



Uwagi o wyznaczaniu współczynnika kompaktacji ksyliitów dla pierwszego środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego w centralnej Polsce

Marek Widera¹



Remarks on determining the compaction coefficient of xylites for the first Middle-Polish lignite seam in central Poland. Prz. Geol, 61: 304–310.

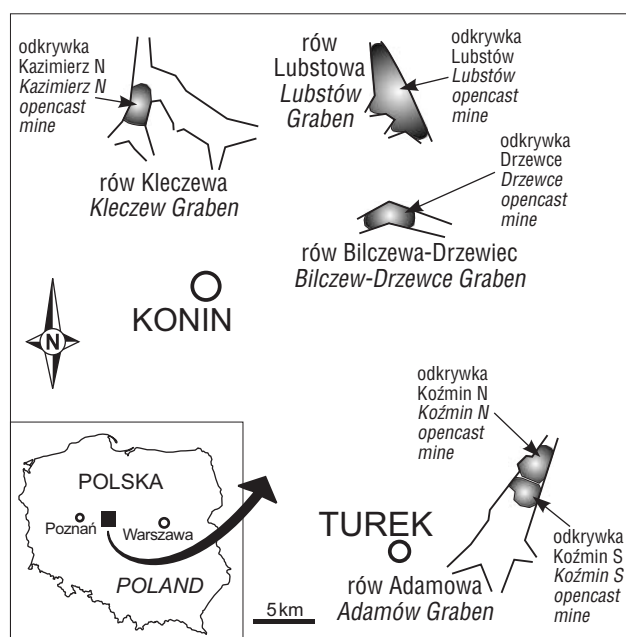
Abstract. The First Middle-Polish lignite seam of Middle Miocene age is exploited in all opencast mines in the Konin-Turek area, central Poland. This lignite seam contains a large number of xylites, for which the compaction coefficient was calculated as equal to 1.2. On the other hand, it is known that the compaction coefficient for the whole 1st Middle-Polish lignite seam is approximately 2.0. It follows that the compaction coefficient of xylites is 60% of the compaction coefficient for the whole lignite seam. Therefore, the compaction coefficient for the 1st Middle-Polish lignite seam can be easily determined on the basis of the compaction coefficient of xylites. In contrast to other methods, compaction studies of xylites are characterised by easy measurements and simple calculations, and allow neglecting, e.g., post-sedimentary deformation of the lignite seam.

Keywords: 1st Middle-Polish lignite seam, xylite compaction, lignite compaction, Middle Miocene, central Poland

Obecność ksyliitów i dogodny do nich dostęp w funkcjonujących w okolicach Konina i Turku odkrywkach węgla brunatnego sprawiają, że ksyliity stanowią doskonały materiał do badań kompaktacji węgla brunatnego. W tej pracy zajęto się pomiarami spłaszczenia ksyliitów wywołanego kompaktacją, czyli wyznaczenia współczynnika kompaktacji ksyliitów. Niemniej jednak celem nadrzędnym prezentowanych badań jest weryfikacja dotychczasowych poglądów o przydatności kompaktacji ksyliitów do rekonstrukcji wyjściowej grubości torfu, z którego powstał pokład węgla brunatnego (m.in. Piwocki, 1975; Winston, 1986; Stout & Spackman, 1989; Widera, 2002; Widera i in., 2007).

Należący do I grupy pokładów I środkowopolski pokład węgla brunatnego jest aktualnie eksploatowany we wszystkich odkrywkach PAK KWB Konin S.A. i PAK KWB Adamów S.A. W tej pracy przedstawiono wyniki badań z obszaru następujących odkrywek: Kazimierz N i Drzewce – PAK KWB Konin S.A. oraz Koźmin S i Koźmin N – PAK KWB Adamów S.A. (ryc. 1). Warto dodać, że do 2009 r. w odkrywce Lubstów, należącej do PAK KWB Konin S.A., był eksploatowany także II łużycki pokład węgla brunatnego (II grupa pokładów), osiągający unikatową, blisko 90-metrową miąższość (Widera, 2007, 2011). Natomiast grubość I środkowopolskiego pokładu, będącego przedmiotem prezentowanych badań, w okolicach Konina i Turku średnio mieści się w przedziale 5–10 m, a maksymalnie wynosi niespełna 20 m – złoża Pątnów I (Piwocki, 1992; Piwocki i in., 2004).

Ksyliity, zdefiniowane jako uwęglone fragmenty drewna roślinności torfotwórczej o wielkości >1 cm (Kwiecińska & Wagner, 1997), obecne są powszechnie we względnie nisko uwęglonym I środkowopolskim pokładzie. Wpływ na częste występowanie ksyliitów w obrębie węgla brunatnych wspomnianego pokładu miało przede wszystkim zróżnicowanie facjalne torfu, z którego powstały badane węgle (Kasiński i in., 2010; Widera, 2012a).



Ryc. 1. Rozmieszczenie omawianych odkrywek węgla brunatnego w centralnej Polsce

Fig. 1. Location of the studied lignite opencast mines in central Poland

ZARYS GEOLOGII OBSZARU BADAŃ

Główne złoża węgla brunatnego w okolicy Konina i Turku są zlokalizowane w obniżeniach stropu mezozoiku o charakterze rowów tektonicznych (Kasiński & Piwocki, 1992; Widera, 2007; Widera & Hałaszcak, 2011). Poddane badaniom fragmenty odkrywek Kazimierz N i Drzewce, należące do PAK KWB Konin S.A., zlokalizowane są odpowiednio na obszarze rowów tektonicznych Kleczewa i Bilczewa-Drzewiec. Natomiast odkrywki Koźmin S i

¹Institut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań; widera@amu.edu.pl.

Koźmin N, należące do PAK KWB Adamów S.A., usytuowane są w najbardziej północnej części wspólnej struktury tektonicznej, tj. rowu Adamowa (ryc. 1). O ile rozwój tektoniczny rowu Bilczewa-Drzewiec i Adamowa rozpoczął się na przełomie eocenu/oligocenu – o czym świadczą obecność osadów dolnooligocenów – o tyle row Kleczewa zaczął swój kenozoiczny rozwój dopiero we wczesnym miocenie – brak tu jest osadów paleogeńskich (Widera, 2007).

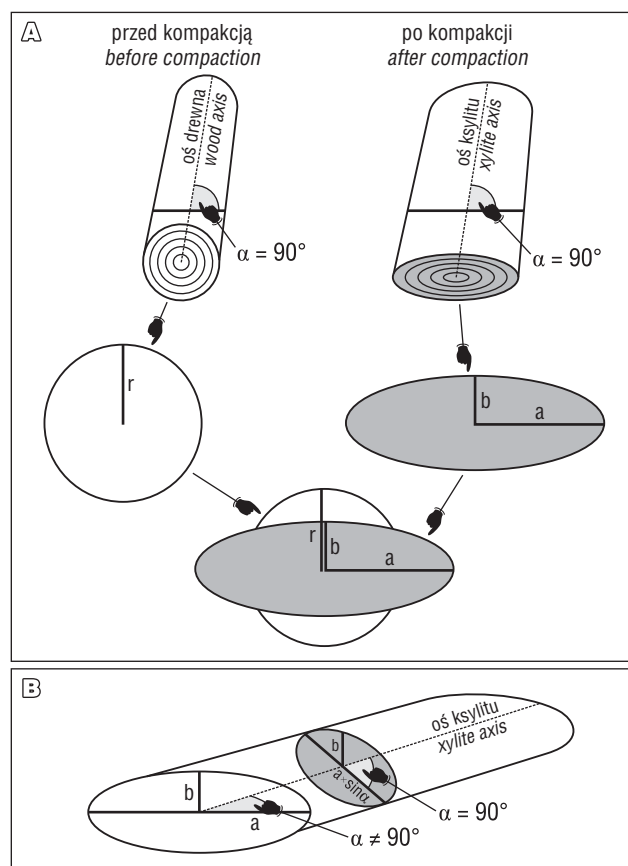
We wszystkich poddanych badaniom odkrywkach I środkowopolski pokład spoczywa na dolno-środkowomiceńskich osadach, tzw. formacji koźmińskiej (Widera, 2007; Widera i in., 2007). Osady te zalegają niezgodnie, najczęściej wprost na osadach górnej kredy (dolny mastrycht) lub na szczerbaczko zachowanych osadach paleogeńskich (dolny oligocen). Formacja koźmińska w okolicach Konina i Turku wykształcona jest głównie w facjach piaszczystych, podrzędnie mułowych z przewarstwieniami piasków i mułków węglistych oraz cienkimi soczewkami węgla brunatnych (Widera, 2007).

Z kolei I środkowopolski pokład zalega najczęściej sedymentacyjnie na osadach wyżej opisanych, ale zdarza się też kontakt erozyjny. Przebadane profile pokładu węglowego najczęściej mają miąższość 5–8 m i charakteryzują się dużym zróżnicowaniem jego litotypów, zarówno wertykalnym, jak i lateralnym. Najpowszechniej występuje jednak węgiel ksylodetrytowy o strukturze: horyzontalnie warstwowanej, masywnej i zdeformowanej zafałdowanej lub splekanej (Widera, 2012a). W odkrywkach Kazimierz N i Drzewce, lokalnie w stropie I środkowopolskiego pokładu stwierdzono tzw. ility szare, wśród których powszechnie występują ksylity. Łącznie I środkowopolski pokład i ility szare zostały przez Piwockiego i Ziemińską-Tworzydło (1995) zaliczone do ogniwa środkowopolskiego, zwanego też ogniwnem iłów szarych, a stanowiącego dolny człon formacji poznańskiej. Wiek I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, w tym ksylitów w nim zawartych, określa się na środkową część środkowego miocenu (Sadowska & Giża, 1991; Ważyńska, 1998).

Wyżej w profilu występują drobnoklastyczne osady ogniwa wielkopolskiego, obejmujące tzw. ility zielone i płomienne (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995). Osady ogniwa wielkopolskiego na obszarze badań w rzeczywistości są mieszaniną głównie iłów i mułków, a także drobnodziarnistych piasków (Widera, 2007). W ostatnich latach stwierdzono jednak wśród omawianych osadów liczne litosomy piaszczyste, które zinterpretowano jako wypełnienia paleokoryt późnoneogeńskiej rzeki anastomozującej. Natomiast iłowo-mułkowe osady, m.in. z poziomami gleb kopalnych, uznano za osady pozakorytowe tej rzeki (Widera, 2012b). Ogniwo wielkopolskie stanowi górny człon formacji poznańskiej, której wiek rozciąga się od środkowej części środkowego miocenu po najniższy wczesny pliocen (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995). Profil osadów kenozoicznych w okolicach Konina i Turku kończy ciągła warstwa, o średniej miąższości 30–50 m, osadów czwartorzędowych.

METODY BADAŃ

W przypadku kopalnego drewna, tj. ksylitów, skutkiem procesu kompaktacji jest spłaszczenie jego przekroju poprzecznego. Wyjściowy przekrój drewna (pnia, gałęzi,



Ryc. 2. Model koncepcyjny dla obliczeń współczynnika kompaktacji ksylitów: **A** – przypadek szczegółowy, **B** – przypadek ogólny; a – półos wielka elipsy, b – półos mała elipsy, r – promień koła, α – kąt między osią ksylitu a jego płaszczyzną przekroju poprzecznego
Fig. 2. Conceptual model for the calculations of the compaction coefficient of xylites: **A** – detailed case, **B** – comprehensive case; a – semi-major axis of an ellipse, b – semi-minor axis of an ellipse, r – radius of a circle, α – angle between the xylite axis and its cross-section plane

korzeni) był okrągły lub bardzo zbliżony do okrągłego. Natomiast w wyniku kompaktacji doszło do równopowierzchniowego przekształcenia przekroju kołowego fragmentu drewna w eliptyczny (ryc. 2). W prezentowanych rozważaniach nie jest brana pod uwagę ani ściślność komórek drewna, ani zmiana długości badanych ksylitów ze względu na znikomy wpływ na uzyskane wyniki.

Współczynnik kompaktacji ksylitów – Ccx (ang. *compaction coefficient of xylite*) należy zdefiniować jako stosunek wyjściowej średnicy przekroju drewna – $2r$ do końcowej wysokości przekroju ksylitu – $2b$ (ryc. 2), w skrócie:

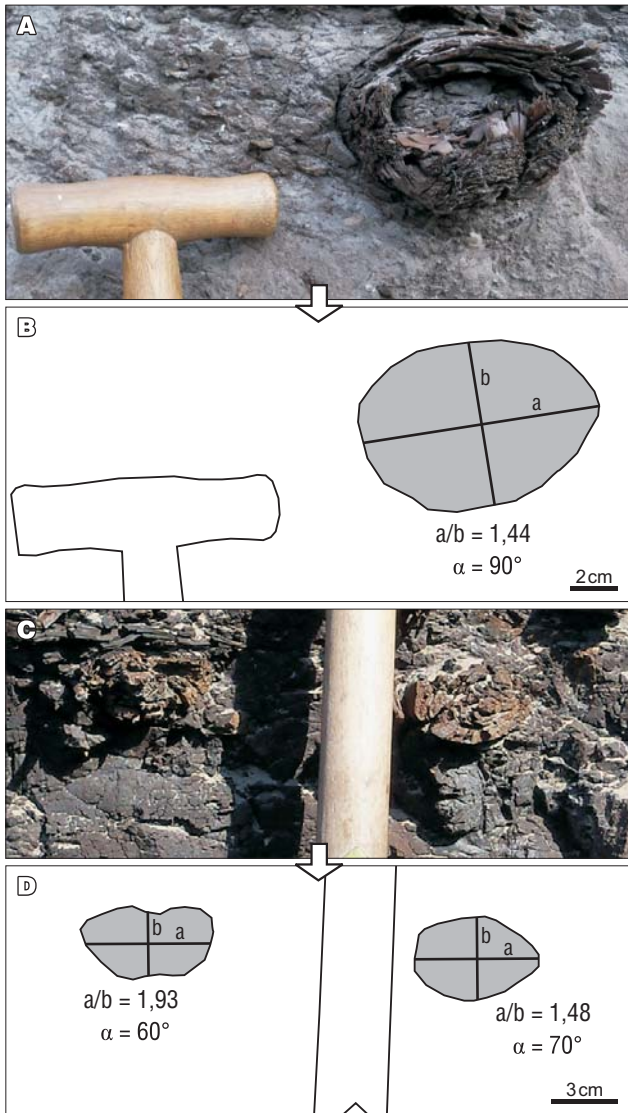
$$Ccx = r/b$$

gdzie:

Ccx – współczynnik kompaktacji ksylitów,
 r – promień przekroju drewna,
 b – połowa wysokości przekroju ksylitu.

Ponieważ w terenie pomiarom poddajemy ksylity, należy porównać ze sobą pola koła i elipsy (odkształcenie równopowierzchniowe), czyli tak, aby w końcowym wzorze zamiast nieznanego r znalazły się znane a i b (ryc. 2).

$$P_k = \pi r^2, P_e = \pi ab$$



Ryc. 3. Przykłady ksyliatów z odkrywki Koźmin S: **A, C** – fotografie ksyliatów; **B, D** – wyniki pomiarów ksyliatów przedstawionych na fotografiach A i C; objaśnienia na ryc. 2; patrz tab. 1
Fig. 3. Examples of xylites from the Koźmin S opencast mine: **A, C** – photographs of xylites; **B, D** – measurement results of xylites presented on the photographs A and C; see Fig. 2 for explanations; see Table 1

gdzie:

- P_k – pole koła,
- P_e – pole elipsy,
- π – stała (~3,14),
- r – promień koła,
- a – półoś wielka elipsy,
- b – półoś mała elipsy.

Kolejne przekształcenia są następujące:

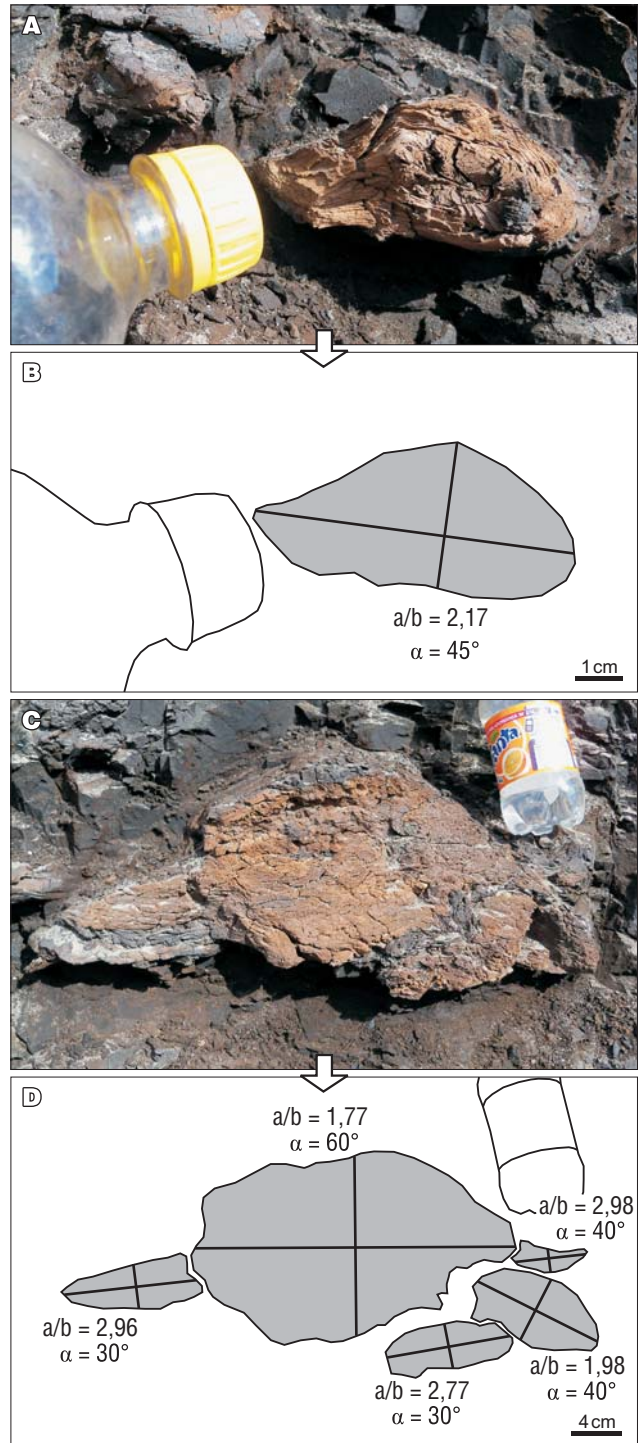
$$P_k = P_e$$

$$\pi r^2 = \pi ab$$

$$r^2 = ab$$

$$r = (ab)^{0.5}$$

Otrzymane w wyniku przekształceń r podstawiamy do wzoru na współczynnik kompaktacji ksyliatów (Ccx):



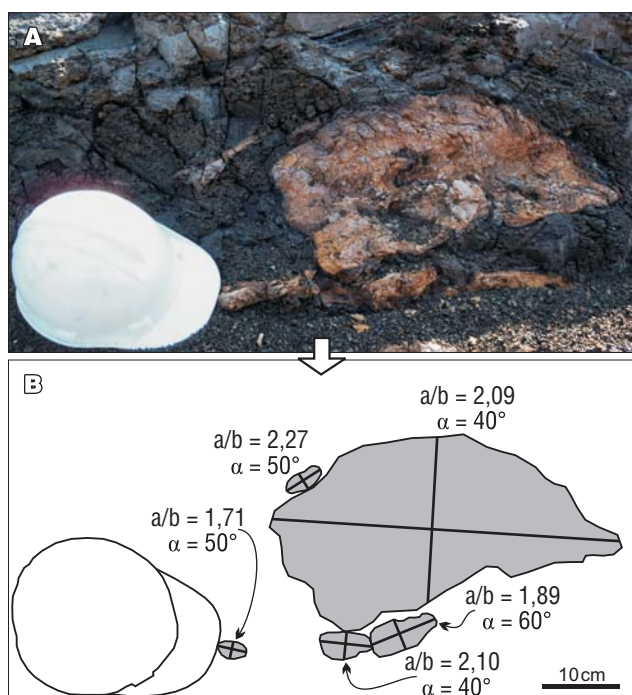
Ryc. 4. Przykłady ksyliatów z odkrywki Koźmin N: **A, C** – fotografie ksyliatów; **B, D** – wyniki pomiarów ksyliatów przedstawionych na fotografiach A i C; objaśnienia na ryc. 2; patrz tab. 1
Fig. 4. Examples of xylites from the Koźmin N opencast mine: **A, C** – photographs of xylites; **B, D** – measurement results of xylites presented on the photographs A and C; see Fig. 2 for explanations; see Table 1

$$Ccx = r/b$$

$$Ccx = (ab)^{0.5}/b$$

$$Ccx = (a/b)^{0.5}$$

Ostatni z otrzymanych wzorów jest prawdziwy wyłącznie w przypadku, gdy mierzony przekrój ksyliatu jest



Ryc. 5. Przykłady ksylitów z odkrywki Kazimierz N: **A** – fotografia ksylitów, **B** – wyniki pomiarów ksylitów przedstawionych na fotografii A; objaśnienia na ryc. 2; patrz tab. 1

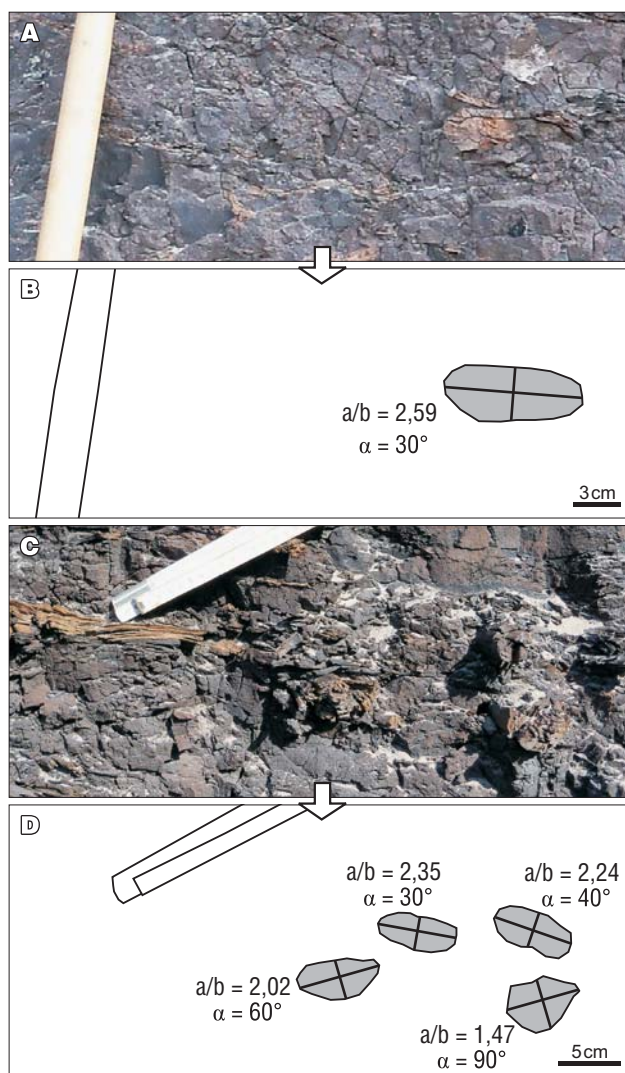
Fig. 5. Examples of xylites from the Kazimierz N opencast mine: **A** – photograph of xylites, **B** – measurement results of xylites presented on the photograph A; see Fig. 2 for explanations; see Table 1

prostopadły do jego osi (ryc. 2A). Często zdarzają się jednak sytuacje, choćby w wyniku eksploatacji węgla brunatnego, kiedy oś ksylitu i płaszczyzna jego przekroju poprzecznego (= powierzchnia ściany frontu roboczego) tworzą pewien kąt α , inny niż 90° (ryc. 2B). Wtedy ogólny wzór na współczynnik kompaktacji badanego ksylitu ma następującą postać:

$$Ccx = (a \cdot \sin \alpha / b)^{0,5}$$

Przy wykonywaniu pomiarów ksylitów bardzo ważne jest, by mierzony był kompletny przekrój ksylitu. Dlatego należy dokładnie sprawdzić, czy wszystkie słaje tworzą mniej lub bardziej eliptyczne pętle na powierzchni przekroju ksylitu. Poza tym zaleca się mierzenie stosunku długości całej osi długiej do długości całej osi małej „elipsy”, która nierzadko jest silnie zdeformowana, a jej półosie mają różną długość (ryc. 3–6). Zabieg ten bardziej zobiektywizuje pomiary i otrzymane na ich podstawie wyniki. Natomiast wartość kąta α , jaki tworzy oś ksylitu i płaszczyzna jego przekroju poprzecznego (= powierzchnia ściany frontu roboczego), powinna być określona w terenie z dokładnością do 10° (tab. 1).

Wreszcie trzeba przestrzegać fundamentalnej zasady, że pomiary powinny być wykonywane dla ksylitów zalegających równolegle lub prawie równolegle do warstwowania, bo one podlegały procesowi kompaktacji. W przeciwieństwie do korzeni lub pni występujących w pozycji wzrostu, często prostopadłej lub zbliżonej do prostopadłej do warstwowania, w których spłaszczenie przekroju poprzecznego może się nie zaznaczać.



Ryc. 6. Przykłady ksylitów z odkrywki Drzewce: **A**, **C** – fotografie ksylitów; **B**, **D** – wyniki pomiarów ksylitów przedstawionych na fotografiach A i C; objaśnienia na ryc. 2; patrz tab. 1

Fig. 6. Examples of xylites from the Drzewce opencast mine: **A**, **C** – photographs of xylites; **B**, **D** – measurement results of xylites presented on the photographs A and C; see Fig. 2 for explanations; see Table 1

WYNIKI BADAŃ

Łącznie przebadano 64 ksylity, z czego odpowiednio w odkrywkach: Koźmin S – 14, Koźmin N – 18, Kazimierz N – 20 i Drzewce – 12 (tab. 1). W tabeli 1 przedstawiono: pomierzony stosunek długości półosi długiej do krótkiej ksylitu – a/b , kąt jaki tworzy oś ksylitu z płaszczyzną jego przekroju poprzecznego – α i wyliczoną ze wzoru wartość współczynnika kompaktacji ksylitu – Ccx .

W odkrywce Koźmin S pomiarom poddano ksylity, których dłuższa oś w przekroju poprzecznym miała długość od kilku do kilkunastu centymetrów (ryc. 3). Obliczone wartości współczynnika kompaktacji dla wspomnianych ksylitów mieszczą się w przedziale od 1,15 do 1,30 (tab. 1). Natomiast średnia arytmetyczna współczynnika kompaktacji dla 14 ksylitów z odkrywki Koźmin S równa się 1,20.

Tab. 1. Dane i wyniki obliczeń współczynnika kompaktacji ksylitów dla I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego
Table 1. Data and calculation results of the compaction coefficient of xylites for the first Middle-Polish lignite seam

Odkrywka <i>Opencast</i>	<i>a/b</i>	α	<i>Ccx</i>	Odkrywka <i>Opencast mine</i>	<i>a/b</i>	α	<i>Ccx</i>
Kozmin S	1,44*	90°	1,20	Kazimierz N	2,09*	40°	1,16
	1,48*	70°	1,18		2,27*	50°	1,32
	1,93*	60°	1,30		1,89*	60°	1,28
	1,40	80°	1,17		2,10*	40°	1,16
	1,38	90°	1,17		1,75*	50°	1,15
	1,82	50°	1,18		1,98	45°	1,19
	2,90	30°	1,20		1,36	90°	1,17
	1,67	90°	1,29		1,47	90°	1,21
	2,05	40°	1,15		1,66	90°	1,29
	1,42	90°	1,19		1,70	60°	1,22
	1,56	90°	1,25		2,62	30°	1,14
	1,50	70°	1,19		1,59	60°	1,18
	1,38	90°	1,17		1,55	90°	1,24
	1,52	70°	1,20		1,51	90°	1,23
Kozmin N	2,17*	45°	1,24	1,63	60°	1,19	
	2,77*	30°	1,18	1,36	90°	1,17	
	1,98*	40°	1,13	2,78	30°	1,18	
	2,98*	40°	1,36	1,88	60°	1,28	
	1,77*	60°	1,25	1,48	90°	1,22	
	2,96*	30°	1,22	1,92	45°	1,16	
	2,82	30°	1,18	Drzewce	2,59*	30°	1,14
	1,36	90°	1,17		1,47*	90°	1,21
	1,48	90°	1,22		2,24*	40°	1,19
	1,65	60°	1,20		2,35*	30°	1,07
	2,09	45°	1,22		2,02*	60°	1,33
	1,39	90°	1,18		1,96	45°	1,18
	2,04	40°	1,14		1,60	60°	1,18
	1,60	60°	1,18		1,72	60°	1,22
	2,82	30°	1,19		1,42	90°	1,20
	1,55	70°	1,21		1,58	70°	1,22
	2,00	50°	1,24		1,82	60°	1,26
1,52	90°	1,23	2,06		45°	1,21	

* Dane dla ksylitów przedstawionych na ryc. 3–6; *data for xylites presented in Figs. 3–6.*

Ccx – współczynnik kompaktacji ksylitów; *compaction coefficient of xylite.*

a – półoś wielka elipsy; *semi-major axis of an ellipse.*

b – półoś mała elipsy; *semi-minor axis of an ellipse.*

α – kąt między osią ksylitu a jego płaszczyzną przekroju poprzecznego; *angle between the xylite axis and its cross-section plane.*

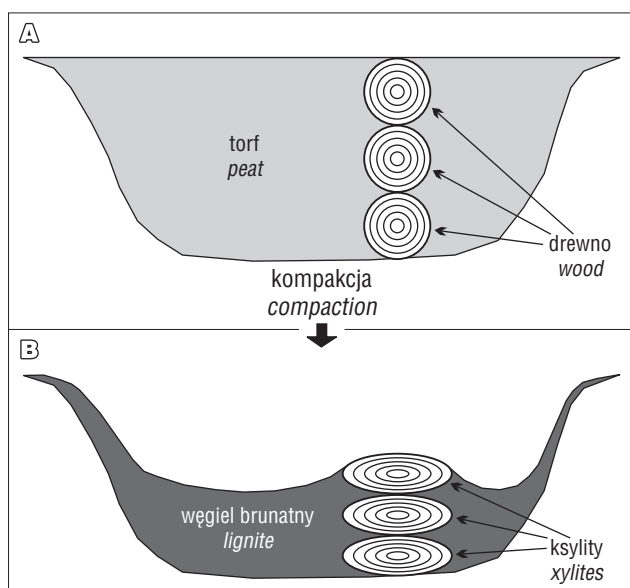
Ksylity z odkrywki Kozmin N, które poddano badaniom, cechowały się maksymalną długością osi w przekroju poprzecznym do ponad 20 cm (ryc. 4). Współczynnik kompaktacji, wyliczony dla 18 ksylitów, obejmuje przedział 1,13–1,36 (tab. 1). Z kolei średnia arytmetyczna współczynnika kompaktacji dla wspomnianych ksylitów wynosi 1,21.

Największe ksylity poddano pomiarom w odkrywce Kazimierz N. Długość ich osi w przekroju poprzecznym sięgała aż 45 cm, chociaż większość miała wielkość od kilku do kilkunastu centymetrów (ryc. 5). Wartości współczynnika kompaktacji dla omawianych ksylitów wahają się od

1,15 do 1,32 (tab. 1), a średnia arytmetyczna współczynnika kompaktacji dla 20 ksylitów wynosi 1,20.

W odkrywce Drzewce pomierzono ksylity o długości dłuższej osi nie przekraczającej 10 cm (ryc. 6). Obliczone wartości współczynnika kompaktacji dla 12 ksylitów zawierają się w przedziale 1,07–1,32 (tab. 1). Natomiast średnia arytmetyczna współczynnika kompaktacji dla przebadanych ksylitów z odkrywki Drzewce równa się 1,20.

Warto zauważyć, że średnie arytmetyczne współczynnika kompaktacji ksylitów z odkrywek Kozmin S, Kazimierz N i Drzewce wynoszą 1,20, a tylko dla ksylitów z odkrywki



Ryc. 7. Model koncepcyjny pokazujący zróżnicowanie w rozmiarach kompaktacji w zależności od składu torfu/węgla brunatnego: **A** – wyjściowa architektura torfowiska z fragmentami drewna, **B** – obecna architektura pokładu węgla brunatnego z ksylitami
Fig. 7. Conceptual model showing variations in size of compaction depending on the composition of peat/lignite: **A** – initial mire architecture with wood remains, **B** – present-day architecture of the lignite seam with xylites

Drzewce różnią się nieznacznie, osiągając wartość 1,21. Dlatego nie może dziwić fakt, że średnia arytmetyczna współczynnika kompaktacji, wyliczona dla wszystkich 64 ksylitów z wymienionych odkrywek, też równa się 1,20. Wartość tę można uznać za geologicznie prawdopodobną i brać ją pod uwagę w dalszych rozważaniach.

DYSKUSJA

W tym miejscu należy zauważyć, że metoda wyznaczenia współczynnika kompaktacji torfu/węgla brunatnego na podstawie współczynnika kompaktacji ksylitów jest znana od co najmniej kilku dziesięcioleci (Harisch & Hunger, 1975). Metodę tę stosowali m.in. Piwocki (1975) dla węgla brunatnych okolic Rawicza w Polsce ($C_c = 3-5$), Stout i Spackman (1989) dla węgla brunatnych z Florydy w USA ($C_c = 1,2-1,4$), a także Winston (1986) dla węgla kamiennych z Illinois w USA ($C_c = 11$).

Warto także dodać, że podobne badania prowadzono w skali mikro; ich celem było wyznaczenie, ile razy zmniejszyła się wyjściowa grubość torfu w wyniku przekształcenia w węgiel brunatny (Ting, 1977). Opierały się one na obliczeniach spłaszczenia komórek kopalnego drewna, czyli podobnie, chociaż w innej skali, jak w przypadku pomiarów spłaszczenia ksylitów. Podane przez Tinga (1977) wartości współczynnika kompaktacji, wynoszące ~4,0, przy przejściu torfu w węgiel brunatny wydają się być zawyżone.

Można powiedzieć, że wyliczone wartości współczynnika kompaktacji ksylitów informują tylko o zmniejszeniu grubości ksylitów w przekroju poprzecznym, a nie o rozmiarach zmniejszenia miąższości pokładu torfu/węgla brunatnego. Należy pamiętać, że torf jest mieszaniną

elementów bardziej podatnych na kompaktację, np. detrytusu roślinnego i mniej podatnych na kompaktację, np. ksylitów. Można założyć hipotetyczną sytuację, w której część torfowiska jest zdominowana przez szczątki roślinności zielnej – prekursor węgla detrytowego, a inna część przez szczątki roślinności drzewiastej – prekursor węgla ksylitowego. W wyniku różnej podatności na kompaktację składników torfowiska strop pokładu węgla brunatnego ulegnie nierównomiernemu obniżeniu. W miejscu większego nagromadzenia ksylitów efekty kompaktacji będą mniejsze niż w ich otoczeniu. Dlatego obecnie obserwowana miąższość pokładu węglowego jest większa tam, gdzie znajduje się więcej ksylitów (ryc. 7).

Na podstawie wyżej przedstawionych rozważań teoretycznych wiadomo, że współczynnik kompaktacji ksylitów zawsze jest mniejszy niż współczynnik kompaktacji dla całego pokładu torfu/węgla brunatnego, będącego mieszaniną głównie ksylitów i detrytu. Inne składniki, np. mineralne, nie mają wpływu na kompaktację ksylitów, ale mają znaczny wpływ na kompaktację pokładu węglowego. Dlatego rolę, jaką odgrywają składniki mineralne w kompaktacji ksylitów, można pominąć w prezentowanych rozważaniach. Tak więc upoważnione jest stwierdzenie, że na podstawie współczynnika kompaktacji ksylitów nie można wprost określić grubości pokładu torfu, z którego powstał pokład węgla brunatnego.

Przedstawiony wyżej problem badawczy można jednak rozwiązać dzięki znajomości współczynnika kompaktacji dla całego pokładu węgla brunatnego – C_c . Porównując parametry I środkowopolskiego pokładu w centralnej i brzeżnej części złóż, należących do PAK KWB Konin S.A. i PAK KWB Adamów S.A., wyznaczono wcześniej dla całego badanego pokładu węglowego współczynnik kompaktacji, który średnio wynosi 2,0 (Widera, 2002; Widera i in., 2007). Niemniej jednak rezultaty przedstawionych w tej pracy badań wskazują, że uśredniony współczynnik kompaktacji ksylitów ($C_{cx} = 1,2$) stanowi 60% wartości uśrednionego współczynnika kompaktacji dla całego I środkowopolskiego pokładu ($C_c = 2,0$). Dlatego w celu uzyskania współczynnika kompaktacji dla tego pokładu (C_c) należy obliczone wartości współczynnika kompaktacji ksylitów (C_{cx}) pomnożyć przez 1,67. W tej sytuacji trzeba nieco zweryfikować wyżej przedstawione stwierdzenie i wolno powiedzieć, że na podstawie współczynnika kompaktacji ksylitów można pośrednio określić przybliżoną grubość pokładu torfu, z którego powstał I środkowopolski pokład węgla brunatnego w centralnej Polsce. Trzeba jednak pamiętać, że dokładność powyższych obliczeń w dużym stopniu zależy od wyznaczonego innymi metodami współczynnika C_c .

Warto na koniec dodać, że obliczenia współczynnika kompaktacji ksylitów są nieporównywalnie prostsze i nie są obwarowane wstępnymi założeniami, jak to ma miejsce w przypadku wyznaczania współczynnika kompaktacji dla całego pokładu węgla brunatnego (Hager i in., 1981; Kasiński, 1984a, 1984b; Widera, 2002; Widera i in., 2007). Dlatego metodę badania kompaktacji ksylitów, przedstawioną w tej pracy, można zastosować nawet wtedy, gdy pokład węglowy podlegał: postsedymentacyjnej erozji,

postsedymentacyjnym deformacjom tektonicznym i/lub glicitektonicznym oraz cechował się niejednorodną budową wewnętrzną – różne litotypy, przewarstwienia mineralne itd. (Widera, 2002; Widera i in. 2007). Innymi słowy, omówioną w tej pracy metodę należy uznać za przydatną, czasami jedyną, w sytuacji kiedy nie można zastosować wprost innej metody wyznaczania współczynnika kompaktacji torfu/węgla brunatnego.

WNIOSKI

1. W odkrywkach PAK KWB Konin S.A. i PAK KWB Adamów S.A. eksploatowany jest obecnie wyłącznie I środkowopolski pokład węgla brunatnego. Ze względu na niski stopień uwęglenia w pokładzie tym występują licznie dobrze zachowane fragmenty kopalnego drewna, tj. ksylicy, dla których obliczono współczynnik kompaktacji.

2. Uzyskano uśrednioną arytmetycznie wartość współczynnika kompaktacji ksylicy zawartych w I środkowopolskim pokładzie, która wynosi 1,20. Uzyskany wynik wskazuje, że kompaktacja ksylicy osiąga mniejsze rozmiary niż kompaktacja całego pokładu węglowego. Innymi, bardziej pracochłonnymi metodami uzyskano wcześniej wartość współczynnika kompaktacji dla całego I środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego równą 2,0.

3. Wartości współczynnika kompaktacji ksylicy ($C_{cx} = 1,2$) nie określają bezpośrednio, ile razy grubszy był pokład torfu, z którego powstał pokład węgla brunatnego z zawartymi w nim ksylicami. Znając jednak rozmiary kompaktacji ksylicy w węglach brunatnych okolic Konina i Turku, łatwo można wyznaczyć współczynnik kompaktacji dla całego I środkowopolskiego pokładu: $C_c = 1,67 \times C_{cx}$. W ten pośredni sposób, na podstawie współczynnika kompaktacji ksylicy, można określić wyjściową miąższość pokładu torfu, z którego powstał I środkowopolski pokład węgla brunatnego.

4. Metoda wyznaczania rozmiarów kompaktacji węgla brunatnych na podstawie obliczeń spłaszczenia ksylicy cechuje się wieloma zaletami. Najważniejszymi z nich są: łatwa dostępność do ksylicy, prostota ich pomiarów i obliczeń oraz brak obwarowań wstępnymi założeniami, którymi charakteryzują inne metody obliczania rozmiarów kompaktacji torfu/węgla brunatnego.

Serdecznie dziękuję Panu Prof. Marianowi Wagnerowi (Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków) za życzliwą recenzję, a jednocześnie wskazującą na liczne niedociągnięcia i błędy, która wpłynęła znacząco na podniesienie walorów naukowych prezentowanej pracy.

LITERATURA

HAGER H., KOTHEN H. & SPANN R. 1981 – Zur Setzung der Rheinischen Braunkohle und ihrer klastischen Begleitschichten. *Fortsch. Geol. Rheinl. U. Westf.*, 29: 319–352.

KASIŃSKI J.R. 1984a – Tektonika synsedymentacyjna jako czynnik warunkujący sedymentację formacji burówęgłowej w zapadliskach tektonicznych na obszarze zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, 32: 260–268.

KASIŃSKI J.R. 1984b – Synsedimentary tectonics as a factor controlling sedimentation of brown-coal formations in tectonic depressions in western Poland. [W:] Borisov V.S. (red.) *Solid Fuel Mineral Deposits. Proceedings 27th International Geological Congress, Moscow*. VNU Science Press, Utrecht: 247–279.

KASIŃSKI J.R. & PIWOCKI M. 1992 – Miocene coal-bearing basin of the Konin lignite deposit. [W:] Lütznér H. (red.) 13th IAS Regional Meeting of Sedimentology. Schiller Univ., Jena: 65–67.

KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M., SADOWSKA E. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 2010 – Charakterystyka węgla brunatnego z miocenu Niżu Polskiego na podstawie wybranych profili. *Biul. PIG*, 439: 99–154.

KWIECIŃSKA B. & WAGNER M. 1997 – Typizacja cech jakościowych węgla brunatnego z krajowych złóż według kryteriów petrograficznych i chemiczno-technologicznych dla celów dokumentacji geologicznej złóż oraz obsługi kopalń. *Wyd. Centrum PPGSmIE Pol. Akad. Nauk, Kraków*, s. 87.

PIWOCKI M. 1975 – Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węglonośność. Z badań złóż węgla brunatnych w Polsce. *Biul. PIG.*, 284: 73–132.

PIWOCKI M. 1992 – Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, 40: 281–286.

PIWOCKI M., BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2004 – Neogen. [W:] Peryt T.M., Piwocki M. (red.) *Budowa Geologiczna Polski*, t. 1, *Stratigrafia, część 3a, Kenozoik – paleogen, neogen*. PIG, Warszawa: 71–133.

PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1995 – Litostratygrafia i poziomy sporowo-pyłkowe neogenu na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 43: 916–927.

SADOWSKA A. & GIŻA B. 1991 – Flora i wiek węgla brunatnego z Pątnowa. *Acta Palaeobot.*, 31: 201–214.

STOUT S.A. & SPACKMAN W. 1989 – Notes on the compaction of a Florida peat and the Brandon lignite as deduced from the study of compressed wood. *Inter. J. Coal Geol.*, 11: 247–256.

TING F.T.C. 1977 – Microscopical investigation of the transformation (diagenesis) from peat to lignite. *J. Microscopy*, 109: 75–83.

WAŻYŃSKA H. [ed.] 1998 – Palynology and palaeogeography of the Neogene in Polish Lowlands. *Pr. PIG*, 160: 1–41.

WIDERA M. 2002 – Próba wyznaczenia współczynnika konsolidacji torfów dla pokładów węgla brunatnego. *Prz. Geol.*, 50: 42–48.

WIDERA M. 2007 – Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstocenijskiego Wielkopolski. *Seria Geologia*, 18, *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*, s. 224.

WIDERA M. 2011 – Postsedymentacyjne ruchy wznoszące w rowie Lubstowa. *Prz. Geol.*, 59: 681–687.

WIDERA M. 2012a – Macroscopic lithotype characterisation of the 1st Middle-Polish (1st Lusatian) Lignite Seam in the Miocene of central Poland. *Geologos*, 18: 1–11.

WIDERA M. 2012b – Fluwialna geneza ogniwa wielkopolskiego na podstawie danych z obszaru środkowej Polski. *Górn. Odkrywk.*, 53: 109–118.

WIDERA M. & HAŁUSZCZAK A. 2011 – Stages of the Cenozoic tectonics in central Poland: examples from selected grabens. *Z. dt. Ges. für Geowiss.*, 162: 203–215.

WIDERA M., JACHNA-FILIPCZUK G., KOZULA R. & MAZUREK S. 2007 – From peat bog to lignite seam: a new method to calculate the consolidation coefficient of lignite seams, Wielkopolska region in central Poland. *Inter. J. Earth Sci.*, 96: 947–955.

WINSTON R.B. 1986 – characteristic features and compaction of plant tissues traced from permineralized peat to coal in Pennsylvanian coals (Desmoinesian) from the Illinois Basin. *Inter. J. Coal Geol.*, 6: 21–41.

Praca wpłynęła do redakcji 19.07.2012 r.

Po recenzji akceptowano do druku 25.02.2013 r.