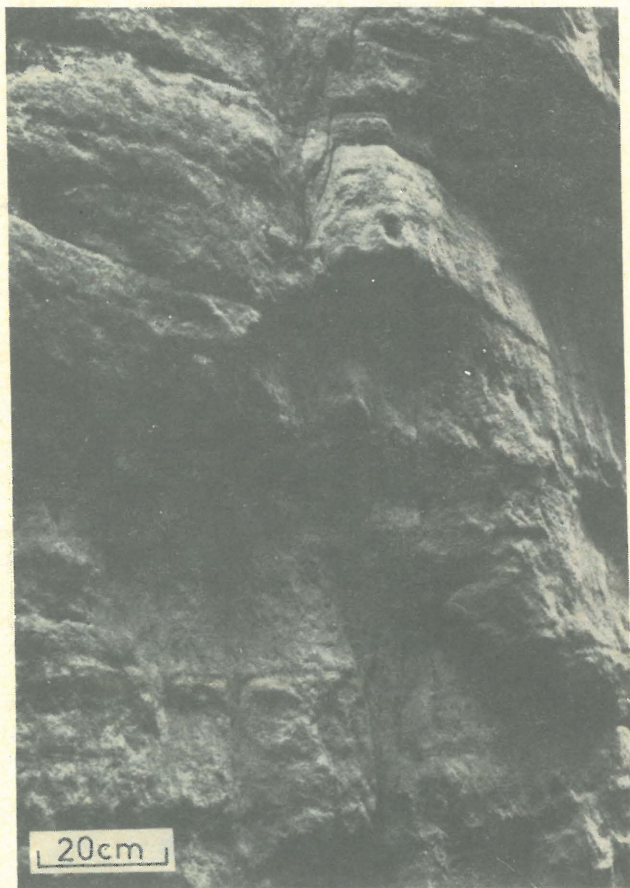
Poza niektórymi z wcześniej opisanych konwolucji, które mogą mieć charakter deformacji osuwiskowych, wydaje się bardzo prawdopodobne, że za parasejsmity powierzchniowe można uznać niektóre z redeponowanych piaskowców homogenicznych. Są to osady spływów upłynnionego piasku (17 – 19, 22), które wypełniają nisze w obrę-

bie facji stokowych lub tworzą warstwy o miąższości do 2 m w obrębie facji podskarpowych i dystalnych tarasów akumulacyjnych. Nisze są symetryczne i charakteryzują się stosunkiem szerokości do głębokości od 3 do 5. Ich głębokość w przypadku większych form może wynosić nawet 10 m. Homogeniczne wypełnienia nisz wykazują normalną gradację wielkości ziarn, obecność przesłon trakcyjnych oraz struktur odwodnieniowych. Odwodnieniowe struktury miseczkowe (16), będące śladami pierwszej fazy rozproszonego i dyfuzyjnego odwodnienia osadu, zwykle są poprzecinane systemem pionowych kanałów odwodnieniowych, typowych dla fazy odwodnienia skoncentrowanego. W przyspągowych partiach nisz często jest obecna pseudolaminacja ścięciowa, i to nie tylko w osadzie spływu, ale również w osadach niszy.

Często w stropie piaskowców homogenicznych – osadów spływów, występują ortosejsmity powierzchniowe, których obecność przemawia za wstrząsem (wstrząsami?) sejsmicznym, jako bezpośrednią przyczyną stabilizacji spływów w rezultacie ich odwodnienia. Przyjmując, że czas trwania przeciętnego trzęsienia ziemi jest o rząd wyższy od czasu spływania upłynnionego osadu, można uznać za bardzo prawdopodobne, że wstrząsy które powodowały stabilizację niektórych spływów mogły je również same powodować. Tak więc wydaje się, że obok ześlizgów rotacyjnych, spływy upłynnionego piasku stanowią pośredni, depozycyjny objaw okresowych zaburzeń stateczności zboczy stoków depozycyjnych tarasów akumulacyjnych.

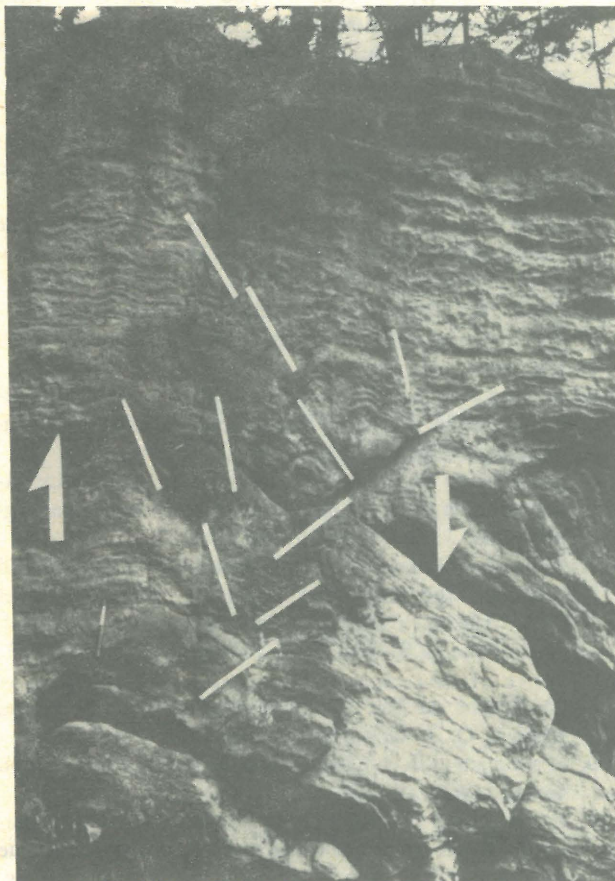
#### PODSUMOWANIE

Przedstawione osady i struktury występujące w kredowych piaskowcach niecki śródsudeckiej, uzupełniają do-



Ryc. 6. Pionowa strefa dyslokacyjna

Fig. 6. Deeply penetrating fault zone



Ryc. 7. Penetrująca strefa ekstensyjna

Fig. 7. Deeply penetrating fracture zone

tychczasowy obraz warunków osadzania się tych piaskowców. Ogólnie podkreślają one rolę sedymentacyjnych ruchów tektonicznych w uformowaniu się olbrzymich form dna – tarasów akumulacyjnych.

Mimo, iż trudne do rozpoznania, sejsmity w osadach piaszczystych wydają się równie pospolite jak w obrębie facji heterolitycznych. Wobec specyficznej, skarpowej konfiguracji dna basenu wyraźne poziomy sejsmitowe mogły się tworzyć jedynie w miejscach stosunkowo płaskich i o niewielkim nachyleniu – tzn. na ówczesnych powierzchniach tarasów akumulacyjnych oraz na przedpolu skarp. Jednakże pozycja przestrzenna niektórych struktur w obrębie osadów stokowych skarp w stosunku do „pewnych” poziomów sejsmitowych, pozwala uznać te pierwsze również za wywołane bezpośrednio lub pośrednio przez wstrząsy (wstrząsy?) sejsmiczny.

Część struktur, zwłaszcza ortosejsmity penetrujące, raczej bezpośrednio odzwierciedlają ruchy tektoniczne podłoża, aniżeli reakcje osadu na wstrząsy sejsmiczne. Charakterystyczne, że niemal wszystkie opisane struktury sejsmotektoniczne nawiązują swoją orientacją i kształtem do orientacji ważniejszych dyslokacji w podłożu. Wydaje się zatem, że struktury te mogą być użytecznym wskaźnikiem geometrii stref tektonicznych aktywnych w czasie sedymentacji lub bezpośrednio po niej. Również ekstensyjny charakter większości z opisanych tutaj sejsmitów, wydaje się odzwierciedlać podobny charakter aktywnych sedymentacyjnie dyslokacji.

#### LITERATURA

- Aleksandrowski P., Wojewoda J., Śliwiński W. – Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets, Lower Permian, Intra-sudetic Basin. [In:] Teisseyre A. K. T. (ed.) – 7<sup>th</sup> I.A.S. European Meeting Excursion Guidebook 1986, Excursion A-1.
- Coulter H.W., Migliaccio R.R. – Effects of the earthquake of March 27, 1964, at Valdez, Alaska. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1966 nr 542-C.
- Dionne J.C., Shilts W.W. – A Pleistocene clastic dike, Upper Chaudiere Valley, Quebec. Can. J. of Earth Scien. 1974 vol. 11.
- Don B., Don J. – Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. Acta Geol. Pol. 1960 vol. 10.
- Dunne L.A., Hempton M.R. – Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, south-eastern Turkey. Sedimentology 1984 vol. 31.
- Dzwałyński S., Smith A.J. – Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. J. Sed. Petrol. 1963 vol. 33.
- Foster H.L., Karlstrom T.N.V. – Ground breakage and associated effects in the Cook Inlet area, Alaska, resulting from the March 27, 1964, earthquake. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1966 nr 543-F.
- Gill W.D., Kuenen P.H. – Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. Q. J. Geol. Soc. London 1958 vol. 113.
- Hayashi T. – Clastic dikes in Japan. Jap. J. Geol. Geogr. 1966 vol. 37.
- Hempton M.R., Dewey J.F. – Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. Tectonophysics 1983 vol. 98.
- Hesse R., Reading H.G. – Subaqueous clastic fissure, eruptions and other examples of sedimentary transposition in the lacustrine Horton Bluff Formation (Mississippian), Nova Scotia, Canada. (eds. A. Matterand and M.E. Tucker) I.A.S. Spec. Publ. 1978 nr 2.
- Jerzykiewicz T. – Sedymentacja górnych piaskowców ciosowych niecki śródsudeckiej (górną kreda). Geol. Sudetica 1968 vol. 4.
- Jerzykiewicz T. – A flysch-littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geol. Pol. 1971 vol. 21.
- Jerzykiewicz T., Wojewoda J. – The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). Can. Soc. Petrol. Geol. 1986 Memoir 11.
- Klein V., Soukup J. – The Bohemian Cretaceous Basin (eds. V. Zoubek). Regional Geology of Czechoslovakia 1966 część I.
- Lowe D.R. – Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology 1975 vol. 22.
- Lowe D.R. – Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. Ibidem vol. 23.
- Lowe D.R. – Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits (eds. L.J. Doyle and O.H. Pilkey) SEPM Spec. Publ. 1979 nr 27.
- Lowe D.R. – Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sed. Petrol. 1982 vol. 52.
- Mayall M.J. – An earthquake origin for syn-sedimentary deformations in a late Triassic (Rhaetian) lagoonal sequence, south west Britain. Geol. Magazine 1983 vol. 120.
- Meisling K.E. – Possible emplacement history of a sandblow structure at Pallett Creek, California (ed. P.L. Abbott), Geological excursions in the southern California area. Dept. of Geol. Sciences, San Diego St. University 1979.
- Middleton G.V., Hampton M.A. – Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. [In:] Stanley D.J., Hampton M.A. (eds.) – Marine Sediment Transport and Environmental Management. John Wiley 1976.
- Muir S.G. – Holocene deformed sediments of the Southern San Joaquin Valley, Kern County, California (Ph. D. Thesis) California St. University 1984.
- Mutti E., Ricci Lucchi F. et al. – Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. Mar. Geol. 1984 vol. 55.
- Nichols D.R. – Slump structures in Pleistocene lake sediments of the Copper River Basin, Alaska. U.S. Geol. Prof. Paper 1960 nr 400-B.
- Radwański S. – Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. Biul. Inst. Geol. 1975 nr 287.
- Rascoe B., Jr. – Tectonic origin of preconsolidation deformation in Upper Pennsylvanian rocks near Bartlesville, Oklahoma. Am. Ass. of Petrol. Geol. Bull. 1975 vol. 59.
- Reading H.G. – Sedimentary environments and facies. Blackwell Sc. Publications 1986.
- Reches Z., Hoexter D.F. – Holocene seismic and tectonic in Dead Sea area. Tectonophysics 1981 vol. 10.
- Reimnitz E., Marshall N.F. – Effects of

- the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. *J. Geophys. Res.* 1965 vol. 70.
31. Seed H.B. — Landslides during earthquakes due to soil liquefaction. *J. of Soil Mech. Found. Div. ASCE* vol. 94.
  32. Seilacher A. — Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Mar. Geol.* 1984 vol. 55.
  33. Selley R.C. — Torridonian alluvium and quicksands. *Scot. J. of Geol.* 1969 vol. 5.
  34. Selley R.C., Shearman D.J. et al. — Some underwater disturbances in the Torridonian of Skye and Raasay. *Geol. Magazine* 1963 vol. 100.
  35. Sieh K.E. — Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallett Creek, California. *J. of Geophys. Res.* 1978 vol. 83.
  36. Sims J.D. — Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science* 1973 vol. 182.
  37. Sims J.D. — Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 1975 vol. 29.
  38. Spalletta C., Vai G.B. — Upper Devonian intraclast parabreccias interpreted as seismites. *Mar. Geol.* 1984 vol. 55.
  39. Sutton J., Watson J. — Sedimentary structures in the epidotic grits of Skye. *Geol. Magazine* 1960 vol. 97.
  40. Valečka J. — Storm-surge versus turbidite origin of the Coniacian to Santonian sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. *Geol. Rundschau* 1984 vol. 73.
  41. Weaver J.D. — Seismically-induced load structures in the basal coal measures, South Wales. *Geol. Magazine* 1976 vol. 113.
  42. Wojewoda J. — Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. [In:] Teisseyre A. K. T. (ed.) — 7<sup>th</sup> I.A.S. European Meeting Excursion Guidebook 1986, Excursion A-1.

## SUMMARY

Alongshore drift and seasonal storm surges were the dominant factors affecting the sedimentation in the NE part of Upper Cretaceous epicontinental Bohemian Sea during the Turonian. A development of gigantic bedforms — accumulation terraces, and of sandy sequences originated as a result of offshore progradation of these forms, was strongly influenced by fault activity of the basin floor. The resultant sandstones are abundant in seismites — deposits and structures reflecting syndimentary seismic activity.

Two groups of seismites are distinguished: **orthoseismites** — produced *in situ* as a direct effect of a seismic

shock, and **paraseismites** — resultant from a redeposition following the shock. Superficial orthoseismites (shallow penetrating fissures and cracks, convolutions, circular and elongate collapse structures) penetrate the sediment to a depth generally not exceeding 2 metres and form seismic horizons most often in sandstones of the under- and over-scarp facies of the accumulation terraces. Penetrating orthoseismites (deeply penetrating fracture and fault zones, rotational slides) comprise the whole thicknesses of sandstone lithosomes and are located directly above the basement faults. As superficial paraseismites considered are some sand flow deposits. The processes involved in the formation of the seismites described are local fluidization and dewatering of sediments of the accumulation terraces. The orientation of the seismically induced structures is usually concordant with that of major fault of the basement.

*Translated by the author*

## РЕЗЮМЕ

Седиментация в Чешском меловом бассейне была в туронском ярусе определённая постоянным вдоль-береговым дрейфом и периодическими штормами. Синседиментационные, блоковые тектонические движения дна бассейна поспособствовали развитию больших форм дна — аккумулятивных террас. В результате проградации этих форм в направлении к центру бассейна, в средисудетской мульде осадились мощные серии песчаников. В этих песчаниках находятся многие сейсмиды — осадки и структуры образовавшиеся в результате синседиментационной сейсмической активности бассейна.

Выделены две группы сейсмидов: **ортосейсмиды**, образовавшиеся *in situ* непосредственно под влиянием сейсмических толчков и **парасейсмиды** — образовавшиеся в результате переотложения осадков вызванного толчками. Поверхностные ортосейсмиды (экстенсивные трещины, продольные и кругообразные впадины) проникают осадок до глубины 2 м, образуя часто так называемые сейсмидовые горизонты, в пределах осадков откосов и находящихся над откосами аккумулятивных террас. Проникающие ортосейсмиды (скольжения, проникающие дислокативные и экстенсивные зоны) пересекают разрезы песчаников и накапливаются непосредственно над сбросами в основании. К поверхностным парасейсмидам причислены также осадки некоторых песчаных сточков. Сейсмиды образовались в результате разжижения и осушения осадков аккумулятивных террас в последствии сейсмического толчка. Геометрия деформационных сейсмидовых структур связана с ориентацией более важных сбросов в основании.