

Rozdział 6

Arkadiusz Bieniek, Andrzej Łachacz

Ewolucja gleb murszowych w krajobrazie sandrowym

Wprowadzenie

Odwodnienie torfowisk prowadzi do wykształcenia się murszu w powierzchniowej warstwie gleby. Intensyfikują się procesy mineralizacji glebowej materii organicznej, zmniejsza się jej miąższość, co jest określane jako zanikanie gleb organicznych. W przypadku brzeżnych stref torfowisk, gdzie warstwa organiczna jest płytka, prowadzi to do odsłonięcia mineralnych utworów zalegających w spągu złoża i objęcie ich procesem glebotwórczym. Wykształcone w takich warunkach gleby określane są jako mineralno-organiczne i zajmują pas przejściowy między glebami torfowymi a mineralnymi. Z tego powodu czasami określane są jako „gleby przytorfowe” [SZYMANOWSKI 1993]. Właściwości tych gleb nie są dokładnie poznane, a powszechność zanikania torfowisk sugeruje, że należy spodziewać się zwiększenia ich powierzchni [ROGUSKI, BIENKIEWICZ 1967; MARCINEK 1976; LIPKA 1978; DEMBEK i in. 1998].

Celem badań było określenie kierunku ewolucji gleb przytorfowych na obszarach sandrowych. Zbadano morfologię i właściwości gleb występujących w brzeżnej strefie torfowisk na sandrze mazursko-kurpiowskim. Wybrano trzy obiekty różniące się genezą i charakterem obniżenia oraz strukturą pokrywy glebowej. Rozpoznano warunki siedliskowo-glebowe w układzie kateny, prowadząc przekroje niwelacyjno-stratygraficzne, rozpoczynające się w środkowej części torfowiska, a kończące na otaczających mineralnych wyniesieniach (rys. 1-3). W katenach opisano 14 profili glebowych stosując Systematykę gleb Polski [1989] i pobrano próbki do analiz laboratoryjnych, które wykonano metodami stosowanymi w glebach organicznych [SAPEK A., SAPEK B. 1997]. Oznaczono: gęstość objętościową przy użyciu cylinderków o pojemności 100 cm³; straty masy przy prażeniu w temperaturze 550 °C przyjęto za zawartość materii organicznej; pH w H₂O i KCl o stężeniu 1 mol·dm⁻³ oznaczono potencjometrycznie; zawartość węgla organicznego oznaczono metodą spektrofotometryczną po jego utlenieniu

roztworem dwuchromianu potasu (standard ISO 14235); zawartość azotu ogólnego – metodą Kjeldahla; kationową pojemność wymienną (PWK_c) – po ekstrakcji kationów (Ca, Mg, K i Na) w CH₃COONH₄ o stężeniu 1 mol·dm⁻³, a kwasowość wymienną (Hw) po ekstrakcji za pomocą BaCl-TEA o pH 8,0. Ponadto określono tempo mineralizacji materii organicznej wiosną przed ruszeniem wegetacji oznaczając zawartość azotu mineralnego (N-NO₃ i N-NH₄) po 14-dniowej inkubacji próbek gleby w temperaturze 28 °C [GOTKIEWICZ 1974]. Następnie w wyciągu 1% K₂SO₄ oznaczono N-NO₃ metodą disulfofenolową, a N-NH₄ – z zastosowaniem odczynnika Nesslerera [SAPEK A., SAPEK B. 1997].

Geomorfologia i pokrywa glebowa badanych obiektów

Wybrane do badań obiekty położone są na Równinie Mazurskiej, który to mezoregion w podziale fizycznogeograficznym jest częścią składową sandru mazursko-kurpiowskiego [KONDRACKI 2000].

Obiekt Siódmak jest torfowiskiem pojeziornym, o czym świadczą pokłady gytyi występujące w spągu. Geneza mis jeziornych w północnej części sandru mazursko-kurpiowskiego (Równina Mazurska) związana jest z wytopieniem się brył martwego lodu w początkach holocenu [STASIAK 1971]. Obiekt Siódmak jest rozległym torfowiskiem niskim (504,2 ha), usytuowanym na wysokości 130,5-132,7 m n.p.m., wśród piaszczystych równin sandrowych. Jego specyfiką są liczne, wynurzające się z torfowiska piaszczyste grądy o deniwelacji do 1 m i spadkach terenu nie przekraczających 0,2%. Jest torfowiskiem zmeliorowanym już w okresie międzywojennym i użytkowanym jako ekstensywne łąki i pastwiska.



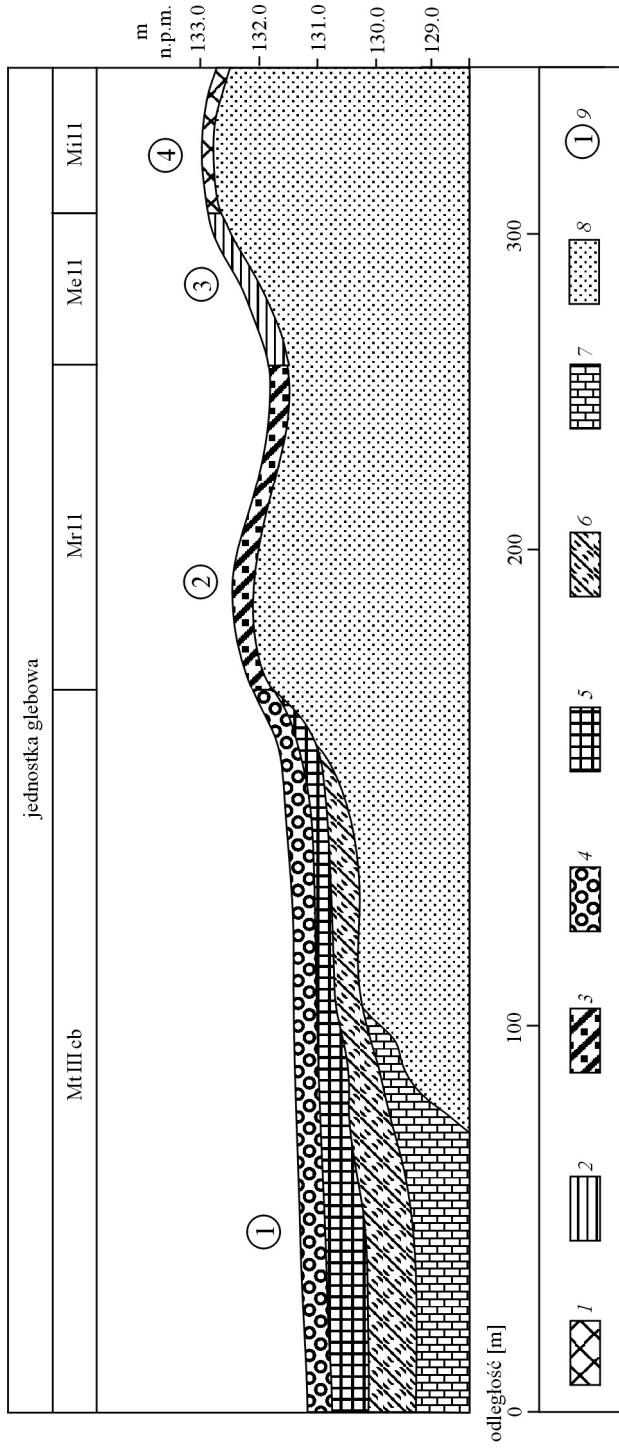
Fot. 1. Rozległe płaskie tereny sandrowe użytkowane łąkowo (przekrój Siódmak).
Fot. A. Bieniek

Na torfowisku występują gleby torfowo-murszowe utworzone z torfów turzycowiskowych, rzadziej mechowiskowych, szuwarowych i olesowych. Na styku torfowiska z grądami występują gleby mineralno-murszowe, na zboczach grądów gleby murszowate właściwe, a na grzbietach grądów gleby murszaste i arenosole. Cechą wyróżniającą gleby murszowate są ich poziomy powierzchniowe, wykazujące uziarnienie piasku luźnego lub słabo gliniastego, ale spełniające kryterium epipedonu *melanic* [Systematyka gleb Polski 1989]. Substancja organiczna występuje w nich w formie agregatów ziarnistych, które można makroskopowo oddzielić od ziaren piasku.

W środkowej części torfowiska Siódmak występują gleby torfowo-murszowe na gytii detrytusowo-wapiennej (rys. 1). Brzeżną strefę obiektu zajmują gleby torfowo-murszowe, w których płytka warstwa torfu olesowego i podścielającego go torfu turzycowiskowego zalega bezpośrednio na piasku luźnym pochodzenia fluwiogłacjalnego. Dalej występują gleby mineralno-murszowe, w których cała powierzchniowa warstwa objęta jest procesem murszenia. Wyżej w terenie występują gleby murszowate właściwe, a jeszcze wyżej murszaste.

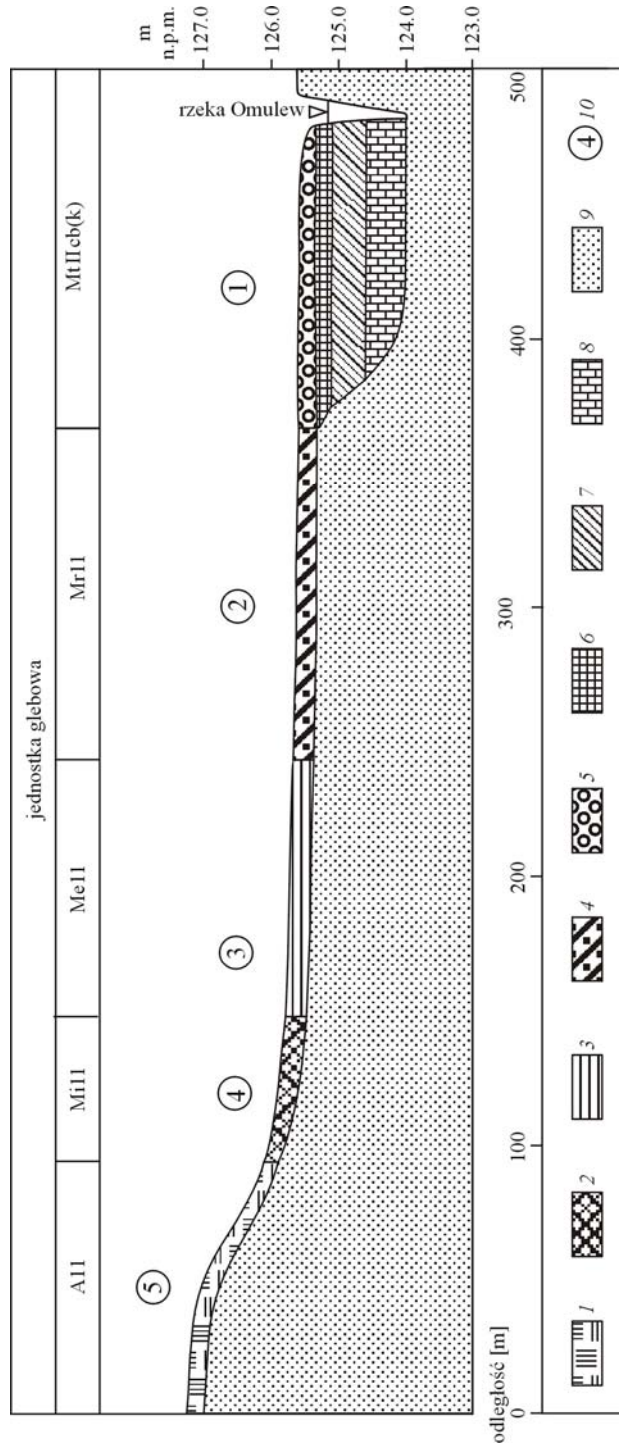
Obiekt Głuch to torfowisko niskie o powierzchni 137 ha, wykształcone w dolinie rzeki Omulwi [BIENIEK 2006; BIENIEK, GRABOWSKI 2007]. Rzekom płynącym przez obszary sandrowe zwykle towarzyszą rozległe zatorfione obniżenia, w których wykształciły się niskie torfowiska dolinowe [OKRUSZKO 1955; OKRUSZKO i in. 1997]. Bezpośrednio przy korycie rzeki Omulwi występują torfy niskie dolinowe objęte procesem murszenia, które zajmują ok. 100 metrowy pas (rys. 2). Zalegająca w spągu gytia detrytusowo-wapienna wskazuje, że pierwotnie był tam przepływowy zbiornik wodny. Obniżenie poziomu wody w wyniku regulacji rzeki spowodowało rozwój procesu murszenia. Na gytii zalegają torfy szuwarowe, co jest typowe dla dolinowych złóż torfu, a powierzchniową warstwę budują torfy olesowe. Przechodząc dalej od koryta rzeki, występuje strefa gleb mineralno-murszowych, za nią gleby murszowate właściwe i murszaste. Mineralne wyniesienia pokrywają arenosole właściwe utworzone z piasku luźnego.

Obiekt Występ położony na Równinie Mazurskiej to system małych torfowisk zajmujących obniżenia śródsandrowe. Geneza tych płytkich obniżeń związana jest z nierównomiernością akumulacji materiału fluwiogłacjalnego. Wody spływające z topniejącego lodowca rozlewały się tworząc szereg koryt, które następnie były częściowo zasypywane przez niesiony materiał piaszczysto-żwirowy. Niektóre zagłębienia były „konserwowane” przed wypełnieniem utworami fluwiogłacjalnymi przez lód zimowy. Dlatego powierzchnia równin sandrowych nie jest idealnie płaska, lecz występują na niej liczne obniżenia. Najgłębsze z nich podczas holocenu wypełniły się osadami torfowymi [PIĄSĄC i in. 1990a; ŁACHACZ 2001b], a w płytszych wykształciły się mokradła okresowe określane jako podmokliska i próchnicowiska [OKRUSZKO i in. 1997; DEMBEK i in. 1998]. Wysoki poziom wody gruntowej sprzyjał akumulacji glebowej materii organicznej w warunkach glejowego procesu glebotwórczego [UGGLA i in. 1969]. W wyniku obniżenia poziomu wody gruntowej w tych siedliskach wykształciły się gleby murszowate właściwe i murszaste.



Rys. 1. Przekrój stratygraficzno-glebowy Siódma.

1 – utwór murszasty, 2 – utwór murszowaty, 3 – mursz gleb mineralno-murszowych, 4 – mursz torfowy, 5 – torf olesowy, 6 – torf turzycowiskowy, 7 – gytia detrytusowo-wapienna, 8 – piasek luźny, 9 – odkrywka glebowa



Rys. 2. Przekrój stratygraficzno-glebowy Głuch.

1 – piasek próchniczny, 2 – utwór murszasty, 3 – utwór mineralno-murszowych, 4 – mursz torfowy, 5 – mursz olesowy, 6 – torf szuwarowy, 7 – torf szuwarowy-wapienny, 8 – gytia detrytusowo-wapienna, 9 – piasek luźny, 10 – odkrywka glebowa



Fot. 2. Dolina rzeki Omulew (przekrój Głuch). Fot. A. Bieniek



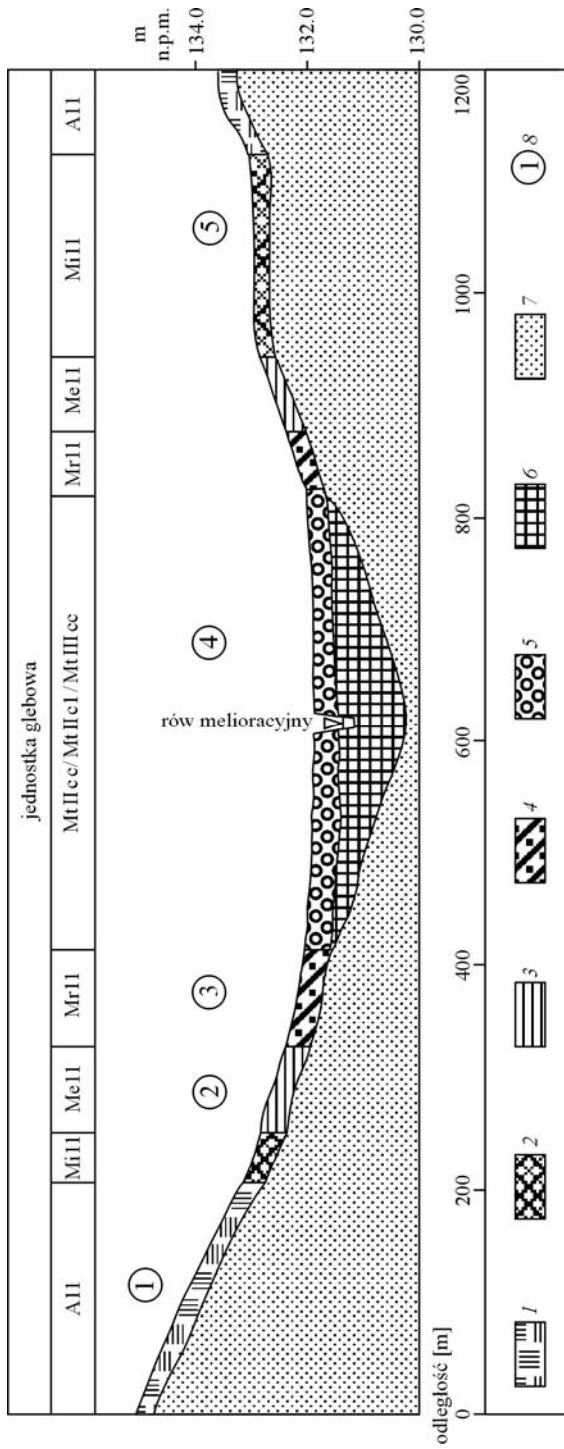
Fot. 3. Użytki zielone na glebach murszowych i murszowatych (przekrój Głuch).
Fot. A. Bieniek



Fot. 4. Suche pastwiska na piaszczystych grądach (przekrój Głuch). Fot. A. Bieniek



Fot. 5. Samosiewy sosny na arenosolach wykształconych na piaszczystych grądach (przekrój Głuch). Fot. A. Bieniek



Rys. 3. Przekrój stratygraficzno-glebowy Wypstęp.

1 – piasek próchniczny, 2 – utwór murszasty, 3 – utwór murszowaty, 4 – utwór gleb mineralno-murszowych, 5 – mursz torfowy, 6 – torf olesowy, 7 – piasek luźny, 8 – odkrywka glebowa



Fot. 6. Rowy odwadniające zagłębienia śródsandrowe (przekrój Występ). Fot. A. Łachacz



Fot. 7. Użytki zielone (łąki kośne) w obniżeniach śródsandrowych (przekrój Występ). Fot. A. Łachacz

Przekrój stratygraficzno-glebowy wykonano przez małe obniżenie śródsandrowe (rys. 3). Pierwotnie było ono bezodpływowe, lecz przeprowadzone w XIX w. prace melioracyjne połączyły je za pomocą rowów z rzeką Szkwą. Spowodowało to proces murszenia torfów. Środek obniżenia zajmują gleby torfowo-murszowe płytkie i średnio głębokie wytworzone z silnie rozłożonych torfów olesowych. Czasami w spągu występuje cienka warstwa gytyi lub zagytionego torfu, co wskazuje, że w początkowym okresie rozwoju torfowiska zagłębienie to było wypełnione wodą. Dalej od środka obniżenia występują gleby mineralno-murszowe. Niekiedy mają one, na przejściu murszu w piasek cienką warstwę kontaktową, wzbogaconą w drobnoziarniste frakcje mineralne [ŁACHACZ 2001b]. Gleby murszowate właściwe zajmują wąski pas i przechodzą w gleby murszaste, które w badanym rejonie zajmują znaczne powierzchnie. W glebach mineralno-murszowych i murszowatych właściwych licznie występują kongrecje żelaziste, niekiedy o cechach rudy darniowej [ŁACHACZ 2001b]. Wyżej na mineralnych wyniesieniach (grądach) występują gleby bielicowe, których poziomy iluwalne wykazują wyraźne wzbogacenie w związki żelaza, co wskazuje, że rozwój ich zachodził w warunkach semihydrogenicznych.

Właściwości gleb badanych katen

Utworki występujące w spągu torfowiska (mineralne podłoże) wpływają na charakter gleb kształtujących się w wyniku spływania warstwy organicznej [URVAS 1983; ZAIKO i in. 1997]. Następuje mieszanie powierzchniowych utworów z utworami zalegającymi głębiej, budującymi dno obniżenia [JOHNSON i in. 1987]. W przypadku utworów zasobnych w minerały ilaste i węglan wapnia, tworzą się trwałe połączenia humusu z mineralnym komponentem fazy stałej gleb, co w pewnym stopniu chroni materię organiczną przed mineralizacją. W takich warunkach powstają gleby pobagiennie zaliczane do czarnych ziem [WALCZYNA 1974; BIENIEK i in. 2006]. Również w przypadku zalegania w podłożu pokładów kredy jeziornej (margli jeziornych), ewolucja gleb pobagiennych prowadzi do powstawania czarnych ziem [MELLER 2006]. Natomiast jeżeli w podłożu występuje piasek luźny lub słabo gliniasty, ubogi w minerały ilaste, to ewolucja gleb pobagiennych prowadzi do wytworzenia ziarenek humusu, które nie tworzą trwałych połączeń z mineralną frakcją gleby. Następuje stopniowe zmniejszanie się ilości materii organicznej, a gleby określane są jako murszowate i murszaste [RZAŚA 1963; ŁACHACZ 2001b]. Przemiany zainicjowane przez odwodnienie określane są jako proces murszenia, jednak intensywne i długotrwałe odwodnienie prowadzi do szeregu zmian w glebach organicznych. Zwykle mają one negatywny wpływ na właściwości gleb i ich zdolności produkcyjne, dlatego są określane jako odwodnieniowa degradacja gleb organicznych [OKRUSZKO 1993, 2000; ZAIKO i in. 1997; ŁACHACZ 1999; ILNICKI 2002; BIENIEK i in. 2006].

W mineralnym podłożu gleb pobagiennych, występujących na obszarach sandrowych, zwykle zawartość minerałów ilastych jest zbyt mała, by mogły wytworzyć się trwałe połączenia ilasto-humusowe, chroniące materię organiczną przed rozkładem. Wyjątkiem od tego jest pylasto-ilasta warstwa kontaktowa

występująca w spągu niektórych gleb mineralno-murszowych [ŁACHACZ 2001b] oraz gleby mułowe występujące w dolinach rzecznych, w których drobnoziarnisty utwór mineralny (zwykle zawierający minerały ilaste) wymieszany jest z dobrze zhumifikowaną materią organiczną. W tym przypadku minerały ilaste pochodzą z górnych partii zlewni zlokalizowanych w krajobrazie morenowym. Dodatek drobnoziarnistej frakcji mineralnej (w tym minerałów ilastych) wyraźnie wpływa na charakter substancji humusowej gleb mułowych i chroni ją przed mineralizacją [KALISZ i in. 2010].

W trzech badanych katenach, powierzchniowe poziomy murszowe zawierają mniej materii organicznej w stosunku do zalegających pod nimi torfów (tab. 1-3). Jest to wynik zaawansowanego procesu murszenia, w trakcie którego ulegają mineralizacji organiczne związki węgla i znaczne jego ilości uwalniane są do atmosfery w postaci CO₂. Tylko nieznaczna ich część buduje substancje humusowe murszu. Mniejsza zawartość materii organicznej w niektórych przypadkach (katena Siódmak, tab. 1) jest rezultatem zapiaszczenia powierzchniowych warstw gleby. Mogło to być spowodowane celowym rozproszaniem piasku w celu poprawy właściwości nośnych gleb lub też jest efektem depozycji eolicznej, gdyż sąsiednie piaszczyste gleby są uprawiane płużnie. Liczne na obiekcie piaszczyste wyniesienia (grądziki) mogły być źródłem piasku wykorzystanego przez człowieka w celach ulepszenia gleb torfowych, jak i spontanicznie rozwiewanego przez wiatr.

W glebach podlegających ewolucji po odwodnieniu, obserwuje się wzrost gęstości objętościowej w powierzchniowych poziomach (tab. 1-3). Spośród badanych utworów glebowych najmniejsze wartości gęstości są spotykane w torfach (0,112-0,147 kg·dm⁻³). W wyniku procesu murszenia wzrasta gęstość objętościowa powierzchniowych utworów, która w murszach torfowych kształtuje się w granicach 0,320-0,420 kg·dm⁻³. W utworach murszowatych natomiast wynosi 0,766-1,173 kg·dm⁻³, a w murszastych 1,255-1,501 kg·dm⁻³. Jeszcze większe wartości gęstości objętościowa osiąga w powierzchniowych utworach gleb mineralnych występujących w otoczeniu badanych torfowisk (1,378-1,576 kg·dm⁻³). Najwyższą gęstość posiadają bezpróchniczne piaski sandrowe (1,512-1,684 kg·dm⁻³).

Materia organiczna wywiera wpływ na wiele właściwości gleb. Wśród rozpatrywanych jednostek glebowych, największe jej zasoby występują w glebach torfowo-murszowych, które zawierają 1535,9-1879,5 t·ha⁻¹ materii organicznej (tab. 1-3). W ewoluujących glebach zawartość materii organicznej zmniejsza się i zmienia się jej rola. W glebach mineralno-murszowych zawartość jej wynosi średnio 552,1 t·ha⁻¹ (wahania od 489,0 do 666,6 t·ha⁻¹). W glebach murszowatych właściwych materia organiczna wymieszana jest z mineralnym podłożem, a jej zasoby wynoszą średnio 356,6 t·ha⁻¹, zaś w glebach murszastych – 217,7 t·ha⁻¹. W glebach mineralnych otaczających torfowiska zasoby materii organicznej są jeszcze mniejsze (96,7-105,1 t·ha⁻¹). Podobne zasoby materii organicznej w glebach pobagiennych stwierdził Łachacz [2001b].

Tabela 1

Podstawowe właściwości gleb kateny Siódmak

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Utwór glebowy	Straty masy podczas prażenia (%)	Gęstość obj. (kg·dm ⁻³)	Zasoby materii organicznej (t·ha ⁻¹)	N-ogólny (%)	C:N	pH		PWK _c (cmol ₍₊₎ ·kg ⁻¹)	V (%)
									H ₂ O	KCl		
Gleba torfowo-murszowa silnie zmurszała												
1	Mtz1	0-11	mursz torfowy	33,4	0,35	128,5	1,51	12,0	6,5	5,6	78,7	65,8
	Mtz2	11-23	mursz torfowy	32,1	0,36	139,8	1,54	12,1	5,8	5,0	81,0	60,5
	Mtz3	23-31	mursz torfowy	30,3	0,37	90,5	1,22	9,4	6,1	5,3	79,9	54,7
	Otni0l	31-75	torf olesowy	85,9	0,14	536,5	2,17	16,9	5,8	5,1	70,6	62,0
	Otnitu	75-150	torf turzycowiskowy	86,0	0,13	862,1	3,02	15,1	6,4	5,7	118,9	62,9
Gleba mineralno-murszowa na piasku luźnym												
2	Mtz1	0-14	mursz torfowy	40,3	0,36	201,0	1,60	11,0	5,9	5,0	86,9	53,0
	Mtz2	14-25	mursz torfowy	38,6	0,42	176,7	1,88	13,5	5,8	5,4	80,0	60,2
	On	25-32	warstwa kontaktowa	47,5	0,34	111,3	1,51	15,8	6,0	5,3	118,6	72,7
	DG	32-150	piasek luźny	-	1,53	-	-	-	6,9	6,5	5,3	75,3
Gleba murszowata właściwa na piasku luźnym												
3	AMe1	0-12	utwór murszowaty	16,8	0,83	166,3	0,78	10,7	5,7	5,0	45,8	53,7
	AMe2	12-26	utwór murszowaty	14,6	0,88	180,1	0,81	13,1	6,0	5,3	49,8	59,8
	C	26-150	piasek luźny	-	1,56	-	-	-	7,0	6,6	4,7	74,7
Gleba murszasta na piasku luźnym												
4	A(Mi)1	0-12	utwór murszasty	5,6	1,34	90,2	0,23	11,3	4,7	3,9	15,9	18,3
	A(Mi)2	12-26	utwór murszasty	4,6	1,39	88,7	0,21	12,2	5,4	4,4	14,5	25,3
	C	26-150	piasek luźny	-	1,52	-	-	-	6,4	6,0	2,8	56,5

Tabela 2

Podstawowe właściwości gleb kateny Głuch

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Utwór glebowy	Straty masy podczas prądenia (%)	Gęstość obj. (kg·dm ⁻³)	Zasoby materii organicznej (t·ha ⁻¹)	N-ogólny (%)	C:N	pH		PWK _c (cmol _(c) ·kg ⁻¹)	V (%)
									H ₂ O	KCl		
Gleba torfowo-murszowa średnio zmurszała												
1	Mtz1	0-13	mursz torfowy	68,9	0,369	330,5	2,66	15,0	5,6	4,9	99,8	51,9
	Mtz2	13-22	mursz torfowy	68,4	0,325	200,1	2,89	13,7	5,7	5,0	100,5	60,6
	OtmioIR3	22-53	torf olesowy	73,0	0,246	556,7	2,52	16,8	5,7	5,0	121,4	61,0
	OtmiszR2	53-100	torf szuwarowy	88,0	0,112	448,6	2,57	19,8	6,0	5,2	92,0	55,7
Gleba mineralno-murszowa na piasku luźnym												
2	Mtz1	0-12	mursz torfowy	56,7	0,396	269,4	2,17	15,1	5,3	4,7	72,9	58,4
	Mtz2	12-28	mursz torfowy	60,0	0,320	397,2	2,83	12,3	5,6	4,9	71,7	62,2
	DG	28-150	piasek luźny	-	1,649	-	-	-	6,0	5,7	4,8	72,9
Gleba murszowata właściwa na piasku luźnym												
3	AMe1	0-10	utwór murszowaty	14,8	1,152	170,5	0,56	15,1	5,4	4,8	32,1	40,2
	AMe2	10-28	utwór murszowaty	15,9	1,173	186,5	0,58	15,8	5,6	5,1	30,3	46,2
	C	28-150	piasek luźny	-	1,680	-	-	-	6,1	5,5	4,6	73,9
Gleba murszasta na piasku luźnym												
4	A(Mfi)1	0-10	utwór murszasty	5,0	1,501	75,1	0,17	16,6	4,9	4,2	18,0	32,8
	A(Mfi)2	10-27	utwór murszasty	6,3	1,432	153,4	0,19	19,0	5,2	4,4	13,4	34,3
	C	27-150	piasek luźny	-	1,653	-	-	-	5,5	5,3	3,7	67,6
Arenosol właściwy												
5	A	0-29	piasek słabo giniasty	2,3	1,576	105,1	0,06	21,1	4,5	3,9	7,7	48,1
	C	29-150	piasek luźny	-	1,684	-	-	-	5,3	4,6	3,1	35,5

Tabela 3

Podstawowe właściwości gleb kateny Występ

Nr profilu	Poziom genetyczny	Głębokość (cm)	Utwór glebowy	Straty masy podczas prażenia (%)	Gęstość obj. (kg · dm ⁻³)	Zasoby materii organicznej (t · ha ⁻¹)	N- ogólny (%)	C : N	pH		PWK _c (cmol _(c) · kg ⁻¹)	V (%)
									H ₂ O	KCl		
Gleba torfowo-murszowa silnie zmurzała												
4	Mt1	0-12	mursz torfowy	66,5	0,343	273,7	2,659	12,41	6,3	5,8	115,03	67,28
	Mt2	12-30	mursz torfowy	70,6	0,323	410,5	2,412	14,53	6,4	5,8	118,09	69,13
	Omio1	30-75	torf olesowy	76,2	0,147	504,1	2,653	17,25	6,7	6,3	121,07	74,29
	Omio2	75-135	torf olesowy	81,7	0,141	691,2	2,541	18,72	6,8	6,3	135,73	79,18
DG	135-150	piasek luźny	0,3	-	-	-	-	-	7,2	6,6	-	-
Gleba mineralno-murszowa na piasku luźnym												
3	Mt1	0-15	mursz torfowy	40,9	0,416	255,2	1,505	13,27	6,4	5,7	98,52	62,12
	Mt2	15-28	mursz torfowy	47,8	0,395	245,4	1,737	13,82	6,8	5,9	107,23	66,21
	DG	28-150	piasek luźny	0,4	1,528	-	-	-	7,4	6,9	3,89	81,93
Gleba murszowata właściwa na piasku luźnym												
2	AME	0-26	utwór murszowaty	18,4	0,766	366,4	0,678	13,57	6,8	6,3	53,27	53,18
	Gox	26-55	piasek luźny	0,8	1,512	-	-	-	7,1	6,7	8,28	73,78
	G	55-150	piasek luźny	0,3	1,535	-	-	-	7,4	6,9	3,78	89,12
Gleba murszasta na piasku luźnym												
5	A(Mi)1	0-14	utwór murszasty	7,0	1,277	125,1	0,297	11,03	6,8	5,7	21,37	51,17
	A(Mi)2	14-29	utwór murszasty	6,4	1,255	120,5	0,290	10,52	6,6	5,2	18,20	47,67
	Gox	29-95	piasek luźny	0,7	1,537	-	-	-	6,8	6,1	5,93	76,01
	G	95-150	piasek luźny	0,3	1,528	-	-	-	7,0	6,3	-	-
Gleba bielnicowa właściwa												
1	Ap	0-26	piasek słabo gliniasty próchniczny	2,7	1,378	96,7	0,146	9,58	6,0	5,1	8,83	49,14
	Ees	26-48	piasek luźny	0,3	1,567	-	-	-	6,4	5,7	4,27	56,11
	Bhfe	48-85	piasek luźny	1,1	1,582	-	-	-	6,6	5,7	7,82	68,27
	Gox	85-135	piasek luźny	0,5	1,578	-	-	-	6,7	5,9	-	-
	G	135-150	piasek luźny	0,4	1,527	-	-	-	6,9	6,0	-	-

Właściwości sorpcyjne rozpatrywanych gleb uwarunkowane są ilością materii organicznej, a także stopniem jej humifikacji (tab. 1-3). Najwyższą kationową pojemność wymienną (PWK_c) mają torfy (70,6-135,7 cmol(+) \cdot kg⁻¹) oraz mursze (71,7-118,9 cmol(+) \cdot kg⁻¹). W dalszej ewolucji tych gleb następuje jej obniżanie. W glebach murszowatych właściwych PWK_c obniża się do 30,3-53,3 cmol(+) \cdot kg⁻¹, a w glebach murszastych do 13,4-21,4 cmol(+) \cdot kg⁻¹. Jeszcze niższe wartości PWK_c mają powierzchniowe utwory gleb mineralnych (7,7-8,8 cmol(+) \cdot kg⁻¹), co także jest związane z ich kwaśnym odczynem. Na silne zależności między zawartością materii organicznej a kationową pojemnością wymienną w glebach pobagiennych wskazują prace Piaścika i in. [1990b] i Łachacza [2001b]. W badanych glebach, zwłaszcza mineralno-murszowych, murszowatych właściwych i murszastych, widoczne jest obniżenie stopnia wysycenia kationami o charakterze zasadowym (V) w poziomach powierzchniowych, zasobnych w materię organiczną, w stosunku do mineralnego podłoża. Wskazuje to na wymywanie kationów zasadowych w głąb profilu. Jest to powodowane przemysłowym typem gospodarki wodnej, dodatkowo nasilonym po obniżeniu poziomu wody gruntowej oraz stałym dopływem kationu wodorowego w wyniku mineralizacji materii organicznej [ŁACHACZ 2001b]. Zjawisko to jest szczególnie widoczne w glebach murszastych, w których stopień wysycenia zasadami często jest mniejszy od 50% wskazując, że nabierają one cech dystroficznych. Wartości V poniżej 70% są oznakami wadliwości tych gleb i wskazują na deficyt składników pokarmowych, zwłaszcza magnezu [ŁACHACZ 1999]. Podobnie odczyn, zwykle jest niższy w utworach powierzchniowych niż w piaskach podłoża. W powierzchniowych utworach obserwuje się obniżanie odczynu w miarę zmniejszania się zawartości materii organicznej. Wskazuje to na pogarszanie się właściwości gleb, co można określić jako degradację kwasową. W powierzchniowych poziomach gleb murszastych odczyn wynosił tylko pH(KCl) 3,9-4,4.

Z przedstawionych danych wynika, że gleby torfowe na drodze swojej ewolucji, nawet 10-krotnie obniżają zdolności sorpcyjne, co niewątpliwie jest formą ich degradacji. Gleby pobagienne wykształcone w krajobrazie sandrowym są sorpcyjnie nienasycone, wyługowane z kationów zasadowych, a odczyn ich obniża się do silnie kwaśnego. W tym przypadku, proces ewolucji tych gleb ma charakter degradacji kwasowej [BIENIEK i in. 2006].

Tempo mineralizacji organicznych związków azotu

Zawartość azotu ogólnego wykazuje ścisłe relacje z ilością materii organicznej. Stosunek węgla organicznego do azotu ogólnego przyjmuje się za wskaźnik aktywności biologicznej gleb [MACIAK 1980; KOBUS 1996; ŁACHACZ 2001b]. Wąski stosunek C:N wskazuje na silne przeobrażenie masy organicznej oraz dużą jej aktywność biologiczną. W analizowanych glebach, szeroki stosunek C:N w torfach (15,1-19,8) zawęża się do 9,4-15,0 w murszach (tab. 1-3). Wynika to z akumulacji azotu w związkach humusowych, podczas gdy węgiel organiczny w wyniku procesu mineralizacji utlenia się do CO₂. Pomimo znacznych odchyień, obserwuje się zawężanie stosunku C:N podczas ubywania materii organicznej i przechodzenia od

gleb torfowo-murszowych do murszastych. Stosunek ten w glebach murszastych mieści się w szerokich granicach (10,5-19,0), lecz najczęściej jest wąski i wynosi 10,0-12,0. Szerszy stosunek C:N, stwierdzony w niektórych glebach murszastych i murszowatych właściwych może wskazywać, że wraz ze zmniejszaniem się ilości materii organicznej, staje się ona mniej podatna na przemiany mikrobiologiczne. Podatność glebowej materii organicznej na procesy rozkładu zależy od ilości świeżej materii organicznej dostarczanej przez system korzeniowy [OKRUSZKO 2000].

Opisany stosunek węgla do azotu i związaną z nim aktywność biologiczną gleb potwierdzają oznaczenia azotu mineralnego po inkubacji próbek w warunkach laboratoryjnych (tab. 4). Gleby torfowo-murszowe cechują się intensywną mineralizacją organicznych związków azotu, o czym świadczy znaczna zawartość azotu mineralnego, zwłaszcza jego formy azotanowej. Zawartość azotu azotanowego w badanych utworach glebowych po inkubacji była bardzo zróżnicowana (1,20-44,10 mg·dm⁻³). Zwykle większe ilości dotyczą powierzchniowych utworów, co jest związane z panującymi w nich aerobowymi warunkami. Często w murszach notowano zawartość N-NO₃ w przedziale 20-40 mg·dm⁻³, co jest przyjmowane za ilość wysoką, biorąc pod uwagę wymagania pokarmowe roślin łąkowych [SAPEK A., SAPEK B. 1997]. W warstwie 14-25 cm gleby mineralno-murszowej z przekroju Siódmak, zawartość azotu azotanowego wyniosła 44,10 mg·dm⁻³, co uznawane jest za zawartość bardzo wysoką. Ilość formy amonowej także była bardzo zróżnicowana (6,40-56,80 mg·dm⁻³). Ta forma azotu dominuje w głębszych poziomach torfowych, co związane jest z dużym ich uwilgotnieniem, które hamuje proces nityfikacji. W glebach murszowatych właściwych i murszastych również zwykle forma amonowa przeważa nad azotanową. Jednak nie jest to związane z warunkami wodnymi (powierzchniowe poziomy tych gleb są dobrze natlenione), lecz z warunkami troficznymi, zakwaszeniem i deficytem składników pokarmowych (Ca, Mg, K), co hamuje proces nityfikacji. Stosunek N-NO₃:N-NH₄, wskazuje na relacje między utlenionymi i zredukowanymi formami azotu, a tym samym na warunki powietrzno-wodne gleb [GOTKIEWICZ 1973]. W badanych siedliskach glebowych stosunek ten zawierał się w szerokich granicach (0,02-3,53). W glebach torfowo-murszowych obserwuje się jego zawężanie w miarę przechodzenia do coraz głębszych poziomów. Związane jest to ze wzrostem ich uwilgotnienia. Uważa się, że duża wilgotność (> 75-80% obj.), a mała zawartość powietrza (< 10% obj.) ogranicza proces nityfikacji, a tym samym tempo mineralizacji organicznych związków azotu [ŁACHACZ 2001a].

Mimo znacznych różnic w zawartości obu form azotu mineralnego w badanych glebach, ich suma wykazała mniejsze wahania (10,67-58,00 mg · dm⁻³). Podobnie jak w przypadku formy azotanowej, większe zawartości azotu mineralnego stwierdzono w powierzchniowych poziomach, niż w głębiej zalegających torfach. Należy zauważyć, że w badanych glebach, ilość mineralnych związków azotu w przeliczeniu na hektar jest duża. W poziomach murszowych (0-30 cm) gleb torfowo-murszowych i mineralno-murszowych zawartość ta wynosi od 60 do 140 kg na hektar.

Tabela 4

Azot mineralny w profilach badanych gleb

Nr profilu Typ gleby	Głębokość (cm)	Utwór glebowy	Gleby kateny Siódma			N-NO ₃ ± N-NH ₄ mg · dm ⁻³	N-NO ₃ : N-NH ₄ kg · ha ⁻¹	N uwolniony w % N ogólnego
			N-NO ₃ mg · dm ⁻³	N-NH ₄ mg · dm ⁻³	N-NO ₃ ± N-NH ₄ mg · dm ⁻³			
1 torfowo-murszowa	0-11	mursz torfowy	20,90	14,00	34,90	38,40	1,49	0,66
	11-23	mursz torfowy	18,20	14,40	32,60	39,10	1,26	0,59
	23-31	mursz torfowy	30,10	13,40	43,50	34,80	2,25	0,96
	31-75	torf olesowy	2,20	15,90	18,10	79,60	0,14	0,59
	75-150	torf turzycowiskowy	1,20	11,70	12,90	96,70	0,10	0,32
2 mineralno-murszowa	0-14	mursz torfowy	36,30	18,00	54,30	76,00	2,02	0,94
	14-25	mursz torfowy	44,10	12,50	56,60	62,30	3,53	0,71
3 murszowata właściwa	25-32	warszwa kontaktowa	18,20	12,10	30,30	24,20	1,50	0,67
	0-12	utwór murszowaty	3,10	28,80	31,90	38,30	0,11	0,49
4 murszowata właściwa	12-26	utwór murszowaty	7,00	22,90	29,90	41,70	0,31	0,42
	0-12	utwór murszasty	1,20	56,80	58,00	69,60	0,02	1,88
5 murszasta	12-26	utwór murszasty	2,40	46,50	48,90	68,50	0,05	1,67
Gleby kateny Gluch								
1 torfowo-murszowa	0-13	mursz torfowy	16,20	13,20	29,40	38,20	1,23	0,30
	13-22	mursz torfowy	20,70	14,60	35,30	31,80	1,42	0,38
	22-53	torf olesowy	8,60	10,50	19,10	59,20	0,82	0,31
	53-100	torf szuwarowy	1,70	6,40	8,10	36,40	0,27	0,28
	0-12	mursz torfowy	22,80	17,40	40,20	48,20	1,31	0,47
2 mineralno-murszowa	12-28	mursz torfowy	23,40	15,30	38,70	61,90	1,53	0,43
	0-10	utwór murszowaty	11,60	14,70	26,30	26,30	0,79	0,40
3 murszowata właściwa	10-28	utwór murszowaty	9,10	15,60	24,70	44,50	0,58	0,36
	0-10	utwór murszasty	6,40	17,30	23,70	23,70	0,37	0,90
4 murszasta	10-27	utwór murszasty	5,20	18,10	23,30	39,20	0,29	0,84
	0-29	piasek słabo gliniasty	5,80	16,60	22,40	65,00	0,35	2,26
Gleby kateny Występ								
4 torfowo-murszowa	0-12	mursz torfowy	8,35	13,95	22,30	26,76	0,60	0,24
	12-30	mursz torfowy	5,52	10,78	16,30	29,34	0,21	0,51
	30-75	torf olesowy	4,86	13,27	18,13	81,58	0,37	0,46
	75-135	torf olesowy	2,15	8,93	11,08	66,48	0,24	0,31
3 mineralno-murszowa	0-15	mursz torfowy	19,82	8,43	28,25	42,37	2,35	0,45
	15-28	mursz torfowy	23,42	9,82	33,24	43,21	2,38	0,48
2 murszowata właściwa	0-26	utwór murszowaty	3,91	14,98	18,89	49,11	0,26	0,36
	0-14	utwór murszasty	13,82	11,82	25,64	35,90	1,17	0,68
5 murszasta	14-29	utwór murszasty	12,41	10,11	22,52	33,78	1,23	0,62
	0-26	piasek słabo gliniasty	3,39	7,28	10,67	27,74	0,46	0,53

Również w glebach murszowatych właściwych i murszastych ilość N-mineralnego ($N-NO_3 + N-NH_4$) jest znaczna, często porównywalna z glebami o większej zawartości materii organicznej. Świadczy to o intensywnych procesach rozkładu glebowej materii organicznej zachodzących w tych glebach. W murszowatych i murszastych glebach przekrojów Głuch oraz Występ stwierdzono $60-70 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ N-mineralnego, a w glebie murszastej przekroju Siódmak aż $140 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ (przy wyraźnej przewadze formy amonowej). W ocenie literaturowej są to zawartości znaczne, charakterystyczne dla odwodnionych gleb organicznych [SAPEK A., SAPEK B. 1997; OKRUSZKO 2000; ŁACHACZ 2001a].

W kontekście ewolucji odwodnionych gleb organicznych i towarzyszącym im gleb przytorfowych, istotne wydaje się tempo mineralizacji organicznych związków azotu, wyrażone w procentach uwolnionego azotu mineralnego w stosunku do zawartości azotu ogółem. W badanych glebach podczas inkubacji uwolniło się od 0,21% do 2,26% azotu. Należy zwrócić uwagę na wysokie tempo mineralizacji organicznych związków azotu w utworach murszastych. Na przykład, w glebie murszastej przekroju Siódmak mineralizacji ulegało 1,67-1,88% azotu ogólnego. Świadczy to o intensywnych przemianach mikrobiologicznych zachodzących w tych glebach. Wysokie tempo mineralizacji organicznych połączeń azotu w tych glebach może być związane ze stałym dopływem świeżej substancji roślinnej z systemu korzeniowego traw, która aktywizuje całkowitą pulę materii organicznej gleb. Potwierdzeniem tego może być większy udział kwasów fulwowych w próchnicy gleb pobagiennych o najmniejszej zawartości materii organicznej [WÓJCIAK, BIENIEK 1998]. Ponieważ procesy mineralizacji organicznych związków azotu są ściśle powiązane z przemianami organicznych związków węgla można stwierdzić, że procesy mineralizacji glebowej materii organicznej zachodzą intensywnie nie tylko w glebach torfowo-murszowych, ale także w murszowatych właściwych i murszastych. Należy więc liczyć się z dalszym i szybkim zmniejszaniem się zawartości materii organicznej w tych glebach, aż do uzyskania stanu równowagi z warunkami środowiska, którą dla piasków sandrowych szacuje się na około 1,0% [RZAŚA 1963; OADES 1988; ŁACHACZ 2001b].

Uzyskane wyniki mają potwierdzenie w literaturze [PIAŚCIK 1969; MOCEK 1978; NIEDŹWIECKI 1987; SZYMANOWSKI 1993; BIENIEK, PIAŚCIK 2005], a opisane właściwości wskazują, że ewolucja gleb w strefie kontaktu torfowiska z podłożem i terenem otaczającym w krajobrazie sandrowym prowadzi do powstawania gleb ubogich, z cechami wyraźnej degradacji kwasowej. Gleby mineralne, występujące w bezpośrednim otoczeniu torfowisk, często mają w profilach poziomy glejbielicowe, wskazujące na ich semihydrogeniczną genezę [RŹEUTSKAJA, LISICA 1973; ŁACHACZ 2001b]. Odwodnione torfowiska podlegają erozji eolicznej, której w pierwszym rzędzie ulegają lekkie ziarenka humusu. Uprawiane płużnie gleby mineralne, położone w otoczeniu torfowisk, także podlegają erozji wietrznej. Wiatr przewiewa piaszczyste utwory, w wyniku czego zanika w glebach pierwotny układ poziomów genetycznych (zwykle wskazujących na ich semihydrogeniczną genezę), a gleby te nabierają cech arenosoli [ZAIKO i in. 1997].

Podsumowanie

Proces ewolucji gleb brzeżnej strefy torfowisk pod wpływem odwodnienia prowadzi do stopniowego ubytku materii organicznej i jej mieszania z utworami podglebia. Z powodu braku minerałów ilastych w piaskach sandrowych, w glebach tych nie powstają trwałe połączenia humusu z mineralnym komponentem. Zawartość materii organicznej zmniejsza się do ilości typowej dla gleb piaszczystych (ok. 1%), a jej zapas spada do poniżej 100 t·ha⁻¹.

Gleby torfowe w drodze ewolucji 10-krotnie obniżają swoje zdolności sorpcyjne. W krajobrazie sandrowym podlegają degradacji kwasowej i kationy zasadowe stanowią 1/5 pojemności ich kompleksu sorpcyjnego.

Zawartość azotu mineralnego w glebach pobagiennych jest duża, zarówno w glebach torfowo-murszowych i mineralno-murszowych, jak i w glebach murszowatych właściwych i murszastych, co wskazuje na intensywne przemiany mikrobiologiczne. W glebach murszastych przeważa forma amonowa, co wskazuje na hamowanie procesu nityfikacji, niemniej jednak mineralizacja ich organicznej masy glebowej, mierzona ilością uwalnianego azotu mineralnego, jest wysoka.

Uprawa płuzna gleb pobagiennych o najmniejszej zawartości materii organicznej (murszowatych właściwych i murszastych) przyspiesza ubywanie materii organicznej, a powstające w drodze ewolucji gleby mineralne są podatne na erozję eoliczną.

Piśmiennictwo

- BIENIEK A. 2006. Azot w glebach murszowatych o zróżnicowanym stopniu ewolucji w dolinie rzeki Omulew. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 513: 41-48.
- BIENIEK A., GRABOWSKI K. 2007. Skutki ewolucji gleb murszowych w krajobrazie sandrowym na przykładzie obiektu Głuch. Roczn. Glebozn., 58(1): 5-11.
- BIENIEK B., HELIŃSKA A., BIENIEK A. 2006. The directions of the evolution of muck soils in the young glacial landscape of the Mazurian Lake District. Polish J. Environ. Stud., 15(5d): 47-56.
- BIENIEK B., PIAŚCIK H. 2005. Różnicowanie się składu chemicznego gleb murszowych na tle warunków geomorfologicznych Pojezierza Mazurskiego. J. Elementol., 10(3): 461-468.
- DEMBEK W., RYCHARSKI M., PIÓRKOWSKI H. 1998. Czynniki naturalnego zróżnicowania zasobów wodnych oraz pokrywy glebowej obniżeń sandru mazursko-kurpiowskiego. Wiad. IMUZ, 19(4): 7-21.
- GOTKIEWICZ J. 1973. Wpływ procesu murszenia gleby torfowej na wielkość stosunku azotu azotanowego do amonowego. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 146: 125-138.
- GOTKIEWICZ J. 1974. Zastosowanie metody inkubowania próbek o zachowanej strukturze do badań nad mineralizacją azotu w glebach torfowych. Roczn. Nauk Rol., F-78(4): 25-34.
- ILNICKI P. 2002. Torfowiska i torf. Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. A. Cieszkowskiego w Poznaniu, Poznań, ss. 606.
- JOHNSON D.L., WATSON-STEGNER D., JOHNSON D.N., SCHAEZTL R.J. 1987. Proisotropic and proanisotropic processes of pedoturbation. Soil Sci., 143(4): 278-292.

- KALISZ B., LACHACZ A., GLAZEWSKI R. 2010. Transformation of some organic matter components in organic soils exposed to drainage. *Turk. J. Agric. For.*, 34(3): 245-256.
- KOBUS J. 1996. Role of microorganisms in nitrogen transformation in soil. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 444: 151-173.
- KONDRACKI J. 2000. *Geografia regionalna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- LIPKA K. 1978. Zanikanie torfowisk dawno zmeliorowanych w okolicach Rudnika nad Sanem, Leżajska i Przeworska. *Rocz. Nauk Rol.*, F-79(4): 95-127.
- ŁACHACZ A. 1999. Degradacja chemiczna piaszczystych gleb pobagiennych użytkowanych rolniczo. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 467: 363-370.
- ŁACHACZ A. 2001a. Mineralization of nitrogen organic compounds in meadow post-boggy soils. *Acta Agrophysica*, 52: 167-177.
- ŁACHACZ A. 2001b. Geneza i właściwości płytkich gleb organogenicznych na sandrze mazursko-kurpiowskim. *Rozprawy i Monografie UWM Olsztyn*, 49. ss. 119.
- MACIAK F. 1980. Relationship between the transformation of peat soils and their susceptibility to the nitrogen mineralization. *Proc. 6th Int. Peat Con.*, Duluth: 607-625.
- MARCINEK J. 1976. Wpływ odwodnienia w związku z intensyfikacją gospodarki rolnej i leśnej na przeobrażenie pokrywy glebowej. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 177: 73-157.
- MELLER E. 2006. Płytkie gleby organogeniczno-węglanowe na kredzie jeziornej i ich przeobrażenia w wyniku uprawy. *Akademia Rolnicza w Szczecinie, Rozprawy* 233, ss. 115.
- MOCEK A. 1978. Gleby o charakterze murszowym w otulinie Słowińskiego Parku Narodowego. *Rocz. Glebozn.*, 29(3): 175-202.
- NIEDŹWIECKI E. 1987. Właściwości fizyczne i chemiczne piaszczystych gleb murszowatych w obrębie Doliny Dolnej Odry i Równiny Goleniowskiej. *Rocz. Glebozn.*, 38(2): 185-193.
- OADES J.M. 1988. The retention of organic matter in soils. *Biogeochemistry*, 5: 35-70.
- OKRUSZKO H. 1955. Torfowiska na terenie zlewni Omulwi. *Rocz. Nauk Rol.*, 71-A(3): 407-441.
- OKRUSZKO H. 1993. Transformation of fen-peat soils under the impact of draining. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 406: 3-73.
- OKRUSZKO H. 2000. Degradation of peat soils and differentiation of habitat conditions of hydrogenic areas. *Acta Agrophysica*, 26: 7-15.
- OKRUSZKO H., PIAŚCIK H., PIÓRKOWSKI H. 1997. Uwarunkowania geomorfologiczne w rozwoju siedlisk hydrogenicznych sandru mazursko-kurpiowskiego. *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 435: 13-26.
- PIAŚCIK H. 1969. Gleby murszowe i murszowate Równiny Kurpiowskiej. Cz. 1-2. *Zesz. Nauk. WSR Olsztyn*, 25: 607-651.
- PIAŚCIK H., GOTKIEWICZ J., ŁACHACZ A. 1990a. Rodzaje siedlisk hydrogenicznych wybranych obiektów sandru mazursko-kurpiowskiego jako wyraz zróżnicowania warunków wodnych w krajobrazie. *Acta Acad. Agricult. Tech. Olst., Geod. Ruris Regulat.*, 20: 57-65.
- PIAŚCIK H., GOTKIEWICZ J., ŁACHACZ A. 1990b. Właściwości sorpcyjne gleb mineralno-organicznych sandru mazursko-kurpiowskiego. *Acta Acad. Agricult. Tech. Olst., Geod. Ruris Regulat.*, 20: 99-108.

- ROGUSKI W., BIENKIEWICZ P. 1967. Zanikanie gleb organicznych w wyniku melioracji. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 72: 61-86.
- RZĄSA S. 1963. Geneza i ewolucja mineralnych gleb murszowych na terenie odwodnionym. Rocz. WSR Poznań, 18: 151-223.
- RŽEUTSKAJA G.A., LISICA V.D. 1973. K charakteristike pesčanych gidromorfnych počv Pripiatskogo Poles'ia. Počvovedenie, 8: 3-13.
- SAPEK A., SAPEK B. 1997. Metody analizy chemicznej gleb organicznych. Materiały Instruktażowe IMUZ Falenty, 115, ss. 81.
- STASIAK J. 1971. Geneza basenów sedymentacyjnych na obszarach sandrowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 107: 103-112.
- Systematyka gleb Polski. 1989. Rocz. Glebozn. 40(3/4): 1-150.
- SZYMANOWSKI M. 1993. Określenie podstawowych właściwości fizyczno-wodnych oraz plonowanie ważniejszych roślin na glebach przytorfowych o podglebiu piaszczystym. Wiad. IMUZ, 17(3): 107-124.
- UGGLA H., MIROWSKI Z., PIAŚCIK H., RYTELEWSKI J. 1969. Próchniczno-glejowe gleby bielcowe terenów sandrowych. Zesz. Nauk. WSR Olsztyn, 25: 671-694.
- URVAS L. 1983. The influence of different subsoil types on the Ca, K and P status, and pH of the corresponding mould layer. Ann. Agric. Fenn., 22: 186-192.
- WALCZYNA J. 1974. Połączenia organiczno-mineralne występujące w odwodnionych glebach hydrogenicznych i kierunek ewolucji tych gleb. Rocz. Glebozn., 25(2): 179-200.
- WÓJCIAK H., BIENIEK B. 1998. Charakterystyka substancji organicznej w murszowatych glebach dolinowych. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 460: 199-208.
- ZAIKO S.M., VASHKEVICH L.F., GORBLYUK A.V. 1997. Classification of mineral soils formed from depleted peats. Eurasian Soil Sci., 30(1): 29-33.

Arkadiusz Bieniek, Andrzej Łachacz

Katedra Gleboznawstwa i Ochrony Gleb
Uniwersytet Warmińsko-Mazurski w Olsztynie
pl. Łódzki 3; 10-727 Olsztyn
e-mail: arek.bieniek@uwm.edu.pl
e-mail: andrzej.lachacz@uwm.edu.pl