

Adam DĄBROWSKI, Zdzisław MAŁKOWSKI

Profil mikromagnetyczny przez Góry Świętokrzyskie*

Przedstawiono historię badań magnetycznych w Górach Świętokrzyskich. Omówiono zakres i metodykę pomiarów mikromagnetycznych, wykonanych w 1969 r. wzdłuż profilu przechodzącego w poprzek trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich i części jego mezozoicznego obrzeżenia, a także sposób opracowania uzyskanych wyników. Zestawiono i przeanalizowano wyniki badań własności magnetycznych utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Zbadano charakter anomalii magnetycznych nad poszczególnymi jednostkami stratygraficzno-litologicznymi tego regionu. Stwierdzono, że badania mikromagnetyczne mogą być wykorzystane do kartowania niektórych granic tych jednostek i uskoków.

WSTĘP

Już w latach 1937—1942 Góry Świętokrzyskie były przedmiotem regionalnych badań magnetycznych. W wyniku ich interpretacji stwierdzono (S. Pawłowski, 1947b, 1953; A. Dąbrowski, K. Karaczun, 1958), że czynne magnetycznie podłoże krystaliczne, występujące na głębokości ok. 10 km, jest przyczyną regionalnych zmian pola magnetycznego na tym obszarze. Jedynie w kilku miejscach stwierdzono lokalne anomalie, związane z wystąpieniami czynnych magnetycznie diabazów i lamprofirów. Badania szczegółowe, wykonane w latach 1941—1946 i 1952—1954, opracowane i zinterpretowane przez S. Pawłowskiego (1947a) i K. Karaczuna (1962) wykazały, że anomalie te charakteryzują się amplitudami dochodzącymi do kilkuset gamma. Żyły diabazów i lamprofirów, będące przyczyną tych anomalii, przecinają różne utwory paleozoiczne (od kambru do dewonu) wychodząc na powierzchnię, bądź występując na niewielkiej głębokości.

Zarówno zdjęcie regionalne, jak i zdjęcia lokalne obszarów występowania skał wylewnych w Górach Świętokrzyskich wykonano przy użyciu wag magnetycznych systemu Schmidta. Średni błąd pomiaru

* Referat wygłoszony 9 XI 1976 r. w Hanowerze na konferencji nt.: „Workshop on mathematical treatment of anomalies and their geological interpretation in magnetic prospecting”.

zdjęć lokalnych wynosił 3,5 do 7 gamma. Niektóre fragmenty zdjęcia regionalnego były obarczone znacznie większymi błędami, dochodzącymi do kilkunastu gamma.

Po wprowadzeniu w Polsce wag magnetycznych systemu Fanselau, pozwalających na szybsze i nieco dokładniejsze pomiary, powstała idea wykorzystania zdjęć magnetycznych do kartowania utworów osadowych. Za najodpowiedniejszy obiekt do takich badań uznano trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich, gdzie stromo zapadające utwory osadowe, zróżnicowane wiekowo i litologicznie, występują na powierzchni, bądź też pod niewielkim nadkładem osadów kenozoicznych.

Jako teren prac doświadczalnych wybrano antyklinę checińską, której jądro stanowią łupki kambryjskie, kontaktujące bezpośrednio z wapieniami i dolomitami dewońskimi. W 1957 r. wykonano pomiary składowej Z natężenia pola magnetycznego na profilu o długości ok. 3 km, prostopadłym do osi antykliny checińskiej. Odstęp między punktami pomiarowymi wynosił 10 m. Jak wynika z opublikowanego sprawozdania (W. Draczyński, 1963) średni błąd pojedynczego pomiaru wynosił ± 3 gamma, zaś różnica wartości anomalii — zaobserwowanych nad utworami kambryjskimi i dewońskimi — 10 gamma. Stwierdzono także szereg lokalnych oscylacji wartości anomalii, dochodzących również do 10 gamma. Oscylacje te zostały potwierdzone pomiarami sprawdzającymi, wykonanymi w 1962 r. na części profilu. Tak więc, mimo stosunkowo niewielkiej dokładności, prace doświadczalne wykazały celowość stosowania badań magnetycznych w kartowaniu paleozoicznych utworów osadowych Gór Świętokrzyskich.

Do wymienionego zagadnienia postanowiono wrócić po skonstruowaniu przez Zakład Geofizyki PAN magnetometru protonowego PMP. Spodziewając się uzyskać większą niż dotychczas dokładność pomiarów, zaplanowano przeprowadzenie badań mikromagnetycznych wzdłuż profilu przechodzącego przez cały paleozoiczny trzon Gór Świętokrzyskich wraz z częścią jego osłony mezozoicznej. Badania te miały wykazać, które granice geologiczne (litologiczne, stratygraficzne lub tektoniczne) można śledzić w obrazie magnetycznym. Wykonanie badań powierzył Instytut Geologiczny dziewięcioosobowemu zespołowi powołanemu przez Zakład Geofizyki PAN. Wykonano pomiary i opracowano ich wyniki w 1969 r. pod kierunkiem Z. Małkowskiego. Sprawozdanie z tych prac zostało złożone w Archiwum Instytutu Geologicznego (Z. Małkowski, 1969).

Autorzy dziękują mgrowi inż. A. Uhrynowskiemu i mgrowi inż. A. Żółtowskiemu z Instytutu Geodezji i Kartografii, mgrowi J. Marianiukowi z ówczesnego Zakładu Geofizyki PAN oraz mgrowi K. Karaczunowi z Zakładu Geofizyki Instytutu Geologicznego za współpracę podczas wykonywania pomiarów terenowych i za twórczy wkład w ich opracowanie.

ZAKRES I METODYKA POMIARÓW ORAZ OPACOWANIA WYNIKÓW

Badania przeprowadzono wzdłuż profilu, rozpoczynającego się na północny zachód od Chmielnika, przechodzącego przez szczyt Łysicy oraz w pobliżu Bodzentyna, i kończącego się na południowy zachód od Wierz-

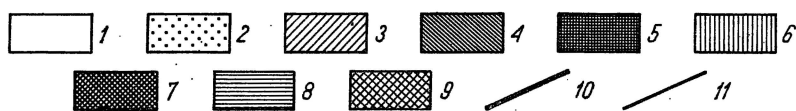
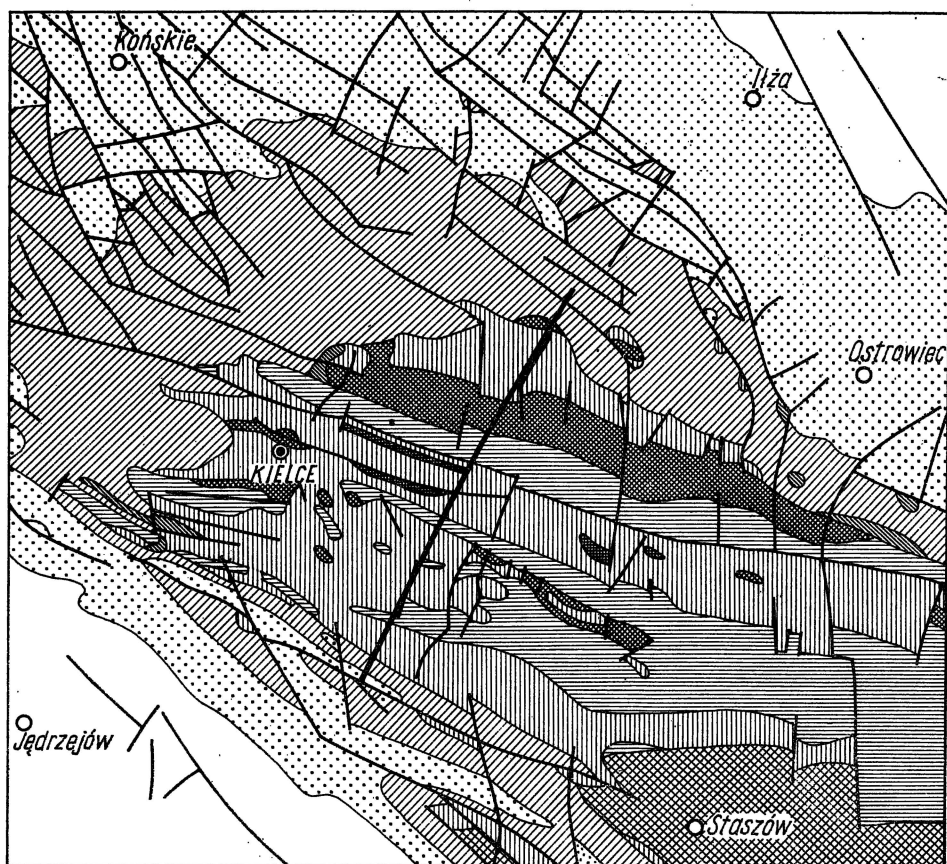


Fig. 1. Przebieg profilu mikromagnetycznego na tle budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich według R. Osiki, W. Pożaryskiego, E. Rühlego i J. Znoski (1972)

Micromagnetic profile line against the geology of the Góry Świętokrzyskie after R. Osika, W. Pożaryski, E. Rühle, J. Znosko (1972)

1 — kreda; 2 — jura; 3 — trias; 4 — perm; 5 — karbon; 6 — dewon; 7 — sylur, ordowik; 8 — kambry; 9 — proterozoik; 10 — profil mikromagnetyczny; 11 — dyslokacje
 1 — Cretaceous; 2 — Jurassic; 3 — Triassic; 4 — Permian; 5 — Carboniferous; 6 — Devonian; 7 — Silurian, Ordovician; 8 — Cambrian; 9 — Proterozoic; 10 — micromagnetic profile; 11 — faults

bnika. Sytuację profilu przedstawiono na tle wycinka mapy (fig. 1) według R. Osiki, W. Pożaryskiego, E. Rühlego, J. Znoski (1972). Profil wytyczono za pomocą teodolitu, wyznaczając i stabilizując na nim odcinki 100-metrowe. Pomiary wykonywano w odstępach co 2 m, wyznaczając położenie punktów pomiarowych przy użyciu 100-metrowego kabla z zaznaczonymi odcinkami metrowymi i 10-metrowymi.

Pomiary dokonano za pomocą dwóch magnetometrów PMP skonstru-

owanych w Zakładzie Geofizyki PAN. W każdym punkcie wykonywano jeden pomiar całkowitego natężenia pola magnetycznego, który powtarzano dwu- lub trzykrotnie, o ile zaobserwowano wartość różniącą się znacznie od wartości w punkcie poprzednim. W takim przypadku obliczano wartość średnią. W ten sposób wykonano pomiary w 19 500 punktach na profilu o długości ponad 40 km, z przeciętną dokładnością ± 1 gamma.

Dla ustalenia przebiegu zmian wiekowych pola magnetycznego jeden z magnetometrów ustawiono w punkcie bazowym, dokonując 3—5 odczytów podczas każdej minuty trwania pomiarów na profilu i obliczając ich wartości średnie. Uzyskane wyniki pozwoliły określić różnice natężenia pola magnetycznego między punktem bazowym a punktami na profilu z wyeliminowaniem zmian dziennych.

Wartości anomalii obliczono eliminując wpływ pola normalnego określony na podstawie tabeli wartości „Międzynarodowego geomagnetycznego pola odniesienia” (International Geomagnetic Reference Field) zawartej w publikacji E. B. Fabiano i N. W. Peddie (1969).

Wyniki badań przedstawiono na fig. 2 w postaci wykresu średnich wartości anomalii całkowitego natężenia pola magnetycznego dla 100-metrowych odcinków profilu, pozbawionych wpływu anomalii regionalnych, związanych z brzegiem krystalicznej platformy wschodnioeuropejskiej. Wpływ ten (T_R) określono za pomocą ustalonego empirycznie wzoru:

$$T_R (\text{gamma}) = -14 \ln l + 45$$

gdzie: l — odległość od końca profilu w km.

Na figurze 2 zamieszczono także schematyczny przekrój geologiczny przez Góry Świętokrzyskie, zgodny z przebiegiem omawianego profilu magnetycznego. Przekrój ten opracowano na podstawie „Mapy geologicznej regionu świętokrzyskiego bez utworów czwartorzędowych” (1961), za pomocą której ustalono miejsca przecięcia powierzchni Ziemi z granicami stratygraficznymi i uskokami, oraz na podstawie przekroju W. Pożaryskiego (1958), za pomocą którego ustalono upady tychże granic i uskoków.

Analiza wyników badań wykazała, że w 15 miejscach profilu zaznaczają się lokalne anomalie mikromagnetyczne o amplitudzie od kilku do trzydziestu kilku gamma, o okresie od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, które obejmują strefy występowania znanych granic stratygraficznych lub uskoków (nie licząc diabazów). Wykresy tych anomalii zawierające wszystkie obserwacje, wykonane co 2 m, przedstawiono na fig. 3 wraz z granicami stratygraficznymi lub uskokami.

WŁASNOŚCI MAGNETYCZNE UTWORÓW PALEOZOICZNYCH GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Obecnie nie dysponujemy żadnymi wynikami badań własności magnetycznych utworów mezozoicznych i kenozoicznych obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Zostały przebadane jedynie niektóre utwory paleozoiczne¹.

¹ Badania wykonano w Pracowni Parametrów Strukturalnych PPG w 1968 r. i 1973 r.

Tabela 1

Własności magnetyczne utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich

Stratygrafia	Litologia	$\%_A \cdot 10^6$ CGSM		$\%_B \cdot 10^6$ CGSM		$I_n \cdot 10^6$ CGSM		Q	
		$\frac{\text{min}}{\text{max}}$	$\frac{\text{śr}}{N}$	$\frac{\text{min}}{\text{max}}$	$\frac{\text{śr}}{N}$	$\frac{\text{min}}{\text{max}}$	$\frac{\text{śr}}{N}$	$\frac{\text{min}}{\text{max}}$	$\frac{\text{śr}}{N}$
Dewon środkowy	wapienie		<10						
Dewon środkowy — —dewon dolny	limonity	$\frac{5}{98}$	$\frac{40}{30}$						
	limonity			$\frac{57}{73}$	$\frac{62}{2}$	$\frac{2}{348}$	$\frac{175}{2}$	$\frac{0,06}{9,55}$	4,80
	iły (żelaziste)	$\frac{2}{34}$	$\frac{7}{10}$						
	mułowce (żelaziste)	$\frac{2}{56}$	$\frac{27}{7}$		$\frac{35}{1}$		$\frac{37}{1}$		2,10
	piaskowce (żelaziste)	$\frac{29}{50}$	$\frac{43}{3}$						
	dolomity (żelaziste)	$\frac{3}{8}$	$\frac{5}{4}$		$\frac{4}{1}$		$\frac{3}{1}$		1,67
Dewon dolny	piaskowce	$\frac{1}{54}$	$\frac{4}{3434}$	$\frac{0}{18}$	$\frac{5}{40}$	$\frac{0}{10}$	$\frac{2}{40}$	$\frac{0,03}{5,04}$	0,87
	mułowce	$\frac{2}{90}$	$\frac{15}{1332}$	$\frac{4}{26}$	$\frac{15}{66}$	$\frac{0}{45}$	$\frac{5}{66}$	$\frac{0,01}{6,36}$	0,73
	tufity	$\frac{4}{11}$	$\frac{7}{15}$						
	syderyty	$\frac{90}{230}$	$\frac{161}{6}$	$\frac{226}{260}$	$\frac{241}{3}$	$\frac{0}{18}$	$\frac{8}{3}$	$\frac{0,00}{0,16}$	0,07
	dolomity				$\frac{14}{1}$		$\frac{1}{1}$		0,14
	Dewon — sylur	diabazy	$\frac{0}{14}$	$\frac{6450}{100}$	$\frac{0}{11}$	$\frac{7290}{700}$	$\frac{0}{5760}$	$\frac{1460}{33}$	$\frac{0,05}{1,96}$
Starszy paleozoik	lamprofiry		10						
Ordowik	wapienie piaskowce		<10 <10						
Kambr środkowy	iłowce, mułowce	$\frac{9}{28}$	$\frac{17}{80}$						
Kambr dolny	szarogłazy, łupki, piaskowce	$\frac{4}{16}$	$\frac{9}{308}$	$\frac{7}{16}$	$\frac{12}{8}$	$\frac{0}{34}$	$\frac{6}{8}$	$\frac{0,05}{5,61}$	1,01

Objaśnienia: N — liczba oznaczeń; $\%_A$ — podatność magnetyczna pomierzona na rdzeniach-wiertniczych i próbkach skał; $\%_B$ — podatność magnetyczna pomierzona na kostkach sześciennych, wyciętych z rdzeni i próbek skał; I_n — naturalna pozostałość magnetyczna; Q — współczynnik Königsbergera

Pomierzono podatność magnetyczną κ_A na rdzeniach wiertniczych i próbkach z odsłoneń za pomocą kappametru IMW-2, a także podatność magnetyczną κ_B , naturalną pozostałość I_n i jej inklinację J na kostkach sześciennych wyciętych z rdzeni i próbek, używając bądź to magnetometru astatycznego Dołginowa (κ_B , I_n i J — 1968 r.), bądź też kappametru (κ_B) i rock-generatora JR-3 (I_n i J — 1973 r.). Wyniki tych pomiarów zaczerpnięte z dokumentacji (K. Mizeracka, 1968, 1973) przedstawiono w tab. 1. Podano w niej wartości minimalne, maksymalne i średnie κ_A , κ_B , I_n oraz Q (współczynnik Königsbergera) dla poszczególnych rodzajów litologicznych utworów różnych jednostek stratygraficznych paleozoiku Gór Świętokrzyskich, a także liczbę wykonanych pomiarów.

A. A. Łogaczew (1951) zaproponował następujący podział skał na podstawie wartości podatności magnetycznej:

Podatność magnetyczna 10°CGSM	Skały
<50	niemagnetyczne
50—100	bardzo słabo magnetyczne
100—1000	słabo magnetyczne
1000—5000	magnetyczne
>5000	silnie magnetyczne

Według tego podziału diabazy Gór Świętokrzyskich mogą być zaliczone do wszystkich kategorii — od niemagnetycznych do silnie magnetycznych. Syderyty są bardzo słabo lub słabo magnetyczne. Do tych samych grup można zaliczyć mułowce i piaskowce, zaś pozostałe skały osadowe oraz tufity i lamprofiry są niemagnetyczne.

Tak więc tylko diabazy w niektórych przypadkach wyraźnie różnią się podatnością magnetyczną od skał je otaczających. Syderyty mają podatność wyższą od limonitów oraz wszystkich skał osadowych. Mułowce charakteryzują się na ogół podatnością wyższą niż inne, niezłaziste skały osadowe.

Stąd wniosek, że tylko w nielicznych przypadkach wartość podatności magnetycznej jednoznacznie determinuje poszczególne rodzaje litologiczne skał paleozoicznych Gór Świętokrzyskich.

ANALIZA DANYCH MIKROMAGNETYCZNYCH I JEJ WYNIKI

Niekompletne dane o własnościach magnetycznych i ogólne informacje o charakterze litologicznym utworów, nad którymi wykonano pomiary mikromagnetyczne w Górach Świętokrzyskich, nie pozwalają obecnie przeprowadzić szczegółowej analizy wyników pomiarów. Badając charakter anomalii magnetycznych, obserwowanych nad różnymi kompleksami skalnymi, można jedynie ustalić prawidłowości o charakterze ogólnym.

Od południowego zachodu badanego profilu (fig. 2) występują wapień i margle oksfordu górnego (0—0,6 km). Obserwuje się tu krótko-

okresowe (pod określeniem krótkookresowe rozumie się tu anomalie o okresie od kilku do kilkuset metrów) anomalie magnetyczne o średnim poziomie 5 gamma i amplitudzie do 5 gamma, które prawdopodobnie są odbiciem różnic podatności magnetycznej między wapieniami i marglami.

Od północnego wschodu z utworami tymi kontaktują wapienie i margle oksfordu środkowego i dolnego (0,6—0,9 km profilu), nad którymi występują anomalie krótkookresowe o charakterze i przyczynach takich jak poprzednio. Średni poziom tych anomalii dochodzi do 7 gamma. Nad kontaktem utworów oksfordu środkowego i dolnego zaznacza się wyraźna anomalia (fig. 3—I) o amplitudzie ok. 20 gamma i okresie ok. 40 m. Jej kształt (niesymetryczna anomalia dodatnia, której towarzyszy anomalia ujemna) świadczy przypuszczalnie, że przyczyną jest tu mineralizacja minerałami ferromagnetycznymi, tworząca ciało zaburzające o niewielkim zasięgu w głąb².

Występujące dalej ku północnemu wschodowi utwory batonu i kelowej (0,9—1,1 km) są bardzo zróżnicowane litologicznie (piaskowce, zlepieńce, margle glaukonitowe i ily rudonośne), ale i tu również nie obserwuje się anomalii o innym średnim poziomie i amplitudach większych od 5 gamma. Wydaje się, że kontakt oksford—kelowej jest również objęty mineralizacją, gdyż występująca tu anomalia (fig. 3—II) o amplitudzie 8 gamma ma podobny charakter jak wspomniana poprzednio.

Kontakt utworów batonu ze strefą występowania iłów, piaskowców, łożupków i łupków z wkładkami wapieni i dolomitów kajpru nie zaznacza się w obrazie magnetycznym. Średni poziom anomalii nad tą strefą (1,1—2,4 km) wynosi 5 gamma i oscylacje nie przekraczają 5 gamma (oprócz jednego przypadku, kiedy amplituda anomalii lokalnej wynosi 40 gamma a okres 20 m). Podwyższone wartości anomalii można by tu wiązać z występowaniem serii ilastych.

Przejście od utworów kajpru do utworów wapienia muszlowego (2,4—3,0 km — wapienie, margle i dolomity) zaznacza się wzrostem wartości anomalii o 3—4 gamma (fig. 3—III). Zróżnicowanie litologiczne tych ostatnich osadów wywołuje anomalie lokalne o amplitudzie do 5 gamma.

Podobne oscylacje krótkookresowe można zaobserwować nad utworami pstrego piaskowca (3,0—3,3 km — piaskowce, ily), których kontakt ze wspomnianymi utworami wapienia muszlowego nie ma odbicia w obrazie magnetycznym. Natomiast przejście od wychodni pstrego piaskowca do wychodni dewonu środkowego (3,3—3,9 km), gdzie występują wapienie, dolomity i łupki, zaznacza się obniżeniem wartości anomalii o ok. 5 gamma (fig. 3—IV), co wiąże się prawdopodobnie z tym, że skały dewońskie, głównie węglanowe, mają mniejszą podatność niż skały triasowe — terygeniczne.

Kontakty dewonu środkowego i franu (3,9—4,4 km — wapienie) oraz franu i dewonu środkowego (4,4—6,7 km — dolomity i wapienie) nie powodują anomalii lokalnych. Anomalie takie nad tymi utworami nie przekraczają 5 gamma. Nie widać tu także wpływu płatów utworów miocen-skich (4,9—5,3 km; 5,7—6,3 km — wapienie z wkładkami piasków i żwirów) zalegających na dewonie środkowym. Dopiero przejście od utworów

² W podobny sposób zinterpretowano inne anomalie tego samego typu.

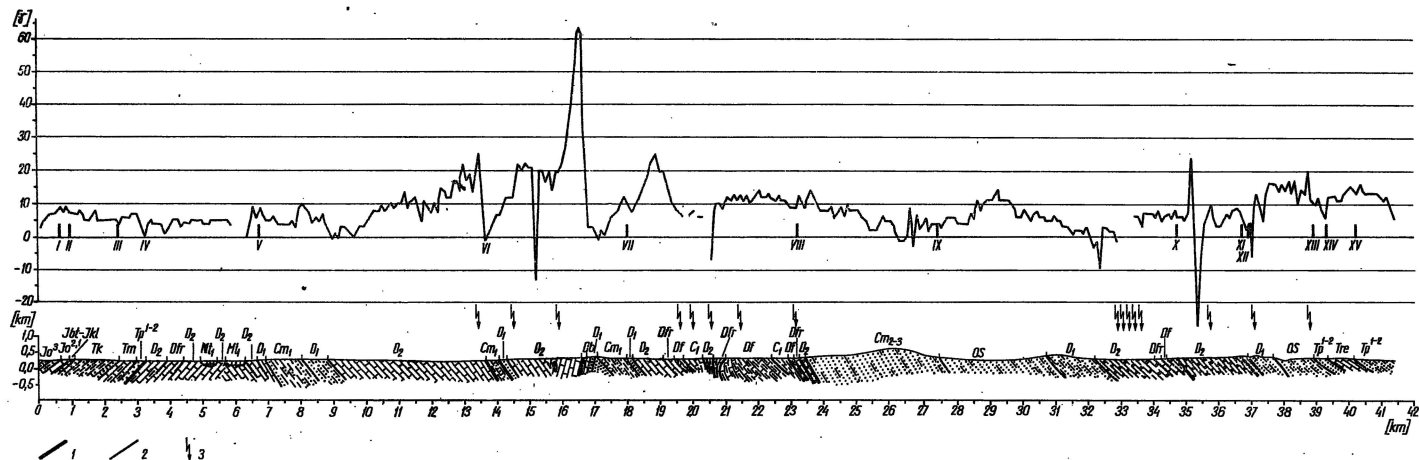


Fig. 2. Profil mikromagnetyczny poprzez Góry Świętokrzyskie; wykres średnich wartości anomalii natężenia pola magnetycznego obliczonych dla 100-metrowych odcinków profilu

Micromagnetic profile across the Góry Świętokrzyskie; graph of the mean values of the magnetic field intensity anomalies calculated for 100 m portions of the profile

1 — uskoki; 2 — granice stratygraficzne; 3 — linie elektryczne wysokiego napięcia; I—XV — lokalne anomalie mikromagnetyczne przedstawione na fig. 3; Mt_1 — torton dolny (wapień litoramniowe z wkładkami piasków i żwirów); Jo^3 — oksford górny (wapień skaliste i płytowe oraz margle); $Jo^{2,1}$ — oksford środkowy i dolny (wapień płytowe i margle); Jbt-Jkl — baton, kelowej (piaskowce, piaskowce wapińskie i okrucowce z wkładkami skał zlepieńcowatych oraz margle glaukonitowe i ility rudonośne); Tk — kajper (ilty pstry, piaskowce oraz łożupki i łupki z wkładkami wapieni i dolomitów); Tm — wapień muszlowy (wapień płytowe i skaliste, margle i dolomity); Tre — ret (margle, wapień, dolomity, piaskowce, mułowce, ility); $Tp^{1,2}$ — pstry piaskowiec dolny i środkowy (piaskowce czerwone z łąkami wiśniowymi); C_1 — karbon dolny (szarogłazy i łupki, lokalnie z soczewkami wapieni); Df — famen (margle i łupki); Dfr — fran (wapień skaliste i płytowe); D_2 — dewon środkowy (wapień, dolomity i łupki); D_1 — dewon dolny (piaskowce i kwarcyty z łąkami pstryimi, łupkami i szarogłazami); Db — dewon, sylur (diabazy); OS — ordowik, sylur (piaskowce, szarogłazy i łupki graptolitowe, lokalnie wapień); Cm_{2-3} — kambr środkowy i górny (kwarcyty, łupki kwarcytowe i ilaste); Cm_1 — kambr dolny (szarogłazy, łupki i piaskowce); położenie granic stratygraficznych i uskoków według „Mapy geologicznej regionu świętokrzyskiego bez utworów czwartorzędowych” (1961); ich upady według W. Pożaryskiego (1958)

1 — faults; 2 — stratigraphic boundaries; 3 — power lines; I—XV — local micromagnetic anomalies shown in Fig. 3; Mt_1 — Lower Tortonian (Lithothamnium limestones with sand and gravel intercalations); Jo^3 — Upper Oxfordian (rocky and platy limestones and marls); $Jo^{2,1}$ — Middle and Lower Oxfordian (platy limestones and marls); Jbt-Jkl — Bathonian, Callovian (sandstones, limy sandstones and detrital sediments with conglomeratic intercalations, glauconite marls and ore-bearing clays); Tk — Keuper (variegated clays, sandstones and shales with limestone and dolomite intercalations); Tm — Muschelkalk (platy and rocky limestones, marls and dolomites); Tre — Rhöt (marls, limestones, dolomites, sandstones, siltstones, clays); $Tp^{1,2}$ — Lower and Middle Bunter (red sandstones with cherry red clays); C_1 — Lower Carboniferous (greywackes and shales locally with limestone lenses); Df — Famennian (marls, shales); Dfr — Frasnian (rocky and platy limestones); D_2 — greywackes); Db — Devonian, Silurian (diabases); OS — Ordovician, Silurian (sandstones, greywackes and graptolitic shales, locally limestones); D_1 — Lower Devonian (sandstones and quartzites with variegated clays, shales and nes); Cm_{2-3} — Middle and Upper Cambrian (quartzites, quartzitic slates and shales); Cm_1 — Lower Cambrian (greywackes, shales and sandstones); position of stratigraphic boundaries and faults according to „Mapa geologiczna regionu świętokrzyskiego bez utworów czwartorzędowych” (1961); dips after W. Pożaryski (1958)

dewonu środkowego do utworów dewonu dolnego (6,7—6,9 km — piaskowce i kwarcyty z iłami) zaznacza się obniżeniem poziomu anomalii o ok. 5 gamma (fig. 3—V). Utwory dewonu dolnego w całości powodują tu anomalie o amplitudzie 6 gamma i okresie 300 m, zaś nad ich kolejną wychodnią (8,0—8,8 km) poziom anomalii dochodzi do 10 gamma.

Występowanie szarogłazów, łupków i piaskowców kambru dolnego (6,9—8,0 km) między dwiema wychodniami dewonu dolnego zaznacza się obniżeniem poziomu anomalii o ok. 5 gamma. Na tym tle występują oscylacje w granicach 3—5 gamma, będące odzwierciedleniem różnych podatności magnetycznych szarogłazów i łupków z jednej strony, a piaskowców z drugiej strony.

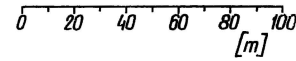
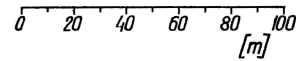
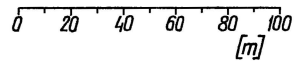
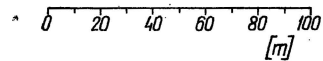
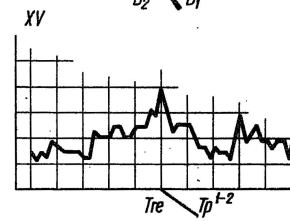
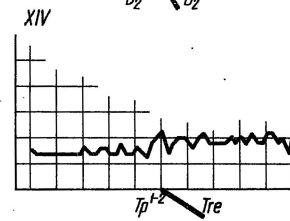
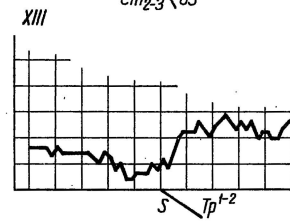
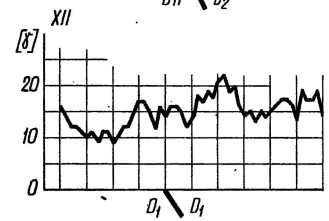
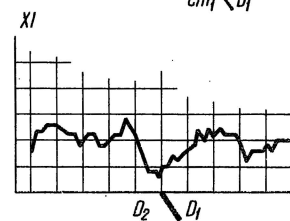
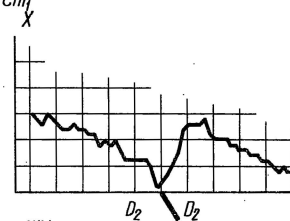
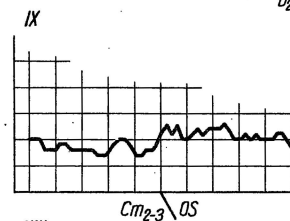
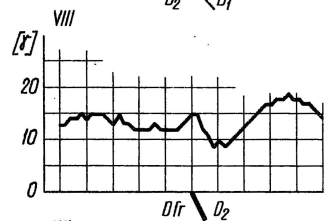
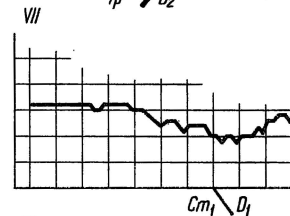
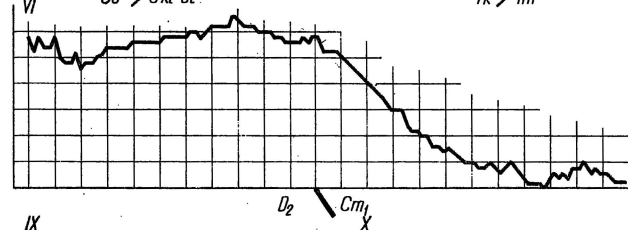
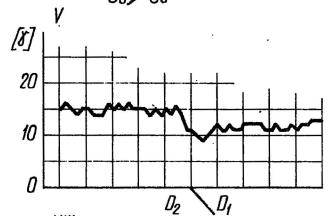
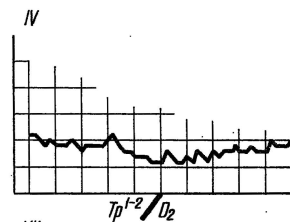
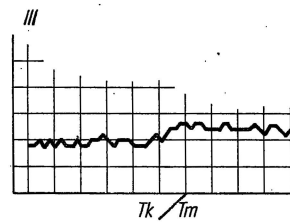
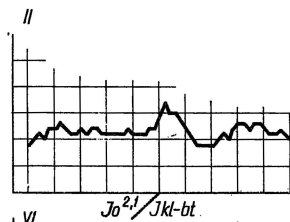
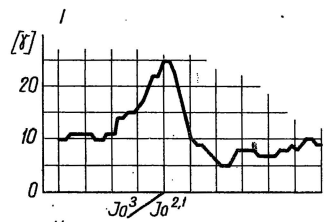
Kolejne wychodnie dewonu środkowego (8,8—13,6 km) wywołują liczne anomalie krótkookresowe (o okresach do kilkuset metrów) o amplitudach dochodzących do 20 gamma. Przyczyną tych anomalii mogą być zarówno lokalne wystąpienia rud żelaza, jak i żyły lamprofirów, które zostały stwierdzone badaniami magnetycznymi (K. Karaczun, 1962) na wschód od omawianego profilu mikromagnetycznego. Lamprofiry te mają prawdopodobnie znacznie większą podatność niż próbka, której wyniki badań zamieszczono w tab. 1.

Kontakt utworów dewonu środkowego z utworami kambru dolnego ma odbicie w postaci anomalii o amplitudzie 30 gamma i okresie 180 m (fig. 3 — VI). Charakter tej anomalii wskazuje, że ciało ją powodujące zapada zgodnie z kontaktem. A zatem jej przyczyną może być albo mineralizacja, albo też intruzja skał magmowych w strefie kontaktowej. Nad wychodniami kambru dolnego (13,6—14,0 km) zaznacza się obniżenie wartości anomalii do kilku gamma, co być może wiąże się z ich małą podatnością magnetyczną. Oscylacje krótkookresowe, o amplitudzie 3—5 gamma, są prawdopodobnie związane z niewielkimi różnicami wartości tego parametru dla szarogłazów i łupków z jednej strony i piaskowców z drugiej strony.

Dalej nad wychodniami dewonu dolnego (14,0—14,2 km), a następnie dewonu środkowego (14,2—16,8 km) następuje systematyczny wzrost wartości anomalii, które przekraczają tu miejscami 20 gamma. Nad północno-wschodnią częścią wychodni dewonu środkowego występuje anomalia o amplitudzie ponad 60 gamma i okresie ok. 1000 m. Ponieważ maksimum tej anomalii znajduje się nad znaną żyłą diazbazów, można przyjąć, że żyła ta jest jej przyczyną. Nie jest wykluczone, że cała strefa podwyższonego poziomu anomalii jest odbiciem większego kompleksu skał intruzywnych, występujących w obrębie dewonu środkowego, aczkolwiek nie jest wykluczone, że przyczyną tego podwyższenia mogą być strefy słabo podatnych rud żelaza.

Kolejne wychodnie kambru dolnego (17,0—18,0 km) powodują, tak jak poprzednio, obniżenie poziomu anomalii do kilku gamma, a następnie wzrost do ponad 15 gamma. Południowo-zachodni kontakt kambru dolnego z dewonem dolnym (16,8—17,0 km) nie ma odbicia w obrazie magnetycznym, natomiast nad takim samym kontaktem od północnego wschodu występuje anomalia ujemna (fig. 3 — VII) o amplitudzie 7 gamma.

Nad kolejnymi wychodniami dewonu dolnego, środkowego i znów dolnego (18,0—19,7 km) zaobserwowano długookresową (okres ok. 1 km) anomalie o amplitudzie 20 gamma. Interpretacja, przeprowadzona metoda



1 2

stycznych wykazała, że źródło tej anomalii znajduje się na głębokości ok. 500 m. Prawdopodobnie jej przyczyną jest następna strefa występowania skał magmowych.

Dalej w badanym profilu występują szarogłazy i łupki karbonu dolnego (19,7—20,3 km). W strefie tej zaburzenia wywołane przebiegiem linii elektrycznej wysokiego napięcia i zabudowaniami spowodowały przerwy w profilu mikromagnetycznym. Niemniej można tu zauważyć obniżenie poziomu anomalii do kilku gamma i oscylacje krótkookresowe o amplitudzie 5—7 gamma, związane prawdopodobnie z różną podatnością szarogłazów i łupków.

W strefie wychodni dewonu górnego i środkowego (20,3—22,5 km) zaznacza się podwyższenie poziomu anomalii do kilkunastu gamma. Różnice w podatności występujących tu wapieni, dolomitów, łupków i margli a, być może, także stref wzbogaconych rudami żelaza powodują oscylacje wartości anomalii w granicach 5—10 gamma.

Druga strefa wychodni karbonu dolnego (22,5—22,9 km) — znajdująca się między wychodniami famenu — niczym się nie wyróżnia w obrazie magnetycznym. Zarówno nad wychodniami karbonu, jak i nad kolejnymi wychodniami famenu i franu (22,9—23,3 km) oscylacje wartości anomalii nie przekraczają 5 gamma. Uskok oddzielający twory franu i dewonu środkowego (23,3—23,4 km) ma odbicie w anomalii o amplitudzie 7 gamma (fig. 3 — VIII), której charakter wskazywałby na zwiększoną tu zawartość minerałów ferromagnetycznych. Być może tą samą przyczynę ma rysująca się w bezpośrednim sąsiedztwie tej anomalii anomalia o amplitudzie 15 gamma i okresie 80 m (nad wychodnią dewonu środkowego).

Nad sąsiadującymi od północnego wschodu z utworami dewońskimi rozległymi wychodniami kambru środkowego i górnego (23,4—27,4 km) występuje rozległa anomalia ujemna, o okresie kilku kilometrów, której minimalne wartości są bliskie zera. Wiąże się to prawdopodobnie z małą podatnością występujących tu kwarcytów oraz łupków kwarcytowych i ilastych. Te ostatnie powodują prawdopodobnie lokalne podwyższenia wartości anomalii o 10—15 gamma. W północno-wschodniej części omawianych wychodni zaznacza się kilka lokalnych anomalii o amplitudzie do 40 gamma i okresach kilkudziesięciometrowych, które świadczą o lokalnych koncentracjach minerałów ferromagnetycznych.

Kontakt kambru z ordowikiem zaznacza się wzrostem wartości anomalii o 5 gamma (fig. 3—IX). Wzrost ten utrzymuje się nad całą wychodnią utworów ordowiku i syluru (27,4—30,7 km), tworząc anomalię o okresie kilku kilometrów i maksimum 15 gamma. Wiąże się ona prawdopodobnie z większym udziałem skał ilastych (łupki graptolitowe pośród piaskowców i szarogłazów), które mogą powodować także lokalne podwyższenia jej wartości do 5 gamma. W strefie tej zaznacza się również kilka anomalii lokalnych o amplitudzie od 10 do 30 gamma, sygnalizujących wzrost zawartości minerałów ferromagnetycznych, jednakże nie wiadomo czy są to lokalne strefy okruszcowań, czy też wystąpienia skał magmowych.

Fig. 3. Lokalne anomalie mikromagnetyczne (I—XV) w Górach Świętokrzyskich
Local micromagnetic anomalies (I—XV) in the Góry Świętokrzyskie

1 — uskoki; 2 — granice stratygraficzne; pozostałe objaśnienia jak na fig. 2
1 — faults; 2 — stratigraphic boundaries; other explanations as in Fig. 2

Kolejne obniżenie poziomu anomalii, który miejscami schodzi do zera, odpowiada małopodatnej serii piaskowców i kwarcytów dewonu dolnego (30,7—32,2 km). Lokalne podniesienia tego poziomu, dochodzące do 5 gamma, odpowiadają prawdopodobnie wkładkom ilów pstrych. Zaznaczająca się na północno-wschodniej granicy tego kompleksu anomalia ujemna o amplitudzie ok. 10 gamma i okresie kilkuset metrów jest — być może — spowodowana wpływem zabudowań w pobliżu trasy profilu, choć nie jest wykluczone, że wiąże się ona ze strefą kontaktową dewonu dolny — dewon środkowy.

Nad utworami dewonu środkowego (32,2—36,7 km) i występującymi wśród nich utworami dewonu górnego zaznacza się niewielki wzrost (do 10 gamma) poziomu anomalii i oscylacje lokalne, dochodzące do 10 gamma, związane prawdopodobnie z różnicami podatności między wapieniami i dolomitami z jednej strony a łupkami i marglami z drugiej strony. Zaznaczająca się tu anomalia (od -25 do +25 gamma) o okresie ok. 200 m i amplitudzie 50 gamma może być spowodowana obecnością pobliskich zabudowań, choć przyczyny geologiczne nie są tu wykluczone.

Uskoki — jeden w obrębie dewonu środkowego, drugi oddzielający dewon środkowy od dolnego i trzeci w obrębie dewonu dolnego — zaznaczają się w obrazie magnetycznym w postaci anomalii (fig. 3—X, XI, XII) o amplitudach 13, 10 i 8 gamma i charakterze, wskazującym na wzbogacenie stref uskokowych w minerały ferromagnetyczne.

Północno-wschodnia wychodnia utworów dewonu dolnego (36,7—37,6 km) zaznacza się tak jak poprzednio obniżeniem poziomu anomalii do zera, a nawet w jednym miejscu do -8 gamma, co może być tu spowodowane obecnością pobliskich zabudowań.

Ostatnia na analizowanym profilu wychodnia utworów ordowiku i syluru (37,6—38,9 km) znów znajduje odbicie w podwyższeniu poziomu anomalii do kilkunastu gamma. Amplitudy anomalii krótkookresowych, związanych ze zróżnicowaniem litologicznym, dochodzą do 10 gamma.

Kontakt utworów syluru i pstrego piaskowca zaznacza się lokalną anomalią o amplitudzie 12 gamma (fig. 3 — XIII), co świadczyłoby o jego mineralizacji związkami ferromagnetycznymi. Nad piaskowcami pstrego piaskowca (38,9—39,3 km) obserwuje się obniżenie poziomu anomalii do kilku gamma. Lokalne oscylacje, związane prawdopodobnie z wkładkami ilów, dochodzą tu do 10 gamma.

Południowo-zachodni kontakt utworów pstrego piaskowca i bardzo zróżnicowanych utworów retu ma oddźwięk w postaci podniesienia poziomu anomalii do 5 gamma (fig. 3 — XIV), a następnie do 15 gamma. Jest to jak widać wynikiem oddziaływania występujących tu miejscami margli, ilów lub mułowców (39,3—40,2 km), które dają również lokalne podwyższenia wartości anomalii do 10 gamma. Północno-wschodni kontakt utworów retu i pstrego piaskowca zaznacza się w postaci anomalii lokalnej o amplitudzie 13 gamma (fig. 3 — XV), świadczącej o wzroście w tej strefie zawartości minerałów ferromagnetycznych.

Nad wychodniami pstrego piaskowca (40,2—41,4 km), przez które przebiega północno-wschodni kraniec profilu, utrzymuje się stosunkowo wysoki poziom anomalii (do 15 gamma), co świadczyłoby o dominującym oddziaływaniu występujących między piaskowcami bardziej podatnych

magnetycznie iłów, które dają także anomalie lokalne o amplitudzie 10—15 gamma.

W tabeli 2 zestawiono wartości okresów i amplitud anomalii, związanych z różnymi przyczynami geologicznymi, zarejestrowanych podczas badań mikromagnetycznych. Z danych wynika, że zróżnicowanie litologiczne skał osadowych powoduje zmiany wartości anomalii, nie przekraczające 15 gamma. Zmineralizowane strefy kontaktowe lub uskokowe, strefy występowania rud żelaza bądź też intruzje skał magmowych mogą wywoływać anomalie o amplitudzie 15—40 gamma. Anomalie o amplitu-

Tabela 2

Okresy i amplitudy anomalii na profilu mikromagnetycznym przez Góry Świętokrzyskie, spowodowane przez różne przyczyny geologiczne

Przyczyna anomalii	Okres	Amplituda w gamma
Duże jednostki litologiczno-stratygraficzne	1—8 km	<15
Serie litologiczne	kilka — kilkaset metrów	3—15
Strefy mineralizacji na kontaktach i uskokach	10—40 m	5—30
Strefy występowania rud żelaza (limonity, syderyty)	kilka — kilkaset metrów	5—40
Intruzje skał magmowych (diabazy, lamprofiry)	kilka — kilkaset metrów	10—65

dzie powyżej 40 gamma są związane z intruzjami skał magmowych. Wszystkie wyżej wymienione przyczyny mogą powodować anomalie o amplitudzie nie przekraczającej 15 gamma. Wartości okresów anomalii, powodowanych przez różne przyczyny geologiczne, przeważnie pokrywają się ze sobą. Stąd wniosek, że analiza amplitudowo-częstotliwościowa wyników badań mikromagnetycznych — bez powiązania z informacjami geologicznymi — tylko w nielicznych przypadkach może jednoznacznie określić przyczyny poszczególnych anomalii.

WNIOSKI

1. Badania mikromagnetyczne, wykonane w 1969 r. na profilu przechodzącym przez Góry Świętokrzyskie, wykazały, że mogą one być wykorzystane do kartowania skał osadowych tu występujących, w szczególności niektórych granic stratygraficzno-litologicznych i uskoków.

2. Przedmiotem badań mikromagnetycznych mogą być także strefy słabo podatnych magnetycznie rud żelaza lub skał magmowych.

3. Interpretacja wyników badań mikromagnetycznych wymaga ich ścisłego powiązania ze wszystkimi dostępnymi danymi geologicznymi i danymi pomiarów parametrów magnetycznych skał. Formalna analiza amplitudowo-częstotliwościowa nie zawsze może dać jednoznaczne informacje o przyczynach anomalii.

Zakład Zdjęć Geologicznych Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Instytut Geofizyki PAN
Warszawa, ul. Pasteura 3
Nadesłano dnia 8 września 1976 r.

PIŚMIENNICTWO

- DĄBROWSKI A., KARACZUN K. (1958) — Mapa magnetyczna Polski. Biul. Inst. Geol., **137**. Warszawa.
- DRACZYŃSKI W. (1963) — Próba zastosowania badań magnetycznych do kartowania skał osadowych w rejonie Chęcín. Prz. geol., **11**, p. 203—209, nr 4. Warszawa.
- FABIANO E. B., PEDDIE N. W. (1969) — Grid values of total magnetic intensity IGRF—1965. Coast and Geodetic Survey. ESSA Technical Report. Rockville.
- KARACZUN K. (1962) — Szczegółowe zdjęcie magnetyczne składowej pionowej Z w rejonie Iwanisk. Prz. geol., **10**, p. 418—421, nr 8. Warszawa.
- MAŁKOWSKI Z. (1969) — Sprawozdanie końcowe z metodycznych badań magnetycznych w rejonie Chmielnika — Wierzbnika w Górach Świętokrzyskich, wykonanych w roku 1969 przez Zakład Geofizyki PAN. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA GEOLOGICZNA REGIONU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO BEZ UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH (1961) — Inst. Geol. Warszawa.
- MIZERACKA K. (1969) — Dokumentacja pomiarów parametrów magnetycznych wykonanych w 1968 roku. PPG Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- MIZERACKA K. (1973) — Dokumentacja badań własności magnetycznych utworów dolnego dewonu w Górach Świętokrzyskich. Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- OSIKA R., POŻARYSKI W., RÜHLE E., ZNOSKO J. (1972) — Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoicznych. Inst. Geol. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947a) — Anomalie magnetyczne w okolicy wsi Św. Katarzyna — Psary. Biul. Państw. Inst. Geol., **35**. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1947b) — Anomalie magnetyczne w Polsce. Biul. Państw. Inst. Geol., **44**. Warszawa.
- PAWŁOWSKI S. (1953) — Badania magnetyczne w latach 1941—1944. Biul. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1958) — Góry Świętokrzyskie. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wyd. Geol. Warszawa.
- ЛОГАЧЕВ А. А. (1951) — Курс магниторазведки. Москва.

Адам ДОМБРОВСКИ, Здзислав МАЛКОВСКИ

МИКРОМАГНИТНЫЙ ПРОФИЛЬ ЧЕРЕЗ СВЕНТОКШПИСКИЕ ГОРЫ

Резюме

В статье представлена история магнитометрических исследований для геологических целей, проводившихся в Свентокшпских горах, методика микромагнитных измерений, а также редукции и обработки их результатов. Микромагнитные измерения по профилю длиной свыше 40 км, проходящему с юго-запада на северо-восток через всю палеозойскую площадь Свентокшпских гор вместе с частью их мезозойского покрова, выполнила в 1969 году для Геологического института группа сотрудников отдела Геофизики Польской Академии Наук под руководством З. Малковского. Эти измерения должны были показать, какие геологические границы можно проследживать микромагнитными методами. Исследования были выполнены магнитометрами, сконструированными в отделе Геофизики ПАН, в 19 500 точках, лежащих в 2 метрах одна от другой, со средней точностью ± 1 гамма.

Результаты измерений приведены в форме графика средних значений аномалий напряженности магнитного поля, рассчитанных для 100-метровых отрезков профиля, на фоне геологического разреза (фиг. 2), а также в виде графиков избранных локальных аномалий, отмеченных над стратиграфическими границами или нарушениями (фиг. 3).

Сопоставлены и проанализированы результаты изучения магнитных свойств палеозойских пород в Свентокшпских горах (таб. 1). Изучен характер аномалий, наблюдавшихся над различными литолого-стратиграфическими элементами. Установлена величина периодов и амплитуда магнитных аномалий, вызванных различными геологическими причинами (таб. 2). Из этих данных следует, что амплитудно-частотный анализ результатов микромагнитного анализа — без их координации с геологическими данными — только в редких случаях может дать однозначный ответ о причинах отдельных аномалий.

Микромагнитные исследования, выполненные в 1969 г., показали, что их можно использовать для картирования осадочных пород Свентокшпских гор, особенно некоторых литолого-стратиграфических границ и нарушений. Объектом таких исследований могут являться также зоны залегания мало магнито-восприимчивых железных руд или магматических пород. Для интерпретации результатов микромагнитных исследований необходимо использование всех доступных геологических материалов и данных измерения магнитных параметров пород.

Adam DĄBROWSKI, Zdzisław MAŁKOWSKI

MICROMAGNETIC PROFILE ACROSS THE GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Summary

In 1969 micromagnetic measurements were completed in the Góry Świętokrzyskie; they were performed on the commission of the Geological Institute by a research team of the Geophysical Department Polish Academy of Sciences, super-

vised by Z. Małkowski. The SW — NE micromagnetic profile ran across the entire Palaeozoic core and a part of its Mesozoic cover. The purpose of the measurements was to determine which geological boundaries could be traced by micromagnetic techniques. The PMP magnetometer constructed at the Geophysical Department was used. Observations were carried out on 19 500 points along a 40 km profile line, the distance between the points was 2 m, and average accuracy ± 1 gamma.

The history of the magnetic surveys completed in the Góry Świętokrzyskie for geological purposes is presented in the paper.

The micromagnetic techniques and the methods of reduction and data processing are discussed.

The results served to construct a graph of mean values of the magnetic field intensity anomalies calculated for 100 m portions of the profile and were plotted against the geological cross-section; in addition, graphs of selected local anomalies observed above the stratigraphic boundaries and faults were made.

The magnetic properties of Palaeozoic rocks were compiled and analyzed.

The nature of the anomalies observed above different lithological-stratigraphic units has been studied. The values of the periods and amplitudes of the magnetic anomalies resulting from different geological sources have been estimated. It has been found that without additional geological data the amplitude-frequency analysis of micromagnetic results hardly ever provides unambiguous informations on the geological source of the anomalies.

Micromagnetic measurements completed in 1969 in the Góry Świętokrzyskie proved useful for the mapping of sediments and for tracing certain lithological-stratigraphic boundaries, and faults in particular. These techniques can also be used to examine iron ore zones and igneous rocks of poor magnetic susceptibility. A reliable interpretation of micromagnetic results must be based on all the available geological data combined with magnetic parameters of rocks.

Translated by Grażyna Niemczynow-Burchart