

## Komory dyfuzyjne — przykład zróżnicowanej reologicznie reakcji osadu ziarnistego na wstrząs sejsmiczny

Jurand Wojewoda<sup>1</sup>



**Diffusional cells — an example of differentiated rheological reaction of granular sediment to seismic shock.**  
Prz. Geol., 56: 842–847.

*A b s t r a c t.* Frontally fluidized slump sheet containing water-and-sediment escape structures, interpreted as earthquake-driven deposit occur in Permian conglomerates in Golińsk (Saxonian, Mioszów Conglomerate Member) in the Intrasudetic Synclinorium. Their internal architecture, lithology and position within the slump sheet suggest a rheologically differentiated reaction of sediment to the seismic shock — from brittle failure to liquefaction. The onset of the latter involved diffusional grain displacement in zones of contrasting density resulted from brittle fracture in unconsolidated sediment.

**Keywords:** diffusional cell, seismite, Permian, Intrasudetic Synclinorium

Stosunkowo łatwo dostępne dla bezpośrednich obserwacji, opisu i monitoringu powierzchniowe (subaeralne) osuwiska, a w szczególności ich koluwia, stanowią niezwykle rzadkie zjawisko w zapisie kopalnym (Brunsden & Prior, 1984; Keefer, 1984; Erisman & Abele, 2001; Wen i in., 2004; Glade i in., 2005; Hsü, 1975; Jakob & Hungr, 2005). Koluwia osuwiskowe szczególnie rzadko zachowują się w obrębie kopalnych osadów rzecznych, pomimo że w środowisku „żyjących” dolin rzecznych redepozycja masowa osadów jest procesem powszechnym, a w przypadku zbczy dolin wręcz dominującym (Keefer, 1984).

Przyczyna jest oczywista. Przejście większości osadów lądowych (również rzecznych) w „stan kopalny” i ich wyjście z systemu transportu powierzchniowego zależy przede wszystkim od poziomu wód gruntowych. W większości dolin rzecznych, w miejscach gdzie wody powierzchniowe mają kontakt hydrauliczny z wodą gruntową, tzw. **podstawę erozji** w konkretnym przekroju poprzecznym doliny wyznacza najniższy położony punkt takiego przekroju, zwykle najniższe miejsce w dnie koryta rzeki. Ponieważ niemal zawsze koluwia osuwiskowe w obrębie doliny rzecznej gromadzą się powyżej bazy erozyjnej, prędzej lub później są niszczone, a ich materiał włączany w system transportu rzecznoego. Do sytuacji wyjątkowych należą przypadki, kiedy koluwium osuwiskowe osadza się poniżej stałej bazy erozyjnej, np. w obrębie starorzeczy dolinnych (Dunne & Hempton, 1984) lub kiedy krótko po powstaniu koluwium w danym miejscu podnosi się baza erozyjna doliny.

### Kopalne koluwium osuwiskowe z Golińska

Kopalne koluwia osuwiskowe z utworów permskich synklinorium śródsudeckiego, m.in. ze stanowiska Golińsk, zostały po raz pierwszy opisane w roku 1986 (Aleksan-

drowski i in., 1986) w obrębie tzw. formacji z Radkowa (ogniwo zlepieńców z Mioszowa, por. Śliwiński, 1984) — ryciny 1 i 2A. Zespół facjalny w stanowisku Golińsk został zinterpretowany jako osady żwirowej rzeki roztokowej i osady aluwialnego stożka napływowego (Aleksandrowski i in., 1986; por. Miall, 1996).

Koluwium z Golińska tworzą w przewodzie zlepieńce oraz piaskowce zawierające prawie 80% z materiału wulkanogenicznego, takiego samego, jak w skałach serii eruptywnej autunu. Koluwium ma formę klina o maksymalnej miąższości ok. 2,5 m w południowo-wschodniej części odsłonięcia (ryc. 2A). Pakiet osuwiskowy zbudowany jest z wymieszanych i zdeformowanych osadów korytowych i zalewowych doliny rzecznej. Wergencje fałdów, kontorsji, płatów deformacyjnych oraz struktur płomieniowych wskazują zgodnie na transport materiału w kierunku północno-zachodnim (ryc. 2B, C).

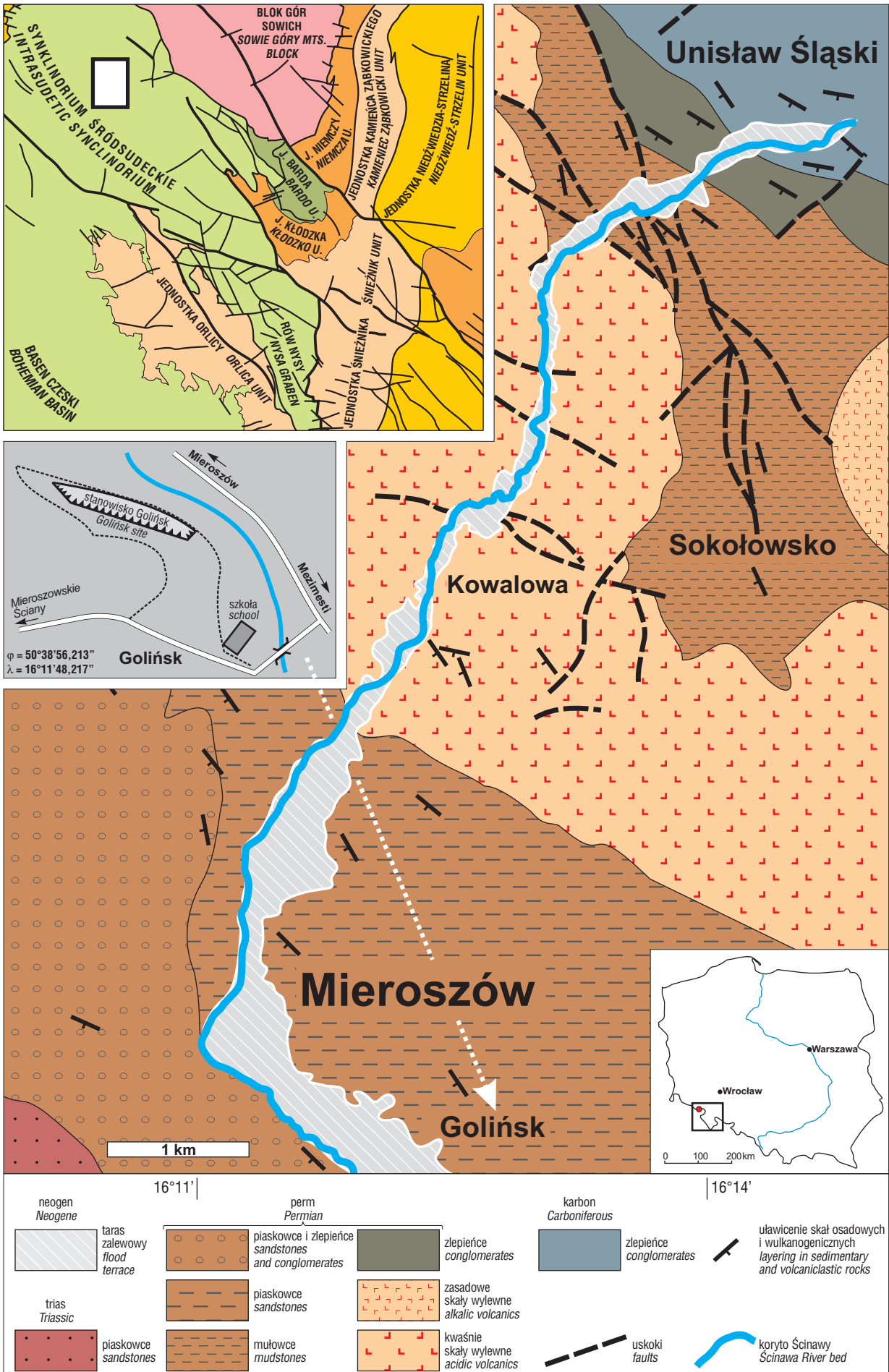
Opisywany pakiet osuwiskowy stanowi ławicę złożoną, bardzo zróżnicowaną pod względem strukturalnym. W południowo-wschodniej części odsłonięcia są w niej zachowane relikty pierwotnych facji, identycznych jak występujące powyżej i poniżej w osadach niezaburzonych. W północno-zachodniej części odsłonięcia osady uległy niemal całkowitej homogenizacji wskutek upłynnienia. Zróżnicowanie takie dało podstawę do opisanego procesu osuwiskowego jako **osuwiska frontalnie upłynnionego** (Aleksandrowski i in., 1986). Proces lateralnego przejścia koherentnego osuwiska w spływ rumoszowy był później wielokrotnie postulowany w przypadku osuwisk podwodnych, w tym również osuwisk dolinnych (por. Stillwell, 1992). Za przyczynę, a niekiedy również za skutek upłynnienia przyjmuje się m.in. wzrost prędkości przemieszczania się koluwium (Fleming i in., 1989; Iverson, 1997; Iverson i in., 2000) oraz opady atmosferyczne (Iverson & Major, 1987; Coe i in., 2003; Simoni i in.,

→

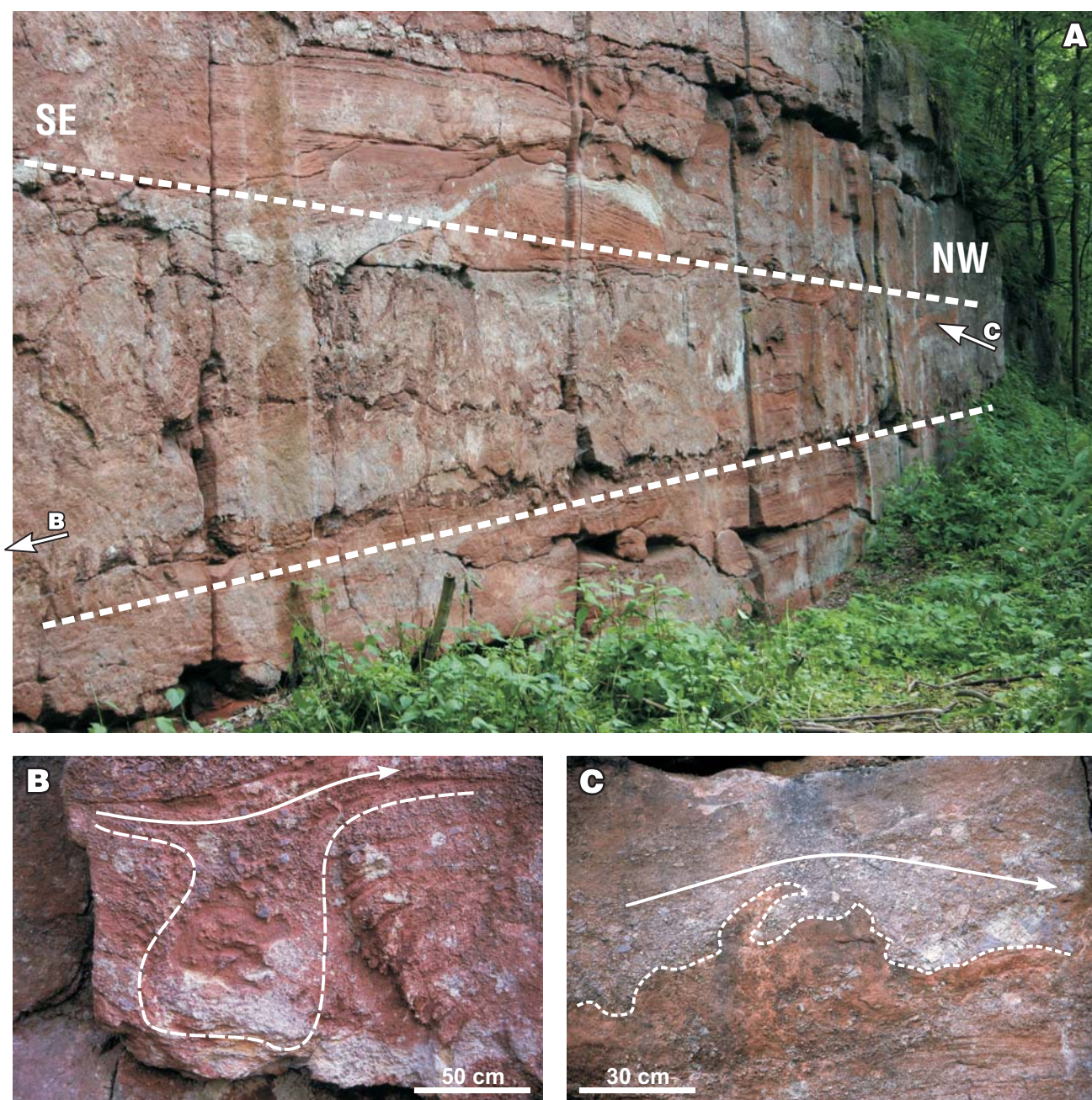
**Ryc. 1.** Lokalizacja stanowiska Golińsk w Sudetach (u góry z lewej — kolory jednostek geologicznych umowne) i budowa geologiczna okolic Mioszowa (synklinorium śródsudeckie)

**Fig. 1.** Location of Golińsk in the Sudetes (upper left — colors of geological units are conventional) and geology of the Mioszów area (Intrasudetic Synclinorium)

<sup>1</sup>Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław; jurand.wojewoda@ing.uni.wroc.pl







Ryc. 2. Pakiet osuwiskowy w stanowisku Golińsk (A) i struktury deformacyjne o wyraźnej wergencji wskazującej na transport masowy materiału ku północnemu zachodowi: kontorsja (B) i struktura płomieniowa (C)

Fig. 2. Slump sheet in Golińsk (A) and directional deformational structures showing mass transport to NW: contortion (B) and flame structure (C)

2004). Osuwiska koherentne mogą zostać rozczłonkowane w części frontalnej i przemieszczać się równocześnie w strefach plastycznych i bardziej upłynnionych (Iverson, 1997; Iverson i in., 2000; Erismann & Abele, 2001; Dai i in., 2002).

#### Komory dyfuzyjne

Struktury deformacyjne, zinterpretowane jako odwodnieniowe, zostały po raz pierwszy opisane ze stanowiska

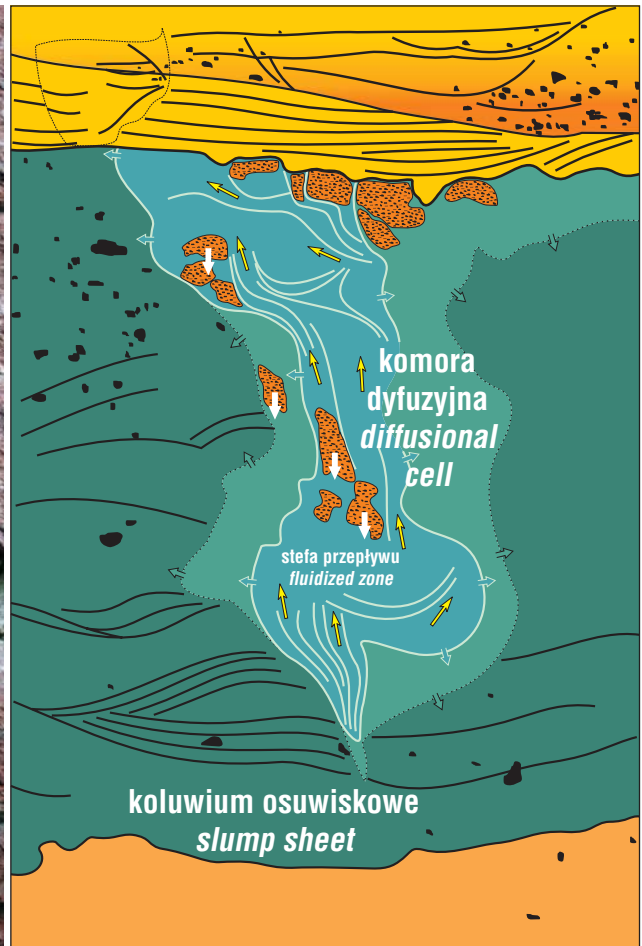
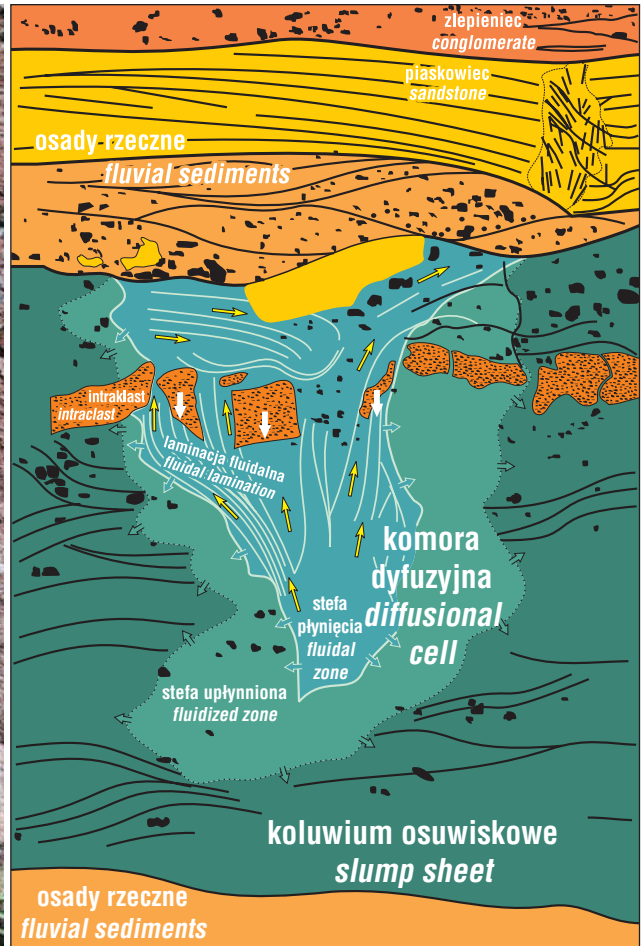
Golińsk w pracy Śliwińskiego i Wojewody (1984). Następnie zostały one określone jako **struktury miotłaste** (ang. *broom-shaped structures*). Już wtedy zostało im przypisane pochodzenie wstrząsowe (sejsmiczne) i zostały one zakwalifikowane do tzw. zjawisk sejsmotektonicznych (Aleksandrowski i in., 1986).

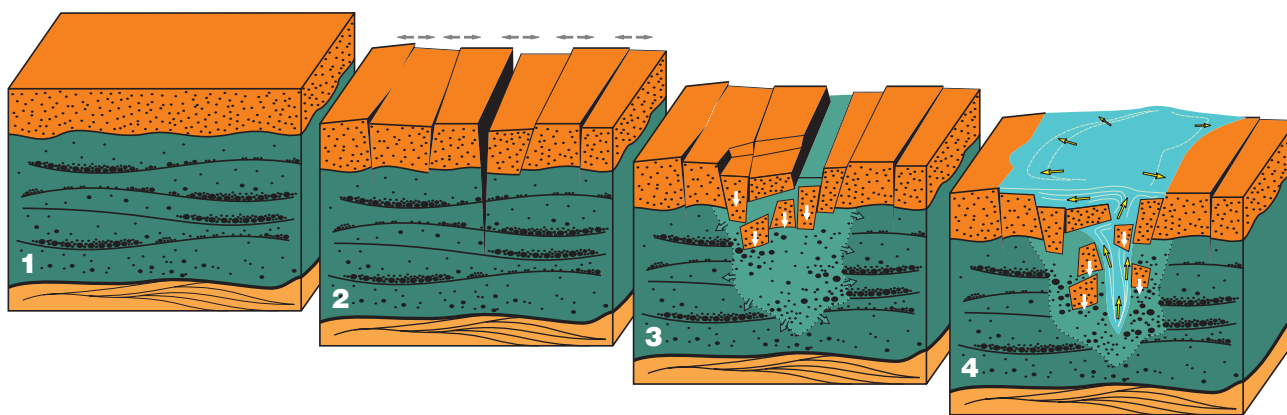
Struktury te występują w południowo-wschodniej, proksymalnej części pakietu osuwiskowego i mają nieregularny kształt zbliżony w formie do klina skierowanego podstawą ku górze (ryc. 3). Ich granice są na ogół ostre

→

Ryc. 3. Struktury miotłaste (lub komory dyfuzyjne) w zlepieńcach z Mioszowa (stanowisko Golińsk)  
Fig. 3. Broom-shaped structures (or diffusional cells) in Mioszów conglomerate (Golińsk site)







**Ryc. 4.** Schemat pokazujący mechanizm powstawania komór dyfuzyjnych: stan wyjściowy (1), spękanie osadu (2), upłynnienie osadu (3) oraz erupcja upłynnionego materiału i tonięcie intraklastów (4)

**Fig. 4.** Sketch showing mechanism of formation of diffusional cells: initial stage (1), cracking of sediment (2), liquefaction of sediment (3) and eruption of liquefied sediment and sinking of intraclasts (4)

i wyraźne i tylko lokalnie obserwuje się stopniowe przejście od osadów wewnątrz struktury do osadów stanowiących zasadniczą masę koluwium osuwiskowego (**matriks osuwiska**). W obrębie struktur odwodnieniowych materiał jest podobny w składzie do osadów otaczających, jednak jest znacznie drobniej ziarnisty i wykazuje lineację ziaren, która sprawia, że w osadzie zaznacza się pseudolaminacja fluidalna równoległa do ich granic. To ona właśnie jest odpowiedzialna za charakterystyczny, miotlasty wygląd tych struktur. Czasem w obrębie opisywanych struktur występują pojedyncze intraklasty, które stanowią fragmenty osadu z otoczenia, w tym zbrekcionowane ławice. Intraklasty są zwykle ostrokrawędziste i „toną” w materiale wypełniającym struktury odwodnieniowe.

Za ważny mechanizm upłynnienia osadów ziarnistych przyjmuje się m.in. ekspansję przestrzeni porowej, np. wskutek dynamicznych obciążeń (drgań osadu) i utraty stateczności przez szkielet ziarnowy (Fleming i in., 1989), co znajduje potwierdzenie zarówno w eksperymentach laboratoryjnych (Jones, 1994; Schanz & Vermeer, 1996; Iverson i in., 2000), jak i w obserwacjach polowych. Drgające i kolidujące ze sobą ziarna dają efekt rozproszonego ciśnienia w osadzie ziarnistym, co sprawia, że osad traci spoistość (Bagnold, 1954; Hsü, 1975; Hutter & Rajagopal, 1994; Straub, 1996; Iverson, 1997). Jednocześnie liczne eksperymenty wskazują, że osad niezlityfikowany, lecz spoisty nie może osiągnąć stanu upłynnienia i granicy płynięcia bez wcześniejszego kruche spękania (Adams & Briscoe, 1994; Iverson, 1997; Iverson i in., 2000). Granicę zapoczątkowania ruchu wzdłuż płaszczyzny wewnątrz materiału ziarnistego określa tzw. kryterium Coulomba:  $Sh = a \times Tr + b$ , gdzie  $Sh$  i  $Tr$  oznaczają odpowiednio naprężenie styczne i normalne do powierzchni ścinania,  $a$  i  $b$  natomiast są odpowiednio granicznym tarcie wewnętrznym osadu (kątem ścinania wewnętrznego) i spoistością osadu (kohezją) (por. Goodman & Cowin, 1972). Jednakże w każdym przypadku, bez względu na przyczynę zmian konsystencji osadu, iniekować (intrudować) może tylko ośrodek o mniejszej spoistości w ośrodek o spoistości wię-

kszej — o ile powstanie przestrzeń, która taką iniekcję umożliwia. Najczęstszym przypadkiem, kiedy może dojść do iniekcji jest sytuacja, kiedy zróżnicowany litologicznie ośrodek różnie reaguje na oddziaływanie mechaniczne, np. na obciążenie dynamiczne (wstrząs, drgania). Strefowe spękanie i strefowe upłynnienie gruntu sprawia, że wcześniej powstałe szczeliny są wypełniane materiałem upłynnionym, co prowadzi do powstawania struktur o charakterze żył i dajek, a nawet odprowadzenia części materiału z układu, np. do erupcji upłynnionego materiału na powierzchnię osadu. Takie zjawiska jak wulkany piaszczysto-mułowe, rozplywy klastyczne, kaldery i zapadliska powszechnie towarzyszą trzęsieniom ziemi (Dutton, 1889; Reibisch, 1935; Price, 1939; Coulter & Migliaccio, 1966; Lowe, 1975; Middleton & Hampton, 1976; Penick, 1976; Sieh, 1981; Trifunac, 1995; Adalier & Aydingun, 2000).

Sytuacja się komplikuje, gdy w obrębie osadów poddanych naprężeniom dynamicznym nie występuje pierwotne zróżnicowanie reologiczne materiału, który może ulec upłynnieniu. W takiej sytuacji możliwy jest jeszcze inny proces, który prowadzi do strefowego upłynnienia osadu. Procesem tym jest dyfuzja. W 1988 r. został zaproponowany model fizyczny procesu dyfuzyjnego upłynnienia jednorodnego osadu ziarnistego w odniesieniu do struktur ucieczkowych opisanych w koluwium osuwiskowym w Golińsku (Wojewoda & Wojewoda, 1988).

W obrębie niezlityfikowanego osadu ziarnistego pierwotne depozycyjne ułożenie ziaren może być zaburzone m.in. wskutek bioturbacji, koncentracji i migracji gazu czy oddziaływań dynamicznych, np. wstrząsu sejsmicznego i wzrostu ciśnienia. W tym ostatnim przypadku zwykle pierwszą reakcją na wstrząs jest pęknięcie osadu (ryc. 4). Jeśli przyjmiemy, że przesycony wodą gruntową osad może być traktowany jak bardzo gęsta zawiesina, to powstanie stref zluźnienia w jej obrębie (spękań i szczelin) wytwarza warunki, w których graniczą ze sobą ośrodki o skrajnie różnym zagęszczeniu materiału osadowego — bardzo niskim w strefie pęknięć i bardzo wysokim w otaczającym pęknięcia osadzie. Tym samym może dojść do procesu dyfuzji, tzn. przemieszczenia mineralnych



składników osadu otaczającego szczeliny do ich wnętrza (ryc. 4). Takie przemieszczanie może prowadzić do upłynnienia osadu, przy jednoczesnej ekspansji szczeliny i powstawania powiększającej się przestrzeni, nawiązującej do niej kształtem — **komory dyfuzyjnej** (ang. *diffusional cell*) (por. Wojewoda & Wojewoda, 1988). Do próby opisu fizycznego przedstawionego mechanizmu jest niezbędne przyjęcie określonych warunków brzegowych i następujących założeń: 1) przemieszczanie się ziaren w trakcie formowania się komory dyfuzyjnej jest zgodne z tzw. drugim prawem Ficka; 2) zagadnienie jest przestrzennie jednowymiarowe i zgodne z równaniem różniczkowym dyfuzji (por. Wojewoda & Wojewoda, 1988).

### Podsumowanie

Przedstawiony model komory dyfuzyjnej w sposób satysfakcjonujący tłumaczy powstanie struktur ucieczkowych osadu i wody w sytuacji, kiedy poddany dynamicznym obciążeniom materiał ziarnisty jest niezlityfikowany, silnie zawadniony i w znacznym stopniu jednorodny. Reologiczna reakcja takiego ośrodka jest możliwa, a nawet bardzo prawdopodobna.

Badania sfinansowano ze środków budżetowych Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego (grant 2022/W/ING/08-63).

### Literatura

- ADALIER K. & AYDINGUN O. 2000 — Liquefaction during the June 27, 1998 Adana-Ceyhan (Turkey) Earthquake. *Geotechnic. Geol. Engineer.*, vol. 18: 155–174.
- ADAMS M.J. & BRISCOE B.J. 1994 — Deterministic micromechanical modeling of failure or flow in discrete planes of densely packed particle assemblies: introductory principles, [In:] Mehta A. (ed.) *Granular Matter*. Springer-Verlag, New York: 259–291.
- 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.) *IAS 7<sup>th</sup> European Regional Meeting, Excursion Guidebook*, Kraków-Poland. Ossolineum, Wrocław. Excursion A-1: 9–29.
- BAGNOLD R.A. 1954 — Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newton fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, Mathematical and Physical Sci.*, vol. 225: 49–63.
- BRUNSDEN D. & PRIOR D.B. 1984 — *Slope instabilities*. Wiley, Chichester, UK.
- COE J.A., ELLIS W.L., GODT J.W., SAVAGE W.Z., SAVAGE J.E., MICHAEL J.A., KIBLER J.D., POWERS P.S., LIDKE D.J. & DEBRAY S. 2003 — Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998–March 2002. *Engineer. Geol.*, vol. 68: 67–101.
- COULTER W.H. & MIGLIACCIO R. 1966 — Effects of the earthquake of March 27, 1964 at Valdez Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 542C.
- DAI F.C., LEE C.F. & NGAI Y.Y. 2002 — Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*, v. 64: 65–87.
- DUNNE L.A. & HEMPTON M.R. 1984 — Deltaic sedimentation in the Lake Hazar pull-apart basin, south-eastern Turkey. *Sediment.*, vol. 31: 401–412.
- DUTTON C.E. 1889 — The Charleston earthquake of August 31, 1886. 9<sup>th</sup> Annual Report of the Directorate. *U.S. Geol. Surv.*, Washington D.C.: 9–528.
- EL-ISA Z.H. & MUSTAFA H. 1986 — Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications. *Geophys. Int. J.*, 86: 413–424.
- ERISMANN T.H. & ABELE G. 2001 — *Dynamics of rockslides and rockfalls*. Springer-Verlag, New York.
- FLEMING R.W., ELLEN S.D. & ALGUS M.A. 1989 — Transformation of dilative and contractive landslide debris into debris flows — An example from Marin County, California. *Engineer. Geol.*, vol. 27: 201–223.
- GLADE T., ANDERSON M. & CROZIER M.J. (ed.) 2005 — *Landslide hazard and risk*. Wiley, Chichester, UK.
- GLADE T. & CROZIER M.J. 2005 — The nature of landslide hazard impact, [In:] Glade T., Anderson M. & Crozier M.J. (ed.) *Landslide hazard and risk*. Wiley, Chichester, UK: 43–74.
- GOODMAN M.A. & COWIN S.C. 1972 — A continuum theory for granular materials. *Archive for Rational Mechanics and Analysis (Historical Archive)*, vol. 44: 249–266.
- HAYASHI T. 1966 — Clastic dikes in Japan. *Jap. J. Geol. Geogr.*, 37: 1–20.
- HSÜ K.J. 1975 — Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 86: 129–140.
- HUTTER K. & RAJAGOPAL K.R. 1994 — On flows of granular materials. *Continuum Mechanics and Thermodynamics (Historical Archive)*, vol. 6: 81–139.
- IVERSON R.M. 1997 — The physics of debris flows. *Rev. Geoph.*, vol. 35: 245–296.
- IVERSON R.M. & MAJOR J.J. 1987 — Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: Physical interpretation of empirical relations. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 99: 579–594.
- IVERSON R.M., REID M.E., IVERSON N.R., LAHUSEN R.G., LOGAN M., MANN J.E. & BRIEN D.L. 2000 — Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity. *Science*, vol. 290: 513–516.
- JAKOB M. & HUNGR O. 2005 — *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer-Praxis, Berlin-Heidelberg.
- JONES M. 1994 — Mechanical principles of sediment deformation, [In:] Maltman A. (ed.) *The geological deformation of sediments*. Chapman & Hall, London.
- KEEFER D.K. 1984 — Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95: 406–421.
- LOWE D.R. 1975 — Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sediment.*, vol. 22: 157–204.
- MIALL A.D. 1996 — *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. 1976 — Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, [In:] Swift D.J.P. (ed.) *Marine sediment transport and environmental management*. Wiley, New York: 197–218.
- PENICK J. JR. 1976 — *The New Madrid earthquakes of 1811–1812*. University of Missouri Press, Columbia, Mo.
- PRICE P.H. 1939 — Claydikes in Redstone coal, West Virginia and Pennsylvania. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 17: 1527–1531.
- REIBISCH P. 1935 — Entstehung der Rücken und Kämme im Rotliegenden des Döhlener Beckens. *Isis Jhg., Sitzungsberichte*, 6–7.
- SCHANZ T. & VERMEER P.A. 1996 — Angles of friction and dilatancy of sand. *Geotechnique*, vol. 46: 145–151.
- SIEH K.E. 1981 — A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. *Earthquake Prediction — Int. Rev.*, M. Ewing Series, 4: 181–207.
- SIMONI A., BERTI M., GENERALI M., ELMI C. & GHIROTTI M. 2004 — Preliminary result from pore pressure monitoring on an unstable clay slope. *Engineer. Geol.*, vol. 73: 117–128.
- STILLWELL H.D. 1992 — Natural hazards and disasters in Latin America. *Natural Hazards (Historical Archive)*, vol. 6: 131–159.
- STRAUB S. 1996 — Self-organization in the rapid flow of granular material: evidence for a major flow mechanism. *Int. J. Earth Sci. (Historical Archive)*, vol. 85: 85–91.
- ŚLIWIŃSKI W. 1984 — Propozycja rewizji stratygraficznej pozycji warstw z Chełmska Śląskiego. *Geol. Sudet.*, 18: 167–174.
- ŚLIWIŃSKI W. & WOJEWODA J. 1984 — Deformacyjne struktury osuwiskowe w kontynentalnych osadach czerwonego spagowca okolic Radkowa. [W:] *Materiały Terenowej Konferencji Sedymentologicznej, Radków 27–29.04.1984*: 1–7.
- TRIFUNAC M.D. 1995 — Empirical criteria for liquefaction in sands via standard penetration tests and seismic wave energy. *Soil Dynamics and Earthquake Engineer.*, vol. 14: 419–426.
- WEN B., WANG S., WANG E. & ZHANG J. 2004 — Characteristics of rapid giant landslides in China. *Landslides*, vol. 1: 247–261.
- WOJEWODA H. & WOJEWODA J. 1988 — Planar diffusional cell — a mathematical model. *Z. Geol. Wiss.*, 16: 12–14.