

Acta Geographica Silesiana

2



Uniwersytet Śląski
Wydział Nauk o Ziemi
Sosnowiec 2007

Rada Redakcyjna (Editorial Board):

Wiaczesław ANDREJCZUK – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*

Jacek JANIA – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*

Andrzej T. JANKOWSKI – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*

Regina MORKŪNAITĖ – *Instytut Geologii i Geografii, Wilno (Litwa)*

Bolesław NOWACZYK – *Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań*

Iwan I. PIROŻNIK – *Białoruski Uniwersytet Państwowy, Mińsk (Białoruś)*

József SZABÓ – *Uniwersytet Debreczyński, Debreczyn (Węgry)*

Tadeusz SZCZYPEK – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec* – przewodniczący

Maria TKOCZ – *Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*

Jurij B. TRZCINSKIJ – *Instytut Skorupy Ziemskiej SO RAN, Irkuck (Rosja)*

Sekretarz:

Jerzy WACH

Recenzenci (Reviewers):

Wiaczesław ANDREJCZUK, Jolanta PEŁKA-GOŚCINIAK, Oimahmad RAHMONOV, Alicja SZAJNOWSKA-WYSOCKA, Tadeusz SZCZYPEK

Copyright © 2007

by Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego

by Authors

Wydawca:

Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego

Ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

ISSN 1897–5100

Druk tomu sfinansowano ze środków Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego

Druk:

Drukarnia Częstochowskiego Wydawnictwa Archidiecezjalnego „Regina Poloniae”

Ul. Ogrodowa 24/44, 42-200 Częstochowa

Tel. 0-34 368-05-60, fax 0-34 368-05-59, e-mail: cwa@cwa.com.pl

Spis treści

Wiaczesław A n d r e j c z u k , Agnieszka K a ż m i e r c z a k - B e r e s z k a : Jaskinie turystyczne Stanów Zjednoczonych (<i>Туристические пещеры Соединенных Штатов; Touristic caves of USA</i>).....	5
Karel K i r c h n e r , Zdeněk M á ě k a , Václav C í l e k : Scree and blocky formations in Northern and Central Bohemia: geologic and geomorphologic development (<i>Osypiska i pokrywy głazowe w północnych i środkowych Czechach: rozwój geologiczny i geomorfologiczny; Осыпи и каменные россыпи Центральной и Северной Чехии: геологическое и гео-морфологическое развитие</i>).....	19
Elena A. K o z y r e v a , Tadeusz S z c z y p e k , Yurii B. T r z h c i n s k i : Aeolian sands on Yarki Island in northern Baikal (<i>Piaski eoliczne na wyspie Jarki na północnym Bajkale; Эоловые пески острова Ярки на северном Байкале</i>).....	27
Iwan I. P i r o ż n i k , Walerian A. S n y t k o , Tadeusz S z c z y p e k , Borys P. W ł a s o w : Rzeźba eoliczna i mechaniczne cechy piasków przewianych Polesia Białoruskiego w okolicach jeziora Bobrowickiego (<i>Эоловый рельеф и механические свойства перевеянных песков Белорусского Полесья в окрестностях озера Бобровичского; Aeolian landforms and mechanical properties of blown sands of Belorussian Polessye in the neighbourhood of Bobrovichi lake</i>)	33
Oimahmad R a h m o n o v , Małgorzata R a h m o n o v , Sergiusz S z c z y p e k : Influence of atmospheric pollution on acceleration of overgrowing process in Błędów “Desert” (<i>Wpływ zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego na przyspieszenie procesu zarastania Pustyni Błędowskiej; Влияние загрязнений атмосферного воздуха на ускорение процесса зарастания территории Блендовской „пустыни”</i>).....	41
Żanna T. S i w o c h i p , Olga G. K a ł m y k o w a : Analiza cech krajobrazowo-botanicznych kompleksów hydromorficznych Stepu Burtińskiego – obwód orenburski, południowa Rosja (<i>Анализ ландшафтно- ботанических особенностей гидроморфных комплексов Буртинской степи; Analyses of landscape- botanical features of nature hydromorphic complexes of Burtinskiy Steppe – Orenburg District, Southern Russia</i>)	47
Maria T k o c z : Zmiany w funkcjonowaniu górnictwa węgla kamiennego w Polsce po roku 1989 (<i>Изменения функционирования добычи каменного угля в Польше после 1989 г.; Changes in the functioning of hard coal mining in Poland after 1989</i>).....	51

Wiaczesław Andrejczuk, Agnieszka Kaźmierczak-Bereszka

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

JASKINIE TURYSTYCZNE STANÓW ZJEDNOCZONYCH

Андрейчук В., Казьмерчак-Берешка А. **Туристические пещеры Соединенных Штатов.** Статья оговаривает туристические пещеры Соединенных Штатов, главным образом, в статистическом аспекте. Коротко описаны карст и пещеры США, а также (в табличном виде) главные экскурсионные пещеры и их посещаемость по отдельным штатам.

Andrejczuk W., Kaźmierczak-Bereszka A. **Touristic caves of USA.** Show caves of USA as tourist attraction mainly in statistic aspect are considered in the article. Karst and caves of USA are shortly described. The main show caves of individual states of USA with tourist frequency in them are characterized in table view.

Zarys treści

Artykuł omawia jaskinie turystyczne Stanów Zjednoczonych przede wszystkim w aspekcie statystycznym. Krótko opisano kras i jaskinie na terenie USA. Scharakteryzowano – w postaci tabelarycznej – najważniejsze jaskinie turystyczne poszczególnych stanów oraz ich frekwencję turystyczną.

WSTĘP

Podziemny świat jaskiń fascynuje człowieka od zarania dziejów. Ciemne mroczne korytarze, labirynty „bez wyjścia” czy studnie „bez dna”, ogromne komory i wąskie przejścia, piękno szaty naciekowej, niezwykle zwierzęta i pozostałości po człowieku pierwotnym – wszystko to sprawiało i nadal sprawia, że człowiek chce poznawać ten zagadkowy świat, odkrywać dla nauki (albo dla siebie) jego zagadki, sprawdzać się w ekstremalnych warunkach lub po prostu doświadczyć określonych emocji.

Stosunek człowieka do jaskiń zmieniał się

w miarę upływu czasu. Głównym trendem tych zmian było zmniejszenie roli użytkowej jaskiń (od paleolitu przez czasy starożytne i średniowiecze) i wzrost ich znaczenia naukowego (poligony badawcze), rekreacyjnego (speleobalneologia), a – przede wszystkim – turystycznego (obiekty turystyczne) – w czasach dzisiejszych.

Obecnie zwiedzanie turystyczne jaskiń odbywa się głównie w dwojaki sposób. Pierwszy polega na wchodzeniu do jaskiń trudnodostępnych, niezagospodarowanych turystycznie, położonych na obszarach słabo zaludnionych, górskich. Jest to rodzaj taternictwa – *taternictwo jaskiniowe*, zwane

czasami też speleoturystyką. Chodzenie po takich „dzikich” jaskiniach wymaga odpowiedniego przygotowania i stosowania specjalistycznego sprzętu.

Drugi sposób to zwiedzanie jaskiń „zaadaptowanych” do potrzeb i możliwości „zwykłego” człowieka, turyści „powszechnego”, czyli ogólnie dostępnych. Są to jaskinie zagospodarowane pod względem turystycznym (betonowe chodniki, schody, poręcze, bardzo często ze sztucznym oświetleniem, z obsługą z wyspecjalizowanym przewodnikiem itd.). Takie właśnie jaskinie są nazywane *jaskiniami turystycznymi*. Wstęp do takich obiektów jest zwykle płatny.

Od drugiej połowy XX wieku, mniej więcej synchronicznie z ogólnym rozwojem turystyki, obserwuje się, szczególnie w krajach rozwiniętych (Europa Zachodnia i USA), wzrost liczby jaskiń turystycznie zagospodarowywanych. Turystyka jaskiniowa cieszy się coraz większą popularnością, a frekwencja w niektórych jaskiniach przekracza 1 milion (!) osób w ciągu roku.

Jaskinie turystyczne mają wielkie znaczenie naukowe (często przy nich funkcjonują stacje naukowe), poznawcze (w tym – dydaktyczne) oraz gospodarcze, pełnią też wielką rolę w zakresie ochrony przyrody (parki narodowe, pomniki przyrody). Są obiektami przyciągającymi turystę i konsumenta. Powstają przy nich parkingi, sklepy, motele, restauracje itd. oraz infrastruktura „okoliczna”: drogi dojazdowe, wyciągi, wodociągi, kanalizacja. Kwitnie handel pamiątkami. Jaskinie turystyczne przyczyniają się w ten sposób do wzrostu atrakcyjności turystycznej danej miejscowości, przepływu kapitału, a co za tym idzie – do rozwoju gospodarczego lokalnego obszaru. Udostępnianie jaskiń do ruchu turystycznego wiąże się

z uregulowaniami prawnymi oraz bezpośrednią ochroną tych obiektów przed zniszczeniem.

Szczególne miejsce w statystykach dotyczących liczby jaskiń, udostępnionych dla zwiedzania, jak i frekwencji turystycznej, zajmują Stany Zjednoczone. Kraj ten przoduje w tej branży na świecie. Jest to związane zarówno z czynnikami – predyspozycjami przyrodniczymi (duża liczba atrakcyjnych jaskiń) jak i z okolicznościami natury gospodarczej (gospodarka rynkowa, jej szybki rozwój, przedsiębiorczość obywateli, nowoczesne technologie budowlane itd.). Zdecydowana większość jaskiń turystycznych w USA, oprócz największych i najbardziej znanych, to obiekty prywatne.

W Stanach Zjednoczonych udostępnianie jaskiń zwykle wiąże się z zagospodarowaniem wnętrza obiektu, a także – równolegle – z rozwojem infrastruktury w jego otoczeniu. Na zewnątrz powstają parkingi i miejsca piknikowe, a także baza gastronomiczna i noclegowa w postaci domków kempingowych oraz małych pensjonatów. Turystom proponowana jest cała gama atrakcji związanych z jaskinią oraz jej najbliższym otoczeniem. Za wstęp do jaskini należy zapłacić, a czas zwiedzania trzeba rezerwować odpowiednio wcześniej, szczególnie w jaskiniach będących Parkami Narodowymi. Większe jaskinie proponują turystom wybór ścieżek do zwiedzania. Najczęściej są to trasy amatorskie oraz trasy ekstremalne.

Pośród wielu atrakcji jaskinie turystyczne na terenie Stanów Zjednoczonych proponują urządzenie imprez okolicznościowych: ślubów np. w Bridal Cave w Missouri, czy obozów dla dzieci i młodzieży szkolnej. Wszystkie te atrakcje, dobrze rozbudowana baza towarzysząca, przyczyniają się do dużego zainteresowania jaskiniami, problemem ich ochrony oraz szeroko rozumianą edukacją regionalną.

Niniejszy artykuł prezentuje ogólny przegląd aktualnego stanu turystyki jaskiniowej w USA, nawiązując przede wszystkim do aspektu regionalno-statystycznego.

WYSTĘPOWANIE KRASU I JASKIŃ NA OBSZARZE STANÓW ZJEDNOCZONYCH

Większość jaskiń to obiekty krasowe, powstające w podłożu skalnym (wapiennym, gipsowym, solnym) wskutek rozpuszczalnej działalności wody. Jaskinie tworzą się też na skutek działania innych procesów zachodzących w skorupie ziemskiej oraz na jej powierzchni: erozyjnych, tektonicznych, glacyogenicznych, eolicznych, wulkanoge-

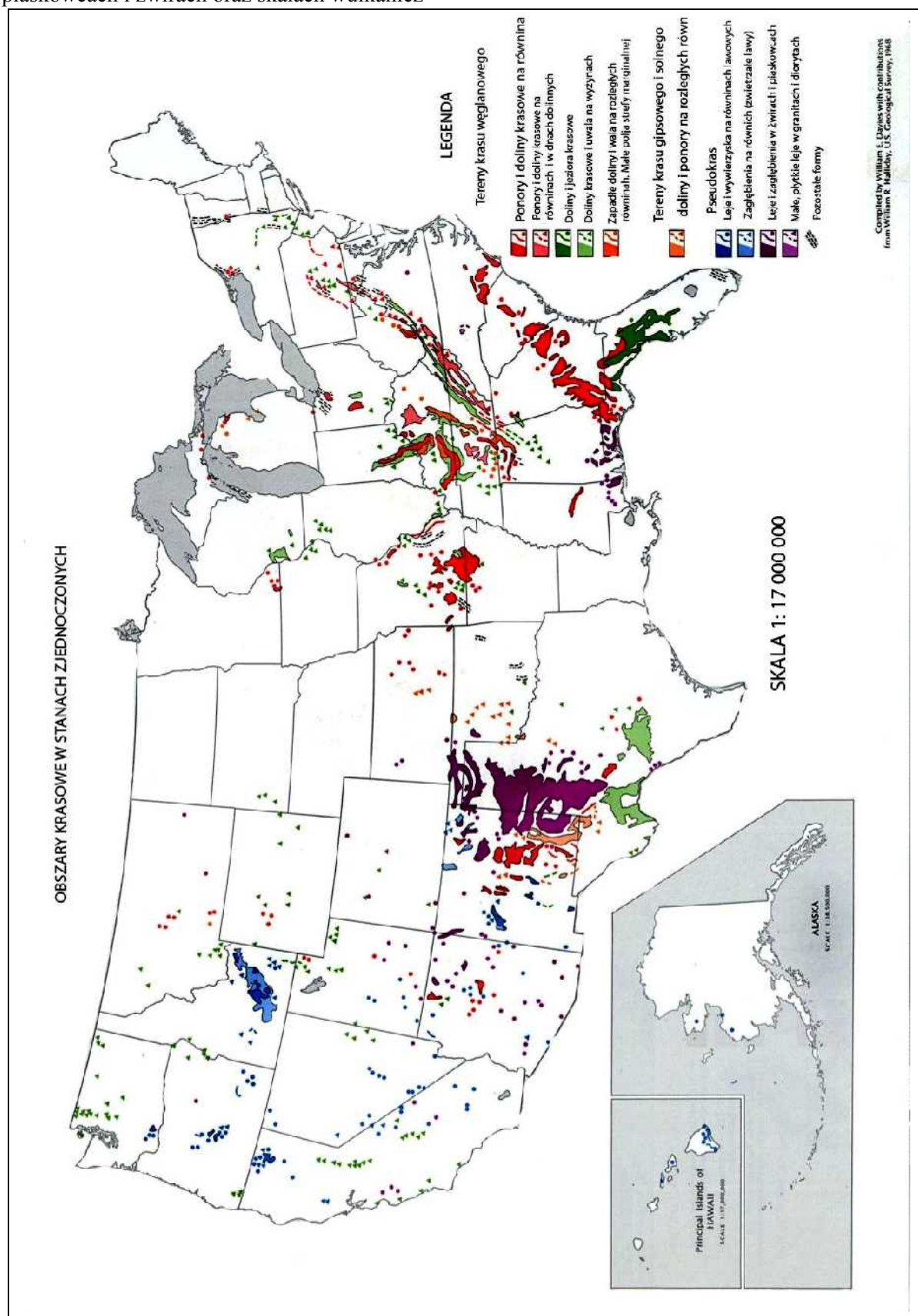
nicznych, antropogenicznych (jaskinie sztuczne) i in. Jaskinie pochodzenia niekrasowego są często nazywane pseudokrasowymi. One również mają walory turystyczne, a najczęściej – są waleorem samym w sobie, ponieważ są innej (o wiele rzadszej) aniżeli krasowa genezy.

Na obszarze USA kras i jaskinie krasowe rozwijają się w głównej mierze w podłożu węglanowym, rzadziej w gipsowym czy solnym. Obszary krasowe zajmują około 16% powierzchni kraju. Cechą charakterystyczną krasu jest jego szerokie rozpowszechnienie oraz nierównomierne rozmieszczenie (rys. 1). Na ogół kras występuje na powierzchni całego kraju, ale większe jego skupiska nawiązują do górskich i wyżynnych obszarów Wschodu (Appalachy) oraz Południowego Zachodu (Teksas, Nowy Meksyk). Najbardziej rozległy obszar krasu, na który składają się głównie tereny wapienie i dolomitowe kambru i ordowiku, znajduje się na Wyżynie Ozark. Ponadto w obrębie Apallachów wyróżniają się trzy większe obszary występowania skał węglanowych: Great Valley – dolomity, wapienie i łupki ilaste wieku paleozoicznego (kambr, ordowik), Wielka Kotlina (głównie wapienie górnego syluru i dolnego dewonu na wschodzie, skały węglanowe kambru i ordowiku na zachodzie) oraz Plateau, z najbardziej rozwiniętym krasem na terenie całych Stanów Zjednoczonych.

Duże obszary krasu węglanowego istnieją też na Południu i Południowym Wschodzie (stany Alabama, Georgia, Missisipi, Karolina Południowa, Floryda). Kras rozwija się tu przeważnie na nisko położonych równinach nadmorskich w wapieniach wieku eoceńskiego, przykrytych warstwą gliny piaszczystej. W północno-wschodniej części Appalachów i dalej ku północno-wschodowi występują głównie zmetamorfizowane wapienie i dolomity, soczewki wapieni wśród skał metamorficznych oraz margle. Zjawiska krasowe nie zajmują tutaj znacznej powierzchni za wyjątkiem stanu Pensylwania. W regionie środkowozachodnim, na obszarze stanów Indiana i Ohio występują wapienie i dolomity wieku sylurskiego.

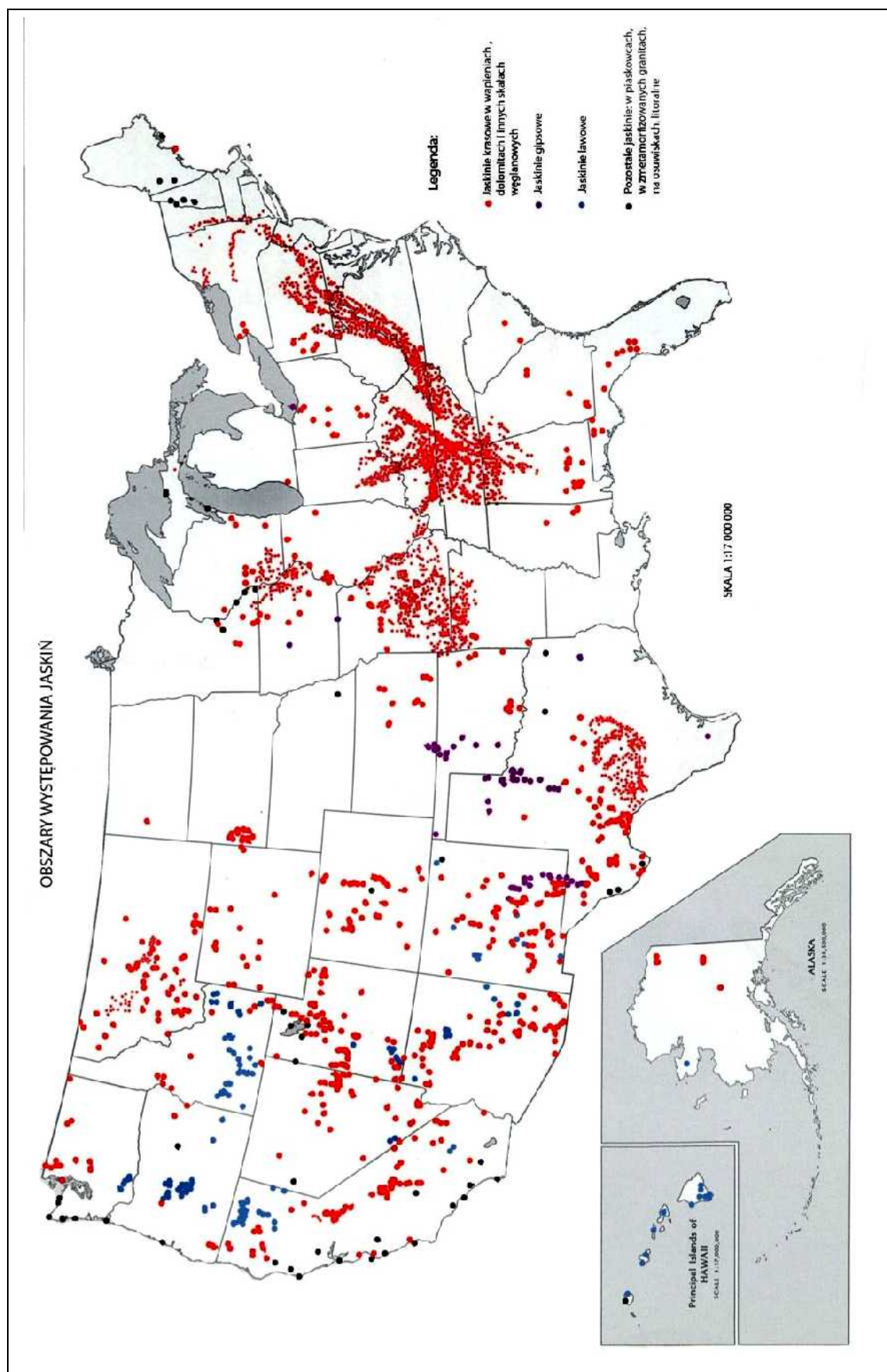
O ile we wschodniej części kraju obszary krasowe tworzą „wyspy” o dużej powierzchni, o tyle na Zachodzie występują one w postaci mnóstwa rozproszonych „wysepek” (rys. 1). W Nowym Meksyku, w północnej i centralnej części Arizony kras rozwija się w wapieniach dolnego permu. W stanie Montana występuje kras węglanowy w skałach wieku mezozoicznego (kreda). Zachodnia część Stanów Zjednoczonych, według pioniera badań krasu w USA A. DAVIS (1970), to jednak głównie obszar pseudokrasowy (kraso-

podobne utwory i jaskinie w mułach, piaskach, piaskowcach i żwirach oraz skałach wulkanicz-



Rys.1. Obszary występowania krasu i jaskiń krasowych na obszarze USA (National Karst and Cave Research Institute, 2006)

Fig. 1. Karst areas and caves on the territory of USA (National Karst and Cave Research Institute, 2006)



Rys. 2. Obszary występowania jaskiń na terenie USA (National Karst and Cave Research Institute, 2006)

Fig. 2. Cave areas on the territory of USA (National Karst and Cave Research Institute, 2006)

nych, głównie bazaltowych). Zjawiska pseudokrasowe (kras wulkanogeniczny) rozwijają się ponadto na Hawajach.

Na północy kraju, w stanach Michigan, Wisconsin, Iowa i Minesocie skały węglanowe też są dość powszechne, jednak przykryte osadami polodowcowymi (VENI, 2002).

Na obszarze USA przeważa kras węglanowy (w wapieniach i dolomitach). Jedynie w niektórych częściach kraju spotkać można też kras w skałach ewaporatowych (gipsach i soli kamiennej). Kras tego typu (gipsowy i solny) występuje na terenie Teksasu, Oklahomy, Nowego Meksyku, częściowo w centralnej części stanów Kansas oraz Iowa. Kras gipsowy na terenie kraju cechuje się większym skupieniem obszarów występowania, niż węglanowy (National Karst and Cave Research Institute, objaśnienia do mapy, 1986). Występuje on w ścisłym nawiązaniu do basenów sedymentacji ewaporatów, głównie permskich, na zachodzie kraju.

Stany Zjednoczone to kraj wybitnie „jaskiniowy”. Znajduje się tu największa pod względem łącznej długości korytarzy jaskinia świata – Jaskinia Mamutowa (ponad 500 km korytarzy). Większość jaskiń to utwory pochodzenia krasowego, powstałe w wapieniach, dolomitach, marmurach i gipsach. O wiele rzadziej zdarzają się jaskinie pseudokrasowe: lawowe (na obszarach wulkanicznych) oraz jaskinie tektoniczne i erozyjne.

Największe skupiska jaskiń na obszarze USA występują w regionie południowym oraz wschodnim (większe rozproszenie). Główne obszary występowania jaskiń to stany Missouri, Arkansas, Tennessee, Virginia, Texas oraz Pensylwania. Główne stany jaskiniowe (ze względu na szeroko znane i najciekawsze jaskinie) to Kentucky (Jaskinia Mamutowa), Indiana, Południowa Dakota (Jewel Cave i Wind Cave), Nowy Meksyk (Carlsbad Caverns, Lechugilla Cave), Floryda, Missouri i Arkansas (stany z największą liczbą jaskiń). Na pozostałych obszarach jaskinie w skałach węglanowych występują licznie, jednak w znacznym rozproszeniu (rys. 2). Jaskinie gipsowe skupiają się głównie na terenach Teksasu, Oklahomy, Nowego Meksyku, Iowy oraz Kansas.

Jaskinie lawowe skoncentrowane są w miejscach występowania zjawisk wulkanicznych, czyli na zachodnim wybrzeżu, w stanach Nowy Meksyk, Arizona, California, Utah, Oregon, Waszyngton i Idaho oraz na Hawajach. Jaskinie powstałe w innych utworach (piaskowce, granity i inne skały, również metamorficzne), zlokalizowane są

również na zachodnim wybrzeżu, głównie w Kalifornii i Waszyngtonie. Zajmują ponadto część regionu północno-wschodniego – New Hampshire i Maine, okolic Wielkich Jezior, Wisconsin i Minnesotę.

W celu ochrony zjawisk krasowych oraz jaskiń na terenie USA utworzono 126 parków. Są one praktycznie we wszystkich stanach. W większości parków (81), wśród innych form rzeźby znajdują się też jaskinie. Istnieją również parki narodowe, które chronią wyłącznie jaskinie, np. Mammoth Car National Park w stanie Kentucky, czy też Wind Cave National Park w Południowej Dakocie. Na obszarze całego kraju znanych jest ponad 3900 większych systemów jaskiniowych (National Cave and Karst Research Institute, 2004).

Stany Zjednoczone, jak już wspomniano, mogą poszczycić się dwoma najdłuższymi systemami jaskiniowymi na świecie. Są to Mammoth Cave w stanie Kentucky (587,3 km) oraz Jewel Cave w Stanie Południowa Dakota (223,6 km). Ponadto na terenie stanu Oklahoma znajduje się niezwykle ciekawa jaskinia gipsowa Alabaster Caverns, w której występuje kilka odmian alabastru – biały, różowy oraz – niezwykle rzadki – czarny. Na terenie USA znajduje się także jedna z najwcześniej udostępnionych (już na początku XIX wieku) do ruchu turystycznego jaskinia Grand Cavern w Wirginii.

JASKINIE TURYSTYCZNE – PRZEGLĄD REGIONALNY

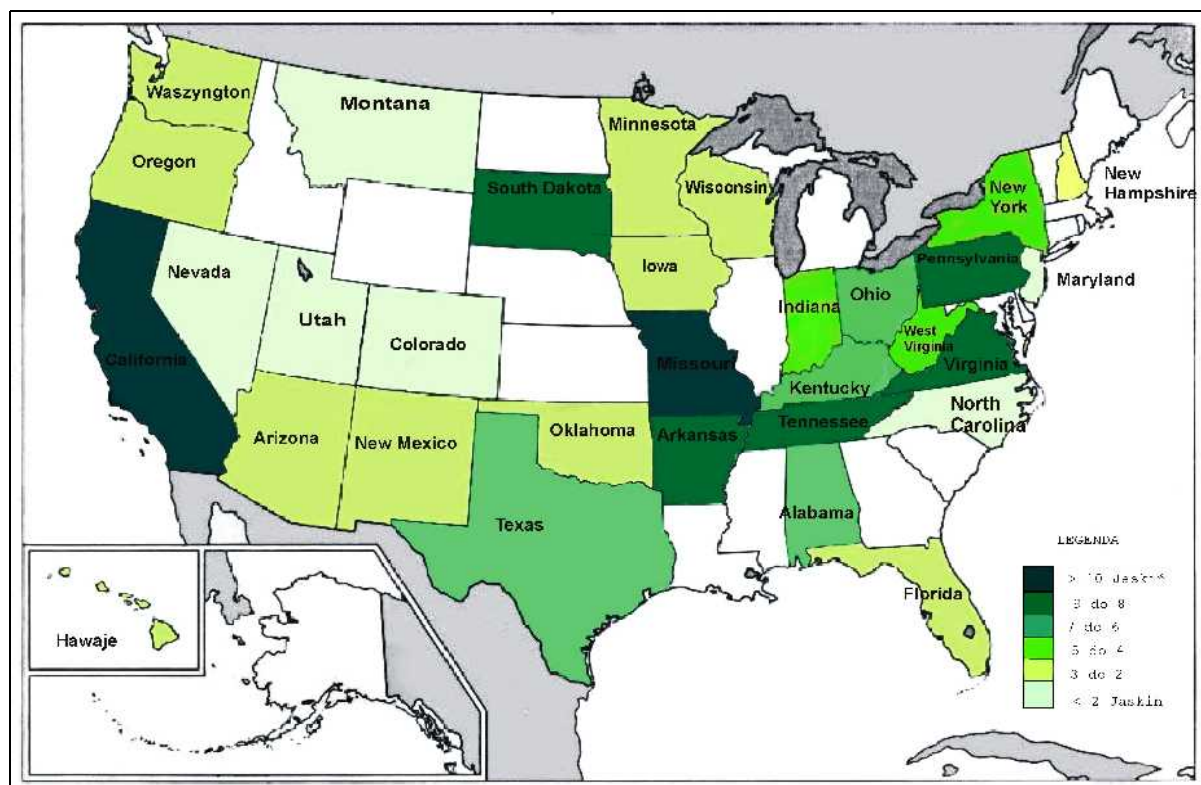
Zadziwiające bogactwo natury świata podziemnego oraz narastające od stuleci zainteresowanie jaskiniami zdecydowało o konieczności ochrony tych obiektów i udostępnianiu ich dla celów turystycznych.

Jaskinie turystyczne występują w USA w 31 stanach. Ogólna liczba jaskiń turystycznych w tym kraju wynosi obecnie 146. Spośród nich 96 stowarzyszone są w National Cave Association. Jaskinie turystyczne cechują się dość dużym rozproszeniem. Największym ich skupiskiem są stany: Missouri (16), Kalifornia (11), Pensylwania (9), Południowa Dakota (9), Tennessee (8) oraz Wirginia (8) (rys. 3). Informacje o poszczególnych jaskiniach turystycznych każdego z stanów podane są w tab. 1.

Jaskinie te wraz z otoczeniem objęte są różnymi formami ochrony. Są wśród nich pomniki przyrody (Pinnacles National Monument), rezerwat (Lost River Reservation), parki stanowe

(Alabaster Caverns State Park), a nawet parki narodowe (Mammoth Cave National Park i Wind Cave National Park). Park Narodowy Jaskini Wie-

trzej (Wind Cave), został powołany wyłącznie w celu ochrony tego obiektu.



Rys. 3. Jaskinie turystyczne na terenie poszczególnych stanów USA
Fig. 3. Show caves in the individual states of USA

Tabela 1. Główne jaskinie turystyczne Stanów Zjednoczonych (sporządzono na podstawie źródeł podanych w spisie literatury oraz zaznaczonych w nim stron internetowych)
Table 1. Main show caves of United States

Stan	Jaskinia, rok odkrycia i udostępnienia	Typ jaskini, lokalizacja	Krótki opis jaskini
Alabama	Cathedral Caverns State Park Odkryta w roku 1952, w roku 1959 udostępniona do ruchu turystycznego. W roku 1987 przekształcona w park stanowy.	Krasowa. Pomiędzy Grant i Woodville	Jaskinia ma wejście o znacznych rozmiarach, jedno z największych w stanie Alabama (wysokość 24 m, szerokość 37 m). W jaskini znajduje się olbrzymich rozmiarów stalagmit Goliat.
	De Soto Caverns Jaskinia była przez długi czas zamieszkiwana przez Indian. W roku 1965 udostępniona do ruchu turystycznego.	Krasowa W pobliżu Birmingham	Z jaskinią wiąże się legenda o pierwszej ekspedycji Fernanda De Soto na dzikie peryferia Alabamy. W roku 1540 został on prawdopodobnie odkrywcą jaskini. Ponadto do atrakcji turystycznych tego miejsca należą liczne imprezy kulturalne i festiwale. Zamknięta w okresie grudzień-luty.
	Rickwood Caverns State Park	Krasowa, wapienna Północna część stanu, 10 km na północ od Warrior	Wiek jaskini szacuje się na około 260 mln lat (missisipian).
	Russell Cave National Monument Od 6200 r. p.n.e do r. 1650 jaskinię zamieszkiwali Indianie. Pierwsza ekskawacja nastąpiła w latach 1953-1955.	Krasowa Obszar Jackson	W jaskini odnaleziono ceramikę datowaną na 2500 lat. Przy jaskini jest muzeum, tablice informacyjne oraz barwne ilustracje przedstawiające pradawnych mieszkańców jaskini Russell oraz jej historię.
	Sequoyah Caverns Odkryta w 1890 roku, udostępniona w 1965.	Krasowa Obszar Jackson	Jaskinia była zamieszkiwana przez Indian Cherokee, którzy nadali jej nazwę Sequoyah. Temperatura stała panująca w jaskini to 16°C.

Arizona	Colossal Cave Odkryta w 1879 roku, udostępniona w 1917.	Krasowa 35 km na wschód od Tuscon	Jest to bardzo sucha jaskinia. Brak w niej wody, nacieki nie rozwijają się. Zamknięta w okresie od października do lutego.
Arizona	Grand Canyon Caverns Odkryta w 1927 roku przez robotników kolei z Santa Fe.	Krasowa, w wapieniach karbonu 38 km na zachód od Seligman, pomiędzy Williams i Kingman	Jaskinia położona w Wielkim Kanionie. Jest sucha i pozbawiona wody. Ma specyficzny mikroklimat. W jaskini odnaleziono z mumifikowanego rysia amery- kańskiego (wiek 150 lat). Interesujące są także nacieki jaskiniowe w postaci nacieków „kalafiorowych” z czys- tego kalcytu.
	Kartchner Caverns State Park Odkryta w 1974 roku, udostępniona w r. 1999.	Krasowa Benson w Arizonie	Temperatura powietrza w jaskini wynosi 21°C, wilgot- ność sięga 99%. W jaskini można podziwiać jeden z naj- dłuższych stalaktytów - „makaronów” oraz największą kolumnę (stalagnat) w Arizonie.
Arkansas	Blanchard Springs Caverns Odkryta w 1922 roku.	Krasowa 24 km na południe od Mountains View. (Dystrykt Sylamore, na terenie lasów narodo- wych Ozark).	Wyróżnia się bogatą szatę naciekową: makarony, pola ryżowe, draperie itd.
	Bull Shoals Caverns Jaskinia była naturalnym schroniskiem dla Indian	Krasowa Pobliżu Bull Shoals	Główne atrakcje: podziemna rzeka (żyje tu jeden z ga- tunków pstrąga jaskiniowego). Podziemny wodospad.
	Hurricane River Cave Odkryta w 1989 roku.	Krasowa 26 km na południe od Harrison	Typowe formy erozyjne w jaskini. Bogata szata nacie- kowa w postaci draperii, stalaktytów, stalagmitów, polew naciekowych, miseczek martwicowych. W jaskini odna- lezione również kompletne szkielety niedźwiedzi jaskinio- wego i szabłoźnego kota. Zamknięta w okresie listopad- luty.
	Cosmic Caverns Odkryta w 1845 roku przez po- szukiwacza ołowiu Johna Moora	Krasowa W połowie drogi między Eureka Springs a Bran- son w Missouri	Najcieplejsza jaskinia na terenie Ozark. Temperatura powietrza 17°C. Jaskinia stanowi miejsce siedliskowe wielu gatunków trogllobiontów, przede wszystkim pstrąga, ślepiej salamandry (będącej gatunkiem endemicznym). Różnorodna szata naciekowa.
	Mystic Caverns Odkryta przez pierwszych osadników w latach 1850.	Krasowa, wapienna 13 km na południe od Harrison oraz 8 km na północ od rzeki Buffalo	Temperatura powietrza 14°C. Pierwotne wejście do jaskini znajdowało się na głębokości około 4 m w dnie leja kra- sowego. Szata naciekowa w dużym stopniu zniszczona (lata 30. XX wieku).
	Onyx Cave Park Otwarta dla ruchu turystycznego W roku 1863.	Krasowa W pobliżu Eureka Springs	Najstarsza jaskinia turystyczna na terenie stanu Arkansas. Szata naciekowa w znacznym stopniu uległa dewastacji.
	Bull Shoals Caverns Odkryta w 1920 roku podczas wykopalisk archeologicznych. W 1978 roku udostępniona dla celów turystycznych.	Krasowa Pomiędzy Eureka Springs a Rogers	Podziemna rzeka jaskiniowa. Jaskinia trudna do eksplo- racji. Brak nacieków.
Floryda	Florida Caverns State Park Odkryta w 1942 roku.	Krasowa Zachodnia część Płw. Floryda	Bardzo bogata szata naciekowa.
Hawaje	Ka'eleku Cavern Odkryta w 1962 roku.	Lawowa Wyspa Maui.	Tunel lawowy. Brak sztucznego oświetlenia.
Indiana	Thurston Lava Cave Odkryta w 1987 roku.	Lawowa Park Narodowy Hawaui	Wpisana na listę Dziedzictwa UNESCO.
	Bluespring Mill State Park Odkryta w 1890 roku, udostępniona w 1940.	Krasowa W pobliżu Bedford, 90 km od Indianapolis	Jaskinia z podziemną rzeką, drenującą obszar krasowy południowo-zachodniego Bedford. Siedlisko kilku ga- tunków nietoperzy.
	Marengo Cave Odkryta przez dzieci w 1883 roku. Do roku 1900 pozostawała w pry- watnych rękach. Od 1984 – pomnik przyrody.	Krasowa Południowa część Indiany.	Jedna z najpiękniejszych jaskiń turystycznych wschodniej części USA, głównie z uwagi na interesującą szatę na- ciekową.
	Spring Mill State Park Teren parku powstał w 1832 roku	Krasowa Południowo-wschodnia część stanu Indiana	Na obszarze Parku znajdują się dwie jaskinie udostępnione dla turystów: Twin Cave i Donaldson Cave.
	Squire Bonne Cave	Południowa część	W jaskini znajduje się podziemna rzeka.

Iowa	Odkryta przez rodzeństwo Squire w 1790 roku.	Indiany.	
	Wyandotte Cave Odkryta w 1851 roku.	Krasowa, w wapieniach karbońskich	Na jaskinię Wyandotte składają się dwa odrębne obiekty. Piękna szata naciekowa z licznymi heliktytami.
	Crystal Lake Cave Odkryta przez górnika w 1868 roku. Jaskinia udostępniona turystycznie w 1932 roku.	Krasowa, wapienna Wschodnia część stanu.	Jaskinia ma charakter labiryntowy. Odkryto w niej niewielki pokład ołowiu.
	Maquoketa Caves State Park Odkryta w 1834 roku.	Krasowa Wschodnia część stanu.	W jaskini znaleziono liczne artefakty, ceramikę, narzędzia wykonane z kamienia. Była zamieszkiwana przez prymitywnych Indian.
	Spook Cave Odkryta w 1953 roku.	Krasowa Wschodnia część stanu.	Jaskinią płynie podziemna rzeka, stanowiąca dopływ Bloody Run Creek. Rzeka jest główną atrakcją jaskini, a podziemny spływ nią jest jednym z najdłuższych w USA.
Kalifornia	Boyden Caverns	Krasowa, w marmurach	Interesująca szata naciekowa.
	Black Chams Od 1976 – naturalny rezerwat krajobrazowy	Krasowa Pomiędzy Sacramento a Jackson	Bogata szata naciekowa. Nietypowe kryształły kalcytu zwane <i>dogtooth</i> (psie zęby) oraz heliktyty.
	California Caverns Odkryta w 1850 roku przez strzelca zwanego Kapitan Taylor	Niekrasowa W pobliżu Mountains Ranch	
	Lake Shasta Caverns Odkryta w 1878 roku przez Jamesa Richardsons. W 1964 roku udostępniona dla turystów.	Krasowa Pomiędzy San Francisco a Portland	Posiada piękną i bogatą szatę naciekową z rzadkimi heliktytami.
	Lava Beds Cave National Monument Odkryta w 1878 roku.	Lawowa Kalifornia Północna, 72 km od Oregonu	Specyficzna jaskinia lawowa z dużą ilością korytarzy. Na terenie całego parku znajduje się kilka jaskiń lawowych, tworzących jeden system. Brak oświetlenia.
	Mercer Caverns Odkryta w 1885 roku przez poszukiwacza złota Waltera Mercera. Wcześniej – zamieszkiwana przez indiańskie plemię Yokuts.	Krasowa Centralna część stanu Kalifornia.	Najdłuższa jaskinia turystyczna stanu Kalifornia. Wyróżnia się unikatowymi naciekami aragonitowymi.
	Mitchell Caverns Odkryta w 1931 roku	Krasowa, w wapieniach Zachodnia część stanu.	Posiada dobrze zachowaną i rozwiniętą szatę naciekową (nacieki grzybkowe, heliktyty, draperie). Długość korytarzy dostępnych do zwiedzania wynosi 800 m.
	Moaning Caverns Odkryta w 1851 roku przez poszukiwaczy złota.	Krasowa Centralna część stanu.	Nazwa jaskini znaczy „jęcząca”. Nazwano ją tak z powodu dźwięków, za które jest odpowiedzialny wiatr wpadający do wnętrza. Z jaskinią jest związana interesująca stara legenda indiańska.
	Pinnacles National Monument Odkryta w 1980 roku, pomnik przyrody.	Tektoniczna	Jest to system dwu jaskiń: Bear Gulch Caves i Balconies Caves. Jaskinie i cały obszar parku Pinnacles stanowią pozostałość po dawnym wulkanie. Rzadki rodzaj jaskini. Korytarze i sale są nachylone zgodnie z układem warstw skalnych oraz zalegającej zwietrzliny. Brak oświetlenia.
	Subway Cave Lava Tube	Lawowa W pobliżu Old Station	Ponad 2 km długości. Korytarze o wysokości 9–27 m.
Kentucky	Sunny Jim Cave Odkryta w roku 1902.	Pseudokrasowa, w piaskowcach Położona na północ od San Diego	
	Carter Cave State Park Jaskinię odkryto w 1780 roku.	Krasowa Wschodnia część stanu.	W skład parku wchodzi około 200 jaskiń. Do ruchu turystycznego udostępnione są 4 z nich.
	Crystal Onyx Cave Odkryta w 1960 roku.	Krasowa Położona na Pruitt's Knob, jednym z wapiennych plateau na terenie stanu	Zamieszkiwana przez Indian od 680 roku p.n.e. Posiada bogatą szatę naciekową. Główną atrakcją są draperie (potoczna nazwa <i>onyx</i> , stąd też nazwa całej jaskini).
	Diamond Caverns Odkryta w 1859 roku.	Krasowa, w dolomitach	Jaskinia z podziemną rzeką. Część obiektu stale zalana przez wodę. Ma doskonale zachowaną szatę naciekową.
	American Cave Museum and Hidden River Cave		Muzeum przedstawiające wystawy związane z jaskiniami, ich geologią i historią odkrycia. Hidden River Cave (Horse Cave) – jaskinia z podziemną rzeką, mająca najprawdopodobniej najszybszy przepływ na terenie stanu.
	Kentucky Caverns Odkryta w roku 1943.	Krasowa Hart County, w centralnej części stanu.	Rzadka fauna jaskiniowa: salamandry jaskiniowe, ślepe ryby jaskiniowe i bardzo rzadko występujący jaskiniowy biały rak.
	Lost River Cave Odkryta w roku 1799.	Krasowa	Zamieszkała już 7500 lat przed n.e. przez prymitywnych Indian.

	Mammoth Cave National Park Znana od ponad 4000 lat. Udostępniona do ruchu turystycznego w roku 1816. W celu ochrony jaskini oraz doliny rzeki Greek River w roku 1941 powołano park narodowy.	Krasowa, wapienna Południowa część stanu.	Najdłuższy system jaskiniowy świata o łącznej długości korytarzy 587,3 km. Znana głównie ze swej morfologii – dużych sal i korytarzy, studni i kominów krasowych, podziemnych kanionów i marmitów. Liczba odwiedzających tę jaskinię sięga 1 880 000 osób rocznie.
Kolorado	Cave of the Winds Znana była już w 1600 roku przez Indian zamieszkujących okoliczne tereny. Ponownie odkryta w 1865 roku.	Krasowa, wapienna Centralna część stanu.	Jedna ze starszych znanych jaskiń na terenie USA.
Maryland	Crystal Grottoes Caverns Odkryta w roku 1920, dwa lata później oddana do użytku turystycznego.	Krasowa, w dolomitach	Posiada doskonale rozwiniętą i zachowaną szatę naciekową z licznymi stalagmitami, kolumnami, draperiami. Ciekawostką jest błękitny naciek, zabarwiony najprawdopodobniej przez tlenki miedzi.
Minnesota	Mystery Cave W roku 1988 włączona do Parku Stanowego Forestville	Krasowa Południowa część stanu.	Jest labiryntem długich korytarzy z dużymi draperiami oraz rzadkimi miseczkami martwicowymi.
	Niagara Cave	Krasowa, w wapieniach ordowiku Południowo-wschodnia część stanu.	Przez jaskinię przepływa niewielka rzeka, która utworzyła wodospad. Wapienie, w których powstała jaskinia, zawierają wyraźne kopalne szczątki koralowców.
Missouri	Bluff Dweller's Cave Odkryta w roku 1925.	Krasowa, w wapieniach karbonu (missisipi an)	Posiada dobrze zachowaną szatę naciekową (miseczki martwicowe, perły jaskiniowe itd.). Niewielkich rozmiarów jezioro.
	Bridal Cave	Krasowa	Nazwa jaskini jest związana ze starą indiańską tradycją – indiańskimi ślubami. Miały one miejsce we wnętrzu jaskini na początku XIX wieku. We wnętrzu jaskini znajduje się jezioro Mystery lake.
	Crystal Cave Udostępniona do ruchu turystycznego w 1893 roku.	Krasowa	Znana z dużej liczby nacieków kalcytowych, heliktytów oraz z kopalnych fragmentów liliowców.
	Fantastic Caverns Odkryta w roku 1862.	Krasowa	W jaskini żyją interesujące troglodiony: np. jaskiniowy rak oraz jaskiniowa salamandra.
	Fisher's Cave	Krasowa	Jest siedliskiem salamander oraz żab. Brak oświetlenia.
	Jacob's Cave Odkryta w 1875 roku.	Krasowa, w wapieniach syluru	Ma piękną szatę naciekową (makarony, stalaktyty, stalagmity, nacieki kalafiorowe, draperie, miseczki martwicowe). Sala, w której znajduje się największa liczba nacieków, bywa zwana największą geodą na świecie.
	Mark Twain Cave and Cameron Cave	Krasowa	Obie jaskinie są odrębnymi częściami jednego systemu jaskiniowego.
	Marvel Cave Udostępniona w roku 1894.	Krasowa, w marmurach	Znana od roku 1500. Pierwsza eksploracja miała miejsce w 1541 roku przez Hiszpanów poszukujących złota.
	Meramec Caverns Odkryta w 1722 roku. W roku 1935 otwarta dla ruchu turystycznego.	Krasowa	Największą i najpiękniejszą formacją naciekową jaskini jest draperia zwana kurtyną. Znajduje się w sali zwanej Teatrem. Draperia mierzy 21 m wysokości, 18 m szerokości i 11 m grubości. Jej wiek określa się na 70 mln lat.
	Onondaga Cave & Cathedral Cave Odkryta w roku 1798. W 1897 udostępniona dla celów turystycznych.	Krasowa, w dolomitach ordowiku	Piękna szata naciekowa: heliktyty, pizolity oraz kwiaty kalcytowe. Kalcyt tworzy w jaskini kryształy zwane lokalnie <i>calcite ice</i> . Jest to jedna z najładniejszych jaskiń na terenie stanu Missouri.
	Onyx Mountain Caverns Otwarta dla ruchu turystycznego w 1990 roku.	Krasowa	
	Ozark Caverns Udostępniona w 1952 roku.	Krasowa	Jaskinię zamieszkują 4 gatunki salamander, 16 gatunków bezkręgowców oraz 4 gatunki nietoperzy. Znana z niezwykłego wodospadu <i>Angel shower</i> .
	Round Spring Caverns Otwarta dla turystyki w 1932 roku.	Krasowa	Jaskinia znajduje się w pobliżu znanego źródła o tej samej nazwie. Stanowi miejsce siedliskowe dla rzadkich nietoperzy szarych.
	Talking Rocks Caverns Odkryta w 1896 roku. W roku 1912 udostępniona dla turystów.	Krasowa	Główna sala jaskiniowa ma 180 m długości i 30 m wysokości. W jaskini znajduje się także niezwykła kolumna <i>Powells Columns</i> o wysokości prawie 30 m.
	Truitt's Cave Odkryta w roku 1926, a udostępniona – w 1940.	Krasowa	Ma ładną szatę i niezniszczoną szatę naciekową. Przez jaskinię przepływa podziemna rzeka. Ciekawostką jest podziemna restauracja.
Montana	Lewis and Clark Caverns Odkryta w listopadzie 1892 roku. W roku 1901 została przekazana dla ruchu turystycznego.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Dość bogata szata naciekowa. Frekwencja turystyczna – około 45 tys. osób rocznie.

Nevada	Lehman Caves Odkryta w roku 1885.	Krasowa Obszar Great Basin National Park.	Posiada rozwiniętą i bardzo dobrze zachowaną szatę naciekową.
New Hampshire	Lost River Reservation Caves Odkryta w 1852 roku.	Tektoniczna Położona w północnym Woodstock.	Nazwa jaskini określa miejsce, gdzie strumik ginie między głazami granitowymi. Na terenie rezerwatu znajduje się kilka jaskiń, z których największa to Show Cave.
	Polar Caves	Tektoniczna, glaciejotektoniczna	Powstanie jaskini wiąże się z trzecim kontynentalnym zlodowaceniem, którego zasięg objął stan New Hampshire. Jest to jedna z większych jaskiń tego typu na terenie USA.
Nowy Meksyk	Carlsbad Caverns State Park Odkryta w 1901 roku.	Krasowa Zachodnia część stanu.	Jest to jedna z najbardziej znanych jaskiń turystycznych kraju oraz całego świata. Znajdują się w niej olbrzymie sale jaskiniowe, dużych rozmiarów nacieki, np. stalagmit „palec czarownicy”. Siedlisko wielu gatunków nietoperzy.
Nowy Meksyk	Ice Cave and Bandera Volcano Odkryta w 1908 roku.	Lawowa Południowo-wschodnia część stanu.	Jaskinia jest częścią tunelu lawowego i powstała podczas erupcji wulkanu Bandera. W jednym miejscu strop tunelu zawalił się tworząc olbrzymie obniżenie i wejście do wnętrza. Temperatura w jaskini zawsze oscyluje wokół 0°C. Powoduje to zamarzanie wody i tworzenie się na spągu cienkiej warstwy lodu oraz nacieków lodowych.
Nowy Jork	Howe Caverns Odkryta w roku 1842.	Krasowa, wapienna Wschodnia część stanu.	Jaskinia była znana dużo wcześniej wśród Indian. Rozwinięta w dwóch typach wapieni o różnej rozpuszczalności. Przez jaskinię płynie podziemna rzeka.
	Natural Stone Bridge and Caves Odkryta w roku 1790.	Południowo-wschodnia część stanu	Na tym obszarze znajduje się kilka jaskiń. Największa i najbardziej znana to Noisy Cave.
	Secret Cavern Pierwsza eksploracja miała miejsce w 1928 roku, a w 1929 obiekt przekazano do użytku.	Krasowa, wapienie górnego syluru i dewonu Wschodnia część stanu.	Jaskinia ma dużą kopułę połączoną z wietrznymi korytarzami oraz z podziemną rzeką. Skały bogate w liczne szczątki kopalnych organizmów.
	Lockport Cave	Tunel wodny Zachodnia część stanu.	Jaskinia – tunel wodny, wykorzystywana w żegludze śródlądowej.
Ohio	Ohio Caverns	Krasowa Środkowozachodnia część stanu.	W jaskini znaleziono liczne pozostałości po Indianach: groty strzał, narzędzia kamienne. Posiada niezbyt bogatą szatę naciekową.
	Olentangy Indian Caverns Odkryta w roku 1821.	Krasowa Centralna część stanu.	Była wykorzystywana przez Indian Wyandotte. Znaleziono liczne pozostałości: groty strzał i narzędzia kamienne.
	Perry's Cave Odkryta w 1813 roku.	Krasowa Wyspa Bass.	W jaskini znajduje się podziemne jezioro.
	Seneca Caverns Odkryta w 1898 roku.	Tektoniczna Północna część Ohio.	Jaskinia ma ciekawą budowę geologiczną i powstała podczas trzęsienia ziemi. Składa się z 7 poziomów. Największe pomieszczenie, to sala jaskiniowa licząca 75 m długości.
	Zane Shawnee Caverns Odkryta w roku 1872.	Środkowozachodnia część stanu.	Ogólna długość korytarzy wynosi 290 m. W jaskini występują liczne pizolity.
Oklahoma	Alabaster Caverns State Park Odkryta w 1898 roku.	Krasowa, w permskich gipsach Północna część stanu.	Jedyna jaskinia gipsowa na obszarze USA udostępniona dla ruchu turystycznego. Największa sala ma 60 m średnicy i 23 m wysokości. Duże kryształy selenitu.
	Robbers Cave State Park Odkryta w 1926 roku.	Tektoniczna, w piaskowcach Wschodnia część stanu.	
Oregon	Lava River State Park Odkryta w roku 1889.	Lawowa Centralna część stanu.	Typowa jaskinia lawowa. Na stropie formy syngenetyczne zastygania lawy, zwane lawaktytami. Ma 2 poziomy, z których tylko dolny jest dostępny turystycznie.
	Oregon Cave National Monument Odkryta w 1874 roku.	Krasowa, w marmurach Południowo-zachodnia część stanu.	Bogata szata naciekowa o niezwykle kształtach i kolorach.
	Sea Lion Caves Odkryta w 1880 roku.	Litoralna, abrazyjna, w bazaltach Zachodnie wybrzeże.	Jedna z największych na świecie jaskiń abrazyjnych. Zamieszkiwana przez lwy morskie, które przebywają w niej przez cały rok.
	Crystal Cave Odkryta w roku 1871.	Krasowa, w wapieniach ordowiku Południowo-wschodnia część stanu.	Bogata szata naciekowa: liczne kryształy kalcytu i aragonitu. Nasłynniejsze formy naciekowe, to tzw. <i>liście tytoniu</i> . Najstarsza jaskinia turystyczna Pensylwanii.
	Indian Caverns Odkryta w 1871 roku.	Krasowa, w wapieniach ordowiku Środkowa część stanu.	Znana przez miejscowych Indian od ponad 400 lat. Znaleziono liczne indiańskie artefakty.
	Indian Echo Caverns Odkryta w 1783 roku.	Krasowa, w wapieniach Południowa część stanu.	Zamieszkiwana przez plemię miejscowych Indian do roku 1670.
	Laurel Caverns Otwarta dla ruchu turystycznego w 1964 roku.	Krasowa, w wapieniach Południowo-zachodnia część stanu.	Rozwinięta w wapieniach z dużą zawartością krzemionki.

Pensylwania	Lincoln Caverns Odkryta podczas budowy drogi w roku 1930.	Krasowa, w wapieniach dewonu Środkowa część stanu.	Największe zróżnicowanie form naciekowych na terenie całej Pensylwanii.
	Lost River Caverns Odkryta podczas eksploatacji wapienia w kamieniołomie w roku 1883.	Krasowa, w wapieniach kambru Wschodnia część stanu.	Przez jaskinię przepływa podziemna rzeka. Znajduje się w niej także podziemna kaplica oraz muzeum.
	Penn's Cave Udostępniona w 1885 roku.	Krasowa Środkowa część stanu.	Znana od dawna wśród Indian Seneka. Zwiedzanie łódką po podziemnej rzece.
	Woodward Cave Odkryta i udostępniona do zwiedzania w roku 1925.	Krasowa, w wapieniach ordowiku Środkowowschodnia część stanu.	Jaskinia stanowi ponor dla rzeki Pine Creek. Panuje w niej stała temperatura 4°C.
	Coral Caverns Odkryta w roku 1928, a w 1932 udostępniona dla ruchu turystycznego.	Krasowa, w wapieniach dewonu Południowo-zachodnia część stanu.	Kopalne szczątki koralowców wapieniach, bogata szata naciekowa.
Południowa Dakota	Bethlehem Cave Odkryta w 1876 roku.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	
	Back Hills Caverns Odkryta w 1880 roku przez poszukiwaczy złota.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Od dawna znana Indianom Dakota. Zdumiewa różnorodnością form naciekowych (szczotki kalcytowe, kwiaty jaskiniowe, draperie)
	Crystal Cave Park (Diamond Crystal Cave) Odkryta w roku 1880. W 1929 udostępniona turystycznie.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Jedna z najpiękniejszych jaskiń na terenie kraju. Wiele różnych krystalicznych odmian kalcytu: nacieki kalafiorowe, grzybkowe, <i>boxwork</i> (pudełeczka) itd.
	Jewel Cave National Monument Odkryta w 1900 roku. Od 1908 – narodowy pomnik przyrody.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Jest to druga pod względem długości korytarzy jaskinia świata (223,6 km). Bogata szata naciekowa: formy kalcytowe, aragonitowe oraz z uwodnionego węglanu magnezu (niezwykle rzadkie, w jaskini pod postacią balonów – <i>ballons</i>).
	Rushmore Cave Odkryta w roku 1876 przez górników.	Krasowa, w wapieniach Południowo-zachodnia część stanu.	Jaskinia znana głównie ze swej lokalizacji – w pobliżu słynnej góry Rushmore.
	Sitting Bull Crystal Caverns Odkryta w roku 1929.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Znana z e specyficznego rodzaju kryształów kalcytu <i>dog tooth</i> (psie zęby) – do 40 cm długości.
	Stage Barn, Crystal Cave	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Na terenie Kanionu Barn, wejście do jaskini u podnóża skarpy wapiennej.
Północna Karolina	Wind Cave National Park Odkryta w roku 1881. Od stycznia 1903 – park narodowy.	Krasowa, w wapieniach Południowo-zachodnia część stanu.	Trzecia co do długości jaskinia na terenie USA i czwarta na świecie (ponad 200 km korytarzy). Bardzo bogata szata naciekowa: nacieki kalcytowe (kwiaty kalcytowe, heliktyty, <i>boxwork</i> , polewy naciekowe, draperie), aragonitowe i nieco nacieków gipsowych, zawierających zarówno kalcyt jak i siarkę i tworzących najczęściej formy igiełkowe (w suchych częściach jaskini).
	Linville Caverns Odkryta w 1822 roku przez wędkarza. W 1939 została udostępniona dla celów turystycznych.	Krasowa Zachodnia część stanu.	Przez jaskinię przepływa podziemna rzeka. Liczne skałopsy, formy erozyjne i tuby, draperie, kolumny, nacieki lodowe. Frekwencja turystyczna – 125 tys. osób rocznie.
Tennessee	Appalachian Caverns Odkryta w XIX wieku.	Krasowa Północno-wschodnia część stanu.	Liczne kolorowe formy naciekowe, zabarwione przez magnez i żelazo. Ponadto perły jaskiniowe, pola ryżowe, miseczki martwicowe, nacieki kalafiorowe i grzybkowe. Siedlisko nietoperzy <i>grey bat</i> (<i>Myotis grisescens</i>).
	Bristol Caverns	Krasowa Północno-wschodnia część stanu.	Przez jaskinię przepływa podziemna rzeka. Utrzymuje się w niej stała temperatura powietrza około 15°C.
	Cumberland Caverns Odkryta w roku 1810.	Krasowa, w wapieniach karbonu Centralna część stanu.	Najdłuższa jaskinia w stanie. Wydobywano tu saletrę potasową, służącą do wyrobu prochu strzelniczego
	Forbidden Caverns Udostępniona do zwiedzania w roku 1967.	Krasowa Wschodnia część stanu.	Przez jaskinię przepływa podziemna rzeka.
	Lost Sea Odkryta w roku 1905.	Krasowa Wschodnia część stanu.	Znajduje się tu największe w USA i drugie co do wielkości na świecie jezioro jaskiniowe (1,8 ha powierzchni i 10–30 m głębokości).
	Raccoon Mountain Caverns	Krasowa, w wapieniach karbonu Południowa część stanu.	
	Ruby Falls Odkryta w roku 1905.	Krasowa, w wapieniach jury Południowa część stanu.	Pierwotne wejście do jaskini znajdowało się na brzegu rzeki Tennessee. Bardzo dobrze rozwinięta szata naciekowa.

	Tuckaleechee Caverns Udostępniona w roku 1953.	Krasowa Wschodnia część stanu.	Przez jaskinię przepływają 3 podziemne potoki. Jaskinia jest znana z draperii, nazywanych onyksami jaskiniowymi oraz ze specyficznego rodzaju stalagmitów przypominających pień palmy, lokalnie zwanych totemami.
Texas	Cascade Caverns Udostępniona w roku 1932.	Krasowa Centralna część stanu.	Główną atrakcją jest wodospad o wysokości około 50 m oraz kilka podziemnych jezior.
	Caverns of Sonora Odkryta około roku 1910, pierwsze eksploracje w 1920 roku.	Krasowa Południowo-zachodnia część stanu.	Bogata szata naciekowa. Najśłynniejszy naciek <i>Motyl Sonory</i> został, niestety, zniszczony w roku 2006 w wyniku aktu wandalizmu.
	Cave-without-a-name Odkryta w roku 1925, a w 1939 udostępniona dla turystów.	Krasowa, w wapieniach kresy Centralna część stanu.	Piękna szata naciekowa.
	Inner Space Cavern Odkryta w roku 1963.	Krasowa Centralna część stanu.	Do jaskini wjeżdża się kolejką wąskotorową zwaną <i>teatralnym metrem</i> . Piękna szata naciekowa z wieloma stalaktytami.
Texas	Longhorn Cavern State Park Odkryta w roku 1840.	Erozyjna Centralna część stanu.	Powstała wskutek działalności erozyjnej rzeki.
	Natural Bridge Caverns	Krasowa, naturalny most skalny Centralna część stanu.	Nazwa jaskini pochodzi od mostu skalnego znajdującego się tuż przy wejściu. Niegdyś obszar ten tworzył jaskinię. Wskutek procesów krasowych strop jaskini zapadł się, tworząc most.
	Wonder Cave Odkryta w roku 1893.	Tektoniczna Centralna część stanu.	Jaskinia niewielkich rozmiarów. Unikatowa ze względu na genezę i nietypową morfologię.
Utah	Timpanogos Cave National Monument Odkryta w roku 1887.	Północna część stanu w pobliżu Wielkiego Jeziora Słonego.	
Waszyngton	Ape Cave Odkryta w roku 1951.	Lawowa Północna część stanu.	Typowa jaskinia lawowa, ma 2 poziomy. Położona w sąsiedztwie niesławnej Góry Św. Heleny.
	Gardener Cave Odkryta w roku 1903.	Krasowa, w wapieniach dewonu Południowa część stanu.	Trzecia pod względem długości jaskinia krasowa na terenie stanu.
Wirginia	Caverns of Natural Bridge Eksplorowana w latach 1889–1891.	Krasowa Położona w Dolinie Shenandoah.	Wykupiona od króla Georga III przez Tomasza Jeffersona za 20 szylingów. Trójpoziomowa, najgłębsza jaskinia turystyczna na wschodnim wybrzeżu USA.
	Crystal Caverns at Hupp's Hill Odkryta około roku 1755.	Krasowa, w wapieniach ordowiku Okolice Strasburgu.	Wapienie ordowiku zawierają bardzo niewielkie domieszki innych minerałów, stąd nacieki w jaskini odznaczają się białym kolorem.
	Dixie Caverns Odkryta w roku 1920.	Krasowa W pobliżu Salem.	Ciekawa szata naciekowa.
	Endless Caverns	Krasowa	
	Grand Caverns Odkryta w roku 1804.	Krasowa W pobliżu Grottoes.	Najstarsza jaskinia turystyczna na obszarze USA. Znana z dużej ilości form naciekowych.
	Luray Caverns Odkryta w roku 1878.	Krasowa, w dolomitach dolnego ordowiku Luray – około 150 km od Waszyngtonu.	Stosunkowo duża jaskinia z licznymi formami i osadami jaskiniowymi.
	Shenandoah Caverns Odkryta w 1884 roku.	Krasowa Shenandoah County – 5 km na północ od New Market.	Znana z dużej ilości draperii, zwanych lokalnie <i>Bacon</i> , gdyż przypominają plasterki bekonu (z uwagi na zabarwienie, spowodowane tlenkami żelaza).
	Skyline Caverns Odkryta w roku 1937.	Krasowa W pobliżu Warren County.	Rzadkie formy naciekowe – <i>androdite</i> : podobne do igiełek, jakie tworzy aragonit, jednak zbudowane z kalcytu.
Wirginia Zachodnia	Lost World Caverns Odkryta w roku 1942.	Krasowa Wschodnia część stanu.	
	Organ Cave Odkryta w roku 1704.	Krasowa, w wapieniach kambriu Wschodnia część stanu.	Od roku 1800 eksploatowano tu saletrę potasową. Liczne znaleziska paleozoologiczne: kości czarnego niedźwiedzia, rysia, karibu, mastodonta.
	Seneca Caverns Odkryta na początku XV wieku przez Indian Seneka. Powtórne odkrycie – w roku 1742.	Krasowa Wschodnia część stanu.	Największa jaskinia turystyczna na terenie stanu. Charakteryzuje się pięknymi poliwami naciekowymi.
	Smokehole Caverns Udostępniona w roku 1940.	Wschodnia część stanu, 13 km od Petersburga.	Dobrze zachowana szata naciekowa z pięknymi draperiami. Przez jaskinię przepływa podziemna rzeka z pstrągami jaskiniowymi.
Wisconsin	Cave of the Mounds Odkryta przez robotników kamieniołomu w roku 1939; 1940 – otwarcie dla turystów.	Krasowa, w wapieniach ordowiku Południowa część stanu.	
	Crystal Cave Odkryta w roku 1881.	Krasowa, w dolomitach ordowiku Zachodnia część stanu.	

FREKWENCJA TURYSTYCZNA

Większość jaskiń turystycznych Stanów Zjednoczonych znajduje się w rękach prywatnych. Chcąc dodatkowo zwiększyć atrakcyjność turystyczną jaskini i jej najbliższego otoczenia, właściciele dbają o dostępność obiektu, jego ochronę oraz do-brą reklamę. Zachęcają turystów nie tylko do tra-dycyjnego, ale również do ekstremalnego zwie-dzania jaskiń (specjalistyczne ścieżki dla groto-łazów

amatorów). Wszystko to powoduje znacz-ny przepływ turystów.

Największą frekwencją turystyczną spośród jaskiń turystycznych USA charakteryzuje się Mammoth Cave w Kentucky, którą rocznie odwiedza ponad milion turystów. Drugą najchętniej odwiedzaną jaskinią turystyczną jest Karchers Cavern State Park w Arizonie, gdzie przybywa około 750 tys. turystów rocznie, oraz Luray Cavern w Virginii z roczną frekwencją pół miliona turystów. Dane o frekwencji turystycznej w jaskiniach USA podane są w tab. 2.

Tabela 2. Frekwencja turystyczna w niektórych jaskiniach turystycznych USA
Table 2. Tourist frequency in some show caves of USA

Stan	Ogólna liczba jaskiń turystycznych	Jaskinia	Liczba zwiedzających na rok [tys.]
Alabama	6	Russel Cave National Monument	30
Arizona	3	Kartchner Caverns State Park	720-750
Arkansas	9	Cosmic Cavern	16-18
		Ka'eleku Caverns	8,5
Hawaje	2	Thurston Lava Cave	10
		Bluespring Caverns	23
Indiana	5	Marengo Cave	70
		Spring Mill State Park	12
Iowa	3	Spook Cave	11
Kalifornia	11	Black Chasm Cavern California Caverns	80
		Lava Beds National Monument	110
		Pinnacles National Monument	10
Kentucky	7	Mammoth Cave National Park	1 880 200
		Fisher's Cave	6,348
Missouri	16	Jacob's Cave	5
		Marvel Cave	200-300
		Onondaga Cave & Cathedral Cave	30-35
Montana	1	Lewis and Clark Caverns State Park	45
		Lost River Reservation	63-69
New Hampshire	2	Polar Caves	4,5
Nowy Meksyk	2	Carlsbad Caverns State Park	419,5
Nowy Jork	4	Howe Caverns	250
Oklahoma	2	Alabaster Caverns State Park	30-35
Pensylwania	9	Lost River Caverns	20
Południowa Dakota	9	Jewel Cave National Monument	108
		Wind Cave National Park	90
Północna Karolina	1	Linville Caverns	125
		Cascade Caverns	3
		Caverns of Sonora	15
		Cave-without-a-name	45
Texas	7	Inner Space Cavern	20-30

		Longhorn Cavern State Park	40–60
		Natural Bridge Caverns	15-18
		Wonder Cave	2,5-3,5
Utah	1	Timpanogos Cave National Monument	107,1
Wirginia	8	Luray Caverns	500
		Skyline Caverns	50–70

Nie wszystkie, niestety, jaskinie turystyczne, szczególnie małe prywatne obiekty, prowadzą bi-

lans turystów, stąd brak wszystkich danych. Najlepiej pod tym względem przedstawia się sytuacja w Teksasie, na Hawajach oraz w New Hampshire.

ZAKOŃCZENIE

Stany Zjednoczone są przykładem państwa, gdzie zagospodarowanie turystyczne jaskiń ma solidną historię i tradycję, ma imponujące przykłady rozwiązań „technologicznych” oraz łączenia turystyki z ochroną jaskiń. Jest to też szybko rozwijająca się „branża” turystyki poznawczej, rozrywkowej, ekstremalnej, otwierająca dla co raz większej liczby ludzi tajemniczy świat podziemi. Ma to wielkie znaczenie edukacyjne i pozytywnie wpływa na wzrost świadomości ekologicznej obywateli tego kraju. Doświadczenia amerykańskie odnośnie do turystycznego zagospodarowania jaskiń mogą być bardzo pożyteczne dla innych krajów świata, w tym dla Polski.

LITERATURA

- Alabaster Cavern State Park, broszura. Oklahoma 2006.
Brown H., 1961: Linville Caverns through the ages. The geological story. Durham, Północna Karolina.
Davis W.E., 1986: National Atlas of USGS, Dokument elektroniczny.
Davis W.E., 1970: Engineering aspects of karst. W: Karst of the United States. USGS, Nowy Jork. Dokument elektroniczny.
Jasek J., 1998: Inner Space Cavern. Georgetown, Texas, 18 ss.
Lewis and Clark Caverns State Park, broszura informacyjna. Montana 2007.
National Karst and Cave Research Institute, karst on Federal Land, objaśnienia do mapy, 1986.
National Karst and Cave Research Institute. Biuletyn, 2004.
Natural Stone Bridge and Caves Park. Broszura informacyjna. Nowy Jork, 2006.
Smith A.R., 1971: Cave and karst regions of Texas. W: Natural history of Texas Caves.
The archeology of natural Bridge Caverns. Broszura informacyjna Uniwersytetu w Teksasie, wydziału archeologicznego, 2004, San Antonio.

The story of Luray Caverns, broszura informacyjna. Virginia, 2006.

Veni G., 2002: Revising of the karst map of the USA. W: Journal of Cave and Karst Studies. San Antonio.
Visitors Guide to Wind Cave National Park. Broszura informacyjna. NPS, 2006.

Źródła internetowe

- <http://www.goodearthgraphics.com/showcave.html> US SHOW CAVE DIRECTORY;
<http://www.lib.utexas.edu/maps/faq.html> UNIwersytet TEXAS;
<http://www.nps.gov/> NATIONAL PARK SERVICE;
<http://cavern.com/> NATIOBNAL CAVES ASSOCIATION;
<http://www.caves.org/> NATIONAL SPELEOLOGICAL SOCIETY;
<http://www.showcaves.com/english/index.html> jaskinie turystyczne świata;
<http://www.usgs.gov/> U.S GEOLOGICAL SURVEY;
<http://www-old.ectaco.com> słownik polsko-angielski on-line;
<http://www.alapark.com/parks/park.cfm?parkid=2> Alabama;
<http://www.desotocavernspark.com/> Alabama; Alabama
<http://www.colossalcave.com/> Arizona;
<http://www.gccaverns.com/> Arizona;
<http://www.estc.net/cosmiccavern/> Arkansas;
<http://www.hurricanerivercave.com/> Arkansas;
<http://www.spanish-treasure-cave.com/> Arkansas ;
<http://www.cavernstours.com> California;
<http://www.lakeshastacaverns.com> California;
<http://www.mercercaverns.com> California;
<http://www.caveofthewinds.com> Colorado;
<http://www.glenwoodcaverns.com> Colorado;
<http://www.mauicave.com> Hawaje;
<http://www.bluespringcaverns.com> Indiana;
<http://www.in.gov> Indiana;
<http://www.squireboonecaverns.com> Indiana;
<http://www.wyandottecaves.com> Indiana;
<http://www.crystallakecave.com> Iowa;
<http://www.iowadnr.com> Iowa; <http://www.spookcave.com> Iowa;
<http://www.diamondcaverns.com> Kentucky;
<http://cavern.org/hrc/hrchome.php> Kentucky;
<http://www.4noel.com/bluffd> Missouri;
<http://www.bridalcave.com> Missouri;
<http://www.mostateparks.com/meramec/cave.htm> Missouri;
<http://www.jacobscave.com> Missouri;
<http://www.marktwaincave.com> Missouri;
<http://www.americascave.com> Missouri;
<http://www.findlostriver.com> New Hampshire;
<http://howecaverns.com> Nowy Jork;
<http://www.stonebridgeandcaves.com> Nowy Jork;
<http://www.secretcaverns.com> Nowy Jork;
<http://www.linvillecaverns.com> Północna Karolina;
<http://www.perryscave.com> Ohio;
<http://www.senecacavernsohio.com> Ohio;
<http://www.touroklahoma.com> Oklahoma;
<http://www.sealioncaves.com> Oregon;
<http://www.crystalcavepa.com> Pensylwania;
<http://www.coralcaverns.com> Pensylwania;
<http://www.indiancaverns.com> Pensylwania;

<http://www.indianechocaverns.com> Pensylwania;
<http://laurelcaverns.com> Pensylwania;
<http://www.lincolncaverns.com> Pensylwania;
<http://lostcave.com> Pensylwania; <http://pennscave.com>
Pensylwania; <http://www.blackhillscaverns.com>
Południowa Dakota; Południowa Dakota;
<http://www.sittingbullcrystalcave.com> Południowa Dakota;
<http://www.cumberlandcaverns.com> Tennessee;
<http://www.forbiddencavern.com> Tennessee;
<http://www.thelostsea.com/home.htm> Tennessee;

<http://www.naturalbridgeva.com/caverns.html> Virginia;
<http://www.waysofva.com/crystalcaverns> Virginia;
<http://www.dixiecaverns.com> Virginia;
<http://www.endlesscaverns.com> Virginia;
<http://www.luraycaverns.com> Virginia;
<http://www.skylinecaverns.com> Virginia;
<http://www.lostworldcaverns.com> West Virginia;
<http://www.organcave.com> West Virginia;
<http://www.wildcaving.com> West Virginia;
<http://www.smokehole.com> West Virginia

Karel Kirchner¹, Zdeněk Máčka², Václav Cílek³

¹*Institute of Geonics, Academy of Sciences of Czech Republic, v.v.i. Branch Brno, Drobného 28, 602 00 Brno, Czech Republic*

²*Masaryk University, Faculty of Science, Department of Geography, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic*

³*Institute of Geology, Academy of Sciences of Czech Republic, v.v.i. Rozvojová 269, 165 00 Praha 6 – Lysolaje, Praha, Czech Republic*

SCREE AND BLOCKY FORMATIONS IN NORTHERN AND CENTRAL BOHEMIA: GEOLOGIC AND GEOMORPHOLOGIC DEVELOPMENT

Kirchner K., Máčka Z., Cílek V. **Osypiska i pokrywy glazowe w północnych i środkowych Czechach: rozwój geologiczny i geomorfologiczny.** Artykuł podejmuje problematykę pokryw glazowych, uwzględniając zwłaszcza Średniogórze Czeskie. W wielu miejscach ze specyficznymi warunkami mikroklimatycznymi rozwinęły się chłodne i zamarzające gruzowiska z całorocznymi temperaturami poniżej 0°C. Stanowiska te należy traktować jako występowanie ekstralnej wieloletniej zmarzliny w górskich warunkach średnich szerokości geograficznych. Wyniki analiz geomorfologicznych, stratygraficznych, sedimentologicznych i mineralogicznych są omawiane w kontekście zakładanego wieku oraz genetycznych mechanizmów akumulacji materiału glazowego.

Кирхнер К., Мачка З., Цилек В. **Осыпи и каменные россыпи Центральной и Северной Чехии: геологическое и геоморфологическое развитие.** Статья касается проблематики каменных россыпей, в особенности Чешского Среднегорья. Во многих местах региона, в специфических микроклиматических условиях, сформировались холодные и промерзающие каменные россыпи (курумы) с отрицательной на протяжении всего года температурой. Такие участки следует относить к участкам экстремальной многолетней мерзлоты горных районов умеренных широт. Результаты геоморфологических исследований, а также минералогического, стратиграфического и седиментологического анализа образцов, обосновывают возраст и механизм аккумуляции обломочного материала.

Abstract

Paper is devoted to the issue of scree and blocky formations with the special attention to the area of České středohoří Mts. (Bohemian Middle Mountains). Cold and freezing screes originated at many localities as a result of specific microclimatic conditions with the temperature of debris below freezing point all over the year. Thus, these localities may be considered as patches of extrazonal permafrost occurring in the upland setting of middle latitudes. The results of geomorphological, stratigraphic, sedimentological and mineralogical analyses of screes are discussed in the context of their age and formative processes.

INTRODUCTION

České středohoří Mts. is a region with predominance of mountainous and highland relief formed prevalingly by volcano-sedimentary complexes, partly by upper Cretaceous sandstone and marl strata. Outstanding landforms of the area are structural ridges and monadnocks composed of basalt, phonolyte and trachyte. Their slopes are often

covered with blocky debris, which forms screes or block fields (RUBÍN, BALATKA et al., 1986).

Some of the thick slope screes on volcanic rocks are characteristic by unique micro-climate with specific air circulation within the debris voids. During winter season, cold air penetrates into the debris and causes strong decrease of temperature inside the scree. Meltwater from snow or rainwater flow into debris and refreezes in the scree voids during warmer winter days or in spring. Ground-ice may persist at the base part of the scree late into the summer (so called “ice holes” develop). During winter, relatively warm air flows through the scree voids up the hill and escapes from the upper part of the debris through vents (KUBÁT, 1971, 1974; RŮŽIČKA, 1993). In summer, base part of the scree remains substantially cooler than its surroundings, even when ground-ice had not formed last winter. Thus in summer, air circulating through the scree cools down and flows out from the vents in the lower part of the scree.

Scree slope with occurrence of ground-ice during summer is called frozen scree. In the case of missing direct evidence of ground-ice, we call these blocky accumulations as cold screes. These cold

screes support numerous species of cold stenotherm plants and animals of Scandinavian as well as Alpine origin (glacial relics); some of them have their main distribution area in high latitude environments behind the polar circle (KUBÁT, 1971; RŮŽIČKA, 1993; ZACHARDA, 2000). Lower sections of frozen scree slopes thus display microclimatic conditions that resemble those of high latitude or high altitude periglacial environments.

We present a characterisation of the following frozen scree localities in České středohoří Mts.: Bobří soutěska, Kamenec, Boreč, Plešivec (fig. 1). We also summarize the partial results from other numerous localities elsewhere in České středohoří Mts., numerous profiles in sandstone terrains (Labské pískovce Highland, Ralská pahorkatina Hilly Land), Šumava Mts., surroundings of Prague, Brdy Highland, Děčínská vrchovina Highland and Lužické hory Mts.

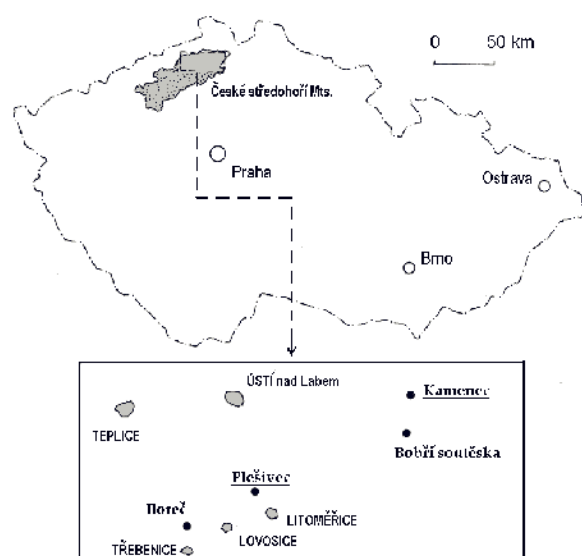


Fig 1. Position of the České středohoří Mts. and four studied localities within the territory of Czech Republic
Rys. 1. Lokalizacja Średniogórza Czeskiego w granicach Republiki Czeskiej oraz czterech analizowanych stanowisk

PRESENT STATE OF ART

The study of scree microclimate brought the attention of naturalists as early as in 1838 when PLEISCHL published the first temperature measurements from classical site of Plešivec. KREJČÍ (1881) mentions the warm exhalations in later famous Boreč Hill, but the most comprehensive overview of 27 frozen scree sites was published by KUBÁT (1971). Scree slopes in České středohoří Mts. were briefly noted in comprehensive geomorphologic works of NĚMEČEK (1972) and KRÁL (1996). Inventory of localities of freezing

taluses for nature conservation purposes was compiled by CHVÁTAL (1996). Valuable information on talus thickness from České středohoří brought DEMEK et CZUDEK (1957) from Želenický vrch (talus thickness is 10 m and in the lower part overrides floodplain sediments) and CZUDEK (1962) from Chlum near Louny (talus thickness 11 m with buried horizon suggesting two-phase evolution). BRABEC (1973) analyses the ecology of freezing taluses in České středohoří Mts., CÍLEK (2001) discusses origin, formative processes and age of taluses in north Bohemia and GUDE et al. (2003) present the results of micro-climatic measurements and geophysical survey of cold screes. They consider the permanency of ground-ice at some localities and suggest the presence of extra-zonal permafrost on those sites.

Despite numerous publications on the topic of frozen screes in the research area, less attention was paid to their morphology, chemistry and structure of weathering crusts on basaltoids, aeolian sedimentation and slope profiles which would be indicative of their evolutionary history (KIRCHNER, CÍLEK, MAČKA, 2001; RAŠKA, 2007). We present basic features of selected localities with freezing taluses as well as information on their morphology and evolutionary history. We applied geomorphologic mapping, description of slope profiles, sampling of the weathering crusts on scree blocks and sampling of loamy fills in debris voids.

DESCRIPTION OF LOCALITIES IN ČESKÉ STŘEDOHOŘÍ MTS.

Bobří soutěska – there were investigated extensive blocky accumulations (altitude 445– 470 m a.s.l.) on the right valley slope (exposition to north) of Bobří potok Brook (rapids, waterfalls) 3.5 km east of Verneřice. Bedrock is mostly formed by nefelinic basanite. Morphology of the scree slope is complicated, accumulation plateau (90 x 150 m), blocky rampart with the length of 40 m, block stream and block field stretch from the toe of steep scree slope. Block streams override fluvial Holocene loams exposed in the floodplain of the Bobří potok Brook. KUBÁT (1971) described the exhalations of warm air from the upper part of scree slope. There are only less pronounced fronts of debris lobes along with linear block streams.

Kamenec – it is an extensive scree area on the northern slope of Kamenec Hill (519 m a.s.l.) at the left valley side area of the Ploučnice River, approximately 1.5 km south-west of Starý Šenov. Massive blocky accumulations are built of



Phot. 1. Kamenec Hill (519 m a.s.l.) – an extensive scree area is situated on the northern slope of this locality (phot. by Z. Máčka)

Fot. 1: Wzgórze Kamenec (519 m n.p.m.) – rozległe pole rumoszu skalnego występuje na północnym stoku tego stanowiska (fot. Z. Máčka)

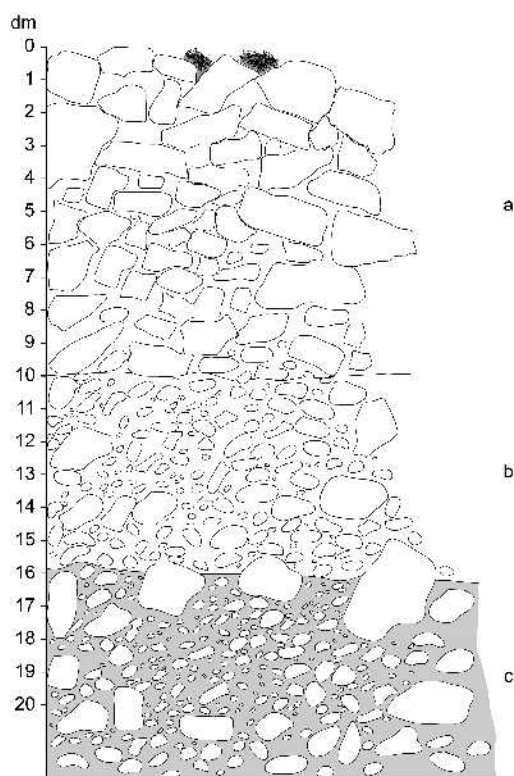


Fig. 1 The profile of scree formation in Kamenec Hill: a – the zone of coarse blocks (10–30 cm) with free scree spaces (Upper Holocene – Recent), b – the zone of medium sized to small clasts (4–6 cm) with the irregular infilling of brown to rusty fine sediments of either aeolian or downwash origin (Lower Holocene), c – the „loess“ zone formed by a mixture of coarse blocks and abundant, often rounded small clasts (2–4 cm) with the infilling of brown decalcified „loessic“ sediment (Glacial). This zone continues without apparent changes 8 m below the surface. Interpretation: the main phase of scree formation took place during Glacial (possibly Late Glacial), but the formation continues throughout the whole Holocene and it is especially intensive during last thousand years.

Rys. 1. Profil pokrywy gruzowej na wzgórzu Kamenec: a – poziom grubych bloków (10–30 cm) z wolnymi przestrzeniami (górny holocen–okres współczesny), b – strefa średnich i małych okruchów (4–6 cm) z nieregularnymi wkładkami brązowych i rudych drobnych osadów o genezie eolicznej lub jako efekt splukiwania (dolny holocen), c – strefa „lessu“ uformowana przez mieszaninę grubych bloków i często bogata w zaokrąglone małe okruchy (2–4 cm) z wkładkami brązowego odwapnionego osadu „lessowego“ (glacjał). Ta strefa ciągnie się bez wyraźnych zmian 8 m poniżej powierzchni. Interpretacja: główna faza formowania się pokrywy gruzowej miała miejsce podczas glacjału (możliwe, że w późnym glacjał), ale była kontynuowana przez cały holocen, a szczególnie intensywnie podczas ostatnich tysięcy lat.

olivinic basalt and are located in the altitude of 310–390 m a.s.l. (phot. 1; fig. 2). Many ice holes were described at the toe of the scree as well as vents with warm air outflow. PUJMANOVÁ (1998) carried out micro-climatic measurements at this site. Ice holes are mainly concentrated within the small area with the size 100 x 30 m. Morphology of the blocky accumulation is very irregular. There are accumulation plateaus and distinct longitudinal blocky ramparts (height 4–7 m, width 15 m, length 80 m). Ramparts are asymmetric, generally elongated in the contour direction. They are arranged one above another and dam the narrow slope rill. Small weathering forms also occur on the surface of some blocks (micro-exfoliation, “grater” surfaces).

Boreč – pronounced trachytic hill (449 m a.s.l. – phot. 2) 4 km west of Lovosice. Boreč is



Phot. 2. Locality Boreč – trachytic hill (449 m a.s.l.) 4 km west of Lovosice. Slopes of the hill are covered by scree, its lower part is sharply bounded by vegetation; vegetation colonised the places with loamy scree and finer slope sediments (phot. by Kirchner)

Fot. 2. Stanowisko Boreč – wzgórze trachitowe (449 m n.p.m.) 4 km na zachód od Lovosic. Stoki wzgórza są pokryte rumowiskiem skalnym, jego niższa część jest wyraźnie ograniczona przez roślinność; roślinność skolonizowała miejsca z gliniastym gruzem oraz drobniejszymi osadami stokowymi (fot. K. Kirchner)

one of the key localities with nearly two hundred years of investigations, mainly devoted to micro-climatology, detail description may be found in

the work of VÁNE (1992). The warm air flows out of the hill summit, vents with the cold air outflow are located at the eastern and south-eastern slope. Cold vents are spread in the altitude 365–385 m a.s.l. within the stripe 15–30 m wide locally protruding up the hillslope. Lower part of the scree is sharply bounded by vegetation; vegetation colonised the places with loamy scree and finer slope sediments. Clastic material of the scree displays pronounced sorting; vertical and horizontal stripes with much finer material are surrounded with coarser matrix. Scree is rather steep, inclined with an angle 30–35°. The outflow of cold air at the toe as well outflow of warm air at the summit were found on the same day, which probably shows that both circulation systems are independent. Temperature of exhalations (around 16°C) refers to geothermal source of heat. The upper third of the hill was free of snow in winter 1999 due to warm air exhalations; in the same time, adjacent hills were covered with 3–7 cm deep snow cover. This observation displays the strong heat flux, which may not be caused solely by the exchange of air in open voids of blocky debris. The heat flux is probably connected with post-volcanic activity in the area.

Plešivec – it is significant locality from the geomorphologic point of view, situated on the south-western slope of Plešivec Hill (609 m a.s.l.) nearby the village Kamýk approximately 4 km north-west of Litoměřice. The site has been investigated for the long time (e.g. PLEISCHL, 1838; ZAHÁLKA, 1890). Distinct undulation of basalt scree slopes with ramparts and plateaus is conditioned probably by the sliding of blocky debris along underlying Cretaceous sedimentary rocks (possibly fossil slope deformations). Ice holes are situated in the altitude 430–450 m a.s.l. on the gently inclined plateau (length 120 m) and in the U-shaped depression (length 30 m, width 14–15 m, depth 4 m). These forms stretch from the margin of steep scree slope (inclination 30–32°). The ice holes reach the depth 1 m in the southern part, 1,4 m in the northern part of the flat accumulation, length is 3 m, width 2,3 m. Locality was partly influenced by dumping of stones from quarry; ice holes were artificially deepened in the past by insect collectors and for ice mining.

RESULTS, DISCUSSION, CONCLUSION

Results of mineralogical analyses

1. Young opal coatings were found on the bottom side of stones in screes or on overhan-

ging cliffs in the terrains built by granite or migmatite even at sites with altitude around 1000 m a.s.l. These findings suggest young/Holocene chemical weathering in higher altitudes and even on crystalline rocks, where only physical weathering was presumed.

2. Layers of scree cemented by calcite or aragonite from older Holocene have been newly described or proved at several localities (ŽÁK et al., 2001). It is a new finding from Czech Republic.
3. An important finding is the presence of quartz grains in yellowish, clayey matrix in the scree below the summit of phonolithic Milešovka. Thus aeolian input was proved, because phonolite does not contain quartz. In our opinion, this finding suggests the aeolian origin of many yellow-brown fine materials, which are common infill of voids within screes at the territory of Czech Republic. It coincides with our older observation that the brown infill of scree voids markedly resemble collapsed loess.
4. Set of 1–2 mm thick weathering crusts was analysed on samples from České středohoří (Middle Mountains) and Lužické hory (Lusatian Mountains) (micro-analyzer JOEL JXA-50A); crusts were also compared with a fresh rock. Crusts display the loss of alkaline substances and overall increase in the content of Fe hydroxides. These thin weathering crusts are an important factor in the development of scree slopes for the following reasons:
 - Crusts are soft, stones sink into one another, friction is so high that screes are partly stabilised and tend to move rather by slow creeping movement en bloc instead of rolling of individual stones. This is connected with the genetic mechanism of scree terrain waves in the lowest part of scree slopes.
 - Crusts are porous substances, they keep moisture, so they enable the fixation of lichens on stone surfaces as well as supply moisture to lower plants and enable subsequent colonization of screes by vascular plants and invertebrate fauna. In the course of this weathering formerly angular clasts change shape into partly rounded stones. It would be interesting to study microbiology of weathering crusts (an issue of lithotrophic organisms). Fungi regularly occur within the dew zone in the depth 40–60 cm below the scree surface. We presume that part of invertebrate fauna is connected to the trophic environment which may be based on

“fungi imperfecti” and microbial (partly lithotrophic?) environment of weathering crusts?

Geomorphologic aspects

Rock debris forms extensive scree mantles that cover upper and middle sections of slopes and have a form of block fields or talus fields. At profiles studied, the layer of open scree is of limited thickness (2–3 m). Overall thickness in the lower part of screes may exceed 10–20 m. It was found that development of screes is a polycyclic process. Recent weathering of blocks in screes is inferred by the presence of micro-exfoliation, small weathering pits and so called “greater”.

Morphology of scree slopes is quite complicated and varied. Their morphology is partly the result of their topographical position on the slope and the shape of underlying bedrock. The lowest thickness of talus is in the upper part of a scree slope (e.g. at Zlatý vrch only up to 1,5 m), they cover structurally controlled stepped relief formed on volcanic rocks. They often form horizontal benches in places where debris cover structural steps of bedrock, mainly at the contact of volcanic rocks with Cretaceous sedimentary rocks. At the toe section, they often sink into their forefront and push up terrain waves and ramparts with height of several meters. Stepped character of scree slopes is also a result of slope movements which affect also underlying Cretaceous bedrock. Scree benches (plateaus) are still little studied forms which deserve more attention. Detailed morphology of scree accumulations depend on structural-tectonic setting of underlying volcanic rocks (arrangement and tectonic disruption) as well as structural setting of Cretaceous sediments.

Recent steep scree accumulations (around 30°) are not probably older than last Glacial period and Holocene. We may presume that development of screes continued over the end of Late Glacial to the at least beginning of Holocene. Enclaves of cold climate associated with permafrost are evidenced also by investigation of MERCIER et al. (2001) and BOURLES et al. (2004), which was made in Krkonoše (Giant Mountains). Remnants of melting ice had been surviving in Obří důl as long as 7.3 ± 1.3 ka BP and in the area of the upper Labe River even 6.0 ± 0.9 ka BP according ^{10}Be dating. This data support the existence of thin (5–15 cm) layer of “tundra-like” environment within scree formations.

It is necessary to study influence of meso- and micro-climate as well as palaeo-climate which together with favourable geological and geomor-

phologic conditions lead to the origin of freezing screes. Significant locality in this context is Klíč Hill in Lužické hory Mts., where micro-climatic measurements supported by the geophysical evidence suggest the present of perennial ground ice. Mean annual air temperatures at the scree sites are approximately 6–8°C. However, ground ice is frequently found in the base part of the screes even in mid- to late-summer at depth of ca. 0,5 m. This causes the temperature of outflowing air to remain at approximately 0°C throughout the summer. Normally, ground temperatures in this depth should equal the mean air temperature. For most of the year temperatures in the basal parts of the screes remain close to 0°C, but significantly lower temperatures occur frequently from December to March. These findings support the possibility of sporadic permafrost occurrence in the highlands and even uplands in Czech Republic. The synergic influence of various factors plays an important role, e.g. meso- and microrelief or heterogeneity of bedrock (e.g. basalt flow covering unstable Cretaceous sediments, different density or opening of bedrock fractures, etc.).

Geological aspects

Screes as habitats in the geological past. The oldest unambiguously subaeric screes found on the territory of Czech Republic come from the Palaeogene–Neogene boundary. These are clasts of scree cemented in duricrusts of Klínek terrace, and further lower Miocene scree exposed in Kruhový lom quarry near Tetín. Findings of Tertiary screes are very rare, furthermore the expected denudation of landscape (according to findings of sandstones) is in the region of České středohoří Mts. approximately 500 m. There may not be continuity between Tertiary and Quaternary screes with the exception of central Brdy Highland, landforms of which are very conservative due to prevailing Kambrium conglomerates with siliceous cement.

It is possible to recognize various periods of scree formation according to landscape dynamics from the old Quaternary (instructive profiles are mainly in Slovak Karst), middle Pleistocene (Cromer–Srbsko in Bohemian Karst) to young Pleistocene (numerous localities: screes with loess matrix). According to studied profiles, screes develop continually during glacial as well as interglacial periods. At some localities is evident very intense formation of the scree during the transition period between last glacial period and Holocene (fig. 2). Especially during the young Holocene co-

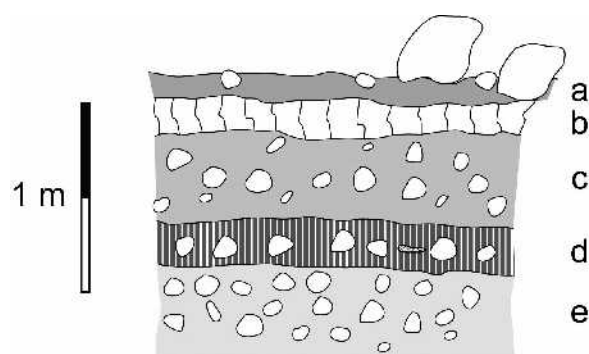


Fig. 2. The profile of scree formation in railway notch 5 km south of Ústí nad Labem:

a – recent humic soil with individual large blocks, b – „young“ yellow characteristic loess without any clasts, c – medium sized scree in yellow calcareous loess, d – dark brown-red soil sediment with numerous weathered clasts, e – scree with yellow calcareous loess. Interpretation: the profile is located approx. 10 m above the floodplain. It probably represents two glacial and two interglacial (Eemian nad Holocene) phases of continuous scree formation.

Rys. 2. Profil pokrywy gruzowej w wykopie, odsłoniętej

w wykopie kolejowym 5 km na południe od Ústí nad Labą: a – współczesne gleby humusowe z pojedynczymi dużymi blokami, b – „młody“ żółty charakterystyczny less bez okruchów, c – średniej wielkości okruchy skalne w żółtym wapienistym lessie, d – ciemnobrązowy osad glebowy z licznymi zwiędzonymi okruchami, e – gruz skalny z żółtym wapienistym lessiem. Interpretacja: profil znajduje się w przybliżeniu 10 m ponad równiną zalewową. Prawdopodobnie reprezentuje dwie glacialne i dwie interglacialne (eem i holocen) fazy ciągłego tworzenia się pokrywy.

mes the renewal of scree formation, mainly coarse, blocky scree. We must presume the continuity of scree as habitats during the whole Quaternary.

Continuous, nevertheless episodic development.

Continuous scree development which is indicated by the change of loess fill of scree voids (glacial period) into soil fill of scree voids (commonly red soil sediments, interglacial period, e.g. profile Ládví) displays as sedimentation hiatuses so periods of intensive development. Intensive formation is proved for particular periods of Holocene (e.g. Subboreal or period around 5700 BC – profile Sv. Jan pod Skalou), but may be presumed also for other interglacial periods. Hiatuses are indicated either by layers of loess which lies below rock outcrops and are free of any stones (glacial periods) or by layers of sinter (Holocene) below rock cliffs, which also does not contain any stones. Observations infer that the development of scree was strongly inhibited during pleniglacial periods (probably due to deep freezing which caused scree stabilization); similar mechanism stands also for Atlantic in Holocene when the protective effect of vegetation may be presumed. We may

presume inactivity or inhibition of scree formation not longer than 4 ka years during Holocene or generally for interglacial periods (dated profile at Sv. Jan pod Skalou). Exact dating of loess sequences during individual depositional cycles is still lacking. We may infer according the overall thickness of sedimentary sequences, that formation of scree was inactive or inhibited for long time, maybe in order of first ten thousands of years.

Issue of aeolian input during glacial periods.

According to the present day observations, biota is very sensitive to the dust atmospheric pollution (with an exception of several resistant species). Periods of inactivity or inhibition of scree formation overlap with the deposition of loess. Large aeolian input into scree during glacial periods is evidenced by the presence of quartz grains in the scree void fills at Milešovka and similarity of brown void fills with loess in scree of the whole territory of Czech Republic. During cold Pleistocene periods, scree functioned as a trap of dust; dust was subsequently washed down, deeper into the scree accumulation. We consider the severe glacial climatic conditions (generally arid and cold, continental) together with intensive dusty deposition as probably most serious limiting factor of species survival.

Transition from the cold to warm period.

Biologists adopted the model of invertebrate fauna migration within scree as a response to changing climate conditions. Invertebrate fauna migrates from deeper layers which are gradually fining and getting loamy up into newly formed open scree. However, the overall process of invertebrates migration is probably more complex (rather lateral than only vertical) process. Older scree are affected by slope movements (probably by gelifluction), result of which are debris plateaus with subhorizontal surface. These flat toe surfaces usually have earthy scree they are covered by forest. These flat surfaces often extend far from the source rock outcrops, sometimes more than 1 km (e.g. findings of debris of Liteň slate in the gas-conduit route in Bohemian Karst).

It is impossible to solve the issue of species survival in periglacial climate in dynamic, hostile conditions of scree accumulations without discussion with biologists and without the knowledge of ecological demands of particular species. On the other hand, it is possible to prove the intensive formation of scree in the late glacial period and thus development of compensatory habitats in places where cold scree came into existence. An important factor of the cold scree formation is its configuration, i.e. generally uniform

size of stones, partial shedding of the lower part of the scree by wood vegetation or by soil and height gradient which enables slow infiltration of sinking cold air and thus cooling of scree debris. This presumption is best fulfilled with volcanic rocks which are fractured by contraction cracks and thus ready for easy disintegration. It is not possible to discuss in detail the issue of permafrost in this place, but according foreign literature, it is possible to consider the presence of temporarily as well spatially discontinuous permafrost, which among others suggested by asymmetry of many valley cross-profiles in the Czech Republic.

As noted above (see mineralogical analyses), an important role is played from biological point of view by thin, porous weathering crusts, which support colonization by lichens, since they are relatively soft and retain at least small amounts of water.

Working on the topic of scree accumulations and mainly mutual cooperation of biologists and geologists/geomorphologists disclosed until now neglected, nevertheless very interesting and dynamic world of genesis, development and expiry of scree accumulations and unusual living forms connected to them.

Acknowledgements: *Geomorphological research was carried out with financial supports of grant project no. 205/99/1307 and research projects: - no. AVOZ 30860518 "Physical and environmental processes in the lithosphere induced by anthropogenic activities" (Institute of Geonics, Academy of Sciences of Czech Republic, v.v.i.).*

REFERENCES

- Bourles D., Braucher R., Engel Z., Kalvoda J., Mercier J.-L., 2004: Deglaciation of the Giant Mountains indicated by ^{10}Be dating. In: Drbohlav D., Kalvoda J., Voženilek V. (eds.): Czech geography at dawn of the Millenium. Olomouc: 25–39.
- Brabec E., 1973: Ekologie sutí Českého středohoří. Diplomová práce, Př.F. UK, Praha: 97 s. Kritická recenze in: Čílek a Kopecký eds. (1998): Pískovcový fenomén. Knihovna ČSS, sv. 32, Praha-Broumov, 1998: 49–58.
- Cajz V. (ed.) a kol., 1996: České středohoří. Geologická a přírodovědná mapa 1 : 100 000. Doprovodný text k mapě. ČGÚ, Praha: 160 pp.
- Čílek V., 2001: Scree slopes and boulder fields of Northern Bohemia: origin, processes and dating. In: Kubát K. (ed.): Sborník "Lebensraum Blockhalde". Acta Univ. Purkyn. Ústí n. L., Biologica, 4, 2000: 204 pp.
- Czudek T., 1962: Zpráva o geomorfologickém výzkumu území u obce Chraberce, severoseverovýchodně od Loun. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1961. Nakl. ČSAV, Praha: 274–275.
- Czudek T. (ed.), 1972: Geomorfologické členění ČSR. Studia Geographica, 23. Brno: 140 pp.
- Czudek T., 2005: Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno: 238 pp.
- Demek J., Czudek T., 1957: Periglaciální jevy na severním svahu Želenického vrchu u Bíliny. Časopis pro mineralogii a geologii, 2. Nakl. ČSAV, Praha: 115–120.
- Gude M., Ditrich S., Mäusbacher R., Hauck C., Molenda R., Ruzicka V., Zacharda M., 2003: Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. Proceedings 8th International Conference on Permafrost. Zürich: 331–336.
- Chvátal P., 1996: Stav pseudokrasových jevů v neovulkanitech v severních Čechách. In: Pseudokrasové jevy v neovulkanitech České republiky. Sborník příspěvků ze semináře, pořádaného při příležitosti 20. výročí vyhlášení CHKO České středohoří. AOPK ČR, ČGÚ, ČSS, Městské muzeum v Ústí n. L., Správa CHKO ČR, Praha: 20–24.
- Chvátalová A., 2000: Geologické a geomorfologické poměry Lužických hor. Acta Universitatis Purkynianae, 59, Studia geographica III. Ústí n. L.: 79 pp.
- Kirchner K., Čílek V., Máčka Z., 2001: Nové údaje o podmrzajících sutích v Českém středohoří. In: Prásek J. (ed.): Současný stav geomorfologických výzkumů. Sborník referátů z mezinárodního semináře konaného ve dnech 5.-7. dubna 2001 v Kružberku. PřF OU, ČAG, Ostrava: 34–40.
- Král V., 1966: Geomorfologie střední části Českého středohoří. Rozpravy ČSAV, řada MPV, 76, 5. Academia, Praha: 65 pp.
- Krejčí J., 1881: Über die Exhalationen warmer Luft am Gipfel des Kahlenberges bei Lobositz. Zprávy o zasedání Král. Čes. Spol. nauk, Praha: 59–61.
- Kubát K., 1971: Ledové jámy a exhalace v Českém středohoří. Vlastivědný sborník Litoměřicko, 8. Litoměřice: 69–87.
- Kubát K., 1974: Proudění vzduch sutěmi jako ekologický faktor. Opera Corcontica, 11: 53–62.
- Kubát K. et al., 2000: Stony debris ecosystems. Acta Universitatis Purkyniana 52, Studia Biologica IV. Ústí nad Labem: 206 pp.
- Ložek V., 1972: Droliny Českého středohoří. Lidé a země, 2. Praha: 70–72.
- Mercier J. L., Bourles D., Kalvoda J., Braucher R., 2001: Radiometrické datování konce zalednění Vogéz metodou ^{10}Be . In: Létal A., Szczyrba Z., Vysoudil M. (eds): Česká geografie v období informačních technologií. Sborník příspěvků Výroční konference ČGS, Olomouc 25.-27.9.2001: 161–167.
- Mercier J.-L., Bourles D., Kalvoda J., Braucher R., Vilímek V., Paschen A., 2001: Deglaciation in the Giant Mountains indicated by ^{10}Be Dating. Abstracts of 5th International Conference on Geomorphology, August 23–28, 2001, Tokyo.
- Migoň P., 1999: Residual weathering mantles and their bearing on the long-term landscape evolution of the Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe. Zeitschrift für Geomorphologie, N. F., Suppl.-Bd., 119. Berlin-Stuttgart: 79–90.
- Němeček V., 1972: Přehled geologického a geomorfologického výzkumu Českého středohoří. Sborník Pedagogické fakulty v Ústí n. L. – řada zeměpisná. SPN, Praha: 83–104.
- Němeček V., 1976: Geomorfologické poměry jz. okraje Českého středohoří a přilehlé části Dolnooharské tabule. Sborník Pedagogické fakulty v Ústí n. L., řada zeměpisná. SPN, Praha: 5–52.

- Pleischl A., 1838: Beiträge zur physikalischen Geographie Böhmens. Erste Lieferung. Eis im Sommer zwischen den Basaltstücken bei Kameik. Abhandlungen der könig. Böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften. Prag: 1–17.
- Pujmanová L., 1998: Mikroklima v suti vrchu Kamenec v Českém středohoří. In: Cílek V., Kopecký J.(eds.): Pískovcový fenomén. Knihovna ČSS, sv. 32, Praha-Broumov: 37–39.
- Raška P., 2007: Comments on the recent dynamics of scree slopes in the České středohoří-Mts. In: Hradecký J., Pánek T. (eds.): Geomorfologický sborník, 6 - Stav geomorfologických výzkumů v roce 2007. Malenovice 2. - 4. 4. 2007. OSU - ČAG, Ostrava: p. 47.
- Rubín J., Balatka B. a kol., 1986: Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. Academia, Praha: 385 pp.
- Růžička V., 1993: Ekosystémy kamenitých sutí. Ochrana přírody, 48, 1. Praha: 11–15.
- Růžička V., 1998: Podzemní led v kamenných sutích. Vesmír, 77. Praha: 397–399.
- Váně M., 1992: Exhalace par na Borči a na Jezerní hoře. Sborník Severočeského muzea – přírodní vědy, 18. Liberec: 175–191.
- Zahálka Č., 1890: O ssutinách čedičových a znělcových v Českém středohoří. Přetištěno z časopisu Vesmír 1890, in: Cílek V., Kopecký J. (eds.), 1998: Pískovcový fenomén: Klima, život a reliéf. Praha – Broumov, 1998: 166–172.
- Zacharda M., 2000: New and little-known species of *Rhagidiidae* from talus ecosystems, in the Czech Republic and Austria. Journal of Zoology, 251: 105–118.

Elena A. Kozyreva¹, Tadeusz Szczypek², Yurii B. Trzhcinski¹

¹Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Institute of Earth Crust, Lermontova str. 128, 664033 Irkutsk, Russia

²University of Silesia, Faculty of Earth Sciences, Będzińska str. 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

AEOLIAN SANDS ON YARKI ISLAND IN NORTHERN BAIKAL

Kozyreva E. A., Szczypek T., Trzhcinskiy Ju. B. **Piaski eoliczne na wyspie Jarki na północnym Bajkale.** Wyspa Jarki stanowi bardzo wąską (50–100 m) kosę lub mierzeję, oddzielającą północny kraniec Bajkału od Angarskiego sora. Jest efektem akumulacji osadów przynoszonych przez Kiczere i Wierchnią Angarę, a także oddziaływania fal bajkalskich. Jest więc formą holoceniową, zbudowaną z piaszczystych osadów rzecznych i jeziornych, które po wynurzeniu się nad poziom wody zaczęły być modelowane przez wiatr. Rozwinęły się tu liczne formy wydymowe o wysokości niegdyś sięgającej do 10–12 m, których podstawę stanowią dawne wały brzegowe. Praca przedstawia charakterystykę współczesnej rzeźby eolicznej tego obszaru, a przede wszystkim zwraca uwagę na mechaniczne cechy piasków przewianych na tle utworów podłoża.

Козырева Е. А., Щипек Т., Тржцинский Ю. Б. **Эоловые пески острова Яркий на северном Байкале.** Остров Яркий – очень узкий (50–100 м) бар, отделяющий северный край Байкала от Ангарского сора. Является результатом аккумуляции отложений, приносимых р. Кичерой и Верхней Ангарой, а также воздействия байкальских волн. Так, это голоценовая форма, сложена песчаными речными и озерными отложениями, которые были переработаны ветром. Здесь образовались многочисленные дюны первичной высотой до 10–12 м, основанием которых выступают давние береговые валы. В статье дано описание современного эолового рельефа территории, с учетом, в основном, механических свойств перевеваемых песков на фоне отложений субстрата.

Abstract

Yarki Island makes very narrow (50–100 m) cusate bar or sand spit, dividing the northern part of Baikal from Angara sor. It is an effect of accumulation of deposits brought by the Kichera and Verkhnya Angara rivers, as well as the influence of Baikal waves. Therefore it is the Holocene landform, built of sandy alluvial and lacustrine deposits, which after rising over water level became be modelled by wind. Numerous dune landforms developed here of height, which earlier reached 10–12 m, and of base made by former spill banks. The study presents the characteristics of present-day aeolian relief of this area and most of all it pays the attention to mechanical properties of blown sands against the background of substratum deposits.

INTRODUCTION

Yarki Island is the Holocene cusate bar of 50–100 m wide, built of sandy alluvial deposits (brought by Verkhnya Angara and Kichera; fig. 1) and lacustrine deposits, which after rising over water level became be modelled by wind. Numerous dune landforms of formerly height of up to 10–12 m developed here, which base was

made by former spill banks (ROGOZIN, 1993). This bar

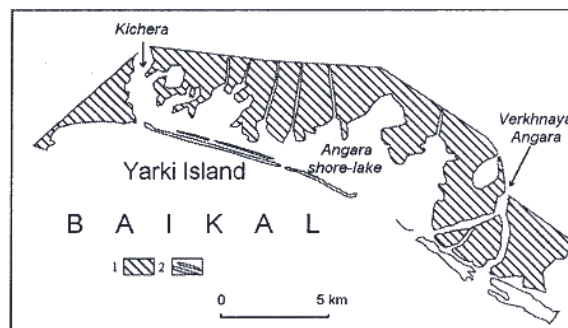


Fig. 1. Location of Yarki Island:
1 – Kichera-Angara Plain, 2 – area of bar

Rys. 1. Położenie wyspy Jarki:
1 – Równina Kiczery-Angary, 2 – obszar mierzei

already about 2000 years ago became be strongly damaged by abrasion in result of natural fluctuations of water level in Baikal (AFANASYEV, 1967; SIZIKOV, 1987), whereas since the middle of the 20th century it is additionally degraded by aeolian processes, intensified by anthropogenic factor: strong abrasion of lake waves caused by dam building on the Angara in Irkutsk and vegetation damaging by tourists (ROGOZIN, TRZCINSKY, 1993). Presently in some places during storms lake waves overflow through the island into the shore-lake-sor (after drying up this area covers – owing wind

activity – with mobile aeolian microforms – phot. 1, which disappear after the following passing of waves). These waves also caused that the eastern part of Yarki Island practically does not already exist, whereas the western part was divided into two fragments (fig. 1).

The aim of this study is a general characteristics of contemporary aeolian relief and most of all a presentation of grain size distribution and quartz grain abrasion of blown drift sands of this area against the background of deposit substratum.



Phot. 1. Thin cover of aeolian sands at the surface, over which the Baikal waves overflow into sor – the view from the lake side (phot. by E. A. Kozyreva)

Fot. 1. Cienka pokrywa piasków eolicznych na powierzchni, przez którą przelewają się fale Bajkału do soru – widok od strony jeziora (fot. E. A. Kozyriewa)

INVESTIGATION METHODS

To realise research themes the following procedures were carried out: 1) geomorphological mapping of aeolian landforms in the field, 2) sieve analysis of aeolian sands and substratum material, calculating the basic indices of grain size distribution after equations by FOLK and WARD (1957): Mz – mean grain diameter, σ – standard deviation, stating of deposits sorting, 3) research on degree of mechanical abrasion of quartz grains 1,0–0,8 mm of aeolian sands and substratum material by means of method of mechanical granulometry by KRYGOWSKI (1964) calculating index of abrasion Wo as well as the content of grains of γ type (rounded), β (semi-rounded) and α (angular), as well as also modified microscopic method (morphoscopic) by CAILLEUX (1942) – calculating the content of grains of RM type – matted rounded, EM – rounded polished, EL – semi-rounded and NU – angular. Points of sam-

ple taking were presented in figures 5 and 6. But one should emphasise that the site 4 is not located on the island, but it reveals the analogous features: therefore it can be treated as comparative site.

CONTEMPORARY AEOLIAN RELIEF ON YARKI ISLAND

Contemporary aeolian relief on Yarki Island has decidedly deflative character, because the former dune landforms originated here undergo intensive blowing out. Simultaneously from this material small aeolian microforms are created. Of morphogenetic importance, as field observations proved, are winds blowing from two almost opposing directions: predominating – $22,6\text{--}49,6^\circ$ (from the side of sor) and of minor importance – $218,2\text{--}239,6^\circ$ (from the side of open Baikal; KHAK, SZCZYPEK S., SZCZYPEK T., 2006 – fig. 2).

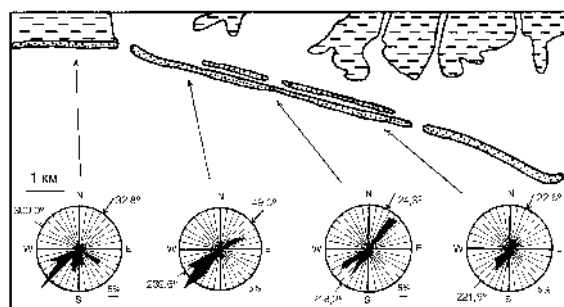


Fig. 2. Roses of azimuths of aeolian landforms axes and reconstructed mean azimuths ($^\circ$) of directions of relief-forming winds on Yarki Island (after: Khak, Szczypek S., Szczypek T., 2006)

Rys. 2. Róże azymutów osi form eolicznych i zrekonstruowane średnie azymuty ($^\circ$) kierunków wiatrów rzeźbujących na w. Jarki (wg: Khak, Szczypek S., Szczypek T., 2006)

Actual landscape of Yarki Island within the range of aeolian relief is varied. It is possible to distinguish here – without going into details – so called low and high relief, which refer to landforms height and their morphological distinctiveness.

On Yarki Island low aeolian relief predominates. It is represented mostly by small wavy surfaces of blown out cover sands with accompanying them deflative landforms and accumulative microforms, as well as transverse dunes of height up to 1–2 m (phot. 2). They have asymmetrically shaped opposite slopes, but the slope angle is not large ($8\text{--}12^\circ$: $13\text{--}21^\circ$). Leeward slopes of exposure generally towards SW are par-

tially blown out by rarely appearing winds from this direction. Whereas windward slopes of the-



Phot. 2. General view of low dunes – between the sites 1 and 2 (see fig. 5; phot. by E. A. Kozyreva)
 Fot. 2. Ogólny widok wydm niskich – między stanowiskiem 1 i 2 (por. rys. 5; fot. E. A. Kozyriewa)

se landforms exposed generally towards NE are – to the rule – strongly degraded by deflation and in place of them smaller or larger deflation basins develop with appearing between them remnants of the same genesis. Similarly disturbed is the direct foreground of these slopes: deflation surfaces of different size with kept remnants also function here. Sand transported from the northern part of narrow part of the island in the majority is accumulated at the foot of leeward slopes in the form of actually developing belts of aeolian cover sands, but its part wanders towards inshore part of Baikal, causing its shallowing. In the control site 4 flat, intensively blown sandy covers predominate, therefore in the morphological landscape deflation remnants of different size are common, in shadow of which accumulation sandy shadows are created (fig. 3).

High aeolian relief on Yarki Island is significantly rarely met, but most often identified with the landscape of this area. Presently it is represented by some unusually distinct dune remnants of height up to 4–5 m, length 10–30 m and width 20–30 m. They are characterised by the presence of fragmentary, blown windward slopes and the complete lack of leeward slopes, which were disturbed by abrasion. Washed over, formerly aeolian material presently occurs at foots of steep abrasive slopes in the form of sandy piles (WIKa et al., 2006). After ROGOZIN (1993) in the lower part of present remnants deposits of high shore embankments occur, in roof of which humus horizon is observed.

Over it only sands occur. Therefore, according to above-mentioned author, the discussed landforms are characterised by swash-aeolian genesis. Ana-

lysed remnants distinctly tower over almost flat deflation areas, on which clear indications of wa-

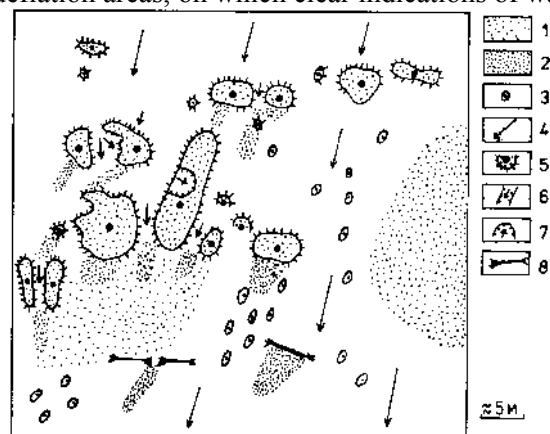


Fig. 3. Geomorphological sketch-map of compared site 4 (cf. fig. 5):

1 – aeolian cover sands, 2 – modern blown sandy covers, 3 – sand shadows, 4 – deflation plains, 5 – deflation remnants, 6 – deflation corridors, 7 – blowouts, 8 – clogs of trees

Rys. 3. Szkic geomorfologiczny porównywanego stanowiska 4 (por. rys. 5):

1 – eoliczne piaski pokrywowe, 2 – współcześnie nawiewane pokrywy, 3 – kopczyki piaszczyste, 4 – płaszczyzny deflacyjne, 5 – ostańce deflacyjne, 6 – korytarze deflacyjne, 7 – niecki deflacyjne, 8 – kłody drzew

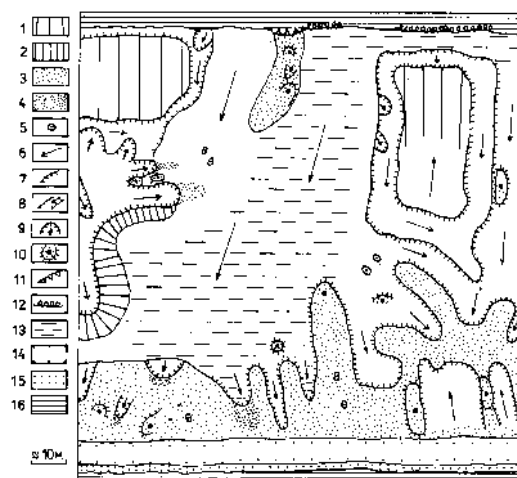


Fig. 4. Geomorphological sketch-map of fragment of high and low aeolian relief in Yarki Island near site 1 (cf. fig. 5):

1 – windward slopes of dunes, 2 – leeward slopes of dunes, 3 – aeolian cover sands, 4 – modern blown covers, 5 – sand shadows, 6 – deflation plains, 7 – deflation undercuts, 8 – deflation corridors, 9 – blowouts, 10 – deflation remnants, 11 – abrasion undercuts, 12 – peat ridges, 13 – swampy areas, 14 – zone of “osushka”, 15 – beach, 16 – water
 Rys. 4. Szkic geomorfologiczny fragmentu wysokiej i niskiej rzeźby wydymowej na w. Jarki w sąsiedztwie stanowiska 1 (por. rys. 5):

1 – stoki proksymalne wydm, 2 – stoki dystalne wydm, 3 – eoliczne piaski pokrywowe, 4 – współcześnie nawiewane pokrywy, 5 – kopczyki piaszczyste, 6 – płaszczyzny deflacyjne, 7 – podcięcia deflacyjne, 8 – korytarze deflacyjne, 9

– niecki deflacyjne, 10 – ostańce deflacyjne, 11 – podcięcia abrazyjne, 12 – wały torfowe, 13 – obszary zabagnione, 14 – strefa osuszeni, 15 – plaża, 16 – woda

ves overflowing are visible. Remnants are divided by more or less wide deflation corridors, on which bottom sandy covers develop. At deflation surfaces numerous sand shadows of different sizes and sometimes – shallow deflation depressions basins are also created (WIKI et al., 2006). Another example of slightly less typical high aeolian relief is demonstrated by fig. 4 as well as photos 3 and 4. High dune remnants divided by flat deflation surfaces also occur here, but – as opposed to the previous – they neighbour with sor waters, (at Baikal shore low landforms developed), whereas depression bottom is marshy and presently fixed by vegetation.



Phot. 3. Fragment of high dune relief in the neighbourhood of the site 1 (compare with fig. 5). At the foreground wide-spread, boggy deflation basin, at the back – blown high (up to 6 m) dune landforms (phot. by Yu. B. Trzcinski)
Fot. 3. Fragment wysokiej rzeźby wydmorej w sąsiedztwie stanowiska 1 (por. rys. 5). Na pierwszym planie rozległa, zabagniona niecka deflacyjna, z tyłu – rozwiane wysokie (do 6 m) formy wydmore (fot. Ju. B. Trzcinskij)



Photo 4. Blown high dune in the neighbourhood of site 1 – compare with fig. 5 (phot. by T. Szczypek)

Fot. 4. Rozwiewana wydma wysoka w sąsiedztwie stanowiska 1 – por. rys. 5 (fot. T. Szczypek)

GRAIN SIZE DISTRIBUTION OF DEPOSITS

Substratum sands

Sands of substratum deposits on the Yarki Island contain 1,5% of coarse-grained material ($>0,5$ mm of diameter) and 0,1% – of dusty particles of diameter of $<0,1$ mm. Medium-grained material (0,25–0,5 mm) decidedly predominates in them, its content amounts as much as to 94,3%. In connection with it the value of mean grain diameter $Mz = 0,361$ mm, and sorting degree $\sigma = 0,27$ (fig. 5 – S 1-3).

In substratum sands in control site (4) there is 1,3% of coarse material and 0,2% of dusty particles. In them also distinct predomination of average grains is visible, which content reaches 67,0%. Value of $Mz = 0,285$ mm, value of $\sigma = 0,39$ (fig. 5 – S4).

Aeolian sands

Drift sands on Yarki Island contain from 5,9 up to 13,5% of coarse grains (on average 11,0%) and from 0,1 up to 0,2% of dusty material (at average 0,17%). Similarly to substratum, the medium-grained deposits with contribution of 54,9–70,7% clearly prevail in them (on average 62,5%). Therefore the values of Mz fluctuate within the range 0,321–0,339 mm (on average $Mz = 0,328$ mm), whereas the sorting degree of deposits are determined by values of $\sigma = 0,43$ –0,63 (on average $\sigma = 0,55$; fig. 5 – E1–E3).

The content of coarse-grained sand in the drift sands in the site 4 amounts to 0,8%, whereas dusty material – 0,2%. The medium-grained material predominates in the amount of 61,6%. The value of $Mz = 0,276$ mm, whereas the value of $\sigma = 0,38$ (fig. 5 – E4).

DEGREE OF MECHANICAL ABRASION OF DEPOSITS

Substratum sands

Results of analyses made by means of mechanical method by KRYGOWSKI (1964) indicate, that in substratum material on Yarki Island grains of α type decidedly predominate, the content of them reaches 76,6%, whereas there is 1,4% of grains

of γ type. In connection with the above-mentioned the abrasion degree Wo has the value 686

(fig. 6 – S 1-3). According to the morphoscopic method by CAILLEUX (1942) in these deposits

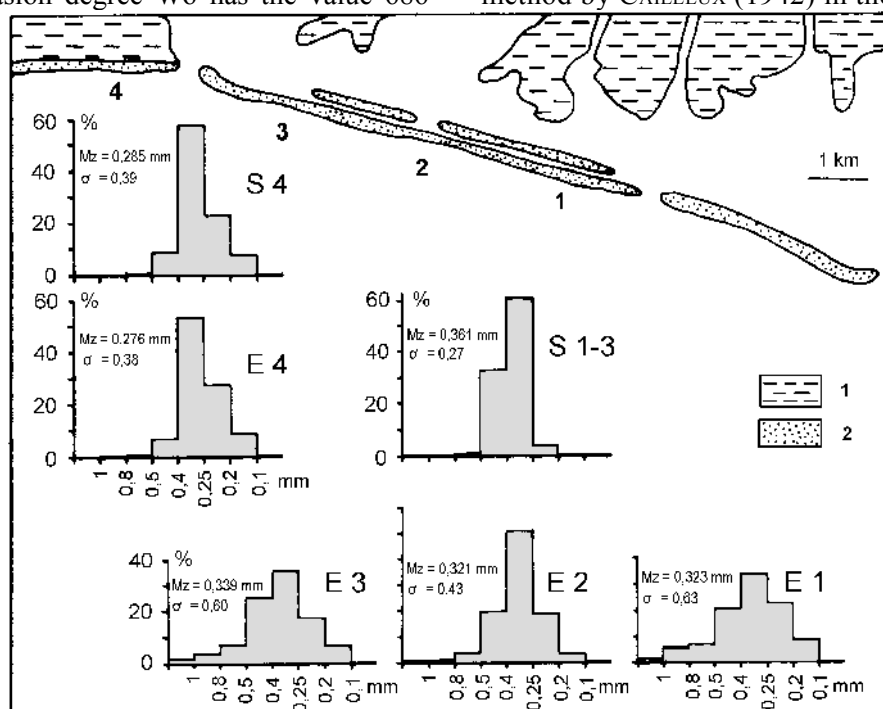


Fig. 5. Aeolian sands grain size distribution (E 1–3) of Yarki island against a background of substratum deposits (S 1–3) as well as additional site 4 (E 4/S4):

1 – marshy deposits of Kichera-Angara Plain, 2 – sandy deposits of Yarki Island and adjoining areas

Rys. 5. Uziarnienie piasków eolicznych (E 1–3) wyspy Jarki na tle utworów podłoża (S 1–3) oraz na tle dodatkowego stanowiska 4 (E4/S4):

1 – bagienne utwory Równiny Kiczery-Angary, 2 – utwory piaszczyste w. Jarki i terenów przyległych

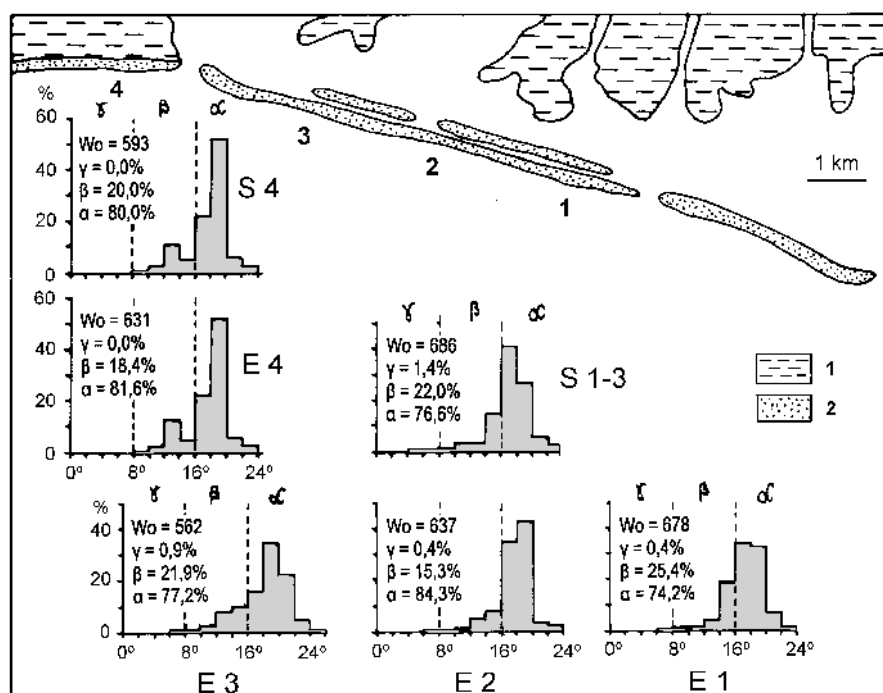


Fig. 6. Degree of mechanical abrasion of quartz grains 1.0–0.8 mm of aeolian sands (E 1–3) of Yarki Island against a background of substratum deposits (S 1–3) and additional site 4 (E 4/S4):

1 – marshy deposits of Kichera-Angara Plain, 2 – sandy deposits of Yarki Island and adjoining areas

Rys. 6. Stopień mechanicznej obróbki ziaren kwarcu 1,0–0,8 mm piasków eolicznych (E 1–3) w. Jarki na tle utworów podłoża (S 1–3) oraz na tle dodatkowego stanowiska 4 (E 4/S4); 1 – bagienne utwory Równiny Kiczery-Angary, 2 – utwory piaszczyste w. Jarki i terenów przyległych

grains of EM type predominate (95,3%), and RM grains is only 0,8%.

In the site 4 in substratum sands the largest amount is also typical for grains of α type – 80,0%, whereas γ grains are not present at all. The value of abrasion coefficient W_o amounts to 593 (fig. 6 – S 4). According to morphoscopic method grains of EM type decidedly prevail (98,5%) and there is also the lack of grains of RM type.

Aeolian sands

In drift sands of Yarki Island the contribution of grains of α type fluctuates within the range 74,2–84,3% (on average – 78,6%), and γ grains – within the range 0,4–0,9% (on average – 0,6%). The value of abrasion coefficient W_o amounts to from 562 to 678, what gives the average value – 626 (fig. 6 – E1–E3). According to morphoscopic method EM grains make 96,0–98,2% (on average 96,7%), whereas grains of RM type occur in the amount of 0,6–1,3% (on average 0,97%).

In control site 4 α grains make 81,6% of sand mass, whereas the lack of grains of γ type is noted. The value of W_o reaches 631 (fig. 6 – E4). According to morphoscopic method there is 97,0% grains of EM type here, and RM grains – 0,0%.

AEOLIAN SANDS AGAINST A BACKGROUND OF SUBSTRATUM DEPOSITS

Influence of winds (NE as well as SW) on the uncovered lacustrine deposits on the Yarki Island caused the removing of the finest particles from them and leaving them in the water. The effect of it is the decidedly larger content of coarse-grained material in aeolian sands in comparison to the initial deposits. Despite of it, considering the larger amount of fine-grained material (0,1–0,25 mm), aeolian sands (13,2%) are in general finer in comparison to the source deposits (3,9%) and – simultaneously – slightly weaker sorted. The same statement refers to the control site (4), in which the given fine-granularity of blown sands is slightly less noticeable in relation to substratum, whereas it is very visible in relation to aeolian sands from the island (because substratum sands are here also clearly finer than in the island).

Aeolian sands and substratum deposits of the analysed area are characterised by low degree of

mechanical abrasion, and in the case of aeolian sands it is possible to state, that they do not have almost any signs of disturbing wind influence. It is confirmed by simply symbolic content of grains of γ and RM type, as well as above-quoted values of W_o , which in the majority are lower than for parent material: there is more α grains in aeolian sands than in the substratum; it can be – as among others NOWACZYK (1986) considers – the result of easier blowing of them from the substratum. On the other hand the increase in degree of quartz grains abrasion of the discussed aeolian sands is not favoured by very small width of the island, the former as well as the contemporary (although it was some times larger).

So the clear proofs of wind influence on sandy substratum of Yarki Island and its neighbourhood are landforms shaped by this morphogenetic factor and also a certain change in granulometric composition of deposits.

REFERENCES

- Afanas'yev A. N., 1967: Kolebania gidrometeorologicheskogo rezhima na territorii SSSR. Nauka, Moskva: 231 p.
- Cailleux A., 1942: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Soc. Géol. France. Mém. Nouv. Sér., 21, 1–2, Mém., 46: 176 p.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957: Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. J. Sedim. Petrol., 27, 1: 3–26.
- Khak V. A., Szczypek S., Szczypek T., 2006: Napravleniya vetrov. In: Wika S., Kozyreva E. A., Trzcinsky Yu. B., Szczypek T.: Ostrova Yarki na Baikale – primer sovremennogo preobrazovaniya landshaftov. IZK SO RAN – Fakultet nauk o Zemle Silezskogo universiteta, Irkutsk-Sosnowiec: 36–38.
- Krygowski B., 1964: Graniformametrija mechaniczna. Teoria, zastosowanie. PTPN, Prace Kom. Geogr.-Geol., 2, 4. Poznań: 112 p.
- Nowaczyk B., 1986: Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym wistulianie i holocenie. Ser. Geografia, 28. UAM, Poznań: 245 p.
- Rogozin A. A., 1993: Beregovaya zona Baikala i Khubsugula. Morfologia, dynamika i istoria razvitiia. VO Nauka, Novosibirsk: 167 p.
- Rogozin A. A., Trzcinsky Yu. B., 1993: Tekhnogennaya aktivizacija abrazionno-akkumulativnykh processov na beregakh Baikala. Geoekologia, 6: 80–85.
- Sizikov A. M., 1987: Dolgoperiodicheskie izmeneniia gidrologicheskogo rezhima rek Pribaikalya v golocene. V: Modelirovanie i prognozirovanie geofizicheskikh processov. Nauka, Novosibirsk: 36–39.
- Wika S., Kozyreva E. A., Trzcinsky Yu. B., Szczypek T., 2006: Ostrova Yarki na Baikale – primer sovremennogo preobrazovaniya landshaftov. IZK SO RAN – Fa-

kultet nauk o Zemle Silezskogo universiteta, Irkutsk-
Sosnowiec: 69 p.

Iwan I. Pirożnik¹, Walerian A. Snytko², Tadeusz Szczypek³, Borys P. Własow¹

¹*Białoruski Uniwersytet Państwowy, Wydział Geograficzny, pr. F. Skoryny 4, 220050 Mińsk, Białoruś*

²*Rosyjska Akademia Nauk, Oddział Syberyjski, Instytut Geografii im. W. B. Soczawy, ul. Ulan-Batorska 1, 664033 Irkuck, Rosja*

³*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*

RZEŻBA EOLICZNA I MECHANICZNE CECHY PIASKÓW PRZEWIANYCH POLESIA BIAŁORUSKIEGO W OKOLICACH JEZIORA BOBROWICKIEGO

Пирожник И. И., Снытко В. А., Щипек Т., Власов Б. П. **Эоловый рельеф и механические свойства перевеянных песков Белорусского Полесья в окрестностях озера Бобровицкого.** Представлена общая краткая геоморфологическая характеристика (современная заболоченная позднеплейстоценово-голоценовая аллювиальная равнина, а также фрагмент плоской зандровой поверхности) водораздельного региона Ясельды и Щары в Припятском Полесье. На ее основе раскрыты общие особенности размещения дюн и покровных эоловых песков (несколько полей, локализация которых обусловлена отложениями основания). Приведена более детальная характеристика эолового рельефа на основе избранных ключевых участков (Тупичицы и Загорье), а также общего гранулометрического состава и степени обработки дюнных песков на фоне подстилающих отложений основания на ключевых участках Загорье, Тупичицы и Челновка. Установлена достаточно высокая мелкозернистость отложений, а также высокая степень обработки кварцевого материала.

Pirozhnik I. I., Snytko V. A., Szczypek T., Vlasov B. P. **Aeolian landforms and mechanical properties of blown sands of Belorussian Polesse in the neighbourhood of Bobrovichi lake.** The short general geomorphological characteristics (presently swamped Late-Pleistocene and Holocene alluvial plain and the part of flat sander area) of watershed area of the Yaselda and Shchara rivers in the Pripyat Polesse, and against the background of it – general features of distribution of dunes and aeolian cover sands (some fields, which location refers to the substratum deposits) were presented. More detailed characteristics of aeolian relief on the base of selected sites (Tupichitsy and Zagorye), as well as total analysis of grain size distribution and abrasion degree of dune sands against the background of substratum material on the base of sites Zagorye, Tupichitsy and Chelnovka were made. Rather significant fine-granularity of deposits, referring to the source material, as well as very high degree of mechanical abrasion of quartz material was stated.

Zarys treści

Представлено krótką ogólną charakterystykę geomorfologiczną (współcześnie zabagniona późnoplejstoceńsko-holocenska równina aluwialna oraz fragment płaskiej powierzchni sandrowej) wododziałowego obszaru Jasiołdy i Szczary na Polesiu Prypeckim, a na tym tle – ogólne cechy rozmieszczenia wydym i eolicznych piasków pokrywowych (kilka pól, których lokalizacja nawiązuje do utworów podłoża). Dokonano bardziej szczegółowej charakterystyki rzeźby eolicznej na podstawie wybranych stanowisk (Tupiczycy i Zagorje), a także ogólnej analizy uziarnienia oraz stopnia obróbki piasków wydymowych na tle materiału podłoża na podstawie stanowisk Zagorje, Tupiczycy i Czelnovka. Stwierdzono dość znaczną drobnozianość osadów, nawiązującą do materiału wyjściowego, a także bardzo wysoki stopień obróbki materiału kwarcowego.

WSTĘP

Rzeźba eoliczna na obszarze Polesia Białoruskiego jest dość powszechnym elementem krajobrazu, jednak – poza ogólnymi wzmiankami o jej istnieniu oraz o cechach morfometrycznych i wykształceniu form (TUTKOWSKI, 1910; KRYGOWSKI, 1936, MATWIEJEW i in., 1982; MATWIEJEW, GURSKI, LEWICKAJA, 1988; KISIELOW, 1994, KISIELOW, MARZAN, 1994 i in.) – nie doczekała się jeszcze dokładnych opracowań. Nieco szczegółowsze informacje o morfologii wydym na obszarze Prypeckiego Parku Narodowego przedstawia WIKA i in. (2004), ale i ta praca – ze względu na poruszane zagadnienia – nie ma charakteru przełomowego. Brak jest dobrych danych o wieku wydym na tym obszarze, a także o cechach budującego je materiału. Chyba jedynie SZCZYPEK, PIROŻNIK i WŁASOW (2004) podają konkretne dane o składzie granulometrycznym oraz o stopniu mechanicznej obróbki piasków przewianych na terenie wspomnianego Parku.

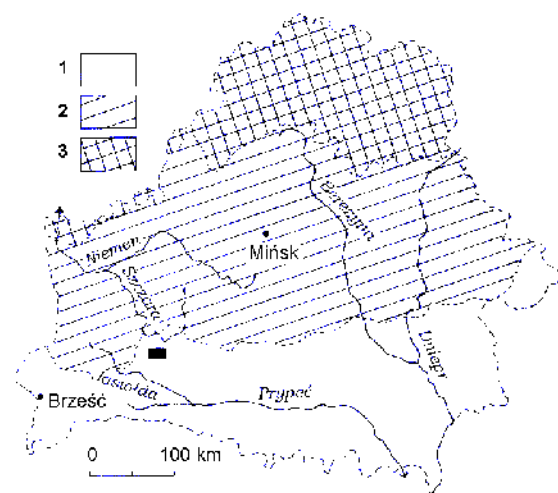
Celem niniejszego artykułu jest więc kolejna próba wypełnienia luki w badaniach piasków eolicznych Polesia Białoruskiego, tym razem na wododziałowym obszarze sąsiedztwa jeziora Bobrowickiego.

METODY BADAŃ

W celu realizacji zagadnienia zastosowane standardowe metody badawcze, analogiczne, jak w przypadku Prypeckiego Parku Narodowego: kartowanie geomorfologiczne, analizę map topograficznych w podziałce 1 : 100 000, laboratoryjną analizę składu granulometrycznego piasków przewianych oraz podłoża (obliczając średnią średnicę ziaren M_z i współczynnik wysortowania materiału σ), a także mechaniczną analizę stopnia obróbki ziaren kwarcu o średnicy 0,8–1,0 mm znaną metodą Krygowskiego (obliczając wskaźnik obróbki W_o oraz zawartość ziaren typu γ , β i α) oraz równie dobrze znaną metodą morfoskopową Cailleux (obliczając zawartość ziaren typu RM, EL, EM i NU).

POŁOŻENIE I OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA OBSZARU BADAŃ

Obszar badań jest położony w granicach zlodowacenia dniewrowskiego (odry) na międzyrzeczu Jasiółdy i Szczory (rys. 1). Pod względem fizycz-



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań: zasięg zlodowacenia: 1 – dniewrowskiego (odry), 2 – sożskiego (warty), poozierskiego (wisły)
Fig. 1. Location of area investigated:
Pleistocene glaciations: 1 – Riss I, 2 – Riss II, 3 – Würm

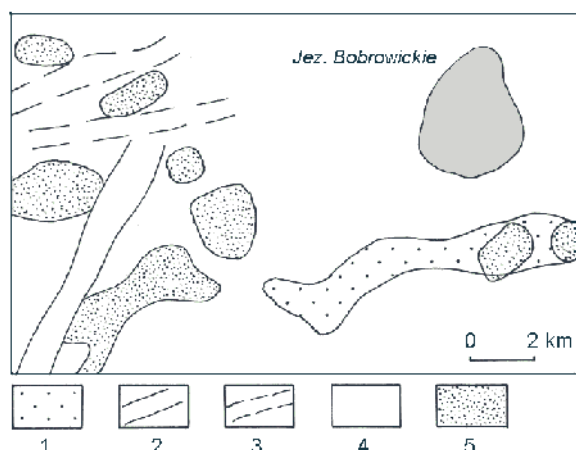
nogeograficznym leży na Polesiu Prypeckim, w zachodniej części Niziny Jasiółdziańsko-Słuc-

kiej (*Nacyjanalny atlas*, 2002). Jest to obszar położony na najslabiej morfologicznie zróżnicowanym fragmencie działu wodnego między zlewiskiem Bałtyku i Morza Czarnego. W związku z tym powierzchnia terenu jest bardzo słabo nachylona zarówno ku północo-zachodowi, jak i ku południo-wschodowi. Na powierzchni zdecydowanie dominują holocenijskie utwory bagienne, jedynie na południe i południo-zachód od Jez. Bobrowickiego zachowały się osady fluwioglacjalne środkowego plejstocenu, a na północo-zachód i zachód – górnoplejstocenijskie osady jeziornorzeczne (MATWIEJEW, GURSKIJ, LEWICKAJA, 1988; *Nacyjanalny Atlas...*, 2002 i in.). Pod względem geomorfologicznym wykształciła się tu płaska, fragmentami lekko falista i falista nizina (równina) jeziorno-aluwialna wieku górnoplejstocenijsko-holocenijskiego, osiągająca wysokości rzędu 154–156 m n.p.m. (*Gieomorfologiczeskaja karta...*, 1990; *Nacyjanalny Atlas...*, 2002). Co ciekawe, powszechne na omawianym obszarze piaski eoliczne i formy wydmy zostały – oczywiście bardzo schematycznie – zaznaczone na mapach w małym atlasie szkolnym (*Atlas Gieagrafija Bielarusi*, 2004), natomiast zupełnie ich nie ma na mapach w dużym Atlasie narodowym (*Nacyjanalny Atlas...*, 2002). Może to świadczyć o prawie całkowitym braku zainteresowania badaczy białoruskich tym typem rzeźby i traktowaniu go jako ciekawostki dydaktycznej. Wspomniane formy eoliczne znalazły się na starszej Mapie geomorfologicznej Białorusi (*Gieomorfologiczeskaja karta...*, 1990), ponieważ – najprawdopodobniej – ze względu na dość dużą podziałkę nie wypadało ich pominąć (rys. 2).

CECHY ROZMIESZCZENIA WYDM

Rozmieszczenie wydm i towarzyszących im powierzchni piasków przewianych (eolicznych piasków pokrywowych) na badanym obszarze okolic Jez. Bobrowickiego przedstawia rys. 3. Jest on wynikiem analizy mapy topograficznej w podziałce 1 : 100 000 i demonstrowa tylko przebieg osi morfologicznych głównych form wydmy, możliwych do odczytania z rysunku poziomowego.

Wspomniany rysunek wskazuje, że wydmy (łącznie z eolicznymi piaskami pokrywowymi) grupują się tu w postaci kilku różnej wielkości pól, występujących przede wszystkim na zachód i południo-zachód od jeziora. Dwa małe pola bezpośrednio towarzyszą jezioru przy jego północo-zachodniej i północo-wschodniej linii brzegowej, pozostałe wydmy natomiast cechują się



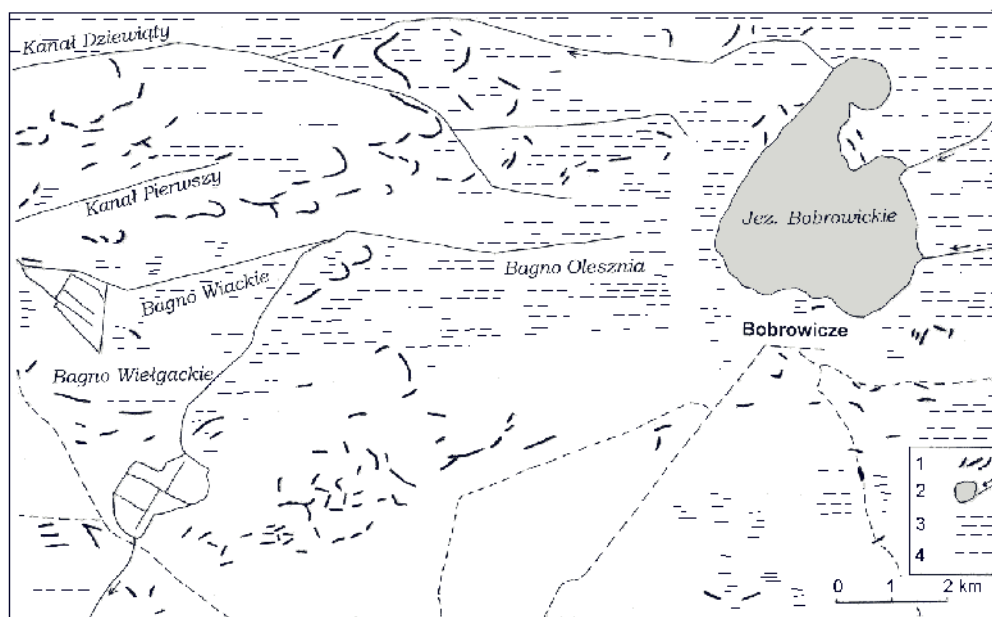
Rys. 2. Główne formy rzeźby okolic Jez. Bobrowickiego (wg: *Gieomorfologiczeskaja karta...*, 1990 – uproszczone): 1 – płaskie powierzchnie sandrowe, 2 – martwa dolina, 3 – ślady koryt błędzących, 4 – równina jeziorno-aluwialna, 5 – formy eoliczne

Fig. 2. Main landforms of relief in the neighbourhood of Bobrovichi lake (after: *Gieomorfologiczeskaja karta...*, 1990 – simplified):

1 – flat sander surfaces, 2 – dead valley, 3 – traces of wandering channels, 4 – lacustrine-alluvial plain, 5 – aeolian landforms

lokalizacją rozproszoną. Rozmieszczenie wydym nawiązuje do charakteru utworów podłoża, co wynika nawet ze schematu na rys. 2. Modelowaniu eolicznemu podlegały tu więc zarówno osady fluwioglacjalne, jak i materiał jeziorno-aluwialny. Wydmy powstałe z przewiania osadów fluwioglacjalnych koncentrują się w postaci rozległego pola w południowo-zachodniej części obszaru badań, występują też w rozproszeniu bezpośrednio na południe od jeziora. Wydmy związane z piaszczystymi powierzchniami jeziorno-rzecznymi tworzą natomiast pola o wydłużonym kształcie, towarzyszące Kanałowi Dziewiętemu, a zwłaszcza Kanałowi Pierwszemu i jego okolicom położonym bardziej na wschód. Te pola są prawie zewsząd otoczone bagnami i niewątpliwie powstały przed rozpoczęciem akumulacji torfu.

Wydmy omawianego obszaru tworzą, ogólnie rzecz ujmując, formy o różnych kształtach (wały podłużne i poprzeczne, mniej lub bardziej zniekształcone formy paraboliczne niejednokrotnie nakładające się na siebie, nieregularnie porzucane pagórki) i różnych rozmiarach (od kilkunastu do kilkuset metrów długości i do kilku-



Rys. 3. Schemat lokalizacji wydym na badanym obszarze:

1 – główne osie wydym, 2 – jeziora, potoki i kanały, 3 – bagna, 4 – drogi

Fig. 3. Location scheme of dunes in area investigated:

1 – main crest lines of dunes, 2 – lakes, streams and canals, 3 – swamps, 4 – roads

kilkunastu metrów wysokości). Kształt i rozciągłość wydym wskazują, że formy te w zdecydowa-

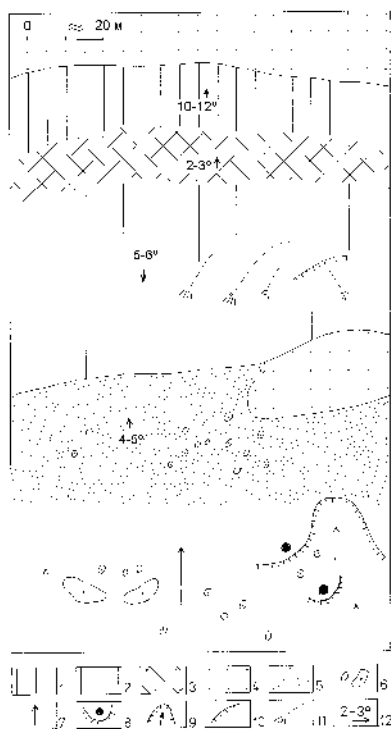
nej większości były usypywane przez wiatry zachodnie i południowo zachodnie.

RZEŻBA EOLICZNA WYBRANYCH STANOWISK

Bardziej szczegółowa charakterystyka rzeźby eolicznej omawianego obszaru (bez wnikania w szczególności struktury osadów) zostanie przedstawiona na przykładzie dwóch stanowisk: Tupiczyce (przy północno-zachodnim brzegu Jez. Bobrowickiego) oraz Zagorje (północno-wschodni skraj pola wydowego, położonego na południo-zachód od wspomnianego jeziora – por. rys. 3).

Stanowisko Tupiczyce

Stanowisko Tupiczyce obejmuje sąsiedztwo współcześnie rozwiewanych piasków eolicznych z niewielką wydmą poprzeczną o wysokości do 2–3 m (rys. 4; fot. 1).



Rys. 4. Szkic geomorfologiczny stanowiska Tupiczyce: 1 – stok dystalny wydmy, 2 – stok proksymalny, 3 – stok tranzytowy, 4 – utrwalona powierzchnia eolicznych piasków pokrywowych, 5 – współcześnie nawiewana pokrywa eoliczna, 6 – kopczyki piaszczyste typu nebkha, 7 – powierzchnie deflacyjne, 8 – ostańce deflacyjne, 9 – niecki deflacyjne, 10 – podcięcia deflacyjne, 11 – ślady spłukiwania skoncentrowanego, 12 – kąt i kierunek nachylenia stoków

Fig. 4. Geomorphological sketch-map of Tupiczytsy site: 1 – leeward slope of dune slope, 2 – windward slope, 3 – transite slope, 4 – stabilized surface of aeolian cover sands, 5 – presently wind-blown aeolian cover, 6 – sand shadows of nebkha type, 7 – deflation surfaces, 8 – deflation remnants, 9 – deflation basins, 10 – deflation undercuts, 11 – traces of rillwash, 12 – inclination of slope and direction



Fot. 1. Stanowisko Tupiczyce – widok ogólny (fot. T. Szczypek)
Phot. 1. Tupichitsy site – general view (phot. by T. Szczypek)

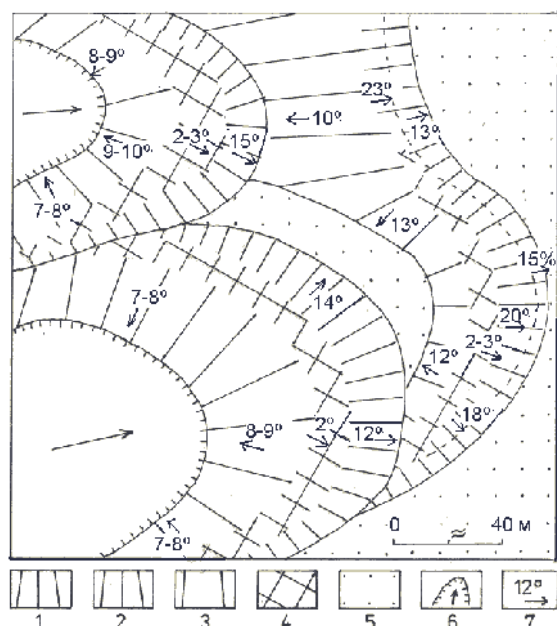
Piaski rozwiewane w tym stanowisku istnieją od lat 1940., kiedy w czasie II wojny światowej została wraz z ludźmi całkowicie zniszczona istniejąca tu wioska, a piaszczyste grunty orne stały się nieużytkami. Współczesna powierzchnia tych piasków liczy co najmniej kilkanaście hektarów.

Pod względem geomorfologicznym jest to prawie płaska, a w niektórych miejscach lekko falista powierzchnia deflacyjna, ewidentnie kształtowana przez wiatry południowe. Na jej powierzchni zachowały się różnej wielkości ostańce z rozwiewania, często utrwalone pojedynczymi krzewami lub niewysokimi sosnami. Widoczne są również niewielkie niecki oraz podcięcia deflacyjne. Z form akumulacyjnych istnieją tu tylko kopczyki piaszczyste, tworzące się za kępami roślinności zielnej, a także niewielkie i niezbyt miększe, częściowo ruchome pokrywy piaszczyste. Czoło jednej z nich, nachylone pod kątem 4–5° ku północy, wkracza na podnóże, porośniętego przez mchy, porosty i roślinność zielną, stołu proksymalnego niewielkiej wydmy poprzecznej (5–6°; rys. 4, fot. 1). Część grzbietowa tej wydmy (stok tranzytowy) jest utrwalona m. in. przez kilka startych dębów, a zadarniony stok dystalny, nachylony pod kątem 10–12°, kontaktuje się z utrwaloną powierzchnią eolicznych piasków pokrywowych. W innych miejscach obecnie rozwiewane piaski eoliczne bezpośrednio przechodzą w utrwalone przez mchy, porosty i rośliny zielne pokrywy piaszczyste, które z kolei sąsiadują z podobnymi pokrywami porośniętymi przez bór sosnowy.

Stanowisko Zagorje

Stanowisko Zagorje stanowi fragment porośniętego przez bór sosnowy dosyć skomplikowanego

systemu wydmy parabolicznych, uformowanych przez dominujące tu wiatry zachodnie i południowo-zachodnie (rys. 5, fot. 2).



Rys. 5. Szkic geomorfologiczny stanowiska Zagorje:
1 – stoki dystalne wydmy, 2 – dwudzielne stoki dystalne, 3 – stoki proksymalne, 4 – stoki tranzytowe, 5 – eoliczne piaski pokrywowe, 6 – niecki deflacyjne, 7 – kąty i kierunki nachyleń stoków

Fig. 5. Geomorphological sketch-map of Zagorje site:
1 – leeward slope of dunes, 2 – two-parted leeward slopes, 3 – windward slopes, 4 – transite slopes, 5 – aeolian cover sands, 6 – deflation basins, 7 – inclination of slope and direction



Fot. 2. Widok ogólny stanowiska Zagorje (fot. T. Szczypek)
Phot. 2. General view of Zagorje site (phot. by T. Szczypek)

Można tu obserwować trzy kolejno nakładające się na siebie wydmy paraboliczne, z których najstarsza nasunęła się na płaską powierzchnię eolicznych piasków pokrywowych. Wysokości względne wydmy sięgają 4–5 m. Wszystkie formy mają asymetrycznie wykształcone stoki: proksy-

malne o nachyleniu 7–13° i dystalne – 12–23°. Najstarsza z tych wydmy, wysunięta najdalej ku wschodowi, cechuje się ponadto dwudzielnym wykształceniem tego stoku: dolna jego część jest łagodniejsza (13–15°), górna natomiast – bardziej stroma (18–23°). W częściach grzbietowych tych wydmy jest też rozwinięty wąski stok tranzytowy o łagodnym (2–3°) nachyleniu w kierunku stoku dystalnego. Na zapleczu młodszych wydmy istnieją dobrze wykształcone niecki deflacyjne, których dna są wyścielone piaskami eolicznymi.

CECHY PIASKÓW EOLICZNYCH I UTWORÓW PODŁOŻA OKOLIC JEZ. BOBROWICKIEGO

Cechy piasków eolicznych oraz utworów podłoża okolic Jez. Bobrowickiego ustalono na podstawie trzech wybranych obszarów: opisanych wyżej stanowisk Zagorje i Tupiczyce oraz – dodatkowo – obszaru bezpośrednio przylegającego od północo-wschodu do wspomnianego jeziora (stanowisko Czełnowka).

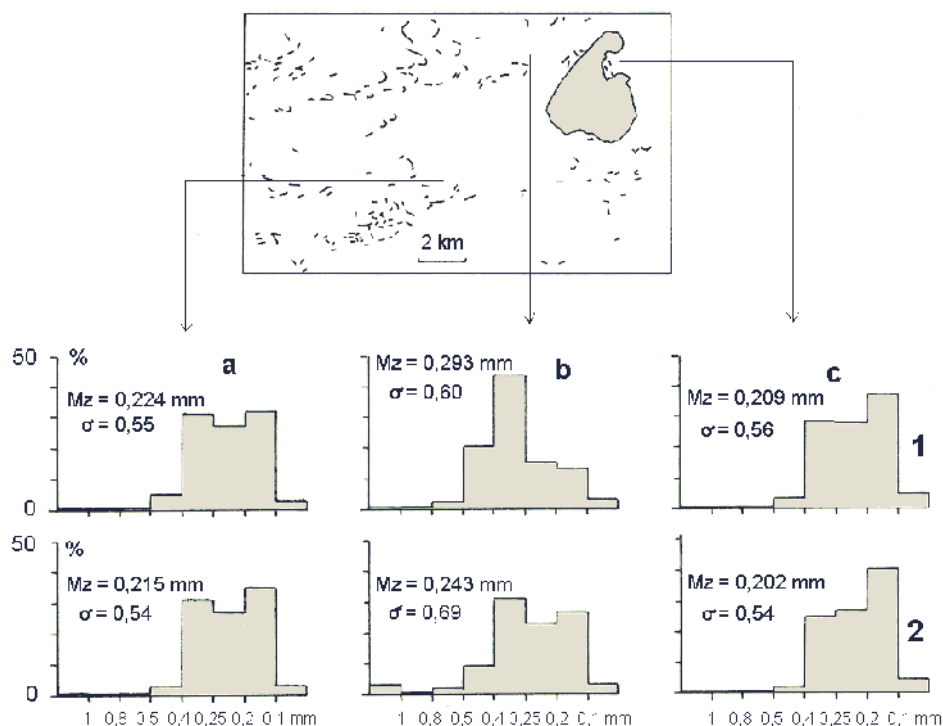
Skład granulometryczny

Stanowisko Zagorje. W utworach eolicznych najobficiej reprezentowane są piaski drobnoziarniste, których zawartość sięga 59,7%, na piaski średnioziarniste przypada 36,7% ogólnej masy, natomiast domieszkowe piaski gruboziarniste stanowią 0,8%, zaś cząstki pylaste – 2,8%. W związku z powyższym średnia średnica ziaren $M_z = 0,224$ mm, stopień wysortowania osadów określa wartość $\sigma = 0,55$ (rys. 6-1a).

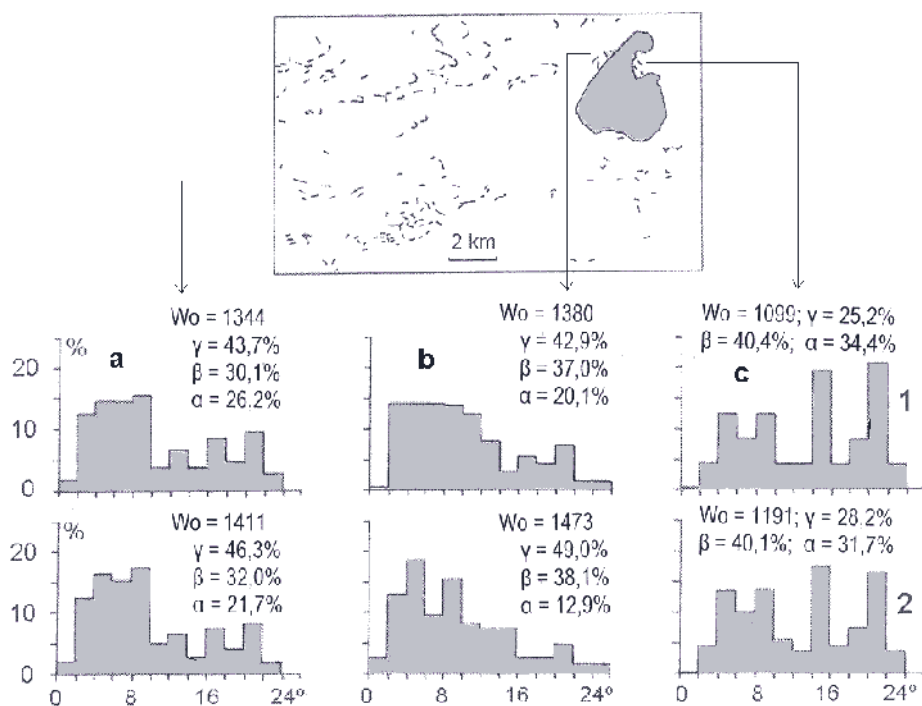
Fluwiołacjalne utwory podłoża również cechują się wyraźną dominacją piasków drobnoziarnistych, stanowiących 62,1% masy materiału, udział piasków średnioziarnistych wynosi 34,1%, na piaski gruboziarniste przypada 0,7%, zaś na cząstki pylaste – 3,2%. Średnia średnica ziaren $M_z = 0,215$ mm, natomiast wartość $\sigma = 0,54$ (rys. 6-2a).

Stanowisko Tupiczyce. Piaski eoliczne cechują się dominacją materiału frakcji średnioziarnistej (64,0%) w stosunku do drobnoziarnistej (28,1%), udział materiału gruboziarnistego wynosi 4,2%, zaś cząstek pylastych – 3,7%. Dzięki temu $M_z = 0,293$ mm, natomiast współczynnik wysortowania przybiera wartość $\sigma = 0,60$ (rys. 6-1b).

Jeziorno-rzeczny materiał podłoża zawiera 50,7% piasku drobnoziarnistego i 40,2% – piasku średnioziarnistego, domieszki gruboziarnistej



Rys. 6. Uziarnienie piasków eolicznych (1) okolic jez. Bobrowickiego na tle utworów podłoża (2):
a – stanowisko Zagorje, b – stanowisko Tupiczycze, c – stanowisko Czełnowka
Fig. 6. Grain size distribution of aeolian sands (1) near Bobrovichi lake against a background of substratum deposits (2):
a – Zagorye site, b – Tupichitsy site, c – Chelnovka site



Rys. 6. Stopień obróbki piasków eolicznych (1) okolic jez. Bobrowickiego na tle utworów podłoża (2):
a – stanowisko Zagorje, b – stanowisko Tupiczycze, c – stanowisko Czełnowka
Fig. 6. Quartz grain abrasion of aeolian sands (1) near Bobrovichi lake against a background of substratum deposits (2):
a – Zagorye site, b – Tupichitsy site, c – Chelnovka site

jest w nim 5,3%, a części pylastych – 3,8%. W związku z tym średnia średnica ziaren przybiera wartość $Mz = 0,243$ mm, a stopień wysortowania osadów – $\sigma = 0,69$ (rys. 6-2b).

Stanowisko Czelnowka. W osadach eolicznych tego stanowiska wyraźnie przeważa piasek drobnoziarnisty, którego zawartość dochodzi do 64,0% całej masy, piasku średnioziarnistego jest 31,3%, natomiast domieszkowego gruboziarnistego – 0,5%, a części pylastych – 4,3%. Dlatego średnia średnica ziaren przybiera wartość $Mz = 0,209$ mm, a stopień wysortowania – $\sigma = 0,56$ (rys. 6-1c).

W jeziorno-rzecznych osadach podłoża jest z kolei 67,8% piasku drobnoziarnistego, 27,0% piasku średnioziarnistego, zaledwie 0,4% domieszki gruboziarnistej i 4,5% – domieszki pylastej. Wartość średniej średnicy ziaren wynosi tu zatem $Mz = 0,202$ mm, a stopnia wysortowania –

$\sigma = 0,54$ (rys. 6-2c).

Stopień obróbki materiału kwarcowego

Stanowisko Zagorje. Zgodnie z mechaniczną metodą Krygowskiego, w piaskach eolicznych tego stanowiska przeważają ziarna typu γ , których jest tu 43,7%, natomiast graniaste ziarna typu α występują w ilości 26,2%. Zatem wskaźnik obróbki Wo przybiera wartość 1344 (rys. 7-1a).

Wyniki analizy morfoskopowej wg Cailleux wskazują z kolei, że okrągłych i matowych ziaren typu RM jest tu 37,1%, ostrokrawędzistych typu NU nie ma w ogóle, natomiast pośrednich typu EM – 58,1%.

W piaskach podłoża, wg metody Krygowskiego, zdecydowanie dominują ziarna γ w ilości 46,3%, a ziaren α jest 21,7%. Wskaźnik $Wo = 1411$ (rys. 7-2a).

Zgodnie z metodą Cailleux ziarna typu RM stanowią 28,2% całej populacji, ziarna NU – 1,5%, a typu pośredniego EM – 67,3%.

Stanowisko Tupiczyce. Piaski eoliczne, zgodnie z metodą Krygowskiego, zawierają 42,9% ziaren typu γ i 20,1% – ziaren typu α i cechują się stopniem mechanicznej obróbki $Wo = 1380$ (rys. 7-1b).

Według metody morfoskopowej jest tu 41,3% ziaren RM, brak jest ziaren NU, a pośrednie występują w ilości 56,5%.

Materiał podłoża cechuje się, wg metody Krygowskiego, zawartością ziaren γ w ilości 49,0%, a ziaren α – w ilości 12,9%. Wartość Wo wynosi 1473 (rys. 7-2b).

Jest w nim także, jak wskazują wyniki metody morfoskopowej, 28,8% ziaren RM, również nie ma ziaren typu NU, a ziarna pośrednie EM występują w ilości 67,2%.

Stanowisko Czelnowka. Według metody Krygowskiego, w piaskach eolicznych występuje 25,2% ziaren typu γ i 34,4% ziaren typu α , zaś wskaźnik obróbki $Wo = 1099$ (rys. 7-1c).

Według metody Cailleux z kolei, zawierają one 40,0% ziaren RM, 5,0% – NU i 50,0 – EM.

W materiale podłoża jest natomiast 28,2% ziaren γ oraz 31,7% ziaren α . Wskaźnik Wo osiąga wartość 1191 (metoda Krygowskiego – rys. 7-2c).

Udział ziaren RM w materiale podłoża sięga 25,2%, NU – 3,5%, a pośrednich typu EM – 67,7% (metoda Cailleux).

PIASKI PRZEWIANE NA TLE UTWORÓW PODŁOŻA

Pod względem uziarnienia piaski przewiane strefy wododziałowej okolic Jez. Bobrowickiego, niezależnie od tego, czy powstały z utworów fluwioglacjalnych czy też jeziorno-aluwialnych, należą do osadów z przewagą materiału drobnoziarnistego (Zagorje, Czelnowka) lub średnioziarnistego (Tupiczyce) i zazwyczaj odzwierciedlają pod tym względem materiał macierzysty. W każdym z analizowanych przypadków proces eoliczny zaznaczył się w postaci wywiania pewnej ilości materiału najdrobniejszego, co w konsekwencji zaznaczyło się większą gruboziarnistością piasków przewianych w stosunku do materiału wyjściowego (większe wartości Mz , nieco więcej ziarna grubego i nieco mniej cząstek pylastych).

Omawiane piaski eoliczne cechują się też bardzo dobrym, dojrzałym stopniem obróbki materiału kwarcowego (por. np. NOWACZYK, 1986; PEŁKA, 1992; DULIAS, 1997). Świadczą o tym wysokie wartości wskaźnika mechanicznej obróbki Wo , a także duża zawartość ziaren typu γ i typu RM. Jedynie piaski ze stanowiska Czelnowka mają nieco słabszą obróbkę mechaniczną, ale jest to też obróbka eoliczna ze sporą zawartością ziaren γ . Zwraca uwagę fakt, że w każdym przypadku wartości Wo dla piasków eolicznych są dość wyraźnie niższe od tej samej cechy w piaskach podłoża. Jest to potwierdzenie od dość dawna znanej prawidłowości (por. np. NOWACZYK, 1977), że w większości przypadków w czasie transportu eolicznego ma miejsce selekcja ziaren pod względem kształtu (łatwiej przez wiatr są

unoszone ziarna ostrokrawędziste), a krótki czas i krótka droga transportu (np. Czełnowka – mały półwysp z trzech stron otoczony wodą jeziora, a od wschodu kompleksem bagien) nie sprzyja wzrostowi obróbki.

Na zakończenie należy stwierdzić, że omawiane piaski wydmore są bardzo podobne pod względem uziarnienia do analogicznych osadów z tereny Prypeckiego Parku Narodowego i cechują się niemal identycznym stopniem obróbki (SZCZYPEK, PIROŻNIK, WŁASOW, 2004).

LITERATURA

- Atlas Gieagrafija Biełarusi. Kamitet pa Ziamielnych resursach, gieadezii i kartagrafii pry Sawiecie Ministrau Respubliki Biełarus'. Minsk, 2004.
- Dulias R., 1997: Późnoglacialny i holoceniński rozwój pokryw pyłowo-piaszczystych w południowej części Wyżyny Częstochowskiej. *Geographia, studia et dissertationes*, 21. UŚ, Katowice: 7–100.
- Gieomorfologiczeskaja karta Biełoruskoj SSR, 1 : 500 000. GUGiK, Moskwa, 1990.
- Kisielow W. N., 1994: Rzeźba eoliczna na Polesiu Białoruskim. W: Nowaczyk B., Szczypek T. (red.): *Vistuliańsko-holocenińskie zjawiska i formy eoliczne (wybrane zagadnienia)*. SG, Poznań: 5–11.
- Kisielow W. N., Marzan I. G., 1994: Eolowyj relief Biełoruskiego Polesja. *Viestnik BGU, ser. 2: Chim., Biol., Gieogr.*, 1: 55–59.
- Krygowski B., 1936: Basen Jeziora Zasumińskiego jako przykład basenu wydmore-bagiennego. *Wiad. Służby Geograficznej*, 10, 4. Warszawa: 446–478.
- Matwiejew A. W., Gurskij B. N., Lewickaja R. I., 1988: *Relief Biełarusi*. Uniwersitetskije, Minsk: 320 ss.
- Matwiejew A. W., Moisiejenko W. F., Ilkiewicz G. I., Lewickaja R. I., Krutous E. A., 1982: *Relief Biełoruskiego Polesja*. Nauka i Technika, Minsk: 131 ss.
- Nowaczyk B., 1977: Morfologia, cechy strukturalne i teksturalne eolicznych piasków pokrywowych w świetle dotychczasowych poglądów. *Przegląd Geograficzny*, 49, 3: 573–580.
- Nowaczyk B., 1986: Wiek wydym, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w późnym vistulianie i holocenie. Ser. Geografia, 28. UAM, Poznań: 245 ss.
- Nacyjonalny Atlas Biełarusi. Kamitet pa Ziamielnych resursach, gieadezii i kartagrafii pry Sawiecie Ministrau Respubliki Biełarus'. Minsk, 2002.
- Pelka J., 1992: Rola wiatru w kształtowaniu cech osadów piaszczystych w Kotlinie Biskupiego Boru. W: Szczypek T. (red.): *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. WNoZ UŚ, SGP, Sosnowiec: 129–140.
- Szczypek T., Pirożnik I. I., Własow B. P., 2004: Piaski wydmore Prypeckiego Parku Narodowego na Polesiu Białoruskim. W: Wojtanowicz J. (red.): *Formy i osady eoliczne*. SGP, Poznań: 45–53.
- Tutkowskij P. A., 1910: *Iskopajemyje pustyni Siewiernogo połuszarija (prilożeniye k „Ziemlewiedieniju” za 1909 god)*. Tipo-litografija T-wa I. N. Kusznirow i K., Moskwa: 373 ss.
- Wika S., Własow B. P., Pirożnik I. I., Uglianec A. W., Szczypek T., 2004: *Lesnyje łańdşafty na eolowych pieskach Nacionalnogo parka „Pripiatskij”*. Sosnowec-Minsk-Turow: 84 ss.

Oimahmad Rahmonov¹, Małgorzata Rahmonov², Sergiusz Szczypek²

¹University of Silesia, Faculty of Earth Sciences, Będzińska str. 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

²Ecological High School, Partyzantów str. 11, 41-200 Sosnowiec, Poland

INFLUENCE OF ATMOSPHERIC POLLUTION ON ACCELERATION OF OVERGROWING PROCESS IN BŁĘDÓW “DESERT”

Rahmonov J., Rahmonov M., Szczypek S. **Wpływ zanieczyszczeń powietrza atmosferycznego na przyspieszenie procesu zarastania Pustyni Błędowskiej.** Od połowy lat 1970. obszar Pustyni Błędowskiej, położonej w południowej Polsce (rys. 1), intensywnie zarasta. Ma to związek zarówno ze świadomym wprowadzaniem specjalnych gatunków w celu utrwalenia ruchomego piaszczystego podłoża, jak i z naturalną sukcesją roślinności. Głównym celem artykułu jest próba odpowiedzi na pytanie, w jakim stopniu tę sukcesję przyspieszyły zanieczyszczenia atmosfery (pył, SO₂ i NO_x) w latach 1970. i 1980. Stwierdzono, że zanieczyszczenia te były duże i bardzo duże (rys. 2–4). Na podstawie ich analizy oraz na podstawie danych literaturowych można wnioskować, że ówczesny stan zanieczyszczeń powietrza jest w znacznym stopniu odpowiedzialny za zarastanie tego obszaru.

Рахмонов О., Рахмонов М., Щипек С. **Влияние загрязнений атмосферного воздуха на ускорение процесса зарастания территории Блендовской „пустыни”.** С середины 1970-х гг. территория Блендовской „пустыни”, расположенной в Южной Польше (рис. 1), интенсивно зарастает. Это связано как с целенаправленным насаждением специальных видов для закрепления подвижного песчаного субстрата, так и с естественной сукцессией растительности. Цель настоящей статьи – попытка установить, в какой степени данную сукцессию ускорили загрязнения атмосферного воздуха (пыль, SO₂ и NO_x) в 1970-х и 1980-х гг. Выявлено, что загрязнения отличались высоким и очень высоким уровнем (рис. 2–4). На основании анализа загрязнений, а также анализа литературных источников можно сделать вывод, что тогдашнее состояние загрязнений атмосферы в значительной степени повлияло на процесс зарастания Блендовской „пустыни”.

Abstract

Since the half of 1970. the area of Błędów “Desert”, which is located in the south part of Poland (fig. 1), has undergone the process of intensive overgrowing. It is connected with conscious introduction of plant species in order to stabilise loose sand as well as also with natural succession. The main aim of this article is to answer to question in which degree atmospheric pollution (dust, SO₂ and NO_x) accelerated the rate of succession, especially in 1970. & 1980. Therefore, in the degree of pollution was analysed (fig. 2–4) and it was stated, that atmospheric deposition of pollutants was high and very high. On the basis of analysis and literature data it is possible to state that atmospheric pollution is of significant responsibility for overgrowing of this area.

INTRODUCTION

As far back as in the years 1960s. the Błędów “Desert” (fig. 1) was almost completely devoid of vegetation, what made of its large, although completely not used landscape attractiveness. Sin-

ce the years 1970s., and especially since the latter half of this decade, the decided acceleration of ve-

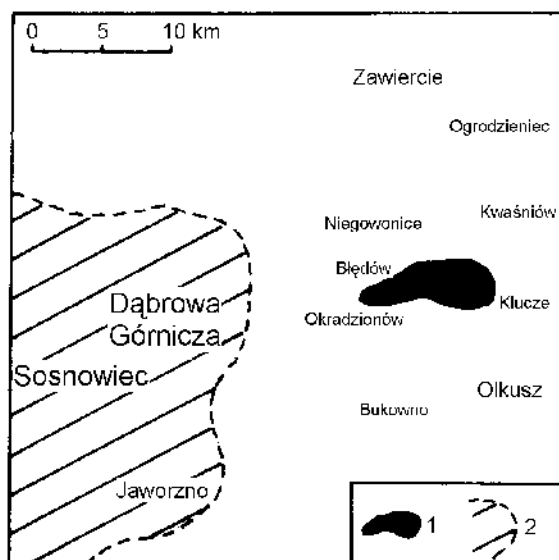


Fig. 1. Location of Błędów “Desert” (1) in relation to Upper Silesian Industrial Region (2)

Rys. 1. Położenie Pustyni Błędowskiej (1) w stosunku do Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego (2)

vegetation succession in this area followed. There are opinions that this process could have connection with intensive ambient concentration of different air pollutants.

This paper focuses on the explaining of the influence of atmospheric fertilising in a form of dry and wet falls on the fertilising of sands in Błędów "Desert" and the rate of this area overgrowing. In connection with it the analysis of dust fall and concentrations of SO_2 and NO_x was carried out in the last 25 years on the base of published materials taken from the Provincial Sanitary-Epidemiological Station in Katowice and Silesian Provincial Sanitary-Epidemiological Station in Katowice.

IMPORTANCE OF DUST FALL AND CONCENTRATIONS OF NITROGEN AND SULPHUR IN THE AIR FOR THE DEVELOPMENT OF VEGETATION

Owing to anthropogenic activity in the last years the deposition of dry and wet falls of nitrogen and sulphur in different land ecosystems clearly increased, what caused the disturbances of biochemical cycle of these elements (SINGH, TRIPATHI, 2000). Owing to carrying by winds of gaseous, fine-dropped and dusty industrial emission into different distances they can get into ecosystems and cause changes in them (PRUSINKIEWICZ, POKOJSKA, 1989; BERENDSE, AERTS, BOBBINK, 1993; POKOJSKA, KWIATKOWSKA, SZREJDER, 1999). Along the way they transform into new compounds, which in the further order fall and reach the soil, water or depose at the plant surface. The source of these pollutants is most often fossil fuel burning and industrial processes. As opposed to SO_2 , which origins from the sulphur included in the fuel, NO_x are mostly created in the process of burning owing to reaction of nitrogen and oxygen included in the air taken up during burning (MEIXNER, 1994). It is considered that pollution by nitrogen oxides in Europe still increases, mainly due to the increase in number of vehicles (MATSON, LOHSE, HALL, 2002). Other important sources of nitrogen compounds in the air are artificial and natural animal fertilisers from arable lands, from which ammonium is raised into the air. Therefore the soil can be richly fertilised from the air. It was stated that e.g. falls of atmospheric nitrogen, fertilising land ecosystems in Holland, origin from ammonium changing in areas with intensive agriculture (e.g. dairies and cattle breeding). The consequence of large supply of nitrogen from the atmosphere into sandy

ecosystems, which are poor in nutrients in Holland, is the occurrence of exceptionally quickly succession, causing undesirable changes in their species composition (BERENDSE, AERTS, BOBBINK, 1993). Fall, which is rich in nitrogen, is an important nutrient element for soil formed and microorganisms. Nitrogen accumulation in ecosystems is probably one of main forces making succession, which determines its rate and the dynamics of species composition (CROCKER, MAJOR, 1995; BERENDSE, 1990). The majority of species is adapted to life at nitrogen deficiency, and now they obtain it in the excess. This problem was observed e.g. in Sweden (BINKLEY, HÖGBERG, 1997).

Industrial emission acidifying influences on the soil, what is mainly connected with the activity of SO_2 , H_2SO_4 and NO_x and HNO_3 . These acids, together with acids produced in ecosystem processes cause the reaction chain, which can cause energetic weathering of soil minerals liable to decomposition and leaching of soluble products beyond the range of plant roots, and accelerated mineral weathering can temporarily cause positive effects through plant supply with easily available nutrients (PRUSINKIEWICZ, POKOJSKA, 1989; JUDA-REZLER, 2000).

The following element having the influence on the ecosystems fertilising is fall of dusts. Alkaline substances included in dusts emitted from cement, lime and magnesite plants and in gases also play the essential role in ecosystems (JABLONSKA, 2000). Weakly alkaline dusts can be also introduced into the atmosphere by power industry (e.g. ash after coal burning) and metallurgy. The presence of certain amounts of neutralising dusts in the air over industrialised areas causes that there acid rains do not occur despite of high level of SO_2 emission (GRESZTA, 1975; STRZYSCZ, 1982). In dusts from cement plants in different proportions calcium and potassium oxides are included. These elements not only decrease the acidity in soil, but they also make the nutrient.

Neutralisation of acidity by falls containing calcium causes the increase in biological activity of soil in the form of quick decomposition of soil organic matter and introducing of nutrient substance into biological cycle, because it is temporarily trapped in it. In the same time the assimilability of other cations displaced from sorption complex by calcium ions into soil solution increases (PRUSINKIEWICZ, POKOJSKA, 1989).

AIR POLLUTION IN THE AREA OF BŁĘDÓW “DESERT” IN THE LAST 25 YEARS OF THE 20TH CENTURY

Analyses of air pollution were made in relation to localities which directly adjoin the Błędów “Desert” (Błędów, Klucze) and which are located in relatively small distance from this area (Bukowno, Bolesław, Niegowonice, Okradzionów, Kwaśniów, Ogrodzieniec) in randomly selected four time limits: years 1978, 1985, 1995 and 2000, which – as it seems – reflect economical situation as well as the increase in interest in the environmental protection. As it was signalised in the introduction – concentrations of NO_x and SO₂ as well as dust falls were analysed.

At the beginning of research period the **concentrations of nitrogen oxides (NO_x)** in the air above the Błędów Desert were about 190 µg/m³, but in its western part they were slightly higher than in the eastern one. In the following periods these concentrations gradually decreased (up to about 85 µg/m³ in 1985 and about 65 µg/m³ – in 1995). Therefore in this period they were from about 1,5 up to almost 5 times higher than it is assumed in (actual) standard 40 µg/m³. Not until in the year 2000 these pollutions dropped to the value below the reference level (fig. 2).

The distribution of concentrations of NO_x over the Błędów Desert is in accordance with the direction of prevailing here western and south-western winds. The main emitter of these pollutants in Poland is industry (including power) and transport (JUDA-REZLER, 2000 and others), therefore such distribution clearly suggests the influence of the Upper Silesian Industrial Region, and because in the last years the economy restructuring in U.S.I.R. follows, therefore this compound concentration in the area discusses decreased.

Concentrations of SO₂ over the area of Błędów “Desert” at the end of the 1970s. years on average reached values 60–65 µg/m³ (fig. 3). It was similar to the mid of the 1980s. years. Not until in the last decade the level of this pollutant dropped up to 45–50 µg/m³. Therefore in this period concentrations of SO₂ in the area discussed also exceeded the permissible standards (30 µg/m³) from 1,5 up to slightly more than 2 times. Similarly as in the case of nitrogen oxides not until in the 2000 year values of pollution by sulphur dioxide decreased below the permissible standard. The main source of SO₂ in the air is fuel burning; therefore again it is possible to say that the main „supplier” of this pollutant over the

Błędów “Desert” is the U.S.I.R., the metallurgical plants in Bukowno and Zawiercie as well as power plant in Jaworzno.

Dust fall in the area of Błędów “Desert” during the whole analysed period was located even within the range of presently legally binding standard (200 t/km²/rok): at the end of the 1970s. it amounted to from about 120 up to about 190 t/km²/year, and in the mid 1980s. – from 120 to 160 t/km²/year, whereas in the mid of the 1990s. – from about 50 up to about 70–75 t/km²/year. Only at the end of the 20th century this value decreased below 30 t/km²/year (fig. 4).

Dusts falling into Błędów “Desert” also origins from the area of U.S.I.R., from Zawiercie and Ogrodzieniec (cement plant), Bukowno and Jaworzno.

DISCUSSION

Due to common in soil deficit of available nitrogen forms, the first reaction of ecosystem to the supply of this element through atmospheric falls can be positive, especially in initial stages of soil and vegetation development at poor sandy habitats.

In result of atmospheric nitrogen deposition in the majority of moors in Holland, predominating: heather *Calluna vulgaris* and heath *Erica tetralix* were replaced by *Molinia caerulea*, *Deschampsia flexuosa* and *Festuca ovina* (BERENDSE, AERTS, BOBBINK, 1993). In the area of Błędów “Desert” in terrain depressions and – rarely – at flat sandy surfaces single clumps *Molinia caerulea* are also observed, what suggests that their occurrence can have connection with nitric fertilising of terrain surface.

Experimental simulations with fertilising by nitrogen caused the invasion of *Brachypodium pin-natum* at moors and association *Viola-Corynephorum dunense* (KETNER-OOSTRA, van der Loo, 1998). Deposition of atmospheric nitrogen increases the development of bushes and trees, when other nutrients were not limited (SINGH, TRIPATHI, 2000). Supply of nutrients from the atmosphere into ecosystems can cause the disturbance of ecological homeostasis or can improve the food status of habitats in other ecosystems. It can have the long-lasting influence on biogeocenosis properties (SINGH, TRIPATHI, 2000): nitrogen deposition causes the soil acidification, the change in food relations, and mycorrhiza symbiosis within plant species decreases. Nonetheless, nitrogen deposition can

cause the qualitative change in plant tissue and increase in the level of components in the soil. The rate of decomposition of plant litter under the influence of nitrogen and sulphur deposition (espe-

cially in the form of acids) increases, what in turn significantly influences the chemical properties of the soil. Such way of activity of nitrogen compo-

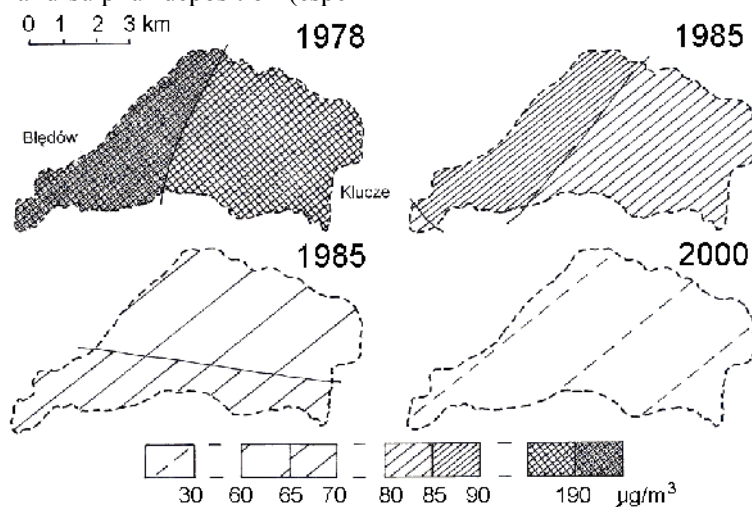


Fig. 2. Concentration of NO_x in air over Błędów "Desert" ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) in the last quarter of the 20th century
Rys. 2. Stężenie NO_x w powietrzu nad Pustynią Błędowską ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w ostatnim ćwierćwieczu XX wieku

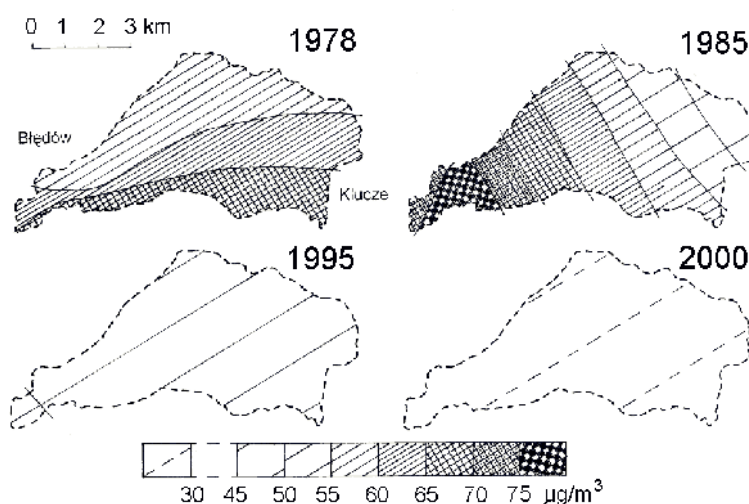


Fig. 2. Concentration of SO_2 in air over Błędów "Desert" ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) in the last quarter of the 20th century
Rys. 2. Stężenie SO_2 w powietrzu nad Pustynią Błędowską ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) w ostatnim ćwierćwieczu XX wieku

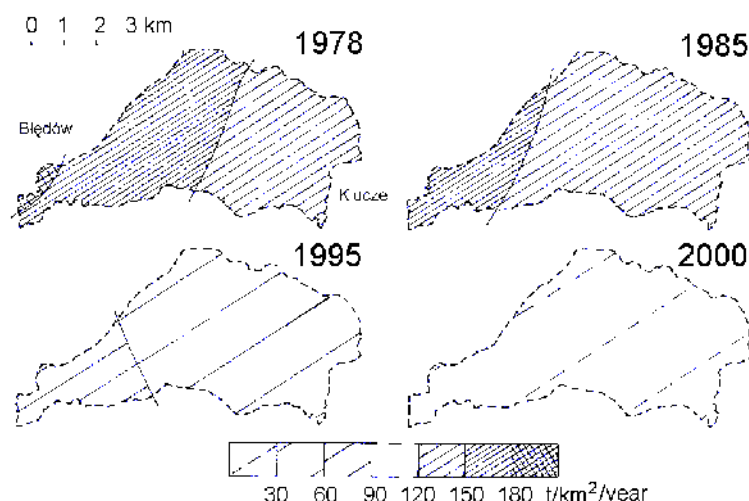


Fig. 4. Dust deposition (in tones/km²/year) into the area of Błędów "Desert" in the last quarter of the 20th century
Rys. 4. Opad pyłu (w t/km²/rok) na obszar Pustyni Błędowskiej w ostatnim ćwierćwieczu XX wieku

unds undoubtedly could accelerate disappearance or decrease in the area of bare sands in Błędów "Desert".

In the mid of the 1980s. years, during carried out monitoring at inshore dunes in Holland, the quick changes in vegetation were observed which consisted in increasing in area connected with bryophytes and psammophilous grasses. These relatively quick changes are attributed to acid rains and nitrogen deposition (HEIL, van der MEULEN, TEN HARKEL, 1990). From other investigations (KETNER-OOSTRA, van der LOO, 1998) results, that within grass species only bryophytes in the best way used from nitrogen compounds, originating from atmospheric deposition, which result was the accelerated succession in poor dune sands. The clear influence of atmospheric nitrogen deposition on the acceleration of succession rate in the association *Violo-Corynephorum dunense* was also stated at inshore dunes in Holland. On the Błędów "Desert" *Polytrichum piliferum* also shows the large vitality at large surfaces (RAHMONOW, 1999; Rahmonov, 2007), what can be also conditioned by similar phenomenon as in Holland. One should emphasize, that one of main reasons of disappearance of grass on sands in Europe is considered to be the destruction of habitat, occurring through expansion of urban areas and the change in the way of land use, deposition of atmospheric nitrogen and other factors (QUINGER, MEYER, 1995; SSYMANK et al., 1998).

FINAL REMARKS AND CONCLUSIONS

Considering the low resources of humus at initial soils of area investigated, the majority of substances reaching from the atmosphere into the ground surface – in respect of large sand permeability – is easily washed towards the depth of soil profile. But it seems, that the surface of sand covered by algae felt and bryophytes retains more and more falls than the surface with grassy vegetation. It is connected with crusty (lack of canopy) character of communities of cryptogamous plants (falling into sand surface of alkaline dusts and nitrogen compounds could favour the creation of biological soil crust, which is responsible for the stabilisation of hitherto mobile sands and indirectly for succession acceleration), where falls can reach the whole community in the same amounts, on contrary to communities of varied canopy size. In such areas the succession rate is higher.

In the area investigated atmospheric precipitation of slightly alkaline character occurs: the content of Ca²⁺ fluctuates in them per year within the range of 7–11 mg/l, SO²⁻ – 18–39 mg/l, NO₃⁻ – 9–12 mg/l, Cl⁻ – 7–11 mg/l (LEŚNIOK, 1996). In dusts of cement plant in Ogrodzieniec (and certainly also power plants) calcium and potassium oxides are included in different proportions. These elements not only decrease the acidity in the soil but they also make the nutrient. In the Błędów "Desert" larger – in relation to other alkaline cations (Mg, K, Na) – contents of Ca are observed in the soil sorption complex in their upper horizons, what partly can result from dry and wet deposition (authors unpublished materials).

Therefore taking into account: 1) the fact that the area of Błędów Desert was characterised by very recently large or significant pollution by nitrogen, sulphur compounds and dust and 2) facts

quoted from other sandy areas of Europe, especially Holland, it is possible to assume, that in succession acceleration on sands of the Błędów “Desert” dust, nitrogen and sulphur falls played probably very essential role.

REFERENCES

- Berendse F., 1990: Organic matter accumulation and nitrogen mineralization during secondary succession in heath-land ecosystems. *Journal of Ecology*, 39: 136–138.
- Berendse F., Aerts R., Bobbink R., 1993: Atmospheric nitrogen deposition and its impact on terrestrial ecosystems. In: Claire C., Opdam P. (eds.): *Landscape Ecology of a Stressed Environment*. Chapman and Hall, London: 104–120.
- Binkley D., Högborg P., 1997: Does atmospheric deposition of nitrogen threaten Swedish forest? *Forest Ecology and Management*, 92: 119–152.
- Crocker R. L., Major J., 1995: Soil development in relation to vegetation and surface age at Glacier Bay, Alaska. *Journal of Ecology*, 43: 427–448.
- Greszta J., 1975: Wpływ imisji na siedlisko borowe i drzewostany sosnowe w Śląsko-Krakowskim Okręgu Przemysłowym. PWN, Warszawa: 182 s.
- Heil C. W., Van der Meulen F., Ten Harkel M. J., 1990: Invloed van atmosferische depositie op de ontwikkeling van droge duingrasland vegetaties. *K.N.A.G. Geogr. Tijdschr.*, 24: 427–432.
- Jablńska M., 2000: Main components of atmospheric dust particles, their influence on natural environment. In: *Mineralogical factors in bioecology – proceedings material from 5–8.VI in Syktyvkar, Republic of Komi, Russia*. Russian Academy of Sciences, Ural Branch, Komi Scientific Center, Russian Mineralogical Society: 188–190.
- Juda-Rezler K., 2000: Oddziaływanie zanieczyszczeń powietrza na środowisko. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa: 243 s.
- Ketner-Oostra R., van der Loo H., 1998: Is lichen-rich dry dune grassland (*Violo-Corynephorum dunense*) on the verge of disappearing from the West-Frisian Islands, through aerial eutrophication? *Senckenbergiana Maritima*, 29, 1/6: 45–49.
- Leśniok M., 1996: Zanieczyszczenie wód opadowych w obrębie Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. UŚ, Katowice: 124 ss.
- Matson P., Lohse K. A., Hall S.J., 2002: The globalization of nitrogen deposition: consequences for terrestrial ecosystems. *Ambio*, 31, 2: 113–119.
- Meixner F. X., 1994: Surface exchange of odd nitrogen oxides. *Nova Acta Leopoldina*, 70, 288: 299–348.
- Pokojska U., Kwiatkowska A., Szrejder B., 1999: Wpływ imisji związków siarki z toruńskich zakładów przemysłu nieorganicznego „Polchem” na okoliczne gleby rdzawe. *Zeszyty Naukowe*, 217 – Rolnictwo, 43: 97–106.
- Prusinkiewicz Z., Pokojska U., 1989: Wpływ imisji przemysłowych na gleby i życie drzew w środowisku skażonym. *Nasze drzewa leśne*, 21. PWN, Poznań: 223–244.
- Quinger B., Meyer N., 1995: Lebensraumtyp Sandrasen. *Landschafts-Pflegekonzept Bayern II*. 4 (Hrsg.). Bayerisches Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen (StMLU) und Bayerische Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege (ANL). München: 253 pp.
- Rahmonov O., 1999: Procesy zarastania Pustyni Błędowskiej. *WNoZ UŚ, Sosnowiec*: 72 s.
- Rahmonov O., 2007: Relacje między roślinnością i glebą w inicjalnej fazie sukcesji na obszarach piaszczystych. UŚ, Katowice: 198 s.
- Singh K. P., Tripathi S. K., 2000: Impact of environmental nutrient loading on the structure and functioning of terrestrial ecosystems. *Current Science*, 79, 3: 316–323.
- Ssymank A., Hauke U., Rückriem S., Schröder E., 1998: Das europäische Schutz-gebietssystem NATURA 2000. *Schr.-R. f. Landschaftspfl. u. Natursch.*, 53: 558 pp.
- Strzyszczyński Z., 1982: Oddziaływania przemysłu na środowisko glebowe i możliwości jego rekultywacji. PWN, Zakład Naukowy im. Ossolińskich: 92 s.

Żanna T. Siwochip, Olga G. Kałmykowa

Instytut Stepu, Uralski Oddział Rosyjskiej Akademii Nauk, ul. Pionierska 11, 460000 Orenburg, Rosja

ANALIZA CECH KRAJOBRAZOWO-BOTANICZNYCH KOMPLEKSÓW HYDROMORFICZNYCH STEPBU BURTIŃSKIEGO (OBWÓD ORENBURSKI – POŁUDNIOWA ROSJA)

Сивохи́п Ж. Т., Калмы́кова О. Г. **Анализ ландшафтно-ботанических особенностей гидроморфных комплексов Буртинской степи.** В статье проводится краткий анализ ландшафтно-геоботанических особенностей природных комплексов, развитие которых связано с процессами гидроморфизма. Отмечается специфичность данных комплексов по сравнению с окружающим степным ландшафтом. Растительность гидроморфных комплексов представляет собой разнообразные сочетания растительных сообществ, отличающихся по форме, размерам, составу и экологическим особенностям.

Sivokhip Zh. T., Kalmykova O. G. **Analyses of landscape-botanical features of nature hydromorphic complexes of Burtinskiy Steppe (Orenburg District – Southern Russia).** The short analyses of landscape-botanical features of nature complexes related to the turning into hydromorphic one is given. Specific features of these complexes in comparison with neighboring steppe landscapes are noted. The vegetation of hydromorphic complex is a various combinations of plant communities, differ from each other by their kind, square, plant composition and ecological features.

Zarys treści

W artykule przedstawiono analizę cech krajobrazowo-botanicznych kompleksów przyrodniczych, których rozwój jest związany z procesami hydromorfizmu. Stwierdzono odmiennosć tych kompleksów w stosunku do otaczających krajobrazów stepowych. Roślinność kompleksów hydromorficznych stanowią różnorodne kombinacje zbiorowisk, różniących się pod względem kształtu, rozmiarów, składu gatunkowego i cech ekologicznych.

Hydromorfizm ma bardzo duże znaczenie jako zjawisko decydujące o różnorodności przyrodniczej krajobrazów stepowych. Hydromorficzne kompleksy przyrodnicze odznaczają się specyficznymi reżimami hydrogeologicznymi i hydrochemicznymi, rozwojem gleb quasihydromorficznych i hydromorficznych oraz roślinności mezo-, higr- i hydrofilnej.

„Step Burtiński”, liczący 4500 ha powierzchni, stanowi jeden z fragmentów państwowego rezerwatu przyrodniczego „Orenburski”, położonego w centralnej części obwodu orenburskiego w południowej Rosji, 150 km na południowo-wschód od Orenburga (rys. 1).

Wspomniany step leży we wschodniej części przeduralskiego obniżenia brzeżnego. Współczesna pagórkowata rzeźba denudacyjna tego obszaru zaczęła się kształtować już w okresie przed-

neogeńskim na miejscu byłej równiny akumulacyjnej (*Letopis' prirody...*, 1993). Skrajne wysokości wahają się tu od 230 do 420,9 m n.p.m. Główny obszar wododziałowy stanowi tu Płaskowyż Mujeldy, dający początek parowom Kulinsaj, Tawołgosaj, Kyzylsaj i Bieloglińka (rys. 2). Cechują się one różnymi nachyleniami stoków w profilu poprzecznym – od połozych do stromościennych, od symetrycznych po skrajnie asymetryczne.

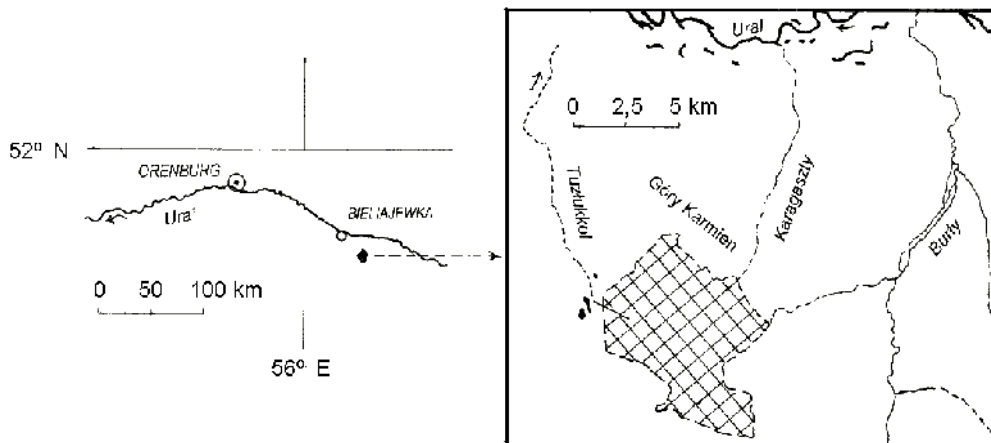
Sieć rzeczna tego fragmentu rezerwatu jest reprezentowana przez górne odcinki małych rzek, będących lewymi dopływami rzeki Ural: Karagaszty i Kajnar (Tuzłukkol) (*Stepnoj zapovednik...*, 1996). Pod względem krajobrazowym teren ten stanowi kombinację różnorodnych wariantów urozczysku typu wododziałowego i dolinowego.

Cechy orograficzne Stepu Burtińskiego decydują o rozwoju kompleksów przyrodniczych o różnorodnym stopniu hydromorfizmu i złożonym charakterze organizacji przestrzennej, wyrażającej się w kombinacji urozczysku typowych

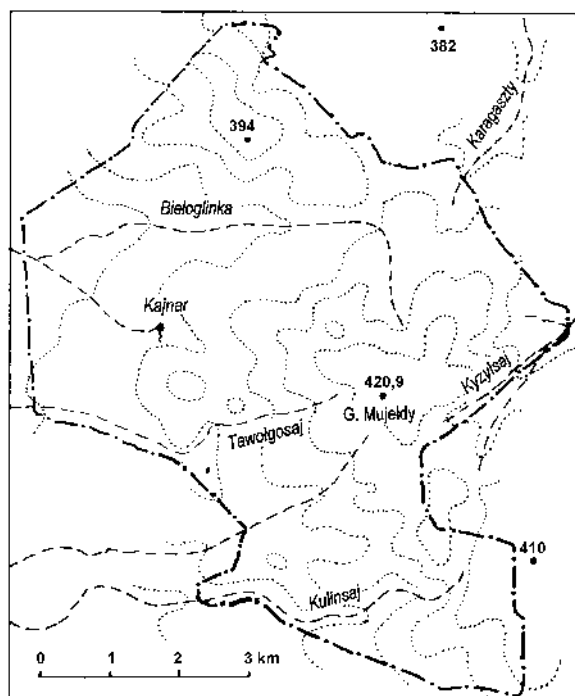
oraz rzadkich, w różnym stopniu przejściowości i funkcjonalnej różnorodności geosystemów.

Na obszarze Stepu Burtińskiego obserwuje się wyraźny wpływ procesów hydromorfizmu na strukturę krajobrazową i roślinność. Źródła, okresowe potoki i wilgotne gleby oraz grunty decydu-

ją o obecności w pokrywie roślinnej elementów



Rys. 1. Lokalizacja Stepu Burtińskiego w obwodzie orenburskim
Fig. 1. Location of „Burtinskiy Steppe” in the area of Orenburg district



Rys. 2. Sytuacja topograficzna Stepu Burtińskiego
Fig. 2. A scheme of Burtinskiy Steppe

azonalnych, a w wielu przypadkach sprzyjają two-rzeniu się kompleksów halofilnych. Rezultatem współdziałania wód powierzchniowych i podziemnych jest rozwój kępowych zbiorowisk z *Alnus glutinosa*, z *Salix* spp. + *Betula pendula*, z *Populus tremula* + *Betula pendula*) oraz z *Populus tremula*. Wzdłuż stałych rzek istnieją gale-riowe kompleksy olszy czarnej (*Alnus glutinosa* – fot. 1) oraz zbiorowiska łąkowe.

Interesujące są strumieniowe kompleksy hydro-morficzne, tworzące się w dnach głęboko wcię-

tych parowów, biorących początek z głównego obszaru wododziałowego – Płaskowyżu Mujeldy.



Fot. 1. Szpalery olszy czarnej (*Alnus glutinosa*) wzdłuż potoku Kajnar (fot. W. M. Pawlejczyk)

Phot. 2. A near brooks alder thicket (*Alnus glutinosa*) of Kainar's brook (phot. by V. M. Pavleychik)



Fot. 2. Źródło Kajnar (fot. W. M. Pawlejczyk)
Phot. 1. Spring Kainar (phot. by V. M. Pavleychik)

Typowy jest dla nich brak skoncentrowanych wypływów wód podziemnych; tylko w okresie wiosenno-letnim obserwuje się tu sączenie wód ze strefy aeracji. Największą ilością wody od-

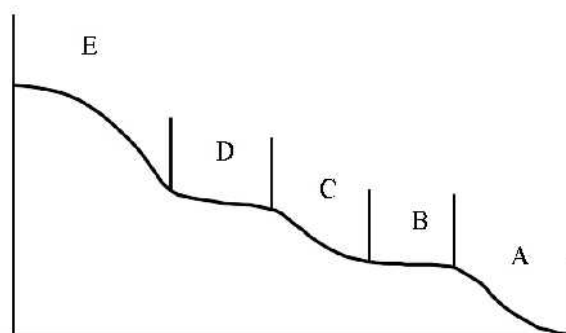
znaczącą się górne i środkowe odcinki strumieni, o czym świadczy ich dość znaczne „zalesienie”: rośnie tu *Alnus glutinosa*, a na zboczach – *Betula pendula*. Charakter struktury przestrzennej takich kompleksów wynika z cech profilu podłużnego i poprzecznego parowów oraz intensywności procesów hydromorficznych.

Na badanym obszarze dość szeroko są rozprzestrzenione kompleksy hydromorficzne, wykształcone w obrębie krótkich i płytkich wcięć erozyjnych w dnach dolin, występujących między parowami. Występują one w północno-wschodniej i południowo-wschodniej części Stepu Burtińskiego. Górne odcinki tych kompleksów przyrodniczych są zalesione w nieznacznym stopniu. Maksymalnie wilgotne fragmenty tworzą się w dolnych odcinkach form, jako wynik nadmiernego uwilgocenia gleby. Piętro drzew reprezentuje tutaj *Populus tremula*, rzadziej *Betula pendula*, a także kilka gatunków wierzb (*Salix* spp.). Wraz z przejściem na bardziej płaskie odcinki dolin, na miejsce wspomnianych drzewiastych zarośli wkraczają rozległe bagniste łąki i roślinność o budowie kępkowej (SIWOCHIP, 2006). W pobliżu kompleksów hydromorficznych nierzadko występują stepowe zbiorowiska halofitów z *Artemisia nitrosa*, *Camphorosma mon-speliaca*, *Elytrigia repens*, *Festuca valesiaca*, *Gaetella villosa*, *Limonium gmelini*, *Puccinellia dolicholepis*, *Saussurea salsa* i in.

Na uwagę zasługuje też kompleks hydromorficzny, powstały w wyniku oddziaływania źródła Kajnar (rys. 2, fot. 2) – jedyne go skoncentrowanego wypływu wód podziemnych w granicach Stepu Burtińskiego. Utworzył się tu lej źródłowy o średnicy około 6 m. Wydajność źródła przekracza 2 l/s. Pod względem składu chemicznego wody tego źródła mają charakter wodorowęglanowo-sodowy i cechują się mineralizacją rzędu 0,4 g/l (*Stiepnój zapowiednik...*, 1996). Właściwości hydrogeologiczne źródła wespół z pagórkowatą rzeźbą terenu, warunkują rozwój złożonego kompleksu hydromorficznego o niejednorodnej strukturze przestrzennej.

Pod względem botanicznym omawiany kompleks stanowi uroczysko ze swoistą pokrywą roślinną, w znacznym stopniu składającą się z gatunków i zbiorowisk, typowych dla obszarów położonych bardziej na północ (GURICZEWA, 1965). Przede wszystkim należy zwrócić uwagę na intensywny rozwój w sąsiedztwie źródła łąki o powierzchni 0,6 km², porośniętej przez fitocenozy o różnej wielkości i różnym składzie. Ogólnie

rzecz biorąc mają one układ pasowy (GURICZEWA, 1965). Najlepiej zaznacza się on w kierunku zachodnim od źródła (SIWOCHIP, KAŁMYKOWA, 2004; rys. 3).



Rys. 3. Schemat rozmieszczenia pasów roślinności łąkowej w sąsiedztwie źródła Kajnar:

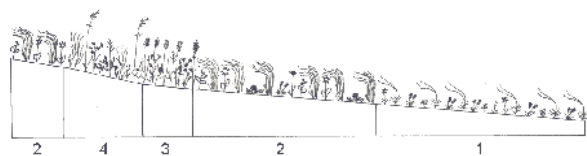
A – zbiorowiska hydrofilne, dla których siedliskiem jest lej źródłowy, B – zbiorowiska trzcinowo-turzycowe (*Carex acuta*, *Phragmites australis*), turzycowe (*Carex acuta*), rzęsowo-bolotnickowe (*Eleocharis klingeii*, *Lemna minor*), rzęsowe (*Lemna minor*), szuwarowe (*Scripus tabernaemontani*), szuwarowo-turzycowe (*Carex pseudocyperus*, *Scripus tabernaemontani*), C – zbiorowiska turzycowotrawiaste (*Calamagrostis epigeios*, *Cirsium arvense*, *Carex riparia*), trawiaste (*Elytrigia repens*, *Poa angustifolia*), D – zbiorowiska trawiaste (*Poa angustifolia*, *Hordeum brevisubulatum*, *Festuca valesiaca*, *Galium verum*, *Achillea nobilis*), E – zbiorowiska stepowe, głównie płożunowo-kostrowcowo-ostnicowe (*Stipa capillata*, *Festuca valesiaca*, *Artemisia austriaca*)

Fig. 3. A scheme of situation of the plant belts of Kainar's meadow:

A – hydrophilous communities, B – communities with *Carex acuta*, *C. pseudocyperus*, *Eleocharis klingeii*, *Lemna minor*, *Phragmites australis*, *Scripus tabernaemontani*, C – community with *Calamagrostis epigeios*, *Cirsium arvense*, *Carex riparia* and *Elytrigia repens*, *Poa angustifolia*, D – community with *Poa angustifolia*, *Hordeum brevisubulatum*, *Festuca valesiaca*, *Galium verum*, *Achillea nobilis*, E – steppe communities with *Stipa capillata*, *Festuca valesiaca*, *Artemisia austriaca*

Oprócz wspomnianych wyżej kompleksów hydromorficznych, cechujących się wyraźną strukturą przestrzenną, przejawiającą się w postaci regularnych zmian podstawowych składników wskutek różnic wilgotności, w granicach Stepu Burtińskiego funkcjonują też epizodyczne przejawy hydromorfizmu, uwarunkowane lokalnym występowaniem naturalnie wilgotnego podłoża. Takie hydromorficzne „plamy” są obserwowane wzdłuż zachodniej granicy badanego obszaru, gdzie wśród roślinności stepowej (zbiorowiska różnych gatunków ostnic) ukształtowały się zbiorowiska, złożone z gatunków bardziej mezofilnych (*Anemona sylvestris*, *Asparagus officinalis*, *Inula aspera*, *Lathyrus pratensis*, *L. tuberosus*, *Ononis arvensis*, *Phragmites australis*, *Thalic-*

trum simplex, *Vicia cracca* i in.). Zbiorowiska te są związane z wypukłymi formami terenu, co świadczy o intensywnie przebiegających tu procesach hydromorfizmu (rys. 3). Na stokach oraz w obniżeniach terenowych zbiorowiskom mezo-filnym towarzyszą ugrupowania halofitów.



Rys. 4. Profil geobotaniczny w sąsiedztwie zachodniej granicy Stepu Burtińskiego:

1 – zbiorowisko trawiasto-kostrzewowo-ostnicowe (*Stipa lessingiana*, *Festuca valesiaca*, *Herbae stepposae*), 2 – zbiorowiska trawiasto-kostrzewowo-ostnicowe (*Stipa zales-skii*, *Festuca valesiaca*, *Cephalaria uralensis*, *Galium ru-thenicum*, *Medicago romanica*, *Galatella villosa*) z *Poa transbaicalica*, 3 – zbiorowisko trawiasto-trzcinnikowe (*Ca-lamagrostis epigeios*, *Inula aspera*, *Melampyrum arvense*), 4 – zbiorowisko trawiasto-trzcinowo-ostnicowe (*Stipa pul-cherrima*, *Phragmites australis*, *Lathyrus pratensis*, *Vicia cracca*)

Fig. 4. A geobotanical profile (western frontier of Burtin-skiy Steppe):

1 – community with *Stipa lessingiana*, *Festuca valesiaca*, *Herbae stepposae*, 2 – communities with *Stipa zales-skii*, *Festuca valesiaca*, *Cephalaria uralensis*, *Galium ruthen-icum*, *Medicago romanica*, *Galatella villosa* and with *Poa transbaicalica*, 3 – community with *Calamagrostis epigeios*, *Inula aspera*, *Melampyrum arvense*, 4 – community with *Stipa pulcherrima*, *Phragmites australis*, *Lathyrus pratensis*, *Vicia cracca*

W podsumowaniu należy stwierdzić, że na tle niejednorodnych warunków geologiczno-geomorfologicznych Stepu Burtińskiego, zasadni-

czym środowiskowym czynnikiem różnicowa-nia zbiorowisk roślinnych jest różny stopień wilgotności podłoża. Oprócz dominacji zjawiska pasowości roślinności, istnieją tu też obszary

o strukturze mozaikowej, świadczące o hydroge-nicznej i fitogenicznej niejednorodności kom-pleksów hydrogeniczných tego fragmentu rezer-watu. Roślinność w tych kompleksach stanowi kombinację zbiorowisk różniących się pod wzglę-dem kształtu, rozmiarów, składu i cech ekologi-cznych. Rozwojowi tych wariantów sprzyja zróż-nicowany stopień hydromorfizmu, reżimu ciep-łego i atmosferycznego oraz cechy mezo- i mi-krorzeźby.

LITERATURA

- Guriczewa N. P., 1965: O rastitielnosti prirodnikowych ługowin. Trudy AN SSSR, BIN im. W. A. Komarowa. Ser. III, Geobotanika, 17. Biologija i ekologija rastienij celinnych rajonow Kazachstana. Nauka, Moskwa: 200–217.
- Letopis' prirody Goszapovednika „Orenburgskij”. Kniga 1. Orenburg, 1993: 225 s.
- Siwochip Ż. T., 2006: Gidromorfnyje komplekсы GPZ „Orenburgskij”. W: Stiepi Siewiernoj Jewrazii. Ma-terialy IV mieždunarodnogo simpoziuma. IPK Gaz-prompieczat', Orenburg: 655–657.
- Siwochip Ż. T., Kałmykowa O. G., 2004: Osobiennosti ra-stitielnosti rodnikowych urocziszcz. Trudy Miežduna-rodnogo biotiechnologičeskogo centra MGU: „Bio-tiechnologija – ochranie okružajuszczej sriedy”, cz. 1. Izd. Sport i Kultura, Moskwa: 172–177.
- Stiepnój zapowiednik „Orenburgskij”. Otw. riedaktor A. A. Czibiliow. Jekatierinburg, 1996: 167 s.

Maria Tkocz

Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

ZMIANY W FUNKCJONOWANIU GÓRNICTWA WĘGLA KAMIENNEGO W POLSCE PO ROKU 1989

Ткоч М. **Изменения функционирования добычи каменного угля в Польше после 1989 г.** В статье рассмотрено развитие отрасли угледобычи после 1989 г. в период перестройки ее деятельности в условиях рыночной экономики. Для решения задач реструктуризации отрасли было разработано 7 правительственных программ, главной целью которых было достижение рентабельности угледобычи путем сокращения добычи угля и численности занятых в отрасли. В 1989–2006 гг. было закрыто 38 шахт, в основном в северной и восточной частях Верхнесилезского бассейна с наиболее длительным периодом эксплуатации (Хожув, Бендзин, Домброва Гурница, Семяновице Шленске, Войковице). Следствием реализации этих мер стало снижение угледобычи с 177,4 млн т до 94,4 млн т, а численности занятых – с 415,7 тыс. до 119,3 тыс. человек. В рамках совершенствования управления отраслью и изменения формы собственности созданы Катовицкая финансовая группа (объединяет 6 шахт), Угольная компания (17 шахт) и Ястшембское угольное общество (5 шахт). Несмотря на значительное сокращение угледобычи, каменный уголь по-прежнему остается основным источником энергии в Польше, которая является наиболее крупным производителем угля в Европейском Союзе.

Tkocz M. **Changes in the functioning of hard coal mining in Poland after 1989.** This paper presents changes in the functioning of hard coal mining in Poland in the period of development of free market economy, i.e. after 1989. During this period some attempts were made to bring the coal mining to remunerativeness. Seven programmes of coal mining restructuring were implemented. Their main aim was the reduction of excessive production capacities. 38 coal mines were closed down in the period 1989–2006, especially in the northern and eastern parts of the coal basin, which include the areas where coal exploitation was the longest and coal resources are located under considerably urbanised areas, often within safety pillars (Chorzów, Będzin, Dąbrowa Górnicza, Siemianowice Śląskie, Wojkowice). As a consequence, coal production fell from 177.4 million tonnes to 94.4 million tonnes and the employment decreased from 415.7 thousand to 119.3 thousand. An organisational structure is represented by three coal syndicates: Katowice Capital Group with 6 coal mines, Coal Campaign with 17 coal mines and Jastrzębie Coal Company with 5 coal mines. In spite of the considerable hard coal output reduction the coal all time are the basic raw material for Poland energetic. In the same time Poland are staying as the greatest hard coal producer in EU.

Zarys treści

W artykule przedstawiono zmiany w funkcjonowaniu górnictwa węgla kamiennego po 1989 roku, czyli w okresie dostosowywania się tej branży do działalności w warunkach gospodarki rynkowej. Skoncentrowano się na zmianach w zakresie kryteriów bilansowości złóż, organizacyjno-własnościowych, struktury wydobywania i zatrudnienia. Uwzględniono również uwarunkowania dalszego rozwoju, związane z rozwojem energetyki i eksportem węgla.

WSTĘP

Głównym obszarem eksploatacji węgla kamiennego w Polsce jest województwo śląskie, a zwłaszcza jego centralna część określana jako Górnośląski Okręg Przemysłowy. Regularne wydobywanie węgla rozpoczęło w połowie XVIII w., m. in. w eksploatującej węgiel do dziś, kopalni Murcki. Od tej pory rosło wydobywanie węgla a wraz z nim przybywało kopalń.

W gospodarce centralistycznej górnictwo węgla kamiennego było szczególnie preferowane. Preferencje dla górnictwa wynikały z koncepcji gospodarczych realizowanych w Polsce po II wojnie światowej, w których obowiązywała przejęta od Związku Radzieckiego polityka taniej dotowanej energii (Lisowski, 1996).

Polityka ta spowodowała drastyczny wzrost zużycia węgla, a w związku z tym konieczność szybkiej rozbudowy potencjału produkcyjnego kopalń. Nowe kopalnie miały przede wszystkim zapewnić szybki wzrost wydobywania. Toteż w latach powojennych wydobywanie węgla systematycznie rosło osiągając maksimum – 201 mln ton w roku 1979. Przez kilka następnych lat wydobywanie utrzymywało się na podobnym poziomie – około 190–192 mln t. Spadek produkcji początkowo stopniowy, później gwałtowny zaznaczył się od roku 1989. Główną przyczyną było urynkowienie polskiej gospodarki, z czym wiązało się ograniczenie popytu na węgiel. Górnictwo węgla kamiennego w ramach gospodarki centralistycznej wybitnie pre-

ferowane, w nowych warunkach społeczno-ekonomicznych okazało się uciążliwe, zarówno w skali lokalnej (degradacja środowiska), jaki w skali kraju (potrzeba dofinansowania). Zaistniała zatem konieczność dokonania istotnych zmian w funkcjonowaniu tej dziedziny gospodarki.

Problem adaptacji górnictwa węgla kamiennego do gospodarki rynkowej okazał się jednym z najtrudniejszych do rozwiązania. Próbowano go rozwiązać w ramach kolejnych programów rządowych: „Restrukturyzacja górnictwa węgla kamiennego w Polsce” (1993), „Górnictwo węgla kamiennego, polityka państwa i sektora na lata 1996–2000” (1996), „Reforma górnictwa węgla kamiennego w Polsce w latach 1998–2002” (1998), „Program likwidacji zdolności produkcyjnych górnictwa węgla kamiennego w latach 1998–2002” (1999), Restrukturyzacja górnictwa węgla kamiennego w latach 2004–2006 oraz strategia na lata 2007–2010” (2004), a także „Strategia działalności górnictwa węgla kamiennego w Polsce w latach 2007–2015 przyjęta 31 lipca 2007 r. Dwa ostatnie programy uwzględniały również ustawodawstwo unijne w związku z przystąpieniem Polski do UE.

Wspomniane wyżej programy nie doprowadziły do zrealizowania podstawowego celu, jakim było osiągnięcie rentowności całej branży. Spowodowały jednak szereg zmian, zarówno w skali makro- jak i mikroekonomicznej. Zmiany te oraz rezultaty przeprowadzonych reform w górnictwie są przedmiotem niniejszego opracowania.

Zagadnienia dostosowania górnictwa węgla kamiennego do wymogów kształtującej się gospodarki wolnorynkowej były przedmiotem licznych studiów grona naukowców i praktyków związanych z Głównym Instytutem Górnictwa oraz Państwową Agencją Węgla Kamiennego, przekształconą w 1996 r. w Państwową Agencję Restrukturyzacji Górnictwa (m. in. BĄK, MAJEWSKI, 1995; DILLING, 1993; KARBOWNIK, PAWEŁ-CZYK, MORAWSKI, 1996; LISOWSKI, 1996; ZABIEROWSKI, 1996). Większość z tych prac koncentrowała się na wybranych aspektach restrukturyzacji nie dając odpowiedzi na pytanie, czy do-tychczasowe działania są zgodne z zamierzonymi celami restrukturyzacji górnictwa.

Wybrane zagadnienia restrukturyzacji górnictwa węgla kamiennego były także przedmiotem zainteresowań geografów (KORTUS, ADAMUS, 1992; MAKIELA, 2002; PAKUŁA, 1992, 1997, 2003; PUKOWSKA-MITKA, TKOCZ, 1992; RILEY, TKOCZ, 1998, 1999; TKOCZ 1989, 1996, 1998, 2001), którzy zwracali szczególną uwagę na rolę górnictwa

w strukturze gospodarki Polski oraz regionu katowickiego, a także przemiany przestrzenne.

UWARUNKOWANIA SUROWCOWE

Wielowiekowa eksploatacja węgla kamiennego w Polsce spowodowała znaczne wyczerpanie istniejących złóż. Spośród dwóch najstarszych zagłębi: Zagłębia Dolnośląskiego i Górnoszląskiego aktualnie prowadzona jest eksploatacja jedynie w Górnoszląskim Zagłębiu Węglowym. W Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym eksploatację zakończono w 2000 roku i znajduje się ono w likwidacji.

Najmłodszym zagłębiem węglowym w Polsce jest Lubelskie Zagłębie Węglowe, gdzie czynna jest jedna kopalnia eksploatująca złożę, zajmujące powierzchnię około 57 km². W latach 1990. i w pierwszych latach XXI wieku całkowicie zaprzestano dokumentowania nowych obszarów oraz wprowadzono zmiany w ocenie złóż czynnych. W obecnie obowiązujących kryteriach bilansowości ustalono jednolitą minimalną grubość pokładów wynoszącą 1 m, całkowitą zawartość siarki poniżej 2% oraz dokumentowanie złóż do głębokości 1000 m.

Wprowadzenie tych kryteriów spowodowało zmiany zasobów geologicznych węgla. Według stanu na dzień 31 grudnia 2005 r. w czynnych kopalniach węgla kamiennego znajdowało się 15,7 mln ton zasobów bilansowych oraz 11,1 mln ton zasobów pozabilansowych. Z zasobów bilansowych do zasobów przemysłowych zakwalifikowano 6,0 mln ton, z czego 3.8 mln ton stanowiły zasoby operatywne (tab. 1). Zasoby operatywne zalegające na poziomach czynnych oraz w budowie wynosiły 2,5 mln ton. Wystarczalność tych zasobów w kopalniach jest zróżnicowana i waha się od 7,6 lat (KWK Polska-Wirek) do 73,8 lat (KUH Halemba). Średnia wystarczalność tych zasobów wynosi około 40 lat. Ich wielkość według aktualnej struktury organizacyjnej w Polsce przedstawia tab. 1.

PRZEMIANY ORGANIZACYJNO-WŁASNOŚCIOWE

Proces dostosowywania górnictwa węgla kamiennego do wymogów gospodarki rynkowej rozpoczął się już w 1990 r. od zmiany struktur organizacyjnych. Kopalnie funkcjonujące do tej pory w ramach gwarectw, a następnie pięciu przedsiębiorstw eksploatacji węgla, uzyskały status przedsiębiorstw państwowych i pełną samodzielność gospodarczą, co miało przynieść poprawę rentow-

ności i przygotować kopalnie do ich komercjalizacji, czyli przekształcenia w jednoosobowe spół-

Tabela 1 Zasoby węgla kamiennego w spółkach węglowych w Polsce (stan na dzień 31.12.2005)
Table 1. Hard coal resources according to coal companies (31.12.2005)

Wyszczególnienie	Zasoby [tys. ton]			
	Zasoby pozabilansowe	Zasoby bilansowe	Zasoby przemysłowe	Zasoby operatywne
Spółki węglowe razem	9 279 377	12 360 194	4 728 215	2 973 358
Kompania Węglowa S.A.	6 178 779	8 385 126	3 224 813	1 979 493
Katowicka Grupa Kapitałowa S.A.	1 763 242	2 750 853	1 051 685	708 027
Jastrzębska S W S.A.	1 337 356	1 224 215	451 717	285 838
Kopalnie – spółki	1 863 728	3 353 187	1 273 639	832 662
Lubelski Węgiel Bogdanka S.A.	426 687	590 257	320 380	247 163
KWK Budryk S.A.	252 613	683 634	345 507	237 246
PKW S.A.	1 184 428	2 079 296	607 752	348 253
Zasoby ogółem	11 143 105	15 713 381	6 001 854	3 806 020

Źródło: Strategia działalności górnictwa węgla kamiennego w Polsce w latach 2007-2015



Rys. 1. Granice kopalń i spółek węglowych w 2003:

1 – Jastrzębska Spółka Węglowa, 2 – Kompania Węglowa, 3 – Katowicka Grupa Kapitałowa

Fig. 1. Boundaries of coal mines and coal companies in 2003:

1 – Jastrzębie Coal Company, 2 – Coal Campaign, 3 – Katowice Capital Group

ki Skarbu Państwa. Zmiany te nie przyniosły jednak oczekiwanej poprawy w funkcjonowaniu kopalń.

W drugim etapie restrukturyzacji w 1993 r. utworzono 7 węglowych spółek akcyjnych, w tym 6 w postaci koncernów (Bytomska, Rudzka, Gliwicka, Nadwiślańska, Rybnicka, Jastrzębska Spółka Węglowa) i 1 – w postaci Holdingu (Katowicki Holding Węglowy).

Kolejne zmiany organizacyjne nastąpiły 1 lutego 2003 r., kiedy na bazie przedsiębiorstw spółek węglowych Gliwickiej, Rudzkiej, Nadwiślań-

kiej i Rybnickiej oraz zakładów górniczych – jednoosobowych spółek z o.o. Bytomskiej Spółki Węglowej S.A. utworzono Kompanię Węglową z siedzibą w Katowicach. W jej skład weszły 23 kopalnie: Bielszowice, Polska-Wirek, Bolesław Śmiały, Makoszowy, Szczygłowice, Janina, Silesia, Rydułtowy, Marcel, Jankowice, Halemba, Pokój, Sośnica, Knurów, Brzeszcze, Piast, Ziemowit, Anna, Chwałowice, ZG Piekary, ZG Bytom II, ZG Bytom III oraz ZG Centrum (rys. 1), a po dalszych zmianach mających na celu uproszcze-

nie struktury organizacyjnej, liczba kopalń zmniejszała się do 17. Są to: Bobrek-Centrum, Bolesław Śmiały, Sośnica-Makoszowy, Brzeszcze-Silesia, Ziemowit, Pokój, Bielszowice, Jankowice, Rydułtowy-Anna, Piekary, Knurów, Szczygłowice, Piast, Halemba, Polska-Wirek, Chwałowice i Marcel.

Katowicki Holding Węglowy został przekształcony w Katowicką Grupę Kapitałową, w której skład weszło 9 kopalń: Katowice-Kleofas, Wieczorek, Staszic, Murcki, Wujek, Mysłowice, Wesola i Śląsk oraz kopalnia-spółka Kazimierz-Juliusz, utworzona na bazie majątku KHW S.A. Po likwidacji kopalni Katowice-Kleofas i połączeniu kopalń Śląsk i Wujek oraz Mysłowice i Wesola liczba kopalń wyniosła 6. Nie zmieniła formy swej działalności Jastrzębska Spółka Węglowa S.A., powstała w 1993 r. jako jednoosobowa spółka Skarbu Państwa z siedzibą w Jastrzębiu-Zdroju. W skład JSW wchodzi 5 kopalń: Borynia, Jas-Mos, Krupiński, Pniówek i Zofiówka. Jest ona największym producentem węgla koksowego nie tylko w Polsce, ale i w całej Unii europejskiej.

Oprócz wymienionych organizacji gospodarczych, 2 kopalnie: KWK Budryk S.A. i Lubelski Węgiel Bogdanka S.A. funkcjonują samodzielnie, natomiast w ramach Południowego Koncernu Energetycznego działają kopalnie ZGE Sołtieski-Jaworzno III Sp.z.o.o. oraz ZG Janina, połączone w jedną kopalnię dwuruchową. Natomiast Siltech Sp. z o.o. jest jedyną kopalnią prywatną w Polsce.

Łącznie w dniu 1.01.2007 r. w górnictwie węgla kamiennego funkcjonowały 32 kopalnie, czyli o ponad połowę mniej w porównaniu z końcowym okresem gospodarki centralistycznej (1989), kiedy funkcjonowało 70 kopalń węgla kamiennego.

ZMIANY STRUKTURY WYDOBYCIA I ZATRUDNIENIA

Podstawowym celem każdego programu restrukturyzacji górnictwa węgla kamiennego była redukcja zdolności produkcyjnych górnictwa. Cel ten systematycznie realizowano (rys. 2). W latach 1989–2006 wydobycie węgla kamiennego zmniejszyło się z 177,4 mln ton do 94,4 mln, tj. o 83 mln ton, czyli o 46,8%. Spadek wydobycia nastąpił w prawie wszystkich kopalniach z wyjątkiem kopalni Budryk, uruchomionej w 1994 roku oraz lubelskiej kopalni Bogdanka. Adaptacja górnictwa do funkcjonowania warunkach rynkowych wymaga nie tylko ograniczenia wydobycia, ale

także wzrostu wydajności pracy, co wiąże się z koniecznością zmniejszenia zatrudnienia w kopalniach. W latach 1989–2003 liczba pracujących

w kopalniach zmniejszyła się z 415 740 do 119 314 w 2006 r., czyli o 296 426 osób, co stanowi redukcję zatrudnienia o 71,3% (rys. 3). W latach 1989–2006 średnia liczba pracujących w jednej kopalni zmniejszyła się z 5 939 do 3 729, zaś wielkość wydobycia na 1 pracującego wzrosła z 427 do 791 ton.

Efektom likwidacji kopalń były zmiany w strukturze przestrzennej górnictwa węgla kamiennego. Niektóre stare ośrodki górnicze przestały pełnić te funkcje (Chorzów, Dąbrowa Górnicza, Będzin, Wojkowice, Siemianowice Śląskie). Największymi ośrodkami górniczymi są aktualnie (2005) Katowice i Jastrzębie Zdrój (rys. 4). W Katowicach eksploatują węgiel 4 kopalnie (Wieczorek, Staszic, Murcki, Wujek), a miasto jest siedzibą Katowickiej Grupy Kapitałowej oraz Kompanii Węglowej. W Jastrzębiu funkcjonują 3 kopalnie (Borynia, Jas-Mos, Zofiówka), a miasto jest siedzibą Jastrzębskiej Spółki Węglowej, produkującej głównie węgiel koksowy.

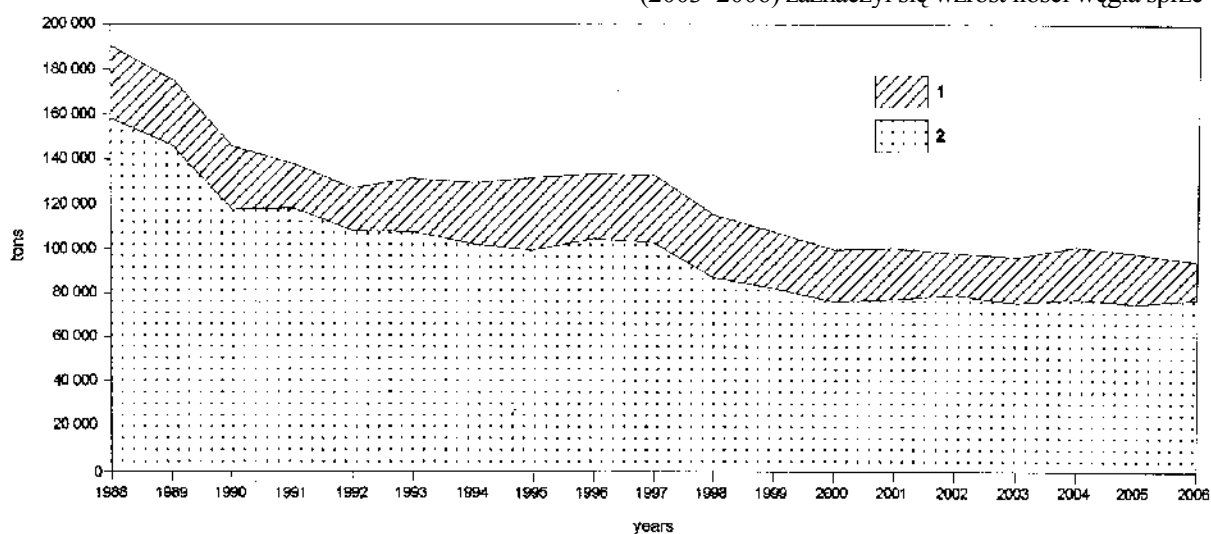
UWARUNKOWANIA EKONOMICZNE DALSZEGO ROZWOJU GÓRNICTWA WĘGLA KAMIENNEGO W POLSCE

Znaczne zasoby węgla kamiennego w Polsce są determinowane dominującą rolą tego surowca w zaspokajaniu potrzeb energetycznych Polski. W perspektywie najbliższych lat, mimo dotychczasowych przemian energetycznych (spadek zużycia węgla kamiennego i brunatnego, wzrost zużycia ropy naftowej i gazu ziemnego oraz energii odnawialnej i odpadowej) oraz stopniowego obniżania energochłonności gospodarki, Polska nadal pozostanie krajem o unikatowej w skali międzynarodowej strukturze zużycia nośników energii pierwotnej. Udział węgla kamiennego i brunatnego w pozyskaniu energii elektrycznej nie ulegnie w stosunku do obecnego stanu zmianom i będzie się utrzymywał na tym samym wysokim poziomie około 92%. Zgodnie z szacunkami Międzynarodowej Agencji Energii, udział tego surowca w zaspokajaniu potrzeb energetycznych Polski utrzyma się na porównywalnym poziomie nawet do 2020 roku.

Zaletą węglowej struktury bilansu energetycznego jest bazowanie na najtańszych nośnikach. Dominujący udział pozyskiwanych w kraju paliw stałych w strukturze zużycia energii pier-

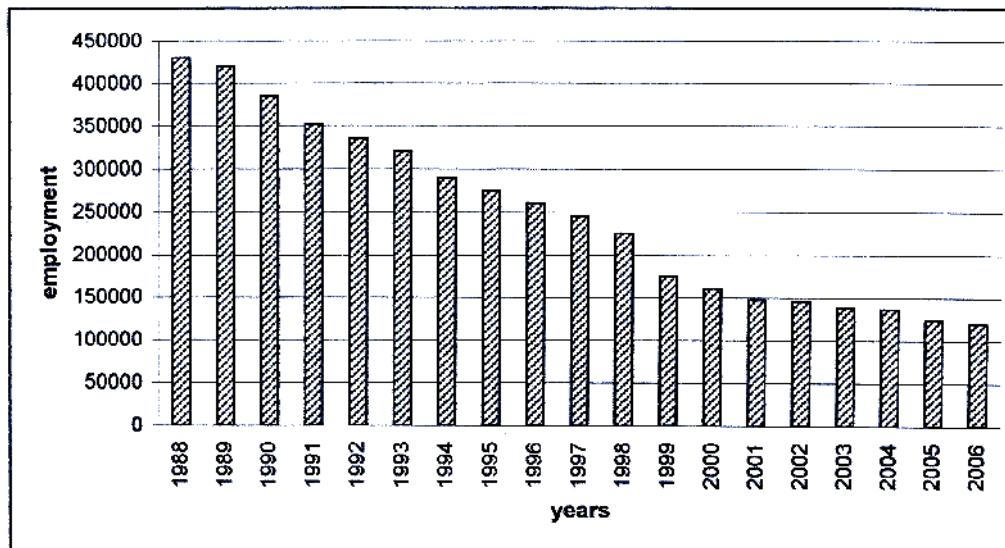
wotnej i produkcji energii elektrycznej zapewnia bezpieczeństwo energetyczne na wysokim i stabilnym poziomie oraz ogranicza obciążenie bilansu handlowego kosztem importu energii.

Od lat największym odbiorcą węgla kamiennego jest energetyka zawodowa, która w 2006 r. zakupiła 53,2% przeznaczonego do sprzedaży krajowej węgla (tab. 2). W ciągu ostatnich czterech lat (2003–2006) zaznaczył się wzrost ilości węgla sprze-



Rys. 2. Wydobycie węgla kamiennego w Polsce w latach 1989–2006:
1 – eksport, 2 – kraj

Fig. 2. Production of hard coal in Poland in the period 1989–2006:
1 – export, 2 – country



Rys. 3. Pracujący w górnictwie węgla kamiennego w latach 1989–2006

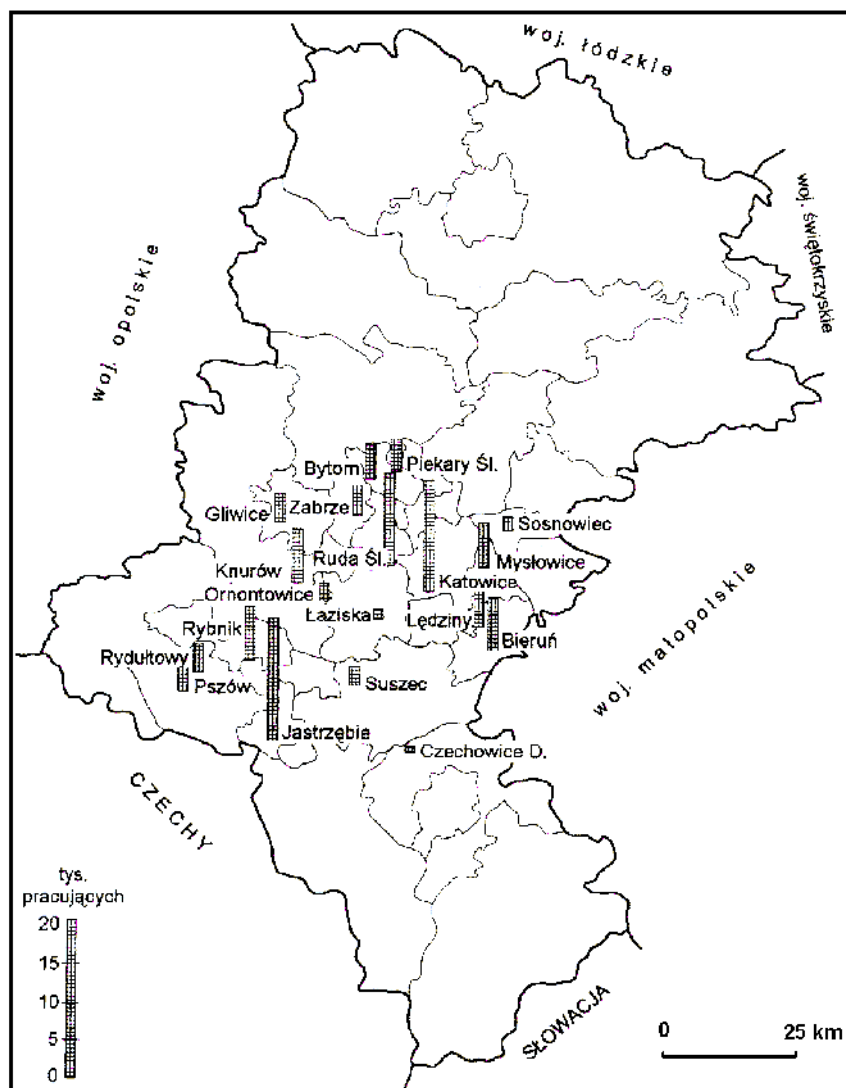
Fig. 3. Employees in coal mines in the period 1989–2006

Tabela 2. Główni odbiorcy węgla kamiennego w Polsce
Table 2. The main customers of hard coal in Poland

Odbiorcy	Sprzedaż	
	mln ton	odsetki

	1990	2003	2006	1990	2003	2006
Energetyka zawodowa	49,3	37,0	42,8	42,3	47,1	55,0
Ciepłownie przemysłowe, komunalne		2,1	4,7		2,7	6,0
Koksownie	17,4	13,4	11,2	15,0	17,1	14,4
Pozostali odbiorcy krajowi	49,8	26	19,1	42,7	33,1	24,6
Ogółem na kraj	116,5	78,5	77,8	100,0	100,0	100,0

Źródło: Strategia działalności górnictwa węgla kamiennego Polsce w latach 2007-2015



Rys. 4. Ośrodki górnictwa węgla kamiennego w województwie śląskim o liczbie pracujących powyżej 1000 osób
Fig. 4. Coal mine centre in the Silesia Voivodship over 1000 employed persons

Tabela 3. Eksport węgla kamiennego do krajów Unii Europejskiej (2006)
Table 3 Exports of hard coal to European Union (2006)

Lp.	Kraj	węgiel kamienny ogółem	z tego	
			do celów energetycznych	do koksowania
1	Austria	1 891 835	1 284 815	607 020
2	Belgia	291 036	291 036	0
3	Dania	525 798	525 798	0
4	Finlandia	513 012	513 012	0
5	Francja	761 964	691 625	70 339
6	Hiszpania	198 244	55 943	142 301
7	Holandia	320 220	290 052	30 168
8	Irlandia	234 826	234 826	0
9	Niemcy	6 481 322	6 306 463	174 859
10	Portugalia	310	310	0
11	Szwecja	282 994	282 994	0
12	Wielka Brytania	1 014 582	1 014 582	0
13	Włochy	247 645	153 982	93 663
14	Czechy	1 884 121	907 351	976 770

15	Słowenia	9 951	9 951	0
16	Węgry	380 667	226 681	153 986
17	Litwa	1 750	1 750	0
18	Estonia	603	603	0
19	Słowacja	1 117 229	190 511	926 718
20	WYWÓZ RAZEM	161 581 069	12 982 285	3 175 824

Źródło: Strategia działalności górnictwa węgla kamiennego Polsce w latach 2007-2015

wanego energetyce z 47,1 mln ton do 55,0 mln ton (tab. 2), co wskazuje na utrzymywanie się dominacji węgla kamiennego w strukturze produkcji energii elektrycznej. Wzrost sprzedaży nastąpił także do ciepłowni przemysłowych i komunalnych. Udział tej ostatniej grupy odbiorców w ciągu ostatnich czterech lat wzrósł ponad dwukrotnie (tab. 2), co wskazuje na stosowanie węgla kamiennego jako podstawowego źródła energii w lokalnych ciepłowniach.

Obniżenie sprzedaży nastąpiło do koksowni, co należy wiązać z procesem restrukturyzacji hutnictwa żelaza, a także do pozostałych odbiorców krajowych obejmujących między innymi gospodarstwa domowe, rolnicze, ogrodnicze, administrację państwową. W porównaniu z początkowym okresem transformacji (1990) nastąpił spadek wielkości sprzedawanego węgla dla wszystkich grup odbiorców, natomiast w ujęciu procentowym zaznaczył się wzrost udziału sprzedawanego węgla dla energetyki i spadek dla pozostałych grup.

ROLA POLSKIEGO WĘGLA W UNII EUROPEJSKIEJ I W ŚWIECIE

Mimo olbrzymiej redukcji wydobycia Polska jest największym producentem węgla kamiennego w Unii Europejskiej, dostarczając na rynek unijny 59% węgla energetycznego i około 39% węgla koksowego. W pozostałych państwach UE wydobywa się znacznie mniej tego surowca: w Niemczech około 29 mln ton, w Wielkiej Brytanii – 28 mln ton, w Hiszpanii – 13 mln ton oraz w Czechach – około 13 mln ton. W 2006 roku Polska wyeksportowała łącznie 16,9 mln ton węgla kamiennego, w tym 16,2 mln (95,7% ogólnego wywozu) do krajów UE (tab. 3).

Największym odbiorcą węgla kamiennego

w 2006 r. spośród krajów Unii Europejskiej były Niemcy, do których wywieziono 6 481,36 tys. ton (40,1% węgla ogółem wywiezionego do krajów UE), natomiast spośród krajów spoza UE – Egipt, do którego wyeksportowano 298,2 tys. ton (41,1% węgla ogółem wyeksportowanego poza granicę UE) (tab. 4). Eksport do Austrii, Czech, Słowacji i Wielkiej Brytanii kształtował się w granicach 1–2 mln ton. Wywóz do pozostałych krajów UE nie przekroczył 1 mln.

Ze względu na ograniczone zasoby surowców energetycznych, zapotrzebowanie na węgiel kamienny w krajach UE będzie się nadal utrzymywało. Żywotność zasobów ropy naftowej i gazu ziemnego jest oceniana na około 25 lat, natomiast węgla – przy obecnym stanie rozpoznania zasobów – na około 100 lat. Aktualnie około 18% energii pierwotnej produkowanej w krajach UE pochodzi z węgla kamiennego i brunatnego, natomiast w Polsce udział ten sięga 65% (Tkocz, 2001). Jeszcze wyższy jest udział węgla, zarówno kamiennego i brunatnego, w produkcji energii elektrycznej, który wynosi aż 92%, podczas gdy w krajach UE sięga zaledwie 25%.

Tabela 4. Eksport węgla kamiennego poza kraje Unii Europejskiej (2006)
Table 4 Exports of hard coal outside European Union (2006)

Lp.	Kraj	węgiel kamienny ogółem (t)	z tego	
			do celów energetycznych (t)	do koksowania (t)
1	Chorwacja	1 400	1 400	0
2	Islandia	18 799	18 799	0
3	Ukraina	35 928	0	35 928
4	Norwegia	197 614	197 614	0
5	Turcja	72 496	0	72 496
6	Egipt	298 209	0	298 209
7	Brazylia	70 211	0	70 211
8	Rumunia	100	0	100
9	San Marino	50	50	0
10	Serbia i Czarnogóra	30 001	30 001	0
11	WYWÓZ RAZEM	724 808	247 864	476 944

Źródło: Strategia działalności górnictwa węgla kamiennego Polsce w latach 2007-2015

Według prognoz zawartych w Strategii na lata 2007–2015 należy oczekiwać, że węgiel będzie pokrywał w około 25% zapotrzebowanie na energię pierwotną na świecie. Węgiel może nadal stanowić cenny wkład w zapewnienie bezpieczeństwa energetycznego zarówno Polski, jak i pozostałych krajów UE, a także całego świata, pod warunkiem zastosowania technologii umożliwiających radykalne zmniejszenie emisji CO₂, powstającego przy spalaniu.

UWAGI KOŃCOWE

W artykule przedstawiono tylko niektóre zmiany i ich konsekwencje w funkcjonowaniu górnictwa węgla kamiennego w Polsce po roku 1989. Pomiędzy całą sferę zagadnień wpływu restrukturyza-

cji na gospodarkę regionalną oraz lokalną, a także kwestie finansowe, które w różnorodnych dokumentach i sprawozdaniach nie są jednoznacznie określone i wymagają odrębnego opracowania.

W konkluzji należy stwierdzić, że dokonane w okresie 1989–2007 zmiany w górnictwie zbliżają je do funkcjonowania według zasad gospodarki rynkowej. Przejawem tego są zmiany organizacyjne w wyniku których zredukowano „nadbudowę” administracyjną 5 spółek węglowych, a w ich miejsce utworzono jedną Kompanię Węglową. Oprócz niej utrzymano dwie dotychczasowe struktury, tj. Katowicki Holding Węglowy S.A., funkcjonujący jako Katowicka Grupa Kapitałowa oraz Jastrzębską Spółkę Węglową S.A. ze względu na odmienny typ produkcji węgla.

W okresie 1989–2006 zlikwidowano 38 kopalń, zwłaszcza w północnej i wschodniej części zagłębia węglowego, tj. na obszarach najdłużej eksploatowanych i mających złoża pod terenami silnie zurbanizowanymi (Chorzów, Dąbrowa Górnicza, Będzin, Siemianowice Śląskie, Wojkowice). Konsekwencją był spadek wydobycia z 177,4 mln ton do 94,4 mln ton oraz zatrudnienia z 415,7 tys. do 119,3 tys.

Mimo tak znacznej redukcji wydobycia, węgiel pozostaje głównym surowcem w bilansie energetycznym Polski, a nasz kraj jest jego największym producentem wśród państw Unii Europejskiej.

LITERATURA

- Bąk M., Majewski J., 1995: Przebieg procesu prywatyzacji kopalń węgla kamiennego. *Biuletyn PAWK*, 10(2): 4–9.
- Dilling R., 1993: Zadania Spółek Węglowych w zakresie technicznej restrukturyzacji górnictwa węgla kamiennego. *Przegląd Górniczy*, 9: 15–18.
- Karbownik A., Pawełczyk E., Morawski E., 1996: Restrukturyzacja górnictwa węgla kamiennego w Polsce w latach 1994–1995. *Wiadomości Górnicze*, 6: 250–263.
- Kortus B., Adamus J., 1992: Ocena przemian strukturalnych w Okręgu Górnośląskim i Krakowskim. *Folia Geographica. Series Oeconomica*, Wrocław–Warszawa, XXIV: 13–35.
- Lisowski A., 1996: Górnictwo węgla kamiennego w Polsce. „Śląsk”, Katowice.
- Makieła Z., 2002: Wyniki realizacji programów restrukturyzacji górnictwa węgla kamiennego po 1989 r. W: Zi-

- ło Z. (red.): Problemy transformacji struktur przemysłowych, *Prace Komisji Geografii Przemysłu PTG*, 4, Warszawa-Kraków-Rzeszów: 57–65.
- Pakuła L., 1992: Postępy restrukturyzacji przemysłu w wybranych gałęziach okręgu górnośląskiego, częstochowskiego i bielskiego. *Folia Geographica. Ser. Geographica-Oeconomica*, XXIV: 37–51.
- Pakuła L., 1997: Zmiany strukturalne i proces transformacji przemysłu Górnośląskiego Okręgu przemysłowego. *IG i PZ PAN*, 46: 53–93.
- Pakuła L., 2003: Tendencje restrukturyzacji przemysłu Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego w dobie transformacji. *Prace Komisji Geografii Przemysłu PTG*, 6, Warszawa-Kraków: 59–66.
- Pukowska-Mitka M., Tkocz M., 1992: Restrukturyzacja górnictwa węgla kamiennego w woj. katowickim. W: „Geografia przemysłu w warunkach nowego systemu gospodarowania”. Centralny Ośrodek Metodyczny Studiów Nauczycielskich, Komisja Geografii Przemysłu PTG, Kraków: 140–154.
- Plany dostępu do zasobów węgla kamiennego w latach 2004–2006 oraz plany zamknięcia kopalń w latach 2004–2007. Ministerstwo Gospodarki i Pracy, 2004, Warszawa. *Rocznik Statystyczny Kopalń 1991*, Państwowa Agencja Węgla Kamiennego, Katowice.
- Riley R., Tkocz M., 1998: Coal mining in Upper Silesia under communism and capitalism. *European Urban and Regional Studies*, 5, 3: 217–235.
- Riley R., Tkocz M., 1999: Local responses to changed circumstances: Coalmining in the market economy in Upper Silesia, Poland. *GeoJurnal*, 48: 279–290.
- Strategia działalności górnictwa węgla kamiennego w Polsce w latach 2007–2015, Ministerstwo Gospodarki, Warszawa, 2007.
- Tkocz M., 1989: Tendencje zmian w strukturze przestrzennej górnictwa węgla kamiennego w woj. katowickim. *Geographia, studia et dissertationes*, 13. UŚ, Katowice: 79–97.
- Tkocz M., 1996: Funkcjonowanie kopalń węgla kamiennego w warunkach kształtowania się gospodarki rynkowej. W: Ziolo Z. (red.): Wpływ procesów transformacji gospodarki narodowej na funkcjonowanie jednostek gospodarczych i układów przestrzennych. Warszawa-Kraków: 60–68.
- Tkocz M., 1998: Górnictwo węgla kamiennego w nowych warunkach gospodarowania, *Przegląd Geograficzny*, 70, 1–2: 69–85.
- Tkocz M., 2001: Restrukturyzacja przemysłu regionu tradycyjnego. UŚ, Katowice.
- Zabierowski J., 1996: Wybrane problemy restrukturyzacji polskiego górnictwa węgla kamiennego. *Wiadomości Górnicze*, 3: 5–9.