

Rola halokinezy w powstawaniu trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego na Nizinie Polskiej

Jacek Robert Kasiński¹, Grzegorz Czapowski¹, Marcin Piwocki¹



J.R. Kasiński G. Czapowski M. Piwocki

Halokinetic impact on origin of the Tertiary lignite deposits on the Polish Lowlands. *Prz. Geol.*, 57: 964–975.

A b s t r a c t. Large concentrations of lignite, creating economic lignite deposits, occur frequently in a close vicinity or directly above salt domes. Those lignite accumulations, common in the northern and central parts of Szczecin-Łódź-Miechów Synclinorium (Polish Lowlands), were partially produced by halotectonic processes active during Tertiary. Generally, differentiated activity of halotectonics did not secure proper conditions controlling extensive accumulation of phytogenic matter and even destroyed the uplifted lignite seams. However, conditions convenient for phytogenic matter accumulation were rather common locally. The following processes: 1) salt

subrosion of a dome upper part, 2) halokinetic salt outflow along opened fault surfaces, 3) formation of secondary peripheral sinks nearby the domes and 4) development of extensional depressions on the top of disrupted anticlines formed within a salt-dome overburden during the uplift, all were responsible for generating of salt-related sinks. In a regional scale, development of the primary peripheral sinks between salt structures (mostly salt crests, walls and pillows) could be also related to the halokinetics. Detailed analysis of geological setting in vicinities of some major salt domes on the Polish Lowlands evidenced that more than 80% of lignite resources are directly or indirectly related to these structures. Those lignite resources are most profitable due to an advantageous overburden ratio. Application of complex research methods (including high-resolution seismic profiling) enables a model construction of those areas and precise defining the relations between stages of salt structure development and a rate of phytogenic accumulation, offering/bringing significant data for lignite prospection.

Keywords: halotectonics, halokinetics, subrosion, salt domes, phytogenic accumulation, Tertiary, lignite

Akumulacja znaczniejszych ilości materii fitogenicznej wymaga zachowania stabilnej i powolnej subsydencji, stąd stosunkowo niespokojne tektonicznie otoczenie wysadów solnych nie wydaje się sprzyjać podobnym nagromadzeniom. Praktyka wskazuje jednak, że w sąsiedztwie, a nawet w nadkładzie wysadów występują znaczne koncentracje węgla brunatnego, często o znaczeniu złożowym. Takie nagromadzenia, pozostające w związku z tektoniką halokinetyczną w rejonie licznych wysadów i poduszek solnych, można obserwować na rozległych obszarach Niziny Polskiej w północnej i środkowej części synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego.

Cechsztyńska formacja solonośna

Cechsztyńska formacja solonośna, która występuje pod powierzchnią około 60% naszego kraju, w tym niemal całego obszaru Niziny Polskiej, stanowi wschodnią część wielkiego cechsztyńskiego basenu środkowoeuropejskiego. Zawiera ona złoża soli kamiennej i soli potasowo-magnezowych. Na obszarze Niziny, w centrum dawnego zbiornika ewaporacyjnego, osady solonośne występują na głębokości kilku tysięcy metrów, a seria solna osiąga miąższość ponad 1000 m. Ku brzegom tego zbiornika seria solna staje się cieńsza i występuje na mniejszej głębokości. Budowę geologiczną tego regionu w znacznym stopniu determinują halokinetyczne i halotektoniczne ruchy mas solnych, które w strefach aktywności tektonicznej podłoża podpermskiego przedzierają się ku górze poprzez skały nadkładu mezo- i kenozoicznego (m.in. Dadlez & Marek, 1974; Tarka, 1991; Dadlez, 1997; Burliga i in., 2003; Jaro-

siński & Krzywicz, 2006; Krzywicz 2004a, b, 2006; Krzywicz i in., 2006).

W osiowej części dawnego zbiornika, w strefie obecnego wału środkowopolskiego, popermska halokineza mas solnych spowodowała utworzenie rozmaitych struktur halotektonicznych (poduszek, wałów, grzebieni, pni i diapirów), unoszących serie solne z głębokości nawet 5–7 km. W stropowych częściach licznych diapirów udokumentowano złoża solne.

Wysadowe struktury solne ciągną się wąskim pasem wzdłuż rozciągłości wału środkowopolskiego (ryc. 1). Maksymalnie ku powierzchni wznoszą się na obszarze Kujaw, gdzie były źródłem naturalnych wpływów solanek, wykorzystywanych w warzelnictwie soli. W środkowej części wału występuje kilkanaście struktur solnych, o generalnej orientacji osi podłużnej NW-SE. Pokrywe mezozoiczną przebijają całkowicie wysady: Wapno, Damasławek, Mogilno, Inowrocław, Góra, Izbica Kujawska, Kłodawa, Rogóźno, Lubień, Łanięta i Dębina (tab. 1). Na obszarze synklinorium łódzkiego, gdzie rozlokowana jest większość rozpoznanych form wysadowych, wysokość struktur solnych waha się w granicach 1,5–8 km, a powierzchnia zwierciadła solnego, występującego na głębokości od 100 do ponad 1900 m (przeważnie w przedziale głębokości 200–450 m), zmienia się od 0,3 km² do 52 km² (tab. 1).

Węglonośne osady paleogenu i neogenu

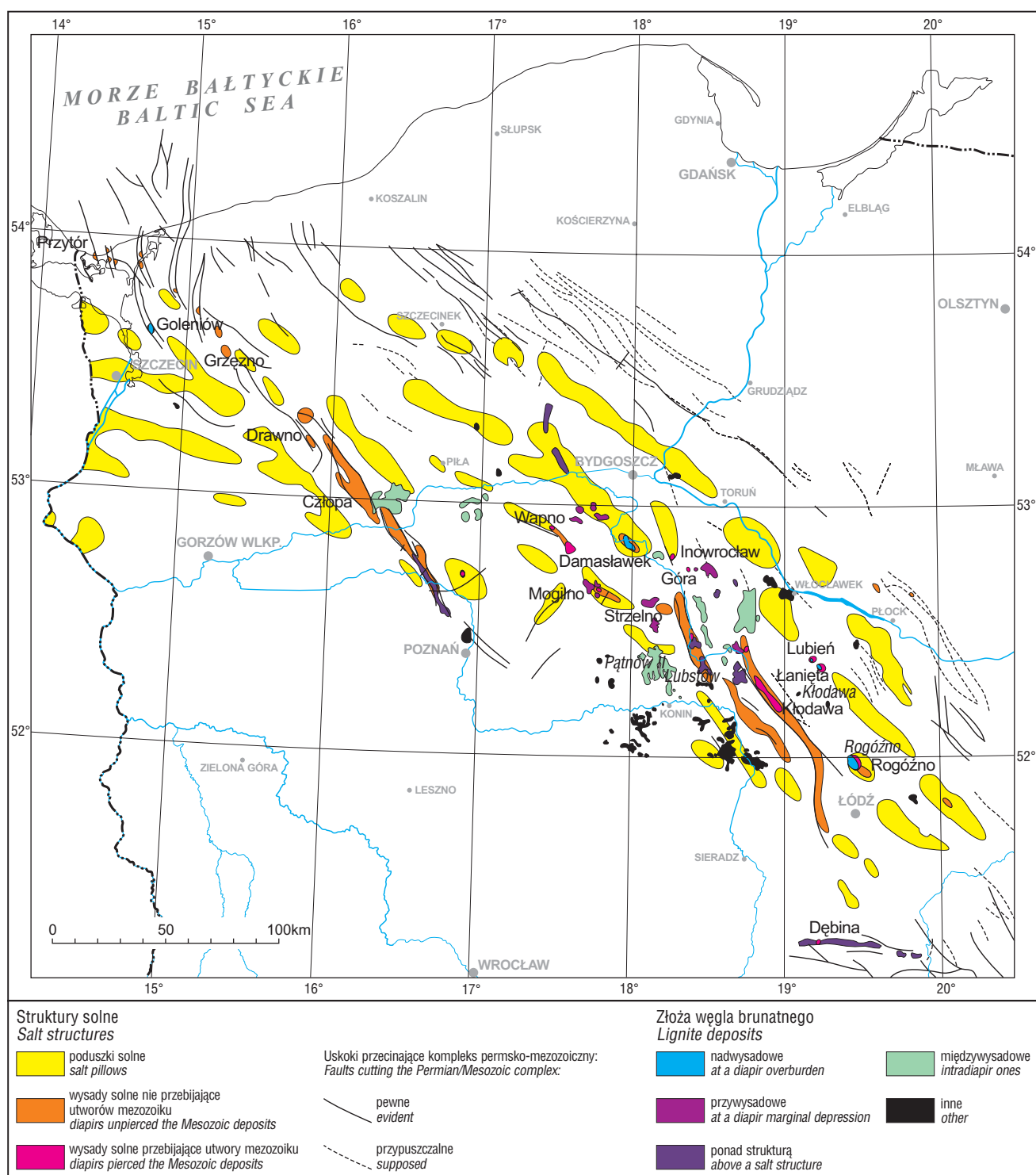
W kenozoiku obszar występowania cechsztyńskiej formacji solonośnej znalazł się na wschodnich peryferiach basenu Europy północno-zachodniej, sięgającego od Morza Północnego poprzez Danię, Holandię i Niemcy po Polskę i Białoruś. Na terytorium Niziny Polskiej był to typowy basen epikontynentalny, w którym przeciętna

¹Państwowy Instytut Geologiczny — Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

miąższość utworów trzeciorzędu wynosiła około 100 m, choć w zapadliskach tektonicznych i w obniżeniach subrozynnych na terenie wysadów solnych dochodziła do około 500 m (Kasiński, 2004).

Profil osadów paleogenu i neogenu na terenie Niziu Polskiego jest wyraźnie dwudzielny. Wśród utworów paleogenu przeważają płytkomorskie osady piaszczyste i piaszczysto-węglanowe z przewarstwieniami mułowcowo-piaszczystych osadów brakicznych i lądowych, lokalnie z pokładami węgla brunatnych. W profilu neogenu

występują piaszczysto-mułkowe osady lądowe i brakiczne z pokładami węgla brunatnego o szerokim rozprzestrzenieniu (Piwocki, 1983). Cały profil cechuje występowanie częstych luk sedymentacyjnych i stratygraficznych. Paleogen i neogen w zachodniej części Niziu Polskiego charakteryzują się nieco pełniejszym rozwojem stratygraficznym, obejmującym osady eocenu, oligocenu i miocenu, a lokalnie paleocenu i pliocenu. W środkowej i wschodniej części Niziu profil ten zawiera więcej luk, a pełniejszy rozwój wykazują zwykle tylko osady paleocenu, po części eocenu



Tab. 1. Wybrane cechy ważniejszych wysadów solnych na Niżu Polskim (wg Kasińskiego i in., 2001b; Czapowskiego i in., 2005)
 Table 1. Selected features of major salt diapirs on the Polish Lowlands (after Kasiński et al., 2001b; Czapowski et al., 2005)

Regionalna jednostka strukturalna <i>Regional structural unit</i>	Nazwa wysadu <i>Diapir name</i>	Rozmiary/powierzchnia wysadu <i>Diapir size/area [km/km²]</i>	Wysokość wysadu <i>Diapir height [km]</i>	Głębokość zwierciadła solnego <i>Depth of salt mirror [m]</i>	Głębokość/grubość czapy wysadu <i>Depth/thickness of caprock [m]</i>	Typ struktury <i>Type of salt structure</i>
Synklinorium szczecińskie <i>Szczecin Synclinorium</i>	Przytór	2,0 x 2,5/5,0	1 300–1400	1502,1–1830,0	bd.	np
	Goleniów	4,5 x 2,0/9,0	2 950	888,0	702,2/185,8	np
	Grzęzno	2,0 x 5,0/10,0	> 3 000	1 432,5	bd.	np
	Drawno	4,0 x 5,0/20,0	> 2 000	> 3228,2	2095,0/1133,2	np
	Człopa	3,5 x 5,0/17,5	> 3 000	1569,0	-/0–95,0	np
Synklinorium łódzkie <i>Łódź Synclinorium</i>	Wapno	0,4 x 0,9/0,36	>1 500	160,0–170,0	0–170,0/170,0	p
	Damasławek	3,5 x 5,5/16,5	> 6 000	446,0–538,8	184,0–1050,0/2,5–294,1	p
	Barcin	2,0 x 3,5/7,0	> 5 500	> 500,0	bd.	np
	Mogilno	0,9 x 5,5/4,9	> 6 000	210,2–255,5	50,0–604,0/24,55–555,5	p
	Inowrocław	1,0 x 2,2/0	bd.	122,0–366,0	6,0–617,8/17,0–318,5	p
	Góra	0,9 x 1,0/0,9	bd.	101,0–704,6	10,0–172,0/1,0–116,3	p
	Strzelno	7,0 x 5,0/35,0	bd.	> 1985,0	1983,5/1,5	np
	Izbica Kujawska	2,0 x 3,0/6,0	bd.	224,5–556,5	144,0–412,0/27,7–207,2	p
	Kłodawa	2,0 x 26,0/52,0	7 000–8 000	100,0–350,0	-/100,0–150,0	p
	Lubień	2,0 x 2,5/3,7	bd.	303,0–441,6	151,5–358,0/81,5–169,0	p
Łanięta	3,3 x 3,7/9,5	bd.	235,4–282,5	90,0–308,6/29,6–241,4	p	
Rogóżno	4,0 x 6,7/21,0	> 6 000	325,0–427,0	54,5–328,8/12,8–286,3	p	
Elewacja radomszczańska <i>Radomsko Elevation</i>	Dębina	0,6 x 0,8/0,5	bd.	169,3–215,0	47,3–121,0/94,0–122,0	p

Objaśnienia: p — wysad przebijający osady mezozoiczne, np — wysad nieprzebijający osadów mezozoicznych, bd. — brak danych
 Explanations: p — salt diapir pierced through Mesozoic cover, np — salt diapir non-pierced through Mesozoic cover, bd. — lack of data

oraz środkowego i górnego miocenu, a także dolnego pliocenu. Na ten stan wpłynęły zarówno globalne czynniki geotektoniczne i paleogeograficzne, jak i lokalne ruchy drobniejszych bloków podłoża podtrzęsiorzędowego oraz różnicowane w czasie i przestrzeni ruchy struktur solnych.

Profil paleogenu w Polsce północno-zachodniej rozpoczynają zazwyczaj utwory eocenu lub oligocenu, a w Polsce wschodniej paleocenu. Na obszarze Niżu do paleogenu powszechnie są zaliczane zwietrzliny i pokrywy wietrzelinowe spoczywające bezpośrednio na utworach podłoża podkenozoicznego (kaoliny rezydualne i osadowe), zwykle grubości 2–5 m, a sporadycznie nawet ponad 40 m (Piwocki, 1966; Kural, 1982). Utwory paleocenu są znane głównie z niecki lubelskiej i warszawskiej oraz z wyniesienia mazursko-suwałskiego i obszaru perybałtyckiego. Grubość osadów paleocenu na Niżu Polskim wynosi zwykle 30–40 m, przy czym największe miąższości (ponad 90 m) odnotowano koło Ełku i Iławy oraz w okolicach Warszawy, najmniejsze (średnio około 10 m) w niecce szczecińskiej. Utwory paleocenu dolnego to osady morskie — margle, gezy, wapienie i piaskowce wapieniste. Paleocen górny jest wykształcony w facjach kontynentalnych i brakicznych — piasków mułowcowych i mułków piaszczystych oraz ilów węglistych i węgla brunatnych — w niższej zaś części profilu również w facjach przybrzeżnomorskich. Osady eocenu występują w północnej i wschodniej części Niżu Polskiego. Ich średnia grubość wynosi około 20 m, a mak-

symalną — odpowiednio ponad 100 m i 120 m — stwierdzono w syneklizie perybałtyckiej i w subrozyjnych obniżeniach starszego podłoża w niecce szczecińskiej. Eocen tworzą osady morskie, reprezentowane przez piaski glaukonitowe, mułowce i łupki z fosforytami i bursztynem, oraz osady brakiczne — piaski łuszczycowe, ily węgliste i węgle brunatne. Utwory oligocenu występują powszechnie na znacznych obszarach Niżu Polskiego. Ich przeciętną miąższość ocenia się na około 50 m, a maksymalną na powyżej 100 m. Dolną część profilu oligocenu tworzą osady morskie — piaski glaukonitowe ze żwirem kwarcowym i fosforytami. W górnej części profilu występują morskie utwory rupelskie (ily septariowe), które ku wschodowi zacieśniają się z brakicznymi i śródlądowymi utworami mułowcowo-piaszczystymi (ily toruńskie), zawierającymi węgle brunatne tworzące V pokład czempiński (Ciuk, 1974; Piwocki & Kasiński, 1995). Ponad utworami formacji czempińskiej spoczywają płytkomorskie piaski kwarcowo-glaukonitowe z wkładkami mułowców. Profil kończą piaski łuszczycowe (w części dolnej z pojedynczymi ziarnami glaukonitu), które dokumentują regresję morza oligocenińskiego.

Utwory neogenu są rozwinięte na prawie całym terytorium Niżu Polskiego, gdzie zajmują obecnie powierzchnię około 165 tys. km². Są to lądowe utwory miocenu i pliocenu (piaski, mułki, ily i węgle brunatne) o zmiennej miąższości, która w strefie południowego zasięgu ich występowania wynosi 20–60 m, na obszarach o największej subsydencji

Tab. 2. Złoże i ważniejsze wystąpienia węgla brunatnego na Niziu Polskim (według Kasińskiego i in., 2001a, uzupełnione)
 Table 2. Deposits and major lignite occurrences in the Polish Lowlands (after Kasiński et al., 2001a, supplemented)

Lp No.	Nazwa Name	Powierzchnia Surface [km ²]	Zasoby Resources [mln Mg]	Typ Type
1	Goleniów	4,00	24,0	nadwysadowe, <i>at a diapir overburden</i>
2	Kunowo	0,15	0,5	inne, <i>other</i>
3	Krajenka	1,50	9,0	inne, <i>other</i>
4	Więcbork	14,86	354,8	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
5	Nakło	32,08	254,1	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
6	Białośliwie	3,99	27,8	inne, <i>other</i>
7	Toporzysko–Czarnowo	11,63	29,3	inne, <i>other</i>
8	Trzcianka	87,03	532,6	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
9	Chodzież	0,94	7,2	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
10	Szubin	15,65	86,4	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
11	Damasławek	bd.	bd.	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
12	Kościelec	bd.	bd.	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
13	Szamotuły	28,65	790,7	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
14	Oborniki	22,48	206,3	inne, <i>other</i>
15	Mogilno	6,00	101,9	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
16	Strzelno	1,34	11,1	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
17	Wójcina	2,10	20,7	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
18	Radojewice	10,86	155,9	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
19	Chełmce	20,86	109,2	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
20	Radziejów	2,75	84,8	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
21	Piotrków Kujawski	9,81	56,2	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
22	Osięciny–Kąkowa Wola	18,23	140,0	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
23	Lubraniec	0,63	11,8	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
24	Brzezie	11,00	77,5	inne, <i>other</i>
25	Włocławek	3,55	20,9	inne, <i>other</i>
26	Naramowice	5,99	212,0	inne, <i>other</i>
27	Holendry Giewartowskie	0,88	4,0	inne, <i>other</i>
28	Janowo	5,61	22,5	inne, <i>other</i>
29	Strzałkowo	0,80	6,3	inne, <i>other</i>
30	Danków	4,00	12,8	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
31	Pątnów III	24,75	175,9	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
32	Pątnów IV	16,55	96,1	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
33	Pątnów V	37,13	133,5	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
34	Pątnów II	18,32	160,4	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
35	Morzyczyn	9,60	51,1	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
36	Tomisławice	4,98	57,9	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
37	Lubstów	9,58	157,7	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
38	Mąkoszyn-Grochowiska	20,10	55,1	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
39	Dęby Szlacheckie–Izbica Kujawska	20,30	176,0	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
40	Milżyn	bd.	bd.	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
41	Lubień	1,20	21,6	nadwysadowe, <i>at a diapir overburden</i>
42	Łanięta	1,60	34,0	nadwysadowe, <i>at a diapir overburden</i>
43	Gostynin	2,13	9,2	inne, <i>other</i>
44	Słupca	8,44	43,9	inne, <i>other</i>
45	Pątnów I	1,35	19,5	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
46	Gosławice	5,54	52,4	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
47	Niesłusz	3,00	18,00	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
48	Maliniec	0,20	1,0	międzywysadowe, <i>intradiapir</i>
49	Drzewce	5,65	41,1	inne, <i>other</i>
50	Ochle	0,09	1,2	inne, <i>other</i>

Lp No.	Nazwa Name	Powierzchnia Surface [km ²]	Zasoby Resources [mln Mg]	Typ Type
51	Kłodawa	bd	bd	przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>
52	Krośniewice	3,51	12,2	inne, <i>other</i>
53	Łazińsk-Obory	1,87	10,6	inne, <i>other</i>
54	Nowe Grądy	2,18	9,2	inne, <i>other</i>
55	Piaski	22,57	124,2	inne, <i>other</i>
56	Główiew	1,03	3,9	inne, <i>other</i>
57	Zarzew-Zarzewek	0,55	2,3	inne, <i>other</i>
58	Rumin	0,18	0,3	inne, <i>other</i>
59	Barczygłów	0,76	5,0	inne, <i>other</i>
60	Władysławów	4,50	55,4	inne, <i>other</i>
61	Dobrów	7,54	19,1	inne, <i>other</i>
62	Koźmin	13,36	56,5	inne, <i>other</i>
63	Ciświca-Lądek	3,02	14,8	inne, <i>other</i>
64	Lisiec Nowy	0,10	0,5	inne, <i>other</i>
65	Krwony	1,51	19,2	inne, <i>other</i>
66	Małgorzata	1,07	8,2	inne, <i>other</i>
67	Rogi	0,17	1,7	inne, <i>other</i>
68	Adamów	32,74	200,8	inne, <i>other</i>
69	Wielenin	8,30	23,5	inne, <i>other</i>
70	Uniejów	31,80	65,2	inne, <i>other</i>
71	Szarów Pański	4,82	15,3	inne, <i>other</i>
72	Rogózno	15,41	658,2	nadwysadowe, <i>at a diapir overburden</i>
73	Rogów	3,25	48,8	inne, <i>other</i>
74	Szczerców	11,36	754,0	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
75	Bełchatów	15,52	1 115,4	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
76	Kamieńsk	13,66	296,8	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>
77	Łęki Szlacheckie	5,89	149,9	ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>

bd. — brak danych, *lack of data*

(monoklina przedsudecka, niecka warszawska) — ponad 200 m, a w zapadliskach tektonicznych, np. w rowie Kleszczowa w obniżeniu na zachód od wysadu solnego Dębina — ponad 500 m. Z neogeńskimi pokładami węgla brunatnego, a głównie z II pokładem lużyckim i I pokładem środkowopolskim (Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1977), są związane liczne złoża (tab. 2, ryc. 1).

Dynamika struktur solnych a akumulacja materii fitogenicznej

Warunkiem akumulacji osadów fitogenicznych o znacznej miąższości jest długotrwałe zachowanie równowagi dynamicznej pomiędzy tempem subsydencji powierzchni depozycyjnej, które musi być w miarę powolne i stabilne, a tempem przyrostu osadów fitogenicznych, za co w głównej mierze jest odpowiedzialna wegetacja fitocenozy torfowiskowych (Bouroz, 1966). Grube pokłady węgla brunatnego są dowodem na to, że stan takiej równowagi bywał zachowywany przez wiele milionów lat, np. okres akumulacji materii fitogenicznej dającej początek mioceńskiemu pokładowi węgla brunatnego w zatoce dolnego Renu (o miąższości ponad 100 m) ocenia się na około 11 milionów lat (Hager, 1981). Trudno spodziewać się, żeby warunki spokojnej sedimentacji w porównywalnym okresie mogły być zapewnione w bezpośrednim sąsiedztwie

aktywnych struktur solnych, gdzie morfologia podłoża ulega szybkim zmianom. Odbiciem tych procesów są np. serie osadów o różnej frakcji, głównie żwirowców ilastych, stwierdzonych w profilach otworów wiertniczych z rejonu wysadów Izbica Kujawska i Dębina (Kasiński i in., 2001a). Utwory te powstały zapewne w wyniku, inicjowanych przez ruch wysadów, ruchów masowych, transportujących materiał w zawieszynie, np. w formie sływów błotnych. Produktem są grube pakiety oligoceńskich żwirowców ilastych, zawierające przemieszana ze żwirem doskonale zachowaną, bogatą faunę małży, ślimaków i koralów. Wśród małży dominują formy cienkoskorupowe, których skorupki nie uległy uszkodzeniom podczas transportu.

Stabilne tempo subsydencji mogło być jednak utrzymane w dalszej odległości od struktur solnych, a w szczególności na:

a) obszarach położonych pomiędzy systemami struktur solnych (ciągami wysadów, grzebieniami i murami solnymi), gdzie ubytek soli w głębokim podłożu powodował ubytek objętości, kompensowany powolną subsydencją, generując powstanie pierwotnych niecek międzywysadowych;

b) obszarach położonych ponad wgłębnymi strukturami solnymi, których wypiętrzanie mogło spowodować powstawanie struktur antyklinalnych z systemami uskoku ekstensyjnego w przegubie struktury; w miejscach,

gdzie po ustaniu ruchów wypiętrzających w przegubach antyklin tworzyły się grawitacyjne zapadliska tektoniczne;

c) obszarach położonych bezpośrednio w nadkładzie struktur solnych, na których po ustaniu ruchów wypiętrzających procesy podziemnego ługowania soli (subrozji), odpływu soli wzdłuż rozwartych powierzchni uskokowych, czy wreszcie procesów krasu gipsowego w czapie wysadu mogły powodować powolne i równomierne obniżanie powierzchni depozycyjnej.

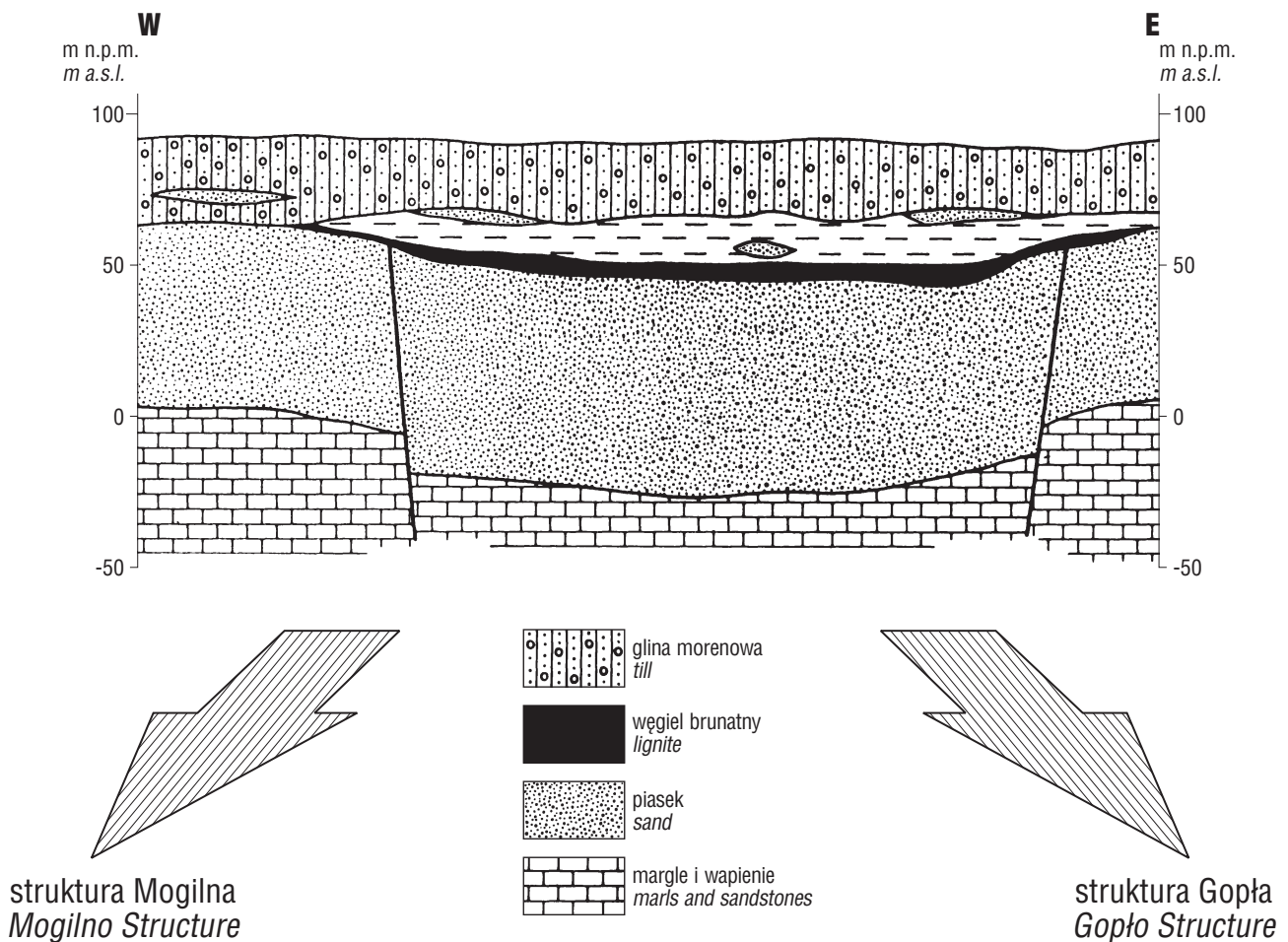
Cechą charakterystyczną dla większości wysadów jest wzrost miąższości osadów dolnego oligocenu w stropie struktur solnych i powszechne występowanie wśród nich węgla brunatnych V pokładu czempińskiego (formacja czempińska), o znacznej miąższości, które w przeciwieństwie do występujących w otoczeniu wysadów niejednokrotnie mają znaczenie złożowe.

Typy genetyczne złóż węgla związanych z procesami halokinetycznymi

Mechanizm powolnej subsydencji w wyniku **ubytku objętości soli** w głębokim podłożu stref pomiędzy systemami struktur solnych był zapewne odpowiedzialny za powstanie licznych złóż węgla brunatnego usytuowanych w pierwotnych nieckach przysolnych, takich jak Trzcianka, Chełmce, Piotrków Kujawski, Tomiszawice czy Pątnów. Charakterystycznym przykładem jest zwłaszcza zespół

pątnowskich złóż węgla brunatnego (ryc. 2), zlokalizowany wzdłuż trzeciorzędowego traktu fluwialnego pomiędzy strukturami solnymi Gopła i Izbicy Kujawskiej–Łęczycy (Dadlez, 1998). Przypisywane tym strukturom założenia tektoniczne (Widera, 1997) miały zapewne związek z tektoniką solną.

Drugi z opisanych mechanizmów — **powstawanie struktur antyklinalnych w stropie struktur solnych** — jest odpowiedzialny za uformowanie największych złóż węgla brunatnego na Niziu Polskim, w tej liczbie złóż: Więcbork, Nakło, Szamotuły, Radziejów, Morzyczyn, Lubstów, Dęby Szlacheckie (por. Piwocki, 1978; Widera, 2000), a być może także Szczerców, Bełchatów, Kamięńsk i Łęki Szlacheckie (por. Kossowski, 1974; Kozydra & Piwocki, 1985). Przykładem jest tu rów Lubstowa (ryc. 3), który stanowi największą depresję tektoniczną na obszarze elewacji konińskiej. Struktura ta, o orientacji NNW-SSE, znajduje się na południowo-wschodnim skłonie struktury Gopła. Rów Lubstowa ma stosunkowo niewielkie rozmiary (4,0 x 2,0 km), ale znaczną głębokość — ponad 230 m. Jego dno jest silnie zróżnicowane morfologicznie, a deniwelacje w jego obrębie przekraczają 140 m (Widera, 2000). W strefach marginalnych rowu występują systemy uskoków schodowych, a w części osiowej zapadliska — szereg równoległych zrębów i rowów drugiego rzędu. Geneza rowu Lubstowa wiąże się z subsydencją spowodowaną



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez złożo węgla brunatnego Pątnów II w zespole złóż pątnowskich (według Kasińskiego i in., 1998) — przykład złoża międzywysadowego

Fig. 2. Geological cross-section of the Pątnów II lignite deposit in the Pątnów deposit complex (after Kasiński et al., 1998) — an example of the intradiapir deposit

uaktywnieniem tektoniki salinarnej w obrębie struktury Gopła. Na etapie kompresji laramijskiej wypiętrzanie mas solnych w głębokim podłożu rowu doprowadziło do powstania w strefach przypowierzchniowych przegubu antykliny solnej systemu równoległych szczelin. Poczynając od późnego mastrychtu aż do eocenu obszar elewacji konińskiej ulegał penepłenizacji. W późnym eocenie, podobnie jak w systemie rowów poznańskich, rozpoczął się etap formowania depresji tektonicznej (Deczkowski & Gajewska, 1980, 1983) — szczeliny uległy rozwarciu, a ograniczone przez nie bloki tektoniczne zaczęły podlegać subsydencji grawitacyjnej. W kolejnym etapie na efekty lokalnych ruchów tektonicznych nałożyło się epejrogeniczne obniżanie o skali regionalnej, czytelne na całym obszarze Niżu Polskiego. Maksimum subsydencji rowu, z którym wiąże się bardzo intensywna akumulacja materii fitogenicznej, przypadło na wczesny reinbek (Kasiński, 2004). Powstał wówczas główny (dolny) pokład węgla brunatnego, korelowalny z II pokładem łużyckim, którego miąższość przekracza 90 m. W późniejszym okresie subsydencja stopniowo wygasła, choć ślady ruchów neotektonicznych są czytelne jeszcze w osadach czwartorzędowych.

Mechanizm **subrozji**, opisany szczegółowo jako przyczyna powstania rowu tektonicznego Kausche w Niemczech (Meiburg, 1980), był zapewne odpowiedzialny za powstanie nagromadzeń materii fitogenicznej ponad wysadami Goleniów, Lubień, Łanięta czy Rogózno. Wysad solny Rogózno jest drugim co do wielkości rozpoznany wysadem w Polsce. Ma kształt eliptyczny o osiach długości 6,7 km i 4,0 km. Powierzchnia wysadu wynosi około 21 km². Wysad ma kształt pnia przechylonego z SW na NE. Czapa wysadu występuje na głębokości 100–180 m, a jej miąższość waha się w granicach 13,0–286,0 m (patrz tab. 1). Zwierciadło solne, które znajduje się na głębokości poniżej 350 m, wykazuje deniwelację powierzchni około 100 m (Ślizowski & Saługa, 1996). Ponad czapą wysadu utworzyło się zapadlisko, którego genezę można wiązać z procesami podziemnego ługowania soli w stropowej części wysadu w drodze subrozji (Bieniewski, 1962). Ruchy halokinetyczne spowodowały lokalnie silne zaburzenia także w utworach kenozoicznych (ryc. 4), w których ponad czapą wysadu występują liczne uskoki i fleksury (por. Ciuk, 1961). Obniżanie powierzchni depozycyjnej miało zmienne tempo, przy czym na całym obszarze ponad wysadem następowały etapy znacznego spowolnienia subsydencji. Etapom tym odpowiada akumulacja materiału fitogenicznego prowadząca do powstania dwóch grubych pokładów węgla brunatnego w oligocenie (V pokład czempiński) i w mioceenie (II pokład łużycki). Proces odpływu soli wzdłuż powierzchni nieciągłości, powodujący obniżanie się powierzchni morfologicznej ponad wysadem i powstanie warunków sprzyjających akumulacji materii fitogenicznej, został opisany z rejonu wysadu Damasławek (Krzywiec i in., 2000).

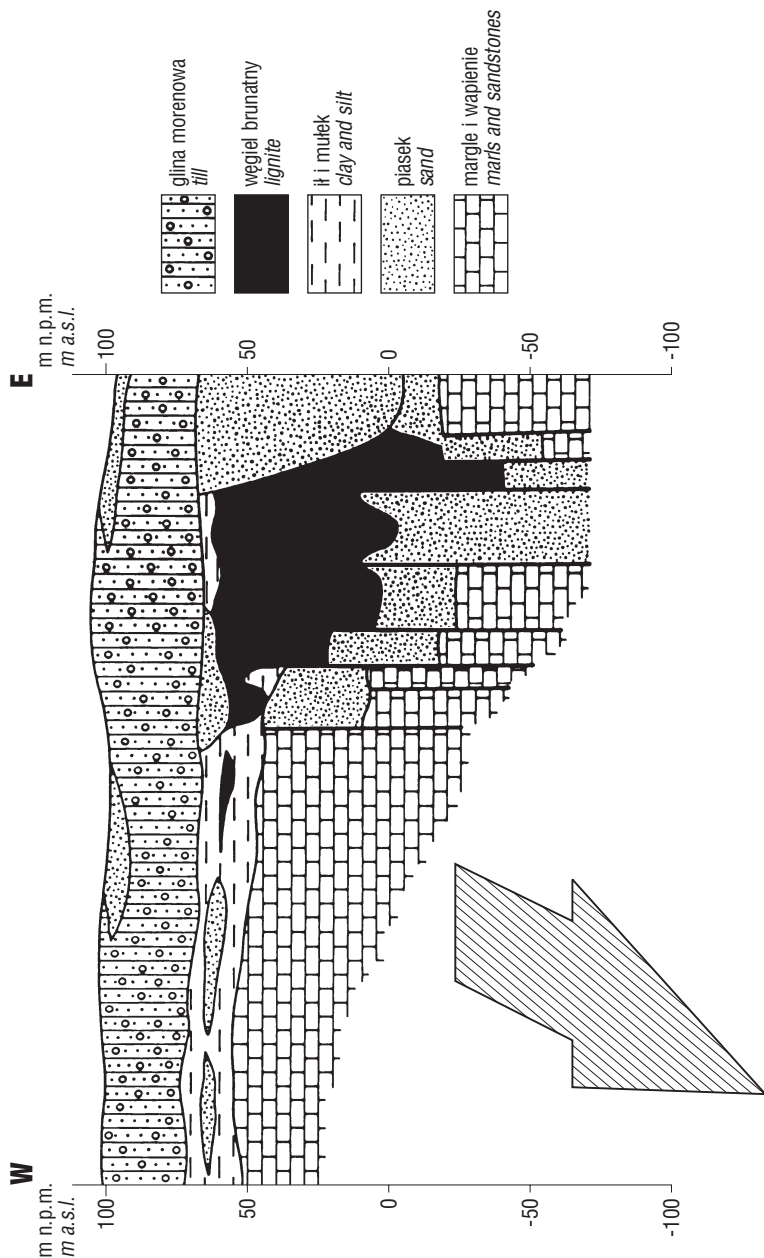
Wypiętrzanie struktur solnych powodowało także powstawanie niewielkich zapadlisk w bezpośrednim sąsiedztwie wysadu w wyniku podginania warstw podłoża. Takie lokalne wtórne niecki przysolne („kieszenie” przywysadowe), w obrębie których niekiedy istniały warunki sprzyjające akumulacji materii fitogenicznej, powstały np. w rejonie wysadów Szubin, Mogilno, Radojewice, Mąkoszyn–Grochowiska, Izbica Kujawska, Kłodawa i Dębina. Związane z nimi wystąpienia węgla brunatnego zajmują na ogół mniejszą powierzchnię i mają mniejsze

zasoby. Przykładem są kulisowe nagromadzenia osadów fitogenicznych w rejonie wysadu Kłodawa. Wysad ten (ryc. 5), zlokalizowany w środkowej części bruzdy śród-polskiej, wyrasta z podłużnej struktury antyklinalnej o długości około 60 km, ciągnącej się od Izbicy Kujawskiej do Solcy Wielkiej koło Łęczycy. Długość wysadu wynosi 26 km, szerokość — 2 km, a jego wysokość jest szacowana na około 7–8 km (Krzywiec, 2004a). Na wysadzie oraz na otaczających go utworach mezozoicznych leżą niezgodnie osady paleogenu i neogenu oraz pokrywa czwartorzędowa. Czapa iłowo-gipsowa ma miąższość od kilkunastu do 170 m, przeciętnie około 130 m (patrz tab. 1). Na ścianach bocznych wysadu przechodzi ona w płaszcz iłowo-gipsowo-anhydritowy. Zwierciadło solne o urozmaiconej morfologicznie powierzchni zalega na głębokości 100–350 m, przeciętnie 250 m (Ślizowski & Saługa, 1996). Analiza struktur tektonicznych w poszczególnych poziomach solnych (Burliga, 1997) wskazuje, iż ewolucja wysadu przebiegała dwuetapowo:

- u schyłku permu i we wczesnym triasie nastąpiło grawitacyjne spływanie (przemieszczanie) serii solnych — połączone ze wzrostem ich miąższości w kierunku wschodnim, do zrzucanego systemem uskoków schodowych zbiornika sedymentacyjnego;
- od późnego triasu aż do późnej kredy nastąpiła pionowa migracja mas solnych wzdłuż strefy uskokowej, angażującej podłoże i nadkład ewaporatów cechsztynu.

Znacznie zwiększona miąższość utworów mezozoicznych (triasowych i jurajskich) na północno-wschodnim skłonie wysadu (patrz ryc. 6) wskazuje na mezozoiczną ekstensję w obrębie podłoża tego fragmentu bruzdy śród-polskiej, połączoną z wczesnymi etapami ruchów mas solnych. Obecna budowa geologiczna tego obszaru została ukształtowana w wyniku inwersji bruzdy śród-polskiej (Krzywiec i in., 2000). Z paleogeńską aktywnością wysadu jest związana geneza obniżeń przywysadowych, które powstały zapewne na przełomie eocenu i oligocenu. Aktywność wysadu trwała aż do czwartorzędu, o czym świadczy silne zaangażowanie tektoniczne utworów górno-miocenu i zapewne także pliocenu.

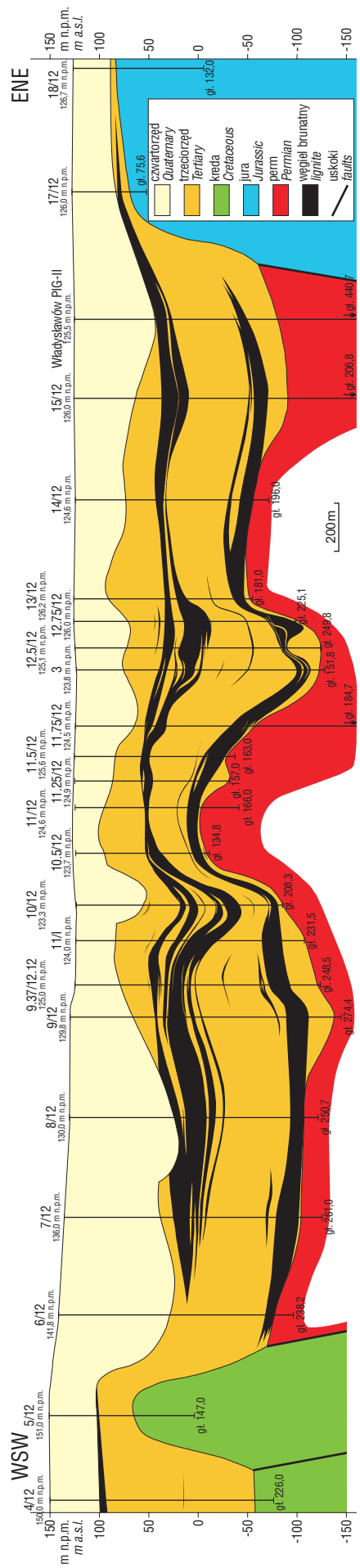
Odnowienie aktywności wysadu po etapie akumulacji materii fitogenicznej mogło prowadzić do zniszczenia uformowanych pokładów węgla. Tego rodzaju zjawisko można np. obserwować w rejonie wysadu Dębina, gdzie późno-neogeńskie ruchy wypiętrzające doprowadziły do wyniesienia uformowanego ponad wysadem pokładu węgla brunatnego, który następnie został zniszczony przez plejstocenijskie procesy erozyjne. Wysad Dębina znajduje się na północnym skraju elewacji radomszczańskej, w obrębie zapadliska tektonicznego Kleszczowa. Dzieli on tę strukturę na część wschodnią, w której znajduje się złożo węgla brunatnego Bełchatów, i część zachodnią, w której leży złożo Szczerców. W planie wysad ten ma kształt nieregularnej elipsy o powierzchni ok. 5 km² i osiach długości 0,8 km i 0,6 km, z asymetryczną kulminacją czapy gipsowo-iłowej (Ślizowski & Saługa, 1996), w przekroju pionowym zaś formę pnia. Północne zbocza wysadu są niemal pionowe, południowe — nachylone nieco łagodniej. Na wschodnim skłonie wysadu rysuje się stopień o silnie nachylonej powierzchni stropowej (Kasiński i in., 2000). Czapa siarczanowo-iłowa wysadu ma grubość 94–122 m, zwierciadło solne stwierdzono na głębokości 169,0–215,0 m (tab. 1). Wysad przebija utwory mezozoiczne i trzeciorzędowe.



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez złożę węgla brunatnego Lubstów na NE skłonie struktury Gopła (według Kasińskiego i in., 1998) — przykład złoża ponad strukturą solną
Fig. 3. Geological cross-section of the Lubstów lignite deposit, NE-slope of the Gopło structure (after Kasiński et al., 1998) — an example of the deposit above a salt structure

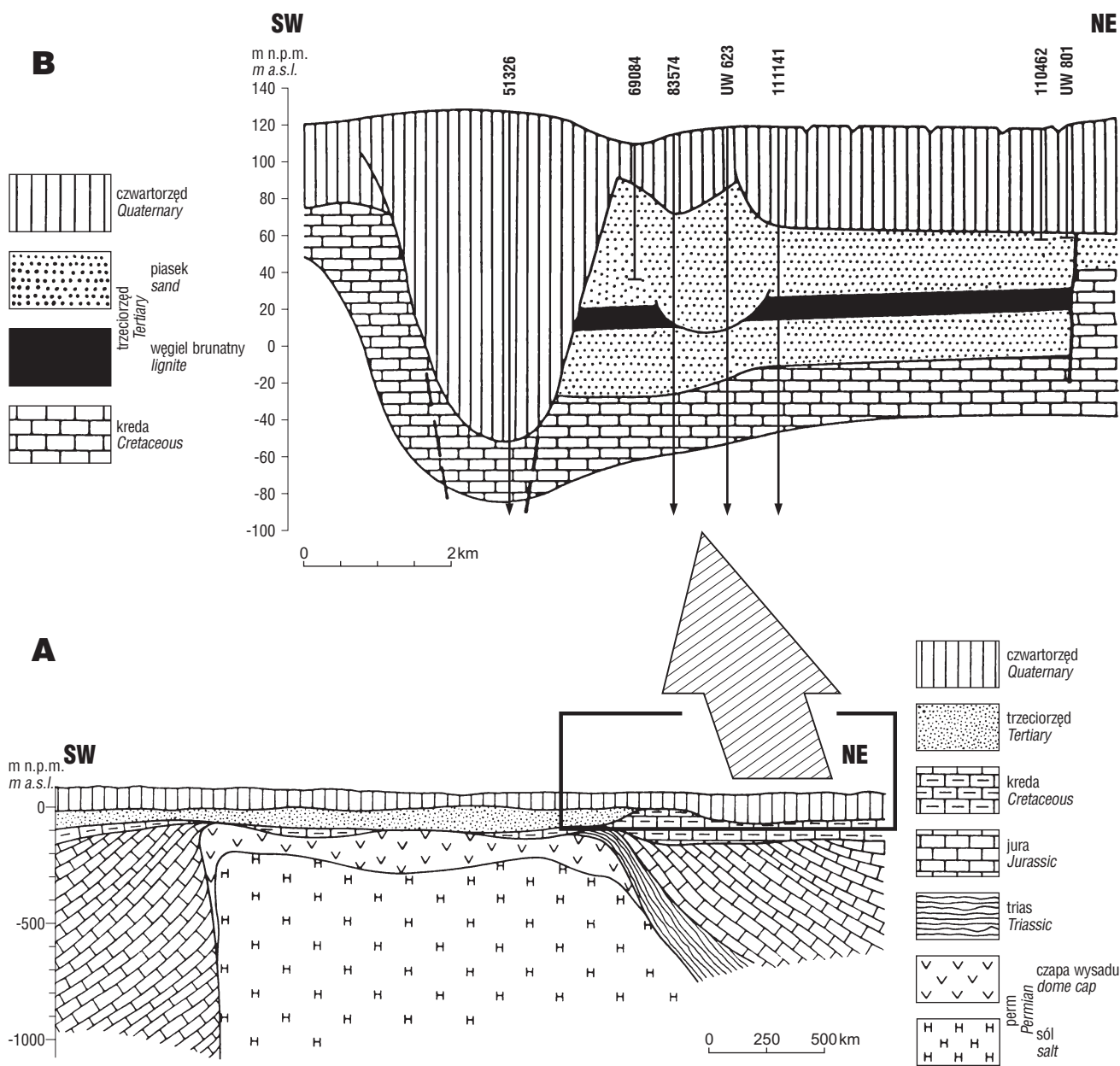
Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez złożę węgla brunatnego Rogóżno ponad wysadem Rogóżno (według Kasińskiego i in., 2008) — przykład złoża nadwysadowego. Widoczne intensywne zaburzenia stropu czapy wysadu związane z subrozją soli i krasem gipsowym w czapie wysadu
Fig. 4. Geological cross-section of the Rogóżno lignite deposit above the Rogóżno salt dome (after Kasiński et al., 2007) — an example of the deposit at a diapir overburden. Extensive disturbances of the top surface of salt-dome cap are affected by salt-subrosion and gypsum karst inside the cap of the salt dome

struktura Gopła Gopło Structure



Rów Kleszczowa, podobnie jak większość aktywnych w trzeciorzędzie struktur tektonicznych na Niżu Polskim, ma prawdopodobnie stare założenia tektoniczne (Kasiński & Piwocki, 1994). Współczesny plan strukturalny tego regionu odtwarza trzy przedlaramijskie kierunki nieciągłości: 1) WNW-ESE — związany z kaledońskim rozłamem głębokim Gór Świętokrzyskich, 2) WSW-ENE — związany z późnowaryscyjskim uskokiem regionalnym Brzeg–Kluczbork–Bełchatów oraz 3) NW-SE — związany z regionalną strefą tektoniczną Poznań–Kalisz–Rzeszów (Deczkowski & Gajewska, 1980, 1983). Wyraźnie większa na obszarze rowu miąższość osadów mezozoicznych świadczy o prelaramijskim tektonicznym reżimie ekstensyjnym w tym regionie (Felisiak & Szewczyk, 1994). Mezozoiczna subsydencja została przerwana wskutek laramijskich ruchów wypiętrzających. Z tym etapem inwersji morfologicznej wiąże się geneza struktur fałdowych ele-

wacji radomszczańskiej o orientacji NW-SE. Nawrót subsydencji na obszarze rowów nastąpił we wczesnym paleogenie w związku ze zmianą planu strukturalnego na równoleżnikowy i założeniem południowego uskoku marginalnego podczas zrzucania obszaru niecki łódzkiej wzdłuż tzw. progu waryscyjskiego. Do ponownej aktywizacji subsydencji, prowadzącej do założenia tzw. rowu drugiego rzędu w najgłębszej części depresji, doszło z początkiem miocenu. Z tym etapem wiąże się akumulacja wielkich ilości materii fitogenicznej w środowiskach płytkowodnych i bagiennych, w warunkach wyjątkowo długotrwałe zachowanej równowagi dynamicznej pomiędzy subsydencją a akumulacją. Efektem jest pokład węgla brunatnego o miąższości sięgającej 200 m. Dynamika rozwoju wysadu solnego Dębina wywierała różny wpływ na warunki akumulacji i zachowanie materii fitogenicznej w kolejnych etapach rozwoju struktury solnej. Z wczesnoke-



Ryc. 5. Przekroje geologiczne: **A** — przez wysad Kłodawa (według Burliga, 1997); **B** — przez wtórną nieckę przysolną na NE od wysadu (według Kasińskiego i in., 1996) — przykład złoza przywysadowego
 Fig. 5. Geological cross-section: **A** — of the Kłodawa salt dome (after Burliga, 1997); **B** — of the secondary peripheral sink NE of the salt dome (after Kasiński et al., 1996) — an example of the deposit at a diapir marginal depression

nozoicznym etapem rozwoju wysadu było związane powstanie „kieszeni” położonej na zachód od słupa solnego, gdzie warunki sprzyjające sedimentacji węgla utrzymały się najdłużej, co znalazło odbicie w największej miąższości węgla w tym rejonie. Z aktywnością wysadu na tym etapie można wiązać powstanie tzw. rowu drugiego rzędu we wschodniej części rowu Kleszczowa — również tam węgiel brunatny osiąga bardzo duże miąższości. Odmienne wpływy na zachowanie się materii fitogenicznej wywarł najmłodszy etap ruchów wypiętrzających na obszarze wysadu, powodując ich wyniesienie i czyniąc podatnymi na plejstocенską erozję.

Analiza statystyczna

W celu uzyskania informacji o zależności występowania nagromadzeń węgla brunatnego od ich usytuowania względem struktur solnych przeprowadzono analizę statystyczną powierzchni i zasobów 77 złóż i ważniejszych wystąpień węgla brunatnego na Niziu Polskim (patrz tab. 2). Na potrzeby analizy zdefiniowano następujące rodzaje wystąpień węgla brunatnego związane ze strukturami solnymi (Kasiński i in., 2001b):

- wystąpienia **nadwysadowe** — związane z procesami subrozji lub odpływu soli z ciała solnego (ryc. 4);
- wystąpienia **przywysadowe** — związane z powstawaniem wtórnych niecek przysolnych w bezpośrednim sąsiedztwie wysadu (ryc. 5);
- wystąpienia **ponad strukturami** — związane z wgłębnym wypiętrzaniem poduszek solnych i powstawaniem struktur antyklinalnych ze strefami uskokowymi w przegubach (ryc. 3);
- wystąpienia **międzywysadowe**, związane z powstawaniem pierwotnych niecek przysolnych pomiędzy ciągami struktur solnych (ryc. 2).

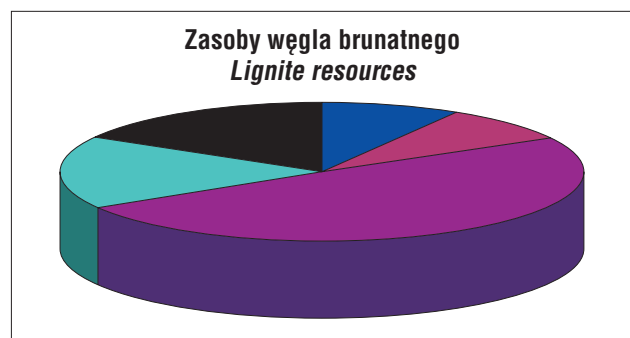
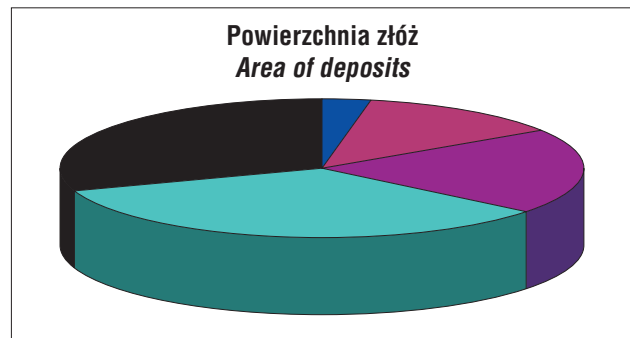
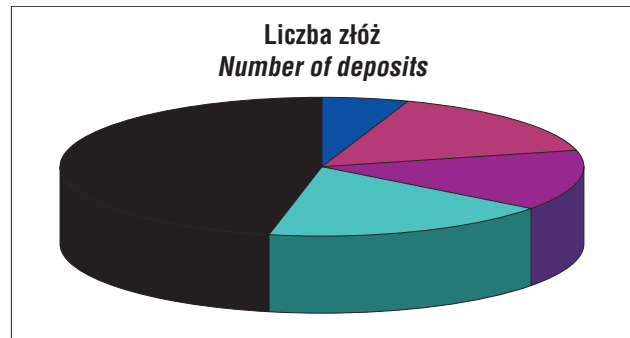
W analizie uwzględniono dodatkowo także inne wystąpienia węgla brunatnego, które nie wykazują związku z rozwojem struktur solnych. Dane dotyczące poszczególnych typów związków nagromadzeń materii fitogenicznej (złóż i innych wystąpień węgla brunatnego) ze strukturami solnymi zestawiono w tabeli 3. Z zestawienia wynika, że chociaż na Niziu Polskim liczba złóż węgla, które wykazują związek ze strukturami solnymi, jest podobna do liczby złóż, które nie wykazują takiego związku, to zarówno powierzchnia, jak i w szczególności zasoby tych pierwszych są wielokrotnie większe (ryc. 6). Widać zatem wyraźnie, że tektonika salinarna w wielu wypadkach przyczyniła się do powstania znacznych nagromadzeń materii fitogenicznej.

Największe znaczenie ekonomiczne mają złoża utworzone w zapadliskach tektonicznych, które powstały w przegubach antyklin ponad wypiętrzającymi się w podłożu poduszkami solnymi. Obiekty tej grupy, do których należy wiele złóż zaliczanych powszechnie do złóż o genezie tek-

tonicznej, jak np. złoża Bełchatów, Szczerców czy też złożo Lubstów (por. ryc. 3), charakteryzują się znaczną miąższością węgla przy stosunkowo niewielkiej powierzchni złoża (14,3%) i największymi zasobami (48,5%).

Na drugim miejscu znajduje się grupa złóż międzywysadowych, pośrednio związanych z rozwojem struktur solnych i występujących w pierwotnych nieckach przysolnych pomiędzy pasmami wysadów, grzebieni i murów solnych. Również ta grupa złóż, do której należy zapewne m.in. zespół złóż pątnowskich, ma istotne znaczenie gospodarcze, choć parametry geologiczno-górnice złóż są nieco gorsze (18,2% zasobów na 33,9% powierzchni).

Istotną rolę odgrywają także złoża położone w bezpośrednim sąsiedztwie struktur solnych (złoża nadwysadowe i przywysadowe). Znaczną wielkością zasobów i szczególnie korzystnymi parametrami geologiczno-górnicznymi



Złoża węgla brunatnego: Lignite deposits:



Ryc. 6. Relacje ilościowe poszczególnych typów złóż węgla brunatnego na Niziu Polskim i ich parametrów (według Kasińskiego i in., 2001)

Fig. 6. Quantitative relations of different types of lignite deposits in the Polish Lowlands and their parameters (after Kasiński et al., 2001)

Tab. 3. Rozmieszczenie złóż węgla brunatnego w relacji do struktur solnych (według Kasińskiego i in., 2001a)
 Table 3. Distribution of lignite deposits related to the salt structures (after Kasiński et al., 2001a)

Typ złoża <i>Type of deposit</i>	Liczba <i>Number</i>	Udział procentowy złóż <i>Share in total number of deposits in %</i>	Powierzchnia złóż <i>Surface of deposits [km²]</i>	Udział procentowy powierzchni złóż <i>% of total area of deposits</i>	Zasoby <i>Resources [mln Mg]</i>	Udział procentowy zasobów złóż <i>% of total resources</i>
Nadwysadowe, <i>at a diapir overburden</i>	4	5,2	22,21	2,9	737,8	8,7
Przywysadowe, <i>at a diapir marginal depression</i>	12	15,6	100,56	13,3	725,1	8,6
Ponad strukturą, <i>above a salt structure</i>	11	14,3	147,76	19,6	4 095,4	48,5
Międzywysadowe, <i>intradiapir ones</i>	14	18,2	256,47	33,9	1 484,6	17,6
Razem, total	41	53,3	527,00	69,7	7 042,9	83,4
Inne, <i>others</i>	36	46,7	228,72	30,3	1 408,2	16,6

charakteryzują się złoża nadwysadowe — wielkość zasobów (8,7%), powierzchnia złoża (2,9%), a zatem duża miąższość pokładów węgla — choć w niektórych przypadkach (np. Rogóźno) w dolnej części tych złóż występują niekorzystne pod względem technologicznym węgle zasolone. Wyniki analizy wskazują, że również złoża we wtórnych nieckach przysolnych nie są bez znaczenia (8,6% zasobów na 13,3% powierzchni), a bezpośrednie otoczenie struktur solnych powinno być rozważane jako potencjalny obszar poszukiwań złóż węgla brunatnego. Do takich obszarów można z pewnością zaliczyć rejony wysadów: Inowrocław, Góra, Mogilno, Strzelno, Izbica Kujawska i Kłodawa.

Wnioski

Procesy związane z tektoniką solną, które zachodziły na obszarze północno-zachodniej i środkowej części synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego w paleogenie i neogenie, determinowały zróżnicowanie i szybkie zmiany środowisk sedymentacji w sąsiedztwie wysadów. W skali regionalnej nie zapewniały one zachowania równowagi dynamicznej niezbędnej do akumulacji (sedentacji) rozległych pokładowych nagromadzeń materii fitogenicznej. W niektórych wypadkach (np. wysad Dębina) procesy halokinetyczne mogły być nawet odpowiedzialne za zniszczenie wcześniej nagromadzonych osadów torfowych bądź węglowych. Jednak w okresach zmniejszenia aktywności procesów halotektonicznych w skali lokalnej dość powszechnie występowały warunki, w których równowaga taka mogła być zachowana.

Podstawowe mechanizmy odpowiedzialne za warunki sprzyjające powstaniu złóż węgla brunatnego były następujące:

- subrozja soli w górnych partiach wysadów i zjawiska krasu gipsowego w czapie wysadu, powodujące subsydencję w obszarze ponadwysadowym, np. złoża: Goleniów, Lubień, Łanięta i Rogóźno;
- halotektoniczny odpływ soli wzdłuż rozwartych powierzchni uskokowych (wysad Damasławek);
- formowanie się wtórnych niecek przysolnych w wyniku powstawania pustek w związku z wypiętrzaniem soli, np. złoża: Szubin, Mogilno, Radojewice, Mąkoszyn–Grochowiska, Izbica Kujawska i Kłodawa;

- powstawanie ekstensyjnych zapadlisk w wyniku rozrywania antyklin tworzonych w stropie struktur solnych podczas ich wypiętrzania, np. złoża: Więcbork, Nakło, Szamotuły, Radziejów, Morzyczyn, Lubstów, Szczerców, Bełchatów i Kamieńsk.

W skali regionalnej tektonika halokinetyczna może prowadzić do powstawania pierwotnych niecek przysolnych — rozległych obniżen między strukturami solnymi, w szczególności grzebieniami, murami i wałami solnymi. Rozwój takich depresji umożliwił zapewne powstanie licznych złóż węgla brunatnego, np. Trzcianka, Chełmce, Piotrków Kujawski, Państwów i Tomisławice.

Wnioski z analizy budowy geologicznej otoczenia ważniejszych wysadów na Niżu Polskim umożliwiły wytypowanie kilku struktur solnych, których otoczenie można uznać za perspektywiczny obszar poszukiwań węgla brunatnego. Są to wysady: Damasławek, Inowrocław, Góra, Mogilno, Strzelno, Izbica Kujawska i Kłodawa.

Współczesny arsenał metod badawczych (w tym sejsmika refleksyjna wysokiej rozdzielczości) oferuje możliwość przeprowadzenia szczegółowych badań modelowych na obszarze wybranych wysadów i ich otoczenia. Badania takie, prowadzone w latach 2006–2008 przez Państwowy Instytut Geologiczny w ramach tematu finansowanego przez NFOŚiGW (Kasiński i in., 2009), umożliwiły dokładniejsze rozpoznanie budowy nadkładu i bliskiego otoczenia wybranych struktur wysadowych, a w szczególności sposobu występowania nagromadzeń węgla brunatnego. Wyniki tych prac, przedstawiające ewolucję wybranych wysadów i definiujące relacje pomiędzy etapami ich rozwoju a zmianami środowiska sedymentacji w jej otoczeniu, ze szczególnym uwzględnieniem warunków umożliwiających nagromadzenie znacznych ilości materii fitogenicznej, będą przedmiotem odrębnej publikacji.

W niniejszym artykule przedstawiono wyniki projektu nr 6.20.4205.00.0, realizowanego w Państwowym Instytucie Geologicznym w latach 2000–2001, finansowanego ze środków Komitetu Badań Naukowych przeznaczonych na badania statutowe.

Literatura

- BIENIEWSKI J. 1962 — Problemy geologiczne złoża węgla brunatnego Rogóźno. Kwart. Nauk Techn. Przem. Węgla Brunatnego, 4: 3–8.
 BOUROZ A. 1966 — La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. [W:] Congress pour l'avancement des

- Études de Stratigraphie Carbonifere, *Compte Rendu*, L. van der Waals (ed.), van Aelst, Heerlen, 4: 65–78.
- BURLIGA S. 1997 — Ewolucja wysadu solnego Kłodawa. [W:] *Tektonika solna regionu kujawskiego*, S. Burliga (red.), Wind, Wrocław.
- BURLIGA S., KOYI H.A. & KRZYWIEC P. 2003 — Decoupling of deformation between the basement and cover during normal- to reverse-slip movement on a basement fault; model results. *Proceed. 8th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 1st Meeting of the Central European Tectonics Group, Geolines — Papers in Earth Science*, 16: 20.
- CIUK E. 1961 — Charakterystyka chemiczna węgla brunatnego ze złoża w Rogóżnie na północ od Łodzi i możliwości jego zużycia. *Geol. Quart.*, 5: 956–957.
- CIUK E. 1974 — Schematy litostratigraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 281: 7–48.
- CZAPOWSKI G., KASIŃSKI J., KRZYWIEC P., POLECHOŃSKA O., TOMASSI-MORAWIEC H., WRÓBEL G., BURLIGA S. & WILKOSZ P. 2005 — Ocena złóż solnych w rejonie Pomorza i Kujaw pod kątem ich przydatności do eksploatacji metodą otworową. *Archiwum IKS Solino S.A.*, Inowrocław.
- DADLEZ R. 1997 — Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 153: 410–414.
- DADLEZ R. (red.) 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim, skala 1 : 500 000. *Państw. Inst. Geol.*
- DADLEZ R. & MAREK S. 1974 — General Outline of the Tectonics of the Zechstein-Mesozoic Complex in Central and Northwestern Poland. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 274: 11–140.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA W. 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. *Prz. Geol.*, 28: 151–156.
- DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1983 — Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu w rowach Złoczewa i Gostynia (monoklina przedsudecka). *Geol. Quart.*, 27: 535–546.
- FELISIAK I. & SZEWCZYK E. 1994 — Tektonika osadów mezozoiku w rejonie złoża Bełchatów. [W:] *Konf. Nauk.-Techn. nt. Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*, J. Tułeczki (red.), *Kop. Węgla Brunatnego Bełchatów*.
- HAGER H. 1981 — Das Tertiär der Rheinischen Braunkohlenreviers — Ergebnisse und Probleme. *Fortschr. Geol. Rheinland u. Westf.*, 29: 529–564.
- JAROSIŃSKI M. & KRZYWIEC P. 2006 — Zapis zmian reżimów tektonicznych wokół wysadów solnych w Polsce na przykładzie struktury Damasławek. *Prz. Geol.*, 54: 305.
- KASIŃSKI J.R. 2004 — Paleogen i neogen w zapadliskach i rowach tektonicznych. [W:] *Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia. Trzeciorząd*, T.M. Peryt & M. Piwocki (red.), *Państw. Inst. Geol.*: 134–161.
- KASIŃSKI J.R. & PIWOCKI M. 1994 — Tektonika a złoża węgla brunatnego rejonu Bełchatowa. [W:] *Konf. Nauk.-Techn. nt. Tektonika rowu Kleszczowa — stan badań i główne zadania w aspekcie eksploatacji górniczej*, J. Tułeczki (red.), *Kop. Węgla Brunatnego „Bełchatów”*, Rogowice.
- KASIŃSKI J.R., DYLAĞ J.K. & SATERNUS A. 1996 — Ocena możliwości dalszych poszukiwań złóż węgla brunatnego w rejonie konińskim. Ocena obszarów perspektywicznych dla prac geologiczno-poszukiwawczych węgla brunatnego. *Arch. Kop. Węgla Brunatnego „Konin”*.
- KASIŃSKI J.R., DYLAĞ K., SATERNUS A. & PIWOCKI M. 1998 — Analiza wpływu udostępniania i eksploatacji złóż węgla brunatnego oraz procesów utylizacji surowca na stan środowiska naturalnego w procesie gospodarczego wykorzystania złóż (z badaniami modelowymi na przykładzie wybranych złóż). *CAG PIG [3098/98]*.
- KASIŃSKI J.R., CZARNECKI L., FRANKOWSKI R. & PIWOCKI M. 2000 — Geology of the Bełchatów lignite deposit and environmental impact of exploitation. [W:] *4th European Coal Conference — guide to field trips*, J. Jureczka & J.R. Kasiński (eds.), *Państw. Inst. Geol.*
- KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G., KRZYWIEC P. & PIWOCKI M. 2001a — Halokineza a powstawanie złóż węgla brunatnego — studium przywysadowych złóż węgla z obszaru Niżu Polskiego. *CAG PIG [269/2002]*.
- KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G. & PIWOCKI M. 2001b — Halokinetyczne uwarunkowania akumulacji materii fitogenicznej w utworach trzeciorzędowych Niżu Polskiego. [W:] *Deformacje osadów nieskonsolidowanych, reologia i struktury*, W. Włodarski (red.), *Uniw. A. Mickiewicza, Poznań*.
- KASIŃSKI J.R., SATERNUS A. & URBAŃSKI P. 2008 — Analiza występowania zasobów węgla brunatnego w rejonie Turka i program uzupełniających badań poszukiwawczych. [W:] *J. Bednarczyk (red.), Scenariusze rozwoju technologicznego przemysłu wydobywania i przetwórstwa węgla brunatnego*. *Arch. Inst. Górn. Odkrywkowego „Poltegor-Instytut”*, Wrocław.
- KOSSOWSKI L. 1974 — Budowa geologiczna złoża węgla brunatnego Bełchatów ze szczególnym uwzględnieniem tektoniki podłoża. *Górn. Odkryw.*, 16: 336–344.
- KOZYDRA Z. & PIWOCKI M. 1985 — Nowopoznany (ESE) odcinek rowu Bełchatowa. *Prz. Geol.*, 33: 458–460.
- KRZYWIEC P. 2004a — Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). *Geol. Quart.*, 48: 123–134.
- KRZYWIEC P. 2004b — Basement vs. Salt Tectonics and Salt-Sediment Interaction — Case Study of the Mesozoic Evolution of the Intracontinental Mid-Polish Trough. *Salt-Sediment Interactions and Hydrocarbon Prospectivity: Concepts, Applications and Case Studies for the 21st Century*: 343–370.
- KRZYWIEC P. 2006 — Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough — lateral variations in timing and structural style. *Geol. Quart.*, 51: 151–168.
- KRZYWIEC P., JAROSIŃSKI M., TWAROGOWSKI J., BURLIGA S., SZEWCZYK J., WYBRANIEC S., CZAPOWSKI G., ZIENTARA P., PETECKI Z. & GARLICKI A. 2000 — Geologiczno-geofizyczne badania stropu i nadkładu wysadu solnego Damasławek. *Prz. Geol.*, 48: 1005–1014.
- KRZYWIEC P., FRANKOWSKI Z., JAROSIŃSKI M., KASIŃSKI J., PAPIERNIK B., SŁODKOWSKA B., SZEWCZYK J., TWAROGOWSKI J., WYBRANIEC S., GIENKA D., GUMULAK K., JÓZWIĄK W., ŻÓŁTOWSKI Z., MUSIATEWICZ M., HAŁUSZCZAK A., SZEWCZYK E. & BURLIGA S. 2001 — Kompleksowa analiza geofizyczno-geologiczna wysadu solnego Dębina i jego najbliższego otoczenia. *Arch. Kop. Węgla Brunatnego „Bełchatów” S.A*, Rogowice.
- KRZYWIEC P., WYBRANIEC S. & PETECKI Z. 2006 — Budowa tektoniczna podłoża bruzdy śródpolskiej w oparciu o wyniki analizy danych sejsmiki refleksyjnej oraz grawimetrii i magnetyki. [In:] *P. Krzywiec & M. Jarosiński (ed.), Struktura litosfery w centralnej i północnej Polsce — obszar projektu POLONAISE’97*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 188: 107–130.
- KURAL S. 1982 — Występowanie surowców kaolinowych na Dolnym Śląsku. Charakterystyka geologiczno-surowcowa. *Rejon Strzegomia*. [W:] *Surowce kaolinowe*, H. Leszczyszyn (red.), *Państw. Inst. Geol.*
- MEIBURG P. 1980 — Subrosions-Stockwerke im Nordhessischen Bergland. *Aufschluss*, 31: 265–287.
- PIWOCKI M. 1966 — Zarys budowy geologicznej i węgloności trzeciorzędu okolic Rogowa, Skierniewic i Rawy Mazowieckiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 202: 61–94.
- PIWOCKI M. 1978 — Warunki geologiczne i perspektywy wykorzystania złoża węgla brunatnego w rejonie Nakła nad Notecią. *Prz. Geol.*, 26: 584–588.
- PIWOCKI M. 1983 — Brown coals in Poland: characteristic of occurrence. *Prz. Geol.*, 31: 364–370.
- PIWOCKI M. & KASIŃSKI J.R. 1995 — Outline of development of the Lower Oligocene transgression in Northern Poland. *Techn. Poszukiwań Geol. — Geosynoptyka i Geotermia*, 34: 47–52.
- PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1997 — Neogene of the Polish Lowlands — lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, 41: 21–40.
- ŚLIZOWSKI K. & SAŁUGA P. 1996 — Surowce chemiczne. Sól kamienna. *Centrum PPGSMiE PAN*.
- TARKA R. 1991 — The Tectonic Evolution of Polish Salt Diapirs. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39: 85–91.
- WAGNER R. 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 146: 1–95.
- WIDERA M. 1997 — Wpływ struktur solnych na rozwój elewacji konińskiej. [W:] *Tektonika solna regionu kujawskiego*, S. Burliga (red.), *Wind, Wrocław*.
- WIDERA M. 2000 — Geneza i główne etapy rozwoju rowu Lubstowa w alpejskiej epoce tektonicznej. *Prz. Geol.*, 48: 935–941.

Praca wpłynęła do redakcji 17.07.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 30.07.2009 r.