

Jaskinia szczelinowa Diabła Dziura w Bukowcu (Pogórze Rożnowskie, Karpaty zewnętrzne) jako inicjalne stadium rozwoju głębokich osuwisk w Karpatach fliszowych

Włodzimierz Margielewski,* Jan Urban*

Crevice-type cave Diabła Dziura in Bukowiec (Rożnów Foothill, Outer Carpathians) as an initial stage of deep-seated landslides development in the Flysch Carpathians (S Poland). Prz. Geol., 52: 1171–1178.

Summary. Diabła Dziura cave — the deepest pseudokarst cave (42 m) of the Polish Outer Carpathians (Rożnów Foothill) represents a tension crack of the initial stage of landslide development. Several types of gravitational movements — spreading, toppling, rotational — have been observed in the cave. They will gradually evolve into a landslide. The joints system of the cave is featured by zonality. All joint sets (L, T, D1, D2) occurring in the massif are present in the complete relaxed, upper part of the massif (to the depth 10–12 m), whereas the set D2, parallel to the mountain ridge stretching, predominates in the deeper part. To the depth 25 m the joint surfaces are often slightly curved, deeper they are straight and even. The main passages of the cave represent polygenetic joints, developed due to tensional stresses operating within the ridge. Curved shape of the joint surfaces is an effect of correlation between foundations of jointing (combination of tectonic and denudational-unloading stresses) and a way of their opening, generated partly by tectonical extension, partly by denudational factors in the upper part of the ridge. Also the lithological character of the rock massif (thick-bedded sandstone) could play a significant role in formation of these curved surfaces.

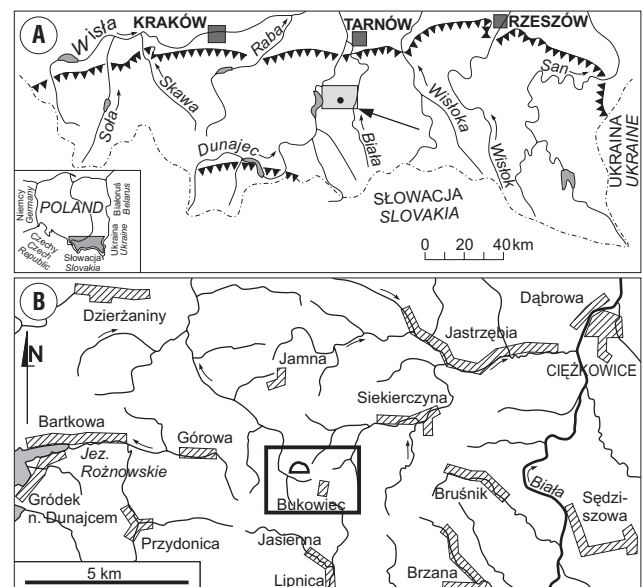
Key words: Mass movements, fissure caves, structural control, joint system, Flysch Carpathians

Zależność rozwoju skalnych osuwisk od struktur w silnie spękanych i anizotropowych tektonicznie masywach skalnych Karpat jest, wbrew pozorom, problemem skomplikowanym. Z jednej strony, odwzorowanie struktur w obrębie powierzchni oderwania mas skalnych jest ewidentne i powszechnie związane z rozwojem szczeliny inicjalnej (szczeliny z rozciągania), poprzedzającej powstanie osuwiska (tzw. strukturalne założenia osuwisk — *vide* Margielewski, 1998, 2001, 2002, 2004; Margielewski & Urban, 2000, 2003a). Z drugiej jednak strony możliwość wykorzystania powierzchni strukturalnych (lub ich kombinacji) jako strefy poślizgu (tzw. osuwisko strukturalne — Kleczkowski, 1955; Bober, 1984, Zabuski i in., 1999) jest w praktyce ograniczona do osuwisk translacyjnych, a więc zwykle płytkich (do głęb. 10 m), rzadziej średniogłębokich (10–30 m — wg Hutchinson, 1995).

Dotychczas głębokość ok. 40 m była uważana za największą, do jakiej w masywach skalnych Karpat może sięgać osuwisko strukturalne (Bober, 1984). Było to związane z maksymalną głębokością występowania spękań efektywnych (Kleczkowski, 1979), identyfikowaną także na podstawie badań wodochłonności masywów skalnych (Oszczypko i in., 1981). Bezpośrednią obserwację zależności rozwoju głębokich osuwisk od struktur, jak również obserwacje sposobu rozwoju i strefowości powierzchni spękań umożliwia jaskinia Diabła Dziura w Bukowcu (typu *crevice*). Jest ona najgłębszą jaskinią szczelinową, rozpoznaną dotychczas w polskich Karpatach fliszowych (Kowalski, 1954; Klassek, 1997; Margielewski & Urban, 2003b). Głębokość jej wynosi 42,5 m, długość natomiast 365 m. Jest zlokalizowana na terenie Pogórza Rożnowskiego, w masywie wzniesienia Bukowiec, w odległości ok. 10 km na WSW od Ciężkowic (ryc. 1, 2). Jaskinia Diabła Dziura, jak również naturalne skałki i ściany skalne usytuowane w masywie Bukowca są obecnie chronione w obrębie rezerwatu przyrody „Diable Skały w Bukowcu” (Alexandrowicz, 1978; Alexandrowicz & Poprawa, 2000).

Geologia i rzeźba obszaru badań

Grzbiet Bukowca, w obrębie którego powstała jaskinia Diabła Dziura, jest utworzony z piaskowców warstw ciężkowickich (paleocen–eocen) budujących południowe skrzydło antykliny Różnów–Ciężkowice, która należy do jednostki śląskiej (Cieszkowski i in., 1991). Antyklina ta ma przebieg WSW–ENE i jest asymetryczna — skrzydło północne jest strome, lokalnie złuskowane i nasunięte na synklinę Jastrzębiej. Skrzydło południowe natomiast jest płogie: budujące je utwory są nachylone pod stosunkowo niewielkim kątem (20–40°) na południe. Skrzydło południowe antykliny pocięte jest wieloma uskokami poprzecznymi (Cieszkowski i in., 1991; Leszczyński & Radomski, 1994 — ryc. 2).



Ryc. 1. Położenie jaskini Diabła Dziura w Bukowcu: A — na tle polskich Karpat, B — na terenie Pogórza Rożnowskiego. Zasięg mapki B zaznaczono na mapce A szarym prostokątem

Fig. 1. Location of the Diabła Dziura Cave in Bukowiec: A — in the Polish Carpathians, B — in the Rożnów Foothill. Situation of map B marked on the map A with a grey rectangle

*Instytut Ochrony Przyrody PAN, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

W profilu jednostki śląskiej warstwy ciężkowickie zalegają nad warstwami istebniańskimi górnymi i pstryimi łupkami, przykryte są zaś warstwami hieroglifowymi oraz wyżej leżącymi warstwami menilitowymi. W tej części Beskidów warstwy ciężkowickie, osiągające miąższość ok. 500 m, zbudowane są z kilku pakietów piaskowców ciężkowickich, które przedzielone są łupkami lub piaskowcowo-łupkowym, cienkoławicowym fliszem o litotypie warstw hieroglifowych (Leszczyński & Radomski, 1994). W otoczeniu Diablej Dziury występują trzy pakiety

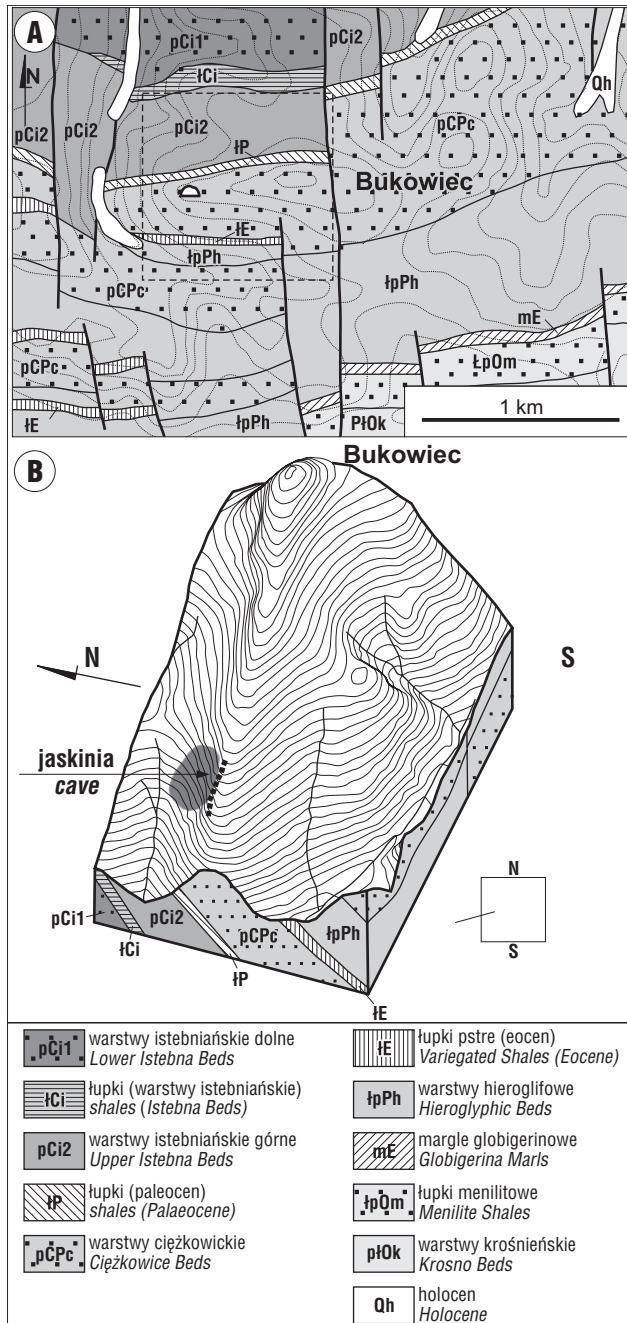
tych piaskowców o miąższości od kilkudziesięciu do ok. 200 m. Piaskowce ciężkowickie są grubo- i bardzo gruboławicowe (kilka — kilkanaście metrów, wyjątkowo 30 m), gruboziarniste, miejscami średnio- i drobnoziarniste, lokalnie z wkładkami zlepieńców. Grube ławice piaskowców zwykle nie mają wyraźnych struktur sedimentacyjnych (Leszczyński, 1981; Leszczyński & Radomski, 1994).

Jaskinia Diabla Dziura znajduje się w obrębie osi grzbietu odchodzącego od szczytu góry Bukowiec w kierunku zachodnim (ryc. 2). Dwa otwory wejściowe jaskini usytuowane na północnym stoku tego grzbietu, kilka metrów poniżej linii grzbietowej i ok. 40 m powyżej podstawy stoku. Grzbiet jest zbudowany z najgrubszego (do 200 m) pakietu piaskowców ciężkowickich. Warstwy piaskowców są nachylone pod kątem 15–30° na SSW i podścielone wkładką łupków pstrych, które odsłaniają się u podstawy północnego stoku (ryc. 2, 3).

W obrębie północnego stoku grzbietu Bukowca występuje wiele piaskowcowych ścian skalnych, będących skarpmi osuwisk, zaś w jego przyszczytowej, wschodniej części — również kilka dużych ścian skalnych i form skałkowych (ryc. 3A, B).

Charakterystyka jaskini

Diabla Dziura jest pionowo rozwiniętym systemem kilku korytarzy, odległych od siebie w poziomie nie więcej niż 1–5 m, utworzonych na zespole szczelin o generalnym kierunku NE–SW, niemal równoległych przy tym do linii grzbietowej (Klassek, 1997; Margielewski & Urban, 2003b) (ryc. 3). Miejscami jaskinia na całej wysokości jest praktycznie jedną szczeliną podzieloną blokami i płytami skalnymi (zaklinowanymi pomiędzy jej ścianami) na kilka korytarzy. Układ szczelin, gzymsów na ich ścianach oraz



Ryc. 2. Budowa geologiczna obszaru badań (A) (wg Cieszkowski i in., 1991) oraz rzut ortogonalny hipsometrii wzgórza Bukowiec w projekcji Z (B). Osuwisko w sąsiedztwie Diablej Dziury — ciemnoszare na rycinie B. Skala pionowa na ryc. B przewyższona **Fig. 2.** Geology of the studied area (A) (after Cieszkowski et al., 1991) and orthogonal projection of hipsometry of the Bukowiec ridge (in Z value) (B). Landslide near Diabla Dziura Cave — dark grey on the sketch B. Vertical scale on Fig. B increased

Ryc. 3. Plan jaskini Diabla Dziura i osuwiska na północnym stoku wzgórza (A), wraz ze zgeneralizowanym przekrojem poprzecznym (B) i schematycznym przekrojem podłużnym rozwiniętym (C). Plan jaskini (A) i przekrój podłużny (C) — wg Ganszer & Mleczek (1997) oraz Klassek (1997). Spękania zestawione na diagramach konturowych (projekcja równopowierzchniowa normalnych na dolną półkulę, izolinie: 2,5–5–7,5–10–12,5 >%, poniżej diagramów przedstawiono liczbę pomiarów spękań) i kierunkowych (róża spękań dla przedziałów spękań co 10°). Położenie warstw na diagramach punktowych (projekcja równopowierzchniowa normalnych na dolną półkulę). Diagramy: 1–3 zestawiono dla form powierzchniowych (ściany skarp osuwiska), diagramy: a–h zestawiono dla poszczególnych korytarzy jaskini (1 — dostokowa ściana jaskini; 2 — odstokowa ściana jaskini). Spękania: L — podłużne, D — skośne; T — poprzeczne do biegu warstw (za: Mastella i in., 1997)

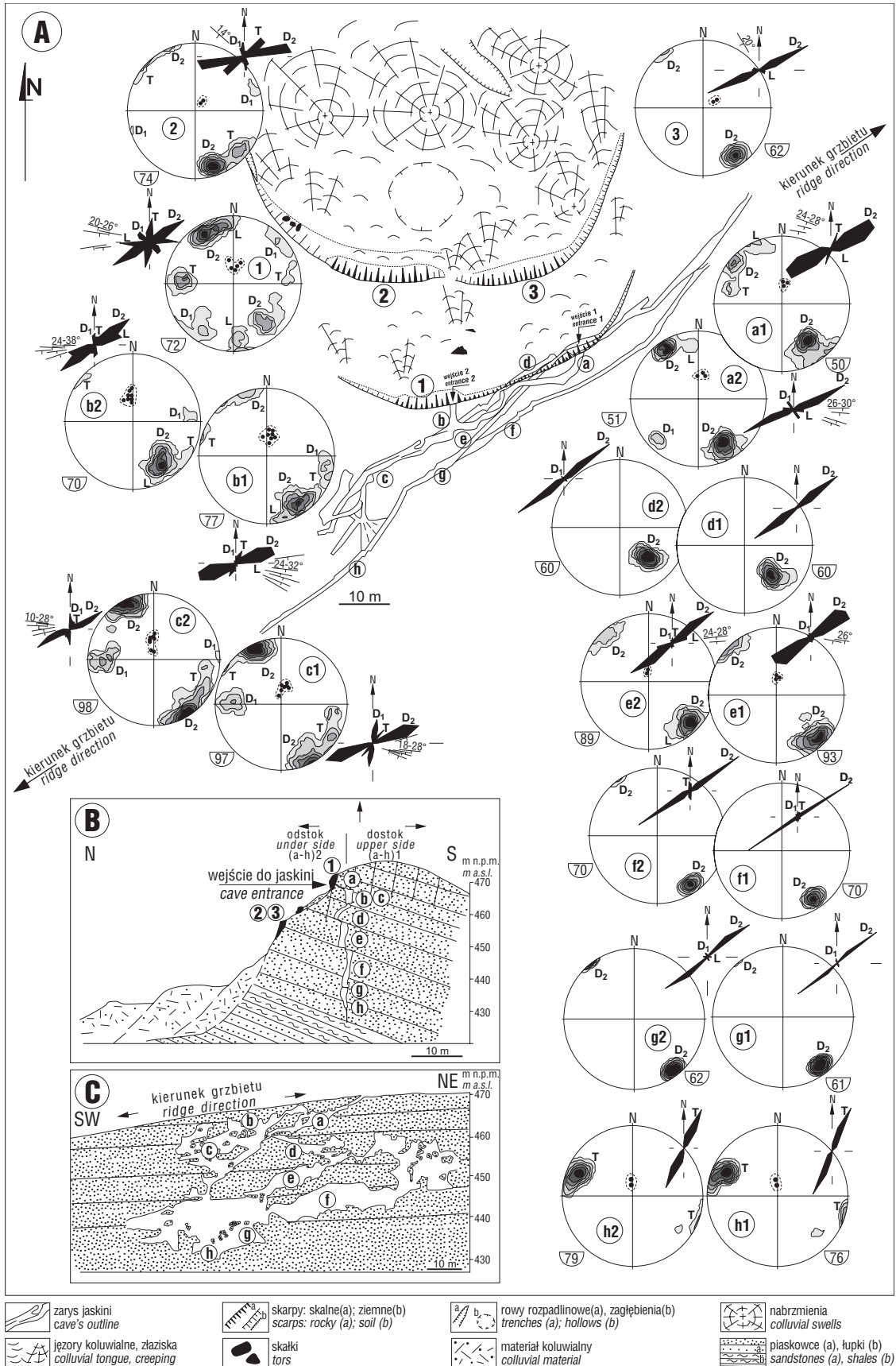
Fig. 3. A map of the Diabla Dziura Cave and a landslide on the northern slope of Bukowiec ridge (A), with generalized cross sections: transverse (B) and longitudinal (C). Map (A) and longitudinal cross-section (C) — after Klassek (1997) and Ganszer & Mleczek (1997). Joints on contour diagrams (equal area plot, projection of normals on lower hemisphere, contours: 2.5–5–7.5–10–12.5 >%, below diagrams: number of measurements) and directional diagrams (intervals: 10°). Strike of beds on point diagram (projection on lower hemisphere). 1–3 — diagrams for surface forms; a–h — diagrams for cave's passages (1 — upper side, 2 — lower side wall of cave). Joints sets: L — longitudinal, D — diagonal, T — transverse to the strike of beds (joint sets after: Mastella et al., 1997)



zaklinowanych bloków powoduje, iż sieć korytarzy jaskiniowych tworzy trzy nieregularne piętra, które połączone są przez cztery studnie (Klassek, 1997; Ganszer & Mleczek, 1997). W obrębie najwyższego piętra jaskini (ryc. 3: korytarze a–b) korytarze są zwykle niskie, nieregularne w przekroju poprzecznym i lokalnie ciasne. Ich ściany są

miejscami silnie pochylone. Łączą one dwa otwory wejściowe (ryc. 3A, C).

Piętro środkowe jaskini (ryc. 3: korytarze c, d, e; ryc. 4, 5) tworzą korytarze o wysokości 2–5 m rozwinięte wzdłuż pionowych lub pochylonych płaszczyzn spękań. Nachylenie ścian tych korytarzy jest miejscami znaczne (ryc. 3:



korytarz *d*; ryc. 5), lokalnie zaś ściany są faliste. Na krańcach wschodnim i zachodnim jaskini stosunkowo wysokie partie tego pietra łączą się bezpośrednio z piętrzem dolnym. W części zachodniej nad studnią otwierającą się w stropie najniższego pietra występuje jedyna w jaskini, niewielka sieć przecinających się korytarzyków rozwiniętych wzdłuż spękań skośnych D_2 i poprzecznych T (zespoły spękań wg Mastella i in., 1997). Do tej części prowadzi szczelina, w której poprzecznym przekroju występuje półka szerokości 0,5–0,8 m powstała na powierzchni ławicy (ryc. 3: korytarz *c*; ryc. 4). Położenie półki i odpowiadającego jej nawisu na przeciwległej ścianie pozwala na określenie charakteru przemieszczeń grawitacyjnych. W części wschodniej jaskini dwie studnie łączące obydwa pietra stanowią szczeliny o wysokości ok. 10 m (wraz z korytarzem — ok. 20 m), długości kilku metrów i szerokości 0,5 m. Trzecie połączenie z najniższym piętrzem jaskini znajduje się w jej środkowej części, w końcu korytarza o pochyłym dnie i pionowych ścianach wysokości do 6 m (ryc. 3: korytarz *e*). Również w tym korytarzu ślady warstwowania pozwalają na ocenę kierunku ruchu mas skalnych.

Najniższe piętro jaskini to praktycznie jedna szczelina o prawie prostym, lekko załamany lub jedynie lokalnie falistym przebiegu. Jej szerokość wynosi od 0,3 m (w partiach niedostępnych dla człowieka szerokość szczeliny jest jeszcze mniejsza) do 1,5 m (średnio 0,4–0,7 m). Ściany są pionowe lub nieznacznie odchylone od pionu ku SSE. Wysokość korytarza sięga kilkunastu metrów, lokalnie przekracza 20 m (ryc. 6). Jego dno jest nierówne, utworzone z bloków, płyt oraz gzymsów skalnych, które przykryte są miejscami gruzem. Piaskowiec, z którego są zbudowane ściany korytarza nie ma uławicenia ani innych struktur sedymentacyjnych. Na powierzchni ścian występują powłoki żelaziste, co jest spowodowane zapewne długim okresem wietrzenia rozwijającego się wzdłuż spękania lub na rozwartych już powierzchniach szczeliny.

Na północnych stokach grzbietu w okolicy jaskini powstały dwa zespoły różnowiekowych osuwisk. Górne posiada częściowo skalistą skarpe o wysokości ok. 3 m i lekko kolistym zarysie (ryc. 3A: 1). W obrębie tej skarpy znajdują się obydwa otwory jaskini. W dolnych partiach stoku, wskutek odmłodzenia strefy nową generacją ruchów masowych, powstało kolejne osuwisko. Wykształciło ono skarpe główną o amfiteatralnym przebiegu i łącznej wysokości ok. 10 m (ryc. 3A, B: 2–3). W górnych partiach skarpa ta jest zwieńczona ściankami skalnymi wysokości ok. 3–4 m. U podnóża skarp przemieszczony materiał skalny utworzył urozmaicone koluwium z licznymi wałami, rowami i zagłębieniami.

Tektoniczne uwarunkowania rozwoju jaskini

W obrębie jaskini i jej otoczenia wykonano łącznie ponad 1300 pomiarów położenia płaszczyzn spękań (mierzone proporcjonalnie do rozmiaru powierzchni spękań), które zestawiono na diagramach konturowych i kierunkowych oraz kilkadziesiąt pomiarów położenia warstw zestawianych na diagramach punktowych (ryc. 3A). W celu określenia rodzaju przemieszczeń w obrębie jaskini, spękania zestawiano parami, osobno dla dostokowych (a1–h1) i odstokowych (a2–h2) ścian jaskini (ryc. 3A).

Zasadniczo w odsłonięciach powierzchniowych (ryc. 3A: diagramy 1–2), jak również w wyższych partiach jaskini (ryc. 3A: diagramy a–c) spękania są reprezentowane (wyjątkiem jest diagram 3) przez komplet zespołów: D_1 , D_2 , T , L (zespoły spękań za: Mastella i in., 1997).

W pełni rozwinięte zespoły ciosu widoczne na powierzchni (ryc. 3A: diagramy 1, 2) w przybliżeniu odpowiadają kierunkom systemu ciosu regionalnego (dla spękań zrotowanych do płaszczyzny poziomej), dla obszaru między Dunajcem a Wisłoką ($D1: 355^\circ$, $D2: 45-54^\circ$, $T: 20^\circ$) (Mastella i in., 1997; Mastella & Konon, 2002). Zespoły te występują również w najwyższych, przypowierzchniowych korytarzach jaskini, z wydającą się oczywistą, pewną dominacją kierunków spękań, wzdłuż których nastąpił roz-



Ryc. 4. Korytarz *c* jaskini Diabla Dziura (vide ryc. 3) z półką, która umożliwia określenie sposobu przemieszczeń masywu (fot. A). Na ścianach korytarza drobne struktury spękania (żebrowe — fot. B, rąbkowe — fot. C) umożliwiające określenie kierunków działania naprężeń tektonicznych. Miejsca i kierunki wykonania zdjęć B i C zaznaczone strzałkami na fot. A

Fig. 4. Cave's passage *c* of the Diabla Dziura cave (see: Fig. 3) with a ledge, which enables determination of the character of the mass movements. On both walls hackle marks (ribbed structures — photo B, fringe structures — photo C) enabling determination of tectonic strains. Places and directions of photos B and C signed with arrows on photo A



Ryc. 5. Korytarz *d* jaskini (vide ryc. 3) o nachylonych i falistych ścianach. Na południowej ścianie widoczne drobne struktury spekania

Fig. 5. Cave's passage *d* (see: Fig. 3) with inclined and curved walls. On the southern wall hackle marks are visible

wój tych korytarzy (ryc. 3A: diagramy *b–c*). Takie pełne otwarcie wszystkich kierunków ciosu zaznacza się do głębokości 10–12 m (ryc. 3A).

W głębszych partiach jaskini (ryc. 3A: diagramy *d–h*) jest widoczna redukcja zespołów spękań praktycznie do jednego kierunku o przebiegu zgodnym z kierunkiem spękań skośnych D_2 o biegu $45–55^\circ$, w najniższych partiach zaś — zgodnym z zespołem T ($20–30^\circ$). Pozostałe zespoły spękań nie występują (diagram *h*), bądź są skrajnie zredukowane (diagramy: *d–g*). W środkowych partiach jaskini (ryc. 3A: diagramy *d, e*), do głębokości ok. 20–25 m, zaznacza się jeszcze pewna zmienność (dyspersja) kierunków zbliżonych do zespołu D_2 widoczna zarówno w poziomie, jak też płaszczyźnie pionowej (ryc. 3A: diagramy *d–e*). Dyspersja kierunków objawia się falistym (w pionie i poziomie) przebiegiem powierzchni ścian. W wyższej części masywu skalnego są widoczne powierzchnie grubych ławic piaskowców o miąższości 4–5 m.

W dolnych partiach jaskini, poniżej głębokości 25 m, obserwuje się brak dyspersji kierunków D_2 (ryc. 3A: diagramy *f–g*). Spękania wzdłuż których powstały korytarze tej części jaskini posiadają proste (w płaszczyźnie poziomej i pionowej), gładkie powierzchnie (ryc. 6). Powierzchnie ławic praktycznie nie są tu identyfikowalne.

W najniższych i najwęższych partiach jaskini (ryc. 3: korytarz *h*) ściany znów mają falisty przebieg (aczkolwiek dyspersja kierunku jest nieznaczna), nawiązujący do zespołu spękań poprzecznych T (ryc. 3A: diagram *h*). Sposób otwarcia spękań, jak również preferencja innego niż w pozostałych korytarzach jaskini zespołu spękań (T zamiast D_2) przebiegających skośnie do osi grzbietu, są prawdopodobnie spowodowane występowaniem tej części korytarzy bezpośrednio powyżej kontaktu z pstryimi łupkami podścielającymi gruboławicowe piaskowce. Występowanie w podłożu sztywnych piaskowców wkładki plastycznych łupków prawdopodobnie wymusiło otwarcie innego (niż w pozostałych partiach jaskini) zespołu spękań.

Odrębną kwestią jest przestrzenny rozkład spękań w jednej ze ścian skalnych tworzących skarpe główną dolnego osuwiska w zespole Bukowca (ryc. 3A: diagram 3). Pomimo, iż jest to forma powierzchniowa, nie wykazuje kompletu kierunków spękań typowych dla masywu zrełaksowanego (ryc. 3A: diagramy *1–2*). Występuje tu tylko

jeden zespół spękań poprzecznych D_2 o przebiegu identycznym jak w odstokowych korytarzach dolnych partii jaskini (diagramy: *f2, g2*). Zespół D_1 jest tu skrajnie zredukowany (dominacja jednego kierunku w tym odsłonięciu nie wynika ze sposobu pomiaru). Może to sugerować, iż ściana ta powstała bezpośrednio z rozpadu jednego z zespołów szczelin należących do systemu jaskini Diabla Dziura (dostępne i rozpoznane korytarze tej jaskini, stanowią zapewne jedynie jego niewielką część). W sąsiedniej ścianie skalnej wchodzącej w skład zespołu skarp związanych z dolnym osuwiskiem (ryc. 3A: 2), „otwartych” jest już więcej kierunków spękań (T, D_1 i D_2), ponadto zespół D_2 jest nieznacznie prawoskrętnie zrotowany (ryc. 3A: diagram 2). Obraz ten może potwierdzać tezę o zróżnicowanej relaksacji poszczególnych partii masywu skalnego, w których dominują różne typy naprężeń (Oszczytko i in., 1981).

W jaskini są widoczne co najmniej dwie generacje ciosu występujące w obrębie większości jej korytarzy (na diagramach zostały one potraktowane łącznie). Starsza generacja charakteryzuje się występowaniem płaszczyzn pokrytych powłoką mineralną (limonitową?), młodsza generacja jest pozbawiona tych powłok. Ponieważ w odróżnieniu od odsłoneń terenowych powierzchnie te w jaskini nie ulegają erozji, mogą one w przyszłości służyć do badań nad różnoczasowym rozwojem (otwieraniem) kolejnych generacji ciosu.

Charakterystyka przemieszczeń grawitacyjnych w obrębie jaskini

Stoki grzbietu Bukowca mają asymetryczny przebieg: północne, rozwinięte na czołach warstw są bardziej strome i silnie transformowane przez powierzchniowe ruchy masowe (następuje ich cofanie — vide Baumgart-Kotarba, 1974), zaś południowe są bardziej połogie (ryc. 3B). Taki typ rzeźby wskazuje, że północna część masywu skalnego wyodrębnionego zespołem szczelin (tu: systemem korytarzy jaskini) podlegała blokowym przemieszczeniom grawitacyjnym i ma charakter odstokowy, południowa zaś reprezentuje najprawdopodobniej nienaruszoną caliznę skalną, typową dla dostokowej części masywu. Analiza spękań zestawionych na diagramach osobno dla ścian jaskini: dostokowych (ryc. 3A: diagramy *a1–h1*) i odstokowych (ryc. 3A: diagramy *a2–h2*), pozwala na określenie rodzaju przemieszczeń. Ze względu na tensyjny rozwój jaskini, głównym typem ruchów grawitacyjnych jest niewątpliwie *spreading** (vide Dikau i in., 1996; Cruden & Varnes, 1996), jednak z udziałem innych typów przemieszczeń (ryc. 3A: diagramy *a–h*).

W najwyższych partiach jaskini obserwuje się zróżnicowane przemieszczenia. W części wschodniej jest widoczny wyraźny przechyl (*toppling* wg Dikau i in., 1996) odstokowej części masywu w kierunku spadku stoku (ryc. 3A: diagramy *a1–a2*). W części zachodniej najwyższego piętra jest widoczne bardzo niewielkie, wsteczne obalenie odstokowej części masywu, typowe dla przemieszczeń rotacyjnych (diagramy: *b1–b2*). Analogicznie, bardzo nieznacznemu przemieszczeniu rotacyjnemu, uległy również niższe partie odstokowego fragmentu zachodniej części masywu (diagramy: *c1–c2*). Obserwacje położenia powierzchni ławic oraz powierzchni falistych na poszczególnych ścianach tej części korytarzy wskazuje, iż przemieszczeniom tym towarzyszy zrzut odstokowej części masywu ok. 5–25 cm (który wzrasta ku W) oraz ruch prze-

**spreading* (ang.) — rozszerzanie boczne

suwaczy w płaszczyźnie poziomej o ok. 20–30 cm w kierunku NE. W stosunku do tych partii masywu, skałki występujące w skarpie górnego osuwiska wykazują wyraźny przechył (ryc. 3A: diagram 1).

W rejonie pochylonego korytarza występującego w środkowych partiach jaskini (korytarz *d*, ryc. 5) masyw skalny został przemieszczony w wyniku *spreadingu*: płaszczyzny spękań na diagramach (odstokowych i dostokowych) nie wykazują istotnych różnic (ryc. 3A: diagramy *d1–d2*). W niższym korytarzu (*e*) środkowego piętra jaskini bardzo nieregularny przebieg ścian utrudnia jednoznaczne określenie rodzaju przemieszczeń. Znaczna dyspersja kierunku spękań jest nieco większa w obrębie ściany dostokowej jaskini, analiza diagramów zaś zdaje się sugerować bardzo nieznaczną wsteczną rotację odstokowej części masywu (ryc. 3A: diagramy *e1–e2*). Analiza położenia elementów rzeźby ścian korytarza i powierzchni ławic wskazuje zrzut odstokowej części masywu o ok. 10 cm.

W obrębie najniższej części jaskini (korytarze: *f–h*) odstokowa część masywu wykazuje *spreading* z bardzo niewielkim udziałem przechyłu, widocznym w obrębie dolnych systemów korytarza łącznie z najniższym (ryc. 3A: diagramy *f–h*). W korytarzach reprezentujących szczelinę o prostych ścianach (*f* oraz *g*) widoczny jest zrzut odstokowej części masywu o ok. 10–12 cm, zaś rozszerzaniu szczeliny towarzyszy przemieszczenie poziome o ok. 15 cm ku NE.

Dyskusja

Strefowość, założenia, sposób otwarcia i charakter spękań w masywie Bukowca jest efektem ewolucji układu naprężeń związanych z tektogenezą Karpat, późniejszymi ruchami neotektonicznymi i etapem denudacyjnej fragmentacji górotworu. Na etapie tektogenezy największe naprężenia kompresyjne działały horyzontalnie, w kierunkach zbliżonych do południkowych i reorientowanych w trakcie kolejnych etapów nasuwczych (Zuchiewicz, 1997; Mastella & Konon, 2002; Szczęsny, 2003). Neotektoniczna elewacja obszaru Bukowca (Zuchiewicz, 1995, 2001) spowodowała kolejną reorientację pola naprężeń tektonicznych. W rezultacie działania czynników denudacyjno-odprężeniowych następowała stopniowa, selektywna redukcja naprężeń wskutek usuwania ciśnień bocznych (poziome składowe naprężenia normalnego), jak również denudacyjnego zmniejszania miąższości nadkładu (składowa pionowa naprężenia normalnych). Wartość naprężeń szczątkowych działających równoległe do osi grzbietu malała przy tym wolniej, osiągając pewien stały poziom, podczas gdy naprężenie prostopadłe do osi grzbietu zmalało do zera, a następnie — w rezultacie grawitacyjnego rozciągania grzbietu — uzyskało przeciwny zwrot, powodując powstanie naprężeń tensyjnych odpowiedzialnych za otwarcie spękań. Równocześnie stopniowo zmniejszał się nacisk nadkładu, jednak wartość składowej pionowej naprężeń normalnych w masywie była wypadkową głębokości i wielkości naprężeń będących efektem neotektonicznej elewacji obszaru.

Strefowość spękań. Grzbiet w obrębie którego powstała jaskinia jest wododziałem (ryc. 2). Intensywność spękań w jego obrębie maleje wraz z głębokością. Według Scheideggera (1970) działały wodne oraz przylegające do nich części zboczy są całkowicie odprężone do głębokości stanowiącej 0,6 głębokości wcięcia erozyjnego. Jaskinia Diabla Dziura (42 m głębokości) sięga w pionie niemal do podstawy stoku. Masyw skalny w jej obrębie powinien być więc całkowicie zrelaksowany do głębokości ok. 24–25 m. Tymczasem uaktywnianie się wszystkich zespołów ciosu

charakterystyczne dla masywu całkowicie odprężonego, widoczne jest w obrębie jaskini do głębokości 10–12 m, co stanowi 0,3 głębokości wcięcia erozyjnego (ryc. 3). Na tej głębokości kontynuują się zespoły ciosu otwieranego wskutek odprężenia o pionowych, falistych powierzchniach (ryc. 3A: korytarz *d*; ryc. 5) i poziomie (ryc. 3A: korytarz *e*).

Głębokość otwartych spękań jest w przybliżeniu zgodna z najwyższą występującą w masywach skalnych „strefą wietrzenia współczesnego” odpowiadającą I strefie spękań wodonośnych wydzielonej przez Kleczkowskiego (1979), sięgającej 10–15 m w głąb masywu. Środkowa część jaskini (10–25 m), w której zaznacza się jeszcze występowanie spękań otwieranych wskutek odprężenia (część falistych powierzchni ścian), może odpowiadać II strefie spękań wodonośnych — „strefie spękań głębokiego wietrzenia oraz spękań odprężeniowych”, sięgających 15–60 m (Kleczkowski, 1979). Poniżej 25 m jaskinia posiada już niemal wyłącznie proste ściany rozwinięte wzdłuż regularnych spękań ciosowych. Jakkolwiek przyjmuje się, iż III strefa spękań wodonośnych („strefa spękań tektonicznych”) występuje poniżej 60–70 m (Kleczkowski, 1979), przykład Bukowca sugeruje, że może ona występować płycej.

W głębszych partiach widoczny jest zasadniczo jeden kierunek spękań w przybliżeniu równoległy do rozciągłości stoku, uaktywniony wskutek rozwoju szczeliny tensyjnej. Rozciąganie w masywie skalnym sięgnęło w przypadku Diabla Dziury 100% głębokości rozcięcia erozyjnego.



Ryc. 6. Korytarz *f* jaskini Diabla Dziura (vide ryc. 3) o pionowych, generalnie płaskich powierzchniach ścian
Fig. 6. Cave's passage: *f* (see: Fig. 3) with vertical, generally flat surfaces of walls

Cechy charakterystyczne i geneza spękań. Spękania o biegu 45–55°, wzdłuż których utworzyła się większość korytarzy jaskini reprezentują jeden, dobrze identyfikowalny kierunek widoczny w obrębie niemal wszystkich stanowisk, zgodny z regionalnym kierunkiem spękań ciosowych zespołu D₂ (vide Mastella i in., 1997; Mastella & Konon, 2002). W strefie grzbietowej (górnej, zrelaksowanej) masywu Bukowca powierzchnie spękań równoległych do tego zespołu (jak również drugiego zespołu D₁) są jednak faliste w pionie i poziomie. Dotyczy to zarówno starszej, jak i młodszej generacji tych spękań (ryc. 3A: diagramy a–e). W głębszych partiach jaskini spękania reprezentujące ten sam kierunek mają już płaskie, proste powierzchnie (ryc. 6).

W aspekcie takiej zmienności przebiegu powierzchni spękań istotne staje się wyjaśnienie kwestii, czy faliste powierzchnie w górnych partiach masywu reprezentują spękania niezależne od ciosu (np. odprężeniowe), czy jest to jednak zespół spękań ciosowych jedynie otwierany wskutek odprężenia, sposób otwarcia zaś determinował tu falisty charakter powierzchni spękań.

Na tych powierzchniach lokalnie pojawiają się struktury żełbrowe i rąbkowe typowe dla ekstensyjnego otwierania się spękań diagonalnych (ryc. 4B, C) (vide: Dadlez & Jaroszewski, 1994; Mastella & Konon, 2002). Zważywszy na zgodność kierunków tych spękań z zespołem D₂, jak również drobne struktury spękania rozwinięte na ich powierzchniach, spękania te z pewnością reprezentują cios, część z nich (ze strukturami żełbrowymi i rąbkowymi) została nawet otwarta już w trakcie tektogenezy (ryc. 4B, C). Forma otwarcia części z nich mogła być również uzależniona od charakteru relaksacji naprężeń szczątkowych w masywie. Stan naprężeń w obrębie masywu skalnego jest bowiem kombinacją naprężeń regionalnych (Zuchiewicz, 1997; Szczyński, 2003) i naprężeń indukowanych czynnikami grawitacyjnymi (Savage & Swolfs, 1986). Tektoniczne założenia ciosu są więc modyfikowane czynnikami odprężeniowo-denudacyjnymi oddziałującymi na masyw skalny przez dłuższy czas, co może sprzyjać powstawaniu krzywoliniowych powierzchni spękań. Eksperymenty laboratoryjne dowiodły ponadto, że falisty przebieg spękań może być bezpośrednio efektem ich założeń kompresyjno-ekstensyjnych (Jaroszewski, 1972).

Według hipotezy Scheideggera (2001), wygląd powierzchni ciosowych może być efektem nie tyle nawet wcześniejszego założenia ciosu, ile czynnikiem działającym w „ostatnim momencie”, który jest odpowiedzialny za jego otwarcie. Przy powierzchni terenu o dużej gęstości spękań, o ujawnieniu się (otwarciu) określonych kierunków spękań mogą rozstrzygać uwarunkowania geomorfologiczne: rzeźba terenu, prędkość erozji, charakter wietrzenia (Boretti-Onyszkiewicz, 1968; Dadlez & Jaroszewski, 1994). Stąd też spękania ciosowe w różnych częściach masywu Bukowca, reprezentujące jeden kierunek (D₂) mogą różnić się przebiegiem powierzchni wskutek strefowej relaksacji naprężeń szczątkowych. Faliste powierzchnie spękań o genezie grawitacyjno-odprężeniowej, rozwijane wzdłuż głównych kierunków ciosu obserwowano m.in. w Apeninach (Conti & Tosatti, 1996).

Faliste powierzchnie spękań górnych partii masywu mogły być determinowane również właściwościami ośrodka skalnego. Warunki reologiczne powstania struktur spękania są bowiem funkcją nie tylko ciśnienia nadkładu czy sposobu obciążania i odciążania, ale również litologii skał (Dadlez & Jaroszewski, 1994). W bardzo gruboławicowym piaskowcu kierunki rozchodzenia się i efekty działania naprężeń nie są warunkowane regularnymi powierzchniami nieciągłości (np. uwarstwienia). Propaga-

cja szczelin mogła więc następować tu wzdłuż tzw. osłabień załączkowych (Pinińska, 1995) nieregularnie występujących w skale (kontakty międzyziarnowe, zmiany składu spoiwa itd.), co w efekcie sprzyjało powstawaniu zakrzywionych powierzchni spękań już na etapie zakładania ciosu. Tego typu zjawisko zakrzywiania płaszczyzn ciosowych w obrębie gruboławicowych piaskowców jest, wbrew pozorom, częste w obrębie Karpat fliszowych. Dotychczas było ono obserwowane w obrębie ścian niektórych innych jaskiń beskidzkich (Margielewski & Urban, 2000, 2003a), jak również w obrębie skalistych skarp osuwisk powstałych w gruboławicowych piaskowcach (Margielewski, 2001, 2002, 2004). W przypadku mniejszej miąższości ławic piaskowcowych (i wzrostu anizotropii strukturalnej), spękania mają proste powierzchnie, ich zasięg zaś często jest ograniczany do poszczególnych ławic (vide Dadlez & Jaroszewski, 1994; Margielewski, 1998, 2001, 2002, 2004).

Występowanie różnowiekowych powierzchni ciosowych (starszych zmineralizowanych i młodszych o niezmineralizowanych powierzchniach) wskazuje na co najmniej dwie fazy otwierania ciosu, związane ze zmianami lokalnego pola naprężeń (vide Caputo, 1995). Wiek otwarcia spękań mógł być różny dla jednego zespołu spękaniaowego ze względu na odmienne warunki jego otwierania się w różnych miejscach i na różnych głębokościach.

Potencjalne kierunki przemieszczeń grawitacyjnych. Niewątpliwie jaskinia jest formą szczeliny inicjalnej (z rozciągania), której rozwój poprzedza powstanie ruchów masowych (tzw. strukturalne uwarunkowania rozwoju osuwisk). Różnym rodzajom niewielkich poziomych przemieszczeń blokowych części masywu, wyodrębnionym systemem szczelin (jaskinią), towarzyszy niewielki zrzut odstokowej części masywu. W trakcie rozwoju erozji na północnym stoku grzbietu Bukowca poszczególne fragmenty masywu odseparowane od calizny zespołem korytarzy są etapami przemieszczane grawitacyjnie w formie osuwisk, podobnych do form już występujących na tym stoku (ryc. 3: 1–3). Formy te, powstałe na czołach warstw, będą rozwijane jako różne typy przemieszczeń (zapewne jako ich kombinacja — osuwisko typu *complex*, vide Dikau i in., 1996). Obserwacje poszczególnych partii jaskini wskazują na dominację przemieszczeń typu *spreading*, *przechył* i *rotacyjnych*. Wystąpienie tego ostatniego przemieszczenia typowego dla ośrodków izotropowych, jest możliwe w anizotropowych masywach Karpat pod warunkiem, że w ich podłożu występują utwory podatne (Margielewski, 2002, 2004). Warstwy zapadające w kierunku przeciwnym do potencjalnych przemieszczeń grawitacyjnych oraz bardzo strome płaszczyzny spękań położone skośnie w stosunku do ruchu potencjalnych przemieszczeń wskazują, iż osuwiska te w żadnym wypadku nie będą reprezentować tzw. zsuwów strukturalnych (*sensu* Kleczkowski, 1955 i Bober, 1984).

Podsumowanie

1. Jaskinia Diabla Dziura jest szczeliną tensyjną (z rozciągania) rozwijaną wzdłuż osi grzbietu wododzielniczego. Reprezentując jaskinię typu *crevice*, jest ewidentnym przykładem inicjalnego etapu rozwoju ruchów masowych, w trakcie którego następuje odseparowanie (szczelinami) fragmentu masywu skalnego i przygotowanie go do transportu grawitacyjnego. Jej głęboki zasięg w masyw skalny wskazuje, iż stanowi ona formę wyjściową do powstania kolejnych generacji ruchów masowych, rozwijanych etapowo wraz z postępowaniem erozji.

2. Zróżnicowane typy przemieszczeń — *spreading*, przechyl, przemieszczenie rotacyjne — zostały stwierdzone już na inicjalnym etapie rozwoju ruchów masowych. Inicjalne typy przemieszczeń widoczne w obrębie poszczególnych partii jaskini mogą zostać „skonsumowane” w trakcie finalnego przemieszczenia znacznych partii masywu, zdominowanego przez ruch masowy typu przechyl lub przemieszczenia mieszane. Występowanie utworów podatnych (łupki pstry) w podłożu sztywnych piaskowców może sprzyjać powstawaniu przemieszczeń rotacyjnych.

3. Badania jaskini pozwalają na wydzielenie 3 pionowych stref spękań w masywie skalnym Bukowca, w których otwieranie poszczególnych zespołów spękań ciosowych jest kontrolowane przez odprężenie spowodowane rozwojem rzeźby (denudacyjne usuwanie nadkładu lub ciśnienia bocznych). Najwyższa strefa, sięgająca 10–12 m w głąb masywu, jest najsilniej zrelaksowana (otwarte są wszystkie zespoły spękań, przy czym część z nich została otwarta już na etapie tektogenezy, wskutek ekstensji). Niżej występuje strefa przejściowa (12–25 m), w której zaznaczają się jeszcze spękania otwierane wskutek odprężenia. Poniżej głębokości 25 m występuje szczelina tensyjna o prostych ścianach, rozwinięta na jednym kierunku spękań (zespół D₂, lokalnie T).

4. Obecność falistych powierzchni spękań ciosowych w górnych partiach masywu może być efektem poligenetycznego charakteru założeń ciosu (regionalne naprężenia tektoniczne modyfikowane czynnikami denudacyjno-odprężeniowymi), sposobu jego otwarcia (naprężenia tensyjne generowane odprężeniem), jak również litologicznych właściwości ośrodka skalnego. Struktury (żebrowe, rąbkowe) występujące lokalnie na powierzchniach tych spękań, wskazują iż część z nich mogła zostać otwarta wskutek ekstensji związanej z tektogenezą.

5. Analiza elementów strukturalnych w obrębie jaskini wskazuje, że hipotetyczna głębokość 40 m do jakiej może powstać zsuw strukturalny w Karpatach (*sensu* Kleczkowski & Bober *op. cit.*) wydaje się zawyżona. W obrębie Diabli Dziury redukcja zespołów otwartych spękań ciosowych (do jednego kierunku), po których hipotetycznie może nastąpić przemieszczenie, następuje już na głębokości 10–15 m.

Autorzy pragną podziękować mgr Jerzemu Pukowskiemu z Zarządu Zachodniobeskidzkich Parków Krajobrazowych za pomoc w trakcie badań terenowych.

Literatura

ALEXANDROWICZ Z. 1978 — Skalki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych. Pr. Geol. PAN, 113: 1–87, Wrocław.
 ALEXANDROWICZ Z. & POPRAWA D. red. 2000 — Ochrona georóżnorodności polskich Karpat. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
 BAUMGART-KOTARBA M. 1974 — Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 106: 1–136.
 BOBER L. 1984 — Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu. Biul. Inst. Geol., 340: 115–158.
 BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968 — Cios we fliszu Zachodniego Podhala. Acta Geol. Pol., 18: 101–165.
 CAPUTO R. 1995 — Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. Terra Nova, 7: 479–490.
 CIESZKOWSKI M., KOSZARSKI A., LESZCZYŃSKI S., MICHALIK M., RADOMSKI A. & SZULC J. 1991 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Ciężkowice. Państw. Inst. Geol.
 CONTI S. & TOSATTI G. 1996 — Tectonic vs gravitational processes affecting Ligurian and Epiligurian units in the Marecchia valley (Northern Apennines). Mem. Sci. Geol. It., 48: 107–142.
 CRUDEN D. M. & VARNES D. J. 1996 — Landslide types and processes. [W:] A. K. Turner & R. L. Schuster (eds) Landslides: Investigation and Mitigation. Transport. Res. Board, Nat. Acad. of Sci., Washington D. C., Spec. Rep., 247: 36–75.
 DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN. Warszawa.

DIKAU R., BRUNSDEN D., SCHROTT L. & IBSEN M. L. (eds), 1996 — Landslide recognition. Identification, Movement and Causes. J. Willey et Sons.
 GANSZER J. & MLECZEK T. 1997 — Diabla Dziura w Bukowcu (plan i przekrój). [W:] Pulina M. (red.) — Jaskinie Polskich Karpat fliszowych, vol. 2. Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Warszawa.
 HUTCHINSON J. 1995 — Deep-seated mass movements on slopes. Mem. Soc. Geol. It., 50: 147–164.
 JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Stud. Geol. Pol., 1–215.
 KLASSEK G. 1997 — Diabla Dziura w Bukowcu. [W:] Pulina M. (red.) — Jaskinie Polskich Karpat fliszowych, vol. 2. Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Warszawa: 188–195.
 KOWALSKI K. 1954 — Jaskinie Beskidów i Pogórza Karpackiego. [W:] Jaskinie Polski, t. 3 PWN, Warszawa.
 KLECZKOWSKI A. 1955 — Osuwiska i zjawiska pokrewne. Wyd. Geol.
 KLECZKOWSKI A. 1979 — Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol.
 LESZCZYŃSKI S. 1981 — Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedymentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. Ann. Soc. Geol. Pol., 51: 435–502.
 LESZCZYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1994 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Ciężkowice. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
 MARGIELEWSKI W. 1998 — Rozwój form osuwiskowych w Baranowcu (Beskid Sądecki, Karpaty zewnętrzne) w świetle strukturalnych uwarunkowań osuwisk karpackich. Pr. Geol., 46: 436–450.
 MARGIELEWSKI W., 2001 — O strukturalnych uwarunkowaniach rozwoju głębokich osuwisk. Implikacje dla Karpat fliszowych. Pr. Geol., 49: 515–524.
 MARGIELEWSKI W. 2002 — Geological control of the rocky landslides in the Polish Flysch Carpathians. Folia Quatern., 73: 53–68.
 MARGIELEWSKI W. 2004 — Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych. Pr. Geol., 52: 603–614.
 MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2000 — Charakter inicjacji ruchów masowych w Karpatach fliszowych na podstawie analizy strukturalnych uwarunkowań rozwoju wybranych jaskiń szczelinowych. Pr. Geol., 47: 268–274.
 MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2003a — Crevice-type caves as initial forms of rock landslide development in the Flysch Carpathians. Geomorphology, 54: 325–338.
 MARGIELEWSKI W. & URBAN J. 2003b — Direction and nature of joints controlling development of deep seated mass movements: a case study of Diabla Dziura Cave (Polish Flysch Carpathians). Geomorph. Slovaca, 3: 58–59.
 MASTELLA L. & KONON A. 2002 — Tektoniczne wygięcie łuku Karpat zewnętrznych w świetle analizy ciosu w płaszczynie śląskiej. Pr. Geol., 50: 541–550.
 MASTELLA L., ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A., K., RUBINKIEWICZ J., LEONOWICZ P. & SZCZĘSNY R. 1997 — Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: case study from Silesian Nappe, Outer Carpathians, Poland. Pr. Geol., 45: 1064–1066.
 OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J. & KONCEWICZ A. 1981 — Wodonośność piaskowców magurskich w świetle badań wodochłonności. Ann. Soc. Geol. Pol., 51: 273–302.
 PINIŃSKA J. 1995 — Procesy kruchego pęknięcia w skałach osadowych przy jednoosiowym ściskaniu ze stałą prędkością odkształcenia. Pr. Geol., 43: 547–553.
 SAVAGE W. Z. & SWOLFS H. S. 1986 — Tectonic and gravitational stress in long symmetric Ridges and Valleys. J. Geoph. Res., 91, B3: 3677–3685.
 SCHEIDEGGER A. E. 1970 — Theoretical Geomorphology. Springer-Verlag.
 SCHEIDEGGER A. E. 2001 — Surface joint systems, tectonic stress and geomorphology: a reconciliation of conflicting observation. Geomorphology, 38: 213–219.
 SZCZĘSNY R. 2003 — Reconstruction of stress in the Magura and Silesian Nappes (Polish Outer Carpathians) based on analysis of regional folds. Geol. Quater., 47: 289–298.
 ZABUSKI L., THIEL K. & BOBER L. 1999 — Osuwiska we fliszu Karpat Polskich. Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności. Wyd. IBW PAN.
 ZUCHIEWICZ W. 1995 — Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. Folia Quatern., 66: 145–204.
 ZUCHIEWICZ W. 1997 — Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. Pr. Geol., 45: 105–109.
 ZUCHIEWICZ W. 2001 — Geodynamika i neotektonika Polskich Karpat zewnętrznych. Pr. Geol., 49: 710–716.