

УДК 551.89

С. П. КАЗЬМИН*, И. А. ВОЛКОВ**

* Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
г. Новосибирск

** Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

**ХАРАКТЕР ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ
ВО ВРЕМЯ ПОСЛЕДНЕЙ ЛЕДНИКОВОЙ СТАДИИ**

Охарактеризованы природные процессы последней ледниковой стадии, отражающие общее глобальное похолодание, которое сопровождалось понижением уровня Мирового океана, изменением структуры атмосферы. Показано различие динамики природы в период похолодания и последующего потепления. Установился аридный климат, возникли эоловые осадки и формы рельефа (гряды) в период от 20 до 15 тыс. л. н.

Ключевые слова: Мировой океан, Сибирь, ледник, эоловые формы, лёссовый покров.

We give a characterization of the natural processes from the last glacial stage reflecting a general global cooling which was accompanied by a lowering of the World Ocean level, and by a change in atmospheric structure. We demonstrate the difference in the dynamics of nature at the period of cooling and subsequent warming. An arid climate became well established, and aeolian deposits and relief forms (crests) came into existence during the period from 20 to 15 ka.

Keywords: World Ocean, Siberia, glacier, aeolian forms, loess cover.

Природные процессы, протекавшие в азиатской части России, можно реально оценить лишь с учетом результатов изучения всей глобальной истории ледникового периода. Резкие колебания теплообеспеченности географической оболочки вызывали изменения структуры атмосферы и гидросферы в связи с разрастанием и сокращением континентальных ледников. Наиболее обширные и разнообразные сведения получены при изучении последних этапов геологической истории, охарактеризованных на стандартной морской изотопно-кислородной шкале СПЕСМАР. На ней периоды потеплений выделены в виде нечетных, а похолоданий — четных морских изотопных стадий (МИС). Первой нечетной стадией обозначено современное потепление — МИС 1. Более древние чередования похолоданий и потеплений отмечены как соответствующие стадии (МИС 2 — похолодание, МИС 3 — потепление и т. д.). Выявлены соотношения между развитием континентальных ледников и изменением уровня Мирового океана.

На основе сравнительной характеристики колебаний климата умеренных поясов Южного и Северного полушарий за последние 130 тыс. лет установлено, что глубокое похолодание имело место около 20 тыс. л. н. и соответствует морской изотопной стадии МИС 2. Затем оно сменилось режимом потепления, которое достигло максимума около 10 тыс. л. н. (голоцен).

Опираясь на результаты собственных исследований и литературные данные, авторы статьи убеждены, что во время похолодания МИС 2 в Северном полушарии сформировался единый циркумарктический ледник [1–4]. Континентальные ледники появлялись и в Южном полушарии [5]. Также существенно увеличивалась общая площадь циркумантарктического ледника. В совокупности это привело к резкому изменению природной среды по сравнению с предыдущим теплым интерстадиалом, сопоставляемым с МИС 3 по шкале СПЕСМАР.

В Сибири начало похолодания МИС 2 произошло несколько позже 30 тыс. л. н. [5]. В то время климат был прохладнее, чем теперь. Уровень Мирового океана располагался ниже современного. Наиболее интенсивное продвижение ледника, видимо, охватывало время от 26–25 до 20–19 тыс. л. н., а краевая полоса его гляциальных осадков, названная сартанской, образовалась 18–17 тыс. л. н. Стратотип этого ледника, описанный в 1947 г. В. Н. Саксом по р. Сартан около Верхоянского хребта в Якутии [6], авторы настоящей статьи считают устаревшим. Идеальным страторайоном для характеристики последней ледниковой стадии Сибири являются окрестности г. Ноябрьска, где ярко пред-

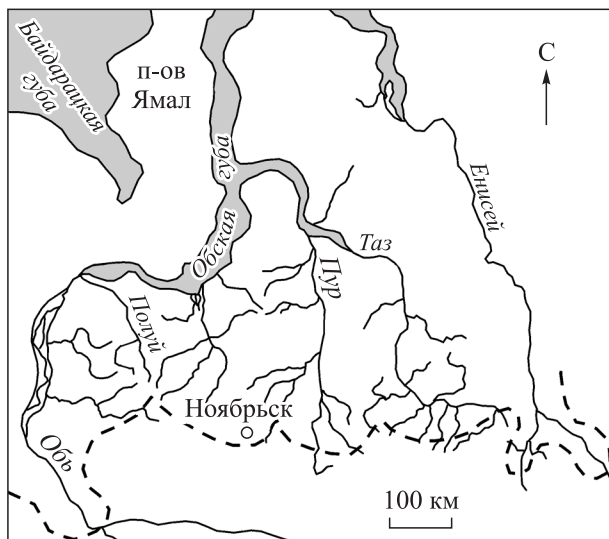


Рис. 1. Картограмма распространения максимальных краевых образований сартанского ледника в Западной Сибири (штриховая линия).

ставлены гляциальные образования этого ледника — холмистый моренный рельеф, абляционная морена, флювио- и лимногляциальные осадки, камовые образования и т. д. [7].

Полоса краевых гляциальных образований в Западной Сибири имеет «лопастное» строение [7]. Наиболее значительны Обская лопасть на западе и Енисейская — на востоке. Они четко прослеживаются на мелкомасштабных космических снимках зимнего аспекта в виде темной полосы, так как в их пределах преобладают таежные ландшафты [8]. Многие радиоуглеродные даты надежно устанавливают возраст гляциальных образова-

ний и примыкающих к их южной границе осадков приледниковых озер как образований МИС 2 [2, 3]. То же относится к трансконтинентальной системе стока талых вод [9, 10] и образованиям позднечетвертичной части субэаральной формации [11–13].

Краевая полоса гляциальных образований сартанского ледника в Западной Сибири протягивается от северо-восточной части Русской равнины, пересекая Приполярный Урал [14]. Полуостров Ямал таким образом целиком входит в пределы ледниковой области МИС 2. В равнинном Северном Зауралье краевые образования сартанского оледенения формируют возвышенную полосу Обской гляциальной лопасти, которая пересекает долину Оби близ устья Иртыша (около $60^{\circ}30'$ с. ш.); далее граница следует по Сибирским Увалам и огибает Енисейскую лопасть (рис. 1). Южный край ее пересекает р. Енисей у пос. Лебедь (62° с. ш.). Исследования в Приенисейском районе, подтвержденные радиоуглеродными датами [2, 3], доказали, что ледниковая лопасть и примыкающее к ней с юга приледниковое озеро являются геологическими образованиями последнего оледенения.

ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКАЯ РЕГРЕССИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Сокращение теплообеспеченности земной поверхности в похолодание МИС 2 существенно преобразовало весь характер круговорота воды в природе. Возникли континентальные ледники. В связи с этим изменился характер поверхности в области оледенения. Произошла гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана, несколько увеличилась площадь материков в результате частичного осушения шельфов [15]. Возросло высотное положение суши по отношению к сниженной береговой линии океана. Соответственно, над материками атмосфера оказалась несколько разреженной [16]. Климат стал более континентальным, чем теперь [17].

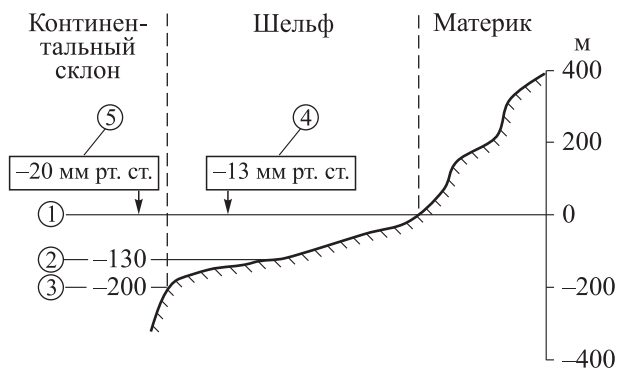
Осушение приматериковой части шельфа всех континентов во время гляциоэвстатической регрессии похолодания МИС 2 повсеместно изменило береговую линию Мирового океана. В отличие от современной, она была менее изрезанной. Материки оказались окаймлены прибрежными слабо расчлененными субэаральными равнинами [15]. На участках со значительными уклонами приматериковой части шельфа ширина этих равнин была ограниченной. Там же, где эти уклоны были малы, а рельеф мелководий сложным, площади суши оказались весьма значительными.

Изучение ныне затопленных прибрежий гляциоэвстатической регрессии представляет собой важнейшую проблему. Но и на современном уровне знаний можно выделить наиболее обширные регионы таких равнин — это, прежде всего, мелководья северного шельфа Евразии. Дальнейшие исследования внесут количественные оценки в характеристику элементов древнего рельефа мелководий шельфов. Они позволят охарактеризовать процессы их появления в похолодание МИС 2 и постепенного затопления, а также динамику уровня Мирового океана во время более древних МИС.

На обширных внеледниковых пространствах шельфовых равнин в последнюю стадию континентального оледенения (сартанскую в Сибири) длительно сохранялись субэаральные условия и протекали своеобразные (ныне пока слабо изученные) природные процессы. Среди них можно отметить, например, формирование грунтово-ледовых (лёссово-ледовых, по С. В. Томирдиаро [15]) образований на шельфе Северного Ледовитого океана. Эти своеобразные осадки уже обнаружены во многих регионах современных мелководий [15, 18]. Протекали и иные процессы. Изучение их — дело ближайше-

Рис. 2. Уровни Мирового океана гляциоэвстатических регрессий в периоды похолодания максимального и последнего оледенений; понижение атмосферного давления по отношению к современному уровню океана, по [16] с дополнениями.

1 — современный уровень Мирового океана; 2 — минимальный уровень океана в период похолодания последнего оледенения; 3 — то же в период максимального (самаровского) оледенения; 4 — барический минимум во время гляциоэвстатической регрессии последнего оледенения; 5 — то же в период максимального (самаровского) оледенения.

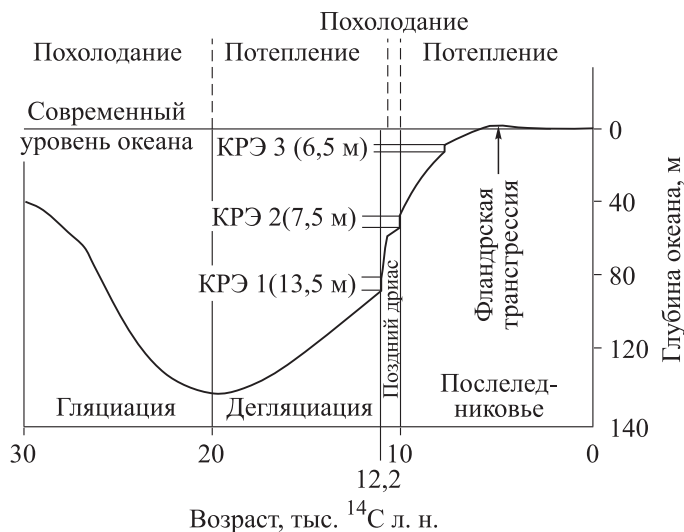


го будущего, но и теперь в палеогеографических построениях нельзя оставлять в стороне эти важнейшие естественно-исторические события конца позднего неоплейстоцена и более древних этапов ледникового периода.

В этом отношении важны геологические данные по максимальному среднееоплейстоценовому (самаровскому) оледенению Западной Сибири. Его край был, по меньшей мере, на 400 км южнее максимальной границы последнего оледенения и проходил по правобережью р. Демьянки — правого притока Иртыша (59° с. ш.). По результатам палеонтологических исследований оно сопоставляется некоторыми авторами с похолоданием МИС 8 [19]. Однако сравнительный анализ материалов по притоку солнечной энергии к поверхности Земли свидетельствует, что вероятнее всего это было похолодание МИС 6.

Береговая линия Мирового океана во время последней ледниковой стадии находилась приблизительно на 130 м ниже современной [20]. Основание тропосферы соответственно реагировало на изменение уровня Мирового океана. На высоте современной береговой линии океана в то время было атмосферное давление, близкое к 747 мм рт. ст. (давление в приземном слое падает на 1 мм при подъеме на 10 м). Над поверхностью же самих материков оно было еще ниже, в зависимости от рельефа. Поэтому динамика тропосферы в то время отличалась от современной. Учитывая огромную площадь среднееоплейстоценового глетчера, есть основание считать, что в максимальное оледенение все шельфы осушались на глубину ниже современной на 200 м (рис. 2). В то время шельф за пределами ледников полностью или почти полностью осушался. Давление атмосферы, отнесенное к современному уровню океана, было около 740 мм рт. ст., а барический минимум составлял -20 мм рт. ст. [16].

Около 20 тыс. л. н. похолодание сменилось потеплением (рис. 3). При высокой теплообеспеченности земной поверхности резко возросла доля осадков в жидкой фазе, увеличилась скорость движения ледников и начался процесс их интенсивного разрушения (коллапс). Климат в целом стал континентальным. Вода в жидкой и особенно в твердой фазе (айсберги) возвращалась в океан и вызывала неравномерное, но в целом быстрое его поднятие. Случались интервалы катастрофических подъемов океанического уровня (CRE — catastrophic rise events) [2]. Одновременно поднималось и основание тропосферы, поэтому катастрофический подъем уровня океана правильнее называть катастрофическим поднятием уровня океана и основания атмосферы.



Известны три таких события, связанные с резкими потеплениями позднеледниковья и голоцена: первое — с бёллингом (12,2 тыс. л. н.), второе — с пребореалом (10 тыс. л. н.) и третье — с атлантическим периодом (7,2 тыс. л. н.). Среди относительных похолоданий климата, разделявших эти потепления, особенно глубоким было похолодание позднего дриаса (11–10 тыс. л. н.) [2, 5]. В среднем голоцене произошла фландрская трансгрессия Мирового океана на 2–3 м выше современного его уровня.

Рис. 3. Изменения уровня Мирового океана и глобальные особенности динамики климата последней ледниковой стадии и послеледниковья.

Природным феноменом, обусловленным континентальным оледенением Евразии, стало коренное преобразование сети поверхностного стока южнее ледниковой области. Сток рек на север был блокирован континентальным ледником. Возникла трансконтинентальная система стока талых вод общего западно-юго-западного направления, которая вскоре разрушилась. Она состояла из проточных озер, занимавших понижения долин основных рек. Озера соединялись протоками — спиллвеями. Сток происходил уже в пределах самой области оледенения [7, 10]. Снижение береговой линии Мирового океана в гляциоэвстатическую регрессию похолодания МИС 2 вызвало иссушение климата на континентах в результате общего возрастания их площади [17].

АРИДИЗАЦИЯ КЛИМАТА ПОСЛЕДНЕЙ ДЕГЛЯЦИИ

Климатические условия первой половины сартанской ледниковой стадии в похолодание МИС 2 и ее второй половины были диаметрально противоположными. С началом потепления резко возросла теплообеспеченность поверхности Земли. В связи с этим во время дегляциации климат стал весьма сухим. В умеренном поясе Северного полушария резко увеличилась испаряемость и уменьшился речной сток [11]. Уровень оз. Каспия, в частности, из-за уменьшения стока в него р. Волги и иных рек, упал на 100 м от максимума хвалынской трансгрессии (+50 м) до низкого уровня мангышлакской регрессии (около -50 м). Произошла всеобщая аридизация климата, которую, по нашему мнению, следует именовать мангышлакской [16, 21]. Она была следствием двух различных, но однонаправленных глобальных климатических изменений и заняла вполне определенное палеогеографическое место. Образования, возникшие при мангышлакской аридизации, моложе осадков регионально развитой второй речной террасы долин Русской равнины, но древнее отложений первой [11].

В Северной Евразии активно проявлялись субаэральные процессы, формировались эоловые образования. Они широко развиты во всех равнинных регионах и охарактеризованы многими исследователями [8, 11–13, 22–24]. Приведем лишь индивидуальные особенности образований каждого региона.

На Русской равнине особенно широко распространены поля дюнных песков на склонах и дне долин, включая регионально развитую вторую речную террасу основных рек [11, 22]. В Северном Прикаспии в условиях прекращения стока по Волге формировался грядовый рельеф «бэровских бугров» — гряд, сложенных грубым влекомым эоловым наносом. На междуречьях в результате осаждения взвешенного наноса почти всюду образовался верхний горизонт лёсса (лёсс 3).

В Западной Сибири и Северном Казахстане дефляционные и аккумулятивные формы, сложенные влекомым эоловым наносом, распространены крайне широко — и на дне долин, и на междуречьях. Здесь преобладает параллельно грядовый (гривный) рельеф [11]. Он сформировался в период от 20 до 15 тыс. л. н. Не менее широко распространен верхний покров лёссовых осадков (ельцовский лёсс), образованный в основном взвешенным эоловым наносом. Он отлагался от 20 до 10 тыс. л. н. [8, 11–13, 23–25]. Все фактические данные свидетельствуют, что на Русской равнине и в Западной Сибири активизация эоловых процессов и образование верхнего горизонта лёссовых отложений проходили во время мангышлакской аридизации.

Равнинное пространство северо-восточной части России (Северная Якутия, Чукотка) покрыто почти сплошным плащом ледово-грунтовых осадков (едомы). Особенности возникновения, распространения и последующего его разрушения охарактеризованы в обобщающей монографии С. В. Томирдиаро [15]. В названном труде показано, что этот покров в настоящее время представляет собой образование, грунтовая составляющая которого является взвешенным эоловым материалом, осадившимся из атмосферы, так же, как и лёссы более западных и южных регионов России. Отличие состоит в том, что другой составляющей этого покрова является лед.

Здесь, в восточных районах, эоловый нанос отлагался на многолетнемерзлую поверхность, подвергавшуюся лишь кратковременным неглубоким сезонным оттаиваниям. В процентном отношении количество льда в восточном и северном направлениях постепенно возрастает. Малольдистые едомы характерны для Якутии, а в более восточных и северных регионах лед уже преобладает над грунтом, т. е. едома становится более высокольдистой. Ледово-грунтовый слой осадков, залегающий на поверхности, образовался в позднем неоплейстоцене во время последней ледниковой стадии, а процесс его деградации относится к голоцену. Глубина переработки едомы и степень превращения ее в грунтовую толщу постепенно уменьшаются в направлении с запада на восток.

Установлено, что ледово-грунтовые континентальные образования распространены на дне Северного Ледовитого океана, как это правильно отмечал еще С. В. Томирдиаро [15]. Формирование этих субаэральных осадков одновременно протекало не только на современной суше, но и на осушившихся участках шельфов в результате регрессии Мирового океана. Хронологические взаимоотношения между ледниковыми и ледово-грунтовыми образованиями, развитыми на современных мелководьях, пока нельзя считать выясненными.

Таким образом, процесс образования едомы протекал в условиях непрерывного поступления взвешенного эолового наноса на поверхности многолетней мерзлоты, испытывавшей лишь кратковременные сезонные оттаивания. Следовательно, этот покров является результатом длительного поступления взвешенного эолового наноса на все равнинные пространства востока и северо-востока России, включая осушившиеся мелководья шельфа Северного Ледовитого океана. Основным объемом этого материала, несомненно, осаждался одновременно с формированием верхнего лёссового покрова западных регионов страны [15].

В заключение следует отметить, что изменения природной среды России были различными во время гляциации и последующей дегляциации. Первая половина ледниковой стадии сопровождалась развитием континентальных глетчеров, гляциоэвстатической регрессией Мирового океана и формированием трансконтинентальной системой стока талых ледниковых вод. Она протекала в основном в условиях влажного холодного климата и при широком развитии процессов криогенеза.

В период дегляциации преобладал теплый аридный климат, резко сократился сток рек атмосферного питания. Увеличились площади засушливых регионов. Образовались комплекс эоловых форм рельефа и верхний покров лёссовых отложений (ельцовский лёсс). В самом конце ледниковой стадии произошло кратковременное, но очень глубокое похолодание (поздний дриас), с которым связано возникновение регионально развитой первой речной террасы долин крупных и мелких рек, имевших преимущественно атмосферное питание. Позже географическая оболочка приблизилась к современному состоянию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Арсланов Х. А., Лавров А. С., Потапенко Л. М.** Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. — Новосибирск: Изд-во Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1983. — С. 27–35.
2. **Гросвальд М. Г.** Евразийские гидросистемные катастрофы и оледенение Арктики. — М.: Науч. мир, 1999. — 118 с.
3. **Гончаров С. В.** Последнее оледенение Западной Сибири и ледниково-подпрудные озера в бассейне среднего Енисея: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — М., 1989. — 25 с.
4. **Волков И. А., Волкова В. С., Задкова И. И.** Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. — Новосибирск: Наука, 1969. — 332 с.
5. **Борисова О. К.** Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. — М.: ГЕОС, 2008. — 247 с.
6. **Стратиграфический** словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. — Л.: Недра, 1978. — 183 с.
7. **Волков И. А.** Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири // Геол. и геофиз. — 1997. — Т. 38, № 6. — С. 1049–1054.
8. **Волков И. А.** Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов центральной части Западной Сибири (на основе использования дистанционных методов исследований) // Дистанционные исследования ландшафтов. — Новосибирск: Наука, 1987. — С. 64–96.
9. **Гросвальд М. Г., Котляков В. М.** Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период. Палеогеография и литология: Сб. науч. трудов. — Кишинев: Штииница, 1989. — С. 5–13.
10. **Волков И. А., Казьмин С. П.** Сток вод последнего оледенения Севера Евразии // География и природ. ресурсы. — 2007. — № 4. — С. 5–10.
11. **Волков И. А.** Позднечетвертичная субаэральная формация. — М.: Наука, 1971. — 254 с.
12. **Зыкина В. С., Волков И. А., Дергачева М. И.** Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. — М.: Наука, 1981. — 202 с.
13. **Зыкина В. С.** Структура лёссово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. — Новосибирск, 2006. — 32 с.
14. **Лавров А. С., Потапенко Л. М.** О возрасте последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7–9 ноября 2007 г. — М.: ГЕОС, 2007. — С. 209–213.
15. **Томирдиаро С. В.** Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. — М.: Наука, 1980. — 184 с.
16. **Казьмин С. П., Волков И. А., Климов О. В.** Последняя дегляциация, океан и атмосфера // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы V Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7–9 ноября 2007 г. — М.: ГЕОС, 2007. — С. 165–168.
17. **Богданов Д. В.** География Мирового океана. — М.: Наука, 1978. — 120 с.
18. **Рокос С. И.** Многолетнемерзлые породы на шельфах Баренцева и Карского морей: стратиграфия, распространение и свойства // Квартер-2005. — Сыктывкар: Изд-во Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005. — С. 359–361.

19. **Вангенгейм Э. А., Певзнер М. А., Тесаков А. С.** Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2001. — Т. 9, № 3. — С. 76–88.
20. **Fairbanks R. G.** 17,000 years glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature. — 1989. — Vol. 342. — P. 637–642.
21. **Казьмин С. П.** Генезис геолого-геоморфологической основы ландшафтов (ГГОЛ) России // Вестн. ВГУ. Сер. геол. — 2007. — № 1. — С. 35–42.
22. **Козменко А. С.** Борьба с эрозией почвы. — М.: Сельхозгиз, 1957. — 208 с.
23. **Казьмин С. П.** Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. — Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. — 46 с.
24. **Панычев В. А.** Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. — Новосибирск: Наука, 1979. — 103 с.
25. **Волков И. А.** Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. — Новосибирск: Наука, 1980. — С. 66–73.

Поступила в редакцию 26 мая 2009 г.
