

Permskie przemagnesowanie utworów węglanowych dewonu południowej Polski — próba powiązania z procesami diagenetycznymi

Jacek Grabowski*, Marek Narkiewicz*, Jerzy Nawrocki*, Maria I. Waksmundzka*

Permian remagnetization in the Devonian carbonates in southern Poland — probable link with diagenetic processes. Prz. Geol., 50: 78–86.

Summary. Paleomagnetic investigations of 9 bore core fragments of Middle and Upper Devonian carbonates from the Lublin (boreholes Gielczew PIG 5 and 6) and Upper Silesia region (borehole Goczałkowice IG 1) revealed the presence of the Early Permian remagnetization related to magnetite. The intensity of remagnetization correlates either with late dolomitization (Gielczew) or oxidation of pyrite (Goczałkowice). The remagnetization is temporally and probably genetically linked to an increased heat flow, volcanism and hot fluid migration in the Early Permian.

Key words: paleomagnetism, diagenesis, carbonates, Devonian, Lublin area, Upper Silesia

Drobny magnetyt występuje powszechnie w osadowych skałach węglanowych. Jeszcze w latach siedemdziesiątych uważano, że jest on pierwotnym składnikiem detrytycznym osadu. Jego obecność była więc interpretowana jako dowód na istnienie detrytycznej pozostałości magnetycznej związanej z wiekiem powstania skały (zob. McCabe & Elmore, 1989). Jednak już w latach osiemdziesiątych rozpoznano rozległe „allegeńskie” (późny karbon–perm) przemagnesowanie paleozoicznych węglanów z Appalachów, ich przedpola, a także wnętrza kontynentu amerykańskiego (McCabe i in., 1989). Przemagnesowanie to było związane z obecnością kryształków i sferul magnetytowych, których automorficzny pokrój sugerował powstanie w wyniku procesów diagenetyzacji (McCabe & Elmore, 1989 i rozległa literatura tamże). Obecność autigenicznego magnetytu wskazywała, że przemagnesowanie miało charakter „chemiczny”, tzn. nastąpiło poprzez wzrost kryształów w osadzie lub skale osadowej w wyniku jakiejś zmiany środowiska geochemicznego. Dodatkowym argumentem za chemiczną genezą przemagnesowania była stosunkowo niska dojrzałość termiczna otaczających skał (CAI = 1–2). Wykluczało to możliwość przemagnesowania w wyniku oddziaływania wysokiej temperatury, kiedy to domeny w kryształach magnetytu ulegają reorientacji na skutek dostarczonej energii cieplnej. Zjawiska przemagnesowania termicznego postulowano dla skał o wartościach CAI = 4 i więcej (np. Kent, 1985). W celu wyjaśnienia zjawiska typowego niskotemperaturowego przemagnesowania chemicznego zaproponowano kilka mechanizmów:

— działalność mineralizujących roztworów wyciśniętych na przedpole podczas orogenezy (Oliver, 1986; Stamatatos i in., 1996; Elmore i in., 1998), odpowiedzialnych również za złoża cynku i ołowiu typu MVT i koncentracje bituminów

— wpływ węglowodorów na otaczające skały (np. Kilgore & Elmore, 1989; Elmore & Leach, 1990; Machel & Burton, 1991; Elmore i in., 1993a)

— przemiany minerałów ilastych (Katz i in., 2000) i diagenetyzacja w trakcie pogrzebienia (*burial diagenesis*) (Banerjee i in., 1997)

— działalność roztworów meteorycznych (Elmore i in., 1993b)

— dolomityzacja i dedolomityzacja (Xu i in., 1998; Lewchuk i in., 2000)

Ostatnie badania wskazują, że autigeniza magnetytu i zmiany magnetochemiczne w skale mogą nastąpić także w wyniku oddziaływania samej tylko podwyższonej temperatury (Katz i in., 1998) bez doprowadzenia substancji z zewnątrz. Taki mechanizm przemagnesowania można nazwać termiczno-chemicznym.

Niezależnie od genezy przemagnesowania, wtórny kierunek paleomagnetyczny może stanowić podstawę datowania wydarzeń termicznych i procesów diagenetycznych w skałach osadowych. Niniejszy komunikat prezentuje nowe dane paleomagnetyczne z umiarkowanie przegrzanych węglanów dewońskich Lubelszczyzny (otwory Gielczew PIG 5 i 6) oraz Górnego Śląska (otwór Goczałkowice IG 1) — ryc. 1. Przedyskutowane zostaną możliwe przyczyny przemagnesowań i ich związek z historią termiczną i diagenetyczną skał.

Sytuacja geologiczna i opróbowanie

Analizowane utwory reprezentują kilkusetmetrowej miąższości wapień i dolomity płytkowodnej platformy węglanowej, która w dewonie środkowym i wczesnym franie rozciągała się od Moraw na zachodzie po Lubelszczyznę na wschodzie (np. Narkiewicz, 1985; Dvorak i in., 1995). Utwory dewonu Lubelszczyzny mają na ogół dobrą dokumentację stratygraficzną i wiarygodną interpretację środowiska depozycji (M. Narkiewicz i in., 1998). W przypadku profilu Goczałkowice IG 1 brak szerszych opracowań publikowanych, stąd dane do niniejszej pracy zaczerpnięto z dokumentacji otworowej (podział na piętra dewońskie) oraz z pracy magisterskiej Hellera (1995) w odniesieniu do szczegółowej litostratygrafii i interpretacji facjalnej.

Wykorzystane w tej pracy obserwacje zjawisk i procesów diagenetycznych mają charakter wstępny. Opierają się na pojedynczych szlifach, a w przypadku otworów Gielczew PIG 5 i 6 — również na dokładnych makroskopowych obserwacjach rdzeni.

Goczałkowice IG 1. Próbki do badań paleomagnetycznych pobrano z 5 fragmentów rdzenia (zwanymi dalej stanowiskami) (tab. 1). Otwór jest usytuowany w bliskim sąsiedztwie brzegu nasunięcia Karpat (ryc. 1A). Na dewo-

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

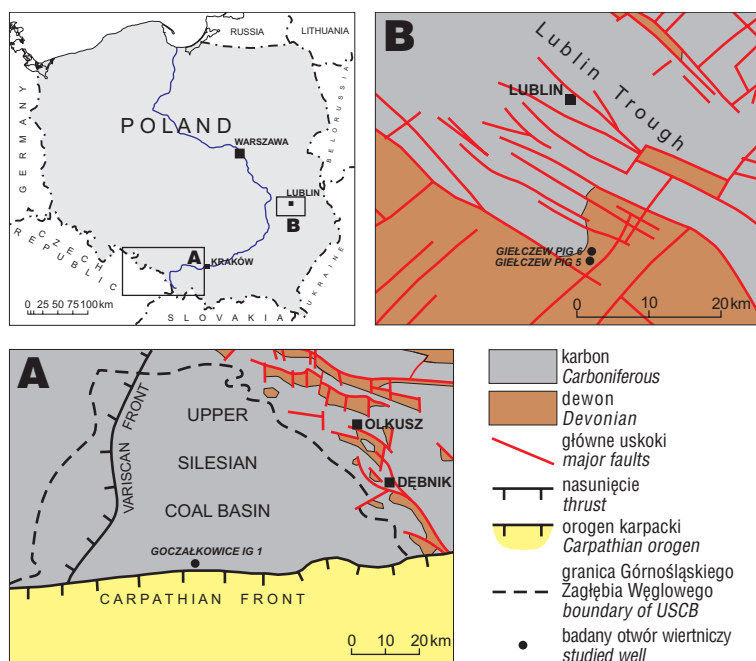
nie spoczywa jeszcze ok. 1400 m nadkładu karbonu dolnego i górnego oraz ok. 600 m miocenu. Ławice dewonu wykazywały niewielki upad (10–25°), na podstawie którego dokonano wzajemnej orientacji opróbowanych stanowisk. Regionalny kierunek upadu przyjęto jako azymut 0° (Z. Buła, 2000 inf. ustna).

Wapień biolitytowe (por. tab. 1) są wykształcone w facjach typowych dla środkowej części dewońskiej platformy węglanowej. Opróbowana, wyższa część tej jednostki (stanowiska G 10–12) jest reprezentowana przez utwory o charakterze regresywnym, z mniejszym udziałem urozmaiconej fauny otwartomorskiej. Wskazuje to na częściowe odcięcie od otwartego zbiornika. Dolna część jednostki wapieni mikrytowych i kalkarenitów (G13–14) również była deponowana w warunkach płytkowodnej, okołopłykowej do płytkiej niżepłykowej sedimentacji na platformie węglanowej.

Dominującym procesem diagenetycznym obserwowanym w szlifach jest rozpuszczanie ciśnieniowe — kompakcja chemiczna, reprezentowana przez struktury o różnej skali — od drobnych stylolitów na kontaktach między ziarnami po grubsze szwy rezydualne. W tych ostatnich podrzędnie występuje dolomit autigeniczny. Obecny jest blokowy kalcytowy cement międzyziarnowy oraz, podrzędnie — siarczki żelaza (piryt lub markasyt).

Lubelszczyzna. Pilotowe próbki dewońskich skał węglanowych do badań paleomagnetycznych pochodzą z otworów Gielczew PIG 5 i Gielczew PIG 6. Znajdują się one w rejonie SW skrzydła rowu lubelskiego, gdzie

osady karbonu zachowały się tylko fragmentarycznie (ryc. 1B). Dewon przykryty jest tam bezpośrednio przez osady mezozoiczne o miąższości ok. 1,5 km. Do badań paleomagnetycznych wykorzystano cztery fragmenty rdzenia (stanowiska) o długości ok. 0,5 m. Były to dolomity o



Ryc. 1. Szkic geologiczny Górnego Śląska (A — wg Pożaryskiego i Dembowskiego, 1983) i Lubelszczyzny (B — wg Żelichowskiego i Porzyckiego, 1983) z lokalizacją opróbowanych otworów. Na obszarze pozakarpaccim nie zaznaczono pokrywy mezo- i kenozoicznej

Fig. 1. Location of sampled boreholes on geological sketch maps of the Upper Silesia (A — after Pożaryski & Dembowski, 1983) and Lublin region (B — after Żelichowski & Porzycki, 1983). Meso- and Cenozoic cover is omitted outside the Carpathians

Tab. 1. Opróbowanie utworów węglanowych dewonu z regionu górnośląskiego (otwór Goczałkowice IG 1)

Table 1. Sampling of the Devonian carbonates from the Upper Silesia region (borehole Goczałkowice IG 1)

Stano-wisko	Głęb. [m]	Litologia	Litostratygrafia (wg Hellera, 1995)	Wiek*	Położenie warstw
G 10	2268	wapień–pakston	wapień biolitytowe	fran	0/18
G 11	2250	wapień–wakston	wapień biolitytowe	fran	0/25
G 12	2273	wapień–pakston	wapień biolitytowe	fran	0/15
G 13	2157	wapień–pakston/grejnston	wapień mikrytowe i kalkarenity	fran	0/10
G 14	2154	wapień–wakston/grejnston	wapień mikrytowe i kalkarenity	fran	0/15

* według dokumentacji otworu

Tab. 2. Opróbowanie utworów węglanowych dewonu z regionu lubelskiego

Table 2. Sampling of the Devonian carbonates from the Lublin area

Stanowisko	Otwór/głęb. [m]	Litologia	Litostratygrafia* i pozycja w cyklach T-R**	Wiek
Gie 4	Gielczew IG 5 1935,3–1935,5	dolosparyt	ogniwo lipowieckie fm. modryńskiej; ?spąg utworów transgresywnych (szelf niżepływowy) cyklu V	?żywet wyższy/ fran niższy
Gie 5	Gielczew IG 5 1928,8–1930	wapień gruzłowy (wakston) zbioturbowany	ogniwo lipowieckie fm. modryńskiej; utwory transgresywne (szelf niżepływowy) cyklu V	?żywet wyższy/ fran niższy
Gie 6	Gielczew IG 6 1870,1–1870,3	dolomikryt laminowany	ogniwo werbkowickie fm. modryńskiej; utwory regresywne (perylitoralna platforma węglanowa) cyklu V	fran
Gie 7	Gielczew IG 6 1870,5–1870,9	laminowane dolomikryty/dolosparyty	ogniwo werbkowickie fm. modryńskiej; utwory regresywne (perylitoralna platforma węglanowa) cyklu V	fran

*według Miłaczewskiego (1995); ** według M. Narkiewiczza i in. (1998)

zróżnicowanym stopniu zaawansowania procesów diagenetycznych (stanowiska Gie 4, Gie 6 i Gie 7) oraz stosunkowo mało zmieniony wapień (stanowisko Gie 5). Stanowiska były orientowane wyłącznie w zakresie góra–dół. Warstwy skalne zalegają poziomo, a więc nie było możliwości wzajemnego zorientowania opróbowanych stanowisk na podstawie regionalnego upadu. Ogólna charakterystyka stanowisk jest przedstawiona w tab. 2.

Pod względem pierwotnej charakterystyki sedimentologicznej badane próbki reprezentują dwa różne środowiska depozycyjne. Węglany ze stanowisk Gie 4–5 były deponowane jako niżejpływowo muły, pierwotnie wapienne, z bogatą fauną morską. Węglany ze stanowisk Gie 6–7 to okolożyłowe muły, pierwotnie dolomitowe lub dolomitowo-wapienne, pozbawione fauny i powstałe w warunkach okresowo wynurzanych równi między- i/lub wyżejpływowo o silnej ewaporacji.

Opróbowane skały węglanowe są zróżnicowane pod względem charakteru i stopnia nasilenia przemian wtórnych. Najmniej objęte tymi procesami były utwory repre-

zentowane przez stanowisko Gie 6. Występujący tu piryt ma najprawdopodobniej wczesną genezę (eogenetyczny), natomiast dolomit został objęty co najwyżej nieznacznie rekrytalizacją w układzie zamkniętym (brak struktur rozpuszczeniowych i spękań, czytelna pierwotna laminacja).

Stanowisko Gie 4 reprezentuje dolomit późny (mezogenetyczny) z przejawami silnych procesów dolomitizacji zacierającej pierwotne cechy sedimentacyjne, połączonej z rozpuszczaniem i wtórnym wypełnianiem powstałej porowatości przez różne generacje osadów krystalicznych i cementów.

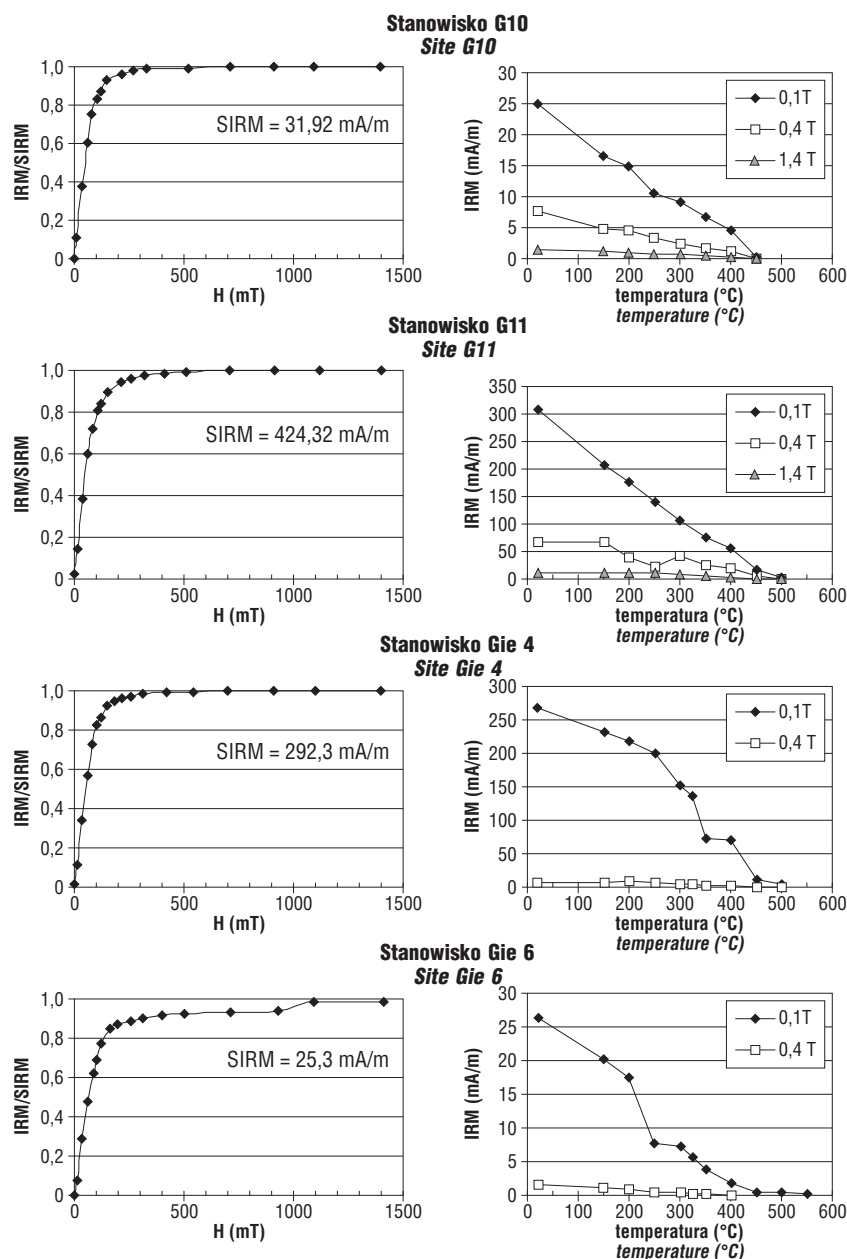
Próbka ze stanowiska Gie 5 ma wprawdzie czytelną strukturę pierwotnego wapienia, ale zawiera znaczącą domieszkę wtórnego dolomitu późnego (o wspólnej genezie z dolomitом pobliskiej próbki Gie 4), a także jeszcze późniejszego kalcytu.

Próbka ze stanowiska Gie 7 pochodzi z tego samego kompleksu dolomitów perylitoralnych, co Gie 6, ale różni się od niej wyraźnie obecnością grubiej krystalicznego dolosparytu wtórnego po wapieniu laminowanym lub po dolomikry-

cie oraz występowaniem późnego cementu dolomitowego.

Metodyka

Prace analityczne wykonano w Laboratorium Paleomagnetycznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Z każdego stanowiska wycięto 4–5 próbek cylindrycznych o wspólnej orientacji. Próbkę rozmagnesowano termicznie. Pomiary naturalnej pozostałości magnetycznej (NRM) i rozmagnesowanie przeprowadzano w klatce Helmholtza, zmniejszającej natężenie otaczającego pola geomagnetycznego o 95%. Skład frakcji magnetycznej określano poprzez stopniowe nakładanie izotermicznej pozostałości magnetycznej (IRM), oraz rozmagnesowanie termiczne IRM nałożonej w jednej próbce w trzech wzajemnie prostopadłych kierunkach w polach: 0.1 T, 0.4 T i 1.4 T (Lowrie, 1990).



Ryc. 2. Stopniowe nakładanie IRM (lewa kolumna) oraz termiczne rozmagnesowanie IRM nałożonej wzdłuż 3 osi (prawa kolumna). IRM — izotermiczna pozostałość magnetyczna, SIRM — namagnesowanie nasycenia
Fig. 2. Stepwise acquisition of IRM (left column) and thermal demagnetization of IRM acquired along 3 axes (right column). IRM — isothermal remanent magnetization, SIRM — saturation isothermal remanent magnetization

Petromagnetyzm

Skład minerałów magnetycznych w węglanach z Gielczwi i Goczałkowic jest podobny. Krzywe nakładania IRM (ryc. 2) wskazują na występowanie, we wszystkich badanych próbkach, minerału o niskiej koercji: blisko 95% nasycenia (SIRM) jest uzyskane w niskich polach 250–300 mT. Rozmagnesowanie termiczne IRM, nałożonej w trzech wzajemnie prostopadłych kierunkach, potwierdza te obserwacje. Frakcja o wysokiej koercji (1,4 T) jest nieobecna. Dominuje frakcja niskokoercyjna (0,1 T) przy niewielkim udziale frakcji średniokoercyjnej (0,4 T). Maksymalne temperatury odblokowujące 500–580°C (ryc. 2) i niska koercja nośnika namagnesowania świadczą o obecności magnetytu. Spadki natężenia IRM między 300 i 350°C w niektórych próbkach mogłyby świadczyć o obecności pirotynu. Minerale ten jednak ma nieco wyższą koercję niż magnetyt (Opdyke & Channell, 1995) i powinien zaznaczyć się na krzywych jako frakcja 0,4T, występująca w badanych próbkach w minimalnej ilości.

Pewne różnice pomiędzy próbkami z Gielczwi i Goczałkowic występują przy porównaniu zmian podatno-

ści magnetycznej k względem temperatury. Wzrost podatności w okolicach temperatury 400°C, we wszystkich badanych próbkach z Lubelszczyzny (ryc. 3A–D), świadczy o obecności pirytu, i jego przeobrażeniu w magnetyt podczas wygrzewania (van Velzen, 1992; Grabowski, 2000a). Próbkę z Goczałkowic zachowują się w sposób bardziej zróżnicowany (ryc. 3E–H) — w próbkach ze stanowiska G 10 obserwuje się znaczny wzrost podatności powyżej 400°C, jednak w stanowiskach G 13 i G 14 ten wzrost jest już znacznie mniejszy, a w stanowisku G 11 podatność wyraźnie spada pomiędzy 400 a 450°C. Świadczy to o zróżnicowaniu zawartości pirytu pomiędzy stanowiskami. Spadek podatności w próbce G 11 jest związany najprawdopodobniej z obecnością maghemitu (utlenionego magnetytu) (Opdyke & Channell, 1995).

Rozmagnesowanie

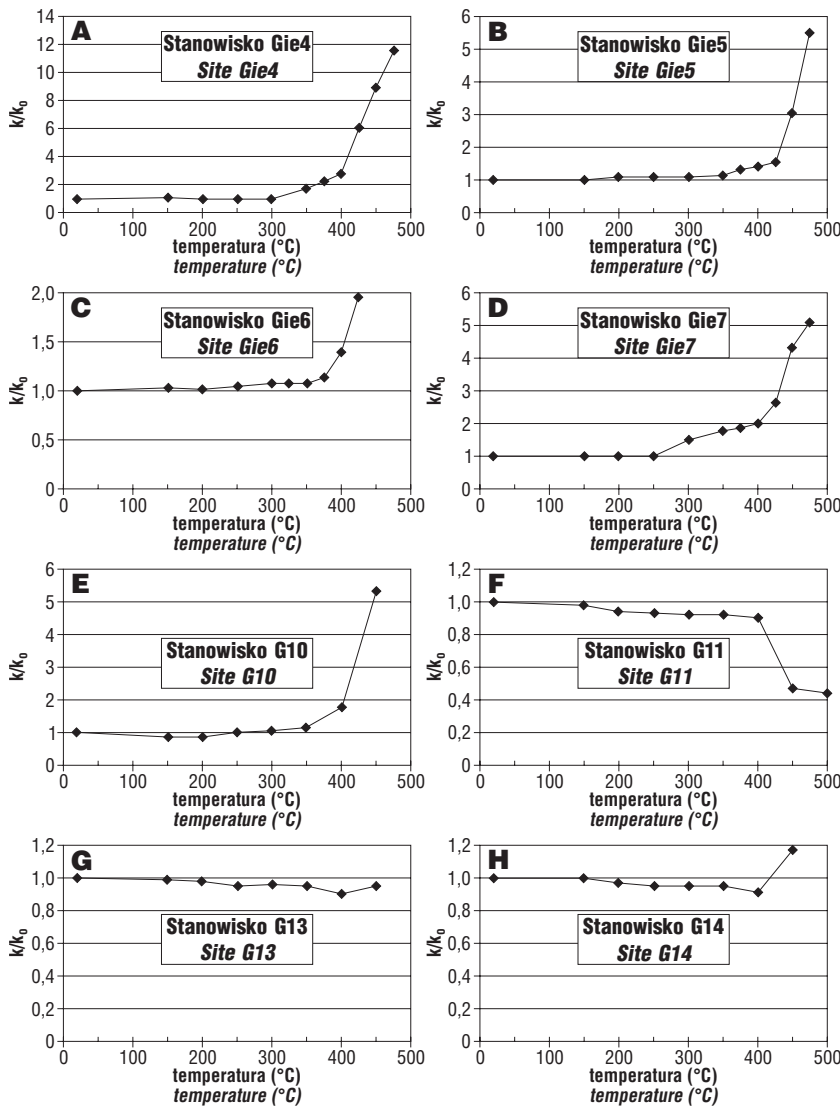
Prawie wszystkie próbki, wykazują bardzo dobrą powtarzalność ścieżek rozmagnesowania. Natężenia NRM są dość wysokie, jak na skały węglanowe (tab. 3, 4), przybierając najwyższe wartości w mezogenetycznych dolomitach ze stanowiska Gie 4 i w wapieniach ze stanowiska G 11. Jedynie próbki ze stanowiska Gie 6 (dolomity eogenetyczne) wykazywały skrajnie niskie natężenia NRM. Nie zaobserwowano też zbieżności ścieżek rozmagnesowania pomiędzy próbkami z tego stanowiska.

Stosunkowo słaby sygnał wykazywały też wapienie ze stanowiska G 10, udało się tam jednak wyróżnić charakterystyczne kierunki namagnesowania.

W próbkach zaobserwowano dwie składowe namagnesowania: niskotemperaturową (LT — temperatury odblokowujące 100–150°C–250–300°C) i wysokotemperaturową (HT — temperatury odblokowujące 250–475°C). Składowa HT wykazuje dobrą zbieżność w obrębie poszczególnych stanowisk. Proste odcinki na diagramach Zijdervelde (ryc. 4), zmierzające do środka układu współrzędnych, świadczą o dużej stabilności tej składowej.

Dobra zbieżność składowej HT pomiędzy stanowiskami z otworu Goczałkowice (tab. 3 i ryc. 5A, B) potwierdza prawidłowo przeprowadzoną wstępną orientację stanowisk i jednorodny kierunek upadu. Składowa HT wykazuje odwrotną polarność i inklinację -31° (przed korekcją tektoniczną) lub -16° (po korekcji tektonicznej). Nieco lepsza zbieżność składowej HT występuje w układzie po korekcji tektonicznej, różnica ta jednak nie jest znacząca z punktu widzenia testu fałdowego.

W utworach dewońskich z Gielczwi składowa HT wykazuje inklinację $12-18^\circ$ (tab. 4; ryc. 6A–C). Stosunkowo



Ryc. 3. Zmiany podatności magnetycznej (k) badanych próbek w funkcji temperatury
Fig. 3. Magnetic susceptibility (k) changes of investigated samples during thermal treatment

Tab. 3. Charakterystyczne kierunki namagnesowania ze skał węglanowych otworu Goczałkowice IG 1

Table 3. Characteristic remanent magnetizations from the carbonates of Goczałkowice IG 1 borehole

Stanowisko	Składowa	D/I	Dc/Ic	α_{95}	k	n	I_{NRM} (x 10 ⁻⁴ A/m)
G10	HT	212/-27	209/-12	8,1	127,9	4	2,85
	LT	47/81	16/65	4,1	900,4	3	
G11	HT	190/-42	188/-17	5,3	304,2	4	73,99
	LT	156/63	90/79	12,7	53	4	
G12	HT	224/-19	221/-8	5	333,1	4	5,47
	LT	50/68	31/57	14,2	42,9	4	
G13	HT	200/-30	198/-21	14,5	28,6	5	4,44
	LT	12/79	6/69	4,5	420,1	4	
G14	HT	209/-35	205/-22	11	70,1	4	9,14
	LT	165/81	18/83	12,7	53,1	4	

Składowa HT średnia: D/I = 208/-31, α_{95} = 13,2, k = 34,2; Dc/Ic = 205/-16, α_{95} = 12,8, k = 36,5, N = 5Składowa LT średnia: D/I = 93/82, α_{95} = 16,5, k = 22,4; Dc/Ic = 26/72, α_{95} = 13,1, k = 35, N = 5D — deklinacja, I — inklinacja, Dc (Ic) — deklinacja (inklinacja) po korekcji tektonicznej, α_{95} , k — parametry statystyki Fishera, n — liczba próbek, w których obserwowano kierunek, N — liczba stanowisk, I_{NRM} — średnie natężenie NRM, HT — kierunek wysokotemperaturowy, LT — kierunek niskotemperaturowy**Tab. 4. Charakterystyczne kierunki namagnesowania ze skał węglanowych otworów Giełczew (każde stanowisko we własnym układzie orientacji umownej)**

Table 4. Characteristic remanent magnetizations from carbonates of Giełczew boreholes (each site in its own arbitrary coordinate system)

Stano- wisko	Składo- wa	D/I	α_{95}	k	n	I_{NRM} x 10 ⁻⁴ A/m
Gie 4	HT	186/-17	1,6	2300	5	83,7
	LT	228/81	7,2	113	5	
Gie 5	HT	339/-12	10,3	56,4	5	14,61
	LT	152/59	7,4	108	5	
Gie 6	—	—	—	—	4	0,76
Gie 7	HT	107/-18	3,3	540	5	30,73

objaśnienia — zobacz tab. 3

niewielki rozrzut inklinacji wskazuje, że składowa HT może być równowiekowa we wszystkich trzech stanowiskach.

Składowa LT wykazuje dobrą zbieżność w stanowiskach Gie 4 i Gie 5 z Giełczwi oraz we wszystkich stanowiskach z Goczałkowic (tab. 3, 4). Wyraźnie mniejszy rozrzut składowej LT w Goczałkowicach obserwuje się po korekcji tektonicznej (ryc. 5C, D), można więc zaryzykować stwierdzenie o przedfałdowym pochodzeniu tej składowej. Inklinacje składowej LT w stanowiskach Gie 4 i Gie 5 są zróżnicowane (tab. 4), co utrudnia jej bezpośrednią interpretację.

Kierunki charakterystyczne i ich wiek

Zaskakujący pozytywny wynik testu fałdowego dla składowej LT z Goczałkowic świadczy, że składowa ta raczej nie jest współczesną lepką pozostałością magnetyczną (VRM) (choć jej niskie temperatury odblokowujące mogłyby na to wskazywać) lecz namagnesowaniem późnotrzeciorzędowym. Oznaczałoby to, że wychylenie skał dewońskich w Goczałkowicach wystąpiło stosunkowo niedawno (ostatnie 20 mln lat), a więc miało związek z nasuwaniem się Karpat i tworzeniem rowów przedgórskich na ich przedpolu. Interpretacja czasowych profili sejsmicznych (Krzywiec i in. [W:] Nawrocki, 2001)

potwierdza ten wniosek, gdyż strop dewonu i miocenu wykazują ten sam upad.

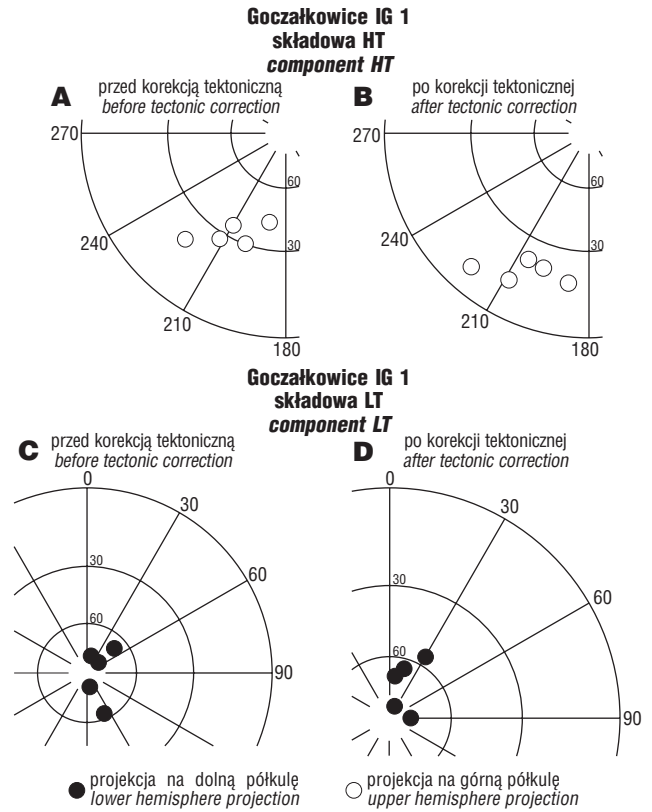
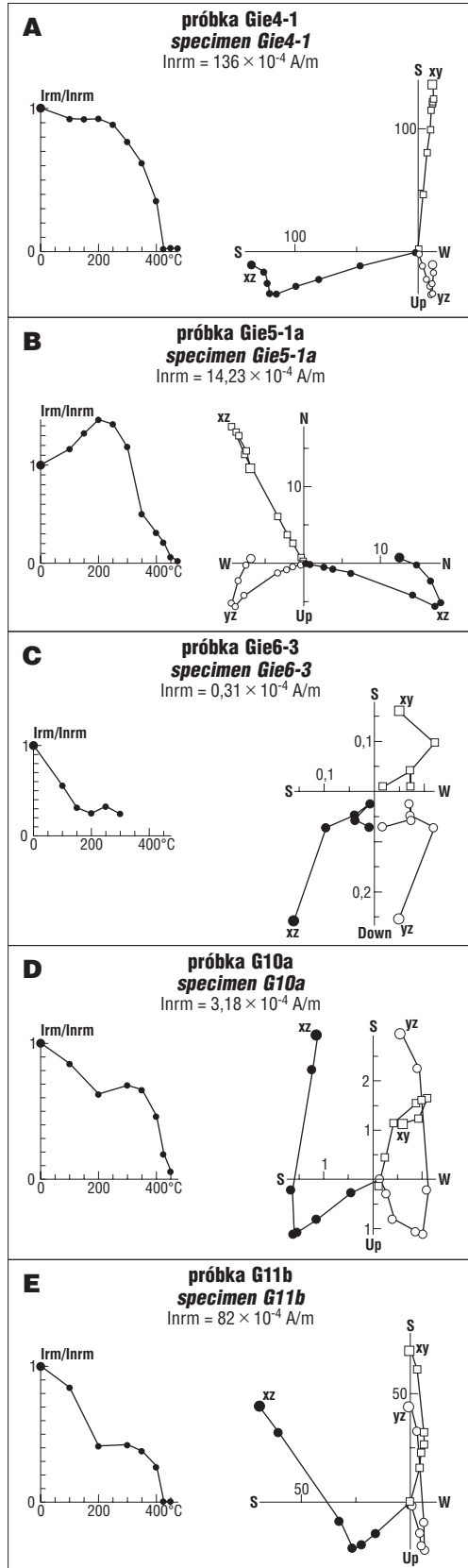
Ponieważ młodsza składowa LT ma genezę przedfałdową, taki sam układ (po korekcji tektonicznej) należy przyjąć dla interpretacji wieku składowej HT. Położenie paleobieguny kierunku HT z Goczałkowic na krzywej pozornej wędrówki paleobieguny dla płyty europejskiej jednoznacznie wskazuje na jego permski wiek (ryc. 7), między 287 a 262 mln lat.

Składową namagnesowania HT z Lubelszczyzny można datować jedynie na podstawie jej inklinacji. Wykres zmian inklinacji na obecnym obszarze Polski od triasu do dziś (Grabowski, 2000a, na podstawie Besse & Courtillot, 1991 oraz Van der Voo, 1993) wskazuje, że wszystkie inklinacje triasowe i młodsze przyjmują wartości powyżej 30°, a więc utrwalenie kierunków HT nastąpiło przed triasem. Inklinacja 17–18° (z obarczonego minimalnym błędem statystycznym stanowisk Gie 4 i Gie 7 — zob. ryc. 8) mogłaby wskazywać na namagnesowanie odwrotne wczesnopermskie (279–275 mln lat) lub normalne późnkarbońskie (306–302 mln lat) albo wczesnkarbońskie (339–326 mln lat). Biorąc pod uwagę położenie kierunków LT, które powinny się sytuować w pobliżu kierunku pola trzeciorzędowego lub współczesnego, bądź na kole wielkim pomiędzy nim a kierunkiem paleozoicznym, za najbardziej prawdopodobny należy uznać wczesnopermski wiek przemagnesowania, taki sam jak w próbkach z otworu Goczałkowice IG 1 (Grabowski, 2000b). Inklinacja charakterystyczna ze stanowiska Gie 5 (12°) jest obciążona większym błędem jednak jej średnia wartość także jest bliska oczekiwanym inklinacjom wczesnopermskim. Składowa LT w stanowisku Gie 5 odpowiadałaby pozostałości współczesnej lub trzeciorzędowej, natomiast w stanowisku Gie 4 byłaby ona kierunkiem wypadkowym pomiędzy namagnesowaniem współczesnym (trzeciorzędowym?), a odwrotnym wczesnopermskim (ryc. 6D).

Dyskusja

Genezę wczesnopermskiego przemagnesowania skał dewońskich z rejonu Goczałkowic i Giełczwi należy rozpatrywać na tle ich historii termicznej. Wartości CAI w otworze Goczałkowice IG 1 są bardzo wysokie (Bełka,

1993): 3–4 dla turneju (interwał 1984,5–1985,5 m) oraz 4 dla famenu (2067–2069,5 m). Odpowiada to oddziaływaniu temperatur 190–250°C. Można sądzić, że maksymalne temperatury w jakich znalazły się badane paleomagnetycznie utwory frańskie (2154–2273 m) nie były niższe. Warunki termicznej aktywacji magnetytu (Middleton & Schmidt, 1982) wskazują, że w takim zakresie temperatur



Ryc. 5. Projekcja stereograficzna charakterystycznych składowych namagnesowania stanowisk z otworu Goczałkowice IG 1. A — składowa HT przed korekcją tektoniczną, B — składowa HT po korekcji tektonicznej, C — składowa LT przed korekcją tektoniczną, D — składowa LT po korekcji tektonicznej.

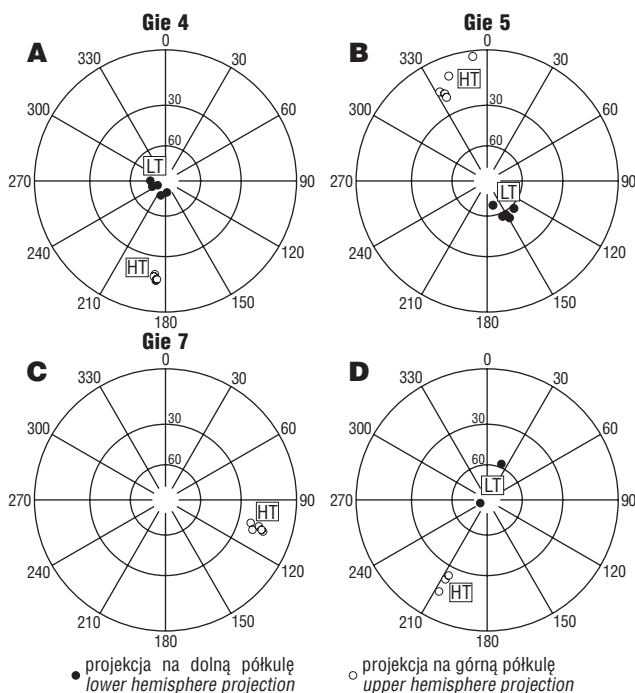
Fig. 5. Stereographic projection of characteristic magnetization components from borehole Goczałkowice IG 1. A — component HT before tectonic correction, B — component HT after tectonic correction, C — component LT before tectonic correction, D — component LT after tectonic correction

może dojść do całkowitej reorientacji namagnesowania w jednodomenowym magnetycie. Jest więc bardzo prawdopodobne, że wczesnopermskie przemagnesowanie w Goczałkowicach datuje właśnie okres maksymalnego podgrzania. Należy jednak zwrócić uwagę, że istnieje odwrotna korelacja pomiędzy intensywnością przemagnesowania a obecnością pirytu, sugerująca, że przemagnesowanie miało też charakter chemiczny. Próbka ze stanowiska G 10, najslabiej magnetyczna, wykazuje wyraźny wzrost podatności powyżej 400°C, związany z przemianą pirytu w magnetyt. Z kolei w bardzo silnie magnetycznej próbce G 11 obserwuje się znaczny spadek podatności między 400 a 450°C, świadczący o braku większych ilości siarczków Fe. Próbki, w których przemagnesowanie permskie wykazywało umiarkowane natężenia, wykazują tylko lekki wzrost

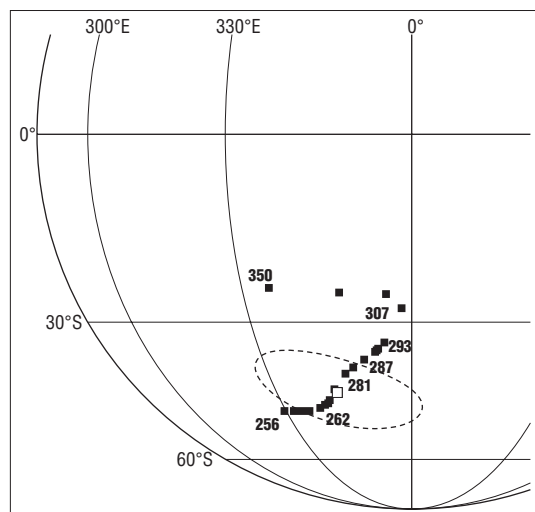
Ryc. 4. Projekcje ortogonalne (diagramy Zijdervelda) ścieżek rozmagnesowania oraz wykresy spadku natężenia naturalnej pozostałości magnetycznej podczas rozmagnesowania termicznego (I_{rm}/I_{nrm}) dla reprezentatywnych próbek z poszczególnych stanowisk

Fig. 4. Representative examples of orthogonal projections (Zijderveld diagrams) of demagnetization paths and NRM intensity decay plots during thermal treatment

podatności w przedziale 400–450°C. Podwyższonej temperaturze mogły towarzyszyć więc także przemiany chemiczne polegające na utlenieniu pirytu do magnetytu. Taki mechanizm przemagnesowania niektórych skał węglanowych jest dobrze udokumentowany (Suk i in., 1990).



Ryc. 6. Projektcja stereograficzna charakterystycznych składowych namagnesowania stanowisk z otworów Giełczew PIG 5 i 6. A — stanowisko Gie 4, B — stanowisko Gie 5, C — stanowisko Gie 7, D — składowe LT i HT ze stanowisk Gie 4, 5 i 7 po reorientacji stanowisk względem współczesnej północy geograficznej
Fig. 6. Stereographic projection of characteristic magnetization components from the sites of boreholes Giełczew PIG 5 and 6. A — site Gie 4, B — site Gie 5, C — site Gie 7, D — components LT and HT from sites Gie 4, 5 and 7 after reorientation of sites along the present geographic north



Ryc. 7. Paleobiegun HT z wapieni dewońskich z otworu Goczałkowice IG 1 (wraz z owalem 95% ufności) na tle pozornej wędrówki paleobieguna płyty bałtyckiej w późnym paleozoiku (wg Torsvika i in., 1996)

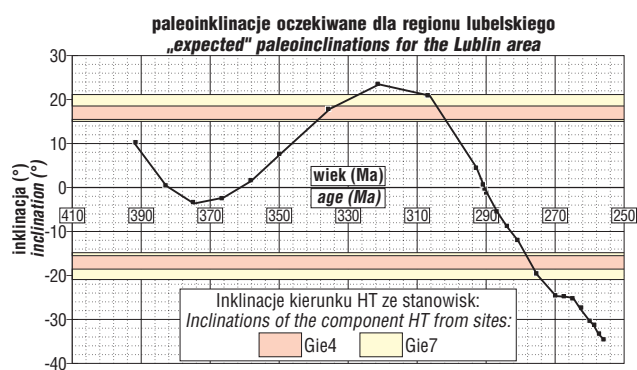
Fig. 7. Paleopole HT from the Devonian limestones of borehole Goczałkowice IG 1 (with 95% confidence oval), against the apparent polar wander path of Baltica in the Late Paleozoic (after Torsvik et al., 1996)

Obecność środowiska umiarkowanie utleniającego nie powinna dziwić, gdyż inwersja tektoniczna basenu górnośląskiego nastąpiła w westfalu lub stefanie i skały dewońskie we wczesnym permie etap maksymalnego pogrzebienia miały już najprawdopodobniej za sobą. Za przemagnesowaniem termiczno-chemicznym, które nie odpowiada czasowi największego pogrzebienia, przemawia też fakt, że w piaskowcach kambryjskich nie zaobserwowano składowych wczesnopermskich (Nawrocki, 2001). Również analizy paleotemperatur w piaskowcach kambru (Jachowicz & Poprawa [W:] Nawrocki, 2001) wykazują paradoksalnie niższe wartości niż w węglanach dewońskich. Niezależnie od problemów metodycznych (paleotemperatury w dewonie oznaczano na podstawie CAI, a w kambrze według stopnia zmian koloru akritarch TAI) można wysunąć hipotezę, że węglany dewońskie we wczesnym permie „przeżyły” wydarzenie o charakterze „termiczno-chemicznym” (migracja gorących roztworów?), które nie zostało zarejestrowane w niżej leżących klastykach kambru.

Badania paleotemperatur węglanów dewońskich w rejonie Giełczwi na Lubelszczyźnie (K. Narkiewicz i in., 1998) wskazują, że skały te przeszły podobną historię termiczną, jak przemagnesowane wapienie z Goczałkowic (CAI = 3). Podobne cechy zapisu paleomagnetycznego i paleotermicznego upoważniają do wysunięcia hipotezy, że również tutaj zdarzenie paleotermiczne mogło mieć miejsce we wczesnym permie. Jednak, podobnie jak w Goczałkowicach, także w Giełczwi istnieją przesłanki działalności czynników chemicznych. Intensywność przemagnesowania koreluje się tutaj z nasileniem późnych stadiów dolomitacji. Najsilniej są przemagnesowane mezogenetyczne dolomity ze stanowiska Gie 4, natomiast stosunkowo mało zmienione eogenetyczne dolomity ze stanowiska Gie 6 nie zawierają w ogóle składowych permskich. W stanowiskach Gie 5 i Gie 7 (to ostatnie odległe zaledwie o 1 m od stanowiska Gie 6), gdzie stwierdzono obecność późnych cementów dolomitowych i zrekrystalizowanego dolosparytu przy ogólnie czytelnej pierwotnej teksturze skał, natężenie przemagnesowania permskiego jest umiarkowane.

Dobrze udokumentowane wczesnopermskie przemagnesowanie, oparte na magnetycie, jest znane także z NW krańca regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Grabowski & Nawrocki, 1996). Zostało ono stwierdzone w dolomitach żywetu (kamieniołom „Laskowa”) oraz wapieniach franu (kamieniołom „Kostomłoty”). Obie lokalizacje wykazują wysokie, jak na Góry Świętokrzyskie, indeksy CAI = 3. Strefa zwiększonego strumienia ciepłego jest tutaj wyraźnie związana z przebiegiem dyslokacji świętokrzyskiej (Bełka, 1990).

Jedną z możliwych przyczyn wczesnopermskich przemagnesowań może być wulkanizm i stowarzyszone z nim zwiększony strumień ciepły oraz aktywność gorących roztworów. Wczesnopermski wiek wtórnych pozostałości magnetycznych w dewońskich skałach węglanowych w regionie krakowskim, jest faktem od dawna znanym (Nawrocki, 1993). Przemagnesowanie jest tam czasowo i przestrzennie związane z wulkanizmem wczesnopermskim. W 5 lokalizacjach dolomitów oraz wapieni żywetu z kamieniołomów w Dubiu i Dębniku oraz z odkrywek w dolinie Zbrzy wyróżniono dobrze zdefiniowaną wtórna



Ryc. 8. Wykres zmian paleoinklinacji oczekiwanych dla regionu lubelskiego, między 390 a 250 mln lat (dane wg Torsvika i in., 1996) z naniesionymi inklinacjami kierunku HT ze stanowisk Gie 4 (kolor czerwony) i Gie 7 (kolor żółty). Zaznaczone przedziały uwzględniają zakresy ufności, wynikające z wartości parametru α_{95} (zob. tab. 4). Trzy możliwości interpretacji wieku kierunku HT są omówione w tekście

Fig. 8. "Expected" paleoinclinations for the Lublin area, between 390 and 250 Ma (data after Torsvik et al., 1996), and inclinations of the component HT from sites Gie 4 (red) and Gie 7 (yellow). Errors calculated from α_{95} confidence ovals (see Table 4) are indicated. Three options of the age determinations of the component HT are discussed in the main text

składową A, opartą na hematycie. Paleobiegun kierunku A sytuuje się na pozornej ścieżce paleobiegunu płyty europejskiej w przedziale 280–260 mln lat. Jest więc to wiek identyczny, jak wiek przemagnesowania wapieni i dolomitów z Giełczwi i Goczałkowic. Przemagnesowanie występuje przede wszystkim w kompleksach węglanowych usytuowanych w pobliżu intruzji i wykazujących wysokie indeksy CAI (3–5) (Bełka, 1993). Stabilne namagnesowanie w wulkanitach tego rejonu ma dokładnie taki sam kierunek (Birkenmajer & Nairn, 1964), jak wtórne namagnesowanie skał węglanowych dewonu. Obecność przemagnesowania wczesnopermskiego w utworach dewońskich oddalonych od intruzji wulkanicznych (Lubelszczyzna, Górny Śląsk, Góry Świętokrzyskie) wskazuje na szeroki zasięg zmian późnodiagenetycznych być może związanych z regionalnym magmatyzmem.

Podsumowanie

Wspólnym elementem łączącym wszystkie analizowane utwory dewońskie jest, poza ich przynależnością do tej samej dużej jednostki paleogeograficznej (platformy węglanowej), wczesnopermski wiek wtórnego namagnesowania, najprawdopodobniej o genezie chemicznej i/lub termicznej. W przypadku rejonu Krakowa istnieje związek czasowo-przestrzenny przemagnesowania z przejawami zjawisk wulkanicznych i termicznych wieku wczesnopermskiego. Zjawiska te mają niewątpliwie związek z rozwinętym na skalę kontynentalną magmatyzmem najpóźniejszego karbonu i wczesnego permu (295–285 Ma), którego centrum znajdowało się na obszarze północno-wschodnich Niemiec (Plein, 1995; Breitung & Kennedy, 1999; por. też van Wees i in., 2000). Bezpośrednie przejawy tego magmatyzmu notuje się w zachodniej Polsce (Pomorze Zach., Wielkopolska, Sudety), w regionie krakowskim i w północno-wschodniej Polsce (Jackowicz, 1997; Pokorski, 1997). Można przypuszczać, że związane ze skałami prze-

grzanymi zjawiska przemagnesowania wczesnopermskiego w rejonie Gór Świętokrzyskich i południowej części basenu górnośląskiego (Goczałkowice) również były uwarunkowane anomalią termiczną na peryferiach wspomnianej strefy magmatyzmu. Jest to także prawdopodobne w przypadku Lubelszczyzny, aczkolwiek tutaj dowody na oddziaływanie intruzji są najsłabsze, zapewne z racji większego oddalenia od centralnej części obszaru magmowego. W przypadku Goczałkowic bezpośrednią przyczyną przemagnesowania mogły być termicznie uwarunkowane przeobrażenia piryty, natomiast w przypadku Lubelszczyzny — procesy późnej „żelazonośnej” dolomityzacji uruchomione przez zwiększony strumień ciepły. Jeżeli ta interpretacja jest poprawna, wówczas mamy do czynienia z szeregiem różnych, choć zachodzących równocześnie, procesów diagenetycznych, które miały najprawdopodobniej wspólne, ponadregionalne uwarunkowania paleotermiczne.

Wniosek ten należy traktować jako wstępny, oparty na niewielkim materiale badawczym, w tym — na wrywkowych obserwacjach zjawisk diagenetycznych. Dalsze, planowane przez autorów badania powinny przynieść rozszerzoną dokumentację omawianych zjawisk, pozwalającą na bardziej wiarygodną ich interpretację.

Prace zostały wykonane w ramach tematów 6.20.9418.00.0 oraz 2.16.9400.00.0 realizowanych w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie. Autorzy dziękują prof. dr hab. M. Kądziałko-Hofmokr (Instytut Geofizyki PAN) za krytyczne recenzje.

Literatura

- BANERJEE S., ELMORE R.D. & ENGEL M.H. 1997 — Chemical remagnetization and burial diagenesis: Testing the hypothesis in the Pennsylvanian Belden Formation, Colorado. *Jour. Geoph. Res.*, 102, B11: 24 825–24 842.
- BELKA Z. 1990 — Thermal Maturation and Burial History from Conodont Colour Alteration Data. Holy Cross Mts, Poland. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 118: 241–251.
- BELKA Z. 1993 — Thermal and burial history of the Cracow–Silesia region (southern Poland) assessed by conodont CAI analysis. *Tectonophysics*, 227: 161–190.
- BESSE J. & COURTILOT V. 1991 — Revised and synthetic apparent polar wander paths for the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma. *Jour. Geophys. Res.*, 96, B3: 4029–4050.
- BULA Z. 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 171: 5–89.
- BIRKENMAJER K. & NAIRN A.E.M. 1964 — Paleomagnetic studies of Polish rocks. 1. The Permian igneous rocks of the Kraków District. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34: 225–244.
- BREITKREUTZ C. & KENNEDY A. 1999 — Magmatic flare-up at the Carboniferous-Permian boundary in the NE German basin revealed by SHRIMP zircon ages. *Tectonophysics*, 302: 307–326.
- DVORAK J., GALLE A., HERBIG H.-G., KREJCI Z., MALEC J., PASZKOWSKI M., RACKI G., SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M. & ŻAKOWA H. 1995 — Evolution of the Polish-Moravian carbonate platform in the Late Devonian and Early Carboniferous: Holy Cross Mts., Kraków Upland, Moravian Karst. *Guide to Excursion B4, XIII Inter. Congr. Carb.-Permian, Aug. 28-Sept. 2, 1995: 1–35.*
- ELMORE R.D. & LEACH M.C. 1990 — Remagnetization of the Rush Springs Formation, Cement, Oklahoma: Implications for dating hydrocarbon migration and aeromagnetic exploration. *Geology*, 18: 124–127.
- ELMORE R.D., CAMPBELL T., BANERJEE S. & BIXLER W.G. 1998 — Paleomagnetic dating of ancient fluid – flow events in the Arbuckle Mountains, southern Oklahoma. [W:] Parnell J. (ed.), *Dating and duration of fluid flow and fluid – rock interaction. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 144: 9–25.
- ELMORE R.D., IMBUS S.W., ENGEL M.H. & FRUIT D. 1993a — Hydrocarbons and magnetizations in magnetite. [W:] *Applications of*

- paleomagnetism to sedimentary geology. *SEPM Sp. Publ.*, 49: 181–191.
- ELMORE R.D., LONDON D., BAGLEY D. & FRUIT D. 1993b — Remagnetization by basal fluids: testing the hypothesis in the Viola limestone, Southern Oklahoma. *Jour. Geoph. Res.*, 98, B4: 6237–6254.
- GRABOWSKI J. 2000a — Palaeo- and rock magnetism of Mesozoic carbonate rocks in the Sub-Tatric series (Central West Carpathians) — palaeotectonic implications. *Pol. Geol. Inst. Sp. Pap.*, 5: 1–88.
- GRABOWSKI J. 2000b — Paleomagnetyzm wybranych skał dewonu i karbonu regionu lubelskiego: zastosowanie do orientacji rdzeni wiertniczych. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- GRABOWSKI J. & NAWROCKI J. 1996 — Multiple remagnetizations in the Devonian carbonates in the northwestern part of the Kielce region (Holy Cross Mts, southern part). *Geol. Quarter.*, 40: 47–64.
- HELLER S. 1995 — Lithologie und Fazies der devonischen Sedimente im Grundgebirge des Oberschlesischen Kohlebeckens (Bohrung Goczalkowice IG1), Polen. Diplomarbeit, Universität Tübingen.
- JACKOWICZ E. 1997 — Perm dolny (czerwony spągowiec). Skały wulkaniczne. [W:] S. Marek & M. Pajchłowa (red.), *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 42–45.
- KATZ B., ELMORE R.D., COGOINI M., ENGEL M.H. & FERRY S. 2000 — Associations between burial diagenesis of smectite, chemical remagnetization and magnetite authigenesis in the Vocontian trough, SE France. *Jour. Geoph. Res.*, 105, B1: 851–868.
- KATZ B., ELMORE R.D. & ENGEL M.H. 1998 — Authigenesis of magnetite in organic-rich sediment next to a dike: implications for thermoviscous and chemical remagnetizations. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 163: 221–234.
- KENT D.V. 1985 — Thermoviscous remagnetization in some Appalachian limestones. *Geoph. Res. Lett.*, 12: 805–808.
- KILGORE B. & ELMORE R.D. 1989 — A study of the relationship between hydrocarbon migration and the precipitation of authigenic magnetic minerals in the Triassic Chugwater Formation, southern Montana. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 1280–1288.
- LEWCHUK M.T., AL-AASM I.S., SYMONS D.T.A. & GILLEN K.P. 2000 — Late Laramide dolomite recrystallization of the Husky Rainbow “A” hydrocarbon Devonian reservoir, northwestern Alberta, Canada: paleomagnetic and geochemical evidence. *Can. Jour. Earth Sc.*, 37: 17–29.
- LOWRIE W. 1990 — Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17: 159–162.
- MACHEL H.G. & BURTON E.A. 1991 — Causes and spatial distribution of anomalous magnetization in hydrocarbon seepage environments. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 75: 1864–1876.
- MCCABE C. & ELMORE R.D. 1989 — The occurrence and origin of late Paleozoic remagnetization in the sedimentary rocks of North America. *Rev. Geophys.*, 27: 471–494.
- MCCABE C., JACKSON M. & SAFFER B. 1989 — Regional patterns of magnetite authigenesis in the Appalachian Basin: Implications for the mechanism of Late Paleozoic remagnetization. *Jour. Geophys. Res.*, 94: 10429–10443.
- MIDDLETON M.F. & SCHMIDT P.W. 1982 — Palaeothermometry of the Sydney Basin. *Jour. Geoph. Res.*, 87: 5351–5359.
- MILACZEWSKI L. 1995 — Wyniki otworów Giełczew (streszcz. ref.). *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 51: 11–12.
- NARKIEWICZ M. 1985 — Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. *Prz. Geol.*, 33: 253–258.
- NARKIEWICZ K., GROTEK I. & MATYJA H. 1998 — Dojrzałość termiczna materii organicznej w utworach górnodewońskich obszaru radomsko-lubelskiego i pomorskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 235–244.
- NARKIEWICZ M., MIŁACZEWSKI L., KRZYWIEC P. & SZEWCZYK J. 1998 — Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165: 57–72.
- NAWROCKI J. 1993 — The Devonian–Carboniferous platform paleomagnetic directions from the Silesian-Cracow area and their importance for Variscan paleotectonic reconstructions. *Geol. Quart.*, 37: 397–430.
- NAWROCKI J. 2001 (red.) — Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna kambryjskiej pokrywy masywu górnośląskiego. Temat finansowany ze środków NFOŚi GW. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- OLIVER R. 1986 — Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geological phenomena. *Geology*, 14: 99–102.
- OPDYKE N.D. & CHANNELL J.E.T. 1996 — *Magnetic stratigraphy*. Academic Press, San Diego.
- PLEIN E. 1995 — Norddeutsches Rotliegendebcken. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 183: 1–193.
- POKORSKI J. 1997 — Perm dolny (czerwony spągowiec). Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. [W:] S. Marek & M. Pajchłowa (red.), *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 45–62.
- POŻARYSKI W. & DEMBOWSKI Z. (red.) 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich. 1 : 1 000 000. *Inst. Geol.*
- SUK D., PEACOR D.R. & VAN DER VOO R. 1990 — Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for palaeomagnetism. *Nature*, 345: 611–613.
- STAMATAKOS J., HIRT A.M. & LOWRIE W. 1996 — The age and timing of folding in the central Appalachians from paleomagnetic results. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108: 815–829.
- TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., MEERT J.G., VAN DER VOO R., MCKERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERHAUG H.J. 1996 — Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic — a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sc. Rev.*, 40: 229–258.
- VAN DER VOO R. 1993 — *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press.
- VAN VELZEN A. 1992 — Magnetic minerals in Pliocene and Pleistocene marine marls from Southern Italy. Rock magnetic properties and alteration during thermal demagnetisation. *Geol. Ultraiectina*, 122: 1–154.
- VAN WEES, J.-D., STEPHENSON R.A., ZIEGLER, P.A., BAYER U., MCCANN T., DADLEZ R., GAUPP, R., NARKIEWICZ M., BITZER F. & SCHECK M. 2000 — On the origin of the southern Permian Basin, Central Europe. *Marine and Petrol. Geol.*, 17: 43–59.
- XU W., VAN DER VOO R. & PEACOR D.R. 1998 — Electron microscopic and rock magnetic study of remagnetized Leadville carbonates, central Colorado. *Tectonophysics*, 296: 333–362.
- ŻELICHOWSKI A.M. & PORZYCKI J. 1983 — Mapa strukturalno-geologiczna bez utworów młodszych od karbonu (1 : 500 000). [W:] Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), *Atlas geologiczno-suwrowy obszaru lubelskiego*. *Inst. Geol.*