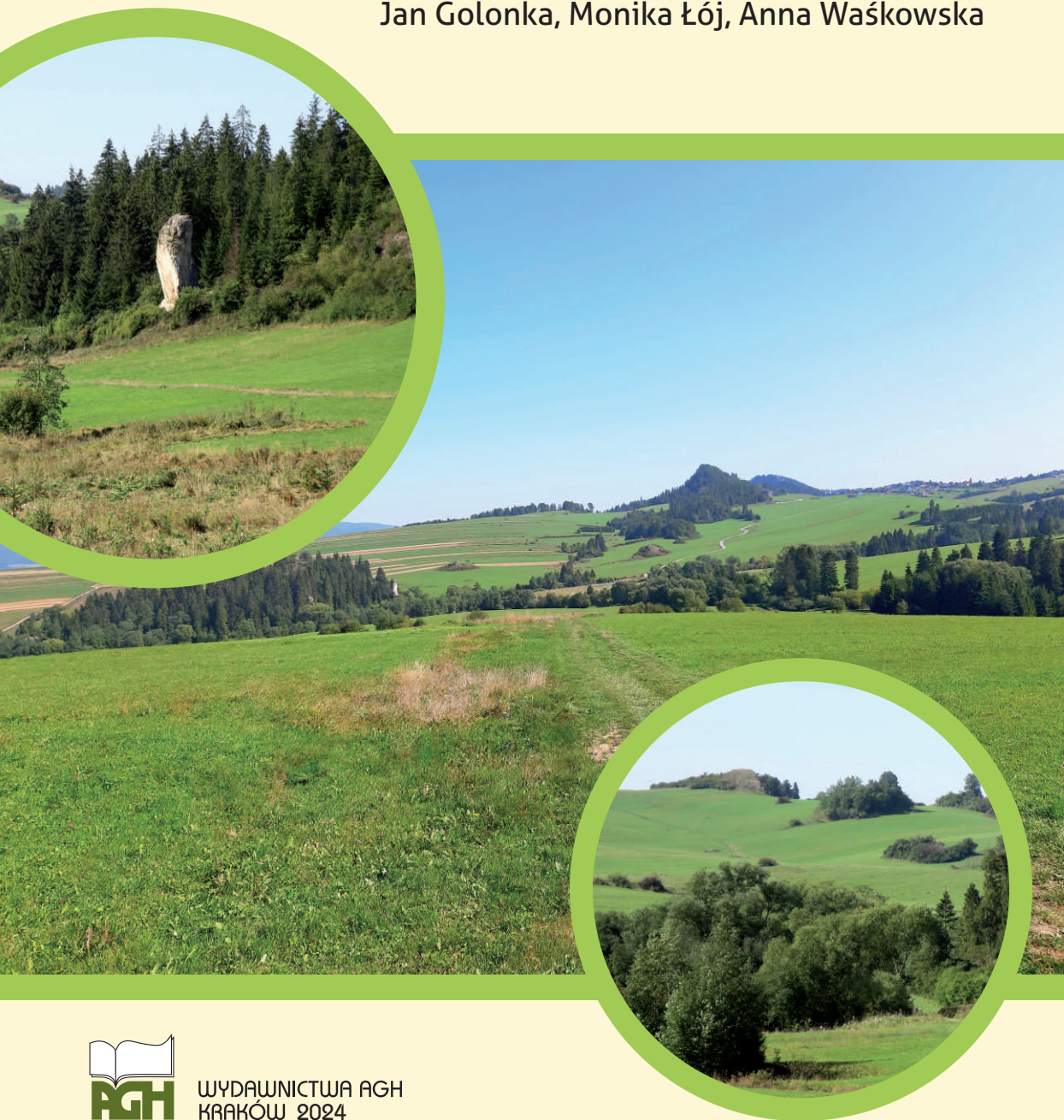


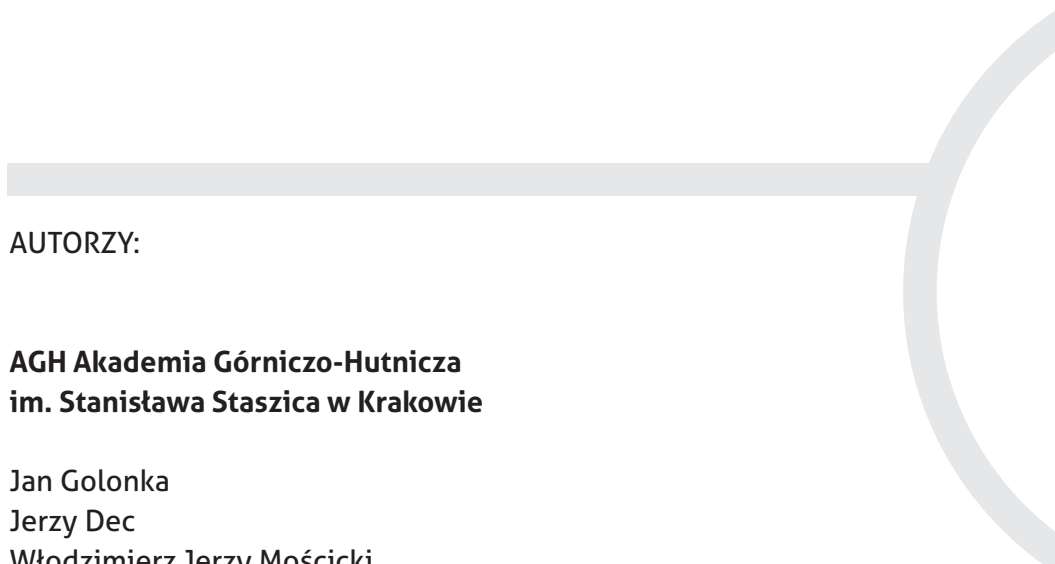
GEOFIZYCZNE ODWZOROWANIE MELANŻY W PŁYTKICH STREFACH PASM OROGENICZNYCH PRZYKŁAD Z PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

Redakcja naukowa:
Jan Golonka, Monika Łój, Anna Waśkowska



WYDAWNICTWA AGH
KRAKÓW 2024

GEOFIZYCZNE ODWZOROWANIE MELANŻY
W PŁYTKICH STREFACH PASM OROGENICZNYCH
PRZYKŁAD Z PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO



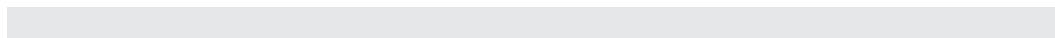
AUTORZY:

**AGH Akademia Górniczo-Hutnicza
im. Stanisława Staszica w Krakowie**

Jan Golonka
Jerzy Dec
Włodzimierz Jerzy Mościcki
Sławomir Porzucek
Anna Waśkowska
Grzegorz Bania
Kamil Cichostępski
Monika Łój
Wojciech Matwij

Polskie Stowarzyszenie Geotermiczne

Józef Chowaniec



GEOFIZYCZNE ODWZOROWANIE MELANŻY W PŁYTKICH STREFACH PASM OROGENICZNYCH PRZYKŁAD Z PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

Redakcja naukowa:
Jan Golonka, Monika Łój, Anna Waśkowska

Badania prowadzone w latach 2021–2024
w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki
2019/35/B/ST10/00241



WYDAWNICTWA AGH
KRAKÓW 2024

Wydawnictwa Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie

© Wydawnictwa AGH, Kraków 2024

Publikacja może być rozpowszechniana zgodnie z licencją Creative Commons CC BY 4.0

ISBN 978-83-68219-01-2 (print)

ISBN 978-83-68219-02-9 (PDF)

<https://doi.org/10.7494/978-83-68219-02-9>

Dyrektor Wydawnictw AGH: *Jan Sas*

Komitety Naukowe Wydawnictw AGH:

Marek Gorgoń (przewodniczący)

Barbara Gąciarz

Elżbieta Pamuła

Bogdan Sapiński

Stanisław Stryczek

Tadeusz Telejko

Recenzenci: *dr hab. inż. Tomisław Gołębiowski, prof. PK*

dr Mateusz Szczęch

Afiliacja redaktorów naukowych:

AGH Akademia Górniczo-Hutnicza

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska

Autorki fotografii na okładce: *Monika Łój, Anna Waśkowska*

Zdjęcia na okładce przedstawiają skałki wapienne pochodzenia olistolitowego w strukturze pienińskiego pasa skałkowego, w okolicach Korowej Skąty w pobliżu miejscowości Krempachy i Dursztyn. W kadrach: od lewej Gęśle oraz Korowa Skała.

Redakcja i korekta: *Joanna Ciągata, Agnieszka Rusinek*

Projekt okładki i stron tytułowych: *Paweł Sepielak*

Skład: *Wydawnictwo JAK*

Wydawnictwa AGH

al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

tel. 12 617 32 28, 12 636 40 38

e-mail: redakcja@wydawnictwoagh.pl

www.wydawnictwo.agh.edu.pl

Spis treści

1.	Melanże pienińskiego pasa skałkowego: wprowadzenie	7
	<i>Jan Golonka, Monika Łój, Anna Waškowska, Grzegorz Bania, Kamil Cichostępski</i>	
2.	Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego	13
	<i>Anna Waškowska, Jan Golonka</i>	
3.	Zarys budowy geologicznej zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego w Polsce	35
	<i>Jan Golonka, Józef Chowaniec, Anna Waškowska</i>	
4.	Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego	59
	<i>Monika Łój, Sławomir Porzucek, Wojciech Matwij</i>	
5.	Badania wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego na Spiszu przy użyciu geofizycznych metod elektrooporowych	95
	<i>Grzegorz Bania, Włodzimierz Jerzy Mościcki</i>	
6.	Rozpoznanie płytkiej struktury pienińskiego pasa skałkowego z wykorzystaniem sejsmicznej tomografii refrakcyjnej	129
	<i>Kamil Cichostępski, Jerzy Dec</i>	

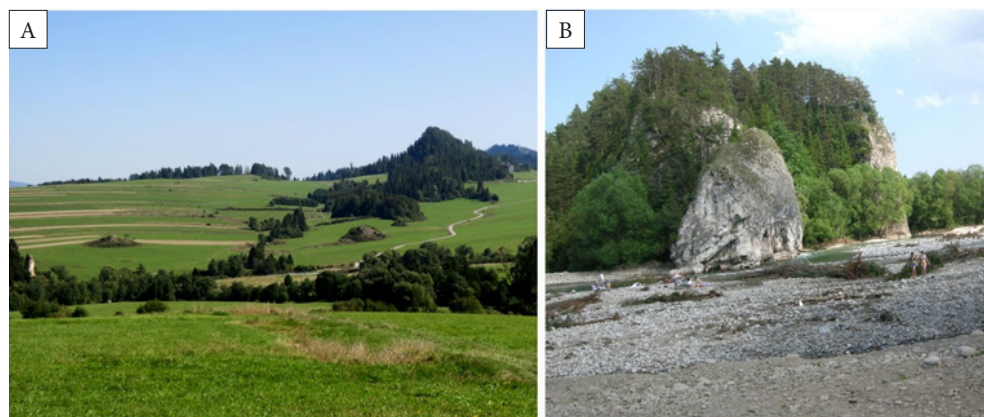
Melanże pienińskiego pasa skałkowego: wprowadzenie

Jan Golonka* , Monika Łój* , Anna Waśkowska* ,
Grzegorz Bania* , Kamil Cichostępski* 

ORCID IDs: 0000-0001-9671-5809 (J. Golonka), 0000-0002-3687-5453 (M. Łój),
0000-0003-4090-8534 (A. Waśkowska), 0000-0002-9661-8184 (G. Bania),
0000-0001-7982-4763 (K. Cichostępski)

Pieniński pas skałkowy (PPS) cechuje skomplikowana struktura, którą charakteryzuje występowanie wymieszanych ze sobą różnowiekowych elementów litologicznych pochodzących z różnych facji. Określona jest ona jako melanż. Rezultatem badań geologicznych, jakie prowadzone były na obszarze PPS od XVIII wieku przez licznych geologów, jest rozpoznanie tego melanżu. W nim znajdują się elementy, które posłużyły do ustalenia struktury, inwentarza litologicznego, rozwoju facjalnego i ewolucji geotektonicznej PPS. Dzięki zaangażowaniu kilku pokoleń geologów została odtworzona historia geologiczna centralnego PPS oraz zrekonstruowany został cykl wydarzeń geologicznych, które ukształtowały jego obecną strukturę. W wyniku podejmowanych aktualnie inicjatyw badawczych zdobywane są wciąż nowe dane, które pozwalają na dogłębsze poznanie PPS oraz uszczegółowienie istniejących ustaleń. Temu też służyły detaliczne badania geologiczne i geofizyczne prowadzone w zachodniej części Pienin Spiskich, w których melanże pochodzenia sedymentacyjnego, tektonicznego oraz będące efektem diapirowego wyciskania odzwierciedlają się w urozmaiconej rzeźbie terenu ze specyficznym układem skałek (rys. 1.1). Skałki te są izolowanymi blokami określanymi jako olistolity, które zbudowane są z różnych sekwencji litostratigraficznych PPS. Są to twarde wapienne i wapienno-krzemionkowe, które zostały wypreparowane podczas lądowych procesów morfotwórczych z bardziej podatnych na niszczenie margli, mułowców i piaskowców.

* AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków



Rys. 1.1. Skalki wapienne pochodzenia olistolitowego w strukturze pienińskiego pasa skalnego:
A) ostańce wapienne w Krempachach; B) skałka Kramnica w przełomie Białki

W celu detalicznej obserwacji struktury pienińskiego melanżu podjęte zostały prace terenowe, w tym kartowanie geologiczne, jak również badania stratygraficzne i strukturalno-tektoniczne. Wyniki tych prac zostały zintegrowane z danymi pochodzącymi z badań grawimetrycznych, sejsmicznych i geoelektrycznych [Bania i Mościcki, 2024; Bania i in., 2024; Cichostępski i Dec, 2024; Cichostępski i in., 2024; Golonka i in., 2018b, 2019; Łój i in., 2024; Marzec i in., 2020]. Wykonanie kompleksowych badań geofizycznych umożliwiło uzyskanie obrazu wewnętrznej struktury Pienin Spiskich. Otrzymane wzajemnie komplementarne wyniki zostały przedstawione w poszczególnych rozdziałach tego opracowania.

Rozdział drugi [Waśkowska i Golonka, 2024] stanowi wprowadzenie, w którym przedstawiono przegląd melanży na tle rozwoju geodynamicznego PPS następującego w efekcie długotrwałych procesów fałdowania, przemieszczania i wypiętrzania w interwale kreda-miocen [Golonka i in., 2015]. Elementy melanżu – w podziale na melanże sedymentacyjne i tektoniczne – zostały przyporządkowane do zdarzeń je generujących, które odbywały się w synorogenicznym stadium rozwoju PPS. W odniesieniu do melanży sedymentacyjnych, które aktualnie wchodzi w skład dwóch odrębnych pasów olistostromowych, wskazano czas ich formowania oraz obszary depozycyjne. Południowy pas został powiązany z subdukcją południowej części Tetydy alpejskiej, młodszy – z przesunięciem klina akrecyjnego w kierunku północnym. Geneza pozostałych skałek występujących wśród utworów klastycznych, a niezwiązanych z pasami olistolitowymi, została odniesiona do procesów deformacyjnych. Na te generacje melanży nakładają się melanże tektoniczne, które dodatkowo skomplikowały strukturę PPS. Ich powstanie było konsekwencją ruchów prowadzących do uformowania się jednostek płaszczowinowych jako efektu kolizji przyzma-grzbiet czorszyński oraz

struktury kwiatowej, która wykształciła się podczas przesuwczego ruchu płyt litosferycznych [Birkenmajer, 1983, 1986; Golonka i in., 2022].

Rozdział trzeci [Golonka i in., 2024] zawiera podstawowe dane geologiczne dotyczące obszaru pomiędzy Krempachami i Starem Bystrem, zaprezentowane w odniesieniu do ogólnej budowy geologicznej PPS w Polsce, w szczególności do stratygrafii, rozwoju facjalnego w interwałach istnienia jednostek basenowych, jak również współczesnej struktury tektonicznej. Przedstawiony został inwentarz stratygraficzny obszaru analiz na tle ogólnej litostratygrafii centralnej części PPS, w którym występują utwory od środkowej jury po neogen [np. Birkenmajer, 1977; Golonka i in., 2018a; Wierzbowski i in., 2006]. Poszczególne komponenty sekwencji litostratygraficznej znane są z odsłonień powierzchniowych oraz zostały rozpoznane w otworze Maruszyna IG-1, jedynym głębokim wierceniu (4843 m) na terenie PPS w Polsce [Birkenmajer i Gedl, 2012; Chowaniec i Sokołowski, 1985, 1986]. Są to pierwotne elementy basenowe deponowane w środowisku Tetydy alpejskiej oraz bloki, głównie pochodzenia olistolitowego, przemieszczone przez grawitacyjne ruchy masowe. Poszczególne jednostki powiązane z rozwojem facjalnym, w którym najpierw zaznacza się depozycja utworów klastyczno-węglanowych, a po wykształceniu się grzbietu czorsztyńskiego i modyfikacji morfologii zbiornika – depozycja różnorodnych utworów węglanowych i węglanowo-krzemionkowych. Późnokredowo-neogeńskie etapy rozwoju facjalnego związane są z sedymentacją turbidytową sukcesywnie zastępującą sedymentację wapienno-krzemionkową. Przedstawiona została budowa tektoniczna z wyróżnieniem w strukturach powierzchniowych PPS trzech jednostek płaszczowinowych: złatniańskiej, hulińskiej i pienińskiej oraz w budowie wgłębnej jednostki Maruszyny o afiliacji magurskiej. Jednostka ta została zidentyfikowanej w otworze Maruszyna IG-1 i w badaniach geofizycznych [Golonka i in., 2019].

Rozdział czwarty [Łój i in., 2024] poświęcony jest interpretacji strefy melanżu PPS na podstawie badań grawimetrycznych, która obejmuje obszar położony w Karpatach, na południe od Krakowa, pomiędzy Rabką-Zdrojem a Pogórzem Przedtatrzańskim w rejonie miejscowości Krempachy – Dursztyn. Obszar ten obejmuje strefę przygraniczną między Karpatami centralnymi i zewnętrznymi, w której obrębie występują melanże [Porzucek i in., 2023].

Analizę danych grawimetrycznych przeprowadzono w dwóch głównych etapach. Na pierwszym etapie wykorzystano dane grawimetryczne z bazy danych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego dotyczące obszaru około 1000 km² pomiędzy Zakopanem na południu a Rabką-Zdrojem na północy oraz Krościenkiem nad Dunajcem na wschodzie a Ludźmierzem na zachodzie, czyli kontakt Karpat zewnętrznych i wewnętrznych [Porzucek i in., 2023]. Etap drugi to badania grawimetryczne przeprowadzone w latach 2021–2024 w ramach projektu NCN nr 2019/35/B/ST10/00241 w okolicy miejscowości Krempachy – Dursztyn, w strefie występowania melanżu PPS. W ramach tego etapu prac przeprowadzono obserwacje grawimetryczne wzdłuż czterech profili o rozciągłości SSW–NNE oraz badania powierzchniowe w siarce punktów obejmującej obszar około 30 000 m².

Interpretacja danych grawimetrycznych prowadzona jest na podstawie rozkładów anomalii Bouguera. Do jej obliczenia stosuje się tzw. redukcję Bouguera złożoną z trzech poprawek, dla części których konieczne jest określenie gęstości średniej. Ze względu na to, że badania prowadzone były w strefie kontaktu PPS-u (o zróżnicowanym składzie litologicznym) i fliszu podhalańskiego oraz magurskiego, określenie gęstości na podstawie archiwalnych danych było utrudnione. Zdecydowano zatem, aby określić wartość tej gęstości z zastosowaniem dwóch metod grawimetrycznych: metody Nettletona [1940] i metody Parasnisa [1952].

Interpretacja grawimetryczna polega na jak najlepszym wyodrębnieniu z anomalii Bouguera anomalii o charakterze lokalnym, jak również anomalii o charakterze liniowym, w postaci granic gęstościowych, krawędzi struktur czy innego rodzaju lineamentów. W pierwszym przypadku zastosowano filtracje częstotliwościowe, dzięki którym z rozkładu anomalii Bouguera wyodrębniono anomalie rezydualne jako najlepsze przybliżenie anomalii lokalnych, natomiast liniowy charakter anomalii podkreślono, wykorzystując filtracje wzmacniające sygnał oparte na pionowej (VDR) oraz poziomej (THDR) pochodnej siły ciężkości [Hinze, 1990].

Regionalna analiza danych grawimetrycznych (etap pierwszy) przyniosła informację o tym, jak bardzo skomplikowany jest obszar badań zarówno pod względem tektonicznym, jak i gęstościowym. Zastosowanie odpowiednich narzędzi interpretacji umożliwiło wyodrębnienie informacji o znacznej części granic gęstościowych, szczególnie związanych z PPS.

Analiza i interpretacja danych uzyskanych za pomocą grawimetrycznych obserwacji terenowych w strefie jednostki hulińskiej wykazała znaczne zróżnicowanie ośrodka skalnego w tym rejonie pod względem gęstościowym. Natomiast szczegółowe powierzchniowe badania grawimetryczne w strefie melanżu PPS pokazały, że rozkład anomalii Bouguera i rezydualnych w tym rejonie przemawia za istnieniemolistolitów.

Rozdział piąty [Bania i Mościcki, 2024] to opis badań fragmentu pienińskiego pasa skałkowego znajdującego się w Pieninach Spiskich, w których wykorzystano metody sondowania elektrooporowego (VES) i tomografii elektrooporowej (ERT). Zastosowane metody elektrooporowe okazały się skuteczne w określeniu specyfiki strukturalnej analizowanej części PPS, zbadaniu jej strefowości oraz udokumentowaniu obecności olistolitów wapiennych i oszacowaniu ich wielkości. Wyniki interpretacji uzyskane metodą ERT2D pozwoliły na stworzenie modelu budowy geoelektrycznej analizowanego fragmentu PPS. Model ten powinien być traktowany jako jedna z możliwych hipotez, przy czym należy pamiętać o niejednoznaczności interpretacji ilościowej metod geoelektrycznych.

Rozdział szósty [Cichostępski i Dec, 2024] przedstawia interpretację badań sejsmicznych przeprowadzonych w wybranym fragmencie PPS. Aby wspomóc interpretację geologiczną melanżu PPS w regionie Pienin Spiskich, wzdłuż sześciu profili w strefie pasa wychodni wapieni przeprowadzono pomiary za pomocą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej. Pomiary wykazały znaczne poziome i pionowe zmiany

prędkości fal sejsmicznych, ujawniając złożoną strukturę geologiczną tego obszaru. W strukturze PPS wyróżniono jednostki złatniańską, braniską i hulińską. Stwierdzono, że północna część jednostki hulińskiej jest zdominowana przez melanż osadowy zawierający izolowane bloki wapienne interpretowane jako olistolity, które na powierzchni terenu tworzą skałki. Otoczone są osadami fliszowymi reprezentującymi chaotyczny kompleks osadowy.

Prace badawcze uzyskały wsparcie z grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241.

Bibliografia

- Bania G., Mościcki W.J., 2024. *Badania wybranego fragmentu Pienińskiego Pasa Skałkowego na Spiszu przy pomocy geofizycznych metod elektrooporowych*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 95–127.
- Bania G., Mościcki W.J., Golonka J., 2024. ERT field survey supported with numerical and analogue modeling applied to study a fragment of the Pieniny Klippen Belt (Spisz Pieniny Mountains, southern Poland). *Geological Quarterly*, 68, 22. <https://doi.org/10.7306/gq.1750>.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45, 1–158.
- Birkenmajer K., 1983. Uskokki przesuwce w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Studia Geologica Polonica*, 77, 89–112.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland): Lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. *Studia Geologica Polonica*, 135, 7–54.
- Chowanec J., Sokołowski J., 1985. *Borehole Maruszyna IG-1*, [w:] K. Birkenmajer (ed.), *Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress: Cracow, Poland, 1985. [2], Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow – Zakopane): Guide to Excursion 2*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 60–62.
- Chowanec J., Sokołowski J., 1986. *Głęboki otwór wiertniczy Maruszyna IG-1*, [w:] K. Birkenmajer, D. Poprawa (red.), *Pieniński pas skałkowy: Przewodnik LVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18–20 września 1986 r.*, Instytut Geologiczny, Kraków, 69–71.
- Cichostępski K., Dec J., 2024. Rozpoznanie płytkiej struktury pienińskiego pasa skałkowego z wykorzystaniem sejsmicznej tomografii refrakcyjnej, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 129–150.
- Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waśkowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (Southern Poland). *Minerals*, 14(2), 155. <https://doi.org/10.3390/min14020155>.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślęczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geological Magazine*, 152(2), 269–286. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000211>.

- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018a. The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 111–125. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.111>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., 2018b. The North European Platform suture zone in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 5–16. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Swiss Journal of Geosciences*, 112(2–3), 475–506. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00345-2>.
- Golonka J., Waśkowska A., Cichostępski K., Dec J., Pietsch K., Łój M., Bania G., Mościcki W.J., Porzucek S., 2022. Mélange, flysch and cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An overview. *Minerals*, 12(9), 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Golonka J., Chowaniec J., Waśkowska A., 2024. *Zarys budowy geologicznej zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego w Polsce*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 35–57.
- Hinze W.J., 1990. *The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies*, [w:] S.H. Ward (ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics. Vol. 1: Review and Tutorial*, Investigations in Geophysics, 5, Society of Exploration Geophysicists, Houston, 75–126. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802785.ch4>.
- Łój M., Porzucek S., Matwij W., 2024. *Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 59–93.
- Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2020. Seismic imaging of mélanges – Pieniny Klippen Belt case study. *Journal of the Geological Society*, 177(3), 629–646. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-111>.
- Nettleton L.L., 1940. *Geophysical Prospecting for Oil*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- Parasnis D.A., 1952. A study of Rock Densities in the English Midlands. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 6(5), 252–271. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1952.tb03013.x>.
- Porzucek S., Łój M., Golonka J., 2023. Lineaments in the gravity image of the border zone between the Central and Outer Carpathians. *Minerals*, 13(8), 995. <https://doi.org/10.3390/min13080995>.
- Waśkowska A., Golonka J., 2024. *Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 13–34.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G., Uchman A. (eds.), 2006. *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: Poland, Kraków, September 6–18 2006*, Polish Geological Institute, Warszawa.

Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego

Anna Waśkowska* , Jan Golonka* 

ORCID IDs: 0000-0003-4090-8534 (A. Waśkowska), 0000-0001-9671-5809 (J. Golonka)

Development of the of Pieniny Klippen Belt melanges against the geodynamic background

Both tectonic and sedimentary processes (subaqual mass movements) contributed to the formation of *mélanges* in the Pieniny Klippen Belt (PKB). The name Klippen Belt comes from the presence of “Klippen” in this structure, i.e. elements contrasting with the surroundings. The harder and more resistant to erosion Klippen are located among less resistant clastic formations, i.e. sandstones, mudstones and marls. These Klippen are made of limestones and radiolarites that were deposited in the ridge or slope parts of the PKB basins, while the flysch complexes containing sandstones mudstones and marls were deposited in the deeper parts of these basins. Some of the Klippen are olistoliths, i.e. homogeneous or complex rock blocks of various sizes that were moved by gravity to the deeper zones of flysch basins. Other Klippen entered the flysch formations as a result of tectonic deformations that took place during orogenic movements. Collisions and mutual shifting of lithospheric plates resulted in the formation of the structure of the PKB, which takes the form of the so-called flower structure, limited on both sides by deep faults. After uplift, the PKB was subject to erosion processes, which led to the removal of less durable complexes and the removal of shallower limestone blocks, which today form Klippen clearly visible in the landscape.

2.1. Wstęp

Słowo ‘melanż’ pochodzi z języka francuskiego (*mélange*) i określa mieszaninę, mieszanekę, miks. Do nomenklatury geologicznej termin ‘melanż’ został wprowadzony w 1919 roku przez Greenly’ego [1919] dla opisu utworów chaotycznych. W powszechnym użyciu znajduje się od lat 60. XX wieku, od czasu charakterystyki

* AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

opracowanej przez Hsü [1968]. W kontekście geologicznym za melanże uważa się utwory stanowiące konglomerat wymieszanych skał, odmiennych pod względem litologii, wieku i pochodzenia [Festa i in., 2012, 2019; Jaroszewski i in., 1985]. Melanże mają różnorodne wykształcenie, generalnie cechuje je obecność klastów wszystkich frakcji, również ziaren dużych i bardzo dużych, istotnie przewyższających wielkością inne. Struktura wewnętrzna melanży jest zwykle nieuporządkowana i ma charakter deformacyjny, a poszczególne ich komponenty wykazują odkształcenia o charakterze ciągłym i nieciągłym. Ze względu na brak widocznego ładu w budowie wewnętrznej melanże powszechnie określane są jako utwory chaotyczne.

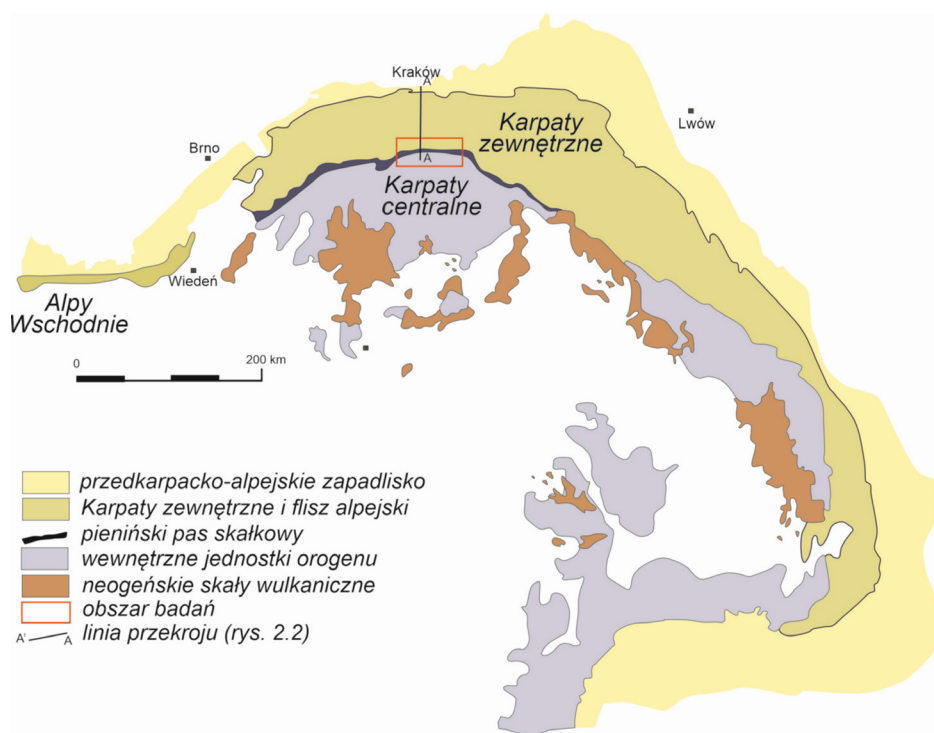
Melanże powstają w wyniku zdeformowania, rozdrobnienia i przemieszczenia skał [np. Abbate i in., 1970; Cieszkowski i in., 2012; Festa i in., 2012; Golonka i in., 2015; Lucente i Pini, 2003; Neuendorf i in., 2005]. Na powstanie melanży wpływa wiele procesów geologicznych, są to między innymi tektonika, transport masowy, diapiryzm i wyciskanie płynów, glacitektonika, wytwarzanie gazu i hydratów [np. Abbate i in., 1970; Camerlenghi i Pini, 2009; Cieszkowski i in., 2009, 2012; Elter i Trevisan, 1973; Festa i in., 2012, 2019; Hsü, 1968, 1974; Jankowski, 2015; Jaroszewski i in., 1985; Naylor, 1981; Pini, 1999; Trümpy, 2006]. Melanże są powszechnym komponentem skorupy ziemskiej, w szczególności w orogenach. Ich kumulacja jest wynikiem procesów tektonicznych prowadzących do uformowania struktury górotworu oraz wcześniejszych, które związane były ze zjawiskami zachodzącymi w zbiornikach przedorogenicznych. Znane są też z obszaru Karpat i identyfikowane są w różnych ich regionach [np. Bubík i in., 2020; Cieszkowski, 1992; Cieszkowski i in., 2009, 2012, 2017; Golonka i in., 2015, 2022; Hnylko i Hnylko, 2019; Hnylko i in., 2021; Jankowski, 2015; Malik, 1984; Siemińska i in., 2020; Słomka, 1986, 2001; Strzeboński i in., 2017; Ślącza i in., 2012; Unrug, 1968; Waśkowska i Cieszkowski, 2014; Woyda i in., 2023]. Są też ważnym składnikiem pienińskiego pasa skałkowego (PPS), którego skomplikowana struktura jest wynikiem zmelanżowania w trakcie kilku odrębnych procesów. Melanże PPS zostały przedstawione na tle ogólnej charakterystyki paleogeograficznej, która ulegała zmianom podczas ewolucji geodynamicznej.

2.2. Obszar badań

Karpaty rozciągają się od Kotliny Wiedeńskiej do Żelaznej Bramy na Dunaju, tworząc długi łuk orogeniczny liczący ponad 1300 km długości (rys. 2.1). W kierunku zachodnim graniczą z Alpami, a na wschodzie z Bałkanami [Golonka i in., 2019a, 2019b, 2021; Książkiewicz, 1972, 1977; Oszczypko, 2004, 2006 i cytacje tamże]. W podziale podłużnym wyróżniane są Karpaty Zachodnie i Wschodnie. Karpaty Zachodnie obejmują obszar orogeniczny od zachodniej granicy łuku i przebiegają na wschód przez terytorium Czech, Słowacji i Polski do granicy polsko-ukraińskiej [Hnylko i Hnylko, 2016; Horváth i Galász, 2006], gdzie granica stawiana jest na Przełęczy Użockiej w Bieszczadach [Golonka i in., 2019b].

2. Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego

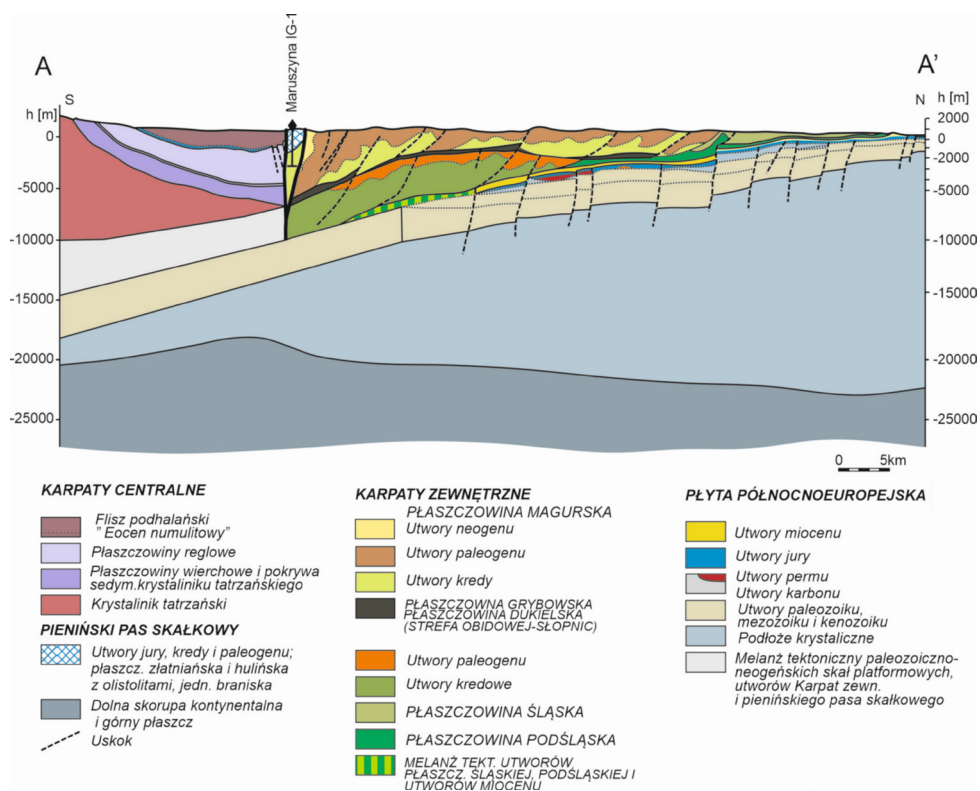
W skład Karpat Zachodnich wchodzi Karpaty centralne (zwane też wewnętrznymi) i zewnętrzne (zwane też fliszowymi) [Golonka i in., 2019a, 2019b, 2021; Książkiewicz, 1977; Maheł, 1974; Ślącza i in., 2006 i cytacje tamże] (rys. 2.1, 2.2). Karpaty wewnętrzne zajmują bardziej południowe obszary i są starszą częścią pasma utworzoną z alpejskiego systemu płaszczowin, które powstały od kredy do neogenu. Karpaty zewnętrzne stanowią obszar północny orogenu i zbudowane są z uformowanych w neogenie serii płaszczowin zawierających utwory fliszowe [np. Golonka, 2011; Książkiewicz, 1977; Oszczytko i in., 2006; Ślącza i in., 2006]. Na granicy Karpat wewnętrznych i zewnętrznych znajduje się PPS. Jest to wąska i silnie rozciągnięta strefa o długości ponad 600 km (rys. 2.1).



Rys. 2.1. Pieniński pas skałkowy na tle struktur karpackich [za Kováč i in., 1998]

PPS powstał w wyniku fałdowania, przemieszczania i wypiętrzania utworów morskich zdeponowanych w Tetydzie alpejskiej. Charakteryzuje go skomplikowana struktura, na którą składają się elementy litologiczne o różnym wieku i charakterystyce [np. Birkenmajer, 1977, 1979, 1983, 1986; Golonka i Krobicki, 2004; Golonka i in., 2015, 2018a, 2018b, 2022; Jurewicz, 2018; Wierzbowski i in., 2006] tworzące melanż. Taka

budowa geologiczna powoduje trudności w odróżnieniu poszczególnych jednostek tektonicznych i wyodrębnia PPS spośród innych jednostek strukturalnych Karpat. Podkreślona jest również w rzeźbie terenu, którą charakteryzuje duże urozmaicenie morfologiczne związane z występowaniem wzdłuż struktury PPS rozproszonych nierównomiernie skałek wapiennych [Birkenmajer, 1977, 1986, 1988, 2017; Cichoński i in., 2024; Łój i in., 2024; Miślik, 1994; Wierzbowski i in., 2006]. Cecha ta jest swoista i na tyle wyróżniająca PPS, że została użyta w nazwie własnej struktury, gdzie określenie ‘pas skałkowy’ stało się deskryptorem, do którego został dołączony identyfikator geograficzny ‘pieniński’.



Rys. 2.2. Pozycja pienińskiego pasa skałkowego w Karpatach – przekrój przez Karpaty na linii Kraków – Zakopane (linie przekroju na rysunku 2.1) [za Golonka i in., 2019a]

2.3. Rozwój melanży pienińskiego pasa skałkowego na tle jego ewolucji geodynamicznej

Karpaty powstały w wyniku serii procesów geologicznych, które odpowiadały za wykształcenie i rozwój basenów sedymentacyjnych oraz kolejno za ich konsumpcję

i fałdowanie. Szereg tych procesów generowało melanże, dlatego powszechne są one w orogenie. Ewolucja PPS trwała od jury do miocenu i obejmowała następujące stadia: (1) ekspansji związanej z procesem ryftowania, (2) zamykania akwenu związanego z procesem subdukcji oraz (3) fałdowań i wypiętrzeń [Birkenmajer, 1983, 1986, 2017; Golonka i in., 2019a, 2019b, 2021].

2.3.1. Stadium ekspansji (przedryftowe, synryftowe i postryftowe)

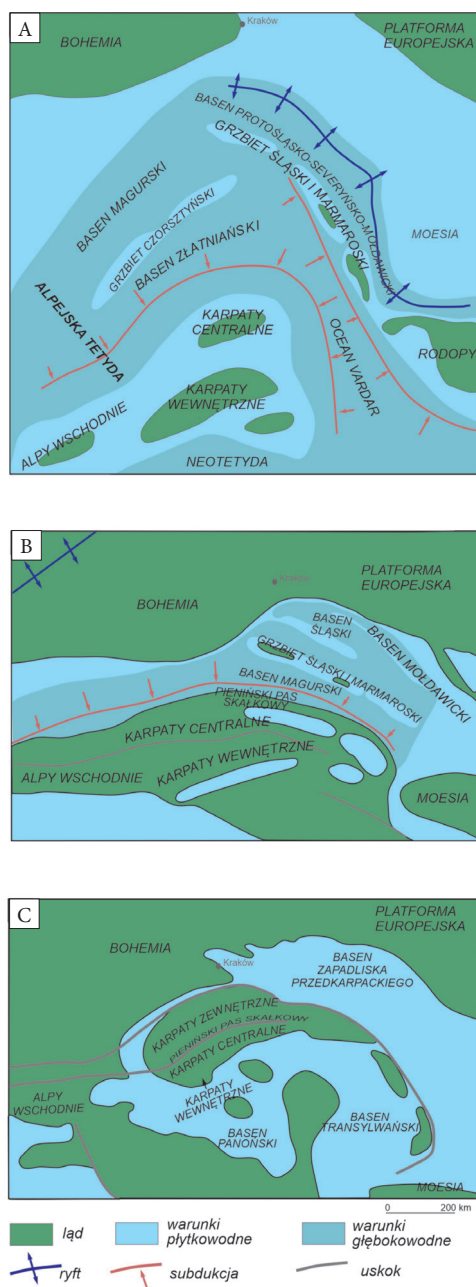
Obszar basenowy Karpat zewnętrznych powstał w jurze. Składał się z dwóch jednostek paleogeograficznych – Tetydy alpejskiej i basenu protośląskiego (rys. 2.3).

Tetyda alpejska była przedłużeniem systemu środkowoatlantyckiego [Golonka i in., 2005, 2006, 2018a, 2018b, 2019a, 2019b, 2021, 2022; Waśkowska i in., 2014] i miała kształt wydłużonej niecki o orientacji SW–NE, która objęta była depozycją marglistą i ciemnych utworów mułowcowych [Birkenmajer, 1977, 1986; Golonka i in., 2018, Tysza, 1994, 2001]. W bajosie w centralnej części Tetydy alpejskiej powstało śródbasenowe wyniesienie zwane grzbieciem czorsztyńskim [Birkenmajer, 1977, 1986; Golonka i Krobicki, 2004, 2023; Golonka i Sikora, 1981; Golonka i in., 2000, 2006, 2008, 2018a, 2018b; Krobicki, 2018; Krobicki i Wierzbowski, 2004; Oszczytko i in., 2006, 2010]. Podzieliło ono Tetydę alpejską na dwie części: basen złatniański, zwany też pienińskim, który zajmował obszary po południowo-zachodniej części wyniesienia, oraz basen magurski, który zajmował obszary po jego północno-zachodniej części (rys. 2.3).

Zmiana morfologii Tetydy alpejskiej wpłynęła na zróżnicowanie środowisk depozycyjnych. W basenie złatniańskim wyróżniono kilka stref odpowiadających indywidualnym reżimom sedymentacyjnym, które wydzielone zostały na podstawie odrębności facjalnych [Birkenmajer, 1977, 1979, 2017; Golonka i Krobicki, 2023; Golonka i in., 2022; Wierzbowski i in., 2006]. Generalnie wówczas obszar Tetydy alpejskiej znajdował się pod wpływem sedymentacji autogenicznej i w warunkach płytkomorskich deponowane były utwory węglanowe oraz margliste, a w obszarach głębszych – utwory węglanowo-krzemionkowe [Birkenmajer, 1977, 1979; Golonka i Krobicki, 2023; Golonka i in., 2018a; Wierzbowski i in., 2006 i cytacje tamże].

W centralnej części basenu, zwłaszcza na początku środkowej jury, na grzbiecie czorsztyńskim powstawała pewna ilość materiału klastycznego. Były to głównie ziarna pochodzące z produkcji organicznej liliowców [Birkenmajer, 1963, 1977, 2017; Golonka i Krobicki, 2004; Krobicki i Wierzbowski, 2004; Wierzbowski i in., 1999], a nagromadzenia tego materiału utworzyły wapienie krynowidowe.

W środkowej jurze rozpoczęło się pograżanie grzbietu czorsztyńskiego [Golonka i in., 2005, 2018a, 2018b, 2022; Krobicki i Wierzbowski, 2004; Wierzbowski i in., 2006] i stracił on na znaczeniu jako obszar alimentacji dla Tetydy alpejskiej. Z racji skomplikowanej budowy PPS oraz ograniczonego bezpośredniego dostępu do materiału skalnego nie jest dokładnie znana aktywność w tym zakresie strefy wydzielającej od południa basen złatniański.



Rys. 2.3. Ewolucja geotektoniczna Tetydy alpejskiej i rejonów przyległych:
A) tyton-berias, 140 mln lat temu; B) eocen, 45 mln lat temu; C) miocen, 14 mln lat temu
[za Golonka i in., 2021 – zmodyfikowane]

Od strony północno-wschodniej Tetyda alpejska była ograniczona grzbietem śląskim. Powstał on podczas późnojurajskiego ryftowania i podziału zewnętrznej części platformy europejskiej [np. Golonka i in., 2013, 2019a, 2019b, 2021; Książkiewicz, 1977; Unrug, 1968] (rys. 2.3). Po jego północnej stronie rozwijał się basen protośląski [Cieszkowski i in., 2009 i cytacje tamże; Golonka i in., 2008, 2013, 2019a, 2019b], należący do domeny zewnątrzkarpackiej. Z fazą otwierania się tego basenu związane były subakwalne ruchy masowe tworzące olistolity (melanże sedymentacyjne), których obszarem źródłowym był grzbiet śląski oraz strefa brzegowa platformy europejskiej [Cieszkowski i in., 2009, 2012]. Zachowały się one w osadach Karpat zewnętrznych, w obrębie płaszczowiny śląskiej [Bubík i in., 2020; Cieszkowski i in., 2009, 2012; Nowak, 1964; Peszat, 1968; Słomka, 1986].

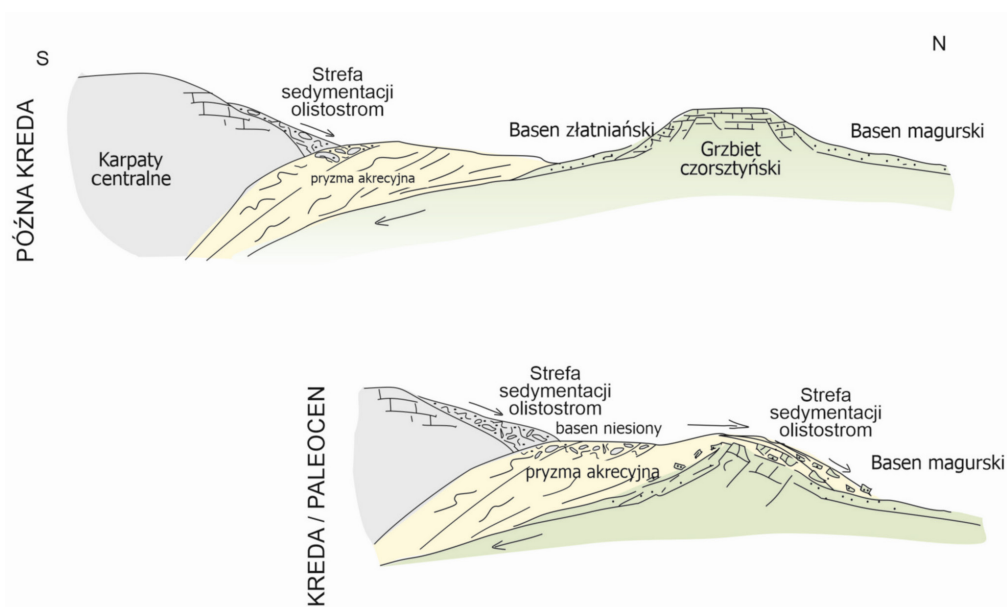
2.3.2. Stadium skracania i zamykania (synorogeniczne)

W środkowej kredzie w basenie żłatniańskim powstała strefa konwergentna. Rozpoczęła się subdukcja płyty Tetydy alpejskiej pod płytę Karpat centralnych. Proces ten powodował stopniowe zamykanie basenu Tetydy alpejskiej, rozwój basenów fliszowych i uruchomienie pryzmy akrecyjnej, na której rozwinęły się baseny niesione (*piggy back*). Świadectwem stadium synorogenicznego jest sedymentacja fliszowa, która już w albie zaznaczyła się w basenach żłatniańskim i magurskim [Golonka i Sikora, 1981; Sikora, 1971]. W tym czasie doszło do zmiany reżimu sedymentacyjnego i utwory autogeniczne były stopniowo zastępowane przez utwory fliszowe. Są one dobrze rozwinięte w strefie żłatniańskiej i mają formę turbidytów, w skład których wchodzi przeławicające się wzajemnie piaskowce i łupki mułowcowe lub ilaste, a także margle i zlepience [Golonka i Sikora, 1981; Sikora, 1971].

Wytworzenie strefy subdukcji oraz ruch płyty Karpat centralnych wywołały zaburzenia stabilności stoków na południowym brzegu basenu żłatniańskiego. Spowodowały one powstawanie masowych przemieszczeń płytkowodnego materiału w głąb zbiornika, który objęty był sedymentacją klastyczną. Od kredy do eocenu deponowane były olistostromy, które składały się z utworów węglanowych [Buček i Köhler, 2017; Golonka i in., 2015, 2017; Köhler i in., 1993; Mello i in., 2005] (rys. 2.4).

W inwentarzu melanży olistostromowych znajdują się bloki skał triasowych, kredowych, paleoceńskich i eoceńskich, z których część stanowi olistolity. Jeden z największych olistolitów zawiera węglanowo-krzemionkową sukcesję skalną wieku triasowego i dolnokredowego [Birkenmajer, 1953, 1959, 1977, 1986, 1988; Horwitz i Rabowski, 1930; Janočko, 2000; Matějka, 1961; Potfaj, 2002]. Zlokalizowany jest w pobliżu wsi Haligowce (słow. Haligovce) (rys. 2.5) i występuje w obrębie utworów formacji śnieżnickiej [zob. tabele w Golonka i in., 2024] [Birkenmajer, 1959, 1977; Golonka i in., 2015; Potfaj, 2002]. Ewidencją późnych olistostrom są wapienie typu kambuchelskiego wieku paleoceńskiego, reprezentujące facje rafowe koralowo-glonowe i eoceńskie wapienie numulitowe. Znajdują się one w otoczeniu paleoceńsko-eoceńskich osadów fliszowych

formacji żylińskiej [Cieszkowski i in., 2009; Golonka i in., 2015; Potfaj, 2002]. Oprócz bloków wapiennych w melanżu znajdują się pakiety miękkich skał, w szczególności margli (np. formacja z Jaworek) [zob. tabele w Golonka i in., 2024].

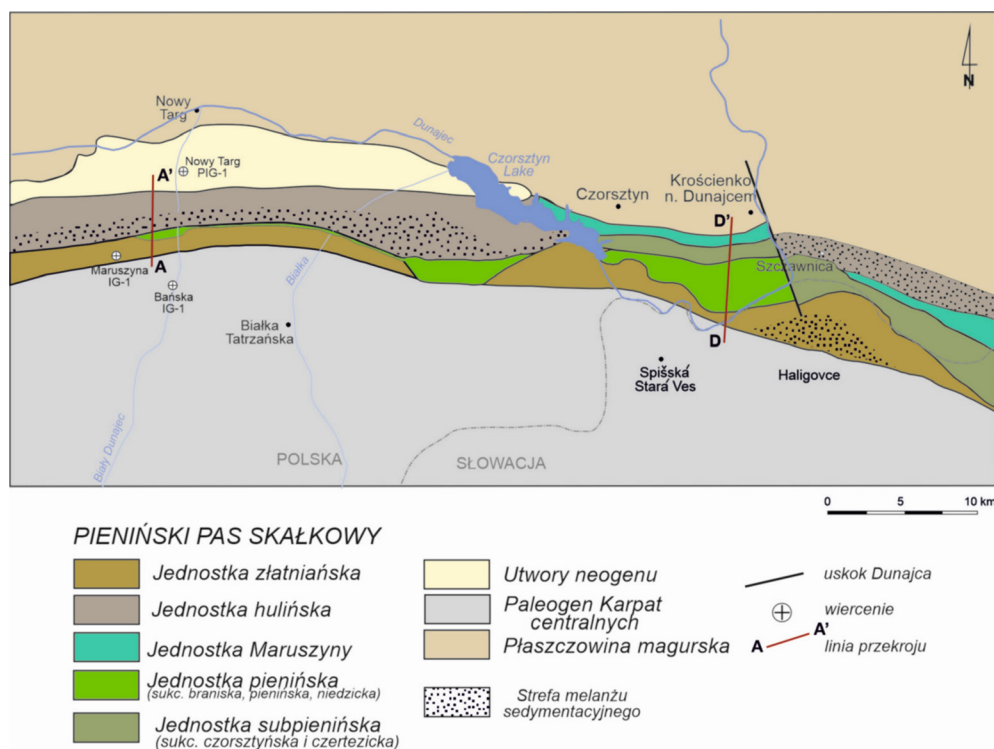


Rys. 2.4. Strefy generacji melanży sedimentacyjnych (olistostrom z olistolitami) w Tetydzie alpejskiej

Druga strefa formowania się melanży wykształciła się podczas późnej kredy i funkcjonowała do wczesnego paleocenu. Powstała wzdłuż południowego brzegu basenu magurskiego i była rezultatem kolizji pryzmy akrecyjnej z grzbietem czorsztynskim [Golonka i in., 2015, 2018a, 2022]. Podczas kredy pryzma przemieszczała się ku północy, będąc ważnym źródłem materiału klastycznego dla skracanego basenu złotniańskiego. W późnej kredzie osiągnęła grzbiet czorsztynski, który był wówczas pogrążony, ale wciąż stanowił wyraźny element morfologiczny dna basenowego Tetydy alpejskiej. Kolizja pryzmy z grzbietem uruchomiła procesy, w wyniku których doszło do wytworzenia jednostek tektonicznych przemieszczonych wzdłuż nasunięć [Birkenmajer, 1986, 1988, 2017; Golonka i in., 2015, 2018a, 2018b, 2021; Sikora, 1971], jak również wytworzenia melanży sedimentacyjnych. Pod naporem pryzmy grzbiet czorsztynski ulegał niszczeniu, a część powstałego materiału klastycznego była sukcesywnie spychana do basenu magurskiego, gdzie tworzyła melanże olistostromowe (rys. 2.4). W olistostromach znalazł się materiał

2. Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego

o różnych właściwościach, obejmujący zarówno sztywne bloki skał wapiennych, jak i podatne na deformacje utwory mułowcowo-margliste. Olistostromy basenu magurskiego występują w obrębie skał fliszowych formacji jarmuckiej i szczawnickiej [zob. tabele w Golonka i in., 2024] zbudowanych z turbidytów piaszczystych i piaszczysto-łupkowych [Chrustek i in., 2005; Cieszkowski i in., 2009; Szczęch i Cieszkowski, 2021; Szczęch i Waśkowska, 2023]. Jednym z największych olistolitów jest blok Homoli-Białej Wody znajdujący się w miejscowości Jaworki koło Szczawnicy (rys. 2.5).



Rys. 2.5. Szkic tektoniczny pienińskiego pasa skałkowego w Polsce i przyległej części Słowacji [za Cichostępski i in., 2024 – uzupełnione]

Blok Homoli-Białej Wody ma charakter olistoplaki [Cieszkowski i in., 2009, Golonka i in., 2015], która zbudowana jest ze skał jurajsko-kredowych należących do płyt-kowodnej sukcesji czorsztyńskiej [Birkenmajer, 1959, 2017; Golonka i in., 2018a, 2018b; Wierzbowski i in., 2006]. Do spektakularnych olistolitów należy blok skał wulkanicznych występujący w otoczeniu utworów klastycznych górnokredowo-paleoceńskich

formacji jarmuckiej w Jaworkach [Birkenmajer i Lorenc, 2008; Golonka i Rączkowski, 1984; Golonka i in., 2015; Oszczytko i in., 2012]. Zbudowany jest on z bazaltu oliwnego wieku kredowego [Birkenmajer i Lorenc, 2008].

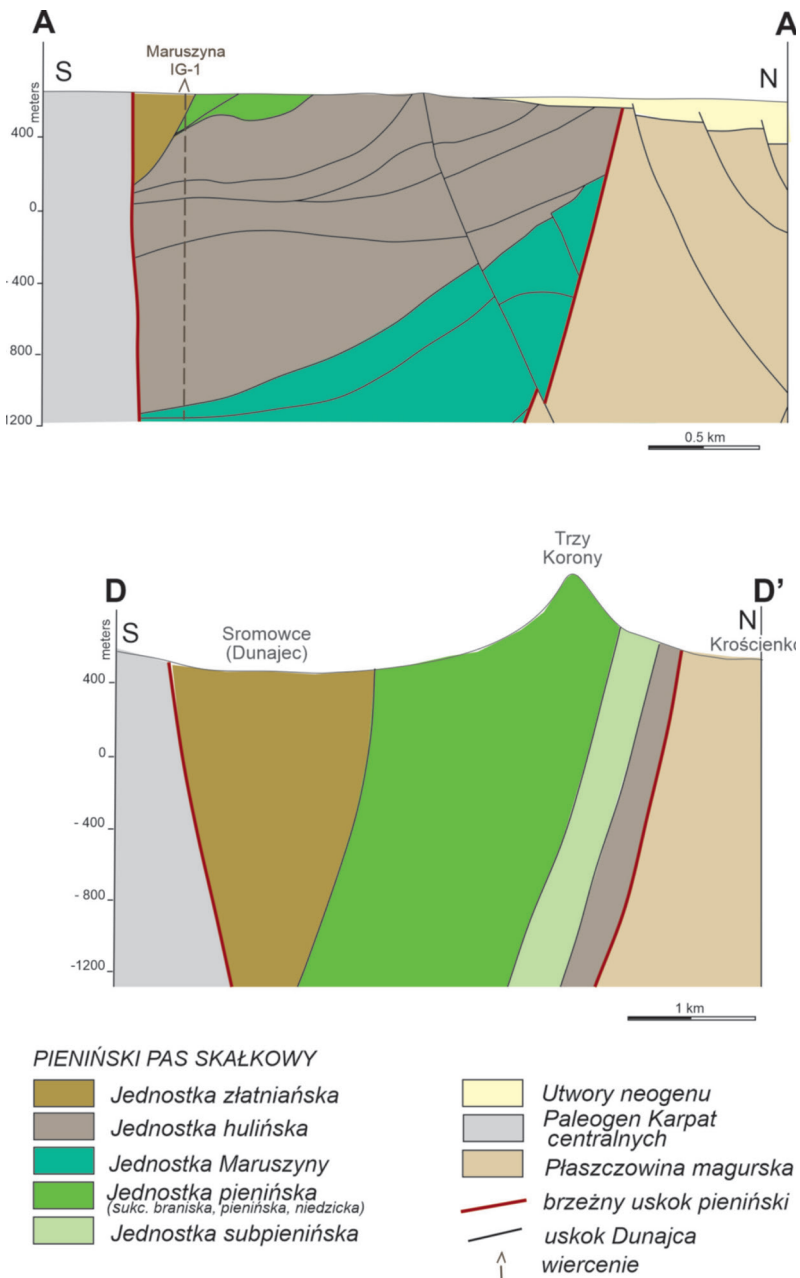
Procesy tektoniczne będące konsekwencją kolizji pryzmy z grzbietem spowodowały uformowanie jednostek tektonicznych zbudowanych z utworów Tetydy alpejskiej. Jednostka pienińska utworzona została z sukcesji osadowych pienińskiej, braniskiej, i niedzickiej, a w skład jednostki subpienińskiej weszły serie czertezicka i czorsztyńska (rys. 2.5) [Birkenmajer, 1977, 1986, 2017]. Część pryzmy akrecyjnej przekształciła się w jednostkę żłatniańską i została nasunięta na strefę grzbietu, przykrywając częściowo wcześniej powstałe jednostki pienińską i subpienińską. Procesy, które spowodowały reorganizację struktur basenowych, związane z tworzeniem stref odkłuc, uskoków, deformacji fałdowych i przesunięć, wytworzyły nową generację melanży o charakterze tektonicznym. Melanże tego rodzaju są szczególnie dobrze widoczne w zachodniej części PPS [Golonka i in., 2024].

Progradująca sukcesywnie w kierunku północno-zachodnim pryzma akrecyjna po przekroczeniu struktur grzbietu czorsztyńskiego weszła na obszar basenu magurskiego. Funkcjonujący na jej zapleczu basen niesiony utrzymywał aktywność do neogenu (rys. 2.3).

2.3.3. Stadium kolizyjne i przesuwcze

W neogenie nastąpiła kolizja płyt Karpat centralnych i platformy wschodnioeuropejskiej, w wyniku której na płytę tej platformy zostało nasunięte podłoże krystaliczne płyty centralnokarpackiej [Golonka i in., 2019a, 2019b]. Zdarzenie to wywołało szereg procesów, które doprowadziły do uformowania aktualnej struktury tektonicznej Karpat Zachodnich, między innymi do przesunięć, wypiętrzeń i powstania jednostek płaszczowinowych. Rotacja płyty wschodnioeuropejskiej i związane z nią ruchy przesuwcze [Csontos i Vörös, 2004; Golonka i in., 2019a; Márton i in., 1999, 2004, 2013; Plašienka, 2018] zainicjowały szereg procesów transpresyjnych, transtensyjnych i translacyjnych skutkujących powstaniem stref uskokowych i innych deformacji [Hruševský i in., 2006; Marko i in., 2017; Nemčok i Nemčok, 1994; Ratschbacher i in., 1993]. Spowodowało to istotną reorganizację PPS, który uzyskał wówczas strukturę kwiatową i został wydzielony tektonicznie od strony południowej pionowym uskokiem nachylonym ku północy [Golonka i in., 2018a, 2018b, 2019b; Ludwiniak, 2018], a od północy serią uskoków o wergencji południowej [Golonka i in., 2018a, 2018b; Łój i in., 2024; Porzucek i in., 2023; Ślaczka i in., 2006] pomiędzy jednostkami żłatniańską i hulińską (Grajcarka), przez co mają one pozycję wertykalną w obszarze Czorsztyna i Krościenka (rys. 2.6). Procesy te spowodowały skomplikowanie struktury wewnętrznej PPS i powstanie kolejnej generacji melanży o charakterze tektonicznym. Melanże tego rodzaju są widoczne w rejonie Pienin [Golonka i in., 2022].

2. Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego



Rys. 2.6. Zgeneralizowane przekroje geologiczne w poprzek struktury pienińskiego pasa skałkowego w obszarze na południe od Nowego Targu (A-A') oraz na południe od Krościenka (D-D') (lokalizacja linii przekroju na rys. 2.5)

2.4. Dyskusja

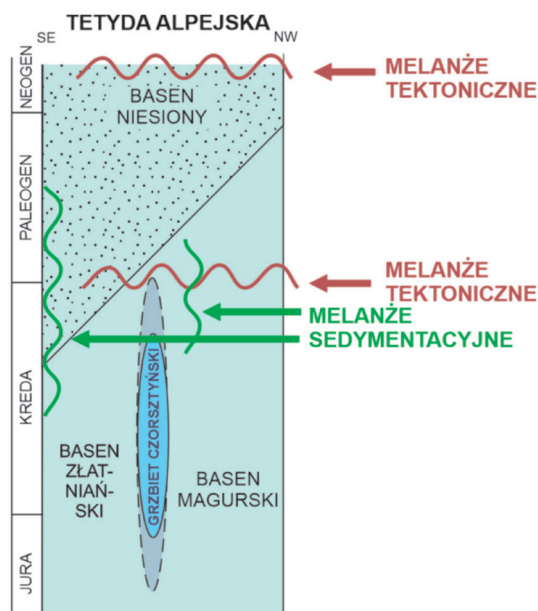
PPS zbudowany jest z utworów Tetydy alpejskiej. W aktualną jego strukturę weszły utwory basenu zlatniańskiego oraz część utworów basenu magurskiego, reszta utworów magurskich została włączona do płaszczowiny magurskiej będącej elementem strukturalnym Karpat zewnętrznych. Utwory basenu zlatniańskiego budują jednostkę pienińską, subpienińską i zlatniańską, a utwory basenu magurskiego w PPS tworzą jednostkę hulińską (Grajcarka) oraz Maruszyny (rys. 2.5) [Birkenmajer, 1986, 1988; Birkenmajer i Gedl, 2012, 2017; Golonka i Krobicki, 2004; Golonka i Sikora, 1981, Golonka i in., 2019a; Marzec i in., 2021; Oszczypko i in., 2015; Pieńkowski i in., 2008, Plaśienka, 2012; Sikora, 1962]. W budowie PPS melanże odgrywają szczególną rolę. Skomplikowana struktura PPS, którą charakteryzuje obecność w różnych konfiguracjach odrębnych elementów facjalnych, była wcześniej określana przez Birkenmajera [1979, 1986] jako megabrekcja. Terminu ‘melanż’ w odniesieniu do utworów PPS użyli Golonka i in. [2015], którzy charakteryzując utwory chaotyczne, skoncentrowali się głównie na melanżach o genezie sedymentacyjnej.

Melanże pienińskie powstały w wyniku procesów sedymentacyjnych oraz tektonicznych. Melanże sedymentacyjne mają formęolistostrom z olistolitami. Zaczęły powstawać w stadium synorogenicznym. Depozycja utworów chaotycznych objęła dwie różne strefy basenowe Tetydy alpejskiej. Strefę jej południowych brzegów, gdzie subakwalne ruchy masowe w interwale kreda-eocen były powodowane zaburzeniami stabilności stoków pod wpływem ruchu płyty Karpat centralnych oraz procesów subdukcyjnych. Drugim obszarem depozycji olistostrom podczas górnej kredy i wczesnego paleocenu był południowy stok basenu magurskiego. Na nim deponowany był materiał z destrukcji grzbietu czorsztyńskiego, niszczonego wskutek z kolizji z progradującą pryzmą akrecyjną (rys. 2.4, 2.7).

Melanże te powstawały rozdzielnie i w różnych częściach Tetydy alpejskiej. W obecnej strukturze PPS tworzą dwa pasy (rys. 2.5). Melanże uformowane w strefie południowej na brzegu Karpat centralnych znajdują się w jednostce zlatniańskiej [Golonka i in., 2015, 2017, 2018a, 2018b]. Drugi pas melanżu występuje na przedpolu Karpat zewnętrznych, wzdłuż granicy południowej płaszczowiny magurskiej, w obrębie jednostki hulińskiej (Grajcarka). Zawiera utwory pochodzące z destrukcji grzbietu czorsztyńskiego [Golonka i in., 2015, 2017, 2018a, 2018b] (rys. 2.5). Obie te jednostki są jednostkami fliszowymi, zbudowanymi z utworów turbidytowych.

Inny typ reprezentują melanże tektoniczne będące efektem deformacji ciągłych i nieciągłych oraz redepozycji rozdrobnionego materiału. Powstawały one w strukturach PPS podczas wyodrębniania się jednostek tektonicznych i stref uskokowych oraz w czasie przemieszczeń blokowych, jakie miały miejsce w górnej kredzie i paleocenie oraz podczas formowania się struktury kwiatowej w neogenie (rys. 2.5, 2.6). Ich ewidencja jest widoczna w całej strukturze PPS, na którą składa się mozaika, miejscami mocno rozdrobnionych, elementów tektonicznych z wewnętrznymi zaburzeniami.

2. Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego



Rys. 2.7. Rozkład w czasie procesów generujących melanże w pienińskim pasie skałkowym

2.5. Podsumowanie

Skomplikowana struktura PPS ma charakter melanżu powstałego w wyniku procesów sedymentacyjnych i tektonicznych. Jest on efektem kredowo-miocenów procesów fałdowania, przemieszczania się i wypiętrzania, a także redepozycji grawitacyjnych i olistostrom.

Melanże sedymentacyjne tworzą rozległe olistostromy z olistolitami, których formowanie związane było z procesami subdukcyjnymi w stadium synorogenicznym ewolucji Tetydy alpejskiej. Rozwijały się w dwóch strefach basenowych. W interwale kreda-eocen wzdłuż południowego obrzeżenia basenu złotniańskiego powstawały olistostromy będące efektem aktywności strefy subdukcji i ruchu płyty Karpat centralnych. W interwale późna kreda-wczesny paleocen wzdłuż południowego obrzeżenia basenu magurskiego powstawały olistostromy formowane na przedpolu pryzmy akrecyjnej, w strefie kolizji z grzbieciem czorsztyńskim. Melanże te tworzą dwa pasy widoczne w morfologii w postaci układu skałek: zewnętrzny znajdujący się w jednostce złotniańskiej, odpowiadający olistostromom południowego obrzeżenia basenu złotniańskiego oraz wewnętrzny znajdujący się w jednostce magurskiej, odpowiadający olistostromom południowego obrzeżenia basenu magurskiego.

Melanże tektoniczne powstawały w późnej kredzie-wczesnym paleocenie oraz w neogenie w trakcie reorganizacji strukturalnej PPS i wyodrębniania się jego jednostek

strukturalnych. Są efektem generowania stref uskokowych, ruchu blokowego oraz fałdowań i wypiętrzeń, podczas których nastąpiły deformacje i przemieszczenia elementów. Melanże te występują w strefach nasunięć i wewnętrznych deformacji jednostek złatniańskiej, pienińskiej i hulińskiej (Grajcarka) i są efektem procesów górnokredowych. Zostały one powtórnie zdeformowane w wyniku procesów transpresyjnych w neogenie, które spowodowały wertykalny układ i diapiry podczas formowania struktury kwiatowej PPS.

Prace badawcze uzyskały wsparcie z grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241.

Bibliografia

- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P., 1970. Olistostromes and olistolites. *Sedimentary Geology*, 4, 521–557.
- Birkenmajer K., 1953. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Classe III*, 1, 271–274.
- Birkenmajer K., 1959. Significance of the Haligovce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen-Belt (Carpathians). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29, 73–88.
- Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Studia Geologica Polonica*, 9, 1–380.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45, 1–158.
- Birkenmajer K., 1979. *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Birkenmajer K., 1983. Strike-slip faults in the northern boundary zone of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 77, 89–112.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate – tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Studia Geologica Polonica*, 91, 7–37.
- Birkenmajer K., 2017. *Geologia Pienin*. Monografie Pienińskie, 3, Pieniński Park Narodowy, Krościenko n. Dunajcem.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland): Lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. *Studia Geologica Polonica*, 135, 7–54.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2017. The Grajcarek Succession (Lower Jurassic-mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: A stratigraphic synthesis. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87(1), 55–88. <https://doi.org/10.14241/asgp.2017.003>.
- Birkenmajer K., Lorenc M.W., 2008. Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: Geochemistry and provenance. *Studia Geologica Polonica*, 131, 237–246.

- Bubík M., Golonka J., Reháková D., Skupien P., Švábenická L., Waškowska A., 2020. Slump/slide facies of the transition of the Cieszyn and Hradiště formations in Cieszyn (Těšín) section (Outer Flysch Carpathians). *Stratigraphy*, 17(3), 187–204. <https://doi.org/10.29041/strat.17.3.187-204>.
- Buček S., Köhler E., 2017. Palaeocene reef complex of the Western Carpathians. *Slovak Geological Magazine*, 17(1), 3–163.
- Camerlenghi A., Pini G.A., 2009. Mud volcanoes, olistostromes and Argille scagliose in the Mediterranean region. *Sedimentology*, 56(1), 319–365. <https://doi.org/10.1111/j.13653091.2008.01016.x>.
- Chrustek M., Golonka J., Janeczko A., Stachyrak F., 2005. Geological characterisation of the Krynica Subunit in the vicinity of Krościenko on the Dunajec river (Magura Nappe, Outer Flysch Carpathians). *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 31(1), 127–144.
- Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waškowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (Southern Poland). *Minerals*, 14(2), 155. <https://doi.org/10.3390/min14020155>.
- Cieszkowski M., 1992. Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 18(1–2), 1–125.
- Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślęczka A., Oszczypko N., Waškowska A., Wendorff M., 2009. The Northern Carpathians plate tectonic evolutionary stages and origin of olistoliths and olistostromes. *Geodynamica Acta*, 22(1–3), 101–126. <https://doi.org/10.3166/ga.22.101-126>.
- Cieszkowski M., Golonka J., Ślęczka A., Waškowska A., 2012. Role of the olistostromes and olistoliths in tectonostratigraphic evolution of the Silesian Basin in the Outer West Carpathians. *Tectonophysics*, 568, 248–265. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.030>.
- Cieszkowski M., Kysiak T., Szczęch M., Wolska A., 2017. Geology of the Magura Nappe in the Osielec area with emphasis on an Eocene olistostrome with metabasite olistoliths (Outer Carpathians, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87(2), 169–182. <https://doi.org/10.14241/asgp.2017.009>.
- Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Elter P., Trevisan L., 1973. *Olistostromes and the tectonic evolution of the Northern Apennines*, [w:] K.A. De Jong, R. Scholten (eds.), *Gravity and Tectonics*, John Wiley, New York, 175–188.
- Festa A., Dilek Y., Pini G., Codegone G., Ogata K., 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics*, 568–569, 7–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.021>.
- Festa A., Pini G. A., Ogata K., Dilek Y., 2019. Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. *Gondwana Research*, 74, 7–30. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.01.003>.

- Golonka J., 2011. Evolution of the Outer Carpathian basins, [w:] M. Bąk, M.A. Kaminski, A. Waśkowska (eds.), *Integrating microfossil records from the oceans and epicontinental seas: MIKRO 2011: Eighth micropalaeontological workshop and annual TMS Foram-Nannofossil Group Meeting: Kraków, June, 27–30, 2011*, Grzybowski Foundation Special Publication, 17, The Grzybowski Foundation, Krakow, 3–14.
- Golonka J., Krobicki M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di paleontologia e Stratigrafia*, 110(1), 5–14.
- Golonka J., Krobicki M., 2023. The position of the West Carpathians in the Alpine-Carpathian fold-and-thrust belt. *Geotourism/Geoturystyka*, 3–4 (74–75), 5–11.
- Golonka J., Rączkowski W., 1984. *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1:50 000: arkusz Piwniczna (1051)*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J., Sikora W., 1981. Microfacies of the Jurassic and Lower Cretaceous sedimentarily thinned deposits of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 31, 7–37.
- Golonka J., Oszczypko N., Ślęczka A., 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70(2), 107–136.
- Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Ślęczka A., Słomka T., 2005. Geodynamics of ridges and development of carbonate platforms within the Outer Carpathian realm in Poland. *Slovak Geological Magazine*, 11(1), 5–16.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczypko N., Ślęczka A., 2006. *Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region*, [w:] J. Golonka, F. Picha (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 11–46.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska-Oliwa A., Vašíček Z., Skupień P., 2008. Główne elementy paleogeograficzne zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie [Main paleogeographical elements of the West Outer Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times]. *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 34(3/1), 61–72.
- Golonka J., Ślęczka A., Waśkowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013 Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, [w:] M. Krobicki, A. Feldman-Olszewska (red. nauk.), *POKOS 5'2013: Głębokomorska sedymentacja fliszowa: Sedymentologiczne aspekty historii basenów karpackich: V Polska Konferencja Sedymentologiczna: Żywiec, 16–19.05.2013: Abstrakty referatów i posterów oraz artykuły: Przewodnik do wycieczek*, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, 11–61.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślęczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geological Magazine*, 152(2), 269–286. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000211>.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślęczka A., 2017. Discussion of 'Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geological Magazine*, 154(1), 193–200. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000352>.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018a. The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 111–125. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.111>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., 2018b The North European Platform suture zone in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 5–16. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.

- Golonka J., Waśkowska A., Ślaczka A., 2019a The Western Outer Carpathians: Origin and evolution. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170(3–4), 229–254. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2019/0193>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019b. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Swiss Journal of Geosciences*. 112(2–3), 475–506. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00345-2>.
- Golonka J., Gawęda A., Waśkowska A., 2021. *Carpathians*, [w:] D. Alderson, S.A. Elias (eds.), *Encyclopedia of Geology, Volume 4, Regional Geology, Europe*, 2nd ed., Elsevier, The Netherlands, 372–381. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12384-X>.
- Golonka J., Waśkowska A., Cichostępski K., Dec J., Pietsch K., Łój M., Bania G., Mościcki W.J., Porzucek S., 2022 Mélange, flysch and cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An overview. *Minerals*, 12(9), 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Golonka J., Chowaniec J., Waśkowska A., 2024. *Zarys budowy geologicznej zachodniej części pienięńskiego pasa skałkowego w Polsce*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienięńskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 35–57.
- Greenly E., 1919. *The Geology of Anglesey* [vol. 1 i 2]. Memoirs of the Geological Survey, HM Stationary Office, London.
- Hnylko O., Hnylko S., 2019. Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian Nappe (Ukrainian Carpathians). *Geodynamics*, 1(26), 60–75. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.060>.
- Hnylko O., Hnylko S., Heneralova L., Tsar M., 2021. An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River Basin). *Geological Quarterly*, 65(4), 65–47. <https://doi.org/10.7306/gq.1616>.
- Hnylko S., Hnylko O., 2016. Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene-lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastrets nappes, Ukrainian Carpathians). *Geological Quarterly*, 60(1), 75–103. <https://doi.org/10.7306/gq.1247>.
- Horváth F., Galács A., 2006. *The Carpathian-Pannonian region: A review of Mesozoic-Cenozoic stratigraphy and tectonics. Vol. 1: Stratigraphy. Vol. 2: Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography*. Geologica Pannonica Special Publication, 1, Hantken Press, Budapest.
- Horwitz L., Rabowski F., 1930. Przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny 18–21 V. 1929 r. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie*, 6, 1–49.
- Hrušecký I., Plašienka D., Pospišil L., 2006. Identification of the North-European Platform below the eastern part of the West Carpathian Flysch Belt, [w:] J. Golonka, F. Picha (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 717–728.
- Hsü K.J., 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *GSA Bulletin*, 79(8), 1063–1074. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[1063:PO-MATB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[1063:PO-MATB]2.0.CO;2).
- Hsü K.J., 1974. Mélanges and their distinction from olistostromes, [w:] M. Kay, R.H. Dott, R.H. Shaver (eds.), *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation: Proceedings of a Symposium Dedicated to Marshall Kay and Held at Madison, Wisconsin, November 10–11, 1972*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists – Special Publication, 19, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Tulsa, Oklahoma, 321–333.

- Jankowski L., 2015. *Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat: ujęcie dyskusyjne*. Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu, 202, Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy, Kraków.
- Janočko J., 2000. *Výsvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1:50 000*. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985. *Słownik geologii dynamicznej*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jurewicz E., 2018. The Šariš Transitional Zone, revealing interactions between Pieniny Klippen Belt, Outer Carpathians and European platform. *Swiss Journal of Geosciences*, 111, 245–267. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0297-9>.
- Köhler E., Salaj J., Buček S., 1993. Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (western Slovakia) during the existence of the Paleocene reef complex. *Geologica Carpathica*, 44(6), 373–380.
- Kováč M., Csontos L., Nagymarosy A., Oszczytko N., Ślaczka A., Balintoni I., Marunteanu M., Marton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region during the Miocene, [w:] M. Rakús (ed.), *Geodynamic Development of the Western Carpathians*, Geological Survey of Slovak Republic, Dionýz Štúr Publishers, Bratislava, 189–217.
- Krobicki M., 2018. Duration of the Czorsztyn Ridge uplift (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) during the Early Bajocian time, [w:] M. Šujan (ed.), *11th ESSEWECA Conference: Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians: 29th–30th November 2018, Bratislava, Slovakia: Abstract Book*, Comenius University, Bratislava, 50–51.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie [Volumina Jurassica]*, 2(1), 69–82.
- Książkiewicz M., 1972. *Tektonika. Cz. 3, Karpaty*, Budowa geologiczna Polski, t. 4 (red. naczelny serii W. Pożaryski), Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1977. *Tectonics of the Carpathians*, [w:] W. Pożaryski (ed.), *Geology of Poland. Vol. 4, Tectonics*, Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, 476–604.
- Lucente C.C., Pini G.A., 2003. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: A field perspective. *American Journal of Science*, 303(7), 565–602. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.565>.
- Ludwiniak M., 2018. Miocene transpression effects at the boundary of Central Carpathian Paleogene Basin and Pieniny Klippen Belt: Examples from Polish-Slovakian borderland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 91–110. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.91>.
- Łój M., Porzucek S., Matwij W., 2024. *Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 59–93.
- Maheľ M. (ed.), 1974. *Tectonics of the Carpathian-Balkan Regions: Explanations to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Regions and Their Foreland*. Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava.
- Malik K., Olszewska B., 1984. Studium sedymentologiczne i mikropaleontologiczne warstw grodzkich w profilu Żegociny (Karpaty fliszowe). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 54(3–4), 293–334.

- Marko F., Andriessen P.A., Tomek Č., Bezák V., Fojtíková L., Bošanský M., Piovarči M., Reichwalder P., 2017. Carpathian Shear Corridor – a strike-slip boundary of an extruded crustal segment. *Tectonophysics*, 703–704, 119–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.010>.
- Márton E., Mastella L., Tokarski A.K., 1999. Large counterclockwise rotation of the Inner West Carpathian Paleogene Flysch – evidence from paleomagnetic investigation of the Podhale Flysch (Poland). *Physics and Chemistry of the Earth. Part A*, 24(8), 645–649. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00094-0](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00094-0).
- Márton E., Tokarski A.K., Halász D., 2004. Late Miocene counter-clockwise rotation of the Pieniny andesites at the contact of the Inner and Outer Carpathians. *Geologica Carpathica*, 55(5), 411–419.
- Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M., 2013. New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. *Tectonophysics*, 592, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.027>.
- Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2021. Reply to Discussion of ‘Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study’. *Journal of the Geological Society*, 178(2), 111. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-220>.
- Matějka A., 1961. O haligoveckém mezozoiku a paleogénu, [w:] J. Rädisch (ed.), *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1959*, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 129–130.
- Mello J. (ed.), Potfaj M., Teťák F., Havrila M., Rakús M., Buček S., Filo I., Nagy A., Salaj J., Maglay J., Pristaš J., Fordinál K., 2005. *Geologická mapa Stredného Považia 1:50 000. Geological map of the Middle Váh Valley Region*. Ministerstva životného prostredia, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Mišík M., 1994. The Czorsztyn submarine ridge (Jurassic-Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): An example of a pelagic swell. *Mitteilungen der Österreichische Geologische Gesellschaft*, 86, 133–140.
- Naylor M.A., 1981. Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: The Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, 28(6), 837–852. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1981.tb01946.x>.
- Nemčok M., Nemčok J., 1994. Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Tectonophysics*, 239(1–4), 81–109. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90109-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90109-0).
- Neuendorf K.K.E., Mehl J.P. Jr., Jackson J.A. (eds.), 2005. *Glossary of Geology*, 5th ed. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.
- Nowak W., 1964. Egzotyki z dolnych łupków cieszyńskich z Jasienicy. *Kwartalnik Geologiczny*, 8, 973–974.
- Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, 52(8/2), 780–791.
- Oszczypko N., 2006. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 169–194.
- Oszczypko N., Uchman A., Malata E. (red.), 2006. *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego [Palaeotectonic evolution of the Outer Carpathian and Pieniny Klippen Belt basins]*. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków.

- Oszczypko N., Jurewicz E., Plašienka D., 2010. Tectonics of the Klippen Belt and Magura Nappe in the eastern part of the Pieniny Mts (Western Carpathians, Poland and Slovakia) – new approaches and results, [w:] *Scientific Annals of the School of Geology: Special volume 2010: Proceedings of the XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 23–26, 2010, Thessaloniki, Greece*, Aristotle University of Thessaloniki, Faculty of Sciences, Thessaloniki, 221–229.
- Oszczypko N., Olszewska B., Malata E., 2012. Cretaceous (Aptian/Albian-?Cenomanian) age of “black flysch” and adjacent deposits of the Grajcarek thrust-sheets in the Małe Pieniny Mts. (Pieniny Klippen Belt, Polish Outer Carpathians). *Geological Quarterly*, 56(3), 411–440. <https://doi.org/10.7306/gq.1031>.
- Oszczypko N., Ślaczka A., Oszczypko-Clowes M., Olszewska B., 2015. Where was the Magura Ocean? *Acta Geologica Polonica*, 65(3), 319–344. <https://doi.org/10.1515/agp-2015-0014>.
- Peszat C., 1968. O wykształceniu dolnych łupków cieszyńskich z Golezowa. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Geologicznej Polskiej Akademii Nauk. Oddział w Krakowie*, 11, 370–373.
- Pieńkowski G., Schudack M.E., Bosák P., Enay R., Feldman-Olszewska A., Golonka J., Gutowski J., Herngreen G.F.W., Jordan P., Krobicki M., Lathuiliere B., Leinfelde, R.R., Michalík J., Mönnig E., Noe-Nygaard N., Pálffy J., Pin A., Rasser M.W., Reisdorf A.G., Schmid D.U., ..., Wong T.E., 2008. *Jurassic*, [w:] T. McCann (ed.), *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, Geological Society, London, 823–922.
- Pini G.A., 1999. *Tectonosomes and olistostromes in the Argille Scagliose of the Northern Apennines, Italy*. Geological Society of America Special Paper, 335, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Plašienka D., 2012. Jurassic syn-rift and Cretaceous synorogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. *Geological Quarterly*, 56(4), 601–628. <https://doi.org/10.7306/gq.1044>.
- Plašienka D., 2018. Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: how large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. *Tectonics*, 37(7), 2029–2079. <https://doi.org/10.1029/2017TC004779>.
- Porzucek S., Loj M., Golonka J., 2023. Lineaments in the gravity image of the border zone between the Central and Outer Carpathians. *Minerals*, 13(8), 995. <https://doi.org/10.3390/min13080995>.
- Potfaj M., 2002. *The saddle between Haligovce and Lesnica – view point*, [w:] J. Vozár, R. Vojtko, E. Sliva (eds.), *Guide to Geological Excursions: XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Association, Bratislava, Sept. 1st – 4th 2002*, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 165–168 [appendix].
- Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemčok M., Nemčok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the western Carpathians of northeastern Slovakia: Structural evidence for transpression. *Tectonophysics*, 226(1–4), 471–483. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90133-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90133-5).
- Siemińska A., Starzec K., Waśkowska A., Wendorff M., 2020. Sedimentary and diapiric mélanges in the Skrzydlna area (Outer Carpathians of Poland) as indicators of basinal and structural evolution. *Journal of the Geological Society*, 177(3), 600–618. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-045>.
- Sikora W., 1962. New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 10, 203–211.

- Sikora W., 1971. Oczerk tiektogienieza Leninskoj Utiosowoj Zony w Polsce w swiecie nowych geologicznych danych [Очерк тектогенеза Ленинской Утёсовой Зоны в Польше в свете новых геологических данных = Zarys tektogenezy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce w świetle nowych danych]. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41(1), 221–239.
- Słomka T., 1986. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im Stanisława Staszica w Krakowie*, 12(4), 25–35.
- Słomka T., 2001. Osady wczesnokredowych spływów rumoszowych w warstwach cieszyńskich rejonu Żywca *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im Stanisława Staszica w Krakowie*, 27(1), 89–110.
- Strzeboński P., Kowal-Kasprzyk J., Olszewska B., 2017. Exotic clasts, debris flow deposits and their significance for reconstruction of the Istebna Formation (Late Cretaceous–Paleocene, Silesian Basin, Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 68(6), 562–582. <https://doi.org/10.1515/geoca-2017-0037>.
- Szczęch M., Cieszkowski M., 2021. Geology of the Magura nappe, south-western Gorce Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Journal of Maps*, 17, 453–464. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1950579>.
- Szczęch M., Waśkowska A., 2023. Stratigraphy and geological structure of the Magura Nappe in the south-western part of the Gorce Mountains, Outer Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 93(2), 103–136. <https://doi.org/10.14241/asgp.2023.04>.
- Ślaczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczytko N., Popadyuk I., 2006. *The general geology of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine*, [w:] J. Golonka, F. Picha (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 221–258.
- Ślaczka A., Renda P., Cieszkowski M., Golonka J., Nigro F., 2012. Sedimentary basins evolution and olistoliths formation: The case of Carpathian and Sicilian regions. *Tectonophysics*, 568–569, 306–319. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.018>.
- Trümpy R., 2006. Geologie der Iberger Klippen und ihrer Flysch-Unterlage. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 99, 79–121. <https://doi.org/10.1007/s00015-006-1180-2>.
- Tyszka J., 1994. Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110(1–2), 55–81. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90110-4).
- Tyszka J., 2001. Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the Toarcian/Aalenian “Fleckenmergel” facies in the Carpathian Pieniny Klippen Belt. *Geologica Carpathica*, 52(3), 147–158.
- Unrug R., 1968. Kordyliera Śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie) [The Silesian cordillera as the source of clastic material of the flysch sandstones of the Beskid Śląski and Beskid Wysoki ranges (Polish Western Carpathians)]. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego = Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 38(1), 81–164.
- Waśkowska A., Cieszkowski M., 2014. Biostratigraphy and depositional anatomy of a large olistostrome in the Eocene Hieroglyphic formation of the Silesian Nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84(1), 51–70.

- Waśkowska A., Cieszkowski M., Golonka J., Kowal-Kasprzyk J., 2014. Paleocene sedimentary record of ridge geodynamics in Outer Carpathian basins (Subsilesian Unit). *Geologica Carpathica*, 65(1), 35–54. <https://doi.org/10.2478/geoca-2014-0003>.
- Wierzbowski A., Jaworska M., Krobicki M., 1999. Jurassic (Upper Bajocian-lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: Its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica*, 115, 7–74.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G., Uchman A. (eds.), 2006. *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians: Field Trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: Poland, Kraków, September 6–18 2006*. Polish Geological Institute, Warszawa.
- Woyda J., Waśkowska A., Remin Z., 2023. New biostratigraphic data on the Ropianka Formation in the Przemyśl area (Skole Nappe, Polish Outer Carpathians) – a clue to understanding the timing of exotic material redeposition. *Geological Quarterly*, 67(4), 45. <https://doi.org/10.7306/gq.1715>.

Zarys budowy geologicznej zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego w Polsce

Jan Golonka* , Józef Chowaniec**, Anna Waśkowska* 

ORCID IDs: 0000-0001-9671-5809 (J. Golonka), 0000-0003-4090-8534 (A. Waśkowska)

Outline of the geological structure of the western part of the Pieniny Klippen Belt

The Pieniny Klippen Belt (PKB) marks the suture zone between the Central and Outer (Flysch) Carpathians. East of Białka it is represented by three mountain ranges – the Spisz Pieniny, Central Pieniny and Lesser Pieniny. West of Białka such ranges are not distinguished, in this region the PKB is partly covered by Neogene and Quaternary formations of the Orava-Nowy Targ Basin. PKB has a complex structure referred to as a melange. It is formed by a mixture of components of different ages and lithologies. It is the result of advanced tectonic processes that accompanied the formation of the PKB, including folding, displacement and uplift, as well as sub-applique mass movements. Such a structure affects the difficulty in distinguishing tectonic units and assigning lithostratigraphic units to sedimentary areas. In the present study, the stratigraphy of the area between Krempachy and Stare Bystre was analysed against the background of a review and synthesis of existing stratigraphic data, the geological structure of the area and the geodynamic history of the Alpine Tethys, in which the rocks comprising the PKBs were deposited.

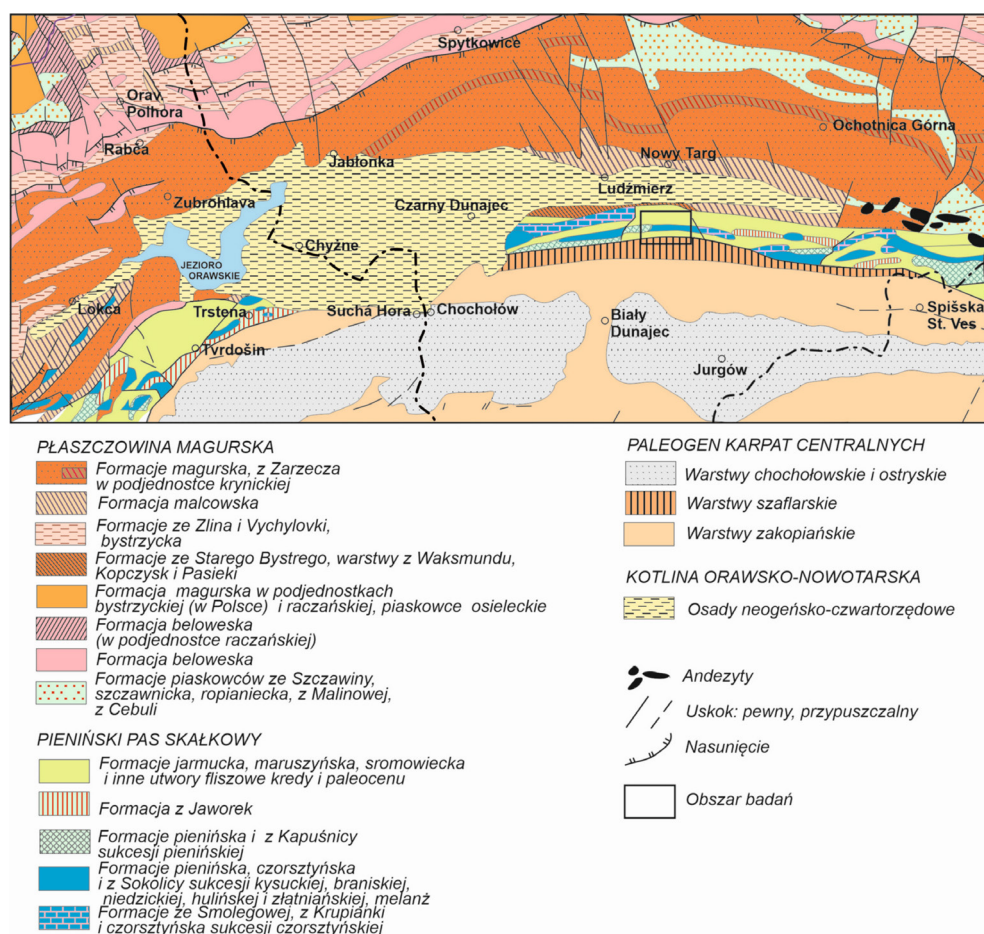
3.1. Wstęp

Pieniński pas skałkowy (PPS) wyznacza strefę szwu między Karpatami centralnymi i zewnętrznymi (rys. 3.1). Na wschód od Białki jest reprezentowany przez trzy pasma górskie: Pieniny Spiskie, Pieniny Właściwe i Małe Pieniny, podczas gdy na zachód

* AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

** Polskie Stowarzyszenie Geotermiczne, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

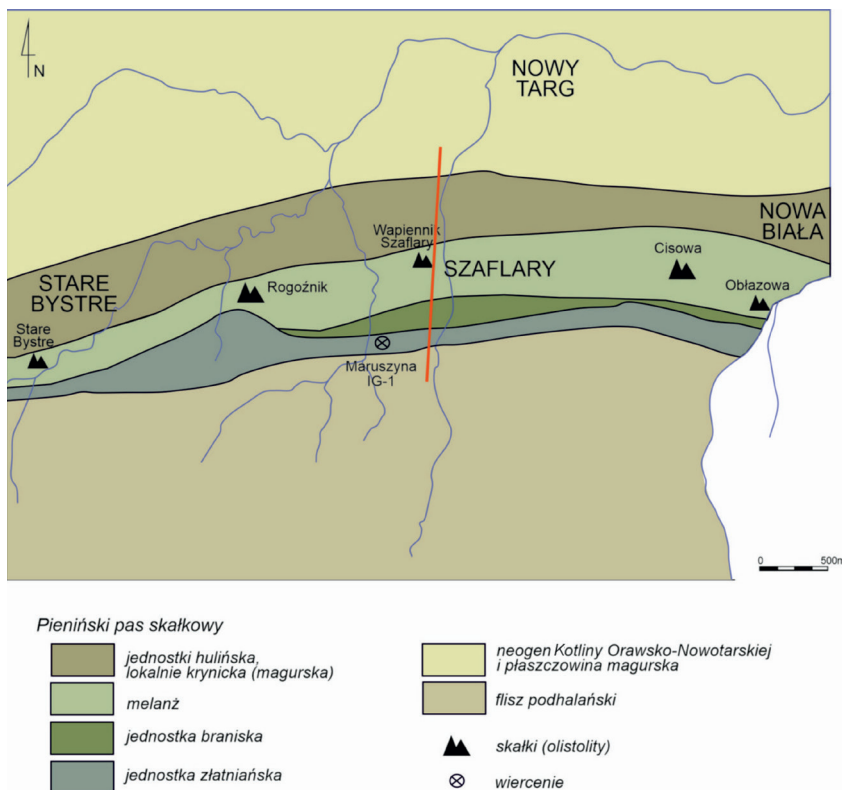
od Białki takich pasm się nie wyróżnia. W tym rejonie PPS przykryty jest częściowo przez neogeńskie i czwartorzędowe utwory Kotliny Orawsko-Nowotarskiej [Chowaniec i Cieszkowski, 2009; Watycha i Boratyn, 2022a, 2022b; Watycha i in., 2019a, 2019b]. PPS ma skomplikowaną strukturę określaną jako melanz. Tworzy go mieszanina komponentów o różnym wieku i litologii. Jest ona efektem zaawansowanych procesów tektonicznych, jakie towarzyszyły formowaniu się PPS, w tym fałdowań, przemieszczeń i wypiętrzeń oraz subakwalnych ruchów masowych. Taka struktura wpływa na trudności w wyróżnianiu jednostek tektonicznych i przyporządkowaniu jednostek litostratygraficznych do obszarów sedymentacyjnych [Golonka i in., 2018a, 2018b, 2019a, 2019b].



Rys. 3.1. Szkic geologiczny strefy kontaktu między Karpatami centralnymi i zewnętrznymi w Polsce i przyległej części Słowacji [za Lexa i in., 2000 – zmienione]

3. Zarys budowy geologicznej zachodniej części pieninńskiego pasa skałkowego w Polsce

W niniejszej pracy dokonano analizy budowy geologicznej obszaru pomiędzy Krempachami i Starem Bystrem (rys. 3.2) na tle ogólnej litostratygrafii PPS oraz historii geodynamicznej Tetydy alpejskiej, w której osadzały się skały wchodzące w skład PPS.



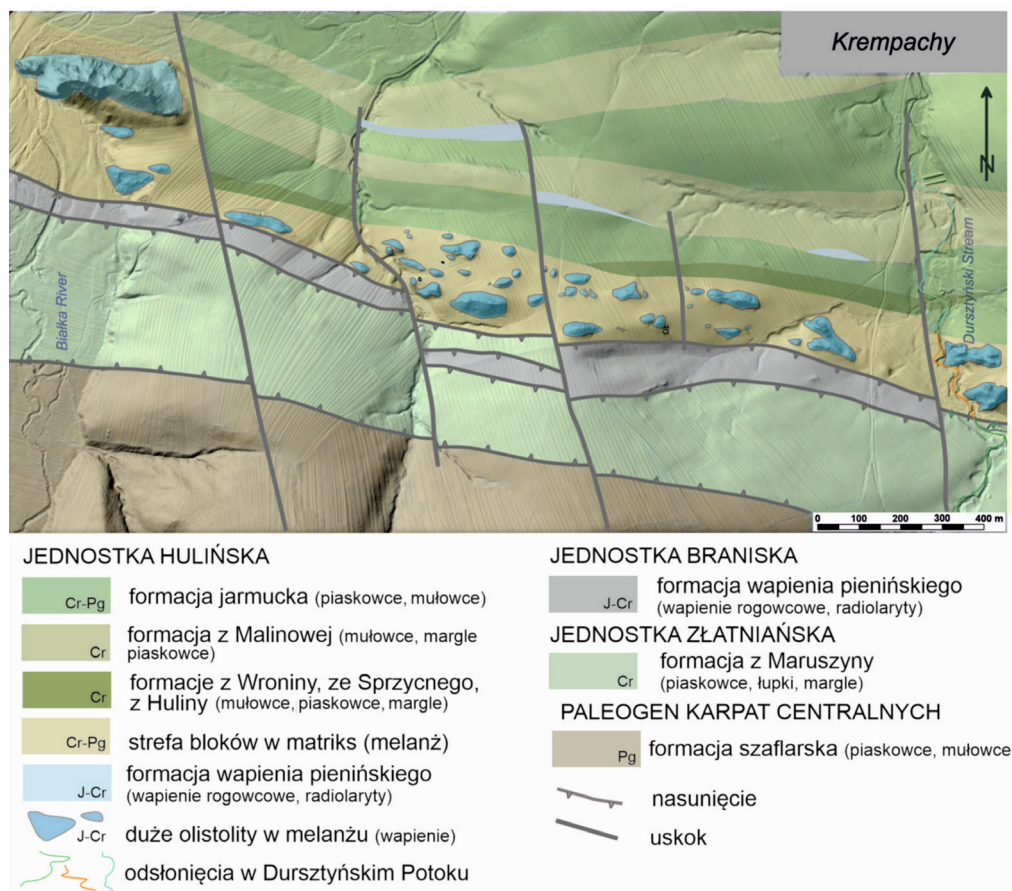
Rys. 3.2. Szkic tektoniczny pieninńskiego pasa skałkowego w Polsce na zachód od Białki

3.2. Obszar badań i zastosowana metodyka

Analiza obejmuje zachodnią część Pienin Spiskich, gdzie charakterystycznym rysem rzeźby terenu jest obecność skałek zawierających różne sekwencje litologiczne PPS. Jest to przejaw melanżu, w którym bloki wapienne będące olistolitami znajdują się w obrębie skał fliszowych odsłaniających się we wcięciach potoków przepływających przez ten teren (rys. 3.3).

Autorzy przeprowadzili studia publikacji i materiałów archiwalnych, przegląd materiałów kartograficznych, profili geologicznych i geofizycznych oraz wykonali prace terenowe obejmujące kartowanie geologiczne i dokumentację wychodni, a także badania stratygraficzne i strukturalno-tektoniczne i reinterpretację profilu wiercenia

Maruszyna IG-1 (rys. 3.2). Informacje zostały zintegrowane z danymi pochodzącymi z badań grawimetrycznych, sejsmicznych i geoelektrycznych [Bania i in., 2024; Cichostępski i in., 2024; Golonka i in., 2018b, 2019a; Marzec i in., 2020]. Zarys budowy geologicznej obszaru jest wprowadzeniem do zawartych w niniejszej książce rozdziałów opisujących wyniki prac geofizycznych [Bania i Mościcki, 2024; Cichostępski i in., 2024; Łój i in., 2024], jak też do rozdziału poświęconego analizie melanży w PPS [Waśkowska i Golonka, 2024]. Przedstawia zgeneralizowaną stratygrafię PPS, ze szczególnym uwzględnieniem utworów występujących w obszarze badań oraz opis struktury tektonicznej, w nawiązaniu do szkicu i przekrojów geologicznych zawartych w rozdziale pierwszym tej książki [Waśkowska i Golonka, 2024].



Rys. 3.3. Szkic geologiczny pienińskiego pasa skalowego w zachodniej części Pienin Spiszkie [za Cichostępski i in., 2024 – zmienione]

3.3. Zarys litostratygrafii PPS na tle historii geodynamicznej Tetydy alpejskiej

Utwory PPS osadzały się obrębie Tetydy alpejskiej, w której obszary sedymentacyjne basenu złatniańskiego i magurskiego podczas mezozoiku były oddzielone przez wewnątrzbasenowe wypiętrzenie grzbietu czorsztyńskiego [Birkenmajer, 1977, 1986; Golonka i Sikora, 1981; Golonka i Krobicki, 2004; Krobicki, 2018, 2023; Krobicki i Wierzbowski, 2004; Oszczypko i in., 2006, 2010]. Utwory basenu złatniańskiego, jak również grzbietu czorsztyńskiego weszły w większości w strukturę PPS, natomiast utwory basenu magurskiego tylko częściowo, gdyż budują one również płaszczowinę magurską należącą do Karpat zewnętrznych [Golonka i in., 2006, 2008, 2018a, 2019a, 2019b, 2022; Golonka i Waśkowska, 2014; Kania i Szczęch, 2023; Marzec i in., 2020; Szczęch i Cieszkowski, 2021; Szczęch i Waśkowska, 2023; Waśkowska i Szczęch, 2023]. Inwentarz stratygraficzny PPS związany jest z procesami sedymentacyjnymi, jakie odbywały się w Tetydzie alpejskiej. Kredowe i paleogeńskie sekwencje fliszowe (rys. 3.4) osadzały się głównie w strefie pozaszelfowej południowego obrzeżenia basenu złatniańskiego oraz wewnątrz basenu magurskiego. Na grzbiecie czorsztyńskim i jego stokach w jurze i kredzie dominowała sedymentacja węglanowa i do tego obszaru odnoszą się wyróżniane na terenie Polski i obszarów przyległych sekwencje osadowe: pienińska, braniska, niedzicka, czertezicka i czorsztyńska [Birkenmajer, 1977, 1979, 2017; Golonka i Krobicki, 2004, 2023; Golonka i in., 2018a, 2018b, 2022; Wierzbowski i in., 2006].

W skład inwentarza stratygraficznego PPS wchodziły utwory deponowane od wczesnej jury po neogen [Birkenmajer, 1977, 2017; Birkenmajer i Gedl, 2017; Golonka i in., 2018; Watycha i Boratyn, 2022a, Watycha i in., 2019a, Wierzbowski i in., 2006] (rys. 3.4, 3.5) i reprezentują one poszczególne stadia ewolucji basenowej Tetydy alpejskiej.

Są one znane z wystąpień powierzchniowych, jak również z głębokiego otworu Maruszyna IG-1 [Birkenmajer i Gedl, 2012; Chowaniec i Cieszkowski, 2009; Chowaniec i Sokołowski, 1985; Golonka i in., 2019a, Marzec i in., 2020]. Starsze niż jurajskie utwory dolomitów triasowych z rejonu Maruszczyzny zostały opisane przez Watychę [2019a], aczkolwiek bez dołączonej dokumentacji stratygraficznej. Określenie ich triasowego wieku oparte zostało na korelacji z utworami z innych obszarów PPS, tj. rejonu wsi Haligovce na Słowacji [Birkenmajer, 1953, 1959, 1977, 1986, 1988; Horwitz i Rabowski, 1930; Janočko, 2000; Matějka, 1961; Potfaj, 2002].

Przegląd stratygrafii obszaru obejmuje całe spektrum utworów PPS w rejonie badań i dotyczy zarówno utworów budujących podstawowe wydzielenia w jednostkach strukturalnych, jak i występujące w nich olistolity, które są elementami redeponowanymi [por. Waśkowska i Golonka, 2024].

		JEDNOSTKA ZŁATNIAŃSKA	JEDNOSTKI PIENIŃSKA, BRANIKA, CZERTEZICKA, NIEDZICKA	JEDNOSTKA CZORSZTYŃSKA	JEDNOSTKA HULIŃSKA	JEDNOSTKA KRYNICKA
NEOGEN	Miocen	FORMACJA Z KREMNEJ				FOR. Z KREMNEJ FOR. ZE STAREGO BYSTREGO
	Oligocen	FORMACJA ZŁATNIAŃSKA				FOR. MALCOWSKA FOR. MAGURSKA
PALEOGEN	Eocen					FORMACJA Z ZARZECZA
	Paleocen	FORMACJA Z ŻILINY FOR. PROČSKA			?	FORMACJA JARMUCKA FORMACJA SZCZAWNICKA
KREDA	Mastrycht					
	Kampan					
	Santon	FORMACJA Z MARUSZYN	FORMACJA SROMOWIECKA	FORMACJA Z JAWOREK	FORMACJA Z MALINOWEJ	FORMACJA Z MALINOWEJ
	Koniak					
	Turon					
	Cenoman		FORMACJA Z JAWOREK		FOR. HULIŃSKA	?
	Alb	FORMACJA Z TRAWNEGO				
	Apt		FORMACJA Z KAPUŚNICY			
	Barem					
	Hoteryw	FORMACJA WAPIENIA PIENIŃSKIEGO	FORMACJA WAPIENIA PIENIŃSKIEGO	FOR. Z POMIEDZNIKA FOR. Z CHMIELOWEJ	FORMACJA WAPIENIA PIENIŃSKIEGO	FORMACJE ZE SPRZYŃCZNEGO, WRONIŃSKA, ZE SZTOLNI, Z KAPUŚNICY
	Walanżyn			FOR. SPISKA FOR. Z ŁYSEJ		
	Berias					
JURA	Tyton		FOR. Z DURSZTYNA	FOR. Z DURSZTYNA		
	Kimeryd	FORMACJA Z CZAJAKOWEJ	FOR. Z CZORSZTYNA FOR. Z CZAJAKOWEJ		FORMACJA Z CZAJAKOWEJ	
	Oksford			FORMACJA WAPIENIA CZORSZTYŃSKIEGO		
	Kelowej	FORMACJA Z SOKOLICY	FORMACJA Z SOKOLICY		FORMACJA Z SOKOLICY	
	Baton					
	Bajos	FOR. Z PODZAMCZA	FOR. Z PODZAMCZA FOR. Z FLAKÓW	FOR. Z KRUPIANKI FOR. ZE SMOLEGOWEJ		
	Aalen		FOR. ZE SKRZYPNEGO FOR. Z KREMPACH	FOR. ZE SKRZYPNEGO FOR. Z KREMPACH		

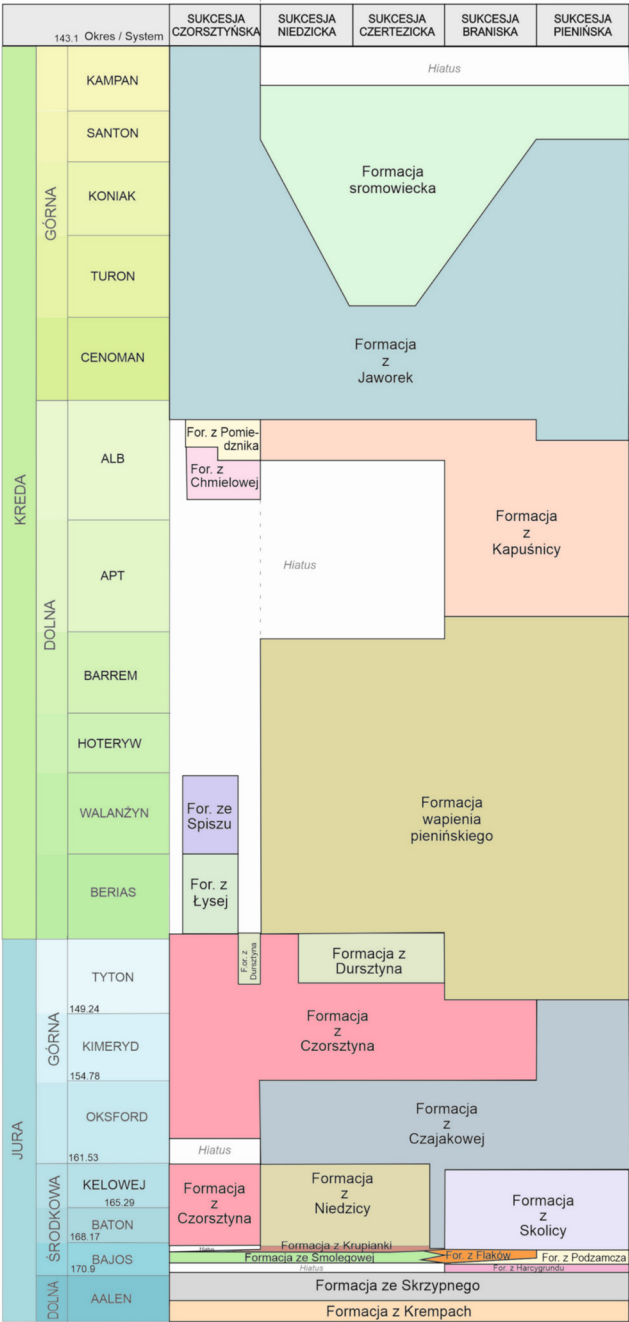
Rys. 3.4. Uproszczona litostratygrafia utworów osadowych PPS w Polsce i graniczącej z nią części Słowacji [za Golonka i in., 2019a – zmienione]

Facie PPS są konsekwencją geotektonicznej ewolucji Tetydy alpejskiej. Na pierwszym etapie, w dolnej i środkowej jurze, jeszcze przed uformowaniem się grzbietu czorsztyńskiego obszar ten pozostawał pod wpływem terygeniczej i terygeniczo-węglanowej sedymentacji odbywającej się w środowiskach z deficytem tlenowym [Golonka i in., 2009; Górniak i in., 2008; Tysza, 1991, 1994]. Od pliensbachu powstawały ciemno zabarwione utwory, tj. ciemnoszare wapienie formacji z Szopki, a w najwyższym pliensbachu do allenu deponowane były szare i plamiste margle oraz margliste wapienie łupkowate formacji margli z Krempach. Następnie, od górnego aalenu do środkowego bajosu, odbywała się sedymentacja czarnych, ciemnoszarych

oraz zielonawych iłów i łupków marglistych formacji ze Skrzypnego i ciemnych łupków formacji z Harcygrundu [Birkenmajer, 1977, 2017; Golonka i in., 2018a; Watycha i Boratyn, 2022a, 2022b; Watycha i in., 2019a, 2019b; Wierzbowski i in., 2006] (rys. 3.5). Utwory dolnojurańskie przypisuje się sekwencjom osadowym sukcesji pienińskiej, braniskiej, niedzickiej, czertezickiej i czorsztyńskiej [Birkenmajer, 1977, 2017; Golonka i in., 2018a; Watycha i Boratyn, 2022a; Watycha i in., 2019a], aczkolwiek ze względu na zaawansowaną unifikację sedymentacji wyróżnianie odrębnych sukcesji przed powstaniem grzbietu czorsztyńskiego wydaje się nie do końca uzasadnione.

Sedymentacja ciemnych utworów w Tetydzie alpejskiej zanikła z początkiem środkowej jury wraz ze zmianą konfiguracji basenu wynikającą z wypiętrzenia się w jego centralnej części grzbietu czorsztyńskiego. W okresie podnoszenia, w bajosie, na wyodrębnionej strukturze grzbietowej nastąpiła depozycja szaroniebieskich, płamistych wapieni marglistych i margli formacji wapieni z Podzamcza [Birkenmajer, 1977; Watycha i Boratyn, 2022a]. Wykształcenie grzbietu czorsztyńskiego spowodowało zróżnicowanie morfologii i powstanie nowych środowisk sedymentacyjnych oraz zmieniło cyrkulację wewnątrzbasenową. Wpłynęło to ogólnie na reżim sedymentacyjny w zbiorniku w środkowej i późnej jurze oraz we wczesnej kredzie Tetyda alpejska objęta została sedymentacją wapienno-krzemionkową.

Ze względu na duże zróżnicowanie facjalne w tym czasie w obrębie grzbietu i obszarów bezpośrednio mu przyległych wyróżniono strefy sedymentacyjne cechujące się swoistymi warunkami depozycji, których litologia odpowiada poszczególnym sukcesjom. Utwory powstałe w najwyższych obszarach grzbietu czorsztyńskiego weszły w skład sukcesji czorsztyńskiej, a utwory stoków grzbietu czorsztyńskiego i przyległe zostały włączone do sukcesji pienińskiej, braniskiej, czertezickiej i niedzickiej [sukcesje *sensu* Birkenmajer, 1977, 1986, z modyfikacją Wierzbowskiego i in., 2006]. Względnie płytkowodna sedymentacja sukcesji czorsztyńskiej w optimum rozwoju grzbietu czorsztyńskiego, przypadającym na środkowy-górny bajos, zaznaczyła się depozycją białych lub białoszarych wapieni organodetrytycznych formacji ze Smolegowej. Są one typem ziarnitów krynoidowych, lokalnie wzbogaconych obtoczonym ziarnem kwarcowym oraz okrucami dolomitów, wapieni i łupków. Ponad nimi, w górnym bajosie i najniższym batonie, deponowane były wapienie formacji z Krupianki, zwane czerwonymi wapieniami krynoidowymi ze względu na charakterystyczne czerwone lub czerwono-szare zabarwienie. Oprócz licznych trochitów zawierają one domieszki jurajskich i triasowych skał węglanowych oraz kwarcu [Birkenmajer, 1963, 1977, 2017]. Następnie w batonie w strefach centralnych grzbietu czorsztyńskiego rozpoczęła się sedymentacja formacji wapienia czorsztyńskiego – powszechnej i typowej facji tetydzkiej *ammonitico rosso*. Powstawały czerwone oraz różowe wapienie bulaste o strukturze gruzłowej z licznymi skamieniałościami głowonogów [Birkenmajer, 1963, 1977, 2017; Golonka i in., 2018a].



Rys. 3.5. Litostratygrafia utworów mezozoicznych centralnej części Tetydy alpejskiej sukcesji pienińskiej, braniskiej, niedzickiej, czerteżickiej i czorsztynskiej PPS w Polsce i graniczącej z nią części Słowacji [za Golonka i in., 2022, zmienione]

Od batonu w centralnych strefach basenowych oraz na stokach grzbietu deponowane były utwory krzemionkowe lub wapienno-krzemionkowe. Osadzały się ciemne radiolaryty formacji z Sokolicy, cienkoławicowe wapienie krynoidowe z wkładkami i bułami rogowców formacji wapieni z Flaków oraz czerwone i zielone radiolaryty formacji z Czajakowej. Radiolaryty występują w sukcesji złatniańskiej, pienińskiej, braniskiej i hulińskiej we wschodniej części PPS [Birkenmajer, 1977, 2017; Golonka i Sikora, 1981; Watycha i Boratyn, 2022a; Watycha i in., 2019a; Widz, 1991, 1992; Widz i De Wever, 1993], a poza obszarem badań również w sukcesji czertezickiej i niedzickiej [Birkenmajer, 1977, 2017]. Ich miąższość w sukcesji pienińskiej i branickiej osiąga kilkadziesiąt metrów, w sukcesji złatniańskiej i hulińskiej są ścienione sedymentacyjnie do kilku metrów [Birkenmajer i Gedl, 2017; Golonka i Sikora, 1981; Watycha i Boratyn, 2022a; Watycha i in., 2019a].

We wczesnej kredzie pograżający się grzbiet czorsztyński pozostawał pod wpływem sedymentacji węglanowej [Aubrecht i in., 2006; Waśkowska i Golonka, 2024]. Lokalnie zaznaczyła się ona już w tytonie depozycją utworów formacji dursztyńskiej, na którą składają się czerwone i białe wapienie, białe wapienie kalpionellowe, wapienie z *Globochaete*, muszlowce, białe wapienie krynoidowe, wapienie detrytyczne i brekcje sedymentacyjne [Birkenmajer, 1977, 2017; Watycha i Boratyn, 2022a]. W tym czasie powstały również muszlowce rogożnicze, które należą zarówno do najwyższej części formacji wapieni czorsztyńskich, jak i do formacji wapieni dursztyńskich [Birkenmajer, 1977, 1979; Krobicki, 1998; Krobicki i Golonka, 2012; Krobicki i Wierzbowski, 2009; Kutek i Wierzbowski, 1979].

W beriasie i walanżynie w strefie czorsztyńskiej powstawały różowe, czerwone, białe i żółte wapienie organogeniczne z brachiopodami i liliowcami oraz wapienie detrytyczne formacji z Łysej [Aubrecht i in., 2006; Birkenmajer, 1977, 1979, 2017]. Zostały one przykryte walanżyńsko-dolnohoterywskimi pstrymi i cienkoławicowymi wapieniami krynoidowymi formacji spiskiej [Krobicki i Wierzbowski, 1996; Watycha i Boratyn, 2022a].

Od tytonu poprzez dolną kredę w strefach basenowych i skłonowych odbywała się sedymentacja węglanowo-krzemionkowa wapieni rogowcowych i osadzały się warstwowane białe, kremowe lub szare wapienie z przerostami i soczewkami rogowców facji *maiolica*, które budują formację wapienia pienińskiego. Ich sedymentacja trwała do barremu [Birkenmajer, 1977] lub do dolnego albu [Golonka i Sikora, 1981; Watycha i Boratyn, 2022a; Watycha i in., 2019a, 2019b]. W sukcesjach braniskiej i pienińskiej osiągnęły miąższość kilkudziesięciu metrów, natomiast w sukcesjach złatniańskiej i hulińskiej nie przekroczyła ona 10 m [Birkenmajer, 1977, 2017; Birkenmajer i Gedl, 2017; Golonka i Sikora, 1981].

Pod koniec wczesnej kredy sedymentacja wapieni rogowcowych przeszła w sedymentację pelagiczną, której rezultatem było powstanie na stokach grzbietu czorsztyńskiego w apcie i albie serii osadów marglisto-wapiennych formacji z Kapuśnicy, zbudowanych z ciemnoszarych łupków krzemionkowych, wapieni i plamistych margli [Birkenmajer, 1977, 2017]. W albie na grzbiecie powstawały czerwone i pstre wapienie

bulaste i margliste formacji z Chmielowej, a w albie i cenomanie – margliste wapienie formacji z Pomiedznika z przewarstwieniami czertów [Birkenmajer, 1977, 2017; Watycha i Boratyn, 2022a].

Kolejna zmiana reżimu sedymentacyjnego zaznaczyła się w kredzie, gdy Tetyda alpejska weszła w stadium synorogeniczne. W basenie rozpoczęła się faza sedymentacji fliszowej z wyraźnym udziałem turbidytów. Reorganizacja geotektoniczna na granicy kredy górnej i dolnej oraz naprężenia z nią związane wywołały spływy grawitacyjne, które schodziły do basenów złatniańskiego i magurskiego [Golonka i in., 2015, 2022].

Na stokach grzbietu czorsztyńskiego na utworach formacji z Kapuśnicy osadzały się cenomańsko-wczesnomastrichtckie czerwone, pstre i zielone margle oraz wapienie margliste formacji z Jaworek [Birkenmajer, 1977, 2017]. Równorzędnie rozwijała się sedymentacja fliszowa formacji sromowieckiej, która od santonu wkroczyła na obszar północnych stoków grzbietu.

W albie-cenomanie w strefie złatniańskiej deponowane były utwory fliszowe formacji z Trawnego. Utwory te wykształcone są jako drobnoziarniste, cienko- i średnioławicowe piaskowce zawierające wkładki zlepieńców, przeławicane wapnistymi szarymi i zielonkawymi łupkami mułowcowymi i ilastymi [Gasiński, 1983; Golonka, 1981; Golonka i Sikora, 1981; Golonka i in., 1979; Sikora, 1962, 1971]. Ku górze formacja z Trawnego przechodzi w górnokredowe margle i pstry flisz składający się z łupków marglistych z przewarstwieniami piaskowców, mułowców oraz zlepieńców. Utwory te są ekwiwalentem formacji margli z Jaworek (do której bywają zaliczane) deponowanej na obszarze grzbietowym wieku cenoman-mastricht [Birkenmajer, 1977, 1979, 2017]. Na nowych mapach 1:50 000 [Watycha i Boratyn, 2022a, 2022b; Watycha i in., 2019a, 2019b] zasięg formacji z Jaworek został ograniczony do południowej części obszaru badań, gdzie przylega do fliszowych utworów górnokredowej formacji sromowieckiej. Utwory występujące w szczegółowo przebadanym profilu Dursztyńskiego Potoku (Krętego) mają charakter pstrego fliszu, na który składają się przeławicające się wzajemnie cienkoławicowe piaskowce czerwone i zielone oraz pstre łupki ilaste lub mułowcowe. Różnią się znacznie wykształceniem litologicznym od marglistych sekwencji formacji z Jaworek sukcesji czorsztyńskiej, natomiast są analogiczne do utworów formacji z Maruszyny odsłaniającej się w profilu potoku Skrzypnego (Mały Rogoźnik, Rogoźniczek), w którym występują łupki margliste z wkładkami margli i przeławiczeniami piaskowców, mułowców oraz zlepieńców wieku mastrichtckiego [Birkenmajer i Jednorowska, 1983, 1987a, 1987b; Kostka, 1993; Morgiel i Sikora, 1972, 1973; Watycha i in., 2019a, 2019b]. Powyżej utworów mastrichtu w profilu potoku Skrzypnego występują paleogeńskie margle i łupki margliste datowane na paleocen-środkowy eocen [Birkenmajer i Jednorowska, 1983; Morgiel i Sikora, 1972, 1973; Watycha i in., 2019a]. Mogą być korelowane z utworami formacji żylińskiej i złatniańskiej (rys. 3.4) [Golonka i in., 2022]. Z uwagi na odrębność utwory w profilu potoku Skrzypnego zostały wyróżnione jako sukcesja Maruszyny [Birkenmajer i Jednorowska, 1983; Kostka, 1993], ale wcześniej zostały włączone w inwentarz sukcesji złatniańskiej [Morgiel i Sikora, 1972, 1973].

O przynależności do sukcesji złatniańskiej świadczą także ścienione sedymentacyjnie wapienie rogowcowe formacji wapienia pienińskiego odsłaniające się w potoku Skrzypnem poniżej mostu na drodze Szaflary – Maruszyna [Golotka, 2006; Golotka i Sikora, 1981]. Utwory formacji złatniańskiej odsłaniają się także w profilu Białego Dunajca w Szaflarach [Alexandrowicz i Birkenmajer, 1978; Andrusov i in., 1965; Sikora, 1980]. Alexandrowicz i Birkenmajer [1978] korelowali utwory z potoku Skrzypnego i Białego Dunajca z utworami basenu myjawskiego, natomiast Sikora [1980] argumentował, że bruzda myjawska i basen złatniański definiują ten sam obszar sedymentacyjny.

W sukcesji hulińskiej w basenie magurskim po sedymentacji utworów formacji wapienia pienińskiego i formacji z Kapuśnicy nastąpiła depozycja ciemnych anoksycznych albsko-cenomańskich łupków turbidytowych formacji wronińskiej, wykształconej jako zielonawe i czarne łupki z konkrecjami żelazistymi, i formacji hulińskiej, którą budują ciemne i zielonawe łupki z soczewkami i przewarstwieniami rogowców (rys. 3.4) [Birkenmajer, 1977, 1979]. W tym czasie powstawały też ciemne utwory fliszowe formacji ze Sztolni, które występują we wschodniej części PPS poza obszarem badań [Oszczypko i in., 2004, 2012; Sikora, 1971]. Na kolejnym etapie, w późnym cenomanie i kampanie, odbywała się sedymentacja czerwonych i pstrych łupków iłowcowych, mułowcowych lub marglistych przewarstwianych piaskowcami drobnoziarnistymi formacji z Malinowej [Birkenmajer, 1977; Watycha i Boratyn, 2022a], po czym nastąpiła sedymentacja formacji jarmuckiej, która składa się przede wszystkim z gruboławicowych piaskowców średnio- i drobnoziarnistych przeławicanych żółtawymi łupkami marglistymi oraz z częstymi wkładkami zlepieńców z triasowymi, jurajskimi i kredowymi skałami węglanowymi sukcesji PPS. Zawiera ona także pakiety cienko- i średnioławicowych piaskowców z łupkami oraz melanży sedymentacyjnych z niewielkimi olistolitami i blokami [Watycha i Boratyn, 2022a; Watycha i in., 2019a]. Wiek tej formacji obecnie określany jest na środkowy mastrycht-paleocen [Oszczypko i in., 2006; Watycha i Boratyn, 2022a]. Sedymentacja formacji jarmuckiej rozprzestrzeniała się do strefy krynickiej, która obocznie przechodziła w sedymentację formacji szczawnickiej. Charakteryzowała ją depozycja cienko- i średnioławicowych piaskowcowo-mułowcowych turbidytów, które powstawały w bardziej wewnętrznych strefach basenu magurskiego [Birkenmajer i Oszczypko, 1989; Ślęczka i in., 2006]. Formacja szczawnicka należy do tzw. facji ropianieckiej, która regionalnie rozwijała się w basenie magurskim podczas późnej kredy i paleocenu [Golotka i Waśkowska, 2014; Golotka i in., 2019b; Szczęch i Cieszkowski, 2021; Szczęch i Waśkowska, 2023; Ślęczka i in., 2006]. Sedymentacja fliszowa trwała do miocenu, utwory klastyczne pryzmy były zastępowane utworami deponowanymi na basenie niesionym. Najmłodsze osady basenu magurskiego na tym obszarze reprezentowane są przez oligoceńsko-dolnomiocenijskie cienkowarstwowe turbidyty piaskowcowo-mułowcowe formacji malcowskiej [Cieszkowski i Olszewska, 1986] oraz przez flisz miocenijski z formacji z Kremnej i Starego Bystrego [Cieszkowski, 1992a; Kaczmarek i in., 2016; Oszczypko i Oszczypko-Clowes, 2010, 2014; Oszczypko i in., 2015].

W rejonie badań w zachodniej części Pienin Spiskich (rys. 3.3) odsłonięte są przede wszystkim utwory kredowo-paleogeńskiej sukcesji złatniańskiej i hulińskiej, w nieco mniejszym zakresie utwory sukcesji braniskiej. W sukcesji złatniańskiej występują serie osadowe formacji z Maruszyny, a sukcesję hulińską reprezentują formacje wapienia pienińskiego, wronińska, hulińska, ze Sprzycznego, z Malinowej oraz jarmucka. Formacje z Malinowej oraz jarmucka zajmują północną część obszaru badań, są również składnikami matriks w melanżu sedymentacyjnym. Składnikami tego melanżu, występującymi zarówno w matriks, jak i w blokach (olistolitach), są też różne skały jurajsko-kredowe związane środowiskiem depozycyjnym grzbietu czorsztyńskiego. Są to wapienie krynoidowe formacji ze Smolegowej i z Krupianki, formacji wapienia czorsztyńskiego facji *ammonitico rosso*, utwory formacji z Łyski, spiskiej, z Chmielowej, z Pomiedznika i dursztyńskiej, a także margle formacji z Jaworek, wronińskiej, hulińskiej, radiolarytów facji z Sokolicy oraz Flaków. Wychodnie serii braniskiej tworzą cienki pas, w którym występują przede wszystkim wapienie rogowcowe formacji wapienia pienińskiego facji *maiolica*. Na zachód od Białki (rys. 3.3) występują utwory sukcesji braniskiej, utwory sukcesji braniskiej i pienińskiej znajdują się również w melanżach sedymentacyjnych.

3.4. Tektonika

PPS jest wąską strefą znajdującą się na styku Karpat centralnych i zewnętrznych. Południową granicę PPS na obszarze badań stanowi subwertikalny uskok opadający na północ [Golonka i in., 2018a; 2019a, 2019b; Ludwiniak, 2018; Waśkowska i Golonka, 2024], granicę północną w części wschodniej przykrywają utwory neogeńskie i czwartorzędowe.

Na zachód od Białki na powierzchni PPS odsłaniają się utwory trzech płaszczowin: złatniańskiej, pienińskiej i hulińskiej (rys. 3.2). Południowa płaszczowina złatniańska nasunięta jest na północną płaszczowinę hulińską (Grajcarka). W obu jednostkach wyróżniono kilka wtórnych nasunięć. W rejonie badań płaszczowinę złatniańską budują głównie górnokredowo-paleogeńskie sekwencje fliszowe, które należą do formacji z Trawnego, z Maruszyny, żylińskiej i złatniańskiej. Płaszczowina hulińska składa się z dwóch elementów przebiegających równolegle do granic PPS: pasa zewnętrznego, znajdującego się od strony północno-zachodniej, zbudowanego głównie z utworów formacji jarmuckiej, oraz pasa wewnętrznego, który stanowi melanż. W melanżu występują utwory fliszowe formacji jarmuckiej i formacji z Malinowej, które są wymieszane z izolowanymi blokami utworów grzbietu czorsztyńskiego. Są to olistolity będące fragmentami sekwencji osadowych sukcesji czorsztyńskiej (rys. 3.5). Największe z nich to skałki Starego Bystrego, Rogoźnika, Szaflar (wapiennik), Cisowej i Obłazowej (rys. 3.2). Lokalnie pomiędzy płaszczowiną złatniańską i hulińską na powierzchni PPS odsłania się płaszczowina pienińska. Tworzy ona cienki, miejscami zanikający pas wychodni. W skład tej płaszczowiny wchodzi skały jury-dolnej kredy

głównie formacji wapienia pienińskiego jednostki braniskiej. Jednostka ta buduje między innymi górę Ranisberg (Raniszbęrg) w Szaflarach. Płaszczowiny te zostały uformowane w późnej kredzie, podczas kolizji przyzmy z grzbietem czorsztyńskim [Golotka i in., 2022].

Taka sama sekwencja jednostek tektonicznych PPS obserwowana jest w budowie wgłębnej i wyróżniana jest w profilu głębokiego otworu Maruszyna IG-1, który posadowiony został na terenie płaszczowiny złatniańskiej (rys. 3.3). Pewne kontrowersje natury interpretacyjnej dotyczą identyfikacji litostratygraficznej w kontekście przynależności do formacji i sukcesji inwentarza litologicznego w poszczególnych jednostkach.

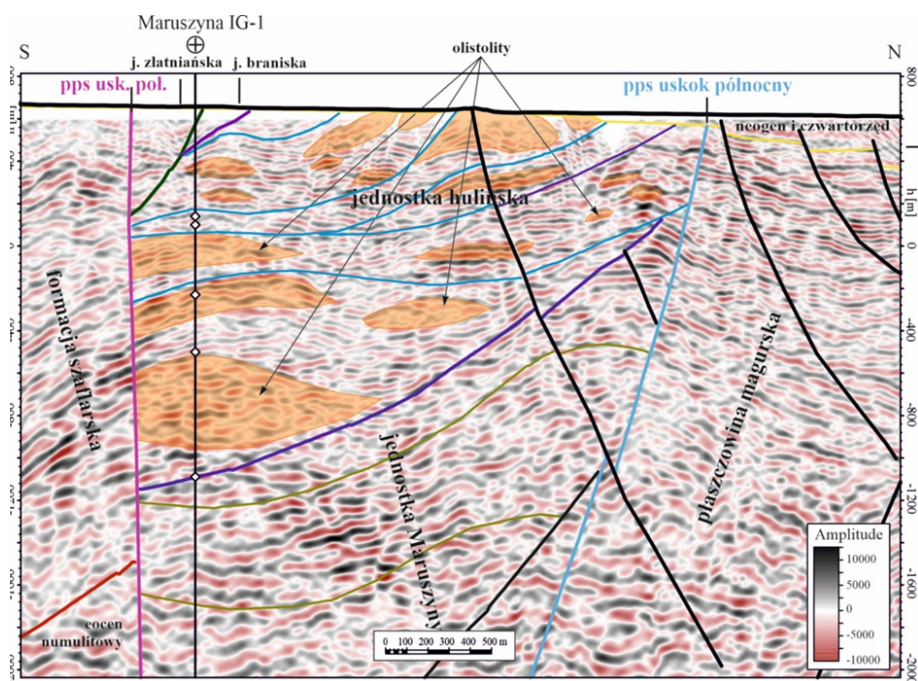
Zgeneralizowany profil tego otworu obejmuje utwory płaszczowiny złatniańskiej zalegające do głębokości 564 m, na które składają się górnokredowe utwory fliszowe sukcesji złatniańskiej. Reprezentowane są one głównie przez piaskowce, mułowce i margle, w tym zawierające zarówno szare mułowce, jak i mułowce oraz margle pstre. Sikora [1971] oraz Golotka i Sikora [1981] wskazali, że jest to pstry flisz basenu złatniańskiego, który znajduje się w nadkładzie formacji z Trawnego. Aktualnie zwany on jest formacją z Maruszyny. Podobne utwory występują w odsłonięciach powierzchniowych i znane są z pobliskiego profilu potoku Skrzypnego (Małego Rogoźnika) oraz z profilu potoku Krętego, na zachód od rzeki Białki (zob. powyżej). W opracowaniach Birkenmajera i Gedla [2012] oraz Chowania i Sokołowskiego [1985, 1986], utwory te zaliczano do formacji sromowieckiej i margli z Jaworek reprezentujących sukcesje grzbietowe.

Na głębokości od 564 m do 960 m występują jurajsko-dolnokredowe utwory płaszczowiny pienińskiej, prawdopodobnie sukcesji braniskiej. W inwentarzu litologicznym wyróżniane są margle plamiste formacji z Kapuśnicy, wapienie rogowcowe facji *maiolica* formacji wapienia pienińskiego, radiolaryty (znajdowane w okruchach) oraz wapienie i margle plamiste formacji wapienia z Podzamcza [Birkenmajer i Gedl, 2012; Chowaniec i Sokołowski 1985, 1986].

Poniżej, do głębokości 2000 m, występuje mieszanina różnorodnych utworów jurajskich i kredowych [Birkenmajer i Gedl, 2012; Chowaniec i Sokołowski, 1985, 1986]. Wyróżniono tu utwory formacji jarmuckiej, wapienia pienińskiego, łupków z Harcygrundu, wapienia z Podzamcza, z Kapuśnicy i z Jaworek oraz sromowieckiej. W większości jest to melanz sedymentacyjno-tektoniczny. Wyróżnialne są w nim bloki olistolitowe utworów jurajsko-dolnokredowych sukcesji braniskiej, w tym pochodzące z formacji wapienia pienińskiego, łupków z Harcygrundu czy wapienia z Podzamcza, tkwiące w utworach formacji jarmuckiej, sromowieckiej i z Jaworek, które stanowią matriks. Melanz ten został włączony do płaszczowiny hulińskiej [por. Golotka i in., 2018b, 2019a].

Od 2000 m do 4843 m pod utworami płaszczowiny hulińskiej występują miększe utwory fliszowe wieku górnokredowego, które są zbudowane z piaskowców, mułowców i margli [Birkenmajer i Gedl, 2012; Chowaniec i Sokołowski, 1985, 1986]. Za tradycyjnymi podziałami sukcesji PPS Birkenmajer i Gedl [2012] zaliczyli te utwory do formacji sromowieckiej i formacji margli z Jaworek. Równocześnie utwory te ze

względem na pozycję stratygraficzną i wykształcenie są bliższe utworom przyległej jednostki krynickiej domeny magurskiej i nawiązują do fliszu formacji jarmuckiej, z Malinowej i szczawnickiej [Szczęch i Cieszkowski, 2021; Szczęch i Waśkowska, 2023; Ślęczka i in., 2006]. Oprócz podobieństwa litologicznego cechuje je pokaźna miąższość, która odpowiada miąższościom osadów z tego interwału gromadzonych w basenie magurskim, niespotykanych w seriach związanych z grzbieciem czorsztyńskim, oraz pozycja jednostki, która jest podłożem dla płaszczowin nadległych tworzących sekwencję kolejnych jednostek zawierających inwentarz litologiczny stref o zasięgu coraz to bardziej południowym. W obrazie sejsmicznym utwory te mają podobną strukturę jak przylegające do pienińskiego pasa skałkowego utwory płaszczowiny magurskiej, dlatego zaliczono je do osobnej jednostki tektonicznej Maruszyń (rys. 3.6) [Golonka i in., 2018b, 2019a; Marzec i in., 2020]. Sekwencja jednostek z wiercenia Maruszyna jest taka sama jak sekwencja znana z zachodniej części Pienin Spiskich, gdzie płaszczowina złotniańska nasunięta jest na płaszczowinę pienińską, a ta z kolei nasunięta jest na płaszczowinę hulińską. W obrazie sejsmicznym (rys. 3.6) pod jednostką hulińską wyraźnie wyodrębnia się oddzielna jednostka Maruszyń [Golonka i in., 2019a; Marzec i in., 2020].



Rys. 3.6. Profil sejsmiczny oparty na przetworzonej linii sejsmicznej 24-5-87K 1. Otwór Maruszyna IG-1 został rzutowany [za Golonka i in. 2018b – zmodyfikowane]

3.5. Dyskusja

Analizy geologiczne PPS prowadzone są od ponad dwustu lat: zapoczątkowane przez Stanisława Staszica [1815], kontynuowane przez geologów wiedeńskich [np. Neumayr, 1871; Uhlig, 1890], a następnie rozwijane przez Horwitza i Birkenmajera [Krobicki, 2022]. Przyczyniły się one do rozpoznania jego budowy oraz interpretacji ewolucji basenowej i tektonicznej [Birkenmajer, 2017; Golonka i in., 2018a, 2022; Plašienka, 2018], a wciąż napływające nowe dane umożliwiają uszczegóławianie budowy i ewolucji oraz ich modyfikacje. Skomplikowana struktura PPS określana jest jako melanz i jest wynikiem procesów osadowych, tektonicznych i wyciskania diapirowego. Stopień jej komplikacji sprawia, że pewne kwestie dotyczące budowy i litostratygrafii są wciąż dyskutowane.

Przedstawiona powyżej litostratygrafia utworów jury i kredy PPS została opracowana przez Birkenmajera [1977] z późniejszymi uzupełnieniami [Birkenmajer, 2017]. Pozostaje ona w powszechnym użyciu w odniesieniu do polskiej części PPS, jak również stosowana jest względem słowackiej części [Plašienka, 2018]. Zasięgi stratygraficzne poszczególnych jednostek zostały zmodyfikowane z uwzględnieniem danych terenowych oraz danych literaturowych [Golonka i in., 2018a; Wierzbowski i in., 2004, 2021]. Analizy litostratygraficzne oraz obserwacje terenowe wskazują, że w jednostce złatniańskiej występują pstre utwory, w których skład wchodzi margle oraz turbidyty łupkowo-margliste z przeławiczeniami piaskowców oraz zlepieńców, dla których zaproponowano nazwę ‘formacja z Maruszyny’. Występują one w nadkładzie formacji z Trawnego, a dane paleontologiczne dowodzą, że ich depozycja trwała do końca kredy. Zespoły otwornic stwierdzone w tych utworach zawierają między innymi górnomastrychcki takson indeksowy *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) [Birkenmajer i Jednorowska, 1983; Watyha i in., 2019a]. Pstre utwory przechodzą bocznie w piaskowcowo-zlepieńcowate utwory turbidytowe fliszu górnokredowego z materiałem egzotycznym formacji śnieżnickiej, a ku górze – w formacje żylińską i złatniańską (rys. 3.4). Podobne utwory zostały stwierdzone w profilu potoku Trawnego i Białego Dunajca [Alexandrowicz i Birkenmajer, 1978; Sikora, 1980]. Odpowiadają im utwory pstrego fliszu kredowego w profilu Dursztyńskiego Potoku (Krętego) na wschód od Białki oraz w wierceniu Maruszyna IG-1. Golonka i Sikora [1981] zaliczyli te utwory do sukcesji złatniańskiej.

Na doprecyzowanie czeka jeszcze kilka zagadnień stratygraficznych, zwłaszcza dotyczących sukcesji basenowych kredy i neogenu [Jurewicz, 2018; Jurewicz i Segit, 2018; Plašienka, 2018]. Pierwszą kwestią jest wiek tzw. utworów czarnego fliszu w obrębie sukcesji hulińskiej (Grajcarka). Te czarne osady turbidytowe, należące do albsko-cenomańskich utworów z Wroniny, Sztolni i Huliny, znajdują się pomiędzy utworami z Kapuśnicy i Malinowej w Małych Pieninach [Oszczypko i Oszczypko-Clowes, 2010; Oszczypko i in., 2004, 2010, 2015]. Podobne osady opisano jako toarcko-bajoską

formację szlachtowską [por. Birkenmajer i Gedl, 2017 i wzmianki tamże], będącą najstarszymi osadami sukcesji hulińskiej (Grajcarka). Przyjmujemy, że flisz czarny osadzał się zarówno w okresie jurajskim, jak i kredowym.

Nazwy jednostek paleogeograficznych i tektonicznych zostały zastosowane zgodnie z zasadą priorytetu. Nazwa 'sukcesja złatniańska (ultrapienińska)' dla określenia facji basenowych zbiornika południowego była używana przez Sikorę [1971], później wprowadzono określenie 'sukcesja Maruszyny' [np. Birkenmajer, 2017; Birkenmajer i Jednorowska, 1983; Kostka, 1993]. Słowackim odpowiednikiem Złatnego (Pienin) jest 'Vahicum' i 'Oravicum', które to terminy później zostały wprowadzone przez Maheła [1981]. Podobnie, zgodnie z prawem priorytetu, pierwszeństwo ma określenie 'sukcesja (jednostka) hulińska' przed terminem 'sukcesja (jednostka) Grajcarka', który został wprowadzony w drugiej kolejności. Słowackim odpowiednikiem Huliny (Grajcarka) jest 'Šariš' [Jurewicz, 2018; Plašienka i in., 2021]. Sukcesje grzbietowe zostały zdefiniowane i nazwane przez Birkenmajera [1977, 1986, 2017]. Schemat tektonicznej struktury PPS został uzupełniony o jednostkę Maruszyny kojarzoną z basenową strefą magurską o profilu sedymentacyjnym górnej kredy korelowanym ze strefą krynicką [Golonka i in., 2018b, 2019a, 2022; Marzec i in., 2020]. Inwentarz litologiczny tej jednostki odpowiada utworom górnokredowym formacji jarmuckiej, łupków z Malinowej i szczawnickiej. Wyodrębnia się ona w profilach sejsmicznych oraz zaznacza w wierceniu profilem osadowym o miąższości ponad 2800 m.

3.6. Wnioski

Polska część PPS reprezentuje złożoną strukturę geologiczną należącą do strefy styku pomiędzy płytami centralnokarpacką i europejską. W jej skład wchodzi utwory od jury po miocen, obrazujące kolejne fazy sedymentacji w Tetydzie alpejskiej, z której utworów utworzył się pieniński pas skałkowy. W początkowych fazach etapu synryftowego panowała w miarę zunifikowana sedymentacja klastyczno-węglanowa, która wraz z wykształceniem się grzbietu czorsztyńskiego i modyfikacją morfologii zbiornika przekształciła się w zróżnicowaną w formie sedymentację krzemionkowo-wapienną. Od późnej kredy w stadium synorogenicznym rozwoju basenu była ona sukcesywnie zastępowana przez sedymentację fliszową związaną z progradacją pryzmy oraz z rozwojem basenu niesionego.

W budowie płaszczowinowej zaznacza się układ jednostek z zachowaną sekwencją, w którym najwyższa płaszczowina – złatniańska – zbudowana jest z utworów basenu południowego. Poniżej znajduje się jednostka odpowiadająca strefom grzbietowym, a pod nią – jednostki basenu południowego, w których skład wchodzi jednostka hulińska i Maruszyny.

Prace badawcze uzyskały wsparcie z grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241.

Bibliografia

- Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., 1978. Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 48(1), 27–38.
- Andrusov D., Durand Delga M., Geyssant J. Geyssant J., 1965. Réunion Extraordinaire de la Société Géologique de France, Carpathes Tchécoslovaques du 20 au 28 Septembre 1965. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-VII(7), 1027–1129.
- Aubrecht R., Krobicki M., Sýkora M., Mišík M., Boorová D., Schlögl J., Šamajová E., Golonka J., 2006. Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn Succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): Submarine erosion or emersion? *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76(2), 161–196.
- Bania G., Mościcki W.J., 2024. *Badania wybranego fragmentu pieniężskiego pasa skałkowego na Spiszu przy pomocy geofizycznych metod elektrooporowych*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pieniężskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 95–127.
- Bania G., Mościcki W.J., Golonka J., 2024. ERT field survey supported with numerical and analogue modeling applied to study a fragment of the Pieniny Klippen Belt (Spisz Pieniny Mountains, southern Poland). *Geological Quarterly*, 68, 22. <https://doi.org/10.7306/gq.1750>.
- Birkenmajer K., 1953. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-Belt Series in Poland. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Classe III*, 1, 271–274.
- Birkenmajer K., 1959. Significance of the Haligovce Klippe for the geology of the Pieniny Klippen-Belt (Carpathians). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 29, 73–88.
- Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorszyńskiej pieniężskiego pasa skałkowego. *Studia Geologica Polonica*, 9, 1–380.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45, 1–158.
- Birkenmajer K., 1979. *Przewodnik geologiczny po pieniężskim pasie skałkowym*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate – tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Studia Geologica Polonica*, 91, 7–37.
- Birkenmajer K., 2017. *Geologia Pienin*. Monografie Pienińskie, 3, Pieniński Park Narodowy, Krościenko n. Dunajcem.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland): Lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. *Studia Geologica Polonica*, 135, 7–54.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2017. The Grajcarek Succession (Lower Jurassic-mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: A stratigraphic synthesis. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87(1), 55–88. <https://doi.org/10.14241/asgp.2017.003>.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983. Górna kreda i starszy paleogen w Maruszynie (płaszczowina pieniężska; łuska maruszyńska), pieniężski pas skałkowy. *Studia Geologica Polonica*, 77, 27–52.

- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987a. Late Cretaceous foraminiferal zonation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians: Klippen and Maruszyna successions, Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 35, 275–286.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987b. Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 92, 7–28.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura nappe, Krynica subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59(1–2), 145–181.
- Chowaniec J., Cieszkowski M., 2009. *Neogen i czwartorzęd Kotliny Orawsko-Nowotarskiej*, [w:] A. Uchman, J. Chowaniec (red.), *Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu: LXXXIX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Bukowina Tatrzańska, 27-30 września 2009 r.: materiały konferencyjne*, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, 67–75.
- Chowaniec J., Sokołowski J., 1985. *Borehole Maruszyna IG-1*, [w:] K. Birkenmajer (ed.), *Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress: Cracow, Poland, 1985. [2], Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Cracow – Zakopane): Guide to Excursion 2*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 60–62.
- Chowaniec J., Sokołowski J., 1986. *Głęboki otwór wiertniczy Maruszyna IG-1*, [w:] K. Birkenmajer, D. Poprawa (red.), *Pieniński pas skałkowy: Przewodnik LVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18–20 września 1986 r.*, Instytut Geologiczny, Kraków, 69–71.
- Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waśkowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (Southern Poland). *Minerals*, 14(2), 155. <https://doi.org/10.3390/min14020155>.
- Cieszkowski M., 1992a. Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura Nappe, Flysch Carpathians (South Poland). *Geologica Carpathica*, 43(6), 339–346.
- Cieszkowski M., 1992b. Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 18(1–2), 1–125.
- Cieszkowski M., Olszewska B., 1986. Malcov beds in the Magura Nappe near Nowy Targ, Outer Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56(1–2), 53–71.
- Gasiński M.A., 1983. Albain and Cenomanian planktic foraminifera from the Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Cretaceous Research*, 4(3), 221–249. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(83\)90038-1](https://doi.org/10.1016/0195-6671(83)90038-1).
- Golonka J., 1981. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200 000*. Arkusz Bielsko-Biała. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
- Golonka J., 2006. Stop 1. The Skrzypny Stream – Contact between Pieniny Klippen Belt and Inner Carpathian Palaeogene. *Geolines*, 20, 172–173.
- Golonka J., Krobicki M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di paleontologia e Stratigrafia*, 110(1), 5–14.
- Golonka J., Krobicki M., 2023. The position of the West Carpathians in the Alpine-Carpathian fold-and-thrust belt. *Geotourism/Geoturystyka*, 3–4 (74–75), 5–11.
- Golonka J., Sikora W., 1981. Microfacies of the Jurassic and Lower Cretaceous sedimentarily thinned deposits of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 31, 7–37.

- Golonka J., Waśkowska A., 2014. Paleogene of the Magura Nappe adjacent to the Pieniny Klippen Belt between Szczawnica and Krościenko (Outer Carpathians, Poland). *Geology, Geophysics & Environment*, 40(4), 359–375. <https://doi.org/10.7494/geol.2014.40.4.359>.
- Golonka J., Boryslawski A., Paul Z., Ryłko W., 1981. *Mapa geologiczna Polski. Arkusz Bielsko-Biała. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J., Oszczytko N., Ślęczka A., 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70(2), 107–136.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N., Ślęczka A., 2006. *Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region*, [w:] J. Golonka, F. Picha (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 11–46.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska-Oliwa A., Vašíček Z., Skupień P., 2008. Główne elementy paleogeograficzne zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie [Main paleogeographical elements of the West Outer Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times]. *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 34(3/1), 61–72.
- Golonka J., Matyasik I., Krobicki M., 2009. Potencjał węglowodorowy środkowojurajskich czarnych łupków sferosyderytowych (formacja łupków ze Skrzypnego) pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie*, 35(3/1), 43–55.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślęczka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geological Magazine*, 152(2), 269–286. <https://doi.org/10.1017/S0016756814000211>.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018a. The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 111–125. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.111>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., 2018b. The North European Platform suture zone in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 5–16. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019a. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Swiss Journal of Geosciences*, 112(2–3), 475–506. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00345-2>.
- Golonka J., Waśkowska A., Ślęczka A., 2019b. The Western Outer Carpathians: Origin and evolution. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170(3–4), 229–254. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2019/0193>.
- Golonka J., Waśkowska A., Cichostępski K., Dec J., Pietsch K., Łój M., Bania G., Mościcki W.J., Porzućek S., 2022. Mélange, flysch and cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An overview. *Minerals*, 12(9), 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Górniak K., Bahranowski K., Gawel A., Marynowski L., Szydłak T., 2008. Middle Jurassic black shales (Skrzypny Shale Formation) – paleoenvironmental significance of one of the oldest deposits of the Pieniny Klippen Belt. *Geoturystyka (Geotourism)*, 2(13), 19–24.
- Horwitz L., Rabowski F., 1930. Przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny 18–21 V. 1929 r. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Krakowie*, 6, 1–49.
- Janočko J., 2000. *Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1:50 000*. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

- Jurewicz E., 2018. The Šariš Transitional Zone, revealing interactions between Pieniny Klippen Belt, Outer Carpathians and European platform. *Swiss Journal of Geosciences*, 111, 245–267. <https://doi.org/10.1007/s00015-017-0297-9>.
- Jurewicz E., Segit T., 2018. The tectonics and stratigraphy of the transitional zone between the Pieniny Klippen Belt and Magura Nappe (Szczawnica area, Poland). *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 127–177. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.127>.
- Kaczmarek A., Oszczypko-Clowes M., Cieszkowski M., 2016. Early Miocene age of Stare Bystre Formation (Magura Nappe, Outer Carpathians, Poland) indicated by the calcareous nannoplankton. *Geological Quarterly*, 60(2), 341–354. <https://doi.org/10.7306/gq.1277>.
- Kania M., Szczęch M., 2023. Geometry and topology of a Polish Outer Carpathian digital-elevation-model-interpreted lineament network in the context of regional tectonics. *Solid Earth*, 14(5), 515–528. <https://doi.org/10.5194/se-14-515-2023>.
- Kostka A., 1993. The age and microfauna of the Maruszyna Succession (Upper Cretaceous–Palaeogene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 102, 7–134.
- Krobicki M., 1998. Wycieczka terenowa w ramach ogólnoswiatowego Dnia Wycieczek Geologicznych Geotrip Day-Rogoźnik. *Przegląd Geologiczny*, 46(8/1), 656.
- Krobicki M., 2018. Duration of the Czorsztyn Ridge uplift (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) during the Early Bajocian time, [w:] M. Šujan (ed.), *11th ESSEWECA Conference: Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians: 29th–30th November 2018, Bratislava, Slovakia: Abstract Book*, Comenius University, Bratislava, 50–51.
- Krobicki M., 2022. Dr Ludwik Horwitz i prof. Krzysztof Birkenmajer – fascynaci geologii pienińskiego pasa skałkowego w świetle historii badań regionu, [w:] J. Bodziarczyk (red.), *Pieniny: Przyroda i człowiek*, Monografie – Uniwersytet Rolniczy im. Hugona Kołłątaja w Krakowie, 16, Wydawnictwo Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie, Kraków, 19–70.
- Krobicki M., 2023. Field trip – Outer Flysch Carpathians and Pieniny Klippen Belt (PKB). *Geotourism/Geoturystyka*, 20, 3–4 (74–75), 5–70. <https://doi.org/10.7494/geotour.2023.74-75.5>.
- Krobicki M., Golonka J., 2012. *Skalka Rogoźnicka = The Rogoźnik Rock*, [w:] T. Słomka (red.), *Katalog obiektów geoturystycznych w obrębie pomników i rezerwatów przyrody nieożywionej*, AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, Kraków, 333–336.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 1996. New data on stratigraphy of the Spisz Limestone Formation (Valanginian) and the brachiopod succession in the lowermost Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 109, 53–67.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie [Volumina Jurassica]*, 2(1), 69–82.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 2009. Środkowojurajskie wapienie bulaste sukcesji czertezijskiej pienińskiego basenu skałkowego Polski – fakty i kontrowersje. *Przegląd Geologiczny*, 57(7), 600–606.
- Kutek J., Wierzbowski A., 1979. Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoźnik in the Pieniny Klippen Belt. *Acta Geologica Polonica*, 29, 195–206.

- Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J., Schnabel G.W., Pálenský P., Császár G., Rylko W., Mackiv B. (eds.), 2000. *Geologická mapa Západných Karpát a priláhlych území 1:500 000* [Geological Map of Western Carpathians and Adjacent Areas 1: 500 000]. Ministerstvo životného prostredia SR, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Ludwiniak M., 2018. Miocene transpression effects at the boundary of Central Carpathian Paleogene Basin and Pieniny Klippen Belt: Examples from Polish-Slovakian borderland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 91–110. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.91>.
- Łój M., Porzucek S., Matwij W., 2024. *Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 59–93.
- Mahel M., 1981. Island character of Klippen Belt; Vahicum – continuation of Southern Penninicum in West Carpathian. *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 32(3), 293–305.
- Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2020. Seismic imaging of mélanges – Pieniny Klippen Belt case study. *Journal of the Geological Society*, 177(3), 629–646. <https://doi.org/10.1144/jgs2020-111>.
- Matějka A., 1961. O haligoveckém mezozoiku a paleogénu, [w:] J. Rädisch (ed.), *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1959*, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 129–130.
- Mizon G.E., 2006. *Progressive Modelling of Macroeconomic Time Series: The LSE Methodology*, [w:] K.D. Hoover (ed.), *Macroeconomics: Developments, Tensions and Prospects*, Kluwer Academic Press, Dordrecht, 107–170.
- Morgiel J., Sikora W., 1972. O utworach paleogeńskich w jednostce złotniańskiej (pieniński pas skałkowy – na zachód od Białego Dunajca). *Kwartalnik Geologiczny*, 16(4), 1053–1055.
- Morgiel J., Sikora W., 1973. Odkrycie utworów eocenu i oligocenu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 17(3), 640–642.
- Neumayr M., 1871. Der penninische Klippenzug. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 21(1/4), 451–536.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The Paleogene and Early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Outer Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 60(3), 317–348.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2014. Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 58(4), 737–758. <https://doi.org/10.7306/gq.1177>.
- Oszczypko N., Malata E., Švábenická L., Golonka J., Marko F., 2004. Jurassic–Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: The “black flysch” case study. *Cretaceous Research*, 25(1), 89–113. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2003.10.006>.
- Oszczypko N., Uchman A., Malata E. (red.), 2006. *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego* [Palaeotectonic evolution of the Outer Carpathian and Pieniny Klippen Belt basins]. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków.
- Oszczypko N., Jurewicz E., Plaśienka D., 2010. Tectonics of the Klippen Belt and Magura Nappe in the eastern part of the Pieniny Mts (Western Carpathians, Poland and Slovakia) – new approaches and results, [w:] *Scientific Annals of the School of Geology: Special volume 2010: Proceedings of the XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, September 23–26, 2010, Thessaloniki, Greece*, Aristotle University of Thessaloniki, Faculty of Sciences, Thessaloniki, 221–229.

- Oszczypko N., Olszewska B., Malata E., 2012. Cretaceous (Aptian/Albian-?Cenomanian) age of “black flysch” and adjacent deposits of the Grajcarek thrust-sheets in the Małe Pieniny Mts. (Pieniny Klippen Belt, Polish Outer Carpathians). *Geological Quarterly*, 56(3), 411–440. <https://doi.org/10.7306/gq.1031>.
- Oszczypko N., Ślęczka A., Oszczypko-Clowes M., Olszewska B., 2015. Where was the Magura Ocean? *Acta Geologica Polonica*, 65(3), 319–344. <https://doi.org/10.1515/agp-2015-0014>.
- Plašienka D., 2012. Jurassic syn-rift and Cretaceous synorogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. *Geological Quarterly*, 56(4), 601–628. <https://doi.org/10.7306/gq.1044>.
- Plašienka D., 2018. The Carpathian Klippen Belt and types of its klippen – an attempt at a genetic classification. *Mineralia Slovaca*, 50(1), 1–24.
- Plašienka D., Aubrecht R., Bezák V., Bielik M., Broska I., Bučová J., Fekete K., Gaži P., Gedl P., Golej M., Halássová E., Hók J., Hrdlička M., Jamrich M., Józsa Š., Klanica R., Konečný P., Kubiš M., Madarás J., Majcin D., ..., Vozár J., 2021. *Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt – Central Western Carpathian contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia)*. Comenius University in Bratislava, Bratislava.
- Potfaj M., 2002. *The saddle between Haligovce and Lesnica – view point*, [w:] J. Vozár, R. Vojtko, L. Sliva (eds.), *Guide to Geological Excursions: XVIIIth Congress of Carpathian-Balkan Association, Bratislava, Sept. 1st – 4th 2002*, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 165–168 [appendix].
- Sikora W., 1962. New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 10, 203–211.
- Sikora W., 1971. Oczek tectogienia Leninskiej Utiosowej Zony w Polsce w świetle nowych geologicznych danych [Очерк тектогенезы Ленинской Утёсовой Зоны в Польше в свете новых геологических данных = Zarys tectogenezy pieninśkiego pasa skałkowego w Polsce w świetle nowych danych]. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41(1), 221–239.
- Sikora W.J., 1980. Uwagi w sprawie artykułu SW Alexandrowicza, K. Birkenmajera: Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50(2), 301–304.
- Staszic S., 1815. *O ziemiopodrozie Karpatow i innych gor i rownin Polski*. Drukarnia Rządowa, Warszawa.
- Szczęch M., Cieszkowski M., 2021. Geology of the Magura nappe, south-western Gorce Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Journal of Maps*, 17, 453–464. <https://doi.org/10.1080/17445647.2021.1950579>.
- Szczęch M., Waśkowska A., 2023. Stratigraphy and geological structure of the Magura Nappe in the south-western part of the Gorce Mountains, Outer Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 93(2), 103–136. <https://doi.org/10.14241/asgp.2023.04>.
- Ślęczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. The general geology of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine, [w:] J. Golonka, F. Picha (eds.), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 221–258.
- Tysza J., 1991. Palaeoenvironment of basinal Middle Jurassic carbonates, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39(3), 231–251.

- Tyszką J., 1994. Response of Middle Jurassic benthic foraminiferal morphogroups to dysoxic/anoxic conditions in the Pieniny Klippen Basin, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110(1–2), 55–81. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90110-4).
- Uhlig V., 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Teil II: Der pieninische Klippenzug. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 40(1/4), 559–824.
- Wařkowska A., Golonka J., 2024. Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pieninńskiego pasa skałkowego, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Wařkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytach strefach pasm orogenicznych – przykład z pieninńskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 13–34.
- Wařkowska A., Szczęch M., 2023. The Upper Cretaceous variegated shales in the Ropianka Formation of the Magura Nappe (Outer Carpathians): age and lithostratigraphic position. *Geological Quarterly*, 67(2), 18. <https://www.doi.org/10.7306/gq.1688>.
- Watycha L. (oprac.), Boratyn J. (reambulacja) 2022a. *Objařnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Nowy Targ*. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Watycha L. (oprac.), Boratyn J. (reambulacja), 2022b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Nowy Targ*. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Watycha L. (oprac.), Gařdzicka E., Źarski M., Swadźba R. (reambulacja), 2019a. *Objařnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000. Arkusz Czarny Dunajec*. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Watycha L. (oprac.), Gařdzicka E., Źarski M., Swadźba R. (reambulacja), 2019b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000. Arkusz Czarny Dunajec*. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Widz D., 1991. Les radiolaires du jurassique supérieur des radiolarites de la zone des Klippes de Pieniny (Carpathes occidentales, Pologne). *Revue de Micropaléontologie*, 34(3), 231–260.
- Widz D., 1992. Datation par les radiolaires des radiolarites jurassiques de l'Unité de Grajcarek. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 40(2), 115–124.
- Widz D., De Wever P., 1993. Nouveaux Nassellaires (Radiolaria) des radiolarites jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (Zones de Klippes de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). *Revue de Micropaléontologie*, 36(1), 77–91.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Schlögl J., 2004. Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74(3), 237–256.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G., Uchman A. (eds.), 2006. *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: Poland, Kraków, September 6–18, 2006*, Polish Geological Institute, Warszawa.
- Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2021. Jurassic evolution and the structure of the central part of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland – new insight from the Czertezik Succession type area. *Volumina Jurassica*, 19, 21–60. <https://doi.org/10.7306/VJ.19.2>.

Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego

Monika Łój* , Sławomir Porzucek* , Wojciech Matwij** 

ORCID IDs: 0000-0002-3687-5453 (M. Łój), 0000-0002-8250-2703 (S. Porzucek), 0000-0002-4008-2704 (W. Matwij)

Gravity mapping of mélanges in the shallow zones of selected area of the Pieniny Klippen Belt

The Pieniny Klippen Belt (PKB) is a narrow area keeps Central Carpathians separate from Outer Carpathians. PKB is very often described as 'mélange' because of its very complicated structures. The gravimetric method was used to recognize these structures in two stages. In the first approach the boundaries of PBK and its lineament were located using enhancement interpretation methods, especially vertical and horizontal derivatives. Then detailed research of the fragment of 'mélange' was done. Using different gravity interpretation methods some part of residual anomalies were isolated from Bouguer distribution. The anomalies correlated well with geological structures such as Branisko and Hulina Unit and some of them with limestone oolites.

4.1. Wstęp

Obszar badań położony jest w Karpatach w południowej Polsce, na południe od Krakowa, pomiędzy Rabką-Zdrojem a Pogórzem Tatrzańskim w rejonie miejscowości Krem-pachy i Dursztyn. Obszar ten obejmuje strefę graniczną między Karpatami centralnymi i zewnętrznymi, w obrębie której występują melanże. Badanie tych melanży może zasadniczo zmienić nasze rozumienie regionalnej i lokalnej geologii, paleogeografii

* AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

** AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geodezji Górniczej i Inżynierii Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

i ewolucji paleodynamicznej tego obszaru, a także innych pasów górskich. Obszar badań może być traktowany jako geologiczne laboratorium terenowe, z widocznymi obiektami i procesami pomagającymi zrozumieć złożoną historię geologiczną Ziemi.

Badania geofizyczne prowadzone są w Karpatach Zachodnich od wielu lat, a wśród nich najczęstsze są badania sejsmiczne [Urbaniec i in., 2018] oraz badania magnetotelluryczne [Stefaniuk i in., 2007] związane z poszukiwaniem węglowodorów. Ponadto Karpaty to również teren badań grawimetrycznych, magnetycznych i geoelektrycznych, w wyniku których zaprezentowany został model geofizyczny Kotliny Orawsko-Nowotarskiej [Grabowska i in., 2007; Pomianowski, 2003]. W ostatnim czasie ukazały się również bardziej szczegółowe analizy badań grawimetryczno-magnetycznych różnych obszarów zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych [Barmuta i in., 2019; Mikołajczak i in., 2021; Porzucek i in., 2023].

Celem badań była interpretacja strefy melanżu pienińskiego pasa skałkowego na podstawie badań grawimetrycznych. Termin „melanż” był pierwotnie opisywany jako chaotyczne, blokowe skały w matrycy ze zdeorganizowaną strukturą wewnętrzną. Procesy tektoniczne i osadowe przyczyniły się do powstania melanżu, a składniki tektoniczne PPS o różnym wieku i charakterystyce dają współczesny kształt melanżu PPS, w którym poszczególne jednostki tektoniczne są trudne do rozróżnienia. Pieniński pas skałkowy stanowi również strefę szwu pomiędzy głównymi karpackimi elementami tektonicznymi.

Badania grawimetryczne zostały zintegrowane z wynikami prac geologicznych, badań sejsmicznych i geoelektrycznych. Geologiczne prace terenowe pozwoliły na wyodrębnienie głównych jednostek strukturalnych na badanym obszarze [Golonka i in., 2018, 2019]. Charakter granic tektonicznych między jednostkami geologicznymi a strukturą wewnętrzną tych jednostek jest nadal kontrowersyjny, a badania anomalii siły ciężkości mogą pomóc w rozwikłaniu szczegółów tektoniki, zwłaszcza położenia głównych uskoków i innych granic czy lineamentów. Jest to możliwe jedynie w sytuacji istnienia kontrastów gęstości między strukturami budującymi ośrodek geologiczny. Podstawowa interpretacja danych grawimetrycznych jest prowadzona na podstawie rozkładu anomalii Bouguera [Telford i in., 1990]. Jej główne etapy to przede wszystkim wyodrębnienie z anomalii Bouguera anomalii rezydualnych jako najlepszego matematycznego przybliżenia anomalii lokalnych związanych z niewielkimi płytkimi strukturami geologicznymi [Mallick i in., 2012]. Anomalie te mają mniejszą amplitudę oraz zasięg poziomy i pozwalają na wykrycie lub lepsze zarysowanie mniejszych, lokalnych struktur i lineamentów [Guglielmetti i Moscaeiello, 2021].

Kolejny krok interpretacji związany jest z próbą wzmocnienia części anomalii Bouguera bądź rezydualnych związanych z występowaniem struktur o charakterze liniowym, takich jak granice, krawędzie czy lineamenty. Do tego celu zastosowano pierwsze pochodne siły ciężkości, w szczególności pochodną pionową (*VDR – vertical derivative*), która podkreśla grawitacyjny wpływ płytko położonych struktur i granic gęstościowych oraz pochodnej poziomej siły ciężkości (*THDR – total horizontal*

derivative), która jest szeroko stosowana do wykrywania granic struktur geologicznych czy lineamentów.

4.2. Dane i metodyka badań

Położony w południowej części Polski pieniński pas skałkowy stanowi fragment jednostki geologicznej na granicy Karpat wewnętrznych i zewnętrznych. Badania obejmowały obszar położony na południowy zachód od miejscowości Krempachy, który stanowi niewielki fragment tego pasa. Morfologia tego obszaru jest bardzo zróżnicowana. Rzeźba terenu charakteryzuje się licznymi, izolowanymi wzniesieniami o stromych zboczach, które są otoczone wąskimi, głębokimi dolinami [Birkenmajer, 1965]. Fizyka zjawiska powszechnego ciężenia jednoznacznie pokazuje, że siła ciężkości zależy od odległości od źródła, które ją wywołuje. Zatem badania grawimetryczne wykonywane na fizycznej powierzchni Ziemi nie mogą się obejść bez prac geodezyjnych.

4.2.1. Metodyka badań grawimetrycznych

Metoda grawimetryczna, oparta na naturalnym polu grawitacyjnym Ziemi, służy do identyfikacji zmian w polu siły ciężkości, które odzwierciedlają zmiany rozkładu gęstości w górotworze, zarówno w badaniach poszukiwawczych, jak i inżynierskich. W szczególności stosowana jest do identyfikacji granic struktur geologicznych, kontaktów, jak i lineamentów.

4.2.1.1. Dane grawimetryczne

Analizę i interpretację danych grawimetrycznych przeprowadzono na podstawie danych pochodzących z dwóch źródeł. Do badań obejmujących swym zasięgiem około 1000 km², pomiędzy Zakopanem na południu a Rabką-Zdrojem na północy oraz Krościenkiem nad Dunajcem na wchodzie a Ludźmierzem na zachodzie (kontakt Karpat wewnętrznych i zewnętrznych) wykorzystano dane grawimetryczne z bazy danych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. Natomiast szczegółowe badania grawimetryczne melanżu w obrębie pienińskiego pasa skałkowego w okolicy miejscowości Dursztyn i Krempachy wykonano na podstawie przeprowadzonych przez autorów niniejszej pracy terenowych obserwacji grawimetrycznych w latach 2021–2024 w ramach projektu NCN nr 2019/35/B/ST10/00241.

Terenowe badania grawimetryczne zostały wykonane w dwóch etapach. Na pierwszym etapie obserwacje grawimetryczne przeprowadzono wzdłuż czterech profili. Każdy z nich miał długości około 1 km i rozciągłość SSW–NNE, a pomiarowe punkty grawimetryczne rozmieszczono wzdłuż profili w odległościach co 10 m. Badania grawimetryczne na etapie drugim miały charakter badań powierzchniowych, w ramach których obserwacje grawimetryczne wykonano na obszarze około 30 000 m², a punkty pomiarowe rozmieszczono w narożach siatki o boku 7,5 m.

Do wykonania terenowych obserwacji grawimetrycznych użyto grawimetru Autograv CG-5 firmy kanadyjskiej Scintrex. Grawimetr ten jest nowoczesnym przyrządem pomiarowym przeznaczonym do wyznaczania względnych wartości siły ciężkości. W jego budowie znajduje się między innymi system odrzucania obserwacji dokonanych z dużym błędem wynikającym z chwilowych drgań gruntu oraz program uwzględniający oddziaływanie sił lunisolarnych. Działanie programu jest oparte na algorytmie Longmana, który pozwala na wprowadzanie poprawki na grawitacyjne działania Słońca i Księżyca. Wpływ ten obliczony jest z dokładnością do $\pm 0,001$ mgal.

Wszystkie obserwacje grawimetryczne w profilu badawczym wykonano w systemie punktów wypełniających metodą jednokrotnych pomiarów. W metodzie tej obserwacje wartości siły ciężkości prowadzone są w ciągach obserwacyjnych, które zaczynają się i kończą obserwacją w punkcie zwanym bazą referencyjną. Powyższy sposób prowadzenia pomiarów służy do eliminacji krótkookresowego dryftu grawimetru. Grawimetr charakteryzuje się również dryftem średnio- i długookresowym. Te rodzaje dryftu uwzględniane są w trakcie pomiarów automatycznie w grawimetrze na podstawie przeprowadzonej bezpośrednio przed przystąpieniem do prac terenowych procedury kalibracji.

Miernikiem dokładności przeprowadzonych pomiarów grawimetrycznych jest średni błąd kwadratowy pojedynczego pomiaru. W celu oceny jakości wykonanych badań grawimetrycznych wykonuje się powtórzenia obserwacji siły ciężkości w co najmniej 5–10% punktów pomiarowych. Obserwacje siły ciężkości wykonane z odpowiednią dokładnością mogą zostać poddane przetwarzaniu, w wyniku którego otrzymywana jest anomalia Bouguera.

4.2.1.2 Przetwarzanie danych grawimetrycznych

Anomalie Bouguera są źródłem informacji o rozkładzie mas, a dokładniej gęstości objętościowej budującej ośrodek geologiczny. Anomalie te oblicza się jako różnicę pomiędzy wartością siły ciężkości sprowadzoną do poziomu odniesienia redukcją Bouguera a wartością normalną siły ciężkości γ_0 obliczoną na tym samym poziomie odniesienia za pomocą wzoru:

$$\Delta g = g + \delta g_F + \delta g_B + \delta g_T - \gamma_0 \quad (4.1)$$

Na redukcję Bouguera składają się następujące poprawki: poprawka topograficzna δg_T , poprawka wolnopowietrzna δg_F oraz poprawka Bouguera δg_B [Porzucek i Łój, 2021; Telford i in., 1990]. Obliczenie wartości normalnej siły ciężkości γ_0 możliwe jest na podstawie formuły podanej przez Moritza [2000] dla Geodezyjnego Systemu Odniesienia GRS 80.

Rozkład pola siły ciężkości uzyskany w wyniku przetwarzania danych grawimetrycznych w postaci anomalii Bouguera obarczony jest wysokoczęstotliwościowym szumem wynikającym z faktu, że są to dane rzeczywiste pochodzące z fizycznych pomiarów. Szumy takie związane są z warunkami terenowymi i atmosferycznymi, jakie występowały podczas wykonywania obserwacji grawimetrycznych, i mimo stosowania

procedur pomiarowych o najwyższych standardach stanowią nieuniknione, ale niepożądany element uzyskiwanych wyników. Aby uniknąć wpływu szumów na ostateczną interpretację anomalii Bouguera, stosuje się procedury matematyczne pozwalające na ich eliminację. Procedury takie (filtracje) można stosować zarówno w domenie przestrzeni, jak i w domenie częstotliwości. Filtracje opierające się na splocie funkcji danych i funkcji filtru o wiele łatwiej stosować w domenie częstotliwości, albowiem twierdzenie o splocach mówi, że spłot w dziedzinie rzeczywistej można przedstawić jako mnożenie w dziedzinie częstotliwości transformaty Fouriera. Ponieważ transformaty sinusowe i cosinusowe są transformacjami pokrewnymi, można zastosować zmodyfikowaną wersję twierdzenia o splocach, w której pojęcie spłotu kołowego zastępuje się pojęciem spłotu symetrycznego [Martucci, 1994]. Spłoty symetryczne to takie, w których jądro spłotu jest symetryczne w punkcie zerowym.

Każdą anomalię charakteryzuje jej amplituda i zasięg poziomy, które to cechy można utożsamić z częstotliwością [Fajkiewicz, 2007]. Przy takim podejściu do zagadnienia istnieje możliwość zastosowania filtracji częstotliwościowej pola siły ciężkości, która może być realizowana przy wykorzystaniu transformacji Fouriera. Jej zastosowanie do interpretacji pól potencjalnych znane jest już od lat 50. XX wieku [Dean, 1958; Swartz, 1954] i było sukcesywnie rozwijane [Bhattacharya, 1966, 1967; Darby i Davies, 1967; Gunn, 1975].

Filtrem często wykorzystywanym do eliminacji szumów jest filtr pasmowy Gaussa w wersji filtru dolnoprzepustowego przepuszczającego sygnał o częstotliwości niższej od założonej, zgodnie z wzorem:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}} \quad (4.2)$$

gdzie:

- k – liczba falowa (cykl/km),
- k_0 – centralna długość fali odcięcia (cykl/km).

Anomalia Bouguera jest sumą wszystkich efektów grawitacyjnych związanych ze wszystkimi źródłami podziemnymi otaczającymi punkt pomiarowy. To, jak duże są te efekty, zależy od wielkości i masy źródła oraz jego odległości od punktów obserwacyjnych. Z tego powodu interpretację anomalii Bouguera można podzielić na dwie części w zależności od zastosowanych technik separacji anomalii [Hinze, 1990] – techniki interpretacji izolującej lub wzmacniającej. Techniki izolujące są używane do wyodrębniania anomalii o różnych cechach, co oznacza, że anomalie można podzielić na regionalne, związane ze źródłami głębokimi i rezydualne (lokalne), związane ze źródłami płytkimi. Z kolei zastosowanie technik wzmacniających pozwala na wydzielenie anomalii o podobnych atrybutach.

Dzięki temu, że obecnie anomalia Bouguera może być przetwarzana w domenie spektralnej, możliwe jest zastosowanie bardziej efektywnych filtrów opartych

na długości fali, a dokładniej – na liczbie falowej. Do takich filtrów z grupy filtrów izolujących należą na przykład dolno- i górnoprzepustowe filtry odcinające czy filtry przedłużania analitycznego. Do filtrów wzmacniających można zaliczyć przykładowo pierwsze i wyższe pochodne siły ciężkości czy pochodne kąta nachylenia.

W trakcie interpretacji danych grawimetrycznych skupiono się na zastosowaniu obu technik separacji anomalii: trzech filtrów izolujących i dwóch wzmacniających. Filtry izolujące wybrane w celu rozdzielenia pól to filtr przedłużania analitycznego w górę oraz filtr dolno- i górnoprzepustowy, natomiast filtry wzmacniające to filtry pozwalające na obliczenie pierwszych pochodnych pionowej i poziomej.

Filtr przedłużania analitycznego – w górę lub w dół – służy do przeliczania wartości anomalii siły ciężkości na różne poziomy, powyżej lub poniżej pierwotnego poziomu obserwowanego [Jacobsen, 1987; Meng i in., 2009]. Można powiedzieć, że jest to jeden z filtrów, który wydobywa z anomalii Bouguera anomalię regionalną, związaną z głębszymi źródłami geologicznymi. Przedłużanie analityczne w górę jest jednym z filtrów przepustowych o niskiej liczbie falowej i pozwala przeliczyć anomalię Bouguera z pierwotnego poziomu obserwacji na poziom wyższy za pomocą wzoru:

$$L(k) = e^{-2\pi hk} \quad (4.3)$$

gdzie:

k – liczba falowa (cykl/km),

h – odległość, na jaką przedłużone zostały wartości siły ciężkości (m).

Zauważyć należy, że filtr zmniejsza wagę anomalii pochodzących od płytkich źródeł na rzecz głębszych i większych, ponieważ wraz ze wzrostem odległości h zmniejsza się wpływ grawitacyjny od płytkich źródeł.

Wyniki przedłużania analitycznego w postaci anomalii regionalnej wykorzystywane są do obliczania anomalii rezydualnych związanych z płytko położonymi geologicznymi źródłami anomalii. Filtr ten zwany jest filtrem czystym, dlatego bardziej prawdopodobne jest, że anomalie rezydualne nie powinny być nadinterpretowane w pobliżu krawędzi obszaru badawczego.

Filtrem wykorzystanym do obliczenia pól regionalnego i rezydualnego był filtr Butterwortha. Może on być stosowany zarówno jako dolno-, jak i górnoprzepustowy, przepuszczający, w zależności od potrzeb, sygnał o częstotliwościach niższych lub wyższych od założonej. Daje to możliwość bezpośredniego uzyskania anomalii regionalnych i rezydualnych na podstawie poniższych formuł (według Oasis montaj, Geosoft).

Dla przypadku anomalii regionalnych stosuje się filtrację dolnoprzepustową:

$$L(k) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n\right]} \quad (4.4)$$

Dla przypadku anomalii rezydualnych stosuje się filtrację górnoprzepustową:

$$L(k) = \frac{\frac{k}{k_c}}{\left[1 + \left(\frac{k}{k_c}\right)^n\right]} \quad (4.5)$$

gdzie:

k – liczba falowa (cykl/km),

k_c – punkt przegięcia odcięcia liczby falowej (cykl/km).

Pochodne pionowe są stosowane do wzmacniania anomalii związanych z płytkimi źródłami, podczas gdy pochodne poziome są używane do wyznaczania krawędzi struktur oraz lineamentów [Cooper i Cowan, 2007; Ferreira i in., 2013]. Podczas interpretacji danych grawimetrycznych z anomalii Bouguera obliczono pierwszą pochodną pionową siły ciężkości VDR oraz pochodną poziomą siły ciężkości THDR za pomocą wzorów:

$$VDR = \sqrt{\frac{\partial g}{\partial z}} \quad (4.6)$$

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (4.7)$$

gdzie:

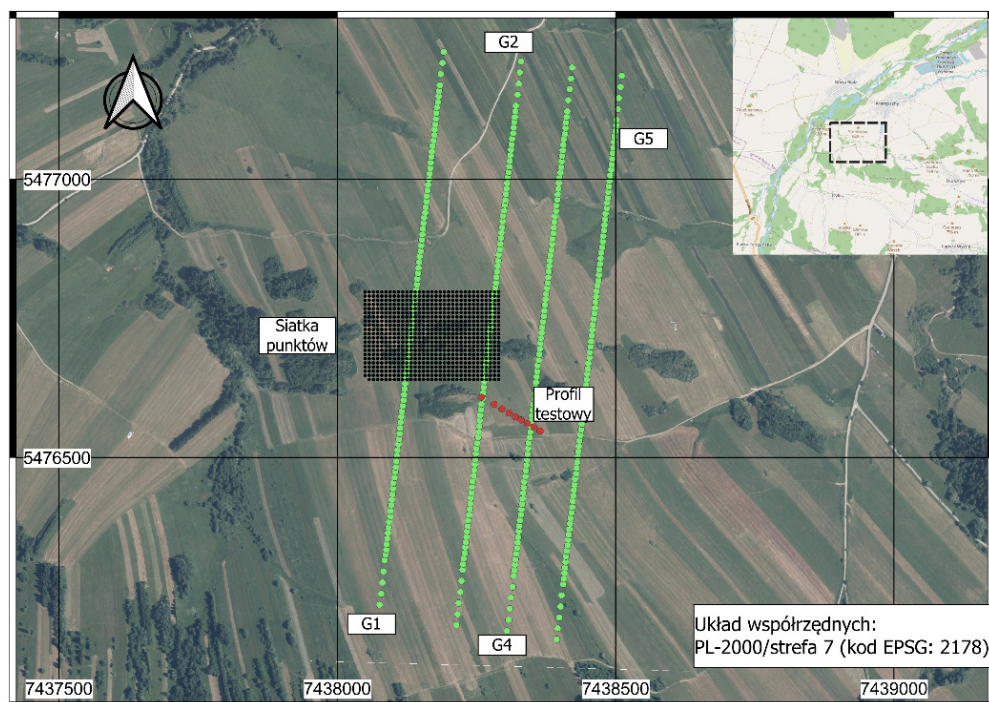
g – anomalia Bouguera.

4.2.2. Pomiary geodezyjne

Zakres działań geodezyjnych na badanym obszarze obejmował zarówno pozyskanie danych przestrzennych z ogólnodostępnego serwisu rządowego, jak i pomiary terenowe, w tym pomiary za pomocą odbiornika GPS, oraz pomiary tachimetryczne.

Pomiary terenowe zostały przeprowadzone w kilku seriach badawczych. Obejmowały one wyznaczanie i pomiar punktów wzdłuż profili obserwacyjnych z krokiem 10 m, a także wyznaczanie punktów w regularnej siatce 7,5 m × 7,5 m dla szczegółowych badań grawimetrycznych. Większość punktów terenowych została wyznaczona za pomocą metody GNSS, w nawiązaniu do sieci stacji ASG EUPOS. Część punktów, ze względu na przesłonięcia lub wysokie błędy pomiarowe, została wyznaczona za pomocą pomiarów tachimetrycznych, w odniesieniu do wcześniej wyznaczonych punktów metodą GPS. Ze względu na minimalizację wpływu wykonywanych pomiarów terenowych na środowisko nie stosowano stabilizacji

punktów na miejscu, a jedynie oznaczano je za pomocą farb fluorescencyjnych. Na rysunku 4.1 przedstawiono rozmieszczenie punktów na profilach pomiarowych oraz punktów regularnej siatki, wyznaczonych w celu przeprowadzenia badań grawimetrycznych.



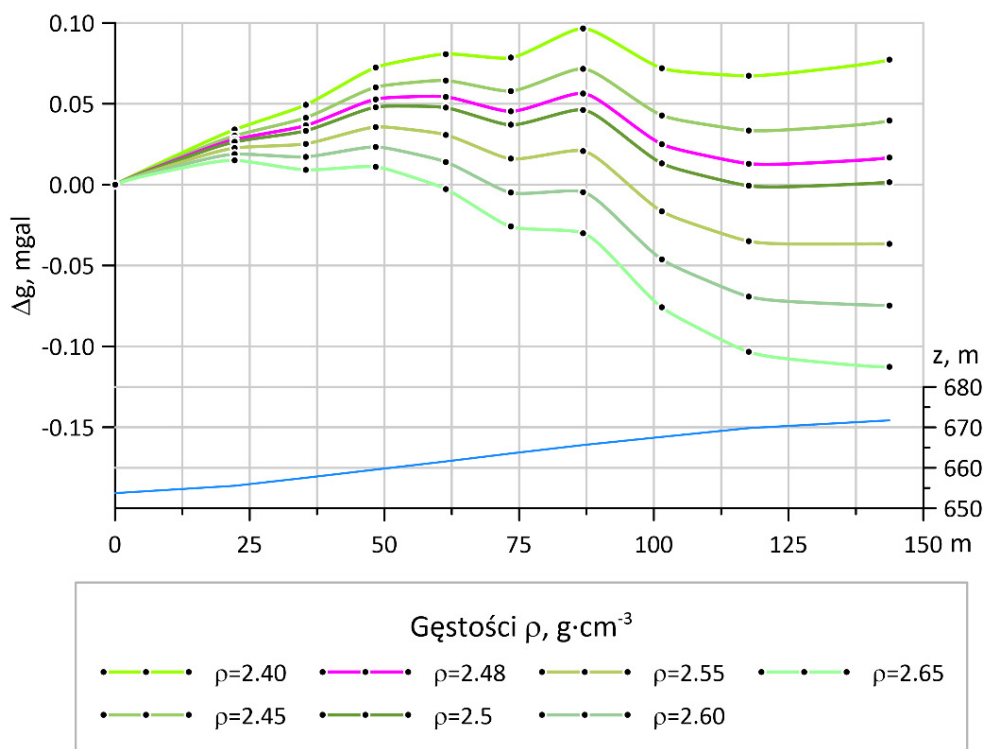
Rys. 4.1. Rozmieszczenie profili grawimetrycznych (oznaczone kolorem zielonym) oraz siatki punktów grawimetrycznych (oznaczone kolorem czarnym)

4.3. Wyznaczenie gęstości średniej

Do prawidłowego obliczenia wartości poprawki topograficznej i poprawki Bouguera konieczne jest określenie gęstości średniej utworów geologicznych. W związku z prowadzeniem badań na granicy geologicznej pomiędzy pienińskim pasem skałkowym (o zmiennych utworach) a fliszem podhalańskim i magurskim określenie gęstości na podstawie archiwalnych danych było utrudnione. Z tego powodu zdecydowano się na zastosowanie dwóch metod grawimetrycznych do określenia tej gęstości: metody Nettletona [1940] i metody Parasnisia [1952] (rys. 4.2 i 4.3). Podstawą obu metod

jest założenie, że wzdłuż profili nie ma anomalii lokalnych, a w przypadku metody Parasnisa również regionalnych, a zmiana siły ciężkości zależy jedynie od zmiany wysokości wzdłuż profilu. Pomiary wykonano na profilu testowym (rys. 4.1), na którym różnica wysokości wyniosła 18 m.

W pewnym zakresie subiektywna metoda Nettletona wykorzystuje fakt, że przy źle dobranej gęstości do obliczania anomalii Bouguera następuje korelacja rozkładu anomalii Bouguera Δg z rozkładem wysokości. Na rysunku 4.2 przedstawiono rozkłady anomalii wyliczone dla gęstości z zakresu od $2,40 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ do $2,65 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, co $0,05 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, z których jako optymalny wybrano rozkład dla gęstości $2,50 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Niemniej jednak w celu weryfikacji i udokładnienia wyboru gęstości wykonano dodatkowe obliczenia w zakresie $\pm 0,05 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ wokół wybranej gęstości z krokiem $0,01 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Następnie określono współczynniki korelacji pomiędzy wysokością terenu a wartościami anomalii i jako ostateczną wartość gęstości wybrano tę, dla której współczynnik korelacji był najmniejszy, czyli $2,48 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.



Rys. 4.2. Metoda Nettletona – rozkład anomalii Bouguera Δg dla różnych gęstości na profilu testowym

Druga zastosowana metoda opiera się na założeniu, że poszukiwana gęstość ρ jest zgodna z wzorem:

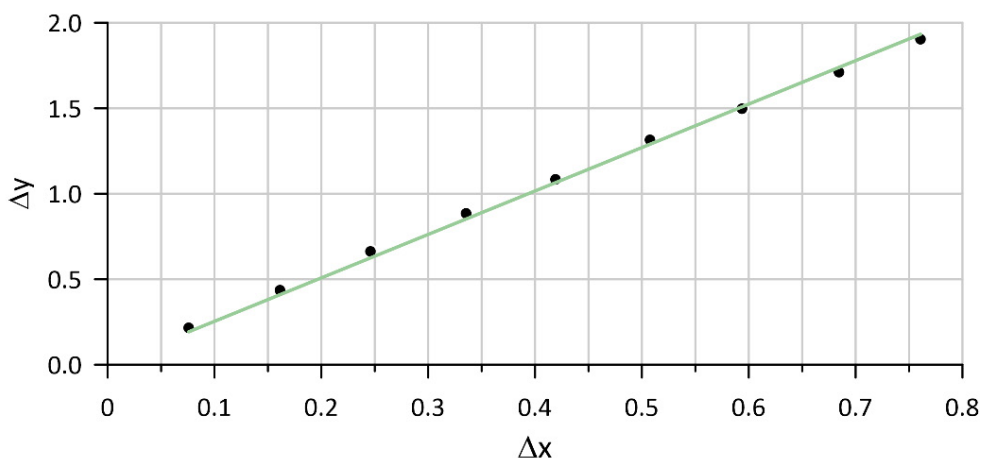
$$\Delta g_i - \Delta \gamma_i + 0,3086 \cdot \Delta h_i = \left(2\pi G \cdot \Delta h_i - \frac{(g_{t,i} - g_{t,1})}{\rho_0} \right) \cdot \rho \quad (4.8)$$

gdzie:

- Δ_i – różnica pomiędzy wartością w i -tym punkcie pomiarowym a pierwszym punktem,
- Δg_i – różnica wartości pomierzonej siły ciężkości,
- $\Delta \gamma_i$ – różnica wartości normalnej siły ciężkości,
- Δh_i – różnica wysokości,
- $g_{t,i}$ – poprawka topograficzna w i -tym punkcie,
- ρ_0 – gęstość przyjęta do wyliczenia poprawki topograficznej,
- G – stała grawitacji.

Powyższą zależność można w związku z tym przedstawić za pomocą funkcji liniowej $\Delta y = \rho \cdot \Delta x$.

Wyniki obliczeń na profilu testowym przedstawiono w postaci rozkładu punktowego na rysunku 4.3. Rozkład ten następnie aproksymowano trendem liniowym z zastosowaniem metody najmniejszych kwadratów. Współczynnik nachylenia uzyskanej prostej odpowiada szukanej gęstości ρ . Z obliczeń wynika, że gęstość średnia ρ wynosi $2,54 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, a błąd względny 1,82%.



Rys. 4.3. Metoda Parasnisa, rozkład punktowy wyliczonych wartości wraz z aproksymacją liniową

Zatem z obu metod grawimetrycznych wyznaczania gęstości otrzymano bardzo zbliżone wyniki, a ostatecznie do obliczeń poprawki topograficznej i poprawki Bouguera przyjęto wartość średnią gęstości z obu metod, tzn. $2,51 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

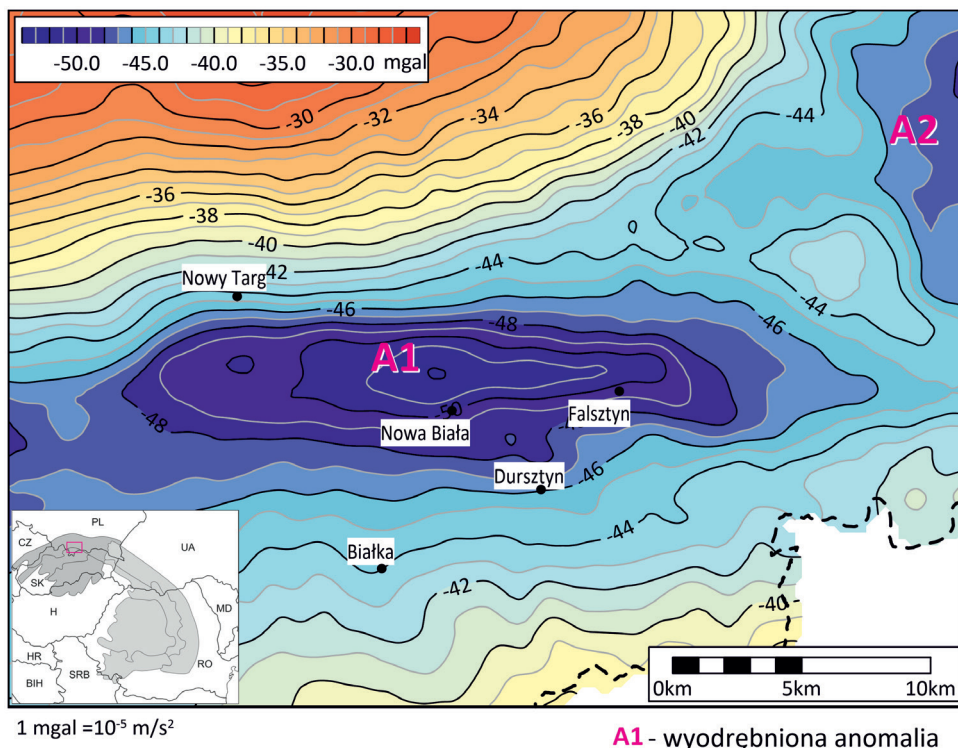
4.4. Grawimetryczna interpretacja danych regionalnych

W badaniach grawimetrycznych anomalia Bouguera jest podstawą do interpretacji i stanowi główne źródło informacji na temat budowy geologicznej ośrodka skalnego. Do jej poprawnego wyliczenia konieczne jest wprowadzenie do wartości pomierzonych siły ciężkości redukcji Bouguera. Zgodnie z wzorem (4.1) na redukcję składa się kilka pojedynczych poprawek, w których konieczne jest podanie a priori wartości gęstości [Bernabini i in., 1994]. Po analizie zakresu zmienności gęstości w poszczególnych jednostkach Karpat Zachodnich fliszowych [Adamczak i Pepel, 2003], danych z otworów wiertniczych [Jarzyna, 2007] oraz wartości gęstości wyznaczonej z badań grawimetrycznych do obliczenia poprawki Bouguera przyjęto jako średnią gęstość fliszu karpackiego $2,51 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Z uwagi na górzysty charakter badanego obszaru w obliczeniach anomalii Bouguera konieczne było uwzględnienie drugiej z poprawek – poprawki topograficznej. Obliczono ją z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu (NMT) o rozdzielczości $25 \text{ m} \times 25 \text{ m}$, w promieniu 20 km wokół grawimetrycznego punktu pomiarowego. Ponieważ obszar potrzebny do obliczenia poprawki wykraczał poza granice Polski, dane NMT zostały pobrane z portalu Copernicus będącego częścią Programu Kosmicznego Unii Europejskiej (European Union Space Programme). Tak przygotowane dane w postaci anomalii Bouguera zostały następnie poddane procedurze eliminacji szumów z wykorzystaniem filtra symetrycznego opartego na symetrycznej macierzy splotu o wymiarach 7×7 , dla której współczynniki wyznaczone zostały z zastosowaniem metody najmniejszych kwadratów.

Uwzględnienie wszystkich niezbędnych poprawek pozwoliło na wyliczenie wartości anomalii Bouguera (rys. 4.4). Skala barwna dla tego rozkładu, jak i dla wszystkich pozostałych zamieszczonych w pracy, została dopasowana do danych grawimetrycznych za pomocą procedury wyrównywania histogramu.

Widoczna na rozkładzie anomalii Bouguera zmiana wartości siły ciężkości ma generalny kierunek północ – południe. Wartości anomalii najpierw maleją w kierunku północnym, aby po osiągnięciu minimum w centralnej części obszaru badań zacząć wzrastać. Spadek wartości anomalii od południa można wiązać z zapadaniem w tym kierunku krystalicznej płyty ALCAPA (*Alps-Carpathians-Pannonian*), co oznacza wzrost miąższości skał nadkładu, który stanowią lżejsze utwory fliszowe. Ponowny wzrost anomalii w kierunku północnym koreluje się z wynurzaniem się krystalicznego podłoża płyty europejskiej. Generalny zakres zmian wartości anomalii Bouguera związany z głębokim podłożem jest znaczny i wynosi około 27 mgal. Powoduje to maskowanie mniejszych amplitudowo i powierzchniowo anomalii o charakterze lokalnym, pochodzących od mniejszych struktur geologicznych. W obrębie względnie

ujemnej anomalii Bouguera charakteryzującej się rozciągłością równoleżnikową za-
uważyć można dwa lokalne ekstrema (rys. 4.4). Znaczną część zajmuje anomalia A1,
którą można powiązać z położeniem basenu nowotarskiego. Utwory basenu mają
mniejszą gęstość niż skały otaczające, a więc generują względnie ujemną anomalię
siły ciężkości. Zaobserwowana została również względnie ujemna anomalia A2, ale
z uwagi na jej położenie zaobserwowana została tylko częściowo.

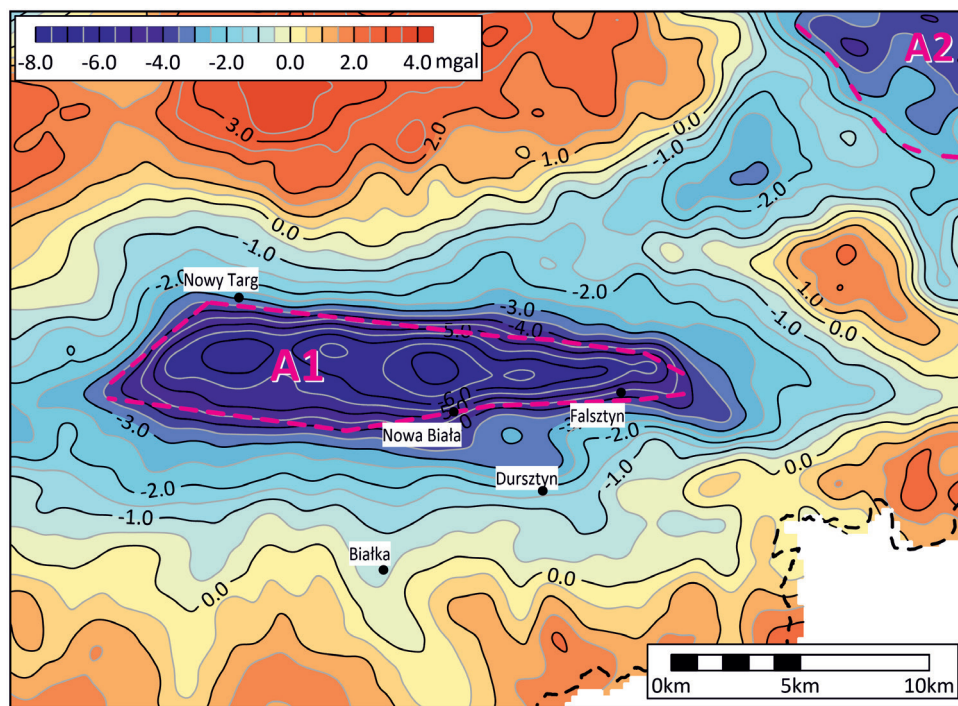


Rys. 4.4. Rozkład anomalii Bouguera [Porzucek i in., 2023 – zmienione]

4.4.1. Anomalie rezydualne

Głębokie podłoże, które ma dominujący wpływ na kształt i amplitudę anomalii Bouguera, powoduje, że w zaobserwowanym rozkładzie siły ciężkości anomalie pochodzące od lokalnych struktur geologicznych i tektonicznych są słabo widoczne lub prawie całkowicie niewidoczne. Dzięki zastosowaniu do danych grawimetrycznych filtracji z domeny częstotliwości możliwe jest oddzielenie efektu grawitacyjnego pochodzącego od głębokiego podłoża (regionalnego) od efektu generowanego przez struktury o charakterze lokalnym. Do wydzielenia anomalii regionalnych użyto

jednego z filtrów izolacyjnych, a mianowicie filtru przedłużania analitycznego w górę. Analiza rozkładu anomalii Bouguera spowodowała, że zdecydowano, aby przeliczyć wartość anomalii Bouguera na poziom 3000 m powyżej poziomu obserwacji. Obliczone wartości anomalii regionalnych odjęto następnie od wartości anomalii Bouguera i uzyskano rozkład anomalii rezydualnych jako najbliższe matematyczne przybliżenie rzeczywistych anomalii lokalnych (rys. 4.5).



1 mgal = 10^{-5} m/s²

— - granice struktur geologicznych A1 - wyodrębniona anomalia

Rys. 4.5. Rozkład anomalii rezydualnych siły ciężkości [Porzucek i in., 2023, zmieniony]

Usunięcie pola regionalnego uwypukliło anomalie o charakterze lokalnym, z których szczególnie dobrze widoczna jest anomalia oznaczona jako A1. Zabieg wydzielenia anomalii rezydualnych pozwolił również zauważyć, że wartości anomalii A1 szybciej maleją przy północnej granicy basenu niż przy południowej. Może to świadczyć o tym, że zapadlisko ma charakter asymetryczny, a w północnej części granica basenu ograniczona jest uskokiem lub serią uskoków o bardziej stromym nachyleniu niż po stronie południowej. Wniosek ten ma swoje potwierdzenie w danych uzyskanych z otworów wiertniczych oraz z badań geofizycznych tego rejonu

[Baumgart-Kotarba, 1996; Golonka i in., 2022; Pomianowski, 2003; Porzucek i in., 2023; Waśkowska i Golonka, 2024]. Względnie ujemna anomalia A2 zaobserwowana została tylko częściowo, co uniemożliwia zdefiniowanie źródła jej pochodzenia. Można jednak zauważyć, że w jej obrębie wyróżniają się zarówno anomalie związane z utworami rzecznyymi, jak i anomalia związana ze strukturą geologiczną położoną poza obrębem zdjęcia grawimetrycznego.

Na rozkładzie anomalii rezydualnych bardzo słabo widoczne są granice pienińskiego pasa skałkowego (PPS). Analizując rozkład anomalii w tym rejonie, zauważyć można, że północna granica PPS, będąca granicą z basenem nowotarskim, zaznacza się znacznie wyraźniej niż granica południowa. Ma to związek z obserwowanym kontrastem gęstości pomiędzy utworami PPS a osadami wypełniającymi basen. Południowa granica PPS, tj. kontakt z fliszem podhalańskim, jest prawie całkowicie niewidoczna, czego przyczyny można szukać prawdopodobnie w niewielkim kontraście gęstościowym pomiędzy oboma strukturami geologicznymi [Golonka i in., 2019, 2022]. Warto zwrócić również uwagę, że w samym obrębie PPS doszukać się można niejednorodności w rozkładzie gęstości. Na zachód od miejscowości Dursztyn obserwuje się niższe wartości anomalii rezydualnej niż w kierunku wschodnim. Może to świadczyć o tym, że średnia gęstość skał w tym rejonie jest niższa niż na pozostałym obszarze PPS. Bardzo dobrze koresponduje to z istniejącą w tym rejonie granicą pomiędzy jednostkami łańciańską oraz pienińską a skałami na tym obszarze PPS – w części zachodniej mieszaniną różnych skał osadowych, a we wschodniej wapieniami [Waśkowska i Golonka, 2024].

4.4.2. Anomalie gradientu pionowego

W celu wyodrębnienia z rozkładu anomalii Bouguera i uwypuklenia anomalii o podobnych atrybutach zastosowane zostały filtry z grupy filtrów wzmacniających. Skupiono się na wykorzystaniu pierwszych pochodnych pionowej i poziomej siły ciężkości.

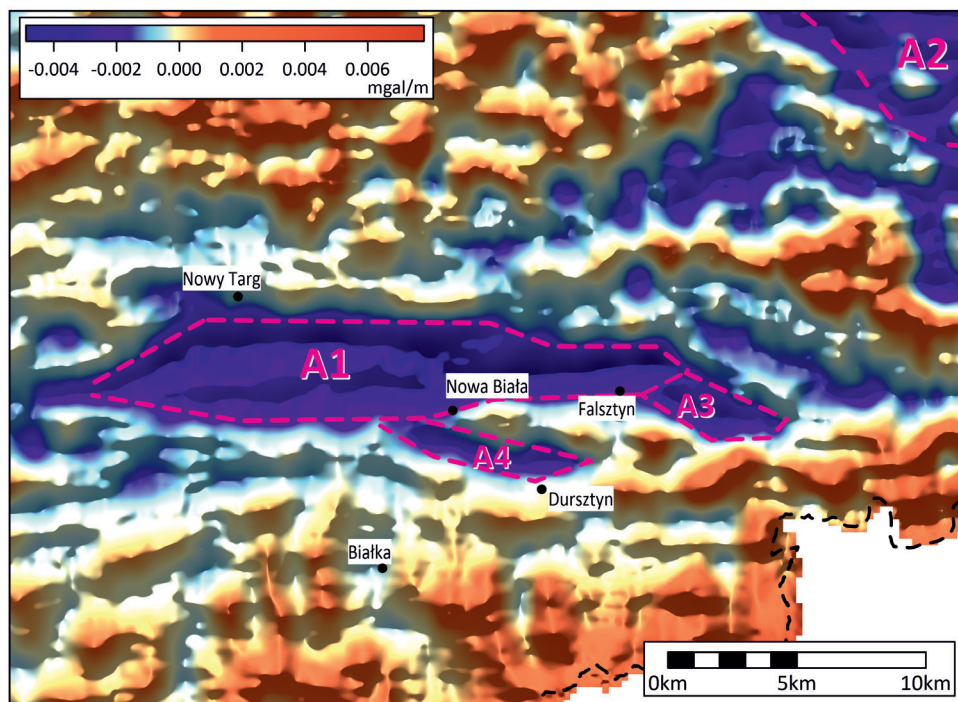
Do uwypuklenia informacji związanych ze zmianami gęstościowymi zachodzącymi w płytszych częściach ośrodka skalnego wykorzystano pierwszą pochodną pionową (gradient pionowy) siły ciężkości (rys. 4.6). Jak można zauważyć, niezmiennie dominującą w rozkładzie gradientu pionowego jest anomalia A1 związana z basenem nowotarskim, przy czym jego granice tektoniczne wyznaczono z większą precyzją. Warto podkreślić, że południowa granica anomalii A1 nie pokrywa się z położeniem granicy między PPS a basenem nowotarskim. Osady w basenie przykrywają północny uskok (ślepy) graniczny PPS [Golonka i in., 2019].

Po południowej stronie anomalii A1 zarysowały się dwie mniejsze, lokalne anomalie A3 i A4, stanowiące jakby kontynuację basenu nowotarskiego. Ich amplituda i zasięg powierzchniowy sugerują, że związane są z płytkimi osadami o mniejszej gęstości niż gęstość ich otoczenia. Jako że obie anomalie zlokalizowane są w dolinie rzek Białki i Dunajca, ich źródła można szukać w znacznie liczbie otoczków czwartorzędowych, które wydobywane są w pobliskim zakładzie eksploatacji kruszywa.

4. Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu...

W obrębie anomalii A3 znajduje się sztuczne Jezioro Czorszyńskie, natomiast anomalia A4 wskazuje na położenie prastarej doliny rzeki Białki.

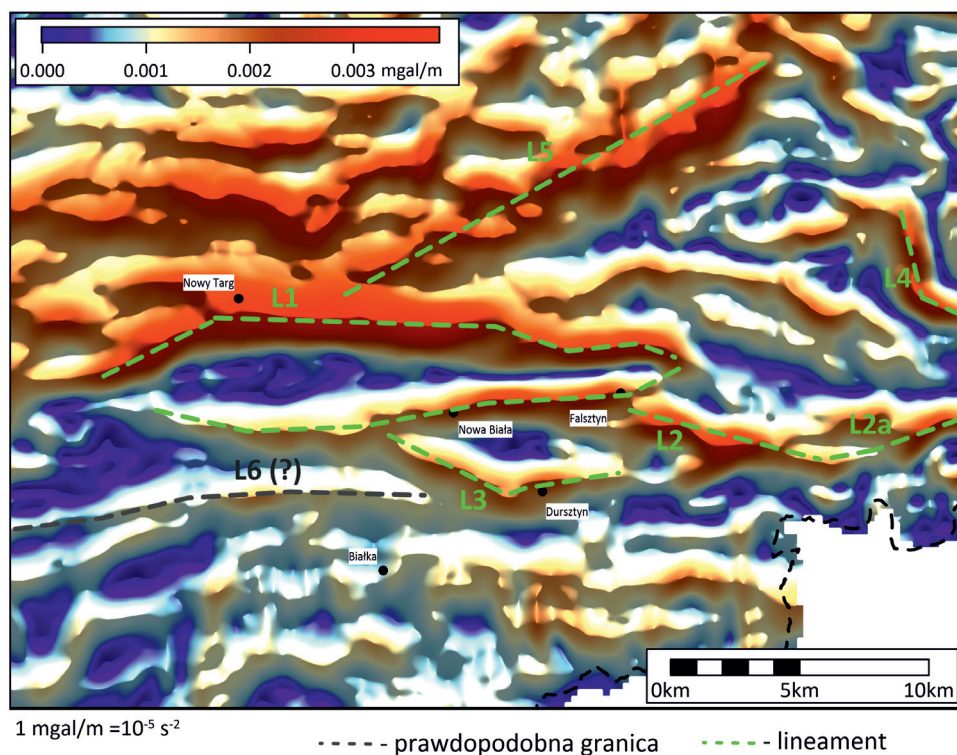
W związku z tym, że gradient pionowy szczególnie czuły jest na zmiany gęstościowe w płytkiej części ośrodka skalnego, w uzyskanym rozkładzie VDR, w obrębie anomalii A2, szczególnie dobrze zaznaczają się obszary związane z rzekami, a dokładniej z osadami rzecznyymi Dunajca, Ochotnicy czy Kamienicy.



Rys. 4.6. Rozkład pierwszej pochodnej pionowej siły ciężkości (VDR)
[Porzucek i in., 2023 – zmienione]

4.4.3. Anomalie gradientu poziomego

Wartości anomalii Bouguera posłużyły do obliczenia pierwszej pochodnej poziomej (gradientu poziomego) THDR dającej możliwość wyodrębnienia informacji związanych z granicami struktur geologicznych lub tektonicznych (lineamentów). W takim przypadku lineamenty wyznaczane są na podstawie lokalnych maksimów amplitudy THDR. Na podstawie rozkładu THDR (rys. 4.7) wyznaczono więcej lineamentów niż na podstawie rozkładu anomalii rezydualnych i gradientu pionowego.



Rys. 4.7. Rozkład pierwszej pochodnej poziomej siły ciężkości (THDR)
[Porzucek i in., 2023 – zmienione]

Co było do przewidzenia, w uzyskanym rozkładzie gradientu poziomego bardzo dobrze widoczne są lineamenty L1 konturujące granice basenu nowotarskiego. Po południowej stronie basenu wyznaczono dwa lineamenty L2 i L3, które wyznaczają zachodnie granice struktur o obniżonej gęstości zarejestrowanej na rozkładzie gradientu pionowego. Analizując przebieg lineamentu L2, można zauważyć, że łączy się on z nieco słabiej widocznym linimentem L2a. Na podstawie szkicu tektonicznego PPS [Waśkowska i Golonka, 2024, rys. 2.5] można pokusić się o uznanie obu tych lineamentów za zarys północnej granicy pienińskiego pasa skałkowego, w tym miejscu niezbyt wyraźnie zaznaczającego się na poprzednich rozkładach. Na rozkładzie gradientu poziomego widoczny jest także, ale bardzo słabo w stosunku do pozostałych, lineament L6. Korzystając z tego samego szkicu tektonicznego PPS, położenie i przebieg L6 oraz przebieg części L3 można powiązać z prawie całkowicie niewidoczną w rozkładzie anomalii Bouguera południową granicą PPS, a przynajmniej z jej zachodnią częścią. W obrębie północnej części lineamentu L3 przeprowadzone zostały profilowe i szczegółowe badania grawimetryczne opisane poniżej.

Rozkład gradientu poziomego siły ciężkości uwypuklił jeszcze dwie struktury o charakterze liniowym: L4 i L5. O ile lineament L4 można powiązać z uskokiem Dunajca, o tyle L5 nie ma jasnego odpowiednika w geologii. Ponieważ przebiega on zgodnie z ułożeniem izolinii na rozkładzie Bouguera (rys. 4.4), należy przypuszczać, że jest związany z głęboką krawędzią bądź uskokiem.

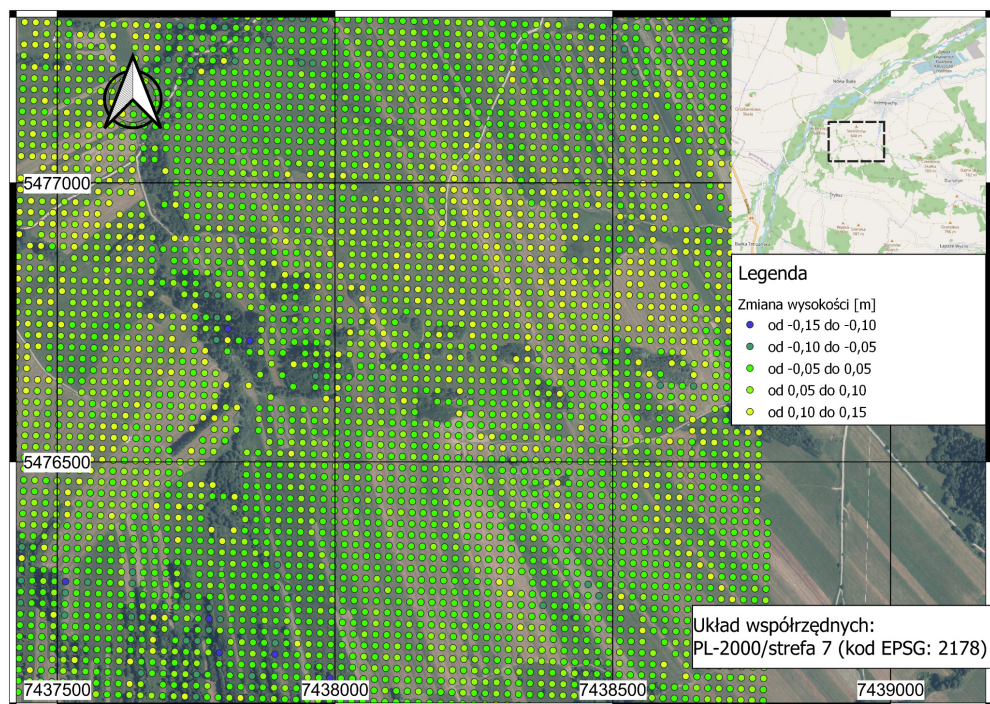
4.5. Badania grawimetryczne w rejonie występowania olistolitów

4.5.1. Opracowanie danych przestrzennych

Dane przestrzenne, obejmujące swoim zasięgiem obszar badań grawimetrycznych w rejonie miejscowości Krempachy – Dursztyn przedstawiające numeryczny model terenu (NMT) w formie chmur punktów, pochodziły z dwóch nalotów lidarowych wykonanych w latach 2017 i 2023. Oba zbiory danych przestrzennych prezentują współrzędne w układzie współrzędnych płaskich „1992”. Układy odniesień wysokościowych są jednak różne – dane z roku 2017 są w układzie wysokościowym z punktem odniesienia Kronsztad, natomiast nowsze dane są zgodne z obowiązującym układem wysokościowym PL-EVRF2007-NH. W celu ujednolicenia współrzędnych wysokościowych dane lidarowe z 2017 roku zostały przetransformowane za pomocą translacji chmury o +0,17 m po wysokości. Wartość ta została wyznaczona jako średnia wartość różnic wysokości pomiędzy przyjętymi modelami. Modele przestrzenne mają również różną gęstość obserwacji – model wykonany z nalotu z 2017 roku charakteryzuje się gęstością ośmiu punktów, a model z 2023 roku szesnastu punktów na metr kwadratowy. Dokładność danych oszacowano, uwzględniając charakterystykę technologii pomiarowej (pomiaru lidarowe z pokładu samolotu), i ustalono, że błąd położenia pojedynczego punktu nie przekracza wartości 0,15 m. Biorąc pod uwagę powyższe informacje, przeprowadzono analizę przemieszczeń powierzchni terenu. Uznano, że taka analiza może przyczynić się do kontroli stabilności zboczy oraz może pozwolić na wykrycie ewentualnej działalności erozyjnej na obszarze badań. Analiza różnicowa polegała na wyznaczeniu przemieszczenia pomiędzy fragmentami chmur punktów z obu modeli przestrzennych. Do jej przeprowadzenia wykorzystano autorski algorytm, który wykorzystuje rejestrację chmur punktów [Matwij i in., 2021]. Wartości translacji wyznaczone w trakcie rejestracji porównywanych fragmentów chmur punktów uznano za przemieszczenia terenu. Do powyższej analizy przyjęto obliczenia w regularnej siatce o oczku 20 m oraz rozmiarze okna rejestracji równym odstępowi siatki. Wyniki przeprowadzonej analizy przedstawiono na rysunku 4.8.

Analiza rozkładu zmian wysokości, przeprowadzona na podstawie zastosowanego algorytmu, pozwala stwierdzić, że na obszarze badań praktycznie nie występują przemieszczenia o wartości wyższej niż $\pm 0,15$ m. Zróżnicowanie zmian wysokości widoczne na rysunku 4.8, w zakresie $\pm 0,15$ m, mieści się w granicach dokładności

porównywanych modeli. Pojedyncze wyższe wartości mogą być związane z działalnością rolniczą lub wzrostem roślinności. Przedstawiona analiza potwierdza stabilność badanej powierzchni na przełomie kilku lat badań i nie wykazuje żadnych lokalnych zmian morfologii terenu.



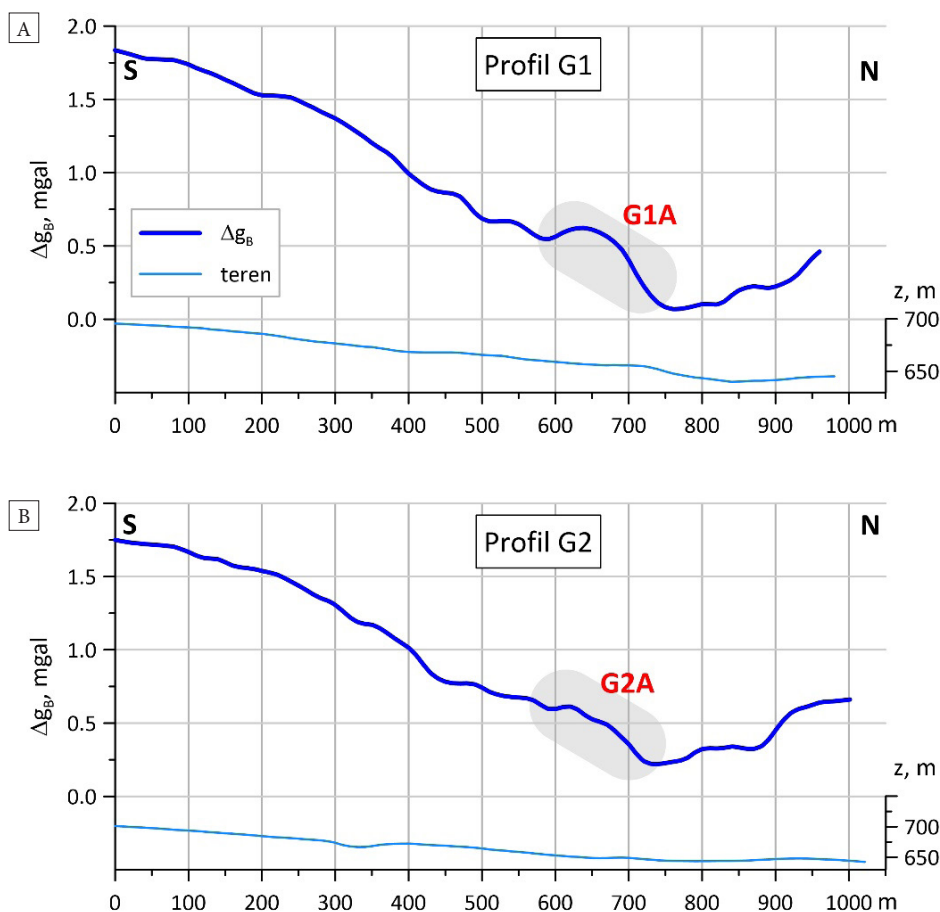
Rys. 4.8. Wyznaczone wartości przemieszczeń pionowych gruntu na obszarze badań

4.5.2. Interpretacja profilowych badań grawimetrycznych

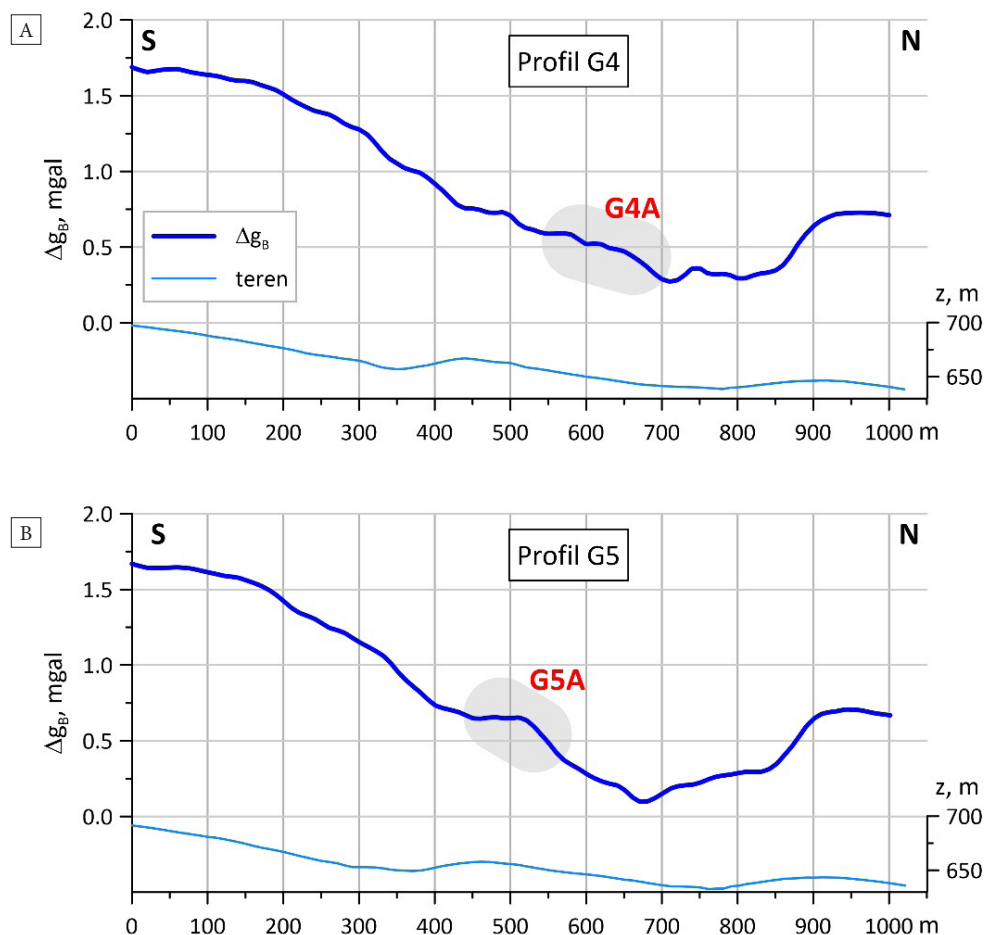
Interpretację badań grawimetrycznych przeprowadzono dla obszaru, który obejmował zarówno Karpaty zewnętrzne, jak i wewnętrzne. Jak przedstawiono powyżej, obie formacje geologiczne oddzielone są pienińskim pasem skałkowym, w związku z czym obszar badań miał skomplikowaną budowę geologiczną. Ponieważ badania grawimetryczne odzwierciedlają przestrzenny rozkład gęstości objętościowej, interpretacja grawimetryczna była szczególnie trudna ze względu na charakter skał budujących Karpaty zewnętrzne (fliszowe).

Na pierwszym etapie badań wykonano pomiary grawimetryczne w czterech profilach (G1, G2, G4 i G5) o długości około 1 km każdy, przy czym krok pomiarowy wynosił 10 m. Profile przebiegały prostopadłe do granicy pienińskiego pasa

skałkowego i fliszu podhalańskiego, a także przecinały prostopadłe pas skałek, prawdopodobnie olistolitów (rys. 4.1). Uwzględniając wyznaczoną wcześniej gęstość średnią, obliczono wartości anomalii Bouguera zgodnie z wzorem (4.1). Zawartą we wzorze poprawkę topograficzną obliczono dla rzeźby terenu do odległości 200 m od punktu pomiarowego. Pomierzone wartości niewątpliwie obarczone były błędem pomiarowym, a także szumem wynikającym z grawitacyjnego wpływu niewielkich, przypowierzchniowych zmian gęstości. Do ich usunięcia wybrano filtrację w domenie częstotliwości, przy użyciu filtru Gaussa zgodnie z wzorem (4.2). Po analizie wyników filtracji dla różnych wartości liczb falowych ostatecznie wybrano liczbę falową równą 50 m. Uzyskany w ten sposób rozkład anomalii Bouguera Δg w profilach przedstawiono na rysunkach 4.9 i 4.10.



Rys. 4.9. Rozkład anomalii Bouguera Δg na profilach G1 (A) i G2 (B)



Rys. 4.10. Rozkład anomalii Bouguera Δg na profilach G4 (A) i G5 (B)

Rozkład anomalii Bouguera na wszystkich profilach jest zbliżony i nie wykazuje istotnej korelacji z rzeźbą terenu, co potwierdza dobrze dobraną gęstość do obliczenia zarówno poprawki topograficznej, jak i poprawki Bouguera. Generalnie wartości anomalii maleją z kierunku południowego na północ, osiągając minimum w okolicach 700–800 metra bieżącego profilu, a następnie wartości ponownie wzrastają. Amplituda zmian wartości anomalii wzdłuż całych profili jest znaczna i zawiera się w przedziale 1,4–1,8 mgal. Obniżanie wartości anomalii ku północy jest zgodne z trendem obserwowanym na regionalnym rozkładzie anomalii Bouguera (rys. 4.4), który zapewne odpowiada zwiększaniu się miąższości fliszu podhalańskiego. W rejonie spadku wartości anomalii położony jest kontakt pomiędzy PPS a fliszem podhalańskim.

Podobnie jak na regionalnym rozkładzie anomalii Bouguera, na rozkładzie powstałym w wyniku szczegółowych badań z niewielkim krokiem pomiarowym nie zaobserwowano kontaktu pomiędzy utworami na granicy flisz – PPS. Potwierdza to tezę o braku kontrastu gęstości pomiędzy utworami położonymi po obu stronach kontaktu. Zatem ich średnia gęstość odpowiada gęstości uzyskanej z badań gęstościowych metodą grawimetryczną, czyli około $2,51 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$.

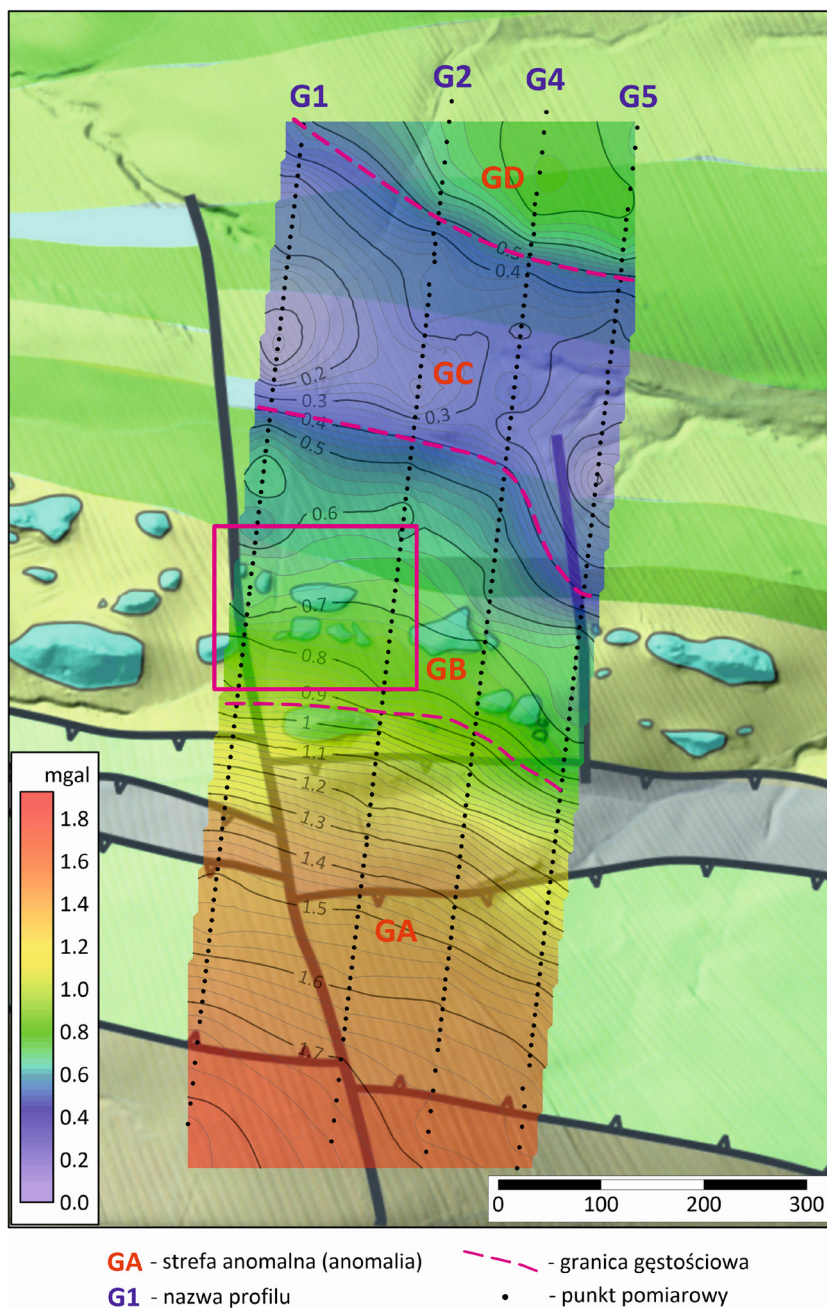
Pas widocznych na powierzchni skałek lokalizuje się na wszystkich profilach pomiędzy 400. a 550. metrem bieżącym i generalnie nie zaznacza się on bezpośrednio na rozkładzie anomalii Bouguera. Niemniej jednak w powyższym zakresie widoczna jest podwyższona liczba mniejszych anomalii, można zatem przypuszczać, że są one bezpośrednio związane z istnieniem skałek.

Na profilu G1 po przejściu przez skałki wyraźnie zaznacza się względnie dodatnia anomalia, położona pomiędzy około 600. a 700. metrem bieżącym, która wskazuje, że profil przecina w tym miejscu pas utworów o gęstości podwyższonej w stosunku do otoczenia. Anomalia ta widoczna jest również na profilach G2 i G4, ale o mniejszej amplitudzie. Położenie granic anomalii na profilu G2 jest podobne, na profilu G4 widoczna jest tylko północna granica około 670. metra bieżącego. Natomiast na profilu G5 widoczna jest silna anomalia względnie dodatnia, ale położona jest między 450. a 550. metrem bieżącym. Na podstawie tych rozkładów profilowych trudno jest określić, czy anomalia na profilu G5 pochodzi od tej samej formacji geologicznej co pozostałe omawiane anomalie.

Na wszystkich profilach widoczna jest granica gęstościowa między 850. i 900. metrem bieżącym. Granica ta rozdziela lżejsze utwory po swojej południowej stronie od gęstszych po stronie północnej. Lżejsze utwory generują silną, rozległą, względnie ujemną anomalię widoczną na wszystkich profilach.

W celu lepszego zobrazowania wspólnych cech rozkładów profilowych anomalii Bouguera wygenerowano uogólniony, powierzchniowy rozkład anomalii Bouguera (rys. 4.11). Rozkład ten potwierdza opisywaną wcześniej zmienność wartości anomalii Bouguera i umożliwia wyznaczenie prawdopodobnego przebiegu granic gęstościowych, korelujących się z omawianymi granicami anomalii. Granice gęstościowe pozwoliły na wydzielenie czterech stref o odmiennym rozkładzie anomalii.

Strefa GA charakteryzuje się silnym, ale w przybliżeniu stałym spadkiem wartości anomalii z kierunku południowego na północny. W kolejnej strefie oznaczonej jako GB anomalia Bouguera zmienia swój charakter, obserwuje się zmniejszenie spadku wartości anomalii ku północy, a zarazem kształt izolinii jest bardziej skomplikowany, co wskazuje na większe zróżnicowanie gęstościowe w płytkiej partii ośrodka skalnego. Poza tą strefą widoczna jest strefa GC względnie ujemnych wartości anomalii Bouguera generowana, jak napisano wcześniej, przez formację o gęstości obniżonej w stosunku do formacji otaczających. Na północ od tej strefy wyznaczono kolejną, GD, w obrębie której wartości anomalii zaczynają wzrastać.



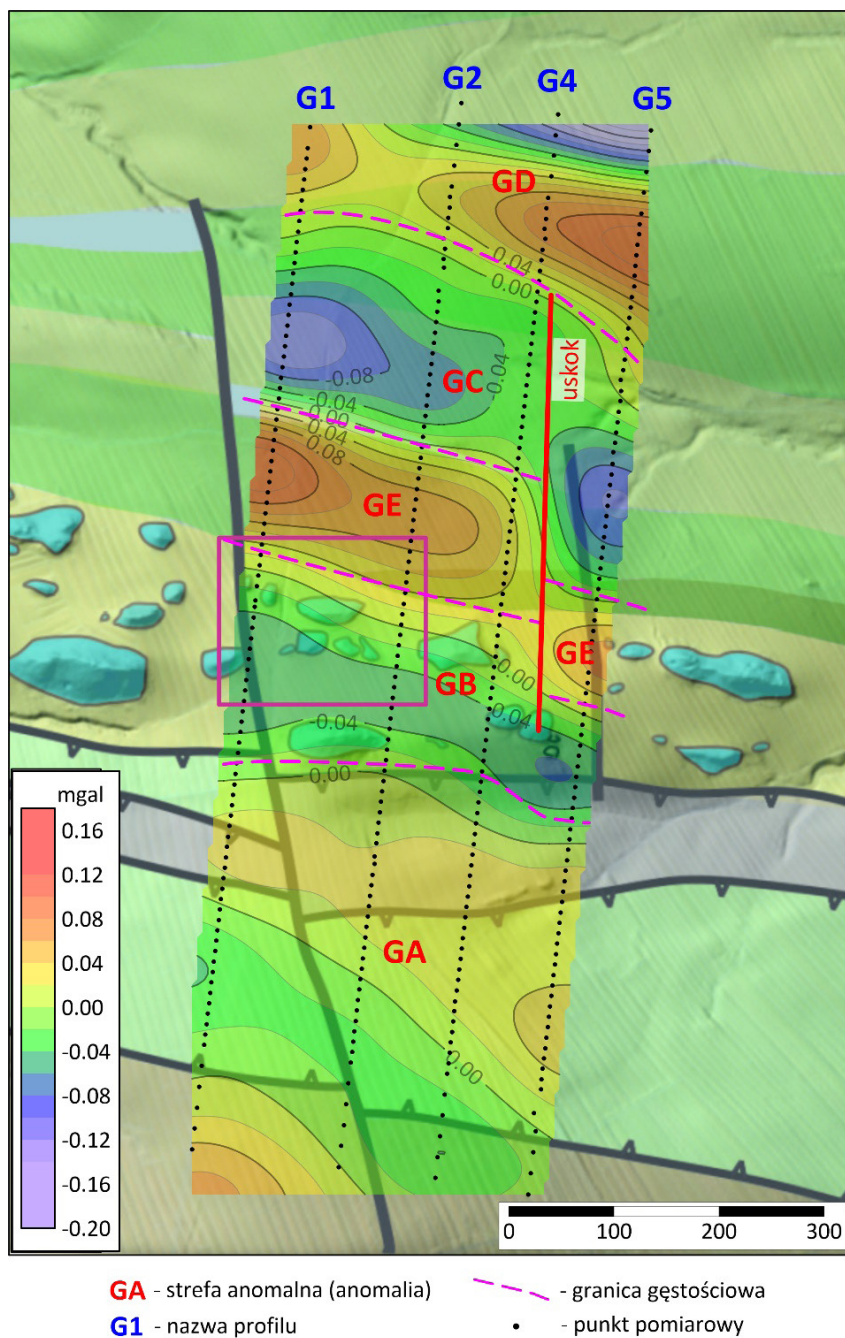
Rys. 4.11. Rozkład anomalii Bouguera stworzony na podstawie danych profilowych na tle mapy geologicznej [Golonka i in., 2024, rys. 3.3] z zaznaczonym obszarem badań szczegółowych

W celu uzyskania lepszych informacji o granicach gęstościowych postanowiono z rozkładu anomalii Bouguera wyeliminować pole regionalne, którego wpływ jest znaczny i niewątpliwie zniekształca położenie granic gęstościowych, a nawet może je maskować. Obliczenia te oparto na wartościach anomalii Bouguera, z których wyeliminowano wcześniej niewielkie lokalne anomalie przez zastosowanie filtru Butterwortha dla liczby falowej równej 150 m. Wartości anomalii rezydualnych obliczono z zastosowaniem filtru Gaussa o liczbie falowej 800 m, a ich rozkład przedstawiono na rysunku 4.12.

Rozkład anomalii rezydualnych potwierdza istnienie wydzielonych stref, ale zmienia położenie granic gęstościowych i pokazuje nowe. Granica pomiędzy strefą GA i GB uległa niewielkiemu przesunięciu w kierunku południowym. Natomiast radykalnej zmianie uległ obraz anomalii w strefie GB. Interpretując rozkłady profilowe anomalii Bouguera, zwrócono uwagę na istnienie anomalii dodatniej na profilach G1, G2 i G4 pomiędzy około 600. i 700. metrem bieżącym. Jest ona bardzo dobrze widoczna na powierzchniowym rozkładzie anomalii rezydualnych (rys. 4.12) i została wydzielona jako osobna strefa anomalna GE. Na profilu G5 istnieje podobna anomalia dodatnia, ale pojawia się ponad 100 m wcześniej. Analiza wszystkich rozkładów wskazuje, że pomiędzy profilami G4 i G5 najprawdopodobniej znajduje się uskok przesuwczy, którego efektem jest przesunięcie anomalii dodatniej na profilu G5. Potwierdza to także kształt rozkładu izolinii w strefie GC, który również wskazuje na istnienie tego uskoku.

Wydzielona wcześniej w obrazie anomalii rezydualnych strefa anomalna GC jest widoczna w postaci ujemnej anomalii z dwoma lokalnymi minimami. Brzegowa anomalia GD wskazuje na istnienie warstw o podwyższonej gęstości w stosunku do gęstości w strefie anomalnej GC. Pamiętać jednak należy, że brzegowy rozkład anomalii rezydualnych zawsze obciążony jest większym błędem, albowiem algorytmy obliczeniowe opierają się na mniejszej liczbie danych, co powoduje, że pojawiająca się na granicy obszaru, w części strefy GD, względnie ujemna anomalia może nie być rzeczywista i dlatego nie została uwzględniona w interpretacji.

Relatywnie gęsty krok pomiarowy (10 m) na profilach pozwolił na rejestrację mniejszych anomalii (rys. 4.7 i 4.8), których istnienie związane jest z mniejszymi lokalnymi strukturami geologicznymi, na przykład olistolitami. W celu lepszego ich rozpoznania postanowiono również dla poszczególnych profili usunąć z wartości anomalii Bouguera trend regionalny, pozostawiając jedynie anomalie rezydualne, będący matematycznym przybliżeniem anomalii lokalnych. Do rozdziału pól anomalnych na profilach wykorzystano filtrację w domenie częstotliwości przy użyciu filtru Butterwortha. Analizując wyniki filtracji dla różnych liczb falowych, ostatecznie wybrano liczbę falową równą 350 m, a rozkłady anomalii rezydualnych przedstawiono na rysunkach 4.13 i 4.14. Z uwagi na ograniczoną liczbę danych na początku i końcu każdego z profili wyniki filtracji obciążone są większym błędem i podobnie jak w przypadku rozkładu powierzchniowego (rys. 4.12), w trakcie dalszej interpretacji zostaną pominięte.



Rys. 4.12. Rozkład anomalii rezydualnych stworzony na podstawie danych profilowych na tle mapy geologicznej [Golonka i in., 2024, rys. 3.3]

Na wszystkich profilach pojawiły się liczne anomalie rezydualne o małych amplitudach w stosunku do zmian pola regionalnego. Zasięg poziomy tych anomalii również jest niewielki, albowiem odzwierciedlają one niewielkie rozmiarowo zmiany gęstościowe w płytkiej części ośrodka skalnego.

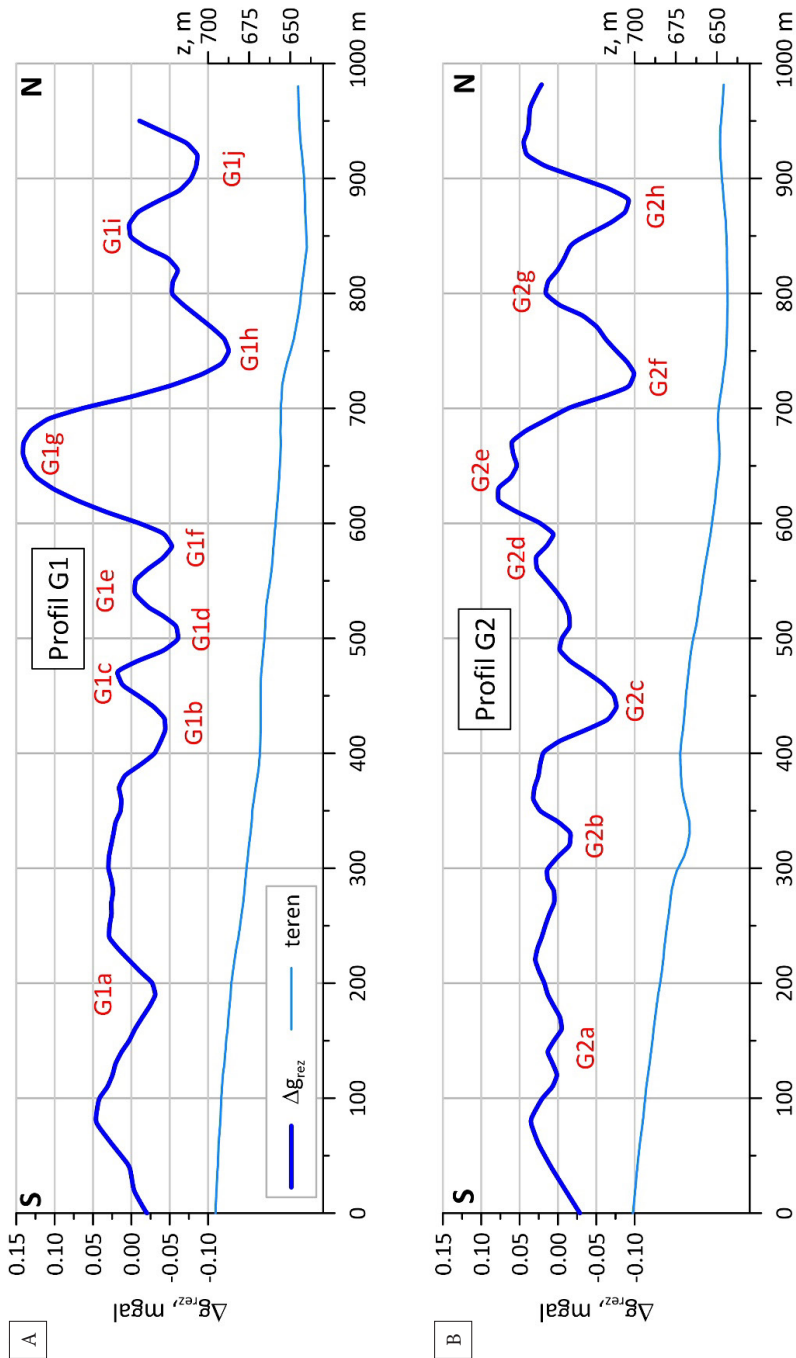
Porównanie rozkładów anomalii na profilach uwidacznia, że rozkład anomalii na profilach G1, G2 i G4 jest do siebie w dużej mierze zbliżony, natomiast rozkład anomalii na profilu G5 częściowo odbiega od pozostałych.

Na pierwszym profilu widoczna jest względnie ujemna anomalia G1a, która wiąże się z istnieniem przypowierzchniowych utworów o obniżonej gęstości w rejonie anomalii. Podobne anomalie widoczne są na pozostałych trzech profilach: G2a, G4a i G5a. Obserwując ich położenie na profilach, można założyć, że istnieją dwa elementy budowy geologicznej o obniżonej gęstości, które zarejestrowane zostały przez dwie pary ujemnych anomalii: (G1a, G2a) oraz (G4a, G5a).

Na profilach G2 i G4 obserwuje się ujemne anomalie G2b i G4b o podobnym charakterze, których centra korelują się z obniżeniem powierzchni terenu. Mogą być one generowane przez warstwę o obniżonej gęstości lub nagromadzone osady. Tego typu anomalia nie jest widoczna w obniżeniu powierzchni terenu na profilu G5, co być może jest związane z istnieniem silniejszej anomalii G5b. Jej znaczny zasięg poziomy i amplituda mogą uniemożliwiać detekcję anomalii o wyraźnie mniejszych wartościach.

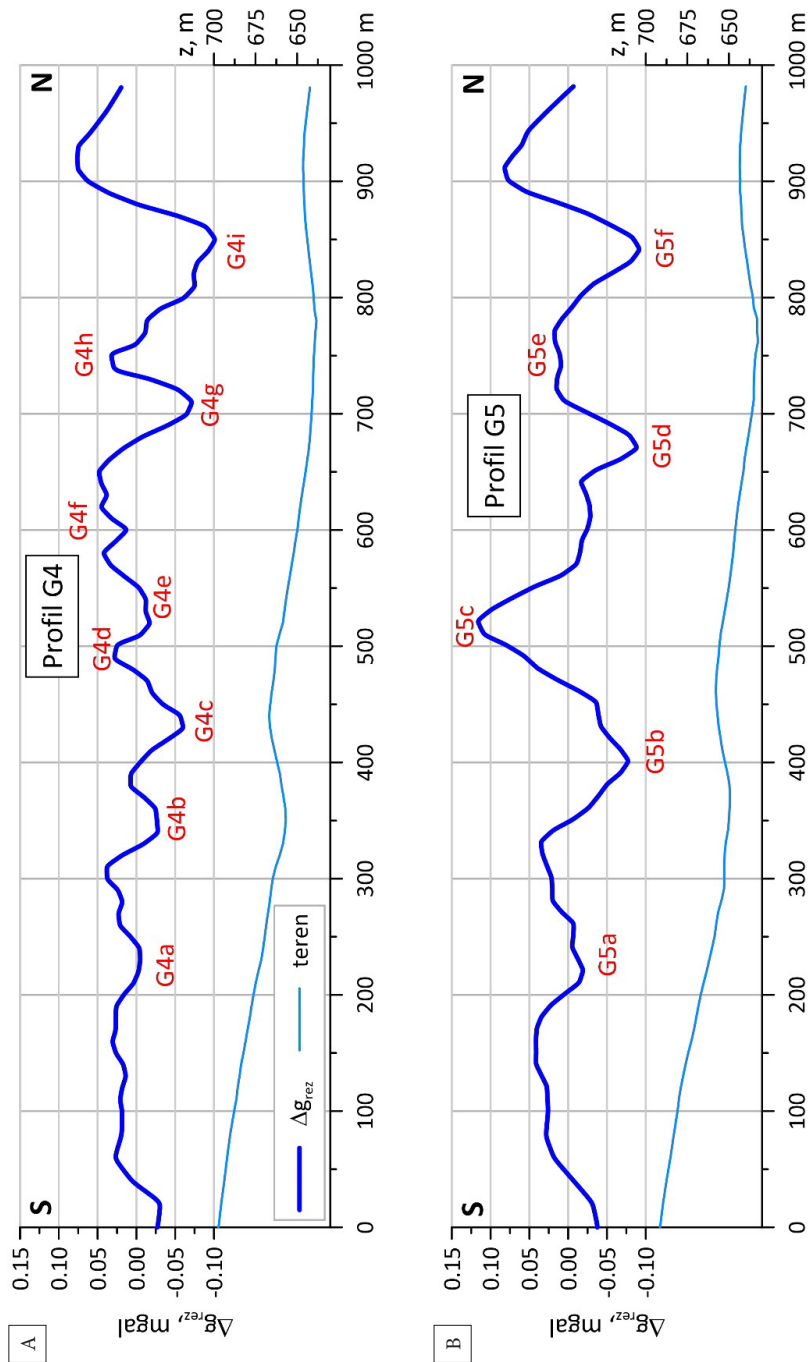
Anomalia G5b ma znaczne rozmiary poziome i stanowi część anomalii GB widocznej na powierzchniowym rozkładzie anomalii rezydualnych (rys. 4.12). Wpływ anomalii GB widoczny jest również na pozostałych profilach, ale jest trudniej zauważalny ze względu na występowanie na jej obszarze niewielkich, dodatnich anomalii. Na profilu G1 dodatnie anomalie G1c i G1e powodują, że anomalia GB uwidacznia się w postaci anomalii G1b, G1d i G1f. Na pozostałych profilach przejawem anomalii GD są anomalie G2c, G4c i G4e.

Dla rozpoznania ewentualnego występowania olistolitów, najbardziej interesujące są właśnie wspomniane anomalie dodatnie. Na profilu G1 wyraźnie widoczne są anomalie G1c i G1e, które bardzo dobrze korelują się z przebiegiem wystających ponad powierzchnię skałek. Podobnie na profilu G2 widoczna jest anomalia G2d oraz niewielka anomalia G2c. Na profilu G4 można wydzielić tylko jedną anomalię G4d. Widoczna na profilu G5 anomalia G5c wyraźnie wiąże się z grupą większych skałek na wschód od niej. Należy jednak zauważyć, że jej amplituda jest o wiele większa od powyżej omawianych dodatnich anomalii. W stosunku do innych anomalii o znacznym zasięgu poziomym i amplitudzie posiada ona ostre maksimum. Większość anomalii niewątpliwie pochodzi od warstwy o podwyższonej gęstości obserwowanej jako strefa anomalna GE, a ostre maksimum jest efektem wpływu grawitacyjnego od leżących bliżej powierzchni wapiennych skałek, które na powierzchni obserwuje się na wschód od anomalii G5c.



Rys. 4.13. Rozkład anomalii rezydualnych dla liczby fałowej równej 350 m w profilach G1 (A) i G2 (B)

4. Grawimetryczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach wybranego fragmentu...



Rys. 4.14. Rozkład anomalii rezydualnych dla liczby fałowej równej 350 m w profilach G4 (A) i G5 (B)

Na północ od wspomnianych anomalii nie obserwuje się już anomalii o małym zasięgu poziomym. Pas anomalny GE objawia się w postaci anomalii G1g, G2e, G4f i G5c. Interesujące jest natomiast, że wydzielenie szczegółowych anomalii rezydujących na profilach ukazało ciąg dodatnich anomalii G1i, G2g, G4h i G5e, które leżą w obrębie ujemnej strefy anomalnej GD. Zatem na wszystkich profilach można zaobserwować grupy trzech anomalii (G1h, G1i, G1j), (G2f, G2g, G2h), (G4g, G4h, G4i) i (G5d, G5e, G5f), z których skrajne obrazują strefę anomalną GD, a środkowe przebieg warstwy o podwyższonej gęstości.

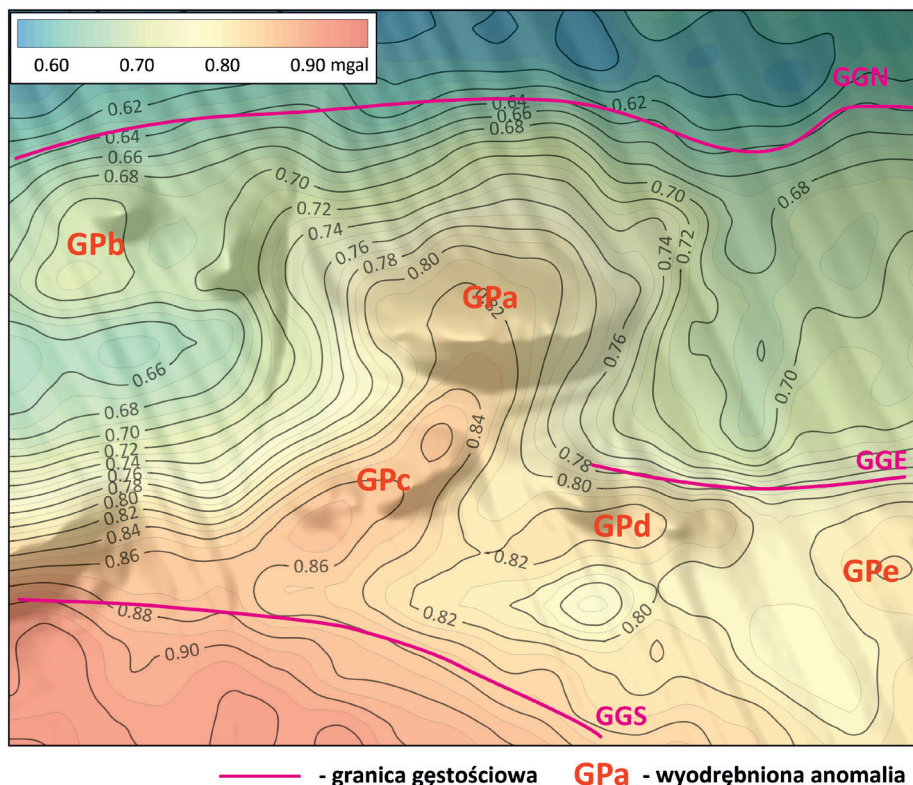
4.5.3. Interpretacja szczegółowych badań grawimetrycznych

Powierzchniowe badania szczegółowe wykonano w obrębie pasa widocznych skałek. Obszar badań wybrano na podstawie danych grawimetrycznych z profili oraz z uwzględnieniem morfologii powierzchni terenu. Wybrany obszar badań przecinają profile G1 i G2 (rys. 4.1). Do obliczenia anomalii Bouguera przyjęto gęstość skał równą $2,51 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, a poprawkę topograficzną obliczono do odległości 200 m od punktu pomiarowego. W celu usunięcia wpływu błędu pomiarowego oraz efektu grawitacyjnego od niewielkich, przypowierzchniowych zmian gęstości zastosowano filtr konwolucyjny 5×5 .

Uzyskany rozkład anomalii Bouguera (rys. 4.15) wskazuje, że na niewielkim obszarze badań grawimetrycznych o rozmiarach około $200 \text{ m} \times 160 \text{ m}$ zmiana pola siły ciężkości jest znaczna i wynosi 0,4 mgal. Rozkład anomalii Bouguera można podzielić na trzy części rozdzielone granicami gęstościowymi: północną (GGN) i południową (GGS). Pomiędzy tymi granicami rozkład anomalii ma urozmaicony charakter, co świadczy o podwyższonych, lateralnych zmianach gęstościowych. Na pozostałym obszarze obserwuje się mniejsze zróżnicowanie rozkładu.

Na urozmaiconym obszarze widoczne są liczne strefy zwiększonego gradientu poziomego siły ciężkości, świadczącego o występowaniu granic ciał różniących się gęstością od otoczenia. Pozwala to na wydzielenie anomalii, z których interesujące pod względem rozpoznania występowania w ośrodku skalnym olistolitów największe znaczenie mają anomalie względnie dodatnie. Można wydzielić kilka takich anomalii, które oznaczono symbolami GPa, GPb, GPe, GPd i GPe. Warto zauważyć, że anomalie te wykazują korelacje z występowaniem skałek widocznych w morfologii terenu. Niemniej jednak korelacje te nie są ścisłe, tzn. niecałe anomalie pokrywają się ze skałkami, to skałki leżą na fragmentach obszarów anomalnych. Bardzo dobrym tego przykładem jest anomalia GPa, której zasięg jest dużo większy niż powierzchnia skałki na jej obszarze. Skałki zatem są tylko potwierdzeniem istnienia struktur o podwyższonej gęstości w rejonie ich umiejscowienia. Nie ma natomiast korelacji grawimetrycznych stref gęstościowych z morfologią terenu, poza jedną granicą oznaczoną na rysunku 4.15 jako GGE. Istnienie tej granicy oraz charakter rozkładów wydzielonych anomalii, a także ich częściowa korelacja ze skałkami wskazują na blokową budowę

geologiczną na badanym obszarze. Bloki generujące anomalie są na tyle blisko siebie, że w większości w rozkładzie anomalii jawią się właściwie jako jedna anomalia o wielu lokalnych maksimach.

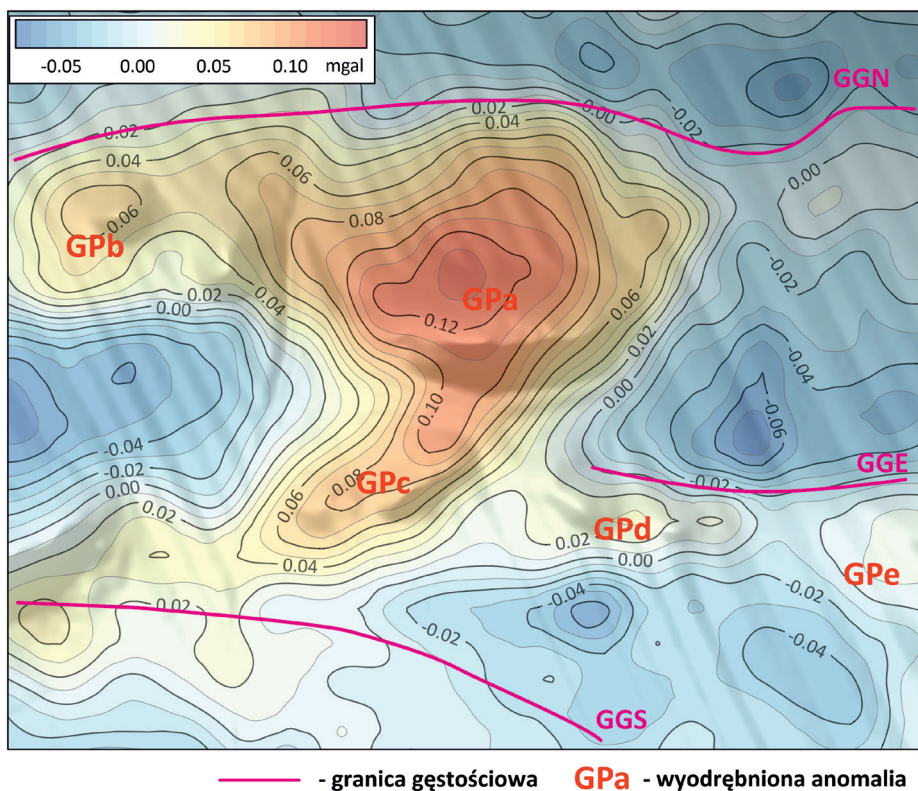


Rys. 4.15. Rozkład anomalii Bouguera dla badań szczegółowych

W celu wyeliminowania z rozkładów czynnika regionalnego, widocznego na rozkładach profilowych i odpowiedzialnego za znaczną amplitudę anomalii Bouguera w badaniach szczegółowych, zdecydowano się na użycie filtra Butterwortha o liczbie falowej 350 m, czyli identycznego jak w badaniach profilowych. Wyliczone wartości anomalii rezydualnych przedstawiono w postaci rozkładu powierzchniowego (rys. 4.16).

Uzyskany rozkład anomalii rezydualnych lepiej odzwierciedla istnienie wszystkich wydzielonych wcześniej anomalii. Rozkład ten potwierdza hipotezę o blokowej budowie płytkiej partii ośrodka skalnego. Istnieje główny blok generujący anomalię GPa oraz pozostałe mniejsze bloki, które leżą na tyle blisko bloku głównego i siebie nawzajem, że na rozkładzie anomalii rezydualnych widoczna jest jedna, skomplikowana

anomalia dodatnia. Warto zwrócić uwagę, że anomalia GPc kontynuuje się w kierunku południowo-zachodnim, czyli w kierunku widocznej w tym rejonie skałki. Z uwagi na silne pole regionalne i bliskie położenie bloków niemożliwe jest jednoznaczne określenie położenia ich granic.



Rys. 4.16. Rozkład anomalii rezydualnych dla badań szczegółowych

Wyróżniona anomalia GPe pochodzi od następnej struktury blokowej, leżącej na wschód od niej i widocznej w terenie w postaci skałki.

4.6. Dyskusja i wnioski

Interpretację badań grawimetrycznych przeprowadzono dla obszaru, który obejmował zarówno Karpaty zewnętrzne, jak i wewnętrzne. Obie formacje geologiczne oddzielone są pienińskim pasem skałkowym, w związku z czym teren badań miał skomplikowaną budowę geologiczną.

Prawie cały obszar badań znajdował się na terenie górzystym, więc mimo wprowadzenia poprawki topograficznej niektóre granice (zwłaszcza te, które przebiegają przez szczytowe partie gór) mogły być błędne. W celu weryfikacji wyników wszystkie zinterpretowane granice struktur i lineamentów porównano z numerycznym modelem terenu. Analiza nie wykazała istotnego wpływu morfologii na uzyskane wyniki.

Do oceny skomplikowanej budowy geologicznej wyżej wymienionej części Karpat zastosowano dwutorowe podejście w interpretacji danych grawimetrycznych. Jako pierwszy zinterpretowano regionalny (o znacznych rozmiarach poziomych) rozkład anomalii Bouguera, aby zbadać zmienności pola siły ciężkości w tak skomplikowanym geologicznie rejonie. Ta analiza dała również wstępną odpowiedź na pytanie o generalne kontrasty gęstościowe w obrębie głównych granic geologicznych i krawędzi struktur. Regionalny rozkład anomalii Bouguera okazał się zgodny, w swoim charakterze, z głęboką budową geologiczną podłoża skalnego, a mianowicie zanurzeniem krystalicznej płyty europejskiej w kierunku południowym, a płyty ALCAPA w kierunku przeciwnym. Większy problem sprawia rozpoznanie w rozkładzie anomalii Bouguera granic PPS, które są prawie całkowicie niewidoczne. Najlepiej widoczna w tym rozkładzie jest anomalia odpowiadająca położeniu basenu nowotarskiego.

Lepsze rozróżnienie poszczególnych anomalii daje analiza rozkładu anomalii rezydualnych oraz gradientu pionowego siły ciężkości VDR. Obie te procedury uwypukliły anomalię związaną z basenem nowotarskim (anomalia A1), ale jednocześnie wyodrębniły kilka mniejszych lokalnych anomalii. Dodatkowo VDR umożliwił określenie położenia granicy gęstościowej pomiędzy basenem nowotarskim oraz PPS, będącej jednocześnie słabo widoczną w rozkładzie anomalii Bouguera północną granicą PPS. Lineamenty i granice struktur geologicznych słabo widoczne w rozkładach anomalii Bouguera i rezydualnych udało się wyodrębnić za pomocą analizy gradientu poziomego siły ciężkości. Oprócz znanych i widocznych granic basenu nowotarskiego udało się uwypuklić przebieg północnej granicy PPS oraz prawdopodobny przebieg części południowej jego granicy na zachód od miejscowości Dursztyn. Dodatkową strukturą zaobserwowaną na rozkładzie gradientu poziomego jest lineament położony po północnej stronie PPS i basenu nowotarskiego, o przebiegu SW-NE, który może odpowiadać strefie uskokowej w podłożu krystalicznym.

W celu rozpoznania lokalnej budowy geologicznej w strefie melanżu oraz potencjalnego występowania olistolitów zaprojektowano pomiary w czterech profilach o przebiegu S-N, prostopadłym do przebiegu granic PPS i strefy z olistolitami. Długość każdego z profili wynosiła 1 km, a zlokalizowano je w okolicach miejscowości Krem-pachy i Dursztyn, dokładnie w rejonie skałki o nazwie Korowa Skała. W krajobrazie badanej części pienińskiego pasa skałkowego charakterystyczny jest ciąg skałek wapiennych wystających powyżej poziomu terenu, który jest równoległy do przebiegu PPS. Generalnie skałki mają rozmiary zaczynające się od kilku metrów, a w przypadku niektórych obiektów przekraczają 100 m, a nawet 200 m, przy czym wymiary poziome w kierunku rozciągłości pasa skałkowego są większe niż prostopadłe do niego. Część

badaczy uważa, że skałki te są olistolitami, ale jednoznaczne potwierdzenie tego faktu jest trudne. Profilowe i szczegółowe badania grawimetryczne były próbą odpowiedzi na pytanie, czy skałki mają charakter olistolitów, czy też nie.

Rozkład anomalii Bouguera na profilach grawimetrycznych potwierdził wyniki uzyskane z badań regionalnych. Generalnie wartości anomalii maleją w kierunku południowym, a na rozkładach nie zaznacza się granica pomiędzy fliszem podhalańskim a PPS, co potwierdza, że gęstości utworów po obu stronach granicy są zbliżone. Badania profilowe wykazały istnienie granic gęstościowych, które jednakże nie zawsze można ściśle korelować z granicami warstw czy nasunięciami. Dodatkowo, jeżeli w obrębie tej samej warstwy geologicznej mamy skały o różnej gęstości, to możemy śledzić nie granice warstw, a granice utworów różniących się gęstością. Na badanym obszarze stosunkowo dobrze zaznacza się granica pomiędzy strefami GA i GB (rys. 4.12), którą można wiązać z granicą pomiędzy jednostkami branicką i hulińską. W wydzielonej strefie anomalnej GB, w obrębie której osadzone są skałki, potencjalne olistolity, występuje oddziaływanie grawitacyjne dwóch formacji jednostki hulińskiej, a mianowicie formacji jarmuckiej oraz strefy melanżu (rys. 4.11). Potwierdza to rozkład anomalii rezydualnych siły ciężkości (rys. 4.12), na którym strefę GB można podzielić na dwie części: GB i GE różniące się amplitudą. Zmienność amplitudy związana jest z gęstością skał budujących te formacje. Formacja jarmucka to przede wszystkim gruboławicowe piaskowce, podczas gdy w strefie melanżu mamy do czynienia z mieszkanką przede wszystkim margli, mułowców czy piaskowców. Strefa GD związana z wysokogęstościowymi utworami geologicznymi może mieć podobne pochodzenie jak strefa GE, natomiast dzieląca je strefa GC pasowałaby do utworów związanych z formacją z Malinowej, w której dominują mułowce i margle. Dodatkowo zauważyć można, że wydzielone strefy GC i GE wyraźnie przecięte są przez uskoki przesuwczy [Waśkowska i Golonka, 2024, rys. 3.3]. W obrazie grawimetrycznym niewidoczny jest natomiast drugi uskoki, leżący na zachód od powyższego. Może to być spowodowane tym, że właściwie uskoki ten przecina tylko profil G1 i przez to nie jest widoczny na mapach grawimetrycznych. Wyznaczone na profilach anomalie rezydualne potwierdzają, że wydzielone na powierzchniowym rozkładzie anomalii rezydualnych strefy anomalne odpowiadają obszarom o różnej gęstości średniej. Dodatkowo w strefie anomalnej GC odnotowano podwyższone wartości anomalii, świadczące o istnieniu wewnątrz niej warstwy o podwyższonej gęstości.

Na profilach zaobserwowano również niewielkie anomalie dodatnie, które dobrze korelują się z występowaniem skałek na powierzchni terenu. Profile przechodziły obok skałek, a zatem wykazały, że w rzeczywistości skałki są większymi formacjami geologicznymi. Na podstawie badań profilowych i położenia skałek wybrano obszar badań szczegółowych, których celem było określenie rzeczywistego kształtu formacji skalnych objawiających się w postaci skałek. Wyniki badań szczegółowych pokazały istnienie bloków skał wapiennych zanurzonych w strefie melanżu. Granice anomalii wskazują, że ich rozmiary poziome są znacznie większe niż ich emanacja w postaci

skałek widocznych w terenie, a jednocześnie, że mogą stanowić niezależne elementy. Zatem z dużą dozą prawdopodobieństwa można przyjąć, że bloki wapienne są w rzeczywistości olistolitami. Rozkład anomalii rezydualnych w badaniach szczegółowych na krawędziach bloków może wskazywać, że skałki są pochylone ku północy.

Prace badawcze uzyskały wsparcie z grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241.

Bibliografia

- Adamczak T., Pepel A., 2003. Characterization of physical parameters of flysch and its basement in the Carpathians area. *Geologia*, 29(3–4), 233–251.
- Barmuta J., Mikołajczak M., Starzec K., 2019. Constraining depth and architecture of the crystalline basement based on potential field analysis – the westernmost Polish Outer Carpathians. *Journal of Geoscience*, 64(3), 161–177. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.289>.
- Baumgart-Kotarba M., 1996. On origin and age of the Orava Basin, West Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, 101–116.
- Bernabini M., Favaro P., Orlando L., 1994. Density in Bouguer anomalies and its consequences. *Journal of Applied Geophysics*, 32(2–3), 187–197. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90020-5](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90020-5).
- Bhattacharyya B.K., 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31(1), 97–121. <https://doi.org/10.1190/1.1439767>.
- Bhattacharyya B.K., 1967. Some general properties of potential fields in space and frequency domain: A review. *Geoexploration*, 5(3), 127–143. [https://doi.org/10.1016/0016-7142\(67\)90021-X](https://doi.org/10.1016/0016-7142(67)90021-X).
- Birkenmajer K., 1965. Zarys budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 35(3), 327–356. <https://geojournals.pgi.gov.pl/asgp/article/view/11725/10206>.
- Cooper G.R.J., Cowan D.R., 2007. Enhancing linear features in image data using horizontal orthogonal gradient ratios. *Computers and Geosciences*, 33(7), 981–984. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.12.002>.
- Darby E.K., Davies E.B., 1967. The analysis and design of two-dimensional filters for two-dimensional data. *Geophysical Prospecting*, 15(3), 383–406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1967.tb01795.x>.
- Dean W.C., 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, 23(1), 97–127. <https://doi.org/10.1190/1.1438457>.
- Fajkiewicz Z., 2007. *Grawimetria stosowana*. Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.
- Ferreira F.J.F., de Souza J., de Barros e Silva Bongioio A., de Castro L.G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, 78(3), J33–J41. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., 2018. The North European Platform suture zone in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 5–16. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Swiss Journal of Geoscience*, 112, 475–506. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00345-2>.

- Golonka J., Waśkowska A., Cichostępski K., Dec J., Pietsch K., Łój M., Bania G., Mościcki W.J., Porzucek S., 2022. Mélange, flysch and cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An overview. *Minerals*, 12(9), 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Grabowska T., Bojdyś G., Lemberger M., Medoń Z., 2007. Geophysical-and-geological interpretation of gravity and magnetic anomalies in Polish Western Carpathians. *Geologia*, 33(4/1), 103–126. https://journals.bg.agh.edu.pl/GEOLOGIA/2007-04-1/Geologia_2007_4-1_06.pdf.
- Guglielmetti L., Moscariello A., 2021. On the use of gravity data in delineating geologic features of interest for geothermal exploration in the Geneva Basin (Switzerland): Prospects and limitations. *Swiss Journal of Geoscience*, 114, 15. <https://doi.org/10.1186/s00015-021-00392-8>.
- Gunn P.J., 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23(2), 300–312. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1975.tb01530.x>.
- Hinze W.J., 1990. *The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies*, [w:] S.H. Ward (ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics. Vol. 1: Review and Tutorial*, Society of Exploration Geophysicists, Houston, 75–126. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802785.ch4>.
- Jacobsen H.A., 1987. Case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics*, 52(8), 1138–1148. <https://doi.org/10.1190/1.1442378>.
- Jarzyna J., 2007. Analiza gęstości i porowatości z badań laboratoryjnych oraz wyników pomiarów otworowych i obliczeń w programie ESTYMACJA w wybranych otworach Karpat Zachodnich. *Geologia*, 33(4/1), 39–58. https://journals.bg.agh.edu.pl/GEOLOGIA/2007-04-1/Geologia_2007_4-1_03.pdf.
- Mallick K., Vasanthi A., Sharma K.K., 2012. *Gravity method in structural studies*, [w:] K. Mallick, A. Vasanthi, K.K. Sharma, *Bouguer Gravity Regional and Residual Separation: Application to Geology and Environment*, Springer, Dordrecht, 133–159. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0406-0_6.
- Martucci S.A., 1994. Symmetric convolution and the discrete sine and cosine transforms. *IEEE Transactions on Signal Processing*, 42(5), 1038–1051. <https://doi.org/10.1109/78.295213>.
- Matwij W., Gruszczyński W., Puniach E., Cwiąkała P., 2021. Determination of underground mining-induced displacement field using multi-temporal TLS point cloud registration. *Measurement*, 180, 109482. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2021.109482>.
- Meng X., Guo L., Chen Z., Li S., Shi L., 2009. A method for gravity anomaly separation based on preferential continuation and its application. *Applied Geophysics*, 6, 217–225. <https://doi.org/10.1007/s11770-009-0025-y>.
- Mikołajczak M., Barmuta J., Ponikowska M., Mazur S., Starzec K., 2021. Depth-to-basement study for the western Polish Outer Carpathians from three-dimensional joint inversion of gravity and magnetic data. *Journal of Geoscience*, 66(1), 15–36. <http://doi.org/10.3190/jgeosci.317>.
- Moritz H., 2000. Geodetic Reference System 1980. *Journal of Geodesy*, 74, 128–133. <https://doi.org/10.1007/s001900050278>.
- Nettleton L.L., 1940. *Geophysical Prospecting for Oil*. Mc Graw-Hill Book Co., New York.
- Parasnis D.A., 1952. A study of rock densities in the English Midlands. *Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 6(5), 262–271. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1952.tb03013.x>.

- Pomianowski P., 2003. Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. *Przegląd Geologiczny*, 51(6), 498–506.
- Porzucek S., Loj M., 2021. Microgravity survey to detect voids and loosening zones in the vicinity of the mine shaft. *Energies*, 14(11), 3021. <https://doi.org/10.3390/en14113021>.
- Porzucek S., Loj M., Golonka J., 2023. Lineaments in the gravity image of the border zone between the Central and Outer Carpathians. *Minerals*, 13(8), 995. <https://doi.org/10.3390/min13080995>.
- Roest W.R., Verhoef J., Pilkington M., 1992. Magnetic interpretation using 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116–125. <https://doi.org/10.1190/1.1443174>.
- Stefaniuk M., Klityński W., Jarzyna J., Golonka J., 2007. Struktura nasunięcia karpackiego i jego podłoża w polskich Karpatach Zachodnich w świetle reinterpretacji wybranych profili magnetotellurycznych. *Geologia*, 33(4/1), 143–166. https://journals.bg.agh.edu.pl/GEOLOGIA/2007-04-1/Geologia_2007_4-1_08.pdf.
- Swartz C.A., 1954. Some geometrical properties of residual maps. *Geophysics*, 19(1), 46–70. <https://doi.org/10.1190/1.1437970>.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139167932>.
- Urbaniec A., Bajewski Ł., Bartoń R., Wilk A., 2018. Analysis of the seismic image for the Carpathians and their basement resulting from the reprocessing of 2D seismic profiles. *Nafta-Gaz*, 74(8), 563–574. <https://doi.org/10.18668/ng.2018.08.01>.
- Waśkowska A., Golonka J., 2024. *Melanże na tle rozwoju geodynamicznego pienińskiego pasa skałkowego*, [w:] J. Golonka, M. Łój, A. Waśkowska (red.), *Geofizyczne odwzorowanie melanży w płytkich strefach pasm orogenicznych – przykład z pienińskiego pasa skałkowego*, Wydawnictwa AGH, Kraków, 13–34.

Badania wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego na Spiszu przy użyciu geofizycznych metod elektrooporowych

Grzegorz Bania* , Włodzimierz Jerzy Mościcki* 

ORCID IDs: 0000-0002-9661-8184 (G. Bania), 0000-0003-3593-9192 (W.J. Mościcki)

**Study of selected part of the Pieniny Klippen Belt (Spisz Pieniny Mountains)
with the use of DC-resistivity methods**

A fragment of the Pieniny Klippen Belt (PKB) located in the Spisz Pieniny Mountains (southern Poland) was examined using geophysical electrical resistivity methods: sounding (VES) and tomography (ERT). PKB forms a characteristic belt of limestone outcrops in this area. The applied research methods made it possible to recognize the structural specificity of this part of the PKB. They showed its zonal structure, documented the presence of limestone olistoliths, and allowed for the estimation of their shape and size. Based on the results of the 2D interpretation of ERT data, a model of the local geoelectrical/geological structure of the analyzed part of the PKB was proposed. This model should be treated as one of the possible hypotheses due to the ambiguity of the geophysical interpretation.

5.1. Wstęp. Przedmiot, cele i uwarunkowania badań geoelektrycznych

W przedstawianych badaniach wykorzystano dwie metody elektrooporowe: sondowanie elektrooporowe i tomografię elektrooporową.

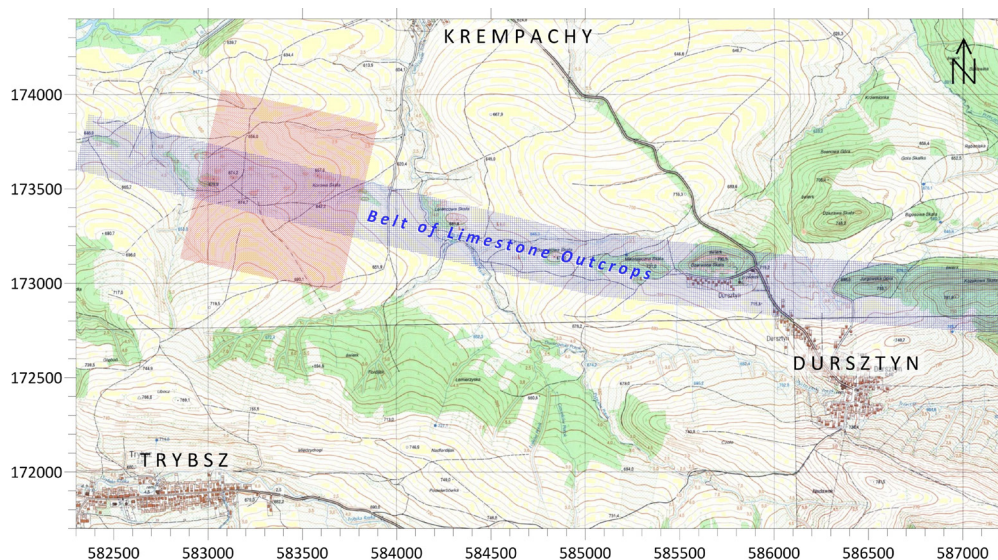
Sondowania elektrooporowe (VES – *vertical electrical sounding* lub *DC resistivity sounding*) [np. Koefoed, 1979] są podstawową metodą prowadzenia rekonesansowych badań elektrooporowych [np. Mościcki, 2005]. Celem pomiarów metodą VES jest wyznaczenie zmian oporności elektrycznej ośrodka geologicznego wraz ze wzrostem głębokości względem powierzchni terenu.

* AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Tomografia elektrooporowa (ERT – *electrical resistivity tomography* [Dahlin, 1996, 2001]; oryginalnie *resistivity imaging*, odpowiednik polski ‘obrazowanie elektrooporowe’ [Mościcki i Antoniuk, 1999]) jest obecnie najpopularniejszą metodą geoelektryczną służącą do szczegółowych, powierzchniowych badań elektrooporowych. Umożliwia ona rozpoznawanie 2D/3D budowy geoelektrycznej ośrodka. Powszechnie znajduje zastosowanie między innymi w badaniach geologicznych i geomorfologicznych [Akinbiyi i in., 2019; Bania i Woźniak, 2022; Bania i in., 2024; Chambers i in., 2012; Hirsch i in., 2008; Metwały i AlFouzan, 2013; Mościcki i in., 2014; Nur Amalina i in., 2017; Woźniak i Bania, 2019a, 2019b; Woźniak i in., 2018].

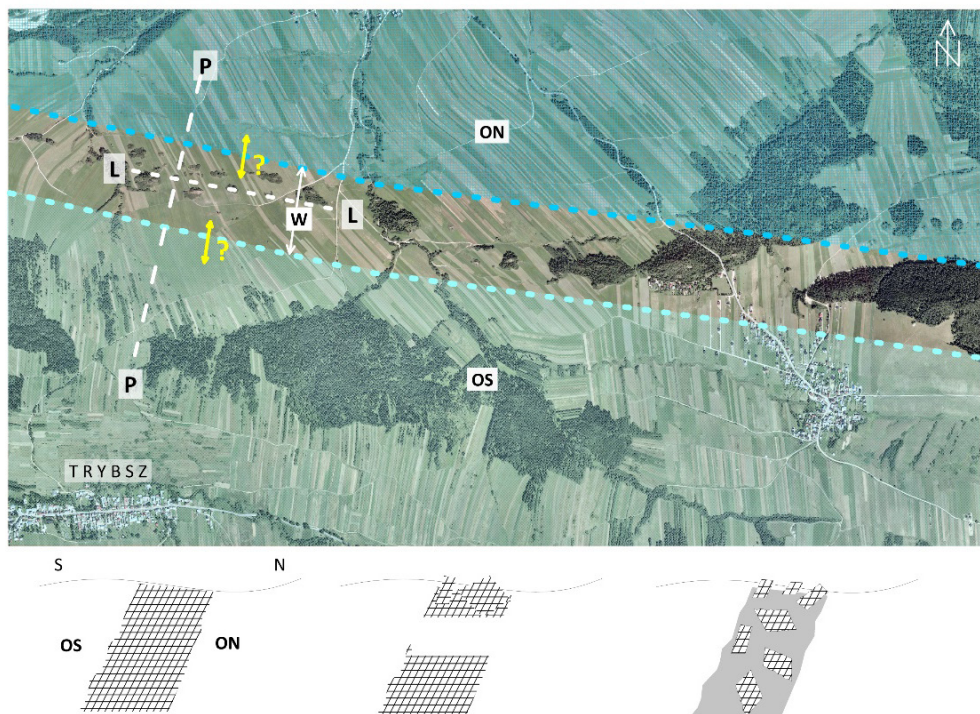
Zrealizowane przez nasz zespół badania geoelektryczne miały na celu rozpoznanie zróżnicowania oporności elektrycznej utworów występujących w wybranym fragmencie pienińskiego pasa skałkowego na terenie Spiszu Polskiego (okolice Krempach), co może poszerzyć i uściślić wiedzę o lokalnej budowie geologicznej.

W miejscu badań część utworów geologicznych tworzących PPS manifestuje się na powierzchni terenu w postaci wychodni wapiennych skałek (dalej oznaczanych skrótem BoLO – *belt of limestone outcrops*), które stanowią strefę o przebiegu w przybliżeniu równoleżnikowym. Na podstawie wizji terenowej i przeprowadzonych rekonesansowych badań metodą sondowań elektrooporowych (w 2021 r.) wybrano fragment PPS, na którym wykonywano szczegółowe badania geofizyczne rys. 5.1).



Rys. 5.1. Teren zasadniczych badań geoelektrycznych – obszar pokryty czerwoną szrafurą; pas wychodni wapieni w formie skałek (BoLO) – niebieską szrafurą (podkład: mapa topograficzna, układ PL1992)

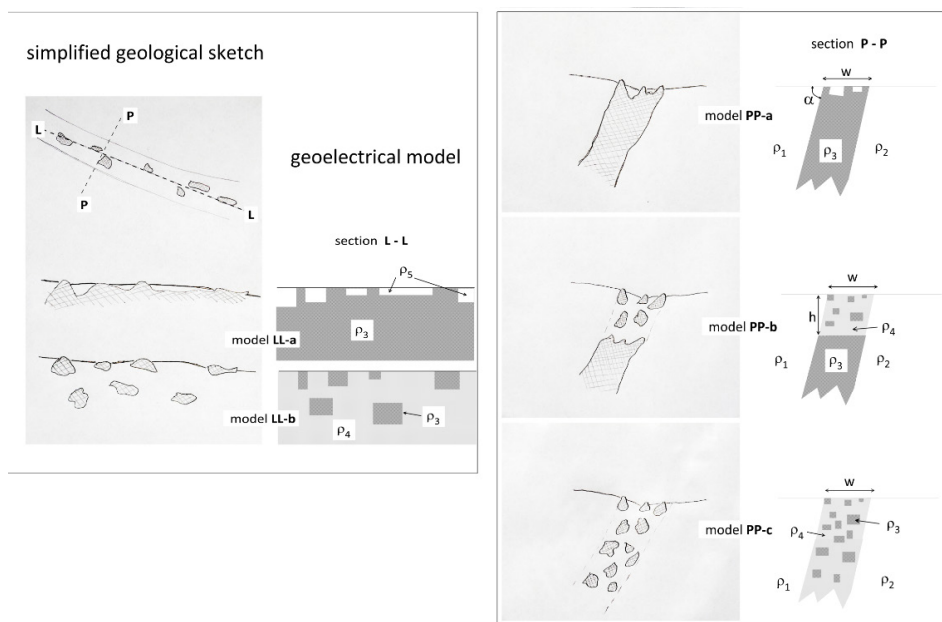
Na rysunku 5.2 pokazano wybrany fragment terenu ze schematycznie zaznaczonym pasem BoLO i naniesionymi elementami graficznymi, odnoszącymi się do celu prac geofizycznych.



Rys. 5.2. Schemat ilustrujący cele badań geofizycznych (szczegółowy opis w tekście): zmienność lokalnej budowy geologicznej po stronie północnej (ON) i południowej (OS) BoLO; W – szerokość strefy BoLO; L-L – zmienność podłużna strefy BoLO; P-P zmienność poprzeczna strefy BoLO (podkład: ortofotomapa – Google Earth)

Na podstawie dostępnych informacji geologicznych można sądzić, że BoLO ma w tym miejscu formę dosyć wąskiego pasa utworów, które mogą być generalnie nieznacznie nachylone w kierunku północnym. Zaznaczono to schematycznie na uproszczonych przekrojach (rys. 5.2), przedstawiających rozważane, możliwe warianty budowy geologicznej: zmienność lokalnej budowy z głębokością, zróżnicowanie właściwości utworów występujących po północnej (ON) i po południowej (OS) stronie BoLO. Jednocześnie interesująca jest szerokość (W) strefy BoLO i jej zmienność podłużna (L-L).

Na rysunku 5.3 zestawiono bardzo uproszczone modele wariantowej budowy geologicznej i odpowiadające im modele geofizyczne (geometryczno-parametryczne).



Rys. 5.3. Uprozczone koncepcje geologiczne i odpowiadające im modele geofizyczne. Objaśnienia oznaczeń podano w tekście

Przedmiotem analiz były następujące zagadnienia.

- A. Dla przekrojów poprzecznych do PPS – modele **PP-a**, **PP-b** i **PP-c** (rys. 5.3):
 - a. Wpływ geometrii modelu na symulowany efekt pomiarów/inwersji w metodzie ERT2D – np. parametry w i h , α ;
 - b. Zmienność oporności elektrycznej (ρ_1 , ..., ρ_5) utworów tworzących PPS – w szczególności BoLO i jego otoczenie. W takich analizach wykorzystano również wyniki rekonesansowych badań metodą sondowań elektrooporowych (VES);
- B. Dla przekroju podłużnego poprowadzonego w obrębie PPS – modele **LL-a** i **LL-b** (rys. 5.3):
 - a. Czy wapienne elementy PPS widoczne na powierzchni są ograniczone głębokościowo, oderwane „od korzeni”?
 - b. Czy też stanowią one jedynie poerodowane zakończenie „ciągłej warstwy”?
 - c. Jakie znaczenie ma zróżnicowanie opornościowe utworów, w których „zanurzone” są widoczne na powierzchni skały wapienne?

Zatem zasadnicze terenowe pomiary geoelektryczne metodą ERT poprzedzone zostały wykonaniem odpowiednich modelowań numerycznych (tzw. zadanie proste)

i analiz. Modelowania numeryczne (program Res2Dmod; Geotomo software [Loke, 2012]) wykonano dla sytuacji opisanych w punkcie A. Dla każdego przygotowanego modelu obliczono (zasymulowano) wyniki pomiarów z zastosowaniem różnych układów pomiarowych. Tak uzyskane dane traktowano jak wynik rzeczywistych pomiarów i poddawano inwersji przy wykorzystaniu różnych, wybieralnych, zmiennych parametrów (ustawień) programu Res2Dinv (Geotomo software [Loke, 2012]). Analiza otrzymanych wyników umożliwiła opracowanie odpowiedniej metodyki pomiarów terenowych, jak i sposobu późniejszej inwersji danych polowych.

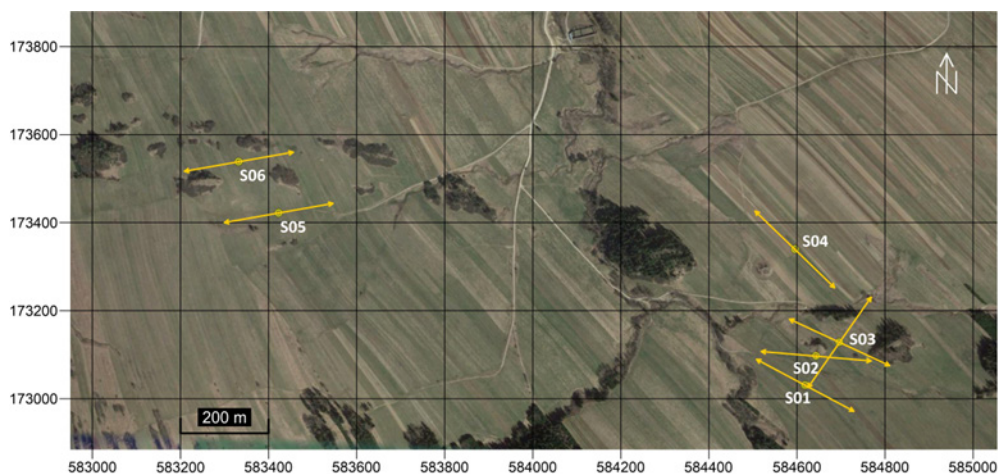
Należy zaznaczyć, że podstawowym wariantem badań ERT możliwym do efektywnego zastosowania w praktyce są pomiary wzdłuż pojedynczych linii badawczych. Ten wariant tomografii elektrooporowej automatycznie zakłada (wymusza) 2D interpretację ilościową danych pomiarowych (inaczej mówiąc – inwersję 2D) [Loke, 2012]. Tak więc przyjmuje się, że takie dane mają – przynajmniej w przybliżeniu – charakter 2D. Aby tak jednak było, profil pomiarowy powinien przebiegać **prostopadle do istniejących struktur geologicznych** (prostopadle do ich rozciągłości). W tym kontekście zadania badawcze omówione w punkcie B należy traktować ostrożnie, głównie ograniczając się do analizy jakościowej. Bowiem w tym przypadku rzeczywisty model ma charakter 3D (w sensie interpretacyjnym), ale w programie do inwersji danych z pojedynczego profilu pomiarowego założono, że zawsze badany ośrodek ma budowę 2D. Jakkolwiek każdy dowolnie poprowadzony profil badawczy można formalnie interpretować programem do inwersji 2D (co jest zazwyczaj czynione), to jednak w konsekwencji może to prowadzić do mylnych wniosków. Znaczenie tego problemu przedstawiono w publikacji Bani i in. [2024] w odniesieniu do badań ERT wykonanych w celu rozpoznania budowy PPS. Mimo tych zastrzeżeń dane z każdego profilu są przydatne w analizach jakościowych. Mogą też być wiarygodnie interpretowane ilościowo, ale jedynie w przypadku, gdy wykonano więcej profilowań ERT2D w różnych kierunkach, a podczas inwersji **wszystkie profile są interpretowane jednocześnie (razem)** oprogramowaniem do inwersji 3D. Nie jest to jednak procedura łatwa i ma swoje specyficzne ograniczenia.

5.2. Metodyka badań

5.2.1. Sondowania elektrooporowe (VES)

Na etapie rekonesansowym wykonano siedem sondowań elektrooporowych na sześciu stanowiskach. Ich zadaniem było rozpoznanie charakterystyki opornościowej ośrodka geologicznego. W pomiarach wykorzystano aparaturę GDRM-ELMES. Zastosowano układ symetryczny Schlumbergera, którego kolejne rozstawy elektrod prądowych wynosiły $AB/2 = 1,39, 1,93, \dots, 72,0, 100, 139$ m (7 pkt/dekadę logarytmiczną) oraz trzy wartości dipola pomiarowego $MN/2 = 0,4, 2$ i 10 m. Maksymalny rozstaw dla wszystkich sondowań wynosił 139 m. Lokalizacja sondowań przedstawiona jest na

rysunku 5.4. Sondowanie na stanowisku S03 jest sondowaniem krzyżowym, dla którego azymuty rozstawów wynosiły: 35° (S03a) i 115° (S03b). Azymuty pozostałych sondowań wynosiły: 118° (S01), 95° (S02), 134° (S04), 80° (S05) i 85° (S06).



Rys. 5.4. Teren między miejscowościami Trybsz i Krempachy (por. rys. 5.1).
Lokalizacja stanowisk sondowań elektrooporowych S1–S6.
Strzałkami oznaczono kierunki orientowania układu pomiarowego AMNB
(podkład: ortofotomapa – Google Earth, układ PL-1992)

5.2.2. Tomografia elektrooporowa (ERT2D)

Pomiary techniką ERT2D, stanowiące zasadniczą część badań elektrooporowych, wykonano na ośmiu liniach pomiarowych o długości około 1 km każda (rys. 5.5).

Linie pomiarowe P01–P05 zorientowano w przybliżeniu prostopadle do przebiegu BoLO, a jednocześnie równoległe do siebie. Takie ich usytuowanie względem BoLO miało na celu jak najlepsze spełnienie (na ile można to było przewidzieć) warunków pomiarów i interpretacji dla wariantu ERT2D. Pozostałe linie pomiarowe miały charakter uzupełniający, dlatego też w dalszej części nie zaprezentowano i nie przeanalizowano pełnych wyników ich pomiarów, tj. przekrojów oporności wyinterpretowanej. Do analiz wykorzystano jedynie wybrane dane dla tych profili (zobacz rys. 5.12 i 5.13).

Pomiary prowadzone były aparaturą SuperSting R8/IP/SP (firmy Advanced Geosciences, Inc., AGI) z zastosowaniem jednocześnie 112 elektrod (pręty ze stali nierdzewnej). Elektrody rozmieszczane były ze stałym krokiem (rozstawem), $\Delta x = 5$ m. Tak więc początkowy fragment zaplanowanego profilu miał długość 555 m. Stosując procedurę *roll-along*, kontynuowano badania w dalszej części profilu, kilkakrotnie

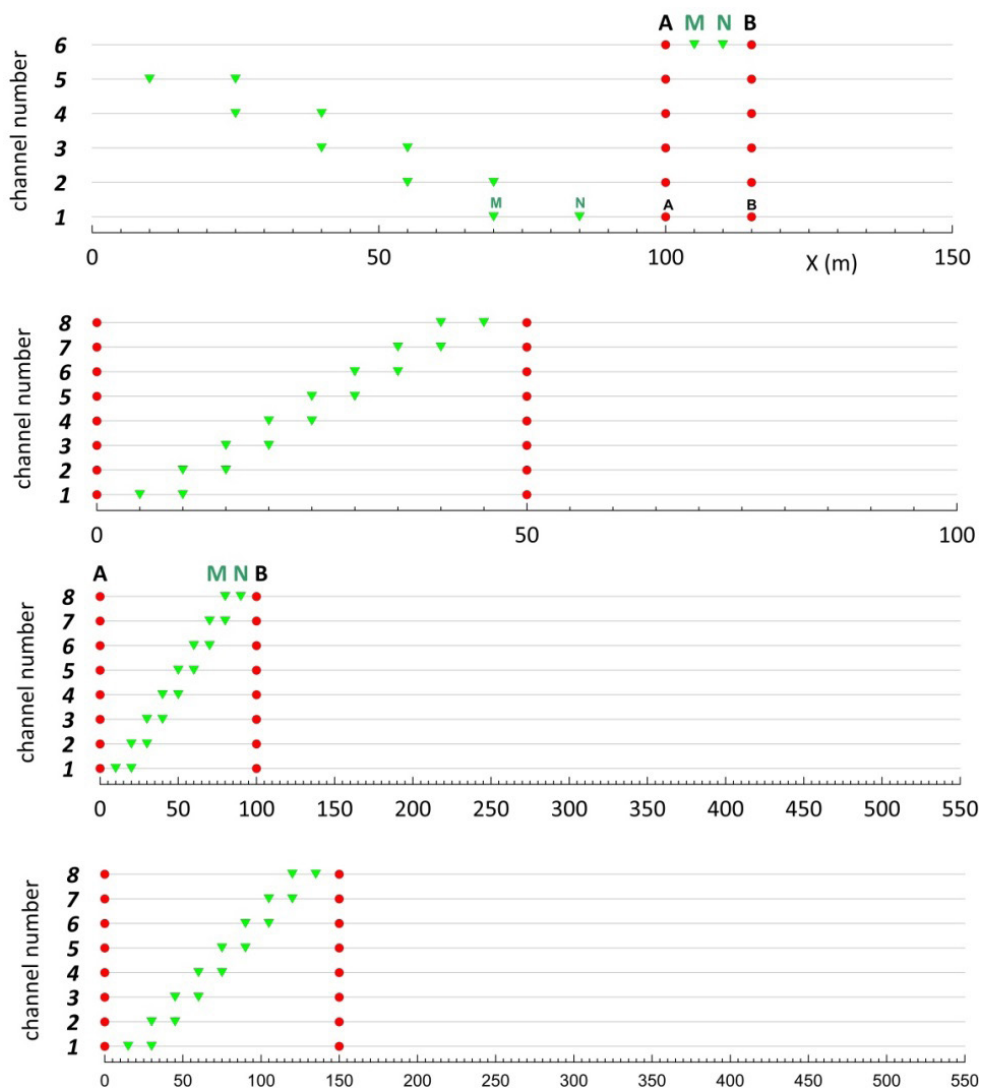
przenosząc odpowiednie sekcje wielożyłowego, 8-częściowego kabla pomiarowego tak, że ostatecznie długość każdej z linii pomiarowych wynosiła blisko 1 km. Długość linii pomiarowych była większa niż szerokość strefy BoLO, co zapewniło odpowiednie pokrycie obszaru badań.



Rys. 5.5. Lokalizacja profili ERT2D. Numeracja profili zgodna z kolejnością ich wykonywania (podkład: ortofotomapa – Google Earth, układ PL-1992)

Liczba danych rejestrowanych dla takiej linii pomiarowej przekraczała 12 000 wartości oporności pozornej. Tak znaczna liczba danych wynikała z zastosowania specjalnie opracowanych schematów pomiarowych (wzorców) wykorzystujących **gradientowe układy pomiarowe** [Loke, 2012]. Zapewniały one jednocześnie dużą gęstość pomiarów i dobrą efektywność (szybkość) ich prowadzenia. Było to możliwe dzięki wykorzystaniu 8-kanalowej techniki pomiaru stosowanej w aparaturze SuperSting R8. I tak, dla jednokrotnego włączenia dipola prądowego (para elektrod: A i B) pomiar był jednocześnie wykonywany dla ośmiu (lub sześciu) różnych dipoli pomiarowych (pary elektrod: M i N). Pokazane to jest na przykładowych ilustracjach (rys. 5.6 i rys. 5.7 – na wklejce) dla pojedynczego cyklu pomiarowego – od najmniejszych układów do największych.

Oś pozioma pokazuje rozmieszczenie elektrod co $\Delta x = 5$ m, a etykiety podają odległość w metrach. Dla mniejszych układów pokazano jedynie powiększony, początkowy fragment linii pomiarowej. Elektrody pełniące funkcję elektrod prądowych A i B zaznaczone są czerwonymi kółkami, a te podłączone jako potencjałowe, M i N – zielonymi trójkątami.



Rys. 5.6. Układy pomiarowe wykorzystane w badaniach terenowych ERT2D

Rysunek 5.6 obrazuje sposób wykonania pomiarów dla jednej, wybranej pozycji elektrod prądowych, A i B. Na poziomej osi odległościowej elektrody rozmieszczone są co $\Delta x = 5$ m. Po zrobieniu pomiarów w **trybie 8-kanalowym** (zapis ośmiu wartości wyznaczonych oporności pozornych z jednoczesnym podaniem położenia poszczególnych elektrod A, M, N i B) system automatycznie „przepinał” funkcję A i B do następnych zaprogramowanych elektrod, podobnie jak dla ośmiu nowych dipoli MN, a następnie wykonywał kolejny cykl pomiarów. Taka procedura dotyczy układów gradientowych. Jedynie dla najmniejszego rozstawu, $AB = 15$ m, pomiary wykonano w trybie 6-kanalowym, wykorzystując inne układy: jeden układ Wennera i pięć układów dipol-dipol (rys. 5.6, pierwszy schemat od góry).

Układy gradientowe były tak dobrane, aby zachować relację $AB/MN = 10$ dla wszystkich rozmiarów dipola AB. Zapewniało to odpowiedni poziom sygnału.

5.2.3. Prace geodezyjne

Poprawne przeprowadzenie badań metodą tomografii elektrooporowej wymaga znajomości morfologii powierzchni terenu co najmniej wzdłuż linii pomiarowej. W praktyce oznacza to konieczność wykonania niwelacji położenia elektrod pomiarowych. W omawianym przypadku, aby ograniczyć zakres uciążliwych prac geodezyjnych w terenie, wykorzystano możliwość pozyskania odpowiednich, dostępnych powszechnie dla obszaru Polski, danych topograficznych (XYZ) w postaci numerycznego modelu terenu (NMT) typu GRID, tj. reprezentowanego w postaci siatki prostokątnej, o oczku $1\text{ m} \times 1\text{ m}$. W związku z tym geodezyjne prace terenowe na potrzeby badań ERT ograniczono do wyznaczenia odbiornikiem GNSS pozycji wybranych, kluczowych punktów dla poszczególnych linii pomiarowych. Dane pozyskane z NMT (www.geoportal.gov.pl/dane/numeryczny-model-terenu) były przetwarzane i wizualizowane w programie QGIS. Określona w ten sposób dokładność położenia punktów pomiarowych dla wykonanych badań metodą ERT uznana została za w zupełności wystarczającą, zwłaszcza pod względem skali i celów badań.

5.3. Metodyka interpretacji danych geoelektrycznych

W interpretacji można wyróżnić dwa zasadnicze etapy: interpretację ilościową danych geofizycznych oraz interpretację kontekstową, tj. opis wyników interpretacji geofizycznej w kategoriach geologicznych z uwzględnieniem celu badań.

Geofizyczna interpretacja ilościowa nazywana jest inwersją lub zadaniem odwrotnym.

Inwersja danych elektrooporowych (ogólnie geofizycznych) jest ze swej matematyczno-fizycznej natury niejednoznaczna. Oznacza to, że jednemu kompletowi idealnych danych pomiarowych mogą odpowiadać różne geofizyczne modele interpretacyjne (różniące się wartościami właściwości fizycznych i geometrią ich rozkładu przestrzennego) [np. Bania i Ćwiklik, 2013; Koefoed, 1979; Loke i in., 2003].

Oprócz niejednoznaczności stricte geofizycznej występuje też niejednoznaczność związana z geologiczną interpretacją wyników inwersji geofizycznej. Odnosi się to do kwestii przetłumaczenia (przełożenia) rezultatów interpretacji geofizycznej na model geologiczny. Trudność związana jest głównie z brakiem występowania jednoznacznej relacji między opornością elektryczną skały a jej charakterem litologicznym [Keller i Frischknecht, 1966; Kobranova, 1990; McNeill, 1980; Telford i in., 1990]. Różne ośrodki (skały, płyny) mogą mieć zbliżoną oporność właściwą. Na podstawie licznych badań terenowych metodą elektrooporową prowadzonych w Polsce [Antoniuk i Mościcki, 1995a, 1995b; Antoniuk i in., 2005; Bania i Woźniak, 2022; Woźniak i Bania, 2019a; Woźniak i in., 2018] można zaobserwować pewne ogólne prawidłowości. W przypadku fliszu oporność skały zależy od proporcji zawartości piaskowców do łupków. Zwiększenie zawartości frakcji ilastej zmniejsza oporność, natomiast zwiększenie frakcji piaszczystej ją zwiększa. Stosunkowo czyste skały ilaste mają najczęściej oporność w przedziale 10–15 Ωm (a w przypadku skał pochodzenia morskiego spada ona nawet do kilku omometrów), piaskowce – w zależności od rodzaju – od kilkuset do tysiąca (w przypadku kwarcytu nawet więcej) omometrów, czyste, zwarte wapienie – kilkaset omometrów (a skaliste – nawet tysiące), a zdecydowanie mniej – kilkadziesiąt omometrów – wapienie margliste. Jest to determinowane przez obecność składnika ilastego. Dodatkowym czynnikiem mocno wpływającym na oporność skał jest obecność porów oraz szczelin i rodzaj ich wypełnienia – powietrzem lub wodą. W przypadku powietrza oporność rośnie, a w przypadku wody maleje, często gwałtownie, w stopniu zależnym od jej chemizmu (mineralizacji) [Dortman, 1992].

Niejednoznaczność można ograniczać, nakładając na interpretację odpowiednie więzy wynikające z informacji geologicznych, na przykład o litologii, strukturze, danych o właściwościach ośrodka (na przykład z pomiarów na wychodniach, próbkach, w otworach wiertniczych), głębokości i miąższości warstw z odwiertów, o tektonice itp. Można też zawężyć wieloznaczność interpretacji, wykorzystując informacje wynikające z kontekstu badań.

Interpretację ilościową sondowań rekonesansowych VES wykonano za pomocą programu IPI2WIN [Bobachev, 2010]. Umożliwia on inwersję wariantową – analizę zjawiska ekwiwalencji (wieloznaczności interpretacji). W interpretacji tej zakłada się, że lokalna budowa geoelektryczno-geologiczna ma charakter 1D.

Do inwersji danych ERT2D wykorzystany został program Res2Dinv [Loke, 2012]. Program ten umożliwia modyfikowanie i kontrolowanie rozlicznych parametrów (lub procedur) sterujących numerycznym, iteracyjnym procesem inwersji. Każdy z tych parametrów (lub procedur) w różnym stopniu wpływa na ostateczny wynik interpretacji. Odpowiednie modyfikowanie tych parametrów wymaga wiedzy i doświadczenia. Jednocześnie, jak już podkreślano, wynik inwersji jest **immanentnie niejednoznaczny** (pod względem matematyczno-fizycznym) nawet dla idealnej sytuacji 2D.

Podstawowym krokiem przy stosowaniu Res2Dinv jest wybór sposobu inwersji. Najczęściej sprowadza się to do wykorzystania jednego z dwóch głównych wariantów: inwersji gładkiej (*smooth*; tzw. norma L2) lub inwersji blokowej (*robust*; norma L1), wykorzystujących różną definicję „błędu” inwersji [np. Loke i in., 2003].

Na podstawie przeprowadzonych eksperymentów obejmujących modelowanie i inwersję, dla różnych, hipotetycznych sytuacji „geologicznych” 2D (por. pkt A) zdecydowano się na wykorzystywanie interpretacji metodą **robust** i jej modyfikacji.

Inwersja danych pomiarowych ERT przebiegała w następujących etapach.

1. Wykonanie pierwszej próby interpretacji w trybie ustawień domyślnych (*default*) dla opcji *robust*.
2. Analiza rozkładu tzw. błędów inwersji (które są związane z niemożliwością dopasowania teoretycznego modelu 2D do danych pomiarowych i z ewentualnymi błędami pomiarowymi). Usunięcie z całego zbioru danych tych, dla których taki indywidualny błąd przekraczał 20%. „Poprawione” dane traktowano dalej jako wejściowe.
3. Ostateczna inwersja z przetestowanym (dobranym) wcześniej ustawieniem parametrów inwersji *robust*. Rezultaty dla dziesiątej iteracji traktowano jako końcowe.
4. Opracowanie uzyskanych danych wynikowych w programie SURFER (Golden Software, LLC), z wykorzystaniem odpowiednio dobranej siatki interpolacyjnej i adekwatnej skali kolorystycznej dla oporności wyinterpretowanej ρ_{int} .

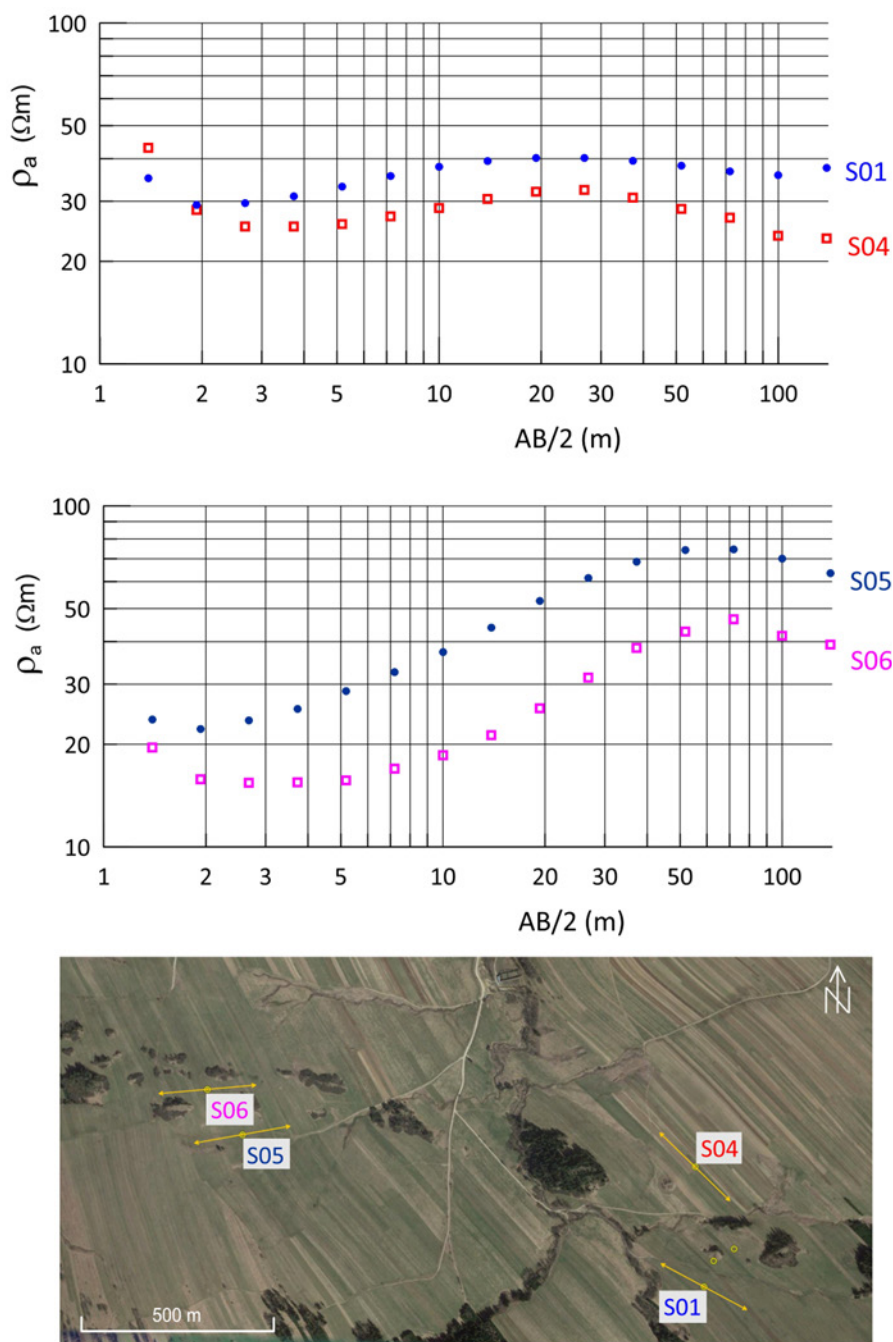
5.4. Wyniki badań elektrooporowych

5.4.1. Sondowania rekonesansowe

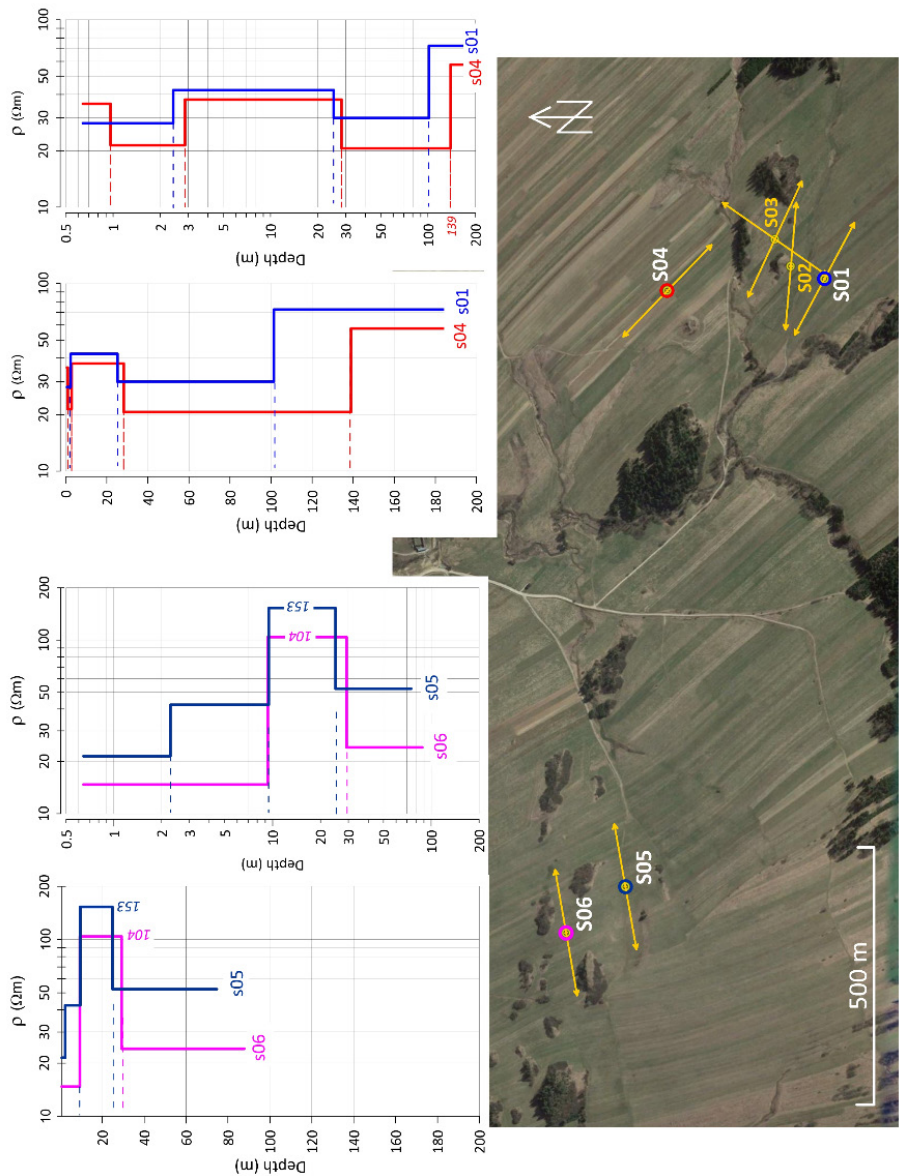
Miejsca wykonania sondowań przedstawiono na rysunku 5.4, a krzywe oporności pozornej wybrane do analizy porównawczej na rysunku 5.8.

Widać, że krzywe sondowań (rys. 5.8) nie są zaburzone, a ich dynamika (zakres zmienności wartości oporności pozornej) jest wyraźnie większa dla S05 i S06 niż dla S01 i S04. Na rysunku 5.9 zestawiono wyniki inwersji sondowań S05 i S06 oraz S01 i S04. Wyinterpretowane modele 1D przedstawiono w dwóch skalach głębokościowych: liniowej i logarytmicznej.

Z porównania wyinterpretowanych modeli (rys. 5.9) widać, że ośrodek geologiczny jest bardziej zróżnicowany opornościowo w rejonie sondowań S05 i S06. Przejawia się to większym zakresem zmienności oporności wyinterpretowanej (ok. 15–150 Ωm), jak i jej bardziej zróżnicowanym rozkładem z głębokością. Biorąc to pod uwagę i uwzględniając większe zagęszczenie występowania w terenie skałek tworzących BoLO (potencjalnych olistolitów), do badań zasadniczych metodą ERT2D wybrano fragment terenu przedstawiony na rysunku 5.1.



Rys. 5.8. Krzywe sondowań charakterystyczne dla dwóch rejonów badań rekonesansowych – por. rys. 5.1 (podkład: ortofotomapa – Google Earth)



Rys. 5.9. Wyinterpretowane modele 1D budowy ośrodka dla dwóch rejonów badań (podkład: ortofotomapa – Google Earth)

Warto zauważyć, że – w uproszczeniu – oporność utworów geologicznych sąsiadujących z BoLO jest niższa od strony północnej (model dla sondowania S04) niż od strony południowej (S01).

5.4.2. Tomografia elektrooporowa

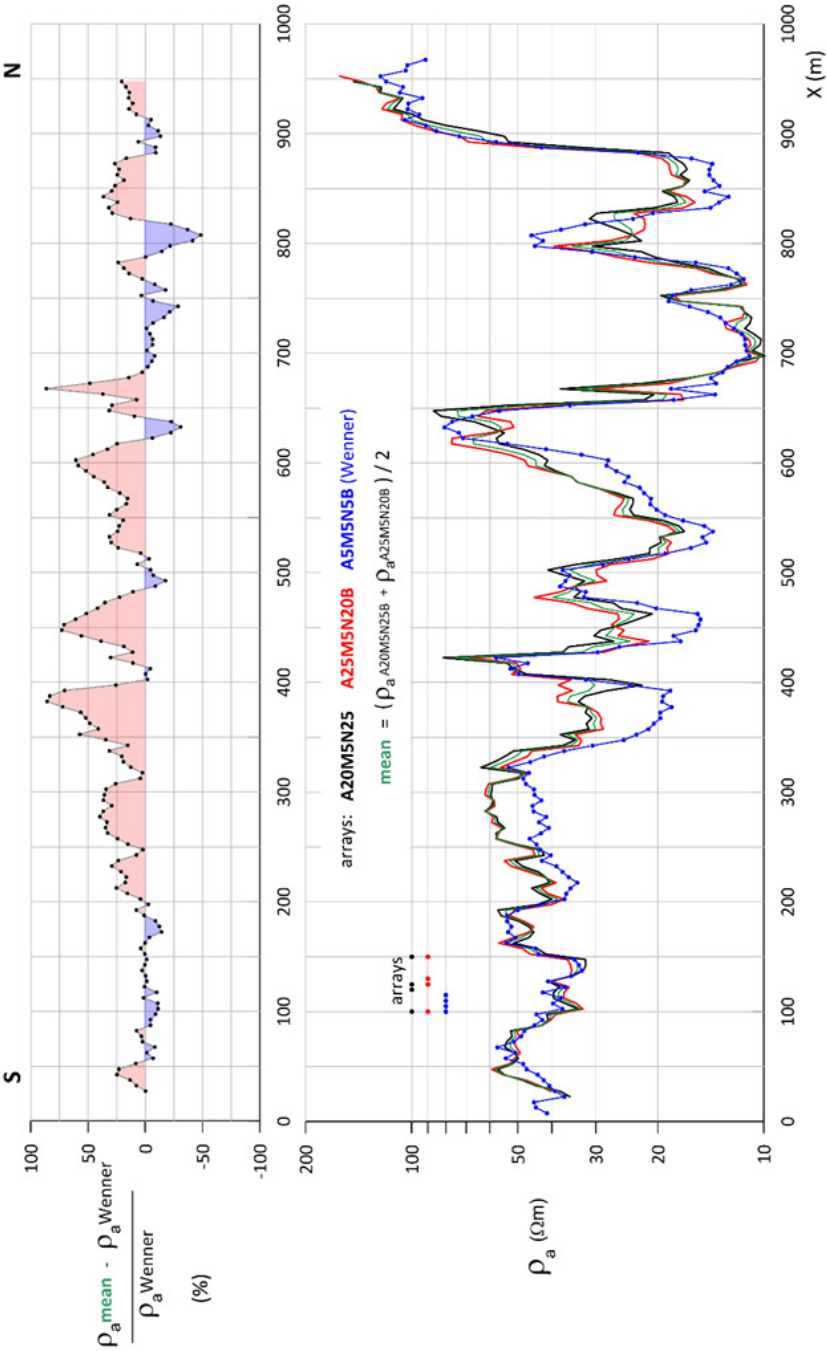
5.4.2.1. Analiza rozkładu oporności pozornej

Profil P01

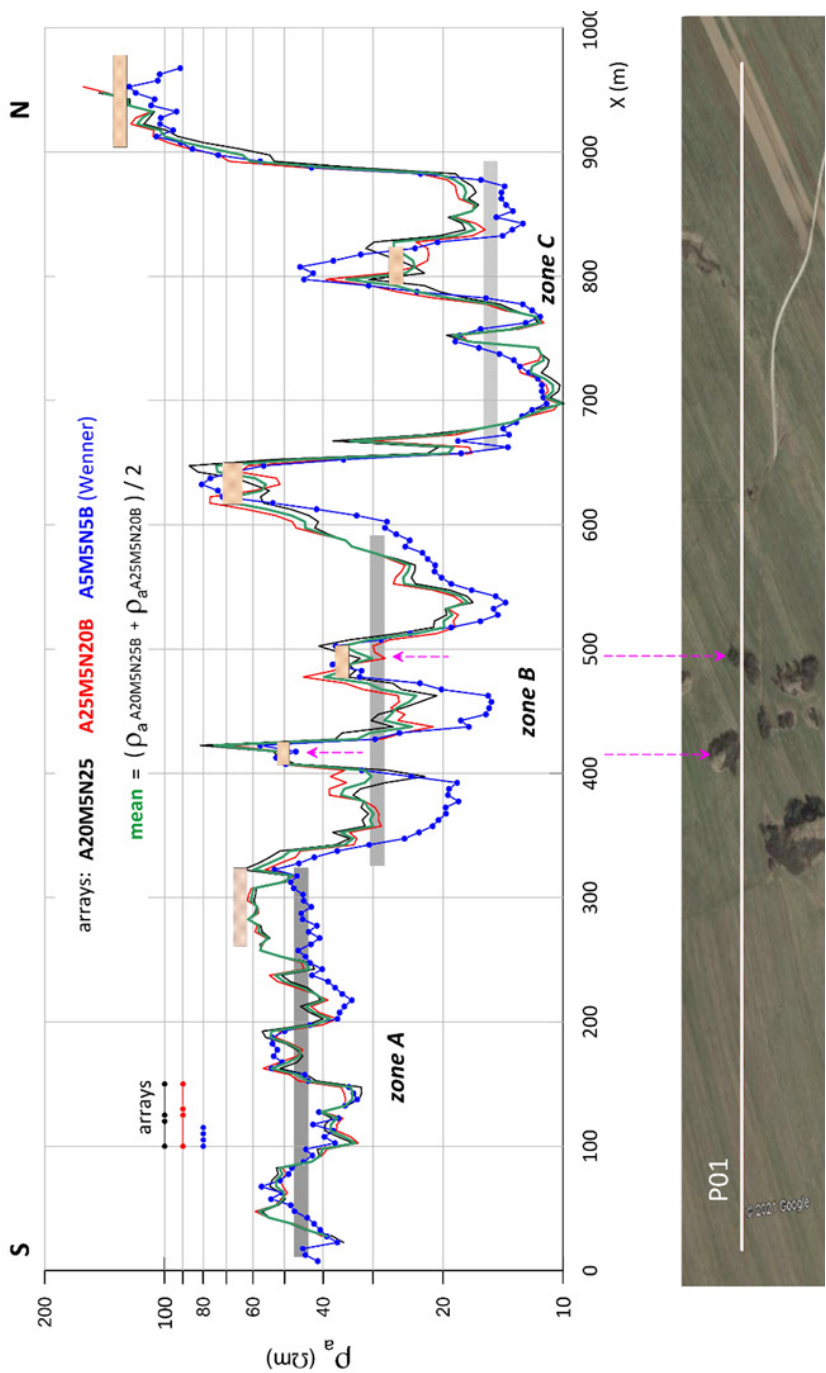
Wynikiem pomiarów ERT są wartości oporności pozornej ρ_a (dane surowe) dla stosowanych układów pomiarowych (pomiaru konkretnym układem dla całej linii badawczej są w istocie profilowaniem elektrooporowym [Telford i in., 1990]). W przypadku (opisanych w podrozdziale 5.2.2) układów o najmniejszym rozmiarze wartości te mogą – w przybliżeniu – charakteryzować rozkład oporności w utworach przypowierzchniowych (od powierzchni do kilku metrów głębokości). W związku z tym przeanalizowano dane ρ_a dla najmniejszego układu pomiarowego Wennera o rozmiarze $a = \Delta x = 5$ m (w zapisie symbolicznym: A5M5N5B) oraz nieco „głębszych”, asymetrycznych układów gradientowych A20M5N25B, A25M5N20B i ich średniej. Na rysunku 5.10 przedstawiono odpowiednie wykresy profilowania. Widać, że od strony południowej, do około 300. metra profilu, zmienność oporności pozornej jest najmniejsza – utrzymuje się w zakresie przeważnie 30–60 Ωm . W części centralnej dynamika zmian ρ_a wzrasta, natomiast ekstremalne wartości obserwujemy po stronie północnej profilu. Minimalne wartości ρ_a spadają tam do około 10 Ωm , a maksymalne dochodzą do około 150 Ωm . Tak niskie wartości oporności są zazwyczaj związane z utworami ilastymi (przykładowo ily mają najczęściej oporności z przedziału 10–15 Ωm). W górnej części rysunku 5.11 przedstawiono relację między pomiarem układem „głębszym” a „najpłytszym”. Wartości (procentowe) większe niż 0 wskazują na występowanie głębiej utworów o relatywnie wyższej oporności, a dla mniejszych niż 0 jest odwrotnie.

Oceniając ogólny charakter wykresów, można wydzielić (rys. 5.11) trzy strefy – A, B i C – różniące się średnimi wartościami oporności pozornej. Od południa zaznacza się najbardziej jednorodna *zone A* z opornościami ok. 40–45 Ωm , następnie w części centralnej *zone B*, w której przeciętne oporności to ok. 25–30 Ωm . W północnym, końcowym fragmencie profilu – *zone C* – średnie oporności spadają do wartości poniżej 15 Ωm , ale pod jego koniec ρ_a wzrastają do maksymalnych, zarejestrowanych wartości, ponad 100 Ωm .

W obrębie wydzielonych stref występują wyraźne anomalie wysokooporowe, oznaczone beżowymi prostokątnymi polami. W środkowej części *zone B* korelują się one z widocznymi w terenie skałkami wapiennymi (wskazanymi przez przerywane linie pionowe). Interesująca jest zwłaszcza anomalia wysokooporowa występująca między *zone B* i *zone C*, między 600. a 650. metrem profilu, w terenie relatywnie płaskim i pozbawionym skałek (wychodni).



Rys. 5.10. Rozkład oporności pozornych dla profilu P01 dla wybranych układów pomiarowych. Układy narysowane są symbolicznie z zachowaniem skali



Rys. 5.11. Analiza rozkładu oporności poziomych dla profilu P01 dla wybranych układów pomiarowych. Poniżej wykresów pokazano wyskalowany fragment zdjęcia terenu (podkład: ortofotomapa – Google Earth) z zaznaczonym przebiegiem profilu pomiędzy widocznymi skałkami wapiennymi

Powierzchniowy rozkład oporności pozornej dla układu Wennera

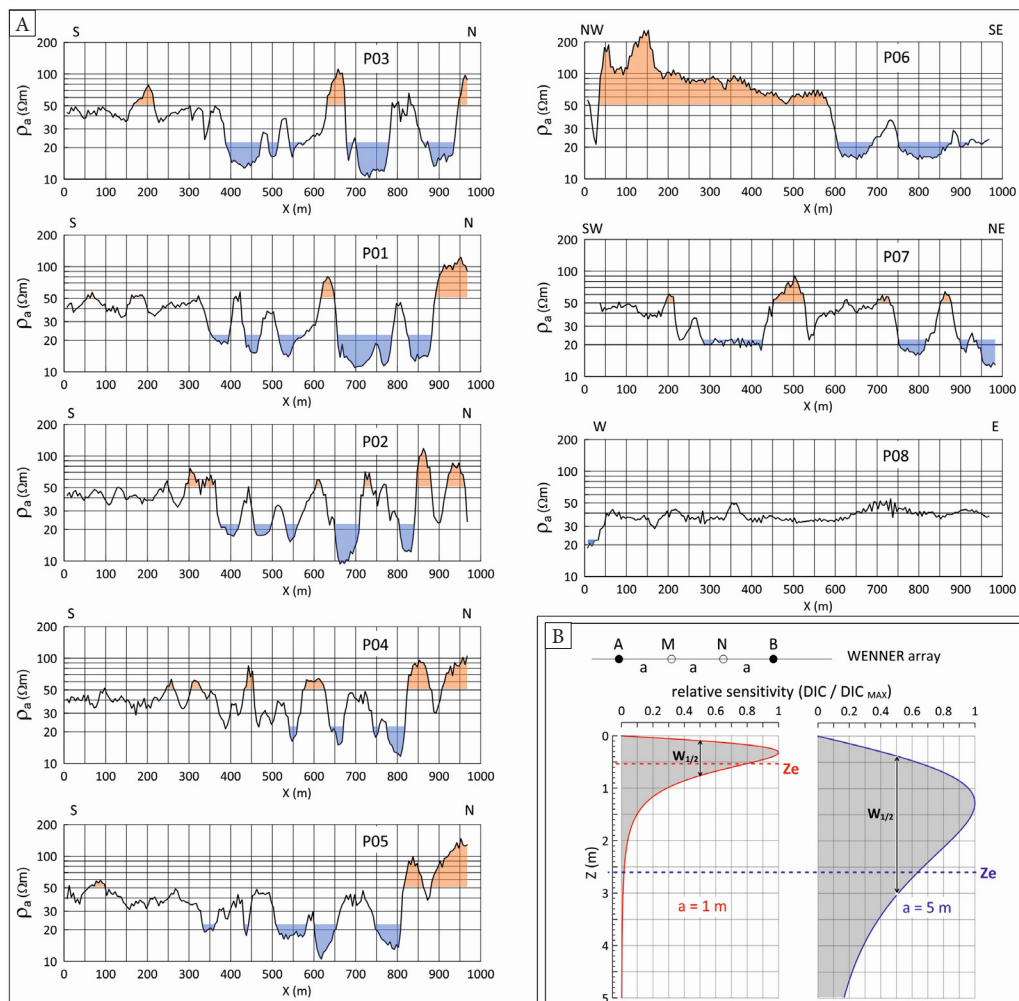
Na rysunku 5.12A przedstawiono wykresy profilowania elektrooporowego dla układu Wennera o $a = 5$ m dla wszystkich zrealizowanych linii pomiarowych ERT. Warto podkreślić, że układ pomiarowy Wennera „zbiera” informacje o oporności ośrodka z całej jego objętości, ale w specyficzny sposób (rys. 5.12B). W przypadku ośrodka jednorodnego i izotropowego najwięcej informacji pochodzi z głębokości odpowiadającej maksimum pokazanej krzywej. Linia przerywaną z opisem **Ze** oznaczono głębokość, dla której 50% informacji pochodzi z części ośrodka leżącej w warstwie ograniczonej linią przerywaną i powierzchnią. O rozdzielczości głębokościowej układu świadczy wielkość $W_{1/2}$. Przedstawione dwa przypadki rozmiaru układu Wennera ($a = 1$ m lub $a = 5$ m) wyraźnie pokazują, że zasięg głębokościowy (bezwzględny) rośnie z rozmiarem układu, ale towarzyszy mu spadek rozdzielczości. W przypadku rzeczywistego, niejednorodnego ośrodka pokazana krzywa jest bardziej skomplikowana i zależna od rozkładu oporności [Roy i Apparao, 1971].

Na rysunku 5.12A można zauważyć duże podobieństwo krzywych oporności pozornej dla profili P01, P02, P03, P04 i P05. Świadczy to o tym, że budowa przypowierzchniowego ośrodka geologicznego jest zbliżona do 2D. Widać, że od strony południowej dynamika zmienności oporności pozornej jest najmniejsza, a średnia oscyluje w zakresie ok. 40–45 Ω m. Po stronie północnej sytuacja jest inna. Pojawia się tam szeroka strefa, gdzie rejestrowano niskie oporności, często poniżej 20 Ω m, ograniczona od północy utworami wysokooporowymi, gdzie miejscami $\rho_a > 100$ Ω m.

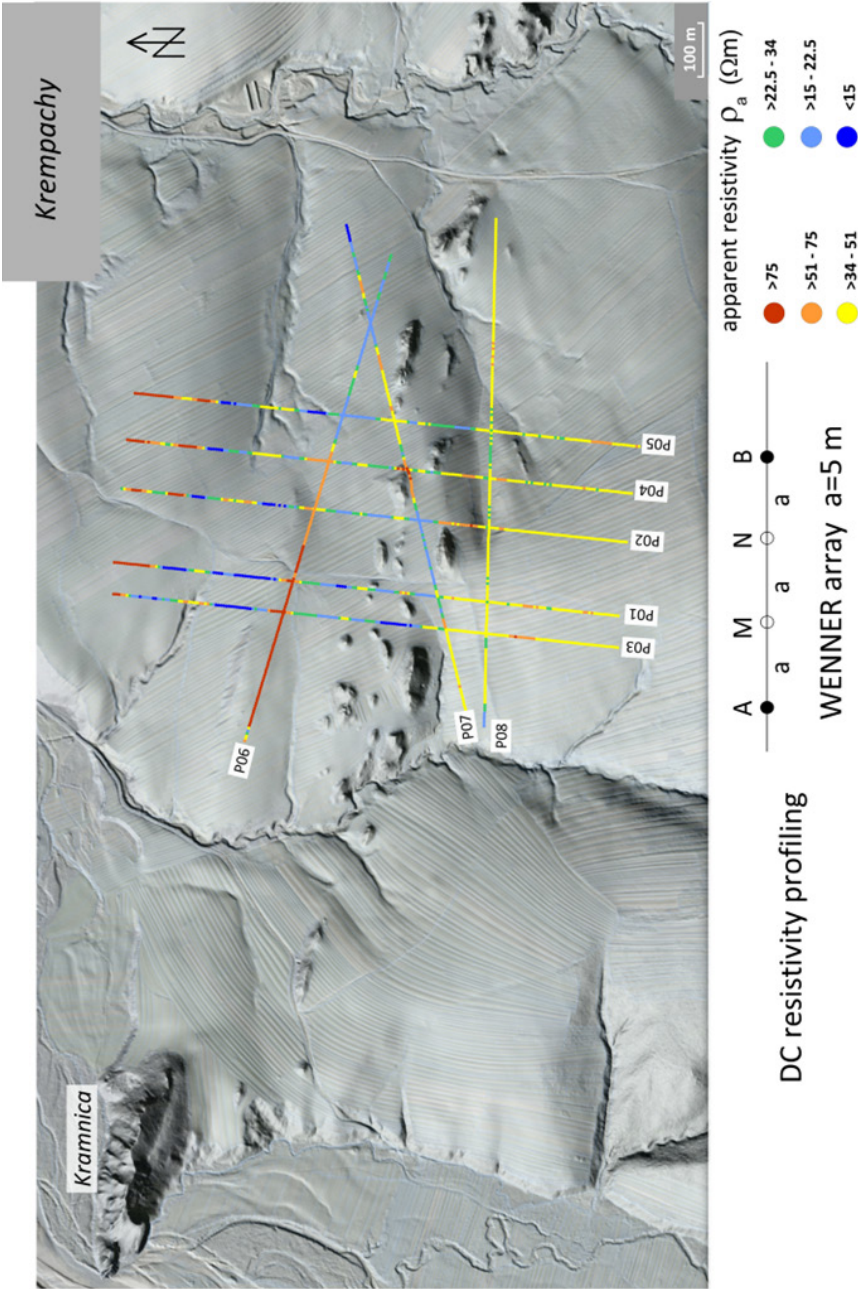
Taka specyfika rozkładu oporności pozornej widoczna jest dobrze w obrazie powierzchniowym na tle morfologii terenu i rozmieszczenia skałek BoLO (rys. 5.13). Przygotowano go, wykorzystując dane z rysunku 5.12 podzielone na kilka klas zmienności oporności pozornej. W formie podkładu wykorzystano mapę uzyskaną w ramach usługi WMS dostępnej w zakresie numerycznego modelu terenu, która prezentuje numeryczny model terenu (NMT) w postaci cieniowania w siatce 1 m $\times$ 1 m (www.geoportal.gov.pl).

W rozkładzie ρ_a widać strefowość wyraźnie korelującą z dominującym kierunkiem ułożenia wapiennych skałek (azymut SWW) tworzących BoLO (rys. 5.13). Od strony południowej przypowierzchniowe utwory (pierwsze około 2–3 m pod powierzchnią terenu) są względnie jednorodne, a przeważają oporności pozorne z zakresu ok. 35–50 Ω m. W części środkowej, w obrębie BoLO, rejestrowane wartości ρ_a są zmienne, ale jednocześnie niższe niż po stronie południowej. W całym obrazie wyróżnia się rozkład mierzonych wartości ρ_a na profilu P06. Od strony zachodniej dominują wartości duże, natomiast od strony wschodniej zdecydowanie niższe. Na północ od profilu P06 występuje wyraźna szeroka strefa niskooporowa mająca w swej środkowej części fragmenty o wyższej oporności. Krańcowa, północna część obszaru objętego badaniami ERT zdominowana jest przez największe zarejestrowane wartości oporności pozornej.

Jakkolwiek zasięg głębokościowy układu Wennera $a = 5$ m jest stosunkowo niewielki, to można zakładać, że rozkład mierzonej nim ρ_a oddaje w dużym stopniu geoelektryczny charakter pokrywy czwartorzędowej, a być może – zwłaszcza w miejscach, gdzie jest ona niewielka – także budowy głębszej. Znajduje to potwierdzenie w wynikach interpretacji ilościowej ERT przedstawionych w dalszej części tekstu.



Rys. 5.12. Wykresy profilowania elektrooporowego dla układu Wennera $a = 5$ m (A); charakterystyka układu Wennera: zasięg głębokościowy i rozdzielczość dla ośrodka jednorodnego, izotropowego (B)



Rys. 5.13. Rozkład oporności pozornej wyznaczonej dla układu Wennera ($a = 5\text{ m}$) w rejonie badań (podkład: wizualizacja numerycznego modelu terenu w formie cieniowania, źródło: www.geoportal.gov.pl)

5.4.2.2. Interpretacja ilościowa danych ERT

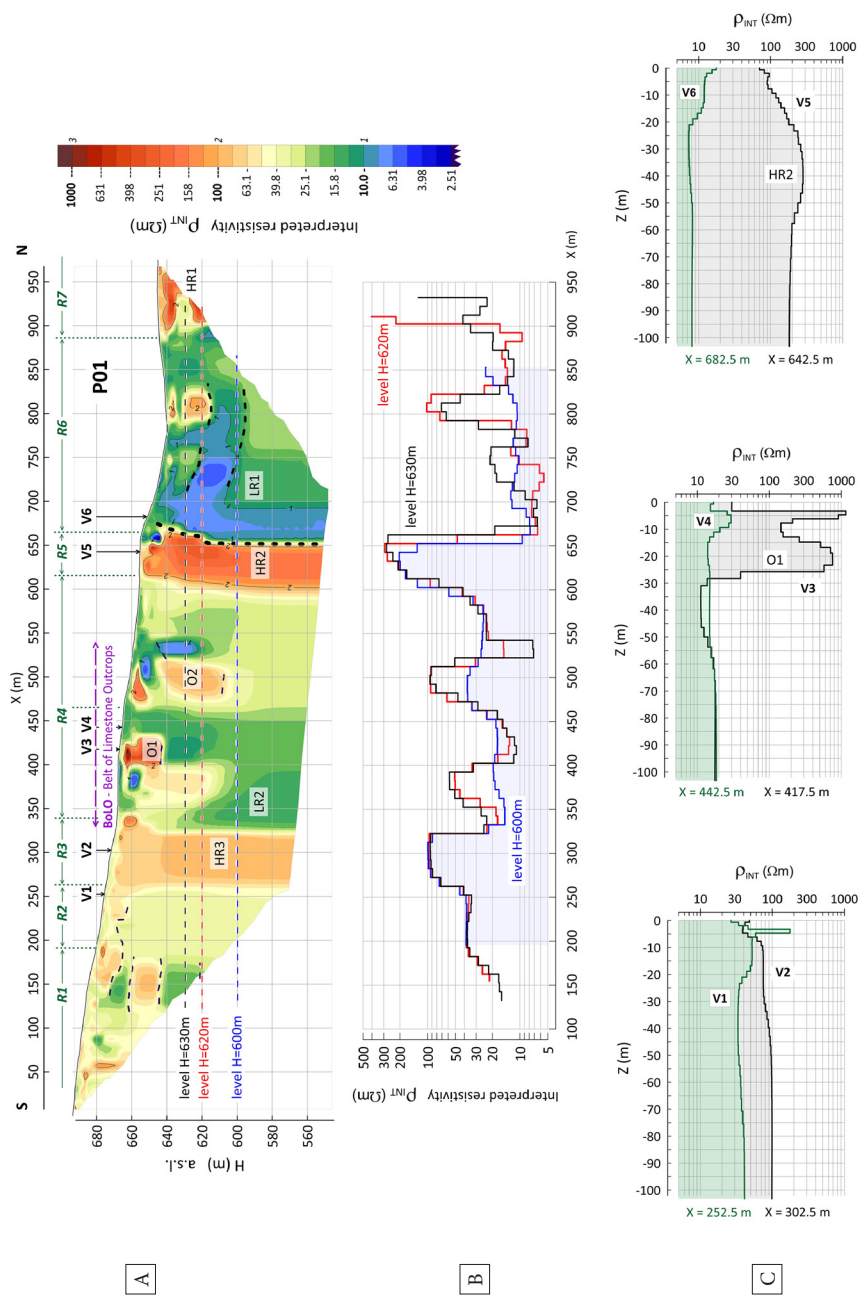
Przypominamy, że inwersja danych geoelektrycznych jest ze swej natury niejednoznaczna (por. podrozdz. 5.3). Niżej omawiamy wariant inwersji, który został przez nas uznany (po przeprowadzonych wielu próbach) jako w znacznym stopniu prawdopodobny.

Na rysunku 5.14 przedstawiony jest wynik interpretacji ilościowej ERT i jej analizy dla profilu P01. Symbolami **HR** oznaczono wyodrębnione anomalie/strefy wysokooporowe, a **LR** niskooporowe. Dodatkowo, symbolem **O** opisano wyróżniające się anomalie (obiekty) o charakterze trójwymiarowym (w kategoriach geologicznych mogłyby to być olistolity). W ramach szczegółowej analizy, w przedstawionym na rysunku 5.14A przekroju oporności wyinterpretowanej, wyznaczono miejsca występowania największej zmienności oporności wyinterpretowanej – obliczono jej gradienty poziome oraz pionowe. Jest to procedura przybliżona [Mościcki i in., 2014], ale może być pomocna w analizie geologicznej dotyczącej identyfikacji w ośrodku granic lub kontaktów natury litologicznej, tektonicznej lub strukturalnej [Bania i Woźniak, 2022; Woźniak i Bania, 2019a]. Miejsca gradientów ekstremalnych są oznaczone przerywanymi, czarnymi liniami. Najdobitniej zaznacza się kontakt pomiędzy strefą HR2 i LR1. Piszemy o nim niżej.

Na przekroju oporności wyinterpretowanej (rys. 5.14A) można wyodrębnić szereg stref – R1, R2, ..., R7. Od strony południowej w strefie R1 rozkład pionowych gradientów ρ_{int} może sugerować występowanie w ośrodku warstwowania (czarne, przerywane linie). W kierunku południowym, w strefie R2, ośrodek staje się bardziej jednorodny o opornościach około 40 Ωm . Dalej, w strefie R3, pojawia się wysokooporowa struktura HR3, sięgająca głęboko poza zasięg metody elektrooporowej, dla której oporność zmienia się w zakresie 60–100 Ωm . Występuje ona wyraźnie poza widocznymi, powierzchniowymi wychodniami wapieni w BoLO, po ich południowej stronie. W środkowej części przekroju, w strefie R4, widoczne są lokalne anomalie wysokooporowe, O1 i O2, oraz towarzyszące im anomalie niskooporowe. Położenie obiektów o wysokiej oporności generalnie koreluje z widocznymi na powierzchni wydzielonymi skałami wapiennymi (fragmentami BoLO). Właściwości elektryczne otaczającego je ośrodka niskooporowego związane są z litologią (przewaga składnika ilastego). Dalej w kierunku północnym, już poza BoLO, najbardziej interesujący jest kontakt stref R5 i R6. W strefie R5 występuje obiekt anomalny HR2 o wysokiej oporności, mający charakter prawie pionowego „muru” o szerokości około 50 m.

W tej monolitycznej formie wyinterpretowana wartość oporności elektrycznej zmienia się w zakresie 100–250 Ωm . Na północ anomalia HR2 gwałtownie przechodzi w anomalię niskooporową LR1. Kontakt tych obu form jest bardzo ostry (występuje tu ekstremalny gradient poziomy ρ_{int} – gruba linia przerywana), a przejściu towarzyszy drastyczny spadek oporności (kontrast ρ_{int} wynosi tu co najmniej około 20:1 – por. rys. 5.14C, wykres V6 vs V5).

5. Badania wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego na Spiszu...



Rys. 5.14. Inwersja danych ERT2D z profilu P01: A) przewidywany przekrój oporności wyinterpretowanej; B) zmienność oporności dla rzędnych 630 m, 620 m i 600 m; C) zmienność oporności w wybranych profilach pionowych V1, ..., V6 (źródło ilustracji: Bania i in., 2024, zmodyfikowane)

Oporność w anomalii LR1 spada miejscami poniżej 10 Ωm . W górnej części przekroju (dla $H > 600$ m n.p.m.) anomalia LR1 przechodzi w formę bardziej poziomą, rozciągającą się w kierunku północnym. W części strefy R6 rozkład interpretowanych gradientów pionowych (zaznaczony liniami przerywanymi) sugeruje możliwość występowania lokalnego warstwowania ośrodka geologicznego. Najbardziej północna część przekroju, strefa R7, zdominowana jest przez utwory wysokooporowe.

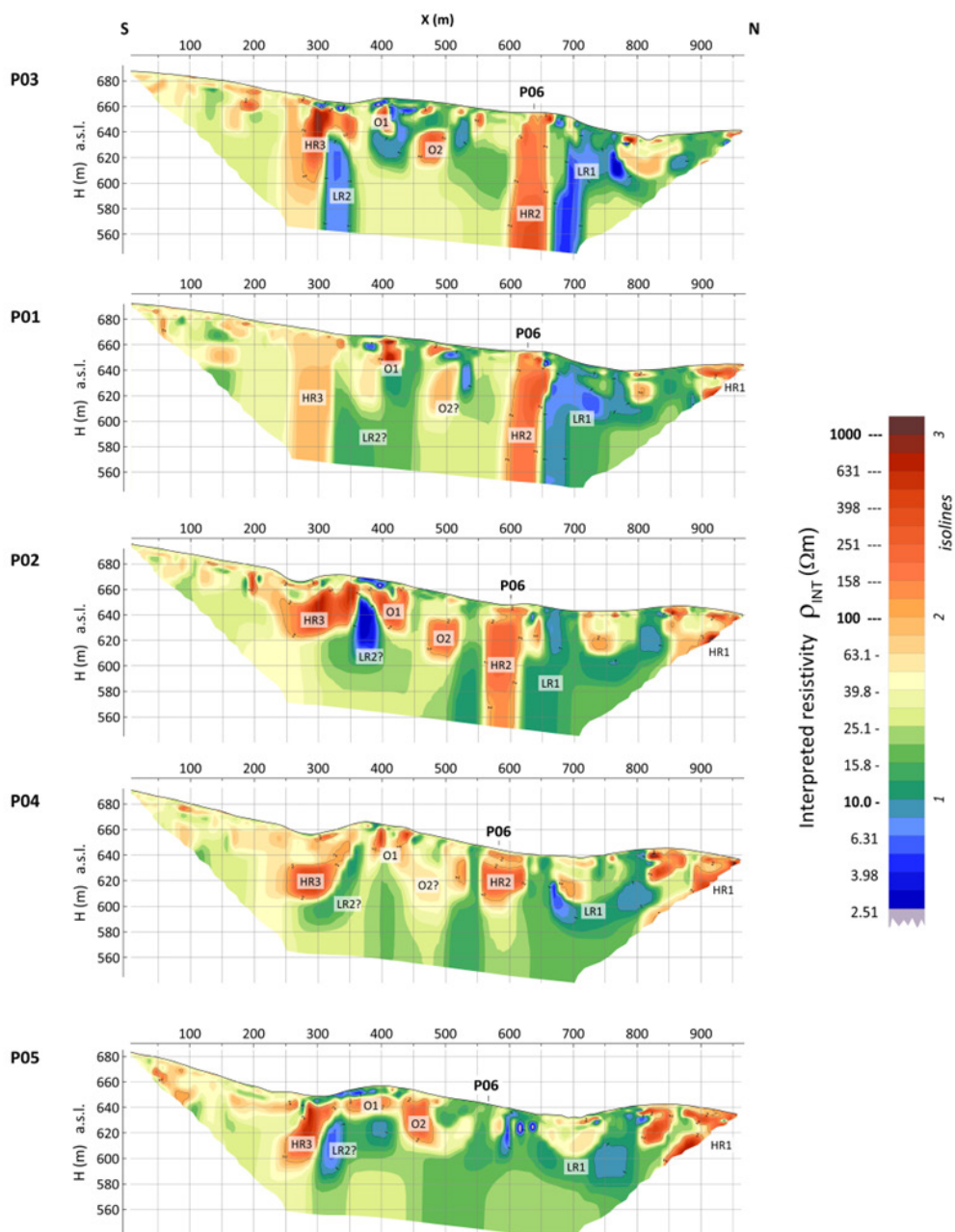
W celu pełniejszego scharakteryzowania budowy geoelektrycznej dla profilu P01 wyselekcjonowano – z dyskretnego, blokowego modelu wynikowego z inwersji – dane ρ_{int} dla rzędnych 630, 620 i 600 m n.p.m. (rys. 5.14B). Pozwala to lepiej zorientować się w możliwym zróżnicowaniu przestrzennym rozkładu oporności. Ciekawych wyników dostarcza również przeanalizowanie pionowej zmienności ρ_{int} w wybranych miejscach przekroju dla P01. Takie profile pionowe wyznaczono dla sześciu wybranych miejsc – V1, ..., V6 (rys. 5.14C). Jak można zauważyć, największe zróżnicowanie między utworami niskooporowymi a wysokooporowymi w całym zakresie głębokościowym (od powierzchni terenu do „dna” modelu interpretacyjnego) występuje dla miejsc V5 i V6, a więc dla wspomnianego wcześniej kontaktu stref R5 i R6.

Opisane wyżej prawidłowości oraz ich zmienność można prześledzić na przekrojach oporności wyinterpretowanej dla linii pomiarowych P02, P03, P04 i P05 równoległych do P01 i jednocześnie prostopadłych do BoLO (rys. 5.15).

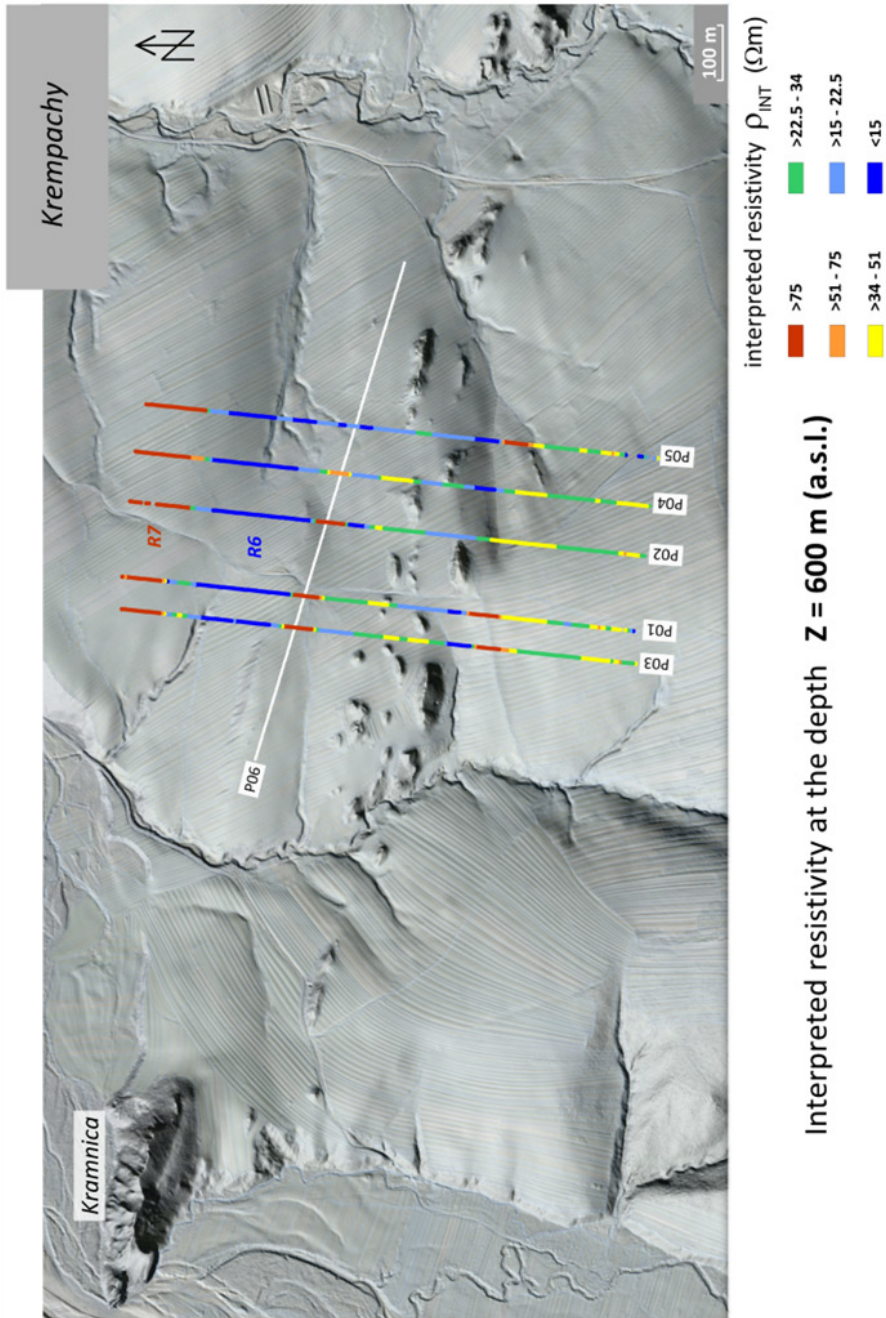
Jak widać na rysunku 5.15, anomalie (obiekty) elektrooporowe wyznaczone na przekroju P01 mają częściowo swoją kontynuację na sąsiednich liniach pomiarowych, wykazując jednocześnie zróżnicowanie w kształcie. Zwraca uwagę występująca na przekrojach – patrząc od strony zachodniej kolejno na P03, P01 i P02 – wspomniana anomalia wysokooporowa HR2 mająca formę prawie pionowego „muru”. W miarę przesuwania się od strony zachodniej do wschodniej anomalia ta wypłyca się i jednocześnie zmienia się przestrzenny rozkład oporności. W głębszych partiach tego obiektu oporność wyraźnie maleje. Ostatecznie na profilu P05 anomalii tej już nie obserwujemy. Z kolei po południowej stronie od pasa BoLO występuje ciąg obiektów HR3 o zróżnicowanym, nieregularnym przekroju. Na profilach P03 i P01 anomalie te mają charakter raczej pionowy, ale od profilu P02 i dalej na wschód przeważa forma bardziej pozioma, ograniczona głębokościowo. Warto zwrócić uwagę na szeroką strefę niskooporową LR1 (por. rys. 5.14, strefa R6). W swojej środkowej części jest ona wygięta (co wygląda jak quasi-synklina), sięga do głębokości 20–30 m i jest wypełniona utworami o wyższej oporności, sięgającej nawet 100 Ωm . W najbardziej północnej części przekrojów rozwija się strefa anomalii wysokooporowych HR1, poszerzająca się w kierunku wschodnim.

Wyniki inwersji 2D ERT można przedstawić w układzie powierzchniowym, uwidaczniając rozkład wyinterpretowanej oporności na różnych poziomach głębokościowych (rys. 5.16, 5.17). Omówione wcześniej (por. rys. 5.15) prawidłowości są tu dobrze widoczne.

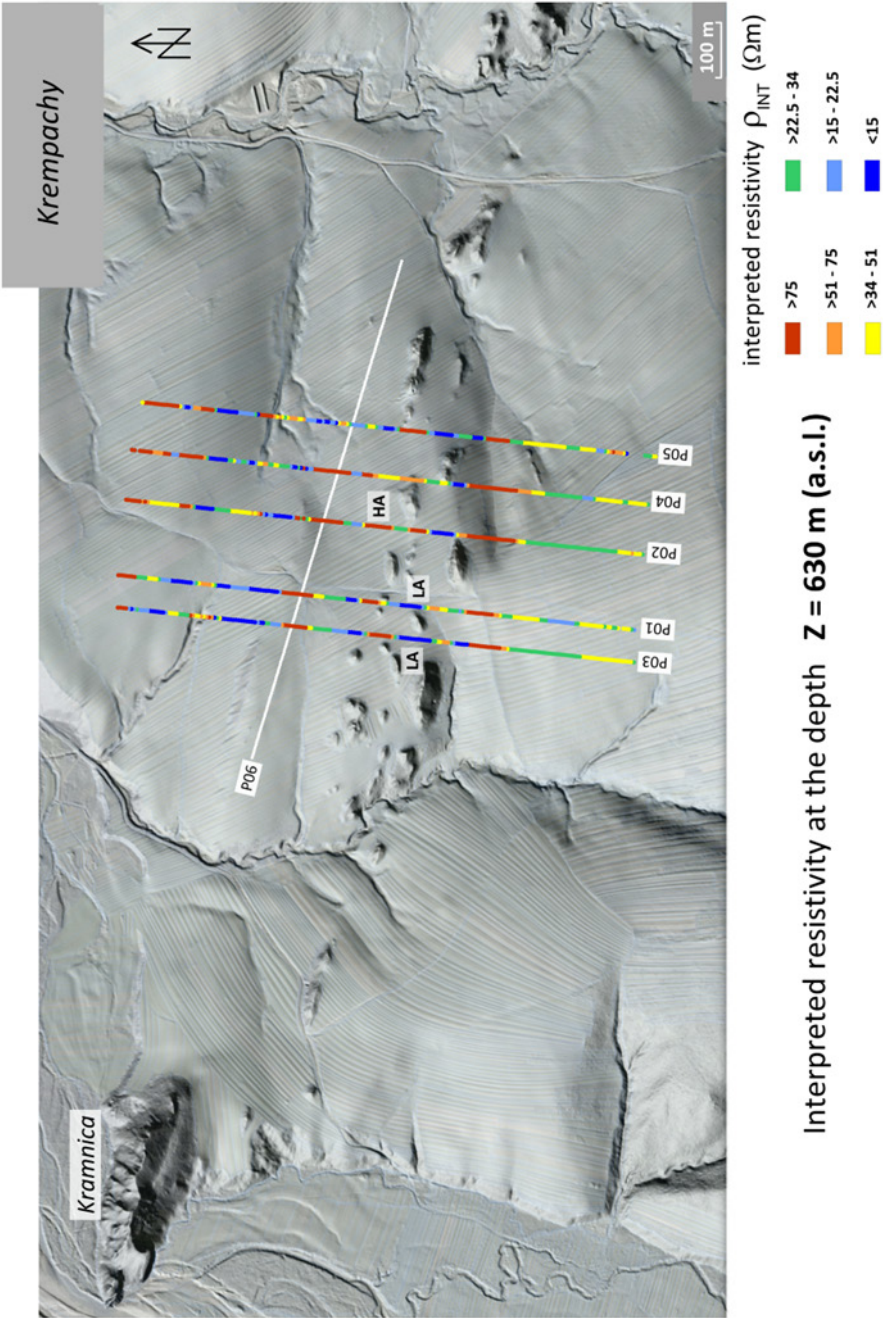
5. Badania wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego na Spiszu...



Rys. 5.15. Wyniki inwersji 2D danych ERT dla linii pomiarowych prostopadłych do BoLO:
 HR – anomalie/strefy wysokooporowe; LR – anomalie/strefy niskooporowe;
 O – anomalie (obiekty) o charakterze trójwymiarowym [Bania i in., 2024 – zmienione]



Rys. 5.16. Rozkład wyinterpretowanej oporności ρ_{int} dla rzędnej 600 m n.p.m.
(podkład: wizualizacja numerycznego modelu terenu w formie cieniowania, źródło: www.geoportal.gov.pl)



Rys. 5.17. Rozkład wyinterpretowanej oporności, ρ_{INT} dla rzędnej 630 m n.p.m. (podkład: NMT w formie cieniowania, źródło: www.geoportal.gov.pl)

Na poziomie głębokościowym $H = 600$ m n.p.m. (rys. 5.16) najwyraźniej zaznaczają się, wydzielone wcześniej na rysunku 5.14, strefy R6 i R7, w północnej części obszaru badań. Dobrze widoczna jest również anomalia HR2 (na linii pomiarowej P06). Widać też, że na tej głębokości obiekt HR3 nie jest rejestrowany na profilach P02 i P04. Świadczy to o jego zmiennym zasięgu głębokościowym. W południowej części obszaru badań ośrodek jest stosunkowo jednorodny, a oporności wynoszą około $30 \Omega\text{m}$.

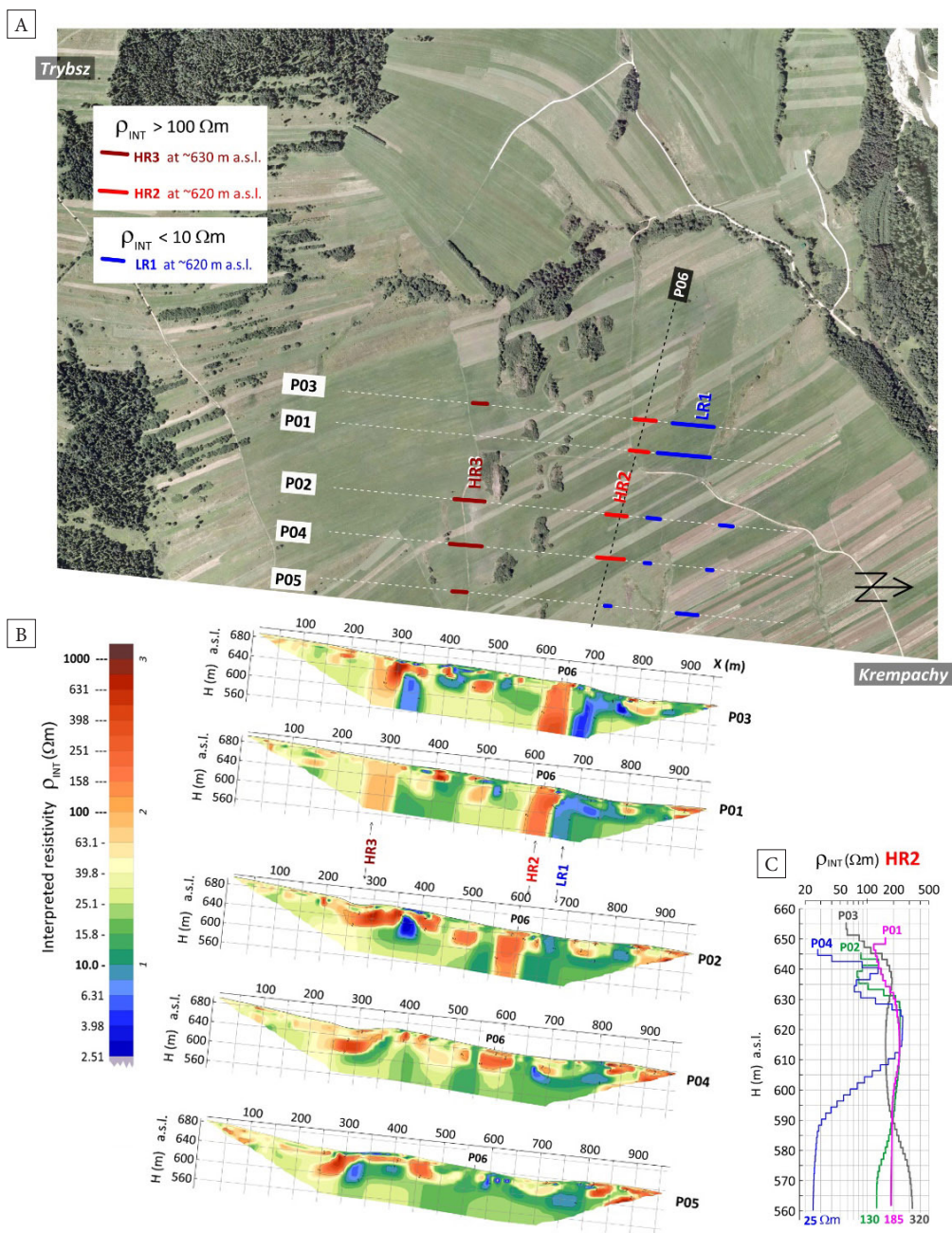
Ze względu na wysokie podobieństwo przebiegu oporności wyinterpretowanej dla poziomów $H = 620$ i 630 m n.p.m. (rys. 5.14B) prezentujemy i analizujemy tylko mapę dla poziomu $H = 630$ m n.p.m. (rys. 5.17). Można zauważyć, że na tym poziomie obraz rozkładu jest bardziej zróżnicowany w porównaniu z poziomem $H = 600$ m n.p.m. (rys. 5.16). Jednocześnie wysokooporowe anomalie HR2 i HR3 (por. rys. 5.14) są tu wyraźniej odwzorowane. Warto zwrócić uwagę na to, że w obrębie BoLO występują też anomalie elektrooporowe niekorelujące się dobrze z widocznymi na powierzchni skałkami. Wywołane są one prawdopodobnie przez wysokooporowe obiekty ukryte pod niedużym nadkładem, jak na przykład anomalia HA na profilu P02. Tym niemniej, w niektórych miejscach dobrze widoczne skałki nie wywołują anomalii wysokooporowych. Przykładem jest skałka leżąca między profilami P01 i P03, na których występują anomalie niskooporowe LA (a nie wysokooporowe, jak można byłoby się spodziewać). Związane jest to zapewne z niewielkim zasięgiem podpowierzchniowych fragmentów owej skałki (małej głębokości jej zalegania), co z kolei może świadczyć, że skałka jestolistolitem płytko zanurzonym w ośrodku niskooporowym.

W celu lepszego zobrazowania rozmieszczenia obiektów anomalnych w odniesieniu do morfologii terenu badań zestawiono wyniki inwersji ERT na profilach przedstawionych w skali 1:1 oraz pokazano lokalizację wybranych anomalii, dla dwóch poziomów głębokościowych, w rzucie na powierzchnię terenu (rys. 5.18A, B).

Opisany wcześniej „mur” HR2 (który może być odwzorowaniem obecności utworów wysokooporowych, na przykład wapieni), występujący po stronie północnej BoLO, zmienia swój charakter głębokościowy na kolejnych profilach. Można zauważyć, że od zachodu na wschód (kolejno P03, P01, P02 i P04) rozkład oporności z głębokością ulega modyfikacji. Jest to dobrze widoczne na zestawieniu pokazanym na rysunku 5.18C. Przedstawia ono zmienność oporności wyinterpretowanej z głębokością na profilach ERT w miejscach, w których przecinają się z one z profilem P06. Generalizując: w zakresie płytszym, do rzędnej około 615 m n.p.m. oporności rosną, ale w niewielkim stopniu, natomiast głębiej wyraźnie maleją. Na profilu P05 „mur” zanika i już w ogóle nie przejawia się w postaci anomalii wysokooporowej.

Od strony południowej do BoLO przylega pas anomalii HR3 (rys. 5.18A), ale ich kształt jest bardziej skomplikowany przestrzennie (rys. 5.18B). Początkowo, na P03 i P01, dominuje orientacja pionowa, ale dalej na wschód – P02, P04 i P05 – obiekt ten (obiekty?) ma formę bardziej poziomą i wyraźnie ograniczoną głębokościowo.

5. Badania wybranego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego na Spiszu...



Rys. 5.18. Zestawienie wyników badań ERT: A) mapa obszaru badań wraz z lokalizacją profili ERT i wybranych anomalii (podkład: ortofotomapa – Google Earth); B) wyniki inwersji ERT2D; C) profile głębokościowe oporności wyinterpretowanej

Zwraca też uwagę szeroka strefa LR1 utworów o niskiej oporności, $\rho_{\text{int}} < 10 \Omega\text{m}$, przylegająca do HR2 od strony północnej. W swoim środkowym fragmencie jest ona wypełniona w części przypowierzchniowej utworami o zdecydowanie wyższej oporności (kilkadziesiąt omometrów). Mają one powtarzający się na kolejnych profilach kształt „quasi-synklinalny” co może mieć związek z tektoniczną (płaszczowinową) genezą PPS.

5.5. Podsumowanie.

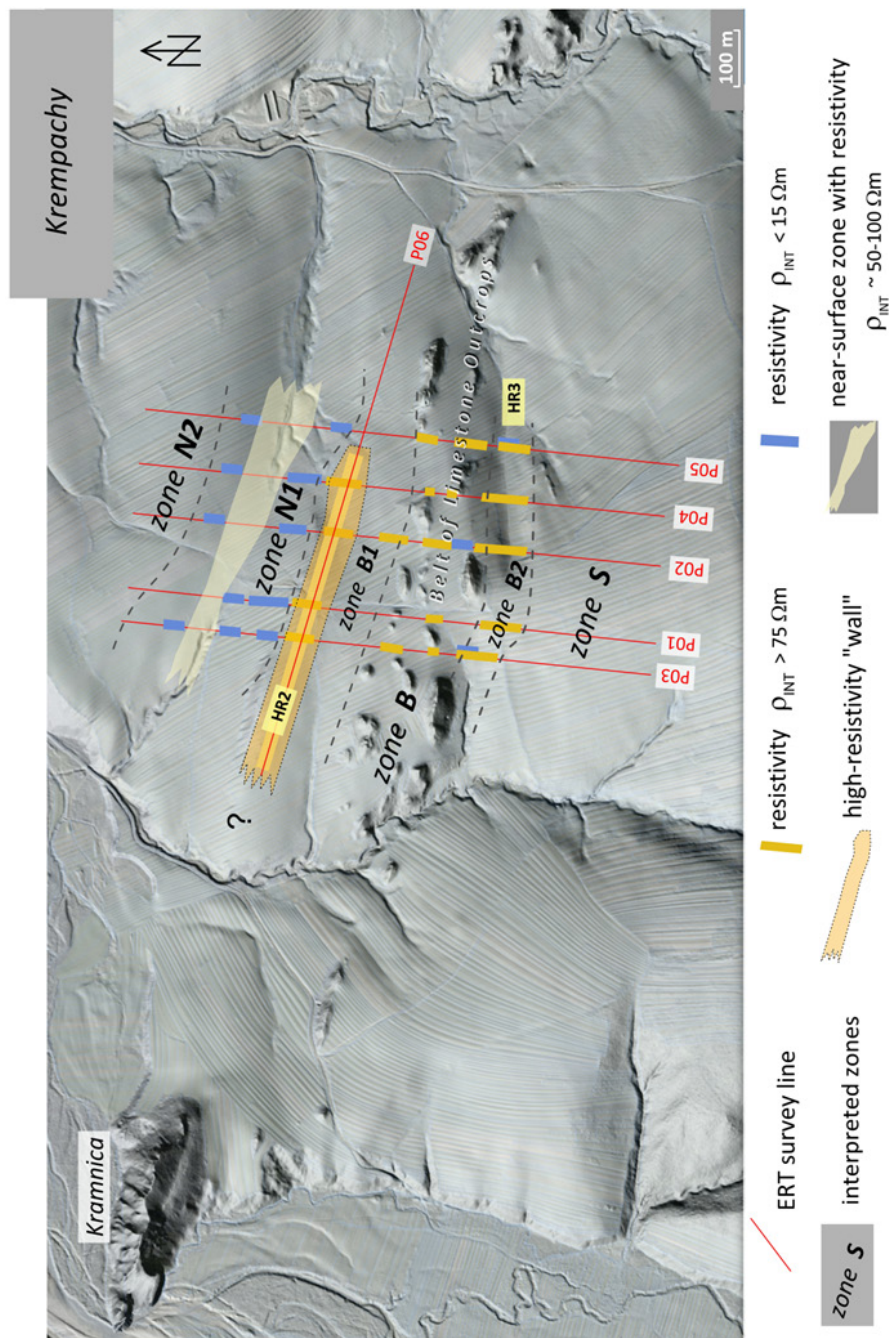
Model budowy geoelektrycznej z sugestiami geologicznymi

Wyniki interpretacji badań ERT2D (a zwłaszcza analiza zestawień przekrojów pokazanych na rysunkach 5.16–5.18) umożliwiają przedstawienie modelu budowy geoelektrycznej przebadanego fragmentu PPS (rys. 5.19). Traktować tę propozycję należy jako jedną z możliwych hipotez, pamiętając o specyficznych cechach metody tomografii elektrooporowej.

Na rysunku 5.19 zaznaczono linie pomiarowe ERT2D oraz symbolicznie wyróżnione w toku interpretacji elementy charakterystyki geoelektrycznej ośrodka.

Na podstawie przedstawionej wyżej interpretacji i analizy badań ERT2D można sformułować kilka istotnych wniosków.

Budowa ma charakter strefowy o ogólnym przebiegu WWN-EES, takim, jaki mają widoczne na powierzchni skałki wapienne tworzące pas wychodni – BoLO. Od strony północnej, w strefie **N2**, blisko powierzchni pojawiają się utwory o opornościach powyżej $100 \Omega\text{m}$; nie ma tu jednak widocznych na powierzchni utworów wapiennych ani ich zwietrzeliny. Być może występują tu utwory fliszowe z dominacją piaskowców; ujawniają się one w wynikach inwersji ERT2D na większych głębokościach (strefa R7). Dalej, w kierunku południowym, pojawia się szeroka strefa, **N1**, ośrodka o niskiej oporności, takiej, jaka charakteryzuje utwory z dominacją frakcji ilastej. W środkowej części strefy **N1** zaznacza się pas utworów o opornościach ok. $50\text{--}100 \Omega\text{m}$, ograniczony głębokościowo, miejscami sięgający do głębokości $20\text{--}30 \text{ m}$ poniżej powierzchni terenu; tworzą one w przekroju formę geometrycznie podobną do synkliny. Strefa niskooporowa **N1** jest od południa ograniczona najwyraźniejszą anomalią wysokooporową mającą charakter swoistego „muru” – HR2 – strefa **B1**; forma ta w swojej części zachodniej (profile P03, P01 i P02) może sięgać do głębokości co najmniej 100 m ; zanika ona dosyć gwałtownie po stronie wschodniej (brak jej na profilu P05). Azymut przebiegu „muru” uderzająco pokrywa się z azymutem rozciągłości góry Kramnicy. Być może jest to jej przedłużenie, ukryte pod powierzchnią terenu. W pasie występowania skałek na powierzchni (BoLO) – strefa **B** – pojawiają się miejscami lokalne anomalie wysokooporowe korelujące ze skałkami, ale nie mają one charakteru form „głębokich” (olistolity?).



Rys. 5.19. Elementy budowy geoelektrycznej zbadanego fragmentu pienińskiego pasa skałkowego (podkład: NMT w formie cieniowania, źródło: www.geoportal.gov.pl) [Bania i in. 2024 – zmienne]

Od strony południowej, poza wychodniami wapiennymi BoLO, zaznacza się strefa **B2**, w której anomalie wybitnie wysokooporowe HR3 pojawiają się na profilach P03, P01, P02, P04 i P05. Stanowią swego rodzaju nieregularny pas o zróżnicowanym „przekroju” i zmiennym zasięgu głębokościowym, jednak przeważnie ograniczonym do 40–50 m poniżej powierzchni terenu; z informacji geologicznych wynika, że mogą one być identyfikowane z wapieniami (*cherty limestones*). Od strony południowej, w strefie **S**, występują mało zróżnicowane utwory o opornościach około 40 Ωm (flisz?). Sytuacja jest tu wyraźnie odmienna od warunków po północnej stronie BoLO.

Część z powyższych uwag, w nawiązaniu do wyników kartowania geologicznego [Cichostępski i in., 2024], jest przedstawiona w publikacji Bani i in. [2024]. Z porównania dostępnych danych geologicznych [Cichostępski i in., 2024] z wynikami badań geoelektrycznych dla badanego fragmentu PPS wynika, że istnieje jedynie częściowa korelacja pomiędzy rozkładem oporności w ośrodku geologicznym a przedstawianą budową geologiczną. Występują też wyraźne różnice.

Wybrane oznaczenia występujące w rozdziale:

- PPS** – pieniński pas skałkowy
- BoLO** – pas wychodni wapieni w formie skałek (*belt of limestone outcrops*)
- VES** – sondowanie elektrooporowe (*vertical electrical sounding*)
- ERT** – tomografia elektrooporowa (*electrical resistivity tomography*)
- ERT2D** – badanie metodą ERT wzdłuż prostoliniowego profilu (pojedynczego)
 - 1D** – opisuje sytuację lub model, który jest idealnie jednowymiarowy w sensie geofizycznym, geologicznym, morfologicznym itp. Na przykład układ jednorodnych warstw równoległych do płaskiej powierzchni ziemi
 - 2D** – opisuje sytuację lub model, który jest idealnie dwuwymiarowy. Na przykład antyklina przecięta profilem prostopadłym do jej osi podłużnej, uskoki zrzutowe lub fałd badane na linii prostopadłej do rozciągłości
 - 3D** – sytuacja, gdy wszystkie parametry i budowa mogą zmieniać się w dowolnych kierunkach
- ρ** – **elektryczna oporność właściwa ośrodka** – właściwość fizyczna skały lub ośrodka określająca jego zdolność do przewodzenia prądu; wyrażana w omometrach (Ωm)
- ρ_a** – **oporność pozorna** – wielkość będąca wynikiem pomiaru, modelowania lub obliczeń dla konkretnego układu pomiarowego; **nie jest to jednak właściwość skały i wymaga interpretacji**; wyrażana w omometrach (Ωm)

ρ_{int} – **oporność wyinterpretowana** – uzyskana na podstawie ilościowej interpretacji rozkładu wartości ρ_a ; jest to wyliczona oporność (właściwość) ośrodka dla założonego modelu interpretacyjnego; nie powinno się jej utożsamiać z faktyczną opornością właściwą z uwagi na niejednoznaczność interpretacji; wyrażana w omometrach (Ωm)

inwersja – ilościowa interpretacja geofizycznych danych pomiarowych lub modelowych

Prace badawcze uzyskały wsparcie z grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241.

Bibliografia

- Akinbiyi O.A., Oladunjoye M.A., Sanuade O.A., Oyedepi O., 2019. Geophysical characterization and hydraulic properties of unconsolidated floodplain aquifer system in Wamako area, Sokoto State, north-western Nigeria. *Applied Water Science*, 9, 177. <https://doi.org/10.1007/s13201-019-1065-y>.
- Antoniuk J., Mościcki J., 1995a. Badania geoelektryczne przy rozpoznawaniu i dokumentowaniu złóż gipsów [Geoelectric research in gypsum deposits geology], [w:] C. Peszat, J. Jarzyna (red.), *Geologiczne i geofizyczne badania podstawowe w poszukiwaniach, rozpoznawaniu i ocenie złóż surowców skalnych. Materiały konferencji naukowej. Krynica, 28–30 września 1995 r., Perła Polskich Uzdrowisk*, Krynica, 3–15.
- Antoniuk J., Mościcki J., 1995b. Badanie miąższości nadkładu oraz kartowanie form kraśowych w stropie złóż wapieni metodą elektrooporową [DC resistivity research of the overburden thickness and karst forms in limestone deposits], [w:] C. Peszat, J. Jarzyna (red.), *Geologiczne i geofizyczne badania podstawowe w poszukiwaniach, rozpoznawaniu i ocenie złóż surowców skalnych. Materiały konferencji naukowej. Krynica, 28–30 września 1995 r., Perła Polskich Uzdrowisk*, Krynica, 17–25.
- Antoniuk J., Górecki J., Mościcki W.J., Szwed E., 2005. Geofizyczne wspomaganie prac dokumentacyjnych na świętokrzyskich złożach kopalin węglanowych [Geophysical support of documentation of carbonate rock deposits in the Świętokrzyskie Mts.]. *Prace Naukowe Instytutu Górnictwa Politechniki Wrocławskiej. Konferencje*, 109(41), 3–12.
- Bania G., Ćwiklik M., 2013. 2D Electrical Resistivity Tomography interpretation ambiguity – example of field studies supported with analogue and numerical modelling. *Geology, Geophysics & Environment*, 39(4), 331–339. <https://doi.org/10.7494/geol.2013.39.4.331>.
- Bania G., Woźniak T., 2022 Subsurface imaging of fluvial deposits of the Wisła River valley in Kraków (southern Poland) by 2D ERT survey. *Geological Quarterly*, 66(3), 23. <https://doi.org/10.7306/gq.1655>.
- Bania G., Mościcki W.J., Golonka J., 2024. ERT field survey supported with numerical and analogue modeling applied to study a fragment of the Pieniny Klippen Belt (Spisz Pieniny Mountains, southern Poland). *Geological Quarterly*, 68(22). <https://doi.org/10.7306/gq.1750>.
- Bobachev A., 2010. *Resistivity Sounding Interpretation – IPI2Win*. Moscow State University, Moscow.

- Chambers J.E., Wilkinson P.B., Wardrop D., Hameed A., Hill I., Jeffrey C., Loke M.H., Meldrum P.I., Kuras O., Cave M., Gunn D.A., 2012. Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography. *Geomorphology*, 177–178, 17–25. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.03.034>.
- Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waśkowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (Southern Poland). *Minerals*, 14(2), 155. <https://doi.org/10.3390/min14020155>.
- Dahlin T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break*, 14(7), 275–283. <https://doi.org/10.3997/1365-2397.1996014>.
- Dahlin T., 2001. The development of electrical imaging techniques. *Computers and Geosciences*, 27(9), 1019–1029. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00160-6](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00160-6).
- Dortman N.B., 1992. *Petrofizika: Sprawocznik. W trzech książkach. Księga pierwsza. Gornyje porody i poleznyje iskopajemyje*. Niedra, Moskwa [Дортман Н.Б., 1992. *Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые*. Недра, Москва].
- Hirsch M., Bentley L.R., Dietrich P., 2008. A comparison of electrical resistivity, ground penetrating radar and seismic refraction results at a river terrace site. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 13(4), 325–333. <https://doi.org/10.2113/jeeeg13.4.325>.
- Keller G.V., Frischknecht F.C., 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. International Series of Monographs in Electromagnetic Waves, 10, Pergamon Press, Oxford – London – Edinburgh – New York – Toronto – Paris – Braunschweig.
- Kobranova V.N., 1990. *Petrophysics*. Springer-Verlag, New York.
- Koefoed O., 1979. *Geosounding Principles, 1. Resistivity Sounding Measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam – Oxford – New York.
- Loke M.H., 2003. Rapid 2D resistivity & IP inversion using the least-squares method. Geotomo Software [manual], Malaysia.
- Loke M.H., 2012. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Geotomo Software, Malaysia.
- Loke M.H., Acworth I., Dahlin T., 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34(3), 182–187. <https://doi.org/10.1071/eg03182>.
- McNeill D.J., 1980. *Electrical Conductivity of Soils and Rocks*. Geonics Limited, Technical Note TN-5, Ontario, Canada.
- Metwaly M., AlFouzan F., 2013. Application of 2-D geoelectrical resistivity tomography for subsurface cavity detection in the eastern part of Saudi Arabia. *Geoscience Frontiers*, 4(4), 469–476. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.12.005>.
- Mościcki W.J., 2005. *Characterization of near-surface sediments based on DC resistivity soundings in the Starunia area, fore-Carpathian region, Ukraine*, [w:] M.J. Kotarba (ed.), *Polish and Ukrainian geological studies (2004–2005) at Starunia – the area of discoveries of woolly rhinoceroses*, Polish Geological Institute and Society of Research on Environmental Changes “Geosphere”, Warszawa – Kraków.
- Mościcki W.J., Antoniuk J., 1999. *Metodyka obrazowania elektrooporowego (resistivity imaging). Przykład badań dla celów geologiczno-inżynierskich*, [w:] *Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska: V konferencja naukowo-techniczna Jubileusz 50-lecia nauczania geofizyki w Akademii Górniczo-Hutniczej*. Kraków, 23 czerwca 1999 roku, ARBOR, Kraków, 315–325.

- Mościcki W.J., Bania G., Ćwiklik M., Borecka A., 2014. DC resistivity studies of shallow geology in the vicinity of Vistula River flood bank in Czernichow village (near Krakow in Poland). *Studia Geotechnica et Mechanica*, 36(1), 63–70. <https://doi.org/10.2478/sgem-2014-0008>.
- Nur Amalina M.K.A., Nordiana M.M., Bery A.A., bin Anuar M.N.A., Maslinda U., Sulaiman N., Saharudin M.A., Hisham H., Nordiana A.N., Taquiuddin Z.M., 2017. Application of 2-D resistivity imaging and seismic refraction method in identifying the structural geological contact of sedimentary lithologies. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 62, 012005. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/62/1/012005>.
- Roy A., Apparao A., 1971. Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36(5), 943–959. <https://doi.org/10.1190/1.1440226>.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge – New York – Port Chester – Melbourne – Sydney.
- Woźniak T., Bania G., 2019a. Analysis of the tectonic and sedimentary features of the southern margin of the Krzeszowice Graben in Southern Poland based on an integrated geoelectrical and geological studies. *Journal of Applied Geophysics*, 165, 60–76. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.04.010>.
- Woźniak T., Bania G., 2019b. Integrated geoelectrical and geological data sets for shallow structure characterization of the southern margin of the Krzeszowice Graben (Southern Poland). *Data in Brief*, 25, 104157. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2019.104157>.
- Woźniak T., Bania G., Mościcki W.J., Ćwiklik M., 2018. Electrical resistivity tomography (ERT) and sedimentological analysis applied to investigation of Upper Jurassic limestones from the Krzeszowice Graben (Kraków Upland, southern Poland). *Geological Quarterly*, 62(2), 287–302. <https://doi.org/10.7306/gq.1403>.

Rozpoznanie płytkiej struktury pienińskiego pasa skałkowego z wykorzystaniem sejsmicznej tomografii refrakcyjnej

Kamil Cichostępski* , Jerzy Dec* 

ORCID IDs: 0000-0001-7982-4763 (K. Cichostępski), 0000-0002-2911-5771 (J. Dec)

Pieniny Klippen Belt in the seismic refraction tomography image

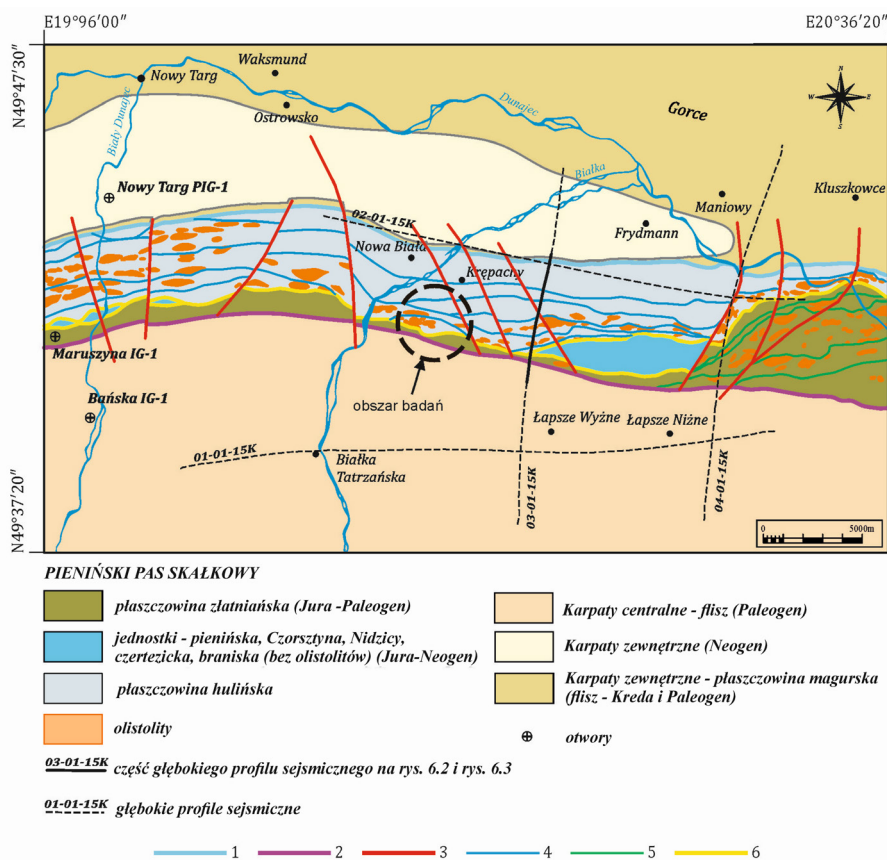
The Pieniny Klippen Belt (PKB) is located between the Central and the Outer (Flysch) Carpathians and forms a narrow zone with a complex structure, often described as a *mélange*. The structure of the PPS is still controversial and ambiguous. To assist in the geological interpretation of the PPS *mélange* in the Pieniny Spiskie region (southern Poland), seismic refraction tomography was conducted. They showed significant horizontal and vertical changes in the velocity of seismic waves revealing the complex geological structure of the area. The Złatne, Branisko, Hulina Units and Jarmuta Formation were distinguished within the PKB structure.

6.1. Wstęp

Pieniński pas skałkowy (PPS) tworzy wygięty na północ łuk o długości około 600 km i szerokości od kilkuset metrów do 20 km, od okolic Wiednia aż po Rumunię. Na obszarze Polski wyznacza on granicę między Zewnętrznymi Karpatami (fliszowymi) a Centralnymi Karpatami Zachodnimi [Birkenmajer, 1986, 2017; Golonka i in., 2022; Książkiewicz, 1977]. Pieniński pas skałkowy został wyróżniony jako odrębna jednostka geologiczna [Neumayr i in., 1871]. Jest to strefa szwu, która składa się z elementów stratygraficznych, litologicznych i tektonicznych – nasunięć iolistostrom – o różnym wieku i cechach [Birkenmajer, 1986; Golonka i in., 2022; Książkiewicz, 1977]. Są one zmieszane ze sobą i tworzą chaotyczną strukturę w PPS, która jest określana jako

* AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

melanż [Festa i in., 2012; Greenly, 1919; Hsü, 1968]. Jego powstanie było spowodowane procesami zarówno tektonicznymi, jak i sedymentacyjnymi. Elementy tego melanżu, składające się z bloków wapieni mezozoicznych, wychodzą na powierzchnię w postaci izolowanych stromych form skalnych (klifów), tworząc niewielki łańcuch górski w obrębie pienińskiego pasa skałkowego (rys. 6.1). Są one twardsze niż otaczające je skały, które składają się głównie z fliszowych osadów klastycznych, takich jak piaskowce, mułowce i margle. Bloki wapienne są głównie olistolitami, które zsunęły się z płytszych stref do głębszych obszarów basenu sedymentacyjnego.



Rys. 6.1. Lokalizacja obszaru badań na tle uproszczonej mapy geologicznej Karpat i obszarów przyległych. 1 – północny uskoku pienińskiego pasa skałkowego, 2 – południowy uskoku pienińskiego pasa skałkowego, 3 – uskoki prostopadłe i ukośne do przebiegu pienińskiego pasa skałkowego, 4 – granice między nasunięciami w obrębie płaszczowiny hulińskiej, 5 – granice między nasunięciami w obrębie płaszczowiny złotniańskiej, 6 – granice między płaszczowinami pienińskiego pasa skałkowego [za Marzec i in., 2020 – zmodyfikowane]

Wapienne klify występują w dwóch pasacholistostromowych [Golonka i in., 2022]. Starszy z nich powstał w wyniku subdukcji południowej Tetydy alpejskiej, drugi natomiast uformował się w wyniku przesunięcia pryzmy akrecyjnej na północ. Pozostałe klify, jak i cała struktura kwiatowa PPS, powstały w wyniku tektonicznych procesów deformacyjnych. Są one efektem kolizji i ruchów płyt litosfery [Birkenmajer, 1986; Golonka i in., 2022; Froitzheim i in., 2008; Książkiewicz, 1977]. Struktura kwiatowa PPS jest oddzielona na północy i południu głęboko zakorzenionymi uskokami i jest związana z melanżem diapirycznym w polskiej części Pienin.

Badanie tego melanżu jest kluczowe dla opisu regionalnej geologii, paleogeografii i ewolucji PPS, gdyż jego struktura jest ciągle kontrowersyjna i niejednoznaczna. Geolodzy pracujący w różnych obszarach PPS mają rozbieżne opinie na temat budowy PPS [Birkenmajer, 1986; Golonka i in., 2022; Jurewicz i in., 2021; Marzec i in., 2020, 2021; Nemčok, 1980; Plašienka i in., 2017]. Poznanie struktury PPS i odtworzenie na jej podstawie sekwencji przeszłych procesów geologicznych wymaga dalszych szczegółowych badań jej poszczególnych elementów. Aby ułatwić interpretację geologiczną melanżu PPS, autorzy przeprowadzili badania metodą sejsmicznej tomografii refrakcyjnej, która pozwala na rozpoznanie wglębnego ośrodka geologicznego z dużą dokładnością.

Sejsmiczna tomografia refrakcyjna (SRT – *seismic refraction tomography*) jest techniką geofizyczną, która umożliwia określenie właściwości sprężystych ośrodka gruntowo-skałnego. Metoda ta jest nieinwazyjna i pozwala na rozpoznanie poszczególnych jednostek geologicznych występujących w strukturach podpowierzchniowych. Celem badań SRT jest uzyskanie dwuwymiarowego modelu prędkości fal sejsmicznych w ośrodku geologicznym. Sejsmiczna tomografia refrakcyjna była szeroko stosowana w późnych latach 80. i wczesnych 90., głównie do badania głębokich struktur skorupy ziemskiej [Guterch i in., 2003a, 2003b]. Z biegiem czasu refrakcja sejsmiczna została zaadaptowana na potrzeby rozpoznania struktury przypowierzchniowej, a sejsmika refleksyjna stała się główną metodą głębszych badań [Białoń i in., 2019; Cichostępski i in., 2019a, 2019b; Yilmaz, 2015]. Obecnie SRT jest uznaną metodą badań przypowierzchniowych stosowaną w badaniach środowiskowych i inżynierskich [Pelton, 2005]. Sejsmiczna tomografia refrakcyjna sprawdza się dobrze w wielu sytuacjach, w których tradycyjne metody refrakcji sejsmicznej zawodzą, na przykład w ośrodku o pionowych i poziomych gradientach prędkości [Bery i Saad, 2012; Sheehan i Doll, 2005]. SRT jest powszechnie stosowana na przykład do określenia płytkiej budowy geologicznej [Avalos i in., 2016; Herlambang i Riyanto, 2021; Umor i in., 2019], określania poziomu wód gruntowych [Grelle i Guadagno, 2009; Xayavong i in., 2022], badania osuwisk [Imani i El-Raouf, 2021; Zainal i in., 2021], oceny podatności na urabianie [Ismail i in., 2010; MacGregor i in., 1994] i wykrywania przecieków [Ikard i in., 2014].

Pomiary SRT przeprowadzono wzdłuż sześciu linii pomiarowych. Trzy z nich były zorientowane prostopadle do ogólnego przebiegu PPS, a pozostałe trzy miały rozciągłość zachód-wschód. Profile przechodziły przez pas wychodni wapieni, widocznych jako małe wzgórza zbudowane ze skał jurajskich i kredowych. Celem tych

badan było szczegółowe określenie płytkiej budowy geologicznej tego obszaru. Jest to swoiste uzupełnienie głębokich badań sejsmiki refleksyjnej przeprowadzonych w roku 2015 na obszarze pienińskiego pasa skałkowego [Golonka i in., 2019; Marzec i in., 2020], gdyż ze względu na metodykę prowadzenia tego typu badań strefa płytka nie jest obrazowana.

6.2. Głębokie badania sejsmiczne w rejonie pienińskiego pasa skałkowego

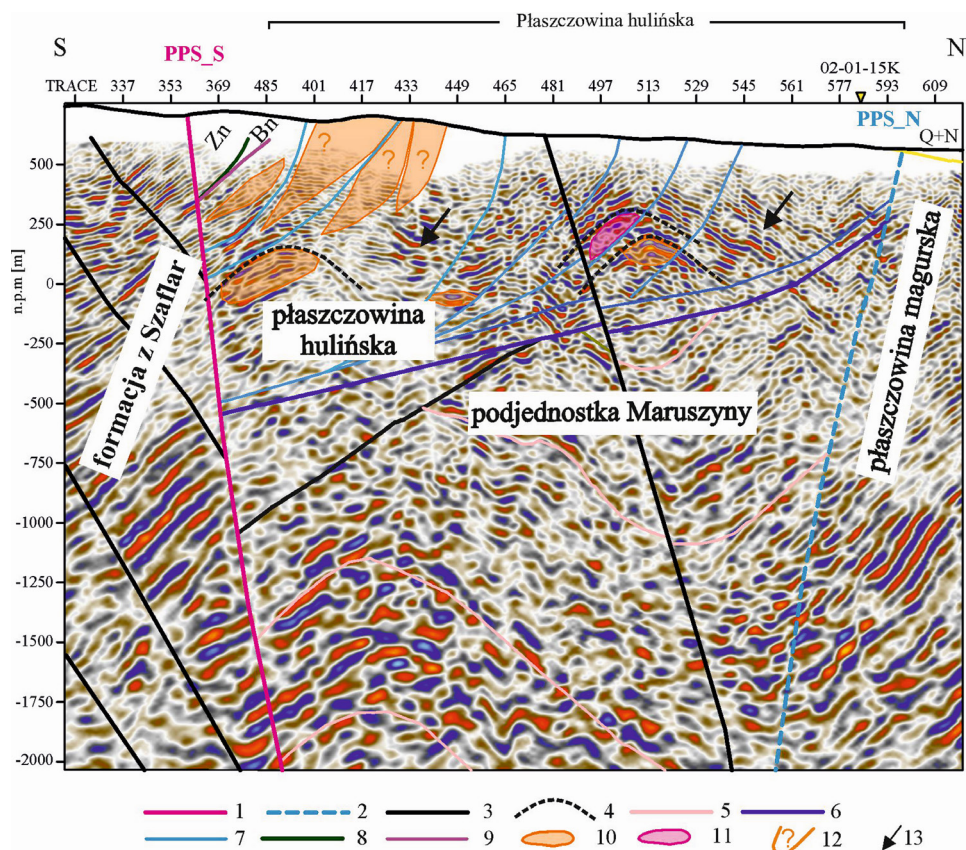
Głębokie badania sejsmiczne Czorsztyn 2D zostały wykonane w 2015 roku w ramach projektu IS-EPOS: Digital Research Space of Induced Seismicity for EPOS Purposes. Były to pierwsze wysokorozdzielcze badania zrealizowane w rejonie pienińskiego pasa skałkowego, a zlokalizowane były w jego centralnej, polskiej części (rys. 6.1). Głównym celem badań było rozpoznanie struktury trzech głównych karpackich jednostek tektonicznych (Karpāt centralnych, pienińskiego pasa skałkowego i Karpāt zewnętrznych) w strefie szwu. Głęboka struktura pienińskiego pasa skałkowego była tematem kilku publikacji [Golonka i in., 2016, 2018, 2019; Marzec i in., 2020]. Uzyskane wyniki badań, oprócz głębokiej interpretacji strukturalnej [Golonka i in., 2019], pozwoliły na podjęcie próby określenia pozycji olistolitów na podstawie zapisu sejsmicznego. Rysunek 6.2 przedstawia jeden z profili sejsmicznych (03-01-15K) wybrany z opublikowanych wyników [Marzec i in., 2020].

Amplitudy refleksów na profilach sejsmicznych zależą od kontrastu między parametrami petrofizycznymi skał (prędkość, gęstość). Kontrast prędkości jest kluczowym czynnikiem umożliwiającym rozróżnienie wapieni i litologii olistolitów w badanych melanżach. Wapienie charakteryzują się większymi prędkościami sejsmicznymi w porównaniu z otaczającymi je utworami fliszowymi i marglami. Dane sejsmiczne z odwiertu Maruszyna IG-1, który jest jedynym głębokim odwiertem na terenie PPS, wskazują, że kontrast prędkości pomiędzy wapieniami a otaczającymi je skałami wynosi około 6000/3000 m/s. Pozwala to na próbę identyfikacji olistolitów w zapisie sejsmicznym, występujących w melanżu tektonicznym lub sedymentacyjnym.

Uproszczony płytki przekrój geologiczny (rys. 6.3) wzdłuż profilu sejsmicznego 03-01-15K (rys. 6.2) przechodzi przez kilka jednostek geologicznych. Skały jurajskie i dolnokredowe, głównie wapienie, wapienie czertowe i czerty, otoczone są w płaszczowinie hulińskiej fliszem górnej kredy i paleocenu. Granice powtarzających się sekwencji czerwonych i pstrych łupków górnokredowych formacji z Malinowej oraz piaskowców, zlepieńców i łupków (fliszu) górnej kredy i paleocenu formacji jarmuckiej wykorzystano do korelacji granic w obrębie płaszczowiny hulińskiej.

Pieniński pas skałkowy jest ograniczony przez dwie subrównoległe strefy uskoku – północną i południową (rys. 6.2). Uskok północny zapada stromo na południe, podczas gdy południowy zapada pionowo lekko na północ. W południowych częściach analizowanych odcinków występuje ostry kontrast pomiędzy paleogenem centralnokarpackim a głównie kredowym fliszem formacji złatniańskiej. Najstarsze

osady fliszu są reprezentowane przez paleogen centralnokarpacki (formacja szaflarska). Są one silnie zdeformowane i często pionowe w strefie przygranicznej w pobliżu PPS [Golonka i in., 2018].

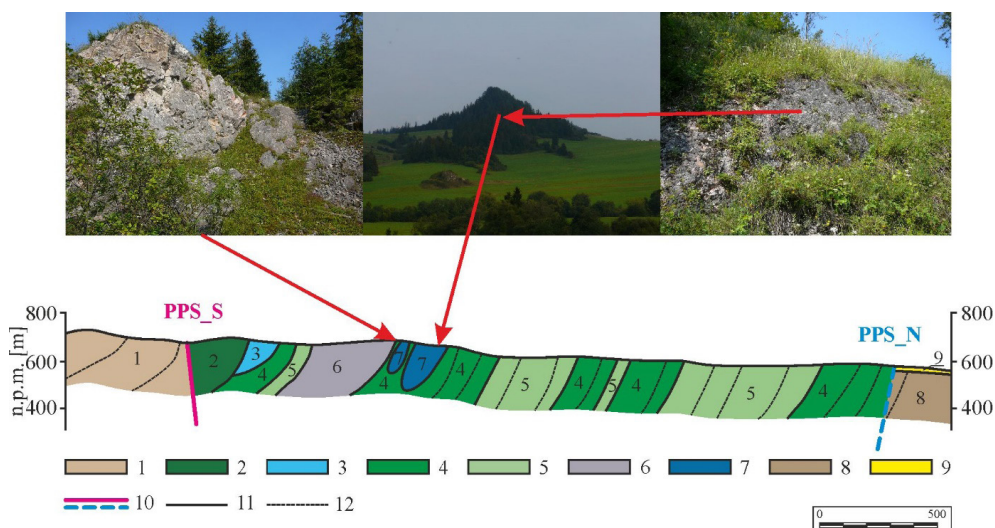


Rys. 6.2. Płytką część profilu sejsmicznego 03-01-15K. Zn – płasczowina złotniańska, Q+N – czwartorzęd i neogen, Bn – jednostka braniska, 1 – południowy uskoc brzeżny PPS, 2 – północny uskoc brzeżny PPS, 3 – uskoc albo nasunięcie, 4 – dyfrakcje, 5 – fałd w podjednostce Maruszyny, 6 – nasunięcie płasczowiny hulińskiej, 7 – nasunięcie w obrębie płasczowiny hulińskiej, 8 – nasunięcie płasczowiny złotniańskiej, 9 – nasunięcie jednostki braniskiej, 10 – olistolity melanżu sedymentacyjnego, 11 – olistolity melanżu tektonicznego, 12 – olistolity z wychodni powierzchniowych z ich możliwym zakresem głębokości, 13 – warstwowany flisz [za Marzec i in., 2020 – zmodyfikowane]

Dolna powierzchnia fliszu (piaskowców i łupków) formacji szaflarskiej widoczna jest jako horyzont wysokoamplitudowy. W środkowej części profilu 03-01-15K (rys. 6.2)

można obserwować kontakt olistolitów węglanowych z otaczającą matrycą fliszową oraz granice tektoniczne pomiędzy płaszczowinami.

Na podstawie analizy powierzchniowej i podpowierzchniowej wyróżnione zostały olistolity w melanżu osadowym, czyli olistostromy, olistolity w melanżu tektonicznym oraz powierzchnie tektoniczne (uskoki i nasunięcia).



Rys. 6.3. Uproszczone przekroje geologiczne wzdłuż profilu sejsmicznego 03-01-15K.

- 1 – formacja szaflarska (paleogen centralnokarpacki), 2 – górnokredowe piaskowce i łupki (flisz), głównie formacja sromowiecka płaszczowiny złotniańskiej, nierozdzielone (PPS),
- 3 – jurajsko-dolnokredowe skały, głównie wapień czertowe jednostki braniskiej (PPS),
- 4 – górnokredowe czerwone i pstre łupki formacji z Malinowej, płaszczowina hulińska (PPS),
- 5 – górnokredowo-paleoceńskie piaskowce, konglomeraty i łupki (flisz) formacji jarmuckiej, płaszczowina hulińska (PPS),
- 6 – jurajsko-dolnokredowe skały, głównie wapień czertowe (olistolity) w obrębie płaszczowiny hulińskiej (PPS),
- 7 – skały jurajskie, głównie wapień krynoidowe i guzowate (olistolity) w obrębie płaszczowiny hulińskiej (PPS),
- 8 – kredowo-paleogeńskie piaskowce i łupki, głównie formacji szczawnickiej płaszczowiny magurskiej (Karpaty zewnętrzne),
- 9 – mioceno-czwartorzędowe utwory basenu orawsko-nowotarskiego,
- 10 – główne uskoki PPS, 11 – granice formacji i jednostek tektonicznych,
- 12 – warstwowanie wewnątrz formacji [za Marzec i in., 2020 – zmodyfikowane]

Brak zapisu sejsmicznego do głębokości około 250 m p.p.t. nie pozwala na jednoznaczную interpretację profilu 03-01-15K związaną z określeniem pozycji olistolitów stwierdzonych w odkrywkach terenowych. W celu poprawnej identyfikacji wychodni skalnych i granic pomiędzy jednostkami przeprowadzono płytkie badania sejsmicznej tomografii refrakcyjnej w rejonie na południe od wsi Krempachy.

6.3. Metoda sejsmicznej tomografii refrakcyjnej

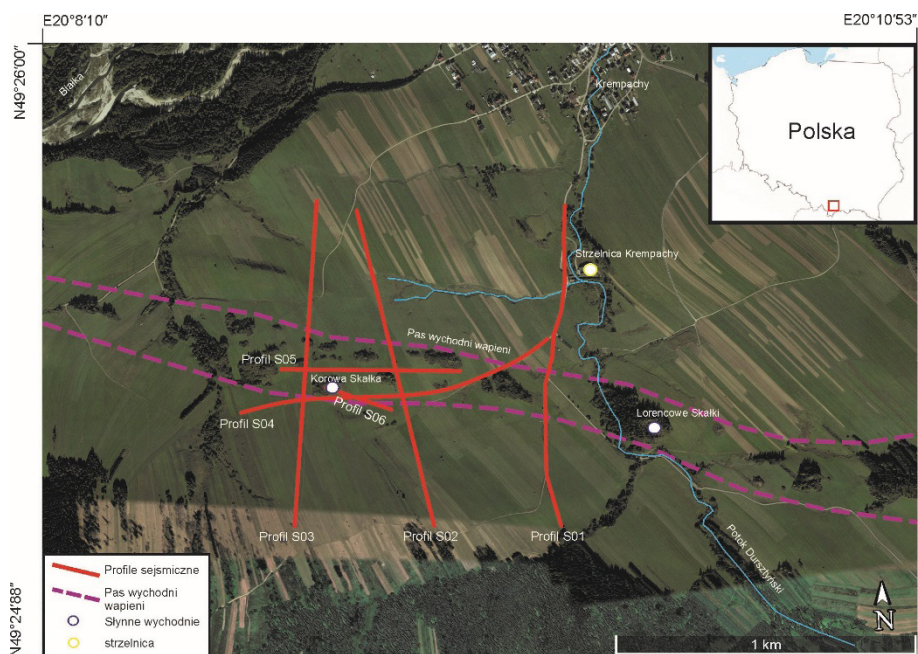
Sejsmiczna tomografia refrakcyjna wykorzystuje sztucznie generowane fale sejsmiczne, które rozchodzą się w ośrodku gruntowo-skalnym. Prędkość propagacji fal sejsmicznych jest różna i zależy od parametrów ośrodka, takich jak skład litologiczny, struktura, tekstura, szkielet skalny, porowatość, szczelinowatość i stopień zwietrzenia [Adelinet i in., 2018]. Prędkość fali sejsmicznej jest związana z twardością (wytrzymałością) materiału. Generalnie im twardsza jest skała, tym większa prędkość fali sejsmicznej [Olona i in., 2010]. Znajomość geologii badanego obszaru oraz uzyskany rozkład prędkości fal sejsmicznych daje możliwość określenia budowy wgłębnej ośrodka, miąższości strefy zwietrzałej, przebiegu, rodzaju i głębokości podłoża skalnego.

Sejsmiczna tomografia refrakcyjna opiera się na analizie czasów przebiegu fal refrakcyjnych, które zostały krytycznie załamane na granicy warstw o różnej prędkości. Czasy przebiegu fal sejsmicznych (pierwsze wstąpienia fal bezpośrednich i refrakcyjnych) rejestrowane są przez odbiorniki (geofony) umieszczone w linii prostej wzdłuż profilu pomiarowego. Na podstawie wielokrotnych rejestracji wykorzystujących kombinację punktów strzałowych i punktów odbioru można uzyskać zbiór czasów przebiegu. Geofizyczna procedura inwersji tomograficznej zbioru czasów przebiegu pozwala uzyskać głębokościowy model prędkości ośrodka podpowierzchniowego [Zhang i Toksöz, 1998], dzięki czemu zapewnia dobrą rozdzielczość nawet w przypadku skomplikowanej budowy geologicznej [Sheehan i in., 2005]. Głębokość rozpoznania wynosi zwykle od 0,3 do 0,5 długości aktywnego rozstawu. Jednakże strefy o odwróconej prędkości oraz ukryte warstwy mogą powodować błędy w obliczeniach tomograficznych. Odwrócenie prędkości następuje, gdy warstwa ma niższą prędkość sejsmiczną niż warstwa w nadkładzie. W takiej sytuacji fala refrakcyjna nie powstaje. Kolejnym ograniczeniem są warstwy ukryte, które występują w przypadku niewystarczającego kontrastu prędkości lub różnicy miąższości pomiędzy warstwami.

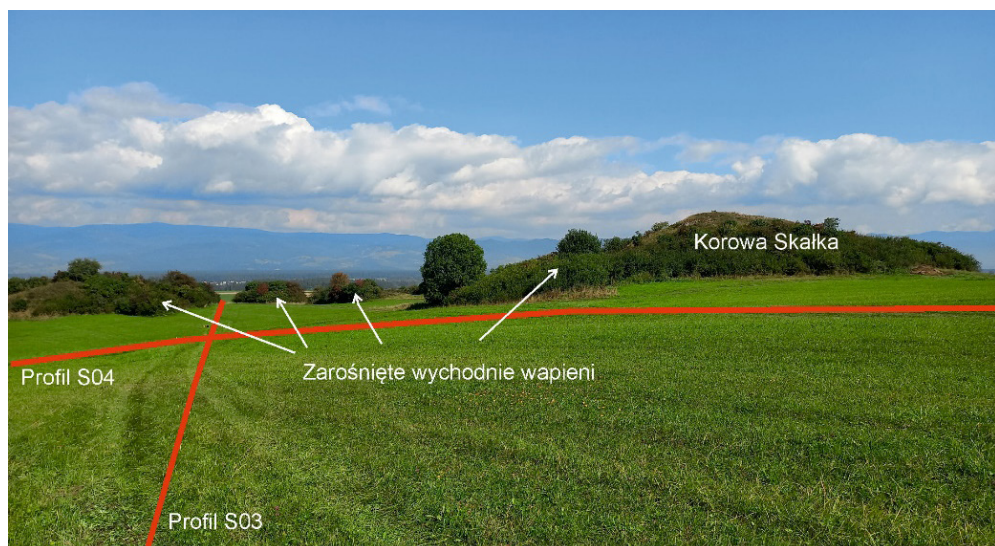
6.4. Akwizycja danych sejsmicznych

Dane sejsmiczne zostały pomierzone wzdłuż sześciu profili. Profile S01, S02 i S03 przechodziły przez pas wychodni skał wapiennych, natomiast profile S04, S05 i S06 po jego rozciągłości (rys. 6.4). Profile te obejmowały strukturę PPS i otaczające ją obszary. Rysunek 6.5 przedstawia widok na pas wychodni wapienia i pobliski profil geofizyczny S03.

Dane zostały pomierzone z wykorzystaniem trzech sejsmografów Geode (Geometrics) oraz pionowych geofonów o częstotliwości nominalnej 14 Hz rozmieszczonych co 5 m. Aktywny rozstaw zawierał 72 geofony, co odpowiadało długości pomiaru wynoszącej 355 m. Profile mierzone były we fragmentach z zakładkami wynoszącymi 115 m (technika *roll-along*). Profile S01, S02, S03, S04 miały długość 1075 m, profil S05 miał długość 600 m, a profil S06 miał długość 216 m.

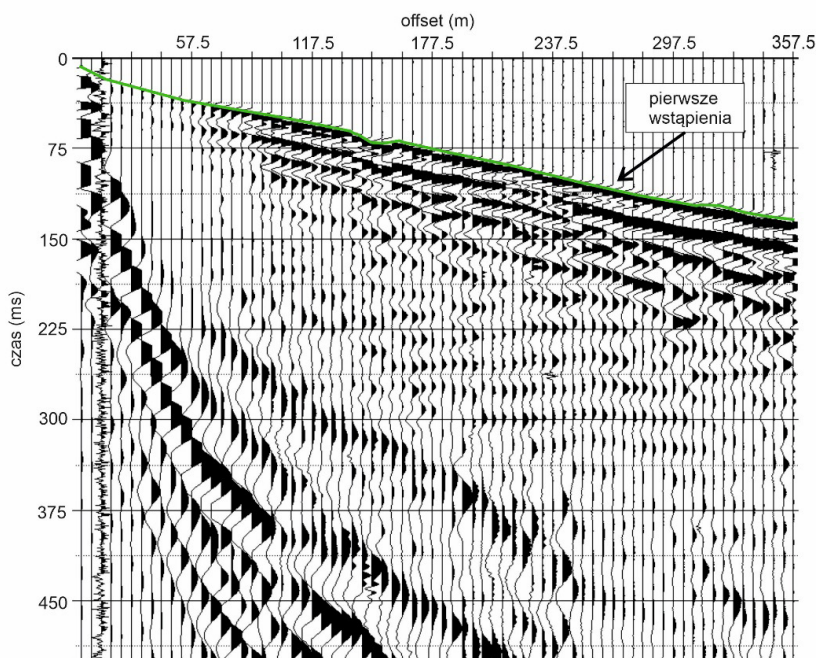


Rys. 6.4. Lokalizacja profili sejsmicznej tomografii refrakcyjnej



Rys. 6.5. Widok od południa na fragment profilu S03 (od około 390 m do 625 m), profilu S04 (od około 130 m do 350 m) i otaczające je wychodnie. Wierzchołek wychodni Korowej Skalki znajduje się około 13 m nad powierzchnią terenu

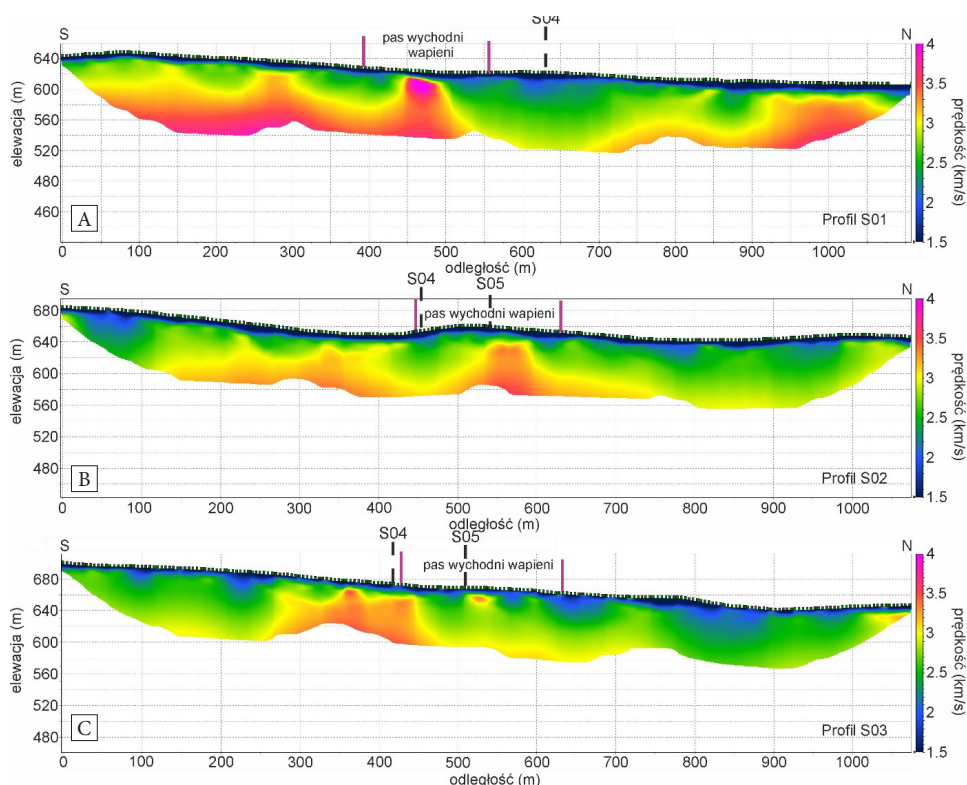
Jako źródło fali sejsmicznej zastosowano Gisco ESS-500 Turbo – zrzut masy równej 227 kg o przyspieszeniu wynoszącym 6 m/s i energii równej 4088 J. Pierwszy punkt strzałowy był oddalony o 2,5 m od pierwszego geofonu, następnie fala sejsmiczna wzbudzana była co 30 m. Aby uzyskać wysoki współczynnik sygnału do szumu, na każdym punkcie strzałowym wykonywano do trzech uderzeń, które następnie sumowano. W przypadku profilu S06 zastosowano inne parametry akwizycji. Profil S06 zaczynał się na Korowej Skale, w związku z czym wzbudzanie fali sejsmicznej na jego początkowym fragmencie wykonywane było młotem o masie 8 kg. Geofony rozmieszczone były co 3 m, a wzbudzanie wykonywano co 6 m. Uzyskane dane charakteryzują się bardzo dobrą jakością – pierwsze wstąpienia fal sejsmicznych są dobrze widoczne (rys. 6.6).



Rys. 6.6. Przykładowy rekord sejsmiczny fali podłużnej z początku profilu S01. Pomierzone dane charakteryzują się wysokim stosunkiem sygnału do szumu, z wyraźnie widocznymi pierwszymi wstąpieniami (zielona linia)

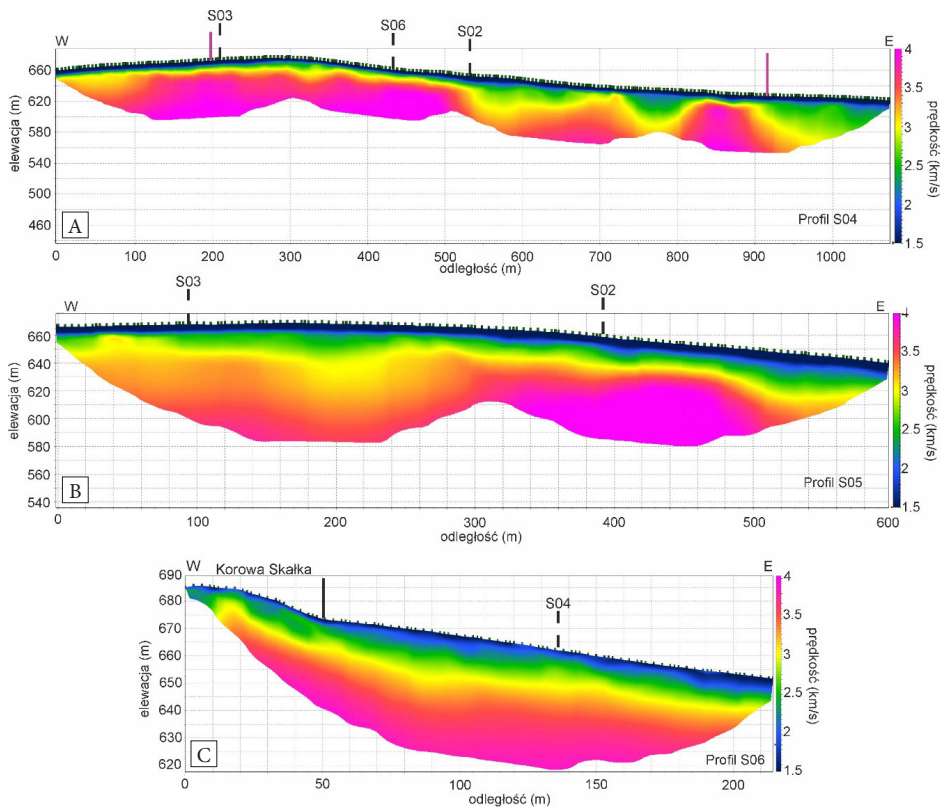
Tak pomierzone dane zostały przetworzone z wykorzystaniem specjalistycznego oprogramowania. Pierwszym krokiem w przetwarzaniu sejsmicznych danych refrakcyjnych jest ręczne punktowanie pierwszych wstąpień fali podłużnej na każdym zarejestrowanym rekordzie sejsmicznym. Przygotowane w ten sposób zbiory czasów przebiegu zostały poddane procedurze inwersji sejsmicznej z wykorzystaniem

tomograficznego algorytmu najkrótszej ścieżki trasowanego promienia (*shortest path ray tracing*). Metoda ta wykorzystuje początkowy model prędkości, który następnie poddawany jest iteracyjnej modyfikacji parametrów (rozkładu prędkości w pionie i poziomie), gdzie podczas każdej iteracji teoretyczne czasy przebiegu fali wygenerowane na podstawie danego modelu porównywane są z czasami rzeczywistymi. Proces ten trwa do momentu, gdy różnica pomiędzy czasami teoretycznymi a rzeczywistymi jest zminimalizowana [Sheehan i in., 2005; White, 1989; Zhang i Toksöz, 1998]. Początkowy model do inwersji został zbudowany przy użyciu gradientowego wzrostu prędkości wraz z głębokością. Parametry modelu zmieniały się od 0,5 km/s do 5 km/s. Proces inwersji został zatrzymany po 10 iteracjach, gdy osiągnął błąd RMS (pierwiastek średniej kwadratowej) na poziomie 1,3%. Otrzymane wyniki dla profili od S01 do S03 zaprezentowano na rysunku 6.7, a dla profili od S04 do S06 na rysunku 6.8. Ostateczne modele prędkości zostały przycięte w obszarach, w których nie było pokrycia promieniami. Przy zastosowanej metodologii maksymalna głębokość obrazowania ośrodka węgelnego wynosiła 90 m.



Rys. 6.7. Wyniki sejsmicznej tomografii refrakcyjnej: A) profil S01; B) profil S02; C) profil S03. Fioletowe linie wskazują obszar pasa wapiennych wychodni na powierzchni

6. Rozpoznanie płytkiej struktury pienińskiego pasa skałkowego...



Rys. 6.8. Wyniki sejsmicznej tomografii refrakcyjnej: A) profil S04; B) profil S05; C) profil S06. Fioletowe linie wskazują granicę pasa wychodni wapieni

6.5. Wyniki i interpretacja

Prędkość fal sejsmicznych zależy od rodzaju skał i stopnia ich diagenety. Niskie prędkości mogą wskazywać na obecność skał słabo skonsolidowanych o niskim stopniu diagenety, takich jak mułowce, margle i gleba, podczas gdy wysokie prędkości mogą wskazywać na litą skałę. Im skała będzie bardziej zwietrzała, tym niższą prędkością fali sejsmicznej będzie się charakteryzować [Aki i Richards, 1980; Yilmaz, 2015]. Przekroje SRT uzyskane w obrębie obszaru Pienin Spiskich wykazały znaczne poziome i pionowe zmiany prędkości sejsmicznej. Prędkość zmienia się od 1,5 km/s do 4,0 km/s, wykazując silne kontrasty poprzeczne we właściwościach ośrodka podpowierzchniowego. Ujawniło to złożoną strukturę geologiczną badanego obszaru (rys. 6.7, 6.8).

W celu poprawnej interpretacji przekrojów tomograficznych wykorzystano mapy geologiczne regionu oraz przeprowadzono obserwacje geologiczne wychodni na powierzchni, jak również wzdłuż Dursztyńskiego Potoku (rys. 6.9).



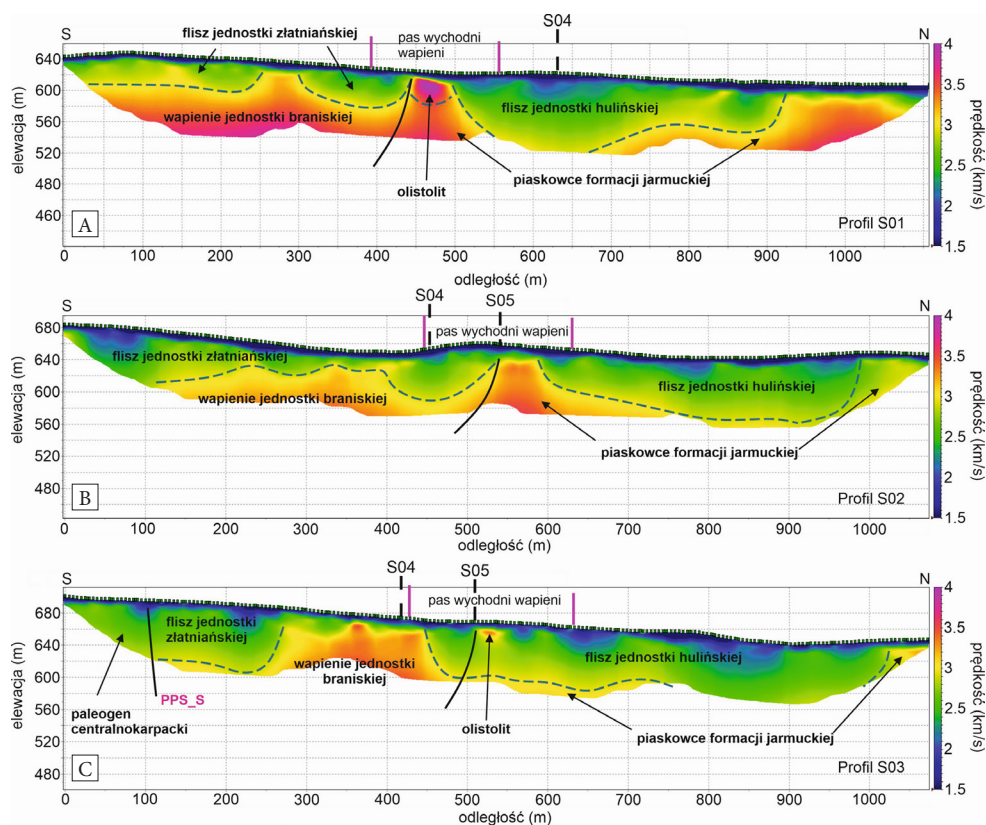
Rys. 6.9. Poglądowe zdjęcia przykładowych melanży sedymentacyjnych wzdłuż Dursztyńskiego Potoku: A) olistolit wapienia jurajskiego o wysokości ok. 2 m; B) górnokredowe osady margliste z olistolitami

Ta analiza geologiczna pozwoliła na korelację uzyskanego rozkładu prędkości z rodzajem skał (rys. 6.10, 6.11). Gruboławicowe piaskowce są charakterystyczne dla formacji jarmuckiej i jednostki hulińskiej. Na podstawie map geologicznych i badań terenowych stwierdzono, że cienkoławicowe piaskowce i mułowce wchodzi w skład sekwencji fliszowych jednostek zarówno paleogenu centralnokarpackiego, jak i złatniańskiej oraz hulińskiej. Wapienie natomiast są typowe dla jednostki braniskiej.

Najniższe prędkości (do 1,5 m/s, oznaczone kolorem ciemnoniebieskim) odpowiadają warstwie gleby, której miąższość wynosi około 2 m. Poniżej widoczne jest podłoże skalne o bardzo dużej zmienności prędkości w poziomie. Stosunkowo wysoka prędkość sejsmiczna (kolory jasnoniebieski i zielony) wskazuje na obecność fliszu. Prędkości do 2,7 km/s (oznaczone kolorem jasnoniebieskim i zielonym) odpowiadały fliszowi zdominowanemu przez mułowce lub margle, podczas gdy wyższe prędkości (do 3 km/s, oznaczone kolorem żółtym) wskazywały, że głównym składnikiem fliszu byłyby piaskowce. Najwyższe prędkości (kolory pomarańczowy i fioletowy) odpowiadają wapieniowi lub masywnemu piaskowcowi. Wartości prędkości od 1,6 km/s do 2,7 km/s zostały zinterpretowane jako osady fliszowe paleogenu centralnokarpackiego, jednostki złatniańskiej i hulińskiej, podczas gdy prędkości od 3,2 km/s do ponad 4 km/s zostały zinterpretowane zarówno jako wapienie, jak i piaskowce (jednostka braniska i formacja jarmucka).

Profile od S01 do S03 mają rozciągłość S-N (rys. 6.10), natomiast profile od S04 do S06 mają rozciągłość W-E (rys. 6.11). Profil S01 (rys. 6.10A) zaczyna się stosunkowo niskoprędkościowym fliszem jednostki złatniańskiej o miąższości wynoszącej około 40 m. Pod tą jednostką widoczne są wysokoprędkościowe wapienie jednostki braniskiej. Formacja ta rozciąga się na pierwszych 450 m profilu i jest ograniczona piaskowcami formacji jarmuckiej o dużej prędkości. Granica między tymi jednostkami znajduje się pod pasem wychodni wapieni. Masywne piaskowce formacji jarmuckiej zanurzają się w kierunku północnym, a następnie powoli wynurzają się na powierzchnię, począwszy od 700. metra profilu. Ich wychodnie odsłaniają się w pobliżu strzelnicy w Krempachach (rys. 6.4). Formacja jarmucka przykryta jest osadami fliszowymi należącymi do jednostki hulińskiej.

6. Rozpoznanie płytkiej struktury pienińskiego pasa skałkowego...

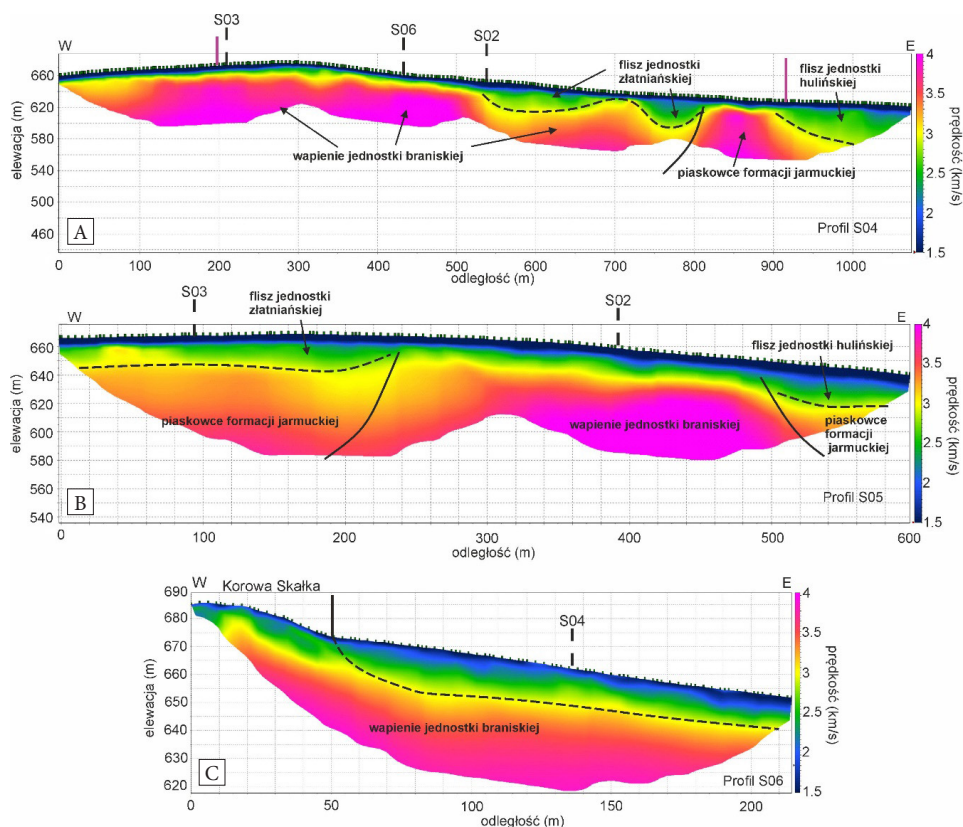


Rys. 6.10. Geologiczna interpretacja wyników sejsmicznej tomografii refrakcyjnej: A) profil S01; B) profil S02; C) profil S03. Fioletowe linie wskazują obszar pasa wychodni wapieni. Linie przerywane – interpretowane granice między jednostkami geologicznymi.

Czarne linie – granica pomiędzy fliszem jednostki złatniańskiej i wapieniami jednostki braniskiej a fliszem jednostki hulińskiej i piaskowcami formacji jarmuckiej.

PPS_S – południowy uskoczenie brzożny PPS

Podobny rozkład prędkości widoczny jest na profilu S02 (rys. 6.10B). Tutaj również profil zaczyna się niskoprędkościowym fliszem jednostki złatniańskiej, który zalega na wysokoprędkościowych wapieniach jednostki braniskiej. Miąższość jednostki złatniańskiej waha się od 20 m do 80 m. Granica między tymi jednostkami a piaskowcami formacji jarmuckiej zaznacza się na 550. metrze profilu. Piaskowce formacji jarmuckiej zanurzają się w kierunku północnym i są przykryte fliszem jednostki hulińskiej, który osiąga największą miąższość 80 m pomiędzy 800. a 900. metrem profilu. Na 980. metrze profilu piaskowce zaczynają wychodzić na powierzchnię. Prędkości piaskowców z formacji jarmuckiej były niższe niż w profilu S01, co może wskazywać, że są one tutaj bardziej zwietrzałe.



Rys. 6.11. Geologiczna interpretacja wyników sejsmicznej tomografii refrakcyjnej: A) profil S04; B) profil S05; C) profil S06. Linie przerywane – interpretowane granice między jednostkami geologicznymi. Czarne linie – granica pomiędzy fliszem jednostki zlatniańskiej i wapieniami jednostki braniskiej a fliszem jednostki hulińskiej i piaskowcami formacji jarmuckiej. Fioletowe linie na rysunku A – granica pasa wychodni wapieni

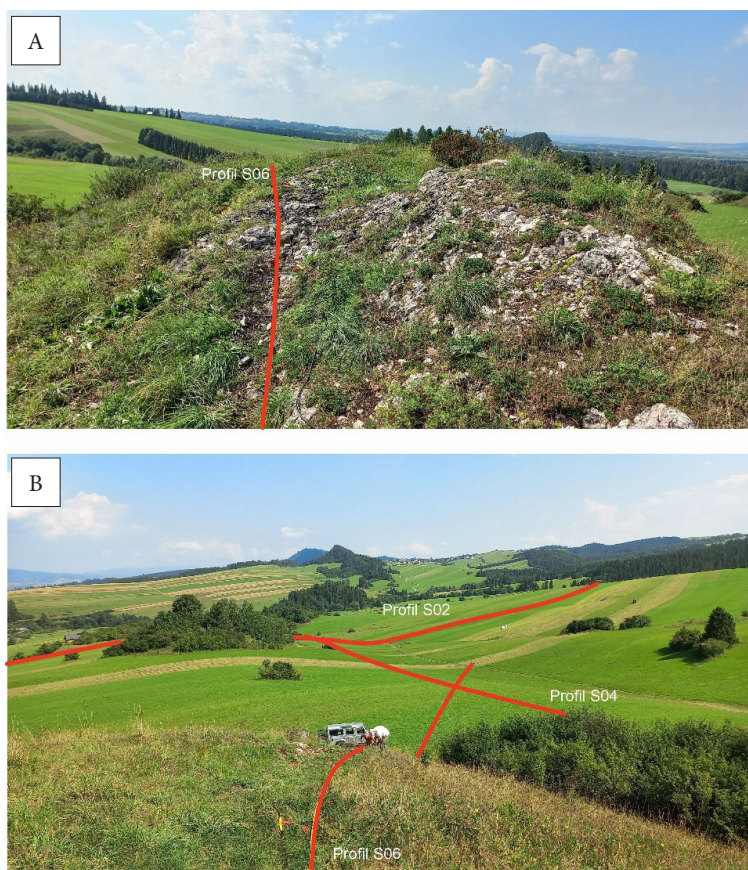
Profil S03 jest najbardziej wysunięty na południe (rys. 6.4, 6.10C). Jedynie na nim zaznacza się niskoprędkościowy flisz paleogenu centralnokarpackiego, obejmujący pierwsze 100 m profilu. W tym miejscu występuje prawie pionowy uskoki, który ogranicza pieniński pas skałkowy od południa [Golanka i in., 2019; Marzec i in., 2020]. Między 100. a 280. metrem profilu zaznacza się niskoprędkościowa jednostka zlatniańska. Pod nią, na głębokości 65 m, zaznaczają się wysokoprędkościowe wapienie jednostki braniskiej. Na 280. metrze profilu szybko wynurzają się blisko powierzchni. Strefa wapieni rozciągała się do 450. metra profilu, gdzie ponownie zaznaczają się niskoprędkościowe utwory fliszowe jednostki zlatniańskiej, a wapienie jednostki braniskiej zanurzają się głębiej niż zasięg modelu tomografii refrakcyjnej. Na 510. metrze

profilu zaobserwowano kontakt pomiędzy fliszem jednostek złatniańskiej i hulińskiej. Wysokoprędkościowe piaskowce Jarmuty występują na głębokości poniżej 80 m, zanurzając się w kierunku północnym, a następnie, po 1000. metrze profilu, nagle wynurzając się blisko powierzchni.

Profil S04 (rys 6.11A) zaczyna się od zachodniej strony analizowanego obszaru, przed pasem wychodni skał wapiennych. Następnie przebiega on w obrębie pasa po jego rozciągłości. Koniec profilu wychodzi już poza pas po jego północnej stronie. Od zachodu profil zaczyna się płytko występującymi (od około 10 m głębokości), wysokimi prędkościami dochodzącymi do ponad 4 km/s, które można interpretować jako wapienie jednostki braniskiej. Od około 540. metra profilu pojawiają się niższe prędkości (do około 2,8 km/s) fliszu jednostki złatniańskiej zalegające na wapieniach. Na około 800. metrze profilu widoczny jest kontakt pomiędzy jednostką złatniańską, braniską a wysokoprędkościowymi piaskowcami formacji jarmuckiej. Prędkości w piaskowcach dochodzą do 4 km/s, co sugeruje, że utwory te są silnie skonsolidowane, na co wskazują również wyniki z profilu S01. Profil kończy się zalegającymi na piaskowcach utworami fliszowymi jednostki hulińskiej, w bliskiej odległości od profilu S01.

Profil S05 w całości znajduje się w obrębie pasa wychodni skał wapieni. Jak się okazało, przechodzi on praktycznie po rozciągłości strefy kontaktu pomiędzy wapieniami jednostki braniskiej a piaskowcami formacji jarmuckiej, co czyni ten profil dość niejednoznaczny w interpretacji. Profil zaczyna się za strefą kontaktu, co sprawia, że od początku profilu, na głębokości poniżej 10 m, obserwowane są piaskowce formacji jarmuckiej o prędkościach wynoszących około 3,2 km/s, w których nadkładzie występują niskoprędkościowe utwory fliszu jednostki złatniańskiej. Następnie od około 190. do 290. metra profilu obserwowane są obniżone prędkości w podłożu skalnym, co może sugerować strefę brekcji na kontakcie. Od 300. metra profilu pojawiają się bardzo wysokoprędkościowe utwory należące do jednostki braniskiej o prędkościach dochodzących do 4 km/s i więcej. Od 540. metra profilu ponownie pojawiają się piaskowce formacji jarmuckiej, w których nadkładzie zaznacza się niskoprędkościowy flisz jednostki hulińskiej.

Celem wykonania profilu S06 było stwierdzenie, czy skałki występujące w obrębie pasa wychodni wapieni są olistolitami, czy też może niezerodowaną częścią większej struktury. W związku z tym profil poprowadzono przez jedyną dostępną i niezarośniętą wychodnię – Korową Skałę (rys. 6.12). Profil w całości znajduje się na obszarze wapieni jednostki braniskiej. Zaczyna się on od niskich prędkości, które zwiększają się wraz z głębokością. W obrębie Korowej Skały prędkości stabilizują się na głębokości wynoszącej 10 m, uzyskując wartości dochodzące do 4 km/s. Świadczy to o silnym zwietrzeniu wapieni budujących Korową Skałę. Następnie strefa wysokoprędkościowa zapada stopniowo w kierunku końca profilu. Brak granicy odcięcia między Korową Skałą a utworami podłoża skalnego sugeruje, że wychodnia ta jest niezerodowaną częścią większej struktury, a nie izolowanym obiektem tektonicznym.



Rys. 6.12. Widok na początek profilu S06 zaczynającego się na Korowej Skale (A); widok na południowy wschód z Korowej Skąły na profile S02 i S04 (B)

Na 475. metrze profilu S01 widoczny jest interesujący okrągły obiekt o bardzo wysokiej prędkości fali sejsmicznej. Występuje on na granicy tektonicznej między jednostką złatniańską, braniską i formacją jarmucką (rys. 6.10A), w obrębie pasa wychodni wapieni. W tym samym miejscu na powierzchni, zaledwie kilka metrów od profilu, znajduje się wychodnia wapienia. W tej sytuacji obiekt ten można interpretować jako wapień, prawdopodobnie olistolit osadzony w piaskowcu. Podobną sytuację można zaobserwować w pobliżu bloku wapiennego Lorencowe Skałki (jego lokalizacja pokazana jest na rysunku 6.4), gdzie wapień leży bezpośrednio na piaskowcu. Również taką samą sytuację stwierdzono na 525. m profilu S03, gdzie widoczny jest obiekt o bardzo dużej prędkości, odpowiadający wychodni wapienia w pobliżu profilu. Na profilu S02 nie występuje podobny obiekt, widoczny jest tylko blok o wysokiej prędkości, który odpowiadał piaskowcowi formacji jarmuckiej. Jedną

z możliwych przyczyn tej sytuacji może być to, że niektóre skały wapienne w pasie wychodni wapieni są niezerodowanymi blokami jednostki braniskiej, podczas gdy inne są fragmentami skał, które od niej się oddzieliły. Obiekty te można interpretować jako melanże tektoniczne. Interpretowana sejsmiczna granica pomiędzy jednostką braniską a formacją jarmucką (rys. 6.13) wskazuje, że po jej południowej stronie występują melanże sedymentacyjne, a po jej północnej stronie melanże tektoniczne.

Obserwacje geologiczne prowadzone w południowej części Dursztyńskiego Potoku pozwoliły na wyróżnienie zapadających na południe górnokredowych cienkoławicowych kompleksów turbidytowych piaskowców i łupków formacji sromowieckiej oraz niemal całkowicie pionowych eoceńskich cienko- i średnioławicowych turbidytowych piaskowców i łupków formacji szaflarskiej. Ten chaotyczny kompleks wapieni, margli, mułowców i piaskowców znajduje się na północ od kompleksu fliszowego formacji sromowieckiej. Jurajskie wapienie krynowidowe i guzkowe oraz górnokredowe margle (formacja z Jaworek) należą do sukcesji czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego. Kompleksy wapnistych turbidytowych piaskowców mastrychcko-paleoceńskiej formacji jarmuckiej i pstrych, przeważnie czerwonych, hemipelagicznych mułowców (z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców turbidytowych) formacji z Małinowej występują w północnej części odcinka Dursztyńskiego Potoku.



Rys. 6.13. Interpretowana sejsmiczna granica pomiędzy jednostką braniską a formacją jarmucką (pomarańczowa linia). Wapienie jednostki braniskiej występują po jej południowej stronie, a piaskowce formacji jarmuckiej po północnej.
Legenda – patrz rysunek 6.4

6.6. Dyskusja

Połączenie kartografii geologicznej i metody sejsmicznej umożliwiło określenie rozmieszczenia elementów tektonicznych i sedymentacyjnych melanży w PPS. Analiza profili geofizycznych wykazała, że południowa część analizowanego obszaru wykształcona jest jako sukcesja turbidytowa złożona z piaskowców i mułowców. Strefy o wyższych prędkościach są wykształcone jako flisz zdominowany przez piaskowce, podczas gdy strefy niskoprędkościowe wykształcone są jako flisz zdominowany przez iłowce i mułowce. Zarówno osady paleogenu centralnokarpackiego, jak i jednostki złatniańskiej wykształcone są jako flisz. Niestety ze względu na podobne parametry fizyczne skał występujących w obu jednostkach rozróżnienie granicy między nimi nie jest możliwe przy zastosowaniu metody sejsmicznej. Granica ta widoczna jest na odcinku Dursztyńskiego Potoku, skąd została ekstrapolowana na profile sejsmiczne. Stanowi ona górną część południowego uskoku brzeżnego PPS – niemal pionowej głównej granicy tektonicznej oddzielającej Karpaty centralne od pienińskiego pasa skałkowego. Uskok ten jest dobrze widoczny na profilu sejsmicznym 03-01-15K (rys. 6.2) oraz zaznacza się na innych głębokich profilach sejsmicznych [Golotka i in., 2019; Marzec i in., 2020; Plaśienka i in., 2017]. Jest on częścią struktury kwiatowej, powstałej podczas ruchu płyt środkowokarpackiej i północnoeuropejskiej [Birkenmajer, 1986, 2017; Golotka i in., 2019].

Wyniki tomografii refrakcyjnej sugerują, że niskoprędkościowy flisz jednostki złatniańskiej nasunięty jest na kompleks wysokoprędkościowych wapieni. Podobna sytuacja występuje w pobliskim paśmie górskim Branisko w Pieninach Spiskich, co skłania ku interpretacji tego kompleksu jako jurajsko-dolnokredowych pelagicznych wapieni serpentynitowych (formacja wapieni pienińskich) jednostki braniskiej. Pas wychodni wapieni jest oddzielony od jednostki złatniańskiej granicą tektoniczną. Pas ten jest chaotycznym kompleksem osadowym zawierającym wapienie, margle, piaskowce i mułowce. Reprezentuje onolistostromę należącą do jednostki hulińskiej. Kompleksy mułowców hemipelagicznych o niskiej prędkości z przewarstwieniami cienkoławicowych piaskowców znaleziono w formacji z Malinowej zdeponowane w obrębie basenu magurskiego. Na najbardziej wysuniętej na północ części profili sejsmicznych występują kompleksy skał o dużej prędkości. Po korelacji z danymi kartografii powierzchniowej okazało się, że te kompleksy o wysokiej prędkości odpowiadają masywnym gruboławicowym piaskowcom formacji jarmuckiej należącym do jednostki hulińskiej.

Charakter pomiarów geofizycznych i ich zależność od wielu równorzędnych czynników sprawiają, że nie zawsze są one jasne i jednoznaczne. Na przykład pionowe i poziome zmiany prędkości mogą być interpretowane jako zmiany w litologii lub jako strefy wietrzenia. Interpretacja danych przy użyciu jednej metody ma swoje ograniczenia. Wiarygodność można poprawić, stosując dodatkowe badania geofizyczne przy użyciu innych metod [Everett, 2013; Golotka i in., 2022] i posilkując się dodatkowo

danymi geologicznymi, takimi jak odwierty czy mapy geologiczne. Zastosowanie konkretnych metod, które mają swoje zalety, jak i wady, musi być szczegółowo przeanalizowane, a wybór metody powinien zależeć od rodzaju informacji, które mają być uzyskane, specyfiki obszaru i doświadczenia geofizyków wykonujących badanie.

W literaturze nie ma zbyt dużo informacji dotyczących stosowania płytkich badań geofizycznych pienińskiego pasa skałkowego [Bania i in., 2024; Cichostępski i in., 2024; Golonka i in., 2022]. Większość badań koncentrowała się na interpretacji geologicznej głębokiej struktury PPS [Czarnecka, 1986; Golonka i in., 2019; Guterch i in., 2003a, 2003b; Staniszevska i in., 2023] lub na pomiarach sejsmiczności i badaniu uskoku na tym obszarze, jako że PPS jest aktywny tektonicznie [Białoń i in., 2019; Lefeld i in., 1985; Walo i in., 2016].

6.7. Wnioski

Przekroje sejsmicznej tomografii refrakcyjnej przez pieniński pas skałkowy w Piecinach Spiskich (rejon Krempach) wykazały znaczne poziome i pionowe zmiany prędkości fali sejsmicznych. Kompleksy o niskich prędkościach odpowiadają osadom fliszowym zdominowanym przez mułowce i margle, a także strefom zwietrzałym zdominowanym przez iłowce i gliny lub glebom. Wysokie prędkości były związane z obecnością wapieni lub masywnych piaskowców. W przekrojach tomograficznych w obrębie PPS wyróżniono jednostki tektoniczne złatniańską, braniską i hulińską. Osady jednostki hulińskiej reprezentujące północną część PPS składają się z trzech kompleksów litologicznych: mułowców, margli i gruboławicowych piaskowców. Stwierdzono, że północna część jednostki hulińskiej jest zdominowana przez melanz osadowy zawierający izolowane bloki wapienne interpretowane jako olistolity, które tworzą wychodnie. Jednostka braniska, która znajduje się w południowej części PPS, okazała się w większości przykryta osadami fliszowymi jednostki złatniańskiej. Uskok subwertykalny, który jest strukturą kontaktową PPS z sąsiednią częścią Karpat centralnych, nie jest wyraźnie widoczny w przekrojach SRT, ponieważ skały po obu stronach uskoku wykazują podobne prędkości fali sejsmicznej. Lokalizacja uskoku została wyznaczona na podstawie kartografii geologicznej wzdłuż koryta Dursztyńskiego Potoku.

Prace badawcze uzyskały wsparcie z grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241.

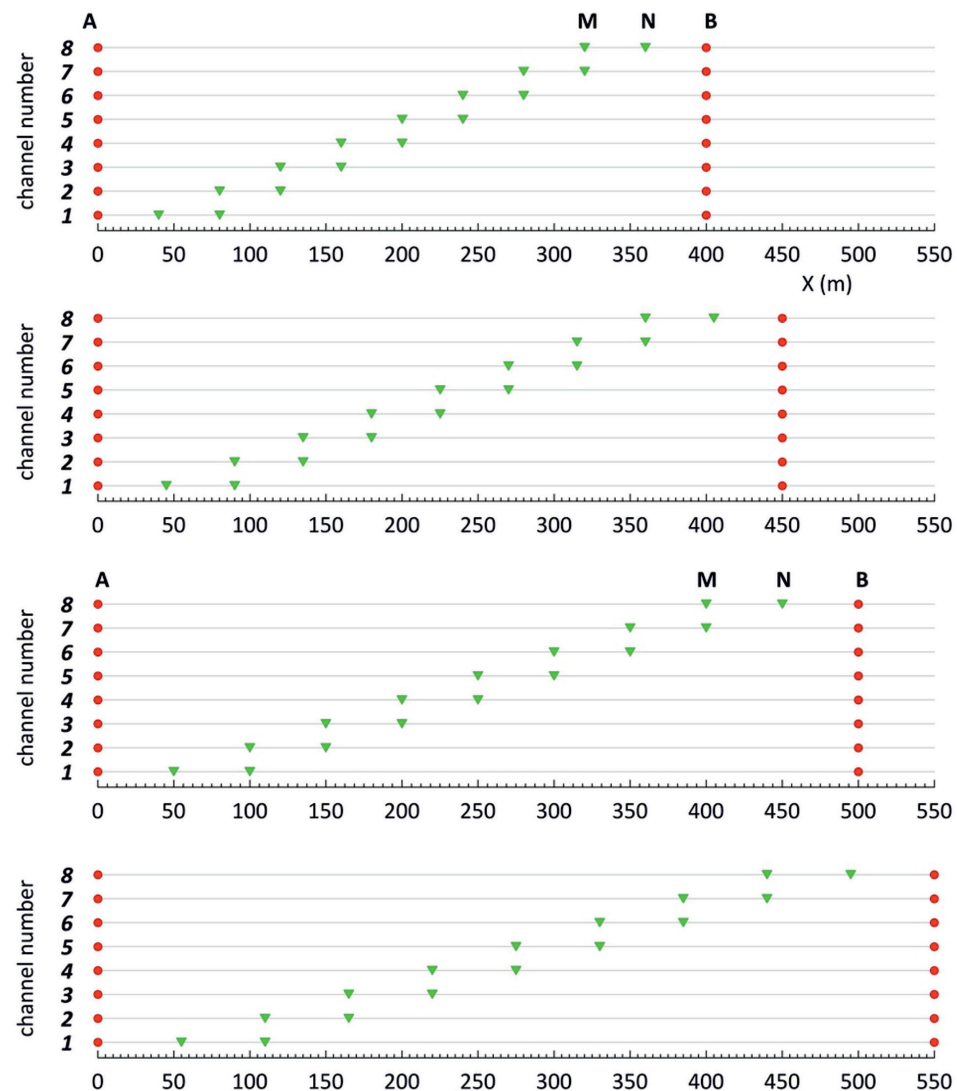
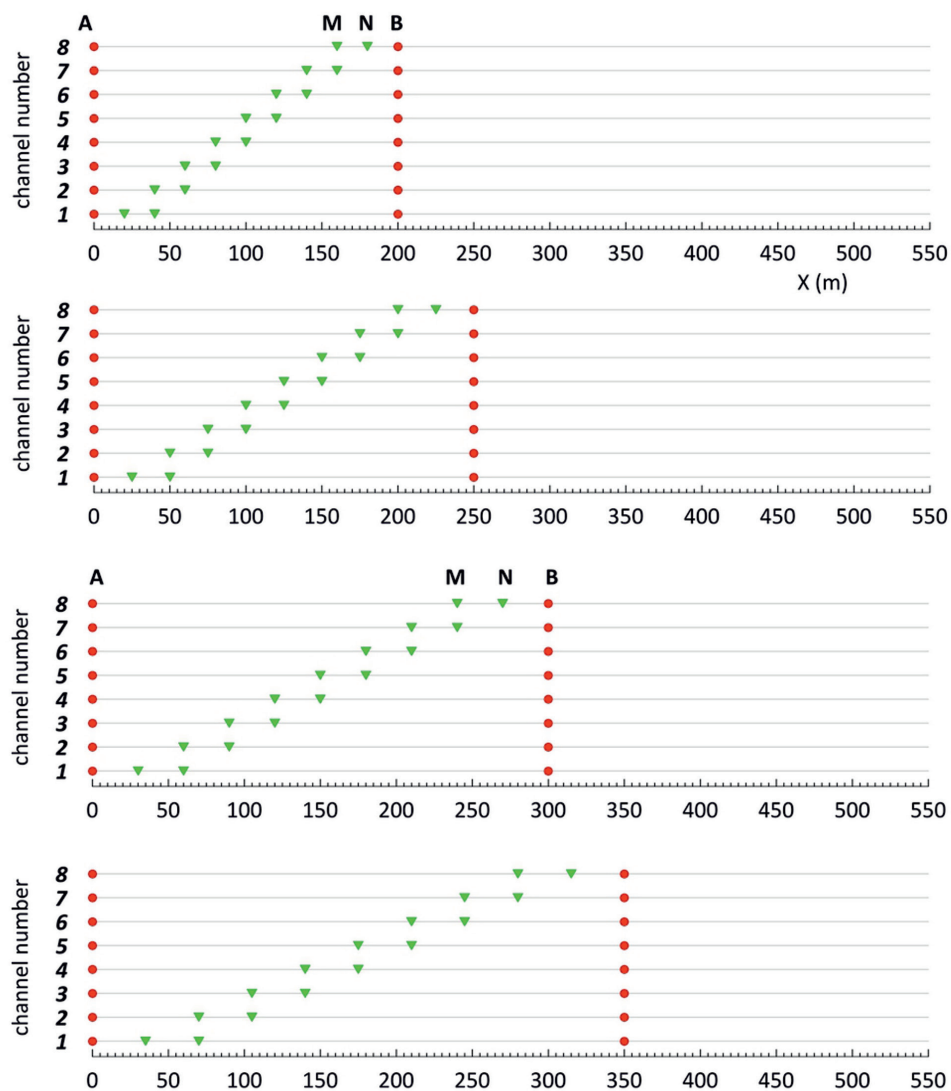
Bibliografia

- Adelinet M., Domínguez C., Fortin J., Violette S., 2018. Seismic-refraction field experiments on Galapagos Islands: A quantitative tool for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*, 148, 139–151. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.10.009>.

- Aki K., Richards P., 1980. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*. Freeman, San Francisco.
- Avalos E.B., Malone D.H., Peterson E.W., Anderson W.P., Gehrels R.W., 2016. Two-dimensional seismic refraction tomography of a buried bedrock valley at Hallsands beach, Devon, United Kingdom. *Environmental Geosciences*, 23(4), 179–193. <https://doi.org/10.1306/eg.07131615014>.
- Bania G., Mościcki W.J., Golonka J., 2024. ERT field survey supported with numerical and analogue modeling applied to study a fragment of the Pieniny Klippen Belt (Spisz Pieniny Mountains, southern Poland). *Geological Quarterly*, 68(22). <https://doi.org/10.7306/gq.1750>.
- Bery A.A., Saad R., 2012. Correlation of seismic P-wave velocities with engineering parameters (n value and rock quality) for tropical environmental study. *International Journal of Geosciences*, 3(4), 749–757. <https://doi.org/10.4236/ijg.2012.34075>.
- Białoń W., Lizurek G., Dec J., Cichostępski K., Pietsch K., 2019. Relocation of seismic events and validation of moment tensor inversion for SENTINELS local seismic network. *Pure and Applied Geophysics*, 176(4), 4701–4728. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02249-6>.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt. *Carpathians. Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., 2017. *Geologia Pienin*. Monografie Pienińskie, 3, Pieniński Park Narodowy, Krościenko n. Dunajcem, 5–66.
- Cichostępski K., Kwietniak A., Dec J., Kasperska M., Pietsch K., 2019a. Integrated geophysical data for sweet spot identification in Baltic Basin, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89, 215–231. <https://doi.org/10.14241/asgp.2019.01>.
- Cichostępski K., Kwietniak A., Dec J., 2019b. Verification of bright spots in the presence of thin beds by AVO and spectral analysis in Miocene sediments of Carpathian Foredeep. *Acta Geophysica*, 67, 1731–1745. <https://doi.org/10.1007/s11600-019-00324-z>.
- Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waśkowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (Southern Poland). *Minerals*, 14(2), 155. <https://doi.org/10.3390/min14020155>.
- Czarnecka K., 1986. Uwarunkowania strukturalne współczesnych ruchów tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. *Przegląd Geologiczny*, 34, 556–560.
- Everett M.E., 2013. *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Festa A., Dilek Y., Pini G., Codegone G., Ogata K., 2012. Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics*, 568–569, 7–24. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.021>.
- Froitzheim N., Plašienka D., Schuster R., 2008. *Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians*, [w:] T. McCann (ed.), *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*, Geological Society, London, 1141–1232.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., Orlecka-Sikora B., 2016. *Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland*, [w:] R. Vojtko (ed.), *CETEG 2016: 14th meeting of the Central European Tectonic Groups, 21th meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS): Predná Hora, Slovakia, April 28–May 1, 2016: abstract volume*, Comenius University, Bratislava, 32.
- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., 2018. The North European Platform suture zone in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 5–16. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.

- Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. *Swiss Journal of Geosciences*, 112, 475–506. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00345-2>.
- Golonka J., Waśkowska A., Cichostępski K., Dec J., Pietsch K., Łój M., Bania G., Mościcki W.J., Porzucek S., 2022. Mélange, flysch and cliffs in the Pieniny Klippen Belt (Poland): An overview. *Minerals*, 12(9), 1149. <https://doi.org/10.3390/min12091149>.
- Greenly E., 1919. *The Geology of Anglesey* [vol. 1 i 2]. Memoirs of the Geological Survey, HM Stationary Office, London.
- Grelle G., Guadagno F.M., 2009. Seismic refraction methodology for groundwater level determination: “Water seismic index”. *Journal of Applied Geophysics*, 68(3), 301–320. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.001>.
- Guterch A., Grad M., Keller G.R., Posgay K., Vozár J., Špičák A., Brückl E., Hajnal Z., Thybo H., Selvi O., 2003a. Special contribution: Celebration 2000 seismic experiment. *Studia Geophysica and Geodetica*, 47, 659–669. <https://doi.org/10.1023/a:1024728005301>.
- Guterch A., Grad M., Špičák A., Brückl E., Hegedüs E., Keller G.R., Thybo H., CELEBRATION 2000, ALP 2002, SUDETES 2003 Working Groups, 2003b. Special contribution: An overview of recent seismic refraction experiments in Central Europe. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 47(3), 651–657. <https://doi.org/10.1023/a:1024775921231>.
- Herlambang N., Riyanto A., 2021. Determination of bedrock depth in Universitas Indonesia using the seismic refraction method. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 846, 012016. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/846/1/012016>.
- Hsü K.J., 1968. Principles of mélanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geological Society of America Bulletin*, 79(8), 1063–1074. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[1063:POMATB\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[1063:POMATB]2.0.CO;2).
- Ikard S.J., Rittgers J., Revil A., Mooney M., 2014. Geophysical investigation of seepage beneath an earthen dam. *Ground Water*, 53(2), 238–250. <https://doi.org/10.1111/gwat.12185>.
- Imani P., El-Raouf A.A., Tian G., 2021. Landslide investigation using Seismic Refraction Tomography method: A review. *Annales of Geophysics*, 64, SE657. <https://doi.org/10.4401/ag-8633>.
- Ismail N.A., Saad R., Nawawi M.N.M., Muztaza N.M., Ismail N.E.H., Mohamad E.T., 2010. Identification of Rippability and Bedrock Depth Using Seismic Refraction. *AIP Conference Proceedings*, 1325(1), 137–139. <https://doi.org/10.1063/1.3537881>.
- Jurewicz E., Segit T., Plašienka D., Chrapkiewicz K., 2021. Seismic imaging of mélanges – Pieniny Klippen Belt case study. Discussion. *Journal of the Geological Society*, 178, 629–646. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-220>.
- Książkiewicz M., 1977. *Tectonics of the Carpathians*, [w:] W. Pożaryski (ed.), *Geology of Poland*. Vol. 4. *Tectonics*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 476–604.
- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 84, 1–86.
- MacGregor F., Fell R., Mostyn G.R., Hocking G., McNally G., 1994. The estimation of rock rippability. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrology*, 27, 123–144. <https://doi.org/10.1144/gsl.qjegh.1994.027.P2.04>.
- Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2020. Seismic imaging of mélanges – Pieniny Klippen Belt case study. *Journal of the Geological Society*, 177, 629–646. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-220>.

- Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2021. Reply to discussion of 'Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study'. *Journal of the Geological Society*, 178(2), 2020–2111. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-220>.
- Nemčok J., 1980. Non-traditional view of East-Slovakian Klippen Belt. *Geologický zborník – Geologica Carpathica*, 31, 563–568.
- Neumayr M., 1871. Der penninische Klippenzug. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 21(1/4), 451–536.
- Olona J., Pulgar J.A., Fernández-Viejo G., López-Fernández C., González-Cortina J.M., 2010. Weathering variations in a granitic massif and related geotechnical properties through seismic and electrical resistivity methods. *Near Surface Geophysics*, 8, 585–599. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2010043>.
- Pelton J.R., 2005. *Near-surface seismology: Surface-based methods*, [w:] D.K. Butler (ed.), *Near-Surface Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA.
- Plašienka D., Michalík J., Soták J., Aubrecht R., 2017. Discussion of "Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians". *Geological Magazine*, 154(1), 187–192. <https://doi.org/10.1017/s0016756815000813>.
- Sheehan J.R., Doll W.E., Mandell W.A., 2005. An evaluation of methods and available software for Seismic Refraction Tomography Analysis. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10(1), 21–34. <https://doi.org/10.2113/jeeeg10.1.21>.
- Staniszewska D., Liwosz T., Pachuta A., Próchniewicz D., Szpunar R., 2023. Geodynamic studies in the Pieniny Klippen Belt in 2004–2020. *Artificial Satellites*, 58(2), 88–104.
- Umor M.R., Arifin M.H., Muda N., 2019. The seismic refraction survey to determine the depth of bedrock at the Damansara area for horizontal directional drilling method application. *Applied Science and Innovative Research*, 3(3), 123–132. <https://doi.org/10.22158/asir.v3n3p123>.
- Walo J., Próchniewicz D., Olszak T., Pachuta A., Andrasik E., Szpunar R., 2016. Geodynamic studies in the Pieniny Klippen Belt in 2004–2015. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 13(4), 351–362. <https://doi.org/10.13168/agg.2016.0017>.
- White D.J., 1989. Two-dimensional seismic refraction tomography. *Geophysical Journal International*, 97(2), 223–245. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1989.tb00498.x>.
- Xayavong V., Vu M.D., Nguyen D.A., Vu T.M., Chung D.A., Pham L.T., Eldosouky A.M., 2022. Application of the electrical resistivity tomography and seismic refraction methods for groundwater investigation in Savannakhet Province, Laos. *Frontiers in Scientific Research and Technology*, 3(1), 62–69. <https://doi.org/10.21608/fsrt.2021.105000.1052>.
- Yilmaz Ö., 2015. *Engineering Seismology with Applications to Geotechnical Engineering*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA.
- Zainal M., Munir B., Marwan M., Yanis M., Muhni A., 2021. Characterization of Landslide geometry using Seismic Refraction Tomography in the GayoLues, Indonesia. *Journal of Physics and Its Applications*, 3(2), 148–154. <https://doi.org/10.14710/jpa.v3i2.10601>.
- Zhang J., Toksöz M.N., 1998. Nonlinear refraction traveltime tomography. *Geophysics*, 63(5), 1726–1737. <https://doi.org/10.1190/1.1444468>.



Rys. 5.7. Pozostałe gradientowe układy pomiarowe wykorzystane w badaniach terenowych ERT2D



ISBN 978-83-68219-01-2 (print)
ISBN 978-83-68219-02-9 (PDF)



9 788368 219012