

Kras i speleologia

Tom 11 (XX)

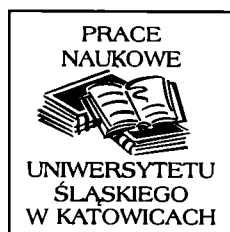


WYDAWNICTWO UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO
KATOWICE 2005



Kras i speleologia

Tom 11 (XX)



NR 2364

Kras i speleologia

Tom 11 (XX)

**WYDAWNICTWO UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO
KATOWICE 2005**



Redaktor serii (Editor of the series)
Nauki o Ziemi (Earth Sciences)
ANDRZEJ T. JANKOWSKI

Recenzenci (Reviewers)

PAVEL BOSÁK

JERZY GŁĄZEK

JERZY LISZKOWSKI

TERESA MADEYSKA

JACEK MOTYKA

ANDRZEJ RÓŹKOWSKI

UGO SAURO

FRANCE ŠUŠTERŠIČ

TERESA WISZNIOWSKA

Naukowa Rada Redakcyjna (Editorial Board)

PAVEL BOSÁK (Czeska Akademia Nauk, Praga), JERZY GŁĄZEK (Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu) – przewodniczący, RYSZARD GRADZIŃSKI (Polska Akademia Nauk, Kraków), ANDREJ KRANJC (Instytut Badań Krasu, Słoweńska Akademia Nauk, Postojna), STEIN-ERIK LAURITZEN (Uniwersytet w Bergen), TERESA MADEYSKA (Instytut Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa), JACEK MOTYKA (Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie), ANDRZEJ RÓŹKOWSKI (Uniwersytet Śląski), JEAN-NOËL SALOMON (Uniwersytet w Bordeaux), UGO SAURO (Uniwersytet w Padwie)

Komitety Redakcyjny (Editorial Staff)

MARIAN PULINA (Uniwersytet Śląski) – redaktor naukowy (editor), ANDRZEJ TYC (Uniwersytet Śląski) – sekretarz (secretary), VIACHESLAV ANDREJCHUK (Uniwersytet Śląski) – członek (member)

Adres redakcji oraz wymiany (Editor's address and address for exchange)
Pracownia Badań i Dokumentacji Środowiska Krasowego
Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
Poland

Spis treści

Od redakcji .	11
Editorial .	13

Artykuły naukowe

Jean Nicod Kras, kopalna rzeźba paleośrodowiska – panorama dekady (1991–2001) badan krasowych we Francji .	17
<u>Marian Pulina</u>, Jerzy Żaba, Adam Polonius Związek rozwoju form krasowych Pasma Smoleńsko-Niegowo- nickiego z tektoniczną aktywnością podłoża Wyżyny Krakowsko- -Wieluńskiej .	39
Radosław Dobrowolski, Andrij Bogucki, Iwan Zaleski Morfogeneza krasu kredy piszącej na podniesieniu wołyńskim (Ukraina NW)	87
Ditta Kicińska Rekonstrukcja kierunków paleoprzepływów w zachodniej części systemu jaskiń Lodowego Źródła .	107
Juan Reynerio Fagundo, Patricia González Hernandez, Margaret Suárez Munoz, Boris Peña Forte, Luis Sánchez Rodriguez, Joel Fagundo-Sierra Pochodzenie składu chemicznego wód systemu hydrotermalnego San Diego de los Baños – Los Bermejales, Pinar del Río, Kuba	125
Olga A. Sklyarova, Eugene V. Sklyarov, Valentine S. Fedorovsky Jeziora i źródła Przyolchonia (Bajkał): uwarunkowania tektoniczne ich występowania i składu chemicznego wody	139

Andrzej Rózkowski, Andrzej J. Witkowski, Andrzej Kowalczyk Mapy podatności na zanieczyszczenia szczelinowo-krasowych zbior- ników wód podziemnych triasu monokliny śląsko-krakowskiej	169
Jacek Rózkowski, Andrzej Kowalczyk, Krystyn Rubin, Jacek Wróbel Bilans krążenia, odnawialność i zasoby wód podziemnych zbior- nika krasowego Jury Krakowskiej w świetle badań modelowych	187

Doniesienia naukowe

Nadja Župan Hajna Wietrzenie ścian jaskini Kremljak w południowo-zachodniej Sło- wenii	203
Jelena Calić-Ljubojević Zjawiska krasowe kanionu Dunaju (Żelazna Brama)	211
Jacek Rózkowski, Jacek Motyka, Kazimierz Rózkowski, Adam Polonius Charakterystyka właściwości hydrogeologicznych przestrzeni poro- wej wapieni górnajurajskich Wyżyny Krakowskiej w świetle ozna- czeń laboratoryjnych	221
Albert Ślęzak, Artur Padewski Osady Jaskini Borsuczej w Sroczku (Wyżyna Częstochowska)	229

Kronika

Stanisław Dżułyński (1924–2001) – Jerzy Głazek	241
Problematyka krasu hydrotermalnego w dorobku Profesora Stanisława Dżułyń- skiego – Maria Sass-Gustkiewicz	244
Znaczenie edukacyjne badań naukowych Profesora Stanisława Dżułyńskiego – Józef Partyka	247
Vladimír Panoš (1922–2002) – Pavel Bosák	253

Contents

Od redakcji .	11
Editorial .	13

Scientific papers

Jean Nicod Karsts, palaeo-geomorphology, palaeo-environments – panorama of ten years (1991–2001) of karst research in France	17
<u>Marian Pulina</u>, Jerzy Żaba, Adam Polonius Relation between karst forms of Smoleń–Niegowonice Range and tectonic activity of Cracow–Wieluń Upland base	39
Radosław Dobrowolski, Andrij Bogucki, Iwan Zaleski Morphogenesis of chalk karst in the Volhynia Elevation (NW Ukraine).	87
Ditta Kicińska Reconstruction of paleoflows direction in the western part of Lodowe Spring Cave System .	107
Juan Reynerio Fagundo, Patricia González Hernandez, Margaret Suárez Munoz, Boris Peña Forte, Luis Sánchez Rodríguez, Joel Fagundo-Sierra Chemical composition origin of the waters from San Diego de los Baños – Los Bermejales hydrothermal system, Pinar del Río, Cuba .	125
Olga A. Sklyarova, Eugene V. Sklyarov, Valentine S. Fedorovsky Lakes and springs of the Near-Ol'khon area (Baikal): tectonic control of their localization and water composition	139
Andrzej Rózkowski, Andrzej J. Witkowski, Andrzej Kowalczyk Vulnerability Maps of the Triassic fractured-karstic aquifers of the Silesia–Cracow Monocline .	169

Jacek Rózkowski, Andrzej Kowalczyk, Krystyn Rubin, Jacek Wróbel Groundwater circulation balance, renewal and resources in the Cracow Jurassic karstic aquifer in the light of modelling study	187
--	-----

Scientific notes

Nadja Župan Hajna Weathering of cave walls in Krempljak, SW Slovenia	203
Jelena Calić-Ljubojević Karst of the Danube Gorge (Iron Gates)	211
Jacek Rózkowski, Jacek Motyka, Kazimierz Rózkowski, Adam Polonius Hydrogeological properties of Upper Jurassic limestones pore space of the Cracow Upland in light of laboratory investigations	221
Albert Ślęzak, Artur Padewski Sediments of Borsucza Cave in Srocko (Częstochowa Upland)	229

Chronicle

Stanisław Dżułyński (1924–2001) – Jerzy Glazek	241
Hydrothermal karst in scientific achievement of Professor Stanisław Dżułyński – Maria Sass-Gustkiewicz	244
Educational importance of scientific reasearches of Professor Stanisław Dżułyński – Józef Partyka	247
Vladimír Panoš (1922–2002) – Pavel Bosák	253

Table des matières

De l'éditeur (Od redakcji) .	11
Editorial .	13

Publications scientifiques

Jean Nicod	
Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements – panorama sur une décade (1991–2001) de recherches en France	17
<u>Marian Pulina</u>, Jerzy Żaba, Adam Polonius	
Relations entre le modelé karstique de la chaîne de Smoleń–Niegonice et l'activité tectonique du socle des hautes terres de Cracovie-Wieluń	39
Radosław Dobrowolski, Andrij Bogucki, Iwan Zaleski	
Morphogenèse du karst crayeux des hauteurs de la Volhynia (NO Ukraine) .	87
Ditta Kicińska	
Reconstruction des paléo-écoulements dans la partie occidentale du réseau de la Source de Lodowe	107
Juan Reynerio Fagundo, Patricia González Hernandez, Margaret Suárez Munoz, Boris Peña Forte, Luis Sánchez Rodriguez, Joel Fagundo-Sierra	
Origine de la composition chimique des eaux du système hydrothermal de los Baños – Los Bermejales, Pinar del Río, Cuba .	125
Olga A. Sklyarova, Eugene V. Sklyarov, Valentine S. Fedorovsky	
Lacs et sources de la région proche d'Ol-Khon (Baïkal): contrôle de la tectonique sur leur localisation et la composition chimique des eaux	139

Andrzej Rózkowski, Andrzej J. Witkowski, Andrzej Kowalczyk Carte de vulnérabilité des aquifères triasiques karstiques et fracturés du monoclinal de Silésie-Cracovie	169
Jacek Rózkowski, Andrzej Kowalczyk, Krystyn Rubin, Jacek Wróbel Bilan des circulations profondes, renouvellement et ressources dans l'aquifère karstique du Jurassique de Cracovie, approche par modélisation	187

Notes scientifiques

Nadja Župan Hajna Altération des parois dans la grotte de Krempljak, SO de la Slovénie	203
Jelena Calić-Ljubojević Le karst des gorges du Danube (Portes de Fer)	211
Jacek Rózkowski, Jacek Motyka, Kazimierz Rózkowski, Adam Polonius Propriétés hydrogéologiques de la porosité des calcaires du Jurassique supérieur des Hautes terres de Cracovie définie par investigations en laboratoire	221
Albert Ślęzak, Artur Padewski Les sédiments de la grotte Borsucza à Srocko (Hautes terres de Częstochowa)	229

Chronique

Stanisław Dżułyński (1924–2001) – Jerzy Głazek	241
Contribution des travaux scientifiques du Professeur Stanisław Dżułyński au karst hydrothermal – Maria Sass-Gustkiewicz	244
Importance didactique des recherches scientifiques du Professeur Stanisław Dżułyński – Józef Partyka	247
Vladimír Panoš (1922–2002) – Pavel Bosák	253

Od redakcji

Po kilkuletniej przerwie przedkładamy czytelnikom kolejny, 11 tom naszego wydawnictwa „Kras i Speleologia”. Dla przypomnienia, szczególnie młodszym czytelnikom, podwójna numeracja, jaka obowiązuje w tym wydawnictwie, jest związana z faktem, iż „Kras i Speleologia” wydawany od 1977 roku przez Uniwersytet Śląski kontynuuje tradycję ukazującego się w latach 1959–1976 w Warszawie wydawnictwa „Speleologia”. Obecny tom jest więc jedenastym w historii „Krasu i Speleologii” i dwudziestym (XX) od początku istnienia „Speleologii”. Ponadto w latach 1996 i 1997 opublikowano dwa numery specjalne „Krasu i Speleologii”. Były to monograficzne prace dotyczące różnych aspektów antropopresji na środowisko krasowe Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Wraz z całym dorobkiem „Speleologii”, obecne wydawnictwo przejęło, jak się okazuje, również swoją nieregularność. W historii „Speleologii” były przerwy w edycji, w tym najdłuższa pięcioletnia w latach 60. Za aktualną nieregularność należą się ze strony Zespołu Redakcyjnego przeprosiny zarówno czytelnikom, jak i przede wszystkim autorom, którzy cierpliwie czekali na druk 11 (XX) tomu.

Od czasu ukazania się poprzedniego numeru „Krasu i Speleologii” zażyły zmiany w składzie Naukowej Rady Redakcyjnej wydawnictwa. Niestety, z grona członków Rady odeszli na zawsze dwaj wybitni jej członkowie – Profesor Stanisław Dżułyński oraz Profesor Vladimír Panoš. Ich pamięci poświęcone są wspomnienia zamieszczone w dziale *Kronika* niniejszego tomu. W momencie oddawania tomu do druku dotarła do nas smutna wiadomość o śmierci Profesora Jerzego Liszkowskiego, który swoimi wnikliwymi recenzjami przez wiele lat dbał o wysoki poziom publikowanych na łamach „Krasu i Speleologii” artykułów.

Na zawartość obecnego tomu składa się osiem artykułów naukowych, cztery krótkie doniesienia naukowe oraz kronika. Tematycznie artykuły są związane z trzema nurtami badawczymi w krasologii i speleologii – morfoge-

nezą, speleogenezą oraz hydrologią obszarów krasowych. Całość rozpoczyna przeglądowy artykuł Profesora Jeana Nicoda, dotyczący dorobku szkoły francuskiej w badaniach morfogenetycznych i speleogenetycznych. W 2004 roku minęło 10 lat od daty nadania temu uczonemu, nestorowi krasologii francuskiej, doktoratu honorowego przez Uniwersytet Śląski.

Z powodu wyjątkowo długiego cyklu wydawniczego w tomie 11 zrezygnowano z tradycyjnie prezentowanych na łamach „Krasu i Speleologii” sprawozdań z odbytych konferencji naukowych, szczególnie corocznej „Szkoły Speleologicznej”, organizowanej od połowy lat 70. przez Uniwersytet Śląski. W przygotowywanym do druku kolejnym tomie pragniemy powrócić do tego zwyczaju i w dziale *Kronika* będą zamieszczane krótkie sprawozdania z konferencji krajowych i zagranicznych oraz recenzje ważniejszych publikacji.

Od tego tomu w pracach Naukowej Rady Redakcyjnej „Krasu i Speleologii” uczestniczyć będą: Pavel Bosák z Czeskiej Akademii Nauk w Pradze oraz Jacek Motyka z Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Radzie przewodniczy Jerzy Głazek z Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu.

Na koniec wypada wyrazić nadzieję, że po perypetiach ostatnich kilku lat Zespół Redakcyjny szybko przygotowuje następny tom, który ukaże się drukiem w najbliższych miesiącach.

Editorial

After several years of break we present to readers next, 11 (XX) volume of "Kras i Speleologia", issued by the University of Silesia. To remind, particularly younger readers, double numeration that binds in this publication is a result of fact that "Kras i Speleologia" issued since 1977 by the University of Silesia there is continuation of „Speleologia" published in years of 1959–1976 in Warsaw. So, present volume is eleventh in history of "Kras i Speleologia" and twentieth (XX) from the beginning of "Speleologia". In years 1996 and 1997 two supplements of "Kras i Speleologia" were issued additionally. There were two monographic publications concerning with human impact on karst of Silesian-Cracow Upland.

With whole possessions of "Speleologia" our issue, as it turns out, it has taken over along its irregularity also. In history of "Speleologia" edition there were breaks, with longest five-year in the 60-ties. For actual irregularity the Editorial Staff owe readers and especially authors, who patient waited for print of this volume, apology.

Changes have reached Editorial Board since former issue of "Kras i Speleologia". Unfortunately, two prominent members of the Board – Professor Stanisław Dżułyński and Professor Vladimír Panoš deceased last years. In the *Chronicle* of this issue there are in memoriam of both former members of the Editorial Board. Sad message about death of Professor Jerzy Liszkowski has reached in moment of giving the volume for printing. His insightful reviews for many years looked after high level contributions published in "Kras i Speleologia".

There are eight scientific papers, four short scientific notes and chronicle in 11(XX) volume of "Kras i Speleologia". Papers are connected with three currents in karstology and speleology – morphogenesis, speleogenesis and hydrology of karst terrains. Overall review of achievements of French school of karstology in the decade of nineties, by Jean Nicod has been placed

at the beginning of the issue. It has passed in 2004 ten years from date when Professor J. Nicod, elder of French karstology, has been conferred as *doctor honoris causa* of the University of Silesia.

Because of exceptional long publishing cycle in this volume we resigned to publish in "Kras i Speleologia" 11(XX) reports on conferences, especially on annual Speleological School, organized since seventies by the University of Silesia. In next volume, being edited now we want to back to this tradition and in *Chronicle* will be published conference reports and book reviews.

We want to inform that with this issue in the Editorial Board of "Kras i Speleologia" will involved new members – Professor Pavel Bosák (Czech Academy of Science in Prague) and Professor Jacek Motyka (AGH – University of Science and Technology in Cracow). Professor Jerzy Głazek (University of A. Mickiewicz in Poznań) will chair the Board.

It should to hold out hope finally that after vicissitudes of last few years Editorial Staff will prepare fastly next volume, which will publish in coming months.

Artykuły naukowe

Scientific papers

Jean Nicod*

Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements – panorama sur une décade (1991–2001) de recherches en France

En remerciements à ses Amis polonais qui lui ont fait connaître le splendide paléo-karst d'Ogrodzieniec.

C o n t e n u : On a recensé les thèses et articles sur les recherches géomorphologiques récentes, et particulièrement étudié les problèmes des surfaces d'aplanissement, des reliefs résiduels (*Kuppenkarst* hérité), et des étapes d'incision des canyons, principalement par comparaison de six secteurs récemment étudiés: Arbailles (Pyrénées occidentales), Causses du Quercy et Périgord S, Larzac, Plateau de Montrieux, Grand Canyon du Verdon, haut plateau des Coulmes (Vercors).

Les analyses effectués dans les dépôts des dolines et poches diverses ont permis de préciser les notions de crypto-corrosion et «fantomisation», et d'explicitier leur rôle dans la genèse des aplanissements, et dans le dégagement (ou l'exhumation dans certains cas) des reliefs résiduels du karst tropical hérité.

L'étude des sédiments dans les paléo-cavités, et les datations isotopiques obtenues sur leurs concrétions et sur les travertins permettent de préciser les stades d'incision de quelques canyons. L'évolution des formes est commandée par la position du niveau de base, en fonction des conditions tectoniques, eustatiques (dont la crise messinienne) et des alternances englacement/déglaçement dans les Alpes du Nord.

Au cours de la décade qui vient de s'achever, 13 thèses de géomorphologie karstique¹ ont été soutenues sur des karsts de France, de nombreux

* Docteur *honoris causa* de l'Université de Silésie.

¹ Thèses d'Etat* (ancien régime) et d'Université de Géographie physique de P. Ambert*, Ph. Audra, L. Bruxelles, J.J. Delannoy*, P. Gamez, F. Hoffmann, S. Jaillet, R. Maire*,

articles ont été publiés (particulièrement dans *Karstologia*), et plusieurs rencontres ont été organisées, de Bordeaux en 1992 à Mende en 1999. Il est opportun de dresser un bilan, que nous limiterons aux recherches nouvelles sur les paléokarsts et les paléo-environnements.

Orientation des recherches

En effet, dans les décades précédentes, on avait privilégié l'analyse et l'interprétation des paysages et l'étude du fonctionnement hydrologique et hydrochimique du karst. Dans le cadre des recherches effectuées au titre du Groupe Procope (Aix-Tübingen), nous nous étions particulièrement préoccupés du rôle de la crypto-altération dans la genèse des aplanissements et des reliefs résiduels (Nicod et Salomon, 1990; Nicod, 1992b; Salomon et al., 1995). La thèse de R. Maire (1990) a ajouté un nouveau mode d'investigation: l'analyse et la datation des dépôts endokarstiques (Galerie Aranzadi à la Pierre Saint-Martin) comme moyen d'étude de la structuration des réseaux, et de la succession des paléo-environnements.

Par ailleurs à l'URA 903 du CNRS (à Aix-en-Provence), sous l'impulsion de J. Vaudour, des études ont été menées sur les formations travertineuses comme marqueurs du fonctionnement du *géosystème karstique* et des paléo-environnements naturels ou anthropisés.

Ces orientations nouvelles élargissent le champ de la géomorphologie karstique et ses relations avec d'autres disciplines. Elles ont été rendues possibles par le recours à de nouveaux moyens d'analyse (spécialement les

Ph. Martin, J.P. Pellegrin, Y. Perrette, J. Rodet*, N. Vanara. On peut ajouter à cette liste les thèses de Géologie ou Hydrogéologie de E. Gilli, Ph. Gombert, M. Puig qui contiennent d'importants chapitres de géomorphologie. Toutes ces thèses sont consacrées, au moins en partie, à des karsts français. Mais celles de Ph. Audra, J.J. Delannoy et R. Maire, toutes trois consacrées à des karsts de montagne, ont un champ d'investigation plus général; il en est de même de celle de Joël Rodet sur les Karsts de la Craie.

Sur le plan épistémologique, il faut souligner l'intérêt de thèses et d'ouvrages consacrés à des karsts tropicaux: la thèse de A.M. Heraud-Pina (1996) sur le Yucatan, les deux *Karstologia Mémoires* Gebihe 89 et Donghe 92 sur les karsts de Chine du Sud, et l'ouvrage «*Enregistreurs et Indicateurs de l'Evolution de l'Environnement en zone tropicale*» (Bordeaux 1994).

De très nombreux articles ont été publiés sur ces sujets, spécialement dans *Karstologia*, et dans *Travaux de Géographie physique* (Aix-en-Provence, publication de l'URA 903 du CNRS, dissoute en 2000).

Des discussions sur le terrain ont eu lieu lors des rencontres annuelles de l'Association Française de Karstologie (A F K), et surtout lors de deux Colloques, *Karst et évolutions climatiques* (Bordeaux 1992) et «*Karst 99*» (Mende 1999) dont les travaux ont été publiés.

datations isotopiques et les spectres paléomagnétiques). Certaines sont susceptibles d'application (travaux de Génie civil, protection des aquifères), ou rentrent dans le cadre de recherches pluridisciplinaires sur l'étude des sites archéologiques et la protection de l'environnement.

Comme les études sont nombreuses, les orientations multiples et les méthodes d'approche variées, nous nous limiterons à l'examen des recherches nouvelles sur l'utilisation des dépôts comme marqueurs des paléogéomorphologies et paléo-environnements (Tabl. 1), en essayant de faire le point sur les divers secteurs de recherche, et de montrer les relations multiples entre les processus. Nous choisissons de privilégier ce thème, tant en raison des acquis nouveaux, que de notre propre expérience des problèmes abordés.

Répartition régionale des études

On peut les classer en trois catégories:

- Les études régionales, larges et comparatives, soit en associant les divers éléments géomorphologiques d'une région (Causses-Languedoc – Albert, 1991), soit en étudiant des unités karstiques similaires (Karsts de la craie – Rodet, 1991), ou en comparant des karsts français et étrangers (Vercors-Cordillères Bétiqes – Delannoy, 1997).
- Les études centrées sur une unité karstique typique: en ce qui concerne les paléo-morphologies les thèses récentes sur les Arbailles (Vanara, 1998) et sur le Larzac (Bruxelles, 2001) me semblent avoir particulièrement développé ce thème, en utilisant les techniques d'analyse les plus variées sur les dépôts corrélatifs.
- Les études thématiques inaugurées par Ph. Audra (1994) sur la genèse des grands réseaux souterrains dans les karsts alpins ont offert l'avantage de permettre l'utilisation de méthodes de recherche spécifiques sur un problème: elles évitent la dispersion des moyens techniques d'investigation.

Plusieurs régions karstiques françaises, déjà connues par leurs aspects géomorphologiques spécifiques (reliefs résiduels anté-quaternaires, poljés, aplanissements) et l'importance de leurs paléokarsts ont fait l'objet de recherches particulièrement poussées: citons les Arbailles, le Quercy-Périgord, le Causse du Larzac; le Vercors et les Bauges (Fig. 1). D'autres méconnues, les plateaux karstiques de Lorraine septentrionale et du Barrois, et ceux du Médoc-karsts semi-couverts-, les karsts de la craie spécialement celui du Pays de Caux ont bénéficié d'études minutieuses sur la genèse de leurs formes de relief et la structuration de l'endokarst (en particulier sur le littoral et dans

Sédiments karstiques-volcanisme-paléogéomorphologies-paléo-environnements

Nature des indicateurs (position des dépôts)	Paléomorphologies paléo-réseaux <i>processus</i>	Paléo-environnements paléoclimats paléo-hydrologie	Secteurs d'étudiés <i>locus typicus</i> références (principales)
Dépôts exokarstiques travertins calcrètes etc.	Rapport avec évolution des reliefs calcaires, et dolomitiques & struc- turation des aquifères	paléo-paysages <i>biostasie/rhexistasie</i> impact anthropique	Périgord-Quercy: HOFFMANN, 98a-b Languedoc-Causse: AMBERT 90, 91 Provence: GUENDON <i>et al.</i> , 97 VAUDOUR, 94, 97
<i>pour mémoire</i> concrétions des aqueducs		phases de rectification et d'abandon des ouvrages	Aqueducs: Nîmes & Fréjus: FABRE-GUENDON-VAUDOUR
D. surface/épikarst Retrait de la couverture sédimentaire dépôts résiduels <i>cf. infra</i> d. périglaciaires: <i>loess, sables,</i> <i>grèzes, éboulis</i> d. glaciaires: <i>moraines</i>	karsts ± couverts (<i>karsts binaires</i>)	érosion fluviale + absorption karstique phases froides du Quaternaire	Normandie: RODET, 91 P.d'Othe, Mont.de Reims id Lorraine N: GAMEZ -id., Barrois: JAILLET, 2000 Médoc Castelj: PELLEGRIN, 97 Jura S-Crémieu.: AUDRA, 94
D. résiduels: <i>en poches, dolines</i> terra-rossa arène dolomitique argiles à silex, chailles sidérolithique	crypto-altération (<i>effet de compresse</i>) aplanissements + reliefs résiduels <i>fantomisation</i> <i>ferruginisation+apports</i>	phases d'altération au cours du Tertiaire	Arbailles: VANARA, 98 Quercy-Périgord: SALOMON -ASTRUC 92, RENAULT <i>et al.</i> , 92, Causse et Languedoc: AMBERT, 90, 91, <i>sp. Larzac:</i> BRUXELLES, 2001

phosphorites bauxites	cavités fossiles poches, cavités fossiles	phase altération éocène -hyper-altération Crét.sup.	Quercy: ASTRUC <i>et al.</i> , 2000 Provence, Languedoc etc.
vieilles concrétions en relief	grottes fossiles décapitées <i>unroofed caves</i>	tous âges	<i>karsts sous-cévenols</i> BRUXELLES, 97
basaltes -coulées -dykes, necks.. scories	<i>volcanisme</i> (<i>intrusif</i>) <i>phréatomagmatisme</i> maars~mégadolines	scelle paléo-reliefs hyper-karstification	Causses <i>Larzac</i> : AMBERT, 91 BRUXELLES, 2001 -Sauveterre, <i>Soula</i> ges: BAYONNETTE, 98
D. endokarstiques détritiques: - blocs - galets - limons varvés <i> corrélés à la morpho- logie des cavités</i>	<i>actions mécaniques apports fluviales</i> remontée niveau de base = ennoiment <i> indications sur structu- ration de l'endokarst</i>	surrection, creusement érosion sur reliefs englacement vallées transgression pliocène	Pyrénées W.: MAIRE, 90 -id.-Arbailles / VANARA, 98 Languedoc: CAMUS, 97 Provence: BLANC, 93, 97, 2000 Vercors, Chartreuse, Bauges AUDRA, 94, DELANNOY, 97, HOBLEA, 99 ----- <i>idem</i> ---mêmes auteurs- Vercors etc.: PERRETTE, 2000 AM & Pyr. orient.: GILLI, 99
Concrétions • <i>position, datation</i> • séquences de lamines • brisées, déviées etc	réseau dénoyés actions mécan./séismes	interglaciaires/interstades fluctuations climatiques épisodes séismiques	

la basse Seine – Rodet, 1991). Et en Provence, la découverte de la grotte Cosquer a suscité de nouvelles investigations dans les karsts littoraux et sous-marins (Collina-Girard, 1996; Gilli, 1999; Blanc, 2000b).

L'apport de techniques performantes

L'analyse des dépôts résiduels épikarstiques et endokarstiques a nécessité l'usage généralisé de lames minces pour les dépôts consolidés, de diffractométrie X pour les argiles. Les mesures hydrochimiques sont plus nombreuses et performantes (travaux de Th. Hoffmann et J.C. Pellegrin). Et surtout des datations ont été obtenues sur de nombreuses concrétions par des analyses isotopiques (U/Th grâce à la collaboration d'Y. Quinif-CERAK de Mons), et plus récemment (depuis Ph. Audra, 1994), on a eu quelques indications sur l'âge des concrétions anciennes (au-delà de 350 ka) grâce au paléomagnétisme.

Ces datations sur les sédiments endokarstiques permettent de d'attribuer un âge **minimal** aux cavités qui les conservent, et qui sont généralement étagées; elles doivent être corrélées aux informations données par l'étagement des terrasses fluviales et dans certains cas des niveaux de travertins (séquence du Tarn en aval de Millau, Ambert 1990/1991). Ces sédiments endokarstiques ont une signification paléo-climatique et paléo-environnementale (méthodologie dans Quinif, 1997), ils peuvent donner aussi des indications sur les captures (celle de la Moselle à Toul, Gamez & Losson, 1998), et les paléo-niveaux marins (Rodet, 1991; Miskovsky, 1997). Le recensement des concrétions brisées et planchers décalés donne des valeurs (direction, intensité) des mouvements de masse et des séismes; corrélées aux datations isotopiques, elles permettent de préciser les phases d'activité néotectonique (Gilli, 1999).

De nombreuses investigations ont été effectuées dans les cavités anciennes, hauts perchées et réseaux en partie fossiles, dans le Vercors la Chartreuse, les Bauges, les Arbailles, ou même décapitées (Pot Siva dans les Coulmes, Vercors, ou Belchou dans les Arbailles). De vieux massifs stalagmitiques, maintenant, en surface permettent de repérer ces paléo-réseaux démantelés (fréquentes sur les petits karsts sous-cévenols, Bruxelles, 1997). Certains gîtes des phosphorites du Quercy ont été réétudiés, permettant de préciser leur caractère de produit d'altération et les conditions de la karstification éocène (Pélissier, 1999; Astruc et al., 2000). Tous ces réseaux très anciens, leur morphologie, leurs dépôts et leurs vieilles concrétions sont susceptibles de donner de précieuses informations sur l'évolution morpho-tectonique et paléoclimatique régionale.

Les recherches pluridisciplinaires réalisées dans le cadre des fouilles archéologiques ont fourni, grâce à la multiplicité des analyses effectuées, une masse de données concernant l'évolution des cavités, surtout pour le Quaternaire moyen et récent, et leur environnement. Depuis longtemps les Préhistoriens avaient l'expérience de ces recherches, spécialement l'analyse des stratigraphies sédimentologiques et l'étude des faunes et des analyses polliniques, mais elles étaient surtout pratiquées dans les porches d'entrée des grottes et les abris sous roche. L'intérêt pour les géomorphogues de ce type de recherche a été bien démontré par C. Ferrier (1997) dans son étude du Karst de Karlukovo et de la grotte Temnata en Bulgarie; en ce qui concerne le SE de la France on citera particulièrement les stratigraphies effectuées sur les cavités de l'Ardèche (Debard, 1997), l'étude comparative sur la signification paléo-environnementale des sédiments karstiques des grottes des Alpes du Nord et du Jura méridional (Bintz et al., 1997) et dans les cavités archéologiques du sud-est de la France (Miskovsky, 1997).

Les conceptions nouvelles sur les paléomorphologies

Le karst est conçu comme un *géosystème* et étudié dans ses trois dimensions, avec une interdépendance entre formes et fonctionnement, largement envisagée par J. Rodet (1991) dans la genèse des Karsts de la Craie (1992), et analysée sur le plan théorique par Ph. Martin (1991, 2000). Les dépôts endokarstiques sont témoins des phases de structuration et/ou de fossilisation; leur analyse complète, en ce qui concerne l'évolution des reliefs, les informations que l'on déduit-en Géomorphologie classique- des dépôts superficiels ou en poches (épikarstiques), et plus récemment de l'étagement des travertins (Ambert, 1990, 1991). Par ailleurs les dépôts travertineux peuvent nous renseigner, comme les analyses hydrochimiques sur la structuration du karst profond (Hoffmann, 1998a,b).

A l'aide des études récentes, principalement sur six secteurs-clés (Tabl. 2, 3), nous pouvons présenter quelques remarques sur les conceptions nouvelles concernant la genèse et l'évolution des paléoformes et le creusement des canyons, en rapport avec la tectonique et l'organisation de l'endokarst.

a. Les altérations profondes, isovolumiques, ou «fantomisation» de Y. Quinif (1999)

Elles sont acquises au niveau phréatique, dans des conditions vraisemblables de biostase tropicale surtout sous les climats hyper-altérants du

**Evolution comparée de quelques karsts, conditions tectoniques paléogéomorphologies
des Pyrénées occidentales aux Grands Causses**

Age Ma	Périodes géologiques	Conditions générales tectonique, eustatism. paléoclimats	Pyrénées occidentales Arbailles	Quercy Causse de Gramat Sarladais-Périgord S	Grands Causses Larzac & rebord languedocien
0,2-0,13 0,4 0,7 ~2	Holocène récent { Würm Eémien Riss PLEISTOCENE moyen ancien	froid, surtout Würm 3 Intergl. Riss-Würm (2 phases froides) Intergl. M-Riss ↑ Phase froide Mindel ↓	niv. ~200 m ↑ creusement ↓ ○ Nébelé 407 ka niv. 365 m ↑ creusement des ↓ ↑ vallées ↓ ○ Etsanko Zola 675 Poljé perché Elsaré	<i>Travertins holocènes</i> Grèzes würmiennes Trav. St.Cernin ↘ ↑ niveaux étagés des ↓ vallées et réseaux k. ↓ ↓ M dégagement des pechs structurat. endokarst incis. réseau hydro ↓	→ Recoup.méandre Vis Grèzes <i>Travertins:</i> Creissels (15m) 22 ka ↘ Peyre (50m) 350 ka soutirages/causse incision du Tarn ↓ Pl. de France 125 m ▲ Roméguière 1,9 Ma ↓
5,3	sup. PLIOCENE { inf.	néotectonique subtropical humide altérations	↑ creusement ↓ ○ Belchou 1150 + M évolution Kuppen	couloirs d'érosion ↘ (Dordogne et Lot) ↘	↑ tend.soulèvement évolution poljé de l'Hospitalet ▲ Azinières 5,75 Ma développ endokarst incision canyons ↘ ↑ tend.soulèvement ○ Galerie Leicasse (évol. poljé St-Maurice) M Kuppen, poljé aplanissements étagés, érosion et transfert des altérites ↑
23,5/28 OLIGOCENE {	Messinien Tortonien sup. inf. sup. inf. sup	Régression Méditer. ↑ Phase alpine majeure climats tropicaux secs/humides l ⇔ distension climats tropicaux sec/humide alternés altérations	début incision réseau hydro → karst binaire érosion et apports d'altérites ↑ ↑ altération stabilité ↓	aplanissements crypto-corrosion fossilisation du karst molasses ↑ apports détritiques ↓ subsidence OOO phosphorites	

EOCENE{ Lutétien	↑Phase.pyrénéenne altération kaolinique	charriages →←compression	karstification ↑ soulèvement dalles silico-Fe dans ⓪ sud du Périgord	↓ ↑ crypto-corrosion et fantomisation ↓
PALEOCENE 65 Ma —	Maastrichtien Santonien.Camp. Coniacien Turonien Cénomanién	altération ferralitique	fantomisation? ↓	↓ <i>Causse Campestre</i> →→ transgression Ⓜ Kuppen ⓪ poches Virenque
100 Ma ----- Albien Aptien	climat hypertropical altération ferralitique puissante	-----	-----	Alter.ferralitiques ⓪ bauxites Languedoc
Sigles: ↑tectonique maxim. ↑↑ surrection modérée ⇌ distension ▲ volcanisme dans karst		Références: VANARA, 98/99		
○ réseau fossile ⓪ poches paléokarst Ⓜ <i>Kuppen</i> incision + ou - ↓↘		SALOMON & ASTRUC, 92 RENAULT <i>et al.</i> , 92 ASTRUC <i>et al.</i> , 92/2000 HOFFMANN, 98		
		AMBERT, 90:91 CAMUS, 97 BRUXELLES, 2001		

Evolution comparée de quelques karsts, conditions tectoniques, paléomorphologies, de la Provence aux Alpes (suite tabl. 2)

Age Ma	Périodes géologiques	Conditions générales tectonique, eustatism. paléoclimats	Basse-Provence Plateau de Montrieux	Chaînes subalpines Grand Canyon du Verdon	Préalpes N Vercors Pl. des Coulmes
récent { 0,2-0,13 0,4 PLEISTOCENE moyen 0,7 ancien -2	Holocène Würm Eémien Riss Phase froide Mindel	froid, surtout Würm3 Intergl. Riss-Würm 2 phases froides Intergl. M-Riss ↑ Phase froide Mindel ↓	<i>Travertins Gapeau</i> Périgl. poljé Chibron ↑ soutirages et stérili- sation des poljés creusement vallée du Gapeau ↘ ↘ ↘ ∩-∩ accentuation par soutirage arènes	nivation sur reliefs ↑ poursuite du creusement niveau des Salles érosion incision accélérée du Grand sur reliefs Canyon ← chevauchement — bordure préalpine	nivation dans paléo- dolines des Coulmes ○ méand. Coufin > 209 ka ↑ creusement ○ Gourmier > 350 ka creusement de la vallée de la Bourne ↑ Accumulation Chambarand
5,3	sup PLIOCENE { inf.	néotectonique subtropical humide altérations	↑ tend. surrection aplaniss. localisés ○ Maramoye	<i>travertins de Ségriès</i> évol. poljés Canjuers piémont de Valensole	↑ soulèvement tend. au colmatage des réseaux
23,5/28 OLIGOCENE { sup inf.	Messinien Tortonien sup. MIOCENE { inf. sup. OLIGOCENE { inf. sup.	Régression Méditer. ↘ ↑ Phase alpine ↑ majeure climats tropicaux secs/humides ⇔ distension climats tropicaux sec/humide alternés altération	^ β Evenos ~6 Ma structur. endokarst retournement hydrol ↑ basculement ∩-∩ ébauche poljés crypto-corrosion épandages aplaniss. ⇔ jeu failles NS- ↑ aplanissement + altération	début incis. canyon ? structur. endokarst → ↑ ← surrection paléo-poljés aplanissements transfert dépôts k. ⇔ jeu failles NS- ↑ aplanissements altération	incision Bourne ↘ structur. endokarst ○ Antre de Vénus ∩ Kuppen Coulmes → ↑ ← surrection ↑ sédimentation molasse ↓ apport sables du

EOCENE{ Lutétien	kaolinique ↑Phase.pyrénéenne altération ferralitique	érosion →← compression ↑ érosion + altération	⇒↑⇐ ph.provençale période d'altération ferralit. Ufer Beausoleil?	Massif Central dans U paléo-karsts ↑ ↑↑ soulèvement
65 Ma — Maastrichtien Santonien.Camp. Coniacien Turonien Cénomanién	altération ferralitique climat hypertropical altération ferralitique puissante	↑ phase laramienne ↑ →sédimentation. du Crétacé supérieur U bauxites du Revest	↑soulèvement→érosion ↑ →sédimentation. du Crétacé supérieur	↑ ↑ →sédimentation du. Crétacé supérieur
100 Ma Albien Aptien				

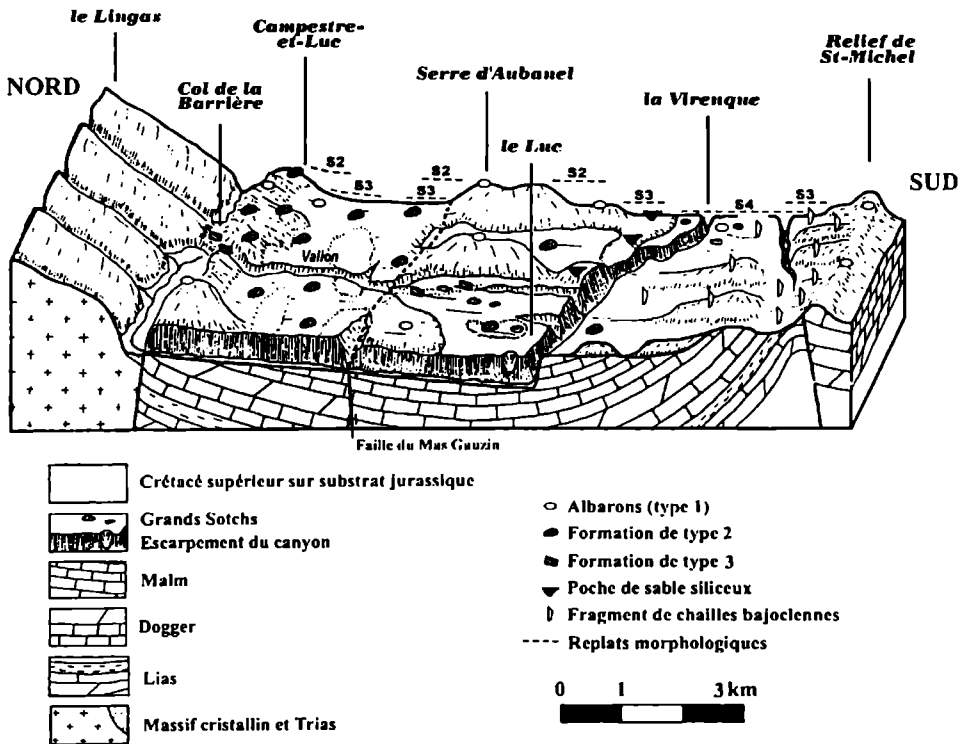
Sigles: ↑tectonique maxim. ↑↑surrection modérée ⇐⇒ distension ▲volcanisme dans karst	○ réseau fossile U poches paléokarst ∩∩ <i>Kuppen</i> incision + ou - ↓↘	Références: NICOD, 92 BLANC, 2001	BLANC, 92/2001 NICOD, 98	DELANNOY, 97 DELANNOY & CAILLAUT, 98 AUDRA, 94
--	---	---	-----------------------------	---

Crétacé moyen et supérieur, (formation des bauxites, cuirasses ferrugineuses etc.). Elles jouent un rôle dans la préparation des paléoformes en exploitant les discontinuités lithologiques et la micro- et macro-fissuration (Nicod et Salomon, 1990). L'altération des calcaires sous couverture de sables ocreux avait été déjà démontrée dans le cas du paléo-karst du Coulon près d'Apt (Guendon, 1981). On a envisagé l'intervention des altérations profondes dans la genèse de certains reliefs résiduels ruiniformes et des mega-couloirs (*canaules*) par dégagement ultérieur des arènes, dans les dolomies des Causses (Ambert, 1990) et des «*pechs*» du Sarladais (Salomon et Astruc, 1992). Ce processus a été très important dans les calcaires bajociens, sur le Causse du Larzac, autour du poljé de l'Hospitalet, où il a généré de grandes quantités d'*argiles à chailles, in situ* ou colluvionnées (Bruxelles, 2001) qui ont joué un rôle dans la réalisation des aplanissements.

b. Les formations résiduelles et la genèse des aplanissements

L'érosion (le recul dans un système de *cuestas*) de la couverture sédimentaire non karstifiable libère une grande quantité d'insolubles qui jouent un rôle important dans l'évolution de l'exokarst comme de l'endokarst: cas des *karsts binaires* (Delannoy, 1997). Ces résidus, comme ceux provenant de l'altération des calcaires ou de la craie (argiles à chailles, ou à silex, terra-rossa et paléosols résiduels), les arènes dolomitiques, les graviers et sables provenant des massifs cristallins jouent un rôle essentiel dans la *crypto-corrosion*. Sous ces couvertures qui jouent le rôle de compresse humide, dans des conditions de saturation de l'aquifère épikarstique et/ou de nappes d'inondation, peuvent se réaliser des surfaces de corrosion, horizontales comme celles de bordure de poljé, ou inclinées, les cônes rocheux, (*rock fans*), comme ceux du Grand Plan de Canjuers, au S du Verdon (Nicod, 1998). Dans le cas du Causse de l'Hospitalet, l'analyse précise de L. Bruxelles (2001) montre bien les conditions de réalisation des quatre niveaux emboîtés, en rapport avec les différents dépôts résiduels siliceux (Fig. 2). Et en Provence, on peut mettre en rapport ces évolutions anciennes, sous faible potentiel hydrologique, et le développement de paléo-réseaux phréatiques labyrinthiques, qui ont été recoupés par des puits lors des phases ultérieures (Blanc, 2000).

Les cavités du Karst des phosphorites du Quercy, anciennes dolines d'effondrement du type *cénotes* et grottes sans toit, se sont développées dans les calcaires jurassiques légèrement soulevés lors de l'orogénèse pyrénéenne, en phase d'altération kaolinique (Pelissier, 1999; Astruc et al., 2000), et dans des conditions hydrologiques semblables à celles du karst du Yucatan encore fonctionnel (Heraud-Piña, 1996). Dans quelques cas les faunes découvertes dans ces cavités fossiles ont permis d'estimer l'âge des paléo-surfaces, comme dans les Corbières, à l'est des Pyrénées (Calvet, 1992).



c. Les karsts à buttes

Ils évoquent les formes classiques du *Kuppenkarst* tropical, avec dépressions, dolines et ouvalas associés. La plupart semblent s'être développés dans des conditions de soulèvement modéré et lors des climats relativement altérants du Tertiaire et sous une couverture de dépôts résiduels: c'est le cas de celui des Arbailles (Vanara, 1998), de Montrieux en Basse-Provence (Nicod, 1992) ou des Coulmes en Vercors (Delannoy, 1997). Mais dans les Grands Causses, le karst à buttes de Campestre résulte d'une évolution polyphasée: formation des dépressions au Cénomanien, enfouissement des reliefs résiduels par les sables de la transgression coniacienne, exhumation et évolution ultérieure (Bruxelles, 2001).

La faible énergie de ces reliefs, lors de leur organisation est attestée par des réseaux karstiques semi-horizontaux très anciens, et maintenant perchés,

comme celui de Belchou, à 1150 m dans les Arbailles (Vanara, 1998), la galerie de Leicasse, ancien exutoire du paléo-poljé de Navacelles au S du Larzac (Camus, 1997), ou le Pot Siva et les grottes-tunnels (Pré l'Etang, Marignat) du massif des Coulmes (Vercors NW). Ce dernier est alors en relief par rapport au niveau du paléo-poljé du synclinal de Rencurel, marqué par une banquette de corrosion à conglomérat miocène infiltré. On rattache à cette évolution anté-quaternaire du Vercors la grotte-tunnel de l'Antre de Vénus, exutoire du paléo-poljé synclinal de Méaudre, antérieurement au creusement de la vallée de la Bourne, et perchée à 400 m au dessus (Delannoy et Guendon, 1990; Delannoy, 1997, II-2).

De plus, ces paléo-morphologies en *Kuppenkarst* et ouvalas ont continué d'évoluer, par soutirage (spécialement des arènes sur le Larzac et le Causse Noir), par crypto-corrosion, actions périglaciaires et nivation (Coulmes) etc.

Un cas particulier-qui nous rapproche des problèmes des paléokarsts de Pologne- est celui de l'Ile Crémieu (à l'est de Lyon), prolongement du Jura méridional, karst à buttes recouvert des formations morainiques des glaciers de piedmont rhodaniens, et dont l'endokarst a été structuré au cours du Quaternaire en fonction du Rhône (Grotte de La Balme – Audra, 1994).

d. Karst et volcanisme (cf. Tabl. 1)

Bien que très localisé en France, le volcanisme dans le karst offre un grand intérêt. Sur les plateaux, les coulées basaltiques, maintenant en inversion de relief, constituent un bon enregistreur de l'abaissement des surfaces karstiques voisines: ainsi sur le Larzac, par rapport au volcan de Romiguières, il est de 20 m en 1,9 Ma. (Bruxelles, 2001).

Les éruptions phréatiques créent des *maars*, évoluant en méga-dolines: telle celle de Soulagès, sur le Causse de Sauveterre (Bayonnette, 1998). Et le volcanisme a pu être facteur de structuration de l'endokarst, comme au voisinage des coulées de l'Escandorgue (Ambert, 1991) et au SE du plateau de Montrieux (vieux réseau de Maramoye – Nicod, 1992a, b et Blanc, 2000).

Le creusement des canyons

Déconnectant les vieux réseaux, l'incision des canyons restreint l'évolution des paléo-reliefs (sauf cas de soutirage direct des altérites) aux actions morphodynamiques externes et stérilise les anciens poljés. Depuis notre propre revue des problèmes (Nicod, 1997), des données nouvelles sont disponibles sur plusieurs canyons importants. Les stades de creusement

peuvent être précisés avec l'enregistrements des paléo-niveaux dans certains secteurs-clés, grâce à l'étude de la morphologie des réseaux (conduits phréatiques, galeries horizontales), à l'analyse des sédiments et aux datations isotopiques de concrétions dans les cavités perchées des Arbailles, de la Séranne au S du Larzac, du Vercors et des Bauges.

a. Du rôle de la tectonique

D'une manière générale, le creusement est commandé par le soulèvement des unités karstiques (qui initie une première incision dans les Grands Causses dès le Miocène supérieur). Dans les Arbailles les stades de creusement des axes de drainage en fonction du soulèvement néotectonique ont pu être corrélés aux niveaux des galeries horizontales, fossiles et perchées: Etsanko Zola à 675 m, et Nébélé à 365 m, ce dernier daté de plus de 407 ka (Vannara, 1998).

b. Du rôle de la régression messinienne

Dans les bassins dépendant de la Méditerranée, une phase décisive de creusement est déclenchée par la régression messinienne², responsable dans de nombreux secteurs (Languedoc, Vaucluse, Basse-Provence) de la structuration de l'endo-karst profond et qui serait aussi intervenue dans le cas du Vercors, des Bauges etc. Le creusement de nombreux canyons est commandé par cet abaissement drastique du niveau de base. Au contraire le Pliocène inférieur est une période de colmatage. Un exemple particulièrement démonstratif nous est donné par l'évolution du réseau du rocher de St. Euchier, sur la moyenne Durance en amont de la cluse de Mirabeau: structuration en fonction du creusement messinien de la cluse, remblaiement pliocène par la formation de Valensole provoquant un fonctionnement en régime noyé, puis nouvelle évolution vadose quaternaire (Delange et Guendon, 1998).

² L'incidence géomorphologique de la régression de la Méditerranée, liée à la crise de salinité messinienne a été particulièrement démontrée par G. Clauzon (1982). En ce qui concerne le karst son rôle est attesté par le creusement de certains canyons et des cavités qui y sont associées, comme celui du Régalon au S du Luberon, et la cluse de la Durance à Mirabeau (avec le réseau de l'Adaouste), la grotte de Saint-Marcel sur l'Ardèche aval. La structuration des réseaux profonds, qui alimentent les grosses émergences vauclusiennes, est envisagé dans le cas de la Fontaine de Vaucluse (Julian et Nicod, 1989; Puig, 1990), de celle du Lez, ou de la source sous-marine de Port-Miou. Récemment des cavités fossiles, en rapport avec les niveaux régressifs et comblées lors de la transgression zancléenne, ont été découvertes sur le horst de Roquemaure (Gard) (Clauzon, Réunion AFK, Et. Géog. phys, URA 903 Aix, 1997).

c. Une grande complexité, dans les Préalpes du Nord, avec l'intervention des englacements

Dans les massifs des Préalpes du Nord, les travaux récents ont montré le rôle des actions antagonistes provoquées par les phases d'englacement/dégelacemement des vallées, faisant varier les niveaux de base. Au cours des périodes froides, dans les réseaux karstiques, se succèdent des épisodes torrentiels des eaux proglaciaires et sous-glaciaires, et des périodes de sédimentation tranquille (dépôts de limons varvés), particulièrement en rapport avec le niveau des lacs proglaciaires et des remblaiements alluviaux interglaciaires. Un cas particulièrement complexe est celui de la grotte Vallier, au N du Vercors, réseau en grande partie anté-quadernaire, successivement remodelé par les eaux proglaciaires du glacier de l'Isère et bloqué par sa diffuence dans la vallée du Furon (Audra, 1994). Ces processus ont été également étudiés dans les hyper-karsts es gypses de la Vanoise (Chardon, 1992; Hobléa, 1999).

L'agencement et les sédiments de cavités fossiles et perchées donnent des jalons dans le creusement des vallées et canyons. Dans le Vercors, leur étude a permis d'établir les étapes du creusement de la reculée de la Bourne, en dessous des Coulmes, et surtout l'incision du canyon amont de cette rivière: la Grotte Favot, paléo-exutoire vaclusien du Val d'Autrans, située à 200 au dessus de la résurgence de Goule blanche, contient des concrétions de >310 ka (Delannoy, 1997). A l'ouest du massif des Bauges, l'adaptation du réseau hydrographique superficiel et souterrain au niveau de base régional constitué par la cluse du Chéran est mis en évidence par un système de cavités étagées, principalement la grotte de l'Eau morte, située à +40 m (Hobléa, 1999).

d. Le cas du Grand canyon du Verdon (Fig. 3)

Je terminerai par un problème. On a mis en évidence les paléo-géomorphologies portées en altitude (Fig. 3): les lambeaux d'aplanissements et les paléo-poljés synclinaux des Canjuers (avec les anciens ponors et les cônes rocheux au S), les ouvalas de Barbin et de Suech au nord du Verdon. Ces formes sont issues d'une longue période d'altération sous couverture (Crétacé supérieur-Eocène), puis d'une évolution subaérienne consécutives au mouvements tectoniques, mais dans des conditions d'encaissement modéré du Verdon dans les structures anticlinales. Les phases de creusement du canyon peuvent être mises en rapport avec l'évolution du piémont de Valensole, le soulèvement néotectonique, avec chevauchement de la bordure subalpine, attesté pas le plissement des travertins de Ségriès (datés ~2,2 Ma) et les niveaux quadernaires du Bassin des Salles (cf. Nicod, 1998). Le rôle de la néotectonique récente/actuelle, et des mouvements de masse générateurs de

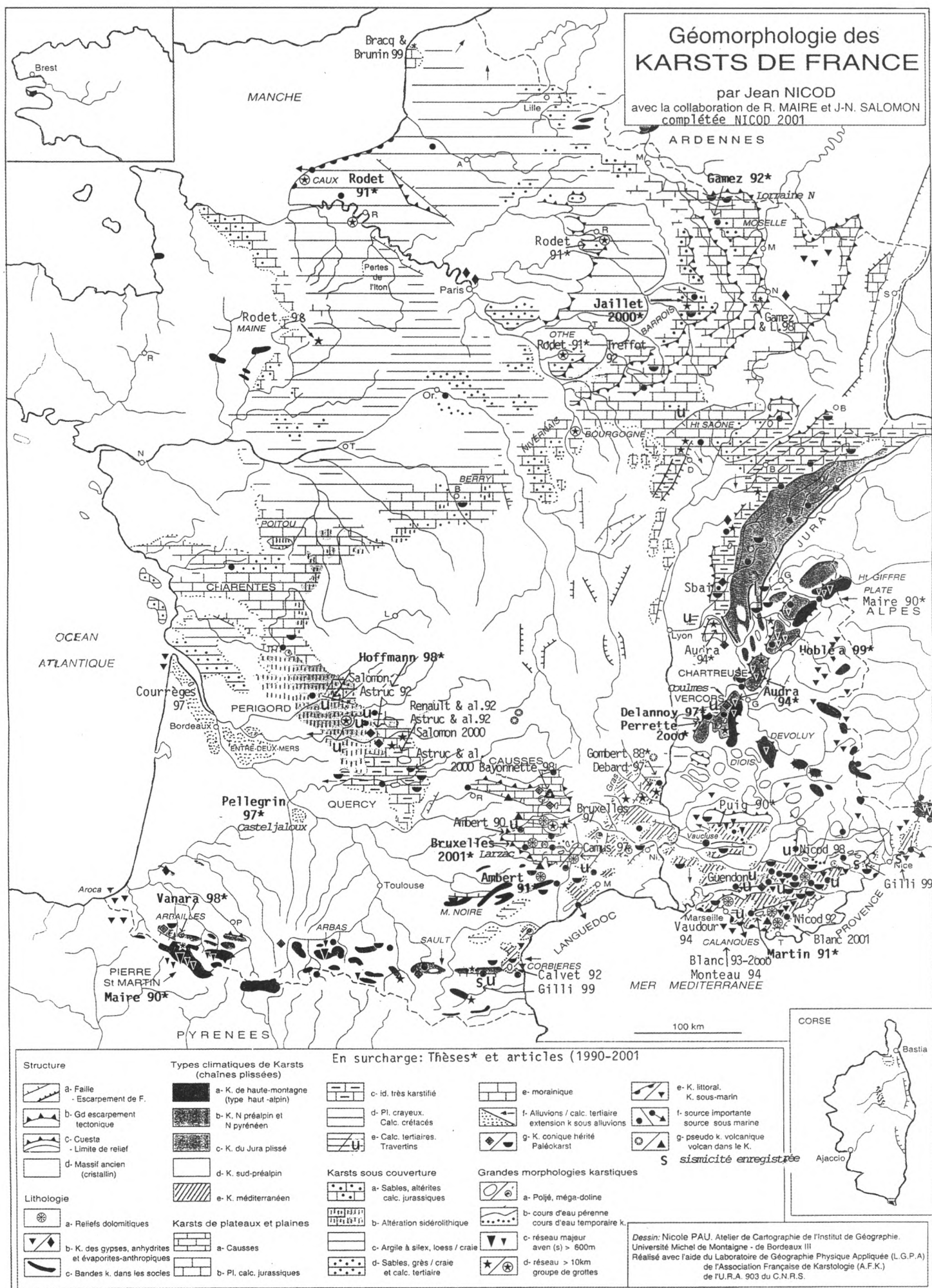


Fig. 1. Carte géomorphologique des karsts de France (Nicod *et al.*, 1995), avec en surcharge l'indication des publications récentes (1990-2001)
Fig. 1. Geomorphological map of the karstic areas of France (Nicod *et al.*, 1995), with superimposed indications of recent publications (1990-2001)

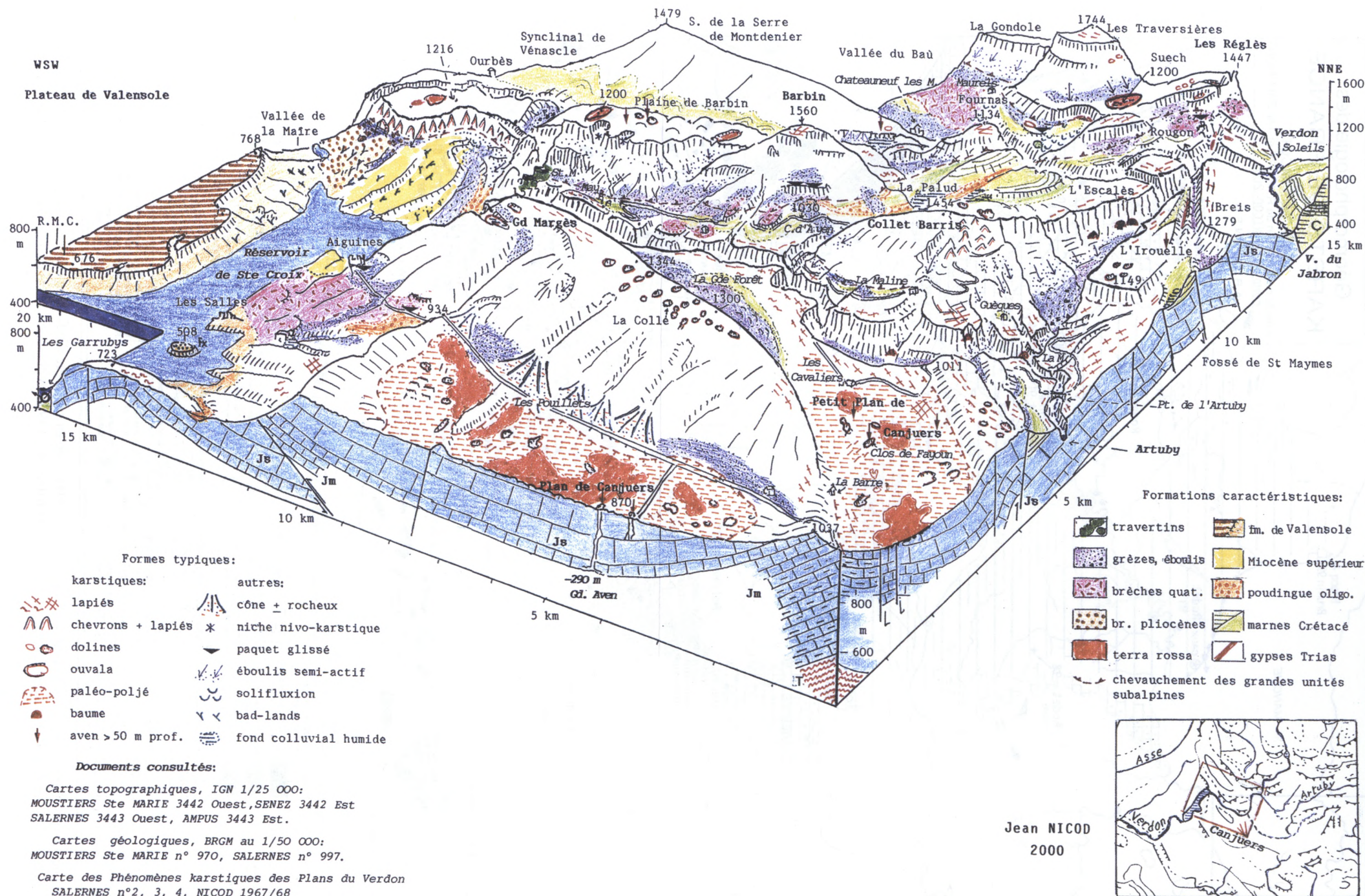


Fig. 3. Grand Canyon du Verdon: Bloc-diagramme, vue perspective du Sud-Est (Plans de Canjuers). Principalement d'après: Carte Géomorphologique et Géodynamique, publiée dans: Nicod J., 1998: Paléomorphologies et morphogénèse récente / actuelle sur les massifs au nord du Grand Canyon du Verdon; Études de Géographie physique, Travaux 1998 suppl. n° XXVII (Aix-en-Provence), p. 47-51

Fig. 3. The «Grand Canyon» of Verdon: sketch, view from SE (Plan de Canjuers)

grands couloirs et de tabliers de brèches est particulièrement mis en évidence au NE, dans l'unité des Réglès, au N de Rougon.

Toutefois deux grandes inconnues subsistent:

- L'impact exact de la régression messinienne, reconnu dans un niveau de conduits fossiles de Baume l'Eglise, dans les Moyennes Gorges du Verdon (Blanc, 1992b, 2000), mais actuellement rien n'a été inventorié à l'amont, dans le Grand Canyon;
- Les stades précis de creusement au cours du Quaternaire, seulement estimés par l'altitude relative des terrasses en aval, dans le bassin des Salles.

L'aide de la Spéléologie scientifique (selon Maire, 1994) serait indispensable: une belle perspective de recherche dans l'avenir!

Conclusion

L'apport de la dernière décade de recherche est considérable, tant dans le domaine de la Karstologie, que de celui de la Géomorphologie générale, et on le doit précisément à l'analyse des sédiments dans les grottes.

Sur le plan de la Karstologie on a montré dans toutes les massifs karstiques élevés l'existence de vieilles cavités anté-quaternaires. Certaines sont en rapport avec des karsts à buttes, issus des longues périodes d'altération. L'étude de la structuration des réseaux en fonction des niveaux de base successifs a fait de grands progrès, spécialement grâce aux datations obtenues sur les spéléothèmes; et on doit nécessairement intégrer le legs des paléokarsts dans la structure et le fonctionnement des karsts actuels.

Sur le plan de la géomorphologie générale, il me semble que les acquis sont tout aussi importants. D'une part l'étude des paléokarsts et de leurs formes résiduelles associées (*Kuppen* et aplanissements) permet d'évaluer l'importance des phases d'altérations anté-quaternaires, les conditions paléoclimatiques et leurs incidences régionales. Et on peut établir aussi des corrélations avec les mouvements tectoniques et les variations eustatiques déterminant la position des niveaux de base, et préciser le rôle des altérites provenant de la dénudation des massifs anciens sous des climats «tropicaux» variés (Astruc et al., 2000). D'autre part les conditions et stades de creusement des canyons et de l'évolution du réseau hydrographique (dont les captures) sont réévalués précisément en fonction de leurs relations avec l'hydrologie souterraine. Les indications et enregistrements fournis par les karsts peuvent être intégrés dans une meilleure compréhension de l'évolution géomorphologique régionale, y compris dans les secteurs non karstiques adjacents.

Références*

- Ambert P., 1990: Evolution géomorphologique des Grands Causses méridionaux depuis le Néogène. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.*, 77: 1–24.
- Ambert., 1991: L'évolution du Languedoc central depuis le Néogène. *Doc. BRGM (Orléans)* 231, 210 p. (Th. Aix-en-Provence).
- Astruc J.G., Simon-Coinçon R., 1992: Enregistrement de l'évolution climatique et tectonique par les paléokarsts (Quercy et ses marges). *Karst et évol. climatiques (P.U. Bordeaux)*: 496–508.
- Astruc J.G., Escarguel G., Marandat B., Simon-Coinçon R., Sigé B., 2000: Floor-age constraining of a tectonic paroxysm of the Pyrenean orogen. Late Middle Eocene mammal age of a faulted karstic filling of the Quercy phosphorites. *Geodinamica Acta*, 13: 271–280.
- Audra Ph., 1994: Karsts alpins, genèse des grands réseaux souterrains. *Karstologia Mém.* 5, 279 p. (Th. Grenoble 1).
- Bayonnette V., 1998: La dépression de Soulages. *Sud-Ouest européen (Toulouse)* 3: 13–28.
- Bintz P. et al., 1997: Environnement karstique dans Alpes du nord et Jura méridional: spéléogénèse, sédimentation, climats et archéologie. *Quaternaire*, 8(2–3): 197–212.
- Blanc J.J., 1992a: Importance géodynamique des surfaces d'aplanissement en Provence. *Karst et évolutions climatiques (P.U. Bordeaux)*: 191–207.
- Blanc J.J., 1992b: Signification géodynamique des réseaux karstiques étagés du canyon de Baudinard (moyennes gorges du Verdon). *Karstologia*, 20: 37–48.
- Blanc J.J., 1993: Le paléokarst littoral de Provence. *Karstologia*, 22: 21–34.
- Blanc J.J., 1997: Géodynamique et histoire du karst – Application au SE de la France. *Quaternaire*, 8(2–3): 91–105.
- Blanc J.J., 2000a: Cavités karstiques Provence. *Bull. Musée Anthropol. préhist. Monaco*, 40.
- Blanc J.J. 2000b: Les grottes du massif des Calanques (Marseille-veyre, Puget, Archipel de Riou). *Quaternaire*, 11 (1): 3–19.
- Bracq P., Brunin A.S., 1999: Approche des relations tectonique-karst-hydrodynamique aquifère crayeux du Boulonnais. *Geodinamica Acta*, 12: 359–370.
- Bruxelles L., 1997: Karsts et paléokarsts du bassin de Mialet (Bordure cévenole, Gard), formation et évolution d'un Karst démantelé. *Karstologia*, 30: 15–24.
- Bruxelles L., 2001: Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central: Causses de l'Hospitalet et de Campestre; 266 p. + 3 cartes h.t. (Th. Aix-en-Provence).
- Bruxelles L., Ambert P., Guendon L., Quinif Y., 1997: Les carbonates endokarstiques témoins de l'évolution superficielle du massif et de sa géodynamique interne: l'exemple du Causse du Larzac. *Et. Géog. phys. (Aix-en-Provence). Suppl.* XXVI: 159–162.
- Calvet M., 1992: Aplanissements sur calcaires et gîtes fossilifères karstiques. L'exemple des Corbières orientales. *Tübinger Geog. Studien*, 109: 37–43.
- Camus H., 1997: Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées (Larzac-Hérault). *Karstologia*, 29: 23–40.
- Chardon M., 1992: Evolution récente des karsts de la Vanoise orientale. *Karst et évolutions climatiques (P.U. Bordeaux)*: 293–307.
- Clauzon G., 1982: Le canyon messinien du Rhône, une preuve décisive du «dessicated deep basin model». *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) 24, 3, 597–618.

* Sauf exceptions, thèses et articles postérieurs à 1990. Dans le cas d'articles multiples sur la même région on a cité seulement ceux parus dans les revues les plus utilisées.

- Collina-Girard J., 1996: Préhistoire et karst littoral: la Grotte Cosquer et les Calanques Marseillaises. *Karstologia*, 27: 27–40.
- Courrèges M., 1997: Le crypto-karst de la péninsule du Médoc: crypto-altération, dissolution, karst-sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, 8(2–3): 289–304.
- Debard E., 1997: Les remplissages karstiques du, Bas-Vivarais: karstogénèse, sédimentogénèse et archéologie. *Quaternaire*, 8(2–3): 305–317.
- Delange P., Guendon J.L., 1998: Les phénomènes karstiques du «Rocher de St. Eucher» (Vaucluse), témoins de l'évolution morphologique en moyenne Durance depuis le Néogène. *Travaux URA 903 CNRS (Aix-en-Provence)*. Suppl. XXVII: 45.
- Delannoy J.J., 1997: Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et la transversale de Ronda (Andalousie). Les apports morphologiques, 678 p. (Th. Grenoble 1).
- Delannoy J.J., Guendon J.L., 1990: Le massif des Coulmes (Vercors). *Travaux URA 903 CNRS (Aix-en-Provence)*, 57–65.
- Delannoy J.J., Caillaud S., 1998: Les apports de l'endokarst à la reconstitution morphogénique d'un karst (Antre de Venus, Vercors). *Karstologia*, 31: 27–41.
- Ferrier C., 1997: Apports d'une étude micro-régionale à la compréhension des paléo-environnements historiques: le karst de Karlukovo et la grotte Temnata (Bulgarie). *Quaternaire*, 8(2–3): 129–142.
- Gamez P., 1992: Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale, Lorraine). *Mosella*, Metz 1995, 453 p. (Th. Metz).
- Gamez P., Losson B., 1998: Premiers résultats de l'étude des remplissages dans le karst de Pierre-la-Treiche (54). *Mosella*, 22(3–4): 41–58.
- Gilli E., 1998: *Travaux de Karstologie appliquée*. (Mém. habil. Marseille St. Charles).
- Gilli E., 1999: Evidence of paleoseismicity in a flowstone of the Observatoire cave (Monaco). *Geodinamica Acta*, 12(3–4): 159–168.
- Gilli E., Delange P., 1999: Recent, slow and aseismic movement of an overthrust observed in the Abel sinkhole (Saint-Vallier, AM). *Geodinamica Acta*, 12(3–4): 169–177.
- Guendon J.L., Magnin F., Quinif Y., 1997: Les travertins quaternaires de Meyrargues. *Coll. Séville Et. Géog. phys. Aix-en-Provence*, Suppl. XXVI: 47–50.
- Gourdon-Platel N., Dubreuilh J., 1992: Les ferruginisations et les argiles associées au paléokarst tertiaire. *Karst et évolutions climatiques (P.U. Bordeaux)*: 449–460.
- Gombert Ph., 1988: Hydrogéologie et karstogénèse du Bas-Vivarais calcaire. 483 p. (Th. USTL Montpellier).
- Héraud-Piña M.A., 1996: Le Karst du Yucatan, Pays des Mayas.. P.U. Bordeaux, 282 p. (Th. Bordeaux 3).
- Hoblea F., 1999: Contribution à la connaissance et à la gestion environnementale des géosystèmes karstiques montagnards, Lyon, 995 p. (Th. Lyon 2).
- Hoffmann F., 1998a: Les tufs et travertins en Périgord-Quercy. Etude de la dynamique passée et du fonctionnement [...] des dépôts carbonatés exokarstiques. 2 vol. (Th. Bordeaux 3).
- Hoffmann F., 1998b: Les travertins du Coly. Contribution de l'endokarst à l'édification d'un système travertineux de vallée. *Karstologia*, 32: 47–56.
- Jaillet S., 1999: Recul de couverture et karstification d'un karst couvert de bas plateaux: le Barrois. *Karst 99*, Et. Géog. phys. Aix-en-Provence, Suppl. XXVIII: 123–127.
- Jaillet S. 2000: Un karst couvert de bas-plateau: le Barrois. Structure, fonctionnement, évolution. 2 t., 710 p., carte h.t. (Th. Bordeaux 3).
- Jaillet S., Gamez P., 1995: Observations morphologiques sur le système du Rupt du Puits (Meuse). *Karstologia*, 26: 27–38.
- Julian M., Nicod J., 1989: Les karsts des Alpes du Sud et de la Provence. *Z. Geomorph. NF*, Suppl. 75: 1–48.

- Magnin F., Guendon J.L., Vaudour J., Martin Ph., 1991: Les travertins: accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. *Bull. Soc. géol. France*, **162**, 3: 585–594.
- Maire R., 1990: La Haute montagne calcaire. *Karstologia Mém.*, **3**, 731 p. (Th. Nice).
- Maire R., 1994: Point de vue sur l'évolution récente de la spéléologie, et ses conséquences sur l'exploration et la recherche scientifique. *Karstologia*, **24**: 1–13.
- Martin Ph., 1991: Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants N et O de la Sainte-Baume, 412 p. (Th. Aix-en-Provence).
- Martin Ph., 2000: Quelle est la dimension du massif karstique de la Sainte-Baume? Eléments pour une théorie spatiale et fractale du karst. *Karstologia*, **35**: 13–26.
- Monteau R., 1994: Remplissages tectonisés de la région de Marseille. *Karstologia*, **33**: 1–12.
- Miskosky J.C., 1997: Paléoenvironnements de l'homme préhistorique d'après l'étude du karst et des remplissages des grottes et abris. *Quaternaire*, **8**(2–3): 319–327.
- Nicod J., 1992a: Recherches sur l'évolution du karst du massif de Montrieux (Basse Provence). *Z. Geomorph. N.F., Suppl.* **85**: 39–57.
- Nicod J., 1992b: Formes d'aplanissement et de régularisation des versants dans les roches carbonatées. *Tübinger Geog. Studien*, **109**: 1–22.
- Nicod J., 1995: Carte géomorphologique des karsts de France. *Karstologia*, **25**: 21–34+carte.
- Nicod J., 1997: Les canyons karstiques, nouvelles approches. *Quaternaire*, **8** (2–3): 71–89.
- Nicod J., 1998: Paléomorphologies et morphogenèse récente/actuelle sur les massifs karstiques au N du grand canyon du Verdon. *Et. Géogr Phys. (Aix-en-Provence), Suppl. XXVII*: 13–24.
- Nicod J., Salomon J.N., 1990: Les mogotes, des reliefs karstiques structuraux et/ou hérités. *Rev. Géomorphol. dyn.*, **39**, 1: 15–38.
- Péligssier Th., 1999: Les phosphatières du Quercy. *Spelunca*, **73**: 23–26.
- Pellegrin J.C., 1997: Un exemple de crypto-karst en région tempérée, le karst de Casteljalous (L. et G.); 187 p.+annexes. (Th. Bordeaux 3).
- Perrette Y., 1999: Les stalactites, archives environnement et climatiques. *Karstologia*, **34**: 23–44.
- Perrette Y., 2000: Etude de la structure interne des stalagmites: contribution à la connaissance géographique des évolutions environnementales du Vercors. (Th. Univ. Savoie).
- Puig J.M., 1990: Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. *Doc. BRGM (Orléans)*, **180**. (Th. Avignon 1989).
- Quinif Y., 1994: Les dépôts karstiques, concepts et méthodologie; *Enregistreurs et indicateurs de l'environnement en zone tropicale* (P.U. Bordeaux): 55–72.
- Quinif Y., 1999: Fantomisation, crypto-altération et altération sur roche nue: le tryptique de la karstification. «*Karst 99*», *Et. Géog. phys. Aix-en-Provence, Suppl.* **28**: 159–164.
- Renault Ph., Simon-Coinçon R., Astruc J.G., 1992: Problèmes des Causses du Quercy. *Karst et évolution climatique* (P.U. Bordeaux): 469–496.
- Rodet J., 1991: Les karsts de la Craie. La craie et ses karsts. *Centre normand d'étude du karst* (1992), 560 p. (Thèse Paris IV).
- Rodet J., 1999: Le réseau de fractures, facteur initial de karstification des craies dans les collines du Perche. La Mansonnière (Bellou/Huisne). *Geodinamica Acta*, **12**: 359–370.
- Salomon J.N., 2000a: Le Causse de Gramat et ses alentours. *Karstologia*, **35**: 1–12 + carte h.t.
- Salomon J.N., 2000b: Précis de Karstologie, P.U. Bordeaux: 245 p.
- Salomon J.N., Astruc J.G., 1992: Exemple en zone tempérée d'un paléo-cryptokarst tropical exhumé. *Karst et évolutions climatiques* (P.U. Bordeaux): 431–445.

- Salomon J.N., Pomel S., Nicod J., 1995: L'évolution des crypto-karsts: comparaison entre le Périgord-Quercy (F) et le Franken Alb (All.). *Z. Geomorph. N.F.*, **39**, 4: 381–409.
- Sbai A., Ek C. et al. 1995: Les remplissages karstiques de la grotte de Sous-les-Sangles (Jura). *Quaternaire*, **6** (1): 35–45.
- Vanara N., 1998: Le karst du massif des Arbailles (Pyrénées occid.). Contrôle climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogénèse. *Karstologia Mém.*, **8** (2000): 320 p. (Th. Bordeaux 3).
- Vanara N., 1999: Le réseau d'Etxanko Zola, un témoin privilégié du massif des Arbailles. *Coll. Mende «Karst 99»*, Et. Géog. phys. Aix-en-Provence, Suppl., **28**: 193–198.
- Vaudour J., 1994: Evolution holocène des travertins de vallée dans le midi méditerranéen français. *Géog. phys. et Quaternaire*, **48–3**: 315–326.
- Vaudour J., 1997: Carbonates continentaux et milieux carbonatés méditerranéens. Avancées récentes, problèmes et perspectives de recherche. *Coll. Séville Et. Géog. phys. Aix-en-Provence, Suppl.*, **26**: 11–14.

Jean Nicod

**Karsts, palaeo-geomorphology, palaeo-environments
– panorama of ten years (1991–2001) of karst research in France**

Summary

The 13 thesis and main papers on the recent geomorphological researchs have been inventoried and studied particularly the problems of planation surfaces, inherited cone karst and stages of cutting of some karstic canyons. The forms and processes are mainly compared in six areas of recent researchs:

- Arbailles massif, in Western Pyrenean Range,
- Causses of Quercy and Southern Périgord,
- Causse of Larzac, and adjacent Languedoc,
- Montrieux Plateau, near Toulon (Provence),
- Great Canyon of Verdon, (Southern subalpine Ranges),
- High Plateau des Coulmes, Vercors (Northern Préalpes).

The investigations on the deposits in dolines, various pockets and fossil or roofless caves have given much information. Particularly the new notions are analysed on the processes of alteration (crypto-corrosion, "gost-rocks"), and the part of the alterites (and other surficial deposits) cover attend to:

- the formation of the planation surfaces and rock-fans;
- the genesis (by exhumation in some cases) and evolution of residual hills of inherited tropical cone karst.

The speleological studies on the fossil cave deposits and isotopic datas of the speleothems and travertines terraces have given new information on the stages of the cutting of karstic canyons.

The position of the base level controls most processes, according to tectonic movements, eustatic stages (particularly the impact of Messinian regression in the Mediterranean and Rhone areas) and the alternance of glaciation/retreat in the northern alpine valleys.

Jean Nicod

**Kras, kopalna rzeźba paleośrodowiska
– panorama dekady (1991–2001) badań krasowych we Francji**

Streszczenie

W artykule dokonano analizy i przedstawiono dorobek 13 rozpraw doktorskich oraz głównych artykułów dotyczących współczesnych badań geomorfologicznych i paleośrodowiskowych. Autor zajął się głównie zagadnieniem powierzchni zrównań, rzeźbą reliktową (m.in. relikdami tropikalnego krasu kopiastego), stadiami wcinania się wielkich kanionów krasowych. Formy i procesy wybrane do analizy i porównań pochodzą z sześciu głównych obszarów badawczych. Są to:

- masyw Arbailles (zachodnie Pireneje),
- Causses – Quercy i południowa część Perigord,
- Causse Larzac oraz sąsiadujące obszary Langwedocji,
- płaskowyż Montrieux w pobliżu Tulonu (Prowansja),
- Wielki Kanion rzeki Verdon,
- płaskowyż Coulmes, Vercors (Prealpy Północne).

Badania wypełnień lejów krasowych, wypełnionych kieszeni krasowych, kopalnych jaskiń lub jaskiń bez stropu dały podstawy do sprecyzowania poglądów na temat kryptokorozji (korozji pod przykryciem osadami) czy tzw. fantomizacji krasu oraz poglądów na temat genezy zrównań krasowych czy też pogrzebienia (lub ekshumacji) reliktdów rzeźby krasu tropikalnego.

Badania speleologiczne osadów kopalnych jaskiń oraz datowania nacieków kalcytowych i poziomów terasów trawertynowych dały nowe dane dotyczące etapów wcinania się kanionów krasowych. Ewolucja tych form jest kontrolowana położeniem bazy erozyjnej zależnej od warunków tektonicznych, stadiów estatycznych (głównie modyfikowanym obniżeniem się bazy w okresie „kryzysu messyńskiego” w basenie Morza Śródziemnego i dolinie Renu) oraz przemennym zlodowaceniem i deglacją dolin alpejskich.

Received: June 2001.

Marian Pulina*

Jerzy Żaba**

Adam Polonius*

Związek rozwoju form krasowych Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego z tektoniczną aktywnością podłoża Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

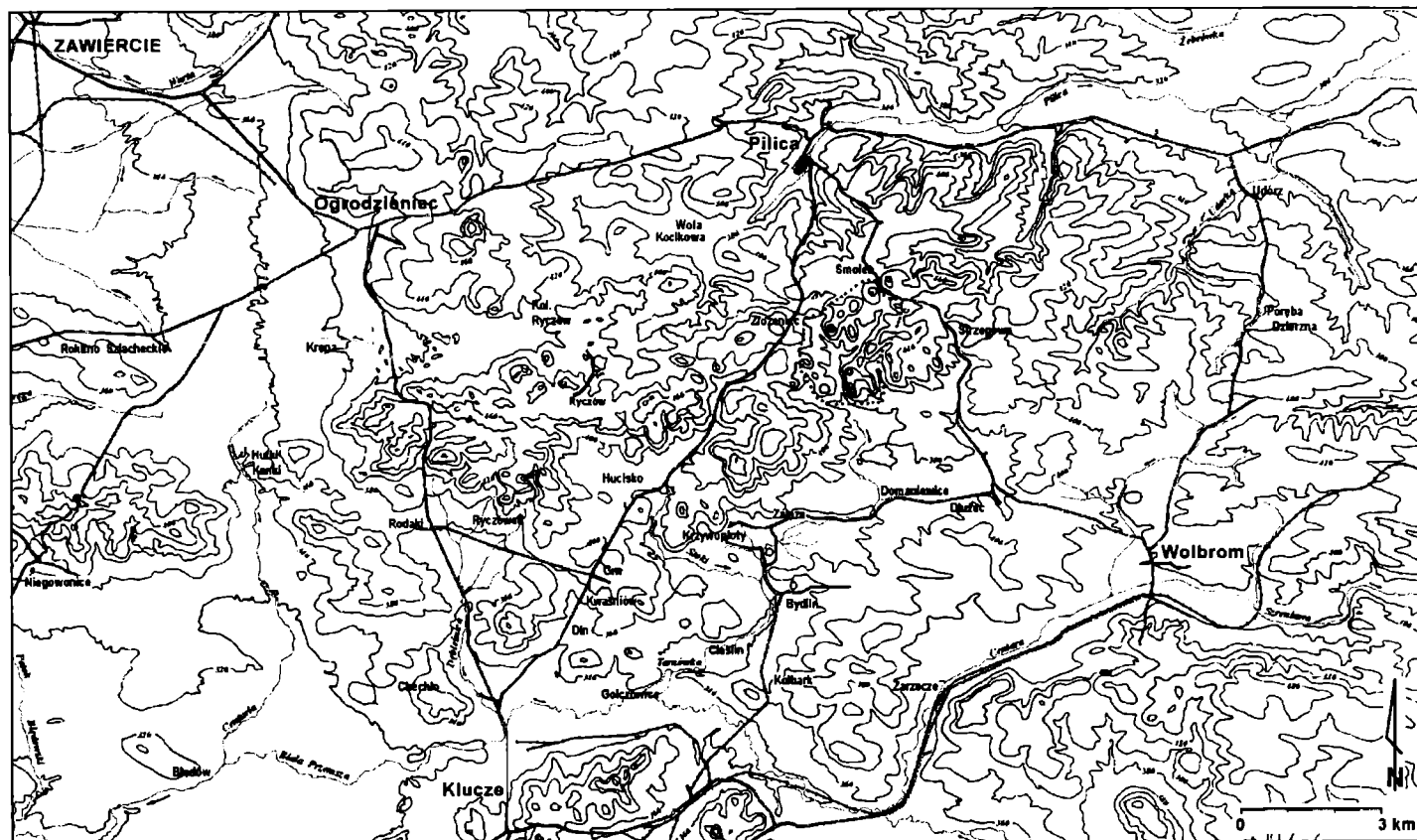
Zarys treści: Środkowa część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, a w niej Pasma Smoleńsko-Niegowonickie, wyróżnia się od innych części Wyżyny obecnością kilkunastu dużych depresji morfologicznych – kotlin, o cechach zbliżonych do polji krasowych. Znane są też liczne jaskinie stanowiące fragmenty istniejących tu rozległych systemów jaskiniowych. Część z nich obfituje w formy skalne powstałe w warunkach hydrotermalnych w głębokiej strefie frea-tycznej.

Przeprowadzone w ostatnich kilku latach na Wyżynie Częstochowskiej badania w jaskiniach, w trakcie szczegółowej ich inwentaryzacji (Pulina, w druku), oraz rozpoznanie podłoża paleozoicznego (Żaba, 1999) i niektórych zagadnień geologicznych kompleksu jurajskiego (Bednarek, 1974) pozwoliły na sformułowanie też tego artykułu i dokonanie próby odpowiedzi na kilka pytań dotyczących genezy obecnych tu licznych form krasowych.

Występowanie kotlin oraz wielu dużych depresji morfologicznych o genezie krasowej w południowej części Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego świadczy o obecności wyjątkowych warunków geologicznych sprzyjających rozwojowi tych form. Czynnikiem podstawowym były zapewne linie nieciągłości (strefy spękań, uskoki itp.) naruszające skały kompleksu mezozoicznego, które

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

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



Ryc. 1. Schematyczna mapa Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego

Dolinę Wodąg i jej najbliższe otoczenie zaznaczono linią kropkowaną

Fig. 1. Smoleń–Niegowonice Range schematic map

Wodąg Valley and its nearest surroundings are marked by dotted line

w tym obszarze są wyjątkowo silnie rozwinięte. Stwierdzono, że lokalizacja i kształt dużych form krasowych ściśle zależy od tych stref i linii tektonicznych. Autorzy zwracają uwagę na fakt, że tektonika piętra triasowego i jurajskiego nawiązuje do stale aktywnych stref uskokuowych nacinających podłoże paleozoiczne wraz z osadami dolnopaleozoicznymi zalegającymi na oddzielnych blokach górnośląskim i małopolskim. Ta wielka strefa nieciągłości obejmująca ogromny kompleks skalny od podłoża paleozoicznego po okrywą mezozoiczną pokrywa się z występowaniem dużych krasowych form rzeźby oraz wielu jaskiń. Położenie niektórych jaskiń o wyraźnych śladach procesów hydrotermalnych zdaje się wskazywać na bliskie sąsiedztwo ciągle aktywnych, głęboko zakorzenionych stref uskokuowych, dzięki którym wody podziemne krążąc na dużych głębokościach mogły zostać podgrzane. Wyjątkowość tej strefy może polegać też na obecności emanacji gazowych, co tłumaczyłoby tak intensywny rozwój zjawisk krasowych.

Wstęp

Środkowa część Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej wraz z Pasmem Smoleńsko-Niegowonickim (ryc. 1) wyróżnia się od innych części Wyżyny obecnością kilkunastu dużych depresji morfologicznych – kotlin, o cechach zbliżonych do polji krasowych (Pulina, 1999). Znana jest tu również duża ilość jaskiń stanowiących fragmenty istniejących na tym obszarze rozległych systemów jaskiniowych. Część z tych jaskiń obfituje w formy skalne powstałe w warunkach hydrotermalnych w głębokiej strefie freatycznej (Bogacz, Dżułyński, Harańczyk, 1970; Sass-Gustkiewicz, 1974, 1975, 1985, 1988; Dżułyński, 1976; Rudnicki, 1978; Dżułyński, Sass-Gustkiewicz, 1982, 1985).

Lokalizacja wymienionych form krasowych nawiązuje do kierunków głównych linii tektonicznych i zdaje się wskazywać na ścisły związek z przebiegającą w podłożu monokliny śląsko-krakowskiej strefą kontaktową bloków górnośląskiego i małopolskiego (leżących na obszarze europejskiej platformy paleozoicznej). Ta niezwykle aktywna strefa tektoniczna (Żaba, 1994, 1995, 1996) wywarła znaczny wpływ zarówno na styl tektoniki mezozoicznego nadkładu (Żaba, 1999), jak i na uaktywnienie oraz kierunki rozwoju procesów krasowych.

Badania przeprowadzone w ostatnich kilkadziesiąt lat na Wyżynie Częstochowskiej, zarówno w jaskiniach, w trakcie szczegółowej ich inwentaryzacji (Pulina, w druku), jak też w obrębie podłoża paleozoicznego (Buła, 1994, 2000; Żaba, 1995, 1999) oraz kompleksu jurajskiego (Bednarek, 1974, 1978; Rudnicki, 1978; Zapaśnik, 1977; Bednarek, Górecka,

Zapaśnik, 1985), pozwoliły na sformułowanie tez niniejszego artykułu i dokonanie próby odpowiedzi na kilka pytań dotyczących genezy licznie tutaj występujących form krasowych¹.

Zarys rzeźby Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

W rzeźbie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej wyróżniają się szerokie, pofalowane płaskowyże wzniesione na wysokość kilkudziesięciu do stu metrów, a nawet 150 m ponad otaczające je obniżenia. Oddzielone są one obniżeniami dolinnymi często wykształconymi jako linijne strefy obniżeń z kotlinami. W północnej części Wyżyny – Wieluńskiej płaskowyże te przekraczają 300 m n.p.m., a w części środkowej – Częstochowskiej i południowej – Krakowskiej, najczęściej przekraczają 450 m, dochodząc do 500 m n.p.m. Płaskowyże w krakowskiej części Wyżyny są rozcięte i nacięte głębokimi jarami oraz kanionami krasowymi, a w części częstochowskiej wysokimi grzbietami skalnymi zwieńczonymi wzniesieniami, niejednokrotnie rozczłonkowanymi na oddzielne grupy skalne z malowniczymi skałkami. Wymienione trzy obszary Wyżyny różnią się między sobą ukształtowaniem rzeźby i stopniem rozwoju zjawisk krasowych.

Wyżyna Wieluńska to łagodna, pofalowana wysoczyzna o szerokich dolinach (Warty i Liswarty), przykryta osadami lodowcowymi, przeważnie rzeczno-lodowcowymi i eolicznymi. Nieliczne, silnie przeobrażone formy krasowe zachowały się nad Wartą (góra Zelce z licznymi jaskiniami) i są widoczne w wielu kamieniołomach (jaskinia Szachownica w Krzemiennej Górze).

Wyżyna Częstochowska pod względem morfologicznym stanowi bardzo urozmaiconą krainę. W rzeźbie przeważają wapienne masywy (Sokole Góry k. Olsztyna), grzbiety (Pasma Smoleńsko-Niegowonickie) i wzniesienia (Wzgórza Kroczyckie koło Podlesic), zwieńczone „ruinami skalnymi”, podziurawione licznymi jaskiniami, nacięte schroniskami skalnymi i okapami wapiennymi. Wznoszą się nad płaskimi, wypełnionymi osadami piaszczystymi szerokimi powierzchniami lub występują na zboczach suchych dolin „wodących” (w rejonie Smolenia), charakterystycznych dla tego obszaru (ryc. 1). Płaskie powierzchnie położone między grzbietami pokryte są licznymi zagłębieniami krasowymi (lejkami) wypełnionymi osadami, często piaskami

¹ Grupa pracowników naukowych związanych z Wydziałem Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego prowadzi na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej kompleksowe badania mające na celu określenie związku rozwoju i charakteru występujących tam form krasowych z różnorodnymi przejawami młodej aktywności tektonicznej.

eolicznymi, osadami stokowymi, ale najczęściej produktami wietrzenia chemicznego, tzw. „piaskami formierskimi” (Błaszak, 1970; Gradziński, 1977; Bosák i in. 1978). Niejednokrotnie skalne grzbiety oddzielają poszczególne doliny wodące lub stanowią granicę oryginalnych kotlin o założeniach krasowych. Południowo-wschodnia część Wyżyny Częstochowskiej wyraźnie odróżnia się od pozostałych obszarów tego regionu obecnością dużych kotlin i depresji morfologicznych o cechach krasowych. W jednych biją liczne, wydajne źródła krasowe (w kotlinie Ryczówka) dające początek dużym dopływom Białej Przemszy, w innych (Kotlina Dolnego Kwaśniowa) brak jest powierzchniowych cieków, a jeśli są, to giną pod ziemią w obrębie kotlin (Pulina, Polonius, w druku).

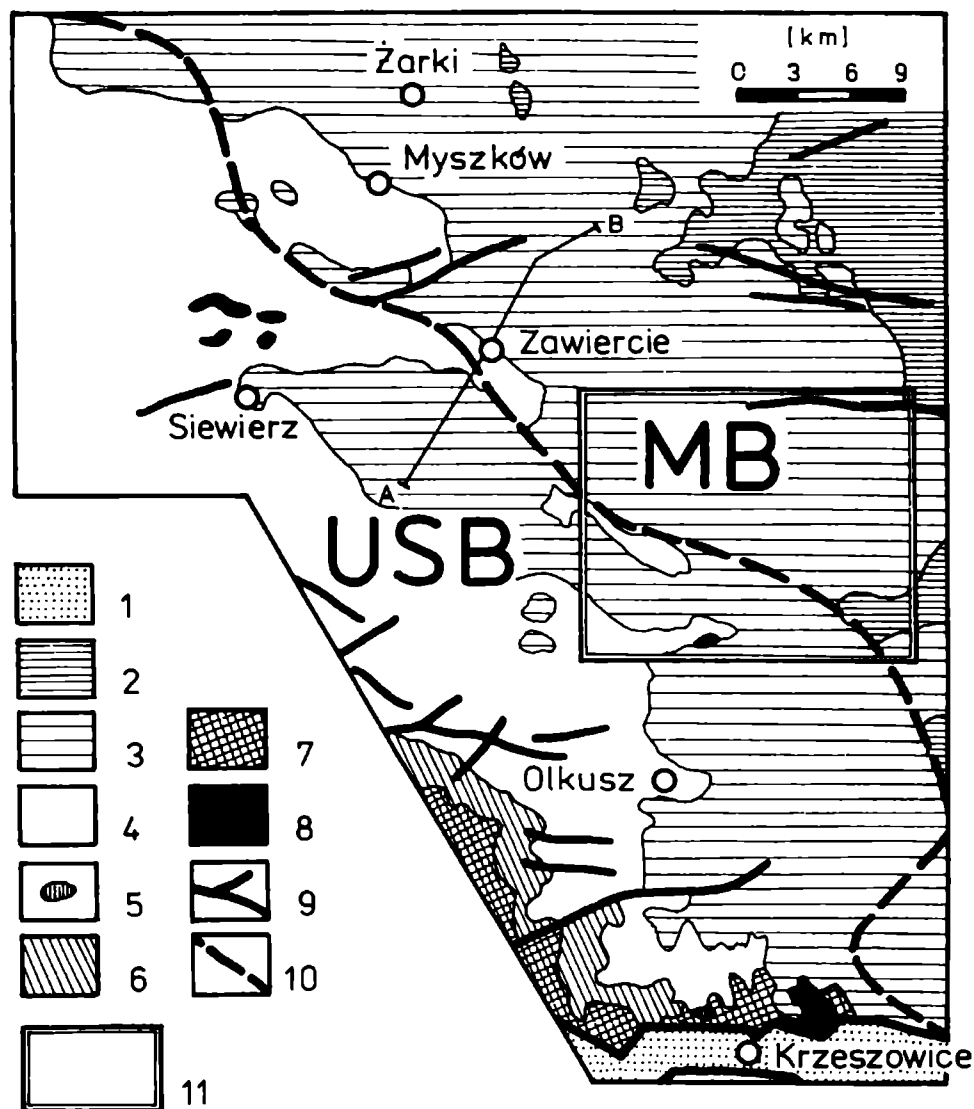
Charakterystycznym zjawiskiem na Wyżynie Częstochowskiej jest obecność licznych dużych źródeł krasowych, które kształtują oryginalne formy rzeźby (skalne dolinki wywierzyiskowe), jary krasowe, formy powstałe w wyniku erozji wstecznej źródeł (Dolina Wiercicy) czy dolin rzecznych (Dolina Pilicy) głęboko nacinających płaskowyż jurajski.

Pod względem morfologicznym **Wyżyna Krakowska** stanowi odrębną krainę geograficzną. Jest to pofalowany płaskowyż, zwieńczony niewielkimi wzniesieniami i grzbietami, w który wcinają się głębokie kaniony (Dolina Prądnika) oraz jary krasowe (Dolina Będkowska i inne) z licznymi formami skalnymi (mosty skalne, lejki, zapadliska, otwory jaskiń, skałki) i jaskiniami (Jaskinie Łokietka, Wierchowska Górna i inne). W dolinach tych biją liczne źródła krasowe dające początek strumieniom, dopływom Wisły (Prądnik, Rudawa).

Południowo-wschodnią część Wyżyny Częstochowskiej stanowi Pasma Smoleńsko-Niegowonickie. Jest to kraina geograficzna wyraźnie zaznaczająca się w krajobrazie, oddzielona od Wyżyny Krakowskiej doliną Białej Przemszy, a od północnej części Wyżyny Częstochowskiej – linią obniżień położoną pomiędzy dolinami Pilicy i Mitregi. Natomiast granica południowo-zachodnia przebiega wzdłuż wychodni wapieni jury górnej („kuesty jurajskiej”).

Budowa geologiczna oraz pozycja strukturalna Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej

Wyżyna Krakowsko-Wieluńska stanowi – pod względem geologicznym – część dużej jednostki tektonicznej, znanej jako monoklina śląsko-krakowska. Zbudowana jest w głównej mierze z płasko leżących utworów triasu i jury oraz fragmentarycznie zachowanych utworów permu i kredy (ryc. 2).



Ryc. 2. Szkic geologiczno-strukturalny centralnej części monokliny śląsko-krakowskiej (na podstawie Doktorowicz-Hrebniickiego, 1955 i Żaby, 1999 – uzupełnione)

USB – blok górnośląski, MB – blok małopolski; 1 – miocen, 2 – kreda, 3 – jura, 4 – trias, 5 – waryscyjskie intruzje, 6 – perm, 7 – karbon, 8 – dewon, 9 – uskoki, 10 – przebieg strefy uskokowej Kraków-Lubliniec (Buła, 1994) pod przykryciem utworów mezozoicznych; 11 – obszar badań; A-B – linia przekroju geologicznego (ryc. 6)

Fig. 2. Geological-structural sketch at central part of the Kraków-Silesia Monocline (after Doktorowicz-Hrebniicki, 1955 and Żaba, 1999 – supplemented)

USB – Upper Silesian Block, MB – Małopolska Block; 1 – Miocene, 2 – Cretaceous, 3 – Jurassic, 4 – Triassic, 5 – Variscan intrusives, 6 – Permian, 7 – Carboniferous, 8 – Devonian, 9 – faults, 10 – location of Kraków-Lubliniec Fault Zone (Buła, 1994) underneath the Mesozoic cover; 11 – study area; A-B – line of the geological cross-section (Fig. 6)

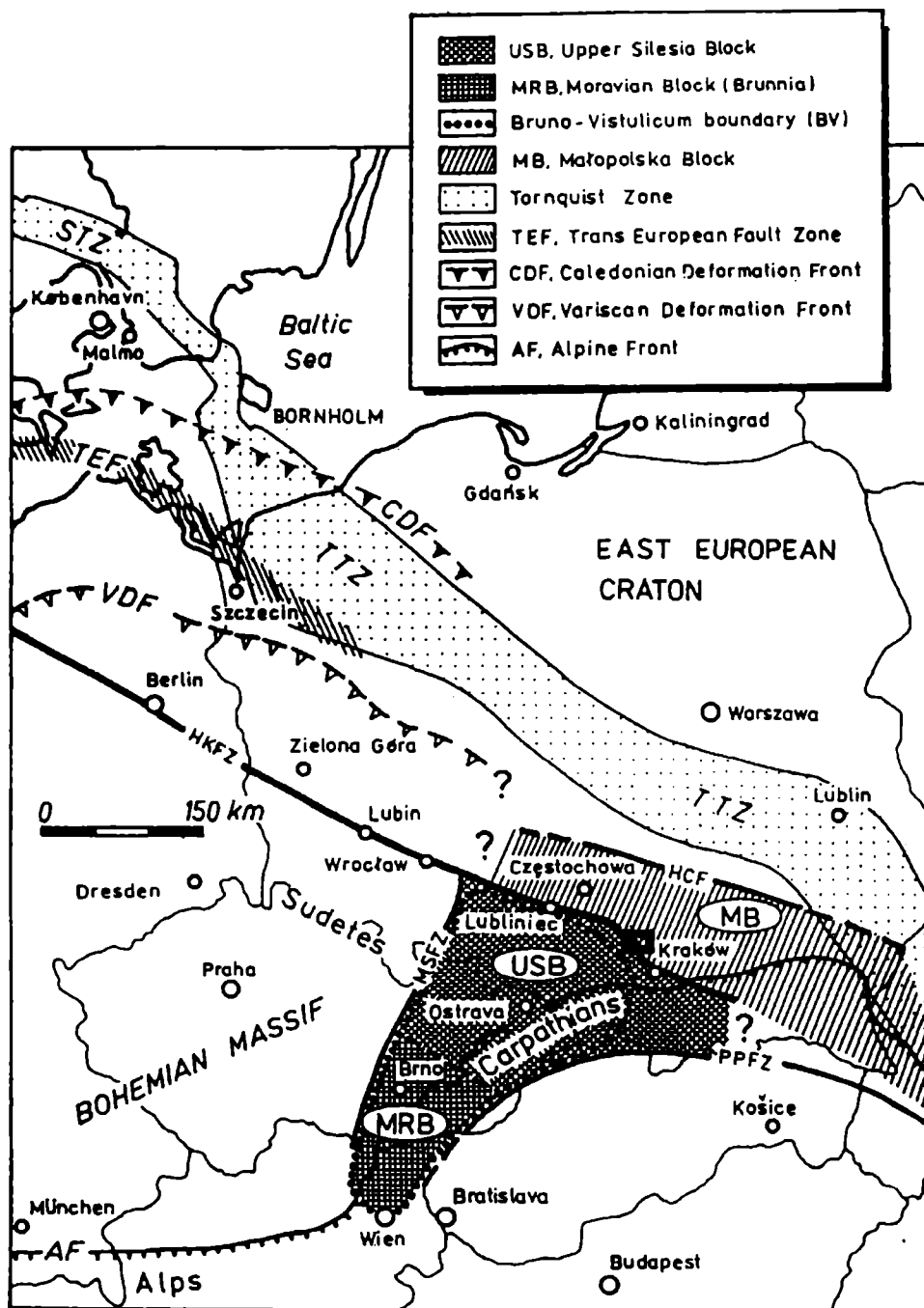
Skały te tworzą pokrywę leżącą niezgodnie na różnych ogniwach paleozoiku, a gdzieś tam też prekambriu.

Utwory paleozoiczne występują na tym obszarze w przeważającej części pod przykryciem młodszych osadów (ryc. 2), dlatego ich badanie jest możliwe niemal wyłącznie dzięki – wyjątkowo skoncentrowanym w tym rejonie – pracom wiertniczym, a pośrednio też geofizycznym. Dotyczy to w szczególności serii staropaleozoicznych, które nie ukazują się na powierzchni terenu. Jako najstarsze na tym obszarze odsłaniają się utwory węglanowe dewonu środkowego (lokalnie też górnego). Występują one jedynie w trzech rejonach (ryc. 2) zlokalizowanych w obrębie młodopaleozoicznych struktur antyklinalnych, w okolicach Brudzowic (antyklina Brudzowic), Starych Glin k. Kluczy (antyklina Chechło–Golczowice) oraz Dębника i Dubia w pobliżu Krzeszowic (antyklina Dębника). W rejonie Krzeszowic odsłaniają się też wapienie dolnokarbońskie.

Skomplikowana budowa i wielofazowa ewolucja tektoniczna tego obszaru stanowią przedmiot licznych, często znacznie różniących się między sobą, poglądów i interpretacji (obszerny przegląd literatury o tej tematyce zawiera publikacja J. Żaby, 1999). W miarę postępu badań coraz większą rolę w rozwoju omawianego regionu przypisuje się aktywności wielkiej strefy uskoku Kraków–Lubliniec, której przebieg został szczegółowo określony przez Z. Bułę (1994). Dyslokacja ta stanowi bezpośrednią granicę między blokami (terrany) górnoląaskim i małopolskim.

Bloki (terrany) górnoląski i małopolski – sytuacja strukturalna

Bloki górnoląski i małopolski (ryc. 3) leżą na południowo-zachodnim przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC), w obrębie środkowoeuropejskiej części platformy paleozoicznej. Stanowią składniki mozaiki bloków skorupowych, odznaczających się różnym wiekiem i pochodzeniem. Są to sztywne, wykazujące odmienną budowę i historię geologiczną fragmenty skorupy; różnią się profilem stratygraficznym, charakterem i pochodzeniem fauny, cechami, natężeniem magmatyzmu, stopniem i rodzajem metamorfizmu, parametrami paleomagnetycznymi, a także typem mineralizacji i złóż mineralnych. Od obszarów sąsiednich bloki te oddzielają wyraźne nieciągłości strukturalne o głębokim zasięgu. Są reprezentowane przez wieloetapowo rozwijające się walne strefy uskoku, częstokroć mające ponadregionalne znaczenie. Wszystkie te cechy jednoznacznie wskazują, iż bloki górnoląski i małopolski mają charakter terranów. Ich przemieszczenia odbywały się zarówno w starszym, jak i w młodszy paleozoiku (m.in.: Brochwicz-



Ryc. 3. Sytuacja strukturalna bloków małopolskiego i górnośląskiego (Żaba, 1995, 1999; częściowo na podstawie prac Sikory, 1976; Kotasa, 1982; Gutercha i in., 1986, 1994;

- Lewiński, Pożaryski, Tomczyk, 1983; Bukowy, 1984; Ziegler, 1984; Pożaryski, 1990; Berthelsen, 1992; Nawrocki, 1992; Lewandowski, 1993; Franke, 1994; Żaba, 1994, 1996), a niewielkie przejawy aktywności przesuwczej w strefie granicznej obu bloków zaznaczają się do czasów współczesnych (Żaba, 1995; Morawska, 1997).

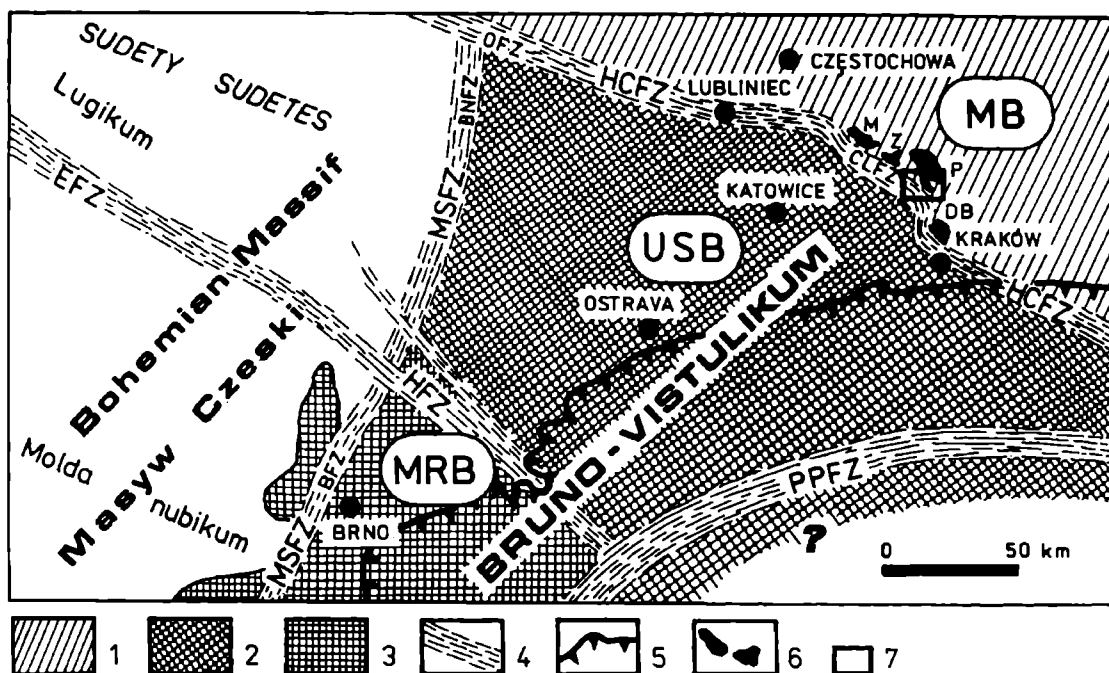
Blok górnośląski razem z sąsiadującym z nim od południa blokiem morawskim tworzą wspólnie Bruno–Vistulikum (ryc. 3 i 4). Jego pochodzenie jest szeroko dyskutowane; przeważają poglądy, iż kadomskie podłoże tej jednostki wywodzi się przypuszczalnie z kontynentu Gondwany (Courjault-Radé, Debrenne, Gandin, 1992; McKerrow, Cocks, 1995; Moczyłowska, 1995b, 1997, 1998; Pharaoh, 1999; Belka i in., 2000). Bruno–Vistulikum stanowi zapewne część większego neoproterozoicznego terranu, składającego się z asocjacji kilku mniejszych terranów (Finger i in., 2000). Struktura geologiczna, litologia i geochronologia Bruno–Vistulikum wykazuje wiele cech wspólnych z krystalicznym podłożem strefy Istambułu (Leichmann, Kalvoda, 2002).

Blok (terran) małopolski pochodzi, być może, z południowej części kratonu wschodnioeuropejskiego, skąd został oderwany, a następnie – wskutek prawoskrętnych ruchów przesuwczych – przemieszczony wzdłuż jego południowo-zachodniej krawędzi w obecnie zajmowane miejsce (Lewandowski, 1993; Moczyłowska, 1995a). Blok ten ma zatem charakter terranu typu proksymalnego (Dadlez, Kowalczewski, Znosko, 1994). Według Z. Belki i in. (2000), Małopolska – podobnie jak Górny Śląsk – stanowi fragment skorupy wywodzący się z brzeżnej części Gondwany. Pochodzenie obu bloków jest nadal niejasne i stanowi przedmiot bardzo różnych interpretacji oraz gorących dyskusji (np. Nawrocki, 1992, 1993a, b, 1995; Lewandowski, 1994, 1995).

Pożaryskiego i in., 1992; BABEL Working Group, 1993; Oberca, 1993; Buły, 1994; Dadleza i in., 1994; Makrisa i Wang, 1994 oraz Thybo i in., 1994)

USB – blok górnośląski, MRB – blok morawski (Brunnia), BV – granica Bruno–Vistulikum (według Dudka, 1980), MB – blok małopolski, TTZ – strefa Teisseyera–Tornquista, STZ – strefa Sorgenfrei–Tornquista, TEF – transeuropejska strefa tektoniczna (uskok transeuropejski), CDF – front deformacji kaledońskich, VDF – front deformacji waryscyjskich, AF – front nasunięć alpejskich; strefy uskokowe: HKFZ – Hamburg–Kraków, MSFZ – morawsko-śląska, PPFZ – perypienińska (szew wewnątrzkarpacki), HCF – świętokrzyska (uskok świętokrzyski); prostokąt – obszar badań
Fig. 3. Structural setting of the Małopolska and Upper Silesian Blocks (Żaba, 1995, 1999; partly based on Sikora, 1976; Kotas, 1982; Guterch et al., 1986, 1994; Pożaryski et al., 1992; BABEL Working Group, 1993; Oberca, 1993; Buły, 1994; Dadlez et al., 1994; Makris & Wang, 1994 and Thybo et al., 1994)

HKFZ – Hamburg–Kraków Fault Zone, MSFZ – Moravo–Silesian Fault Zone, PPFZ – Peri–Pieninian Fault Zone (Inner Carpathian Suture), HCF – Holy Cross Fault, STZ – Sorgenfrei–Tornquist Zone, TTZ – Teisseyre–Tornquist Zone; boundary of Bruno–Vistulicum (BV) after Dudek (1980); rectangle – study area



Ryc. 4. Pozycja strukturalna bloku górnośląskiego (na podstawie Żaby, 1999 – uzupełniony; częściowo na podstawie prac Dudka, 1980; Kotas, 1982; Miśała i in., 1983; Rajli-cha, 1988; Cymermana, 1991; Buły, 1994 oraz Żaby, 1995)

1 – blok małopolski (MB); 2 – blok górnośląski (USB); 3 – blok morawski (MRB); 4 – główne strefy uskokowe ograniczające blok górnośląski: HKFZ – Hamburg–Kraków (OFZ – Odra, KLFZ – Kraków–Lubliniec), MSFZ – morawsko-śląska (BFZ – boskovičská, BNfZ – Brzeg–Nysa), EFZ – Łąby, HFZ – Haná, PPfZ – perypienińska; 5 – nasunięcie brzeżne Karpat; 6 – obszary występowania intruzji granitoidowych oraz ich kontaktowego oddziaływania na skały osłony stwierdzone otworami wiertniczymi (obszary: M – Myszkowa–Mrzygłodu, Z – Zawiercie, P – Pilicy, DB – Doliny Będkowskiej); 7 – obszar badań

Fig. 4. Structural setting of the Upper Silesian Block (after Żaba, 1999 – supplemented; partly based on Dudek, 1980; Kotas, 1982; Miśał et al., 1983; Rajlich, 1988; Cymerman, 1991; Buła, 1994 and Żaba, 1995)

1 – Małopolska Block (MB); 2 – Upper Silesian Block (USB), 3 – Moravian Block (MRB); 4 – primary fault zones delimiting the Upper Silesian Block: HKFZ – Hamburg–Kraków Fault Zone (OFZ – Odra Fault Zone, KLFZ – Kraków–Lubliniec Fault Zone), MSFZ – Moravo–Silesian Fault Zone (BFZ – Boskovice Fault Zone, BNfZ – Brzeg–Nysa Fault Zone), EFZ – Elbe Fault Zone, HFZ – Haná Fault Zone, PPfZ – Peri-Pieninian Fault Zone; 5 – Carpathian overthrust front; 6 – areas of granitoid intrusions and their contact interactions on mantle rocks, confirmed by recognized boreholes (M – Myszków–Mrzygłów area, Z – Zawiercie area, P – Pilica area, DB – Dolina Będkowska area); 7 – study area

Podłoże monokliny śląsko-krakowskiej jako strefa graniczna bloków (terranów) górnośląskiego i małopolskiego

Strefa graniczna bloków górnośląskiego i małopolskiego przebiega w kierunku NW-SE w podłożu monokliny śląsko-krakowskiej (ryc. 2–4), obejmując silnie tektonicznie zaangażowane brzeżne części obu bloków (terranów). Bloki rozgranicza walna, głęboko sięgająca strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (ryc. 2–4).

W brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego wydzielono kilkanaście kompleksów strukturalnych (ryc. 5). W spagu i stropie są one oddzielone od kompleksów sąsiednich lukami stratygraficznymi oraz powierzchniami niezgodności strukturalnych o regionalnym znaczeniu (ryc. 5 i 6). Jednostki te budują dwa podstawowe megakompleksy platformy: dolny – będący jej podłożem, oraz górny – stanowiący osadową pokrywę (ryc. 5). W strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego sąsiadują ze sobą – wzdłuż granicznej strefy dyslokacji Kraków–Lubliniec – „odmienne wykształcone”, dolnopaleozoiczne (i starsze) kompleksy strukturalne, które znacznie różnią się od siebie zarówno litologią i wiekiem, jak też charakterem przeobrażeń, intensywnością deformacji oraz stylem tektonicznym (Żabła, 1999).

W brzeżnej części bloku górnośląskiego na różnowiekowych zespołach skalnych krystalicznego fundamentu platformy spoczywają dyskordantnie klastyczne utwory kambru dolnego (kompleks kambryjski) przykryte – również dyskordantnie – klastycznymi osadami dewonu dolnego. Na obszarze bloku górnośląskiego tylko w jednym z otworów wiertniczych (zlokalizowanym w Bibieli w rejonie Brudzowic) stwierdzono klastyczno-węglanowe skały ordowiku (Gładysz, Jachowicz, Piekarski, 1990).

Do najstarszych utworów występujących w brzeżnej części bloku małopolskiego należą słabo zmetamorfizowane i silnie tektonicznie zdeformowane wendyjskie osady ilasto-mułowcowo-piaszczyste, rzadziej zlepieńcowate, wykształcone zazwyczaj jako fyllity (kompleks wendyjski). Utwory te reprezentują podłoże bloku małopolskiego. Na omawianym obszarze nie stwierdzono krystalicznego podłoża (ryc. 5). Na skałach wendyjskich zalegają dyskordantnie węglanowe oraz klastyczne utwory ordowiku i syluru (kompleks ordowicko-sylurski), przykryte – również dyskordantnie – klastycznymi osadami dewonu dolnego.

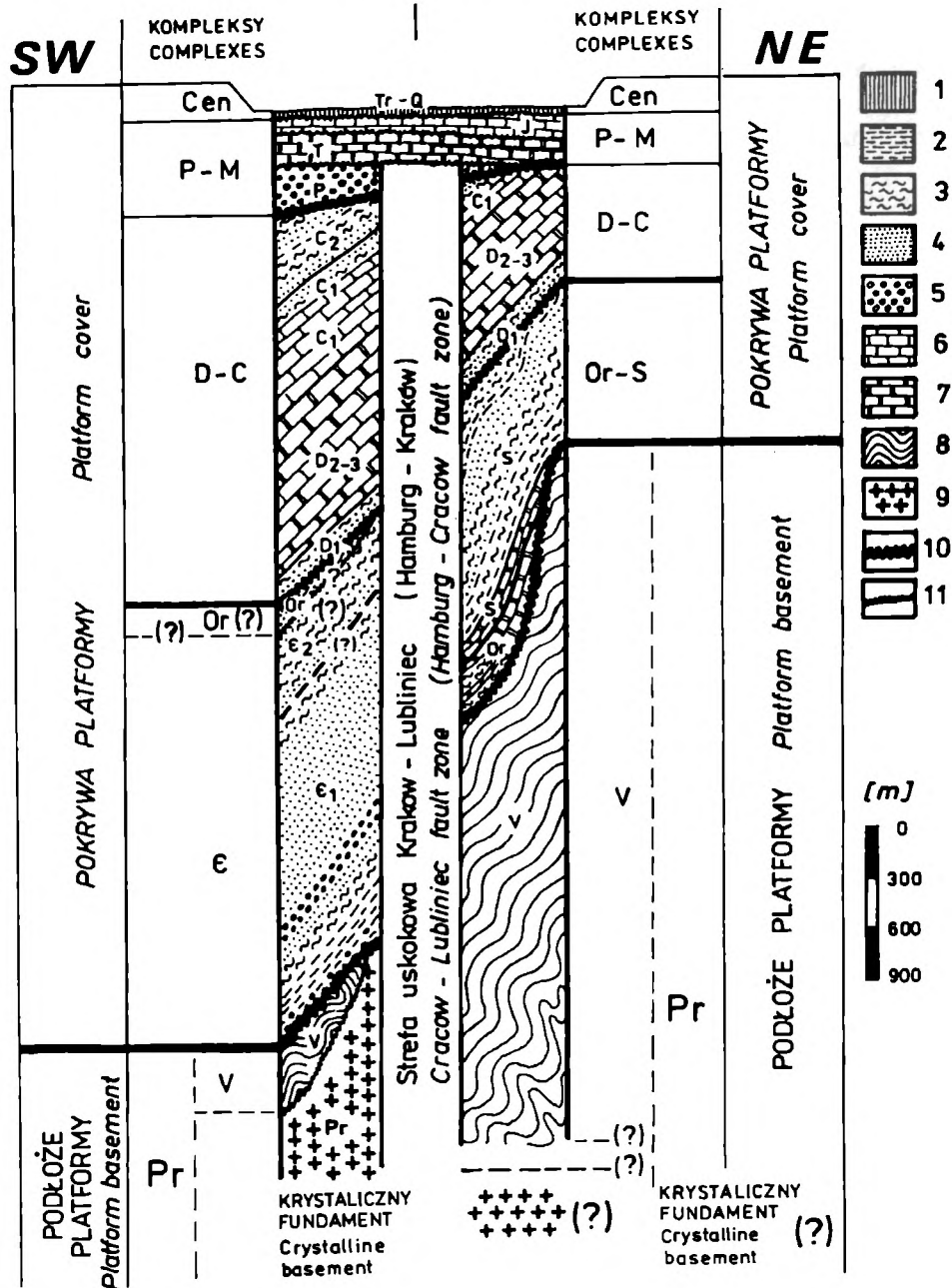
Wspólne dla obu bloków kompleksy skalne pojawiają się dopiero od dewonu dolnego (ryc. 5 i 6). Są reprezentowane przez węglanowo-klastyczne utwory kompleksu dewońsko-karbońskiego, przykryte niezgodnie osadami kompleksów: permsko-mezozoicznego oraz kenozoicznego (Żabła, 1999).

BLOK GÓRNOŚLĄSKI

Upper Silesia Block

BLOK MAŁOPOLSKI

Małopolska Block



W podłożu monokliny śląsko-krakowskiej (Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej), wzdłuż granicznej strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, występują intruzje górnokarbońskich granitoidów, lokujące się tylko w brzeżnej części bloku małopolskiego (ryc. 4).

Monoklina śląsko-krakowska (pokrywa mezozoiczna)

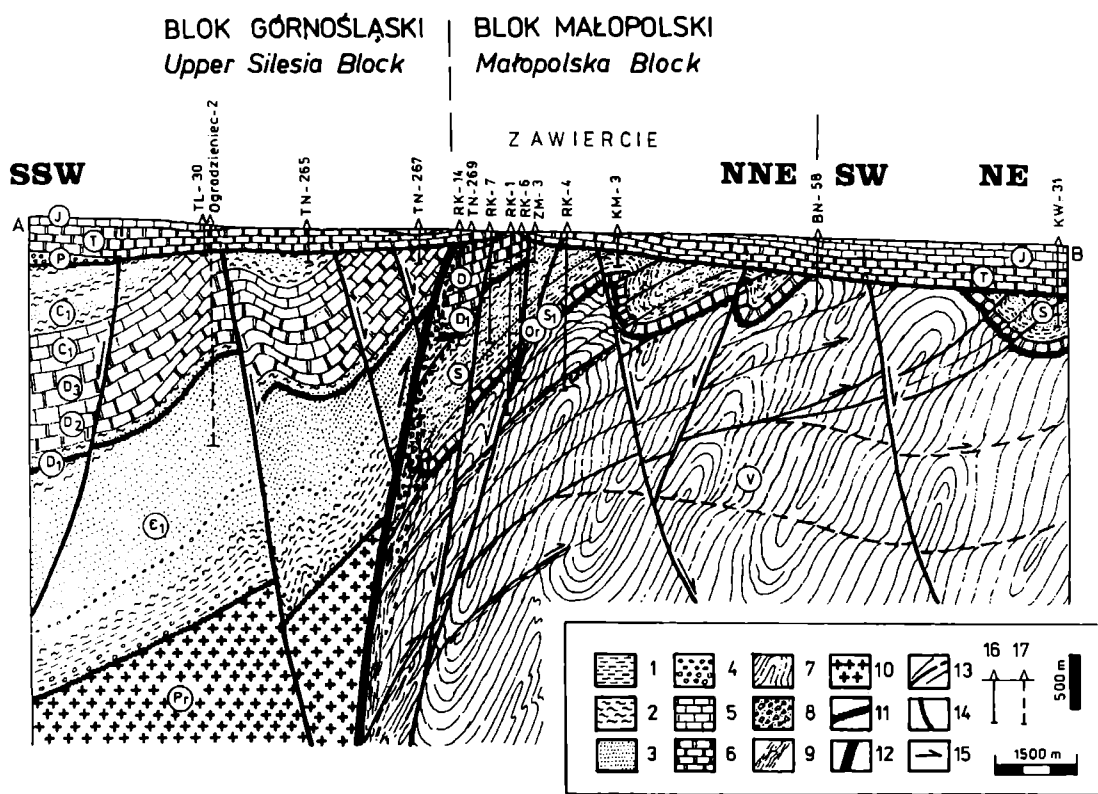
Monoklina śląsko-krakowska ma przebieg NNW-SSE, duża jej część znajduje się na obszarze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. W tym regionie monoklina stanowi składnik pokrywy paleozoicznej platformy europejskiej (ryc. 5 i 6). W głównej mierze jest zbudowana z utworów triasu i jury oraz fragmentarycznie zachowanych osadów kredy. Razem z utworami permu występuje w brzeżnej strefie bloków górnośląskiego i małopolskiego, wchodząc w skład permsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego. Kompleks ten leży niezgodnie na zdenudowanym i urozmaiconym pod względem morfologicznym, paleozoicznym, a lokalnie też prekambryjskim podłożu, pokrywając je dość zwartym płaszczem. W brzeżnych strefach obu bloków osady triasu leżą powszechnie na utworach dewońskich, karbońskich i permskich. W krawędziowej części bloku małopolskiego leżą ponadto na skałach sylurskich i ordowickich, a nawet bezpośrednio na wendyjskich fyllitach bądź karbońskich porfirach (Buła, Jachowicz, Żaba, 1997; Żaba, 1999). Utwo-

Ryc. 5. Kompleksy strukturalne w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego (według Żaby, 1999 – zmieniony)

1 – osady trzeciorzędu i czwartorzędu, 2 – ilowce, 3 – mułowce, 4 – piaskowce, 5 – zlepieńce, 6 – wapienie, 7 – dolomity, 8 – metasedymenty (objęte anchimetamorfizmem lub metamorfizmem regionalnym facji zieleńcowej), 9 – skały krystaliczne fundamentu bloku górnośląskiego oraz przypuszczalnego fundamentu bloku małopolskiego, 10 – główne niezgodności strukturalne oraz luki stratygraficzne, 11 – luki stratygraficzne oraz przypuszczalne lub podrzędne niezgodności strukturalne; wydzielienia stratygraficzne: Pr – prekamb, V – wend, ϵ_1 – kambr dolny, ϵ_2 – kambr środkowy, Or – ordowik, S – sylur, D₁ – dewon dolny, D₂ – dewon środkowy, D₃ – dewon górny, C₁ – karbon dolny, C₂ – karbon górny, P – perm, T – trias, J – jura, Tr – trzeciorząd, Q – czwartorzęd; Pr – prekambryjski megakompleks strukturalny; kompleksy strukturalne: V – wendyjski, ϵ – kambryjski, Or – ordowicki, Or-S – ordowicko-sylurski, D-C – dewońsko-karboński, P-M – permsko-mezozoiczny, Cen – kenozoiczny

Fig. 5. Structural complexes in edge zones of the Upper Silesian and Małopolska blocks (after Żaba, 1999 – modified)

1 – Tertiary and Quaternary sediments, 2 – claystones, 3 – siltstones, 4 – sandstones, 5 – conglomerates, 6 – limestones, 7 – dolomites, 8 – metasediments (anchimetamorphism or regional metamorphism of greenschist facies), 9 – crystalline rocks of the Upper Silesia Block basement and hypothetical Małopolska Block basement, 10 – principal structural discordances and stratigraphical gaps, 11 – stratigraphical gaps and supposed or secondary structural discordances; stratigraphy: Pr – Precambrian, V – Vendian, ϵ_1 – Lower Cambrian, ϵ_2 – Middle Cambrian, Or – Ordovician, S – Silurian, D₁ – Lower Devonian, D₂ – Middle Devonian, D₃ – Upper Devonian, C₁ – Lower Carboniferous, C₂ – Upper Carboniferous, P – Permian, T – Triassic, J – Jurassic, Tr – Tertiary, Q – Quaternary; Pr – Precambrian structural megacomplex; structural complexes: V – Vendian complex, ϵ – Cambrian complex, Or – Ordovician complex, Or-S – Ordovician-Silurian complex, D-C – Devonian-Carboniferous complex, P-M – Permian-Mesozoic complex, Cen – Cenozoic complex



Ryc. 6. Kontakt bloków górnośląskiego i małopolskiego w rejonie Siewierza i Zawiercia – bez uwzględnienia zjawisk magmowych (Żaba, 1999 – nieco zmieniony)

1 – ilowce, 2 – mułowce, 3 – piaskowce, 4 – zlepienie, 5 – wapienie, 6 – dolomity, 7 – metasedymenty (objęte anchimetamorfizmem lub metamorfizmem regionalnym facji zieleńcowej), 8 – brekcje tektoniczne, 9 – mylonity, 10 – skały krystaliczne fundamentu bloku górnośląskiego, 11 – główne niezgodności strukturalne oraz luki stratygraficzne, 12 – graniczna strefa uskoku Kraków–Lubliniec, 13 – uskoki odwrócone, 14 – uskoki normalne, 15 – zwrot względnych przemieszczeń; otwory wiertnicze: 16 – znajdujące się na linii przekroju, 17 – zlokalizowane w pobliżu linii przekroju; objaśnienia symboli stratygraficznych – patrz ryc. 5; linia przekroju geologicznego – patrz ryc. 2

Fig. 6. Upper Silesian Block and Małopolska Block contact in the Siewierz and Zawiercie area – without magmatic phenomena (Żaba, 1999 – slightly modified)

1 – claystones, 2 – siltstones, 3 – sandstones, 4 – conglomerates, 5 – limestones, 6 – dolomites, 7 – metasediments (anchimetamorphism or greenschist facies of regional metamorphism), 8 – tectonic breccias, 9 – mylonites, 10 – crystalline basement of the Upper Silesia Block, 11 – principal structural discordances and stratigraphical gaps, 12 – boundary Kraków–Lubliniec Fault Zone, 13 – reverse faults, 14 – normal faults, 15 – sense of relative displacements, 16 – boreholes spaced along the geological cross-section line, 17 – boreholes located in a proximity of the geological cross-section line; see Fig. 5 for explanations of stratigraphic symbols; location of geological cross-section line see Fig. 2

ry triasu ulegają ku SE wyklinowaniu (są ścięte erozyjnie przed jurą) i w okolicach Krakowa utwory jury zalegają już bezpośrednio na osadach paleozoicznych. Monoklina śląsko-krakowska zapada pod niewielkim kątem ku północnemu wschodowi pod utwory kredowe niecki Nidy. Formacje skalne budujące monoklinę śląsko-krakowską są wykształcone

w facjach epikontynentalnych oraz kontynentalnych, reprezentowanych w głównej mierze przez serie klastyczne i węglanowe. Przeciętna miąższość utworów triasowych waha się zazwyczaj w granicach 100–200 m (jednak maksymalnie sięga nawet 1400 m), natomiast utworów jury wynosi zazwyczaj 150–200 m, a maksymalnie osiąga ponad 700 m (w rejonie Pajęczna). Zachowane fragmentarycznie na skutek ścięcia erozyjnego utwory kredy występują lokalnie (np. w Rowie Krzeszowickim, Wolbromskim) w postaci płatów o różnej miąższości; w okolicach Krakowa ich miąższość wynosi ok. 50 m, ale ku niecce miechowskiej miąższość kredy rośnie stopniowo do ponad 600 m.

Na terenie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej powierzchnia monokliny śląsko-krakowskiej jest zbudowana głównie z węglanowych osadów górnej jury (przede wszystkim jest to oksford, a wyjątkowo kimeryd). Wschodnie utworów górnourajskich ciągną się „nieprzerwanym pasem” od Krakowa przez Częstochowę, aż po Wieluń. W kierunku z północy na południe ich miąższość stopniowo maleje. Na terenach położonych między Krakowem a Częstochową wschodnie wapieni górnourajskich występują na dużych obszarach, natomiast pomiędzy Częstochową i Wieluniem utwory te pojawiają się znacznie rzadziej, gdyż są tam przykryte lodowcowymi i wodno-lodowcowymi osadami czwartorzędowymi.

Tektonika monokliny śląsko-krakowskiej w głównej mierze była kształtowana przez deformacje kimeryjskie i laramijskie. Dlatego w regionie tym wyróżniają się cztery nadległe podpiętra strukturalne (Bukowy, 1974): starokimeryjskie dolne (obejmujące utwory triasu dolnego, środkowego i kajpru), starokimeryjskie górne (obejmujące utwory retyku), młodokimeryjskie (obejmujące utwory jury) i laramijskie (obejmujące utwory kredy). Ostateczny styl strukturalny monoklina śląsko-krakowska zawdzięcza przede wszystkim ruchom laramijskim oraz – w mniejszym stopniu – deformacjom zachodzącym w miocenie.

Zasadniczą cechą tektoniki tego regionu są szerokopromienne fałdy o charakterze niecek i kopuł oraz gęsta sieć uskoków i spękań ciosowych. Dzięki wielofazowej aktywności uskoków teren ten został zróżnicowany na szereg bloków, tworzących regionalne struktury zrębowe. Na obszarze tym dominują uskoki przesuwcze i zrzutowe (Bednarek, 1974; Krokowski, 1984; Teper, Hollek-Idziak, Idziak, 1988; Żaba, 1995, 1999). Zachodzące wzdłuż nich przemieszczenia były raczej niewielkie i zazwyczaj wynosiły od kilku do kilkudziesięciu metrów.

Sieć spękań i uskoków na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej jest przeważnie reprezentowana przez pionowo bądź stromo nachylone zespoły, zwykle odznaczające się katetalnym lub subkatetalnym ustawieniem względem uławicenia osadów (Żaba, 1999). Ich geometryczne układy oraz

geograficzne kierunki wykazują daleko idące podobieństwo do głównych zespołów spękań ciosowych i uskoków, występujących w niżej leżących utworach kompleksu dewońsko-karbońskiego (Bednarek, 1974, 1978; Krokowski, 1984; Bednarek, Górecka, Zapaśnik, 1985; Żaba, 1999). Wiąże się to w dużym stopniu z przenoszeniem do osadów nadległych kierunków wcześniejszych struktur tektonicznych starszego podłoża. Powielanie strukturalnego planu podłoża zachodziło wskutek odnawiania i propagacji z dołu ku górze głównych zespołów nieciągłości. Proces ten postępował już częściowo w czasie sedymentacji osadów piętra pokrywowego, a przede wszystkim podczas późniejszych, wielokrotnych nacisków tektonicznych. Jednak powieleniu w osadach triasowych i jurajskich nie uległy wszystkie – zaznaczające się poniżej – zespoły nieciągłości. Dotyczy to głównie wielu zespołów ścięć pochyłych, które powstały w wyniku deformacji poprzedzających utworzenie się mezozoicznej pokrywy (Żaba, 1999). W piętrze pokrywowym najwyraźniej zaznacza się regionalny cios systemu ortogonalnego, obejmujący pionowe lub bardzo stromo nachylone zespoły przewodnich spękań poprzecznych (kierunek NE-SW) i podłużnych (NW-SE) względem osi niecki Nidy. Duża część obserwowanych zespołów spękań i mezouskoków ściśle wiąże się z wielofazową aktywnością przebiegającej poniżej strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Nieciągłości te mają więc charakter struktur naduskokowych.

Tektoniczna aktywność strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego

Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec i jej wpływ na otoczenie

Bloki górnośląski i małopolski rozgranicza walna strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (ryc. 2–4), będąca najprawdopodobniej segmentem transkontynentalnej linii tektonicznej Hamburg–Kraków (por. np. Franke, Hoffmann, 1999). Dokładne położenie tej granicznej dyslokacji przedstawił Z. Buła (1994, 2000). Jej przebieg wykazuje liczne wygięcia i łuki, a szerokość zazwyczaj nie przekracza 500 m (Buła, Jachowicz, Żaba, 1997). Biegnie ona na południe od Lublińca, pomiędzy Koziegłowami i Porajem, nieco na zachód od Myszkowa, Mrzygłodu, Zawiercia, Pilicy i Wolbromia oraz na północny wschód od Krakowa. Dalej na południe, pomiędzy Bochnią i Gdowem, chowa się pod nasunięcie brzeżne Karpat, gdzie być może łączy się z dyslokacją perypienińską. Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec ma

proterozoiczne założenia, a jej tektoniczna aktywność obejmuje okres od najstarszego paleozoiku po kenozoik (Żab a, 1995, 1997, 1999). Wzdłuż linii tej dyslokacji przebiega dział wodny między Odrą i Wartą, co sugeruje, iż jej długotrwała aktywność sięga aż do czasów współczesnych (Moraw s k a, 1997). Najważniejsze etapy tektonicznej ruchliwości, podczas których w głównej mierze została ukształtowana obecna budowa brzeżnych części obu bloków (terranów), łączy się ze wzmożoną aktywnością przesuwczą przypadającą na schyłek syluru (lewoskrętna transpresja – Żab a, 1994, 1995) oraz na późny karbon (prawoskrętna transpresja i transtensja – Żab a, 1996). Przesuwczą aktywność tej dyslokacji odgrywała też ważną rolę metalogeniczną, co zapewne ma związek z jej głębokim zasięgiem.

Ścisły związek z lokalizacją oraz aktywnością strefy uskokowej Kraków–Lubliniec wykazują również przejawy magmatyzmu, a w szczególności granitoidowy plutonizm lokujący się wyłącznie w brzeżnej części bloku małopolskiego w pobliżu charakterystycznych krzywizn w jej przebiegu (ryc. 4). Wyraźny związek z lokalizacją tej dyslokacji wykazuje ponadto charakterystyczne rozmieszczenie występujących w obrębie jej skrzydeł kompleksów litostratygraficzno-strukturalnych (ryc. 5), a także – występujących ponad tym uskokiem – utworów triasu i jury (ryc. 2 i 6).

Zaznaczającą się w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego gęsta sieć uskokowa kształtowała się głównie w warunkach późnokarbońskiej, wielofazowo rozwijającej się, prawoskrętnej strefy ścinania (Żab a, 1996; por. też Arthaud, Matte, 1977). Pod koniec cyklu waryscyjskiego stała się ona już tak bardzo wielokierunkowa i osiągnęła taki stopień komplikacji, iż podczas późniejszych deformacji zdolna była niemal wyłącznie do odmładzania i naśladowania różnych starszych kierunków. Uzyskała więc typowe cechy sieci uskokowej nasyconej. Większość powstałych w tym okresie uskoków była następnie, podczas późniejszych ruchów tektonicznych, przenoszona (przekazywana) ku górze do nowo powstałych osadów nadkładu. Pionowe uskokowanie związane z tektoniczną ruchliwością głębokiego podłoża prowadziło również do tworzenia się licznych makrostruktur o charakterze blokowym. W wielu rejonach procesy te zachodzą do czasów obecnych (m.in. Herbich, 1981).

Duża część uskoków obserwowanych w różnych wiekowo kompleksach skalnych wykazuje bezpośredni związek z przemieszczeniami, które mają miejsce w głębokim podłożu wzdłuż strefy dyslokacyjnej Kraków–Lubliniec, o charakterze struktur naduskokowych. Należą do nich – między innymi – uskoki tworzące pozytywne struktury kwiatowe (Żab a, 1994). Charakter struktur naduskokowych wykazuje też większość głównych zespołów ciosu i uskoków zaznaczających się w obrębie mezozoicznej pokrywy na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej (Bednarek, 1974, 1978; Krokowski,

1984; Bednarek i in., 1985; Teper, Hollek-Idziak, Idziak, 1988; Żaba, 1999). Są one najczęściej związane z prawoprzesuwczymi przemieszczeniami zachodzącymi wzdłuż strefy uskoku Kraków–Lubliniec oraz z przenoszeniem do osadów nadległych kierunków wcześniejszych nieciągłości starszego podłoża.

Ewolucja strukturalna

Utwory strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego zostały objęte czterema wyraźnymi fazami deformacji tektonicznych prowadzącymi do kształtowania się makrostruktur fałdowych (Żaba, 1999). Każda z nich kończyła się wyraźnie zaznaczającym się okresem ekstensji. Deformacje te poprzedziły powstanie permsko-mezozoicznej pokrywy.

Późniejsze deformacje obejmujące osady permsko-mezozoiczno-kenozoicznej pokrywy, wiązały się ze stopniową – zachodzącą od triasu po miocen – prawoskrętną rotacją, początkowo nasuwczego, a następnie kolejno przesuwczego i normalnego pola naprężeń. Deformacje te zostały zapoczątkowane przez ruchy o charakterze przesuwczo-nasuwczym, prowadząc do rozwoju subhoryzontalnie zorientowanych powierzchni ścinania. Struktury te tworzyły się prawdopodobnie pod koniec triasu środkowego lub/i na pograniczu triasu środkowego i górnego (?faza labińska), zaznaczając się w większości występujących w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego kompleksów skalnych. Ścinania te powstawały najprawdopodobniej wskutek kompresji o kierunku NW-SE (Żaba, 1999).

Stopniowo, prawoskrętnie rotujący układ naprężeń uległ następnie przewartościowaniu (osie naprężeń σ_1 i σ_3 leżące w płaszczyźnie poziomej, oś σ_2 ustawiona pionowo). W warunkach deformacji o charakterze przesuwczym, zachodzących wskutek nacisków o kierunku NNW-SSE, lokalnie powstawały zespoły sprzężonych spękań hybrydowych, które następnie ulegały niewielkiej rotacji związanej z kształtowaniem się szerokopromiennych struktur fałdowych o charakterze niecek i kopuł. Z takim stanem naprężeń wiązało się też prawdopodobne otwieranie ekstensyjnego ciosu o przebiegu NNW-SSE. W okresie późniejszym rolę głównych płaszczyzn poślizgów przesuwczych (prawoskrętnych) przejął zespół przewodniczych, skopiwanych z podłoża, nieciągłości o kierunku NW-SE (Żaba, 1999).

Dalsza ewolucja sieci spękań i mezouskoków piętra pokrywowego wiązała się ze stopniową prawoskrętną rotacją osi głównych nacisków (z zachowaniem przesuwczego charakteru układu naprężeń) do położenia NNE-SSW lub nawet NE-SW. Rotacja osi głównych naprężeń σ_1 powodowała przesuwcze uaktywnianie się coraz to nowych zespołów nieciągłości, jak też otwieranie się kolejnych zespołów spękań ekstensyjnych (Żaba, 1999). Z kompre-

sją o kierunku NNE-SSW najprawdopodobniej wiązały się prawoprzesuw-
cze przemieszczenia o kierunku NW-SE, odbywające się w głębokim pod-
łożu wzdłuż granicznej strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Na taką moż-
liwość wskazują też wyniki szczegółowych badań wielu autorów (m.in. Bed-
narka, 1978; Krokowskiego, 1984; Tepera, Hollek-Idziak, Idziaka, 1988). Systemy aktywnych w tym okresie, różnie zorientowanych
zespołów ścieć mają cechy struktur naduskokowych.

Towarzyszący aktywności przesuwczej układ głównych naprężeń ulegał
ciągłej prawoskrętnej rotacji, doprowadzając najprawdopodobniej do krót-
kotrwącej zamiany reżimu transtensyjnego na transpresyjny lub nawet kom-
presyjny (Żaba, 1999). Oś naprężeń σ_1 leżała w tym okresie poziomo i wy-
kazywała kierunek NW-SE lub nawet WNW-ESE. Następnie układ o cha-
akterze przesuwczym, wskutek nierotacyjnej zmiany osi głównych naprężeń,
przeszedł w normalno-zrzutowy (σ_1 – pionowa, σ_2 i σ_3 – leżące w płaszczyź-
nie poziomej). Zdaniem J. Krokowskiego (1984), oś σ_2 miała wtedy kie-
runek NW-SE lub NNW-SSE. Dalsza prawoskrętna rotacja tego układu spo-
wodowała, iż oś pośrednich naprężeń σ_2 przyjęła pozycję zbliżoną do W-E,
a oś najmniejszych głównych naprężeń σ_3 – kierunek N-S. Okres ten odzna-
czał się wyraźną przewagą przemieszczeń zrzutowych o charakterze normal-
nym, obejmujących – szczególnie często – powierzchnie nieciągłości o prze-
biegu zbliżonym do równoleżnikowego (Żaba, 1999). Warunki ekstensyj-
ne sprzyjały rozwojowi licznych struktur typu rowów i zrębów tektonicznych,
którym towarzyszą lokalnie sztywne fałdy fleksuralne i przyskokowe ugię-
cia. Omawiane zjawiska powszechnie łączy się z tektogenezą miocenną
(m.in. Alexandrowicz, 1964; Bogacz, 1967; Krokowski, 1984; Bednarek, Górecka, Zapaśnik, 1985).

Przedstawiona ewolucja układu naprężeń zachodziła etapowo i różniła się
nieco w poszczególnych rejonach monokliny śląsko-krakowskiej. Na podsta-
wie szczegółowych badań terenowych prowadzonych na tym terenie oraz ob-
szarach przyległych wyróżniono kilka epizodów deformacyjnych powszech-
nie łączonych z ruchami: starokimeryjskimi, młodokimeryjskimi, subhercyń-
skimi, laramijskimi, miocennymi oraz zachodzącymi po miocenie (m.in.:
Dżużyński, 1953; Poborski, Skoczyła-Ciszewska, 1963; Ale-
xandrowicz, 1964; Piekarski, 1965; Bogacz, 1967; Śliwiński,
1969; Burzewski, 1969; Jawor, 1970; Kutek, Głazek, 1972; Mar-
cinowski, 1974; Bednarek, 1974, 1978; Jurkiewicz, 1975; Głazek,
Kutek, 1976; Górecki, 1977; Zapaśnik, 1977; Herbich, 1981; Rut-
kowski, 1981, 1986, 1989; Gałkiewicz, 1983; Szuwarzyński, Pa-
nek, 1983; Bednarek, Górecka, Zapaśnik, 1985; Poborski, Jawor,
1989; Górecka, 1991; Górecka i in., 1991). Deformacje te prowadziły
do tworzenia się rozległych, kopułowych wypiętrzeń rozdzielonych – rów-

niez rozległymi – nieckowatymi obniżeniami (powstałymi w wyniku ruchów starokimeryjskich, młodokimeryjskich i laramijskich); w fazie młodokimeryjskiej zaczęła się tworzyć monoklina śląsko-krakowska, która ostatecznie ukształtowała się w czasie ruchów laramijskich. Podczas wszystkich etapów deformacji tworzyły się, ujawniały lub uaktywniały różne zespoły ciosu i uskoków, co prowadziło do rozwoju budowy blokowej. Najbardziej czytelna i gęsta sieć uskoków powstała dzięki ruchom zachodzącym w miocenie (związanym w głównej mierze z nasunięciami karpackimi). Uskokowanie zachodziło przeważnie w reżimie ekstensyjnym, lecz wyjątkowo tworzyły się też ścięcia o charakterze przesuwczym. Niewielka aktywność uskoków przesuwczych (południkowych i rzadziej równoleżnikowych) ujawniała się jeszcze podczas ruchów miocেনских (Bednarek, 1974; Zapaśnik, 1977).

Pasmo Smoleńsko-Niegowonickie jako element pokrywy górnourajskiej

Litostratygrafia utworów górnourajskich

Utwory górnourajskie budujące Pasmo Smoleńsko-Niegowonickie są reprezentowane przez osady keloweju i oksfordu. Utwory keloweju odsłaniają się jedynie w okolicach Wysokiej i Ogrodzieńca (ryc. 7). Są to zapiaszczone margle przeławicone żółtymi i żółtobrunatnymi wapieniami piaszczystymi (Kaziuk, Lewandowski, 1980).

Osady węglanowe oksfordu wykazują dużą zmienność facjalną. Z tego względu wydziela się w tym terenie kilka jednostek litostratygraficznych. Oksford dolny i środkowy wykształcony jest w postaci cienkoławicowych wapieni przeławiconych marglami oraz margli zawierających gąbki i tuberoidey. Powyżej tych osadów leżą uławicone, ziarniste, gruzełkowo-grudkowe, porowate i mażące wapienie, zwane warstwami zawodziańskimi, w których powszechnie występują szare krzemienie tworzące płaskury równoległe do uławicenia. W warstwach zawodziańskich pojawiają się wkładki wapieni skalistych, które J. Bednarek (1974) określa jako wapienie skaliste dolne. Sedymentację oksfordu dolnego i środkowego kończy poziom wapienia skalistego, który rozpoczyna jednocześnie sedymentację oksfordu górnego. Na granicy oksfordu środkowego i górnego w wapieniach skalistych widać miejscami wapienie detrytyczne lub płytkowe, nazywane wapieniami z Kolbarka (Kotlicki, 1967; Bukowy, 1968; Bednarek,

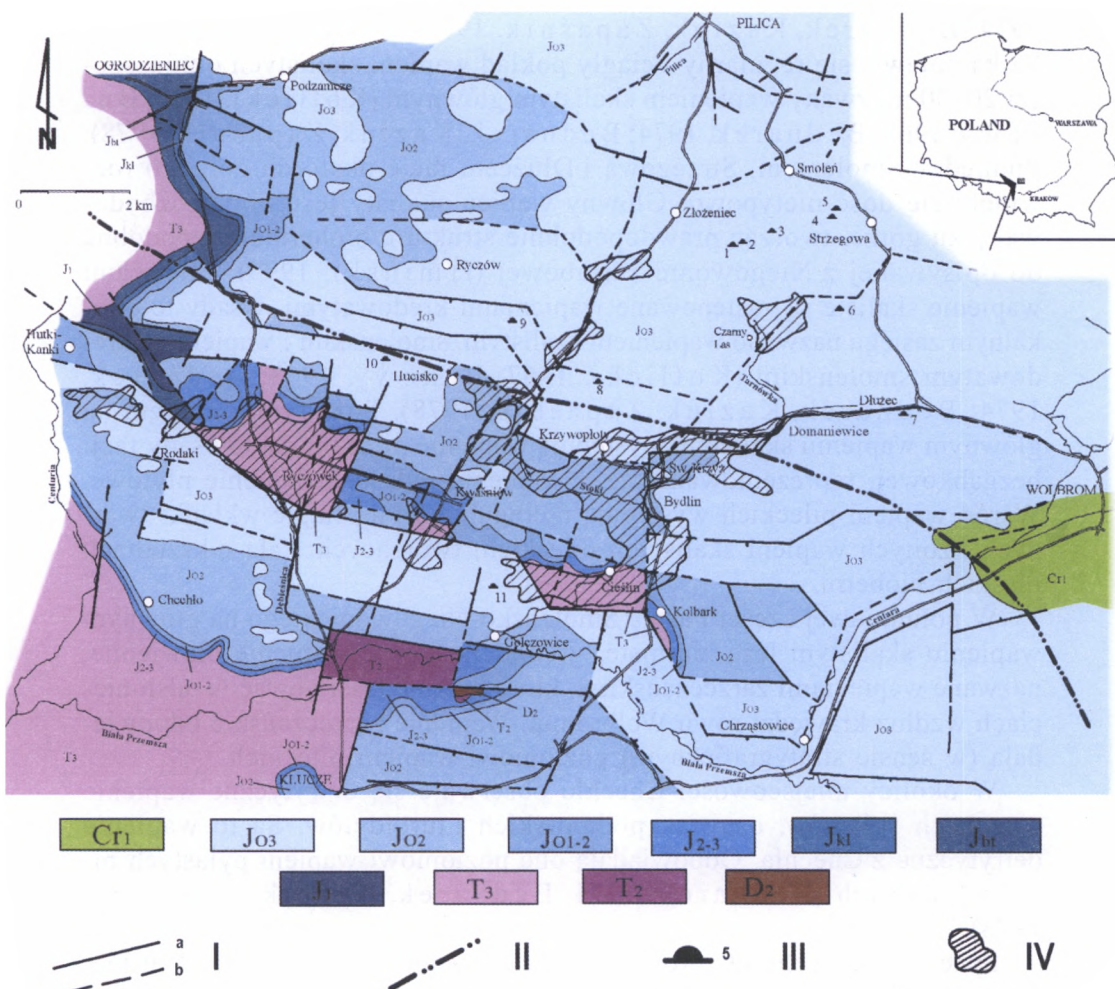
1974; Bednarek, Kaziuk, Zapaśnik, 1978). Powyżej wapieni z Kolbarka pojawia się regularny i ciągły pokład wapieni skalistych o miąższości 20–30 m, zwany wapieniem skalistym głównym (Kotlicki, 1967; Bukowy, 1968; Bednarek, 1974; Bednarek, Kaziuk, Zapaśnik, 1978). Pomiedzy Smoleniem, Strzegową i Dłużcem facje oksfordu górnego rozwinęły się dość nietypowo. Główny wapień skalisty jest silnie rozbudowany ku górze, tworząc prawdopodobnie strukturę biohermalną, podobną do opisywanej z Niegowonic i Grabowej (Irmiński, 1995). Miejscami wapienie skaliste są zastępowane wapieniami kredowymi. Osady te o lokalnym zasięgu nazwano wapieniem skalistym, smoleńskim i wapieniem kredowym smoleńskim (Kotlicki, 1967; Bukowy, 1968; Bednarek, 1974; Bednarek, Kaziuk, Zapaśnik, 1978). Poza tym obszarem na głównym wapieniu skalistym występują wapienie pileckie. Są to osady facji bezgąbkowej, reprezentowane przez wapienie pylaste i wapienie płytowe. Wśród wapieni pileckich występują nieregularne i nieciągłe wkładki twarde i zbitych wapieni skalistych pileckich, tworzących ciała o kształtach płaskich bioherm.

W południowej części Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego na głównym wapieniu skalistym leżą ziarniste, grubodetrytyczne wapienie uławicone, nazwane wapieniami zarzeczańskimi, które można obserwować w odsłonięciach wzdłuż krawędzi rowu Wolbromia. Wapienie zarzeczańskie odpowiadają (w sensie stratygraficznym) poziomowi wapieni pileckich.

W okolicy miejscowości Chechło obserwuje się detrytyczne wapienie o cechach spływów, osuwisk podmorskich i turbidytów. Są to wapienie detrytyczne z Chechła. Odpowiadają one poziomowi wapieni pylastych pileckich dolnych (Bednarek, 1974; Bednarek, Kaziuk, Zapaśnik, 1978).

Specyficzną cechą utworów jurajskich w rejonie jury pilecko-olkuskiej (*sensu* Bednarek, 1974) jest to, że zawierają one silnie rozproszone minerały kruszcowe wykazujące mineralogiczne pokrewieństwo z kruszczami Zn-Pb tworzącymi skupienia złożowe w skałach triasowych w obszarze śląsko-krakowskim. Mineralizacja sięga aż do dolnej części oksfordu górnego, do poziomu głównego wapienia skalistego. Zjawisko to stwierdzono w kilkunastu otworach wiertniczych w stosunkowo wąskim pasie o szerokości 5–8 km, ciągnącym się od Pilicy pomiędzy Złożeńcem i Strzegową przez Krzywopłoty, Dłużec, Kolbark, Zarzecze w kierunku Chrzastowic (Bednarek, Górecka, Zapaśnik, 1985).

Z przeprowadzonych badań wynika, że temperatura homogenizacji inkluzji w minerałach kruszczowych waha się w granicach 65–90°C dla sfalerytu z utworów keloweju i 70–85°C dla sfalerytu z utworów oksfordu. Oprócz minerałów kruszczowych w otworach wiertniczych w tym rejonie stwierdzo-



Ryc. 7. Kotliny i większe depresje morfologiczne na tle budowy geologicznej w środkowej części Pasma Smoleńskiego-Niegowonickiego (na podstawie: Bukowy, 1963, 1968; Kotlicki, 1966, 1967; Bednarek, 1974; Bednarek i in., 1978; Pulina, 2003).

Cr₁ – kreda dolna, alb: piaski glaukonitowe i piaszkowce, Jo₃ – jura górna, oksford górny: wapienie kredowate i skaliste, smoleńskie oraz wapienie skaliste, górne. Wapienie kredowate. Wapienie pylaste, płytkowe, detrytyczne. Margle i wapienie skaliste, pileckie. Wapienie skaliste, główne, Jo₂ – jura górna, oksford środkowy: wapienie gąbkowo-tuberolitowe, zawodzińskie. Wapienie detrytyczne z Kolbarka. Wapienie skaliste, dolne, Jo₁₋₂ jura górna, oksford środkowy / dolny: cienko i średnioławicowe wapienie margliste i margle scyfowe, J₂₋₃ jura górna / środkowa, oksford dolny / kelowej: margle, J_{k1} – jura środkowa, kelowej: wapienie piaszczyste, J_{b1} – jura środkowa, bajos / baton: ily czarne, piaszkowce i zlepienie żelaziste, J₁ – jura dolna, hettang / plienbach: żwiry, ily, glinki oraz kwarcyty i zlepienie kwarcytowe, T₃ – trias górny, kajper / retyk: ily, ilowce i mulowce wiśniowo-zielone z wkładkami zlepieńców kwarcowych, T₂ – trias środkowy, środkowy wapień muszlowy: dolomity i wapienie, dolomity diploporowe, D₂ – dewon, żywe: dolomity,

Ia – uskoki pewne, Ib – uskoki przypuszczalne, II – przebieg granicznej strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, III – jaskinie omawiane w tekście (z numeracją): 1 – Jaskinia na Biśniku, 2 – Jaskinia Psia, 3 – Jaskinia Zegar, 4 – Jaskinia pod Szczytem, 5 – Jaskinia z Kotłem, 6 – Jaskinia Jasna w Strzegowej, 7 – Schronisko w Dłużcu, 8 – Schronisko w Krzywopłotach, 9 – Jaskinia w Straszycowej Górze, 10 – Jaskinia Ciesień, 11 – Jaskinia pod Kamykiem, IV – depresje morfologiczne o charakterze polji

no również występowanie w utworach jurajskich (szczególnie w dolnym i środkowym oksfordzie) żyłek kwarcowo-kalcytowych. Temperatury homogenizacji inkluzji w kwarcu wynoszą 80–90°C, co potwierdza teorię hydrotermalnego pochodzenia kruszców i towarzyszących minerałów niekruszcowych (Bednarek, Górecka, Zapaśnik, 1985).

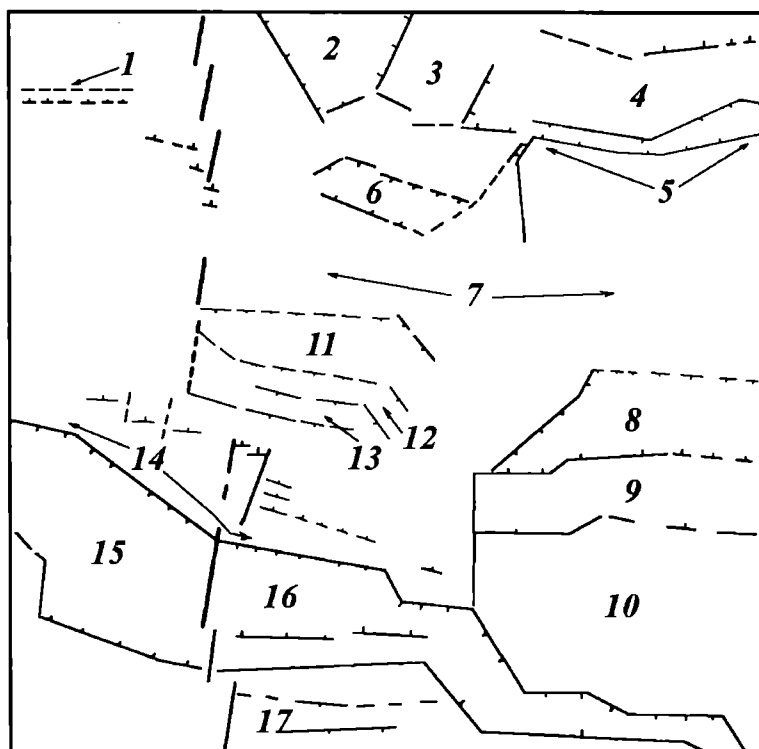
Tektonika

Blokowo-zrębowy charakter tektoniki pokrywy górnjurajskiej Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej opisywało wielu autorów, m.in. D ż u ł y ń s k i (1953) i K l e c z k o w s k i (1972). S. B u k o w y (1974) zakładał możliwość istnienia w pokrywie szerokopromiennych fałdów, lecz generalnie przyjmuje się, że na tym obszarze dominuje tektonika saksońska. Blokowy charakter tektoniki Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego (ryc. 8) potwierdzają badania B e d n a r k a (1974) i Z a p a ś n i k a (1977). Utwory jurajskie tnie gęsta sieć uskoków dzielących obszar na liczne bloki, przemieszczane względem siebie i tworzące asymetryczne rowy i zręby (B e d n a r e k, K o z i u k, Z a p a ś n i k, 1978). Ponieważ na tym obszarze brakuje osadów górnej kredy, a osady trzeciorzędowe zachowały się jedynie w formach krasowych, datowanie uskoków jest znacznie utrudnione. Jedynie przez analogię do obszarów sąsiednich (D ż u ł y ń s k i, 1953; B u r z e w s k i, 1969) można przeprowadzać próby określenia względnego wieku uskoków (ryc. 7).

Obszar Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego od północy jest ograniczony asymetrycznym Rowem Pilicy o szerokości kilkuset metrów. Skrzydło północne i południowe rowu jest zbudowane z wapieni oksfordu górnego,

Fig. 7. Basins and greater morfological depressions against a background of geological features in middle part of Smoleń-Niegowonice Range (from B u k o w y, 1963, 1968; K o t l i c k i, 1966, 1967; B e d n a r e k, 1974; B e d n a r e k et al, 1978; P u l i n a, 2003)

Cr₁ – Lower Cretaceous, Albian: glauconite sands and sandstone, J₀₁ – Upper Jurassic, Upper Oxfordian: chalky and massive limestones from Smoleń and upper, massive limestones. Detrital, dusty and platy limestones. Marls and massive limestones from Pilica. Main massive limestones, J₀₂ – Upper Jurassic, Middle Oxfordian: spongy limestones from Zawodzie. Detrital limestones from Kolbark. Lower massive limestones, J₀₁₋₂ – Upper Jurassic, Middle/Lower Oxfordian: thin and middle bedded marly limestones and marls, J₂₋₃ – Upper/Middle Jurassic, Lower Oxfordian/Callovian: marls, J₀₄ – Middle Jurassic, Callovian: sandy limestones, J₀₅ – Middle Jurassic, Bajocian/Bathonian: black clays, sandstones and iron conglomerate, J₁ – Lower Jurassic, Hettangian/Pliensbachian: gravels, clays, quartzites and quartz conglomerates, T₃ – Upper Triassic, Keuper/Rhaetic: clays, claystones, cherry-green mudstones with quartz conglomerates inserts, T₂ – Middle Triassic, Middle Muschelkalk: dolomite and limestones, diplopore dolomite, D₂ – Devonian, Givetian: dolomite, Ia – certain faults, Ib – inferred faults, II – boundary Kraków–Lubliniec Fault Zone, III – caves discussed in text (with numbers): 1 – Na Biśniku Cave, 2 – Psia Cave, 3 – Zegar Cave, 4 – Pod Szczytem Cave, 5 – Z Kotłem Cave, 6 – Jasna Cave in Strzegowa, 7 – Shelter in Dłużec, 8 – Shelter in Krzywopłoty, 9 – Cave in Strazykowa Góra, 10 – Ciesień Cave, 11 – Pod Kamykiem Cave, IV – bassins and morfological depression



Ryc. 8. Szkic rozmieszczenia jednostek tektonicznych w centralnej części Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego (wg Bednarek i in., 1978)

1 – Rów Czarnej Przemszy, 2 – Blok Giebla, 3 – Blok Gulzowa, 4 – Zrąb Wierzbicy, 5 – Rów Pilicy, 6 – Blok Kocikowej, 7 – Zrąb Smoleń, 8 – Zapadlisko Dłużca, 9 – Rów Wolbromia, 10 – Zrąb Chełma, 11 – Blok Grochowca-Straszki, 12 – Blok Ryczowskich Skal, 13 – Blok Pasińca, 14 – Zrąb Ryczówek-Cieślina, 15 – Blok Chechła, 16 – Blok Golczowic, 17 – Rów Kluczy

Fig. 8. Sketch of distribution of tectonic units in central part of Smoleń-Niegowonice Range (from Bednarek et al., 1978).

1 – Czarna Przemsza Graben, 2 – Gieblo Block, 3 – Gulzów Block, 4 – Wierzbica Horst, 5 – Pilica Graben, 6 – Kocikowa Block, 7 – Smoleń Horst, 8 – Dłużec Depression, 9 – Wolbrom Graben, 10 – Chełm Horst, 11 – Grochowca-Straszki Block, 12 – Ryczów Rocks Block, 13 – Pasińiec Block, 14 – Ryczówek-Cieślina Horst, 15 – Chechło Block, 16 – Golczowice Block, 17 – Klucze Graben

natomiast dno wyścielają (głównie we wschodniej części) osady kredy. Wielkość rzutu uskoku w skrzydle południowym dochodzi do 250 m, wielkość rzutu uskoku skrzydła północnego jest wyraźnie mniejsza. Ku wschodowi szerokość rowu wzrasta w kierunku zachodnim, gwałtownie się zwęża do około 250 m, skręca ku SW i stopniowo wygasa na Bloku Kocikowej. Dalej na zachód pojawia się południkowa strefa uskoku przebiegająca mniej więcej między Kluczami i Ogrodzieńcem. Jeszcze bardziej na zachód pojawiają się ponownie struktury o charakterze równoleżnikowych rowów tektonicznych: na północy Rów Czarnej Przemszy i na poł-

dniu Rów Mitręgi (Bednarek, Kaziuk, Zapaśnik, 1978). W morfologii terenu zaznacza się wyraźnie pas obniżień biegnący pomiędzy miejscowością Pilica poprzez Wolę Kocikową, Kolonię Ryczów do źródeł Centurii w Ogrodzieńcu Krępie i dalej do źródeł Mitręgi (ryc. 1). Dlatego istnieje pewne prawdopodobieństwo, że Rów Pilicy ma kontynuację na zachód w kierunku Rowu Mitręgi, choć brak bezpośrednich dowodów w postaci obserwacji choćby z otworów wiertniczych (Pulina, Polonius, w druku). Wzdłuż tej linii obniżień przebiega północna granica Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego.

Na południe od Rowu Pilicy dużą jednostkę tektoniczną wydzielił S. Bukowy (1968), którą nazwał Zrębem Smolenia (ryc. 8). Jest to wyraźne wypiętrzenie osadów mezozoicznych ciągnące się od okolic Poręby Dzierżnej na wschodzie poprzez Smoleń i Strzegową w kierunku zachodnim rozbite na szereg równoleżnikowych bloków pomiędzy Kwaśniowem i Ryczowem, zachowując jednak tendencję obszarów wyniesionych. Od południowego wschodu do Zrębu Smolenia przylega Zapadlisko Dłużca, które jeszcze bardziej na południe przechodzi w Rów Wolbromia (ryc. 8) będący jednocześnie fragmentem południowej granicy Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego (Bednarek, Kaziuk, Zapaśnik, 1978).

Od południowego zachodu Zrąb Smolenia jest ograniczony przez wielką strefę dyslokacyjną, którą J. Bednarek (1974) nazywa siewiersko-kolbarską. Wschodnia część tej strefy biegnie na południe od Hutek-Kanek poprzez okolice: Rodaków, Ryczówkę, Kwaśniową, Cieślina do Kolbarka (ryc. 1). T. Zapaśnik (1977) z kolei przedłuża tę strefę jeszcze bardziej na wschód, w okolice Zarzecza, wydzielając jednocześnie wąski Zrąb Kolbarka, który od wschodu graniczy z Rowem Wolbromia.

Na południe od tej strefy wydzielono dwa bloki mające charakter asymetrycznego rowu tektonicznego (Bednarek, 1974). Są to Blok Chechła na zachodzie i Blok Golczowic na Wschodzie, rozdzielone południkowo biegnącą strefą uskokową. Bloki wznoszą się na południe kilkoma stopniami i tracą charakter rowów, przechodząc w struktury wypiętrzone (ryc. 7). Wzdłuż tych stopni przełamuje się ze wschodu na zachód Biała Przemsza stanowiąca w tym miejscu południową granicę Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego (ryc. 1).

Na północ od strefy siewiersko-kolbarskiej został wydzielony Zrąb Ryczówek–Cieślina (Bednarek, 1974). Jest to obszar wyniesiony na tyle, że w podłożu odsłoniły się osady górnego triasu, osiagając w okolicy Cieślina najbardziej na wschód wysunięte stanowisko.

Na północ od Zrębu Ryczówek–Cieślina zaznacza się strefa obniżona, w której wychodnie wapieni skalistych są silnie porozbijane na fragmenty. W obszarze tym zostały wydzielone trzy równoleżnikowe bloki będące za-

chodnim fragmentem Zrębu Smolenia. Jest to Blok Pasińca, Blok Ryczowskich Skał i Blok Grochowca–Straszykówki (ryc. 8). Bloki te charakteryzują się silnie zaznaczonymi w morfologii stromymi (czasami urwistymi) zboczami południowymi i łagodnymi stokami północnymi.

Szkic morfologiczny oraz duże formy krasowe Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego

Pasma Smoleńsko-Niegowonickie stanowi SE część Wyżyny Częstochowskiej. Na przedpolu zachodniej, silnie rozczłonkowanej granicy tego Pasma sterczą wzniesienia Wysokiej, Rokitna Szlacheckiego, Błędowa (ryc. 1), pozostałości pokrywy jurajskiej, usuniętej w trakcie procesu formowania się zachodniej krawędzi Wyżyny. Sama krawędź zaś jest nacięta licznymi obniżeniami dolinnymi, które głęboko wkraczają w płaskowyż.

Pod względem geomorfologiczno-tektonicznym Pasma Smoleńsko-Niegowonickie podzielić można na dwie zasadnicze jednostki. Największa z nich, stanowiąca środkowo-wschodnią część Pasma stanowi właściwą część płaskowyżu, którą moglibyśmy nazwać Smoleńską (Pulina, 2001; Pulina, Polonius, w druku). Druga, mniejsza jednostka, leży w południowo-zachodniej części Pasma i jest wyraźnie oddzielona linią obniżeń i kotlin od części Smoleńskiej. Moglibyśmy ją nazwać Niegowonicko-Golczowską (Pulina, 2001; Pulina, Polonius, w druku). Obydwie jednostki mają również wyraźną południkową oddzielność morfologiczną. Doliny rzek Centurii, Tarnówki i Białej Przemszy dzielą je na trzy południkowe rejony. Silnie rozczłonkowana jest jednak jednostka Niegowonicko-Golczowska. Rozcinają ją nie tylko wymienione tu rzeki Biała Przemsza i jej północne dopływy, lecz także potok Dębieńnica biorący początek w obfitych źródłach dużej kotliny Ryczówka. Ponadto zachodnia krawędź tego Pasma rozbita jest na oddzielne wzgórza wapienne przez górne odcinki dolin Mitręgi oraz Czarnej Przemszy (ryc. 1).

Charakterystyczną cechą krajobrazu krasowego płaskowyżu Niegowonicko-Golczowskiego jest obecność dużych kotlin o wyraźnym założeniu krasowym (ryc. 7), zbliżonym do polji krasowych. Formy te układają się wzdłuż linii tektonicznych o przebiegu WNW-ESE. Można tu wyróżnić co najmniej dwie takie strefy: dolną (południową) – o największym zasięgu – przebiegającą między miejscowościami Hutki–Kanki i Cieślin oraz górną (północną) – pomiędzy Huciskiem a Domaniewiczami. Ta ostatnia leży na linii obniżeń oddzielających obydwie jednostki morfologiczne (Pulina, Polonius, w druku).

Rzeźba jednostki Smoleńskiej charakteryzuje się przede wszystkim wyraźnie wyodrębnionym w morfologii ciągiem grzbietów i wzgórz wapiennych, pomiędzy którymi występują suche doliny i obniżenia. Najbardziej charakterystyczna jest tu Dolina Wodąca ze zboczami pokrytymi formami skalnymi i grzbietami zbudowanymi ze skalnych grani i wzgórz. W obrębie tych grzbietów i wzgórz występują liczne mniejsze formy krasowe oraz liczne powierzchnie żłobków krasowych. Grzbiety i wzgórza często są pokryte „ruinami skalnymi”. W jednostce tej występuje również kilka obszernych depresji morfologicznych o założeniach krasowych. Są to m.in. Kotlina Czarnego Lasu (u ujścia Doliny Wodącej) z dużym systemem źródeł (źródła Tarnówki), a także bezwodna depresja krasowa położona na SW od Złożeńca i inne.

Kotliny zbliżone do polji krasowych

Są to duże formy wklęsłe, niekiedy przybierające kształt kotlin, występujące w Pasmie Niegowonicko-Smoleńskim (ryc. 1 i 7). Charakteryzują się oryginalnymi cechami wyraźnie odróżniającymi je od podobnych form znanych z obszarów górskich południowej Polski. Zarówno cechy morfologiczne tych kotlin, obecność licznych źródeł krasowych i ponorów, okresowe zbiorniki wodne oraz ich geneza wskazują na ich duże podobieństwo do polji krasowych (Pulina, 1999). Różnią się jednak od polji z klasycznego krasu nieco innym wykształceniem morfologicznym i hydrografią. Nie są to bowiem zamknięte kotliny, z których wody są odprowadzane jaskiniami na zewnątrz polja (często do polja położonego poniżej lub do strefy kontaktowej ze skałami niekrasowymi). Opisywane kotliny z racji ich genezy stanowią zapewne „schyłkowe” stadium ewolucji takiego polja, czy też wskazują na odrębnie przebiegający proces geomorfologiczny kształtujący te kotliny, zachodzący zarówno w warunkach klimatu trzeciorzędowego, jak i w trakcie zlodowaceń skandynawskich. Kotliny te zatem należałoby nazwać paleopoljami krasowymi (Pulina, 1999, 2001).

Opisywane tu formy osiągają powierzchnię od kilkudziesięciu tysięcy m² do ponad 2 km². Mają płaskie dno, często położone na kilku poziomach, z których najniższe bywa zalewane w czasie katastrofalnych opadów. Dno pokryte jest osadami rzecznyymi i eolicznymi, a na jego brzegach bywa często podniesione przez osady stokowe i stożki napływowe. Często z dna kotliny wystają pojedyncze skalne „wyspy” lub wzgórza. Dno omawianych depresji morfologicznych jest na ogół otoczone zboczami o niewielkim nachyleniu (przechodzącymi w płaskie powierzchnie na wysoczyźnie), ale niektóre z nich odznaczają się stromymi zboczami położonymi u podnóża grzbietów skalnych. Większość depresji jest „otwarta” i kontaktuje z dolinami

rzeczniymi, czy też formami podobnego typu, poprzez wąskie doliny przełomowe. Takie kotliny mają ciek wodny, w dużym stopniu zasilany miejscowymi źródłami krasowymi. Przez niżej położone kotliny przepływają ciek tranzytowe ze źródłami w wyżej położonych depresjach. Często w dolinach przełomowych tracą część lub całość swych wód w systemach ponorowych (ryc. 1 i 7).

Kotliny te są miejscem lokalizacji wsi oraz obszarem intensywnej gospodarki rolniczej. Lokalizowano tu także drobny przemysł przetwórczy. Rzeki w ich obrębie wykorzystywano do celów energetycznych (liczne młyny i tartaki). W czasach historycznych skalne wyspy oraz wysokie wzgórza w dnie zabagnionej i często zalewanej kotliny były miejscem zakładania warownych zamków i kościołów (kotliną Świętego Krzyża).

Lokalizacja oraz typy kotlin i depresji morfologicznych

Kotliny położone w jednostce Niegowonicko-Golczowickiej zlokalizowane są w dwóch wyraźnych strefach. Strefy te o długości 10 km (południowa) i 7 km (północna) przebiegają w kierunku NW-SE w części zachodniej, a WNW-ESE w części wschodniej tej jednostki morfologicznej. W dolnej strefie zlokalizowanych jest pięć obszernych kotlin (Cieślin, Kwaśniów Dolny, Ryczówek, Rodaki i Hutki-Kanki), natomiast w górnej – trzy kotliny (Święty Krzyż, Stoki i Hucisko; ryc. 7).

W jednostce Smoleńskiej depresje morfologiczne znajdują się pomiędzy grzbietami skalnymi (Złożeniec) lub w miejscu obfitych źródeł krasowych (Czarny Las). Pierwsza z nich nawiązuje do wyraźnej południkowej strefy leżącej na północ od Kotliny Stoków, a druga jest związana z ciągiem kotlin rzeki Tarnówki.

Pod względem wielkości można wyróżnić trzy grupy depresji morfologicznych. Najmniejsze, nie przekraczające $0,5 \text{ km}^2$, zlokalizowane są przede wszystkim w jednostce Smoleńskiej, aczkolwiek stwierdzono je również na wysoczyźnie Niegowonicko-Golczowickiej (Kwaśniów i Hucisko). Kotliny średniej wielkości osiągają powierzchnię $0,5\text{--}1 \text{ km}^2$ (Cieślin), a kotliny duże przekraczają 1 km^2 , osiągając ponad $2,5 \text{ km}^2$ (kotliny Świętego Krzyża i Ryczówka).

Wśród występujących tu kilkunastu depresji krasowych można wyróżnić kilka typów (ryc. 7). Najbardziej „klasyczny” i najlepiej rozwinięty jest system kotlin „nanizanych” na potok Tarnówka (pomiędzy kotlinami Czarny Las a Świętym Krzyżem) (Pulina, 2001; fot. 1). Skrajnym typem dużej kotliny o cechach najbardziej zbliżonych do polja krasowego jest kotlina Ryczówka. Jest to pojedyncza forma zlokalizowana u podnóża wysokiego grzbietu skalnego, do której nawiązują doliny rzeczne i depresje położone

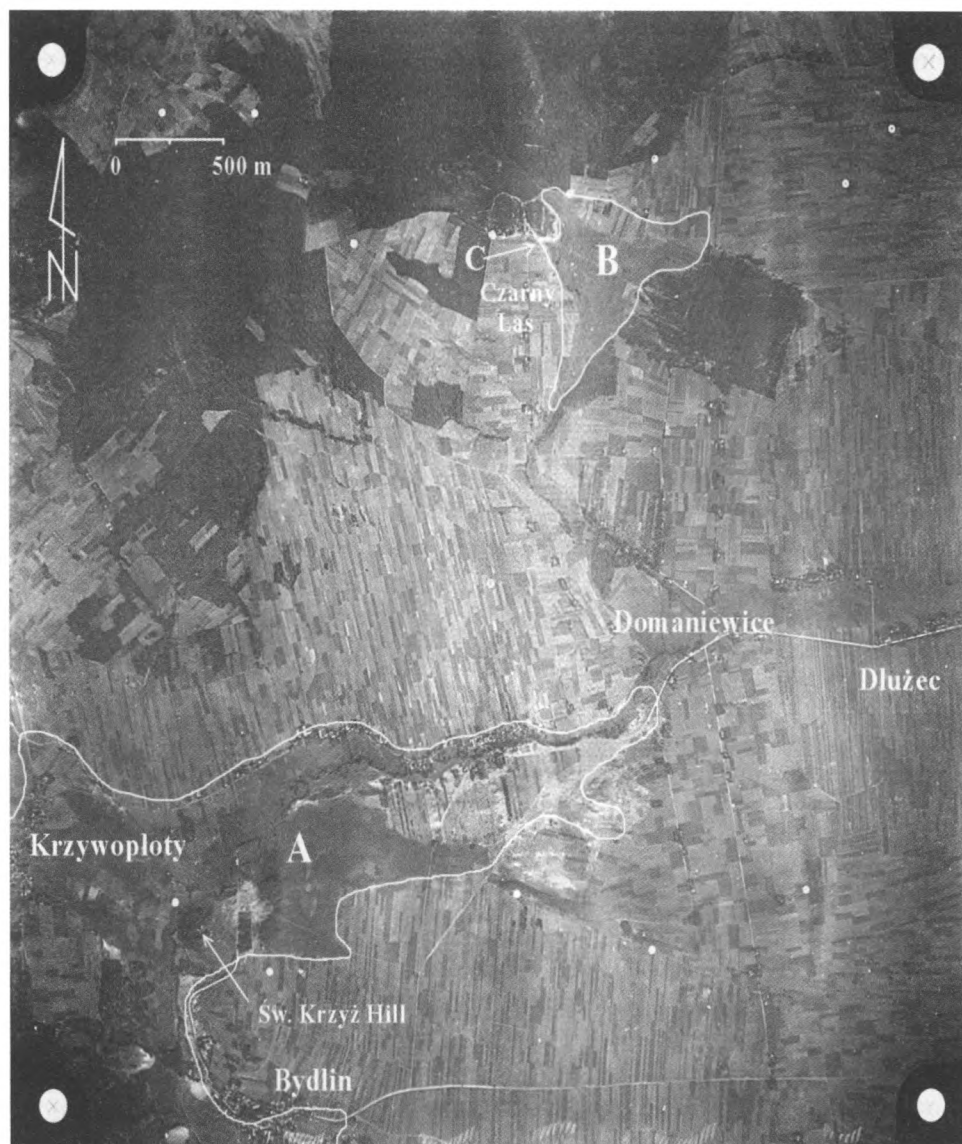
wzdłuż tektonicznego kontaktu pomiędzy dwoma jednostkami morfologicznymi. Inne pojedyncze depresje morfologiczne reprezentują typ małych form, najczęściej bezwodnych lub o wodach okresowych.

Większość kotlin położonych na wysoczyźnie Niegowonicko-Golczowskiej ma dno założone na skałach niekrasowych lub słabo krasowiejących (retyk, jura środkowa i dolna część jury górnej). Wyżej położone depresje leżą najczęściej na wapieniach górnej jury. Konsekwencją tego faktu bywa podziemne odwodnienie wyżej leżących kotlin. Kotliny pierwszego typu zaś, założone na skałach nieprzepuszczalnych, odprowadzają wody licznych źródeł bijących spod wapiennych zboczy ciekim przepływającym po nieprzepuszczalnym dnie doliny przełomowej.

W zachodniej części Pasma Niegowonicko-Smoleńskiego nastąpiło rozczłonkowanie dwóch jednostek morfologicznych wraz z kotlinami krasowymi, które występowały pomiędzy nimi. Fragmentem tej rzeźby, tak dobrze widocznej we wschodniej części tego pasma, jest pozostawienie grzbietów i wzgórz wapiennych, pomiędzy którymi zachowały się fragmenty obszernych kotlin założone na nieprzepuszczalnych skałach retyku. U podnóża wapiennych grzbietów i wzgórz biją liczne źródła krasowe stanowiące część źródłiskową rzek Czarnej Przemszy i jej dopływów (Mitręga).

Kotliny krasowe w Dolinie Tarnówki

Dolina Tarnówki odznacza się swoistymi cechami, które odróżniają ją od zwykłej doliny fluwialnej. Wynika to z faktu, że w obrębie doliny występują dwie obszerne kotliny i jedna depresja morfologiczna. Są one jakby „nанизane” na rzekę Tarnówkę (ryc. 7). Rzeką bierze początek w obfitych źródłach krasowych wypływających u podnóża wysokiego grzbietu wapiennego, osiagającego ponad 450 m n.p.m. Tutaj też powstała niewielka depresja morfologiczna Czarne Lasu o powierzchni około 1 km² (fot. 1). Jej dno jest zabagnione i wypełnione torfami. U podnóża północno-zachodniego zbocza tej depresji mieszczą się liczne źródła krasowe. W czasie powodzi końca lat 90. ich obfite wypływy zalały część depresji, tworząc okresowy zbiornik wodny (Pulina, 2001). Obecność wody w dnie tej depresji, założonej w wapieniach górnej jury (oksford górny), świadczy o uszczelnieniu ich dna osadami drobnofrakcyjnymi. Poniżej tej depresji woda przepływa wąską doliną przełomową w kierunku południowym. Po 1,5 km przebiegu zmienia swój kierunek na równoleżnikowy i łączy się z niewielkim dopływem lewostronnym. W miejscu tym następuje wyraźne rozszerzenie doliny. W dalszym odcinku potok Tarnówka przecina grzbiet skalny i wpada doliną przełomową do dużej Kotliny Świętego Krzyża.



Fot. 1. Kotlina Świętego Krzyża i Czarnego Lasu na zdjęciu lotniczym z 1952 roku

A – Kotlina Świętego Krzyża, B – Kotlina Czarnego Lasu, C – źródła Tarnówki

Phot. 1. Święty Krzyż Basin and Czarny Las Basin on aerial photograph from 1952 year

A – Święty Krzyż Basin, B – Czarny Las Basin, C – Springs of Tarnówka river

Kotlina Świętego Krzyża ma wyraźne rozwinięcie równoleżnikowe (około $3,5 \text{ km} \times 0,8 \text{ km}$) i znaczną powierzchnię przekraczającą $3,5 \text{ km}^2$ (ryc. 7). Jej obszerne dno stanowią co najmniej dwie powierzchnie: centralna, opadająca do wysokości 345 m n.p.m., i peryferyjna, wznosząca się do ponad

350 m n.p.m. Na pierwszej występują torfy i okresowe zbiorniki wodne w kilku dużych depresjach (częściowo zmeliorowane). Zasilane są one wodą ze źródeł krasowych, z których największe występują pod południowym zboczem kotliny. W południowej części centralnej powierzchni sterczy izolowane wzgórze wapienne z ruinami zamku zwane Świętym Krzyżem, wznoszące się na wysokość 30 m nad dno kotliny. Powierzchnia wyższa rozciąga się przede wszystkim w zachodniej i południowo-zachodniej oraz wschodniej części kotliny. Jest ona pozbawiona cieków wodnych i większych źródeł. Największe powierzchnie osiąga ten poziom w części południowo-zachodniej. Tutaj na południe od płaskiego wzgórza wapiennego (ponad 360 m n.p.m.) powierzchnia kotliny opada na południe (do 345 m n.p.m.), formując szeroką dolinę Tarnówki. Ta wyższa powierzchnia jest w tym miejscu przecięta przełomowym odcinkiem potoku Tarnówka oraz jej prawostronnym dopływem Stoki.

Kotlina Świętego Krzyża od północy i zachodu jest ograniczona wysoką krawędzią Gór Bydlińskich (ponad 450 m n.p.m.). Krawędź ta jest nacięta krótkimi, płaskimi, suchymi dolinami. Natomiast granica południowa kotliny kontaktuje się z płaskimi stokami wzniesień wapiennych pokrytych osadami lessowymi. Północne i zachodnie krawędzie kotliny położone ponad zabagnionym dnem zabudowane są przez duże wsie Krzywopłoty i Załęże. Nowe budownictwo próbuje wkroczyć w zachodnią część kotliny na fragmenty wyższego poziomu. Zabiegi melioracyjne, które miały osuszyć kotlinę, zostały przerwane powodzią końca lat 90.

Dno Kotliny Świętego Krzyża w większości jest założone w wapieniach pylastych i cienkoławicowych jury górnej (oksford górny i środkowy) i zapewne dodatkowo uszczelnione osadami ilastymi. Krawędzie kotliny zaś budują wapienie skaliste i płytowe jury górnej (oksford górny).

Na południe od Kotliny Świętego Krzyża potok Tarnówka płynie początkowo szeroką doliną przełomową (pomiędzy miejscowościami Kolbark i Cieślin), a następnie wąskim przełomem w rejonie wsi Golczowice (ryc. 1). Ten blisko czterokilometrowy odcinek doliny Tarnówki przecina wapienny płaskowyż Niegowonicko-Golczowicki. W środkowej części tego odcinka (rejon wsi Cieślin) powstała niewielka kotlina o powierzchni 1 km² (ryc. 7), której zabagnione dno leży na wysokości około 330 m n.p.m. Kształt kotliny Cieślina jest wydłużony (W-E). Część zachodnia kotliny wkracza stopniowo na łagodny stok płaskowyżu, natomiast część północna jest ograniczona stromą krawędzią wzniesień wapiennych. Część południowa natomiast przez niewielką krawędź terasy rzecznej, a jednocześnie wyższej powierzchni dna kotliny wkracza w dolinę Białej Przemszy, tuż przed Przełomem Golczowickim. W części północnej i zachodniej kotliny występują źródła krasowe formujące niewielkie potoki ginące w zatorfionym

dnie kotliny. Przeważająca część kotliny Cieślina leży na iłowcach i mułowcach górnego triasu, a pozostała – na marglach jury środkowej (kelowej) oraz wapieniach oksfordu.

Jaskinie Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego

Lokalizacja i rozmieszczenie jaskiń

W Pasmie Smoleńsko-Niegowonickim opisano 253 obiekty jaskiniowe, z czego tylko kilkanaście przekracza 40 m długości. Największe jaskinie to: Ciesień – o korytarzach przekraczających 250 m długości i ponad 20 m głębokości, Zegarowa i w Straszynowej Górze (**Pulina**, w druku) – liczące ponad 150 m długości. Wiele małych obiektów to fragmenty zachowanych dużych systemów jaskiniowych, które uległy zniszczeniu w czasie ewolucji rzeźby powierzchniowej (**Pulina**, **Polonius**, w druku).

Rozmieszczenie jaskiń jest ściśle związane z występowaniem wapieni skalistych górnego oksfordu. Ze względu na właściwości fizykomechaniczne tych skał, tworzą one najlepsze warunki dla zachowania pustek podziemnych. W wapieniach płytowych jaskinie nie zachowują się wcale lub są to pojedyncze przypadki. Oczywiście również w tego typu skałach rozwijają się podziemne formy krasowe, lecz ze względu na małą stabilność górotworu szybko dochodzi do ich zniszczenia.

Rozkład jaskiń w Pasmie Smoleńsko-Niegowonickim jest bardzo nierównomierny. Pustki podziemne wyraźnie koncentrują się w dwu rejonach. Pierwszy z nich to okolice pomiędzy miejscowościami Strzegowa, Smoleń i Złożeniec, a drugi to okolice miejscowości Ryczów (**Pulina**, w druku). Obydwa te obszary znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie kotlin i dużych depresji morfologicznych o genezie krasowej. W wielu tutejszych jaskiniach występują liczne ślady wskazujące na kształtowanie się form w strefie freatycznej (przeważnie w jej górnej części), a także na granicy strefy freatycznej i wadycznej.

Jaskinie z formami głębokiej strefy freatycznej

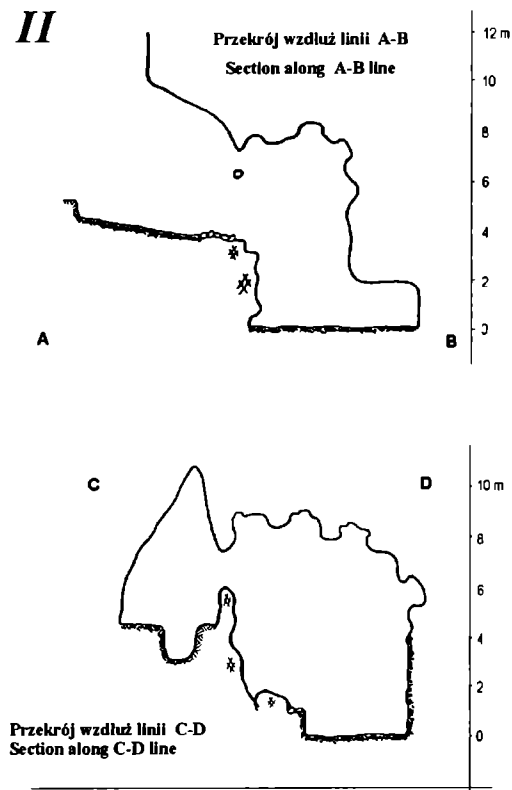
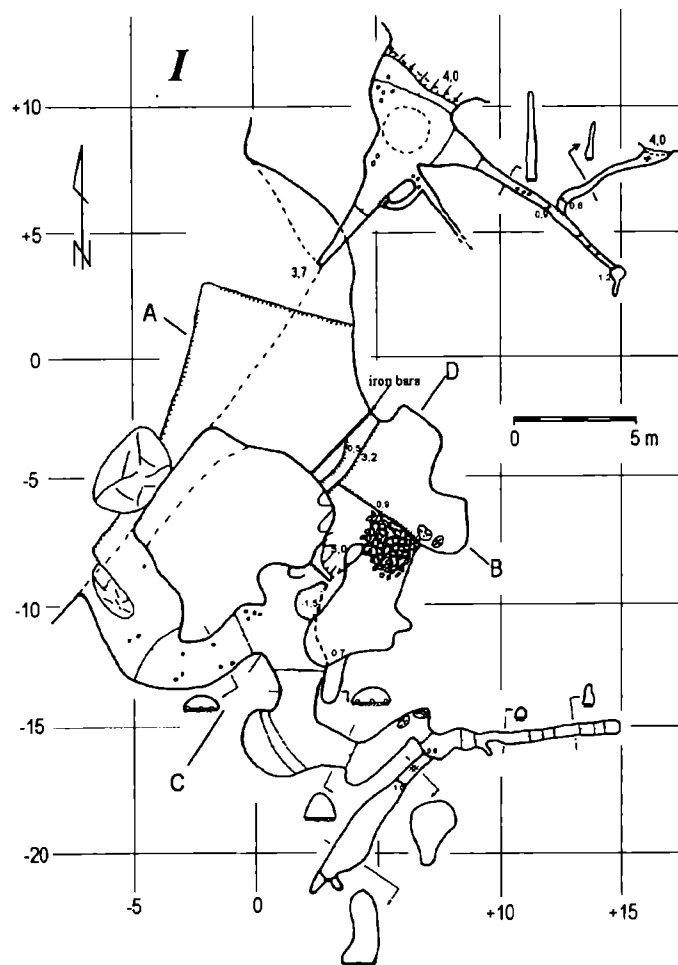
Większość jaskiń Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego nosi liczne ślady wskazujące na ich genezę związaną ze strefą freatyczną, najczęściej z jej górną częścią. Najbardziej typowym przykładem może tu być Jaskinia Psia w Dolinie Wodącej, która rozwinęła się w postaci meandrującego, galeriowego korytarza o długości 85 m, nieco później przekształconego w wyniku

procesów tektonicznych. Podobnie rozwinęła się Jaskinia w Straszycowej Górze koło Ryczowa, w budowie której bardzo wyraźnie zaznaczył się wadyczny etap jej rozwoju. W etapie tym powstał charakterystyczny „rynnowy” kształt korytarza leżącego w końcowej części jaskini oraz głębokie kieszenie w jego ścianach. Podobny, przepływowy charakter ma również Jaskinia pod Kamykiem k. Golczowic (Pulina, w druku).

Wśród bardzo dużej ilości obiektów podziemnych w Paśmie Smoleńsko-Niegowonickim, w kilku jaskiniach (oraz w zachowanych fragmentach dużych systemów jaskiniowych) występują wyraźne ślady korytarzy i komór kształtowanych w głębokiej strefie freatycznej z niewątpliwym udziałem wód termalnych. Są to regularne komory owalne i bardzo charakterystyczne, występujące w ich stropach, groniaste kotły wirowe świadczące, że powstały w głębokiej strefie cyrkulacji freatycznej pod wpływem konwekcyjnego ruchu wód, wywołanego różnicą temperatur pomiędzy wodą i otaczającą skałą (Rudnicki, 1978; Polonius, 1999; Pulina, w druku).

Charakterystyczny jest fakt, że jaskiń wykazujących powyższe cechy jest tylko kilka i wszystkie one (z dobrze wykształconymi formami owalnymi) leżą pomiędzy miejscowościami Złożeniec i Strzegowa, czyli w jednostce smoleńskiej, w obrębie której rozwinęły się też kotliny krasowe (Złożeniec-Czarny Las). Jednocześnie jaskinie te znajdują się w wąskiej strefie, w której stwierdzono obecność mineralizacji kruszcowej w utworach jurajskich (Bednarek, Górecka, Zapasnik, 1985). Najbardziej charakterystyczna z nich jest chyba Jaskinia na Biśniku (ryc. 9). Przed wejściem do tej jaskini znajduje się duże amfiteatralne zagłębienie częściowo osłonięte okapem skalnym, które niewątpliwie jest pozostałością wielkiej, regularnej komory jaskiniowej. Jej wysokość dochodziła prawdopodobnie do kilkunastu metrów. Pod okapem znajduje się wejście do następnej, nieco niższej komory. W stropie tej komory występują bardzo charakterystyczne, regularne w kształcie, kotły wirowe o średnicy do 1,5 m. W większych formach często występują mniejsze zagłębienia. Kotły łączą się ze sobą, tworząc formy groniaste bardzo podobne do tych, jakie opisywał Rudnicki z Jaskini Berkowej (Rudnicki, 1978). Z tej charakterystycznej sali można przejść przez skalne okno pod stropem do następnej komory, a stamtąd do dalszych, korytarzowych partii Jaskini na Biśniku.

Nieco podobny wygląd ma również jaskinia Jasna w Strzegowej (ryc. 10). Tu również przed wejściem można zauważyć amfiteatralne zagłębienie, z którego wchodzi się do wielkiej komory z oknem w stropie. Komora ma owalny kształt i cała jest właściwie wielkim, podwójnym kotłem wirowym podwójnym, ponieważ w górnej części komory widać wyraźnie drugi kocioł. Wysokość komory dochodzi do 10 m. Z głównej komory przechodzi się do dalszych części jaskini, które mają zupełnie odmienny charakter (są to wąskie, przepływowe korytarzyki lub szczeliny pochodzenia tektonicznego).



Ryc. 9. Jaskinia na Biśniku

I – Plan jaskini, II – przekroje przez komorę wejściową

Fig. 9. Na Biśniku cave

I – Plan of cave, II – sections of entrance chamber (A-B, C-D)

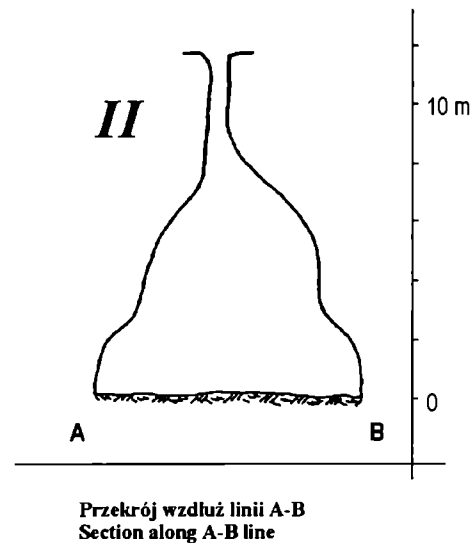
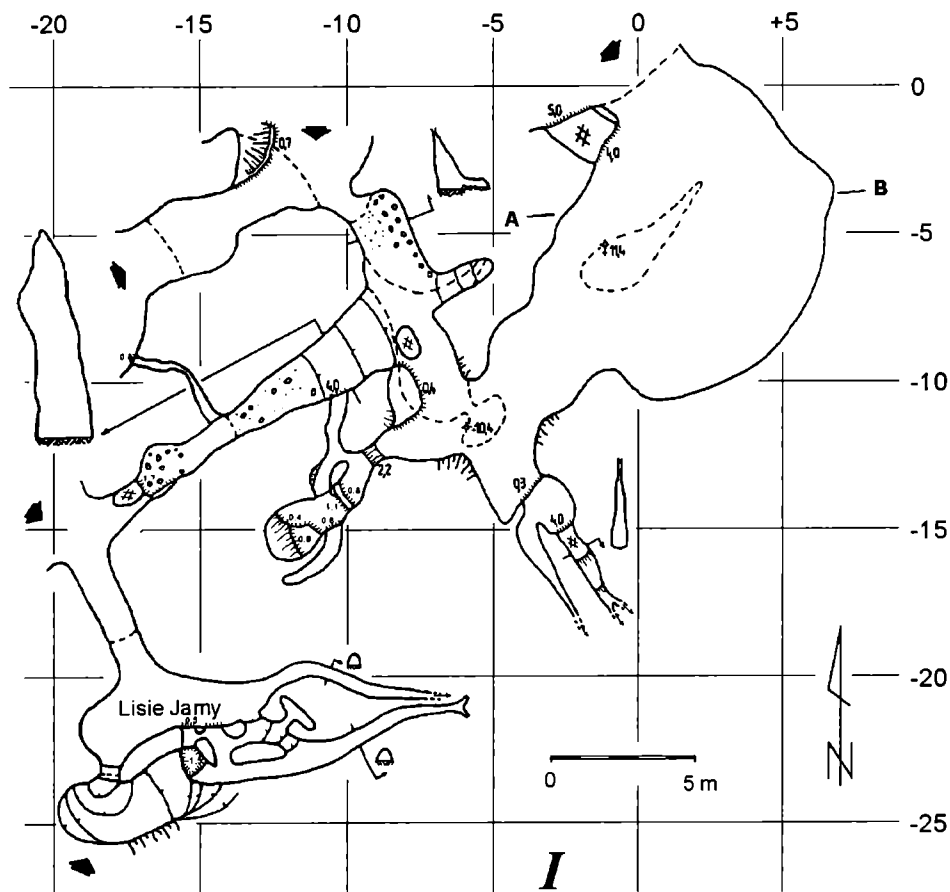
Sytuacja powtarza się w przypadku Jaskini z Kotłem (ryc. 11). Przed wejściem do niej znajduje się amfiteatralne zagłębienie (niezbyt głębokie), częściowo osłonięte okapem. Zaraz za wejściem po prawej stronie widać wielki i regularny kocioł wirowy zaznaczający się w stropie, ścianie bocznej i spągu jaskini. Na ścianach kotła widać liczne, mniejsze zagłębienia wirowe. We wnętrzu jaskini, za kotłem, ciągnie się korytarz o przebiegu NW-SE. Patrząc na plan tego obiektu można zauważyć, że środkowa część korytarza była kiedyś rozwinięta w formie kulistych sal lub kopuł, które w późniejszym okresie zostały przemodelowane przez wody strefy przejściowej wadyczno-freatycznej.

Poza wymienionymi jaskiniami formy pochodzące z głębokiej strefy freatycznej stwierdzono m.in. w Jaskini pod Szczytem oraz w Schronisku w Dłużcu, w którym trzy owalne i regularne komory połączone są wąskimi przejściami. Dodać tu można również Okap w Krzywopłotach stanowiący fragment wielkiej komory zachowanej na długości 35 m i szerokości 6 m.

Wpływ tektoniki na lokalizację i rozwój dużych form krasowych

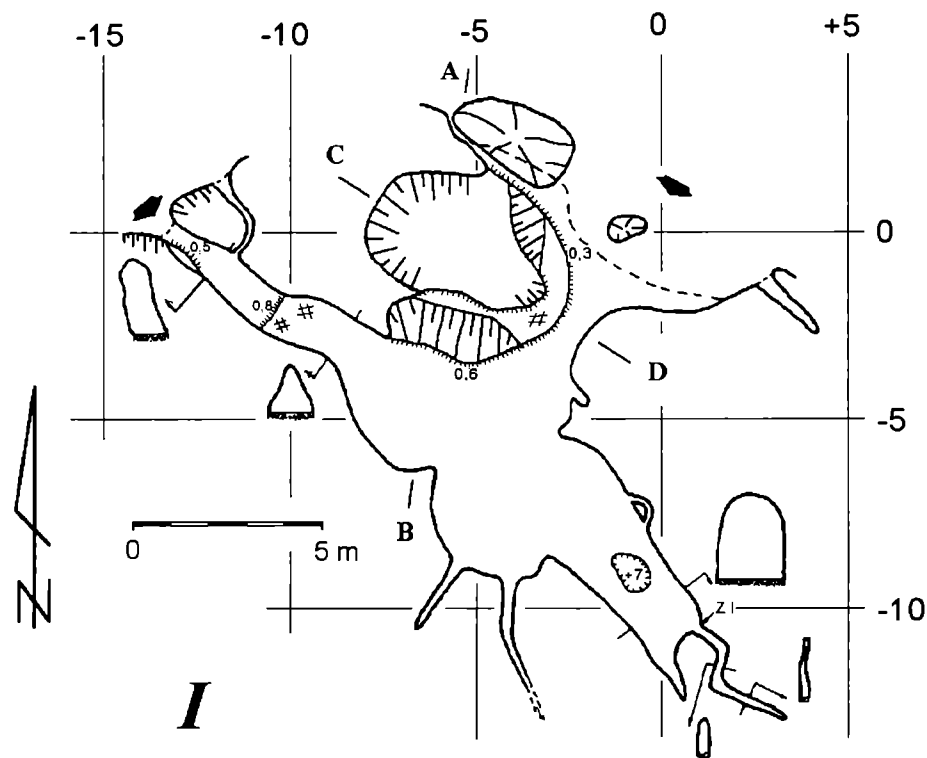
Kotliny i depresje morfologiczne Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego wykazują bardzo wyraźną zależność od linii tektonicznych obejmujących piętro jurajskie i triasowe (ryc. 7). Przejawia się to przede wszystkim w lokalizacji tych form oraz w kształcie każdej z nich. Lokalizacja kotlin jest ściśle związana z kilkoma głównymi liniami tektonicznymi o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego (w części centralnej Pasma) i do kierunku NW-SE (w jego części zachodniej). O lokalizacji dobrze rozwiniętych takich form zadecydowały przede wszystkim dwie strefy tych nieciągłości. Jedna, przebiegająca przez jednostkę Niegowonicko-Golczowicką, a druga na granicy obydwu jednostek Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego. Aktywność drugiej strefy spowodowała powstanie wyraźnej równoleżnikowej linii obniżen, w którą „wpisały” się duża Kotlina Świętego Krzyża oraz kotliny Stoków i Huciska. Natomiast pierwsza strefa tektoniczna spowodowała „podziurawienie” wysoczyzny Niegowonicko-Golczowickiej kotlinami i dużymi zagłębieniami morfologicznymi. Należą do nich m.in. wielka Kotlina Ryczówka oraz kotliny Kwaśniowa i Cieślina.

W obrębie jednostki Smoleńskiej występują kotliny i duże zagłębienia morfologiczne leżące poza dwoma wymienionymi tu strefami tektonicznymi. Wydaje się wielce prawdopodobnym, iż są one tutaj również związane z co najmniej jedną strefą tektoniczną (nie wykazaną na mapie geologicz-



Ryc. 10. Jaskinia Jasna w Strzegowej
I – Plan jaskini, II – przekrój głównej komory wzdłuż linii A-B

Fig. 10. Jasna Cave in Strzegowa
I – Plan of cave, II – section along A-B line of main chamber



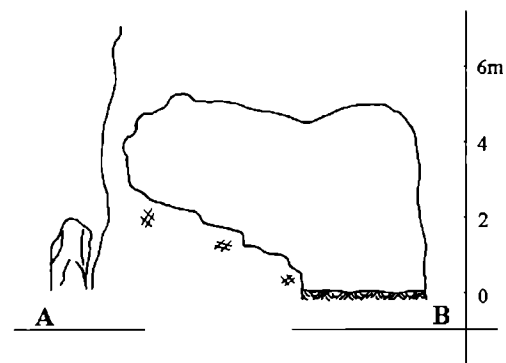
Ryc. 11. Jaskinia z Kotłem

I – Plan jaskini, II – przekroje przez komorę wejściową (linie A-B, linie C-D)

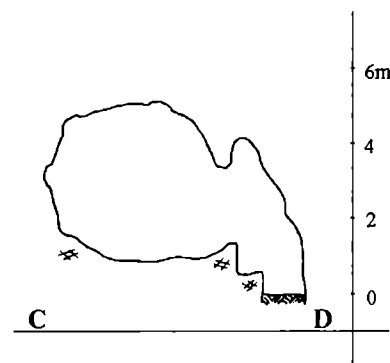
Fig. 11. Z Kotłem Cave

I – Plan of cave, II – sections of entrance chamber (A-B Line, C-D Line)

Przekrój wzdłuż linii A-B
Section along A-B line



II



Przekrój wzdłuż linii C-D
Section along C-D line

nej) o przebiegu NW-SE. Wskazuje na to m.in. położenie dwóch depresji morfologicznych: Czarnego Lasu i Złożeńca.

Lokalizacja kotlin jest związana nie tylko z dużymi strefami tektonicznymi o przebiegu równoleżnikowym, lecz także z przecinającymi je rozłamami o przebiegu zbliżonym do południkowego. Depresje morfologiczne powstają najczęściej tam, gdzie krzyżują się obydwie strefy tych nieciągłości.

Kształt kotlin nawiązuje z dużą dokładnością do przebiegu uskoków i granic litologicznych. Główna strefa tektoniczna decyduje, iż większość tych form ma kształt wydłużony w kierunku równoleżnikowym (np. kotliny: Świętego Krzyża, Cieślina, Stoków). Obecność wyraźnych linii tektonicznych o przebiegu południkowym komplikuje (deformuje) ten obraz (np. SW część Kotliny Świętego Krzyża, Kotlina Kwaśniowa) lub też powoduje powstanie kotliny zwartej o kształcie owalnym (np. Kotlina Ryczówka). W tym ostatnim przypadku wyraźnie widoczne jest rozbitcie kotliny na pojedyncze bloki, które prawdopodobnie spowodowały zdeformowanie pierwotnego jej kształtu wskutek późniejszych ruchów tektonicznych.

Linie tektoniczne zadecydowały nie tylko o powstaniu dużych stref obniżen, lecz także o kierunku przebiegu dolin rzecznych nacinających wyżynę i łączących poszczególne duże kotliny w pojedyncze systemy hydrograficzne. Ta wyraźna zależność przebiegu dolin od linii tektonicznych jest szczególnie dobrze widoczna w dolinie Tarnówki. Zwraca uwagę fakt, iż większość przełomów rzecznych ściśle nawiązuje do przebiegu większych linii tektonicznych.

Analizując rolę tektoniki w genezie dużych kotlin nasuwają się następujące pytania:

1. Czy linie tektoniczne zadecydowały tylko o lokalizacji i kształcie kotlin, to znaczy były rusztem wykorzystanym przez procesy rzeźbotwórcze, czy też tektonika przeobraziła a nawet zdeformowała niektóre kotliny, co świadczyłoby o tym, że ruchy tektoniczne wystąpiły w czasie powstawania tych form, a nawet po ich ukształtowaniu?

2. Czy strefy tektoniczne w kompleksie skał triasowo-jurajskich to tylko strefy nieciągłości o określonych własnościach hydraulicznych i fizycznych, czy też są to miejsca emanacji gazowych i termalnych obejmujących kompleks skał węglanowych?

Odpowiedź na pierwszą część pierwszego pytania jest pozytywna, natomiast na drugą część jest wielce prawdopodobna. Jeśli chodzi o drugie pytanie, możliwy wydaje się dopływ gorących roztworów do skał węglanowych jury. Świadczyć o tym mogłoby stwierdzenie śladów okruszczenia zbliżonego do złóż Zn-Pb, obejmującego skały węglanowe jury aż do oksfordu górnego. Dodatkowym argumentem jest tu obecność form jaskiniowych powstałych w warunkach hydrotermalnych. Otwarte pozostaje jednak pyta-

nie: W jakim okresie emanacje te miały miejsce, czy też w trzeciorzędzie i czwartorzędzie, oraz kiedy formowała się rzeźba skał wapiennych z dużymi kotlinami typu polji krasowych?

Uwagi końcowe

Występowanie kotlin i licznych dużych depresji morfologicznych o genezie krasowej w południowej części Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego świadczy o obecności wyjątkowych warunków geologicznych sprzyjających rozwojowi tych form. Czynnikiem podstawowym były zapewne linie nieciągłości (strefy spękań, uskoki itp.) naruszające skały kompleksu mezozoicznego, które w tym obszarze są wyjątkowo silnie rozwinięte. Stwierdzono, iż lokalizacja i kształt dużych form krasowych ściśle zależy od tych stref i linii tektonicznych. Autorzy zwracają uwagę na fakt, iż tektonika piętra triasowego i jurajskiego nawiązuje do stale aktywnych stref uskokowych tnących starsze podłoże w obrębie stref krawędziowych bloków (terraków) górnośląskiego i małopolskiego. Decydujący wpływ na kształtowanie się tektoniki nieciągłej omawianego obszaru miała wielofazowa aktywność granicznej strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Ta wielka strefa nieciągłości obejmująca kompleksy skalne od podłoża paleozoicznego po pokrywę mezozoiczną jest zbieżna z występowaniem dużych krasowych form rzeźby oraz wielu jaskiń. Położenie niektórych jaskiń o wyraźnych śladach procesów hydrotermalnych zdaje się wskazywać na bliskie sąsiedztwo, stwierdzonych wierceniami, intruzji magmowych (ściśle związanych z przebiegiem strefy uskokowej Kraków–Lubliniec). Wyjątkowość tej strefy polegać może również na obecności w niej emanacji gazowych i cyrkulacji wód hydrotermalnych (?), co tłumaczyłoby tak intensywny rozwój zjawisk krasowych.

Jednocześnie jest znamienne, że w północnej części Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego, na zrębie Smolenia (w ujęciu tektonicznym), stwierdzono tak mało stref uskokowych czy pojedynczych uskoków, chociaż to tutaj występuje największa ilość jaskiń i schronisk skalnych, które przecież najintensywniej rozwijają się w strefach potrzaskanych tektonicznie. Jednocześnie można w tym obszarze zauważyć niewielkie (w stosunku do wcześniej omówionych) obniżenia, coś jakby formy inicjalne polji, których rozwój został przerwany we wstępnym etapie rozwoju. Jest wielce prawdopodobne, że występujące tu obiekty podziemne wyznaczają jakieś linie tektoniczne do tej pory nie dostrzeżone w obserwacjach bezpośrednich. Prawdopodobieństwo to wzrasta, jeśli weźmiemy pod uwagę fakt istnienia jaskiń

z formami typu hydrotermalnego. Aby w ogóle pustki podziemne tego typu mogły się rozwinąć, w podłożu musiały istnieć strefy nieciągłości, którymi migrowały podgrzane wody. Podgrzanie wód mogło nastąpić wskutek ich głębokiej cyrkulacji np. na głębokość 2 km (Lorberer, 1980). Choć warunek głębokiej cyrkulacji wód podziemnych wydaje się wystarczający dla powstania hydrotermalnych form jaskiniowych, to obecność tak licznych ciał magmowych w tym obszarze sugeruje, że mogły one mieć związek z rozwojem krasu hydrotermalnego.

W wielu jaskiniach Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego związanych z górą częścią strefy freatycznej lub strefą przejściową, freatyczno-wadyczną, obserwuje się efekty aktywności tektonicznej tego obszaru (korytarze przecięte szczelinami, przesunięcia ścian) świadczące o tym, że ruchy zachodziły już po powstaniu próżni podziemnej, czyli w plejstocenie, a być może nawet w holocenie. Stąd prosty wniosek, że podłoże platformy mezozoicznej na kontakcie bloków górnośląskiego i małopolskiego jeszcze do niedawna było aktywne tektonicznie, a być może aktywność ta trwa do dzisiaj.

Postawiona w artykule hipoteza o wielkiej roli strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego w rozwoju rzeźby krasowej w skałach węglanowych Pasma Smoleńsko-Niegowonickiego powinna znaleźć potwierdzenie na tych obszarach Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, które leżą w obrębie strefy uskokowej Kraków–Lubliniec.

Autorzy pragną podziękować prof. dr. hab. Jerzemu Głazkowi i dr. hab. Pavlovi Bosákowi za konstruktywną krytykę oraz za uwagi dotyczące pierwotnej wersji artykułu, pozwalające na bardziej wnikliwe spojrzenie na publikowane zagadnienia.

Literatura

- Alexandrowicz S., 1964: Przejawy tektoniki miocenińskiej w Zagłębiu Górnośląskim. *Acta Geol. Pol.*, **14**: 175–231.
- Arthaud F., Matte P., 1977: Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**: 1305–1320.
- BABEL WORKING GROUP, 1993: Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the Southern Baltic Sea. *Geoph. Journ. Int.*, **112**: 325–343.
- Bednarek J., 1974: Budowa geologiczna strefy wychodni górnjurajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. Praca doktorska niepublikowana. Arch. Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa: 1–193.

- Bednarek J., 1978: Wrench fault on the North-Eastern Margin of the Upper-Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. Terre*, **26**: 155–161.
- Bednarek J., Górecka E., Zapaśnik T., 1985: Uwarunkowania tektoniczne rozwoju mineralizacji kruszcowej w utworach jurajskich monokliny śląsko-krakowskiej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **53** (14): 43–62.
- Bednarek J., Kaziuk H., Zapaśnik T., 1978: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Ogrodzieniec, skala 1: 50 000 – objaśnienia. Warszawa: Państw. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Belka Z., Ahrendt H., Franke W., Wemmer K., 2000: The Baltica-Gondwana suture in central Europe: evidence from K-Ar ages of detrital muscovites and biogeographical data. W: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Eds. Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **179**: 87–102.
- Berthelsen A., 1992: Tectonic evolution of Europe. From Precambrian to Variscan Europe. W: *A Continent Revealed the European Geotraverse*. Eds. Blundell D.J., Freeman R., Müller S. Cambridge: Cambridge University Press, 153–164.
- Błaszczak M., 1970: Charakterystyka naturalnych surowców dla mas formierskich w utworach krasowych okolic Częstochowy. *Biul. Inst. Geol.*, **240**: 157–243.
- Bogacz K., 1967: Budowa geologiczna północnego obojętności rowu krzeszowickiego. *Prace Geol. Komis. Nauk. Geol. Pol. Akad. Nauk, Oddz. w Krakowie*, **41**: 1–89.
- Bogacz K., Dżużyński S., Harańczyk C., 1970: Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic rocks of the Cracow-Silesian region. *Acta Geol. Pol.*, **20** (2): 247–267.
- Bosák P., Głazek J., Gradziński R., Wójcik Z., 1978: Problem genezy i wieku osadów typu rudnickiego wypełniającego kopalne formy krasowe. *Kras i Speleologia*, **2** (11): 11–16.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1983: Ruchy przesuwowe w południowej Polsce w paleozoiku. *Prz. Geol.*, **31**: 651–658.
- Bukowy S., 1963: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Wolbrom, skala 1 : 50 000. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Bukowy S., 1968: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Wolbrom, skala 1 : 50 000, objaśnienia. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Bukowy S., 1974: Monoklina śląsko-krakowska. W: *Budowa geologiczna Polski. T. 4: Tektonika. Cz. 1: Niż Polski*. Red. Pożaryski W. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol., 364–375.
- Bukowy S., 1984: Struktury warwicyjskie regionu śląsko-krakowskiego. Katowice: Wyd. UŚ, 1–75.
- Buła Z., 1994: Problemy stratygrafii i wykształcenie osadów starszego paleozoiku NE obrzeżenia GZW. W: *Przewodnik 65 Zjazdu PTG w Sosnowcu*. Katowice: Wyd. UŚ, 31–57.
- Buła Z., 2000: Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **171**: 1–89.
- Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997: Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland). *Geol. Mag.*, **134** (5): 669–677.
- Burzewski W., 1969: Strukturalne warunki jury olkusko-wolbromskiej jako brzegowe dla hydrodynamiki złóż naftowych Niecki Nidziańskiej. *Prace Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **61**: 1–65.
- Courjault-Radé P., Debrenne, F., Gandin, A., 1992: Palaeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian. *Terra Nova*, **4**: 657–667.

- Cymerman Z., 1991: Regionalna strefa ścinania we wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Prz. Geol.*, **39**: 457–463.
- Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994: Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, **38** (2): 169–190.
- Doktorowicz-Hrebniński S., 1955: Przeglądowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Kraków, skala 1 : 300 000. Warszawa: Inst. Geol.
- Dudek A., 1980: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. Přír. Věd*, **90** (8): 1–85.
- Dżułyński S., 1953: Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Pol.* **3** (3): 325–440.
- Dżułyński S., 1976: Hydrothermal karst and Zn-Pb sulphide ores. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **46** (1–2): 217–230.
- Dżułyński S., Sass-Gustkiewicz M., 1982: The role of hydrothermal karst processes in the emplacement of sulphide ores. *Kras i Speleologia* **4** (13): 21–31.
- Dżułyński S., Sass-Gustkiewicz M., 1985: Hydrothermal karst phenomena as a factor in the formation of Mississippi Valley-type deposits. W: *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*. Red. Wolf K.H. **13**: 391–439. Amsterdam: Elsevier.
- Finger F., Hanzl P., Pin C., Von Quadt A., Steyrer H.P., 2000: The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end the Central European Variscides? W: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. Red. Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, **179**: 103–112.
- Franke D., 1994: The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwestern margin. *Z. geol. Wiss.*, **22**: 67–80.
- Franke D., Hoffmann N., 1999: Das Elbe-Lineament – bedeutende Geofraktur oder Phantomgebilde? – Teil 2: Regionale Zusammenhänge. *Z. geol. Wiss.*, **27** (3/4): 319–350.
- Gałkiewicz T., 1983: Prawidłowości wykształcenia śląsko-krakowskich złóż cynkowo-olowiowych. *Prace Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **125**: 1–76.
- Gładysz J., Jachowicz M., Piekarski K., 1990: Akritarchy paleozoiczne z okolic Siewierza (północne obrzeżenie GZW). *Kwart. Geol.*, **34** (4): 623–646.
- Głazek J., Kutek J., 1976: Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. *Przewodnik 48 Zjazdu PTG w Starachowicach*, 14–51. Wyd. Geol., Warszawa.
- Górecka E., 1991: Wpływ zjawisk tektonicznych na kształtowanie się złóż Zn-Pb (na przykładzie złoża Klucze, rejon Olkuski). *Prz. Geol.*, **39** (3): 137–147.
- Górecka E., Kibitlewski S., Kryza A., Szuwarzyński M., 1991: Uwarunkowania tektoniczne mineralizacji Zn-Pb na przykładzie złoża Trzebionka. *Pr. Geol.*, **39** (3): 158–163.
- Górecki J., 1977: Orientacja przestrzenna i wykształcenie spekań w utworach triasowych kopalni Bolesław k. Olkusza. *Prz. Geol.*, **25** (11): 556–558.
- Gradziński R., 1977: Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiakim podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej. „*Kras i Speleologia*”, **1** (10): 59–70.
- Guterch A., Grad M., Janik T., Materzok R., Luosto U., Yliniemi J., Lück E., Schulze A., Förste K., 1994: Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **319** (2): 1489–1496.
- Guterch A., Grad M., Materzok R., Perchuc E., 1986: Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian Platforms in Poland (Tessyre-Tornquist zone). *Tectonophysics*, **128**: 251–279.
- Herbich E., 1981: Analiza tektoniczna sieci uskoku GZW. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **51** (3–4): 383–434.

- Irmiński W., 1995: Górnourajski kompleks biohermalny w okolicach Niegowonic i Grabowej k. Zawiercia. *Prz. Geol.*, **43**: 853–859.
- Jawor E., 1970: Względna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. *Acta Geol. Pol.* **20** (4): 715–769.
- Jurkiewicz H., 1975: Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części Niecki Miechowskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **283**: 5–100.
- Kaziuk H., Lewandowski J., 1980: Mapa geologiczna Polski, Arkusz Kraków, skala 1 : 200 000 – objaśnienia. Warszawa: Państw. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Kaziuk H., Bednarek J., Zapaśnik T., 1976: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Ogrodzieniec, skala 1 : 50 000. Warszawa: Państw. Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Kleczkowski A.S., 1972: Zarys budowy geologicznej Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. *Studia Ośrod. Dok. Fizjograf. PAN, Oddz. w Krakowie*, **1**: 1–19.
- Kotas A., 1982: Zarys budowy geologicznej GZW. W: *Przewodnik 54. Zjazdu PTG w Sosnowcu*. Warszawa: Wyd. Geol. 45–72.
- Kotlicki S., 1966: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Zawiercie, skala 1 : 50 000. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Kotlicki S., 1967: Szczegółowa mapa geologiczna Polski, Arkusz Zawiercie, skala 1 : 50 000, objaśnienia. Warszawa: Inst. Geol., Wyd. Geol.
- Krokowski J., 1984: Mezoskopowe studia strukturalne w osadach permsko-mezozoicznych SE części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **54**: 79–121.
- Kutek J., Głazek J., 1972: The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, **22** (4): 603–653.
- Leichmann J., Kalvoda J., 2002: Czy terran bruno-vistulicum (Europa Środkowa) oraz strefa tektoniczna Istambułu (NW Turcja) to pozostałości tego samego późnoproterozoiczno-paleozoicznego bloku skorupowego? *Prz. Geol.*, **50** (12): 1209–1210.
- Lewandowski M., 1993: Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts. (Central Poland) and the origin of the Variscan orogen. *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc.*, **A-23** (265): 1–85.
- Lewandowski M., 1994: Palaeomagnetic constraints for Variscan mobilism of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, southern Poland. *Geol. Quart.*, **38** (2): 211–230.
- Lewandowski M., 1995: Palaeomagnetic constraints for Variscan mobilism of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, southern Poland – reply. *Geol. Quart.*, **39** (2): 283–292.
- Lorberer A., 1980: Hydrogeologiczna charakterystyka regionów krasowych Węgier. „*Kras i Speleologia*”, **3** (12): 39–49.
- Makris J., Wang S.R., 1994: Crustal structure at the Tornquist-Teisseyre zone in the Southern Baltic Sea. *Z. geol. Wiss.*, **22**: 47–54.
- Marcinowski R., 1974: The transgressive Cretaceous (Upper Albion through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **24** (1): 117–217.
- McKerrow W.S., Cocks L.R.M., 1995: The use of biogeography in the terrane assembly of the Variscan belt of Europe. *Studia geoph. geod.*, **39**: 269–275.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J., 1983: *Geologie ČSSR, 1. Český masív. Stát. Ped. Nakl., Praha*.
- Moczyłowska M., 1995a: Neoproterozoic and Cambrian successions deposited on the East European Platform and Cadomian basement area in Poland. *Studia geoph. geod.*, **39**: 276–285.
- Moczyłowska M., 1995b: Cambrian microplankton distribution in Iberia and Baltica, and possible palaeographic relationships. W: *13 RGOP, IGCP Project 319–320*, 117–120. Salamanca–Coimbra.
- Moczyłowska M., 1997: Proterozoic and Cambrian Successions in Upper Silesia: an Avalonian terrane in southern Poland. *Geol. Mag.*, **134** (5): 679–689.

- Moczydłowska M., 1998: Cambrian acritarchs from Upper Silesia, Poland – biochronology and tectonic implications. *Fossils and Strata*, **46**: 1–121.
- Morawska A., 1997: The Lubliniec fracture zone: boundary of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, southern Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **67**: 429–437.
- Nawrocki J., 1992: Akrecyjno-rotacyjny model rozwoju waryscydów europejskich. *Prz. Geol.*, **40**: 719–721.
- Nawrocki J., 1993a: The Devonian-Carboniferous platform paleomagnetic directions from the Silesian-Cracow area and their importance for Variscan Paleotectonic reconstructions. *Geol. Quart.* **37** (3): 397–430.
- Nawrocki J., 1993b: Nowy środkowodewoński biegun paleomagnetyczny z antykliny Sievierza – upadek koncepcji waryscyjskich, wielkoskalowych ruchów przesuwczych wzdłuż SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej!? *Prz. Geol.*, **42** (12): 853–856.
- Nawrocki J., 1995: Palaeomagnetic constraints for Variscan mobilism of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, southern Poland – discussion. *Geol. Quart.*, **39** (2): 272–282.
- Oberc J., 1993: The role of longitudinal dislocation zones and strike-slip transversal deep fracture of Silesia-Lubusza (Hamburg–Kraków) in formation of main zone of meridional folds on Silesia and Moravia areas. *Geol. Quart.*, **37** (1): 1–18.
- Pharaoh T.C., 1999: Palaeozoic Terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, **314**: 17–41.
- Piekarski K., 1965: Wpływ wietrzenia dolnojurajskiego na złoża rud Zn i Pb w triasie śląsko-krakowskim. *Prz. Geol.*, **13** (2): 54–59.
- Poborski J., Jawor E., 1989: Z tektoniki Podkarpacia w okolicach Krakowa. *Prz. Geol.*, **37** (6): 308–312.
- Poborski J., Skoczylas-Ciszewska K., 1963: O miocenie w strefie nasunięcia karpackiego w okolicy Wieliczki i Bochni. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **33** (3): 339–348.
- Polonius A., 1999: Rola konwekcji w powstawaniu niektórych form jaskiniowych w Dolinie Wodącej. *Mat. 33. Symp. Speleolog.*: 32–33. Sekcja Speleolog. Pol. Tow. Przyrodn. im. Kopernika, Jeziorowice 22–24.10.1999, Sosnowiec.
- Pożaryski W., 1990: Kaledonidy Środkowej Europy orogensem przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, **38**: 1–9.
- Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992: Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. *Prz. Geol.*, **40**: 643–651.
- Pulina M., 1999: *Kras. Formy i procesy*. Katowice: Wyd. UŚI, 1–374.
- Pulina M., 2001: Paleopolja krasowe na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. W: *Mat. Konf. Nauk.: Funkcjonowanie geoeosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych*, dedykowana prof. dr hab. Andrzejowi Kostrzewskiemu w 40 rocznicę Jego pracy naukowej, dydaktycznej i organizacyjnej, 439–442, Poznań 19–20.10.2001.
- Pulina M., red., w druku: Inwentarz jaskiń Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Pasma Smoleńsko-Niegowonickie). Warszawa: Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Zarząd Główny.
- Pulina M., Polonius A., w druku: Wybrane aspekty występowania jaskiń Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. W: *Inwentarz jaskiń Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Pasma Smoleńsko-Niegowonickie)*. Red. Pulina M. Warszawa: Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Zarząd Główny.
- Rajlich P., 1988: Variscan shearing kinematics in the Bohemian Massif: Moldanubian and Moravo-Silesian junction. *Acta Univ. Carol., Geol.*, **4**: 387–400.
- Rudnicki J., 1978: Role of convection in shaping subterranean karst forms. „*Kras i Speleologia*”, **2** (11): 92–101.

- Rutkowski J., 1981: O tektonice utworów mioceńskich w zachodniej części zapadliska połanieckiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **51** (1/2): 117–131.
- Rutkowski J., 1986: O trzeciorzędowej tektonice uskokowej okolic Krakowa. *Prz. Geol.*, **34** (10): 587–590.
- Rutkowski J., 1989: Budowa geologiczna regionu Krakowa. *Prz. Geol.*, **37** (6): 302–308.
- Sass-Gustkiewicz M., 1974: Collapse breccias in the ore-bearing dolomite of the Olkusz mine (Cracow-Silesian ore-district). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **44** (2–3): 217–226.
- Sass-Gustkiewicz M., 1975: Zinc and Lead mineralization in collapse breccias of the Olkusz Mine (Cracow-Silesian region, Poland). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **45** (3–4): 303–326.
- Sass-Gustkiewicz M., 1985: Górnśląskie złoża rud Zn-Pb w świetle migracji roztworów mineralizujących. *Zesz. Nauk. AGH, 1032, Geologia*, **31**: 1–119.
- Sass-Gustkiewicz M., 1988: Hydrodynamiczne warunki depozycji rud Zn-Pb w rejonie olkuskim. *Prz. Geol.*, **36** (7): 401–403.
- Sikora W., 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **46**: 3–37.
- Szuwaryński M., Panek S., 1983: O wpływie tektoniki na rozwój dolomitu kruszczońskiego. *Rudy Metale*, **28** (2): 43–46.
- Śliwiński S., 1969: Rozwój dolomitów kruszczośnych w obszarze krakowsko-śląskim. *Prace Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **57**: 1–124.
- Teper L., Hollek-Idziak J., Idziak A., 1988: Cios w dolnym wapieniu muszlowym nad rozłamek Kraków–Myszków. *Rudy Metale*, **31**: 106–109.
- Thybo H., Abramovitz T., Lassen A., Schjøth F., 1994: Deep structure of the Sorgenfrei-Tornquist zone interpreted from BABEL seismic data. *Z. geol. Wiss.*, **22**: 3–17.
- Zapaśnik T., 1977: Tektonika pokrywy jurajskiej obszaru olkusko-wolbromskiego. Praca doktorska niepublikowana. *Arch. Wydz. Geol. Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa*: 1–119.
- Ziegler P.A., 1984: Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe. A working hypothesis. *Geol. Mijnbouw.*, **63**: 93–108.
- Żaba J., 1994: Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW – rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków–Myszków (Hamburg–Kraków). *Prz. Geol.*, **42**: 643–648.
- Żaba J., 1995: Uskoki przesuwcze strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **43**: 838–842.
- Żaba J., 1996: Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **44**: 173–180.
- Żaba J., 1997: Główne etapy ewolucji strukturalnej utworów paleozoicznych w brzeżnej części bloku małopolskiego (NE obrzeżenie GZW). *Techn. Posz. Geol., Geosyn. Geoterm.*, **1/2**: 31–42.
- Żaba J., 1999: Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prace Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.

Marian Pulina, Jerzy Żaba, Adam Polonius

Relation between karst forms of Smoleń–Niegowonice Range and tectonic activity of Cracow–Wieluń Upland base

Summary

Central part of the Cracow–Wieluń Upland, Smoleń–Niegowonice Range especially, distinguishes within the whole upland by presence of dozens of large morphologically expressed depressions – basins with features similar to karst poljes. Large number of caves that are remnants of cave systems present in the past is also significant feature of the area. In part of these caves features developed in hydrothermal conditions of deep phreatic zone are present.

Paper deals with results of long term research of caves (Pulina, in press) as well as good knowledge on Palaeozoic base (Żaba, 1999) and geology of Upper Jurassic carbonate complex (Bednarek, 1974). Some morphogenetic conclusions for karst were possible to state. Presence of basins and numerous morphological depressions of karst origin in southern part of Smoleń–Niegowonice Range prove very specific geological conditions favourable for their development. Main geological factor were discontinuity lines (fracture zones, faults etc.) disturb rocks of Mesozoic complex. Location and shape of large karst depressions are strictly related to these zones and tectonic lines. Tectonic structure of the Triassic and Jurassic units is connected with fault zones within Palaeozoic base, Lower Palaeozoic rocks build Upper Silesian and Małopolska blocks among them. Location of caves with traces of hydrothermal processes shows probably that there are located in vicinity of still active deep-seated fault zones. In these zones water of deep circulation were heated up. Specificity of this zone is showed also by presence of gas emanation, what is probably reason of so intensive development of karst phenomena.

Thesis stated in the paper, that border zone of Upper Silesian and Małopolska blocks played great role in development of karst morphology in limestone of Smoleń–Niegowonice Range should be proved in areas of Silesian-Cracow Upland lying in the Cracow–Lubliniec fault zone.

Marian Pulina, Jerzy Żaba, Adam Polonius

Relations entre le modelé karstique de la chaîne de Smoleń–Niegowonice et l'activité tectonique du socle des hautes terres de Cracovie–Wieluń

Résumé

La partie centrale des hautes terres de Cracow–Wieluń, et en particulier la chaîne de Smoleń–Niegowonice, se distinguent du reste des hautes terres par la présence d'un grand nombre de vastes dépressions bien marquées dans la topographie, formant des bassins aux traits similaires aux poljés karstiques. Un grand nombre de cavités ainsi que de tronçons d'anciennes grottes sont également présents. Une partie de ces cavités présentes des modelés relatifs à une genèse phréatique profonde en conditions hydrothermales.

Get article présente les résultats de recherches prolongées sur les cavités (Pulina, à paraître), qui s'appuient sur une connaissance approfondie du socle paléozoïque (Żaba, 1999) et de la géologie du complexe carbonaté du Jurassique supérieur (Bednarek, 1974). Quelques conclusions sur la morphologie karstique peuvent être établies. La présence des

bassins et des nombreuses dépressions d'origine karstique dans la partie méridionale de la chaîne de Smoleń–Niegowonice relève d'un contexte structural spécifique, favorable à leur développement. Les principaux facteurs sont les discontinués (zones de fractures, failles...) qui affectent les roches du complexe mésozoïque. La localisation et la forme des grandes dépressions karstiques est strictement corrélée à ces zones et linéaments tectoniques. La structure tectonique des unités triasique et jurassique est en relation avec les zones de faille du socle paléozoïque, alors que les blocs de Haute Silésie et de Małopolska sont constitués de Paléozoïque inférieur. La localisation des cavités portant des marques de processus hydrothermaux montre qu'elles sont vraisemblablement situées à proximité de grands accidents profonds encore actifs, à l'origine du réchauffement des circulations profondes. La spécificité de cette zone est également marquée par la présence d'émanations gazeuses, certainement à l'origine du développement intense des phénomènes karstiques.

Le rôle fondamental de la zone bordière des blocs de Haute Silésie et de Małopolska dans le développement de la morphologie karstique de la chaîne de Smoleń–Niegowonice Range est démontrés pour les hautes terres de Silésie-Cracovie situées le long de la faille Cracovie–Lubliniec.

Received: June 2001.

Radosław Dobrowolski*

Andrij Bogucki**

Iwan Zaleski***

Morphogenesis of chalk karst in the Volhynia Elevation (NW Ukraine)

Abstract: Karst in the discussed area is developed in chalk and chalk-like marls of the Upper Cretaceous; it represents covered karst type, with features typical of fluviokarst. Processes forming the relief of top surface of carbonate rocks are complex due to lithofacial features of these rocks. Solution is there accompanied by exodynamic processes: erosion and gravitation mass-movements. We notice that structure and especially tectonics of the Upper Cretaceous formations play a very important role in formation of recent karst relief in this area, conditioning typological differentiation of landforms, their spatial arrangement and development conditions.

Introduction

Recent karst relief of the Volhynia Polesiye is characterized by separate genetic and typologic character of forms, resulting from lithologic and structural conditions of carbonate rocks. Karst development is connected with occurrence of Upper Cretaceous soft, porous rocks, mainly chalk and chalk-

* Institute of Earth Sciences, Maria Curie-Skłodowska University, Al. Kraśnicka 2 cd, 20-718 Lublin, Poland.

** Department of Geomorphology, Lvov University, Doroszenko 41 str., 290000 Lvov, Ukraine.

*** Technical University in Rovno, Soborna 10 str., 266000 Rovno, Ukraine.

like marls, in places marly limestones. Lithology of these rocks determine their great incompetence and very low water permeability. Karstification is there accompanied by erosion and gravitation mass-movements. Therefore, study of karst morphogenesis in the discussed Volhynia area requires more detailed examination of geological (lithologic and structural), hydrogeological and paleogeographical conditions.

Relief-forming role of karst was noticed for the first time in the Polesiye a century ago by P.A. Tutkovskiy (1898, 1899, 1911, 1912). He wrote about the relation between distribution of surface karst forms and directions of regional faults, and about role of artesian water in the karst development. The problems connected with karst of that area aroused greater interest in the 30's. In a short period many monographic works were published, which dealt with karst morphology (Pawłowski, 1930), karst hydrology and hydrogeology (Lencewicz, 1931; Rühle, 1935), geological structure of the Upper Cretaceous carbonate massif (Rühle, 1937, 1948), and with characteristics of deposits filling karst depressions (Tymrakiwicz, 1935; Kulczyński, 1939). The Second World War interrupted that well developing, many-sided trend of karst studies. Next publications appeared after 20 years. However, the papers published in the 60's were only contributions (among others Zubashchenko, 1966; Lomaev, 1970; Shestopalov, 1970) or review articles (Marinich, 1963; Maksymovich, 1969; Rühle, 1976; Chikishev, 1978; Lomaev, 1979). Lately the Volhynian karst aroused interest again, mainly at the instance of the authors of this paper (Dobrowolski et al., 1999; Dobrowolski et al., 2000, 2002). Unfortunately, no detailed study basing on modern research methods has appeared till now.

A progress in the survey of geological, hydrogeological and geomorphological conditions of the Volhynia Polesiye has been made lately, what enables us to determine in detail the factors conditioning karst development in its western and central parts – within a structural unit distinguished as the Volhynia Elevation. We report the current state of knowledge about the Volhynian karst, and the results of field work (supported from the Research Project No 6PO4E 014 14 by the State Committee for Scientific Research) which we have carried on since 1998.

Structural conditions of karst development

The Palaeozoic Volhynia Elevation is characterized by the occurrence of two structural complexes overlying the dislocated rocks of the Archaean. The lower complex consists of a complicated Upper Proterozoic and Palaeozoic volcanic and sedimentary rocks sequence cut into blocks by a system of faults

of NW-SE and NE-SW directions, with throws reaching over 1000 m by places (Chiżniakow & Żelichowski, 1974). The Ratno and Vladimir Volynski faults, interpreted as the Early or Middle Variscan oblique-slip faults (Pożaryski & Karnkowski, 1992), play also an important role within this complex because they mark the northern and southern boundaries of the Volhynia Elevation, respectively (Fig. 1). The upper structural complex, i.e.

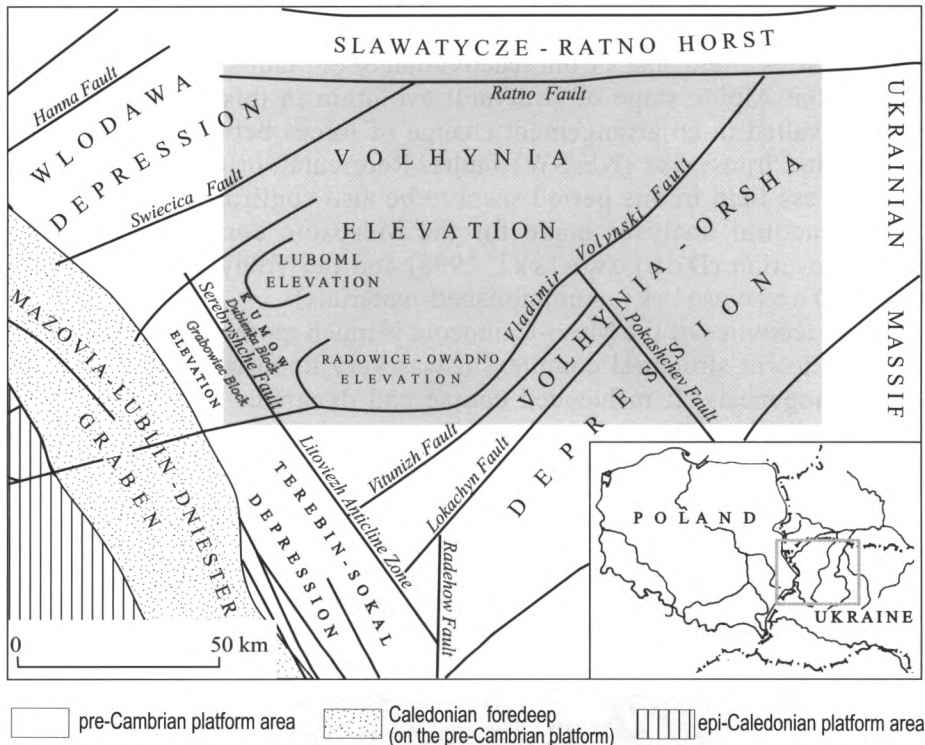
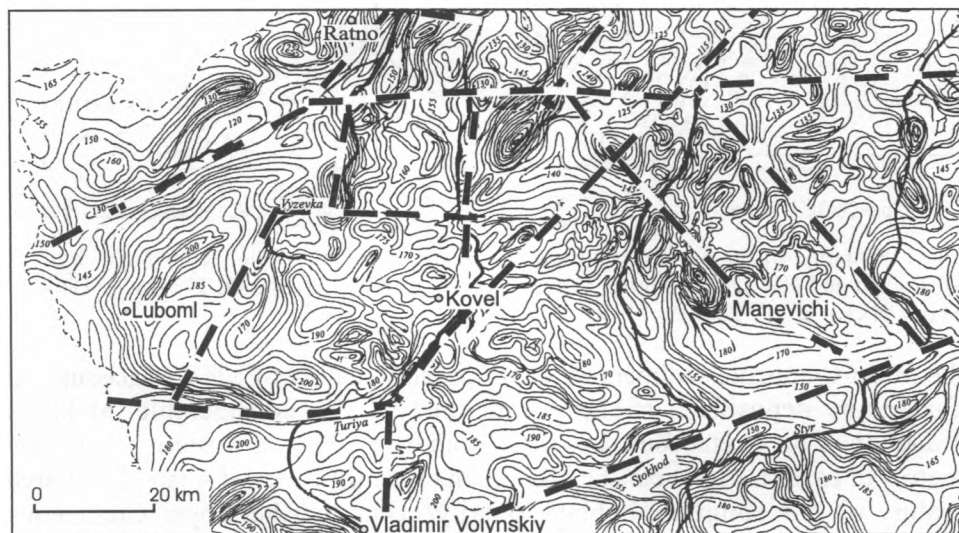


Fig. 1. Situation of the examined area against the background of the tectonic sketch of SE Poland and NW Ukraine (after Chiżniakow & Żelichowski, 1974; *vide* Dobrowolski et al., 2000)

the Meso-Cainozoic sedimentary cover consists mainly of late Cretaceous and Quaternary deposits. It is slightly inclined to SW; considerable thickness reduction of the Cretaceous deposits – from over 500 m in western part to few metres in eastern part, near the Ukrainian crystalline massif – is a distinctive feature of this complex. Subhorizontally occurring the Upper Cretaceous layers are cut by a system of faults with different orientations and kinematic ranks (Kruglov & Cypko, 1988). Some of them follow the Variscan structural pattern, what seems to confirm an opinion about reactivation of the old fault zones as a result of periodically reviving, oscillatory block movements (Liszkowski, 1979). In opinion of V.P. Palienko (1992) the

small-scale uplift movements can occur in the examined area also in these days. On the basis of lithostratigraphic data she finds that the highest uplift rate, about 0.1–1 cm/year, occurs in the Luboml, Lukov and Owadno blocks distinguished in the SW part of the Volhynia Elevation. Some of the Cainozoic faults are arranged en echelon to the Paleozoic structures. They can be interpreted as strike-slip and normal-dip-slip faults created by horizontal displacements in the basement (Herbich, 1980; Henkiel, 1984). In opinion of S.S. Kruglov and A.K. Cypko (1988) a periodic modification of regional stress field, apart from reactivation of old faults, was a distinctive feature of the Alpine stage of structural evolution in this area. This modification resulted in an arrangement change of forces between longitudinal (NW-SE) and transverse (NE-SW) faults. Reorientation tendencies of the regional stress field in this period seem to be also confirmed by the results of mesostructural analyses made for the Mesozoic complex within the Kumów Elevation (Dobrowolski, 1995) and the Volhynia-Polesiye Depression (Dobrowolski – unpublished materials).

Though tectonics of the Meso-Cainozoic is much more weakly expressed than in the lower structural complex, it was very important for the Cainozoic morphogenesis. It influenced course and dynamics of relief-forming processes, what is visible in hypsometric pattern of the pre-Quaternary relief of this area (Fig. 2). Relief of the Quaternary basement, i.e. relief of the



isohypses of the sub-Quaternary surface



faults of the Meso-Cainozoic complex defined on the basis of the geological-geomorphological criteria

Fig. 2. Hypsometric map of the sub-Quaternary surface in the Volhynia Polesiye (after Rühle, 1948, completed by Zaleski, 1999; *vide* Dobrowolski et al., 2000)

surface of the Upper Cretaceous rocks, is of erosion-denudation nature. It is much more differentiated than the present relief of the area; relative relief of the basement reaches 100–150 m, and of present land surface – usually up to 30 m. Several dozen meters deep erosion channels are well visible and interpreted as buried valleys (of the Pripyat, Turiya, Stokhod and Vyzevka rivers) following the Cainozoic faults (Rühle, 1935). These channels were formed during the Upper Pliocene, and transformed by glacial exaration or subglacial erosion (Rühle, 1937). Being distinct drainage zones they influenced direction and dynamics of the Quaternary relief-forming processes, in it also karst ones. Relaxation of the Cretaceous rocks near such erosion dissections caused an increased density of release fissures (secondary fissuring), resulting in an increased density of small karst and piping-karst forms. On the sub-Quaternary surface we can also distinguish vast, basin-like depressions (among others of the upper Neretva, Vyzevka-Stopyrka, Bagno Oranskie), considerably shallower than the valleys, with a dense net of karst dolines and uvalas in their bottoms. Apart from the concave landforms, the chalk hills of different size play also an important role. In many cases they are also essential components of the present relief of this area, and rise 10–20 m over the surface of accumulation plains (in environs of Luboml, Lukov, Kovel, Turiysk). Most of the lake basins in this area are situated on the slopes of the buried chalk hills and are commonly related to activation of karst processes (Lenciewicz, 1931; Rühle, 1935, 1961, 1976).

Hydrogeologic conditions of karst development

Permeability coefficients of all lithofacial varieties of Upper Cretaceous rocks are low, of the order 10^{-8} – 10^{-11} m·s⁻¹ (Lomaev, 1979; Zaleski, 1989). Therefore, water-bearing capacity of chalk and limestone-marly complex is conditioned mainly by density of fissures, their genetic type and vertical extent. These features depend not only on kinematics of the massif but also on lithological type of carbonate rock (denser fissuring is recorded in the carbonate-marly complex, somewhat less dense in chalk). Hydraulic extent of tectonic fissures does not exceed 150 m owing to geostatic effect of the massif and rock swelling (after Łozińska-Stępień, 1972 – volume expansion of chalk can reach 8%). However, this hydrogeological feature of the area is considerably different near the greater faults, especially those of tension nature. Coefficients of permeability recorded in fault zones are many times higher. Hydraulic connection between groundwaters of differ-

ent aquifers occurs along surfaces of neotectonic fractures in eastern part of the examined area, because of considerably reduced thickness of Upper Cretaceous rocks (Zaleski, 1989). Upper Cretaceous rocks are strongly tectonically fractured and overlain by the Quaternary deposits of differentiated thickness and permeability. Hydrostatic conditions of groundwater depend on local geological conditions (lithologic features of cover deposits). Groundwater table can be free or confined. Impermeable glacial deposits from the Dnieperian (= Odranian) Glacial and weathered carbonate rocks form the confining bed. It often reveals features of secondary displacement and washing (colmatage zone); in the whole area it forms a discontinuous cover of differentiated thickness – from few centimeters to 10–15 m. Its occurrence considerably reduces rainwater infiltration and contributes to commonly found ascension phenomenon (Tutkovskiy, 1898, 1899, 1911, 1912; Lenciewicz, 1931; Rühle, 1935). Karst springs, often of ascending nature, are rather numerous though the area is morphologically little diversified. Their discharge ranges from less than $1 \text{ dm} \cdot \text{s}^{-1}$ to over $300 \text{ dm} \cdot \text{s}^{-1}$ (springs in Okonsk – *vide* Rühle, 1935).

Karst relief

The Volhynian karst represents the covered karst type developing as well under residual soils (subsoil karst) as under allochthonous, mainly glacial deposits (mantled karst). Forms of bare karst are absent here due to lithology of the Upper Cretaceous rocks. Karst forms occupy a large area of the Volhynia Elevation. They occur in five regions (Fig. 3, 4): north-western (Shack Lakeland), western (Luboml Hills in the Bug and Vyzevka interfluvium), central (Kovel Plain), south-eastern (the Turiya and Stokhod interfluvium) and eastern (the middle Stokhod and Styr interfluvium). In many places they also occur as isolated “patches” between the glacial deposits. Typological record contains the following karst forms: dolines (named *werteby*), uvalas, karst valleys, karst lakes, large karst depressions (named *poplawy*). Most of the forms are included in the surface drainage system and reveal features typical of fluviokarst (*sensu* Roglić, 1964).

Dolines (werteby)

Most widespread primary forms of the chalk karst, i.e. dolines are small depressions, circular or oval in plan, varying from few to over hundred meters in horizontal dimensions (Phot. 1). They are usually shallow, reaching only

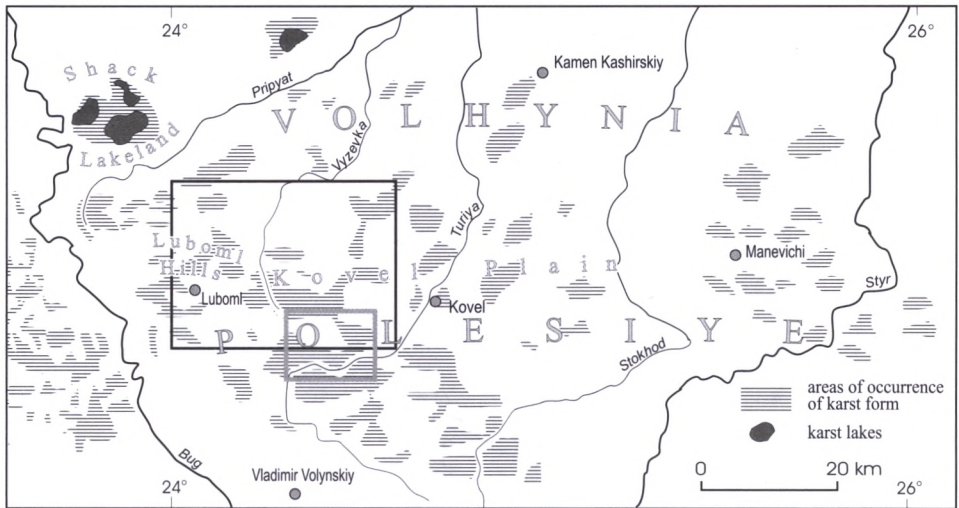
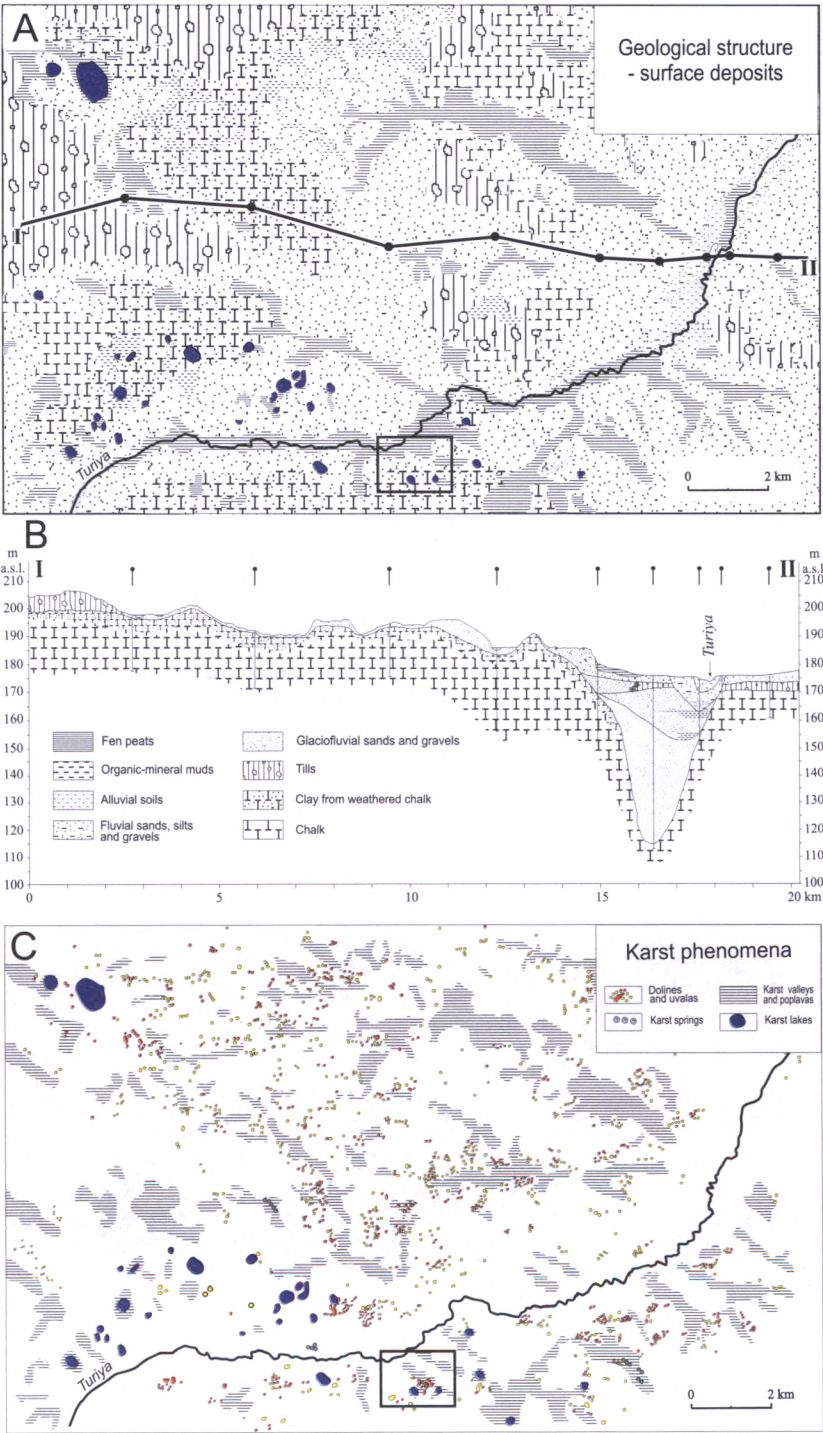


Fig. 3. The Volhynian chalk karst (after Rühle, 1976, completed by Dobrowolski, 2000). The area presented in Fig. 4 – in small rectangle; the area subjected to a morphometric analysis (Fig. 6) – in big rectangle



Phot. 1. Doline (werteb) in Radekhov environs



a depth of 5 m, with gentle slopes (generally 2–10°). They are filled with organic or mineral-organic deposits. They occur mainly in lower hypsometric situations, within vast surfaces of pediments. In such situations the density of their occurrence can reach even 40–50 forms/km² (Dobrowolski et al., 2000).

Uvalas

They originate by junction of the dolines neighbouring each other (Phot. 2). This process proceeds as well by aggradation of mineral-organic material in doline floors as by degradation of ridges separating dolines. The complex forms created this way have uneven floors, often wet or swampy. Their irregular shapes reflect dimensions and spatial arrangement of the incorporated dolines. Uvalas are differentiated in size; lenght of their longer axis usually ranges from 200 to 500 m. As dolines they occur in lower hypsometric situations; their depths usually do not exceed 10 m.



Phot. 2. Uvala in Turiysk environs

←
Fig. 4. Part of the central karst area in the Volhynia Elevation (examined area marked in Fig. 3)

A – geological sketch; B – geological cross-section; C – distribution of karst forms

Karst valleys

These forms are of similar or higher rank than uvalas; they are formed in result of widening and then junction of the neighbouring dolines in one linear form (Phot. 3, Fig. 5). Fluvial processes predominate in final devel-



Phot. 3. Sielishche karst lake near Turiysk

opment stage of karst valleys, so they are usually included in the surface drainage system. They are distinctly tectonically conditioned and they follow lines of mesofaults. Geological sections reveal a complex nature of these forms (Fig. 5). Dense net of buried dolines can be found in a longitudinal profile, and they are often reproduced in the Pleistocene cover. Both thickness and lithology of the deposits filling the particular dolines are differentiated, evidencing various local sedimentation conditions in the primary forms neighbouring each other. Karst lakes occur often in heads of karst valleys (Fig. 5). Karst valleys are usually 1–5 km long; in extreme cases their lengths exceed 10 km (near Gorodno, Pariduby, Luboml) and are similar as dimensions of poplavas.

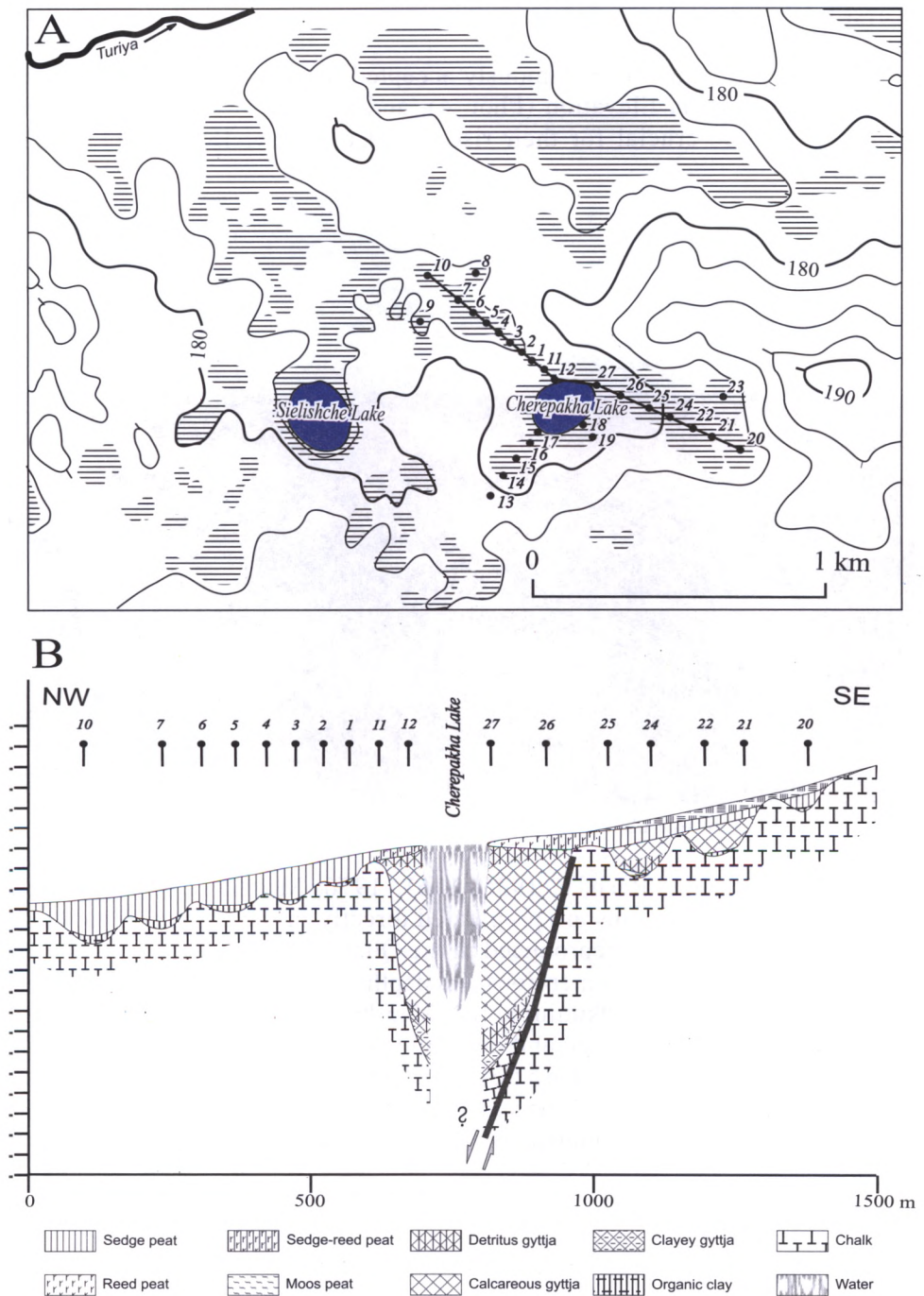


Fig. 5. Occurrence conditions of karst valleys and lakes in Turiysk environs:
A – topographical sketch, **B** – geological cross-section

Karst lakes

Karst origin is rather unanimously accepted for most of the lakes occurring in the Volhynia Elevation (Phot. 4), and activity of artesian waters is considered to be crucial for their rise (Tutkovskiy, 1899, 1911, 1912;



Phot. 4. Karst valley in Luboml environs

Lencewicz, 1931; Rühle, 1935, 1961, 1976; Marinich, 1963; Lomaev, 1979). Lake basins are prepared directly in the carbonate rocks of the Upper Cretaceous or reproduced in the Quaternary, loose and rather thin deposits. Both horizontal dimensions and depths are differentiated, from small and shallow forms (e.g. Okunin: area – 20.3 ha; max. depth – 7.4 m – after Rühle, 1935) to rather large and deep ones (e.g. Świtaż: area – 2750.2 ha; max. depth – 58.4 m – after Lencewicz, 1931). They occur as rather close lake agglomerations in the Bug and Pripjat interfluvium (Szack region), and the Turiya and Vyzevka interfluvium (Turiysk region).

Poplavas

Poplavas are large basin-like depressions with rather even, flat, often wet floor; they are larger and generally deeper than uvalas. Their horizontal dimensions usually range from 5 to 10 km, and depths do not exceed 20 m. They are undoubtedly polygenetic forms distinctly tectonically conditioned; their orientations follow the structural pattern of the Meso-Cainozoic complex. Relief of their basement is very varied, and often different kinds of their fillings indicate individual types of sedimentation in the primary forms they are composed of which.

Recent karst relief in the Volhynia Elevation is rather young. Radiocarbon datings of the deposits filling karst forms indicate their Last Glacial or Early Holocene age (Dobrowolski et al., 2001). Only some of large poplavas seem to originate from the Upper Pliocene (Rühle, 1948). Distinct spatial arrangement of forms connected with the structural pattern of the Meso-Cainozoic complex evidences participation of the young Cainozoic tectonics in formation of karst relief of the area (Fig. 4, 6). This participation is complex, usually only passive one (formation of hidden drainage net), but in many cases more direct relationships can be found (Fig. 6). Neotectonic activity conditioned fissuring of the carbonate rock massif and thus determined a change of its filtration conditions. Directions of faults in the Meso-Cainozoic complex, their extent, orientation, genetic and kinematic features influenced spatial differentiation of the karstification rate, and thus dimensions, shapes and orientations of the surface forms of karst relief. Lithostratigraphic conditions lead us to suppose that large, basin-like karst forms were formed in grabens and halfgrabens. Therefore, their development started simultaneously with formation of tectonic macro- and mesostructures. Regional stress field underwent a modification (Kruglov & Cypko, 1988; Dobrowolski et al., 2000) resulting in a change of kinematic nature of faults, which consequently played a less important role in a hidden drainage of groundwater. Then, a well developed form reached a senile stage – filling of karst basins. Most of large forms (large poplavas) occur in areas (blocks) recently lowered or rather stable, and that is a typical feature of the whole Volhynian chalk karst (Palienko, 1992). Isopleth map of density of primary karst forms (dolines) shows a distinct increase of gradients in the zones of neotectonically active structural fractures (Palienko, 1992), mainly in the Luboml, Lukov and Kovel blocks, which were uplifted in the Quaternary. Considering lithology of the carbonate rocks we can assume that chalk solution in the successive activation stages of karst processes was often assisted by piping, especially under conditions of extensional relaxation of rock massif. Occurrence of paleokarst pipes (filled with the Tertiary or Pleistocene sandy deposits) is characteristic among others of the near-val-

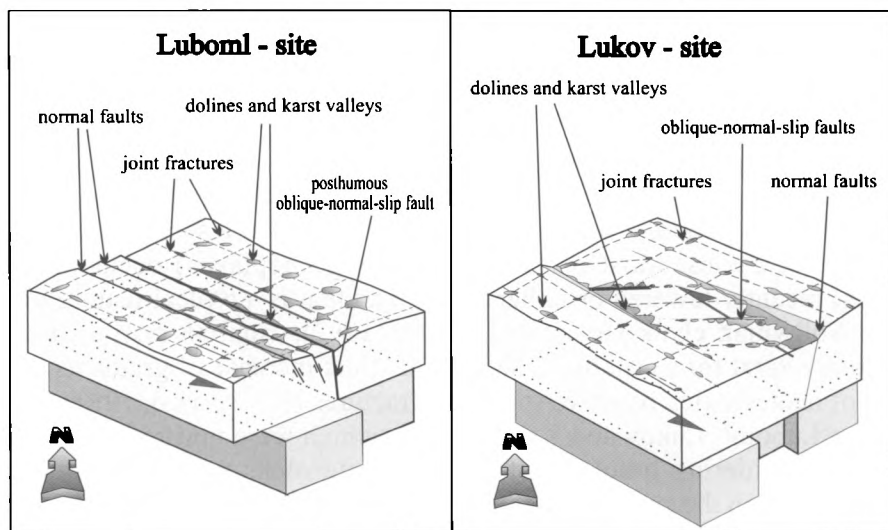
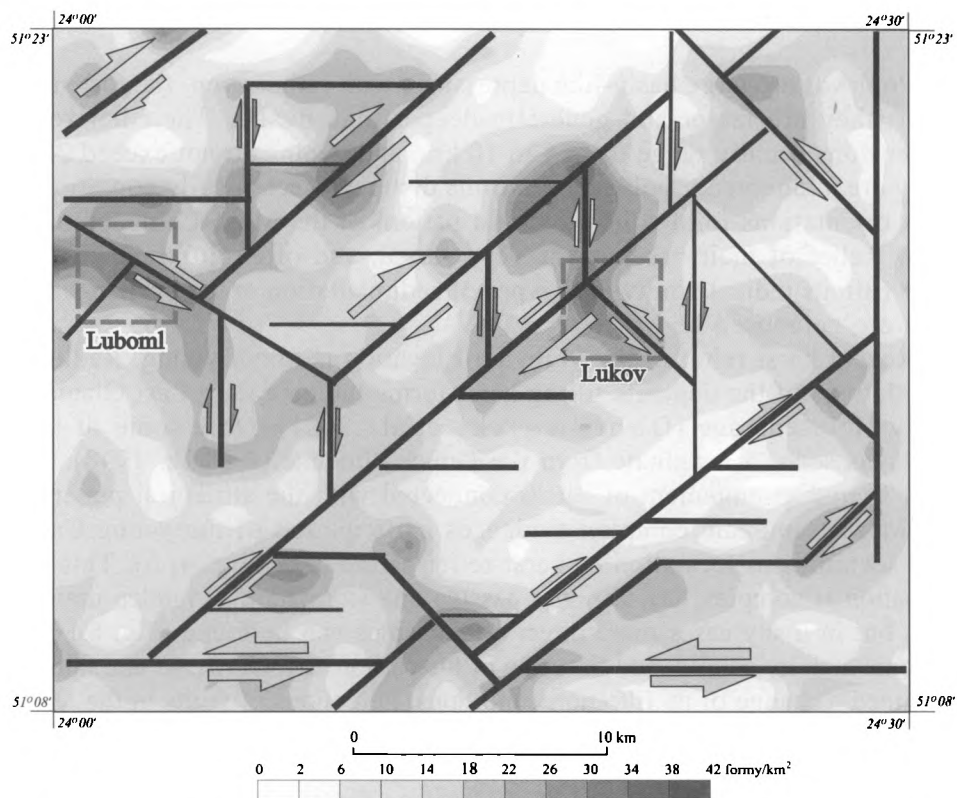


Fig. 6. Density map of karst forms in western part of the Volhynia Elevation – after Dobrowolski et al., 2000 (analysed area marked in Fig. 3) with structural interpretation of the results of morphometric measurements (Luboml-site, Lukov-site)

ley zones of the Stokhod, Turiya and Vyzevka rivers (Phot. 5). Some of the present dolines occurring in these regions were probably conditioned by piping.

The Volhynia Elevation area was glaciated at least four times (Narevian, Donian = Nidanian, Okian = Sanian, Dnieperian = Odranian). Recent relief was especially influenced by the Dnieperian (= Odranian) Glaciation, which



Phot. 5. Pipe filled with the Paleogene sands on the subhorizontal surface at the first exploitation level in the chalk quarry at Lubliniec near Kovel

was the last one in this area. The extents of its recession phases are marked by at least two well-visible series of glaciomarginal forms. They are separated by vast surfaces of glacial or glaciolacustrine deposits, which were transformed by the subsequent morphogenetic factors into denudation plains. Total thickness of the Pleistocene glacial deposits in the northern part of this area reaches in places up to 30 m, and in paleovalleys even up to 80 m. Therefore, exaration and glacial accumulation were helpful in destruction or complete concealment of the older karst relief (turning into paleokarst phase). Apart from relief destruction caused by the Pleistocene ice sheets, also forms of pipe type probably developed under influence of marginal meltwater in the moraine front zones. It is very likely evidenced by the occurrence of such buried forms filled with glacial or glaciolacustrine deposits (*vide* L o m a e v, 1979). During the subsequent glaciations (Moscovian = Wartanian, Valdian = Vistulian) the examined area lay within the extent of periglacial zone; therefore, denudation was the dominant relief-forming factor which considerably flattened older relief. Permafrost occurrence greatly reduced development of karst phenomena, though active dolines could occur in the zones of neotectonic structural fractures. These dolines drained water from the seasonally active permafrost layer deep into the Upper Cretaceous massif. Similar cases, i.e. development of dolines in periglacial climatic conditions, were reported by D.C. Ford (1984, 1989) from the karst areas of northern Canada. Substantial activation of karst processes was connected with permafrost degradation on the turn of the Late Glacial and Holocene. Its decay resulted in opening of tectonic fissures, and thus in reactivation of vertical water drainage. Leaching of the exposed rock surface by aggressive water from the disappearing permafrost was commonly accompanied by mechanical ground subsidence. Most of primary karst forms in the Volhynia Elevation are evidenced to be of the Bölling – Preboreal age (P a z d u r, 2000; Dobrowolski et al., 2001).

Recent development of karst relief is largely connected with increasing anthropopression. The results of photointerpretation of the large scale aerial photographs made for the Kovel–Turiysk karst “research area” (about 240 km²) in the years 1959, 1968, 1977, 1990, and the results of monitoring of karst relief transformation carried out since the beginning of the 70’s by I. Zaleski and co-workers indicate its general directions (Z a l e s k i – unpublished materials). Considerable qualitative changes of relief are visible in regions with artificially lowered groundwater table (in result of increased water intake for municipal and industrial use and incorrectly made deep land melioration). Abrupt changes of groundwater hydrodynamic regime contribute to activation of paleokarst relief, and subsequently to gradual, selective ground subsidence.

Final remarks

In the Volhynia Elevation karst was developed in chalk and chalk-like marls which represent late Cretaceous (from Turonian to Upper Maestrichtian). These rocks are characterized by dense fissuring and microporosity, and also by considerable receptivity to mechanical weathering, mainly due to swelling and shrinkage of clay minerals and to frost action (L o m a e v, 1979). Movement of aggressive water in rock fissures is here responsible for piping. In opinion of G.A. M a k s y m o v i c h (1969) the rate of mechanical weathering of chalk can be sometimes even 4–6 times greater than the rate of its dissolution. It is caused by many factors: tectonics, rate of water percolation, exposure degree of joints and faults, their opening, morphology.

Distribution of large karst forms (poplavas) is closely related to the Tertiary faults. The greatest density of primary karst forms (40–50 forms/km²) is typical for the areas with evidenced uplift tendency in the Neogene and Quaternary, i.e. Luboml, Lukov, Kovel, Ovadno blocks. Linear arrangement of zones with higher density of karst forms was found in the near-valley areas. It could be conditioned by the occurrence of relaxation fissures activated by exogenic factors (fluvial erosion, denudation).

References

- Chiżniakow, Żelichowski, 1974. Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. *Geol. Qart.*, **18**, 4: 707–719.
- Chikishev A.G., 1978. Karst Russkoy Ravniny. Moskva: Nauka, 191 pp.
- Dobrowolski R., 1995. Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **65**: 79–91.
- Dobrowolski R., Fedorowicz S., Turczyński M., Zaleski I., 1999: Geologiczno-geomorfologiczne i hydrologiczne warunki rozwoju zespołu jezior krasowych Okunin-Somino na Polesiu Wołyńskim (Ukraina NW). In: Naturalne i antropogeniczne przemiany jezior. Warszawa: IMiGW: 57–66.
- Dobrowolski R., Bogucki A., Zaleski I., 2000. Morfometryczne kryteria oceny związku powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie podniesienia Lubomla (Ukraina NW). *Geol. Rev.*, **48**, 7: 634–638.
- Dobrowolski R., Bałaga K., Bogucki A., Fedorowicz S., Melke J., Pazdur A., Zubowicz S.W., 2001. Chronostratigraphy of the Okunin and Czerepacha lake-mire geosystems (Volhynia Polesiye, NW Ukraine) during the Late Glacial and Holocene. *Geochronometria*, **20**: 107–115.
- Dobrowolski R., Bogucki A., Zaleski I., 2002: New research problems of the Volhynian chalk karst. In: Geomorphologichni doslidzhennia v Ukraini: minule, suchasne, maybutne. Lviv: Vid. Lviv. Univ., 7–9.

- Ford D.C., 1984: Karst groundwater activity and landform genesis in modern permafrost regions in Canada. In: Groundwater as a geomorphic agent. Ed. LaFleur R.G.). London Allen & Unwin: 313–336.
- Ford D.C., 1989: Paleokarst of Canada. In: Paleokarst a systematic and regional review. Eds. Bosák P., Ford D.C., Głazek J., Horaček I. Amsterdam: Academia, Prague & Elsevier: 313–336.
- Henkiel A., 1984: Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału meta-karpackiego. Ann. UMCS, sec. B, 39: 15–38.
- Herbich P., 1980: Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii warunków wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy okolic Chelma. Techn. Poszuk. Geol., 3: 27–32.
- Kruglov S.S., Cypko A.K., 1988: Tektonika Ukrainy. Moskwa: Nedra: 254 pp.
- Kulczyński S., 1939: Torfowiska Polesia. T. I–II. Kraków: 777 pp.
- Lencewicz S., 1931: Międzyrzecze Bugu i Prypeci. Prz. Geogr., 9: 1–72.
- Liszkowski J., 1979: Objasnienia do „Szczegółowej mapy geologicznej Polski, Ark. Ostrów Lubelski”. Warszawa: Wyd. Geol.: 100 pp.
- Lomaev A.A., 1970: Geological conditions of karst development on the territory of the Ukrainian SSR. Kiev: Phis. Geogr. & Geomorph.: 3–14.
- Lomaev A.A., 1979: Geologia karsta Volyno-Podolii. Kiev: Naukova Dumka: 129 pp.
- Łozińska-Stępień H., 1975: Zmienność własności fizyczno-mechanicznych kredy piaszczącej LZW. Bull. Geol. Warsaw Univ., 18: 1–87.
- Maksymovich G.A., 1969: Karst mela. In: Osnovy karstovedeniya. II: Perm: 383–421.
- Marinich A.M., 1963: Geomorfologiya juzhnogo Polesiya. Kiev: Izd. Kiev. Univ.: 250 pp.
- Palienko V.P., 1992: Noveyshaya geodinamika i eye otrazheniye v rel’efe Ukrainy. Kiev: Naukova Dumka: 116 pp.
- Pawłowski S., 1930: Zjawiska krasowe na Polesiu. Czasop. Geogr., 8, 3: 172–174.
- Pazdur A., 2000: Sprawozdanie nr 20/2000 z wykonania oznaczeń wieku metodą C-14 w Laboratorium C-14 Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Maszynopis.
- Požaryski W., Karnkowski P., 1992: Tectonic Map of Poland During the Variscan Time, 1:1 000 000. Warszawa: Wyd. Geol.
- Roglić J., 1964: Karst valleys in the Dinaric Karst. Erdkunde, 18: 113–116.
- Rühle E., 1935: Jeziora krasowe zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Roczn. Wołyński, 4: 210–241.
- Rühle E., 1948: Kreda i trzeciorząd zachodniego Polesia. Pol. Geol. Inst. Bull., 34: 1–120.
- Rühle E., 1961: Procesy dynamiczne w zbiornikach jeziornych i charakter ich osadów na przykładzie jeziora Świtaż. Bull. Geol. Inst., 169. Z Badań Czwartorzędu w Polsce, 10: 255–302.
- Rühle E., 1976: Uwagi o zjawiskach krasowych między środkową Wisłą a Bugiem oraz Bugiem i Styrem. Stud. Soc. Sc. Torunensis, 8, 4–6: 257–277.
- Shestopalov V.M., 1970: Kreydyanii karst Volini ta gidrogeologichni umovi yogo razvitku. Phis. Geograf. & Geomorph., 4: 65–70.
- Tutkovskiy P.A., 1898: Artezyanskiye vody, bureniya i vodosnabzheniya. Yezhegodnik po Geol. i Mineral. Rossiyi. 3. Moskva.
- Tutkovskiy P.A., 1899: Polesskiye „okna”. Zemlevedeniye, 4: 29–82.
- Tutkovskiy P.A., 1911: Karstovyye yavleniya i samobytnye artezianskiye kluchi w Volynskoy gubernii. T. 4. Cz. 1. Zhytomir: Trudy Obshch. Izsled. Volyni: 1–127.
- Tutkovskiy P.A., 1912: Karstovyye yavleniya i samobytnye artezianskiye kluchi w Volynskoy gubernii. T. 8. Cz. 2. Zhytomir: Trudy Obshch. Izsled. Volyni: 79–125.

- Tymrakiewicz W., 1935: Stratygrafia torfowisk krasowych południowego Polesia i północnego Wołynia. Kosmos, **60**, A: 173–251.
- Zaleski I., 1989: Karta estestvennoy zashchishchennosti podzemnikh vod Ukrainskoy SSSR, 1 : 200 000. Volynskaya oblast' – ob'yasnitelnaya zapiska. Kiev: 55 pp.
- Zubashchenko M.A., 1966: Mielovy karst Russkoy ravniny. In: Voprosy izucheniya karsta Russkoy ravniny. Moskva: 36–39.

Radosław Dobrowolski, Andrij Bogucki, Iwan Zaleski

Morfogeneza krasu kredy piszącej na podniesieniu wołyńskim (Ukraina NW)

Streszczenie

Kras omawianego obszaru rozwinął się na kredzie piszącej i marglach kredopodobnych górnej kredy; reprezentuje typ krasu zakrytego o cechach charakterystycznych dla fluwiokrasu. Z uwagi na wykształcenie litofacjalne skał węglanowych procesy kształtujące rzeźbę ich powierzchni stropowej mają złożony charakter. W wielu przypadkach oprócz procesów czysto krasowych (tzn. z wyługowania) występują procesy sufozyjno-krasowe. Zwrócono uwagę na wielką rolę struktury masywu gómkredowego, zwłaszcza tektoniki, w kształtowaniu współczesnej rzeźby krasowej obszaru. Decyduje ona o zróżnicowaniu typologicznym form, ich układzie przestrzennym oraz warunkach rozwoju.

Radosław Dobrowolski, Andrij Bogucki, Iwan Zaleski

Morphogénèse du karst crayeux des hauteurs de la Volhynia (NO Ukraine)

Résumé

Le karst de cette région se développe dans de la craie et des marnes crayeuses du Crétacé supérieur; c'est un karst couvert intégrant des formes fluvio-karstiques. Les processus d'élaboration des reliefs de surface dans les roches carbonatées sont complexes, eût égard aux faciès concernés. La dissolution s'accompagne de processus exogènes, tels que l'érosion et les mouvements de masse gravitaires. On constate que la structure, et particulièrement la tectonique des formations du Crétacé supérieur, jouent un rôle majeur dans l'élaboration du relief karstique récent, créant des formes de relief variées, conditionnant leur localisation et leur développement.

Received: November 2001.

Ditta Kicińska*

Reconstruction of paleoflows direction in the western part of Lodowe Spring Cave System

Abstract: Ancient flow have been investigated in the western part of Lodowe Spring Cave System in: Zimna, Czarna, Miętusia, Miętusia Wyżnia and Naciekowa. A paleoflow reconstruction based upon scallop measurements on cave walls and heavy mineral analyses in cave deposits. Development of underground flows and evolution of valley were reciprocal influenced and consequently controlled by lower discharge point of karst aquifer at the boundary of carbonate rocks with overlying aquiclude (marls or shales). The outflow since the Neogene was consequently directed to the west to the principal Kościeliska Valley.

Geology

Tatra Mts are the highest and northernmost massif in Carpathians. The Lodowe Spring (in Polish: Lodowe Źródło) Cave System occurs in the central part of northern slope of the Western Tatra Mts (Fig. 1). The karst aquifer joint underground three perpendicular valleys: Kościeliska, Miętusia and Mała Łąka (Czerwone Wierchy Massif). Three structural belts of karst rocks (northern, middle and southern) are separated by the belts of non-karst rocks (Fig. 2). Lodowe Spring is discharging considerable part of the middle belt. This belt is built of limestones and dolomites of the Middle Triassic about 800 m thick (Kotarski, 1959) and by limestones of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous about 200 m thick (Lefeld *et al.*, 1985) overlying penacordantly the former. In the Lodowe Spring Cave System occur the deepest and the longest caves of Poland (Grodzicki, 1995, 1996): Wielka

* Institute of Geology, Adam Mickiewicz University, Maków Polnych 16, 61-686 Poznań, Poland.

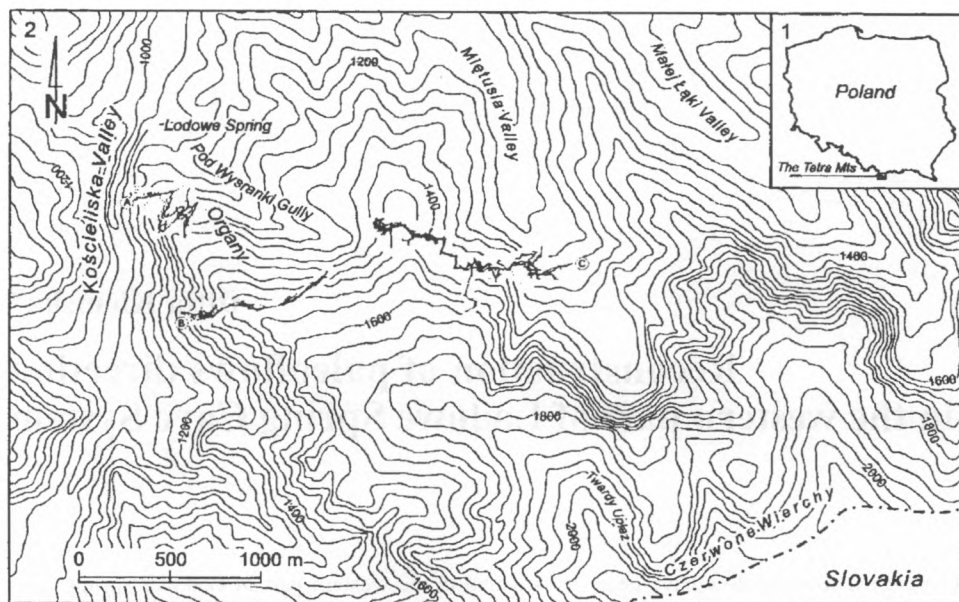


Fig. 1. Location map of the investigated area in relation to Poland territory (1) and the western part of the Tatra Mountains (2) with marked outlines of the investigated caves

A – Zimna, B – Czarna, C – Miętusia, D – Miętusia Wyżnia, E – Naciekowa

Śnieżna Cave System (814 m of depth, 22 km of total passages length), Śnieżna Studnia (763 m of depth, 6 km of length), Zimna (176 m of denivelation, 4 km of length), Miętusia (292 m of denivelation, 10 km of length), Czarna (303 m of denivelation, 6 km of length) and Naciekowa (95 m of depth, 1.2 km of length). The analyses of paleoflow direction were made in caves: Zimna, Czarna, Miętusia, Miętusia Wyżnia and Naciekowa (Fig. 1).

Previous investigations

The first observations of karst in the Tatras were published by A. Wrzosek (1933). This author pointed out that karst areas cross drainage-basins of rivers and cave development is influenced by tectonic. K. Kowalski (1953) stated that Lodowe Spring in Kościełiska Valley drains the western part of Czerwone Wierchy Massif between Kościełiska and Miętusia valleys and possible the eastern part of Czerwone Wierchy massif too. S. Zwoliński (1955) suggested that Lodowe Spring drains this massif between the peaks Ciemniak and Małołączniak (Fig. 2). Direction of paleoflows were deciphered on the scallops asymetry J. Rudnicki (1958, 1967, 1970). This author investigated genesis and age of caves of the Western Tatra Mts and

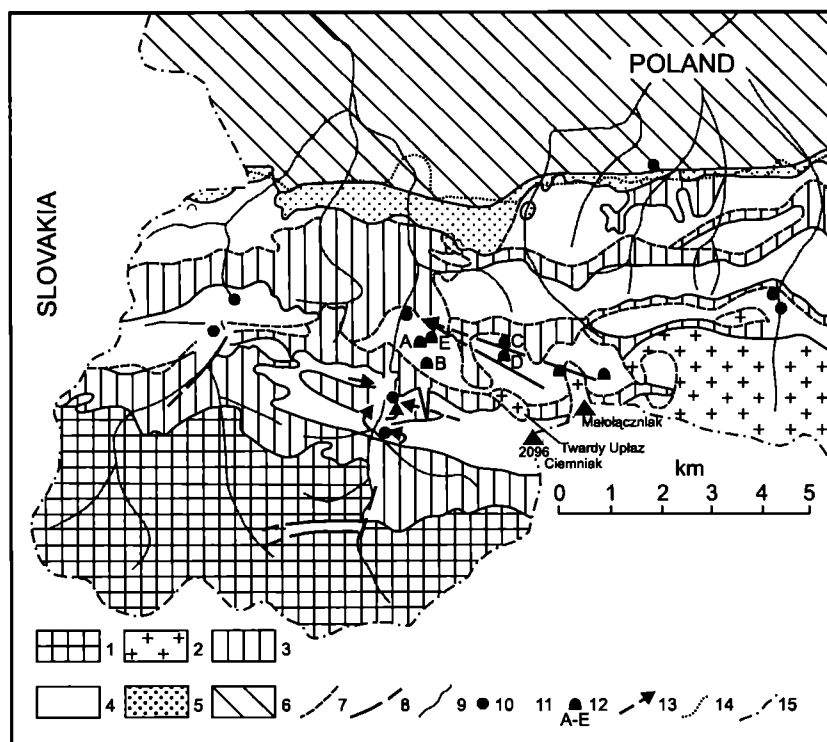


Fig. 2. Karst system in geological structure of the Polish part Western Tatra Mountains modified from Głazek (1997)

Paleozoic metamorphics and granitoids: 1 – of the Tatra crystalline core, 2 – of the overthrust units, Mesozoic sedimentary rocks: 3 – non karst (unsoluble or weak soluble), 4 – karst (limestones and dolomites); Tertiary sedimentary rocks: 5 – karst (detrital carbonate), 6 – non karst (Podhale flysch); important tectonic boundaries: 7 – overthrust, 8 – faults. Karst features: 9 – swallow, 10 – karst springs, 11 – caves, 12 – caves mentioned in Fig. 1, 13 – stated underground drainage connections; boundaries of: 14 – Tatra National Park, 15 – the states

distinguished three cave levels connected with evolution of Kościeliska Valley and two periods of different paleoflow directions in Zimna and Miętusia caves. Z. Wójcik (1960, 1966, 1968) investigated cave deposits and distinguished 12 cave levels on the basis of their entrance heights above nearby valley bottoms. Further investigations of genesis and age of caves were made there by J. Grodzicki (1970, 1991). He concluded the main reason of development of caves is tectonic widening of fissures. First calculation of paleoflow velocity and discharge on the basis of scallop measurements in the Tatra Mts were made by H. Hercman (1985). She (1986) made also first analyses of heavy mineral assemblages from Tatra caves for estimation of paleotransport directions. I have continued these investigations by scallop measurements, heavy minerals analyses, observations of grain size and roundness in cave deposits of the Western Tatra Mts (1995, 1996, 2002).

Scallop analyses

First description of scallops were made by J.H. Maxson (1940), J.H. Bretz (1942) and J.F. Coleman (1949). J.F. Coleman (1949) first deciphered direction of paleoflows on the basis of asymmetry of these form. Further hydraulic parameters of paleoflow were obtained mathematically and simulated by experimental research. J. Rudnicki (1960), R.L. Curl (1966) and M.F. Goodchild & D.C. Ford (1971) pointed out that the size of scallops is inversely related to the flow velocity of the water. P.N. Blumberg & R.L. Curl (1974) calculated the Reynolds number of flow after scallop measurement. Roles of erosion and korosion were discussed by R.L. Curl (1966), M.F. Goodchild & D.C. Ford (1971), P.N. Blumberg & R.L. Curl (1974) and D.C. Ford & P.W. Williams (1989).

Scallops are corrosive forms commonly developed on walls, floors and ceilings in caves. They are developed as the result of turbulent flow, where condition of hydraulic roughness of the surface is accomplished. The scheme of scallop development (Fig. 3): a molecule of water flow around grain or other uneven, shares from a main stream, and in this point, where whirlpool appear, erosion is strongest (Rudnicki, 1960; Blumberg & Curl, 1974).

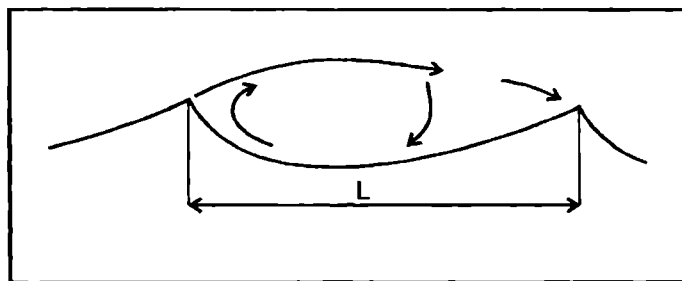


Fig. 3. The scheme of scallop forming

From experimental researches were derived equations for calculation of flow velocities (Blumberg & Curl, 1974):

where:

– L_{32} – size of a „Sauter-mean”:

$$L_{32} = \frac{\sum_{+/-1}^n L_i^3}{\sum_{+/-1}^n L_i^2} \quad (1)$$

– L_i – length of the individual scallops for suppress the statistical significance of the subpopulation of very short scallops occurring among many scallop: caused by bedrock inhomogeneties,

- u – velocity of paleoflow:
for a circular conduit:

$$u = \text{Re} \left[2,5 \left(\ln \frac{D}{2L_{32}} - 1 \right) + B_L \right] \frac{\mu}{\rho L_{32}}, \quad (2)$$

for a rectangle conduit:

$$u = \text{Re} \left[2,5 \left(\ln \frac{D}{2L_{32}} - 15 \right) + B_L \right] \frac{\mu}{\rho L_{32}}, \quad (3)$$

where:

- D – width of conduit,
- u – the medium velocity of water flow,
- L_{32} – the Sauter-mean of scallops,
- μ – the kinematic viscosity,
- ρ – the density of the fluid,
- B_L – a friction factor (for scallops $B_L = 0.013 \text{ cm s}^{-1}$),
- Re – the Reynold's number based on friction velocity and L_{32} (for scallops $\text{Re} = 2200$).

The flow and discharge rates were calculated according to formulas (2) and (3) because nearly all sections are not circular and not rectangle but somewhere in between. Thus, calculated values in table 1 could be treated as border parameters.

Heavy mineral analyses

Analyses of heavy minerals (HM) were conducted basing on their physical and optical properties (Racinkowski & Szczepke, 1985). The separation of HM from original sample was conducted using heavy fluid, with specific gravity of 2.9 g cm^{-3} . The qualitative analyses of HM give us information about composition of an alimentation area and where deposits were transported from (Hercman, 1986).

According to M. Turnau-Morawska (1955) composition of heavy minerals depends on type of eroded rocks, conditions of sedimentation and diagenesis. Transport of deposits that supply caves in the Tatra Mts is short, so their occurring is a function of source area composition and weathering time. R. Burkhardt (1978) divided heavy minerals into instable (apatite, amphibole, epidote), mechanostable (garnets, zircon) and chemostable (rutile, staurolite, disthene, tourmalines).

Results of scallop analyses

In Zimna Cave scallops were observed in the lower part up to Siphon Zwoliński's and in the upper part: Czarny Komin – Sala Długa and Chatka – Sala Złomisk. Sufficient scallop measurements for calculation of flow velocity and discharge were made in four places (Fig. 4, Tab. 1). Asymmetry of scallops in Zimna Cave indicate two direction of paleoflows. The principal direction of paleoflow runs from upper part of Sala Długa to the entrance. Different direction runs from Sala Złomisk to Chatka.

Observations and measurements in Czarna Cave were made in all main corridor, part of Tehuby, Colorado and Partie Żyrafowe. Sufficient scallop measurements for calculation of flow velocity and discharge were made in four places (Fig. 5, Tab. 1). In the main passage asymmetry of scallops show one direction of paleoflow from the entrance in Pod Wysranki Gully to the main entrance in Kościeliska Valley. In Żyrafowe Partie analysed scallops of different asymmetry are overlapped up each other. Smaller forms about 4–6 cm indicate paleoflow to Kościeliska Valley and opposite direction show longer forms about 20–40 cm.

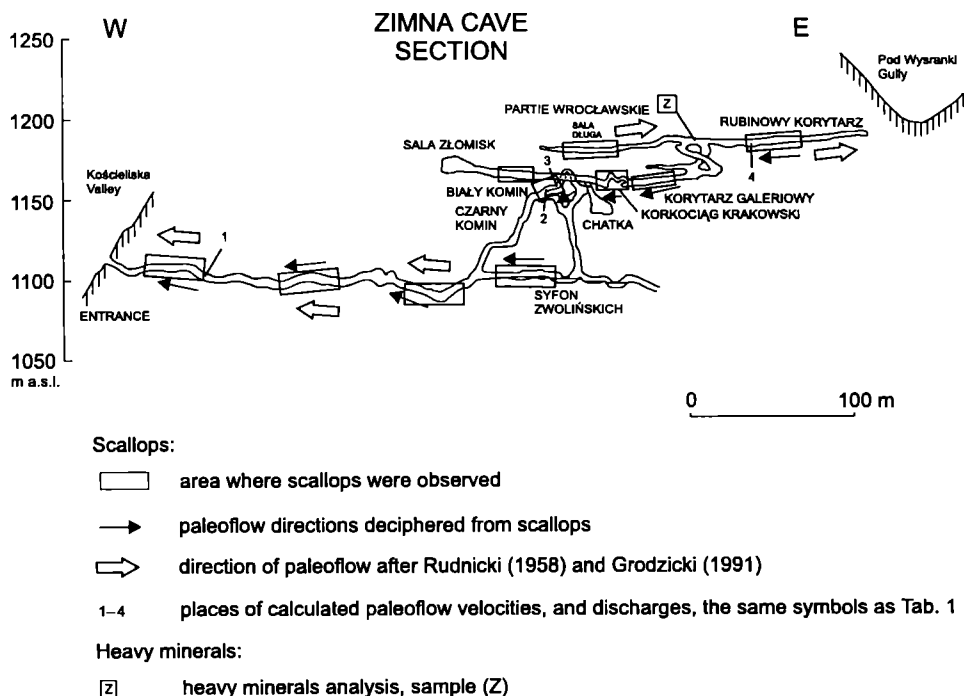


Fig. 4. Paleoflow directions in Zimna Cave according to the author and after Rudnicki (1958) and Grodzicki (1991). Section redrawn from Rudnicki (1958)

Table 1

Measurements of scallops and calculated flows and discharges

Cave / localization	Amount of measured scallops	L_{32} [cm]	Size of cross-section [cm]	Flow velocity for circular conduits [cm s^{-1}] for 5°C	Flow velocity for rectangle conduits [cm s^{-1}] for 5°C	Discharge for circular conduits [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] for 5°C	Discharge for rectangle conduits [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] for 5°C	Paleo-current direction
Zimna/1	79	10.37±3.32	280 × 1000	42.92±19.32	38.92±17.52	4.81	4.36	W
Zimna/2	85	10.70±2.92	150 × 170	43.79±19.52	39.27±17.50	1.12	1.00	W
Zimna/3	74	6.71±20.07	80 × 200	56.56±23.90	50.33±21.27	0.90	0.81	W
Zimna/4	150	11.49±34.40	200 × 500	35.82±15.17	32.18±13.63	3.58	3.22	W
Czarna/1	19	2.29±0.75	90 × 250	12.58±5.84	10.75±4.99	0.28	0.24	W
Czarna/2	151	5.18±1.64	250 × 400	95.95±43.00	87.88±39.39	9.60	8.79	W
Czarna/3	80	7.54±2.53	150 × 400	56.07±26.58	50.53±23.96	3.36	3.03	W
Czarna/4	160	7.21±2.33	300 × 300	70.53±32.23	64.74±29.58	6.34	5.83	W
Miętusia/1	69	5.45±1.92	70 × 170	70.73±36.41	63.07±32.47	0.84	0.75	W
Miętusia/2	87	10.67±3.54	257 × 207	41.08±19.25	37.16±17.41	2.19	1.98	W
Miętusia Wyżnia	196	9.05±2.91	126 × 110	43.41±19.73	38.79±17.63	0.55	0.54	W
Naciekowa/1	40	10.70±3.30	150 × 1300	39.23±18.08	35.11±16.18	2.35	2.11	SW
Naciekowa/2	32	9.48±2.72	110 × 440	39.81±16.12	35.40±14.34	1.93	1.71	SW
Naciekowa/3	60	15.9±4.62	350 × 1100	25.84±10.19	23.31±9.20	5.43	5.00	SW
Naciekowa/4	63	12.24±3.82	210 × 400	33.53±14.80	30.11±13.29	2.82	2.53	SW
Naciekowa/5	43	10.52±2.86	180 × 500	38.98±14.99	35.01±13.46	3.51	3.15	NE
Naciekowa/6	44	12.13±3.50	250 × 600	35.10±14.31	31.65±12.90	5.27	4.75	NE
Naciekowa/7	60	8.01±2.67	150 × 320	52.14±24.35	46.92±21.92	2.50	2.25	NE
Naciekowa/8	69	13.17±4.36	135 × 500	27.90±13.07	24.72±11.58	1.88	1.67	W

In Miętusia Cave observations of scallops were made from the entrance to Próg Odzyskanych Nadziei. The velocities and discharges of paleoflows were measured near Piaskowa Studnia and Próg Odzyskanych Nadziei (Fig. 6, Tab. 1). Most scallops indicate direction of paleoflow to Kościelińska Valley. Only some forms show opposite direction, to present entrance.

Observations in Miętusia Wyżnia Cave were made in the entrance part. The velocity and discharge were measured in Rura (Fig. 7, Tab. 1). Direction of paleoflows run on the west (probably toward to Miętusia Cave or also Czarna Cave).

In Naciekowa Cave observations were made in entire cave. General direction of paleoflow runs from SE to NW. The scallop measurements for calculation of flow velocities and discharges were made in six places (Fig. 8,

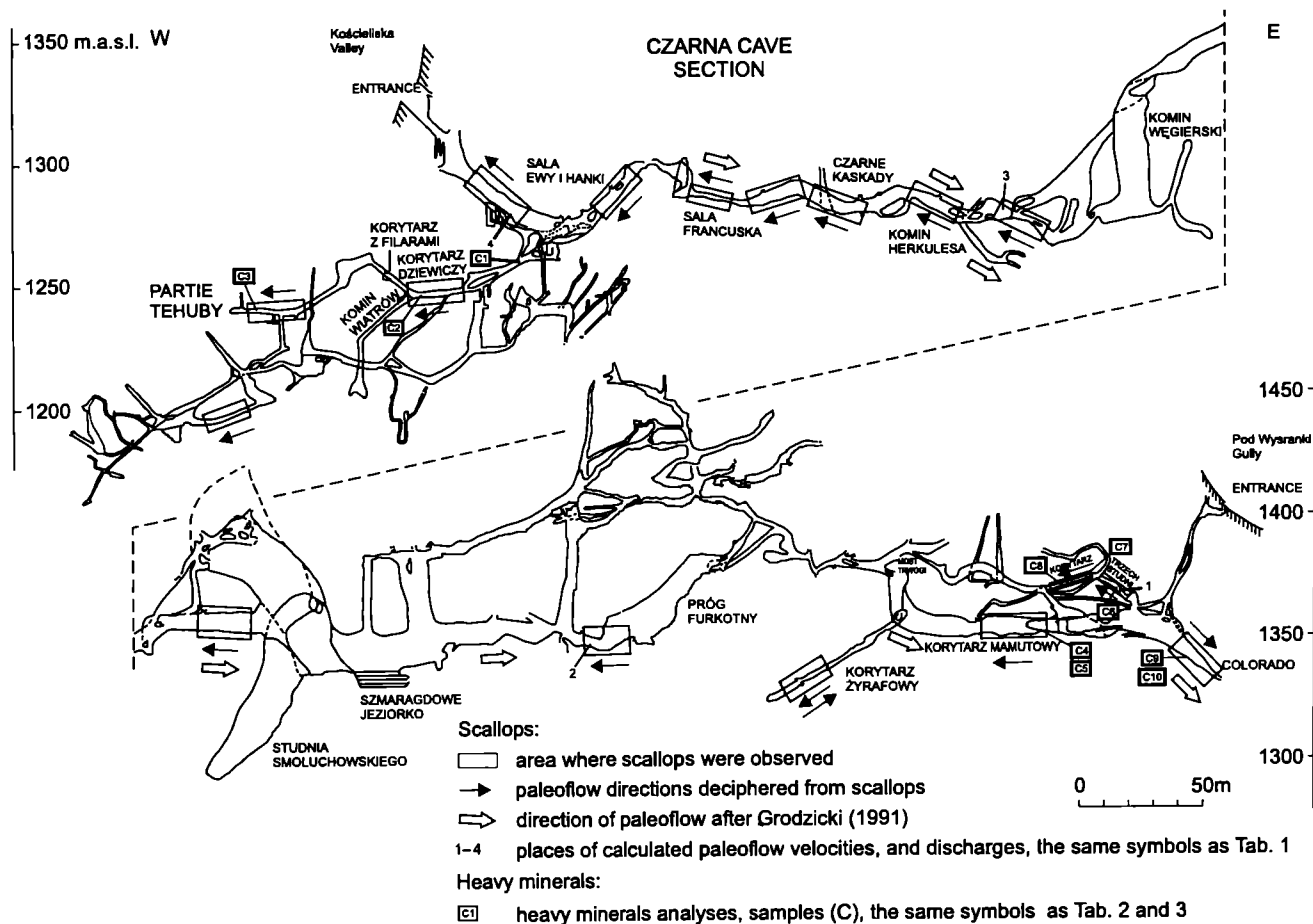


Fig. 5. Paleoflow directions in Czarna Cave according to the author and after Grodzicki (1991). Section redrawn from Grodzicki (1995)

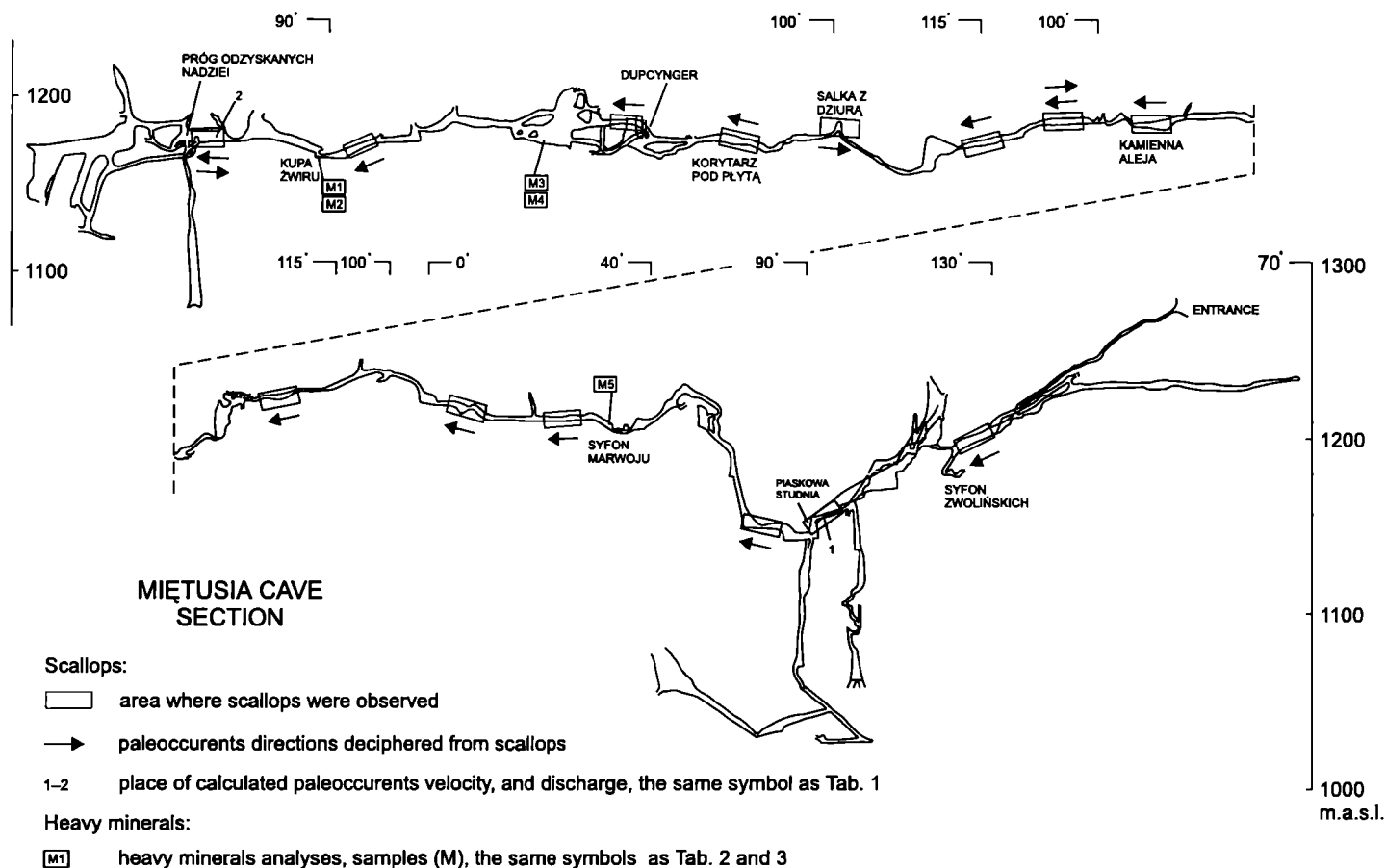


Fig. 6. Paleoflow directions in Miętusia Cave according to the author. Section redrawn from Grodzicki (1996)

Tab. 1). In Naciekowa Cave the forms are on rubble blocks too it means that water flowed in the same direction after fell of rocks.

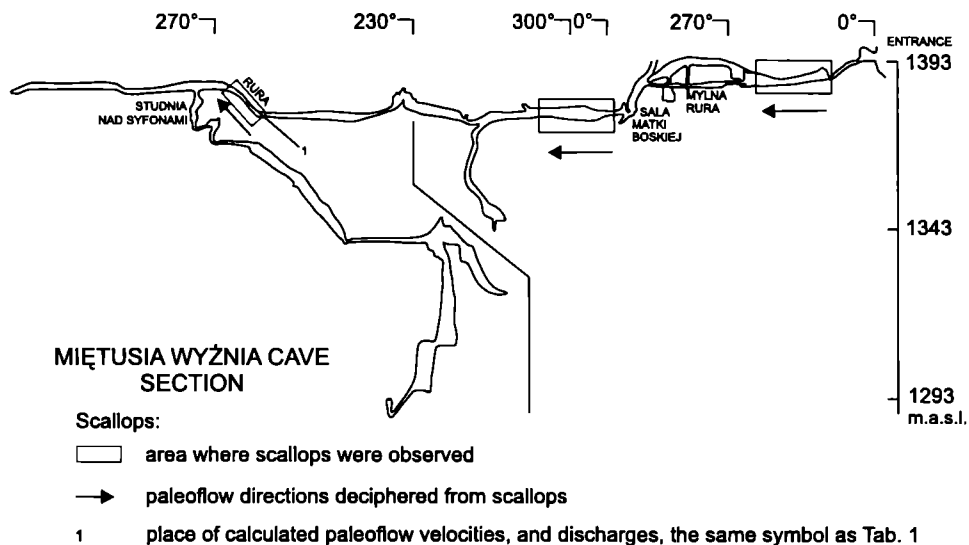


Fig. 7. Paleoflow directions in Miętusia Wyżnia Cave according to the author. Section redrawn from Grodzicki (1996)

Results of analyses of heavy minerals

Heavy minerals were analysed from sediments in the upper part of Zimna Cave (Fig. 4). Mostly determined minerals are typical for metamorphic rocks and belong to instable (Fig. 9).

Deposits in Czarna Cave were analysed from ten places (Fig. 5). In the sample C4 predominate carbonates (67.4%) it means domination of autochthonous material. In samples from Colorado passage contains more minerals typical for metamorphic rock and they are mechanostable and chemostable. There are predominance of instable and mechanostable minerals in deposits from Techuby, mechanostabilne from Korytarz Mamutowy and instable and chemostable from Korytarz Trzech Studni (Fig. 9).

Heavy minerals of Miętusia Cave were analysed from sediments took from five places (Fig. 6). Predominance of mechanostable minerals occurs in deposits from M2 and M4 and chemostable and instable from M1, M3 and M5 (Fig. 9).

Most HM in deposits in Naciekowa Cave are chemostable (Fig. 8 and 9). Minerals of metamorphic rocks are not so numerous like in the other caves.

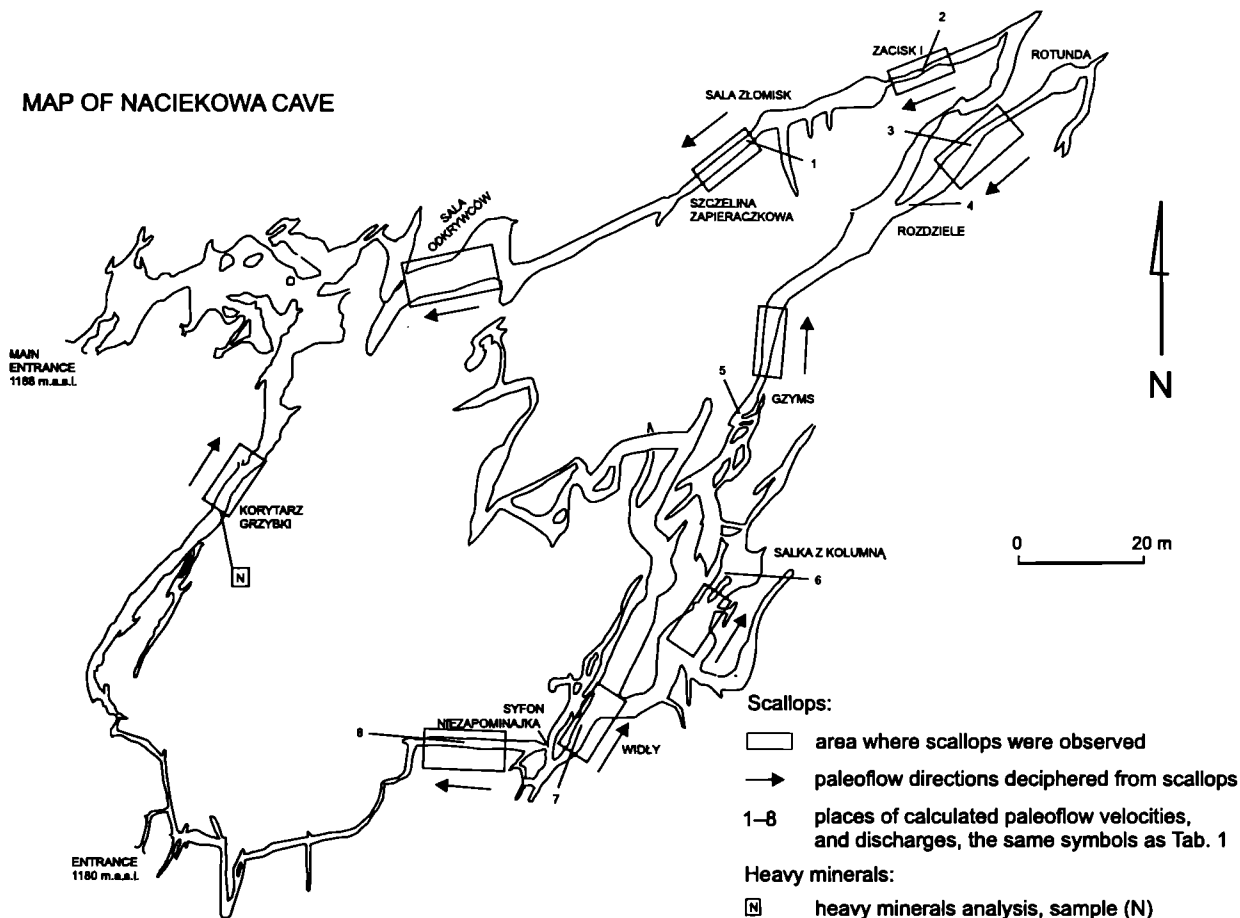


Fig. 8. Paleoflow directions in Naciekowa Cave according to the author. Map redrawn from Grodzicki (1993)

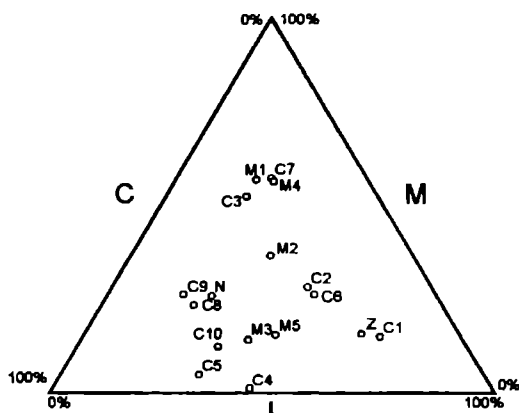


Fig. 9. Composition of heavy minerals from caves

Z – Zimna, C1–C10 – Czarna, M1–M5 – Miętusia and N – Naciekowa. Division into mechanostable (M), chemo-stable (C) and instable (I) minerals according to Burkhardt (1978)

Interpretations and discussions

Investigations in the upper part of Zimna Cave which are presented in this paper indicate opposite direction of paleoflow in comparing with previous investigations, from E to W (Fig. 4). Observations were made by Rudnicki (1958, 1967) it is difficult to explain, because this author based on scallops too. According to Grodzicki (1991) direction of paleoflows based on gradient of passages. Gradient of passages in phreatic conditions is not indicators for direction of paleoflow. Composition of heavy minerals shows that waters carried detrital minerals from Twardy Upłaz crystalline nappe outlier to Wysranki Gully or from the eastern part of Czerwone Wierchy Massif and than thought Zimna Cave to Kościeliska Valley (Fig. 1 and 2).

J. Rudnicki (1967) basing on network of passage suggested that evolution of the upper level of Czarna Cave was developed independent on Kościeliska Valley and these parts were drained to Pod Wysranki Gully. According to J. Grodzicki (1991) both two levels of Czarna Cave at height ca. 1300 m and 1380 m were drained toward SE, to Pod Wysranki Gully. This author suggested that deposits choked outflow through Colorado passages and caused discharge of water by passage lying higher in the same directions to Pod Wysranki Gully. Z. Wójcik (1968) considered that Czarna Cave was an underground outflow of Kościeliski Stream. My observations of scallops in Czarna Cave show opposite direction of paleoflows i.e. from Pod Wysranki Gully to the main entrance in Kościeliska Valley (Fig. 5). In some places scallops show opposite flow direction (Colorado passage,

Żyrafowe Partie), what could be caused by invasion water. Arguments of gradient and networks of passage are not indicators of paleoflow directions in karst area. Mostly minerals from deposits in Colorado passages typical for metamorphic rocks indicate on transport from Twardy Upłaz or the eastern parts of Czerwone Wierchy Massif (Fig. 1 and 2). Predominance of resistant minerals testify about long transport or significant of weathered processes.

Miętusia Cave originally was probably drained to Pod Wysranki Gully (Rudnicki, 1967; Grodzicki, 1991). According to J. Rudnicki (1967), later water was captured to the lower level (level of Lodowe Spring). J. Głazek *et al.* (1977) suggested that this change was caused by glacial process which blocked outflow through the main passages of the cave system and then, during glacier melting created new paths through a well to the present discharge point in Lodowe Spring. My observations in Miętusia Cave based on the scallops confirm previous investigations. Different direction of paleoflow could be caused by tributary water flows from lateral passages between Salka z Dziurką and Sala Beznadziejna. My observations of scallops don't confirm another interpretation of J. Rudnicki (1958, 1970) that the entrance part of Miętusia Cave was drained to Miętusia Valley (Fig. 6). Predominance of carbonates, chemostable and mechanostable minerals in deposits from Miętusia Cave indicate long transport, probably from Twardy Upłaz (Fig. 1 and 2).

In Miętusia Wyżnia Cave scallops show direction of paleoflow towards the west. By J. Rudnicki (1958) water flowed from this cave to Miętusia Cave. M. Gradziński (personal information) observed scallops that asymmetry indicated direction to up (choked siphon in the main passage). Miętusia Wyżnia Cave is about Miętusia Cave ca. 80 m, so it is possible that in the past were joints between these caves. However, waters might have flowed to Czarna Cave (Fig. 1, 2 and 7).

In the eastern part of Naciekowa Cave scallops show direction of paleoflow from SE, it's mean on draining of Organy Massif (Fig. 1). Z. Wójcik (1966) pointed about flowing of Kościeliski Stream by the southern and western part of Naciekowa Cave. Observations of scallops confirm this idea (Fig. 7). Composition of heavy minerals and predominance resistant minerals testify to long transport of sediments (Fig. 9).

Conclusions

All studied caves (Zimna, Czarna, Miętusia, Miętusia Wyżnia and Naciekowa) drained the western part of Czerwone Wierchy Massif to Kościeliska Valley (Fig. 1). In the past these caves formed one cave system which

gradually was lowered. Observation of scallops and analyses of heavy minerals verified previous ideas or completed information about evolution of paleoflow directions (Rudnicki, 1958, 1967, 1970; Wójcik, 1960, 1966, 1968; Grodzicki, 1970, 1991). General direction runs towards the west and is parallel to middle structural belt of carbonate rocks (Fig. 2). Direction of paleoflows indicate that waters of Lodowe Spring Cave System flowed out from SE, across caves: Miętusia Wyżnia, Miętusia (Zwołiński, 1955; Rudnicki, 1967; Grodzicki, 1991, Głazek & Grodzicki, 1996; Głazek *et al.*, 1977; Głazek, 1997) to the place where now is the Wysranki Gully (during that time it didn't exist, Głazek – personal information, 2002) and from this places through Czarna and Zimna Caves to Kościeliska Valley.

The passages of Miętusia Wyżnia and Czarna caves, and lower lying Zimna and Miętusia caves are older counterparts of present-day Lodowe Spring System. Basing on reconstruction old paleoflow is possible to describe evolution and development of karst system in the investigated past of Western Tatra Mts. The karst discharge of Czerwone Wierchy Massif in the past was similar to present day (see Dąbrowski & Rudnicki, 1967). This reconstruction doesn't confirm Grodzicki's suggestion (1991): that during the Neogene the Kościeliska Valley didn't exist. Inversely Kościeliska Valley was so deep cut, because most of water from Czerwone Wierchy Massif was discharged to it by cave system, not to Wysranki Gully. It confirms investigation (Głazek *et al.*, in prep.) that denudation of carbonate rocks which was shifted from the surface inside the massif can accelerated development of valleys. In other words not only the cave development is caused by valley incision but valley incision could be accelerated by cave development.

Presented observations confirm that the investigated cave system was developed under phreatic conditions (Rudnicki, 1958, 1967). In these caves are a lot of forms which proved it: numerous phreatic loops (noticeable on section of caves, Fig. 4, 5 and 6), circular and elipsoidal cross-section of conduits (cf. M. Gradziński & Kicińska, 2002). Preservation of phreatic loops in several caves don't confirm suggestion numerous cave levels suggested in the Tatra Mts by Wójcik (1966, 1968) that based on the water-table theory (Swinerton, 1932). Most of these caves (Czarna, Miętusia, Zimna) correspond to the State 2 or 3 within the "Four State Model" of Ford & Ewers (1978, Kicińska 2002, M. Gradziński & Kicińska, 2002).

Probably the karst development have been begun 6–5 Ma (Głazek, 2000). Age of the oldest speleothem from Czarna Cave is estimated to 1 Ma (Nowicki *et al.*, 2000). Then the oldest cave system evolved from initial to mature stage of speleogenesis between 6 and 1 Ma. These caves were developed due secondary porosity, a specially fissures and faults which were opened during the uplift of the Tatra Mts and later karst processes (see Kicińska, 2002).

Acknowledgments

This study was sponsored by grants 0421/PO4/99/16 and 1195/PO4/2000/19 of the State Committee for Scientific Research. Special thanks are due to my supervisor Prof. Jerzy Głazek for valuable advice and very constructive comments during the investigation. I'm very obligated to Dr hab. Helena Herman for programmes of calculation of flow velocity from scallops. I'm grateful to Prof. Ryszard Gradziński and Dr hab. Pavel Bosak – reviewers of my PhD thesis for valuable remarks. I'm grateful to many colleagues – cavers for help during field works and Krzysztof Najdek for preparing the figures. The authority of the Tatra National Park is acknowledged for permission to make this research in caves and to collect samples of their deposits. I'm grateful to Prof. Teresa Madeyska and Prof. France Šušteršič – reviewers of this paper for comments and improvements of the original manuscript.

References

- Blumberg P.N. & Curl R.L., 1974: Experimental and theoretical studies of dissolution roughness. *Journ. of Fluid Mechanisms*, **65**, 5: 735–751.
- Bretz J.H., 1942: Vadose and phreatic features of limestone caverns. *Journ. of Geol.*, **50**: 675–811.
- Burkhardt R., 1978: Minerale ciężkie jako wskaźnik warunków strukturalnych obszarów sedymentacyjnych. „Kras i Speleologia”, **2** (11): 17–21.
- Coleman J.F., 1949: An indicator of water-flow in caves. *Univ. of Bristol Speleol. Society Proc.*, **6**: 57–67.
- Curl R., 1966: Scallops and flutes. *Cave Research Group of Great Britain, Transactions*, **7**: 121–160.
- Dąbrowski T. & Rudnicki J., 1967: Wyniki badań przepływów krasowych w masywie Czerwonych Wierchów. *Speleologia*, **3**, 1: 31–34.
- Ford D.C. & Ewers R.O., 1978: The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *Canad. Journ. of Earth Sci.*, **15**: 1783–1798.
- Ford D.C. & Williams P.W., 1989: *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, 1–601 [London].
- Głazek J., 1997: Karst of the Tatra Mountains. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*, **1**: 405–409.
- Głazek J., 2000: The Tatra Mountains. *Post Conference Excursion, Climate Changes—the Karst Record II*: 6–11 [Kraków].
- Głazek J. & Grodzicki J., 1996: Kras i jaskinie. In: Mirek Z. (ed.). *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*. Wyd. Instytutu Ochrony Przyrody PAN: 139–169 [Kraków].
- Głazek J., Herman H., Kicińska D., Nowicki T., in prep.: Wpływ krasu na rozwój dolin tatrzańskich.
- Głazek J., Rudnicki J. & Szyrkiewicz A., 1977: Proglacial caves – a special genetic type of caves in glaciated areas. *Proceedings 7th International Speleological Congress*, British Cave Research Association, Bridgwater: 215–217 [Sheffield].

- Goodchild M.F. & Ford D.C., 1971: Analysis of scallops patterns by simulation under controlled conditions. *Journ. of Geol.*, **79**: 52–62.
- Gradziński M. & Kicińska D., 2002: Morphology of Czarna Cave and its significance for the geomorphic evolution of the Kościeliska Valley (Western Tatra Mts). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **72**: 255–262.
- Grodzicki J., 1970: Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów. *Speleologia*, **5**: 33–48.
- Grodzicki J., 1991: Geneza i ewolucja jaskiń Tatr Zachodnich. In: Grodzicki J. (ed.). *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Jaskinie Doliny Chochołowskiej i dolinek reglowych*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, **1**: 11–41.
- Grodzicki J., 1995: Jaskinia Miętusia Wyżnia. In: Grodzicki J. (ed.). *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Jaskinie Zachodniego zbocza Doliny Miętusiej*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, **6**: 47–52.
- Grodzicki J. & Kardaś R.M., 1995: Jaskinia Miętusia. In: Grodzicki J. (ed.). *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. Jaskinie Zachodniego zbocza Doliny Miętusiej*. Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, **6**: 68–98 [Warszawa].
- Grodzicki J., Kondratowicz R., Kotarba S., Luty I., Rociński K. & Zyzańska H., 1995: Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego, Wielkie Jaskinie Doliny Kościeliskiej. *Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi*, **4**: 1–141 [Warszawa].
- Hercman H., 1995: Określenie prędkości i wielkości przepływu wody w korytarzach jaskiniowych na podstawie pomiarów zagłębień wirowych. *Przeg. Geol.* **33**, **10**, 580–583 [Warszawa].
- Hercman H., 1986: Pochodzenie allochtonicznych osadów Jaskini Magurskiej i Kasprowej Niżnej (Tatry) w świetle analizy minerałów ciężkich. *Przeg. Geol.*, **34**, **2**: 100–103.
- Kicińska D., 1995: Rekonstrukcja kierunków cyrkulacji podziemnej na podstawie form korozyjnych i analizy osadów jaskiniowych w zlewni Bystrej. Tatry. Materiały XXIX Symposiumu Speleologicznego Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. Kopernika: 10–11 [Zakopane].
- Kicińska D., 1996: Rekonstrukcja kierunków cyrkulacji podziemnej na podstawie form korozyjnych i analizy osadów jaskiniowych w zlewni Bystrej, Tatry. Master's thesis. Adam Mickiewicz University: 1–139 [Poznań].
- Kicińska D., 2002: Kenozoiczna ewolucja cyrkulacji wód krasowych w Tatrach Zachodnich. Unpublished PhD Thesis. Adam Mickiewicz University: 1–104 [Poznań].
- Kotański Z., 1959: Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **139**: 1–160.
- Kowalski K., 1953: Jaskinie Tatr Polskich. Państwowe Muzeum Archeologiczne: 1–186 [Warszawa].
- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K. & Wójcik K., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Polon.*, **84**: 7–93.
- Maxson J.H., 1940: Fluting and faceting of rock fragments. *Journ. of Geol.*, **43**, **7**.
- Nowicki T., Hercman & Głazek J., 2000: Evolution of the Lodowe Źródło cave system basing on the U-series dating of speleothems (Tatra Mts., Poland). In: *Climate Changes. The Karst Record II. Guidebook & Abstract*. Institute of Geological Sciences. Polish Academy of Sciences, Institute of Geological Sciences. Jagiellonian University: 85 [Kraków].
- Raciniowski R. & Szczepke T., 1985: Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. *Silesian University*: 359 [Katowice].
- Rudnicki J., 1958: Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej. *Acta Geol. Polon.*, **8**, 244–274 [Warszawa].
- Rudnicki J., 1960: Geneza zagłębień wirowych w świetle badań eksperymentalnych. *Speleologia*, **2** (1): 7–30.

- Rudnicki J., 1967: Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. *Acta Geol. Polon.*, **17** (4): 521–591.
- Rudnicki J., 1970: Warunki osadzania utworów piaszczysto-żwirowych w Syfonie Zwolińskich (Jaskinia Miętusia, Tatry Zachodnie). *Speleologia*, **5** (1–2): 73–77.
- Swinerton A. C., 1932: Origin of limestone caverns. *Bulletin of the Geological Society of America*, **43**: 662–694.
- Turnau-Morawska M., 1955: Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. *Acta Geol. Polon.*, **3**, 1.
- Wójcik Z., 1960: Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich. *Acta Geol. Polon.*, **10** (2): 401–455.
- Wójcik Z., 1966: Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. *Prace Muzeum Ziemi*, **9**: 1–130.
- Wójcik Z., 1968: Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. *Prace Muzeum Ziemi*, **13**: 3–169.
- Wrzosek A., 1933: Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich. *Wiadomości Służby Geograficznej*, **7**, 3.
- Zwoliński S., 1955: Tatrzański rejon jaskiniowy. *Światowit*, **21** [Warszawa].

Ditta Kicińska

Rekonstrukcja kierunków paleoprzepływów w zachodniej części systemu jaskiń Lodowego Źródła

Streszczenie

W artykule przedstawiono wyniki badań paleocyrkulacji wód w zachodniej części systemu Lodowego Źródła, obejmujących jaskinie – Zimną, Czarną, Miętusią Wyżnią i Naciekową. Rekonstrukcja paleoprzepływów w systemie krasowym została oparta na pomiarach zagłębień wirowych na ścianach jaskini oraz na analizach minerałów ciężkich w osadach jaskiniowych. Rozwój przepływu podziemnego i ewolucja dolin były konsekwentnie warunkowane położeniem najniższego punktu drenażu zbiornika krasowego na granicy skał węglanowych z przykrywającymi je skałami nieprzepuszczalnymi (marglami lub łupkami). Od neogenu odpływ z systemu odbywał się stale w kierunku zachodnim do głównej doliny – Doliny Kościeliskiej.

Ditta Kicińska

Reconstruction des paléo-écoulements dans la partie occidentale du réseau de la Source de Lodowe

Résumé

Une recherche a été conduite sur les paléo-écoulements de la partie occidentale du réseau de la Source de Lodowe, dans les secteurs Zimna, Czarna, Miętusia, Miętusia Wyżnia et Naciekowa. Cette reconstitution est basée sur la mesure des vagues d'érosion ainsi que sur les minéraux lourds des sédiments. Le développement des écoulements souterrains et l'évolution des vallées se sont mutuellement influencés et sont par conséquent contrôlés par la localisation la plus basse du point de vidange de l'aquifère karstique, à la base des calca-

ires et au contact des couvertures imperméables (marnes, schistes). Par conséquent, le drainage était orienté vers la vallée principale de Kościeliska, située à l'ouest, et ce depuis le Néogène.

Received: November 2001.

Juan Reynerio Fagundo*
Patricia González Hernandez*
Margaret Suárez Munoz*
Boris Peña Forte*
Luis Sánchez Rodríguez*
Joel Fagundo-Sierra*

Chemical composition origin of the waters from San Diego de los Baños – Los Bermejales hydrothermal system, Pinar del Río, Cuba

Abstract: The origin of the chemical composition and geochemical processes related with waters San Diego de los Baños – Los Bermejales hydrothermal system were determined by means of pattern recognition as well as mass balance and mixing water models. This composition is explained by the following geochemical processes: congruent dissolution of halite and dolomite, calcite precipitation, mass transference between plagioclase (albite and K-feldspar) and kaolinite, pyrite oxidation, H_2S formation by sulphate anaerobic reduction, CO_2 degassing and SiO_2 precipitation.

Introduction

The mineral waters from San Diego de los Baños springs were well studied from the therapeutic (Rodríguez, 1987), hydrogeologic (Peláez et al., 1990) and physico-chemical points of view (Embil, 1946; Guerra, 1948; López-Rendueles et al., 1949). Los Bermejales springs situated

* National Center for Thermalism “Victor Santamarina”, Cuban Public Health Ministry, Havana, Cuba.

near the above mentioned, with similar composition were less studied (Trelles, 1948). Besides mentioned thermomineral springs, with calcium sulphate hydrochemical facies, other types of waters (calcium hydrocarbonate and sodium hydrocarbonate) associating carbonate and sandy schist sediments occur respectively. The whole hydrogeological system can be considered as hydrothermal (White, 1957). The aim of this paper is to elucidate the geochemical processes that takes place in this system, determine the origin of water chemical composition and to find its relation with the lithology and tectonic.

Material and methods

127 data set from the detailed exploration study carried out by Peláez et al. (1990) at San Diego de los Baños–Los Bermejales hydrothermal system and 18 data set from Mil Cumbres spring fed by the same Artemisa Formation as above springs were used in this investigation. Recent samples from San Diego de los Baños and Los Bermejales (González et al., 2000) were collected to determine new physicochemical parameters no considered in the above cited works. Temperature, conductivity, redox potential and the contents of CO_2 , H_2S were measured in the field. Macroconstituent of chemical composition were determined by standard methods (APHA-AWWA-WPCF, 1992), while microconstituents by ICP-MS.

The hydrochemical data were processed by Windows Release 4.5, Microsoft Excell 97 and HIDROGEOWIN (Alvarez et al., 1999), MOD-ELAGUA (Fagundo-Sierra, 2000) hydrogeochemical software, the later for geochemical processes modelling.

Geographic, geologic and hydrogeologic setting

San Diego de los Baños spa is located near the town with homonymous name, at Los Palacios municipality, Pinar del Río Province (Cuba), at the N 315 037 E 256 008 coordinates (Fig. 1). There are three springs named El Tigre, El Templado and La Gallina, which emergences are at the bed of the river. 7 km upstream, at the bed of the same river springs occur and are named M1, M2, M3, M4 and M5 Los Bermejales (N 318 351, E 250 468 coordinate). Those thermal springs are associated to the Pinar and San Diego faults. The first fault separate the Guaniguanico and San Diego de los Baños

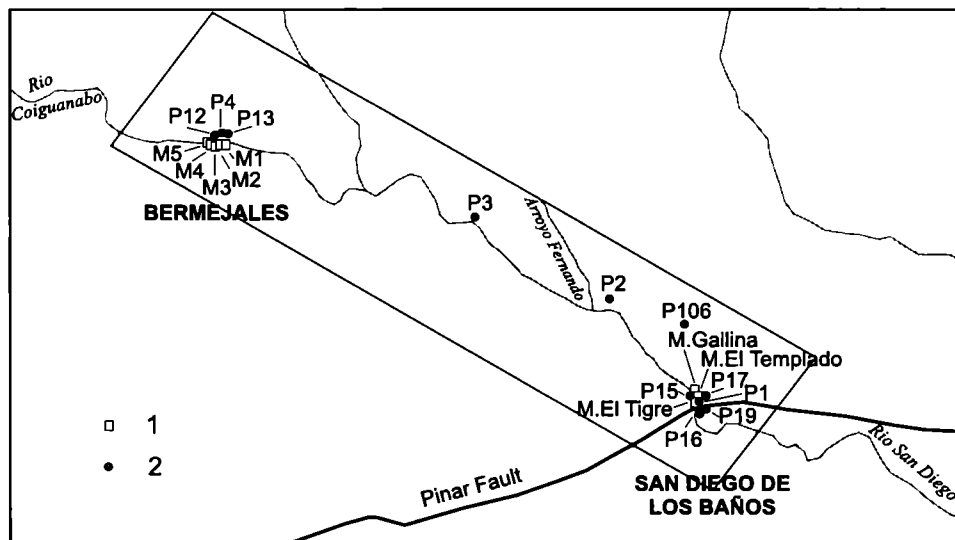


Fig. 1. Sample points of San Diego de los Baños – Los Bermejales hydrothermal system
1 – springs, 2 – wells

structure-facial zones while the second one disjoins the two subzones which are dividing the Guaniguanico tectonic unit (Sierra de los Organos and Sierra del Rosario).

The geology of Sierra del Rosario, which constitute feeding zone of the springs is characterized by a complex lithology and tectonics, as a consequence of the displacement and rock tectonic transport occurring during the Mid Eocene (Pszczółkowski, 1987). The Artemisa Fm. carbonate aquifers are constituted by calcite and aleurolites intercalated with little permeable sandy-shale schist of sedimentary effusive type of the San Cayetano Fm. (Upper Jurassic). The mineral constituents of these rocks are: quartz (60–75%), plagioclase (2–3%), muscovite (1–2%), tourmaline and chlorite (less than 1 to 1 %). The structural deposition of those sediments determines the typical relief of Sierra del Rosario, characterized by the polygonal karst morphology, only different at Pan de Guajaibón, which mogote karst morphology is similar to Sierra de los Organos (Tyc, 1992).

Lithology of Francisco Fm. (Mid Jurassic), constituted by intercalations of limestone, lutite and less quantity of limestone and calcareous cement, carbonate breccia composed of limestone and flint fragments, and limestone jointed with calcareous cement (Cacarajicara Fm. of Cretaceous). There are also present chaotic sediments associated to faults, constituted ofolistostromes composed of quartz sands and limestone fragments (Ancón Fm. of Paleogen). Finally, sediments of the “melange” type with serpentine matrix also occur.

Results and discussion

The waters from San Diego de los Baños springs have temperature slightly greater (31–36°C) than Los Bermejales springs, which temperature vary between 31°C and 32°C. On the contrary the mineralization at Los Bermejales (2256–2409 mg/l) is greater than San Diego de los Baños (1506–1847 mg/l). The higher values of TDS are connected with the SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Cl^- and Na^+ content in water. Finally, Los Bermejales springs have less Rn contents than San Diego de los Baños springs (Guerra, 1947; Trelles, 1948).

There are two different hydrogeochemical facies in the above springs: the first of the calcium sulphate-hydrocarbonate type, present at El Templado and occasionally at El Tigre springs, and the second of calcium-sulphate type, present at the remainder springs. They are hypothermal or mesothermal according with H. Schoeller (1962). The discharge of springs has a great stability changing between 9 to 10 l/s at El Tigre and El Templado and between 0.6 and 0.8 l/s at La Gallina. At Los Bermejales springs discharge are of the 1 l/s order.

From the physicochemical parameters of San Diego de los Baños and Los Bermejales springs a common origin of chemical composition can be inferred. The fraction of precipitation which is infiltrated in the region through the fissured limestone of Artemisa Fm., moves down to deep aquifer where are heated owing to the geothermic gradient and then ascend through the San Diego fault. The observed magnitude difference of the parameters in both sites can be associated to local lithological and structural characteristics, as well as the depth of the water descent, length of the residence time, velocity of ascending and mixing with shallow waters. Thus, the greater Rn contents of San Diego de los Baños springs suggest a higher water-rock contact than in Los Bermejales springs. According with these results, we can expect higher mineralization at San Diego de los Baños springs, but on the contrary the TDS is greater at Los Bermejales. This behaviour suggests that the waters from San Diego would be mixed with other more shallow water, which are in agree with the high HCO_3^- (19–23% meq/l) of the El Tigre and El Templado springs. This fact indicates the possibility of mixing with sodium hydrocarbonate waters from aquifers developed on schist, shale and sands of San Cayetano Fm.

The greater H_2S contents of Los Bermejales than San Diego de los Baños springs can be explained assuming a higher sulphate bacterial reduction of the Los Bermejales springs. The relatively less temperature of the latter can be related by a more distance travelled by the waters or with a minor mixing proportion than in San Diego de los Baños, or by the fact that in Los Bermejales the water ascending from less depth. Also, more than the above situation can be concurred.

The chemical composition of El Templado spring ($\text{Ca-SO}_4 > \text{HCO}_3$) can be explained by the mixing of the P3 (90 m) well similar waters with the P1 (237–320 m) well which water are of the Ca-SO_4 type. The corresponding results of the mass balance calculation and the geochemical processes are shown in Table 1. This composition is justified by the mixing of 64% of waters from P3 (90 m) well and 36% P1 (237–320 m) well. The geochemical processes involved are: congruent dissolution of halite and dolomite, calcite precipitation, mass transfer between plagioclase and kaolinite, pyrite oxidation, sulphate reduction and quartz precipitation.

Table 1

Mass balance and geochemical processes occurring by weathering of the Artemisa formation sediments (El Templado spring). Concentration as mmol/l

Sample	H_4SiO_4	H_2S	CO_2	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	K
El Templado	0.31	0.35	1.11	5.00	1.07	7.81	7.38	1.87	3.09	0.10
P3 well 90 m (64.0%)	0.11	0.00	0.75	6.28	0.76	0.41	3.07	0.27	1.16	0.02
P1 well (36.0%)	0.37	1.18	0.86	2.77	0.95	20.52	15.92	2.94	6.84	0.21
± ionic	0.11	0.08	0.32	0.02	0.24	0.15	0.32	0.64	0.12	0.01
Geochemical processes										
1) Halite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00
2) Calcite	0.00	0.00	0.96	1.92	0.00	0.00	0.96	0.00	0.00	0.00
3) Dolomite	0.00	0.00	1.28	2.56	0.00	0.00	0.64	0.64	0.00	0.00
4) Kaolinite-Albite	0.71	0.00	0.36	0.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00
5) Pyrite	0.00	0.00	0.30	0.30	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00
6) Quartz	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7) CO_2 (gaseous)- CO_2 (aqueous)	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00
Total	0.11	0.08	0.21	0.06	0.31	0.06	0.34	0.62	0.18	0.00
Error	0.00	0.02	0.02	0.04	0.06	0.09	0.02	0.02	0.06	0.01

The waters from La Gallina spring has calcium sulphate hydrogeochemical pattern, similar to P1 well, but with less mineralization. Assuming that this chemical composition is originated by the mixing of waters from the both above wells, then the whole of mixing and geochemical process can be expressed by a similar mechanism as occurring at El Templado, but with a mixing proportion of 36% P1 and 44% to P3.

P3 well is located between San Diego de los Baños and Los Bermejales springs. First, cut the San Cayetano Fm., latter a tectonic breach and after the limestone of the Artemisa Fm. (Peláez et al., 1990). At the first 40 m of depth the aquifer has sodium hydrocarbonate waters with low temperature, mineralization and hardness. The waters are basic ($\text{pH} = 9$) and CO_3^{2-}

is present joint HCO_3^- ion. The prevailing cation is Na^+ . CO_2 and H_2S are not present and the SiO_2 contents are low. This composition is characteristic of the water drilling silicate sediments. Between 40 and 290 m of depth in well there are calcium-hydrocarbonate waters originated by dissolution of relatively pure limestone.

The P1 well (Fig. 1) was drilled to depth of 300 m, cutting only limestone of Artemisa Fm. According to the sampled water property, five-hydrogeochemical zones were found, appreciating an increase of temperature from 26°C up to 46°C.

The M1 Los Bermejales spring (calcium-sodium-sulphate-hydrocarbonate waters) has a relatively higher Na^+ content than La Gallina spring (calcium-sulphate waters) and lesser than more litter P1 well (calcium-sulphate waters). Taking in account that the mineralization of M1 spring is lesser than P1 well too, we can conclude that the chemical composition of M1 spring can be originated by mixing of water similar to P1 with waters similar to P4 (107–206 m), which has higher mineralization and Na^+ contents. The results of mass balance transfer calculation and geochemical processes involved are shown in Table 2. The chemical composition of this spring can

Table 2

Mass balance and geochemical process which explain the chemical composition of M1 (Los Bermejales) spring from water mixing between P4 (103–206 m) and P1 wells. Concentration as mmol/l

Sample	H_4SiO_4	H_2S	CO_2	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	K
Los Bermejales (M1)	0.34	1.13	1.36	5.24	1.72	13.13	12.58	2.37	3.22	0.10
P4103–206 well (31.6%)	0.20	3.53	0.00	9.55	0.00	1.22	0.06	0.56	15.02	0.46
P1 well (68.4%)	0.37	1.18	0.86	2.77	0.95	20.52	15.92	2.94	6.84	0.21
± ionic	0.02	0.79	0.77	0.33	1.07	1.29	1.68	0.18	6.21	0.19
Geochemical processes										
1) Halite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00	0.00	0.00	0.98	0.00
2) Calcite	0.00	0.00	1.49	2.99	0.00	0.00	1.49	0.00	0.00	0.00
3) Dolomite	0.00	0.00	0.74	1.48	0.00	0.00	0.37	0.37	0.00	0.00
4) Kaolinite-Albite	14.20	0.00	7.09	7.09	0.00	0.00	0.00	0.00	7.09	0.00
5) K-feldspar-Kaolinite	0.19	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
6) Quartz	14.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7) Sulphate	0.00	1.47	0.00	2.95	0.00	1.47	0.00	0.00	0.00	0.00
8) H_2S -S	0.00	2.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9) CO_2 (gaseous)– CO_2 (aqueous)	0.00	0.00	4.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	0.02	0.79	0.77	0.23	0.98	1.47	1.86	0.37	6.11	0.10
Error	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.19	0.19	0.19	0.09	0.09

be explained by the following processes: mixing of waters from P1 and P4 wells in the proportion of 68% and 32% respectively join with congruent dissolution of halite, calcite and dolomite, mass transfer between plagioclase (albite and *K*-feldspar) and kaolinite, pyrite oxidation, H₂S formation from sulphur, quartz precipitation and CO₂ generation.

P4 well drilled near the Los Bermejales springs (Fig. 1), at the beginning and the end cut the Artemisa Fm. limestone, while at the middle zones (200–300 m) cut the San Cayetano Fm. sediments. The temperature change between 28° to 30.5°C. The waters from depth of 100 m are similar in composition to the Los Bermejales springs. The mean temperature of the waters is 30°C, and water has high mineralization, hardness as well as CO₂ and H₂S contents. Between 100 m and 200 m of depth the waters show a sodium-hydrocarbonate hydrochemical facies. The origin of the chemical composition of the waters of this aquifer horizon is associated, possibly to the silicates dissolution process in hydrothermal conditions. Between 145 m to 195 m of depth the hydrochemical facies is calcium-sodium-sulphate, presumptively originated by mixing between calcium-sulphate and sodium-hydrocarbonate water types, associated to the Artemisa and San Cayetano sediments respectively. Between 220 m and 300 m, the waters are of a similar chemical properties to the waters sampled between 103 m and 106 m of depth, with a sodium-hydrocarbonate hydrochemical facies.

The chemical composition of the water collected by Peláez et al. (1990) between 145 m and 195 m of depth, can be originated by the mixing of waters from the contiguous aquifers horizons. The results of mass balance calculation and geochemical processes related are shown in Table 3, the proportions of mixing calculated are of 52% and 48% of the waters collected up to 100 m deep and between 222–228 m of depth respectively.

The waters of the P13 well are of calcium-sodium-hydrocarbonate type with middle mineralization and hardness. The results of mass balance calculation and the respective geochemical processes are shown in Table 4. The chemical composition of the spring are explained by mixing of 69% of P3 (90 m), Ca-HCO₃ type and 31% of P3 (40 m), Na-HCO₃. The geochemical processes are: congruent dissolution of halite and dolomite, calcite precipitation, pyrite oxidation, sulphate reduction, CO₂ degassing and mass transfer between kaolinite and albite. The latter process was considered by Helgeson (after Drever, 1982) on the basis of the X₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system weathering alteration products.

Similar mixing proportions to those obtained by the mass balance approach, were found using mixing diagram from extreme members representatives of Ca-SO₄ and Na-HCO₃ water types (Fig. 4) respectively. The corresponding graphic results for P13 well are shown on Fig. 2; El Tempalado and La Gallina springs, and other springs on Fig. 3; Los Bermejales

Table 3

Mass balance and geochemical processes occurring and water mixing at San Diego de los Baños-Los Bermejales hydrothermal system: P4 – 145–195 m well waters originated from water of the same well collected to 100 m and at the 222–288 m interval
Concentration as mmol/l

Sample	H ₂ SiO ₄	H ₂ S	CO ₂	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	K
P4 145–195	0.28	0.70	0.75	6.32	1.63	8.23	5.23	2.42	8.83	0.27
P4 100 (51.9%)	0.26	3.44	1.48	3.92	1.10	12.71	11.71	2.50	1.96	0.06
P4 222–288(48%)	0.06	3.53	2.75	11.03	4.35	0.69	0.75	0.60	13.62	0.42
± ionic	0.12	2.78	1.34	1.02	1.03	1.30	1.21	0.83	1.26	0.04
Geochemical processes										
1) Halite	0.00	0.00	0.00	0.00	1.03	0.00	0.00	0.00	1.03	0.00
2) Calcite	0.00	0.00	2.04	4.08	0.00	0.00	2.04	0.00	0.00	0.00
3) Dolomite	0.00	0.00	1.67	3.34	0.00	0.00	0.83	0.83	0.00	0.00
4) Albite–Kaolinite	4.59	0.00	2.29	2.29	0.00	0.00	0.00	0.00	2.29	0.00
5) K-feldspar–Kaolinite	0.07	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
6) Pyrite	0.00	0.00	2.61	2.61	0.00	1.30	0.00	0.00	0.00	0.00
7) H ₂ S–S	0.00	2.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8) Quartz	4.54	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
9) CO ₂ (gaseous)–CO ₂ (aqueous)	0.00	0.00	1.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	0.12	2.78	1.34	1.02	1.03	1.30	1.21	0.83	1.26	0.04
Error	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

(M1) and P4 (145–195 m) well on Fig. 4. Finally, the processes resulting from water-rock interaction and mixing water are showing by means of Stiff diagrams on Fig. 5. The main geochemical processes occurring at the shallow carbonate aquifers are calcite and dolomite dissolution (II) as well as pyrite oxidation, which originate the Ca-HCO₃ waters, while at the aquifers constituted with acid aluminosilicate minerals (III) predominate the process related of incongruent dissolution of plagioclase (albite and K-feldspar) which originates the Na-HCO₃ waters. From the deeper zones coming the Ca-SO₄ thermomineral waters (I) which are originated pyrite oxidation. By means of mixing of those above waters at the proportions shown on Fig. 2–4 and the occurrence of the geochemical processes calculating by mass balance (Tab. 1–4) are originated the reminder source with variable composition: HCO₃-Ca>Na (IV), Ca-SO₄ with less mineralization (V), SO₄>HCO₃-Ca (VI), HCO₃-Ca>Na (VII) and SO₄>HCO₃-Ca>Na (VIII).

Table 4

Mass balance and geochemical processes occurring by weathering of the Artemisa formation sediments (P13) well. Concentration as mmol/l

Sample	H ₄ SiO ₄	H ₂ S	CO ₂	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na	K
P13 well	0.19	1.36	1.00	5.92	1.09	0.40	2.15	0.59	2.26	0.07
P3 40 m well (30.6%)	0.19	0.00	0.00	3.86	0.48	0.36	0.20	0.15	3.74	0.12
3 ionic	0.06	1.36	0.48	0.38	0.42	0.01	0.04	0.36	0.31	0.02
Geochemical processes										
1) Halite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00
2) Calcite	0.00	0.00	0.40	0.80	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00
3) Dolomite	0.00	0.00	0.68	1.35	0.00	0.00	0.34	0.34	0.00	0.00
4) Albite-Kaolinite	0.25	0.00	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00
5) Pyrite	0.00	0.00	2.77	2.77	0.00	1.38	0.00	0.00	0.00	0.00
6) Quartz	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8) CO ₂ (gaseous)-CO ₂ (aqueous)	0.00	0.00	2.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	0.06	1.36	0.48	0.39	0.43	0.02	0.06	0.34	0.30	0.02
Error	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02

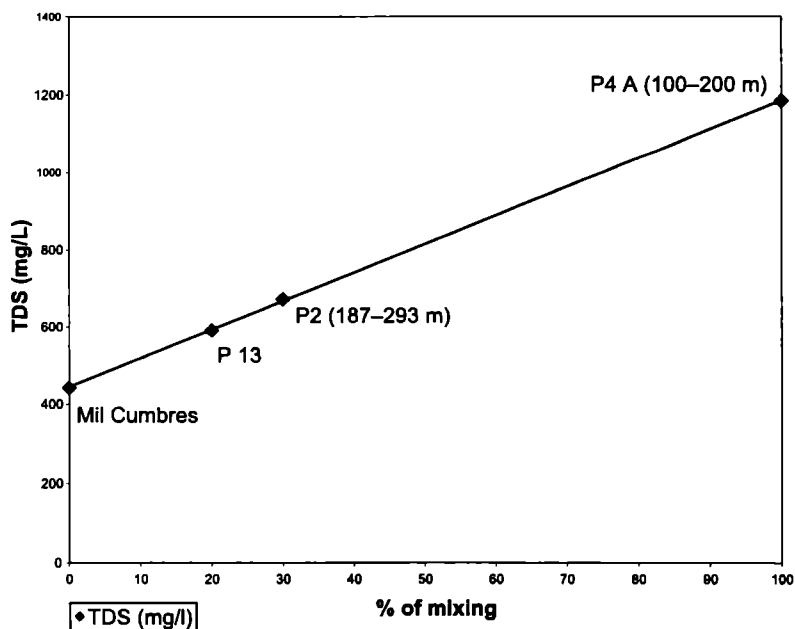


Fig. 2. Water mixing l from Mil Cumbres spring and P4 A (103-206 m) well which explain the chemical composition of P13 well

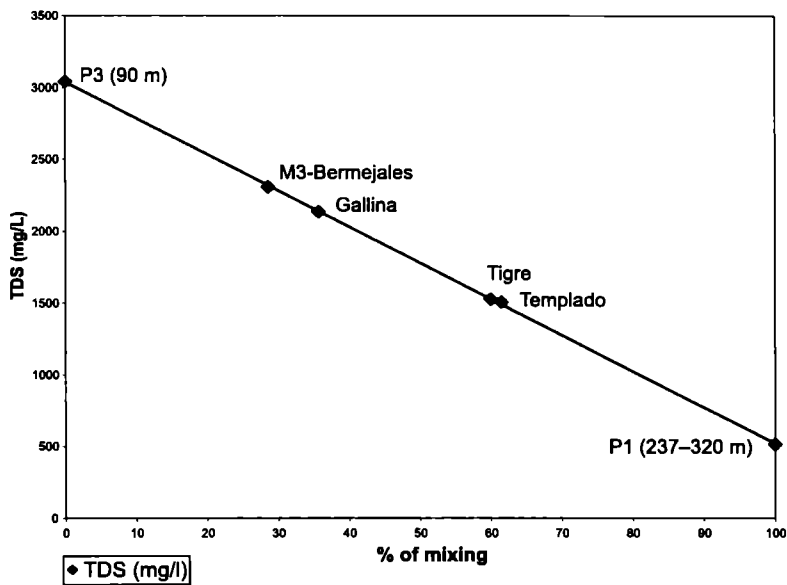


Fig. 3. Water mixing from P1 (237-320 m) and P2 (90 m) wells which explain the chemical composition of San Diego de los Baños (El Tigre, El Templado y La Gallina) springs and Los Bermejales (M1) spring

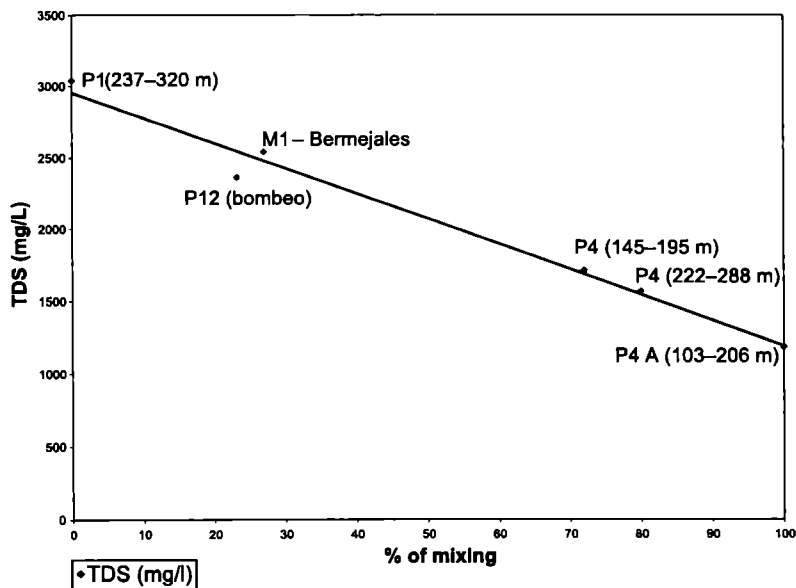


Fig. 4. Water mixing from P1 (231-320 m) and P4 A (103-206 m) wells which explain the chemical composition of M1-Bermejales spring and some samples of P12 and P4 wells

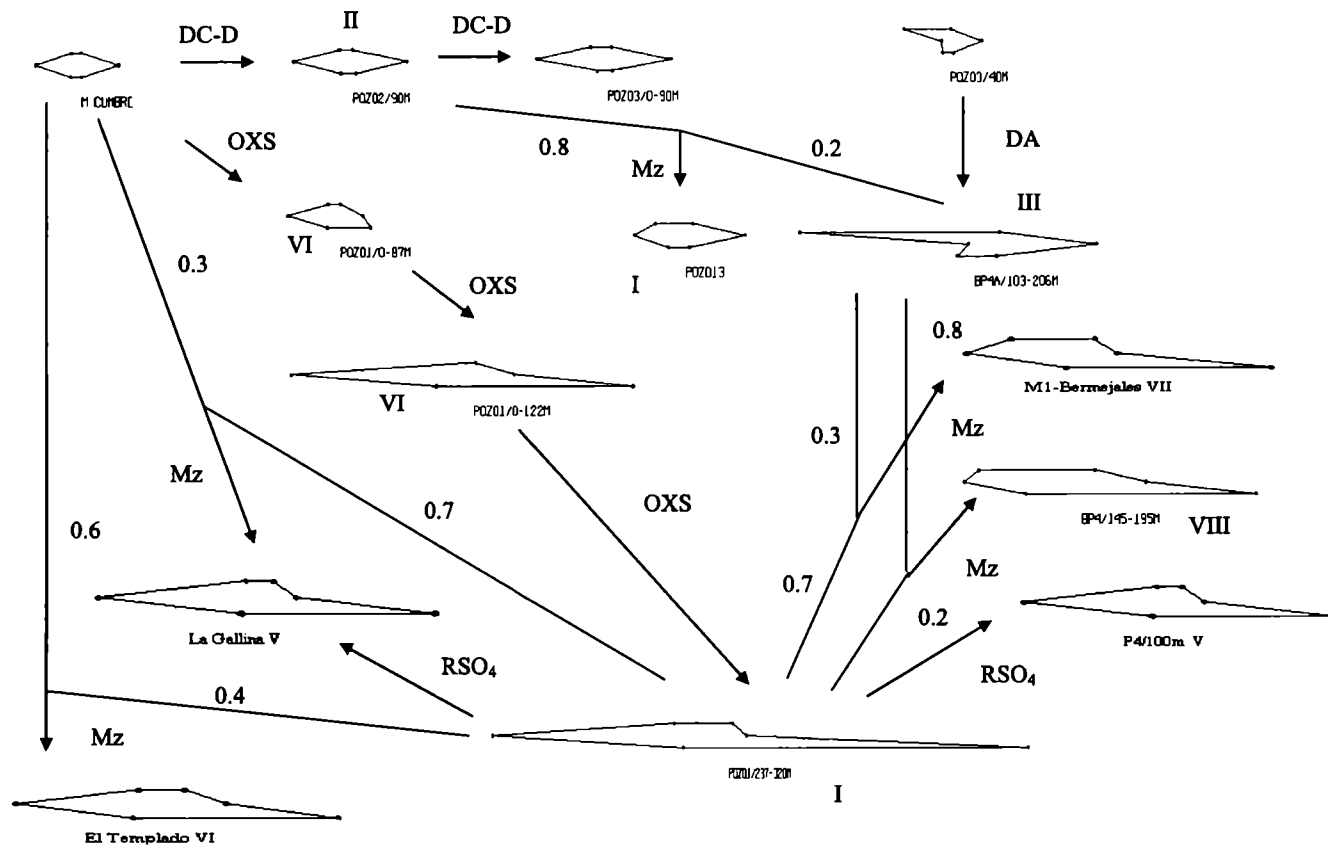


Fig. 5. Results of the geochemical processes and mixing waters expressed by means of Stiff diagrams (San Diego de los Baños – Los Bermejales). DC-D: Calcite and dolomite dissolution; DA: albite dissolution; OXS: pyrite oxidation; RSO₄: sulphate reduction
 Type of water: I: SO₄-Ca; II: HCO₃-Ca; III: HCO₃>Cl-Na; IV: HCO₃-Ca>Na; V: SO₄-Ca with less mineralization; VI: SO₄-HCO₃-Ca; VII: SO₄-Ca-Na; VIII: SO₄-HCO₃-Ca-Na. The decimal figures are the proportions of the mixture

Conclusions

The origin of the chemical composition of the waters from San Diego de los Baños-Los Bermejales hydrothermal system is explained by means of mixing waters at different proportions from three extremal members which composition are calcium-hydrocarbonate, sodium-hydrocarbonate and calcium-sulphate, coming the two first from shallow aquifers developed on limestone and sandy schist of the Artemisa and San Cayetano formations respectively, and the latter from deep aquifer which store hydrothermal waters. This mixing occurring with chemical composition modification as a consequence of complex geochemical processes, mainly: halite and dolomite congruent dissolution, calcite precipitation, mass transfer between kaolinite and plagioclase (albite and K-feldspar), pyrite oxidation, sulphate reduction, quartz precipitation and CO₂ degassing. Congruent dissolution of calcite and incongruent dissolution of plagioclase also occur at shallow aquifers.

References

- Alvarez E., Fagundo J.R., Vinardell I., 1999: Control automatizado de la calidad de las aguas y de sus variables químico-físicas. *Revista CENIC Ciencias Químicas, La Habana (Cuba)*, **30** (1): 21–27.
- APHA – AWWA – WPCF, 1992: Métodos Normalizados para el análisis de Aguas Potables y Aguas Residuales. Am. Public Assoc., Edición 17th. Editorial Grijalbo (Madrid), 4–1: 4–235.
- Drever J.I., (1982): *The Geochemistry of Natural Waters*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 430 p.
- Embil J., 1946: La fotólisis del hidrógeno sulfurado en las aguas de San Diego de los Baños. *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*. Año 1, No 4: 17–20.
- Fagundo-Sierra J., 2000: Modelo para la determinación del origen de la composición química de aguas naturales. Tesis de Diploma Universitario. Facultad de Química (U.H.). La Habana.
- González P., Suárez M., Benítez G., Ramírez J., Fagundo J.R., 2000: Caracterización de aguas minerales de algunos yacimientos del país. *El Mundo del Termalismo, OMTh*. En proceso de edición.
- Guerra J., 1948: Balneario San Diego de los Baños: determinación de la radiactividad (contenido de Radón y Radio) en las aguas de San Diego de los Baños. *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*. Año 1, No 3: 54–57.
- López-Rendueles J. et al., 1949: Comprobación de la presencia de azufre coloidal y del estado de excitación de las aguas del San Diego de los Baños. *Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas*, Año 3, No 1: 103–113.

- Peláez R., Olivárez Ma. de la C., Núñez R., Valdivia M., 1990: Informe para la búsqueda detallada – exploración orientativa de las aguas minero – medicinales de San Diego – Bermejales. Unión Geológica (Fondo Geológico Nacional). MINBAS, Cuba: 159 p.
- Pszczółkowski A., 1978: Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaninuanico in Western Cuba, their lithostratigraphy, facies development and paleogeography. *Acta Geol. Polon.*, **28** (1):1–98.
- Rodríguez L., 1987: Caracterización del Balneario San Diego de los Baños. Julio 1987.
- Schoeller H., 1962: Les eaux souterraines. Paris: Ed. Masson.
- Trelles F., 1948: Estudio químico de la radiactividad (contenido de Radón) de los manantiales Los Bermejales en la Provincia de pinar del Río. Archivos del Instituto Nacional de Hidrología y Climatología Médicas. Año 2, No 1: 59–61.
- Tyc A., 1992: Action actuelle des processus karstiques dans le karst polygonal du Pan de Guajaibon. In: Karst et évolutions Climatiques. Eds. Salomon J.N., Maire R. Bordeaux: 135–144.
- White D.E., 1957: Thermal waters of volcanic origin. *Geol. Soc. Amer., USA*, **68**: 1637–1658.

Juan Reynerio Fagundo, Patricia González Hernandez, Margaret Suárez Munoz, Boris Peña Forte, Luis Sánchez Rodríguez, Joel Fagundo-Sierra

Pochodzenie składu chemicznego wód systemu hydrotermalnego San Diego de los Baños – Los Bermejales, Pinar del Río, Kuba

Streszczenie

Skład chemiczny i pochodzenie procesów geochemicznych związanych z wodami systemu hydrotermalnego San Diego de los Baños – Los Bermejales ustalono na drodze rozpoznania systemu oraz modeli bilansu masy i mieszania wód. Taki skład chemiczny tłumaczą następujące procesy geochemiczne: rozpuszczanie halitu i dolomitu, strącanie się kalcytu, transfer masy pomiędzy plagioklazem (albit i skałen potasowy) a kaolinitem, utlenianie się pirytu, tworzenie się H_2S przez redukcję beztlenową siarczanów, odgazowanie CO_2 i strącanie się SiO_2 .

Juan Reynerio Fagundo, Patricia González Hernandez, Margaret Suárez Munoz, Boris Peña Forte, Luis Sánchez Rodríguez, Joel Fagundo-Sierra

Origine de la composition chimique des eaux du système hydrothermal de los Baños – Los Bermejales, Pinar del Río, Cuba

Résumé

Les processus chimiques ainsi que l'origine de la composition des eaux du système hydrothermal de San Diego de los Baños – Los Bermejales ont été déterminées par la reconnaissance des réseaux karstiques, par le bilan de masse et à l'aide de modèles de mélange des eaux. Les processus géochimiques sont expliqués de la manière suivante:

dissolution congruente de l'halite et de la dolomie, précipitation de la calcite, transfert de masse des plagioclases (albite et feldspath potassique) en kaolinite, oxydation des pyrites, formation d' H_2S par réduction anaérobie des sulfates, dégazage de CO_2 et précipitation de SiO_2 .

Received: October 2001.

Olga A. Sklyarova*
Eugene V. Sklyarov**
Valentine S. Fedorovsky***

Lakes and springs of the Near-Ol'khon area (Baikal): tectonic control of their localization and water composition

Abstract: Features of localization of lakes and springs of the Near-Ol'khon area and chemical composition of water are the main subjects of the paper. Location of the lakes and springs is controlled by Cenozoic faults of two types: 1) faults of NE strike, which inherit dextral strike-slips, formed at late stages of Early Paleozoic collisional events; 2) “pull-apart” faults, related to sinistral strike-slips, formed at early stages of Baikal rift system evolution.

Waters of the springs have low salinity ($0.2\text{--}0.5\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$), stable cationic composition (Ca-Mg) and relatively variable anionic composition (from HCO_3 to $\text{SO}_4\text{--HCO}_3$). It is supposed existence of sub-aquatic thermal spring (Cl-Na composition) in the Tsagan-Tyrm Lake according some indirect evidences. The investigated lakes are divided according to composition of water into fresh (up to $1\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$), brackish ($1\text{--}10\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$) and saline ($14\text{--}45\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$) ones. Waters of the fresh lakes have mostly HCO_3 , Mg-Ca-Na or Mg-Na-Ca composition. The brackish lakes may be subdivided into two sub-types according to composition of water: a) predominantly $\text{HCO}_3\text{--SO}_4$, Mg-Na or Na-Mg and b) predominantly $\text{SO}_4\text{--HCO}_3\text{--Cl}$, Mg-Na or Na-Mg. The saline lakes have $\text{SO}_4\text{--Cl}$ or Cl--SO_4 , Na-Mg composition of waters. Chemical composition of the lake waters is controlled by two main factors: 1) composition of feeding groundwater; 2) rate of surface water alteration (predominantly cryogenic).

* United Institute of Geology and Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia.

** Institute of the Earth's crust SB RAS, Irkutsk, Russia.

*** Geological Institute RAS, Moscow, Russia.

Localization and salinity of water of the lakes and springs strongly depends on type of Cenozoic faults distinguished. The springs and fresh-water lakes, where waters are similar in salinity and chemical composition to springs, are located near inherited faults. Almost all brackish and salt lakes, as well as supposed sub-aquatic thermal spring in the Tsagan-Tyrm Lake, are situated in the limits of "pull-apart" structures. Possible explanation of this peculiarity is different depth of penetration of different types of faults. Depth of inherited faults is restricted because of complex thrust-strike slip related structure of the crystalline basement. Ancient gentle dipping thrusts restrict penetration of recent inherited faults. So, waters of the springs and fresh lakes correspond on composition to meteoric groundwater, circulating on shallow depth. "Pull-apart" faults are related to sinistral displacements in time of Baikal depression formation and are discordant to all ancient structures. So, they can drain deeper horizons of groundwater circulation, where composition of water (Cl-Na) differs from composition of meteoric groundwater. Mixing of groundwaters of different composition is likely to be responsible for the wide spectra of salinity and chemical compositions of lake's waters.

Introduction

Saline lakes are widespread in the Transbaikal area. In most cases they are situated in the limits of Mesozoic–Cenozoic depressions, where their distribution shows no regularities. Variations of water salinity of the lakes are very wide. Compositions of water of different lakes even in the same depression also vary considerably. Main factors controlling geochemical composition of lakes are supposed to be composition of feeding groundwater, lithology of watershed basement, climatic and landscape environment, size of lakes and their biologic activity. Composition of feeding groundwater in turn depends on many factors, the most important of which are: depth of circulation (Shvartsev, 1980) and conditions of water migration to the surface. So, many factors control salinity and composition of lake water, but estimation of "weight" of each one is usually not simple. It is methodically correct to exclude possibility of influence of some factors for better estimation of role of others. The lakes of the Ol'khon area, located on relatively small area (not more than 300 km²), are the favourable objects for such purpose. Landscape and climate conditions are the same for all the lakes, and watershed areas are very restricted. The knowledge of geological structure and composition of the "basement" of the lakes is very good. The basement may be considered as homogenous, meaning that almost of all rocks are crystalline (magmatic and metamorphic rocks), Pre-Cenozoic non- and weakly lithified sediments are absent, and Cenozoic sediments related to the

Baikal rift evolution occur sporadically and have small thickness. In the same time variations of salinity and main component ratio of water are sometimes very high even in lakes, situated on distance not more than 0.5–1 km. The springs also are present on the territory under considerations, so it is possible to estimate their influence on composition of the lake waters. All these reasons make it possible to regards the lakes of the Near-Ol'khon area as model object for studying the problems of relations of ancient and modern geological structures and their influence on localization and chemical composition of lakes.

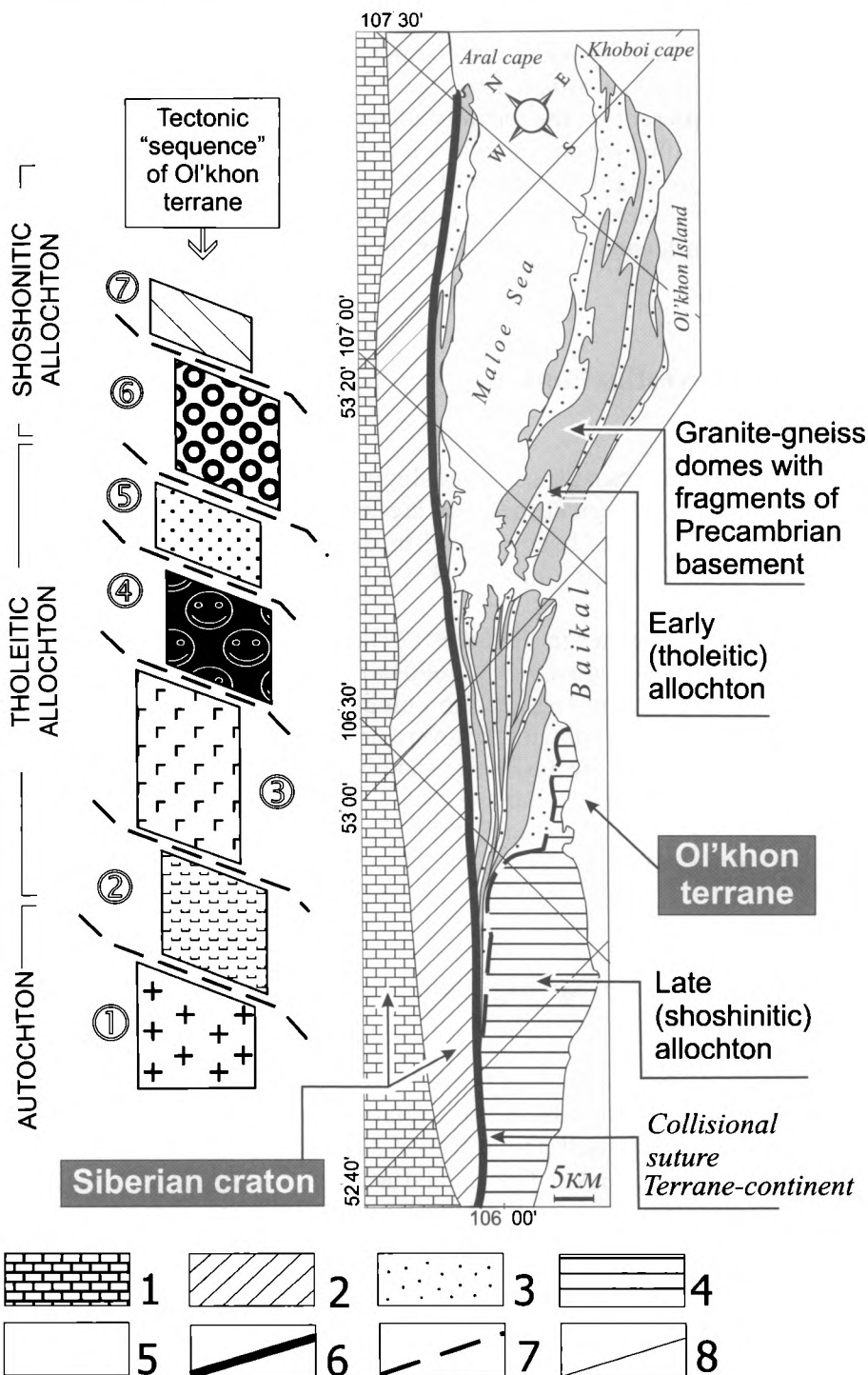
Methods of investigations

Methodologically two aspects – geological and hydrogeochemical – may be distinguished. Geological methods are mostly traditional. It is noteworthy that the territory has been studied in details, using aerial photographs of 1 : 5000 scale, providing high quality of geological and structural maps of the territory.

The sampling of water in the lakes (27) and springs (10) has been made in non-rainy period (August 7–10, 2000) after three weeks of dry weather. Many lakes occupied the less area in comparison with shown on the topographic maps, and some shown lakes were dry. Bottom sediments in the lakes have been sampled also. Technique of sampling was usual (Manual..., 1988). The samples of water and sediments have been analysed in laboratory of the Geochemical Institute of Siberian Branch RAS (Irkutsk, Russia) by standard methods (Lurje, 1971).

Structural control of springs and lakes distribution

The Near-Ol'khon area is a part of the recent Baikal rift system (Fig. 1). Together with the Olk'hon Island this relatively small area (about 700 km²) represents plateau, uplifted above Baikal Lake on 100–300 m and oblique to the shoreline of the lake. The upland is traced to the Saint Nose Peninsula on the opposite shore of the lake through the underwater Lomonosov Ridge, forming a jumper, separating the Baikal Lake on large segments. The structure formation has been related to extensional riftogene regime, as it was shown in many publications. There are also many publications about relation of modern rift structure of Baikal Lake and ancient tectonics of the



basement (Pavlov, 1979; Vasil'ev et al., 1997). Weak point of all the attempts to relate ancient tectonics with modern structure is quite different degree of geological knowledge. The modern rift system is well exposed in a whole and in any its fragment whereas the ancient tectonics may be investigated in less details. So, non-comparable components of ancient and modern structures were usually used.

New data obtained for last years allowed to revise traditional points of view on geology and tectonics of the Near-Ol'khon and Ol'khon Island areas. It was proved Early Paleozoic (not Early Precambrian, as was traditionally believed) age of sedimentation, magmatism, metamorphism and orogenesis (Bibikova et al., 1990; Serebrjansky et al., 1998). Also geodynamic nature of main complexes of the folded system, which may be considered as collisional collage, has been determined (Fedorovsky et al., 1995a). And what is more important, detailed geological maps have been compiled on the base of aerial photographs of 1 : 5000 scale. There are unpublished geological map of Near-Ol'khon area of 1 : 25 000 scale and series of geological maps of the larger scale for smaller areas of almost all of the Near-Ol'khon region. All these materials allow to do correct correlation of ancient and recent structures.

The structure of Caledonides of the Central Asia is the result of accretion of numerous terranes to the Siberian craton in the Early Paleozoic collision processes. One of the terranes is the Ol'khon one (Fedorovsky et al., 1995a), composed mostly of metamorphic rocks. Thrust-related, dome-related and strike-slip-related structural assembles of metamorphic complexes were formed as a result of two stages of collision: "island arc – terrane" (thrusting and dome formation) and "terrane – craton" (strike-slips) (Fedorovsky, 1997; Fedorovsky et al., 1993, 1995a). The integral structure of the terrane may be regarded as syn-metamorphic collisional collage (Fedorovsky et al., 1995b).

Fig. 1. Tectonic scheme of the Ol'khon area (after V.S. Fedorovsky, 1997 with changes) Siberian craton: 1 – Late Precambrian sedimentary cover (shelf of passive margin); 2 – Early Precambrian metamorphic basement; Ol'khon terrane: 3 – Early Paleozoic island-arc and back-arc allochtones (tholeiitic series), obducted on Early Precambrian basement. Linear-folded syn-metamorphic thrust-related and strike-slip related structure; parageneses; 4 – Early Paleozoic island-arc allochtones (shoshonitic series), obducted to tholeiitic allochtones; Linear-folded syn-metamorphic thrust-related and strike-slip related structure parageneses; 5 – Early Paleozoic gneiss dome zones with Early Precambrian protholith in the domes; 6 – suture zone between Siberian craton and Ol'khon terrane (blastomylonites with fragments of Paleozoic granulites and Lower Proterozoic metamorphic complexes); 7 – frontal part of zone of ductile thrusting of shoshonitic nappes, deformed by strike slip ductile deformations; 8 – boundaries of large strike slip restricted blocks (blastomylonite sutures).

On the column (left) are shown six main nappes of various geodynamic nature, composing tectonic "sequence" of Ol'khon region (without scale). In circles: 1 – continental crust with Early Precambrian protholith (Autochthone); 2 – paragneisses, tectonically intercalated with amphibolites after high-Ti, low-K tholeiites (oceanic islands); 3 – tholeiitic low-K differentiated series of island arc type with comagmatic intrusions; 4 – oceanic ultramafics (dunite-harzburgite restite and cumulate series); 5 – vulcanomictic sedimentary series with rare tholietic; 6 – island arc shoshonitic series with associated sedimentary rocks; 7 – low-K tholeiitic basalts (MORB) and associated cherts (oceanic crust)

Metamorphic complex of the Ol'khon terrane includes gneisses of various composition, mafic granulites, amphibolites, marbles, quartzites, calc-silicate rocks, metagabbro, metaultramafics as well as granite-gneiss, migmatites and granites. According to data of G.S. Zakariadze and S.P. Korikovskiy (Bibikova et al., 1990; Fedorovsky et al., 1995b), V.A. Makrygina et al. (1992) composition of mafic rocks correspond to differentiated magmatic series of mantle origin (suprasubductional tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic series). Magmatic complexes have been formed at environment of active continental margin of Western Pacific type (tholeiitic series – in environment of intra-arc or back-arc extension, and calc-alkaline and shoshonitic series – at the different stages of island arc formation). New data show possibility of late collisional extensional events, related to metamorphic core complexes of Cordilleran type formation (Fedorovsky, Sklyarov, 2001).

Grade of metamorphism varies from granulite to low amphibolite facies. According to S.P. Korikovskiy (Bibikova et al., 1990), ranges of PT-conditions are $T = 400\text{--}750^\circ$ and $P = 3,5\text{--}6,5$ kbar (depth 15–25 km). Detailed structural study has shown (Dobrozhinetskaya et al., 1992; Fedorovsky et al., 1993) that metamorphic “layering” does not reflect previous stratification, but presents tectonic combination of thrust-related slices (see column on Fig. 1). Sequences with shoshonitic magmatic series occupy the uppermost position, tectonically overlaying slices, composed of suites with magmatic rocks of tholeiitic series (Fedorovsky et al., 1995a).

Syn-metamorphic strike-slip deformations are the most prominent in recent structure and are widespread. Two stages of these deformations have been distinguished. Large compressed folds with sub-vertical bends and axial planes are typical for the early strike slip deformations. Foliation and lineation are expressed in mineral orientation, reflecting decrease of PT-parameters of metamorphism. For example, in granulite zone blastomylonite sutures of high amphibolite facies were developed. All earlier thrust- and dome-related structures were banded in strike slip deformation zones, and in the cases of intense deformations were destroyed almost completely or completely. For example, granite-gneiss domes at the beginning of strike slip deformations became elongated parallel to strike slip zones, and afterwards completely lost dome features, being represented by linear zones of granite-gneiss. In the zones of bending of early ductile strike slips the specific marble *mélange* has been formed (Fedorovsky et al., 1993). After formation the *mélange* may be squeezed from zones of formation and protrude to adjacent lower pressure parts, forming transpression structures.

The latest syn-metamorphic structures in the Ol'khon terrane were related to late strike-slips. Low temperature foliation is typical for them. Resulting in this deformation stage folding structures are the largest, described

in the region. Usually they are represented by folds with vertical axes and axis planes, sometimes compressed, but not rarely open, forming S- and Z-shape sigmoids in the surface plane. Slopes of such folds may reach several kilometres. The folds reworked all previous structures, including earlier strike slip-related folds and blastomylonite sutures. The latter in this case are expressed themselves as large folds. Simultaneously to late folding new linear blastomylonite sutures, cutting all previous metamorphic structures have been formed. As a result of strike slip tectogenesis all the metamorphic complex of the Near-Ol'khon area was cut on narrow stripes (lithons, blocks), which are the most prominent in the recent regional structure.

In general, strike-slip deformations were related to oblique collision of the terrane with the Siberian craton. The main suture zone (thickness from hundreds meters to first kilometres) between the craton and folded system is composed of specific "megamelange". Smaller blastomylonite sutures, separating numerous strike-slip slices, are sub-parallel to the main suture. Number of such slices shown on geological maps depends mostly on the scale of the maps. For example, 56 slices are shown on the map of the scale 1 : 25 000. But actually there are much more slices, which may be shown only in more detailed map. Strike slip structural assemblages are the most prominent in the modern relief of the Near-Ol'khon area.

The relief of the territory under consideration is not very contrast and is represented by combination of not high but prolonged "ridges" and separated them narrow depressions. The relief is likely to depend on lithology of the metamorphic sequence. Almost all ridges are composed of "light" granite-gneiss, whereas depressions have complex composition, including "heavy" mafic and ultramafic rocks. So, the structure of the modern relief is very similar to combinations of keys (strike slip related slices), reflecting composition of the crystalline basement. Recent faults, separated recent horsts and grabens, inherit ancient blastomylonite sutures, which have been formed at the time of the Early Paleozoic collision. It is very good seen on the example of Maloe More strait depression, separating the Ol'khon Island from the land and extending to the land on the distance of about 40 km in form of narrow (1–1.5 km) graben. Boundaries of the graben are very contrast (sharp rocky benches), and thick Early Paleozoic blastomylonite sutures have been mapped on the both sides of the graben. The same situation is along the road Elantzi-MRS (Ol'khon Gate Strait). There the Main strike slip zone is situated, restricted by two sutures, represented by strike slip related blastomylonites. In the relief one can see narrow graben about 0.5 km width, stretched on the distance about 40 km. And again sharp boundaries of the recent graben coincide with Paleozoic strike slip sutures. The same picture repeats many times in the territory under consideration, pointing out on inheritance of ancient strike slip sutures by recent faults.

Strike-slip deformations played an important role in formation of the recent Baikal rift system, especially at the initial stages (Ball *et al.*, 1990; Delvaux *et al.*, 1997; San'kov *et al.*, 1997). So, one can suppose coincidence of ancient and recent strike slip structures on some parameters. What are these parameters? Analysis of the geological maps of the Near-Ol'khon area shows that the general structure of the crystalline basement have been formed at Paleozoic as a result of dexteral strike slip movements (Katsura, Fedorovsky, 1996). Many structural features, e.g. configuration of folded strike slip sigmoids, orientation of syn-metamorphic granite veins, clockwise rotation of rigid bodies of mafic and ultramafic blocks, structural position of transpression zones, represented by marble *mélange*, and so on. The recent tectonic structure also has many features, reflecting strike slip deformations. But recent strike slip deformations, related to the Baikal rift formation, are sinistral ones. On the territory under consideration the sinistral character of recent strike slips is confirmed by configuration of numerous small grabens, which have typical stepped shape. Their structural picture is very similar to the one in the strike-slip zones of the basement

Abundant small grabens have typical stepped shape and are similar on the structural design to exfoliation joints in strike slip zones of the metamorphic basement, filled by Paleozoic syn-metamorphic granite veins. There are plenty of such veins in the territory. They are very good seen on the aerial photographs. Most of these veins correspond to pull-apart structures. It is worth noting that in recent relief stepped grabens, similar in origin to Paleozoic granite veins, control locations of most of the lakes in the region, most, but not all.

Some lakes are situated not in the "stepped" grabens but in the inherited strike slip grabens (Fig. 2). So, if to consider the relations of recent tectonic structure of the Near-Ol'khon area and ancient Early Paleozoic structure of the crystalline basement, we can see that distribution and orientation of the lake's chains are controlled by two main tectonic systems.

The first system coincides with ancient strike slip sutures. The second system is discordant to all ancient structures and corresponds to subsidiary pull-apart fracture system, related to recent sinistral strike slip movements in time of the Baikal rift evolution. It is noteworthy that strike slip deformations were realized in compression regime, but related pull-apart structures have been formed in extensional zones. Such situation is well modeled experimentally. So, we have compression environment in main strike slip zones with local extensional zones, reflecting bounding of strike slips. These pull-apart (extensional) structures, embedding saline lakes, emphasize sinistral characters of recent strike slips (Fig. 4), typical for the recent kinematics of movements along the Primorsky fault (Delvaux *et al.*, 1997).

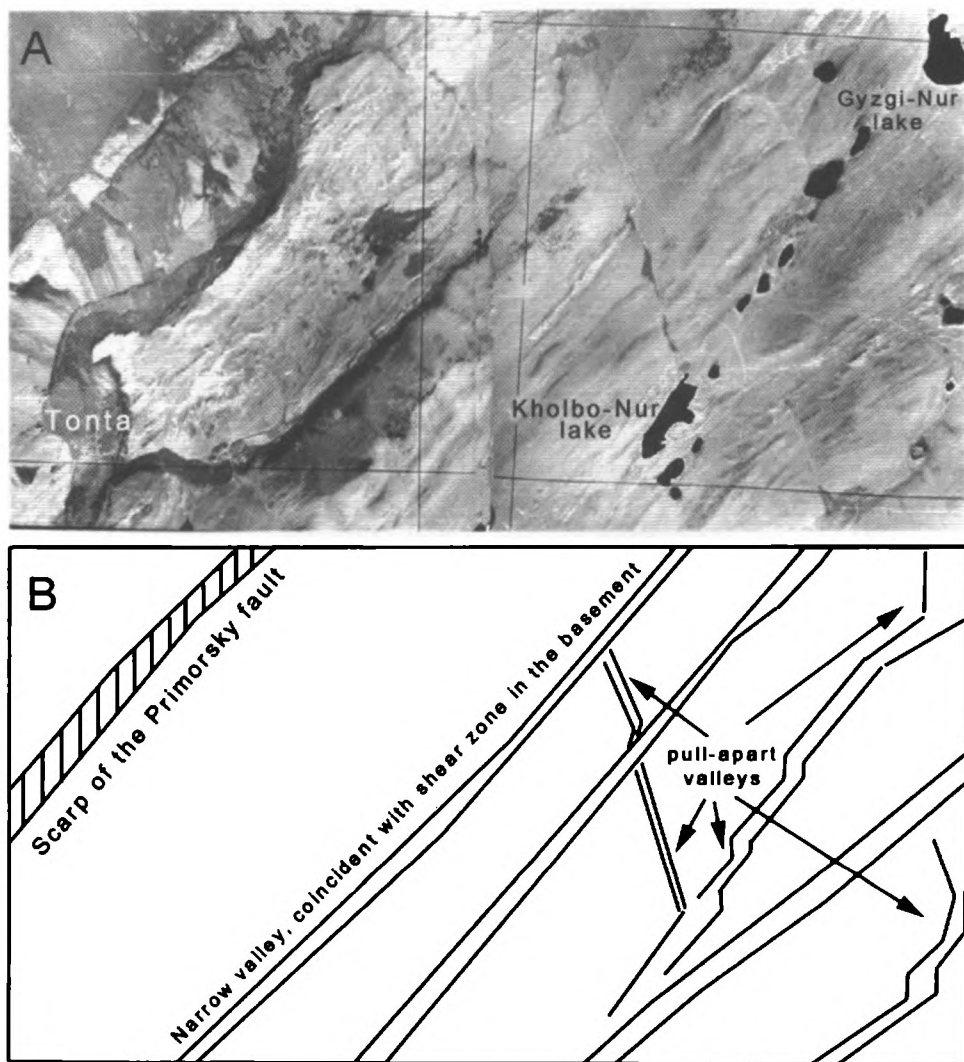


Fig. 2. Aerial photo (scale $\sim 1 : 25\,000$) (A) and scheme of main relief structures (B) for the Kholbo-Nur Lake area

Thus, two types of structures, controlling locations of the lakes and spring may be distinguished (Fig. 4):

1. Linear grabens of NE strike, bounded by recent faults, which inherited general structure, formed during Early Paleozoic strike-slip deformations. All springs and some lakes of the central part of the territory under consideration are located in these grabens. Sub-meridional faults, bounding the Birkhin gabbro massif (SE part of the region) are likely to be inherited structures also. Their formation was related to Paleozoic strike-slip defor-

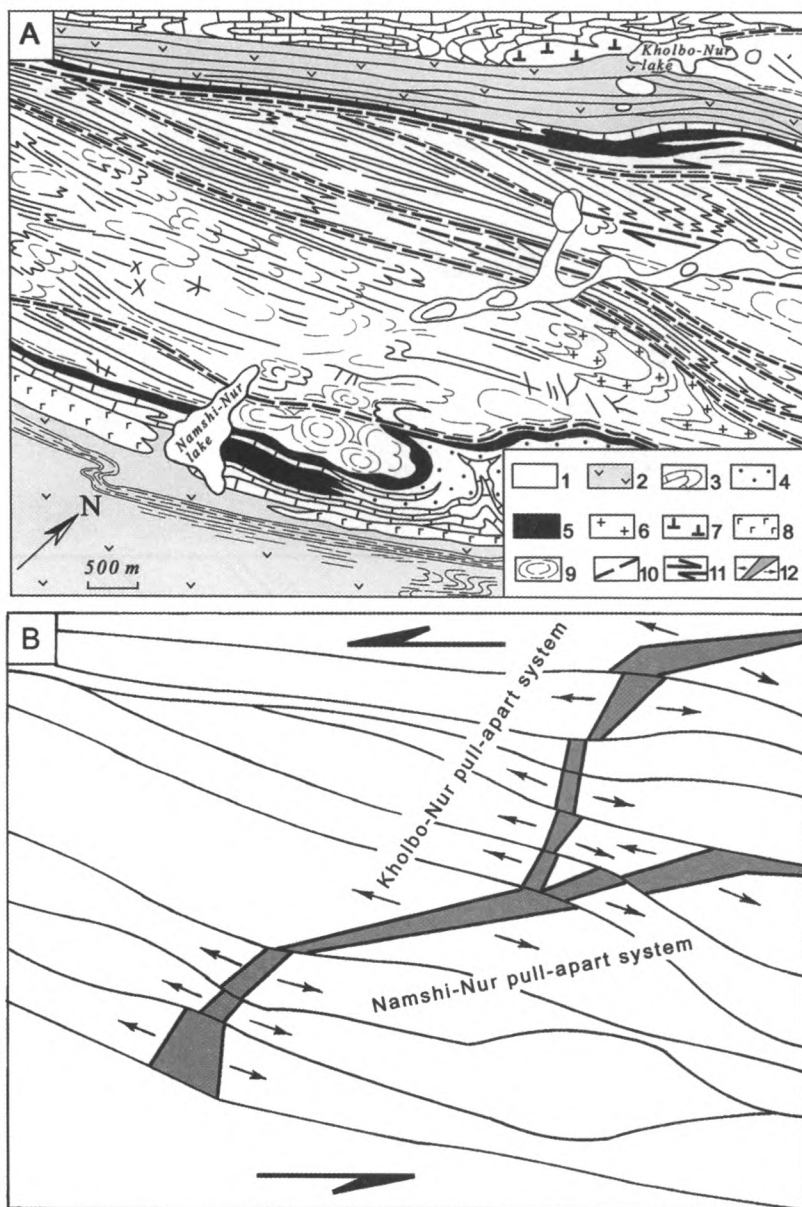


Fig. 3. Geological scheme (A) and scheme of recent faults (B) for the Kholbo-Nur Lake area
 The dextral strike slip blastomylonite sutures and related extensional features (granite veins) are visible. In the recent structure the system of grabens, separated by steep scarps is visible. The chain of the lake depressions, oblique to inherited grabens, corresponds of extensional environment ("pull-apart"), related to sinistral deformations
 1 – Cenozoic lake sediments; Early Paleozoic rocks: 2 – amphibolites intercalated with silicate-carbonate rocks and marbles, microgneisses, 3 – marbles, 4 – quartzites, 5 – amphibolites, 6 – synmetamorphic granites, 7 – metadiorites, 8 metagabbroids, 9 – gneisses, migmatites, amphibolites; 10 – Early Paleozoic blastomylonites, rejuvenated in Cenozoic, 11 – deformation directions in Early Paleozoic (map A) and in Cenozoic (map B), 12 – "pull-apart" structures and of spreading (arrows) (map B)

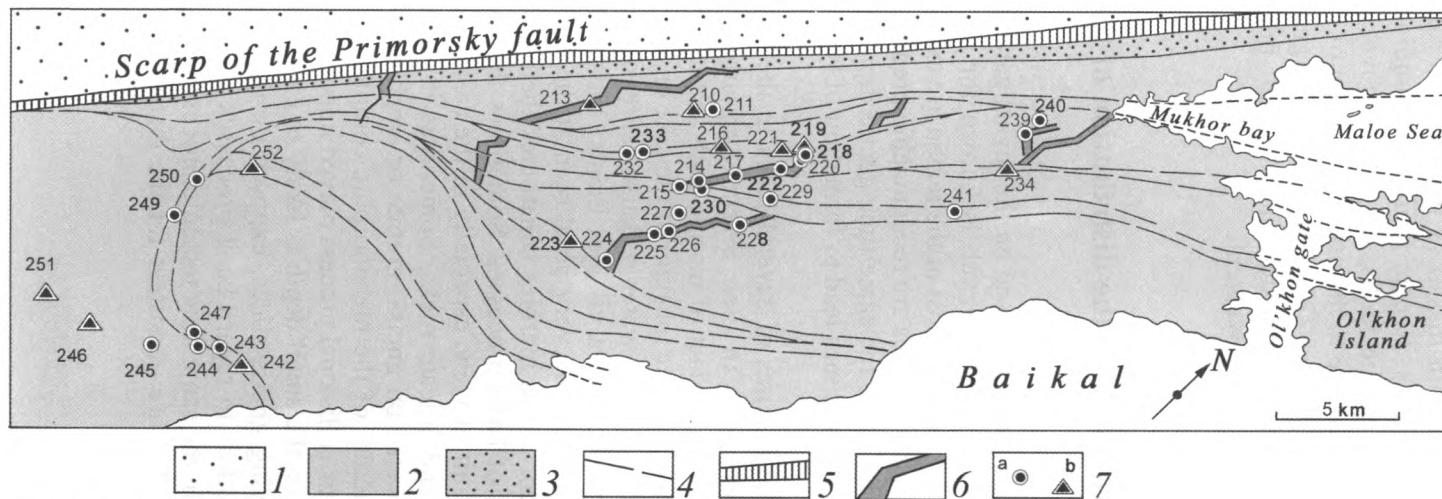


Fig. 4. Simplified neotectonic scheme of Near-Ol'khon area and places of sampling

1 – Early Proterozoic metamorphic rocks of Sarma series and granites of Primorsky complex (basement of the Siberian craton); 2 – Early Paleozoic metamorphic rocks, composing collisional mélangé; 3 – syn-metamorphic polymictic mélangé of suture zone between Siberian craton and Ol'khon terrane; 4 – main strike slip zones of Caledonian collisional system, inherited by recent faults of the Baikal rift system; 5 – recent Primorsky fault, inherited Early Paleozoic collisional suture zone; 6 – Cenozoic extensional structures of pull-apart type, controlling lake depressions; 7 – sampling places and their numbers: a – lakes, b – springs

mations, when the "rigid" Birkhin massif as megaboudin rotated, causing formation of faults at its margins. Recent faults, surrounding the Birkhin massif, are inherited as well as the faults, described above.

2. Faults of NNE strike, oblique to the previous system of faults, expressed in relief by well-formed valleys (Fig. 2, 3, 4). Their general configuration and relation to the main fault system support their pull-apart origin as a result of sinistral strike-slip movement.

Influence of karst processes on the distribution of the lakes

The karst processes are well expressed on the investigated territory. The cave "Mechta", situated near Baikal level, is known for a long time and investigated. Carbonate rocks on the most of the region are exposed as narrow stripes (50–200 m), so karst processes are recognizable predominantly in the limits of these stripes (Fig. 5). In the same time gentle dipping of relatively thin marble tectonic slices sometimes lead to formation of typical karst relief (Fig. 6).

Morphology and some features of several lakes in the region evidence participation of karst processes in their origin. Sometimes karst-related depressions develop near the contact of marble with amphibolite or gneiss. The karst origin of the lake 241 (see location of the lake on Fig. 4) is without any doubts, and time of filling by water of karst depression is very short. 40 years ago the main road between villages Elantsi and MRS crossed the recent lake. Relics of this road are very good seen at the Fig. 7. It is very probable that all lakes, for which marbles constitutes their basement, originated with participation of karst processes. Sometimes they have good features supporting this point of view, especially in the case of small lakes at the contact of marbles and silicate rocks. Sometimes it is not so evident, because the lakes are located on gneiss, granite or amphibolite. But taking into account that in structure of the metamorphic complex low-angle thrusting on the early stages of collisional process played important role, leaching of marble in thin slices on the small depth is likely to cause the subsidence of small areas of overlying gneiss slices, exposed on the surface.

Available materials allow to regard karst processes as important factor, controlling lake origin. In the same time tectonic processes, described in the previous section are much more important for the distribution of the lakes in the Near-Ol'khon area.

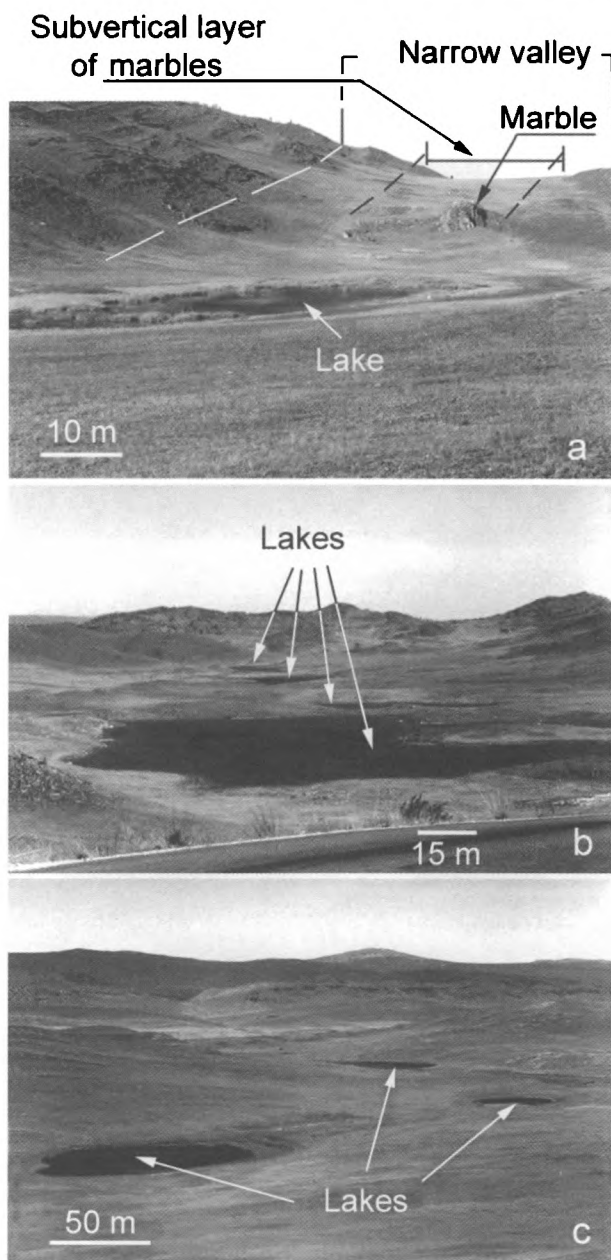


Fig. 5. Photos of the lakes in the Near-Ol'khon area
a – karstic freshwater lake controlled by marble layer;
b, c – chains of saline lakes in “pull-apart” structures

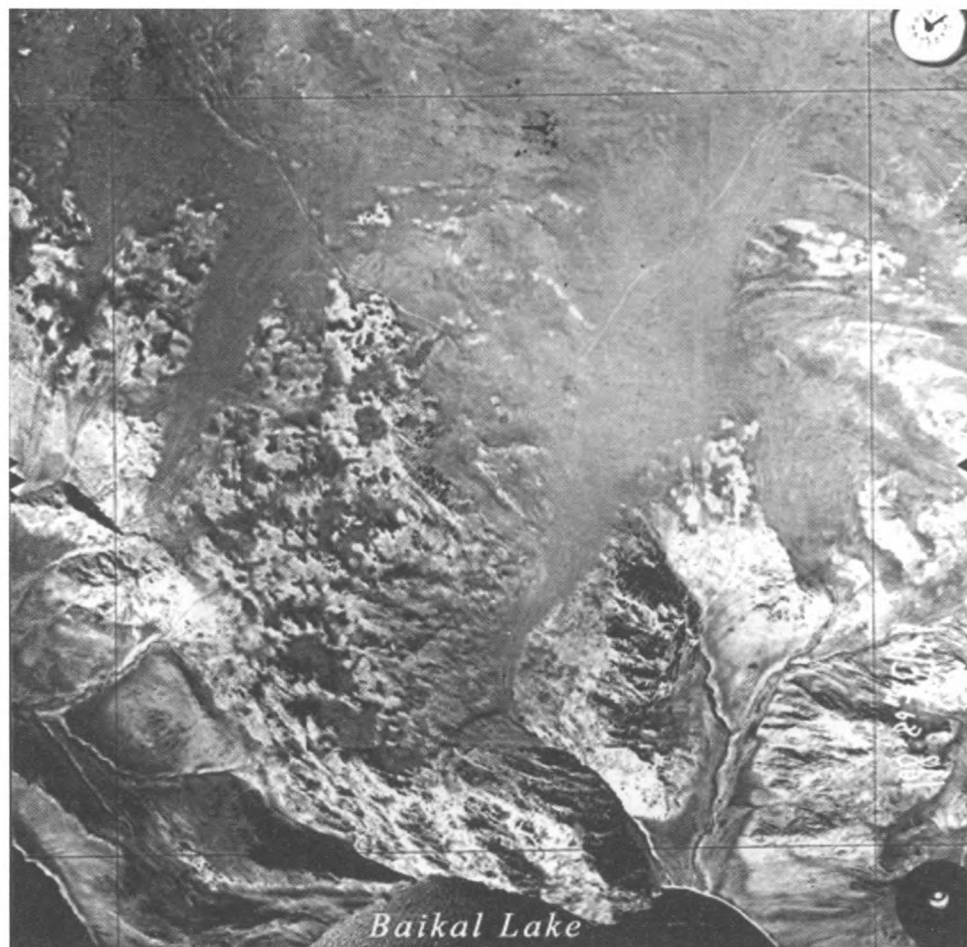


Fig. 6. Quest relief of the area, composed of quartzite and gneiss, tectonically overlain by marble napp. Marbles are light, gneiss and quartzite are dark

Water composition in lakes and springs

Almost all the springs known on the territory are related spatially to the inherited system of faults (Fig. 4). Water temperatures vary from 7°C to 12°C. Sub-aquatic thermal spring at the central part of the Tsagan-Tyrm Lake is supposed according temperature measuring. (Dzjuba, 1991; Dzjuba et al., 1997). Variation in salinity of waters from different springs is insignificant – 0.2–0.5 g·l⁻¹ (Table 1). Cationic composition of waters

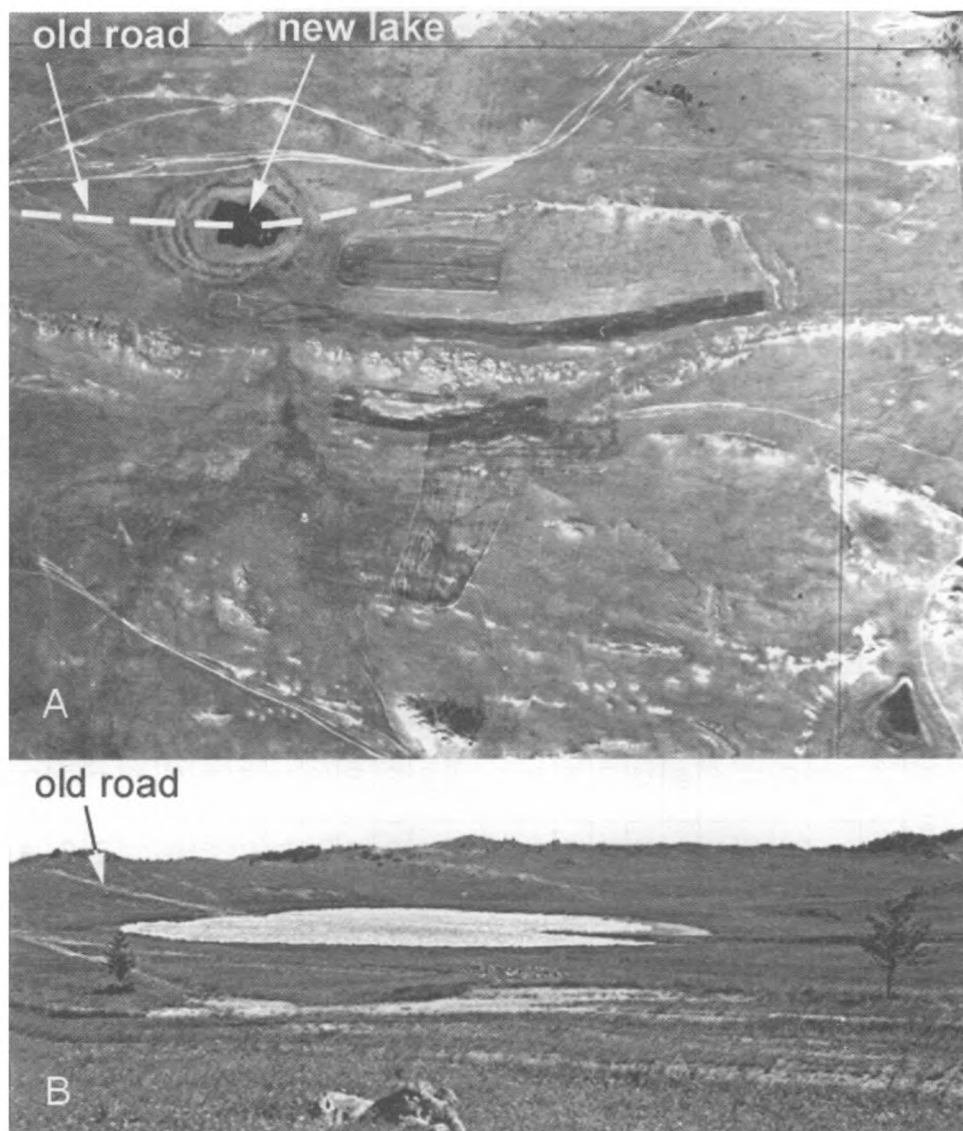


Fig. 7. Aerial photographs (A) and photo (B) of the karstic lake 241. Relics of the road are visible at the shore of the lake

is also relatively stable. Waters have Ca-Mg composition with minor Na and K.

Anionic composition of water is more variable. Most of the springs are rich in HCO_3 and only sometimes in HCO_3 and SO_4 . Water of only one spring, located to the north-east from Tonta village, has HCO_3 - SO_4 composition. Chlorine content is insignificant and varies in narrow interval. One intere-

Variation in salinity of waters from different springs

No.	Sprin / lake	Type of lakes	pH	CO ₃ ²⁻ + HCO ₃ ⁻		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		K ⁺		Na ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		M
				[mg/dm ³]	%	[mg/dm ³]	%	[mg/dm ³]	%	[mg/dm ³]	%	[mg/dm ³]	%	[mg/dm ³]	%	[mg/dm ³]	%	
210	spring		7.9	209	44.6	3.2	1.2	200	54.2	3.3	1.2	11.8	7.0	92	63.0	25.5	28.8	545
213	spring		7.3	170	73.1	1.6	1.2	47	25.7	1.9	1.4	4.4	5.4	48.8	69.7	10.0	23.4	283
216	spring		7.8	181	78.9	1.6	1.2	36	19.9	4.6	2.9	8.0	8.5	47.6	58.6	14.8	30.0	294
219	spring		7.5	227	68.4	1.8	0.9	80	30.7	6.2	3.0	9.3	7.6	54.8	52.1	23.8	37.3	403
223	spring		7.5	231	93.0	1.2	0.8	12	6.1	6.3	3.7	12.0	11.8	46	52.0	17.5	32.5	326
234	spring		7.5	281	79.6	5.0	2.4	50	18.0	5.1	2.1	11.2	7.8	67	53.5	28.0	36.7	447
242	spring		7.3	196	94.5	0.8	0.6	8	4.9	4.3	3.0	3.9	4.7	48	65.9	11.7	26.4	273
246	spring		7.5	335	97.1	4.4	2.2	2	0.7	10.8	4.7	23.6	17.2	52.8	44.3	24.6	33.9	453
251	spring		7.7	309	83.5	6.0	2.8	40	13.7	4.2	1.7	14.6	9.9	74.4	57.7	24.1	30.7	473
252	spring		7.5	264	98.4	2.4	1.5	0.2	0.1	2.1	1.1	4.6	4.2	63.2	66.2	16.5	28.5	353
211	lake	1	7.9	166	24.5	9.6	2.4	390	73.1	14.1	3.1	30	11.1	87	37.5	68.0	48.3	764
218	lake	1	7.9	244	53.9	10.4	3.9	150	42.1	9.3	3.0	19	10.2	62	39.2	45.7	47.6	540
220	lake	1	9.1	481	71.6	21.0	4.8	140	23.6	30.6	6.5	48	17.3	22.5	9.4	97.6	66.8	841
221	lake	1	9.3	633	94.6	5.0	1.1	26	4.3	24.3	5.1	36	12.6	8	3.3	118	79.1	850
232	lake	1	7.3	188	97.2	3.0	2.7	0.2	0.1	2.5	1.9	35	45.4	14	21.1	12.8	31.6	255
233	lake	1	7.2	92	30.6	3.0	1.7	160	67.7	9.1	4.9	33	30.5	25.2	26.8	21.6	37.8	344
239	lake	1	9.1	383	89.4	6.5	2.5	28	8.1	33.0	11.3	29	17.0	23	15.4	51.1	56.3	554
243	lake	1	7.0	347	98.1	2.4	1.2	2	0.7	9.5	4.0	9	6.1	61.6	50.5	29.2	39.4	460
244	lake	1	8.8	602	93.4	20.4	5.1	8	1.5	30.2	6.6	60	22.2	36.4	15.6	79.0	55.6	835
247	lake	1	9.4	484	94.8	17.0	5.0	1	0.2	26.5	6.9	61	26.5	26	13.1	64.4	53.5	680
249	lake	1	9.8	233	96.0	6.0	3.9	0.2	0.1	12.3	7.1	20	19.8	18	20.3	28.6	52.9	318
250	lake	1	7.2	434	98.8	2.8	1.1	0.2	0.1	5.7	1.9	8	4.9	88.8	59.1	31.1	34.1	571

222	lake	2a	9.5	519	66.9	36.0	6.5	200	26.6	23.2	3.9	105	30.1	9	3.0	117	63.1	1009
224	lake	2a	9.2	784	55.3	84.0	9.0	450	35.7	73.2	7.1	244	40.1	9	1.7	165	51.2	1809
240	lake	2a	9.3	633	80.3	11.5	2.3	120	17.4	109	19.8	75	23.2	16	5.7	88	51.4	1053
241	lake	2a	7.5	469	50.4	9.8	1.8	350	47.8	47.5	7.1	102	25.8	64.8	18.8	102	48.4	1145
245	lake	2a	9.3	1204	92.7	64.0	7.2	2	0.2	88.8	9.2	192	33.6	6.0	1.2	169	56.0	1726
214	lake	2b	8.8	453	12.3	318	13.6	2350	74.1	50.6	2.0	624	41.2	78	5.9	409	51.0	4282
215	lake	2b	9.1	317	12.0	255	14.1	1810	73.9	17.8	0.9	454	38.9	65	6.4	333	53.8	3251
225	lake	2b	9.2	1041	28.4	403	16.8	1780	54.8	186	7.1	750	48.4	20	1.5	352	43.0	4532
228	lake	2b	9.4	2013	46.5	327	11.4	1630	42.1	202	6.4	1072	57.6	9	0.6	349	35.5	5601
230	lake	2b	9.1	853	32.7	184	11.2	1250	56.1	44.2	2.4	555	52.0	14	1.5	249	44.1	3149
217	lake	2b	9.3	1425	39.8	140	6.0	1700	54.2	68.8	2.7	707	46.7	11	0.8	399	49.8	4451
229	lake	2b	9.5	2674	53.4	194	5.4	2000	41.2	172	4.3	1690	72.3	6	0.3	285	23.1	7021
231	lake	2b	9.9	212	10.6	94.5	7.6	1380	81.8	27.7	2.0	251	31.1	54	7.7	253	59.2	2272
226	lake	3	8.6	2018	5.4	5125	20.9	24500	73.8	1446	5.4	8920	56.0	60	0.4	3216	38.2	45285
227	lake	3	8.6	1078	8.6	4500	55.1	4000	36.2	545	6.1	3750	70.9	40.5	0.9	619	22.1	14532

sting feature: there is tendency of decreasing of SO_4 portion from the main suture, separating the Siberian craton from metamorphic terrane (the Primorsky fault) to the south-east. In the nearest to the suture spring (210) portion of SO_4 is 54% (see Table 1), in the spring 213 from the same zone, but having much higher debit – 26%. Water of the most distant from the suture spring 242 has almost pure HCO_3 composition.

Distinguishing different types of groundwater is quite important question. We can suppose at least two types of the waters – almost pure HCO_3 and $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ ones, having similar cationic composition (Ca-Mg). Transitional values of SO_4/HCO_3 ratio are likely to be the result of mixture of two chemical types of water. It is possible to suppose one more type of feeding groundwater. As we mentioned above, higher temperature near the bottom in the central part of the Tsagan-Tyrm Lake and observed taliks in ice in the winter (Dzjuba, 1991), supporting presence of thermal sub-aquatic spring. Composition of water in the lake also is unusual in comparison with other lakes of the region. In addition there is tendency of increasing of Cl^- and Na^+ portion in waters of the lakes, situated just near Tsagan-Tyrm Lake. It is possible to assume that the water of the supposed sub-aquatic spring refers to the third, Cl-Na type. So, we suppose existence of three types of underground water, regarded as hydrocarbonate, sulfate and chloride ones.

Waters of the lakes show much wider variations of component composition. According to many classifications (e.g., Shvartsev, 1980) three types of the lakes according water salinity are distinguished: fresh ($0.2\text{--}1.0 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), brackish ($1.0\text{--}7.0 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) and saline ($14\text{--}45 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Every type may be subdivided to sub-types, amount of which as well as criteria of their distinguishing may be different, depending on the aims of investigation and necessity of emphasizing of peculiar features. In many cases ratios of cations and anions vary independently, so it is better to consider cationic and anionic compositions separately. Some features of chemical compositions of lake and spring water are shown at Fig. 8a, b.

In most of the fresh lakes HCO_3 predominates in water (eight lakes from twelve, see Table 1). Portions of both Cl and SO_4 do not exceed 5%. According to cationic ratios the waters in the lakes have Ca-Mg, Mg-Ca-Na and Na-Mg compositions. Regarding compositions of the spring waters as initial for the lakes, decrease of Ca, and increase of Na portions in the lake waters are likely to be indicators of the rate of surface water evolution. Most of the fresh lakes, where portion of Ca exceeds 10%, correspond to transitional degree of surface evolution of feeding groundwater. Most of the fresh lakes are very small ($0.3\text{--}1.5$ hectares) with also small watersheds. The presence of water in such lakes in dry seasons may be explained only by permanent groundwater feeding. Sharp difference of temperatures of surfa-

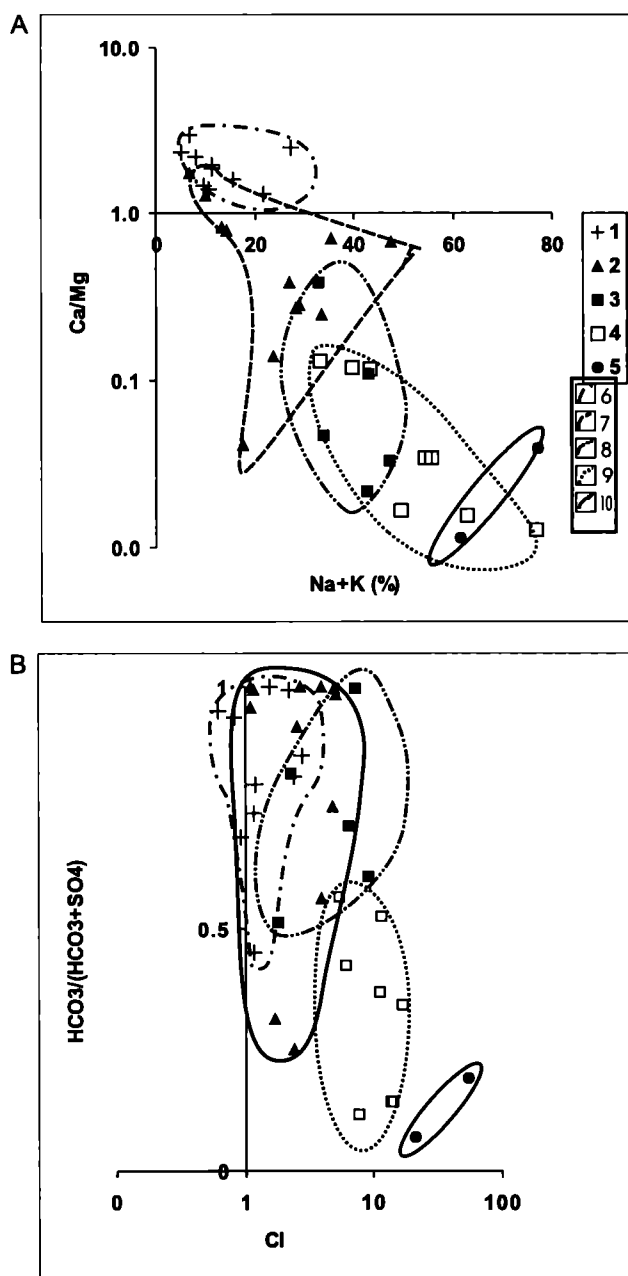


Fig. 8. Diagrams, illustrating peculiarities of cationic (A) and anionic (B) composition of the springs and lakes

1 – springs; 2–5 – lakes with fresh (2), brackish of the first (3) and second (4) sub-types and saline (5) waters; 6–10 – composition field of springs (6), lakes with fresh (7), brackish of the first (8) and second (9) sub-types and saline (10) waters

ce and bottom levels in some lakes (up to 7–10°C) in summer also confirms sub-aquatic groundwater feeding.

Only in some fresh lakes portion of SO_4 in water is high (up to 73% of anions). These lakes are situated in the grabens, where the springs have water with high content of SO_4 (see Table 1 and Fig. 4).

Variations of water composition in the lakes of the second type are much wider in comparison with lakes described above. Two sub-types of lake waters according their composition may be distinguished. The first sub-type is characterized by relatively low water salinity ($1\text{--}1.8\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$) and cationic and anionic ratios similar to the lake water of the first type. All sampled waters have HCO_3 - SO_4 , Mg-Na composition.

Typical feature of water composition of the lakes of the second sub-type is higher content of chlorine. Waters of the lakes are characterized by SO_4 - HCO_3 -Cl and Mg-Na or Na-Mg composition.

There are only two saline lakes (the third type) with salinity $14\text{--}45\text{ g}\cdot\text{l}^{-1}$ (226 and 227). They are situated in the central part of the territory under consideration (Fig. 4). Cationic ration in both lakes is similar, whereas ratios of anions are different: in one of the lakes sulfate predominates over chloride, and in another – chloride over sulphate.

All the lakes with higher Cl content are situated in the central zone of the territory. The Tsagan-Tyrm Lake may be regarded as epicentre of chlorine concentration. If to consider the lake as central point, from which chlorine content rapidly decreases, the radius of circle, where portion of Cl in anions is higher than 10%, does not exceed 3 km.

In general, there is prominent tendency of regular change of component composition of the waters with increasing of their salinity: decrease of Ca and HCO_3 , and increase of SO_4 , Cl, Mg (transitional values of salinity) and Na (high salinity).

Factors controlling water composition of lakes

All the lakes regarded are situated in the same landscape and climate conditions, so, main factors controlling chemical composition of their water may be as follow: chemical composition of watershed basement; chemical composition of feeding groundwater; and degree of surface evolution of primary water during evaporation (summer season) and cryogenic processes (winter period). Let us consider these factors more thoroughly.

Composition of watershed basement

As it was mentioned above, the watersheds of each lake are relatively small, not exceeding as a rule several square kilometres. Composition of the crystalline basement, consisting of Early Paleozoic metamorphic and magmatic rock (other rock types, including Cenozoic sediments are almost absent), is well known (Fedorovsky et al., 1993, 1995 a, b and others). So, it is possible to estimate influence of rock composition of basement to chemical composition of water for each lake. Five main rock groups, differing in composition may be distinguished in the territory under consideration: The first group is represented by gneiss and granite-gneiss with numerous veins of granites and pegmatites. Rocks of this group are most widespread in the territory of the lakes distribution. The second group consists of marbles, also widespread but in lesser degree than gneiss. Amphibolites, metagabbro and metaultramafics are united in the third group, distributed sporadically. Metagabbro of the Birkhin massif is referred as the fourth group, which is similar to metagabbro and amphibolites in many parameters but have higher K and Na contents. And the fifth group is represented by calc-silicate rocks, intercalating with quartzite. These rocks occur only in some parts of the territory.

Simplified compositions of the crystalline basement for watersheds of the studied lakes are shown in the column 3 of the Table 1. Even from the first sight it may be seen that composition of watershed has not much influence the chemistry of lake waters, if any. For example, lakes 239, 231 and 226, watersheds of which are composed of only granite-gneiss and granite veins with minor amphibolites, differ contrastingly on salinity and rations of main components. The same situation is for the lakes 233 and 245, watersheds of which are composed of marbles. Or, chemical compositions of water of the lakes 214 and 215 are very similar, and the watershed of the first lake is represented by marble and granite-gneiss with minor amphibolites and ultramafics, whereas watershed of the second lake is composed of calc-silicate rocks with minor marbles.

The springs also do not show any dependence of water composition on composition of embedded rocks. But here situation is more complicated, taking into account complex thrust-related structure of the crystalline basement. Groundwater may drain different lithologies on the depth. Thus, composition of watersheds can not be regarded as important factor, controlling chemical composition of the lakes.

Composition of feeding underground waters and surface evolution of the lake waters

The influence of feeding groundwater composition as well as change of component composition of lakes waters with increase of salinity of waters may be considered for the central part of the territory (Fig. 9). Here there is hydrologic system, including: spring (219) → small running-water lake 1 (218) with inflow from the spring → lake 2 with inflow from the previous lake (220) → undrained lake 3, situated hypsometrically lower in the same valley → undrained lake 4 (217) in the same valley, hypsometrically lower than lake 3. The distance from the spring to the lake 4 is a bit more than

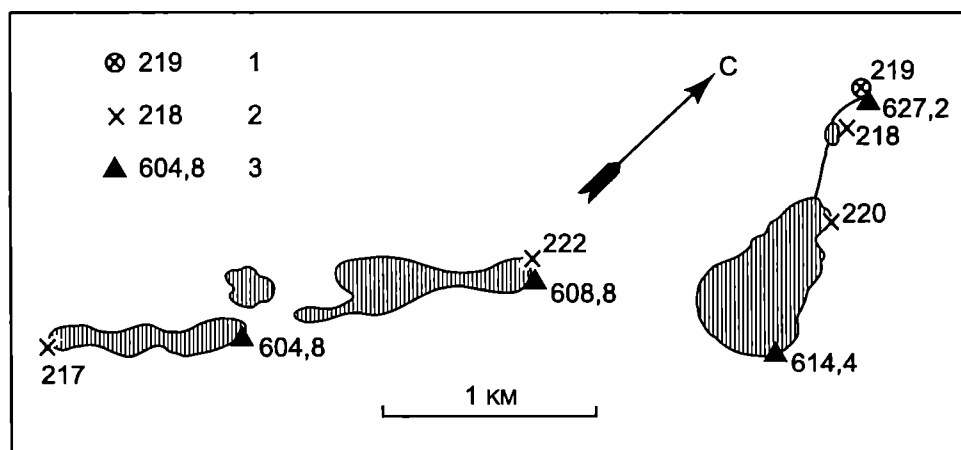


Fig. 9. The local hydrologic system, including the spring and several lakes
1 – spring; 2 – sampling places in lakes; 3 – topographic height. Explanation in the text

3 km, and the height difference is about 20 m. There is regular increase of sodium and chlorine and decrease of calcium in waters from the spring to the last lake in this system (Tables 1 and 2), reflecting degree of surface metamorphisation of water. Note, that portion of Ca (among cations) in waters is less than 10% except for the spring and the first lake, situated only 300 m from the spring.

The computer modelling of water chemical evolution as a result of evaporation using EQL/EVP program (Risacher, Clement, 2001) have been made. The results of the modelling are shown in Table 2. Composition of the spring 219 was used as the initial one, and the salinity values for the lakes were considered as basic for calculations (Table 2, Fig. 10). The real composition of the running-water lake 218 is very similar to the calculated one, except for higher Cl content. For the other lakes calculated values of almost all components don't feet to real compositions. The differences of

Table 2

Real and calculated values of main chemical parameters of waters of the spring and lakes

No.	pH	Alk	Cl	SO ₄	Na	K	Ca	Mg	Min	Dev
219	7.5	3.72	0.051	0.833	0.402	0.159	1.37	0.98	403	
218	7.9	4.00	0.293	1.56	0.809	0.238	1.55	1.88	539	
219	7.59	4.55	0.0834	1.36	0.657	0.26	1.62	1.6	539	0.169
220	9.1	8.86	0.592	1.46	2.07	0.783	0.561	4.02	871	
219	7.68	5.71	0.199	3.25	1.57	0.621	1.29	3.83	871	0.316
222	9.5	10.5	1.01	2.08	4.57	0.593	0.224	4.8	1050	
219	7.72	6.39	0.262	4.27	2.06	0.816	1.13	5.03	1050	0.576
217	9.3	26.0	3.94	17.7	30.7	1.76	0.274	16.4	4490	
219	7.62	5.76	1.84	30	14.5	5.74	3.47	20.3	4490	0.883

Remark: Values in mmol. Min – content of TDS in waters; Dev – correspondence of calculated and real values, if more than 0.2 – not satisfactory. For the lakes are shown real (upper line) and calculated (lower line) values, using composition of the spring 219 as the initial one. Other explanations in text.

Concentration
in mmol/l

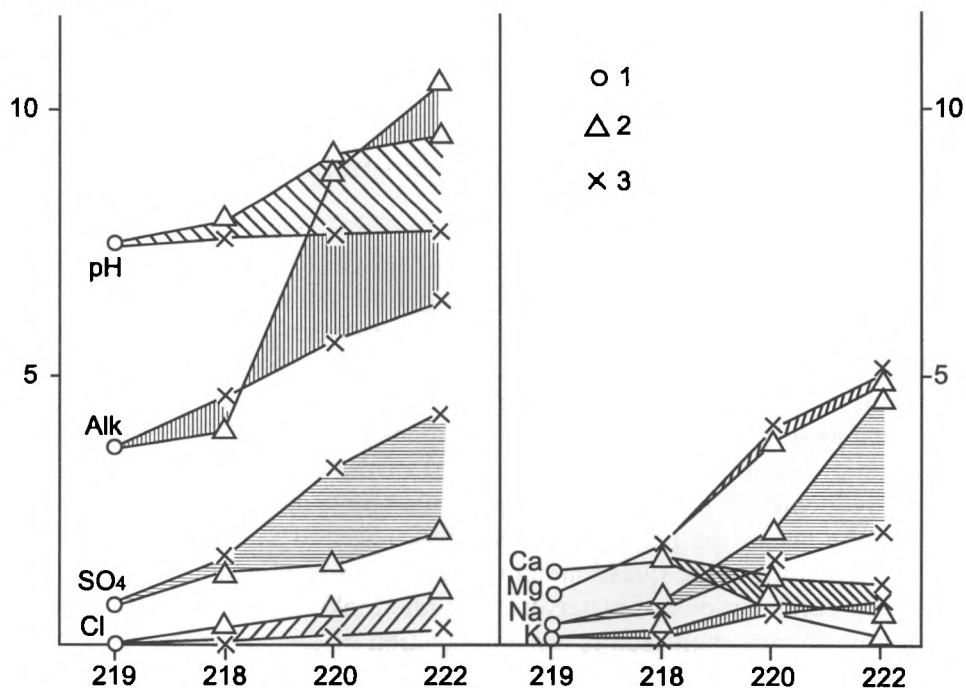


Fig. 10. Diagrams, showing real (2) and calculated (3) composition of waters in lakes, shown at Fig. 9. 1 – concentration and pH value in site 219

calculated and real values for the components increase with the distance from the spring (Fig. 10). The simplest explanation of this phenomenon is that the supposition about compositions of waters in the lakes to be the result of evolution of feeding groundwater is wrong. In this case good coincidence of calculated and real values for the lake 219 is only occasional. But another explanation also is possible. The program EQL/EVP is based on continuous "linear" process of concentration of all components as a result of continuous evaporation with precipitation of some salts, reaching critical values in solution. In the studied lakes the process of water evolution is more complex. In summer period the process of water evolution do corresponds to "linear" evaporation, but winter processes also have strong influence on water composition. All studied lakes are relatively small and shallow (L 0.8–2.2 m). Thickness of ice at the end of the winter reaches 1.2–1.4 m, so form 70 to 90% of lakes water froze to ice. Concentrations of TDS increase greatly, from 14 to 65 g·l⁻¹ and from 4 to 12 g·l⁻¹ in studied cases, causing precipitation of appropriate salts. Dilution of water in the spring period after ice melting may cause partial dissolution of newly precipitated salts. So, the process of water evolution in the studied lakes can not be described by thermodynamic equations of "simple linear" evaporation. It may be the reason of differences in calculated and real values for the most components in water of the lakes.

Tectonic control of water compositions in lakes

It was shown above that distribution of lakes in the Near-Ol'khon area is controlled by recent faults of different nature. Almost all lakes with low salinity and "primitive" water composition, reflecting features of feeding groundwater, are situated in the limits of narrow grabens, bounded by recent linear inherited faults. Most of the lakes are very small and may be regarded as sub-aquatic springs in non-drained conditions. The brackish and saline lakes are located in the central part of the territory (Fig. 4). All the lakes are located in the depressions controlled by "pull-apart" faults of NNE strike, oblique to the previously described inherited faults.

Let us return to the question about main factors, controlling diversity of chemical compositions of water in the studied lakes. As it was shown above, the most important factors are composition of feeding groundwater and degree of surface metamorphisation of "parent" water. Composition of the crystalline basement of watershed is not so important. It also was shown that lakes of the different types are located in different kinds of tectonic struc-

ture. So, it is a question: what are the mechanisms of influence of different kinds of faults on lake water composition? It is well known in hydrogeology dependence of groundwater composition on the depth of water circulation (Shvartsev, 1980). A.A. Dzjuba (1991) described the following types of groundwater in the Transbaikalian area. Shallow meteoric waters have low salinity and Ca-Mg-HCO₃ composition. Deeper waters have usually higher TDS content and have Na-Ca-SO₄ composition. And the deepest waters have Cl-Na composition. If it is correct, the faults of different types may drain different levels of the crust. As was mentioned above, low-angle thrusts are important components of the ancient structure of the Near-Ol'khon area. The recent normal faults and strike slips, related to the Baikal rift evolution, which mostly inherited abundant ancient linear strike slips, may be restricted to the depth by planes of the thrusts because of high dependence on ancient structures. These recent faults may drain in this case only upper level of the crust, corresponding to circulation level of meteoric waters. In the same time in any slice or package of slices independent recent faults or fault systems may develop, causing flux of groundwater from the lower levels and contamination of waters from different levels. Variations of SO₄/HCO₃ in the studied springs may be explained by such a contaminations of waters.

Formation of extensional pull-apart structures in time of strike-slip deformations (the second important component of the rift basin kinematics along with normal faults) may lead to deeper level of fault penetration, because these faults were not controlled by ancient structures.

Conclusions

The lakes and springs distribution is controlled by two types of Cenozoic faults: (a) predominantly linear faults of NE strike at the flanks of narrow grabens, which inherit Lower Paleozoic strike-slips; (b) "ladder-like" faults of NNE strike, regarded as extensional "pull-apart" structures, related to Cenozoic sinistral strike-slips, formed at the early stages of the Baikal rift system evolution.

The sampled springs are similar on salinity and cationic ratios of water, but differ on ion-ratio SO₄/HCO₃. Three types of underground water according to anionic composition, depending probably on the depth of circulation, may be distinguished: hydrocarbonate, sulphate and chloride ones. HCO₃-rich waters predominate, transitional from hydrocarbonate to sulphate types also occur. All known at the surface springs are located in zones

of inherited faults. Supposed sub-aquatic spring at the bottom Tsagan-Tyrm Lake is likely to have increased content of chlorine and is located at the limits of "pull-apart" fault zone.

Increase of lake water salinity is accompanied by regular change of their chemical composition. The fresh lake waters are similar to underground waters (mostly meteoric) of springs. Waters of the most of such lakes are characterized by HCO_3 or $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$, Mg-Na-Ca or Mg-Ca-Na compositions. The brackish and saline waters reflect high degree of surface evolution, and sometimes possibly another type of feeding groundwater. They have $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ and $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ (sometimes Cl-SO_4), Mg-Na and Na-Mg compositions.

Three types of the lakes distinguished are controlled by recent faults of different types. Position of the lakes with the most "primitive" water composition, reflecting specifics of feeding groundwater, is controlled by inherited linear faults. The lakes mostly have small size and may be regarded as the result of groundwater outflow in non-sewage conditions. Chemical alteration of waters at the surface is weak. Distribution of brackish and saline lakes is controlled by stepped depressions, formed in extensional zones of NNE strike (pull-apart structures). The origin of these zones has been related to sinistral strike slip deformations at the time of the Baikal rift zone formation.

Acknowledgement

This work was partly supported by Russian Foundation of Basic Researches (projects 04-05-22000-NCNI-a, PICS 2650 and 04-05-64801). We thank Prof. M. Pulina and Dr. A. Tyc for friendly support in initiation of the investigations and preparation of this paper.

References

- Balla Z., Kuzmin M.I., Levi K.G., 1990: Kinematics of the Baikal Lake opening. *Geotektonika*, 2: 80–91.
- Bibikova E.V., Karpenko S.F., Sumin L.V., Bogdanovsky O.G., Kirnozova T.I., Lyalikov A.V., Makarov V.L., Arakelyantz M.M., Korikovskiy S.P., Fedorovsky V.S., Petrova Z.I., Levitsky V.I., 1990: U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and K-Ar age of metamorphic and magmatic rocks of Near-Ol'khon area (Western Pribaikalie). *Geology and geochronology of Precambrian complexes of the Siberian platform and its surrounding*. Leningrad: Nauka, 170–183.

- Delvaux D., Moyer R., Stapel G., Petit C., Levi K.G., Miroshnichenko A.I., Ruzhich V.V., San'kov V.A. 1997: Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region. *Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. Tectonophysics* **282**, 1: 1–38.
- Dzjuba A.A., 1991: Endogene hydrogeodynamics and continental halogenesis of the southern part of the West Siberia. In: *Problems of marine and continental halogenesis*. Novosibirsk: Nauka, 90–105 (in Russian).
- Dzjuba A.A., Tulokhonov A.K., Abidueva T.I., Grebneva P.I., 1997: Distribution and chemistry of saline lakes of the Transbaikal area. *Geography and natural resources*, **4**: 65–71.
- Dobrozhinetskaya L.F., Molchanova T.V., Sonjushkin V.E., Likhachev A.B., Fedorovsky V.S. 1992: Thrust- and strike slip related ductile deformations of metamorphic rocks of the Near-Ol'khon area (western Pribaikalje). *Geotektonika*, **2**: 58–71.
- Fedorovsky V.S., 1997: Dome tectonics in the collisional system of Caledonides of the western Pribaikalje. *Geotektonika*, **6**: 56–71.
- Fedorovsky V.S., Dobrzhinetskaya L.F., Molchanova T.V., Likhachev A.B., 1993: New type of mélangé (Baikal, Near-Ol'khon area). *Geotektonika*, **4**: 30–45.
- Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., 2001: Metamorphic core complexes of extensional zones as the result of collisional tectonics. *Tectonics of Neogei: general and regional aspects*. Vol. 2. Moscow: GEOS Publisher: 252–255 (in Russian).
- Fedorovsky V.S., Vladimirov A.G., Khain E.V., Kargapolov S.A., Gibsher A.S., Izockh A.E. 1995: Tectonics, metamorphism and magmatism of collision zones in the Caledonides of Central Asia. *Geotektonika*, **3**: 3–22.
- Fedorovsky V.S., Zakariadze G.S., Likhachev A.B., Silant'ev S.A., 1995: Collisional collage of the Caledonides of Olkhon region (Western coast of Baikal Lake): Structure and geodynamic interpretation. Abstract of Zonenshain conference on plate tectonics. Kiel: GEOMAR, 67–68.
- Katsura I.K., Fedorovsky V.S., 1996: The Main strike slip zone of the Caledonian collisional system of the Near-Ol'khon area. *Doklady RAN*, **351**, 5: 311–316.
- Lurje Yu.Yu., ed., 1971: *Unified methods of water analysis*. Moscow: Chemistry ed., 243 p. (in Russian).
- Makrygina V.A., Petrova Z.I., Koneva A.A., 1992: Geochemistry of mafic granulites of the Near-Ol'khon and Ol'khon areas. *Geokhimiya*, **6**: 771–786.
- Manual on water-quality monitoring. Planning and implementation of sampling and field testing. *Operation Hydrology Report 1988*, No. 27, Geneva, 197 p.
- Pavlov S.F. (ed.), 1979: Relations of ancient and Cenozoic structures in the Baikal rift zone. Nauka: Novosibirsk, 125 p. (in Russian).
- Risacher P., Clement A., 2001: A computer program for the simulation of evaporation of natural waters to high concentration. *Computers & Geosciences*, **27**: 191–201.
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Mel'nikov A.I., Delvaux D. 1997: Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone. *Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. Elf Aquitaine*, vol. 21, no. 2, p. 435–455.
- Serebrjansky E.P., Kostitsin Yu.A., Fedorovsky V.S., Vladimirov V.G., 1998: Comparative isotopic studies of granites and metamorphic rocks of Near-Ol'khon area. *XV Symposium on isotope geochemistry*. Moscow: GEOHI Publishing, 259 p.
- Shvartsev S.L., ed., 1980: *Foundations of hydrogeology*. Vol. 2: *Hydrogeochemistry*. Novosibirsk: Nauka, 286 p. (in Russian).
- Vasiljev E.P., Belichenko V.G., Reznitskii L.Z., 1997: Relations of ancient and Cenozoic structures at the south-western flank of the Baikal rift zone. *Doklady RAN*, **353**, 6: 789–792.

Olga A. Sklyarova, Eugene V. Sklyarov, Valentine S. Fedorovsky

Jeziora i źródła Przyolchonia (Bajkał): uwarunkowania tektoniczne ich występowania i składu chemicznego wody

Streszczenie

Głównym tematem artykułu są warunki rozmieszczenia jezior i źródeł Przyolchonia nad Bajkałem oraz składu chemicznego ich wody. Występowanie jezior i źródeł jest związane z dwoma rodzajami uskoku kenozyicznych: (1) uskoki o kierunku NE, które dziedziczą prawoskrętnie skierowane płaszczyzny poślizgu, wykształcone w późnych stadiach ruchów wczesnopaleozoicznych; (2) uskoki typu *pull-apart*, związane z lewoskrętnie skierowanymi płaszczyznami poślizgu, wykształconymi we wczesnych stadiach ewolucji bajkalskiego systemu ryftowego.

Wody źródeł mają niskie zasolenie ($0,2-0,5 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), stabilny skład kationów (Ca-Mg) i stosunkowo zmienny skład anionów (od HCO_3 do $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$). Zgodnie z pewnymi dowodami pośrednimi podejrzewa się, że w jeziorze Tsagan-Tyrm znajduje się podwodne źródło termalne (skład Ca-Na). Pod względem składu chemicznego wody badane jeziora można podzielić na: jeziora słodkie (do $1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), słonawe ($1-10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) i słone ($14-45 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Wody jezior słodkich w większości są typu jonowego: HCO_3 , Mg-Ca-Na lub Mg-Na-Ca. Jeziora słonawe można podzielić ze względu na skład wody na dwa podtypy: (a) z przewagą $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$, Mg-Na lub Na-Mg oraz (b) z przewagą $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$, Mg-Na lub Na-Mg. Jeziora słone mają skład wody typu $\text{SO}_4\text{-Cl}$ lub Cl-SO_4 , Na-Mg. Skład chemiczny wód jezior zależy od dwóch głównych czynników: (1) składu zasilających je wód podziemnych; (2) intensywności zmian wód powierzchniowych (w przeważającym stopniu kriogenicznych).

Rozmieszczenie jezior i źródeł oraz zasolenie ich wód w znacznym stopniu zależy od rodzaju wyróżnionych uskoku kenozyicznych. Źródła oraz jeziora słodkowodne, w których wody są podobne pod względem zasolenia i składu chemicznego do wód źródeł, są usytuowane w pobliżu uskoku dziedziczonych. Prawie wszystkie jeziora słonawe i słone, jak również przypuszczalne podwodne źródło termalne w jeziorze Tsagan-Tyrm, znajdują się w granicach struktur typu *pull-apart*. Prawdopodobnym wytłumaczeniem tej osobliwości jest różna głębokość penetrowania różnych rodzajów uskoku. Głębokość uskoku dziedziczonych jest ograniczona z uwagi na złożoność struktury podłoża krystalicznego nawiązującej do płaszczyzn poślizgu nasunięć. Łagodnie zapadające stare nasunięcia ograniczają penetrację najmłodszych uskoku dziedziczonych. Tak więc wody źródeł i słodkich jezior pod względem składu odpowiadają meteorycznym wodom gruntowym, krążącym na małych głębokościach. Uskoki typu *pull-apart* są powiązane z przemieszczeniami lewoskrętnymi w czasie tworzenia się depresji bajkalskiej i są niezgodne ze wszystkimi dawniejszymi strukturami. Dlatego też mają głębsze poziomy cyrkulacji wód podziemnych, gdzie skład chemiczny wody (Cl-Na) różni się od składu wód meteorycznych. Mieszanie się wód podziemnych o różnym składzie chemicznym jest prawdopodobnie odpowiedzialne za szerokie spektra zasolenia i składów chemicznych wód jezior.

Olga A. Sklyarova, Eugene V. Sklyarov, Valentine S. Fedorovsky

Lacs et sources de la région proche d'Ol-Khon (Baïkal): contrôle de la tectonique sur leur localisation et la composition chimique des eaux

Résumé

La localisation des lacs et des sources est contrôlée par des failles cénozoïques de deux types: (1) failles de direction NE, héritées de décrochements dextres et formées lors des stades tardifs de la collision du Paléozoïque inférieur; (2) failles en "pull-apart", correspondant à des décrochements sénestres élaborés lors des phases précoces de l'évolution en rift du Baïkal. Les eaux de ces sources ont une charge faible ($0,2-0,5 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), une composition cationique stable (Ca-Mg) et une composition anionique plus variable (d' HCO_3 à $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$). Des observations indirectes permettent de supposer l'existence de sources thermales subaquatiques chlorurées-sodiques dans le lac de Tsagan-Tyrm. Les eaux lacustres se subdivisent en trois types: douces (moins de $1 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$), saumâtres ($1-10 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$) et salines ($14-45 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$). Les lacs d'eau douce comportent généralement les solutés HCO_3 , Mg-Ca-Na ou Mg-Na-Ca. Les lacs saumâtres peuvent se subdiviser en deux sous-types: (a) prédominance de $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$, Mg-Na ou Na-Mg; (b) prédominance de $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$, Mg-Na ou Na-Mg. Les lacs salés sont composés de $\text{SO}_4\text{-Cl}$ ou Cl-SO_4 , Na-Mg. Deux facteurs principaux contrôlent l'hydrochimie: (1) la composition des alimentations d'origine profonde; (2) la vitesse de mise en solution dans les eaux superficielles, liée principalement aux processus cryogéniques. La localisation et la salinité des lacs et des sources dépendent étroitement des types de failles évoqués. Les eaux douces se localisent à proximité des failles anciennes, alors que pratiquement tous les lacs saumâtres et salés, ainsi que les sources thermales subaquatiques supposées du lac de Tsagan-Tyrm, sont situés à proximité des structures en "pull-apart". L'extension en profondeur des différents types de failles pourrait en être l'explication. Le développement en profondeur des failles anciennes est réduit du fait des structures chevauchantes du socle cristallin. Les eaux douces qui leur sont liées ont une composition proche des eaux météoriques et circulent à de faibles profondeurs. Les failles en "pull-apart" recoupent les anciennes structures et peuvent ainsi drainer des circulations beaucoup plus profondes, dont la signature chimique est spécifique (Cl-Na). Le mélange de ces différents types d'eaux est à l'origine du large spectre de composition observé dans les lacs.

Andrzej Różkowski*
Andrzej J. Witkowski*
Andrzej Kowalczyk*

Vulnerability Maps of the Triassic fractured-karstic aquifers of the Silesia–Cracow Monocline

Abstract: The Triassic fractured-karstic aquifers are the main source of usable groundwater supply in urban-industrial agglomeration of the Upper Silesian Coal Basin. During the last years the hydrogeological maps in the scale of 1 : 100 000 and 1 : 50 000 of these aquifers have been made in which the groundwater vulnerability has been evaluated and presented. Vulnerability assesment of groundwater was calculated according to empirical formulae taking into account seepage time of water and pollutants from the surface to the Triassic aquifer. Groundwater vulnerability to the surface contamination evaluated in the maps by the empirical formulae has been confronted with calculated values of the residence time of groundwater in aquifers as well as the reaction of springs and wells and mine inflows on the impulse of the precipitation and snow melting.

Introduction

The main source of usable water supply in urban-industrial agglomeration of the Upper Silesia Region are fractured-karstic aquifers occurring in the Silesia–Cracow Triassic formation. The total value of their estimated groundwater resources is about 276 millions m³/y. The total pumpage of groundwater is about 243 millions m³/y (Różkowski et al., 1996b).

* Department of Hydrogeology and Engineering Geology, University of Silesia, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland.

The present state of the groundwater contamination and endangering forces obliges to determine the strategy of Triassic aquifer protection. For this purpose the groundwater vulnerability maps were constructed. The concept of groundwater vulnerability maps was based on the assumption that vulnerability is the natural property of a groundwater system that depends on the sensitivity of it to the human and natural impacts. The degree of groundwater vulnerability to contaminants as a function of hydrogeological conditions by means of maps was conceived to show that the protection provided by the natural environment varies from a place to another. Therefore for construction of these maps the hydrogeological environment of Triassic formation and the land use were investigated. The results of investigations are described in this paper briefly. The area of the Triassic aquifers, situated in the range of the Silesia–Cracow Monocline, is about 2950 km². The region is variable in its land forms, land management, geological structure and hydrogeological conditions. High concentration of mining and industry in the region has caused the large-scale development of urbanization processes together with its technical and traffic infra-structure. The areas altered as a result of urban and industrial activity, reach about 10–30% of the aquifer area whereas 70–90% of the aquifer area is occupied by agriculture and forests.

The observed environmental degradation of the aquifer areas has occurred as a result of long-term exploitation of Zn–Pb ores, coal and rock raw materials in this region as well as highly developed chemical, processing, machine, and iron and steel industry. The sources of large-scale pollution are also the areas of intensive agriculture activity.

Formation of numerous industrial waste dumps is one of the effects of long-term industrial activity whereas high density of population favours the accumulation of the communal wastes causing, due to the lack of sufficient infrastructure, the additional hazard to the environment.

The often occurring lack of modern technology in industry, among them in mining, leads to degradation of the atmospheric air and surface water. Low quality of the latter is mainly caused by disposal of highly mineralised mine waters to rivers.

Observed differences in pollution of groundwater are mainly related to variable geological conditions, different rate of environmental pollution and the type of area management, among them mining. In this situation the regional valuation of the range of hazard to contamination of the Triassic aquifers by anthropogenic pollutants is required.

J. Margat (1968), as one of the first, has proposed the valuation of groundwater by assessment of its vulnerability to contamination. The occurrence of variable vulnerability of groundwater is related to the differences in natural protective properties of the aquifer system against anthropogenic and geogenic contaminations.

Recently, the distinct increase of attention given to the problems of contamination vulnerability of groundwater has been observed. Numerous methods are proposed but most of them concern mainly the porous or the fractured hydraulic systems (Margat, 1968, 1991; Albinet & Margat, 1970; Kleczkowski et al., 1973; Vrana, 1984; Aller et al., 1987; Foster, 1987; Zaporozec, 1989; Civita, 1990; Evans & Myers, 1990; Kleczkowski, 1990; Civita et al., 1991; Adams & Foster, 1992; Vrba & Zaporozec, 1994).

The much less numerous propositions are suitable for the specific properties of classical karstic or karstic-fractured systems (Civita et al., 1990, 1991; Avias, 1994; Mijatovic, 1996; Doerfliger & Zwahlen, 1995, 1997; Dassarques & Brouyere, 1997; Witkowski et al., 1997; Malik et al., 1998, reports of Cost Action 620, 1998). In Poland the concept of valuation of groundwater vulnerability in porous hydraulic systems as well as in the karst-fractured ones is based on the time of water seepage through the vadose zone (Kleczkowski et al., 1991a, b; Kowalczyk et al., 1998; Macioszczyk, 1999; Rózkowski ed., 1990, Rózkowski et al., eds., 1997 b).

The calculation of the vertical seepage time for potential contaminants from the ground surface, being the base for vulnerability valuation and the risk range to the Triassic aquifers, has been aimed at developing of the protection strategy of the Triassic fractured-karstic aquifers. It has been made by the team of hydrogeologists of the Hydrogeology and Engineering Geology Department of the Silesian University and Hydrogeology Section of the Upper Silesia Division of the State Geology Institute in Sosnowiec.

The first valuation has been done as a part of the CPBP 04.10.09 sub-programme: "The strategy of protection of the Main Groundwater Basins (MGWBs) in Poland" realised under the guidance of A.S. Kleczkowski (1990). The results of the Triassic aquifers valuation have been shown in the separate paper (Rózkowski, ed., 1990). The results of the next vulnerability valuation of the Triassic aquifer groundwater have been presented in the hydrogeological monograph of usable groundwater of the Upper Silesia Coal Basin (USCB) and its margin (Rózkowski et al., eds., 1997a) and they have been the major part of "Map of the occurrence, usage, vulnerability and protection of fresh-groundwaters in the USCB and its margin", made in the scale of 1 : 100 000 (Rózkowski et al., eds., 1997b). At the moment, the area of the Silesia-Cracow Triassic formation is the object of a series of hydrogeological maps in the scale of 1 : 50 000 (*Hydrogeological Map of Poland*), showing vulnerability valuation of the groundwater expressed as the degree of groundwater pollution risk.

Moreover, during the last years several regional hydrogeological resource reports of the Triassic fractured-karstic aquifers have been made, in which

the groundwater vulnerability has been evaluated and presented in the maps for indication of the intermediate outer protection zones of water intakes (Kowalczyk et al., 1998, 1999).

Hydrogeological environment of the Triassic fractured-karstic carbonate aquifers, the concept of the aquifer vulnerability mapping and the results of the valuation made, are shown in the following section of this paper.

Hydrogeological characteristics of the Triassic fractured-karstic aquifers

The Paleozoic formations of the variable age are the basement of the Triassic formation of the Silesia–Cracow Monocline. The geological profile of the Triassic consists of sandy-silty and carbonate sediments of the Lower Triassic, carbonate sediments of the Middle Triassic and clayey sediments of the Upper Triassic. The Triassic formation is locally covered by the Jurassic carbonate and clayey sediments and the Tertiary clayey formation. The Quaternary formation of variable thickness (from less than 1m to tens of meters) covers all area of the analysed structure. The Quaternary deposits are represented by sands, clays and silts. The area of the Silesia–Cracow Monocline is characterized with block tectonics.

The Mushelkalk and Rhaetian sediments occurring in the geological profile of the Middle and the Lower Triassic formation are built mainly of limestones and dolomites. The carbonate series are strongly cracked and fractured. The Mushelkalk and Rhaetian carbonate rocks have undergone multi-stage karstic processes (Gilewska, 1963).

The research done by J. Motyka and the others (1996), carried mainly in the Zn–Pb ore mines, has confirmed significant cavernity of the rocks belonging to the Triassic carbonate series, causing the high permeability of the rock massif.

The Mushelkalk and Rhaetian built fractured-karstic aquifers mainly jointly exploited as one water-bearing complex (Motyka, 1988, 1998; Rózkowski, ed., 1990; Rózkowski, et al., 1996 a). The thickness of the water-bearing complex is in the range of 20–160 m. The depth interval of water-bearing complex occurrence is in the range of 100–400 m. Due to the various thickness and high heterogeneity of the rock medium the transmissivity of this complex is variable spatially in the range from a few up to about 80 m²/h. Correspondingly to the geologic structure and the hydrodynamic system in the carbonate complex of the Silesia–Cracow Monocline several independent aquifers are distinguished with the range of major groundwater

basins (MGWBs). According to the nomenclature and numeration applied in the A. S. Kleczkowski's work (1990) the Gliwice 330, Mysłków – 327, Bytom – 329, Olkusz–Zawiercie – 454 and Chrzanów – 452 aquifers belong to the major groundwater basins (MGWB) (Fig. 1). Using the A. Mangin's classification presented in the J. Motyka's work (1998) the fractured-karstic aquifers of the Triassic carbonate series, under natural conditions can be included into the Fontestorbess or Torcal types. They are karstic aquifers, often partially hydrogeologically covered, relatively low “sensitive” to the recharge impulse.

The Gliwice, Lubliniec–Mysłków, Olkusz–Zawiercie–Chrzanów MGWBs are partially protected by clayey Rhaetian-Keuper rocks and, locally, by clayey Quaternary sediments. The thickness of these, practically impermeable, formations reaches up to about 300 m. The MGWBs are hydrodynamically confined or partly confined. The intensive groundwater drainage by mining and well fields has caused changes in hydrodynamic conditions. It

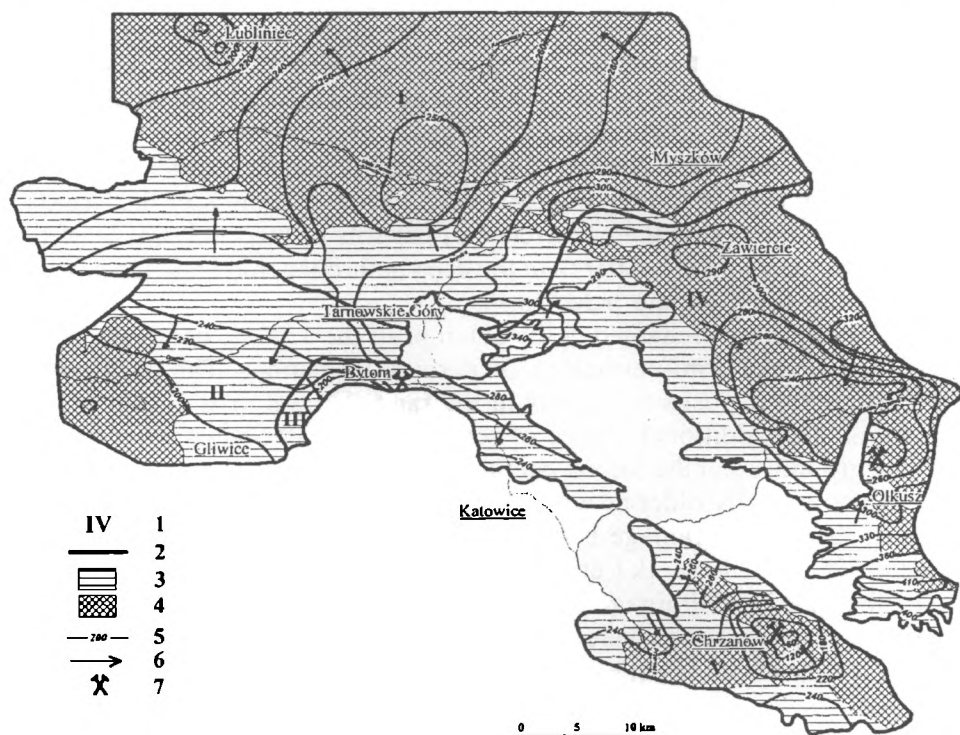


Fig. 1. Hydrogeological map of the Triassic Silesia-Cracow MGWBs

1 – MGWBs: I – Lubliniec–Mysłków, II – Gliwice, III – Bytom, IV – Olkusz–Zawiercie, V – Chrzanów; 2 – MGWB borders; 3 – the outcrop areas of the Triassic carbonate series (recharge areas); 4 – the areas of the covering of the Triassic carbonate series by isolating formations; 5 – hydroisohips of the Triassic carbonate complex; 6 – groundwater flow directions; 7 – Zn-Pb ore mines

concerns the mine workings of Zn-Pb ore mines in the Bytom, Olkusz and Trzebinia areas and well intakes in the Bibiela, Łazy Będowskie and Gliwice areas (Fig. 1). As a result of overexploitation of some MGWBs the vast cones of depression have been formed. Regional decline of pressure, up to 200 m in the mining drainage areas and flow pathways inversion have been found. In the recharge areas the groundwater level is at the depth of 10–50 m under surface level (Rózkowski et al., eds., 1997b).

In the recharge zone of the carbonate fractured-karstic complex there are three hydrogeological zones lying one upon another. These are: the vadose zone with gravitational vertical water flow, the phreatic zone with the lateral water flow and the intermediate zone situated between the previous ones (Motyka et al., 1993; Pulina, 1999).

The boundaries between hydrogeological zones and their occurrence depths are mainly related to geomorphological factors, geologic structure and hydrodynamic conditions variable in time. The range of the vadose zone in the natural conditions depends on the land relief and depth of the drainage base. In the Triassic MGWBs the dynamic development of the vadose zone has been observed. It is connected with active carbonate rock massif drainage by ore mines locally up to 200 m. In the analysed fractured-karstic aquifers the occurrence of the shallow phreatic zone with an active flow and the deep one with slow laminar flow typical for karstic aquifers have not been noticed. It seems to be mainly related to low thickness of the Triassic carbonate complex and the occurrence of caverns in the total profile of the Triassic carbonate series. After than the deep anthropogenic drainage has washed out the filled karstic paleo-forms.

The aquifers are recharged in the outcrops of the Triassic carbonate series by permeable and semi-permeable Quaternary formations. The thickness of the Quaternary deposits is various in the range of less than 1m up to tens of meters. The additional source of recharge are water-courses infiltrating into the ground. Also the forced lateral and ascensional recharge, both in the case of geologically older as well as younger water-bearing horizons in the areas of the active drainage is observed (Kowalczyk et al., 1996; Motyka, 1988; Rózkowski et al., eds., 1997a).

In the past, the drainage zones of the water-bearing complex of the Triassic carbonate series were the modern and buried river valleys. Recently this role has been taken by the main areas of concentrated anthropogenic drainage.

Dolomite-limestone hydrogeological environment of the Triassic MGWBs is heterogeneous, discontinuous and anisotropic. Anisotropy of the rock massif is related to the joint and stratification fissures and karstic cavities.

Hydraulic structure of rock environment of the Triassic carbonate series consists of three hydraulic systems in respect to geometry and size: porous,

fractured and karstic ones. They are characterised by transmissivity and hydraulic capacity of the rock massif and their measure are the values of hydraulic conductivity, effective porosity and specific yield.

Characteristic values of the hydraulic conductivity for the phreatic zone of the fractured-karstic water-bearing complex of the Triassic Silesia-Cracow carbonate series are variable in the range 10^{-6} – 10^{-3} m/s (Rózkowski, ed., 1990; Rózkowski et al., eds., 1997a; Wilk et al., 1984). The high values, occurring mainly in the outcrop zones of the Triassic carbonate series, are characteristic for strongly fissured and cavernous rock massif while the low ones for the rock massif with low fissility and with karstic forms infilled by sediments of low permeability.

In the vadose zone, in the range of the weathering fissures occurrence in the areas of mining activity the hydraulic conductivity of the carbonate rocks is very high, in the range of 10^{-3} – 10^{-0} m/s.

Hydraulic structure of the analysed rock massif is dynamic and variable in time as a result of influence of the geogenic and anthropogenic factors. Among the latter, the particular significance seems to have exploitation of the Zn-Pb ores present in the Mushelkalk formation, lasting in this region since the Middle Ages. Mining exploitation and active drainage have caused the additional rock massif cavernity and the exhumation of the old karstic system infillings.

Various values of hydraulic conductivity in particular hydraulic systems of the Triassic carbonate massif cause different water flow rate. In the channel systems the flow rate values are in the range of tens of thousands m/y whereas in the fissure systems from tens of hundreds to several thousands m/y (Motyka, 1988). The average flow rate through cracked and cavernous carbonate rock massif, considering its matrix porosity, is in the range from tens to tens of hundreds m/y, reaching in the area of the active anthropogenic drainage the values of about 2 thousands m/y (Rózkowski, ed., 1990).

The concept of mapping of the Triassic aquifers vulnerability

The concept of mapping of the Triassic aquifer vulnerability to anthropogenic pollution is based on the assumption that the vulnerability is the natural property of the water-bearing system depending on its "sensitivity" to influence of pollution sources. Natural water vulnerability has been defined as the degree of pollution risk to the Triassic water-bearing system in the case of the anthropogenic contaminants. The prepared maps should be

classified as belonging to the maps of the water environment protection, helping in protection of groundwater quality.

The main factors inhibiting migration of pollutants to groundwater are regeneration processes of water seeping through soil and rocks of the vadose zone and the degree of the aquifer isolation from the ground surface. It is assumed that the longer time of water residence in the vadose zone the more active processes of the regeneration of the polluted water. The influence of the pollution sources on the groundwater are estimated only by the travel time of water vertical seeping from the ground surface through the vadose zone to the phreatic zone because of the lack of data concerning soil structures and thickness. It has been assumed that the risk degree caused by groundwater vulnerability depends on thickness and permeability of formations covering the complex of the Triassic carbonate series and on the depth of the groundwater level.

It should be pointed that the estimation of the potential vulnerability of the Triassic aquifer was very difficult task due to lack of direct measurements of the water seepage time through the vadose zone. It has required recognition of the geologic structure and hydrogeological conditions of the analysed aquifers.

In the such cases when the hydrogeological profile of the vadose zone was well known the seepage time (t) has been calculated using the N.N. Bindeman's simple formula, describing the vertical flow rate through the mentioned zone:

$$t_a = \sum_{i=1}^n m_i / (V_a)_i \quad v = 1/n_o \quad \sqrt[3]{\omega}^2 k, \quad (1)$$

where:

t_a – seepage time (m/year),

v_a – seepage velocity (m/year),

m_i – bed thickness in meters,

k – hydraulic conductivity coefficient (m/year),

n_o – effective porosity,

ω – infiltration intensity (m/year).

The water seepage time through the vadose zone in the area of the analysed MGWBs has been defined mainly on the base of the geologic profile of the overlain formation, estimated infiltration rate and assumed values of volume moisture of rocks.

The following formula has been applied in the calculations:

$$t = (1000 \cdot w \cdot m) / \omega, \quad (2)$$

where:

t – seepage time (m/year),

w – rock moisture volume,

m – thickness of isolation cover (m),
 ω – infiltration intensity (m/year).

The calculated average time of the vertical seepage through the vadose zone with average values of atmospheric precipitation index $P = 675\text{--}825$ mm/year, is shown in the table 1.

Table 1
 Average time of the vertical seepage through 1m of the vadose zone

No.	Lithology of the vadose zone	Infiltration intensity [mm/year]	Rock moisture volume	Time of water seepage through 1m of the vadose zone (year)
1.	Sands	202–262	0,08	0,30–0,37
2.	Loesses ^a	218	0,32	1,47
3.	Tills ^b	42–45	0,35	7,78–8,33
4.	Clays and tills ^c	34–41	0,35	8,48–10,37
5.	Clays and sands ^a	43	0,35	8,10
6.	Clays and claystones	21–22	0,35	15,91–16,67
7.	Limestones, dolomites	135–262	0,03	0,11–0,22

Not e: ^a – the Chrzanów aquifer, ^b – the Lubliniec–Myszków, Olkusz–Zawiercie and Gliwice aquifers, ^c – the Bytom aquifer.

Groundwater vulnerability assessment also has been made applying the numeric models constructed for estimation of the MGWBs resources as well as their protection zones (Kowalczyk et al., 1998, 1999).

For instance, to calculate the time of the vertical seepage through the vadose zone in the area of the Staszic intake situated within the range of the Gliwice MGWB, the schematisation of the geologic conditions of the vadose zone has been made. The maps and geologic-structural profiles of the roof and the base of the complex of the Triassic carbonate complex, the map of the Quaternary formation thickness and occurrence of clay layers, more than 5 m thick and the contour maps of the carbonate complex and the topographic map of the area have been applied to this aim.

To assess the time of the vertical seepage through the following, lithologically variable strata of the covering rocks, the previously presented empirical formula (2) has been applied which, after modification and adaptation to the multi-layer profile, has the following form:

$$t = [(m_p \cdot w_p) + (m_g \cdot w_g) \cdot (m_d \cdot w_d) + (m_m \cdot w_m) + (m_r \cdot w_r)] \cdot 1000/w \quad (3)$$

where:

t – the time of the vertical seepage (m/year),
 w – infiltration intensity of atmospheric precipitation through lithologically variable strata (m/year),
 m – thickness of the succeeding lithologic layers shown in the table 1 (m).

Calculation of the time of the vertical seepage according to the presented formula has been made in the square net applied in the numeric modelling. This has enabled to use in the calculations the distribution of effective infiltration received by the aquifer model tarring. The rest of data, required to calculation, has been discredited in this net.

As a result of the calculation, the values of the vertical seepage time in the range from less than 2 years to 74 years have been found. The calculated time values are related to natural vulnerability, meaning seepage of the conservative chemical substances from the ground surface. It is worth to point out that by application of infiltration values derived from the modelling research it can be assumed that the factors influencing the time of the vertical seepage such as drainage of the rock massif by vertical and horizontal mine workings, breaking the isolating layer continuity or type of land management have been taken into account in this way.

These calculations, aiming to limit the size of protection zones surrounding water intakes, has helped outstandingly in the correction of vulnerability maps of the Gliwice Triassic MGWB.

Groundwater vulnerability to pollution evaluated in the aeral maps by the empirical formulae has been confronted with the calculated values of the residence time of groundwater in aquifers as well as with the reaction of springs and wells to raining, and particularly to snowmelting. The observations of changes of water inflow to the Zn-Pb ore mines in the Olkusz and Bytom regions after violent rains in 1997, have been the important controlling element in the regional scale.

The Triassic aquifers vulnerability to pollution has been evaluated indirectly by residence time of groundwater in them. The results of assessment of natural isotope concentrations (^3H , ^{14}C , ^{18}O , D) in water have been used (Rózkowski, 1993). The results have confirmed and defined the degree of aquifer isolation.

Considering the calculated time of the vertical seepage through the vadose zone, the risk degree has been assessed for the particular aquifer areas.

Five degrees of aquifers vulnerability have been distinguished:

- very high – seepage time less than 2 years,
- high – seepage time from 2–5 years,
- medium – seepage time from 5–25 years,
- low – seepage time from 25–100 years,
- very low – seepage time more than 1000 years.

Results of assessment of groundwater vulnerability

The fractured-karstic Triassic MGWBs: Lubliniec–Myszków, Gliwice, Bytom, Olkusz–Zawiercie and Chrzanów are characterised by very various vulnerability, both within the basins range, as well as between them (Fig. 2).

The Lubliniec–Myszków aquifer is naturally protected on about 75% of its area by the clayey Rhaetian-Keuper sediments covering it. The results of isotope analysis (^{14}C , T, ^{18}O , D) have indicated that below the impermeable covering of the Upper Triassic formation the residence time of groundwater is variable in the range from tens of hundreds to tens of thousand years (RóŹkowski, 1993), indicating almost total lack of vulnerability to anthropogenic pollution in this part of the aquifer. High vulnerability has been shown by the outcrop area, extending parallel to a latitude in the southern part of the aquifer (Fig. 2). The time of the vertical seepage varies here in

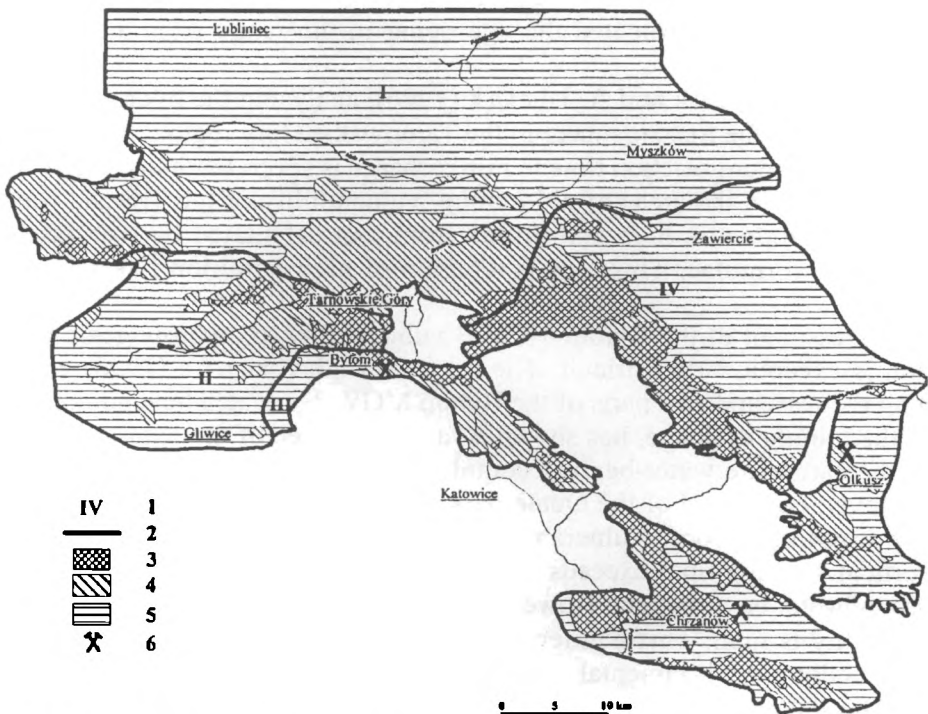


Fig. 2. Vulnerability map of the usable groundwater of the Triassic Silesia–Cracow MGWBs
 1 – MGWBs: I – Lubliniec–Myszków, II – Gliwice, III – Bytom, IV – Olkusz–Zawiercie, V – Chrzanów;
 2 – MGWB borders; vulnerability of the aquifers: 3 – very high and high (the vertical seepage time from less than 2 to 5 years); 4 – medium – (the vertical seepage time of groundwater from 5 to 25 years); 5 – low and very low (the vertical seepage time from 25 to 100 or more years); 6 – Zn-Pb ore mines

the zone of uncovered outcrops from less than 1 year and up to 24 years under the cover of permeable and semi-permeable Quaternary formations. These figures are confirmed by the results of quantitative analysis of tritium content in groundwater. The very low values of time of the vertical seepage, occurring locally in the zones of the Triassic carbonate formation outcrops, and the same, very high risk degrees have been confirmed by the piezometric observation of the reaction of water horizons to recharge.

The Gliwice MGWB groundwater vulnerability to anthropogenic pollution from the ground surface is various depend on the aquifer isolation degree. Calculated by J. Kropka values of time of the vertical seepage of groundwater through the vadose zone 10–76 m thick, are very variable and are in the range from 2.5 years to more than 260 years. High time of the vertical seepage is characteristic for the aquifer parts covered by the clayey Tertiary formations. Calculations have not shown the values of time of the vertical seepage through the vadose zone lower than 2 years, what, according to the mentioned author, can be related to significant lowering of the groundwater table as a result of intensive drainage. The results of tritium content in groundwater have indicated the age being in the range from a few up to several years.

A. Kowalczyk and A. Idziak (1996), analysing the hydrogeological conditions of the Staszic intake in the Tarnowskie Góry region, have shown, that its maximum reaction time to rain recharge is several months. These data indicate that in the areas of old mining, vulnerability of the Triassic water-bearing complex is high and differs from that calculated by the classical empirical formulae. This area is a region of high pollution risk to groundwater.

Assessment of the Bytom MGWB vulnerability to anthropogenic pollution is exceptionally difficult. The research of J. Kropka (1996) concerning the west and east parts of the Bytom MGWB, situated beyond the range of the mining drainage, has shown a variable degree of the natural isolation of the carbonate water-bearing complex. In the western part of the aquifer its cover, composed of the Quaternary tills and the Tertiary clayey patches, is present in its roof. Vulnerability of the Triassic aquifer is low here and vertical seepage time exceeds 25 years. It is the region of low risk to the groundwater environment. However, in the eastern part of the aquifer its vulnerability is high. This aquifer part could be included to the areas of high and medium environmental risk.

The theoretical calculation can be incorrect. This is related to complicated hydrogeological conditions resulting from mining exploitation of Zn-Pb ore mines and coal mines (Kropka, 1996). Long-term ore exploitation, led here since the Middle Ages, has caused higher permeability of rocks and drainage of the Mushelkalk aquifer. Longwall exploitation of coal seams has

led to deformation of the Triassic rock massif. As a result theoretically calculated time of the vertical seepage through the vadose zone is overestimated.

The Kropka and Respondek (2000) observations have indicated that after the violent rains in 1997 (318 mm per month), the groundwater inflows to mine workings of the abandoned Orzeł Biały ore mine, increased from 28,0 m³/min to 60,1 m³/min during 3 weeks.

The Triassic Zawiercie–Olkusz MGWB vulnerability is various. In the northern and north-eastern part it is practically not threatened by potential pollutants. It is due to its natural isolation by the clayey Rhaetian-Keuper sediments covering it. The aquifer is very low vulnerable. The theoretical values of time of the vertical seepage are more than 100 years. Generally, the area with low vulnerability and low or very low risk degree includes about 62% of the aquifer area. However, in the range of the isolating Rhaetian-Keuper formation occurrence in the roof of carbonate series, there are highly vulnerable to surface anthropogenic pollution areas in the Przemsza buried river valley near the Olkusz and Łazy Będowskie towns. The southern and western parts of the aquifer, situated in the range of the recharge area of the water-bearing complex of the Triassic carbonate series, are characterised by high vulnerability to anthropogenic pollution. The values of time of the vertical seepage are in the range from 1 to several years, indicating high risk to the water environment. The short times of vertical seepage are confirmed by tritium content in groundwater. Observations of the time reaction of the springs to atmospheric precipitation, led in the Góra Siewierska region in the area of outcrops of the carbonate series, have reveal the short time of water circulation, within the several months range (Kowalczyk & Witkowski, 1997).

The rock massif in the Olkusz mining area is actively drained and highly permeable due to mining exploitation, led here since the Middle Ages. This part of the MGWB is particularly vulnerable. The values of vertical seepage time, calculated for this area with the use of the empirical formula, are in the range of less than 1 year to several years. The observations led after violent rain in 1997 by Adamczyk and Motyka (2000) have indicated that water inflows to Olkusz mine increased during 2 months from 52,0 m³/min to 68 m³/min, while water inflows to Pomorzany mine increased during 10 months from 210 m³/min to 300 m³/min. These data indicate clearly that under the extremal conditions the vertical seepage time can be very short.

The Chrzanów Triassic MGWB is naturally protected by the isolating Rhaetian-Keuper and locally the Tertiary formations in the 60% of its occurrence area. The aquifer is low vulnerable in these areas. The values of vertical seepage time through the vadose zone are in the range a few tens of years or even more than 100 years. The rest of the aquifer, consisting of

about 40% of its area, is uncovered from the hydrogeological point of view. The values of vertical seepage time is variable, depending on thickness and lithological structure of the covering Quaternary deposits. The calculated values of point vertical seepage time are in the range from less than 1 year to a few years. This fact has been confirmed by the isotopic analysis of groundwater from the carbonate series investigated in the outcrop zone. Considering the values of point vertical seepage time through the vadose zone, these areas should be included into high and very high environmentally threatened.

The active drainage up to 200 m deep and the increase of the rock massif permeability due to Trzebionka mine activity in the south-eastern part of the MGWB have caused the increase of the vertical and horizontal flow to the high real values. Due to high flow velocity in the fractured-karstic rock massif, the surface anthropogenic pollutions can be transported to large depths in relatively short time.

Maps of groundwater vulnerability to anthropogenic pollution in the scale 1 : 100 000 are important components of the protection strategy of the karst-fractured Triassic aquifers, and are valuable tools in environmental management. They can be used in a large scale, mainly to determine the protective zones of groundwater intakes. However, the achieved experience indicates that more complete recognition of the chosen elements of the MGWBs hydrogeological environment will be required in the future for such maps.

The increase of reliability of the applied valuation method requires more detailed recognition of the values of basic parameters used for assessment of the natural aquifer vulnerability such as: recharge intensity, properties of the vadose zone soil and rocks influencing groundwater regeneration, hydraulic properties of the vadose and phreatic zones.

Considering the fact that in the case of the Triassic Silesia-Cracow aquifers the vulnerability is expressed as degree of risk from surface pollution sources, the conducted valuation should take into account mainly the vertical seepage time of groundwater through the vadose zone together with residence time of groundwater and estimation of groundwater regeneration by soil and rocks. The significance of the latter processes is confirmed by the fact that some researchers (Andersen & Gosk, 1989) are inclined to connect groundwater vulnerability assessment exclusively to absorption of migrating contaminations and to time of renovation of groundwater resources in the phreatic zone.

The working group of the German hydrogeologists (1994), in their groundwater vulnerability valuation, has considered mainly the effectivity of the vadose zone as a protective barrier. They have recognised mainly such parameters as thickness, soil and rock permeability and time of groundwater residence in the vadose zone. Additionally they apply the ranking sys-

tem, which, according to the authors of the paper, has precised the led valuation.

Experience acquired during preparation of the maps of vulnerability of the Triassic aquifers, indicates also usefulness of groundwater level monitoring, correlated to atmospheric precipitation, springs yield as well as groundwater inflows into mines. The detailed recognition of parameters of the hydrogeological environment of Zn-Pb ore mining areas, characterised by high-degree alteration of natural hydrogeological conditions, is also advisable. The comprehension of hydraulic structure of the vadose and phreatic zones and their transmissivity is essential. Both the distribution of transmissivity as well as the flow velocity can be found by mathematic modelling (Witkowski et al., 1997).

References

- Adamczyk Z., Motyka J., 2000: Rozwój dopływów wody do kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza. *Prz. geol.*, **48**, 2: 171–175.
- Adams, B., Foster S.S.D., 1992: Land-surface zoning for groundwater protection. *Journ. Inst. of Water and Environm. Managem.*, **6**: 312–320.
- Albinet, M., Margat J., 1970: Cartographie de la vulnérabilité à la pollution des nappes d'eau souterraine. *Bull. BRGM*, 2eme serie, **3**, 4: 13–22.
- Aller L., Bennet T., Lehr J.H., Petty R.J., Hackett G., 1987: DRASTIC: a standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings, U.S. Environmental Protection Agency, Ada, OK, EPA/600/2-87-036: 1–455.
- Andersen L.J., Gosk E., 1989: Applicability of Vulnerability Maps. Geological Survey of Denmark. Ministry of the Environment. *Env. Geol. Water Sci.* **13**, 1: 39–43.
- Avias J., 1994: A Methodological Approach of Karstic Aquifers. "Vulnerability Mapping" in Karstic Areas from the Experience of "Source de Lez" Karstic Basin Vulnerability Map. In: *Hydro-geological Aspect of Groundwater Protection in Karstic Areas*. Eds. Crampon N., Bakalowicz M. Montpellier-Millau Workshop 1994. France: 129–135.
- Civita M., 1990: La valutazione della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. *Proc. 1st Conv. Naz. "Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee: Metodologie, Technologie e Obiettivi"*. Marano sul Panaro, **3**: 39–86.
- Civita M. et al., 1990: Carta della Vulnerabilità degli acquiferi carsici delle Alpi Apuane. *Proc. 1st Conv. Naz. "Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee: Metodologie, Technologie e Obiettivi"*. Marano sul Panaro, **2**: 465–468.
- Civita M. et al., 1991: Carta della Vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi delle Alpi Apuane. *Mem. explic. Monography G.N.D.C.I.–C.N.R.*, No. 399, 56 p.
- COST Action 620, 1998: Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) aquifers. Liege, Belgium, 12–13 March 1998.
- Dassargues A., Brouyere S., 1997: Are deterministic numerical models helpful to delineate groundwater protection zones in karstic aquifers?, In: *Karst waters & Environmental Impacts*. Eds. Gunay G., Johnson A.I. Rotterdam: A.A. Balkema: 109–116.

- Doerfliger N., Zwahlen F., 1995: Karst groundwater protection. National report from Switzerland. In: COST action 65, Final report, EUR 16547EN: 279–304.
- Doerfliger N., Zwahlen F., 1997: EPIK: a new method for the delineation of protection areas in karstic environment. In: Karst waters & Environmental Impacts. Eds. Gunay G., Johnson A.I. Rotterdam: A.A. Balkema: 117–123.
- Evans B., Myers W., 1990: A GIS-based approach to evaluating regional groundwater pollution potential with DRASTIC. *Journ. of Soil and Water Conserv.* **45/2**: 242–245.
- Foster S.S.D., 1987: Fundamental concepts in aquifer vulnerability, pollution risk and protection strategy. In: Vulnerability of soil and groundwater to pollutants. Eds. Du-ijvenbooden van W., Waegeningh van H.G. TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, Proceedings and Information, No. 38: 69–86.
- Gilewska S., 1963: Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina. PAN. Inst. Geografii. *Prace Geograficzne*. Nr 44. Warszawa: Wyd. Geol., 135 p.
- Kleczkowski A.S., 1990: Objasnienia mapy obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1 : 500 000. Kraków: Inst. Hydr. i Geol. Inż. AGH.
- Kleczkowski A.S., Kryza J., Paczyński B., Płochniewski Z., Poprawski L., 1991a: Przegląd sposobów kartograficznego przedstawienia zagrożenia i ochrony wód podziemnych. CPBP 04.10. Wyd. SGGW–AR w Warszawie, 56, 109–121.
- Kleczkowski A.S., Myszkowski J., Pyrich J., 1973: Projekt mapy stanu zagrożenia i ochrony wód. *Techn. Poszukiwań*, **12**, 45–46.
- Kleczkowski A.S., Paczyński B., Płochniewski Z., Witczak S., 1991b: Koncepty ochrony zbiorników i poziomów wód podziemnych w Polsce – założenia i rezultaty dotychczasowych badań. CPBP 04.10. Warszawa: Wyd. SGGW–AR, **56**: 91–97.
- Kowalczyk A., Idziak A., 1996: Some aspects of a hydrodynamic behaviour of the Triassic carbonate aquifer of the northern part of Upper Silesia, Poland. *Intern. Conference on Karst – Fractured Aquifers – Vulnerability and Sustainability*, Katowice–Ustroń 65–82.
- Kowalczyk A., Kropka J., Rózkowski A., Rubin K. 1996: Rozpoznanie, zagospodarowanie i zasoby wód podziemnych wybranych zbiorników triasu górnośląskiego. *Prz. Geol.*, **44**, **8**: 827–833.
- Kowalczyk A., Witkowski A. 1997: Determination of specific yield of a carbonate aquifer by analysis of discharge curves for well and springs and laboratory tests. In: *Proceed. 5th Intern. Symp. and Field Seminar on Karst Waters and Environ. Impacts*. Turkey 10–20, September 1995. A.A. Balkema: Rotterdam: 365–370.
- Kowalczyk A. et al., 1998: Dokumentacja hydrogeologiczna dla ustanowienia zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych „Staszic” w Reptach Śląskich. *Maszynopis. Arch. ZBU Intergeo Sosnowiec*.
- Kowalczyk et al., 1999: Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych Bibiela. *Maszynopis. Arch. ZBU Intergeo. Sosnowiec*.
- Kropka J., 1996: Drogi krążenia, zasoby i zagospodarowanie wód podziemnych w triasowym zbiorniku Bytom w warunkach aktywnej działalności górnictwa. *Prz. Geol.*, **44**, **8**: 845–849.
- Kropka J., Respondek J., 2000: Problemy hydrogeologiczno-górnictwa systemu centralnego odwadniania wyrobisk górniczych zlikwidowanych kopalń rud cynku i ołowiu w niecce bytomskiej. *Prz. Geol.*, **48**, **8**: 727–735.
- Macioszczyk T., 1999: Czas przesączania pionowego wody jako wskaźnik stopnia ekranowania warstw wodonośnych. *Prz. Geol.*, **47**, **8**: 731–736.
- Malik P., Fendek M., Vrana K., Witkowski A., 1998: Groundwater vulnerability map of the Muranska Planina Plateau. In: *Gamgling with groundwater – physical,*

- chemical, and biological aspects of Aquifer-Stream Relations. Proc. of the Joint Meeting of the XXVIII Congress of the IAH and the Annual Meeting of the AIH, Las Vegas. Paul, USA: Americ. Institute of Hydrog.: 623–628.
- Margat J., 1968: Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution. Bases de la cartographie. BRGM, 68 SGL 198, HYD. Arch. BRGM. Orleans, France.
- Margat J., 1991: La vulnérabilité des eaux souterraines aux pollutions, conception-estimation-cartographie. Paris: EEC Institut Européen de l'eau, 11 p.
- Mijatović B.F., 1996: Assessment of ground water vulnerability in the karst and environmental protection. In: 30th IGC, Abstracts 3/3, Beijing, China, 320 p.
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. Zesz. Nauk. AGH. Nr 56, 109 p.
- Motyka J., 1998: A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeol. Journ.* 6: 469–482.
- Motyka J., Pulido-Bosch A., Pulina M., 1993: Wybrane problemy hydrogeologii krasowej w skałach węglanowych. „Kras i Speleologia”, T. 7(XVI). Katowice: Wyd. UŚ, 7–22.
- Motyka J., Rochowczyk F., Szuwarzyński M., 1996: Morfologia kavern w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej. „Kras i Speleologia”. T. 8(XVII). Katowice: Wyd. UŚ, 44–56.
- Pulina M., 1996: Kras – formy i procesy. Katowice: Wyd. UŚ, 375 p.
- Rózkowski A., 1993: Periglacial Waters within the Muschelkalk Aquifer in Southern Poland. „Kras i Speleologia”. T. 7 (XVI). Katowice: Wyd. UŚ, 23–28.
- Rózkowski A., ed., 1990: Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. CPBP 04.10. Warszawa: Wyd. SGGW–AR, 57, 123.
- Rózkowski A., Chmura A., Siemiński A., eds., 1997a: Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Prace Państw. Inst. Geol.* 159: 152 s.
- Rózkowski A., Kowalczyk A., Kropka J., Rubin K., Witkowski A., 1996a: Hydrogeology of Triassic Carbonate Complex Silesia-Cracow Monocline. Intern. Conf. Karst-Fractured Aquifers – Vulnerability and Sustainability. Katowice–Ustroń. Katowice: Wyd. UŚ, 205–221.
- Rózkowski A., Kowalczyk A., Witkowski A., 1996b: Występowanie, zasoby i użytkowanie zwykłych wód podziemnych w zlewni górnej Odry i górnej Wisły w zasięgu województwa katowickiego i bielskiego. *Prz. Geol.* 44, 8: 834–839.
- Rózkowski A., Rudzińska-Zapaśnik T., Siemiński A., eds., 1997b: Mapa warunków występowania, użytkowania, zagrożenia i ochrony zwykłych wód podziemnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. 1 : 100 000. Warszawa: PIG.
- Vrana M., 1984: Methodology for construction of groundwater protection maps. W: *Hydrogeological Principles of Groundwater Protection*. Ed. Kozlovsky E.A. Moskwa: UNESCO/UNEP, Vol. 1. 147–149.
- Vrba J., Zaporozec A., ed., 1994: Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability, IAH, International Contributions to Hydrogeology. Vol 16, 131 p.
- Wilcz Z., Motyka J., Józefko I., 1984: Investigations of some Hydraulic Properties of Karst Solution Openings and Fractures. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 54: 15–43.
- Witkowski A.J., Malik P., Fendek M., Vrana K., 1997: Koncepcja mapy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie dla obszarów krasowych na przykładzie płaskowyżu Muranskiej Planiny (Słowacja). W: *Współczesne problemy hydrogeologii*. T. 8, 491–494.

- (Ad-hoc) Working Group on Hydrogeology of the German Geological Surveys and others, 1994: Concept for the determination of the groundwater pollution vulnerability. Manuscript. Hannover, 28 p.
- Zaporożec A., 1989: Hydrogeologic mapping for groundwater protection. In: Recent Advances in Groundwater Hydrology. Ed. Moore J.E. et al. Minneapolis, MN: Amer. Institute of Hydrology, 588–597.

Andrzej Rózkowski, Andrzej J. Witkowski, Andrzej Kowalczyk

**Mapy podatności na zanieczyszczenia szczelinowo-krasowych zbiorników wód
podziemnych triasu monokliny śląsko-krakowskiej**

Streszczenie

Podstawowym źródłem zaopatrzenia miejsko-przemysłowej aglomeracji Górnego Śląska w użytkowe wody podziemne są triasowe szczelinowo-krasowe poziomy wodonośne. W ostatnich latach wykonano dla tego obszaru mapy hydrogeologiczne w skali 1 : 100 000 i 1 : 50 000, których istotnym elementem była ocena podatności triasowych poziomów wodonośnych na zanieczyszczenia antropogeniczne. Ocena podatności została określona czasem przesiąkania wód przez strefę wadyczną do strefy freatycznej. Obliczenia dokonane wzorami empirycznymi konfrontowano z wynikami badań izotopowych wód oraz obserwacjami reakcji źródeł, studni i zawodnienia kopalń na impuls zasilania.

Andrzej Rózkowski, Andrzej J. Witkowski, Andrzej Kowalczyk

**Carte de vulnérabilité des aquifères triasiques karstiques et fracturés
du monoclinial de Silésie-Cracovie**

Résumé

Les aquifères triasiques karstiques et fracturés constituent la principale source d'alimentation en eau profonde de l'agglomération urbaine et industrielle du bassin charbonnier de Haute Silésie. Durant les dernières années, des cartes hydrogéologiques au 1 : 100 000 et 1 : 50 000 ont été réalisées, permettant d'évaluer et de représenter la vulnérabilité des aquifères profonds. Cette vulnérabilité a été calculée à l'aide de formules empiriques prenant en compte le temps d'infiltration de l'eau et des polluants de la surface vers l'aquifère triasique. Elle a été confrontée avec les valeurs calculées de temps de résidence ainsi qu'avec les réactions aux impulsions des précipitations et de fonte des neiges enregistrées dans les sources, les puits et les entrées d'eaux dans les mines.

Received: October 2000.

Jacek Rózkowski*
Andrzej Kowalczyk**
Krystyn Rubin**
Jacek Wróbel**

Groundwater circulation balance, renewal and resources in the Cracow Jurassic karstic aquifer in the light of modelling study

Abstract: The paper presents the results of modelling study of groundwater aquifer in water-bearing formation in the southern part of Częstochowa E Main Groundwater Basin in range of Cracow–Częstochowa Upland, realized as KBN Project No 9T12B03514. The aim of modelling study was: determination of groundwater circulation system, calculation of groundwater balance, assessment of groundwater renewal and resources in the Upper Jurassic aquifer. A “pseudo-three-dimensional” model was constructed. It enclosed two aquifers: the first one, main – in the Upper Jurassic formation of the area of 652 km² and the second one – in the Triassic carbonate formation of the area of 313 km². MODFLOW program was applied for model construction and task realization. Groundwater runoff in the Upper Jurassic aquifer is formed almost entirely as a result of effective infiltration of precipitation. Such recharge within the study area determines 87% of the total runoff. Average effective infiltration of precipitation reaches 24% within the balance area in relation to the average annual precipitation from multiannual period. The basic elements of water drainage are the valleys of the four main rivers: Biała Przemsza, Dłubnia, Prądnik and Rudawa. They drain about 59% of the total runoff. Water vertical leakage to the lower Triassic aquifer, forced by drainage of the Olkusz ore mines, is manifested mainly within the Biała Przemsza river drainage basin. Intensity of the Upper Jurassic aquifer water renewal, defined as a total runoff modulus, varies in particular drainage basins from 4.85 to 6.06 dm³/s · km², while average value is 5.5 dm³/s · km².

* Department of Geomorphology, University of Silesia, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland.

** Department of Hydrogeology and Engineering Geology, University of Silesia, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, Poland.

Introduction

The paper presents the results of modelling study of groundwater aquifer in water-bearing formation in the southern part of Częstochowa E Main Groundwater Basin in range of Cracow–Częstochowa Upland (Fig. 1, 2), realized as KBN Project No. 9T12B03514.

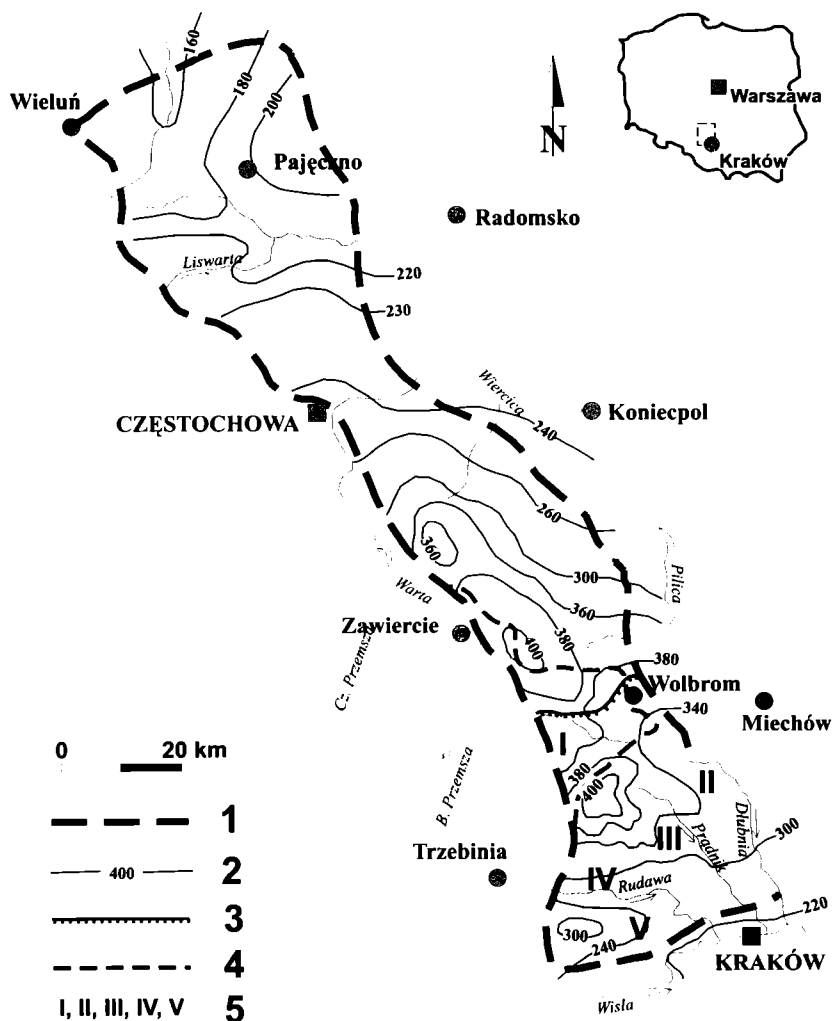


Fig. 1. Hydrogeological sketch of the Cracow–Wieluń Upland

1 – boundary of Cracow–Wieluń Jurassic region, 2 – groundwater contour of Upper Jurassic aquifer, 3 – boundary of the study area within Cracow Jurassic sub-region, 4 – boundary of Triassic main groundwater reservoir of Olkusz–Zawiercie, 5 – location of drainage basins within Cracow Upland sub-region: I – of the Biała Przemsza river, II – of the Dłubnia river, III – of the Prądnik river, IV – of the Rudawa river, V – of the Sanka river

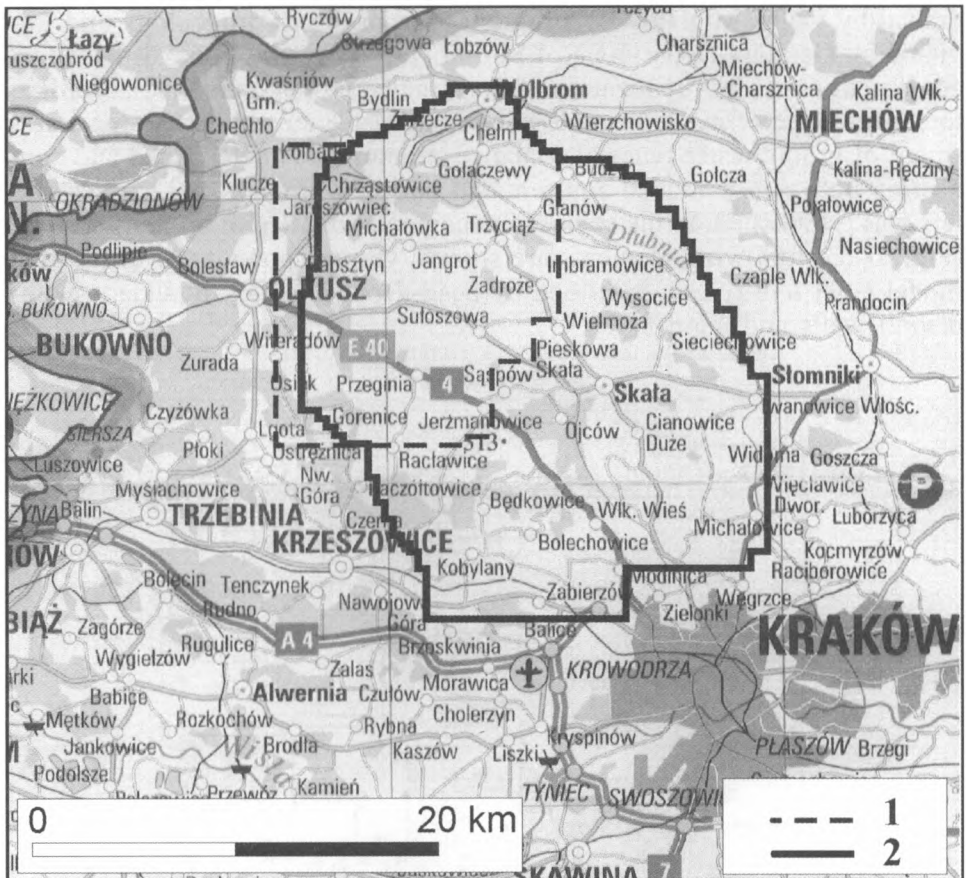


Fig. 2. Location of the model area

1 – boundary of the second model layer, 2 – boundary of the first model layer

The aim of modelling study was: determination of groundwater circulation system, calculation of groundwater balance, assessment of groundwater renewal and resources in the Upper Jurassic aquifer.

Within this modelling study a numeric model of the area of 703 km² was prepared. The constructed block model divides this area into 2606 computational blocks of 500 × 500 m each.

A “pseudo-three-dimensional” model was constructed. It enclosed two aquifers: the first one, main – in the Upper Jurassic formation of the area of 652 km² and the second one – in the Triassic carbonate formation of the area of 313 km². These aquifers are separated, in some part of the studied area, by clayey-mudstone complex of the Upper Triassic-Keuper formation and of the Lower and Middle Jurassic ones. Modelling was done for stable water flow conditions in the main layer of partly confined water table and in the second layer of confined water table shaped by current water with-

drawal by wells. MODFLOW program used in the Hydrogeology and Engineering Geology Department of Silesia University was applied for model construction and task realization. A constructed model calibrated according to current state of hydrodynamic conditions (1998 y) was a base for assessment of groundwater renewal. Balance structure was determined and connection between simulated aquifers and between ground- and surface waters was established. In the enclosed documentation map of modelling study (Fig. 3) the following elements are shown: vertical boundaries of the first model layer and rivers, described by head-dependent flux boundary, withdrawal wells and main faults.

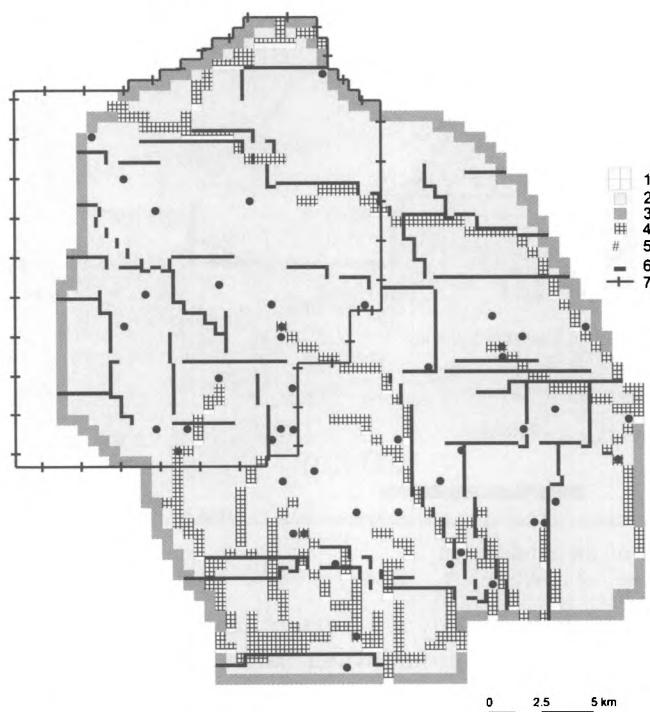


Fig. 3. Map of the first model layer

1 – model area, 2 – model cells with specified recharge intensity, 3 – cells with head – dependent flux boundary, 4 – cells at the river – aquifer contact (head – dependent flux boundary), 5 – cells with a given water withdrawal by wells (boundaries with known flux), 6 – horizontal flow – barriers representing main faults, 7 – boundary of the second model layer

Process of model identification included calibration: hydraulic conductivity, infiltration recharge intensity from atmospheric precipitation and lateral inflow or outflow in boundaries determined by head-dependent flux boundary as well as leakage coefficient of separating layer, hydraulic transmissivity of river beds and horizontal flow barriers simulating faults. The value of hydraulic conductivity in the first layer of model is from 0.01 to

10 m per day ($1.16 \cdot 10^{-7}$ – $1.16 \cdot 10^{-4}$ m/s) (Fig. 4). Coefficient of permeability of the second model layer was determined on the basis of the published archival results of pumping tests performed for the adjacent area (Motyka, 1988, 1998). Value of this coefficient for the model area was taken in the range from $1 \cdot 10^{-5}$ to $1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Recharge of the first layer by atmospheric precipitation determined by calibration process varies in the interval from 10 to 273 mm/y, with high values in interval 150–273 mm/y located in the upland areas (Fig. 5). Recharge of the second layer by atmospheric

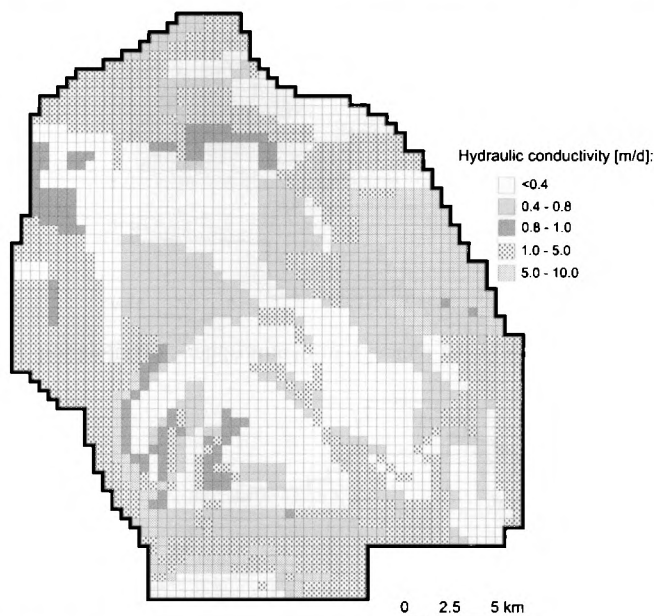


Fig. 4. Map of distribution of hydraulic conductivity (in m/day) in the first model layer

precipitation outside the first model layer was determined in the interval 73–273 mm/y. Hydraulic transmissivity of faults simulated in the model varies from 0.00005 to 0.1 [l/d]. Water table contours obtained by modelling is shown in Fig. 6.

Hydrogeological characteristics of the Upper Jurassic aquifer

The fissure-karst-porous Upper Jurassic aquifer within the Cracow Upland is hydrodynamically open and covers an area of the Upper Jurassic outcrops overlaid by Quaternary overburden and partly Cretaceous one. On the eastern

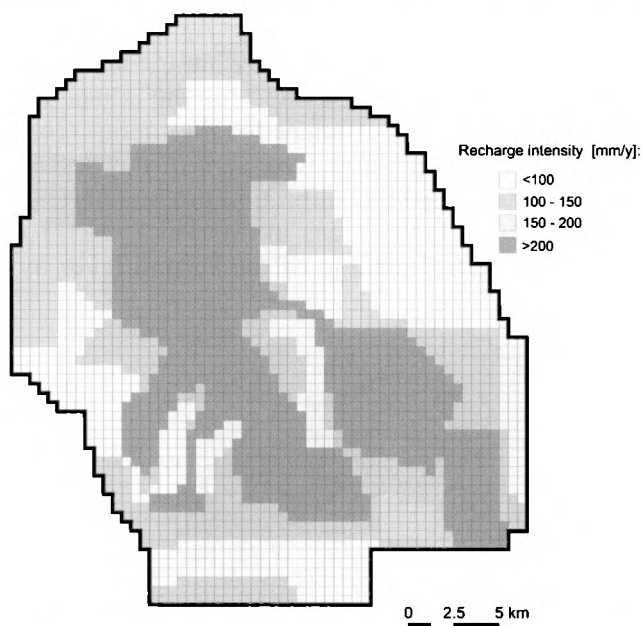


Fig. 5. Map of the first model layer recharge from atmospheric precipitation. Result of calibration

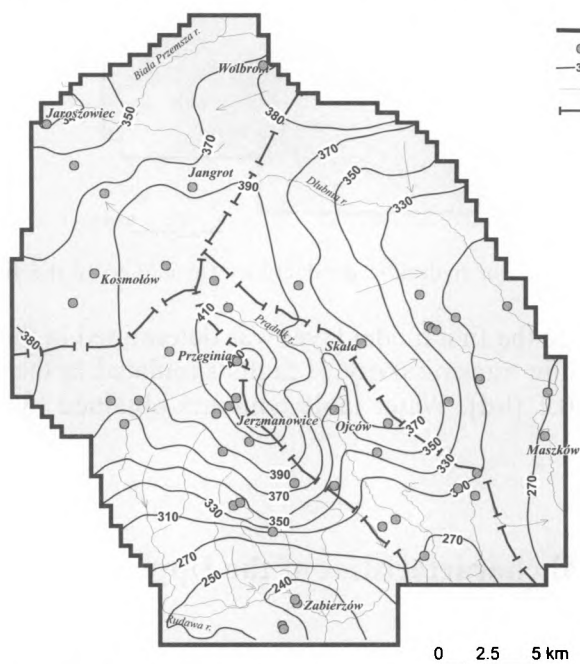


Fig. 6. Map of groundwater contours of the Upper Jurassic aquifer. Result of modelling
1 – boundary of the first model layer, 2 – wells, 3 – water table contour [m a.s.l.], 4 – direction of groundwater flow, 5 – boundary of the underground drainage basins

side, the aquifer is hidden under Cretaceous formation of Miechów syncline. Water-bearing rocks consist of cracked karstic massive, layered and chalky limestones. Thickness of the Upper Jurassic carbonate water-bearing formation is from about 50 to about 300 m. The Upper Jurassic aquifer constitutes one hydraulic system. Rate of fracturing and karstic processes, porosity of rocky matrix as well as aquifer recharge and discharge conditions influence transmissivity and retention of water in the Upper Jurassic carbonate aquifer. Open porosity from 0.6% to 18.9% (27.8%) with arithmetic mean 6.0% is characteristic for the Upper Jurassic limestone massif. Matrix porosity is a reason for high water retention and it plays a secondary role in water transmissivity. Cracks, fractures and karstic caverns appear to be the main flow paths of groundwater. Average velocity of water flow in cracked karstic massif is from several hundreds to over thousand m per year. Fracture porosity of limestones is from 0.12 to 2.25% and karst cavernosity in phreatic zone is from a fraction to several per cent. Values of filtration coefficient determined on the base of test pumping are from $2.3 \cdot 10^{-8}$ m/s to $6.5 \cdot 10^{-3}$ m/s while average value is $1.1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Yield of wells taking groundwater from the depth of 8–300 m is from 0.1 m³/h with depression 22.0 m to 120 m³/h with depression 5.8 m. The maximal yield is observed in tectonic dislocation zone where karst is developed (Rózkowski ed., 1990).

Hydrodynamic conditions

The hydrodynamic field pattern shows occurrence of three flow systems in the aquifer: regional, intermediate and local ones; the last two are dominant. Underground drainage basins of intermediate system are drained by river valleys. The plateau areas represent recharging areas and watersheds of local flow system whereas stream valleys which are tributaries of the rivers are drainage bases. Regional flow in the Upper Jurassic aquifer is directed to the east to Miechów syncline (Rózkowski ed., 1990).

A shape of groundwater table in the Upper Jurassic aquifer shows that the entire area of the model is divided into four partial groundwater drainage basins (Fig. 6) separated by watersheds of groundwater. This division in generally refers to the division into hydrographical drainage basins of four main rivers: Biała Przemsza, Dłubnia, Prądnik and Rudawa (Fig. 1). Their surfaces are accordingly: 157 km², 211 km², 98 km² and 186 km² (together 652 km²).

The maximal elevation of water table surface occurs in the central part of the model area. Hydraulic heads are 400 m above sea level. This is the

main area of the Upper Jurassic aquifer recharge. The drainage zones are connected with valleys of the four rivers mentioned. The lowest hydraulic heads, below 260 m a.s.l., generally occur in the southern part of the model area in the valleys of the rivers: Rudawa, Prądnik and Dłubnia.

Modelling verifies important leakance from the Upper Jurassic aquifer towards the Triassic aquifer below. Such situation is forced by decrease of water table in the Triassic aquifer connected with its dewatering by Zn-Pb ore mines in Olkusz vicinity. Moreover part of water inflows from the external aquifers. Scheme of groundwater circulation in the modelled aquifer is shown in Fig. 7.

Groundwater balance of the aquifer system

Balance of groundwater system is shown in Fig. 7. Total groundwater discharge from the Upper Jurassic aquifer is $310\,000\text{ m}^3/\text{d}$ and is equal to average drainage modulus i.e. $5.5\text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ($475.4\text{ m}^3/\text{d} \cdot \text{km}^2$). In prevailing part it is formed within the model boundaries. This run-off is recharged mainly by direct and indirect infiltration of atmospheric precipitation. Share of recharge from lateral inflow and seepage from the rivers is little and it is adequately about 11.7% and 1.3% of total run-off.

Recharge by infiltration of precipitation is about $269\,910\text{ m}^3/\text{d}$ ($4.8\text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$, $414\text{ m}^3/\text{d} \cdot \text{km}^2$). Average annual recharge is 151 mm/y which is about 21% of precipitation (about 716 mm/y).

Groundwater discharge in the model layer representing the Upper Jurassic aquifer is equal to total recharge and it is divided into four directions. About 58.7% of the total amount of groundwater is drained by rivers. Average modulus of water drainage into rivers is $3.2\text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ($279\text{ m}^3/\text{d} \cdot \text{km}^2$). Leakage of water to the Triassic aquifer is $83\,534\text{ m}^3/\text{d}$ and it equals 27% of total drainage. Water withdrawal by wells and drainage by springs makes up only 2.5%. About 11.8% of total discharge makes the lateral outflow from the system, mainly in the north-eastern part of the Upper Jurassic aquifer.

In case of the groundwater balance of the second layer representing water-bearing complex of the Triassic carbonate formation it is worth to mention that a great part of recharge the overlying the Upper Jurassic aquifer is forced by water drainage in mine workings in Olkusz ore region.

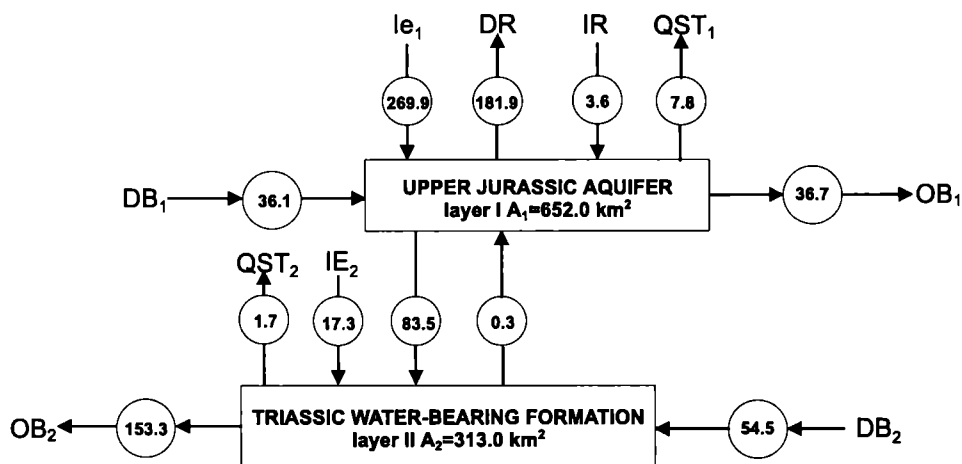


Fig. 7. Scheme of water-bearing system structure and groundwater balance according to modelling (in thousands of m^3/day)

IE – infiltration of precipitation, DR – water drainage by rivers, IR – seepage of water from rivers, QST – water withdrawal by wells, DB – lateral external inflow from another aquifers, OB – lateral outflow from aquifer

Renewal and resources of groundwater

Infiltration of atmospheric precipitation is the main source for groundwater renewal of the studied aquifer. Lateral external inflow is of secondary importance. Share of river water infiltration is insignificant. Share of effective infiltration is 87% in range of the total balance area and in the particular drainage basins is 74% to 99% (Table 1). Specified elements of groundwater balance constitute groundwater discharge from the total balance area as well as from the particular drainage basins. Therefore total groundwater flow through the Upper Jurassic aquifer is assumed to be actual annual renewable resources.

Results of renewal resources calculation for the total Upper Jurassic aquifer area and for particular drainage basins are shown in Table 1. Modulus values of recharge obtained from simulation were taken for calculation. Taking renewal modulus as $5.5 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ for the total balance area of 652 km^2 renewal resources were calculated in amount of $310\,000 \text{ m}^3/\text{d}$. Average index of renewable resources in a year is 173 mm and it makes 24% of average annual precipitation. This index taken on the base of atmospheric precipitation series from meteorological posts situated in the Ojców vicinity, for years from 1960 to 1989, is $P_{\text{avg.}} = 716 \text{ mm}$. Renewal of resources of four particular drainage basins is differentiated from 21% of precipita-

tion index in the Dłubnia river drainage basin to 27% in the Prądnik river drainage basin and as modulus it is adequately from 4.85 to 6.06 $\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$. Effective infiltration of atmospheric precipitation, which predominates in groundwater renewal process, is from 20% in the Dłubnia river drainage basin to 26% in the Prądnik river drainage basin.

Table 1

Groundwater resources of the Upper Jurassic aquifer

Drainage basin of the river	Surface	Groundwater discharge = Dynamic resources QD			Renewal from infiltration of precipitation QI			
		$[\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2]$	$[\text{mm}/\text{y}]$	$[\% p^*]$	$[\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2]$	$[\text{mm}/\text{y}]$	$[\% p^*]$	$[\% \text{ QD}]$
1. Biała Przemsza	157	5.72	180	25	4.94	156	22	87
2. Dłubnia	211	4.85	153	21	4.44	140	20	92
3. Prądnik	98	6.06	191	27	5.99	189	26	99
4. Rudawa	186	6.0	189	16	4.42	139	19	74
Model area of the Upper Jurassic aquifer	652	5.5	173	24	4.8	151	21	87

* $P_{\text{avg.}} = 716 \text{ mm}$.

The results of model study are convergent with other results obtained by different methods. According to E. Górc (1968) coefficient of effective precipitation infiltration in the Prądnik river valley is 25% and it is the same as underground runoff.

According to J. Orsztynowicz (1988) average multiannual coefficient of underground runoff from the years 1951–1980 for the study area is in range from 160 to 270 mm/year what corresponds with modulus values from 5.07 to 8.56 $\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$.

Estimated groundwater runoff in particular drainage basins is not the same as underground recharge of the rivers. The best example of it is drainage basin of the Biała Przemsza river where estimated underground runoff is 5.72 $\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ and water drainage by river is about 1.08 $\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$. Such limitation of the underground river recharge is caused by forced water leakage to the lower situated Triassic aquifer. Approximated value of the underground recharge of the Biała Przemsza river in this part of the drainage basin, i.e. 1 $\text{dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$, is given by J. Sawicki (2000) for the years 1989–1994.

Conclusions

1. Performed model study enabled the authors to verify the opinion about groundwater circulation system in the studied aquifer. As a result of the study, structure of groundwater balance and estimation of the balance constituent elements were obtained.

2. In configuration of hydrodynamic field of the Upper Jurassic aquifer within the study area four partial drainage basins representing separate sub-systems of groundwater circulation were distinguished. Their boundaries are generally similar to the boundaries of the topographic drainage basins of the rivers: Biała Przemsza, Dłubnia, Prądnik and Rudawa.

3. On the basis of the groundwater balance it was determined that groundwater runoff in the Upper Jurassic aquifer is formed almost entirely as a result of the effective precipitation infiltration. Within the study area this recharge reaches 87% of the total runoff.

4. Average effective precipitation infiltration in the balance area is 24% in relation to average annual precipitation from multiannual period. In particular drainage basins this coefficient varies from 20% to 26%.

5. The valleys of the four main rivers: Biała Przemsza, Dłubnia, Prądnik and Rudawa are the main elements of water drainage. They drain about 59% of the total runoff.

6. Vertical leakage to the lower situated Triassic aquifer, forced by mine drainage of the Olkusz ore area makes a significant part in the Upper Jurassic aquifer circulation system. This form of water drainage is manifested mainly within the Biała Przemsza river drainage basin.

7. Intensity of the Upper Jurassic aquifer groundwater renewal determined as modulus of the total runoff is insignificantly diversified between particular drainage basins in range from 4.85 to 6.06 dm³/s km². The average value of the renewal modulus is 5.5. dm³/s km².

References

- Goc E., 1968: Metodyka określania bilansu hydrogeologicznego na przykładzie doliny Prądnika. In: Mat. II Nauk.-Techn. Konf. Hydrogeol. i Geol. Inż. Gdańsk: 14 p.
- Motyka J., 1988: Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. In: „Zeszyty Naukowe AGH”. Geologia, 36.
- Motyka J., 1998: A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. Hydrogeol. Journ. 6, 4: 469–482.
- Orsztynowicz J., 1988: Średni i wieloletni odpływ podziemny z okresu 1951–1980. In: Atlas hydrogeologiczny Polski 1 : 500 000. Warszawa: PIG.

- Rózkowski A., ed., 1990: Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. In: Publ. CPBP 04.10. Z. 57. Warszawa: Wyd. SGGW-AR, 123 p.
- Sawicki J., 2000: Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. Wrocław: Oficyna Wyd. Politechniki Wrocławskiej.

Jacek Rózkowski, Andrzej Kowalczyk, Krystyn Rubin, Jacek Wróbel

Bilans krążenia, odnawialność i zasoby wód podziemnych zbiornika krasowego Jury Krakowskiej w świetle badań modelowych

Streszczenie

W artykule przedstawiono wyniki badań modelowych zbiornika wód podziemnych w utworach wodonośnych jury górnej południowej części GZWP Częstochowa E, w zasięgu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, zrealizowanych w ramach Projektu KBN Nr 9T12B03514. Celem wykonanych badań modelowych było określenie systemu krążenia wód podziemnych, zestawienie bilansu wód podziemnych, ocena odnawialności i określenie zasobów wód podziemnych poziomu wodonośnego jury górnej. Skonstruowano model „pseudotrójwymiarowy” obejmujący dwa poziomy wodonośne: pierwszy poziom, główny – w utworach węglanowych jury górnej, zajmujący powierzchnię 652 km^2 i drugi – w utworach węglanowych triasu o powierzchni 313 km^2 . Do budowy modelu i realizacji zadania wykorzystano program MODFLOW. Odpływ wód podziemnych w górnopolskim poziomie wodonośnym formuje się prawie wyłącznie w wyniku infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych; w granicach analizowanego obszaru zasilanie to stanowi 87% odpływu całkowitego. Infiltracja efektywna opadów atmosferycznych w obszarze bilansowym wynosi średnio 24% w stosunku do średniego rocznego opadu z wielolecia. Głównym elementem drenażu wód są doliny czterech największych rzek: Białej Przemszy, Dłubni, Prądnika i Rudawy; drenują one ok. 59% odpływu całkowitego. Znaczącą rolę w kształtowaniu się systemu krążenia i drenażu wód poziomu górnopolskiego stanowi wymuszone drenażem górniczym kopalń olkuskiego rejonu rudnego przesączanie pionowe wód do niższego poziomu triasowego. Ta forma drenażu wód manifestuje się głównie w obszarze zlewni Białej Przemszy. Intensywność odnawiania się wód podziemnych poziomu górnopolskiego, określona modułem odpływu całkowitego wykazuje nieznaczne zróżnicowanie pomiędzy poszczególnymi zlewniami w zakresie $4,85\text{--}6,06 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$; wartość średnia modułu odnawialności wynosi $5,5 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$.

Jacek Rózkowski, Andrzej Kowalczyk, Krystyn Rubin, Jacek Wróbel

Bilan des circulations profondes, renouvellement et ressources dans l'aquifère karstique du Jurassique de Cracovie, approche par modélisation

Résumé

Une étude de modélisation des circulations a été réalisée dans la partie méridionale du grand bassin de Częstochowa E, dans le secteur des hauteurs de Cracovie–Częstochowa, dans le cadre du projet KBN n° 9T12B03514. Les objectifs étaient: la détermination du système de circulations souterraines, la réalisation d'un bilan et l'évaluation du renouvellement des eaux profondes et des ressources de l'aquifère du Jurassique supérieur. Un modèle multicouche été réalisé à l'aide du programme MODFLOW. Il intègre deux aquifères: le principal dans la formation du Jurassique supérieur (652 km^2), et un second dans la formation carbonatée du Trias (313 km^2). Les circulations dans le Jurassique supérieur sont presque exclusivement alimentées par l'infiltration des précipitations qui contribuent pour 87% de l'écoulement total. La part de l'infiltration des précipitations, calculée sur une période pluri-annuelle, correspond à 24% des précipitations du secteur concerné. Les circulations s'effectuent principalement vers les quatre grandes vallées régionales (Biała Przemsza, Dłubnia, Prądnik et Rudawa) qui drainent environ 59% de l'écoulement total. Les fuites profondes vers l'aquifère triasique, accentuées par l'exhaure des mines d'Olkusz, se manifestent principalement dans le sous-bassin de la Biała Przemsza. L'intensité du renouvellement de l'aquifère du Jurassique supérieur, définie à partir du module d'écoulement total, varie de $4,85$ à $6,06 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ selon les sous-bassins, la moyenne étant $5,5 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$.

Received: June 2001.

Doniesienia naukowe

Scientific notes

Nadja Župan Hajna*

Weathering of cave walls in Krempljak, SW Slovenia

Abstract: Krempljak is a cave situated in karst area of Matarsko podolje in the south-west part of Slovenia. The cave lies close to the surface and it was formed in transition between Lower and Upper Cretaceous carbonate beds. In larger side passage Stranski rov all the walls are extremely weathered, from few millimetres to some centimetres in depth. Depth of the weathered zone depends on freshness of breakdowns. In this cave are particularly interesting alternation of weathered limestone laminas and calcite laminas which together form so called “waffle” structure. The main reason of limestone weathering in this part of the cave is probably corrosive moisture which has its origin in percolation water from the surface above the cave.

Introduction

Krempljak is 290 m long and 47 m deep cave with the entrance at an altitude of 492 m ($y = 5\,421\,955$, $x = 5\,048\,080$). The cave is situated in karst area of Matarsko podolje in the south-west part of Slovenia (Fig. 1).

The cave lies close to the surface and it was formed in transition carbonate beds between Lower and Upper Cretaceous (Šikić et al., 1972). The main tectonic structures in the area are in »Dinaric« direction (NW-SE) and in E-W direction. Cave generally follows these two tectonic directions. The entrance to the cave is about 20 m deep pit opened in fault zone in NW-SE direction. Thin bedded limestone in the cave passes from medium to dark grey. Beds dip toward NE with dip angle about 20°. Cave generally extends

* Karst Research Institute ZRC SAZU, Titov trg 2, 6230 Postojna, Slovenia.



Fig. 1. Location of the Krempljak cave

in E-W direction (Fig. 2). The main channel is transformed by many breakdowns of walls and ceiling. Breakdowns depend on stratification and on tectonic deformation of limestone beds. Significant are chunks in dimensions from 10×15 cm but also smaller and bigger exist. In the part where the main channel turns and dip to the NW a big accumulation of cryoclastic material is situated. The most interesting for research is larger side passage Stranski rov (Fig. 3). The ceiling of the passage is in level with limestone bedding plane and it is generally fissured in E-W direction. Walls of the passage are fractured by faults and fissures in NW-SE, E-W and N-S directions. Stalagmites, stalactites and columns follow these fissures. The breakdown of limestone plates from the ceiling is typical for the passage. Plates are formed by crumbling of cave ceiling along the micro-laminas in the limestone bed. Percolating water flows between laminas and push them apart.

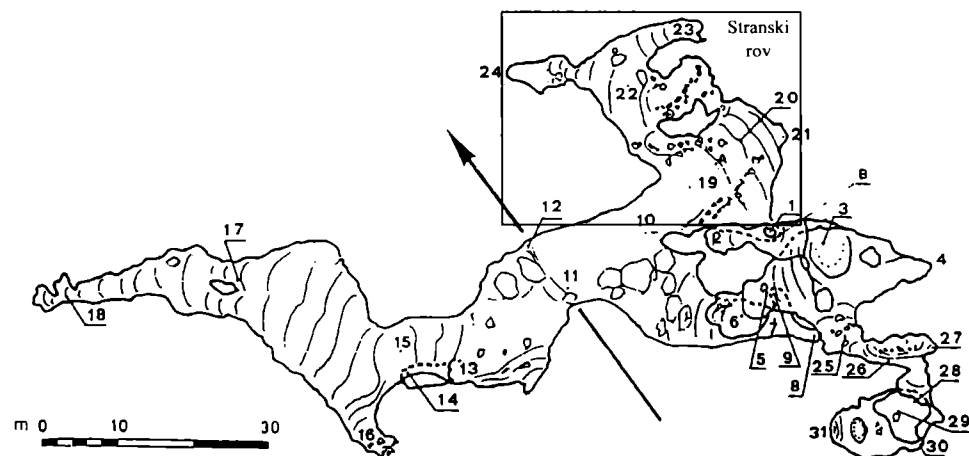
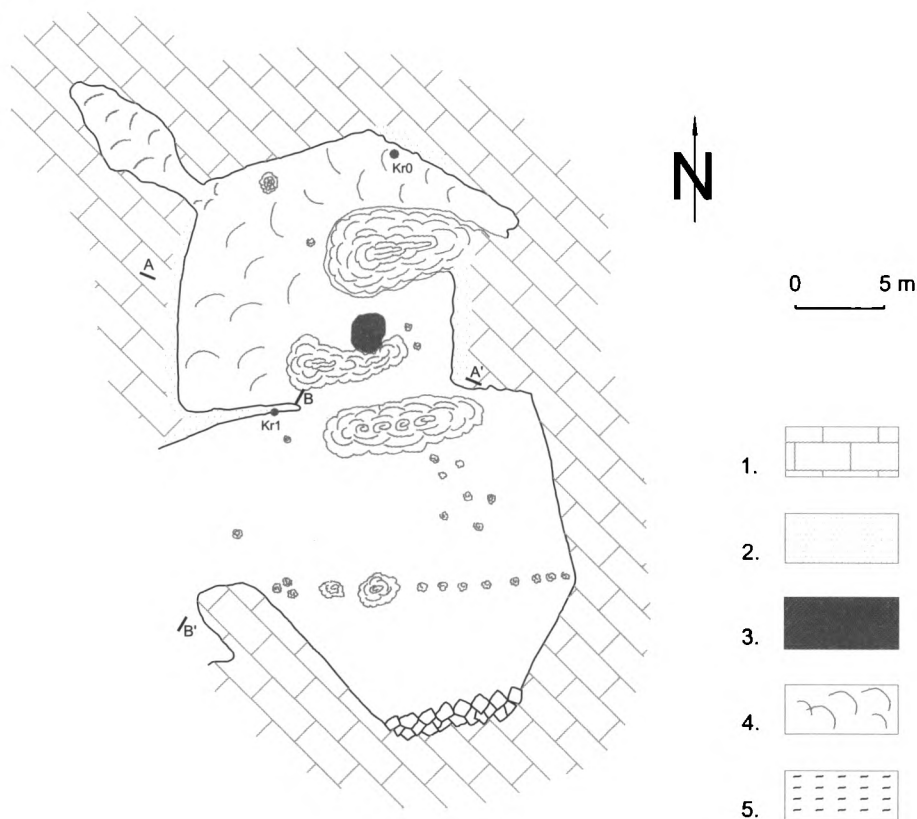


Fig. 2. Basic plan of Krempljak cave with marked Stranski rov passage

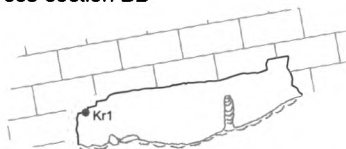
Plan



Cross-section AA'



Cross-section BB'



Draw: Franjo Droie, IZRK ZRC SAZU
October 2000

Fig. 3. Detailed ground plan of Stranski rov passage with two profiles A-A' and B-B' 1 – limestone, 2 – weathered zone, 3 – water, 4 – speleothems, 5 – fluvial deposits; Kr1 – weathered limestone, Kr0 – fluvial deposit

Usually in the openings calcite is precipitated in thin plates and this process intensifies the widening. At the passage floor there are also pieces of flow-stone plates grown up by limestone laminas which are fallen down from the ceiling. The temperature in the passage is almost constant all the year, it is 8,8°C. In the passage is a little flood loam, existing only at one place like

sandy loam material which is partly cemented. It covers the limestone bedrock which is very much weathered. In Krempljak cave it was found a particularly interesting form of weathered limestone. Soft completely weathered limestone laminas lie between solid secondary precipitated calcite laminas and together they form structure which looks like waffle.

Weathered limestone

In side passage Stranski rov all the walls are extremely weathered. Limestone beds are weathered from few millimetres to some centimetres in depth. On non-transformed walls weathered zone is thick and on fresh breakdowns the walls and ceiling are not weathered yet. Depth of the weathered zone depends on freshness of breakdowns. Ceiling is in level with limestone bedding plane and it is criss-crossed by several fissures. Between limestone laminas flowstone deposits as well as at the surface area of limestone bed. Due to latter weight and due to the above flowstone plates the bonds between laminas are weakened and plates fall down. Ceiling of the passage is frontally weathered. In some places the weathered limestone is covered by brown crust of flowstone which could be corroded after some time. Degree of weathering decrease from the limestone surface towards limestone bed. Weathered limestone laminas and calcite laminas together form so called »waffle« structure where weathered limestone is soft and usually wet (depends on rainfall) and calcite laminas are solid. These two layers can alternate many times some centimetres in the depth (Fig. 4). If percolation water is no more corrosive the precipitation of flowstone may occur in pores. In that case the weathered part of limestone becomes solid again (some kind of cementation) and where the flow of coming water is stronger the sodastraw stalactites grow.

On the cave walls the weathered zone of limestone is more homogeneous and it is passed from weathered zone to fresh in few steps. Weathered limestone is white in colour and soft. Fresh limestone during the weathering first pass to slightly uncoloured zone which is much more light in colour but nonporous and then pass to much more weathered zone which is completely uncoloured (white) and also highly porous. Weathering is forced along the fissures and interfere with calcite veins and plates but if the impact of corrosive moisture is long enough also these veins and plates weather. So in limestone weathered zones pass from wholly weathered limestone to fresh one through few steps of weathering. Fresh limestone at first becomes slightly discoloured and after progressive weathering limestone becomes entirely white and porous.



Fig. 4. Fragment of weathered cave wall (width of the photo suits to 14,5 cm)

Between solid calcite plates (flowstone) the limestone laminas are weathered in different degree. The upper limestone lamina is soft and wet. The calcite crust which covered the weathered limestone is corroded in some places but not in between limestone laminas

Methods and results

To determine the process on cave walls some field and laboratory analyses were done. It is obvious that weathering of limestone is going on and not the precipitation of calcite crusts.

Mineral and chemical composition were determined by complexometry and by *x*-ray powder diffraction method. For the analyses samples were divided into three different groups: the weathered part (zone A), uncoloured part (zone B) and fresh (no weathered) limestone (zone C) (Fig. 5). Example of sample Kr1 taken from wall of Stranski rov is discussed in this note. For the comparison of mineral composition sandy fluvial deposit from the cave (Kr0) was also analysed.

Mineral composition of sample Kr1 in fresh limestone of zone C is 98% calcite and in traces are clay minerals and quartz. Weathered limestone zone A is composed of 99% calcite and in traces are clay minerals. Weathered part of limestone is more pure than fresh part. Comparison between the mineral composition of fresh and weathered zone of the same limestone sample Kr1

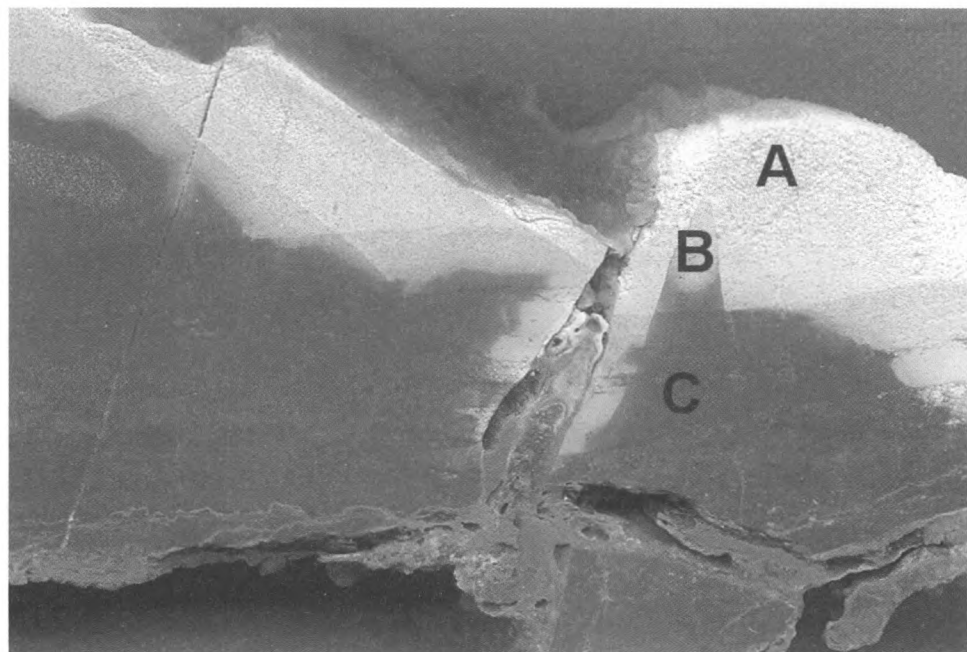


Fig. 5. Section of weathered limestone sample Kr1 (width of the photo suits 7 cm). Weathering is forced along the fissures and interfere with calcite veins

A – weathered zone, B – discoloured zone, C – fresh limestone

does not indicate almost any difference. Only that the weathered part of limestone is slightly purer than the fresh part.

Sandy fluvial deposit is composed of 90% quartz, 8% of clay minerals and with some feldspars in the traces. It is clearly different in mineral composition like weathered part of limestone. So it can't be insoluble residue of limestone and it has different origin. Mineral composition of sandy material in the cave floor does not indicate any genetic connection with limestone weathering and weathering residue.

Chemical composition of weathered limestone sample defined by complexometry indicates following composition (Table 1).

Table 1

Results of complexometry investigations

Sample	CaO [%]	MgO [%]	Calcite [%]	Dolomite [%]	Carbonates – total [%]	Insoluble residue [%]	CaO/MgO
Kr1 A	52.77	0.48	92.97	2.21	95.18	4.82	109.94
Kr1 C	51.87	0.93	89.29	4.24	94.53	5.47	55.77

Kr1 A – sample from weathered zone, Kr1 C – sample from fresh part of limestone

- Zone A (weathered part): 52.77% of CaO; 0.48% of MgO; and calculated 92.97% of calcite; 2.21% of dolomite, 4.82% of insoluble residue and CaO/MgO ratio 109.94;

and for

- Zone C (fresh part): 51.87% of CaO; 0.93% of MgO; and calculated 89.29% of calcite; 4.24% of dolomite, 5.47% of insoluble residue and CaO/MgO ratio 55.77.

Complexometry results stress out that percentage of CaO is slightly higher in weathered part than in fresh part of limestone. The most characteristic result is that the percentage share of MgO in weathered limestone is lower than in fresh one. It is also seen that percentage of insoluble residue is higher in no weathered part of limestone which is suppressing.

Discussion

The weathered zone of limestone is almost identical to the parent rock in its mineral and chemical composition yet it is much more porous. In this particular cave in the weathered limestone was less of insoluble residues than in fresh limestone – that is not very common but in special environment may occur. The main reason of limestone weathering in this part of the cave is corrosive moisture (Davis & Mosch, 1988) which has its origin in percolation water from the surface above the cave. I have no evidence that passage was filled up by fluvial sediments and that moisture from the sediment was the main corrosive agent. During the weathering the processes of selective dissolution is going on and the dissolution is not complete. Also the cleaning of limestone is presented.

For the conclusion it is necessary to point out that the rest of limestone dissolution in this example is “soluble” residue, which is much more pure than no weathered limestone.

References

- Šikić D., Pleničar M., Šparica M., 1972: Osnovna geološka karta SFRJ, list Ilirska Bistrica, 1 : 100 000. Beograd: Zvezni geološki zavod Beograd.
- Davis G.D., Mosch C., 1988: Pebble indentations: A New Speleogen from a Colorado Cave. Bulletin of the National Speleological Society, Huntsville, 50: 17–20.

Nadja Župan Hajna

Wietrzenie ścian jaskini Kremljak w południowo-zachodniej Słowenii

Streszczenie

Jaskinia Kremljak jest usytuowana w rejonie krasowym Matarsko Podolje w południowo-zachodniej części Słowenii. Znajduje się blisko powierzchni w strefie przejściowej między warstwami skał węglanowych dolnej i górnej kredy. W większym, bocznym korytarzu Stranskiego Rovu wszystkie ściany są silnie zwietrzałe – do głębokości od kilku milimetrów do kilku centymetrów. Głębokość strefy zwietrzenia zależy od generacji zawalisk. W jaskini tej szczególnie interesujące są przeobrażenia zwietrzałych warstewek wapiennych i kalcytowych, które razem tworzą tzw. strukturę „wafłową”. Główną przyczyną wietrzenia skał wapiennych w tej części jaskini prawdopodobnie jest korozyjność wilgoci związanej z perkolacją wód z powierzchni do wnętrza jaskini.

Nadja Župan Hajna

Altération des parois dans la grotte de Kremljak, SO de la Slovénie

Résumé

La grotte de Kremljak se localise dans le secteur karstique du Matarsko podolje, dans la partie sud-occidentale de la Slovénie. La cavité se développe à faible profondeur entre les niveaux du Crétacé inférieur et supérieur. Les parois des diverticules les plus larges du réseau Stranski sont extrêmement altérées, sur des profondeurs allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres. L'épaisseur du front d'altération dépend de l'ancienneté des écoulements. On observe des structures particulières «gauffrées» (*waffle*), liées à l'alternance répétée de lamines de calcaire altéré et de calcite plus saine. La cause la plus probable de l'altération du calcaire dans cette partie-ci de la cavité serait l'agressivité de l'humidité provenant de l'infiltration superficielle à l'aplomb de la grotte.

Received: March 2001.

Jelena Calić-Ljubojević*

Karst of the Danube Gorge (Iron Gates)

Abstract: A general review of karst features in the area of the Danube Gorge, as well as the short description of geological setting and geomorphologic evolution of the region, are given in the paper. Among all surface and underground karst forms in the whole gorge, both on Yugoslav and Romanian side of the Danube, the most characteristic are those on Miroc Mountain, on which are situated five out of seven deepest caves in Serbia. All those caves are developed along the contacts of non-carbonate rocks and limestone, on western and eastern part of Miroc Mt. They are permanently or periodically active ponors (stream-sinks). Hydrological changes (higher water table, drowned springs), caused by the formation of the artificial lake in the gorge, in 1971, are discussed as well.

Location and general characteristics

The Danube Gorge is situated in the mountain range of the Carpatho-Balkanides, between two large basins – Pannonian on the west and Dacian on the east (Fig. 1). Carpatho-Balkanides stretch from Romania (Carpathian Mountains) to Yugoslavia; turn to southeast and continue to Bulgaria (Balkan Mountain). The whole Danube Gorge, which is nearly 100 km long, actually consists of several parts. There are four gorges (Golubacka Klisura, Gospodjin Vir, Kazan, Sipska Klisura), developed in rocks which are more resistant to erosion, and three wider parts (near Liubkova, Donji Milanovac and Orsova). The Kazan Gorge is the narrowest part, only 150 m wide, with water depths of more than 80 m, which are among the biggest river depths

* Geographic Institute „Jovan Cvijić” SANU. Djure Jaksica 9, 11 000 Belgrade, Yugoslavia.

in Europe. Initially, the name Iron Gates referred only to the Sipska Klisura, but later on, it began to be used for the whole Danube Gorge. In Yugoslavia, the name for the Danube Gorge is Djerdap, and it is a National Park.



Fig. 1. Location of the Danube Gorge

Geological setting of the area is rather complex. Limestones occupy broader parts of the terrain in the southern (Yugoslav) part of the Gorge, and are mainly of the Upper Jurassic (Malmian) age, while other rocks are Palaeozoic schists, Cretaceous sandstones, etc. Down cutting of the canyon of the Boljetinska Reka, which is a geological reserve, revealed distinctive profiles with beds of quartzporphyres, red ferruginous limestone, and greenish sandstones with intercalations of conglomerates. Geological composition of the northern side of the Gorge, which belongs to Romania, is more heterogeneous. Rocks of various ages and of various types are situated on a relatively small area, making a complex mosaic. Limestones of Miroc Mt. extend to the other side of the Danube, but end up immediately after that. On the other hand, the narrow karst of Djevrinska Greda ("greda" = ridge), on the east of Miroc karst, stretches to Romania and becomes much wider. Similar situation is characteristic also for karst near Golubac and Moldova Nuoa, in the most upstream part of the Gorge. The area of the Danube Gorge is still being tectonically uplifted. The orientation of structures is mainly NNE-SSW, and one of the most prominent faults is so-called Porec fault, which influenced formation of the Kazan Gorge.

Genesis of the Danube Gorge

During the Upper Oligocene and Lower Miocene, the Pannonian basin was tectonically downthrown, simultaneously with the intensive uplift of the mountain ranges of the Carpatho-Balkanides, the Dinarides and the Alps. Those movements (as well as other movements on the east) helped the formation of the Paratethys, situated to the north of the Tethys and stretching from the Vienna basin on the west to the Caspian and Aral lakes on the east. At that time the Pannonian basin was filled up with water (so-called Pannonian Sea). Dacian basin, which lies to the east of the Pannonian basin (on the opposite side of the Carpatho-Balkan mountain range), was also filled with water. Although not permanently connected, Pannonian Sea and Dacian Sea were communicating most of the time during their existence. In the Upper Pliocene, the water of the Pannonian Sea began to flow out of the Pannonian basin, to the Dacian basin, through the strait, which is today the Danube Gorge. Simultaneously with the intensive uplift of the Carpatho-Balkanides, the outflow of the Pannonian Sea was entrenching into the mountain range. That meant forming of the important part of the Danube river system, which developed after complete withdrawing of the Pannonian and Dacian Sea (during the Pleistocene, about 600 000 years ago).

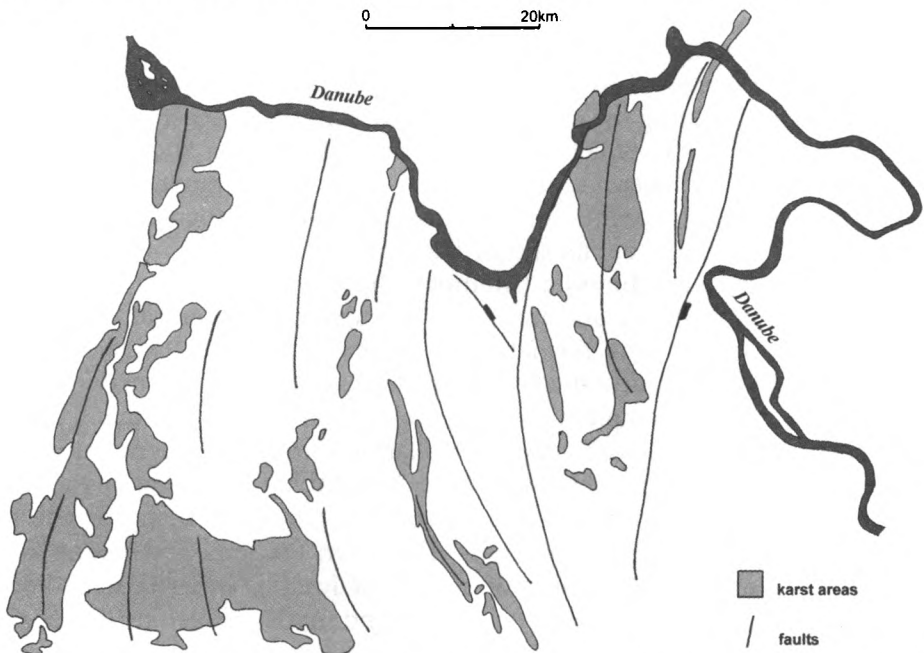


Fig. 2. Distribution of karst in the Danube Gorge area. After Lj. Menković, 1995

There is also another interesting theory on the genesis of the Gorge, elaborated by Lj. Menković and M. Kosćal (1997), which says that the present Kazan Gorge was preceded by an underground canyon – a cave whose roof collapsed in the Upper Miocene. A strong underground flow formed cavities of immense dimensions and in that way represented an underground connection between Pannonian and Dacian Sea. That kind of connection was possible in the Kazan area thanks to its carbonate composition. Other parts of the Danube Gorge (Fig. 2), with non-carbonate lithologies, were formed in accordance with the tectonic pattern (“Practically, the link between Pannonian and Dacian Basin never broke up – it was always present, in the labyrinth of faults of the Carpatho-Balkanides, even only for filtration through tectonically fractured zones”; Menković, Kosćal, 1997). If we accept as a premise that the Kazan Gorge was initially a cave passage of great dimensions, it can be concluded that its deepest parts (present water depths of more than 80 m, as mentioned above) are not giant potholes formed by whirlpool mechanical erosion, as in the “classical” theory, but strong siphon risings, as parts of the karst drainage system.

Karst Morphology

Although there are several karst areas next to the Danube Gorge, the most prominent one is that of Miroc Mountain, situated on the southeast side of the Kazan and covering the area of about 130 km². Its highest peak is Veliki Strbac, at 768 m a.s.l., which represents the highest point above Kazan, on the top of the very steep, at some places vertical escarpments.

Miroc Mt. is an anticline form, whose axis plunges towards north. The core of the anticline is composed of Palaeozoic schists and of magmatites, above which there are Jurassic (Malmian) limestones and, as the youngest rocks, Cretaceous shales and marls. In the uppermost, central part of the anticline, the Cretaceous formation has been washed away, leaving the underlying Jurassic limestone on the surface. The most extensive part of Miroc Mt. is a karstified plain at average elevation of 400–500 m a.s.l., with numerous dolines and shrub vegetation. Karren forms are present only in the uppermost parts of the peak Veliki Strbac. Vertical karstification on the plain is not particularly deep because the carbonate sequence, being on the top of the anticline, is of small thickness. However, the most interesting karst features are situated in the zones of contact of Jurassic limestones and non-carbonate rocks (mainly Cretaceous shales and marls, as well as Palaeozoic schists). The main characteristics of the contact zone are blind valleys ending in stream-sinks of periodic streams.

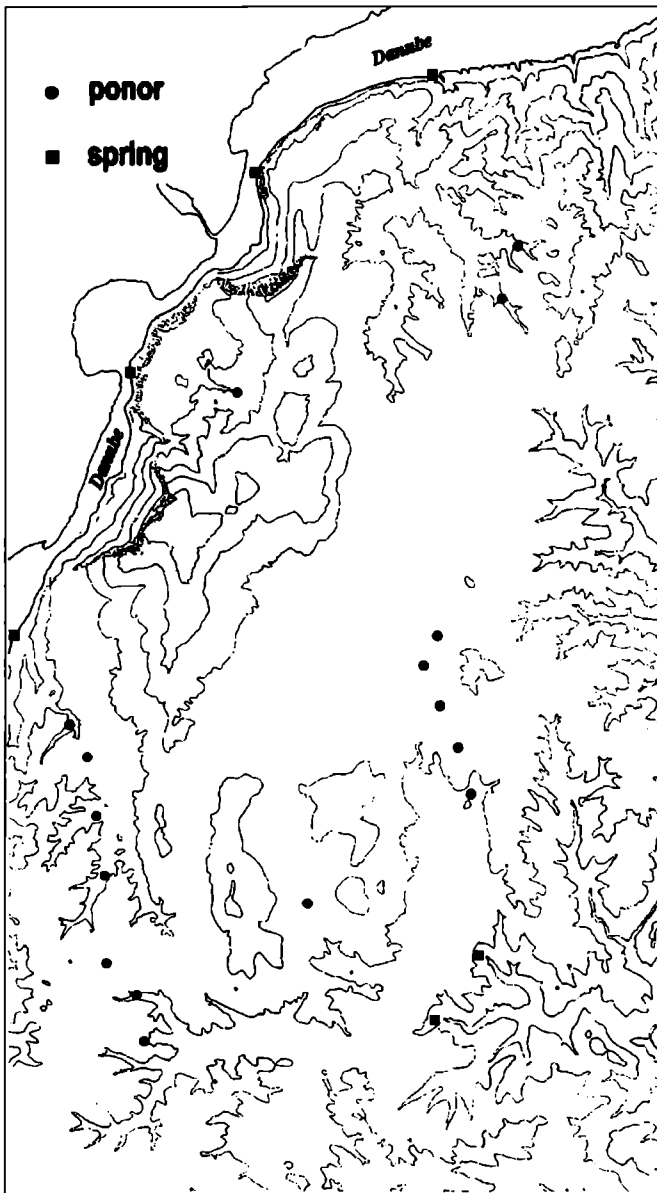


Fig. 3. Stream-sinks and springs of Miroc karst

Most of the stream-sinks are cave entrances, especially on the western contact zone, which abounds in deep and long caves (Zlokolica et al., 1996), thanks to greater thickness of carbonates on the limbs of the Miroc anticline. Out of seven deepest caves in Serbia, five are located on Miroc Mt., and most of them have, besides their depth, also a significant horizon-

tal development. The deepest cave on Miroc Mt., and second deepest in Serbia, is Jama u Lanistu, with the depth of 272 m. It is situated on the western contact zone, as well as other deep caves: Rakin Ponor (–256 m) – Fig. 4, Ibrin Ponor (–239 m) – Fig. 5, Buronov Ponor (–187 m) and Suvi Ponor (–133 m).

The deepest cave of the eastern contact zone is Nemacki Ponor, with the depth of 210 m. It is also the longest cave on Miroc Mt. (3700 m). Generally, the caves are of cascading type and directions of the passages are prevailing northwards. Present morphology of the passages is mostly vadose (underground canyons downcut by vadose entrenchment), but at some pla-

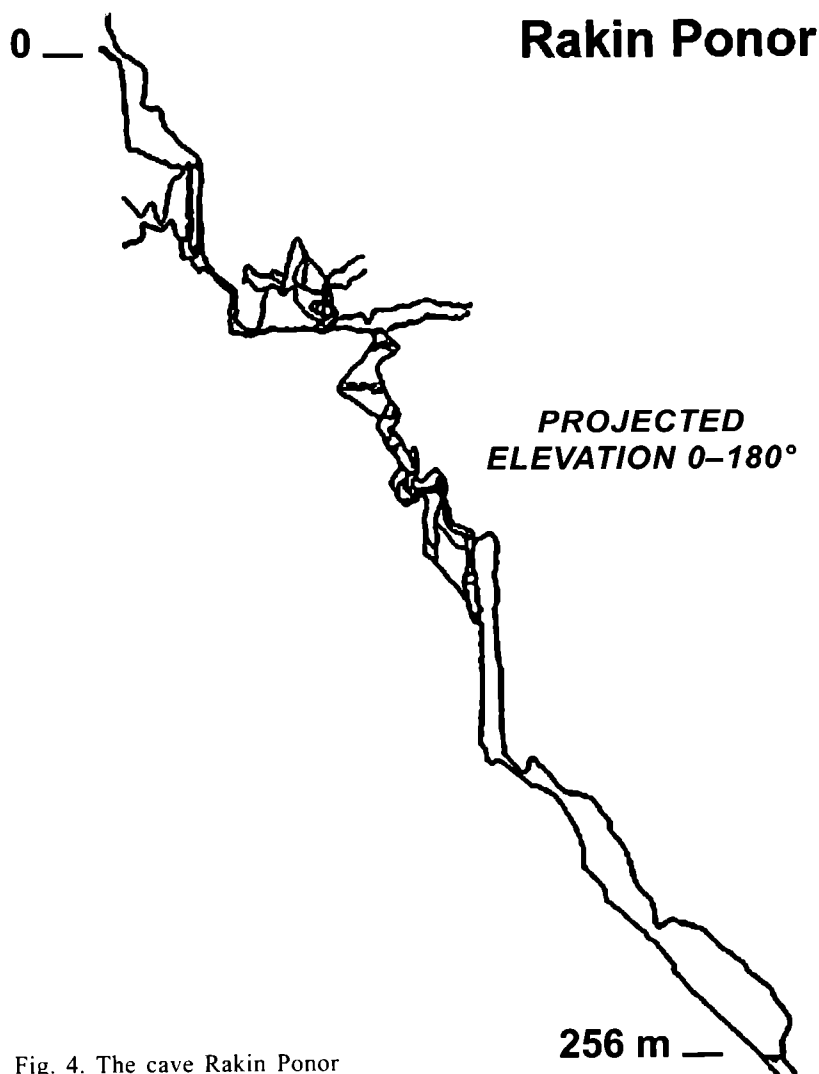


Fig. 4. The cave Rakin Ponor

Ibrin Ponor

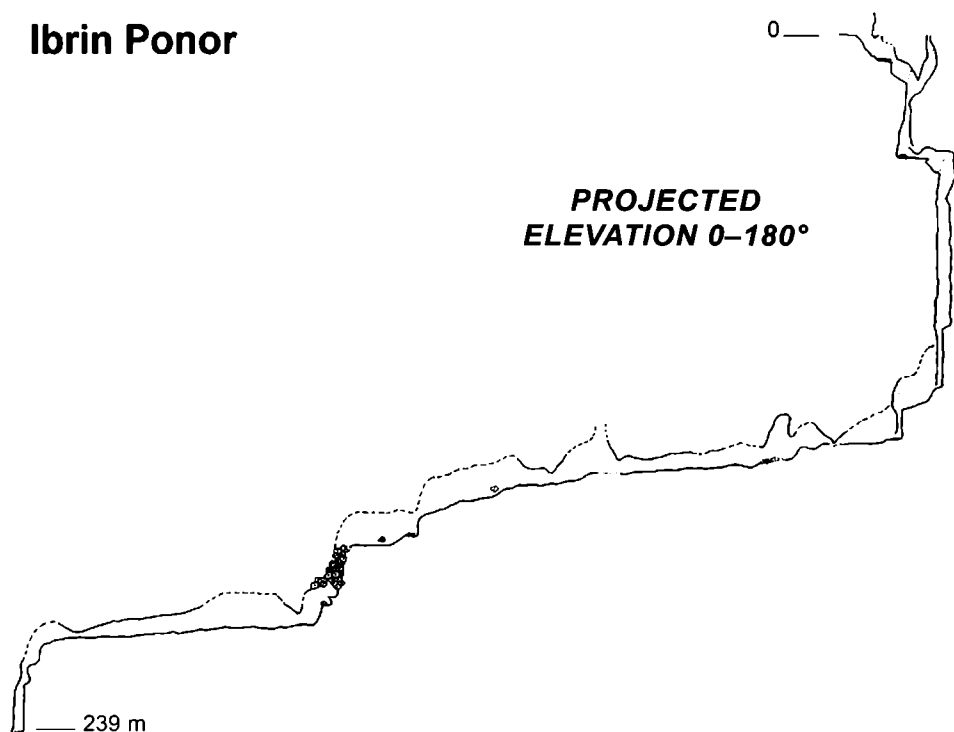


Fig. 5. The cave Ibrin Ponor

ces phreatic morphology is well preserved (for example, the terminal part of the Rakin Ponor cave, which is a tube with a siphon on its end). The longest cave on the other side of the Danube, i.e. on the small portion of limestone that is a continuation of the Miroc karst, is Pestera de la Gura Ponicevei. It is a tunnel cave, whose outflow part leads directly to the Kazan Gorge.

To examine the impact of tectonics on the development of the Miroc caves, statistical analyses and comparisons were made (Mandic et al., 1997). Cave gallery orientations were correlated with the orientation of the ruptures. "Level of correlation of analysed data is locally very variable and shows better correlation between cave galleries orientation and II order ruptures than with I order ruptures". Further research should also be focused on lithological impacts on cave development, as investigations of that type still have not been carried out on Miroc Mt.

Besides Miroc, two other distinctive karst areas are those in the surroundings of Golubac (in the most upstream part of the Gorge) and karst of Djevrinska Greda (near the most downstream part of the Gorge), both stretching to Romania across the Danube. Near Golubac, in the village of Duboka there is the tunnel cave Velika Pecina, which is 1968 m long, while in the narrow karst ridge of Djevrinska Greda there are several caves longer than 500 m.

Hydrogeological characteristics

Apart from the areas composed of non-carbonate rocks, which have a surface drainage, the limestone portions of the Danube Gorge, particularly Miroc Mt., are characterised by underground drainage. Numerous stream-sinks are situated in the contact zones, mainly on the eastern and western rims of Miroc Karst, while springs are located in two zones – northern (in the Danube Gorge) and southern (springs Blederijska and Sokolovica, which feed into small rivers that join the Danube downstream of the Gorge).

Due to the construction of the dam for the purposes of the electrical power plant “Djerdap”, the conditions of the underground water drainage were significantly changed. After formation of the artificial lake, the level of the Danube is 20–30 m higher, which influences the discharge zone of karst groundwater. The strongest karst springs in the Danube Gorge–Bele Vode, Pena, Hajdučko Vrelo (all of which drain groundwater from the Miroc Karst), and several smaller springs, are now turned to drowned, sublacustrine springs. When summed up, the minimum flow rate of those springs is about 65 l/s, while in the hydrological maximum it rises to 6.5 m³/s, or even more (Stevanović et al., 1996). Unfortunately, there were no speleological explorations before construction of the dam, so it is not possible to see the differences in the level of groundwater in caves.

References

- Mandić M., Pavlović R., Lozajić A., Ljubojević V., 1997: Speleologic characteristics of Miroc Mountain and their relation to the tectonic framework. International Symposium “Geology in the Danube Gorges”. Donji Milanovac–Orsova: 117–120.
- Menković Lj., 1995: Geomorfološka karta Srbije 1 : 500 000. Beograd: Geografski Institut “Jovan Cvijić”.
- Menković Lj., Kosćal M., 1997: Geomorphological features and morphogenesis of Djerdap Gorge. International Symposium “Geology in the Danube Gorges”. Donji Milanovac–Orsova: 89–98.
- Stevanović Z., Dragišić V., Dokmanović P., Mandić M., 1996: Hydrogeology of Miroc Karst Massif, Eastern Serbia, Yugoslavia. *Theor. and Appl. Karstology*, 9/1996: 89–95.
- Zlókolic M., Mandić M., Ljubojević V., 1996: Some significant caves at the Western Rim of the Miroc Karst (Yugoslavia). *Theor. and Appl. Karstology*, 9/1996: 77–88.

Jelena Calić-Ljubojević

Zjawiska krasowe kanionu Dunaju (Żelazna Brama)

Streszczenie

W artykule przedstawiono ogólne wiadomości o zjawiskach krasowych serbskiej części rejonu Żelaznej Bramy (dolina Dunaju). Odniesiono je do warunków budowy geologicznej oraz ewolucji rzeźby regionu. Góry Miroc są najbardziej reprezentatywnym obszarem występowania zarówno powierzchniowych, jak i podziemnych zjawisk krasowych dla całego przełomowego odcinka doliny Dunaju po obu stronach rzeki (jugosłowiańskiej i rumuńskiej). Znajduje się tu pięć z siedmiu najgłębszych jaskiń Serbii. Wszystkie jaskinie rozwinęły się wzdłuż kontaktu wapieni ze skałami niekrasowiejącymi w zachodniej i wschodniej części gór Miroc. Są okresowymi lub stałymi ponorami. W artykule poruszono również problem zmian hydrologicznych w regionie, jakie zaszły w przewężeniu Żelaznej Bramy w wyniku budowy zapory na Dunaju w 1971 roku.

Jelena Calić-Ljubojević

Le karst des gorges du Danube (Portes de Fer)

Résumé

Cet article présente un panorama général des reliefs karstiques du secteur des gorges du Danube, ainsi qu'une brève description du contexte structural et de l'évolution géomorphologique. Sur toute l'étendue des gorges incluant les deux rives, yougoslave et roumaine, les formes karstiques les plus caractéristiques, tant de surface que de profondeur, sont celles des montagnes Miroc où se localisent cinq des sept réseaux les plus profonds de Serbie. Il s'agit de pertes, pérennes ou temporaires, qui se développent dans les parties occidentales et orientales du massif, au contact entre les calcaires et les roches non carbonatées. La création en 1971 d'un lac artificiel dans les gorges a ennoyé les émergences et relevé la surface piézométrique; les conséquences hydrologiques sont présentées.

Received: March 2002.

Jacek Różkowski*

Jacek Motyka**

Kazimierz Różkowski**

Adam Polonius*

Charakterystyka właściwości hydrogeologicznych przestrzeni porowej wapieni górn jurajskich Wyżyny Krakowskiej w świetle oznaczeń laboratoryjnych

Zarys treści: Artykuł zawiera wyniki badań hydrogeologicznych właściwości przestrzeni porowej wapieni górn jurajskich Wyżyny Krakowskiej, przeprowadzonych w 1999 roku. Przebadano łącznie 91 próbek rdzeniowych i 72 próby okruszowe pochodzące z kamieniołomów, skałek oraz jaskiń. Badania laboratoryjne przeprowadzono w Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Na próbkach rdzeniowych oznaczono porowatość otwartą (n_0), odsączalność (μ) oraz współczynnik filtracji, a na próbkach okruszowych oznaczono jedynie porowatość otwartą matrycy skalnej. Na podstawie badań laboratoryjnych stwierdzono istotne zróżnicowanie właściwości hydrogeologicznych matrycy skalnej uwarunkowane jej litologią.

Najwyższe średnie wartości parametrów hydrogeologicznych wykazują słabo-
związłe wapienie kredowate. Najniższe wartości charakteryzują próbki pobrane
w jaskiniach zlokalizowanych w górnej części strefy wadycznej, reprezentujących
fację wapieni skalistych. Uzyskane wyniki badań właściwości hydrogeologicznych
przestrzeni porowej wapieni górn jurajskich Wyżyny Krakowskiej, Wyżyny Często-
chowskiej oraz skał węglanowych w rejonie Olkusza są ze sobą porównywalne.

* Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec.

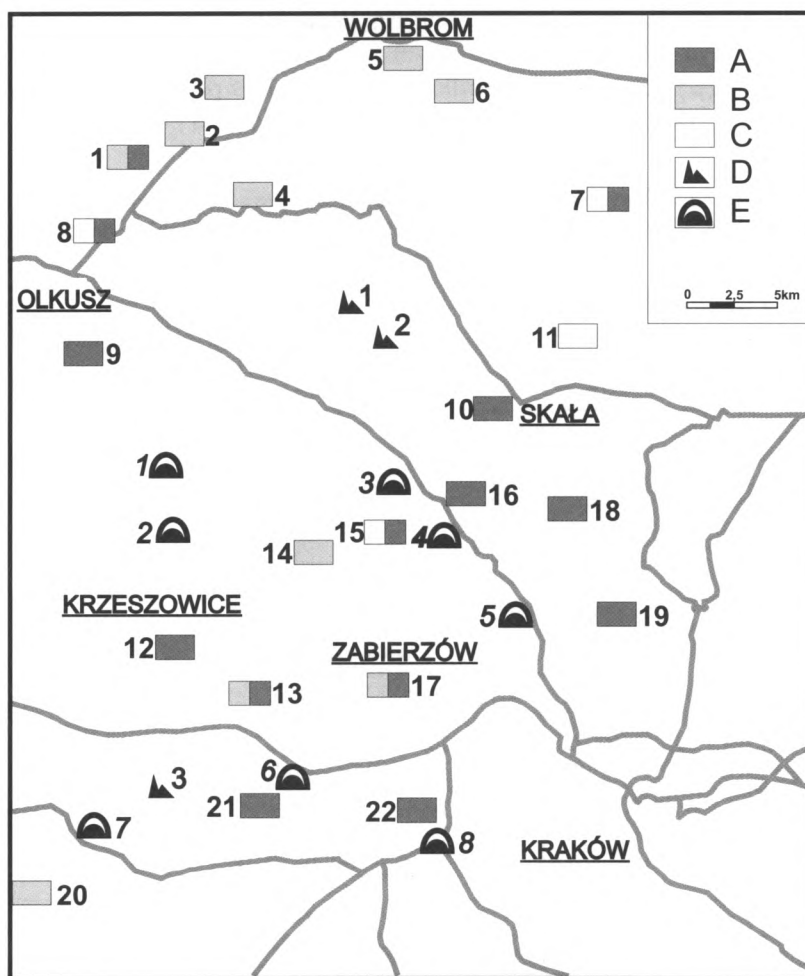
** Katedra Górnictwa i Geoinżynierii, Akademia Górniczo-Hutnicza, ul. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.

Złożoność warunków hydrogeologicznych poziomu wodonośnego górnourajskiego Wyżyny Krakowskiej (WK) wynika z jego potrójnej struktury filtrowej szczelinowo-krasowo-porowej, a także z wysokiej przestrzennej i czasowej zmienności parametrów geometrycznych i hydraulicznych w poszczególnych systemach krążenia (Motyka, 1998). W modelu sieci hydraulicznej przestrzeń porowa, o stosunkowo niewielkiej przepuszczalności i względnie małej wartości współczynnika zasobności, tworzy sieć hydrauliczną bloków różnej wielkości, oddzielonych od siebie przewodami o bardzo dużej przewodności hydraulicznej. Bloki te, budujące największą część krasowego zbiornika wód podziemnych, traktowane są jako „element pojemnościowy” (Motyka, 1989). System porowy odgrywa zasadniczą rolę w opóźnieniu migracji zanieczyszczeń wskutek okresowego zatrzymywania ich przez masę skalną.

Niejednorodność parametrów hydrodynamicznych jednocześnie uwarunkowana jest zróżnicowaniem facjalnym grupy skał węglanowych. W obszarze WK utwory oksfordu reprezentowane są głównie przez wapienie: skaliste, uławicone (ławicowe) i płytowe (Dżułyński, 1953; Różycki, 1953; Kutek i in., 1977). Szczególną rolę tzw. platformy krakowskiej w sedymentacji górnourajskich osadów podkreśla J. Matyszkiewicz (1997). Wapienie skaliste są sinicowo-gąbkowymi budowlami węglanowymi o sztywnym szkielecie, wapienie uławicone i płytowe zaś powstały z osadu, który wypełniał obniżenia między budowlami. Wapienie skaliste są skałą masywną, nieuwarstwioną lub grubouwarstwioną, barwy jasnej, o przełamie płaskomuszlowym lub zadziorowatym, z bogactwem odmian mikrofacjalnych. Wapienie uławicone są skałami gruboławicowymi lub dobrze warstwowanymi, jasnej barwy, o przełamie płaskomuszlowym lub zadziorowatym, obfitują w krzemionkę oraz liczne konkrecje krzemionkowe. Wapienie płytowe, współwystępujące z wapieniami skalistymi w zachodniej części Wyżyny, są dobrze uwarstwione, barwy jasnej lub szarej, nieco margliste. Ponadto w jej północnej części autorzy wyróżnili wapienie kredowate, towarzyszące wapieniom skalistym, zgodnie z opisem Bednarka (1974) i Zapaśnika (1977). Wapienie kredowate są białe, porowate i mażące, z reguły nieuławicone, zawierają krzemienie.

Ilościowa charakterystyka parametrów geometrycznych i hydraulicznych systemu porowego opiera się na bezpośrednich badaniach laboratoryjnych wykonywanych na próbkach rdzeniowych i okruchowych.

W okresie od kwietnia do listopada 1999 roku opróbowano wapienie górnourajskie reprezentujące facje: uławiconą i płytową (uwzględnione w analizie statystycznej jako jedna subpopulacja), skalistą oraz kredowatą w 22 kamieniołomach i łomach gospodarczych, na 5 skałkach oraz w 9 jaskiniach (ryc. 1). Łącznie pobrano 91 próbek rdzeniowych oraz 72 próby okruchowe. Materiał skalny niezwiędziały poddano badaniom laboratoryjnym w labo-



Ryc. 1. Lokalizacja punktów opróbowania. Facje wapieni górniojurajskich eksploatowane w kamieniołomach i łomach gospodarczych

A – skaliste, B – uławiczone i płytowe, C – kredowate; D – skałki; E – jaskinie.

Kamieniołomy i łomy gospodarcze: 1 – Jaroszewiec, 2 – Pazurek, 3 – Kolbark, 4 – Braciejówka, 5 – Nowy Kościół, 6 – Poręba Górna, 7 – Ulina Wielka, 8 – Bogucin, 9 – Witeradów, 10 – Skała, 11 – Minoga, 12 – Gwoździec, 13 – Młynka, 14 – Szklary, 15 – Będkowie, 16 – Czajowice, 17 – Zabierzów, 18 – Smardzowice, 19 – Januszowice, 20 – Podłęże, 21 – Czulów, 22 – Kryspinów; skałki: 1, 2 – Sułoszowa, 3 – Wrzosey; jaskinie: 1 – Gorenicka, 2 – Sztolnia Galmanowa w Czernej, 3 – Nietoperzowa, 4 – Wierzchowska Górna, 5 – Borsucza, 6 – Na Łopiankach, 7 – Gaudynowska, 8 – Kryspinowska.

Fig. 1. Location of sampling points. Facial differentiation of the Upper Jurassic limestone excavated in quarries and local excavations

A – massive, B – bedded and platy, C – chalky; D – monadnocks; E – caves.

Quarries and local excavations: 1 – Jaroszewiec, 2 – Pazurek, 3 – Kolbark, 4 – Braciejówka, 5 – Nowy Kościół, 6 – Poręba Górna, 7 – Ulina Wielka, 8 – Bogucin, 9 – Witeradów, 10 – Skała, 11 – Minoga, 12 – Gwoździec, 13 – Młynka, 14 – Szklary, 15 – Będkowie, 16 – Czajowice, 17 – Zabierzów, 18 – Smardzowice, 19 – Januszowice, 20 – Podłęże, 21 – Czulów, 22 – Kryspinów; monadnocks: 1, 2 – Sułoszowa, 3 – Wrzosey; caves: 1 – Gorenicka, 2 – Sztolnia Galmanowa w Czernej, 3 – Nietoperzowa, 4 – Wierzchowska Górna, 5 – Borsucza, 6 – Na Łopiankach, 7 – Gaudynowska, 8 – Kryspinowska.

ratorium Zakładu Hydrogeologii i Ochrony Wód Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Na próbkach rdzeniowych oznaczono: porowatość otwartą (n_0), odsączalność (μ) oraz współczynnik filtracji (k), a na próbkach okruchowych oznaczono porowatość otwartą matrycy skalnej (tabela 1). Porowatość otwar-

Tabela 1

Własności hydrogeologiczne przestrzeni porowej wapieni górnojurajskich Wyżyny Krakowskiej (porowatość otwarta n_0 ; odsączalność μ ; stopień odsączalności S_0 ; współczynnik filtracji k)

Lp.	Parametr	Liczebność populacji	Wartość minimal.	Wartość maksymal.	Średnia arytmety.	Wartość modalna	Wartość mediany	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmienności [%]
1.	n_0	163	0,006	0,278	0,060	brak	0,045	0,050	82
	μ	78	0,000	0,130	0,009	0,000	0,001	0,021	222
	S_0	78	0,000	0,468	0,087	0,000	0,026	0,121	139
	k [m/s]	90	2,88E-10	3,49E-07	1,87E-08	1,07E-09	2,37E-09	5,23E-08	280
2.	n_0	80	0,007	0,160	0,048	brak	0,039	0,033	69
	μ	42	0,000	0,056	0,005	0,000	0,001	0,010	197
	S_0	42	0,000	0,442	0,068	0,000	0,027	0,088	130
	k [m/s]	42	6,26E-10	6,25E-08	8,68E-09	1,07E-09	2,37E-09	1,36E-08	156
3.	n_0	23	0,023	0,278	0,124	brak	0,110	0,068	55
	μ	18	0,000	0,130	0,026	brak	0,007	0,037	142
	S_0	18	0,005	0,468	0,155	brak	0,049	0,176	114
	k [m/s]	18	5,55E-10	3,49E-07	6,47E-08	brak	7,30E-09	1,05E-07	162
4.	n_0	29	0,017	0,189	0,076	brak	0,071	0,043	57
	μ	19	0,000	0,024	0,004	0,000	0,001	0,007	179
	S_0	19	0,000	0,303	0,043	0,000	0,014	0,076	175
	k [m/s]	19	2,88E-10	3,02E-08	4,92E-09	brak	2,1E-09	7,60E-09	154
5.	n_0	31	0,006	0,103	0,030	brak	0,023	0,024	80
	μ	11	0,000	0,009	0,001	0,000	0,0004	0,003	224
	S_0	11	0,000	0,304	0,058	0,000	0,011	0,099	170
	k [m/s]	11	4,86E-10	3,6E-08	5,14E-09	brak	1,78E-09	1,04E-08	201

Objaśnienia: F – facje wapieni górnojurajskich; 1 – populacja ogólna, 2 – wapienie skaliste, 3 – wapienie kredowe, 4 – wapienie uławiczone i płytowe, 5 – próbki pobrane w jaskiniach (wapienie skaliste).

tą (n_0) obliczono z relacji pomiędzy ciężarem próbki a ciężarem próbki nasyconej wodą – ważonej w powietrzu i w wodzie; odsączalność (μ) badano metodą odwirowania, a współczynnik filtracji – przepuszczając przez próbkę powietrze pod ciśnieniem. Stopień odsączalności (S_0) obliczono ze wzoru: $S_0 = \mu / n_0$. Uzyskane wyniki badań porównano z badaniami E. Liszkowskiej, A. Pacholewskiego (1989) przeprowadzonymi w zlewni

Wiercicy oraz z badaniami B. Bielca (2000) z rejonu Olkusza, gdzie badana populacja liczyła odpowiednio 141 próbek i 163 próbki (tabele 2, 3).

Tabela 2

Średnie wartości porowatości otwartej (n), odsączalności (μ) i przepuszczalności (k_p) matrycy skalnej wapieni górnojurajskich w zlewni Wiercicy w świetle badań laboratoryjnych (wg E. Liszkowskiej, A. Pacholewskiego, 1989)

Poziom litostratygraficzny	Liczebność (n)	n_0 [%]		μ [%]		K_p (mD)		
		średnia	odch. stand.	średnia	odch. stand.	liczebność	średnia	rozpiętość
Dolne wapienie płytowe	26	4,63	4,06	1,08	0,67	brak danych		
Wapienie skaliste	22	3,40	2,20	1,20	0,77	21	0,362	<0,001–11,009
Górne wapienie płytowe	44	4,54	3,57	0,96	0,65	34	0,305	<0,001–9,819
Wapienie kredowate	49	12,02	6,50	1,75	1,46	20	1,266	<0,001–6,786

Tabela 3

Własności hydrogeologiczne przestrzeni porowej węglanowych skal jurajskich w rejonie Olkusza (wg B. Bielca, 2000)

Parametr	Wartość minimalna	Wartość maksymalna	Średnia arytmetyczna	Wartość modalna	Wartość mediany	Odchylenie standardowe	Współczynnik zmienności [%]
n_0	0,006	0,219	0,103	brak	0,095	0,044	43
μ	0,000	0,012	0,001	0,000	0,000	0,002	262
S_0	0,000	0,199	0,006	0,000	0,000	0,021	335
k	2,50E-12	7,72E-9	3,48E-10	6,36E-11	5,47E-11	8,28E-10	238

Na podstawie badań laboratoryjnych stwierdzono istotne zróżnicowanie właściwości hydrogeologicznych matrycy skalnej uwarunkowane jej litologią. Najwyższe średnie wartości parametrów hydrogeologicznych wykazują słabozwięzłe wapienie kredowate. Najniższe wartości charakteryzują próbki pobrane w jaskiniach zlokalizowanych w górnej części strefy wadycznej, reprezentujących fację wapieni skalistych. Średnie wartości parametrów hydraulicznych masy skalnej wapieni skalistych oraz uławiconych (i płytowych) opróbowanych w kamieniołomach są zbliżone. Przeważająca część przestrzeni porowej nie bierze udziału w przepływie wód podziemnych lub odgrywa drugorzędną rolę, głównie ją magazynując. Dowodzi tego m.in. wartość odsączalności bliska 0 dla 30% próbek skalnych oraz stosunek odsączalności do porowatości otwartej, mieszczący się najczęściej w przedziale 0,06–0,09, a także bardzo niskie wartości współczynnika filtracji k – od $2,88 \cdot 10^{-10}$ m/s do $3,49 \cdot 10^{-7}$ m/s. Minimalną rolę w przewodzeniu wody może odgrywać przestrzeń porowa w wapieniach kredowatych. Na podstawie badań trytowych wykonanych w zlewniach lokalnych Rudawy stwierdzono, że okres przebywania wód w matrycy skalnej sięga od 70 lat do

powyżej 130 lat, a wskaźnik retardacji, wyrażający opóźnienie migracji zanieczyszczeń w zbiorniku krasowym, wynosi 21 lat (Rózkowski J., 1996).

Uzyskane wyniki badań właściwości hydrogeologicznych przestrzeni porowej wapieni górnourajskich Wyżyny Krakowskiej, Wyżyny Częstochowskiej (tab. 2) oraz skał węglanowych w rejonie Olkusza (tab. 3) są ze sobą porównywalne. Największa zgodność wyników dotyczy wapieni kredowych. Średnie wartości parametrów hydrogeologicznych masy skalnej facji wapieni skalistych i uławiconych Wyżyny Krakowskiej są o 140–380% wyższe niż w zlewni Wiercicy, gdzie opróbowano (podobnie jak w rejonie Olkusza) rdzenie wiertnicze z całego profilu jury górnej. Badania przeprowadzone w rejonie olkuskim potwierdzają hydrauliczną niedrożność porowych dróg krążenia (matrycy skalnej).

Literatura

- Bielec B., 2000: Własności hydrogeologiczne przestrzeni porowej skał związanych z obszaru Polski. Praca doktorska. Maszynopis. Arch. AGH. Kraków, 170 s.
- Bednarek J., 1974: Budowa geologiczna strefy wychodni górnourajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. Praca doktorska. Maszynopis. Arch. UW. Warszawa, 193 s.
- Dżułyński S., 1952: Powstanie wapieni skalistych Jury Krakowskiej. *Roczn. PTG*, 21, 2: 125–184.
- Kutek J., Wierzbowski A., Bednarek J., Matyja B.A., Zapaśnik A., 1977: Z problematyki stratygraficznej osadów górnourajskich Jury Polskiej. *Prz. Geol.*, 25: 438–445.
- Liszkowska E., Pacholewski A., 1989: Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masy wapieni górnourajskich zlewni Wiercicy. *Mat. konf. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony”*, Karniowice. Warszawa: SGGW-AR, 23–32.
- Matyszkiewicz J., 1997: Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lothen area (Schwabische Alb) and the Cracow area (Cracow – Wielun Upland, Polen). *Berliner Geowissenschaft. Abhandlungen. Reihe E*, Bd. 21. FU TU TFH. Berlin, 111 p.
- Motyka J., 1989: Uwagi na temat modeli pojęciowych sieci hydraulicznej w skałach szczelinowo-krasowych. *Mat. konf. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony”*, Karniowice. Warszawa: SGGW-AR, 124–129.
- Motyka J., 1998: A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeol. Journ.*, 6: 469–482.
- Rózkowski J., 1996: Przeobrażenia składu chemicznego wód krasowych południowej części Wyżyny Krakowskiej (zlewnia Rudawy i Prądnika). „Kras i Speleologia”. Numer spec. 1(1996). Katowice: 106 s.
- Różycki S.Z., 1953: Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace IG*, 17. Warszawa: WG, 412 s.
- Zapaśnik T., 1977: Tektonika pokrywy jurajskiej obszaru olkusko-wolbromskiego. Praca doktorska. Maszynopis. Arch. UW. Warszawa, 130 s.

Jacek Rózkowski, Jacek Motyka, Kazimierz Rózkowski, Adam Polonius

Hydrogeological properties of Upper Jurassic limestones pore space of the Cracow Upland in light of laboratory investigations

Summary

The paper presents results of Upper Jurassic limestones pore space hydrogeological parameter investigations conducted at Cracow Upland (WK) in 1999. Total amount of 91 core samples and 72 of irregular-shape were sampled from quarries, rocks and caves. Laboratory investigations were done at the University of Mining and Metallurgy in Cracow. Core samples enabled indicating of open porosity (n_0), specific yield (μ) and hydraulic conductivity (k), while irregular-shape samples only matrix open porosity. Stated significant diversification of matrix hydrogeological parameters depends on lithology. The highest mean values were typical for chalky limestone population, while the lowest characterise massive limestones sampled from caves, simultaneously of minimal matrix patency. Results of matrix hydrogeological parameter investigations of the WK Upper Jurassic limestones, Częstochowa Upland and carbonates of Olkusz area are comparable.

Jacek Rózkowski, Jacek Motyka, Kazimierz Rózkowski, Adam Polonius

Propriétés hydrogéologiques de la porosité des calcaires du Jurassique supérieur des Hautes terres de Cracovie définie par investigations en laboratoire

Résumé

L'article présente les résultats des investigations conduites en 1999 sur les paramètres hydrogéologiques de la porosité des calcaires du Jurassique supérieur des Hautes terres de Cracovie (WK). Des échantillons de roches (91 carottages et 72 blocs) ont été prélevés en carrière, sur des affleurements et en grottes. Les mesures de laboratoire ont été réalisées à l'Université des mines et de la métallurgie de Cracovie. Les carottages ont permis de définir la porosité ouverte (n_0), le rendement spécifique (μ) et la conductivité hydraulique (k), tandis que les blocs échantillonnés n'ont donné que la porosité ouverte de matrice. Les mesures montrent que les variations des paramètres hydrogéologiques de la matrice dépendent de la lithologie. Les valeurs moyennes les plus élevées sont typiques des calcaires crayeux, tandis que les plus basses sont issues des calcaires massifs récoltés dans les grottes, qui sont les moins poreux et simultanément de „patency” de matrice minimale. Les résultats des investigations sur ces paramètres hydrogéologiques de la matrice des calcaires du Jurassique supérieur des WK, des Hautes terres de Częstochowa et des carbonates de la zone d'Olkusz sont comparables.

Received: January 2001.

Albert Ślęzak*
Artur Padewski**

Osady Jaskini Borsuczej w Srocku (Wyżyna Częstochowska)

Zarys treści. Artykuł zawiera najważniejsze wyniki badań nad osadami wypełniającymi Jaskinię Borsuczą w Srocku k. Częstochowy. Zamieszczono opis jaskini, przedstawiono wykształcenie litologiczne stropowej części namuliska oraz jego treść paleozoologiczną. Na podstawie różnic w litologii i zmienności gatunkowej ssaków w poszczególnych warstwach osadu podjęto próbę jego datowania i rekonstrukcji paleośrodowiska.

Wprowadzenie

Badania naukowe osadów wypełniających jaskinie Jury Polskiej prowadzone od przeszło stu lat dostarczyły wielu danych o przemianach środowiska naturalnego w okresie od pliocenu do holocenu (Samsonowicz, 1936; Madeyska, 1969 i inni). Jaskinie stanowiły i w dalszym ciągu stanowią dogodne schronienie dla różnych grup zwierzęcych, a specyficzne warunki sprzyjają fosylizacji ich szczątków kostnych (Wiszniewska, 1989).

W 1996 roku pod kierownictwem prof. dr hab. T. Wiszniewskiej w stropowej części namuliska Jaskini Borsuczej wykonano sondażowy wykop¹

* Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec.

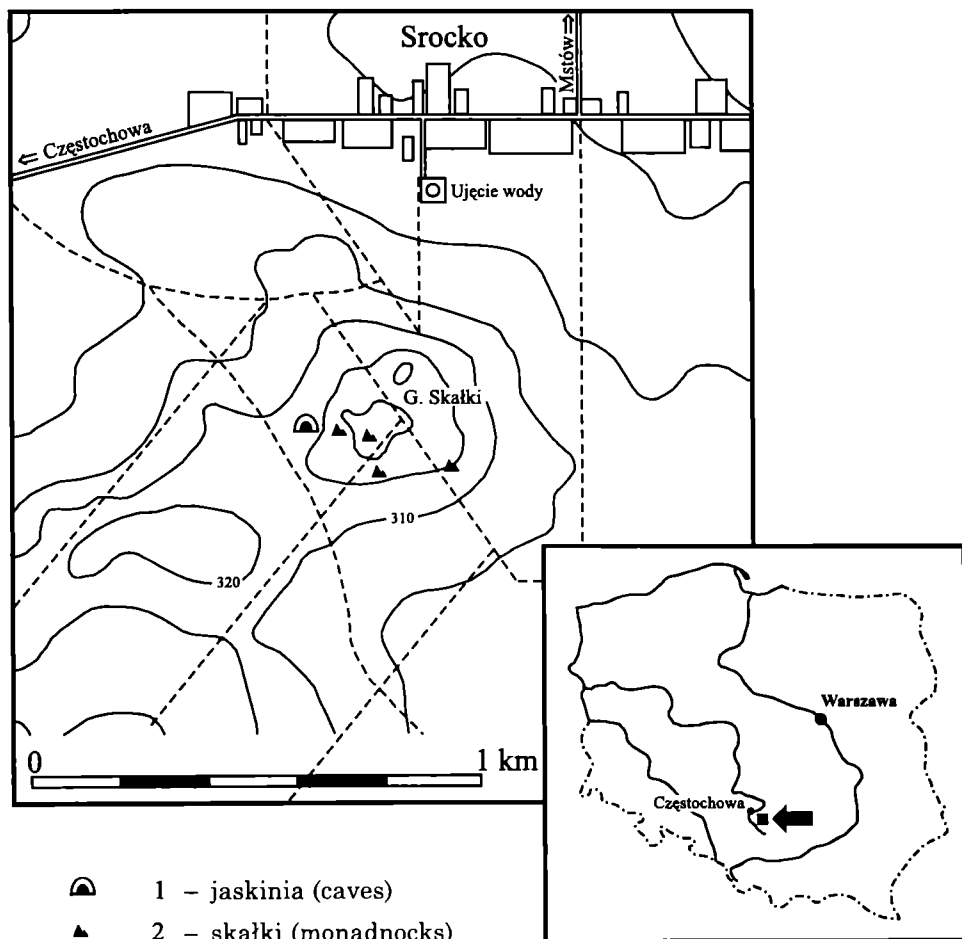
** Jaworzno.

¹ Wraz z autorami prace eksploracyjne prowadził mgr P. Socha z Zakładu Paleozoologii Uniwersytetu Wrocławskiego.

o wymiarach $1,50 \cdot 0,6 \cdot 0,9$ m, w korytarzu łączącym Komorę Główną z Komorą Ostatnią. Z powierzchni namuliska, korytarzy i komór jaskini zebrano materiał kostny.

Opis Jaskini Borsuczej

Jaskinia Borsucza znajduje się w ostańcu wapiennym na zachodnim zboczu wzgórza Skałki (333 m n.p.m.), na południe od miejscowości Srocko k. Częstochowy (ryc. 1). Wylot jaskini o ekspozycji WNW położony jest ok.



Ryc. 1. Lokalizacja Jaskini Borsuczej

Fig. 1. Location of the Borsucza Cave

20 m poniżej wierzchołka wzgórza. Jaskinia ma rozwinięcie poziome. Późniejsza dotychczas długość korytarzy wynosi ok. 35 m. Otwór w kształcie trójkąta równoramiennego prowadzi do komory wejściowej utworzonej na przecięciu szczelin o przebiegu WNW-ESE oraz NE-SW. Za nią strop ulega obniżeniu, korytarz zwęża się i doprowadza do Komory Głównej (ryc. 2). Od Komory Głównej odchodzą niskie i ciasne korytarze: jeden o przebiegu NW-SE, który zakręca niemal pod kątem prostym na północny wschód i jest zakończony Komorą Ostatnią, oraz drugi o przebiegu NNW-SSE. Doprowadza on przez zacisk do Sali Peggy Brown. Sala ma długość 8 m, szerokość 4 m oraz wysokość dochodzącą maksymalnie do 2,5 m. W kilku kierunkach odchodzą od niej zasypane korytarze. W kierunku NNE przez ciasny, obniżający się korytarzyk można się dostać do niewielkiej Komory Okrągłej.

Opis profilu (południowo-wschodnia ściana wykopu)

Wyróżniono cztery odrębne litologicznie warstwy I–IV (numeracja warstw od najstarszej do najmłodszej) – ryc. 3. Wykonano analizę granulometryczną² każdej warstwy dla frakcji poniżej 20 mm.

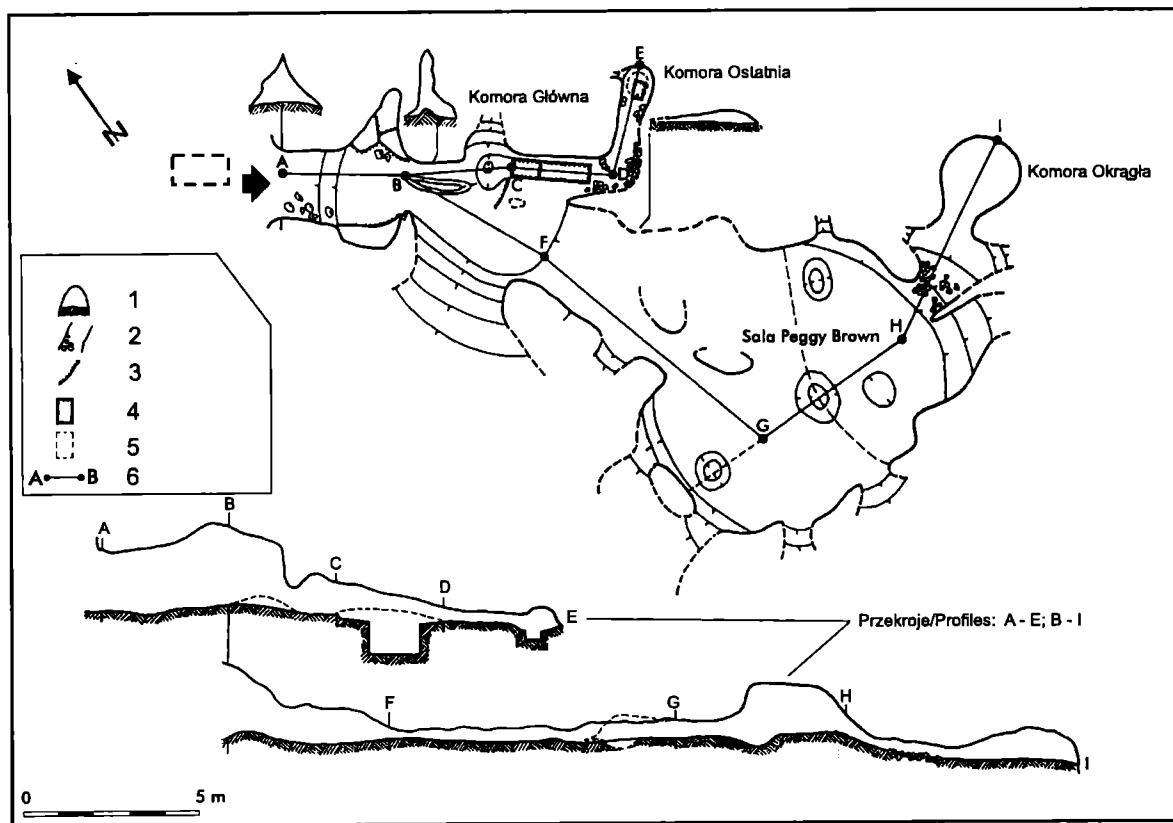
- **Warstwa IV** (0–10 cm) – piasek kwarcowy barwy ciemnobrązowej z humusem i drobnym gruzem wapiennym.
- **Warstwa III** (10–42 cm) – piasek kwarcowy barwy jasnobrązowej z drobnym i grubym gruzem wapiennym.
- **Warstwa II** (42–60 cm) – piasek kwarcowy barwy szarobrunatnej z drobnym gruzem wapiennym.
- **Warstwa I** (60–90 cm) – piasek kwarcowy barwy brązowej z drobnym gruzem wapiennym.

Szczątki kostne

Spośród ogólnej masy materiału kostnego do analizy wybrano 291 szczątków kostnych dużych ssaków oraz 260 szczątków (zębów i zuchw) gryzoni (*Rodentia*), nadających się do oznaczeń³. W Jaskini Borsuczej znaleziono kości dwunastu gatunków z czterech rzędów dużych ssaków (*Carnivora*, *Artiodactyla*, *Perissodactyla*, *Proboscidea*) oraz szczątki ludzkie. Olbrzymia

² Laboratorium Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu.

³ Analizy paleozoologiczne wykonano w Zakładzie Paleozoologii Uniwersytetu Wrocławskiego pod kierownictwem prof. dr hab. T. Wiszniowskiej.

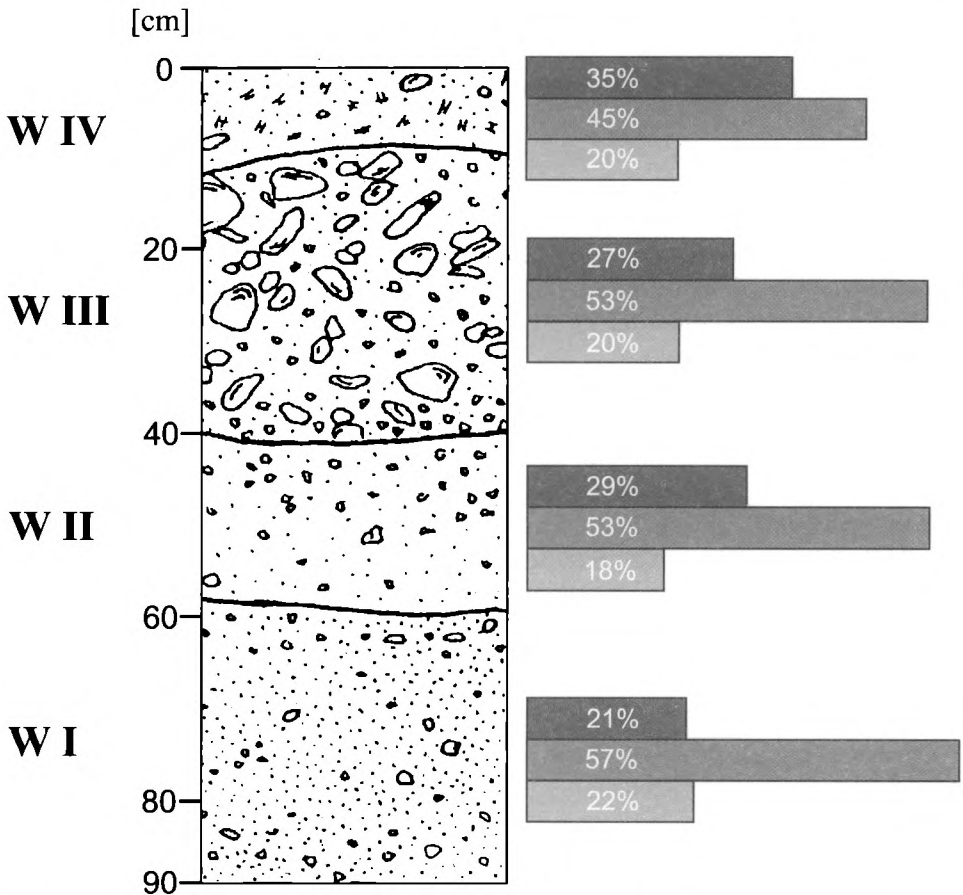


Ryc. 2. Plan Jaskini Borsuczej w Srocko k. Częstochowy

Korytarze jaskini: 1 – w przekroju, 2 – w planie; 3 – progi i krawędzie, 4 – wykopy, 5 – wykop na przedpolu, 6 – linie przekrojów rozwiniętych

Fig. 2. Plan of the Borsucza Cave in Srocko near Częstochowa

Cave galleries: 1 – in profile, 2 – in plan; 3 – escarpments and edges, 4 – excavation, 5 – excavation outside the cave, 6 – cross section



Ryc. 3. Profil osadów Jaskini Borsuczej z zawartością drobnego gruzu wapiennego (1–20 mm), frakcji piaszczystej (0,1–1 mm) oraz frakcji drobniejszych (<0,1 mm) w poszczególnych warstwach

Fig. 3. Profile of sediments in the Borsucza cave with distinguished limestone debris (1–20 mm), sand grade (0,1–1 mm) and less grades (<0,1 mm) within individual layer

większość kości długich była połamana lub rozdrobniona, lub też zachowały się tylko ich nasady. Najlepiej zachowały się kości izometryczne i zęby. Znalezione szczątki kostne gryzoni były to przede wszystkim izolowane zęby i żuchwy normikowatych (*Arvicolidae*) (większość) oraz wiewiórkowatych (*Sciuridae*), popielicowatych (*Gliridae*), chomikowatych (*Cricetidae*) i myszowatych (*Muridae*). Analiza zębów pozwoliła na oznaczenie 14 gatunków małych ssaków.

Zestawienie oznaczonych gatunków wraz z podziałem na grupy ekologiczne:

Gatunki stepotundrowe

Rupicapra rupicapra Linne, 1758; *Rangifer tarandus* Linne, 1758; *Equus caballus* Linne, 1758; *Mammuthus primigenius* Blumenbach, 1799; *Lemmus lemmus* Linne, 1758; *Microtus gregalis* Pallas, 1779.

Gatunki leśne

Meles meles Linne, 1758; *Sus scrofa* Linne, 1758; *Cervus elaphus* Linne, 1758; *Capreolus capreolus* Linne, 1758; *Sciurus vulgaris* Linne, 1758; *Eliomys quercinus* Linne, 1766; *Clethrionomys glareolus* Schreber, 1780; *Pitymys subterraneus* de Selys-Longchamps, 1836; *Apodemus cf. flavicollis* Melchior, 1834; *Apodemus cf. sylvaticus* Linne, 1758.

Gatunki eurytopowe

Ursus spelaeus Rosenmüller, Heinroth, 1784; *Panthera spelaea* Goldfuss, 1810; *Canis lupus* Linne, 1758; *Vulpes vulpes* Linne, 1758; *Microtus cf. arvalis* Pallas, 1779; *Microtus oeconomus* Pallas, 1776; *Microtus cf. agrestis* Linne, 1779; *Cricetus cricetus* Linne, 1758; *Arvicola terrestris* Linne, 1758; *Apodemus cf. agrarius* Pallas, 1771.

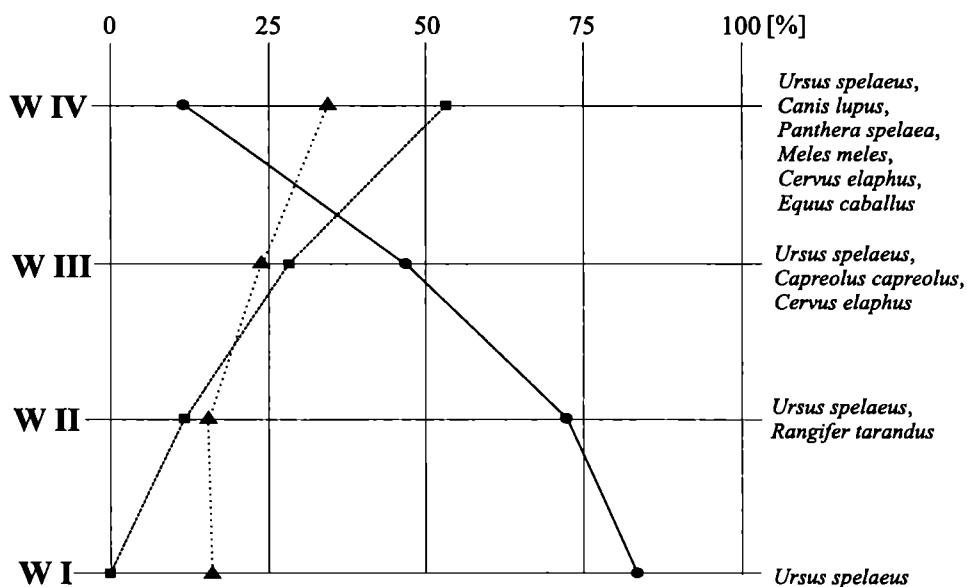
W Sali Peggy Brown znaleziono też szczątki ludzkie na powierzchni namuliska wśród kości zwierząt plejstocénskich. Były to: kręgi kręgosłupa (obrotowy, szyjny i piersiowy), prawa część miednicy kobiety oraz fragment miednicy.

Wnioski

Zestawienie gatunków w grupy ekologiczne ujawnia zmiany zachodzące w ekosystemach otoczenia jaskini, jakie dokonały się pod koniec sedymentacji jej namuliska.

Zmianom składu gatunkowego towarzyszyły zmiany cech osadów. W całym profilu osadów piasek kwarcowy stanowi główną masę wypełnika. Ku stropowi profilu jednak jego zawartość systematycznie maleje (ryc. 3). Najprawdopodobniej jest to odzwierciedlenie słabnącej działalności wiatru na tym terenie na przełomie plejstocenu i holocenu (Szczypek, 1977).

Odwrotnie kształtuje się rozkład zawartości gruzu wapiennego w poszczególnych warstwach. Udział drobnego gruzu (o średnicy 1–20 mm) rośnie w kierunku stropu osadów, a w warstwie III pojawia się duża ilość gruzu o średnicy przekraczającej 20 mm. Może to świadczyć o stopniowym zanikaniu stałego przemarznięcia jaskini. Gruby gruz w warstwie III jest być może wskaźnikiem nasilenia mechanicznej dezintegracji ścian i stropu próżni. Proces ten najintensywniej zachodzi w warunkach klimatu surowego (Mądeyska-Niklowska, 1969). Złagodzenie klimatu spowodowało



Ryc. 4. Procentowe udziały zespołów gryzoni o różnych wymaganiach ekologicznych (● – zespół stepotundrowy, ■ – leśny, ▲ – eurytopowy) oraz obecność szczątków dużych ssaków w poszczególnych warstwach wykopu

Fig. 4. Percentage composition of rodents' assemblages with different ecological requirements (● – steppe-tundra assemblage, ■ – forestry assemblage, ▲ – eurytopic assemblage) and presence of large mammals' remains in individual layer of the profile

wało prawdopodobnie zakończenie dostawy grubego gruzu wapiennego do warstwy stropowej.

Zmiany paleoekologiczne zachodzące podczas osadzania stropowych warstw namuliska odzwierciedlają znalezione w nim szczątki zwierzęce.

Na podstawie szczątków gryzoni stwierdzono wyraźnie widoczne wypieranie fauny zimnolubnej (stepotundrowej) przez ciepłolubną (leśną), przy nieznacznie rosnącym udziale fauny eurytopowej (ryc. 4). W warstwie spągowej brak jest szczątków gatunków leśnych. Pojawiają się one w warstwie II (11,8%), w warstwie III stanowią 28,3% populacji, a w warstwie stropowej jest to ponad połowa ogółu (53,7%). Procentowe zawartości szczątków gryzoni stepotundrowych zmieniają się jeszcze wyraźniej: warstwa I – 83,3%, warstwa II – 72,3%, warstwa III – 47,2%, warstwa IV – 11,3%. Wzrastający udział gatunków ciepłolubnych kosztem gatunków zimnolubnych wskazuje na systematyczne poprawianie się warunków klimatycznych pod koniec sedymentacji namuliska. Szczątki dużych ssaków w warstwie I są reprezentowane tylko przez niedźwiedzia jaskiniowego, w warstwie II towarzyszy mu renifer. W warstwie III oprócz niedźwiedzia znaleziono szczątki jelenia europejskiego i sarny, a więc gatunków leśnych. Warstwa IV zawiera kości ssaków eurytopowych – niedźwiedzia jaskiniowego, lwa jaskiniowego i wilka,

leśnych – jelenia europejskiego i borsuka, oraz konia, czyli gatunku stepo-tundrowego. Szczątki niedźwiedzia jaskiniowego to w każdej warstwie ponad 90% ogółu kości dużych ssaków (w warstwie I – 100%), co wydaje się typowe dla jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Wiszniovska, 1998). Rozkład szczątków większych ssaków w poszczególnych warstwach profilu głównego potwierdza wnioski o warunkach klimatycznych panujących w czasie depozycji osadów wyciągnięte na podstawie rodzaju namuliska i rozmieszczenia w nim szczątków gryzoni.

Należy sądzić, że badane osady reprezentują okres schyłkowego vistulianu z oznakami narastającego ocieplenia klimatu.

Na uwagę zasługuje fakt, że prace przeprowadzone w Jaskini Borsuczej w Srocko k. Częstochowy, mimo iż miały charakter sondażowy, to dostarczyły liczne i różnorodne materiały paleozoologiczne. W ich trakcie nie odstonięto całego profilu namuliska, a obserwacje próżni wskazują na jego znaczną miąższość. Skłania to do wniosku, że w przyszłości należałoby kontynuować prace eksploracyjne na tym ciekawym stanowisku.

Literatura

- Madeyska-Niklewska T., 1969: Górnoplejstoczeńskie osady jaskiń Wyżyny Krakowskiej. *Acta Geol. Polon.*, **19** (2): 364, 365.
- Samsonowicz J., 1936: Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Węzach pod Działoszynem. *Zabytki Przyr. Nieożywionej*, **3**.
- Szczypek T., 1977: Utwory i procesy eoliczne w północnej części Wyżyny Śląskiej. Katowice: Wyd. UŚ.
- Wiszniovska T., 1989: Kopalne szczątki zwierzęce. W: *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*. Wrocław: Ossolineum.
- Wiszniovska T., 1998: Jaskinia Zegar. 8. Sympozjum Jurajskie „Człowiek i środowisko naturalne Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej”. Kraków.

Albert Ślęzak, Artur Padewski

Sediments of Borsucza Cave in Srocko (Częstochowa Upland)

Summary

Paper presents most important results of investigations of sediments filling Borsucza Cave in Srocko near Częstochowa, performed in 1995–1997. Besides of cave description, lithology of upper part of cave sediments as well as results of palaeozoological investigations are presented. Within sediment' profile four layers, different in structure and texture were distinguished. Among big mammal's bones collected in cave 85% are these of *Ursus speleaus*. Bones

of *Panthera spelea*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Meles meles*, *Sus scorfa*, *Rupicarpa rupicarpa*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Capreolus capreolus*, *Equus caballus*, *Mammuthus primigenius*, indefinite *Bovidae* and human bones were found in the cave. Following species represents rodents: *Sciurus vulgaris*, *Eliomys quercinus*, *Cricetus cricetus*, *Lemmus lemmus*, *Clethrionomys glareolus*, *Arvicola terrestris*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus cf. arvalis*, *Microtus cf. agrestis*, *Microtus oeconomus*, *Microtus gregalis*, *Apodemus cf. flavicollis*, *Apodemus cf. sylvaticus*, *Apodemus cf. agrarius*. Mentioned species belong to three groups of different environmental requirements: steppe-tundra, eurytopic and forestal.

Percentages of steppe-tundra species decrease and forest species increase from lower to upper part of the profile cave sediments'. It proves steeply warming of climate in late Vistulian. It is also visible in lithology within the profile and proved by late glacial eolian activity (mostly sandy sediments in cave). From the bottom to the upper part of profile increase quantity of small limestone rubbles. It could be connected with increasing frequency of temperature oscillation close to 0°C. In layer no. III larger amount of rubbles with larger dimension was registered. It means probably more intensive processes of weathering. All presented evidences in paper shows that investigated fragment of cave sediments' profile in Borsucza Cave were deposited in conditions of steeply softer climate of late Vistulian.

Albert Ślęzak, Artur Padewski

Les sédiments de la grotte Borsucza à Srocko (Hautes terres de Częstochowa)

Résumé

L'article présente les principaux résultats des investigations dans le remplissage sédimentaire de la grotte Borsucza à Srocko, près de Częstochowa, réalisés en 1995–1997. La description de la cavité, la lithologie de la partie supérieure du remplissage sédimentaire ainsi que les résultats paléontologiques sont présentés. Le profil sédimentaire est constitué de quatre niveaux aux caractéristiques structurales et texturales propres. 85% des ossements des grands mammifères trouvés dans la cavité proviennent d'*Ursus speleus*. Les autres sont *Panthera spelea*, *Canis lupus*, *Vulpes vulpes*, *Meles meles*, *Sus scorfa*, *Rupicarpa rupicarpa*, *Cervus elaphus*, *Rangifer tarandus*, *Capreolus capreolus*, *Equus caballus*, *Mammuthus primigenius*, des bovidés indéfinis, ainsi que des restes humains. Les rongeurs identifiés sont: *Sciurus vulgaris*, *Eliomys quercinus*, *Cricetus cricetus*, *Lemmus lemmus*, *Clethrionomys glareolus*, *Arvicola terrestris*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus cf. arvalis*, *Microtus cf. agrestis*, *Microtus oeconomus*, *Microtus gregalis*, *Apodemus cf. flavicollis*, *Apodemus cf. sylvaticus*, *Apodemus cf. agrarius*. Les espèces mentionnées relèvent de trois types de conditions environnementales: steppe-toundra, eurytope et forestier.

La part des espèces de steppe-toundra décroît au profit des espèces forestières vers le haut du profil sédimentaire, illustrant le réchauffement marqué de la fin du Vistulien. Ceci est également visible dans la lithologie, avec des traces d'activité éolienne fini-glaciaire, marquées par un dépôt de sédiments sableux dans la grotte. La quantité de petits fragments calcaires s'accroît également vers le haut du profil. Cela pourrait être relié à la fréquence croissante des alternances gel-dégel autour de 0°C. Le niveau III a enregistré une plus grande quantité de fragments de grande dimension, attestant de processus d'érosion plus actifs. Tous ces faits démontrent que la partie étudiée du remplissage de la grotte de Borsucza s'est mise en place dans des conditions de réchauffement climatique net à la fin du Vistulien.

Received: June 2001.

Kronika Chronicle

Stanisław Dżułyński (1924–2001)

On the sunny morning 28th June, 2001 Stanisław Dżułyński suddenly died, reading a book in his garden at Cracow. He was highly esteemed between earth scientists for his inventiveness, and was widely known between scientists, cavers and climbers under the nickname “Bruin” (Miś in Polish) for his clumsy silhouette and good-natured character.

S. Dżułyński was born 27th August, 1924 at Sambor in the Carpathian foothills. He began the study of geology during the Second World War at the Ukrainian Lvov University and completed his studies with a Ph. D. at the Jagiellonian University in Cracow in the famous sedimentological school of prof. Marian Książkiewicz. There He was employed as assistant in the years 1946–1950 and since 1992 as a full professor. In between He was employed in: the Museum of the Earth, Geological Survey of Poland, Geological and Geographical Institutes of the Polish Academy of Sciences. His scientific activity was concerned with the sedimentology of the Carpathian flysch sequences and experimental modelling of sedimentary structures. Numerous publications on this subject were often synthesized in benchmark papers and books, e.g. Dżułyński, Książkiewicz & Kuenen (1959) – *Turbidites in flysch of the Polish Carpathians* (Geol. Soc. Am. Bull. 70: 1089–1118), Dżułyński & Walton – *Sedimentary features of flysch and greywackes* (Elsevier, Amsterdam 1965, 274 pp.), Dżułyński (1996) – *Erosional and deformational structures in single sedimentary beds: a genetic commentary* (Ann. Soc. Geol. Polon., 66: 101–190), and the latest, the posthumously printed: Dżułyński – *Atlas of sedimentary structures from the Polish flysch Carpathians* (Inst. Geol. Sci. Jagiellonian Univ., Kraków 2001, 132 pp.).

However, Miś began his research with sedimentology and tectonics of Late Jurassic limestones near Cracow (Ph.D.) and then He investigated geomorphology of this area, as well as, later, other countries (Mongolia, Cuba).

The most important achievements of S. Dżułyński in karst sciences are numerous papers on the hydrothermal karst origin of the Upper Silesian zink-lead deposits published over a quarter of century, since the crucial paper: Bogacz, Dżułyński & Harańczyk (1970) – *Ore-filled hydrothermal karst features in the Triassic of the Cracow-Silesian Region* (Acta Geol. Polon., 20: 247–267) had been printed. These investigations He extended to some other similar deposits, e.g. Dżułyński & Sass-Gustkiewicz (1977) – *Comments on the genesis of the Eastern Alpine Zn-Pb deposits* (Mineralium Deposita, 12: 219–233), and summarized in a series of general papers published with M. Sass-Gustkiewicz on the karst origin of sulfide deposits: *The role of hydrothermal karst processes in the emplacement of sulfide ores* (Kras i Speleologia 4(13): 21–32, 1982), *Hydrothermal karst phenomena as a factor in the formation of Mississippi Valley-type deposits* (In: Wolf – ed. *Handbook of Strata-Bound and Strati-form Ore Deposits*, 13: 391–439, Elsevier, Amsterdam 1985), *Pb-Zn Ores* (In: Bosák, Ford, Głazek & Horáček, eds., *Paleokarst, a systematic and regional review*, Elsevier, Amsterdam 1989: 377–397). Further, He substantiated his interpretations with experimental modelling of karst processes, e.g. Balwierz & Dżułyński (1976) *Experiments on rock deformations produced by underground karst processes* (Ann. Soc. Geol. Polon., 46: 419–434), and Dżułyński, Gil & Rudnicki (1988) *Experiments on klufikarren and related lapies forms* (Z. Geomorph., N.F. 32: 1–16).

As quoted above, these papers represent only small fraction of the scientific achievements of S. Dżułyński, who was among the most distinguished of Polish earth scientists. He received many scientific distinctions and honorary fellowships, among others he was a honorary member of the Geological Society of London, the Geological Society of America and the Slovakian Geological Society, a Doctor *honoris causa* of the Warsaw University, and a member of the Polish Academy of Sciences and Académie Polonaise des Sciences at des Lettres.

However, S. Dżułyński (Miś) was always amenable with even very young beginners. His climbing and caving activity was limited nearly entirely to the Tatra Mountains owing to political confinement at the time of his youth; only as late as 1955, He took part in exploration of one among the deepest shaft of Slovakia “V Ohništem” in the Low Tatra Mountains, as a member of expedition of the Cracow Caving Club.

Miś was long time a member of Editorial Board of the “Kras i Speleologia” where his criticism was highly appreciated. He attended some of the Speleological Schools, at first organized by the Wrocław and latter continued by the Silesian University, where his lectures were presented in perfect English and invariably was the most interesting event.

His house in Cracow was famous for its hospitality to friends from many countries, where they would discuss with the Host problems of contemporary world and science, with a glass of good wine and a spicy dish.

Miś will be missed in the earth sciences scene of the World as very inspiring scientist and friendly fellow.

Jerzy Głazek¹

Stanisław Dżułyński (1924–2001)

Słonecznym rankiem 28 czerwca 2001 roku zmarł nagle w Krakowie Stanisław Dżułyński, znany wśród naukowców, grotolazów i wspinaczy jako Miś.

S. Dżułyński urodził się 27 sierpnia 1924 roku w Samborze u stóp Karpat. Niekiedy mawiał, że „jest góralem od Sambora”. Studia geologiczne rozpoczął podczas drugiej wojny światowej na Uniwersytecie im. I. Franki we Lwowie, a ukończył w Krakowie na Uniwersytecie Jagiellońskim w słynnej szkole sedymentologicznej profesora M. Książkiewicza, gdzie też był asystentem w latach 1946–1950, a od 1992 roku profesorem zwyczajnym. Po między tymi latami pracował w Muzeum Ziemi, Państwowym Instytucie Geologicznym oraz w instytutach nauk geologicznych i geograficznych Polskiej Akademii Nauk. Jego działalność naukowa była skoncentrowana na sedymentologii fliszu karpackiego i modelowaniu struktur sedymentacyjnych². Jednak swą pracę naukową rozpoczął od badań sedymentologicznych i tektonicznych na Wyżynie Krakowskiej, później zajmował się też geomorfologią tego obszaru, uczestniczył w badaniach polskich wypraw do Mongolii i na Kubę.

Do najważniejszych osiągnięć Misia należą liczne prace o krasowo-hydrotermalnej genezie śląskich złóż cynkowo-ołowiowych, które rozszerzył na inne podobne złoża (np. we Wschodnich Alpach) i podsumował w cyklu prac o krasowej genezie złóż Zn-Pb typu Mississippi Valley. Badania te uzasadniał też eksperymentalnym modelowaniem. Za swe prace S. Dżułyński otrzymał wiele wyróżnień naukowych, był członkiem rzeczywistym Polskiej Akademii Nauk i członkiem czynnym Polskiej Akademii Umiejętności, członkiem honorowym towarzystw geologicznych amerykańskiego, londyńskiego i słowackiego.

¹ The author is indebted to Peter Walsh, Ph.D. (London) for linguistic corrections of this note.

² Dane bibliograficzne kilku najważniejszych publikacji S. Dżułyńskiego są podane w tekście angielskim.

Wspinaczkowa i jaskiniowa działalność Misia przypadała na lata izolacji politycznej, przeto ograniczona była do Tatr, gdzie wspinaczka po słowackiej stronie należała już do wielkich sukcesów. Mimo to w 1955 roku brał udział w wyprawie Krakowskiego Klubu Grotołazów do jaskini V Ohništěm w Tatrach Niżnich. Uczestniczył w wielu sympozjach speleologicznych PTP im. Kopernika i szkołach speleologicznych organizowanych przez Uniwersytety Wrocławski i Śląski, na których wygłaszał referaty i prowadził wyieczki. Swą wiedzą i krytyką służył też Radzie Redakcyjnej „Krasu i Speleologii”.

Jego dom w Krakowie był znany z gościnności, gdzie przy ostrych potrawach i dobrym winie można było wieść z gospodarzem dyskusje i spierać się nie tylko na tematy naukowe. Przeto Miś pozostanie w naszej pamięci nie tylko jako wybitny uczony i wielce inspirujący dyskutant, lecz także jako nadzwyczaj bezpośredni nawet w stosunku do bardzo młodych i onieśmiałonych adeptów geologii, geomorfologii i speleologii.

Jerzy Głazek

Problematyka krasu hydrotermalnego w dorobku Profesora Stanisława Dżułyńskiego

Lektura dwudziestu prac Profesora Stanisława Dżułyńskiego dotyczących zagadnień krasu i paleokrasu, które powstały w latach 1970–1998, uświadamia, że ich największą wartością jest oryginalność spojrzenia – przez zjawisko krasu hydrotermalnego – na nierozstrzygniętą wówczas genezę złóż rud cynku i ołowiu na Górnym Śląsku. Wartość owych prac powiększa fakt, że odnoszą się też do grupy licznych złóż o wielkim znaczeniu ekonomicznym, znanej pod nazwą złóż typu Mississippi Valley.

Doniosłość tych prac dla poznania roli krasu hydrotermalnego w przyrodzie została doceniona także w środowisku krasologów. Już w 1989 roku Kutyrów, Michajłow i Ljachnicki, autorzy monografii *Krasowe złoża*, wyrazili swe uznanie następującymi słowami: „Hydrotermalny kras jako samodzielne zjawisko krasowe został wydzielony już w roku 1904 przez Van Hise’a, i później nie raz powracali do niego krasolodzy, jednakże naukowe zrozumienie tego zjawiska i ocena jego roli przyszła nie ze strony krasologów, a geologów kruszcowych. Jednym z pierwszych, którzy zwrócili uwagę na przejawy hydrotermalnego krasu w złożach rud cynku i ołowiu, w trójkącie zachodniej Europy, był Stanisław Dżułyński”.

Dyskusja nad genezą złóż, w kategoriach syn- czy epigenezy, toczyła się od końca XIX wieku, a jej przyczyną była forma tych złóż zbliżona do pokładowej oraz obecność rud warstwowych i zmineralizowanych osadów. W poszukiwaniu rozstrzygających dowodów na krasowe pochodzenie form złożowych Profesor Stanisław Dżułyński rozpoczął wraz z innymi wspólne badania w bytomskim i chrzanowskim obszarze występowania tych rud. Punktem wyjścia do dyskusji, zakończonej rozstrzygnięciem na korzyść pochodzenia epigenetycznego złóż, stały się oryginalne prace o charakterze podstawowym, które zostały w skrócie omówione w publikacji Sass-Gustkiewicz (2002). Tutaj przedstawiono jedynie zarys ich bogatej problematyki.

Po raz pierwszy w powojennej literaturze dotyczącej genezy złóż rud Zn-Pb na Górnym Śląsku termin „kras hydrotermalny” został użyty w pracy z 1970 roku, w której autorzy stwierdzili, że zarówno powierzchnie spękań, jak i poszerzonych krasowo szczelin były inkrustowane siarczkami, a okruchy w brekcjach były nimi spojone. Wynikał z tego bardzo istotny wniosek, że rozpuszczanie skał i powstanie w nich podziemnych form krasowych postępowały równocześnie lub prawie równocześnie z wypełnianiem wolnych przestrzeni przez siarczki metali. Oznaczało to, że za rozwój zjawisk krasowych i występującej w nich mineralizacji siarczkowej odpowiadały te same zmineralizowane roztwory hydrotermalne. Znaczenie krasu hydrotermalnego jako procesu złożotwórczego zostało przedstawione przez Profesora Dżułyńskiego w 1976 roku w jego autorskiej pracy o hydrotermalnym krasie w złożach rud Zn-Pb. Powołując się na przejawy i cechy diagnostyczne współczesnego, niekruszcowego krasu hydrotermalnego, oceniał występujące w tych złożach struktury jako klasyczne przykłady kopalnego krasu hydrotermalnego.

W omawianej pracy wprowadził również nowe w geologii strukturalnej pojęcie „tektonika krasowa” na określenie mechanicznych skutków rozpuszczania krasowego. W celu zilustrowania rozwoju tektoniki krasowej w uławicowym górotworze węglanowym przeprowadził serię eksperymentów na modelach zbudowanych z kredy piszącej. Nawiązują one do różnorodnych sytuacji geologicznych i, w zestawieniu z autentycznymi strukturami tektoniki krasowej występującymi w złożach, zaskakują w swej prostocie wielką precyzją w odniesieniu do rzeczywistości.

Osobnym zagadnieniem, którym zajmował się Profesor Dżułyński, była dezintegracja granularna krystalicznych skał węglanowych, polegająca na przeobrażeniu litych i spoistych skał w miękką, rozsypliwą masę kryształów kalcytu lub dolomitu. Znaczenie dezintegracji granularnej było dotąd dość rzadko poruszane w problematyce krasowej. Tymczasem z prac Profesora i jego współautorów wynika, że trudno przecenić jej rolę w procesach tworzenia się pustek krasowych czy jako źródła podstawowego składnika osadów wewnętrznych, wypełniających te przestrzenie.

W innej pracy Dżułyńskiego i współautorów również podkreślono istotną rolę dezintegracji granularnej w formowaniu się dość szczególnych typów rud występujących w obszarze chrzanowskim i znanych pod nazwą „galen sznurowych”. Autorzy stwierdzili, że zdeintegrowana masa luźnych ziaren dolomitu stwarzała dogodne warunki do nieograniczonego wzrostu kryształów. Pokrywając twarde powierzchnie litych dolomitów kruszczonych bądź ich reliktyw, kryształy galeny rosły przez rozpychanie luźnych ziaren dolomitu, tworząc inkrustacje podobne do powstających w wolnej przestrzeni. Postępujący rozwój procesu dezintegracji granularnej prowadził do powstania skupień galenowych rud sznurowych, tzn. skupień idiomorficznych kryształów galeny „zawieszonych” w spiaszczonych dolomitach. Dla tego, po raz pierwszy opisanego, procesu wzrostu kryształów siarczków w miękkim środowisku zdeintegrowanych skał węglanowych zaproponowano nazwę „ammoblasteza”.

Odsłonięcia kopalniane stwarzały bardzo rzadką możliwość badania speleotemu wypełniającego wolne przestrzenie krasowe w obrębie nienaruszonej strefy freatycznej, w tym problemu klastycznych osadów laminowanych. Przez zwolenników syngenezy uznawane były za syndepozycyjne osady morskie, a krasowy spąg, na którym spoczywały, za podmorską powierzchnię erozyjną. Tymczasem Profesor Dżułyński przedstawił i uzasadnił pogląd, że zmineralizowane siarczkami osady, występujące zarówno w górnoląskich, jak i alpejskich złożach rud Zn-Pb, są produktem podziemnych prądów zawiesinowych, wywołanych upadkiem okruchów ze stropu kawern bądź jego zawału. Powodowało to powstawanie chmury zawiesin z naruszonego, zdeintegrowanego materiału, spoczywającego na ich dnie. Idea prądów zawiesinowych, przemieszczających się w obrębie pustek freatycznego systemu krasowego, w istotny sposób zaważyła na uznaniu złóż tego typu za epigenetyczne.

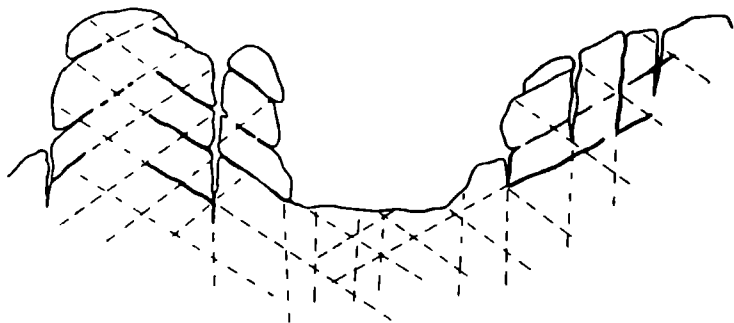
Przedstawione tu oryginalne prace* o znaczeniu podstawowym posłużyły jako materiał faktograficzny do reinterpretacji genezy innych złóż rud Zn-Pb typu MVT z punktu widzenia krasu hydrotermalnego jako procesu złożotwórczego. Wpłynęły one decydująco na zmianę poglądów odnośnie do genezy tej grupy złóż dosłownie na całym świecie.

Maria Sass-Gustkiewicz

* Wykaz prac Profesora Stanisława Dżułyńskiego dotyczący krasu, wraz z komentarzem ilustrowanym jego rysunkami, znajduje się w publikacji: Sass-Gustkiewicz M., 2002: *Profesor Stanisław Dżułyński – Jego wkład w poznanie paleokrasu. Materiały XXI Szkoły Speleologicznej, Cieszyń-Morawski Kras, 7–13.02.2002*. Cieszyń 2002, s. 10–16 (dostępne: <http://geomorf.wnoz.us.edu.pl/szkola/abs2-pl.pdf>)

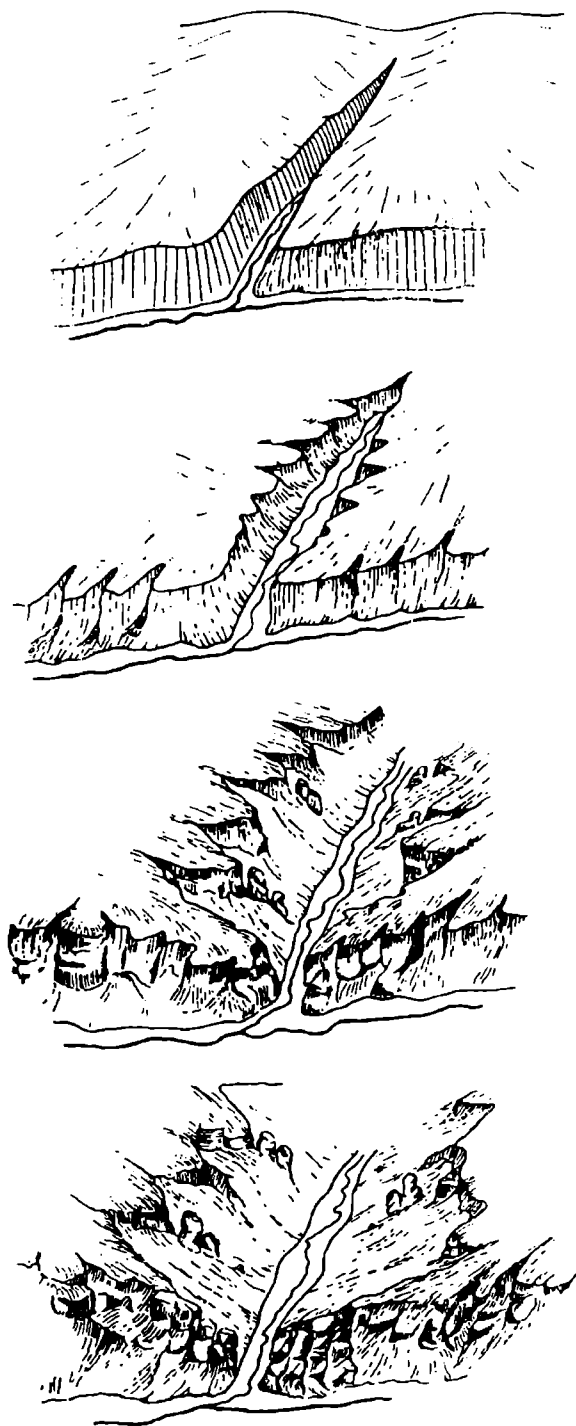
Znaczenie edukacyjne badań naukowych Profesora Stanisława Dżułyńskiego

Badania naukowe Profesora Stanisława Dżułyńskiego są ogromnym wkładem w poznanie geologii i tektoniki okolic Krakowa. Ich wyniki, oprócz oryginalnych publikacji autora, znalazły także swój oddźwięk w pracach popularnonaukowych różnych autorów. Warto więc poświęcić kilka słów zagadnieniu, w jaki sposób dociekliwość tego badacza zaznaczyła się w działalności edukacyjnej i popularyzatorskiej, zwłaszcza w odniesieniu do procesów krasowych, powstawania form skałkowych czy tworzenia się bram skalnych w wapieniach jurajskich regionu krakowskiego. W pracy o tektonice południowej części Wyżyny Krakowskiej (Dżułyński, 1953) Autor zamieścił kilka interesujących rysunków, które w przekonujący sposób tłumaczą powstawanie krasowej rzeźby dolin krakowskich. Dotyczą one krasowego rozmywania spękań ciosowych i tworzenia się izolowanych form skałkowych (ryc. 1) oraz powstawania bram skalnych (ryc. 2). Publikacje te są podstawowym źródłem wiedzy na kursach dla przewodników po Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, w zajęciach szkoleniowych dla nauczycieli, lekcjach przyrodniczych z młodzieżą i na tzw. „zielonych szkołach” organizowanych na terenie Wyżyny oraz w Ojcowskim Parku Narodowym. Poglądy Stanisława Dżułyńskiego sprzed pół wieku zachowują wciąż swą oryginalność, na trwałe weszły do literatury popularnonaukowej i są przytaczane w różnych publikacjach (por. Gradziński, 1972; Gradziński R., Gradziński M., 1994; Michalik, Partyka, 1992; Musielewicz, 1996). Na zajęciach edukacyjnych bardzo często korzysta się z prac i rysunków S. Dżułyńskiego, a schematy tworzenia się bram skalnych czy powstawania izolowanych form skałko-



Ryc. 1. Krasowe rozmywanie spękań ciosowych w wapieniach według S. Dżułyńskiego (1953)

Fig. 1. Karst dissolution of joints in limestone (after S. Dżułyński, 1953)



Ryc. 2. Sposób tworzenia się „bram”
u wylotów dolin krakowskich według
S. Dżułyńskiego (1953)

Fig. 2. Development of “Gates” in
the valleys’ mouths in Kraków area
(after S. Dżułyński 1953)

wych znalazły się na przystankach ścieżek dydaktycznych w Ojcowskim Parku Narodowym.

S. Dżułyński (1966) jest jednym z autorów koncepcji tłumaczącej rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej. Odtworzenie rozwoju dolin umożliwiły badania teras skalnych dobrze zachowanych na zboczach dolin podkrakowskich. Wyróżniono trzy poziomy teras obniżających się w dół biegu dolin. Są one stosunkowo dobrze zachowane, a najniższy poziom (tzw. „bramkowy”) jest najlepiej czytelny w krajobrazie Doliny Prądnika, szczególnie w rejonie Krakowskiej Bramy i na Górze Zamkowej w Ojcowie. Terasy w dolinach Wyżyny Krakowskiej przebiegają bez zaburzeń uskokowych, ich bieg jest przerwany na terenie Rowu Krzeszowickiego, a następnie pojawiają się dalej, na południe, w obrębie Garbu Tenczyńskiego. Na tej podstawie udowodniono, że obecne doliny rozcinające Garb Tenczyński są przedłużeniem dolin występujących w południowej części Wyżyny Krakowskiej. Ich rozwój nastąpił po ustąpieniu morza miocénskiego i po ostatniej fazie ruchów uskokowych. Okolice Krakowa były wówczas pokryte osadami miocénскими. Potoki płynące z Wyżyny w kierunku południowym żłobiły swe doliny początkowo w miękkich osadach miocenu, a następnie dotarły do twardszego, wapiennego podłoża. Prawdopodobnie pod koniec trzeciorzędu lub na początku czwartorzędu nastąpiło połączenie środkowych odcinków potoków na terenie Rowu Krzeszowickiego, powstanie rzeki Rudawy i tym samym opuszczenie przez potoki odcinków dolin na obszarze Garbu Tenczyńskiego, których fragmenty wykorzystały mniejsze cieki. Kolejne etapy rozwoju sieci dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej autorzy przedstawili w precyzyjnych i przekonujących blokdiagramach, pokazywanych często na zajęciach edukacyjnych. Dzięki nim uczestnikom zajęć łatwiej jest zrozumieć skomplikowaną tektonikę okolic Krakowa, a zwłaszcza mechanizm powstawania dolin z systemem skalnych teras, stanowiących zasadniczy rys rzeźby dolin objętych ochroną prawną i dostępnymi dla ruchu turystycznego.

Profesor S. Dżułyński nieraz bywał w Dolinie Prądnika; brał udział w sympozjach naukowych organizowanych w Ojcowie. Na jednej z sesji XI Sympozjum Speleologicznego w Dolinie Sąspowskiej w październiku 1977 roku uczestnikom tego spotkania wyjaśniał genezę tzw. kotłów stropowych w jaskiniach, wskazując przykłady (w Schronisku Wylotnym) powstawania takich form w warunkach aeralnych (Wójcik, 1978). Zachowane fotografie dokumentują jego pobyt na tym sympozjum w Dolinie Sąspowskiej, m.in. przed Schroniskiem Wylotnym i w pobliżu wąwozu Koziarnia (ryc. 3).

Niech tych kilka przytoczonych słów o osobie Profesora S. Dżułyńskiego, a także ryciny i fotografia (fot. 1) będą wyrazem wdzięczności dla Uczo-



Fot. 1. Profesor S. Dżułyński w wąwozie Koziarnia. Fot. J. Partyka
Phot. 1. Professor S. Dżułyński in the Koziarnia gorge (phot. by J. Partyka)

nego za trwały wkład jego badań naukowych w popularyzację wiedzy o geologii i tektonice okolic Krakowa, ułatwiającej zrozumienie trudnych procesów genezy i rozwoju rzeźby tych terenów.

Józef Partyka

Literatura

- Dżułyński S., 1953. *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geol. Polon. 3: 325–440.
- Dżułyński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J., 1966. *Rozwój rzeźby dolinnej południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Roczn. Pol. Tow. Geol. 32: 329–343.

- Gradziński R., 1972. *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Warszawa.
- Gradziński R., Gradziński M., 1994. *Budowa geologiczna i rzeźba*. W: *Przyroda. Natura i kultura w krajobrazie Jury*. Kraków, s. 11–39.
- Michalik S., Partyka J., 1992. *Chelmowa Góra. Ojcowski Park Narodowy. Ścieżka naukowo-dydaktyczna*. Kraków.
- Musielewicz Z., 1996. *Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni*. W: *Krakowskie parki krajobrazowe. Informator przyrodniczy*. Red. Michalik S. Kraków, s. 7–23.
- Wójcik Z., 1978. *XI. Sympozjum Speleologiczne w Ojcowie*. „Kras i Speleologia” 2: 127–129.

Vladimír Panoš (1922–2002)

Vladimír Panoš died on January 7, 2002 early morning in the hospital of Olomouc (Czech Republic) after a short but serious illness. Vladimír was born on July 7, 1922 in city of Strážske (eastern Slovakia; at that time a part of Czechoslovakia) in a family of railway officer. The closure of universities at the very beginning of the World War II by German occupants, did not allow him to start geographical education. This fact initiated his really not easy life.

After a short period of military activity in Italy he moved to Britain, where he entered Royal Air Force. He served as pilot and navigator, later in the war times on Liberator planes for Canadian Royal Air Force. For extraordinary services, he was awarded by numerous war medals. But he did not lived only by military actions. In a free time, he started to study meteorology and climatology at University of Cambridge (Great Britain). He discovered, e.g., system of ice removal from plane wings, which was utilised in air forces. After the World War II he served in Czechoslovak military mission in Germany (Berlin and Hamburg) and shortly as teacher at Military pilot school in Olomouc.

He started to continue in his geographical education at University of Olomouc. Nevertheless, the beginning of fifties of the 20th Century represented a substantial change in a political system in the past Czechoslovakia. Communist system pushed him away both from military service and from the university. He entered a tourist co-operative as caver-explorer, but Prof. František Vitásek, well-known Moravian geographer, arranged him the continuation of the geology-geography education, now at University of Brno. Vladimír graduated in 1952 by the thesis: *Pleistocene Glaciers at Křižianka in Low Tatra Mountains* obtaining the RNDr. Degree (Rerum Naturalium Doctor).

In 1955 the structure of the Czechoslovak Academy of Sciences started to grow, e.g., by foundation of Laboratory of Geomorphology. Prof. F. Vitásek



Phot. I. Vladimír Panoš. Phot. J. Řehák

opened to Vladimír again the way into the world of research. The Laboratory continuously changed to the Institute of Geography, where Vladimír defended his PhD thesis: *Sloup Valley and Pustý Glenn in the Moravian karst and their position within the karst cycle* in 1962. Years 1964 to 1965 Vladimír spent on Cuba by geomorphological mapping. In 1969, he left Academy of Sciences for the Department of Geography of the Olomouc University, where was established as Associated Professor in 1972 after the successful habilitation procedure at University of Brno. He spent by teaching almost 10 years.

In 1987 he retired from University and he returned to the Institute of Geography in Brno where he worked until the Institute dissolution in 1995. Years until his death he spend partly with family, partly working for the Centre of Children Speleotherapy in Mladeč. He finished his life publication: *Karstological and Speleological Terminology*, which was inaugurated during the November 2001 international conference in northern Slovakia.

This event was the last when Vladimír joined the caving and scientific community.

Vladimír's life was not easy and pleasant, both in family and in professional life. Nevertheless he spent the life full of changes and good possibilities. Some of possibilities were damaged by the War and later by non-human communist system.

Scientifically, Vladimír grew up on small, dispersed karst areas in sedimentary and metamorphic limestones of northern and northerncentral Moravia (Na Pomezí Caves, Na Špičáku Caves, Mladeč Caves, Javoříčko Caves). Here he obtained the principal knowledge of karst geomorphology, hydrology, hydrogeology and speleogenesis. This period was terminated by the discovery of principal parts of the system of Javoříčko Caves in 1959 and by description of karstwater collector buried by Quaternary/Tertiary alluvial fill in the broader vicinity of Mladeč Caves. The collector, principal source of drinking water for more than a quarter of millions of inhabitants, was described in "Mitteilungen d. Österreichischen Geographischen Gesellschaft" in 1961 (Vol. 103, No. II).

The latest fifties and early sixties were very useful for scientific growth of Vladimír. There was the campaign of regional geological mapping, which resulted in 1963 by the edition of new geological maps of Czechoslovakia at the scale of 1 : 200 000. The geomorphological research and mapping accompanied the campaign. Research of extensive areas in northern and northcentral Moravia were carried out or guided by Vladimír. Numerous articles, especially concerning periglacial phenomena, weathering forms of rocks ("Petermanns Geographische Mitteilungen", 1964, H. 3), geomorphic evolution and karst resulted from this substantial experience. At that time he concentrated also to investigation of thermomineral karst and caves in Moravia (Zbrašov Aragonite Caves) and in Budapest (Hungary). Results were published in a volume of "Práce Brněnské základny ĚSAV" in 1961 (Vol. XXXIII/7, No. 420).

At the end of fifties, his interest shifted to the region of a classical karst area of Czechoslovakia – to the Moravian Karst. In excellent PhD thesis he reconstructed the evolution of the territory since the pre-Jurassic time, focusing on Tertiary/Quaternary development (published in "Československý kras", 1963, Vol. 14). His speleogenetical theory of the Moravian Karst has been still valid, even after 40 years and numerous recent researches utilising the top methodology. In 1962 to 1964 he published several articles dealing with the paleokarst, especially on eastern margins and slopes of the Bohemian Massif (principal were two papers in "Geografický časopis Bratislava", Vol. 14, 1962 and "Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.", 1964, Bd. 8, Nr. 2) founding the paleokarstology as the special scientific discipline at least in our territory. The paleokarst problem, especially in the Central Euro-

pean space, was his favourite problem also later. He defined Central European type of karst as polygenetic and polycyclic karst evolving for a long time on epi-Variscan platform (*Problems of the Speleological Research, Proc. Brno*, 1965).

The fieldwork in Cuban karst areas (1964–1965) and numerous later visits resulted in the compilation of different kinds of geomorphological maps of Cuban provinces and of the whole Cuban territory (together with Antonio Nuñez Jiménez and Otakar Štelcl). The work at Cuba contributed to his knowledge of karst processes, influence of lithology, structure and climate. His contributions to climate/karst type relation on Cuban example (with O. Štelcl and A.N. Jiménez) brought the result, that the climate in only one of factors (besides lithology, tectonics, etc.) influencing the karst type (*Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 1968, Bd. 12). This was the substantial argument against the “Klimageomorphologie” concept, which was popular at that time.

After 1987, he focused on a complete different field of science – to the speleotherapy. He initiated the detailed and complex studies of cave atmosphere, aerosols and medical applications. He founded a team composed of specialists from different branches of natural and medical sciences. The activity of a team resulted in the EU project within the PHARE program in 1992–1994. His last publication from that field was in 2000 in *Proceedings of the 11th International Symposium of Speleotherapy Zlaté Hory*.

Vladimír published nearly 400 papers in media in Czech Republic, Slovakia, Slovenia, Hungary, past Yugoslavia and USSR, Romania, Bulgaria, Cuba, Germany, Canada, Great Britain, France, Italy, the Netherlands. Of a great importance are his principal studied published in a prestigious media (e.g., *Zeitschrift für Geomorphologie*, *Petermanns Geographische Mitteilungen*), reviewed journals and numerous papers in proceedings of important geographical and speleological congresses and conferences, etc. He was the Editor-in-Chief of *Proceedings of the 6th International Speleological Congress 1973*, published in numerous volumes until 1977. He published a great set of papers (mostly with co-authors) on geomorphology of the Czech Republic. Nearly half of his output was in popularisation papers, i.e. especially guide-books to most of Moravian touristic caves and on important Moravian and Silesian karst regions and newspaper news or short papers in popular geographical journals. He contributed several monographies. He was author or co-author of a high number of unpublished manuscripts, especially professional expertises and research results. He was supervisor of numerous diploma theses at Olomouc University. His reputation of precise and qualified reviewer was utilised until his death by national and international publishing houses, grant agencies and universities, e.g. he served as reviewer of two habilitations in Poland.

Vladimír entered the international karstology and speleology scene in 1962 when he was one of principal co-organizers of the International Karst Symposium in Brno. In 1965, as a member of the Czechoslovak delegation at the 4th International Congress of Speleology in Ljubljana (past Yugoslavia), substantially contributed to the foundation of international non-governmental organisation of the International Union of Speleology (UIS), which was long time affiliated to the UNESCO. In 1969, he was elected as a member of the UIS Bureau (Stuttgart, Germany) responsible for the organisation of the 6th International Congress of Speleology in Olomouc. The Congress was held in 1973 with a great success and with attendance of more than 1000 participants. He was elected the Vice-President of the UIS and he served in this position for 3 election periods until 1989, when he was elected the Honorary Bureau Member.

On the national scene, Vladimír initiated and pushed the process of the unification of the Czech and Moravian caving from individual and independent caving clubs into one society. The Czech Speleological Society was founded on December 12, 1978 and Vladimír was elected the President. In 1990 he retired from the position, but he was elected to the highly influential position of the Honorary President. Vladimír was also honorary member of the Venezuelan, Cuban and Hungarian Speleological Societies.

Doc. RNDr. Vladimír Panoš, CSc. (Associated Professor, PhD) was not only good fellow, careful teacher and excellent scientist, but he was good friend who was prepared to consult any problem (personal and scientific) in any time. This behaviour resulted from his complex, not easy but full life. Air Major and University Professor General Panoš left us forever but only physically; he will survive both in international scientific scene for his excellent studies and in our lives and minds because he was really a great Man.

Pavel Bosák

Notice to contributors

1. Papers for „Kras i speleologia” are published in the three sections: 1) scientific papers, 2) short scientific notes and 3) chronicle. They should be concerned with karstology and physical speleology. Papers should not exceed 20 pages, notes 10 pages and chronicle 2–3 pages of text. Submission of an original paper will be taken into imply that it is unpublished and is not considered for publication elsewhere. Papers and notes will be reviewed by one or two referees.
2. Papers should be written preferably in English. Other allowed language is French. Notes and papers showing local, Polish topics as well as chronicle should be written in Polish or English. Authors using a language not their own are requested to have their manuscripts checked before submission.
3. Papers should be submitted on 3,5" diskette with two copies of the complete text on paper. Any word processor commonly used for PC is admitted. For long tables Excel for Wondows should preferably be used.
4. Papers and notes should be headed by a title, the name(s) in full of author(s) and exact description of the office or home address of the author(s). If more than one author, please underline the name of the author to whom proofs should be sent. If e-mail address is available should be added for easier correspondence. Papers should contain short abstract giving a synopsis of the paper. To all papers should be added English or Polish summary with sufficient detailed information concerned with the aim and results of the research.
5. Bibliographical references should contain only references cited in the paper/note. In the text references should be cited in following forms: ...(Kowa l s k i, 1951) and K. Kowa l s k i (1951) said...
6. List of references should be in the following forms:
Article:
White W. B., 1969: Conceptual model for carbonate aquifer. *Ground Water*, 7, 3: 15–21.
Chapter in a book:
Smith D. I., 1993: The nature of karst aquifers and their susceptibility to pollution. In: *Karst terrains, environmental changes, human impact*. Ed. P. W. Williams. Catena Suppl. 25, Cremlingen, pp. 41—58.
Book:
White W. B., 1988: *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford Univ. Press, New York-Oxford, 467 p.
7. Each table should be reported on a separate sheet. Tables should be supplied with headings and kept as simple as possible.
8. Figures and photographs should be submitted in originals, numbered separately. They should be suitable for reduction in size to the journal format.
9. Papers and notes accepted by the Editor will become property of the Publisher and may not be reprinted or translated without written permission of the Publisher.

Na okładce (Cover photo): Jaskinia Miętusia w Tatrach Zachodnich (fot. S. Kotarba)

Tłumaczenie streszczeń angielskich

Józef Kwaśniak, Andrzej Tyc

Tłumaczenie streszczeń francuskich

Philippe Audra

Redakcja

Grażyna Wojdala

Redakcja techniczna

Barbara Arenhövel

Korekta

Lidia Szumigala

Copyright © 2005 by

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego

Wszelkie prawa zastrzeżone

ISSN 0208-6336

ISSN 0137-5482

Wydawca

Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego

ul. Bankowa 12B, 40-007 Katowice

www.wydawnictwo.us.edu.pl

e-mail: wydawus@us.edu.pl

Wydanie I. Nakład: 250 + 50 egz. Ark. wyd. 19,0. Ark.

druk. 16,25 + wkł. Przekazano do drukarni w sierpniu

2005 r. Podpisano do druku w listopadzie 2005 r.

Papier offset. III kl. 80 g

Cena 30 zł

Czerny Marian. Firma Prywatna „GREG”

ul. Wrocławska 10, 44-100 Gliwice

Cena 30 zł

ISSN 0208-6336
ISSN 0137-5482