

озера за счет активно протекавших гляциокарстовых процессов. Последовавшее за этим резкое понижение уровня воды в начале бореального этапа было обусловлено исчезновением гляциокарста и активизацией инфильтрационных процессов, а 8000 л. н. в озере отмечалось медленное поднятие и стабилизация водного уровня, при этом амплитуда его колебания доходила до 5 м.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Жуховицкая А. Л., Власов Б. П., Курзо Б. В., Кузнецов В. А. Озерный седиментогенез в голоцене Беларуси. Минск, 1998.
2. Кузнецов В. А., Жуховицкая А. Л., Еловичева Я. К. и др. Сравнительная озерная седиментация в пространстве и времени. Минск, 1992.
3. Зерницкая В. П., Жуховицкая А. Л., Власов Б. П., Курзо Б. В. Озеро Долгое (седиментогенез, стратиграфия, донные отложения и этапы развития). Минск, 2001.
4. Махнач Н. А. Аутигенные карбонатные минералы в четвертичных отложениях Беларуси. Минск, 2007.
5. Novik A., Punning J.-M., Zernitskaya V. // Estonian J. of Earth Sciences. 2010. № 1 (59). P. 63.
6. Махнач Н. А., Зерницкая В. П. // Весн. БрДУ. Сер. 5. Хімія. Біялогія. Навукі аб Зямлі. 2010. № 2. С. 81.
7. Новик А. А. // Вестн. БГУ. 2010. № 2. С. 95.
8. Новик А. А. // Теоретические и прикладные аспекты современной географии и географического образования: материалы 8 съезда Бел. геогр. о-ва, Минск, 10–14 нояб. 2010 г. Минск, 2011. С. 85.
9. Зерницкая В. П., Махнач Н. А. // Материалы XIII Российской палинологической конференции «Проблемы современной палинологии»: в 2 т. Сыктывкар, 2011. Т. 2. С. 100.
10. Новик А. А. // Молодые ученые – географической науке: сб. науч. работ Всеукр. конф. с междунар. участием, Киев, 17–19 нояб. 2011 г. Киев, 2011. С. 121.
11. Koff T., Punning J.-M., Sarmaja-Korjonen K., Martma T. // Polish J. of Ecology. 2005. Vol. 53. № 4. P. 553.
12. Kangur M. // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2005. № 1 (54). P. 52.
13. Hays P. D., Grossman F. I. // Geology. 1991. № 19. P. 441.
14. Kalm V., Sohar K. // J. of Paleolimnology. 2000. Vol. 43. P. 815.
15. Makhnach N., Zernitskaja V., Kolosov I., Simakova G. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. Vol. 209. P. 73.
16. Raukas A., Saarse L., Veski S. // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1995. № 44. P. 201.

Поступила в редакцию 06.12.12.

Алексей Александрович Новик – кандидат географических наук, доцент кафедры общего землеведения и гидрометеорологии.

УДК 551.894:556.55.072(476) + 556.55.072:551.794(476)

Е. А. КОЗЛОВ

ОНТОГЕНЕЗ ЛИМНОСИСТЕМ В ЛЕДНИКОВОМ КОМПЛЕКСЕ РЕЛЬЕФА БЕЛАРУСИ

Lake hollows are the key feature of glacial relief complex. The article proves that evolution of lakes hollows in Belarus is irrevocable and submits to climate change throughout all the Holocene. Consequently the main reason for sedimentation become selective drain processes: there are always some invariants. Lake sedimentation fixes transformation of substance and energy streams. Existence of lakes in Belarus all this period was possible because of plasticity of sedimentation. The article considers two scenarios of lakes lithocomplex buildup and their geographical binding. They describe the sedimentation background. As a result synchronic and diachronic approaches exhibit a sedimentary rhythm. Main through that intensity of its phases change is an inverse function of substance transformation. Therefore lakes possess sufficient stability if they don't only accumulate autigeneous silts but also are lying near upper courses of reservoirs with typical zone biomes.

Ключевые слова: Валдайский ледниковый комплекс рельефа, озерная седиментация, ил, седиментационный ритм, лимно-система, эрозия, озерная котловина, твердый сток, голоцен.

Key words: Valdai glacial relief complex, lakes sedimentation, silt, sedimentation rhythm, limnosystem, erosion, lake hollow, sediment yield, Holocene.

Компактная территория Беларуси охватывает разновозрастной ледниковый комплекс, о чем свидетельствует структура природных ландшафтов. Ее анализ [1–5] с использованием ландшафтного (ядерного) и бассейнового (узлового) подходов указывает на причинно-следственную обусловленность и эргодичность геопространственных структур, в том числе секторов и звеньев стока, – отражение вещественно-энергетических потоков и организационных (информационных) измерений. Основными факторами их развития были природно-климатические и ландшафтно-топологические, формирующие динамические ряды развития биогеоза и литогенеза озер, выступающих в качестве триггера [6, 7], каждая из стадий существования которого эквифинальна.

В хронологическом аспекте накопление осадков в озерах Беларуси определяется трендом климата. Наиболее четко были представлены смены климатических эпох: первого ранга – ледниковых и межледниковых ($r = -0,85 \div 0,77$, $p = 0,05$), второго ранга – влажных и сухих ($r = -0,68 \div 0,70$, $p = 0,05$), третьего ранга – холодных и теплых ($r = 0,5 \div 0,6$, $p = 0,25$) [8]. Стабильный климат проявлялся в осадконакоплении слабо ($r = -0,29 \div 0,28$, $p = 0,05$) и согласно [9] выражен биогенным лимногенезом. Именно это и указывает на антропогенный пресс на литокомплексы малых озер в последнее время.

Изменчивость климата сказывается на седиментации в голоцене на юге и востоке Беларуси слабее ($r = -0,29 \div 0,31$, $p = 0,05$), чем на севере и западе ($r = -0,68 \div 0,72$, $p = 0,05$). Это обусловлено различной реализацией эрозионного потенциала, т. е. постарением геоморфологии и, возможно, биомов (возрастностью их организации). Субаквальный характер развития определен заилением [1, 5], что часто становится следствием ионного стока.

В позднеледниковые расконсервация рельефа [1] за 1000÷2000 лет привела к повсеместному поступательному увеличению количества озер. Рост озерности отмечен также в климатическом оптимуме, а асинхронность изменения озерности в постоптимуме была обусловлена эрозионным спуском. Поскольку количество внепойменных озер стабилизировалось быстро, во временном окне 400÷500 лет в бассейне Балтийского моря их количество, как правило, втрое больше, чем в бассейне Черного моря. Последнее не нашло еще достаточного научного объяснения.

Влияние эрозии рельефа как основного местного фактора формирования твердого стока [10] проявлялось на периферии возвышенностей Белорусской гряды. Оно редко выражено в структуре и еще реже – в скорости седиментации, но приводило к ускорению заиления. К примеру, заполнение 50 % полезного объема котловин в центре Беларуси (Свислочский район) прошло за 1000÷2000 лет раньше, чем на прилегающих равнинах. Поэтому сохранность озер на возвышенностях небольшая, как и их количество.

Метахронность озерности для Беларуси определяется и тектонодинамикой посредством ее влияния на морфоструктуры. Наибольший вклад в озерность климатическая составляющая внесла в области, отнесенной [11] к денудационным столово-останцовым равнинам, где сформировалась «граница ПТК регионального уровня» [12]. В гумидных условиях остальной территории в развитии озерно-болотных комплексов определяющими являлись иные причины, например погребенный карст [13, 14]. За 2500÷3000 лет водоемы теряли в среднем до 25 % своей начальной глубины (табл. 1), т. е. реализация полного ритма увлажнения Шнитникова влекла коренную перестройку биогенеза лимносистемы [15, 16] вследствие изменения формы ее котловины [1].

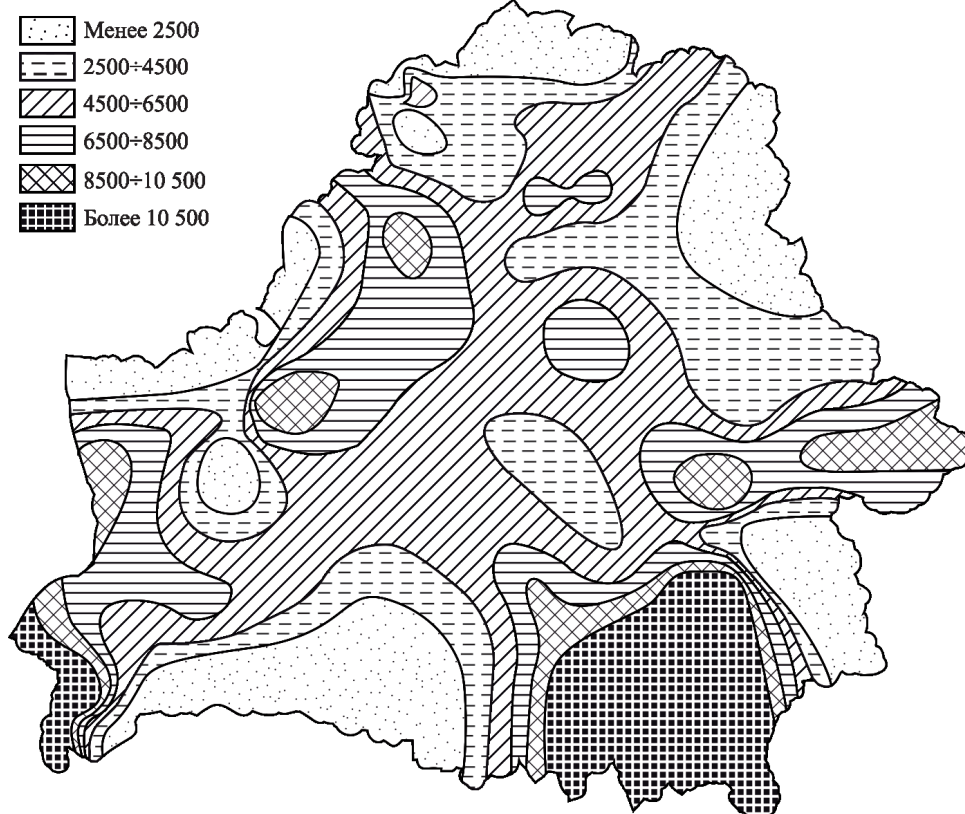


Рис. 1. Отражение возраста рельефа в хронологии седиментационного перехода

Хронологические границы заполнения водоемов, лет назад

Район по [3]	Количество лимносистем	Заполнение полезного объема котловин, %				Максимум озерности
		менее 25	26÷50	51÷75	более 76	
Вилейско-Дисненский	30	8500÷10 800	4500÷8500	4500÷6500	1000÷4500	4500÷6500
Западно-Двинский	27	6500÷10 800	5500÷8500	3000÷5500	1000÷3000	6500÷8500
Неманский	21	6500÷10 800	8500÷10 600	4500÷8500	3000÷6500	8500÷9700
Свислочский	15	10 800÷13 300	8500÷10 600	5500÷8500	1000÷5500	5500÷9300
Днепровско-Сожский	16	9700÷12 300	7300÷10 600	5500÷8500	1000÷4500	8500÷9700
Бугско-Припятский	27	9300÷11 300	6500÷10 600	4500÷7300	1000÷4500	2000÷5500
Припятско-Днепровский	16	9300÷10 800	6500÷9300	5500÷6500	1000÷4500	6500÷9700
Время перехода		10 800	8500	5500	3000	8500

В трансформации ледникового комплекса как морфоскульптуры границами первого ранга, исходя из [8], можно считать хроносрезы 4500 и 8500 л. н., менее важными – 6500 и 10 600. В интервалах времени между ними седиментогенез стремился к квазиустойчивому равновесию – климатогенному зональному фону (рис. 1). Последний поддерживает научный взгляд на проявление межкомпонентных связей при смещении природных зон. Интенсивность и показатели структуры накопления озерных илов служат ландшафтной мерой лимногенеза. Их изменение являет собой суть седиментационного перехода, приходящегося на этап трансформации состояний либо фаз лимносистемы. Азональные черты этого процесса обусловлены описанной динамикой в той мере, в которой серии смежных водосборов перераспределяли местный сток и становились конечным звеном переработки рельефа (табл. 2), что отражено в структуре видов ландшафтов.

Таблица 2

Природные обстановки на водосборах Беларуси в голоцене

Хронологические границы, л. н.	Температура		Атмосферные осадки		Зонобиом	Седиментогенез
	Δ , °C	тренд	Δ , мм/г.	тренд		
500	—	—	—	—	Сосново-широколиственный (VII)	Смешанный
2500	$\pm 0,5$	↓	– 25÷50	↓	Хвойно-широколиственный (VI)	Смешанный
	– 1,0÷2,0	↓	± 25	↓	Елово-широколиственный (V)	Органический
4500	+ 1,5÷2,5	↑	+ 75÷125	↑	Широколиственный (IV)	Органический
6500	+ 0,5÷1,5	↑	+ 25÷75	↑	Сосново-березовый (III)	Смешанный
8500	$\pm 0,5$	↑	– 75÷150	↓	Березовый (II)	Минеральный
10 500	—	—	—	—	Редколесно-тундровый (I)	Минеральный

Например, смещение природных зон в оптимуме голоцена было вызвано ростом теплообеспеченности. Это отражено в повышении температур на 1,6÷2,4 °C [17], приведшем к термическому эвтрофированию. Его результатом стало накопление органических илов, формирующих скорости накопления местных осадков на 42÷78 % (рис. 2, 3). Измерения таких процессов описаны [9, 13, 18, 19] и являются отклонением в преобразовании потоков вещества лимносистемой. Результаты исследования показывают, что сопряженность распределения и новообразования вещества отвечает смене условий за 2400÷3600 лет. Следствием состояний лимносистем автор считает различные пространственно-временные ситуации этих процессов – *режимы седиментации*. Они выделены в результате кластерного анализа.

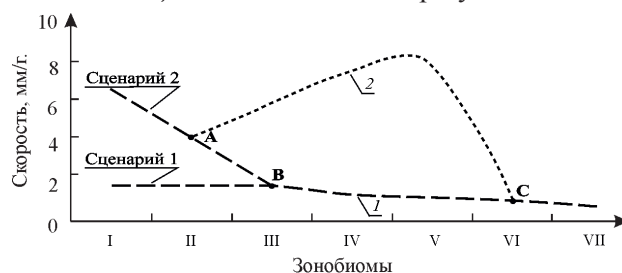


Рис. 2. Пути формирования скорости седиментации в лимносистемах в голоцене:

- 1 – зонально-климатическая составляющая, представленная двумя сценариями;
2 – местная составляющая, представленная преимущественно органическими илами
(условные обозначения зонобиомы в табл. 2)

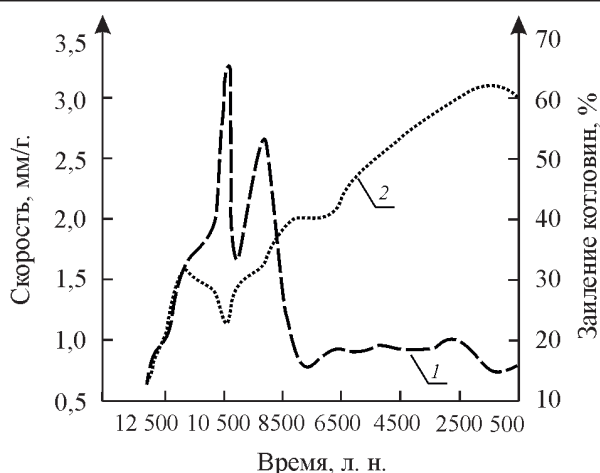


Рис. 3. Связь экстенсивных и интенсивных параметров седиментации:
1 – скорость; 2 – степень заполнения котловин

Падение скорости осадконакопления около 11 000 л. н. зафиксировало смену ледникового режима озерных ландшафтов межледниковым (см. рис. 3). Одновременно с этим расконсервация и, как указано, рост озерности повлекли снижение средней заиленности. Позже скорости осадконакопления стабилизировались на уровне $0,5 \div 1,0$ мм/г. при фоне $0,55$ мм/г. Степень заиления возрастала в среднем на $2,5 \div 3,0$ % за 1000 лет, поскольку в начальный период развития частично была компенсирована расконсервацией рельефа.

Таблица 3

Хроноинтервалы господства звеньев седиментационного ряда, л. н.

Район	Осадки			
	аутигенные		терригенные	
	аллохтонные	автохтонные	автохтонные	аллохтонные
Вилейско-Дисненский	2000÷4500	4500÷7300	9300÷10 600	10 600÷11 300
Западно-Двинский	2000÷5500	6500÷9300	~10 800	8500÷12 300
Неманский	3000÷5500	9300÷10 600	7300÷8500	9300÷10 600
Свислочский	6500÷9300	5500÷9300	~10 800	11 300÷12 800
Днепровско-Сожский	7300÷8500	4500÷6500	~10 800	10 600÷11 300
Бугско-Припятский	2000÷4500	~7300	~10 800	8500÷9700
Припятско-Днепровский	4500÷7300	8500÷10 600	9300÷10 600	9300÷11 300

В поле суммарной мощности осадков прирост показателей и континентальность климата изменялись за кратные временные интервалы сонаправленно и сопряженно [13, 20]. Установлена сильная связь параметров трансформации вещества и континентальности ($r = 0,76$ при $p = 0,05$). Географический смысл ее в том, что значительные контрасты климата стимулируют рост скоростей осаднения, который обусловлен малой трансформацией поступающего с водосбора материала. Хронология формирования седиментационного ряда отражена в табл. 3 и концептуально такова: терригенные аллохтонные → терригенные автохтонные → аутигенные автохтонные → аутигенные аллохтонные осадки.

Географические черты процесса накопления выражены в запаздывании смены звеньев седиментационного ряда с юго-востока на северо-запад региона и снижении в этом направлении амплитуд мощности осадков. Скорости накопления возрастали с юго-запада на северо-восток, отражая нарастание континентальности климата, и достигали $0,4 \div 1,2$ мм/г. Заполнение котловин озер в западной части Беларуси контролировалось грубым материалом, принесенным с водосбора ($r = 0,67 \div 0,87$, $p = 0,05$), в центре и на востоке – тонким материалом, преимущественно сгенерированным в водоеме ($r = 0,72 \div 0,84$, $p = 0,05$). Активное заболачивание котловин характерно для Припятско-Днепровского района. По-видимому, распространение этого процесса с обозначенным временным трендом будет свойственно в дальнейшем и озерам всей территории Беларуси. Интенсификация поступления внешнего вещества на доагрикультурном этапе развития [21, 22] в сочетании с ростом трофии и стабилизацией озерности в последние 4500÷5500 лет указывает на дифференциацию выноса минерального вещества [2, 5, 23]. Кроме того, структура седиментов подводит к мысли о смене функций ландшафтов с озерами [4, 6]. Это проявляется в «правиле предшествования»: тонкие минеральные илы выстилают ложе органических сапропелей. Это результат интенсивного эвтрофирования водоемов (табл. 4). Последнее связано с агрокультурным освоением и формированием сезонно-открытых водосборов, приведшим к увеличению баланса вещества. В приходной части литосистем возросли поступления со стоком тонкой взвеси и минеральная подпитка аквабиоты.

Структура озер крупных хроносрезов по уровню трофии, %

Хроносрез, л. н.	Трофический статус			
	олигомезотрофные	мезотрофные	мезоэвтрофные	эвтрофные и дистрофные
2500÷5500	22	17	18	43
5500÷8500	27	27	32	14
8500÷10 800	43	32	21	4
10 800÷13 600	67	22	11	—

Естественная эволюция водоема проявилась в накоплении аутигенного автохтонного материала – эвтрофировании. Не ясно, можно ли объяснить сохранение олигомезотрофных водоемов в постоптимальном активным поступлением минерального вещества с трансформированных водосборов или низким уровнем фона ионного (биогенного) питания, равно как и кислотностью природных вод. Свою роль в сдерживании органического осадконакопления сыграли морфометрические особенности водосборов и котловин. Их реконструкция представляет собой отдельную научную проблему. Степень заполнения котловин, структура седиментации и скорости осадконакопления зафиксировали границу 9300 л. н. – время закрепления энергетических и структурных особенностей современных геокомплексов [24, 25].

Значительное снижение проточности озер по [1] явилось ответом на эвстатическое изменение периферии ледникового комплекса. Этот процесс проявился асинхронно: на северо-западе региона он отмечен 13 600 л. н., а на юго-востоке – 10 800 л. н. Позднеледниковое состояние озерно-речных систем сменилось межледниковым, приведшим 10 800 л. н. в Поозерье к заболачиванию ряда относительно глубоких котловин, лежащих на разных гипсометрических уровнях. Оформление озерно-болотных комплексов повсеместно пришлось на окончание климатического оптимума. Гелогенез занял порядка 2000 лет, но в Поозерье он начался уже 6500 л. н., а в Полесье – 2000 л. н. [19, 26], что подчеркивает различия в преломлении климатических импульсов и дренаже территории.

Режимы седиментации позволяют говорить о стадиях существования (фазах, сериях состояний) лимносистемы продолжительностью 2400÷2800 лет. Географическую интерполяцию их наступления следует проводить с учетом 1800÷2400 лет – времени, необходимого для формирования зонального фона седиментации, а с момента агрикультурного присутствия на водосборах принимать во внимание поправки на антропогенизацию.

Трансформация ледникового комплекса сказалась на динамике седиментации в озерах Беларуси. Реализация возможностей транзита (поступления) вещества на рубежах климатических тенденций привела к быстрой перестройке аккумуляции в котловинах. На протяжении небольших в сравнении с продолжительностью существования водоема интервалов времени изменились процессы седиментации и виды осадков. Рост скорости заполнения контролировал заиливание котловины и убывание глубины. Мелкие водоемы быстрее совершили переход от проточной озерно-речной системы к застойному озерно-болотному комплексу. Его обратимость была подконтрольна ритму климата и условиям существования аквальных ландшафтов.

Перестройка транзитно-аккумулятивных связей водоемов 10 600, 9300 и 4500 л. н., смена стадий заполнения котловины 10 600, 8500, 6500 и 4500 л. н. и массовые фазовые переходы водоемов 10 800, 9300 и 6500 л. н. обладают гетерогенной синхронностью и хорошо согласуются с климатическими изменениями разного ранга. Перманентность седиментогенеза, требующая фиксации его конечных состояний, не позволила выявить ряд границ при шаге более 2000 лет.

Региональные различия седиментогенеза и состояний водных систем объясняются их положением, устойчивостью транзита и аккумуляции вещества. Согласно представлениям [7] существующий природно-климатический тренд будет определять преобразование озерно-болотных систем в меньшей мере, чем озерных и озерно-речных. Достоверная корреляция между формой котловины и трофическим статусом лимносистемы затруднена полигенностью процесса.

Последовательность смены осадков в озерах имеет возвратно-поступательный характер. В Поозерье заполнение котловин сдерживалось местными факторами в большей мере, чем в Полесье [27, 28]. Перестройка освоения водоемом поступающего материала привела к различиям в скоростях заиливания котловин. Это наиболее важный момент в понимании собственного времени развития седиментогенеза и диахронии очередных состояний лимносистем. Анализ *седиментационного ряда* – последовательного набора осадков – позволяет связать трофический статус водоема с климатом.

Исследование саморазвития водоема рационально лишь при комплексном подходе к внешним и внутренним связям, приводящим к формированию межледникового *седиментационного ритма* [13], и безусловном учете степени трансформации вещества в водоеме, прежде всего – в контактной маргинальной зоне. Это позволит определить скорости дальнейшего заиливания и дать прогноз смены состояния озера. Типичный ряд процессов и смен состояний водоема определен как *седиментацион-*

ный переход, отражающий эволюционное развитие через преемственность равновесных состояний (диссипаций) и степеней заполнения котловины осадками (*потенциальную емкость*). В таком преломлении направление динамики лимносистемы служит не только вещественной, но и энергетической мерой развития. За аналитические интервалы с позиции седиментационного анализа проще принять генетические отрезки убывания объемов (снижение потенциалов емкости), а не хронологические промежутки. Интенсивность убывания «полезного объема» отражает устойчивость лимносистемы к внешним нагрузкам, а также способность утилизировать поступающее вещество и энергию.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Якушко О. Ф. Белорусское Поозерье. Минск, 1971.
2. Ландшафты Белоруссии / под ред. Г. И. Марцинкевич, Н. К. Клицуновой. Минск, 1989.
3. Еловичева Я. К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. Минск, 1993.
4. Богдель И. И. Развитие природы Белоруссии в голоцене: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Минск, 1984.
5. Современная динамика рельефа Белоруссии / А. В. Матвеев и др. Минск, 1991.
6. Арманд А. Д. Саморегулирование и самоорганизация физико-географических систем: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1986.
7. Боков В. А. Пространственно-временная организация геосистем. Симферополь, 1983.
8. Козлов Е. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2010. № 1. С. 81.
9. Драбкова В. Г., Сорокин И. Н. Озеро и его водосбор – единая природная система. Л., 1979.
10. Павловский А. И. Закономерности проявления эрозионных процессов на территории Беларуси. Минск, 1994.
11. Галкин А. Н. // Докл. НАН Беларуси. 2005. № 6. С. 98.
12. Якушко О. Ф., Махнач Н. А., Богдель И. И. // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 168.
13. Козлов Е. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2012. № 2. С. 66.
14. Дрозд В. В. // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1964. Т. 96. Вып. 1. С. 54.
15. Власов Б. П., Иконников В. Ф., Ясько А. О. // Вестн. БГУ. 1992. № 3. С. 73.
16. Кудерский Л. А. // Общество. Среда. Развитие. (Terra Humana). 2008. № 3. С. 155.
17. Савина С. С., Хотинский Н. А. // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 231.
18. Абросов В. Н. Зональные типы лимногенеза. Л., 1982.
19. Козлов Е. А. // Веснік Брэсцкага ўніверсітэта. Сер. 5. 2011. № 1. С. 79.
20. Кривоногов С. К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Иркутск, 2010.
21. Зерницкая В. П. // Наука и инновации. 2011. № 9 (103). С. 16.
22. Марцинкевич Г. И. // Материалы Всерос. науч. конф. «Селиверстовские чтения». СПб., 2009. С. 688.
23. Структура географической среды и ландшафтное разнообразие Беларуси / под ред. И. И. Пирожника, Г. И. Марцинкевич. Минск, 2006.
24. Величко А. А. // Новое мышление в географии. М., 1991. С. 44.
25. Козлов Е. А. // Вестн. БГУ. Сер. 2. 2012. № 3. С. 76.
26. Пидопличко А. П., Дубовец А. Г., Буеракова Т. Ф. // Проблемы Полесья. 1975. Вып. 4. С. 277.
27. Дегтярев К. С., Фаустова М. А. // Геоморфология. 1996. № 3. С. 79.
28. Арманд Д. Л. // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1955. № 6. С. 3.

Поступила в редакцию 18.09.12.

Евгений Анатольевич Козлов – ассистент кафедры физической географии мира и образовательных технологий.

УДК 91:004(043.3)

А. С. СКАЧКОВА, Д. М. КУРЛОВИЧ, Л. В. КАТКОВСКИЙ

СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ЗЕМЕЛЬНОГО ФОНДА ВОЛОЖИНСКОГО РАЙОНА МИНСКОЙ ОБЛАСТИ ЗА ПЕРИОД С 1975 ПО 2010 г. (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ КЛАССОВ ЗЕМНЫХ ПОКРЫТИЙ В ЕВРОПЕЙСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЕ CORINE LAND COVER)

Method of land covers computer-aided interpretation of Landsat satellite data according to European nomenclature CORINE Land Cover (the first level) is tested and adapted for Belarus's environment (on the example of territory of Volozhin district, Minsk region). In fact results of processing reveal trends of land recourses dynamics from 1975 to 2010 years. This period is divided into three main stages (1975–1995, 1995–2005, 2005–2010), which illustrates changes of resource management character as well as changes in social and political settings all over the country. To sum up the complex of actions is suggested for land use optimization. In particular monitoring by Belarusian satellite and processing of its data (according to European nomenclature CORINE Land Cover) can be used as a way to improve effectiveness of land use.