

Министерство образования Российской Федерации
Алтайский государственный университет

**ГЕОГРАФИЯ
И
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ СИБИРИ**

Выпуск шестой

**Под редакцией профессора
Г.Я. Барышникова**

Издательство  Алтайского
университета

Барнаул – 2003

УДК 913.919 (571.15)

Г353

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор *В.В. Козин*
кандидат геолого-минералогических наук, профессор *Б.Н. Лузгин*

Г353 География и природопользование Сибири: Сборник статей / Под ред. Г.Я. Барышникова. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2003. – Вып. 6. – 304 с.
ISBN 5-7901-0325-5

В сборнике приводятся новые данные по географии, климатологии, природопользованию и палеоэкологии, полученные учеными Сибири за последние годы. В приведенных материалах большое внимание уделено проблемам эффективного использования природных ресурсов, реконструкции климатов прошлых веков и анализу их современного состояния, проблемам палеоэкологии Горной Шории, критике современных научных воззрений и др.

Сборник представляет интерес для специалистов в области географии, гляциологии и палеогляциологии, геологии, лесоведения, палеолитоведения, геоэкологии и природопользования.

*Сборник печатается при финансовой поддержке Минобразования
Российской Федерации (грант PD 02-3.14-20)
и средств географического факультета
Алтайского государственного университета*

ISBN 5-7901-0325-5

©Алтайский государственный
университет, 2003

***Сборник посвящен
памяти известнейшего
исследователя Сибири
Юрия Петровича Селиверстова***

Н.Н. Михайлов, Г.Я. Барышников, В.С. Ревякин,
Д.В. Севастьянов*, К.В. Чистяков*
Алтайский государственный университет
**Санкт-Петербургский государственный университет*

**ЮРИЙ ПЕТРОВИЧ СЕЛИВЕРСТОВ –
УЧИТЕЛЬ, НАСТАВНИК И ДРУГ**

30 сентября 2002 г. ушел из жизни наш учитель и друг **Юрий Петрович Селиверстов**. Более 20 лет мы работали под его руководством, встречались в официальной и в не официальной обстановке. Каждый год строили планы совместных работ и осуществляли их. Он был «мотором», вдохновителем многих исследований Центральной и Внутренней Азии. Для нас – близким и родным человеком.

Ю.П. Селиверстов родился в 1929 г. в Ленинграде, в рабочей семье. Интерес к наукам о Земле у него начал формироваться еще в школьные годы, когда он увлекался ботаникой, географией и геологией, занимаясь в кружках Ленинградского Дворца пионеров. Тяжелые годы Великой Отечественной войны и блокады он вместе с матерью провел в Ленинграде. В первые послевоенные годы Ю.П. Селиверстов увлеченно занимался в Юношеском Географическом обществе во Дворце пионеров, почетным председателем которого был академик Л.С. Берг, известный физико-географ, профессор Ленинградского университета. В 1946 г. он с успехом участвовал во Всесоюзной географической олимпиаде, а с 1947 г. стал посещать Клуб юных геологов, где осваивал азы геологической науки под руководством академика В.А. Обручева, Возможно, это и определило его дальнейшую судьбу и направленность научных интересов.

После успешного окончания школы в 1949 г. он поступает на географический факультет Ленинградского университета, и на многие годы его специальностью становится геоморфология. Примечательно, что за отличную учебу студент Юрий Селиверстов в 1952 г. был удостоен Сталинской стипендии. Но в том же году декан географического факультета В.Х. Буйницкий, известный полярник, океанолог, подготовил приказ об отчислении его с факультета за опоздание к началу занятий с полевой преддипломной производственной практики, которую он проходил на Тянь-Шане, где увлеченно занимался поисками алмазов. Но в 1954 г. состоялась отличная защита дипломной работы по геоморфологии Иссык-Кульской котловины.

После окончания Ленинградского университета началась научная работа во Всесоюзном геологическом институте (ВСЕГЕИ) в качестве инженера-геоморфолога и одновременно – учеба в аспирантуре на кафедре геоморфологии географического факультета ЛГУ. После защиты кандидатской диссертации, посвященной комплексному анализу кайнозойского осадконакопления и рельефообразования на Алтае Ю.П. Селиверстов с 1957 г. работает старшим научным сотрудником и начальником экспедиции во ВСЕГЕИ, руководит полевыми экспедиционными исследованиями в различных районах Советского Союза. Его полевые маршруты проходили в Хибинах и в Поволжье, по Казахстану и Тянь-Шаню, на Урале и на Дальнем Востоке, на Алтае и в Саянах. Именно здесь были осуществлены обширные геолого-геоморфологические и палеогеографические исследования, послужившие основой для создания геологических и геоморфологических карт и таких крупных фундаментальных изданий, как «Геология СССР» и «Геологическое строение СССР», в которых он был непосредственным участником. При этом основные его научные интересы были сосредоточены на проблемах динамики древнего оледенения и новейшей тектоники, рельефообразования и стратиграфии четвертичных отложений.

Особую роль в жизни Ю.П. Селиверстова сыграл «африканский» период. В 1960 г. его приглашают принять участие в экспедиции в Гвинею с целью изучения минеральных природных ресурсов этой страны. В течение десяти лет он участвует в поисках полезных ископаемых – бокситов, алмазов, золота, занимается разработкой критериев количественной оценки рудоносности, построением легенд прогнозных карт и др. Им были проведены исследования новейшей тектоники и рыхлых отложений в Западной Африке. По результатам исследований написана серия оригинальных работ о покровных образованиях, составлена карта четвертичных отложений Западной Африки. Важным итогом работ этого периода в 1976 г. стала защита докторской диссертации на тему «Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы», послужившая основой для одноименной монографии, изданной в том же году.

В 1979 г. Ю.П. Селиверстова приглашают на должность директора научно-исследовательского института географии Ленинградского университета, которым он руководил семь лет. Здесь он развивал экспедиционные исследования, совместно с профессором

В.С. Жекулиным организован Центрально-Азиатскую экспедицию, в работе которой принимал участие и сам до последних дней своей жизни, организовывает работу аналитических лабораторий, а также начинает свою преподавательскую деятельность – читает лекции студентам на географическом факультете ЛГУ. В 1986 г. его избирают профессором кафедры геоморфологии, и он окончательно переходит на преподавательскую работу на факультет географии и геоэкологии. В 1989 г. он возглавил кафедру физической и эволюционной географии.

Разносторонние научные интересы Ю.П. Селиверстова охватывали региональные и глобальные проблемы геотектоники, геоморфологии, палеогеографии, физической географии и геоэкологии. Огромный опыт полевых исследований давал ему возможность проводить межрегиональные ландшафтно-геоморфологические и палеогеографические корреляции, создавал основу для крупных теоретических обобщений. Нельзя не отметить существенный вклад Ю.П. Селиверстова в разработку принципов и методов геоморфологического картирования, в которых особое внимание он уделял хроностратиграфическому и генетическому направлениям, в развитии представлений о цикличности рельефообразования и других природных процессов, в разработку методики изучения палеогеографии четвертичного периода и методов эколого-географических исследований. Будучи специалистом высшей квалификации, он занимался разработкой проблем геоморфологии, физической географии и экологической географии, различных аспектов эволюции географической оболочки и антропогенных воздействий на природную среду. Он создал новое научное направление – гипергенную геоморфологию, являлся одним из создателей и авторов эколого-географического направления в науке. В последние годы в своих публикациях он большое внимание уделял проблемам эволюционной географии, глобальным изменениям климата и ландшафтов, теоретическим аспектам ритмики природных процессов, внедрял новые подходы к оценке антропогенного фактора в развитии окружающей среды и динамики ландшафтов.

Ю.П. Селиверстов – автор более 300 научных работ, в том числе 6 авторских и 10 коллективных монографий, 2 учебных пособий и учебника «Общее землеведение». Много сил и душевного тепла уделял он обучению студентов-географов. За годы работы в университете им подготовлены и прочитаны такие лекционные

курсы, как «Прикладная геоморфология», «Гипергенная геоморфология», «Палеогеография», «Палеогеография новейшего времени», «Общее землеведение» и «Эволюция географической оболочки». Под его руководством работали аспиранты, докторанты и соискатели, более 10 его подопечных успешно защитили диссертации. Как заведующий кафедрой физической и эволюционной географии в СПбГУ он постоянно осуществлял научное руководство полевыми исследованиями и сам участвовал в факультетской Центрально-Азиатской экспедиции, которая каждое лето проводит исследования на Алтае, в Туве и Монголии. Эти районы со студенческой юности остались его любимыми, и уже в более зрелом возрасте он несколько раз возвращался на места своих прежних исследований, внося новые аспекты в разработанные ранее модели.

Высочайшая научная квалификация и эрудиция Ю.П. Селиверстова в различных областях географии и геологии определяла его авторитет как одного из ведущих специалистов в науках о Земле. За выдающиеся труды в области географии в 1982 г. он был награжден Золотой медалью имени Н.М. Пржевальского и Дипломом Географического общества СССР.

Ю.П. Селиверстов успешно совмещал серьезную научную и педагогическую работу на кафедре с многогранной научно-организационной и общественной деятельностью. Он активно работал как вице-президент, а затем и президент Русского географического общества, являлся членом Международного Совета по фундаментальным географическим проблемам, заместителем председателя Головного Совета по географическим наукам Минобразования РФ, академиком Российской экологической академии, членом Президиума геоморфологической комиссии РАН, председателем диссертационного совета факультета по защитам кандидатских и докторских диссертаций, членом ученых советов СПбГУ и ВСЕГЕИ, Научного совета по проблемам окружающей среды РАН, членом редколлегий журналов «Известия РГО», «Геоморфология», «Вестник Санкт-Петербургского университета» и др.

Многогранна деятельность Ю.П. Селиверстова – ученого, педагога и общественного деятеля, организатора науки. Это был удивительно энергичный и работоспособный, умелый и демократичный руководитель научно-педагогического коллектива, корректный, чуткий, доброжелательный, честный и порядочный человек. Он снискал всеобщее уважение коллег.

Вся его жизнь – это бесконечная дорога. Он любил путешествия, был неприхотлив и всегда уравновешен. Многие годы его связывала тесная дружба с Алтаем, его людьми, организациями. И не стало его, когда он возвращался из очередной поездки на Алтай.

А.М. Малолетко

Алтайский и Томский государственные университеты

ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ В МАЛУЮ ЛЕДНИКОВУЮ ЭПОХУ (1550–1850 гг.)

Историки и географы по каким-то причинам обошли тот факт, что освоение русскими Сибири, начатое в конце XVI в., пришлось на пик Малой ледниковой эпохи (1550–1850 гг.). Похолодание охватило все северное полушарие. В Западной Европе ледники спустились по долинам, уничтожая селения и виноградники. От частых холодных дождей вымокал хлеб, обрекая население на голод. Стал популярным санный транспорт. Датские проливы ежегодно замерзали. Связь Дании со Швецией осуществлялась по льду (Ле Руа Ладюри Э. 1971; Клименко Л. 1989). Замерзали Рейн и Темза. В зиму 1620/21 г. замерз Босфор, который преодолевали по льду. В Падуе (Италия) выпадал снег «неслыханной глубины». В Восточной Европе обычны были суровые зимы и дождливые летние месяцы, ранние морозы («*рожь на цвету мороз побил*») (Борисенков Е.П., Пасецкий В.М., 1983). Судоходство в арктических морях Евразии было крайне затруднено (Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г., 1968; Старков В.Ф., 2001).

Во времена С. Герберштейна (первая четверть XVI в.) в Московии были столь сильные морозы, что земля растрескивалась «*как это бывает от сильного жара... Тогда даже вода, вылитая в воздух, или слюна, выплюнутая изо рта, замерзает прежде, чем упадет на землю*» (Замысловский Е, 1984, с. 213). В 1646 г. была столь суровая зима, что в польской армии, которая вошла в южные районы Московского государства (район р. Мерла), от морозов погибло 2000 человек и 1000 лошадей (Кордт В., 1910, с. 17).

В зиму 1778 г. в Нижнем Поволжье птицы замерзали на лету и падали мертвыми (Корнилов Е.П., 1859).

В 1807 г. русские войска за три дня преодолели Балтийское море по льду и высадились на побережье Швеции. А в пушкинские времена в Петербурге «*...блистает речка, льдом одета, мальчишек*

радостный народ коньками звучно режет лед» (Евгений Онегин, стих XLII главы 4).

Максимум похолодания пришелся примерно на середину XVII в. Относительное потепление в Малую ледниковую эпоху отмечено для начала следующего столетия (Глобальное потепление..., 1993, с. 19).

Похолодание было глобальным. В южном полушарии оно также проявилось достаточно отчетливо. И в первую очередь это выразилось в сплошной ледяной «оправе» Антарктиды. Дж. Куку в январе 1773 г. впервые в истории человечества удалось пересечь Южный полярный круг. На юг он мог пройти лишь до $67^{\circ} 15'$ ю.ш. В следующем году он дважды пересекал Южный полярный круг с противоположной стороны Антарктиды, но до материка было еще 200 км. Более удачным было плавание Ф.Ф. Беллингаузена и М.П. Лазарева в 1820 г., в финале Малой ледниковой эпохи. 16 января они подошли к матерiku менее чем на 3 км. В 1821 г. впервые на материк высадились английские моряки под командой Джона Дейвиса. В середине XX в. корабли уже без труда достигали материка во многих пунктах.

В Малой ледниковой эпохе четко выделяются три фазы, заметно различающиеся по тепловлагообеспеченности и структуре погод. Нисходящая фаза – 1550–1600 гг., ядро – 1600–1800 гг. (возможно, 1650–1800 гг.), восходящая фаза – 1800–1850 гг. Временные границы приблизительны и не отражены резкими климатическими изменениями. Переход от фаз к «ядру» и от ядра к фазе постепенный.

Сведений о природных условиях Сибири в рассматриваемое время немного. Причин этому несколько. Во-первых, с удалением на восток влияние Атлантики уменьшалось, и применительно к суровым условиям природы Сибири общее похолодание климата не было столь контрастным и выразительным, как, например, в Западной Европе. Во-вторых, первопроходцы Сибири были выходцами из северных губерний России, для них суровые природные условия не были столь необычными. Тем не менее и в то время отмечались для Сибири некоторые следствия глобального похолодания.

Первые сведения о климате были получены по событиям зимы 1726/27 г. Уральские мастеровые, посланные А. Демидовым на Колывань для производства опытной плавки руд, не выдержали жестокой стужи и вернулись на Невьянские заводы (Колывань..., 1998).

Первым из ученых, отметившим некоторые климатические особенности юга Западной Сибири, был И.Г. Гмелин, посетивший

Колыванский завод в августе 1734 г. Путешественник отметил засушливость того лета (Розен М.Ф., 1996). Перу И.Г. Гмелина принадлежит известие о жестокой стуже зимы 1726/27 г., которая вынудила посланцев А. Демидова покинуть Алтай (Колывань..., 1998, с. 54). Путешествовавший с И.Г. Гмелином и Г.Ф. Миллером студент С.П. Крашенинников (Колывань..., 1998, с. 54) писал, что в 1734 г. санный путь в Томске открылся 10 октября (ст. ст.). Возвращаясь из десятилетнего (1733–1743 гг.) путешествия по Сибири, И.Г. Гмелин в 1743 г. отметил, по информации местных жителей, чередование в Барабе периодов сухих и периодов влажных, выражавшихся то в усыхании озер, то в их обводнении, и на продолжительность этих периодов (соответственно 15 и 20 лет) (Шнитников А.В., 1957).

И.П. Фальк, посетивший округ в 1771 г., так описывает климат того времени: *«климат очень суров, зима жестокая и продолжительная. Весна же и осень по большей части ясные, но с весьма скорыми переменами из тепла в холод. Часто случаются вьюги в мае и сентябре..., и кроме июля, ни один месяц не безопасен от ночных морозов»* (Фальк И.П., 1854). Он также отмечал (с. 422) около Иртыша очень жестокие зимы, обилие снега. Летом дожди редки. Жатва начинается в последних числах июля (ст. ст.), в августе ночи холодные. Зима наступала в начале октября.

Рассмотрим состояние некоторых компонентов природы территории округа в Малую ледниковую эпоху, точнее, во вторую ее половину.

Температура. Общее похолодание климата, выразившееся в снижении среднегодовой температуры, вызвало и понижение нижней границы снеговой линии (линии нулевой температуры).

Именно в Сибири появились географические термины «белогорье», «белки» – так русские первопроходцы именовали в XVII в. и позже *«...горы, в летнее время снегом покрытые»* (Спасский Г.И., 1818; Кулибин, 1836). Были известны белки Тигирецкие, Коргонские, Бацелакские, Чарышские, Убинские, Ульбинские, Холзунские, Тургусунские, Нарымские, Курчумские. Ныне иногда белками называют лишь Чуйские, Катунские хребты на Алтае, несущие ледники и не тающие в летнее время снега. В Восточном Саяне такие горы называются белогорьями (Канское, Манское, Идарское, Пезинское), но Агульский хребет назывался белком. На карте С.У. Ремезова (1701 г.) территория Горной Шории названа

«Белые горы». И.П. Фальк, посетивший Колывано-Воскресенские заводы на Алтае в 1771 г., называл Западный Алтай Белыми горами: «Уба река... выходит из Белых гор»; «Чарыш выходит из Белых гор...» (Фальк И.П., с. 440–441). Г.Е. Щуровский отмечал, что в августе тургусунские перевалы и покатоности (склоны) Холзуна на Алтае были покрыты снегом. Позднее гляциологами было установлено, что в Малую ледниковую эпоху ледники Алтая существенно увеличили свои размеры, продвинувшись вниз по долинам. Так, ледник Геблера (Катунский) продвинулся за время с конца XIV в. до 1800-х гг. примерно на 1,4 км (Окишев П.А., 1982, с. 149).

Очевидно, в Малую ледниковую эпоху гора Мустаг (Пустарг) «ледяная гора» в Шории получила свое тюркское имя по наличию на ней ледников. В 1916 г. отмечалось, что на вершине горы «снег не тает иногда и летом» (Анохин А.В., 1994). В 1928 г. на вершину Мустага взойшла экспедиция Г.Э. Иоганзена, которая отметила, что вершины Мустага и Патына имеют почти никогда не растаивающий снег. Мустаг и Патын – это единственные в Шории горы, на которых сохраняются ныне снежники-перелетки, однако ледники на горе Мустаг (1570 м) ныне отсутствуют (Положий А.В., Крапивкина Э.Д., 1985). Летом (первая половина XIX в.) «самые возвышенные части (Кузнецкого. – А.М.) Алатау покрыты снежными полями» (Щуровский Г.Е., 1846). В верховьях Белого Июса известна г. Пустаскыл (1820 м), которая до сего времени называется «ледяная гора» (хак. пус, шор. муз/мус «лед», таскыл «голец»).

Не только в Сибири, но и на Южном Урале на некоторых горах снег не сходил и летом. П.И. Рычков (1880) при описании гор, «в Башикири лежащих», отмечал что «снега лежат во все лето» на горах Иримяли-тау, Яман-тау, Джигалга (Джигала). Эти сведения современника Малой ледниковой эпохи позднее были поставлены под сомнение: «указание на наличие вечных снегов по вершинам Южного Урала является ошибкой» (Оренбургские степи..., 1949, с. 392). Нам думается, ошибки не было.

Имеются непосредственные измерения температуры воздуха. В основном эти наблюдения проводились вне территории Алтайского горного округа, особенно охотно посещаемой учеными, путешественниками и обладающей наиболее значительной прослойкой образованных людей. Не напрасно известный русский географ П.П. Семенов-Тян-Шанский (1946, с. 56), посетив в 1860 г. Барнаул, назвал его Сибирскими Афинами. Наиболее длинный – для Си-

бири – ряд метеорологических наблюдений выполнен только в Барнауле (с 1840-х гг.). Ранее этой даты метеорологические наблюдения были спорадичны и не позволяют в деталях описать термический режим Западной Сибири в то время. Тем не менее нельзя пренебрегать и ими.

И.П. Фальк приводит следующие температуры воздуха в Томске в зиму 1771/72 г. В декабре была стужа 155–185° по термометру Делиля (3–23 °С)¹. В январе была зафиксирована более низкая температура 190–215° (26–43,3 °С ниже нуля). Зима начинается в начале октября и продолжается до мая (ст. ст.).

Первые прямые измерения температуры воздуха на территории округа нам известны по работе Г.И. Спасского (1814). В 1811 г. зима в Барнауле была суровой. В январе с 9 по 16 замерзала ртуть. Спиртовой термометр показывал от 30 до 40° по Реомюру (37,5–50 °С ниже нуля). Летом 1811 г. температуры были невысокие: термометр показывал не более 25° по Реомюру (31,25 °С). Но лето было жаркое и сухое: *«в некоторых местах от засухи урожай хлеба и трав был посредственной»* (Там же, с. 85). Зима 1812 г. была не столь морозной – не более 33° по Реомюру (41,25 °С ниже нуля). Лето было жарким и сухим. Жара достигала 30° по Реомюру (37,25 °С), *«...дождь перепадал очень редко, а сначала лета онаго со всем не было: отчего хлебы и травы повсеместно высохли, а жатва большей части земледельцев не возвратила даже и высеенного хлеба»* (Там же, с. 88). К.Ф. Ледебур (Ледебур К.Ф. и др., 1993, с. 144) также отмечал, что лето 1826 г. нельзя было назвать теплым: в самые жаркие дни температура достигала 23° по Реомюру (около 29 °С). Наиболее теплой была первая половина лета.

В 1833 г. майор Кулибин (1836, с. 168) писал, что в округе зимой морозы достигают 40° по Реомюру (50 °С). Весна начинается в апреле, настоящий летний путь с мая по первые числа октября. Сильные жары бывают в июне и июле – до 28° по Реомюру (35 °С) в тени. Осень иногда дождливая, но большей же частью сухая и теплая и продолжается с половины августа до половины октября (по ст. ст.).

Осадки. Имеются письменные источники, подтверждающие обильные снегопады в пределах Алтайского горного округа.

В письме главе Кабинета И.А. Черкасову бригадир Андрей Безр писал: *«Как на завод прибыл (16 февраля 1747 г. – А.М.), то*

¹ Не очень уверен в правильности пересчета. А.М.

нашел все снегом занесенным, и до фабрик и квартир разрывали по два дня дороги» (Контев А.В., 1998). Путешественники в 1771 г. отмечали очень жесткие зимы, обильные снега при малом количестве летних осадков (Фальк И.П., с. 422).

По описаниям 1826 г., в Змеиногорске ежегодно выпадало столь много снега, что все улицы и дома, которые находятся в долинах, покрываются сугробами до вершук крыш, и жителям приходится проделывать ходы в снегу (Ледебур К.Ф., Бунге А.А., Мейер К.А. 1993). Правда, обилие снега в долинах, возможно, связано с метелевым переносом: сильные и частые бураны также отмечалось этим исследователем. Однако ныне подобных заносов на улицах Змеиногорска никто не помнит.

Снежный покров устанавливался рано. В 1826 г. весна наступила в начале апреля (ст. ст.). Осенью этого года снег выпал в степи в конце сентября (ст. ст.) и сразу же начались морозы.

Зимой и весной были часты бураны и сильные ветры с вихрями, несущими тучи снега. Бураны продолжались несколько суток. Застигнутые ими путники «...иногда встречают смерть или лишаются членов» (Кулибин, 1836, с. 168–169).

Установлена прямая зависимость между количеством зимних осадков и наполняемостью озер. Увеличение количества твердых осадков прямо пропорционально сумме отрицательных температур, т.е. чем морознее зима, тем больше выпадает снега. Поэтому о степени морозности зим можно судить по режиму увлажнения и, в частности, по уровню воды в озерах (Шнитников В.А., 1957, с. 81).

Структура погод. Со второй половины XVII в. ледовитость арктических морей резко возрастает. Льды встречались уже у полуострова Канин Нос, становится недоступной Новая Земля, хотя прежде там промышляли русские зверобои. На Руси регулярно проявляется весь комплекс экстремальных природных явлений: небывало лютые зимы, возврат холодов весной и в начале лета, осенние ранние холода, снегопады в начале лета или осени, чрезвычайно высокие половодья и наводнения в летние месяцы. Лишь изредка выпадали годы с благоприятными погодными условиями (Борисенков Е.П., Пасецкий В.М., 1983, с. 112–113).

По Западной Сибири прямых наблюдений о погодных условиях было очень мало, поэтому некоторые заключения по этому вопросу можно сделать, руководствуясь схемой: высокое стояние уровня воды в озерах соответствует морозным зимам с большим

количеством снега, низкий уровень воды в озерах соответствует более теплым и малоснежным зимам. Если опираться на эти закономерности, то можно отметить относительно теплые и малоснежные зимы 1690-х гг. Очень морозными были 1707–1727 гг., которые сменились в 1727–1742 гг. более сухими (малоснежными) и не столь жесткими. Сильно морозными годами были 1750–1755, начало 1790-х. Возросла жесткость зим в 1811 г., которая достигла максимума в середине 1820-х гг. Затем такая ситуация складывалась реже: около 1866–1868 гг., в 1894 и 1914 гг. (Шнитников А.В., 1957).

Вбды. Об увеличении осадков на равнине свидетельствует увеличение площади озер: между площадью озер и количеством зимних осадков имеется прямая зависимость (Шнитников А.В., 1983, с. 81). На крупномасштабной карте, составленной в 1770 г. подпоручиком Поповым (ЦХАФ АК. Ф. 50. Оп. 18. Д. 438), показана группа чановских озер: Чаны, Сумы, Абышкан, Молоки, Сартлан, а также проточные озера Урюп (ныне Урюм) в низовье Чулыма и Индер в верховьях р. Баган, впадающих в оз. Чаны. Ныне общая площадь озер уменьшилась. Некогда крупное оз. Чаны разделилось на два – Бол. Чаны и Мал. Чаны. Озеро Молоки разбилося на ряд мелких озер: Чебаклы, Тухлое и др. От озер Сумы и Абышкан остались многочисленные мелкие озера, по которым лишь в общих чертах можно восстановить былую границу озер.

Высокие половодья на равнинных реках почти в точности совпадают с холодными годами (Шнитников А.В., 1983, с. 19). Пойма Алея у с. Безголосово (нижний конец прорвы Соловьиной лúки) слагается сверху горизонтально слоистыми пылеватыми песками мощностью 3,6 м. Ниже залегают диагонально, а в основании поймы и горизонтально слоистыми песками, содержащими растительную труху и обломки древесины. Это в основном строительный мусор, оставленный при постройке запруды. К некоторым обломкам древесины приложил руку человек (заточенные кольца, косые порубы ветвей тальника и пр.). По ветке ивы с глубины около 4 м была получена радиоуглеродная дата 230 ± 45 лет (СОАН-3907). Если учесть, что отсчет производился от 1950 г., то скорректированная к 2000 г. дата составляет 280 ± 45 лет от наших дней. Это с учетом разброса (плюс–минус) соответствует времени от 1675 до 1765 г. Поскольку деревня Безголосикова (ныне с. Безголосово), жители которой участвовали в строительстве запруды, основана примерно в 1747 г. (Бульгин Ю.С., 1974, с. 121), то возраст стволика ивы определяется от 1747 до 1765 г.

Таким образом, формирование верхней (3,6 м) пачки пойменного аллювия падает на время Малой ледниковой эпохи и последующее. Накопление аллювия мощность 3,6 м всего за 280 лет возможно лишь при регулярных и долговременных затоплениях поймы, что в свою очередь требует значительных снеготпасов. Можно предполагать, что в Малую ледниковую эпоху река Алей весной была полноводной, а полые воды регулярно (ежегодно) заливали на длительное время пойму, оставляя на ее поверхности мелкозернистый пылеватый (с глинистыми частицами) песок.

В середине XVIII в. Горное начальство Колывано-Воскресенских заводов предприняло исследования р. Алей на предмет возможной водной транспортировки руды до Барнаульского серебряноплавильного завода. В 1749 г. геодезии прапорщик Пимен Старцов впервые сделал съемку р. Алей. Судя по карте (ЦХАФ АК. Ф. 50. Оп. 10. Д. 303а), Алей в то время слабее меандрировал (имел менее извилистое русло), чем ныне. Это указывает на то, что скорости течения реки были значительными и река обладала большей транспортирующей способностью.

Пимен Старцов рапортом от 1 июля 1749 г. доносил о выполнении этого задания. В рапорте Старцова (ЦХАФ АК. Ф. 1. Оп. 1. Д. 29. Л. 175–175 об.), в частности, сказано, что «...от Красного яру в низ по Алею до речки Поперешной и до деревни Шипуновой (...) более тонкий и небольшой топольник, ветельник и осокорник... А ниже устья Поперешной и до устья Алея, как видно по тихости реки и отсутствия около берегов лесу, неуповательно быть большим заламам...» (выделено нами. – А.М.). «Тонкость» и малорослость топольника, отсутствие лесов на берегах Алея свидетельствует об энергичном накоплении молодого аллювия, быстром наращивании поймы, что мешало развитию деревьев в приречной полосе поймы.

Основная масса талых вод по Алею проходила в течение нескольких недель, после чего Алей резко мелел. Об этом, в частности, свидетельствуют промеры, выполненные шихтмейстером Зуевым в 1809 г. (ЦХАФ АК. Ф. 50. Оп. 21. Св. 37. Д. 950). Хотя время промеров неизвестно, можно предполагать, что они производились не в паводок. Глубина Алея редко превышала 2 аршин (около 1,5 м). Вряд ли при такой малой воде, учитывая многочисленные отмели и косы, груженные суда могли свободно проходить по Алею. Это было ясно и горному начальству, которое вынашивало идею органи-

зовать сплав руды, создавая подпрудные плотины, оборудованные шлюзами.

Катастрофические паводки были и на других реках. Так, в мае 1773 г. в результате наводнений Барнаулки и Касмалы сильно пострадали Барнаульский и Павловский заводы: были разрушены многие каменные здания, заводские плотины, пострадали производственные цеха, вследствие чего эти заводы длительное время не работали (Юдин М.А., 2001).

В 1734 г. Томь стала поутру 12 октября (Крашенинников С.П., с. 51). По данным Г. Спасского, Обь у Барнаула замерзала 28 октября (10 ноября н. ст.) 1810 г., а вскрылась 24 апреля (6 мая н. ст.) 1811 г., *«опять замерзла 25 октября 1811 года, быв открыта 184 дня»* (Спасский Г.И., 1814, с. 84).

Ныне ледовые явления на Оби у Барнаула имеют следующие сроки: средняя дата замерзания 10 ноября, вскрытия 25 апреля. Открытая вода от 195 дней до 209 при продолжительности ледостава 156–170 дней. Следовательно, в начале XIX в. период открытой воды был короче нынешнего на 10–25 дней. Таким образом, в 1811 г. Обь у Барнаула замерзала примерно в те же сроки, что и ныне, а вскрывалась в среднем на пару недель позже. Река Томь у Томска в 1734 г. стала 12 октября (ст. ст.) (Крашенинников С.П., с. 51), в 1771 г. – на исходе октября и вскрывалась в конце марта (ст. ст.) (Спасский Г.И., 1814, с. 84).

Сезоны года. В Малую ледниковую эпоху весна наступала в разное время. Даже в относительно теплые годы холодного ядра (путешествие Фалька в 1771 г.) зима начиналась в начале октября (середина октября н. ст.) и длилась до мая (возможно, середина мая н. ст.). На ветви (фазе) подъема (1812 г.) весна началась в Барнауле 14 апреля (26 апреля н. ст.). К 1 мая (13 мая н. ст.) почти повсеместно на открытых местах сошел снег, а 15 мая (27 мая н. ст.) деревья оделись листьями (ныне в Барнауле деревья покрываются листвой в первых числах мая, за пределами города несколькими днями позже).

В 1833 г., по данным майора Кулибина (1836, с. 169), весна началась в апреле, сухой путь (колесный) установился с мая (середина?) по первые числа октября, а санный путь – с начала ноября до конца марта (первая декада апреля н. ст.). Следовательно, весна, судя по весенней распутице, длилась с конца марта (числа 10 апреля н. ст.) до мая (середина?), а осень – с первых чисел октября (середина октября н. ст.) по начала ноября (примерно до середины

ноября н. ст.). Однако в августе, не говоря уже о сентябре, нередки были заморозки.

Наблюдения Г. Спасского и Кулибина показывают, что весна в годы их наблюдений запаздывала примерно на две недели по сравнению с современными датами.

Таким образом, сезоны года в период Малой ледниковой эпохи характеризовались следующими особенностями:

– *зима* была длительной (с октября по апрель или начало мая), очень морозной с частыми и сильными метелями;

– *весна* была более короткой, чем ныне, но во времени сдвинута на пару недель в сторону лета, достаточно дружной; снег быстро таял, вызывая регулярные паводки на реках;

– *лето* было коротким, достаточно теплым, в иные годы жарким (до 30 °С в тени) и обычно сухим, особенно в середине (июль);

– *осень* была более длительной, чем весна, холодной и сырой, с частыми дождями, ранними заморозками и даже снежными метелями.

Вегетационный период был короче современного не менее чем на три недели.

Эта характеристика в основном применима к погодным условиям «ядра» Малой ледниковой эпохи (до 1800 г.).

Переходное время – от теплого к холодному и от холодного к теплому – было крайне неустойчивым по метеорологическим условиям. Засушливые годы чередовались с дождливыми, зимы морозные – с относительно теплыми. В качестве модели можно принять нестабильность погодных условий осени и весны. Переходные сезоны года (весна и осень) всегда отличались и отличаются неустойчивостью погодных условий. Таким же непостоянством отличались погодные условия перед и после похолоданием 1550–1850 гг. В качестве «весны» Малой ледниковой эпохи можно сослаться на первую четверть XVI в. (примеры см. выше). Нестабильность «осени» этого периода иллюстрируют следующие западносибирские материалы.

Сильное наводнение от летних дождей произошло на р. Иня (приток Оби). В ночь на 15 июля 1856 г. «...от сильных дождей с бурей поднялась вода в р. Ине и, выступив из берегов, затопила деревню Чиняшинскую, унесла 12 надворных строений, табун овец. Кочевавшие близ этой деревни в 4 юртах киргизы с семьями (27 чел.) быстрою водою были унесены и нигде не сысканы» (Журнал МВД. 1857).

О контрастности и непредсказуемости погодных условий того времени можно судить по трагедии, разыгравшейся в 1859 г. в с. Ярославское Курганского уезда. Там *«...найдена мертвою крестьянка Дарья Федорова: по медицинскому освидетельствованию она замерзла 9 июня (21 июня н. ст. – А.М.) во время бывшего тогда холода и ненастья. В то же время от холода погибло там значительное количество овец»* (Журнал МВД, 1860).

И позже контрастность метеоусловий в Западной Сибири проявлялась вполне определенно. В Курганском округе в 1883 г. *«с начала мая начались уже жары, доходившие до 23° (28,7 °С. – А.М.). Дождей не было... В начале июля солнце палило тропическим жаром. А дождей все не было... Весь июль в тени температура показывала 28 °Р (35 °С. – А.М.)... В сухом и раскаленном воздухе носилась пыль из остатков высохшей растительности».*

В следующем, 1884, году картина была противоположная: *«...всю весну, все лето и всю осень шли непрерывные дожди и стоял холод... С апреля, когда только что сходил снег, уже начались эти ужасные дожди... Большая часть мая прошла лучше... Но настал июнь. Ветер снова подул с севера. Опять поползли снежные облака и полил ледяной дождь. Сплошным потоком лил он, перемежаясь только со снегом... Июль... злоеющие облака со снегом закрывали солнце... Прошел и август... однако зерно было зеленое. На уборке работали в теплых шапках, в бараньих шубах, в рукавицах. ...Скоро повалил хлопьями снег, полил дождь и оставшиеся необранными хлебá залило и засыпало дождем и снегом. Так прошло это лето, похожее на осень»* (Петропавловский Н., 1886, с. 6).

Год 1881 по погодным условиям не был похож на 1883 и 1884. *«Уже в августе установилась тихая и теплая погода. В начале сентября все зеленело... Весь сентябрь стоял теплый, нежный, благоухающий... В конце сентября ходили в летних костюмах. Ночью было приятно спать под открытым небом. Октябрь. Утренники стояли холодными, но днем разливалась нежная теплота. Люди перестали, кажется, ждать суровую зиму... Прошла половина ноября. Все также было сухо, тепло и нежно... Только во второй половине ноября выпал снег»* (Там же, с. 8).

Как же отразились погодные условия Малой ледниковой эпохи на традиционных занятиях русского населения того времени?

Земледелие. Сельскохозяйственное освоение Западной Сибири началось вскоре после присоединения ее к Русскому государству. Появление постоянного русского населения потребовало обес-

печения его собственным хлебом. Первоначальные очаги хлебопашества находились по Туре и Тоболу. На территории Алтайского горного округа (тогда – Колывано-Воскресенского ведомства) земледелием стали заниматься до открытия горнорудного производства. По данным Ю.С. Булыгина (1974, с. 54), к 1726 г. здесь уже были основаны слободы и десятки деревень, которые тяготели к военным укреплениям – Кузнецкой и Бийской крепостям, Белоярскому, Бердскому, Чаусскому острогам и Малышевой слободе. На Иртыше были построены Усть-Каменогорская и Ямышевская крепости. С вводом в Западную Сибирь пяти полевых полков (1745 г.) и развернувшееся строительство укрепленных линий потребовало резкого усиления развития сельскохозяйственного производства. Включение в состав Русского государства степных и лесостепных районов Западной Сибири с их плодородными черноземами облегчило решение этой проблемы. Однако массового заселения не было: крестьяне опасались быть приписанными к заводам. Только во второй половине XVIII в. начался интенсивный процесс освоения южных районов Западной Сибири.

До конца XVIII в. климат был относительно спокойным, хотя отличался повышенной континентальностью: зимы были суровыми, снежными, лето жарким. Вегетационный период был короче современного на 2–3 недели за счет сокращения теплой (безморозной) части года. Однако вследствие увеличенной солнечной радиации (жаркие летние дни) культурные растения развивались хорошо и давали неплохие урожаи, если не наступали ранние осенние заморозки. Во второй половине XVIII в. сельскохозяйственные работы проводились в следующие сроки (ст. ст.): крестьяне, привлекаемые к горнозаводским работам, по словам заводской Канцелярии, *«...находятся при заводах и рудниках всегда, день и ночь безотлучно, и увольняются только два раза в лето, для пахоты и посева хлеба с 1 мая по 1 июня и для поставки сена и снятии с полей хлеба с 10 июля по 1 сентября* (выделено нами. – А.М.)» (Потанин Г.Н., 1867, с. 48).

С XIX в. в связи с наметившимся потеплением климат стал менее стабильным, более контрастным. Годы с засушливым летом чередовались с дождливыми, малоснежные зимы с многоснежными, а морозные с относительно теплыми. Это создавало определенные трудности в регулярном обеспечении населения хлебом.

С выходом на черноземные почвы произошла замена ржи, как основной зерновой культуры пшеницей. Уже в первой трети XIX в.

сеяли рожь озимую и яровую, пшеницу русскую, калмыцкую, китайскую, особенно в селениях по Иртышу, овес, ячмень, полбу, просо, гречиху. В Салаирском крае выращивали лен и коноплю (конопель, как тогда говорили). Из огородных овощей произрастают почти все, культивируемые русским населением в европейской части России. В Бухтарминском крае получали хорошие урожаи дынь и арбузов. Там же ранее всего (ранее 1826 г.) внедрился картофель; массовой эта культура в Западной Сибири стала с 40-х гг. (Лапин Н.А., 1966).

Вследствие осенних ранних заморозков, а иногда и отсутствия дождей в летнее время крестьяне нередко практически оставались без хлеба. Ввод в 1745 г. в Сибирь нескольких полков регулярных войск под командованием генерала Киндермана не был обеспечен хлебом. Генерал составил «проект продовольствования» сибирских казаков: вместе с хлебом *«березовую истолченную корою, во избежание казне Ея Императорского Величества ущерб»* (Щеглов И.В., 1883, с. 238). В 1748 и 1749 гг. вследствие неурожая для рабочего населения Барнаульского и Колывано-Воскресенских заводов было велено закупить 6000 четвертей² хлеба в Красноярске и свозить от Ачинского острога по Чулыму и Оби на плотках до Томска, а оттуда до Барнаула и Колывани (по Чарышу до Кабановой Защиты) на дощаниках (Головачев П.М., 1889). По Тоболу и Иртышу продовольствие и фураж для воинства, расквартированного по укрепленным сибирским линиям, доставлялся из районов Ялуторовска, Тюмени, Верхотурска. Сейчас трудно определить главный фактор в нехватке продовольствия – или это нераспорядительность властей, или стихийное бедствие.

Однако постепенно сельскохозяйственное производство набирало темпы. Численность населения заметно увеличилась за счет миграции из европейской части России, других мест Сибири, а также естественного прироста. В 1795 г. только в Верхнем Приобье было уже более 500 населенных пунктов, тогда как по первой ревизии (1724 г.) учтено лишь 34. На 1832 г. хлебопашеством здесь занимались до 37 тыс. человек, которые обрабатывали от 145 тыс. до 208 тыс. десятин земли. Ситуация с обеспечением населения хлебом коренным образом изменилась. В урожайные годы получали хлеба, овса, проса, гречихи, льняных и конопляных семян до 10,4

² Одна четверть равна восьми пудам.

млн пудов, в годы со средней урожайностью – до 8,4 млн пудов. Зерно использовалось на собственные нужды крестьян, для посева, засыпки в сельские запасные магазины. Оставшийся избыток шел на продажу, в том числе и в Томск, Кузнецк, Бийск, Барнаул. По Оби хлеб сплавляли в Нарым, Сургут и далее.

В 1811–1814 гг. Сибирь постигло страшное стихийное бедствие – неурожай в связи с засухой и осенними ранними морозами (Краткий исторический..., 1897, с. 28). Цены на хлеб поднялись невероятно – до двух, а в Змеиногорске до 3 руб. за пуд при обычной цене 10–12 коп.³ Чтобы не оставить мастеровых без хлеба и не остановить работы, заводская Канцелярия предписала взять хлеб из всех сельских магазинов. Крестьяне, сами терпевшие нужду в продовольствии, воспротивились реквизиции хлеба. Действия Канцелярии на фоне общего голода вызвали волнения среди населения Чаусской волости, которое выразилось в *«непослушании против начальства, невыходе на работы и прочее»* (Краткий исторический..., с. 26; Спасский Г.И., 1814). Для подавления бунта горное начальство обратилось за военной помощью.

Скотоводство. Степные места и предгорные равнины всегда были местами развитого скотоводства. В этом плане особенно выделялись волости Касмалинская, две Кулундинские, Бурлинская и Карасукская, а также Чарышская, Кольванская и Алтайская в Бийском уезде, Касминская, Торсминская (Тарсминская), Верхотомская, Бачатская и Уксунайская в Кузнецком уезде, Кайлинская и Чаусская в Кольванском уезде и Ояшинская волость в Томском.

Занятие скотоводством в Малую ледниковую эпоху было сопряжено с большими трудностями. В первую очередь это связано с мощным снежным покровом, осложнявшим зимний выпас скота. Поэтому зимой практиковалось стойловое содержание скота, для которого заготавливали сено. Правда, К.Ф. Ледебур, посетивший в 1826 г. Локтевский завод, сообщал, что *«...там снега выпадает мало или вовсе не бывает... так что скот почти всю зиму может добывать себе корм»* (Ледебур К.Ф. и др., с. 25). Очевидно, исследователь видел склоны долины Алея, оголенные ветрами. Исторические сведения говорят о другом. В 1799 г. у киргизов (казахов) погибло много скота от глубокого снега, гололедицы и буранов

³ Особенно страдала Восточная Сибирь. В Забайкальском крае только один год из десяти был урожайным. В 1815 г. цена пуда хлеба доходила до 15 руб.

(Щеглов И.В., 1993, с. 198). Особенно губельны были снежные бураны в весеннее время, когда лошадей отпускают пастись в поле. При наступлении буранов после оттепели лошади гибли сотнями (Кулибин..., 1836, с. 169).

Лето было сухим, и пастбища вне пойменных земель были уже к концу лета малопродуктивными. И.Г. Гмелин, посетивший Колыванский завод в 1734 г., писал о том, что 30 августа ст. ст. они остановились на ночевку около р. Локтевки недалеко от впадения ее в Чарыш: «*нам пришлось остановиться в сухой степи, где не было ни корма для лошадей, ни сухих дров*» (Колывань..., 1998, с. 81).

Тем не менее только заводские крестьяне в 1832 г. имели лошадей до 220 тыс., крупного рогатого скота до 180 тыс., овец до 210 тыс. голов. В это время скотоводство стало товарным: лошадей продавали не только в Сибири, но и в Пермской и Казанской губерниях (Кулибин..., 1836, с. 168). Майор Кулибин отметил различия в климате возвышенных мест (Алтай) и климате низменности левого берега Оби (Кулунд, Бараба), усеянной озерами и болотами. В низменной части сибирская язва тысячами истребляла лошадей, и почти никогда не бывала или бывает в самой малой степени в горах Змеиногорского края (Там же).

В переходный период – от эпохи похолодания к эпохе потепления – климат округа характеризовался непостоянством и резкими колебаниями режима тепло- и влагообеспеченности. Лето стало более теплым, чем в «ядре» Малой ледниковой эпохи, иногда в разгар лета наступали сильные холода. Засушливые теплые сезоны чередовались с весьма дождливыми.

Причины похолодания в 1550–1850 гг. не известны. Поскольку похолодание носило глобальный характер, причины его следует искать за пределами Земли, в космосе. В качестве первого предположения можно высказать следующее мнение. Солнечная система на своем пути по Галактике встретила запыленный участок своей траектории, который она преодолела за триста земных лет. Вследствие запыленности межзвездного пространства «обогрев» Земли солнечными лучами ухудшился, наступило похолодание. Моделью подобного явления может служить 1912 г., когда вследствие извержения вулкана Катмай на Аляске (в июне) в земную атмосферу было выброшено огромное количество пепла. В Восточной Сибири началось понижение температуры, вследствие чего вымерзли зерновые культуры. Проезжая летом 1771 г. по Барабе и Прииртышью в пределах округа, И.П. Фальк дважды отмечал странное и пока

необъясненное атмосферное явление: *«атмосфера исполнена дымом подобными парами так, что можно смотреть простыми глазами на тусклое Солнце»* (Фальк..., 1854, с. 423). Если это были действительно пары воды, образовавшиеся при испарении с поверхности многочисленных озер и болот, то они должны были обусловить парниковый эффект, но проявившийся только в летнее время. В такие годы вегетационный период был бы относительно теплым, и осенние ранние заморозки вряд ли имели место. Однако явление это, насколько нам известно, более никем не было отмечено, следовательно, оно было не повсеместным. Возможно, «задымление парами», отмеченное И.П. Фальком, было следствием лесных пожаров. Е. Замысловский (1984, с. 214) отмечал, что в 1525 г. в Московии от чрезмерного солнечного жара были выжжены почти все посевы, загорались многие деревни и леса, леса и хлеба. *«Дым от них до того наполнял окрестность, что у... людей сильно ело глаза, и от дыма появлялся туман, от которого многие слепли»*. В летописи под 1525 г. сообщалось: *«бысть засуха велика от Троицына дня до Успенья Святыя Богородицы, и мгла бысть велика, четыре недели, и солнце и луны не видеша»* (цит. по: Замысловский Е., 1884, с. 214).

Причина многоснежности зим заключается в более низком (ближе к поверхности Земли) прохождении основных влагонесущих ветров, значительно ниже, нежели в теплые эпохи. Поэтому в Малую ледниковую эпоху равнинные и низкогорные части получали зимних осадков больше, чем в теплые периоды. С потеплением климата влагонесущие воздушные массы занимают более высокие отметки в тропосфере и задерживаются склонами гор, оставляя меньше осадков на равнинах.

Таким образом, главной причиной флуктуации климата в 1550–1850 гг. являются вземные процессы. Понижение земных температур обусловило определенное перераспределение осадков по сезонам и по территории. Сложившееся сочетание тепло- и влагообеспеченности как главного контролирующего фактора продуцирования биомассы, и обеспечило специфические черты природных условий планеты в Малую ледниковую эпоху.

После 1850 г. температура воздуха на планете повышается. Особенно значительным было потепление примерно с 1920 г. В научном сообществе сложилось мнение, что причиной потепления является промышленный выброс в атмосферу большого количества техногенного углекислого газа. Но следует отметить, что потепление на планете началось еще до «технической революции».

Возможно, идет процесс возвращения термического режима к своему былому состоянию, и необходимо искать не причины потепления, а причины похолодания, которые вызвали наступление Малой ледниковой эпохи.

Литература

Анохин А.В. Кузнецкие инородцы Томской губернии // Шорский сб. 1994. Вып. 1. С. 49–63.

Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI–XVII вв. Л., 1983. 240 с.

Булыгин Ю.С. Первые крестьяне на Алтае. Барнаул. 1974. 144 с.

Глобальное потепление климата: Доклад Гринпис / Под ред. Дж. Леготта. М., 1993. 273 с.

Головачев П.М. Сибирь в Екатерининской комиссии: Этюд по истории Сибири XVIII в. М., 1889. 127 с.

Журнал Министерства Внутренних Дел. 1857. Ч. 26. Кн. 10. Отд. 5. С. 24.

Журнал Министерства Внутренних Дел. 1860. Ч. 42. Кн. 6. С. 89.

Замысловский Е. Герберштейн и его историко-географические известия о России. СПб., 1884. 563 с.

История Алтая в документах и материалах. Конец XVIII–начало XX вв. Барнаул, 1991. 352 с.

Клименко Л. Теплая или холодная зима – отчего это бывает? // Наука и жизнь. 1989. №1. С. 88.

Кольвань. История культуры и искусство сибирской провинции России. 1728–1998. Барнаул, 1998. С. 312.

Контев А.В. 250 лет с начала плавки серебра на Барнаульском сереброплавильном заводе и отправки в Санкт-Петербург первого каравана с серебром // Барнаульский хронограф. Календарь знаменательных и памятных дат. 1998. Барнаул, 1998. С. 12–14.

Кордт В. Материалы по русской картографии. Киев, 1910. Вып. 2. 31 с. + 45 карт.

Корнилов И.П. Заметки об Астраханской губернии // Вестник Рус. геогр. об-ва. 1859. №9. С. 1–48.

Краткий исторический очерк Алтайского округа (1747–1897). СПб., 1897. 137 с.

[*Крашенинников С.П.*]. С.П. Крашенинников в Сибири. Неопубликованные материалы. М.; Л. 1966. 242 с.

Кулибин [А.И.]. Описание Кольвано-Воскресенских заводов по 1833 год // Горный журнал. 1836. Ч. 1. Кн. 1. С. 158–180.

Латин Н.А. Земледелие Западной Сибири в 1800–1860 гг. // Ежегодник по аграрной истории Вост. Европы. 1964 год. Кишинев, 1966. С. 482–493.

Ле Руа Ладюри Э. История климата с 1000 года: Пер. с фр. Л., 1971. 280 с.

Ледебур К.Ф., Бунге А.А., Мейер К.А. Путешествие по Алтайским горам и джунгарской киргизской степи. Новосибирск, 1993. 280 с.

Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, 1982. 210 с.

Оренбургские степи в трудах П.И. Рычкова, Э.А. Эрсмана, С.С. Неустроева. М., 1949. 414 с.

Петропавловский Н. По Ишиму и Тоболу (из путешествий и исследований крестьянского быта Западной Сибири // Записки Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва. 1886. Кн. 8. Вып. 1. С. 1–90 (собств. пагинация).

Положий А.В., Крапивкина Э.Д. Реликты третичных широколиственных лесов во флоре Сибири. Томск, 1985. 155 с.

Розен М.Ф. Очерки об исследователях и исследованиях Алтая. (XVII – начало XIX вв.). Барнаул, 1996. С. 18.

Рубинштейн Е.С., Полозова Л.Г. Современное изменение климата. Л., 1968. 268 с.

[*Рычков П.И.*]. Оренбургская губерния с прилежащими к ней местами по «Ландкартам» Красильникова и «Топографии» П.И. Рычкова 1755 года. Оренбург, 1880. 55 с.

Семенов-Тянь-Шанский П.П. Путешествие в Тянь-Шань. М. 1946.

Спасский Г. Замечания хозяйственные и до климата относящиеся, учиненные в 1811 и 1812 году в Барнауле // Технологический журнал. 1814. Т. 11. Ч. 4. С. 82–89.

Спасский Г.И. Путешествие по южным Алтайским горам в 1809 г. // Сиб. вестник. 1818. Ч. 3. С. 28–58.

Старков В.Ф. Очерки истории освоения Арктики. Т. 2: Россия и северо-восточный проход. М., 2001. 115 с.

[*Фальк И.П.*]. Записки Путешествия Академика Фалька // Полн. собр. путешествий по России, издаваемое Императорской Академией наук. СПб., 1854. 546 с.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария // Записки Геогр. об-ва СССР. 1957. Т. 9. 338 с.

Щеглов И.В. Хронологический перечень важнейших данных из истории Сибири. 1032–1882 гг. Иркутск, 1883. 778 с.; переизд.: Сургут, 1993. 464 с.

Щуровский Г.Е. Геологическое путешествие по Алтаю с историческими и статистическими сведениями о Колывано-Воскресенских заводах. М., 1846. 426+V с.

[*Юдин М.А.*]. Барнаульский сереброплавильный завод. Из личного фонда Михаила Андреевича Юдина // Судьбы. Барнаул, 2001. С. 191–243.

В.С. Ревякин, А.В. Егорина

*Алтайский государственный университет, г. Барнаул
Восточно-Казахстанский государственный университет,
г. Усть-Каменогорск*

ОСОБЕННОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ В УСЛОВИЯХ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОРОГРАФИЧЕСКОГО БАРЬЕРА ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Исследования, посвященные анализу синоптических процессов над горными районами Казахской части Алтая и сопредельными с ним регионами, представлены работами М.Х. Байдала (1971), М.Х. Байдала и Д.Г. Ханжиной (1986), К.И. Поповой (1964), К.И. Поповой и О.Н. Курсановой (1962), «Климат Казахстана» (1959), но их число не так велико. Наиболее фундаментально эти вопросы рассмотрены М.Х. Байдалом (1964) для Казахстана, В.А. Бугаевым (1946) – для Средней Азии, В.В. Орловой (1962) – для Западной Сибири, А.П. Слядневым (1964) и К.И. Поповой (1962, 1986) – для Алтая.

Достаточно ценные сведения о закономерностях климата Казахской части Алтая содержатся в трудах М.В. Тронова (1946), П.И. Колоскова (1947), Е.Е. Федорова (1920), Л.А. Чубукова (1948), Ю.А. Ключникова (1961), Н.М. Алюшинской (1955), И.С. Соседова и Р.И. Гальперина (1963).

В данной статье изложены результаты анализа связей орографии и атмосферных процессов в условиях внутриконтинентального динамического барьера Алтая.

Роль подстилающей поверхности. Исследуемая территория занимает западную периферию Алтайско-Саянской горной страны, ограничиваясь 47° и 57° с.ш. и 81° и 87° в.д. Мощный внутриконтинентальный орографический барьер Алтая с абсолютными отметками до 4600 м расположился на границе планетарного ранга, разделяющей великие равнины Евразии и Высокую Азию. Рельеф этой границы в пределах Юго-Западного Алтая представлен преобладанием широтного простирания главных хребтов, очень сложным сочетанием тектонических межгорных впадин, продольных долин и системой орографических узлов, от которых веерообразно в западном направлении отходят хребты. Многие вершины Южного Алтая поднимаются выше снеговой границы. Это – области ледникового рельефа и центры современного оледенения.

В пределах Юго-Западного Алтая четко выделяются следующие орографические районы: Западный (Рудный) Алтай, Южный Алтай, Калбинский Алтай, Саур-Тарбагатай, между ними расположена обширная Зайсанская котловина.

Сложная плановая структура рельефа оказывает задерживающее и обостряющее влияние на развитие циркуляции атмосферы умеренного пояса (господство западно-восточного переноса). Перед обширнейшим орографическим барьером Высокой Азии происходит отклонение западного воздушного потока к северо-востоку, т.е. высотные потоки стремятся обтекать Высокую Азию (Погосян Х.П., 1947). В связи с этим над северными и северо-восточными регионами Алтая, Казахстана и юго-востоком Западной Сибири часто образуется дельта планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ), что приводит к усилению циклонической деятельности на западной периферии горной страны и на холодных фронтах возникают волновые и частные циклоны, а также сгущение траекторий барических образований. С волновыми циклическими возмущениями связаны осадки, облачная погода и сильные ветры. Перед «стеной» гор циклоны отклоняются к северо-востоку, антициклоны – к юго-востоку, вызывая усиление западно-восточного переноса воздушных течений. Чаще всего в конце лета и в начале осени между 49° и 52° с.ш. происходит быстрое нарастание осадков с приближением к горной стране, и особенно к центральным частям орографических узлов Алтая.

Взаимодействие форм рельефа с циркуляцией атмосферы приводит к резкому усилению орографического эффекта и образованию осадков. Так как скорости переноса влаги увеличиваются с высотой, то и количество осадков в горной стране на наветренных склонах увеличивается в том же направлении. Вертикальные градиенты атмосферных осадков близ орографических узлов в среднем за год достигают 100 мм иногда более на 100 м поднятия. К югу от Калбинского хребта и тектонической впадины р. Бухгармы резко уменьшаются скорости переноса воздушных масс, чаще наблюдаются потоки восточных румбов, с которыми связывается феновый эффект (разрыв облачности, понижение относительной влажности и уменьшение атмосферных осадков). Следовательно, барьерное влияние склонов заключается в усилении или ослаблении циклонической деятельности (эффекты «барьерного подножия» и «барьерной тени»).

Тектоническая впадина реки Бухтармы является резкой климатической границей в пределах Юго-Западного Алтая. Она совпадает с «большой климатической осью материка» А.И. Воейкова и соответствует среднему положению оси западного отрога сибирского максимума. К северу от этой линии осадков в пределах региона выпадает в 2–2,5 раза больше, чем к югу от нее, что сказывается и на характере ландшафтов (Егорина А.В., Попова К.И., 1989).

Региональные особенности атмосферных процессов. Циркуляция атмосферы является важнейшим климатообразующим фактором. Она определяет перенос воздушных масс, их трансформацию в результате взаимодействия с подстилающей поверхностью, а также процессы фронто-, цикло- и антициклогенеза. Каждый регион при этом имеет свое место в системе общей циркуляции атмосферы.

Климат Юго-Западного Алтая определяется глубоким внутриконтинентальным положением. По М.В. Тронову (1949), Алтай — арена схождения климатов: резко континентального монгольского, климата степей и пустынь Средней Азии, Казахстана и континентального Западно-Сибирского региона.

Установлено, что в развитии циркуляции атмосферы проявляются периоды относительно устойчивой (однородной) циркуляции, в течение которых барические образования сохраняют направление своего движения, а барические поля — свое географическое положение. Эти периоды получили название естественно-синоптических периодов (ЕСП), а циркуляционные процессы — элементарного циркуляционного механизма (ЭЦМ). Типизация этих периодов, степень их обобщения определяются размерами исследуемого региона и целевой установкой.

В наиболее обобщенном виде циркуляция атмосферы представлена в известных работах Г.Я. Вангенгейма (1961) и А.А. Гирса (1953). В зависимости от характера зонального потока и образующихся в нем меридиональных волн ими выделено три типа циркуляции: зональный (W) и два меридиональных (E — восточный и C — меридиональной циркуляции).

Вопросы региональной атмосферной циркуляции освещены в работах М.Х. Байдала (1964), В.А. Бугаева (1946), В.В. Орловой (1962), А.П. Сляднева (1964), К.И. Поповой (1962), К.И. Поповой и др. (1986).

В работах этих авторов показано, что система общей циркуляции атмосферы состоит из подсистем регионального ранга, вклю-

чающих в себя типы (системы) локального характера. Региональные типы циркуляции конкретизируют проявление глобальных, являясь их подсистемами в условиях конкретных физико-географических особенностей территории.

Исходя из этих закономерностей, циркуляция атмосферы в исследуемом регионе не может быть рассмотрена вне связи с циркуляционным режимом Алтая и циркуляцией атмосферы в Срединном секторе Евразии (60–120° в. д.). Данное положение обусловлено размерами барических образований (циклонов и антициклонов) и направленностью развития циркуляции атмосферы умеренного географического пояса как в пространстве (западно-восточный перенос), так и во времени (сезонная динамика процессов).

Над территориями, небольшими по сравнению со Срединным сектором, главная роль в формировании пространственно-временных циркуляционных и климатических различий принадлежит отдельным процессам синоптического масштаба. При обобщении этих процессов учитывается преобладание над территорией циклонического или антициклонического режима в период действия конкретного ЭЦМ. При таком подходе взаимосвязанные синоптические и макромасштабные процессы не исключают друг друга, а наоборот, позволяют полнее характеризовать циркуляционные механизмы, уточняя их характер над исследуемой территорией (Циркуляционные механизмы..., 1987).

Общая характеристика барико-циркуляционного режима. На исследуемый регион обычно смещаются циклоны арктического и полярного фронтов, а также антициклоны, сформированные в умеренном, арктическом и реже – тропическом воздухе.

Зимой вся территория Юго-Западного Алтая попадает под непосредственное воздействие западного отрога мощного азиатского антициклона (средняя мощность 1040 гПа). В многолетнем режиме он определяет погодно-климатические условия зимнего сезона в регионе: слабые и умеренные ветры, большую повторяемость штилей, инверсии температуры воздуха.

В условиях малооблачной погоды и высокого альbedo подстилающей поверхности происходит углубление антициклона за счет интенсивного выхолаживания нижнего слоя атмосферы. Повторяемость антициклонального типа погоды составляет 70%. В годовой сумме процент осадков холодного периода относительно низок. Но благодаря проникновению циклонов с юга и юго-запада, в южных частях Юго-Западного Алтая доля зимних осадков в общегодовой

сумме выше, чем в северных. Проникновению влаги во внутренние части гор препятствует барьерный эффект хребтов. Зимой он усиливается в связи с синоптическими условиями и барьерными влияниями. Доля зимних осадков уменьшается от 35–45% на южной периферии хребтов – до 15–20% в глубине гор (Соседов И.С., Гальперин Р.И, 1963).

Летом за счет большого притока суммарной радиации формируется термическая депрессия с центром над юго-западной Азией. Ее воздействия нередко распространяются через Среднюю Азию далеко на север, в пределы Алтая, в южные районы Западно-Сибирской низменности. Над югом Западной Сибири происходит обострение «иранской» ветви полярного фронта и смещение ее к северу, где активно взаимодействуют континентальные – умеренные и тропические воздушные массы. В сложившихся циркуляционных условиях активно развиваются процессы циклогенеза, с которыми связано увеличение повторяемости юго-западных (аральских, каспийских, реже – черноморских) циклонов над Северным Казахстаном и югом Западной Сибири. Летние антициклоны, в отличие от зимних, имеют незначительную мощность (1014–1018 гПа) и реже стационарируют. Над Алтаем и сопредельными районами формируются области размытого барического рельефа.

При формировании малоподвижного циклона над средним и нижним течением Енисея, когда ложбина циклона направлена на юго-запад, в предгорьях Алтая на холодных фронтах довольно часто возникает волновая деятельность, вплоть до образования частных циклонов.

Процессы волнообразования в предгорной зоне Средней Азии, Казахстана и Алтая больше активизируются при Е циркуляции, чем при других ее формах. Этому способствует внутриматериковый азиатский орографический барьер. Волнообразования в предгорьях Юго-Западного Алтая обычны в течение всего года, но особенно часто эти процессы наблюдаются с октября по март и существенно сказываются на климате обширных предгорий (Байдал М.Х., 1964).

Часто при волновой деятельности на предгорных равнинах и в горах за счет поступления новых порций холодного воздуха устанавливается сравнительно длительный период облачной и пасмурной погоды с перемежающимися интенсивными дождями и понижением температуры ото дня ко дню.

С интенсивным развитием волновой деятельности связаны мощные летние снегопады в ледниковой зоне Алтая, обусловлен-

ные смещением северо-западных циклонов и формированием высотного циклона над горной страной (Попова К.И., Курсанова О.Н., 1962; Попова К.И., 1964).

До 52° с. ш. преобладают полярно-фронтальные циклоны, которые обеспечивают в исследуемом регионе от 40 до 60% осадков по отдельным месяцам. В их теплые сектора выносятся сухой туранский тропический воздух. К северу от 52° резко увеличивается роль западных циклонов. Этим объясняется более контрастный по сравнению с Восточной Европой переход от степей к лесам в Западной Сибири и меньший уровень увлажнения в степях Западной Сибири, Западного Алтая и Казахстана.

В весенние месяцы (апрель–май) над Алтаем, Западной Сибирью и Казахстаном можно выделить три циркуляционные зоны (которые с небольшими изменениями границ сохраняются и в другие сезоны): *северную*, лежащую севернее 64° с.ш.; *среднюю*, между 56–64° с.ш., зону наибольшей циклонической деятельности Сибири с повторяемостью преимущественно западных циклонов; *южную*, к югу от 56° с. ш., в которой повторяемость юго-западных и южных циклонов нарастает от 42% в северной половине и до 70% – в южной (Попова К.И. и др., 1986; Попова К.И., Курсанова О.Н., 1962).

Процессы антициклогенеза в данный период получают наибольшее развитие в зоне степей и лесостепей. Максимальная их повторяемость отмечается в полосе 48–52° с.ш. Кроме того, пополнение этой области высокого давления происходит за счет арктических вторжений, которые часто образуются в тылу северо-западных, реже западных циклонов и смещаются через центральные районы Западно-Сибирской низменности. В этот период на высоко поднятых плато Алтая и Монголии в условиях отсутствия снежного покрова идет интенсивный прогрев воздушных масс, что является основной причиной разрушения восточной части азиатского антициклона.

Весной в связи с усилением антициклонической деятельности над Алтаем и Казахстаном наблюдается большая повторяемость антициклональных фенів в горах, повышение температуры воздуха и резкое снижение его относительной влажности (особенно в мае), что и является причиной развития майско-июньских засух, в частности над северными районами Казахстана и низкогорной частью Юго-Западного Алтая.

При развитии волновой деятельности в Предалтае мощность холодного воздуха первоначально не превышает 1,5–2,0 км, так как

уже на уровне поверхности 700 гПа над горами возникают юго-западные или западные потоки теплого воздуха. Такое расслоение атмосферы – необходимое условие волновой деятельности. Ее окончание связано со сменой юго-западных и западных течений на северо-западные или северные (Попова К.И. и др., 1986; Попова К.И., Курсанова О.Н., 1962).

Осенью увеличиваются контрасты между субтропическими, умеренными и полярными широтами. За счет большего эффективного излучения происходит выхолаживание поверхности. Увеличиваются горизонтальные градиенты давления воздуха, что ведет к усилению общего западно-восточного переноса, активизации циклонической деятельности на арктическом и полярном фронтах. С первым связано увеличение повторяемости циклонов над северной половиной Западно-Сибирской низменности, со вторым – над Казахстаном и Алтаем.

К октябрю зона наибольших контрастов в средней тропосфере смещается к югу и располагается между 48–52° с.ш., что приводит к росту скорости переноса воздушных масс и увеличению поступления влаги с Атлантики. Высоко поднятые склоны хребтов Юго-Западного Алтая омываются этими потоками, получая обильные атмосферные осадки (Попова К.И. и др., 1986). Максимум осадков отмечается в орографическом узле Рудного Алтая.

В осенний период наибольшую повторяемость имеют юго-западные барические образования. Роль западных циклонов в создании барического поля сезона значительно меньше, чем западных антициклонов. Циклоны полярного и старого арктического фронта имеют наибольшие глубины (1008–1017 гПа). Они смещаются со средней скоростью 960–1200 км в сутки.

Над южной половиной Западной Сибири, Казахстаном, Алтаем и Монголией общий уровень давления воздуха увеличивается за счет динамического и термического факторов, формируются подвижные антициклоны. Смещаясь на восток, они часто стационарируют над плато Алтая и Монголией, а также над равнинами, прилегающими к оз. Балхаш. Южнее 52° с.ш. в сентябре повторяемость антициклонов значительно (в 3–5 раз) превышает повторяемость циклонов. Формируется западный отрог азиатского антициклона.

Характеристика региональных типов циркуляции. Все разнообразие ЭЦМ над Алтаем и смежными с ним территориями объединяет восемь основных типов циркуляции (Ревакин В.С., 1981).

При их классификации учитывался основной поток воздушных масс в средней тропосфере за ЕСП по картам АТ-500 и характер приземного барического поля за те же ЕСП по сборно-кинематическим картам. Для контроля привлекались данные по температуре и осадкам. Типы циркуляции с выделенными подтипами, их повторяемость по сезонам года приводятся в таблице 1. Наименование типа циркуляции определяется названием господствующего переноса воздушных масс и барическим полем над Алтаем.

1. *Западный антициклонический тип* с тремя подтипами (А, Б, В) характеризуется западно-восточным переносом воздушных масс в средней тропосфере и антициклоническими полями над Алтаем и предгорными равнинами.

В подтипе А по Западно-Сибирской низменности смещаются циклоны, в подтипе Б – антициклогенез охватывает Западную Сибирь, в подтипе В – над Западной Сибирью развивается циклоническая деятельность в двух фронтальных зонах, усилен западный перенос воздушных масс и вынос влаги с Атлантики. При подтипе В осадки выпадают не только над Западно-Сибирской низменностью, но и в предгорьях Алтая; на западных склонах гор и в орографических узлах они могут быть значительными. В зимний период при подтипах А и Б на предгорных равнинах формируются умеренно (минус 2,5÷минус 12,4°С) и значительно (минус 12,5÷минус 22,4°) морозные погоды со снегопадами, а в котловинных формах – значительно и сильно (минус 22,5÷минус 32,4°) морозные погоды (рис. 1).

2. *Западный циклонический тип* с подтипами (А, Б) характеризуется развитием западного переноса в средней тропосфере и смещением у земли западных циклонов по югу Западной Сибири и северу Казахстана. Алтай при этом типе циркуляции всегда находится под воздействием циклонических полей.

В подтипе 2А циклоническая деятельность охватывает Алтай, Казахстан, большую часть Западно-Сибирской низменности. Повсеместно выпадают дожди, особенно обильные в горах, летом часты грозы. В подтипе 2Б к северу от Алтая смещаются антициклоны. В чистом виде западный тип циркуляции атмосферы бывает сравнительно редко. Обычно западный поток претерпевает возмущения, так что в толще тропосферы постепенно начинают развиваться стационарные волны большой амплитуды.

Повторяемость типов и подтипов циркуляции атмосферы (в числе случаев ЕСП и в %) по сезонам года в пределах Алтая и прилегающих территорий (1954–1978 гг.)

| Типы циркуляции атмосферы | Подтипы циркуляции атмосферы | Весна (IV-V) | | Лето (VI-VIII) | | Осень (IX-X) | | Теплый период (PV-X) | | Холодный период (XI-III) | | Год | |
|---------------------------|------------------------------|--------------|-----|----------------|-----|--------------|-----|----------------------|-----|--------------------------|-----|------|-----|
| | | ЕСП | % | ЕСП | % | ЕСП | % | ЕСП | % | ЕСП | % | ЕСП | % |
| I | A | 66 | 22 | 92 | 21 | 79 | 27 | 237 | 23 | 205 | 29 | 442 | 26 |
| | B | 4 | 2 | 15 | 3 | 14 | 5 | 33 | 3 | 20 | 3 | 53 | 3 |
| | B | 21 | 7 | 8 | 2 | 18 | 6 | 47 | 5 | 25 | 3 | 72 | 4 |
| II | A | 10 | 3 | 21 | 5 | 8 | 3 | 39 | 4 | 17 | 2 | 56 | 3 |
| | B | 10 | 3 | 21 | 5 | 2 | 1 | 33 | 3 | 7 | 1 | 40 | 2 |
| III | A | 30 | 10 | 23 | 5 | 17 | 6 | 70 | 7 | 43 | 6 | 103 | 6 |
| | B | 46 | 15 | 34 | 8 | 25 | 9 | 105 | 10 | 78 | 11 | 183 | 10 |
| IV | | 16 | 5 | 33 | 7 | 10 | 3 | 59 | 6 | 8 | 1 | 67 | 4 |
| V | A | 55 | 18 | 81 | 18 | 75 | 25 | 211 | 20 | 194 | 27 | 405 | 24 |
| | B | 3 | 1 | 7 | 2 | 4 | 2 | 14 | 1 | 18 | 2 | 32 | 2 |
| VI | | 34 | 11 | 79 | 18 | 31 | 10 | 144 | 14 | 47 | 7 | 191 | 11 |
| VII | | 5 | 2 | 2 | 0 | 5 | 2 | 12 | 1 | 49 | 7 | 61 | 3 |
| VIII | | 2 | 1 | 27 | 6 | 4 | 1 | 33 | 3 | 10 | 1 | 43 | 2 |
| ИТОГО: | | 302 | 100 | 443 | 100 | 292 | 100 | 1037 | 100 | 721 | 100 | 1758 | 100 |

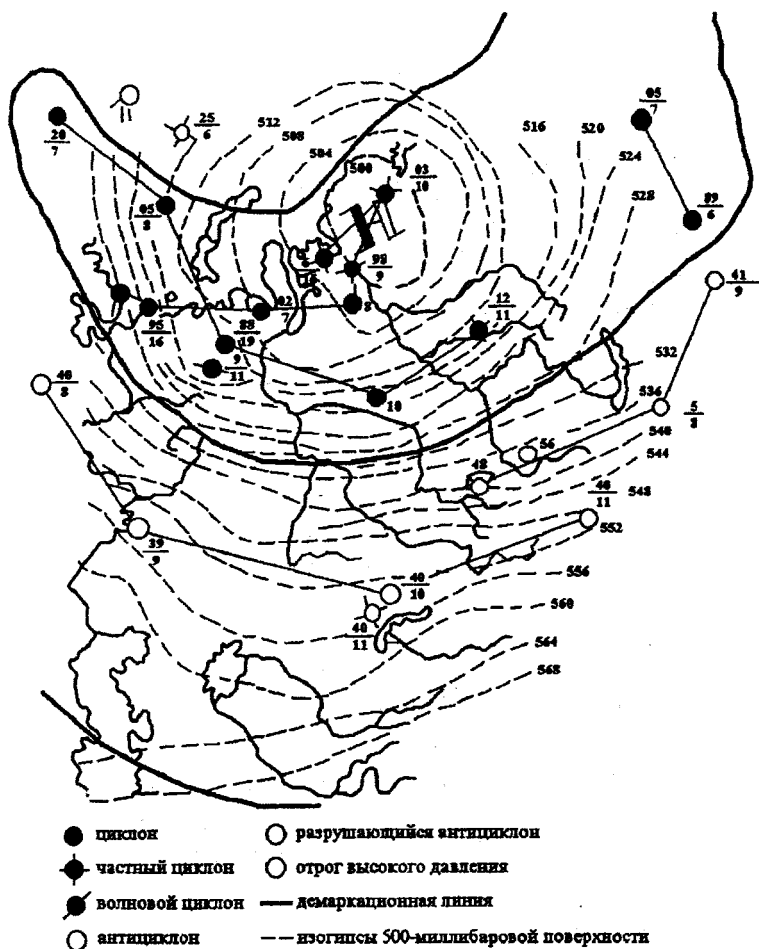


Рис. 1. Западный антициклонический процесс над Алтаем, I-A (ЕСП 6–11 ноября 1968 г.)

Ослабление интенсивности зональной циркуляции и усиление межширотного обмена приводят к возникновению процессов типа E и C – по классификации Г.Я. Вангенгейма (1961). Эти процессы сопровождаются повышенной активностью арктического фронта. При типе E в средней тропосфере над большей частью Западной

Сибири расположена высотная ложбина, а над Европой – гребень, которые обуславливают северо-западные потоки над Западной Сибирью, Казахстаном и Алтаем.

3. *Северо-западный антициклонический тип* и его подтипы (А, Б) включают все процессы, когда над Западной Сибирью и востоком Казахстана в средней тропосфере (по АТ-500) осуществляется северо-западный поток, а над Алтаем и прилегающими предгорьями на приземных картах – антициклоны. В подтипе 3А антициклогенез охватывает территории к северу и западу от Алтая, в подтипе 3Б – к востоку или северо-востоку от Алтая расположены области пониженного давления. В первом случае на всей территории сухо и сравнительно холодно, во втором – над Алтаем в его восточных районах бывает облачно, небольшие осадки, усиление ветра (рис. 2).

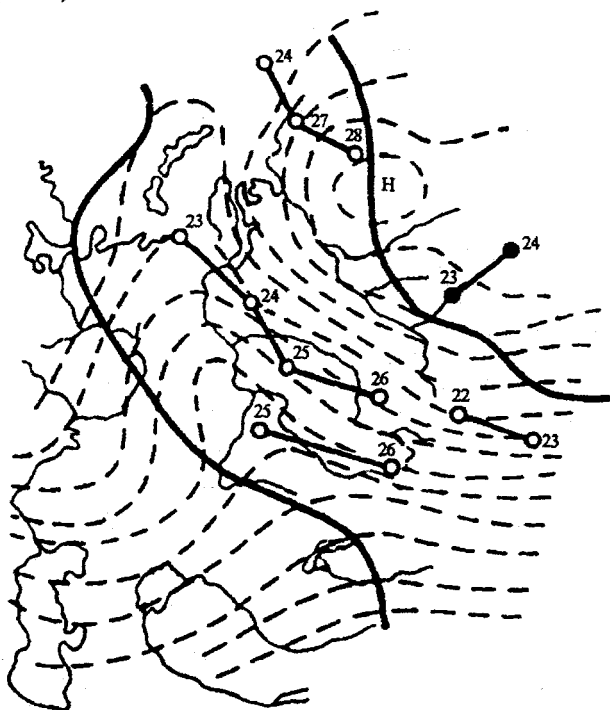


Рис. 2. Северо-западный антициклонический процесс, подтип III-A (23–28 февраля 1955 г.)

4. *Северо-западный циклонический тип* – это летне-весенний тип циркуляции. По Западной Сибири с северо-запада смещаются циклоны. В их тыл поступают порции арктического или прежнего арктического воздуха. Летом прохладная дождливая погода. В горах при прохождении холодного фронта выше границы леса обычно выпадает снег. Если траектория циклона проходит через горную страну, а циклон над нею углубляется, то в ледниковой зоне наблюдаются мощные снегопады, которые в летнее время на несколько дней прекращают абляцию ледников. Если снегопад такой мощности отмечается в конце августа или первых числах сентября, то он фиксирует конец абляционного (август 1957, 1967 гг.) периода (Попова К.И., 1964).

Юго-западные процессы над Алтаем связаны с развитием меридиональной формы циркуляции типа С. В это время Алтай и юго-восток Западной Сибири находятся под западной частью высотного гребня, обуславливающего вынос тепла на эти территории.

5. *Юго-западный антициклонический тип* с подтипами (А, Б) объединяет процессы, при которых в средней тропосфере отмечается юго-западный перенос, а над Алтаем и прилегающими предгорными равнинами смещаются или стационарируют антициклоны (рис. 3). Этот тип циркуляции занимает второе место по повторяемости ЭЦМ в годовом выводе. Подтип VA характеризуется наличием циклонических полей над центром Казахстана и юго-востоком Западно-Сибирской низменности. В этом случае высотное поле имеет вид глубокой ложбины, ось которой проходит через Урал или Ямал на Каспий или Аральское море. Алтай находится под восточной частью ложбины.

В подтипе VB Алтай, Казахстан и юг Западной Сибири охвачены антициклоническими полями. На картах АТ-500 над Европой часто располагается пологая ложбина, а над Западной Сибирью – пологий гребень, ось которого направлена из районов Алтая на море Лаптевых. Этот тип обуславливает адвекцию тепла с юга и юго-запада. Летом наблюдается жаркая, умеренно засушливая, облачная погода (при VA); реже суховейно-засушливая, с относительной влажностью менее 40% (при VB).

6. *Юго-западный циклонический тип* охватывает все ЭЦМ, при которых осуществляется выход юго-западных циклонов из районов Каспия, Арала, Черного моря на юго-восток Западной Сибири и Алтая.



Рис. 3. Юго-западный антициклонический процесс, подтип V-A (23–28 февраля 1956 г.)

В средней тропосфере располагается ложбина, ось ее проходит обычно с низовьев Оби на юго-западные районы Западной Сибири. Весной, летом, осенью с этим типом циркуляции часто формируется пасмурная с дождем, иногда с грозой погода. Летом 1955, 1974, 1981, 1991 годов наблюдался именно этот тип циркуляции, но с ним практически не было осадков, так как на полярном фронте взаимодействовали очень сухие континентальные воздушные массы умеренного и тропического воздуха. Сравнительно часто формируется погода среднеазиатской термической депрессии – жаркая, тихая, ясная, при низком давлении атмосферы.

7. *Ультраполярные вторжения* – это проявление меридиональной циркуляции типа Е. Арктический воздух с Карского моря и районов Таймыра в виде антициклонов и антициклонических ядер в тылу северо-западных циклонов проникает до Казахстана и Алтая. Высотная карта в этих случаях характеризуется резко выраженной меридиональностью изогипс. Над северными морями рас-

полагается гребень, над Якутией обычно формируется высотный циклон, ложбина которого направлена на районы среднего течения р. Иртыш. Над югом Западной Сибири и Казахстаном иногда располагается «лежащая» ложбина, ось ее идет с востока на запад (Байдал М.Х., 1964). Над Западной Сибирью, севером Средней Сибири господствуют северные и северо-восточные потоки. При этом на АТ-500 над Алтаем могут быть и северо-западные и даже западные потоки. Долины горной страны постоянно «заливает» арктический воздух, вытесняя умеренный вверх. Поэтому перед резким похолоданием в горах, особенно в ледниковой зоне, могут выпадать дожди, переходящие в снегопады (рис. 4).

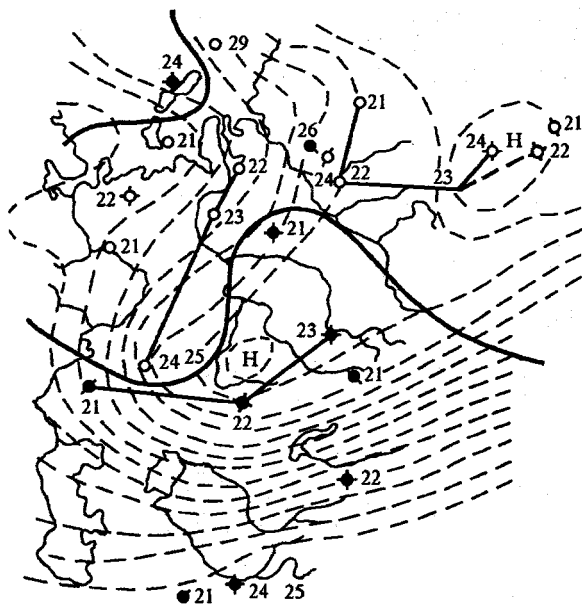


Рис. 4. Ультраполярное вторжение. Тип VIII (21–25 января 1969 г.)

8. *Стационарирование циклонов* – образование малоподвижного циклона тесно связано с развитием высотного термобарического поля, известного под названием «омега». Циклон является высоким барическим образованием, время его существования определяется продолжительностью ЕСП. Малоподвижный циклон чаще всего

образуется в правой ложбине «омеги», для его возникновения необходима изоляция холодного воздуха над Алтаем или юго-восточными районами Западно-Сибирской низменности. Стационарирование циклона при таких процессах обеспечивается тем, что к моменту его образования ПВФЗ, с которой связан арктический фронт, располагается вне циклона. С этим типом процесса отмечаются интенсивные летние снегопады в ледниковой зоне, в предгорных районах могут быть погоды с грозой. Грозы объясняются прохождением вторичных холодных фронтов. Стационарирование циклона над востоком Казахстана, юго-востоком Западной Сибири может длиться до двух недель. Обычно наблюдаются облачные или пасмурные погоды с грозами и ливневыми осадками, которые выпадают в основном за счет развития конвекции в местной умеренной воздушной массе. Стационарирование циклона приводит к формированию отрицательных аномалий температуры в летний период (рис. 5).

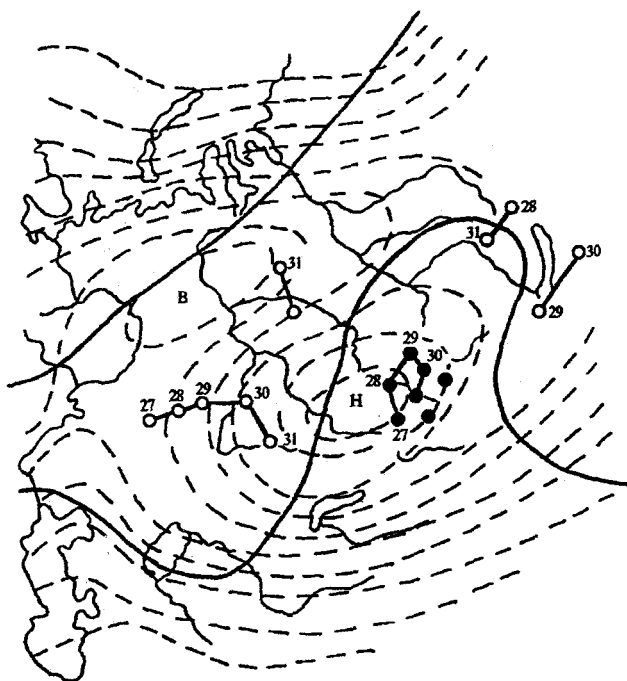


Рис. 5. Стационарирование циклона. Тип VII
(27 декабря 1955—1 января 1956 г.)

Выделенные восемь типов циркуляции не могут полностью отразить всего многообразия синоптических процессов над Алтаем, а календари типов – объяснить всех проявлений погоды. Последняя определяется гидротермическим комплексом геосистемы и развитием его в конкретных условиях типа циркуляции и рельефа. При классификации ЭЦМ прослеживалось развитие синоптических процессов, учитывалась структура высотного барического поля над всей Западной Сибирью, Казахстаном и Алтаем. Для контроля привлекались данные по температуре и осадкам.

Анализ 1758 ЭЦМ, рассмотренных за 25-летний период, показал следующее: на весенние месяцы приходится 302 ЭЦМ, что составляет 17,2% от их общей повторяемости. Соответственно, на летние месяцы 443 ЭЦМ, или 25,2%; на осенние – 292, или 16,6; на холодный период – 721 ЭЦМ, или 41,0% (см. табл. 1).

Сезонная ритмика барико-циркуляционного режима. В природных условиях влагооборот и циркуляция атмосферы, являясь функциями геосистем, выступают и действуют неразрывно.

Между влагооборотом и энергетикой природного комплекса существует тесная зависимость. По данным М.И. Будыко и О.А. Дроздова, приток тепла в результате влагооборота, в частности в предгорьях Алтая, в среднем составляет 838 МДж/м^2 год, что сравнимо с турбулентным потоком тепла от подстилающей поверхности к атмосфере (Атлас..., 1963). Сток в любом природном комплексе является фактором денудации и аккумуляции, почвообразования и водного питания растений. Он является и основным водным ресурсом, который можно перераспределить и тем самым обеспечить преобразование ландшафтов с целью оптимизации природной среды. Итак, циркуляция атмосферы и влагооборот обуславливают конкретный ход погодно-климатических условий как в сезонном цикле, так и от года к году.

Циркуляционные процессы холодного периода развиваются при отрицательном радиационном балансе подстилающей поверхности. Воздушные массы, охлаждаясь от поверхности, имеют преимущественно устойчивую стратификацию. Осадки выпадают в твердом виде, различие ландшафтов нивелируется, так как деятельной поверхностью становится устойчивый снежный покров с альбедо 60–80%.

Процессы антициклогенеза, как правило, усиливаются на поднятых плато и в котловинных формах рельефа. Средняя мощ-

ность зимних антициклонов составляет 1040, а максимальная – 1070–1075 гПа. Зимой одновременно развивается циклоническая деятельность на арктических фронтах, реже – на полярном. Средние глубины циклонов составляют 1005–1010, а максимальные – 970 гПа.

За холодный период (ноябрь–март) с 1954 по 1978 г. отмечено 721 ЕСП. Из них на циклонические процессы приходится 12%, на антициклонические – 88%. Западный антициклонический составляет 35%, юго-западный – 29% и северо-западный – 10% от общей повторяемости ЕСП (см. табл. 1). На западные циклонические и антициклонические процессы приходится 38%, на юго-западные – 36%, т.е. общий западный и юго-западный потоки над Алтаем имеют одинаковые значения.

Центры циклонов через систему Алтая проходят очень редко: мала повторяемость циклонических типов циркуляции, при этом юго-западные циклоны выходят в два раза чаще, чем западные, стационарирование циклона также редкое явление. С выходом циклонических образований связываются обильные осадки над регионом. Умеренные и слабые осадки обычно выпадают при развитии подтипов IA, VA, когда восточная часть исследуемой территории находится под воздействием антициклонических полей, а через центральные районы Западной Сибири с запада или центральные районы Казахстана с юго-запада смещаются циклоны. Фронтальные разделы последних обостряются перед орографическим барьером Алтая.

Третье место по повторяемости занимают северо-западные процессы – 18%. Ультраполярные вторжения имеют наибольшую повторяемость в центральные месяцы зимы – 9%, в марте их еще 5%, а в ноябре только 3% – это значит, что азиатский антициклон формируется за счет западных и северо-западных антициклонов. Ультраполярные вторжения для территории Алтая в холодный период не характерны. Они составляют 7% и наиболее часто наблюдаются в декабре и феврале: 12 раз за 25-летний период. Этот тип циркуляции определяет жестоко морозные типы погоды не только в декабре–феврале, но и в ноябре. Например, в ноябре 1987 г. температура воздуха опускалась до -51°C , а в самую холодную зиму 1967/68 г. такие типы погоды преобладали.

Антициклоны с юго-запада в пределы Монголии выходят сравнительно редко. Подтип VA формируется чаще всего в резуль-

тате смещения западных антициклонов через центральные районы Казахстана и последующим их стационарированием над плато Центральной Азии. По их западной и северо-западной периферии в пределы Юго-Западного Алтая и юго-востока Западной Сибири выходят аральские и каспийские циклоны. Высотное поле над территорией Центрального Казахстана и Юго-Западным Алтаем в этом случае характеризуется меридиональностью. На холодных фронтах перед Алтаем возникает волновая деятельность. С ней обычно связываются значительные осадки в предгорьях и на наветренных склонах (Попова К.И., 1964; Попова К.И., Курсанова О.Н., 1962; Попова К.И. и др., 1986).

Решающую роль в формировании погодно-климатических условий играют циркуляционные процессы в холодный период. Зима на исследуемой территории обычно умеренно холодная, продолжительная, безветренная, значительно снежная – в Рудном и умеренно снежная – в Южном Алтае, малоснежная – в Зайсанской котловине. На высотах 600–1600 м инверсии температуры за счет нисходящих токов в антициклонах и феновые явления обусловили прослойку более теплого воздуха (в январе минус 12 – минус 14°). В предгорьях температура воздуха в январе составляет –17–20°С. Зимой в регионе преобладают облака верхнего и среднего яруса (при подтипах циркуляции IA, VA), а число часов солнечного сияния значительно больше, чем на тех же широтах европейской части России.

Циркуляция атмосферы теплого периода (апрель–октябрь) имеет свои характерные особенности. Радиационный баланс подстилающей поверхности положителен, континент прогрев, формируется общий пониженный фон атмосферного давления. Циркуляция атмосферы над Алтаем и прилегающими к нему территориями характеризуется усилением процессов турбулентности, что вызвано различным прогревом неоднородных ландшафтов в условиях западного переноса воздушных масс, открытостью исследуемого района к западу, северу и юго-западу и расположением его на границе великих равнин Сибири и Казахстана с Высокой Азией. Турбулентность проявляется в возникновении кратковременных и небольших по площади циклонических вихрей, обуславливающих пятнистость распределения по территории интенсивных ливней. Свободный воздухообмен с севером, югом и западом объясняет большую повторяемость циклонических образований во внутриконтинентальных условиях и увеличение доли осадков при движе-

нии с запада на восток, значительное увлажнение горной страны, в особенности ее западной, северо-западной и северной периферии.

Анализ из 1037 ЕСП теплого периода выявил, что на циклонические типы циркуляции приходится 30, на антициклонические – 70%. Увеличение повторяемости циклонических типов циркуляции практически в одинаковой степени шло за счет западных, юго-западных процессов, стационарирование циклонов (повторяемость в процентах увеличилась в 2–2,5 раза). Особо надо отметить увеличение в шесть раз повторяемости северо-западных циклонических типов – это объясняется изменением муссонного (термического) фактора в пределах материк – Ледовитый океан. Для смещения северо-западных циклонов на исследуемую территорию необходим заток более холодного воздуха в тыл циклона, чем тот, который находится перед циклоном (см. табл. 1).

Летние циклоны менее глубокие, чем зимние, но они могут давать большее количество осадков за счет увеличения содержания влаги в воздухе и уменьшения скорости движения. Кроме того, вторичные холодные фронты практически упорядочивают термическую конвекцию, способствуют выпадению ливневых осадков (Попова К.И. и др., 1986; Попова К.И., 1962, 1964).

В весенний период повторяемость западных процессов 37%, северо-западных – 30, юго-западных – 30, на ультраполярные приходится 2 и стационарирование циклона – 1%. При этом повторяемость циклонических типов западных и северо-западных равна повторяемости юго-западных. Следует отметить увеличение повторяемости северо-западных процессов как циклонических, так и антициклонических, что указывает на усиление меридиональной составляющей циркуляции в этот период по сравнению с другими сезонами, хотя основная циклоничность весной в Западной Сибири и северной части Казахстана создается западными циклонами. Следовательно, западно-восточный перенос воздушных масс в указанных районах устойчив даже при усилении меридиональной циркуляции атмосферы. Увеличение абсолютной влажности воздушных масс и повторяемости циклонов приводит к значительному увеличению осадков в весенние месяцы по сравнению с зимними. На большей части исследуемой территории осадки от марта к апрелю и от апреля к маю возрастают примерно на 30%.

Антициклонические типы циркуляции над Алтаем весной составляют 77% от общей повторяемости ЕСП, чем обуславливается

большая континентальность климата и весенне-летние засухи. Из них 31% приходится на западные, 25% – на северо-западные, с ними связываются поздние весенние заморозки. Юго-западные составляют 19% повторяемости, вынос в них континентального тропического воздуха обуславливает весенние максимумы температуры до 30 °С. Циклонические типы циркуляции составляют 23%, при этом значительно возросла роль юго-западных и северо-западных циклонических процессов (см. табл. 1). Весна обычно солнечная, со слабыми ветрами, теплая и умеренно влажная во второй половине, но почти каждая третья – засушливая. Заморозки по всей территории Юго-Западного Алтая кончаются к середине мая.

Осенью резко обостряются температурные контрасты между воздушными массами арктического бассейна и умеренных широт. На предгорных равнинах Рудного и Южного Алтая температура сентября составляет 10–13°, в октябре – 1,5–5,0 °С. Снижение температуры сопровождается повышением относительной влажности воздуха: в сентябре она составляет 63–72% на предгорных равнинах, 45–56% – в Зайсанской котловине, 66% – в высокогорных котловинах. В октябре соответственно – 70–78, 56–62 и в Орловской котловине – 70%. Лишь на склонах гор, где отмечаются благоприятные условия для развития антициклонального фена, относительная влажность ниже летней (ст. Катон-Карагай). Повышение относительной влажности ведет к снижению нижней границы облаков. Осенью влагосодержание над исследуемым районом колеблется в основном в пределах 9–15 кг/м², усиливается западно-восточный перенос в умеренных широтах и циклоническая деятельность, особенно в октябре.

Антициклоны смещаются в основном в широтной зоне 48–56° с.ш., их мощность достигает 1025–1035 гПа, циклоны же наиболее часто смещаются в широтной полосе 56–64° с.ш. Их глубины увеличиваются от сентября к октябрю, соответственно от 1002–1007 до 1002–995 гПа. Антициклонические типы составляют 82% ЕСП, при этом на западные процессы приходится 38%, на юго-западные – 27% и на северо-западные антициклонические – 15%, ультраполярные вторжения – 2% ЕСП.

Структура барического поля осенью существенно отличается от весенней: весной преобладают западные (31%) и северо-западные (25%) антициклонические типы циркуляции, осенью – западные (38%) и юго-западные (27%). Повторяемость антицикло-

нических типов осенью на 5% больше, чем весной, в основном за счет юго-западных и западных процессов. Повторяемость северо-западных процессов на 10% меньше, чем в весенний период. На циклонические типы циркуляции осенью приходится 18%, из них 10% – на юго-западные, 4% – на западные, 3% – на северо-западные, и лишь 1% повторяемости приходится на стационарирование циклона.

Несмотря на уменьшенную повторяемость циклонических процессов по сравнению с весной, осадки осени и предзимья, особенно в Рудном Алтае, значительно больше. Весною под 50° с.ш. ослаблен перенос воздушных масс в средней тропосфере, так как здесь располагаются центры стационарирующих антициклонов, изогипсы над этой территорией на картах АТ-500 проходят редко. А осенью зона наибольших контрастов располагается как раз под 50-й параллелью, к западной окраине Алтая выносятся большие массы влаги с Атлантики не только в октябре, но и в ноябре. Ее конденсация осуществляется на наветренных западных, северо- и юго-западных склонах, а также в предгорьях за счет предвосхождения.

В летние месяцы радиационный баланс подстилающей поверхности достигает максимальных значений, идет интенсивный прогрев воздушных масс, абсолютная влажность воздуха достигает 9–12 г/м³, влагосодержание в атмосфере в июле составляет 18–27 кг/м². Нарастает неустойчивость воздушных масс. Циклоническая деятельность развертывается как на арктическом, так и полярном фронтах на более низком общем фоне давления. В июле глубины циклонов составляют 998–1000 гПа, скорости смещения уменьшаются до 850–950 км/сутки. Это способствует продолжительности циклонической погоды и увеличению атмосферных осадков. Циклоны, связанные с типами VA и VI, являются, как правило, полярно-фронтальными, на них приходится 36% осадков.

Юго-западные процессы обуславливают адвекцию тепла, но они не ведут к адвекции влаги, так как абсолютная влажность воздуха к югу и юго-западу от исследуемого района уменьшается (Орлова В.В., 1962). При выходе юго-западного циклона на исследуемую территорию редко наблюдаются обильные осадки (более 20 мм в сутки). Но так как юго-западные процессы являются преобладающими, то на них приходится от 30 до 60% выпадающих осадков по отдельным станциям. Обильные осадки в горах выпадают в том случае, когда юго-западные циклоны стационарируют в пределах

юго-востока Западной Сибири и в его систему вовлекается смещающийся с севера фронт. В широтном поясе исследуемого региона (48–52° с. ш.) юго-западные циклоны составляют две трети от общей повторяемости. В их теплых секторах выносятся очень сухой туранский тропический воздух. Для выпадения значительных осадков необходимы очень большие контрасты температур в планетарно-высотной фронтальной зоне (ПВФЗ).

Западный и северо-западный циклонические типы имеют одинаковую повторяемость от общей ЕСП, составляя 16%. Для этих условий характерным является стационарирование циклона (6% повторяемости ЕСП). Его значение велико в формировании повышенного увлажнения, с этим типом связывают длительные периоды осадков и грозовой деятельности, часто с ливнями и градом (Егорина А.В., 1990; Попова К.И., 1964; Попова К.И. и др., 1986).

Процессы антициклогенеза над прогретым материком ослаблены. Антициклоны смещаются реже, и их мощности уменьшаются. Так, средняя мощность юго-западных антициклонов в широтном поясе исследуемой территории (48–52° с.ш.) колеблется от 1010–1018 гПа, западных – 1015–1019 гПа.

Итак, структура барического поля летом над Алтаем характеризуется преобладанием юго-западных типов циркуляции, они составляют 38%, западные – 34%, северо-западные – 21% от общего количества ЭЦМ. На антициклонические типы циркуляции приходится 60%, на циклонические – 40%.

Лето, как правило, теплое, на юге жаркое, ясное, число часов солнечного сияния составляет от 2000 до 3000, преобладают облака верхнего и среднего ярусов, ландшафты продуваются слабо, господствуют слабые ветры. Количество осадков возрастает с юга на север и с запада на восток.

Разнообразие региональных циркуляционных процессов обусловлено положением Алтая на границе двух естественно-синоптических секторов: первого – атлантико-европейского (до 120° в.д.) и второго – азиатского. Циркуляционные механизмы, каждый из которых формирует в конкретных физико-географических условиях определенные типы погоды, обусловили разнообразие погодно-климатических режимов исследуемого региона, что нашло наглядное отражение в сложной структуре его ландшафтов.

Нормальная ритмичность циркуляционных механизмов нарушается в периоды солнечной активности. Циркуляция региона является подсистемой общей циркуляции, которая и «диктует» на-

правленность развития своих подсистем, сама испытывая планетарно-космические воздействия.

Выводы. Развитие процессов атмосферной циркуляции происходит на фоне очень сложных орографических условий внутриконтинентального горного барьера в виде Алтае-Саянской области.

Внутриматериковый барьер оказывает влияние на планетарные и синоптические системы циркуляции.

В поясе умеренных широт внутриконтинентальные климатические воздействия чрезвычайно разнообразны. Прежде всего велико значение переноса воздушных масс с западной составляющей и прохождение циклонов и запада, особенно в зимний период, что вызывает значительные барьерные явления, различные в условиях секторов этого пояса.

Четким климатическим разделом в пределах Юго-Западного Алтая является «большая ось материка» А.И. Воейкова, которая соответствует среднему положению оси западного отрога сибирского максимума.

Горы деформируют, изменяют или тормозят движение воздушных масс с юго-запада, запада и севера, что благоприятно для усиления ядер высокого давления (Климат Казахстана, 1959).

Значительные высоты хребтов, обширность горных пространств, резко пересеченный рельеф способствуют трансформации поступающих воздушных масс, создают условия для оледенения горной страны, что указывает на взаимодействие экспозиционных факторов под влиянием барьерного и кулисного эффектов (Ревякин В.С., 1981).

В континентальном секторе зимой в связи с развитием области высокого давления (западный отрог сибирского антициклона) усиливается депрессионно-барьерный эффект. Особенно он заметен в крупных понижениях и межгорных котловинах (Зайсанская, Маркакольская, Орловская, Чуйская, Курайская и др.). Там формируются «застойные» явления, резкая континентальность и засушливость ландшафтов. Весной и летом при прохождении циклонов над горными хребтами создаются эффекты: предвосхождения, склоновые, барьерной тени, развивается специфическая местная циркуляция (горно-долинные, склоновые ветры, фены).

Литература

Алюшинская Н.А. Вертикальная зональность и распределение стока на территории Алтая // Уч. зап-ки ЛГУ. Сер. Геогр. 1955. Вып. 46, №199.

Атлас теплового баланса земного шара / Под ред. М.И. Будыко. М., 1963.

Байдал М.Х. Долгосрочные прогнозы и колебания климата Казахстана. Л., 1964. Ч. I-II.

Байдал М.Х. Колебания климата Кустанайской области в XX столетии. Л., 1971.

Байдал М.Х., Ханжисина Д.Г. Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. М., 1986. 98 с.

Бугаев В.А. Климат Средней Азии и Казахстана. Ташкент, 1946.

Вангенгейм Г.Я. О степени однородности атмосферной циркуляции различных частей северного полушария при основных формах E, W, C // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 240.

Гирс А.А. Особенности планетарной высотной фронтальной зоны, свойственные основным формам циркуляции // Метеорология и гидрология. 1953. №4.

Егорина А.В. Пространственно-временная изменчивость гидро-термических показателей в природных комплексах Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1990. 17 с.

Егорина А.В., Попова К.И. Структура годового цикла осадков по эпохам циркуляции в пределах Юго-Западного Алтая // Проблемы горного природопользования. Барнаул, 1989. Ч. 1. С. 108-110.

Климат Казахстана / Под ред. А.С. Утешева. Л., 1959. 367 с.

Ключников Ю.И. Комплексная характеристика ряда пунктов Восточного Казахстана // Вопросы географии Казахстана. 1961. Вып. 8.

Колосков П.И. Агроклиматическое районирование Казахстана. М., 1947. Т. 1.

Орлова В.В. Климат СССР. Вып. 4: Западная Сибирь. Л., 1962.

Погосян Х.П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы // Тр ЦНП. 1947. Вып. 1(25).

Попова К.И. Краткая характеристика связей осадков с циркуляционным режимом за теплый период над юго-восточной частью Западно-Сибирской низменности // Вопросы географии Сибири. Томск, 1962. Вып. 4. С. 136-148.

Попова К.И. К вопросу о циркуляции атмосферы над Западной Сибирью в летний сезон // Труды ГГО. Л., 1964. Вып. 164.

Попова К.И. Некоторые особенности метеорологического режима абляционных периодов 1957-1959 гг. на ледниках Актру Центрального Алтая // Гляциология Алтая. Томск, 1964. Вып. 3. С. 65-77.

Попова К.И., Курсанова О.Н. Волновая деятельность на холодных фронтах над Алтаем в теплый период // Гляциология Алтая. Томск, 1962. Вып. 2.

Попова К.И., Лупина Н.Х., Панженская Е.И., Егорина А.В. Барико-циркуляционный режим атмосферы над Алтаем и сопредельными

территориями в теплый период. Гляциология Сибири. Томск, 1986. №3 (18). С. 12–59.

Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л., 1981. 288 с.

Сляднев А.П. Природно-климатическое районирование Западной Сибири // Труды ГГО. 1964. Вып. 162.

Соседов И.С., Гальперин Р.И. Годовое количество осадков на территории Восточного Казахстана // Вопросы гидрологии Казахстана. Алма-Ата, 1963.

Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.

Федоров Е.Е. Влияние солнечных пятен на температуру и давление воздуха // Изв. ГГО. 1920. №3.

Циркуляционные механизмы современных колебаний климата / Под ред. К.В. Кувшинова. М., 1987.

Чубуков Л.А. Комплексно-динамико-климатологический анализ // Проблемы физической географии. М., 1948. Т. XIII.

Ю.И. Винокуров, И.В. Жерелина, Б.А. Красноярова
Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

ОБЬ-ИРТЫШСКАЯ БАССЕЙНОВАЯ СИСТЕМА: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ

Обь-Иртышский бассейн расположен в центре Евразии и простирается от горных хребтов Южного Алтая и Кузнецкого Алатау на юге до Карского моря на севере и от водораздельных хребтов Урала на западе до водораздела притоков Оби и Енисея на востоке. Площадь бассейна, включая бессточные области, составляет 4,8 млн км², или 12% территории страны.

Обширность территории бассейна предопределила сложность его природной, административной и социально-экономической дифференциации. Основная часть бассейна расположена в пределах Западно-Сибирской равнины, крайнюю юго-восточную часть занимают горы Алтая. На территории равнины ярко выражено зональное распределение ландшафтов, в горах – вертикальная поясность, при этом вклад каждого природного комплекса в формирование водного стока различен. В лесной зоне формируется 57,9% годового объема стока бассейна, на горные районы Алтая и Саян приходится 16,7% стока, а на зону тундры – 13,3%. Наименьшие объемы водных ресурсов формируются в лесостепной и степной зонах – 12,1% (табл. 1).

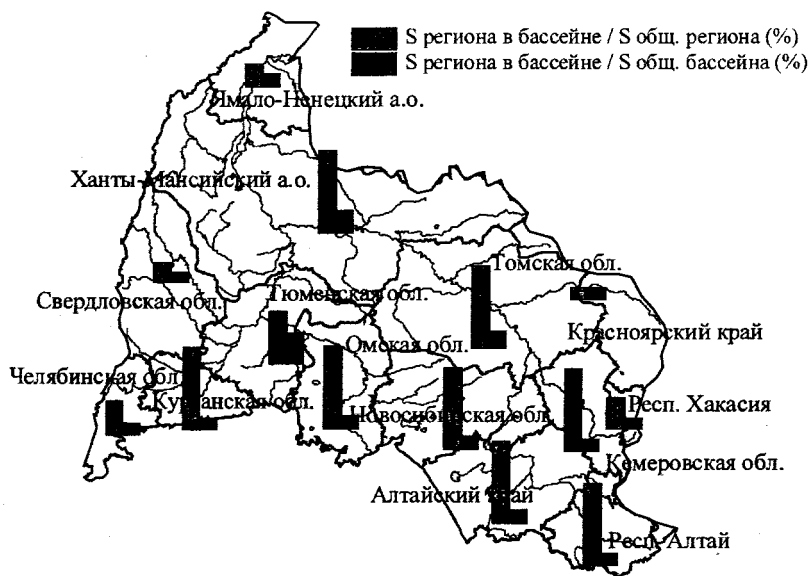
Таблица 1

Средняя годовая величина речных ресурсов и удельная водообеспеченность по природным зонам
Обь-Иртышского бассейна (Савкин В.М., 1996)

| Природная зона | Площадь, тыс. км ² | Местный сток, км ³ /год | Транзитный сток, км ³ /год | Общие водные ресурсы, км ³ /год | Водообеспеченность на км ² площади, тыс. м ³ /год | |
|-----------------------|-------------------------------|------------------------------------|---------------------------------------|--|---|---------------|
| | | | | | местные ресурсы | общие ресурсы |
| Горные районы | 221,1 | 66,8 | 7,8 | 74,6 | 301,0 | 337,1 |
| Степная и лесостепная | 1112,8 | 48,3 | 74,6 | 112,9 | 43,4 | 110,4 |
| Лесная | 1469,6 | 232,0 | 122,9 | 354,9 | 157,8 | 241,4 |
| Тундра | 199,6 | 53,1 | 354,9 | 408,0 | 271,0 | 2078,0 |

В границах Обь-Иртышского бассейна расположены территории трех государств: России, Казахстана и Китая, при этом Россия занимает 70% территории бассейна, располагаясь в его нижней и средней частях. В пределах Российской Федерации бассейн объединяет 14 административно-территориальных образований, полностью или частично расположенных на его территории (рис. 1). Уровень социально-экономического развития регионов бассейна неоднороден. Наиболее развита в хозяйственном отношении южная и юго-восточная части бассейна, где расположены Кемеровская, Свердловская, Тюменская и Челябинская области, характеризующиеся высоким уровнем индустриального развития, а также наиболее высокоразвитые аграрные регионы Сибири: Алтайский край, Омская, Новосибирская и Курганская области (Социально-экономическое..., 1999). В то же время Республика Алтай является экономически отсталым регионом, а Алтайский край и Курганская область – депрессивными (Бандман М.К. и др. 1996).

Обь-Иртышский бассейн в целом богат водными ресурсами, среднемноголетний сток которых оценивается в 408 км³. Однако, несмотря на суммарное изобилие водных ресурсов по территории бассейна, они распределены крайне неравномерно. Более 68% стока приходится на малообжитые и малопригодные для сельскохозяйственного освоения территории среднего и нижнего течения Оби, в то время как аграрные и индустриально развитые регионы южной части бассейна испытывают недостаток в водных ресурсах.



| № п/п | Страна, субъект РФ | Общая площадь тыс. км ² | Площадь в пределах бассейна, тыс. км ² | % от площади региона | % от площади бассейна |
|-------|-----------------------|------------------------------------|---|----------------------|-----------------------|
| I. | Казахстан | 2717,3 | 807,3 | 30 | 27 |
| II. | Китай | 9600,0 | 89,7 | 0,93 | 3 |
| III. | Россия | 17075,4 | 2078,5 | 12 | 70 |
| 1. | Респ. Алтай | 92,6 | 92,6 | 100 | 3 |
| 2. | Респ. Хакасия | 61,9 | 17,6 | 28 | 0,6 |
| 3. | Алтайский край | 167,85 | 167,85 | 100 | 5,6 |
| 4. | Красноярский край | 2401,6 | 96,0 | 4 | 3,2 |
| 5. | Кемеровская область | 95,5 | 95,5 | 100 | 3,2 |
| 6. | Курганская область | 71,0 | 71,0 | 100 | 2,4 |
| 7. | Новосибирская область | 178,2 | 178,2 | 100 | 6 |
| 8. | Омская область | 139,7 | 139,7 | 100 | 4,8 |
| 9. | Свердловская область | 194,8 | 22,4 | 14 | 0,7 |
| 10. | Томская область | 316,9 | 316,9 | 100 | 10,6 |
| 11. | Тюменская область | 1435,2 | 851,7 | 59 | 29 |
| 12. | Челябинская область | 87,9 | 29,0 | 33 | 1 |
| 13. | Ханты-Мансийский а.о. | 523,1 | 523,1 | 100 | 17,5 |
| 14. | Ямало-Ненецкий а.о. | 750,3 | 135,1 | 18 | 4,5 |

Рис. 1. Административная структура Обь-Иртышского бассейна

Наиболее острый дефицит водных ресурсов испытывает территория бессточной зоны, где формируется только 1,5% поверхностного стока бассейна (табл. 2).

Усугубляет проблему водообеспечения нерациональная хозяйственная деятельность на водосборе, приводящая к антропогенному изменению стока и загрязнению поверхностных и подземных вод.

Изменение водосборных площадей в результате высокой распашки территории и перевыпаса скота, вырубки лесов и сведения древесно-кустарниковой растительности, зарегулированности стока малых рек приводит не только к перераспределению поверхностного стока во времени, но и прогрессирующему опустыниванию степной и лесостепной зоны бассейна. В то же время отдельные регионы Обь-Иртышского бассейна страдают от наводнений и подтопления территории.

Таблица 2
Распределение поверхностного стока по субъектам Российской Федерации в бассейне Верхней Оби (Концепция..., 2002)

| Субъекты | Поверхностный сток, км ³ | | Обеспеченность одного жителя, тыс. м ³ /год |
|-----------------------|-------------------------------------|---------|--|
| | всего | местный | |
| Республика Алтай | 34,2 | 34,2 | 173 |
| Алтайский край | 55,0 | 19,1 | 20,5 |
| Новосибирская область | 64,7 | 9,5 | 23,2 |
| Кемеровская область | 42,7 | 40,6 | 13,5 |
| Томская область | 183,3 | 61,4 | 183 |
| Российская Федерация | 4270,3 | 4043 | 29,4 |

Особую обеспокоенность вызывает загрязнение поверхностных водных объектов. Значительный вклад в загрязнение речной системы бассейна вносят промышленные центры и урбанизированные территории. Проведенные в ИВЭП СО РАН исследования показали, что городские территории, составляющие около 3% территории водосбора, вносят в период снеготаяния от 55 до 65% загрязняющих веществ.

Особенно напряженная водно-экологическая обстановка сложилась в бассейне правых притоков Оби – рек Томь и Иня, протекающих по территории Кузбасса, Томской и Новосибирской областей. Загрязнение вод этих рек обусловлено в основном значитель-

ной нагрузкой от промышленных и коммунальных предприятий. Большую нагрузку на бассейн Томи дают горные работы, которые ведут к нарушению естественного режима поверхностных и подземных вод, деградации малых рек, загрязнению водосборов рек продуктами эрозии горных пород, уничтожению почвенного и растительного покровов на значительных территориях. Напряженность экологической ситуации в регионе объясняется еще и тем, что р. Томь, играя роль источника водоснабжения крупнейших городов Кузбасса – Кемерово и Новокузнецка, является практически единственным коллектором сточных вод этих промышленных центров. Усугубляет напряженность и крайне неблагоприятное распределение внутригодового стока р. Томи, которое приводит к тому, что в зимнюю межень население и промышленность региона испытывают острую нехватку воды удовлетворительного качества – доля сточных вод в реке достигает критической величины.

Сохраняет свою актуальность проблема радиоактивного загрязнения Обь-Иртышского бассейна, так как в его пределах расположены Семипалатинский ядерный полигон, радиоактивные производства городов Челябинска и Томска, а на территории Алтайского края находится район падения отделяющихся частей ракет-носителей. Исследования ученых ИВЭП и ОИГТМ СО РАН показали, что проблема радиоактивного загрязнения водных объектов носит межрегиональный характер, в частности, загрязнение ¹³⁷Cs сохраняется ниже стоков Сибирского химического комбината (г. Северск) вниз по течению Оби на расстояние до 500 км от устья р. Томь.

В последние годы усложнилась водохозяйственная обстановка на Иртыше и Бухтарминском водохранилище. Природная фаза маловодья последних лет привела к глубокой сработке его многолетних водных запасов. Восстановление регулирующей призмы в сложившихся условиях возможно, по мнению казахстанских ученых, только при ограничении попусков в нижний бьеф и исключении попусков для заливки поймы Иртыша. Однако такой режим водопользования приведет к окончательной потере пойменных сенокосных и пастбищных угодий Омского Прииртышья, ухудшению условий судходства, экономическим потерям для энергетики, сельского хозяйства, промышленно-коммунального комплекса. Серьезной угрозой для Иртыша и Оби в целом являются работы, начатые в Китае по забору воды из р. Кара-Иртыш для целей орошения.

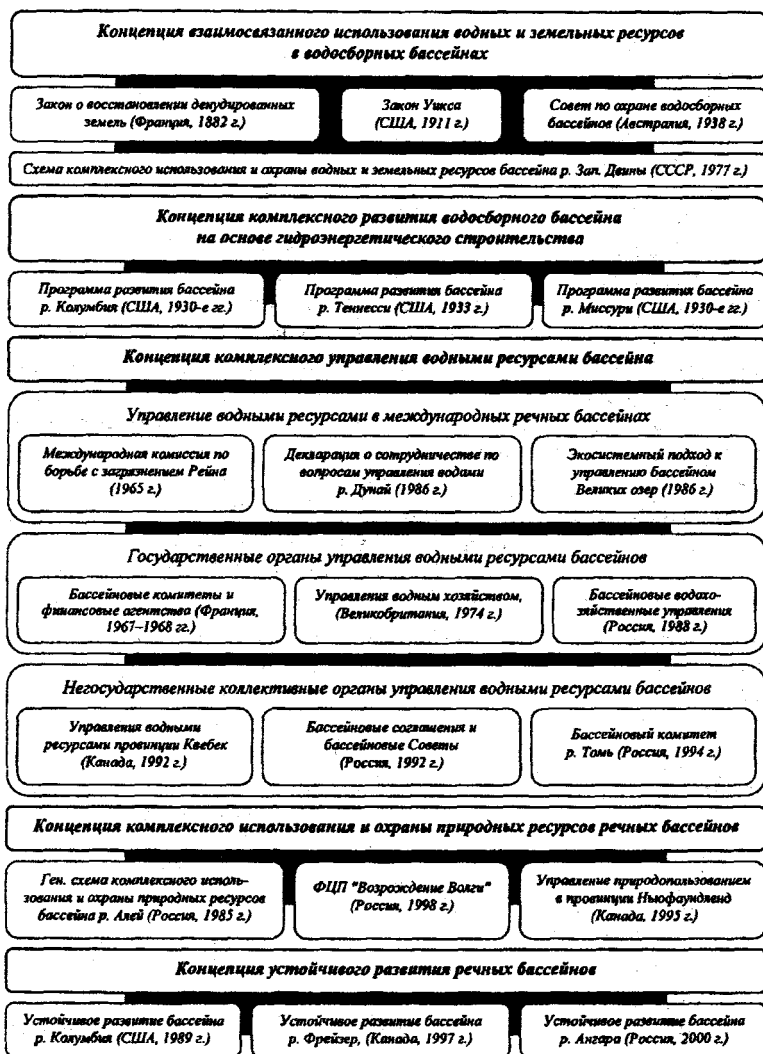


Рис. 2. Концепции рационального использования водных ресурсов на основе бассейнового принципа

Обозначенные выше и ряд других водно-экологических проблем Обь-Иртышского бассейна носят межрегиональный характер и могут быть решены только совместными усилиями стран и административных регионов, расположенных в его пределах, на основе бассейнового принципа, о чем свидетельствует многолетний опыт управления водными ресурсами в зарубежных странах и России.

Идея решения водохозяйственных проблем и проблем комплексного использования природных ресурсов на водосборе развивается с конца XIX – начала XX вв., когда появились первые попытки организации взаимосвязанного использования водных и земельных ресурсов в речном бассейне, что нашло отражение в Законе о восстановлении денудированных земель (Франция, 1882 г.) и Законе Уикса об осуществлении федерального контроля над залесенными землями в основных водосборных бассейнах (США, 1911 г.). В настоящее время существует пять основных концепций управления водопользованием и в целом природопользованием на водосборе, однако наиболее современной и перспективной является концепция устойчивого развития речных бассейнов, реализованная в США, Канаде и отрабатываемая в России в бассейне р. Ангары (рис. 2).

Свою историю имеет и опыт управления водными ресурсами в Обь-Иртышском бассейне. В 1970–1980 гг. была разработана первая схема рационального использования водно-земельных ресурсов Оби и Иртыша, в основу которой были положены принципы взаимосвязанного использования водных и земельных ресурсов на водосборе. Впоследствии, в 1985 г., была разработана и начала реализовываться «Генеральная схема комплексного использования и охраны природных ресурсов бассейна р. Алей», ее отличие от аналогичных схем состояло в том, что в ней на первое место были поставлены реальные перспективы использования ресурсов на фоне их охраны и воспроизводства (Булатов В.И. и др., 1986).

В 1993 г. между субъектами РФ, расположенными на территории Обь-Иртышского бассейна, было заключено бассейновое соглашение о совместном рациональном использовании, воспроизводстве, охране водных ресурсов, восстановлении водных объектов и координации водохозяйственной деятельности и сформирован Бассейновый совет, начаты работы по разработке Федеральной целевой программы «Комплексное использование, восстановление и охрана водных ресурсов Обь-Иртышского бассейна» (ФЦП «Чистая Обь»). Однако политические реформы и финансово-экономические трудности начала 1990-х гг. не позволили реализовать эти начинания. В на-

стоящее время целесообразно в соответствии с современным водным законодательством подготовить и подписать новое Обское бассейновое соглашение и возобновить работы Бассейнового совета.

Еще одним примером коллективного управления водными ресурсами в Обь-Иртышском бассейне является работа Бассейнового комитета р. Томи, созданного в 1994 г. в рамках «Программы российско-французского сотрудничества по организации управления водными ресурсами в России (бассейн р. Томь)». За время работы Комитета подготовлены и осуществляются ФЦП «Коренное улучшение водохозяйственной и экологической обстановки в бассейне р. Томи» и программа «Обеспечение населения Кузбасса качественной питьевой водой».

В последние годы на территории бассейна Верхней Оби возобновились работы по развитию бассейнового принципа управления водопользованием на практике. По инициативе Верхне-Обского БВУ и органов местного самоуправления бассейна Бурлы в 2000 г. было подписано Бассейновое соглашение о рациональном использовании, восстановлении и охране вод Бурлы и сформирован Бассейновый совет по р. Бурла. В начале 2002 г. Верхне-Обским БВУ, ФГУ «ВерхнеОбрегионводхоз», ИВЭП СО РАН и ЗапСибНИВХ была подготовлена Концепция государственной программы по использованию, восстановлению и охране водных объектов бассейна Верхней Оби (2002–2010 гг.), на основе которой начата разработка государственной программы комплексного использования и охраны водных ресурсов Верхне-Обского бассейна.

Таким образом, история развития управления использованием и охраной водных ресурсов в Обь-Иртышском бассейне в общих чертах следует эволюции бассейнового управления в мире и в настоящее время подходит к этапу организации устойчивого (сбалансированного) водопользования на водосборе. В ИВЭП СО РАН, в рамках интеграционного проекта фундаментальных исследований Сибирского отделения Российской академии наук «Обь-Иртышская бассейновая система: формирование, антропогенная трансформация, экологическое состояние и стратегия водопользования» разработана концепция устойчивого водопользования в бассейне Оби, учитывающая зарубежный опыт и сложившуюся практику управления водными ресурсами в России.

В основу концепции устойчивого водопользования в Обь-Иртышском бассейне положено представление о водопользовании как совокупности всех форм и видов использования водных ресур-

сов, прямо и косвенно влияющих на формирование водного фонда бассейна (Винокуров Ю.И. и др., 2000). Оно рассматривается как важнейший вид природопользования в бассейне и составляющая регионального развития. Отсюда концепция устойчивого водопользования строится в рамках региональной стратегии и учитывает все виды пользования водными ресурсами бассейна.

Концепция устойчивого регионального развития базируется на представлении о регионе как единой социальной эколого-экономической системе, в составе которой выделяются три подсистемы: экологическая, экономическая и социальная (Винокуров Ю.И., Красноярова Б.А., 1999). В соответствии с данным видением устойчивое водопользование рассматривается как сбалансированное водопользование, при котором:

- а) сохраняются и поддерживаются условия, позволяющие удовлетворять потребности ныне живущих людей в необходимом количестве качественной воды без ущерба для будущих поколений;
- б) создаются и поддерживаются условия оптимального социально-экономического развития для всех водопользователей;
- в) не нарушаются условия функционирования геосистемы бассейна.

Достижение устойчивого водопользования – процесс сложный и многогранный, это путь компромисса, установления приоритетов и ограничений в использовании природных вод как хозяйствующими субъектами, так и отдельными гражданами. Средством учета интересов водопользователей и выработки общего подхода к пользованию водными ресурсами является стратегия устойчивого водопользования.

Стратегия устойчивого водопользования – это научное представление о направлении движения к поставленным целям, которое может быть описано принципами, условиями и ограничениями организации водопользования в бассейне. Она также включает разработку индикаторов устойчивости, определение путей их достижения, систему методов и механизмов реализации стратегии на практике.

В настоящее время организация водопользования в бассейне повсеместно определяется экономическими приоритетами, что приводит к экстенсивному, порой хищническому, использованию водных ресурсов ради получения максимального экономического эффекта. При этом социальные и экологические приоритеты отходят на второй план, что в целом выводит региональную систему из состояния устойчивости. На наш взгляд, в основу разработки стра-

тегии устойчивого водопользования должна быть положена система индикаторов устойчивости определяемых для каждой подсистемы, при этом в зависимости от конкретной региональной ситуации допускается временный приоритет той или иной подсистемы.

Стратегия формируется исходя из внешних и внутренних факторов, оказывающих существенное влияние на принятие решения о направлении и способах достижения целевых установок. Внешними факторами являются государственная политика и стратегия устойчивого развития, государственная политика устойчивого водопользования, а также действующее федеральное законодательство в области использования и охраны водных ресурсов. К основным внутренним факторам могут быть отнесены сложившиеся проблемы водопользования; политика водопользования, проводимая региональными и местными органами государственной власти; региональное и местное законодательство в области использования и охраны водных ресурсов; направление и уровень социально-экономического развития субъектов РФ Обского бассейна; деятельность ассоциаций межрегионального взаимодействия. С учетом этих факторов строится научно обоснованный план достижения устойчивого водопользования в водосборном бассейне.

По мере реализации разработанной стратегии неизбежно будут изменяться как внешние, так и внутренние условия, поэтому стратегия должна быть адаптивной, т.е. меняться по мере изменения условий.

Инструментом реализации стратегии устойчивого водопользования служит управление, фундамент которого составляет система принципов – основополагающих начал, определяющих структуру и функционирование всей системы управления (рис. 3). Определенные принципы на практике реализуются посредством системы административно-правовых, экономических и организационных механизмов и методов (Жерелина И.В., 1998).

Административно-правовые методы и механизмы определяют правовую основу реализации стратегии устойчивого водопользования. Они наиболее важны на начальном этапе перехода к устойчивому водопользованию и включают разработку межрегиональных нормативно-правовых актов в области водопользования, в частности законодательное закрепление единых экологических стандартов, механизм приведения в соответствие законодательства субъектов РФ Обского бассейна, а также контроль за выполнением законодательных и нормативных актов.

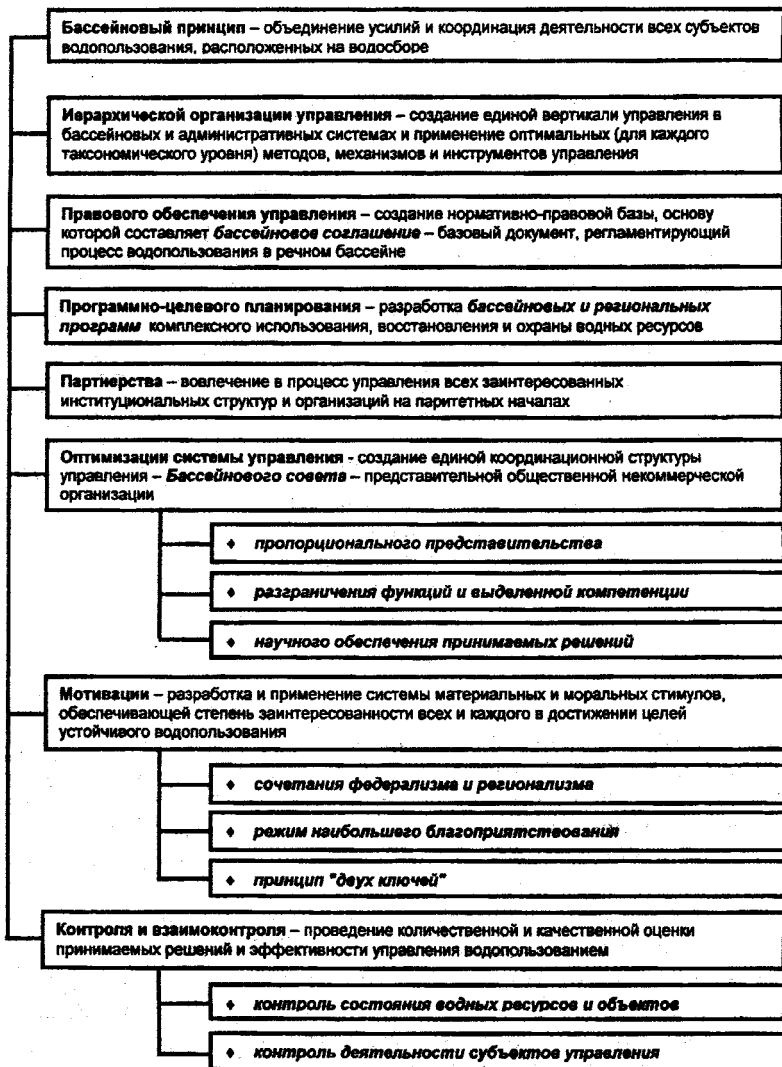


Рис. 3. Основные принципы управления устойчивым водопользованием

Экономические методы формируют эколого-экономический механизм управления, предусматривающий достижение высоких показателей экономического развития с учетом экологических требований и стандартов. Наряду с традиционными экономическими методами регулирования водопользования: стимулирующими, направляющими и запрещающими, могут быть использованы такие специфические методы, как торговля квотами, трансфертные торги водой, а также трастовый механизм финансирования бассейновых программ.

В качестве важнейшего организационного механизма управления устойчивым водопользованием может стать подписанное вновь Обское бассейновое соглашение и разрабатываемая ныне государственная программа по использованию, восстановлению и охране водных объектов бассейна Верхней Оби. На наш взгляд, бассейновое соглашение должно рассматриваться в правовом отношении как договор, заключаемый субъектами РФ добровольно и очерчивающий их круг прав и обязанностей по отношению друг к другу, в функциональном – как межрегиональный инструмент взаимодействия и координации деятельности субъектов РФ в сфере водопользования, а Программа – в качестве механизма управления устойчивым водопользованием на межрегиональном (бассейновом) уровне (Скалон А.В., Жерелина И.В., 2000).

Разработанная концепция устойчивого водопользования может быть рассмотрена в качестве научной основы управления использованием и охраной водных ресурсов, что позволит решить сложившиеся и складывающиеся водно-экологические проблемы Обь-Иртышского бассейна и в будущем обеспечить население и хозяйство водой надлежащего качества и в требуемом объеме.

Литература

Бандман М.К., Гузнер С.С., Селиверстов В.Е. Федеральная помощь депрессивным и отсталым регионам России // Федерализм и региональная политика: проблемы России и зарубежный опыт. Новосибирск, 1996. Вып. 3. С. 188–231.

Белоненко Г.В., Винокуров Ю.И., Ревякин В.С. О программе комплексного использования, восстановления и охраны водных ресурсов Обь-Иртышского бассейна (ФЦП «Чистая Обь») // Обской вестник. 1996. №1. С. 51–59.

Булатов В.И., Винокуров Ю.И., Гросс В.Л., Ревякин В.С., Оберт А.С., Севастьянов К.Р. Географический анализ и синтез в создании и реализации схем природопользования // Роль географии в ускорении научно-технического прогресса. Иркутск, 1986. С. 97–99.

Винокуров Ю.И., Красноярова Б.А. Концепция устойчивого развития – региональный уровень // Географические аспекты проблемы перехода к устойчивому развитию стран СНГ. Киев; Москва, 1999. С. 59–69.

Винокуров Ю.И., Жерелина И.В., Красноярова Б.А. Принципы управления устойчивым водопользованием в бассейне реки Оби // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Мат. Междунар. науч. конф. Томск, 2000. С. 608–614.

Жерелина И.В. Бассейновое соглашение: принципы, методы и инструменты межрегионального развития // Проблемы устойчивого развития общества и эволюция жизненных сил населения Сибири на рубеже XX–XXI вв.: Мат. между. конф. Барнаул, 1998. Т. 3. С. 169–172.

Концепция государственной программы по использованию, восстановлению и охране водных объектов бассейна Верхней Оби. Новосибирск; Барнаул, 2002. 26 с.

Савкин В.М. Ресурсы поверхностных вод Западной Сибири и их качество // Обской вестник. 1996. №1. С. 22–31.

Скалон А.В., Жерелина И.В. Бассейновое соглашение: концептуальные подходы к формированию // Использование и охрана природных ресурсов России. 2000. №5. С. 109–116.

Социально-экономическое развитие регионов Сибирского соглашения: Стат. сб. Томск, 1999. 50 с.

Уайт Г. География, ресурсы и окружающая среда. М., 1990. 544 с.

П.А. Окишев

Томский государственный университет

ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ

МИФОТВОРЧЕСТВО И ЕГО АПОЛОГЕТЫ

(Статья третья^{*)}. Автор модели имитации в науке)

* Статья первая: см. Вопросы географии Сибири. Вып. 25. 2003.

Статья вторая: см. Гляциология Сибири. Вып. 6 (22). 2003.

Сибирским отделением РАН издана монография В.П. Галахова «Имитационное моделирование как метод гляциологических реконструкций горного оледенения» (2001). Термин «имитация» имеет несколько значений, одно из которых точно отражает содержание этой монографии, которая, как написано в аннотации, «рассчитана на специалистов в области палеоклиматологии, палеогляциологии и палеогеографии, а также студентов-географов».

Оставим студентам выбор: учиться или не учиться «имитационному моделированию», а для специалистов постараемся показать «глубокие» исследования и глубокомысленные заключения автора монографии.

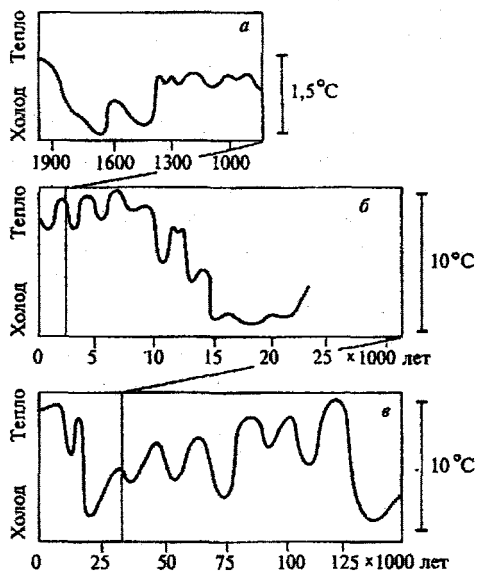


Рис. 1. Ход глобального климата за последние 150 тыс. лет (по [11]):
a – индекс суровости зим для Восточной Европы; *б* – сглаженный ход температуры воздуха в Северном полушарии, восстановленных по колебаниям альпийских ледников, границ континентальных щитов и по изменениям распространения растительности; *в* – сглаженный ход температуры в Северном полушарии, восстановленный по данным о температуре поверхности воды в средних широтах, палинологическим данным и данным об уровне Мирового океана

Начнем с палеоклиматологов. Для этих специалистов могут представлять интерес два раздела: 1.3.1. «Расчет изменения летних температур в бассейне р. Актру...» (с. 24–32) и 2.1. «Упрощенная схема расчета планового положения оледенения на определенные климатические срезы» (с. 69–72). Что же мы находим достойного внимания палеоклиматологов в первом разделе? Читаем: «Поскольку нам не известно, как изменялось соотношение температур

и осадков в соответствующие периоды времени, был сделан расчет для ряда ситуаций при различных их значениях... (выделено нами. – П.О.) и попытка найти границу питания палеоледников при различных соотношениях температур и осадков и оценить депрессию снеговой линии относительно ее современного состояния в бассейне» (с. 26). Однако еще на стр. 24 автор оговорил, что «в качестве исходного материала взяты климатические изменения Северного полушария за последние 25 тыс. лет по [11], (с. 25, рис. 1.10) и более подробная климатическая кривая за последние 10 тыс. лет, полученная для Северо-Запада России В.А. Климановым [5], (с. 26, рис. 1.11)».

Следует обратить внимание на количественные характеристики компонентов климата по обеим приведенным реконструкциям и сравнить их с таковыми, полученными В.П. Галаховым по «материал численных экспериментов» (с. 28, рис. 1.13).

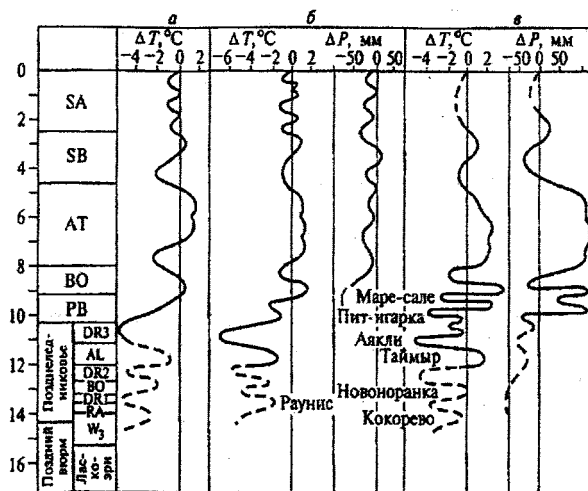


Рис. 2. Ход температуры и осадков за последние 12 тыс. лет (по [5]). Восстановлено по палинологическим данным В.А. Климановым: а – для Северо-Западной Европы; б – для северо-западной части Русской равнины; в – для Сибири

Не трудно обнаружить, что данные предшественников в 2–3 раза отличаются от результатов «численных экспериментов», учтите, господа палеоклиматологи, вот так запросто, на основе чис-

ленных экспериментов вносить «уточнения» в «исходные материалы» палеотемпературных реконструкций.

Еще более учитеcь находить «зависимость депрессии снеговой границы (ΔН) в позднем плейстоцене (18 тыс. лет назад) от величины современной абляции-аккумуляции (А)», чему вас учат В.П. Галахов и И.Н. Руденко (с. 70, рис. 2.1). Вы поняли эту «зависимость»? Нет? А вот В.П. Галаховым и И.Н. Руденко «зависимость депрессии снеговой границы от величины современной абляции-аккумуляции на высоте фирновой границы получена!» Оказывается, что «по карте современной абляции-аккумуляции на рассматриваемом участке определяется величина снегонакопления на высоте современной снеговой границы» и «по этой величине находятcя депрессии снеговой границы и ледниковый коэффициент» (с. 70)! Вот так, определили величину снегонакопления на высоте современной снеговой границы, и этого достаточно для реконструкции высоты древней снеговой границы (18 тыс. лет назад), не зная ни температурного фона периода абляции в прошлом, ни сумм твердых атмосферных осадков на реконструируемый хронологический срез. В результатах таких реконструкций мы в полной мере убедимся ниже.

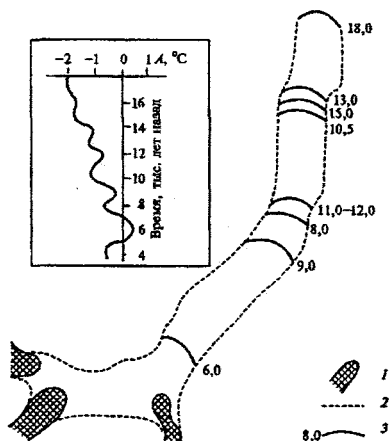


Рис. 3. Колебания конца ледника Актру с 18 по 6 тыс. лет назад (с. 28, рис. 1.13): 1 – современные языки ледников, 2 – граница языка палеоледника, 3 – положение конца языка палеоледника на определенную дату (тыс. лет назад); А – изменение среднелетней температуры, °С

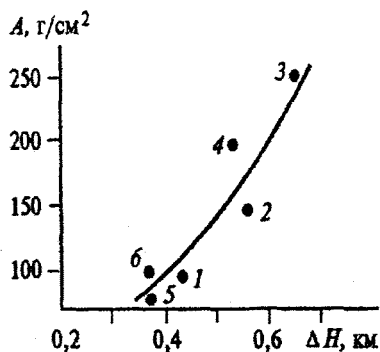


Рис. 4. Зависимость депрессии снеговой границы (ΔH) в позднем плейстоцене (18 тыс. лет назад) от величины современной абляции-аккумуляции (A) (с. 70, рис. 2.1). Бассейны: 1 – Актру; 2 – Аккем; 3 – Мульта; 4 – Кагунь; 5 – Чаган-Узун; 6 – Маашей

Пора кое-чему поучиться и палеогляциологам. Начнем с реконструкции «депрессии снеговой линии, которая наглядно иллюстрируется таблицей 1 (с. 27, табл. 1.3) со ссылкой на (Галахов В.П., Кондрашов И.В., 1991).

Таблица 1

Депрессия снеговой линии в бассейне Актру относительно ее современного состояния

| Время, тыс. лет назад | Ледник | Депрессия, м |
|-----------------------|--------------|--------------|
| 4,5 | Малый Актру | 120 |
| | Левый Актру | 130 |
| | Правый Актру | 100 |
| | Стажер | 100 |
| | Водопадный | 50 |
| 18 | Малый Актру | 500 |
| | Левый Актру | 400 |
| | Правый Актру | 350 |
| | Стажер | 300 |
| | Водопадный | 120 |

По данным этой таблицы, в одном и том же горно-ледниковом бассейне р. Актру (площадь всего 36 км^2) и даже в едином ледниковом комплексе и одной экспозиции (Мал. Актру, Водопадный) депрессия 18 тыс. лет назад различалась в 4 раза (500 и 120 м)! При этом, обратите внимание, величины депрессии снеговой границы в

500 и 120 м имели место при температуре всего на 2 °С ниже современной (см. с. 26). Выходит, у Мал. Актру при снижении температуры на 1 °С снеговая линия опускалась на 250 м, а на леднике Водопадном – всего на 60 м! А вот на леднике Томич (Западно-Катунский центр оледенения), на тот же хронологический срез (18 тыс. л. н.) и, следовательно, при том же снижении температуры на 2 °С депрессия снеговой линии составила даже 750 м (375 м на 1 °С!). Кто-то может заметить, что, мол, здесь не учтено количество выпавших тогда осадков. Такое сомнение можно парировать авторским утверждением, что «суммы осадков и их внутригодовое распределение за период моделирования принимались современными, так как количество солнечной радиации и газовый состав атмосферы оставались неизменными!» (с. 27) (В этом утверждении сделана ссылка на других авторов).

Теперь пора оценить по достоинству реконструкции ледников, выполненные при установленной выше депрессии снеговой линии. Для примера (рис. 5) приведем его рисунок 1.15 (с. 34).



Рис. 5. Баланс палеоледников бассейна Чаган-Узун 18 тыс. лет назад (с. 34, рис. 1.15). (Условные обозначения см. рис. 1.5). Шаг сетки 1 км.
Периоды стационарирования: 1 – 18 тыс. лет назад; 2 – 15; 3 – 13;
4 – 10; 5 – 8 тыс. лет назад

Может быть, вам, читатель, удастся здесь провести снеговую границу. Мы же побоялись сделать это некорректно и тем самым вызвать упрек автора. Поэтому обратимся к более привычной для восприятия картинке, где четко видно соотношение области питания и области абляции. На представленном рисунке 6 (с. 44, рис. 1.19) достаточно наглядно видно, как гидролог (он же – гляциолог?), пользуясь своим «имитационным моделированием», сумел реконструировать ледники с таким ледниковым коэффициентом. Особенно в этом плане восхищает ледник Корумду (четвертый справа), сумевший сформировать такой язык при ледниковом коэффициенте явно меньше единицы. Да и ледник Маашей тоже хорош: транзитом проскочил современную долину Чуи при ледниковом коэффициенте 1,3! Спрашивается, а каким же ледником оставлены в этой долине морены и откуда в Менской морене обломки интрузивных горных пород, если в бассейне р. Маашей пока не закартировано наличие интрузивных массивов?

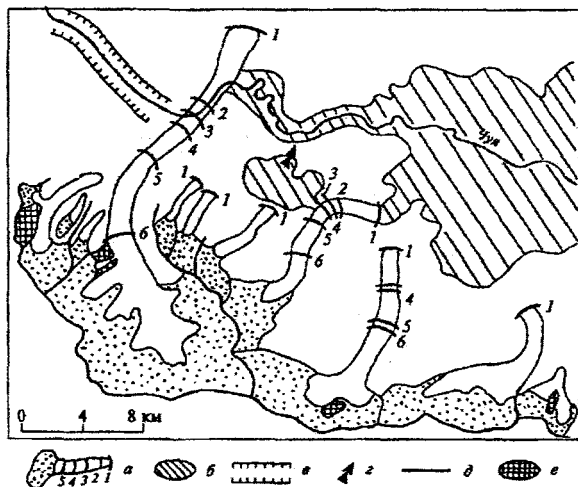


Рис. 6. Палеогеографическая ситуация в бассейнах рек Актру, Маашей, Корумду и урочище Ештыкель 18 тыс. лет назад (с. 44, рис. 1.19)
Показаны лишь те ледники, которые были восстановлены согласно моделированию и упрощенной схеме расчета оледенения на максимум похолодания. а – максимальное продвижение ледников 18 тыс. лет назад (фирновые бассейны на максимум похолодания выделены точки) и стадии отступления: 1 – 18 тыс. лет назад; 2 – 15; 3 – 13; 4 – 10,5; 5 – 8; 6 – 4,5 тыс. лет назад; б – палеозера; в – «новое» русло Чуи; г – место перелива Ештыкельского палеозера; д – водоразделы; е – выходы скальных пород

Со ссылкой на А.Г. Редькина (1994)] приведена (рис. 7) схема оледенения в бассейне р. Ак-Алахи (с. 74, рис. 2.4). Внимательно посмотрите условные знаки 1, 2, 3 и их объяснение. Так ли в первоисточнике, но заслуживает внимания!

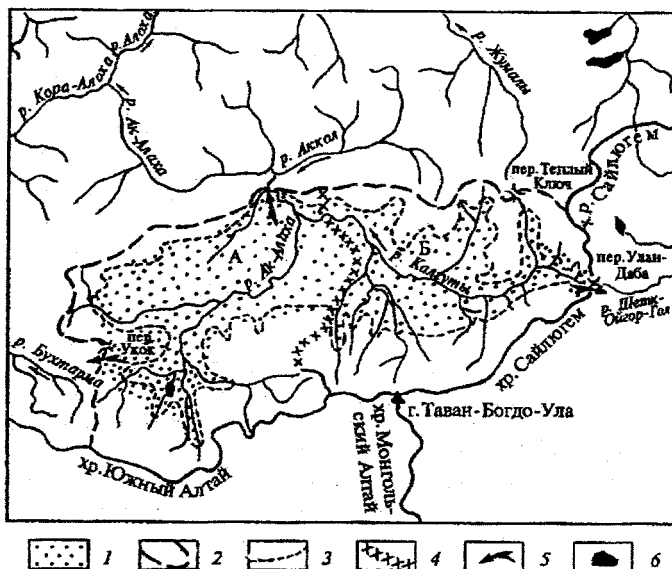


Рис. 7. Схема ледоёма в Бертекской (А) и Калгутинской (Б) котловинах в максимум последнего похолодания 18 тыс. лет назад (с. 74, рис. 2.4).

- 1 – границы котловин и ледоёма; 2 – фирновый бассейн ледоёма;
- 3 – древняя снеговая граница; 4 – современный водораздел;
- 5 – место расположения выводных ледников; 6 – современные озера

На стр. 78 приведен рисунок 2.6 (рис. 8), на котором «реконструирована» ледниковая подпруда Уймонской котловины – слияние в долине Катуня ледников Кураганского, Кочурлинского и Катандинского! Даже максималист В.В. Бутвиловский до такой реконструкции, как и до выдвигания в котловину ледников из долин Кастахта и Терехта, не созрел. Что значит – владеть методом «имитационного моделирования»!

Но вершиной палеогляциологического мифотворчества В.П. Галахова являются, конечно же, рисунки 9 (с. 87, рис. 2.10) и 10 (с. 88, рис. 2.11).

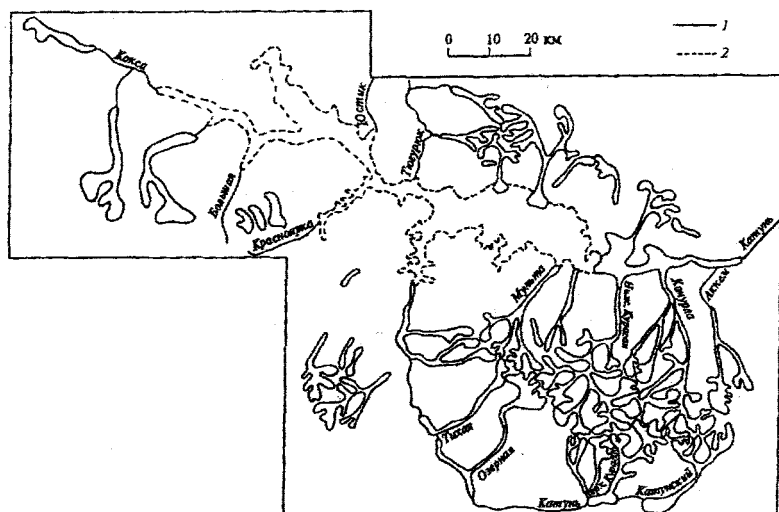


Рис. 8. Палеогляциологическая ситуация в Уймонской и Абайской котловинах на максимум последнего похолодания 18 тыс. лет назад (с. 78, рис. 2.6): 1 – границы палеоледников; 2 – граница распространения озера в котловинах на максимум наполнения

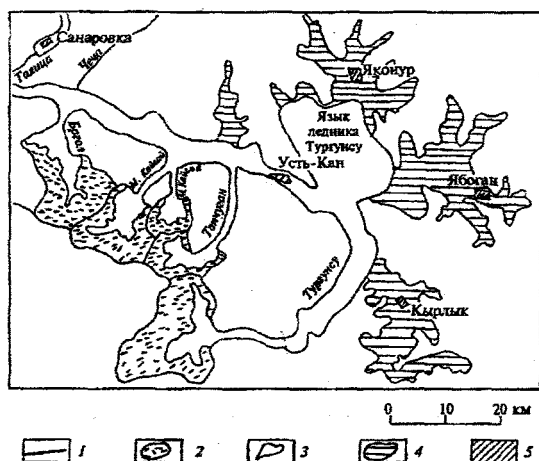


Рис. 9. Палеогляциологическая ситуация в верховьях Чарыша в максимум последнего похолодания (18 тыс. лет назад) (с. 87, рис. 2.10): 1 – горные хребты; 2 – фирновые бассейны ледников; 3 – языки ледников; 4 – ледниково-подпрудные озера; 5 – современные населенные пункты

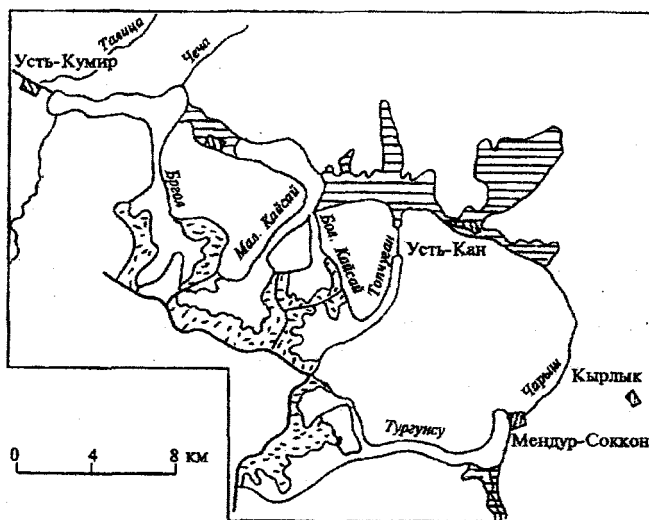


Рис. 10. Палеогляциологическая ситуация в верховьях Чарыша в максимум похолодания после климатического оптимума (4,5 тыс. лет назад) (с. 88, рис. 2.11). (Условные обозначения см. рис. 9)

При ледниковом коэффициенте не более 0,3 ледник Тургунсу 18 тыс. л.н. заполнил Канскую котловину и часть долины р. Чарыша! И даже 4,5 тыс. лет назад ледники «Кайсай и Бргол» подпруживали р. Чарыш! А ледник Тургунсу продвигался до пос. Мендур-Соккон! «Моренные комплексы этого временного среза должны быть в районе с. Мендер-Соккон...» (с. 87). Есть там морена, есть, только не того временного среза. Это – морена максимума позднеплейстоценового оледенения. Хотелось бы спросить у В.П. Галахова, какой картой он пользовался? Дело в том, что в этом районе нет речных бассейнов с названием Кайсай, Бргол и поселков Тюдрулло и Мендер-Соккон. Они называются иначе, соответственно: Кайсын, Бргол, Тюдрала, Мендур-Соккон. За все эти искажения издательство ответственности не несет, есть автор и есть научный редактор, которые должны вычитывать то, что публикуют.

Не менее мифична реконструкция постмаксимальной динамики ледников. Возьмем, к примеру, схему «колебаний конца языка ледника Актру с 18 по 6 тыс. лет назад» (с. 28, рис. 1.13). Рядом со схемой ледника дана авторская кривая изменения среднелетней

температуры. Во-первых, удивляет положение конца ледника на «максимум похолодания» в районе «Перевалки». Спрашивается, а какому леднику принадлежит моренные отложения севернее? Далее, чем объяснить продвижение ледника 13 тыс. л. н. дальше, чем 15 тыс. л. н., при более высоком температурном фоне, а при более низких температурах 11–12 тыс. л. н. ледник не достигал этого положения, оканчивался там же, где и 8 тыс. л. н. при температурах почти в 2 раза более высоких, чем 11–12 тыс. л. н.?

На соседней схеме (рис. 11) показано положение ледников Мал. и Бол. Актру, 2,3 тыс. л. н. (условный знак № 5), а все предшественники на основании дендрологических, лишенометрических, геоморфологических материалов и радиоуглеродных датировок относили эти конечно-моренные комплексы к стадии XVII–XIX вв.! И, наверное, только потому, что не владели уникальным методом «имитационного моделирования». Вот пример того, «как надо применять метод моделирования: *«Моренный комплекс, сформированный согласно схеме моделирования за период с 9 до 4,5 тыс. лет назад (выделено нами. – П.О.), относится к Аккемской стадии...»* (с. 31). Четыре с половиной тысячелетия ледник формировал аккемскую морену! Ну, чем не «шедевр» знания гляциальной динамики!

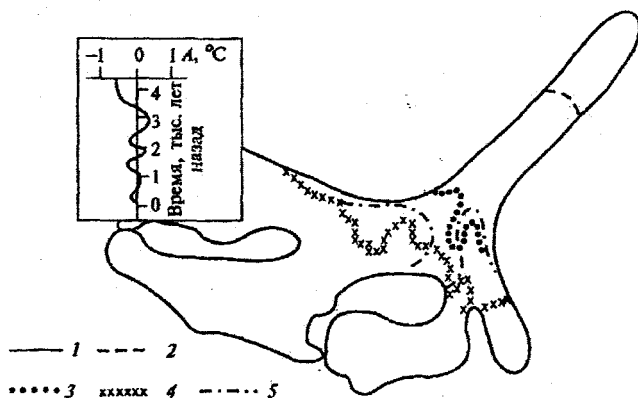


Рис. 11. Колебания конца ледника Актру с 4,5 до 2,3 тыс. лет назад (с. 29, рис. 1.14). Время, тыс. лет назад: 1 – 4,5; 2 – 3,6; 3 – 3,1; 4 – 2,9; 5 – 2,3

Третья глава монографии посвящена реконструкции ледниково-подпрудных озер, режиму их опорожнения и геоморфологическим следствиям этого опорожнения. Поскольку В.П. Галахов «не

специалист-геоморфолог» (с. 93), то какие же вопросы интересовали его как гидролога? «Во-первых, скорость наполнения озер..., во-вторых, максимально возможная толщина плотины, в-третьих, скорость движения воды при прорывах плотин, и, в-четвертых, самое основное, *синхронизировать геоморфологические события не с геоморфологическими объектами* (выделено нами. – П.О.)..., а взять какой-то иной индикатор событий и попытаться, опираясь на него, синхронизировать существующие выводы геоморфологов. В качестве последнего выбраны климатические изменения... *Климатологи давно пришли к выводу, что направленность глобальных климатических изменений неизменна...* (выделено нами. – П.О.), *геоморфологи еще не осознали этого*» (выделено нами. – П.О.)!!!

Палеоклиматологи и палеогляциологи получили соответствующий урок палеорекоonstrukций, дошла очередь и до геоморфологов, осознавайте!

И как же решились поставленные специалистом гидрологом-гляциологом вопросы. Первый – скорость наполнения озер. Для этого надо знать, по крайней мере, три показателя: параметры акватории бывшего водоема, высоту ледниковой плотины, точнее максимальный уровень заполнения котловины и объем жидкого ледникового стока. Для оценки изменений акватории и, соответственно, глубины и объемов палеоводоемов В.П. Галаховым с «*карты масштаба 1 см = 5 км через 0,5 см были сняты абсолютные высоты и вычислены соответствующие характеристики*» (табл. 2 и 3) (выделено нами. – П.О.).

На первый взгляд, для человека, незнакомого с топографией вообще и с рельефом конкретной территории, в частности, приведенная информация о снятии абсолютных высот через 0,5 см может показаться достаточной и убедительной для составления приведенных таблиц. На самом же деле – это всего лишь численная декорация: дело в том, что в пределах днища в придонной части котловин шаг в 0,5 см не даст изменения отметок в 50 м (см. табл. 2 и 3), а на бортах – в 0,5 см будет укладываться вертикальный интервал в несколько раз больше. Некорректность этих вычислений (с точностью до 0,05 по площади и 0,01 по объему!) станет еще более наглядной, если учесть, что на карте масштаба 1:500 000 в пределах, например, Курайской котловины в высотном диапазоне от 1500 до 2100 м проведено всего 6 горизонталей (через 100 м!), да и те крайне генерализованы в плановом отношении. Далее, ширина всей Курайской котловины на уровне абсолютной отметки в 2100 м составляет, на карте максимум 5 см. Следовательно, от нижней от-

метки дна котловины до верхней (2100 м) на северном или южном борту это расстояние составит не более 2–3 см. Спрашивается, каким образом в пределах 2–3 см можно провести 12 горизонталей с плановым шагом в 0,5 см? Такие «изобретения» надо патентовать!

Таблица 2

Изменение площади (S) и объема (W) Курайского палеозера в зависимости от высоты зеркала озера (H) (с. 100, табл. 3.1)

| H , м | S , км ² | W , км ³ |
|---------|-----------------------|-----------------------|
| 1450 | 0,00 | 0,00 |
| 1500 | 81,25 | 3,50 |
| 1550 | 118,75 | 8,56 |
| 1600 | 206,25 | 17,50 |
| 1650 | 275,00 | 30,81 |
| 1700 | 318,75 | 45,72 |
| 1750 | 406,25 | 65,88 |
| 1800 | 425,00 | 87,12 |
| 1850 | 481,25 | 110,88 |
| 1900 | 512,50 | 136,38 |
| 1950 | 581,25 | 165,19 |
| 2000 | 600,00 | 195,19 |
| 2050 | 656,25 | 228,00 |

Таблица 3

Изменение площади (S) и объема (W) Чуйского палеозера в зависимости от высоты зеркала озера (H) (с. 100, табл. 3.2)

| H , м | S , км ² | W , км ³ |
|---------|-----------------------|-----------------------|
| 1750 | 6,25 | 0,12 |
| 1800 | 400,00 | 10,62 |
| 1850 | 643,75 | 40,00 |
| 1900 | 937,50 | 81,62 |
| 1950 | 1231,25 | 141,12 |
| 2000 | 1543,75 | 212,88 |
| 2050 | 1931,25 | 307,62 |
| 2100 | 2187,50 | 413,00 |
| 2150 | 2512,50 | 637,62 |
| 2200 | 2637,50 | 668,38 |
| 2250 | 3025,00 | 818,81 |
| 2300 | 3181,25 | 977,44 |
| 2350 | 3550,00 | 1154,56 |
| 2400 | 3650,00 | 1335,69 |

Как оценен второй показатель – объем жидкого ледникового стока в «ледниковый максимум вюрма»? Взята величина оценки современного ледникового стока в бассейне р. Чуи по створу Белый Бом, составляющая около $0,3 \text{ км}^3/\text{год}$. Учитывая, что в максимум позднечетвертичного оледенения площадь ледников Алтая (а не бассейна Чуи), по расчетам Л.Н. Ивановского (1967) и П.А. Окишева (1982), была в 30 раз больше современной, во столько же раз увеличили и объем талых ледниковых вод. И получилось, что «в первую фазу позднечетвертичного оледенения он был равен примерно $8,8 \text{ км}^3/\text{год}$, а во вторую – около $8 \text{ км}^3/\text{год}$ » (с. 7).

Современный общий годовой объем стока Чуи по створу Белый Бом составляет $1,3 \text{ км}^3/\text{год}$. Значит, «в ледниковый максимум» сток только талых вод был в 6,77 раза больше общего годового стока Чуи в настоящее время! Если учесть, что примерно 1/3 площади оледенения (снежно-фирновая и холодная фирновая зоны) не дает талого стока, то получается, что в максимум оледенения при более низком температурном фоне, по сравнению с современным, слой стока с ледников на фирновой границе был в 2 раза больше современного! Хотя, напротив, гораздо логичнее и более вероятно, что годовой слой стаивания льда был существенно меньше по сравнению с современным не только в максимум, но и в предмаксимум и постмаксимум оледенения. Ведь не для декорации же на стр. 25 приведен рисунок 1.10, взятый из работы Г. Флона (Физические основы..., 1977). Последний, характеризуя климат «во время максимума последнего оледенения...», прямо пишет, что «понижение снеговой линии указывает на общее падение температуры в атмосфере на $5-6 \text{ }^\circ\text{C}$. В то же время в окрестностях ледников температура понижалась на $12-15 \text{ }^\circ\text{C}$ » (с. 21). Речь здесь идет не о среднегодовой, а о летней температуре! Значит, ниже был температурный фон абляционного периода, а следовательно, короче был и сам период абляции по сравнению с современным. Так что же, гидролог-гляциолог не понимает, что в результате этого сокращаются суммы положительных температур воздуха, которые и обеспечивают в основном величину слоя стаивания льда?

Надеюсь, приведенные комментарии к расчетам площади, объема палеоводоема и талых ледниковых вод достаточно для оценки качества решения первого вопроса?

Второй вопрос – «максимально возможная толщина плотины». Вразумительного ответа на этот вопрос найти не удалось. Чередуя

пространные цитаты из работ В.Е. Попова (1962), диссертации А.Н. Рудого (1987), Л.Н. Ивановского (1967) со своими палеоледниковыми построениями и *исследованиями неотектонических движений северного склона Южно-Чуйского хребта* (выделено нами. – П.О.) – для обращения внимания геотектонистов), в конечном итоге В.П. Галахов приходит в выводу (с. 122), что «максимальная глубина у плотины не может быть больше 300 м. Если ледник не «всплыл», то давление воды на ложе превышает предел текучести льда и дренажный канал открывается вследствие скалывания отдельных блоков». И далее здесь же: «...в период последнего похолодания 18 тыс. лет назад Чуйская котловина подпруживалась ледником, выходящим из долины Куэхтонара, Курайская из долины Маашея...» Из этих утверждений вытекает, что котловины подпруживались ледниковыми плотинами не толще 300 м, причем каждая раздельно, своей плотинной! Значит, в Чуйской котловине следы воздействия озера ограничиваются отметками около 2050 м, а в Курайской – около 1800 м над уровнем моря. Ладно, с уровнем зеркала озера 2050 м в Чуйской котловине можно согласиться, 50 м разницы с морфологически выраженными прибойными террасами особой роли не играют. А как же возникли озерные террасы до высотных отметок 2100 м в Курайской котловине? Или это следы другой ледниковой эпохи? Так это надо доказать. Пока же имеющиеся датировки отложений этих уровней не дают оснований для подобного вывода.

По третьему вопросу В.П. Галахова «Скорость движения воды при прорывах плотин» мы воздержимся от комментариев до получения новых аргументированных оценок.

Остановимся на четвертом вопросе – «О синхронизации «геоморфологических событий»». Вернемся прежде всего к постулату, выдвинутому В.П. Галаховым на стр. 94: *«Климатологи давно пришли к выводу, что направленность глобальных климатических изменений неизменна... Геоморфологи еще не осознали этого»* (выделено нами. – П.О.). Во-первых, хотелось бы иметь указание на тех климатологов, которые пришли к выводу о неизменной направленности глобальных климатических изменений. И что это за климатические изменения, которые неизменны в Северном полушарии? Геоморфологи действительно «еще не осознали этого», ибо это осознать невозможно!

Так вот, о синхронизации «геоморфологических событий» не с геоморфологическими объектами, а с «климатическими измене-

ниями». В научной геоморфологической терминологии отсутствует понятие «геоморфологическое событие». Что под ним понимает В.П. Галахов – из его дальнейших рассуждений со стр. 94–99 установить не удалось. Одно ясно, не хочет он «синхронизировать геоморфологические события с геоморфологическими объектами (например, с изучением разрезов...)». Ну и на здоровье. У геоморфологов такой проблемы нет, поскольку нет самого «геоморфологического события», а «разрезы» – это творение рук человеческих, зарисовка, графическое изображение на вертикальной плоскости состава и условий залегания горных пород (Геологический словарь, т. 2, 1973). Как точность графического изображения, так и корректность интерпретации его строения всецело зависит от субъективных качеств исследователя. Следовательно, не надо пенять на зеркало.

По-видимому, в качестве предостережения «не синхронизировать геоморфологические события с геоморфологическими объектами» В.П. Галахов пишет (с. 103), что, «являясь довольно надежным индикатором существования озер, озерные террасы могут тем не менее дезинформировать исследователя», и приводит далее выдержки из работ В.Е. Попова (1962) и диссертации А.Н. Рудого (1987). Выходит, что не упомянутые исследователи как-то дезинформируют об особенностях распространения озерных террас, а террасы дезинформируют этих невнимательных наблюдателей!

Как же В.П. Галахов синхронизирует «геоморфологические события» с климатическими изменениями? Апеллируя к палеотемпературной кривой Флона (с. 25, рис. 1.10), он пишет: «...поскольку плотина в виде Маашейского палеоледника существовала 18 тыс. лет назад, то она существовала и 38, и 55, и 75, и 130 тыс. лет назад». Заявляя об этом, он, похоже, даже не взглянул на эту палеотемпературную кривую. Ведь у Флона приведенной на рисунке справа масштабной линией в 10 °С показана амплитуда, в пределах которой происходили отклонения температуры от средней в настоящее время. Неужели 38 и 55 тыс. лет назад, при понижении температуры в 5 раз меньше, чем 18 тыс. лет назад, а 75 тыс. лет назад – почти в половину меньше, Маашейский ледник достигал тех же размеров, что и 18 тыс. лет назад? Вот вам и синхронизация! Или еще другой пример. На стр. 108 написано: «По нашим данным, при снижении температур 18 тыс. лет назад на 2 °С Куэхтонарский палеоледник лишь вышел из долины, но не перегораживал долину р. Чуи». А в кратком резюме на стр. 122 читаем: «Моделирование

режима ледников, подпруживающих межгорные котловины, показало, что в период последнего похолодания (18 тыс. лет назад) Чуйская котловина подпруживалась ледником, выходящим из долины Куэхтонара...» Так какому варианту «синхронизации» верить? Ледник не перегораживал долину р. Чуи и в то же самое время подпруживал Чуйскую котловину? Может быть, он подпруживал котловину не в долине р. Чуи, а где-нибудь к долине р. Ильдугема, Кокори или Башкауса?

Больше не хочется учиться у гидролога-гляциолога палеогеографическим реконструкциям. Но прежде чем поставить точку на комментариях модели имитации науки, следует привести особо яркие «перлы» глубокомысленных заключений, выводов и лингвистических опусов.

С. 31. «Моренный комплекс, полученный согласно схеме моделирования в период 3,1–2,3 тыс. лет назад, относится нами к исторической стадии...» Он что, формировался почти тысячу лет? И получен согласно моделированию, а в натуре его нет?

С. 37. «...озы, сложенные «озерными слоистыми палевыми илам и почти такого же цвета слюдыстым песком, прикрытым сверху моренным материалом...» Эта фраза написана со ссылкой на В.Е. Попова (1962), с. 200). Но В.Е. Попов этого не писал, он отмечает, что боковая морена завершается не конечно-моренным валом, а «упирается в холмы, сложенные...» Холмы и озы – не одно и то же. И В.Е. Попов знал, что озы формируются русловыми потоками и потому не могут быть сложены озерными илами. И на схеме В.Е. Попова нет озов, а есть камы. По-видимому, В.П. Галахов хотел поправить В.Е. Попова, не понимая разницы между озами и камами.

С. 42. «Согласно климатической кривой, ледовая подпруда, например, в долине Маашея существовала с 15 до 22 тыс. лет назад». Значит, возникла 15 тыс. лет назад, а потом начался отсчет времени назад? Иначе понимать эту фразу невозможно.

С. 93. «Второй этап исследований связан, как указывалось ранее, со временем существования озер, их динамикой и геоморфологическим значением озерного периода». Вот повезло каким-то мужикам, исследовали озера еще во время их существования! Где бы познакомиться с материалами этого этапа исследования...

С. 99. «Тогда поток может способствовать открытию туннеля на ледниковом ложе». Якобы это цитата из работы У.С.Б. Патерсо-

на (1984). Но Патерсон пишет иначе, а именно: «...тогда пластическое течение льда (а не поток! – П.О.) может...» Не надо искажать чужой текст и его же количественные характеристики, как, впрочем, и искажение в величине неотектонического поднятия Курайского хребта, со ссылкой на Е.В. Девяткина (1965) или в толщине ледниковой плотине, со ссылкой на Н.Г. Голубева (1974).

А как прикажете понимать подпись к таблице 4, приведенной в статье В.П. Галахова и А.Г. Редькина «Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола», опубликованной в сборнике «География и природопользование Сибири» (Барнаул, 2001. Вып. 4, с. 155): «*Составляющие радиационного баланса по станции Кош-Агач за 1963–1973 гг., МДж/м² мес. по В.В. Сапожникову (1949)*» (выделено нами. – П.О.). Как в работе В.В. Сапожникова, опубликованной в 1949 г., могли оказаться эти данные за 1963–1973 гг., да и была ли тогда станция Кош-Агач?

Таблица 4

Составляющие радиационного баланса по станции Кош-Агач за 1963–1973 гг., МДж/м² мес. по В.В. Сапожникову (1949)

| Месяц | Солнечная радиация | | Баланс | Альbedo, % |
|-------|--------------------|------------|--------|------------|
| | прямая | рассеянная | | |
| I | 88,0 | 88,0 | -37,7 | 69 |
| II | 167,5 | 130,0 | -16,8 | 68 |
| III | 297,5 | 213,7 | 71,2 | 50 |
| IV | 393,9 | 234,6 | 238,8 | 25 |
| V | 477,6 | 272,4 | 339,4 | 20 |
| VI | 469,3 | 272,4 | 347,8 | Я19 |
| VII | 419,0 | 272,4 | 343,6 | 19 |
| VIII | 431,6 | 217,9 | 284,9 | 20 |
| IX | 331,0 | 159,2 | 167,6 | 23 |
| X | 217,9 | 125,7 | 46,1 | 32 |
| XI | 100,6 | 92,2 | -29,3 | 46 |
| XII | 67,0 | 75,4 | -46,1 | 66 |
| Год | 3460,9 | 2153,9 | 1709,5 | - 38 |

В таблице 5 той же статьи (с. 158), в число метеостанций «*в районе горного узла Табан-Богдо-Ола*» включены метеостанции Кош-Агач, Аккем, Катунь, Катон-Карагай, Маркаколь. На кого рассчитана такая информация? Для Вас 200 км – это не расстояние? Тогда уж и метеостанцию Барнаул (за компанию) надо было отнести к району горного узла Табан-Богдо-Ола.

Таблица 5

Среднегодовое среднemesячные температуры воздуха
на метеорологических станциях в районе горного узла
Табын-Богдо-Ола

| Метеостанции | H, м | t _{ср. лет.} °С | ΔH, м | t ₂₅₀₀ |
|---------------|------|--------------------------|-------|-------------------|
| Кош-Агач | 1760 | 12,5 | 740 | 8,3 |
| Аккем | 2050 | 7,4 | 450 | 4,8 |
| Катунь | 1800 | 9,5 | 700 | 5,5 |
| Уландрык | 2155 | 10,1 | 350 | 8,1 |
| Бертек | 2250 | 7,7 | 250 | 6,3 |
| Катон-Карагай | 1080 | 14,8 | 1420 | 5,7 |
| Маркаколь | 1410 | 13,0 | 1090 | 6,8 |
| Кааба | 450 | 20,6 | 2050 | 8,8 |
| Бурчкн | 450 | 21,2 | 2050 | 9,4 |
| Алтай | 700 | 21,2 | 1800 | 10,7 |

Можно было бы продолжать, почти каждая страница монографии заслуживает комментариев, но не писать же их в объеме самой монографии. Думаю, качество ее содержания в достаточной степени проиллюстрировано в этой статье.

В заключение хочется пожелать В.П. Галахову смочь «отделить» «зерна от плевел» и развивать идеи М.В. Тронова дальше» (с. 124), но помнить при этом слова из басни И.А Крылова: «Беда, коль пироги начнет печи сапожник».

Литература

Галахов В.П., Кондрашов И.В. Опыт моделирования динамики горного оледенения в голоцене (по исследованиям в бассейне Актру, Горный Алтай) // Изв. РГО. 1991. Т. 123. Вып. 1. С. 39–45.

Галахов В.П., Руденко И.Н. Использование имитационной модели расчета баланса ледника при палеогляциологических реконструкциях последнего похолодания на Алтае // Изв. РГО. 1993. Т. 124. Вып. 4. С. 51–54.

Голубев Г.Н. Особенность прорывов ледниково-подпрудных озер различных типов // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 155–163.

Десяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., 1965. 244 с.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л., 1986. 288 с.

Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967. 264 с.

Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, 1982. 209 с.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников: Пер. с англ. М., 1984. 472 с.

Попов В.Е. О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая // Гляциология Алтая. Томск, 1962. Вып. 1. С. 188–221.

Редькин А.Г. Гляциологическая оценка возможности существования покровного оледенения на плато Укок (Южный Алтай) в максимум последнего похолодания // Изв. РГО. 1994. Т. 126. Вып. 3. С. 70–74.

Физические основы теории климата и его моделирования // Тр. междунар. науч. конф. (Стокгольм, 29 июня – 10 августа 1974). Л., 1977. 271 с.

Т.В. Антюфеева

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ЛАНДШАФТНО-ИСТОРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТАНОВЛЕНИЯ СИСТЕМ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

При исследованиях воздействия деятельности человека на природные комплексы необходимо учитывать то, что все современные ландшафты по своему происхождению являются природно-антропогенными (Преображенский В.С. и др., 1998). Большинство современных ландшафтов испытывало в течение многих столетий то или иное антропогенное воздействие, поэтому процесс антропогенной трансформации природных комплексов имеет эволюционный характер.

По мнению ряда авторов (Жекулин В.С., 1982; Низовцев В.А., 1999; Николаев В.А., 1987), выявление закономерностей антропогенной эволюции природных комплексов должно основываться на ландшафтно-историческом исследовании территории, которое в свою очередь опирается на системный подход, когда конкретная хозяйственная деятельность в конкретных ландшафтных условиях рассматривается как «единая природно-хозяйственная система» с определенным набором типов природопользования, а направленность хозяйственного использования территории зависит от природно-ресурсного потенциала территории.

Природно-хозяйственная система характеризуется сложным функционированием, особенно на территории со смешанным хозяйственным использованием. Определяя виды и способы ведения хозяйства в конкретных ландшафтных условиях в определенные исторические срезы, существует возможность установить глубину антропогенных изменений в природных комплексах, в какое конкретное время происходила та или иная трансформация.

В данной работе предпринята попытка применения ландшафтно-исторического подхода (Низовцев В.А., 1999) при анализе становления систем природопользования. Нами на основе исторических и археологических материалов и данных были установлены:

1. Начальный этап заселения территории;
2. Особенности и этапы расселения, материально-культурная принадлежность обитавших здесь людей;
3. Типы, особенности и основные этапы хозяйствования в определенное время на конкретной территории.

Объектом исследования выбрана северо-западная оконечность Рудно-Алтайской провинции, расположенная в пределах Змеиногорского, Локтевского, Третьяковского и части Рубцовского и Поспелихинского административных районов Алтайского края. Район является уникальным не только как объект историко-археологических исследований, но и в природном отношении. Исследуемая территория расположена в пределах выделенной Г.Я. Барышниковым (1992) переходной зоне, на стыке двух физико-географических стран – Западно-Сибирской равнины и Алтае-Саянской горной страны, что наложило отпечаток на формирование ландшафтной структуры (Ландшафтная..., 1992). Природные комплексы района исследования отличаются сложностью устройства и большим разнообразием. Неоднородность природных условий и, соответственно, природных ресурсов способствовали раннему заселению и интенсивному хозяйственному освоению территории.

Формирование современной ландшафтной структуры произошло в конце среднего голоцена 2000–2500 лет тому назад, когда произошло ослабление засушливости климата, который приобрел основные черты современного (Хотинский Н.А., 1977), поэтому установление «нулевой» точки отсчета антропогенных изменений в ландшафтах, начальных изменений, происходящих под воздействием человека – можно отнести к этому времени.

Археологические памятники свидетельствуют о том, что заселение территории шло очень активно, поэтому к моменту образо-

вания современных ландшафтов их предшественники несли некоторые черты антропогенной измененности. Первые же поселения в северо-западной части Рудного Алтая относятся, по данным А.Л. Кунгурова (1987, 2002), к концу среднего палеолита (около 15–20 тыс. лет назад). Памятники, относящиеся к древнекаменному веку – палеолиту, единичны. Наиболее информативными являются стоянки Гилево и Золотушка в Локтевском районе, где были обнаружены средне- и верхнепалеолитические находки каменных орудий, пластин и сколов. На юго-западном берегу оз. Колыванского в Змеиногорском районе в 1982 г. была открыта верхнепалеолитическая стоянка Колыванское II, а в Третьяковском районе на местонахождении Вакулиха I найдено позднепалеолитическое орудие типа скобеля (Алехин Ю.П., Демин М.А., 1993). Помимо каменных изделий близ села Таловка в Змеиногорском районе (Алехин Ю.П., Кирюшин Ю.Ф., 1996) выявлены также обломки костей ископаемых животных: носорога, бизона, пещерного льва.

Несмотря на немногочисленность палеолитических памятников в Рудном Алтае, они свидетельствуют, что этот регион был заселен большими родовыми группами подвижных кочующих охотников. Такое заселение, как считает Ю.П. Алехин (1999), вероятно, происходило через Предуралье и Урал, Западно-Сибирскую низменность и далее вверх по Иртышу к Алтайским предгорьям.

Неолит Рудного Алтая пока еще слабо изучен (История Алтая, 1995), но в целом он характеризуется совершенствованием каменной индустрии и постепенным переходом к производящему хозяйству. Эпоха неолита представлена немногочисленными поселениями, стоянками, которые расположены преимущественно в Локтевском районе. Известно 11 неолитических памятников (большинство из них в расположены в районе села Новенькое, в юго-западной части исследуемой территории). Данная эпоха характеризуется тем, что наряду с охотой значительную роль стало играть рыболовство.

Таким образом, в древнекаменный период, предположительно, складывалась система природопользования, где основными видами деятельности древних народов являлся присваивающий тип хозяйства, при котором трансформировалась главным образом биотическая составляющая природных комплексов.

Изобилие руд цветных металлов, благоприятные природно-климатические условия способствовали возникновению в эпоху энеолита одного из древнейших в Сибири центров цветной металлургии, скотоводства и земледелия. Уже в IV тыс. до н.э. население

Рудного Алтая освоило технику рудодобычи и производства цветных металлов (Алехин Ю.П., 1991; Алехин Ю.П. и др., 1992).

Результаты многолетних исследований (Алехин Ю.П., 1991; Демин М.А., 1989; Розен М.Ф., 1983) древнейших в Сибири поселений металлургов и скотоводов Колыванское I (IV–III тыс. до н.э.) в Змеиногорском районе на берегу оз. Колыванского позволили реконструировать хозяйственную деятельность жителей этого времени. В пределах этого поселения были зафиксированы многочисленные следы металлургического производства: медная руда и ее шлаки, литейный брак и т.д. Указанная руда добывалась на выработках, ближайшие из которых находились в 25–30 км от поселения.

Хозяйство «колыванцев» было комплексным с ведущей ролью в нем горного дела и производства цветных металлов (Розен М.Ф., 1983). Земледелие имело примитивный характер. Воздействие на природные комплексы было относительно невелико, но уже тогда появились первые селитебные и условно промышленные (выемки по добыче руды) антропогенно-производственные образования. Их расположение совпадает с контурами двух типичных для условий региона типов расселения – приречного (приозерного) и в месте разрабатываемых месторождений.

Исследования андроновских поселений Рудного Алтая (эпоха развитой бронзы) показали (Могильников В.А., 1990), что во второй половине II тыс. до н.э. климат был более сухой, а уровень грунтовых вод и водоемов значительно ниже, чем с рубежа II–I тыс. до н.э. и в современности. Климатические условия серьезным образом повлияли на расселение человека по территории и на способы ведения им хозяйства. Если во времена неолита древние население было более или менее равномерно рассредоточено на всем пространстве исследуемой территории, то во второй половине эпохи бронзы оно вынуждено было сконцентрироваться в долинах рек, сохранивших свой сток. При жесткой локализации поселений в долинах скотоводство вынужденно имело придолинный (оседлый) характер. Для земледелия использовали лишь пойменные земли.

В эпоху поздней бронзы (XII–VIII вв. до н.э.) Рудный Алтай заселяло население, сформировавшееся в результате смешения андроновских и пришлых племен. На поселении Колыванское-I в Змеиногорском районе (Алехин Ю.П., 1996) обнаружена кратковременная ирменская стоянка – самый юго-западный памятник ирменской культуры. Плотность населения в эпоху поздней бронзы,

вероятно, было несколько меньшей, чем в эпоху развитой бронзы, что определяется соотношением памятников этих эпох. Памятники эпохи поздней бронзы известны в Змеиногорском и Локтевском районах.

В специализации хозяйства населения поздней бронзы в значительной мере сохранились традиции андроновцев. На всех поселениях зафиксированы остатки медеплавильного и бронзолитейного производства. Развитие горного дела у древних племен приводило к полной и масштабной трансформации рельефа в местах рудодобычи (Розен М.Ф., 1983).

В связи с аридизацией климата в эпоху развитой и поздней бронзы (Николаев В.А., 1999) произошло резкое сокращение площади используемых земель и увеличение антропогенных нагрузок в приречных зонах, что повлекло за собой пастбищную дестабилизацию надпойменно-террасовых природных комплексов. Пастбищная деградация, дефляция стали постоянными спутниками андроновской и более поздних культур бронзового века. Разразившийся экологический кризис сопровождался массовыми миграциями населения в более благоприятные северные районы, а оставшимся племенам на рубеже поздней бронзы – раннего железа пришлось перейти от оседлого скотоводства к кочевому, что в целом способствовало снижению антропогенной нагрузки на существующие в то время ландшафты.

Многочисленные курганы скифского периода (вторая половина VI–III вв. до н.э.) на Рудном Алтае свидетельствуют об увеличении здесь плотности населения сравнительно с предыдущим временем. Несмотря на это, выявленные поселения одиночны и все они связаны с металлургическим производством. Этот факт подтверждает то, что значительная часть населения вела кочевой и полукочевой образ жизни (пришлые саки и пазырыкцы) (Алехин Ю.П., 1992).

Благодаря тому, что с середины I тыс. до н.э. произошло ослабление засушливости климата, который приобрел основные черты современного (Хотинский Н.А., 1977), в пастбищеоборот были вовлечены новые земли на обширных междуречных равнинах, что способствовало резкому увеличению поголовья выпасаемого скота. Рост населения способствовал интенсификации земледелия. Естественно, что увеличение антропогенной нагрузки вело к деградации природных комплексов. Пострадали лесные ландшафты предгорий северо-западной части Рудного Алтая. Выпас скота, сопро-

вождавшийся уничтожением травостоя, подлеска и подроста, вытаптывание, вырубка и выжигание лесов (дерево являлось единственным сырьем для плавильных печей) привели к значительному сокращению их площади (Николаев В.А., 1999).

Таким образом, на протяжении более чем трех тысячелетий спецификой природопользования населения Рудного Алтая являлось горнорудное производство. В это время ландшафтная структура исследуемой территории, а особенно пойменные и террасовые комплексы, подверглась наиболее сильной трансформации за всю древнейшую историю этого региона. В ряде случаев антропогенный пресс оказывал определяющее влияние на развитие природных комплексов, прежде всего малоустойчивых, такие как реликтовые леса и пойменные ландшафты.

Следующий этап охватывает значительный период времени вплоть до XVIII в. В этот период формируется система природопользования, в которой доминирующее положение занимает кочевое скотоводство.

В III–II вв. до н.э. Рудный Алтай, как и другие южно-сибирские регионы, был покорен хуннскими племенами (История Алтая, 1995), в результате чего происходит смена культурных традиций, меняется этнический состав населения. Кочевой образ жизни становится основным, что подтверждается отсутствием долговременных поселений.

По мнению С.С. Черникова (1975), Рудный Алтай в III в. до н.э. – I в. н.э. населяли племена угр. В Локтевском районе курганы могильников располагались цепочками с севера на юг (Гилево-IX, XIII).

В середине VI в. тюркские племена Центральной Азии объединились и основали свое государство, в границы которого входила и территория Рудного Алтая. Единственный могильник на исследуемой территории – Гилево-VIII в Локтевском районе представлен каменно-земляными курганами, а у д. Павловка того же района найдены древнетюркские каменные изваяния.

Позднетюркским периодом (вторая половина VIII – первая половина IX вв.) датируются курганы могильников Гилево-XIII, Корболиха-VIII, IX (Могильников М.А., 1976).

В IX – начале XI вв. Рудный Алтай входил в состав Кимакского каганата, который включал в себя различные племенные объединения (Алексин Ю.П., 1992). Уйгурское племя входило в состав каганата и кочевало в пределах территории Рудного Алтая. Уйгур-

ские курганы малочисленны и характеризуются небольшими земляными насыпями округлой формы.

С XI в. происходит значительный отток населения Рудного Алтая на запад (Алехин Ю.П., 1999). Археологические памятники первой половины II тыс. н.э. на территории северо-западной части Рудного Алтая не встречаются. В XIV–XVI вв. территория продолжает оставаться незаселенной. В XVII – первой половине XVIII вв. значительная часть Рудного Алтая была в составе Джунгарского ханства, но оставалась слабо заселенной.

Природопользование данного периода отличается однонаправленностью. Нарушению подвергалась большей частью только биотическая составляющая природных комплексов. Если учесть, что кочевники заселяли эту территорию периодически, то можно говорить об обратимом их воздействии.

Период XVIII – конца XIX вв. является переломным в хозяйственном освоении ландшафтов данного региона. Природопользование начинает приобретать интенсивный характер. Это объясняется тем, что с XVIII в. происходит освоение территории Рудного Алтая русскими и включением его в состав Российской империи. Под руководством Акинфия Демидова в 1729 г. был построен первый на Алтае Кольвано-Воскресенский завод (Малолетко А.А., Малолетко А.М., 2001). На протяжении нескольких последующих лет одно за другим начинают открываться месторождения полиметаллических руд (Змеиногорское, Золотушинское, Лазурское, Семеновское, Петровское, Черепановское и др.) Увеличивается численность населения за счет приписных рабочих и крестьян (История Алтая, 1995), что позволяет с большей скоростью развиваться горнопромышленному производству в северо-западной части Рудного Алтая.

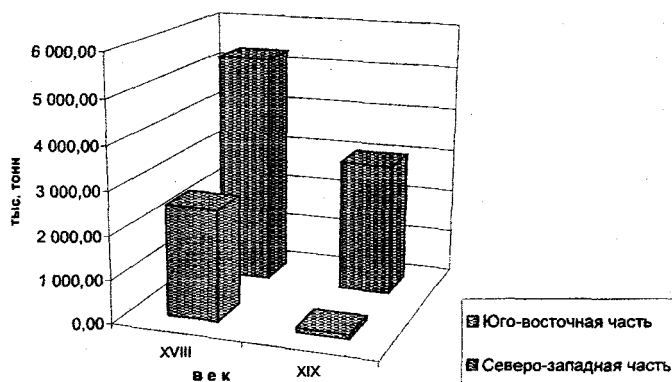
С передачей Алтайских заводов в собственность русских царей в 1747 г. (Шкарпетин В.В., 1977) недропользование достигло максимальных размеров. К концу XVIII в. в северо-западной части Рудного Алтая работало два завода: Кольванский (1729 г.) медеплавильный и Локтевский (1783 г.) сереброплавильный. Рудный Алтай в XVIII в. стал главной металлургической базой России. В то время были «переоткрыты» все «чудские» месторождения и разведано множество новых. Однако формирование данной системы природопользования привело к тому, что полной и частичной трансформации подверглись почти все природные комплексы. Это связано с тем, что для расположения заводов учитывалось наличие рядом с ним не только месторождения полезных ископаемых, но и

лесных и водных ресурсов. Топливом служил древесный уголь, причем общий вес сжигаемого топлива значительно превышал вес расплавляемых руд. Большое количество леса требовалось также для сооружения гидротехнических установок и зданий, которые возводились тогда исключительно из дерева. Следствием такого отношения к лесным комплексам послужило почти полное его уничтожение в районе Змеевского рудника и окрестностях Колыванского завода (Барышников О.Н., Кулемин А.Е., 2000), который по этой причине был закрыт в 1759 г. В 1790 г., когда лес частично был восстановлен, завод был открыт вновь, но в 1800 г. в связи с тем, что лесные ресурсы были окончательно исчерпаны, Колыванский завод был закрыт, а на его территории разместили менее энергоемкую шлифовальную фабрику. Со временем в производстве вовлекались земли, значительно удаленные от рудных месторождений, что приводило к развитию дорожной сети и опорных населенных пунктов, что в свою очередь влияло на трансформацию природных комплексов.

В XIX столетии был отмечен значительный спад числа открываемых рудных объектов. Это объясняется тем, что потенциал легко открываемых рудопроявлений почти иссяк. Темпы добычи руды оставались еще высокими в основном за счет хорошей организации горнорудного производства на Змеиногорском руднике. В XIX столетии, по сравнению с предыдущим, руды добыто в 2 раза больше. Такая диспропорция вызвана тем, что на Змеиногорском месторождении добывались бедные руды из закладки, использованные для нее ранее при отработке залежи богатых золото-серебро-барит-полиметаллических руд. Змеиногорский сереброплавильный завод, построенный в 1805 г., перерабатывал концентраты полиметаллических руд не только северо-западной, но и юго-восточной части Рудного Алтая (Чекалин В.М., 2000). Из общего количества руды, добытой на Рудном Алтае в XVIII–XIX вв., на северо-запад приходится 82,2% руды. И лишь незначительная доля принадлежит юго-восточной части (рис.).

В период с 1830 по 1855 г. Алтайский округ был арендован Министерством финансов у Кабинета Е.И.В. и поэтому министр финансов фактически являлся управляющим округа, а в 1855 г., когда Россия вступила в полосу затяжного кризиса и оказалась на грани финансовой катастрофы, алтайские рудники и заводы вернулись в подчинение Кабинета. Особое внимание было уделено до-

быче золота, которая в 1856–1860 гг. достигла 43,5 пудов в год (История Алтая, 1995). Отмена крепостного права вызвала резкий взлет цены рабочей силы и соответственно рост себестоимости золотистого серебра. В целях экономии средств кабинетская администрация сократила объем поисковых и разведочных работ, что в конечном счете явилось одной из причин упадка алтайской горной и металлургической промышленности во второй половине XIX в.



Количество руды, добытой на Рудном Алтае в XVIII–XIX вв. (по В.М. Чекалину, 2000)

Сельское хозяйство на Рудном Алтае в этот период развивалось не столь бурно, как горнорудное дело, хотя хлебопашество было основным занятием приписных крестьян. В целом приписная деревня обеспечивала хлебом свои потребности и потребности заводов. Доминирующей системой земледелия была залежно-паровая, иногда использовалось и трехполье, которое сочеталось с залежью (Булугин Ю.С., 1997). Пока определенные участки земли использовались, на них применялось трехполье: озимь сменялась яровыми, яровые – паром. Когда земля выпахивалась, ее забрасывали для отдыха на длительное время. При наличии большого резерва земель такая система землепользования была вполне оправдана и не вызывала ярко выраженных негативных последствий.

Следующий этап в развитии систем природопользования в северо-западной части Рудного Алтая – конец XIX – начало XX вв.

В этот период главной отраслью специализации становится сельское хозяйство. Если на горнорудную промышленность реформа 1861 г. оказала крайне негативное воздействие, то сельское хозяйство в связи с отменой крепостного права получило широкие перспективы роста. Значительно увеличивается численность населения, особенно в период Столыпинских реформ (Скубневский В.А., 1999). В связи с этим произошло увеличение посевных площадей.

Развитие сельского хозяйства прежде всего выразилось в смене системы земледелия. Эволюция земледелия шла от залежно-паровой системы к трехполью и сложным севооборотам. Использовались природные комплексы, где почвы имели хорошее качество, а после десятилетнего севооборота отходили в залежь. Крестьяне предпочитали использовать не старые поля, а распахивать целину (История Алтая, 1995). Таким образом, можно говорить об экстенсивном ведении сельского хозяйства, что приводило к использованию и трансформации все больших и больших площадей неосвоенных территорий.

30-е и 40-е гг. прошлого столетия ознаменовались всплеском геолого-разведочных работ в районе исследования. Были переоценены Золотушинское, Лазурское, Карамышевское месторождения, вновь открыты Корбалихинское, Новозолотушинское, Степное, Рубцовское, Захаровское, Юбилейное. Стал работать Змеиногорский рудник, где, по М.Ф. Розену (1952), добыто не менее 5,5 т золота, извлекался барит.

Экологические проблемы в это время были кратковременными и имели очаговый характер, связывались в основном с вырубкой лесов у истоков рек и вблизи населенных пунктов, а также с господством в районе исследования залежной системы земледелия и устаревшего трехполья (Красноярова Б.А., 2000).

С середины и до конца XX в. в сложившейся системе природопользования наблюдается процесс наибольшего антропогенного давления на природные комплексы. В советское время окончательно формируется крупнейшая минерально-сырьевая база цветной металлургии в северо-западной части Рудного Алтая. Строительство и эксплуатация горнодобывающих предприятий и Алтайской горно-обогатительной фабрики (г. Горняк) сопровождались отчуждением земель, разрушением и загрязнением почв, извлечением из недр больших масс рудовмещающих пород, подземных вод, образованием и накоплением твердых и жидких токсичных отходов пе-

переработки и обогащения руд. Площади и разнообразие антропогенных ландшафтов существенно увеличились.

В этот период наблюдалось внедрение широкомасштабного проекта освоения целины. Уже к 1956 г. равнинная западная часть исследуемой территории была распахана на 60%, предгорная восточная – на 30% (Розов Н.Н., Базилевич Н.И., 1958), поэтому прирост валового производства продукции сельского хозяйства происходит в основном за счет экстенсивных факторов. В 70-е гг. началась индустриализация сельского хозяйства (Красноярова Б.А., 2000). Экологические проблемы природопользования связаны с активизацией негативных природных процессов, таких как водная эрозия и дефляции, засоление и вторичное засоление и др.

Современный этап – последнее десятилетие XX в. – характеризуется переходом экономики страны к рыночным отношениям. Горнодобывающая отрасль приостанавливает свою деятельность: закрываются рудники, прекращаются геологоразведочные работы. С 1990-х гг. Змеиногорский рудник находится на мокрой консервации. Запасы месторождения отработаны на 25%. Лазурское месторождение отработано на 7–10%. Закончена эксплуатация Семеновского и Золотушинского месторождений. Консервация предприятий во многих случаях не остановила, а активизировала процесс трансформации природных систем (подтопление территорий, загрязнение тяжелыми металлами, развитие вторичных экзотенных процессов и т.д.).

В аграрной сфере происходит формирование новых форм собственности и производственных отношений. Наблюдается сокращение площади обрабатываемых земель, уменьшение объемов производства переориентация аграрного сектора исходя из соотношения спроса и предложения на отечественном рынке на продукцию сельского хозяйства (Красноярова Б.А., 2000). Несмотря на сокращение обрабатываемых земель, экологические проблемы в аграрном природопользовании обостряются. Отсутствует государственное финансирование почвозащитных мероприятий, нарастают негативные природно- и антропогенно обусловленные процессы. В естественных биоценозах появляется много заносных сорняковых растений, большие площади необрабатываемых полей способствуют миграциям вредителей и болезней.

Анализ ландшафтной структуры исследуемого района показал, что на относительно небольшой площади расположены природно-

территориальные комплексы разной сложности внутреннего устройства, отличающиеся большим разнообразием природных ресурсов, что явилось важнейшим фактором в заселении этой территории начиная с палеолитического времени. С эпохи неолита у населявших Рудный Алтай племен стали проявляться зачатки производящего типа хозяйства, соответственно возрастала и нагрузка на ландшафты. Начиная со второй половины I тыс. до н.э. человек стал оказывать комплексное воздействие на природу, что приводило к трансформации всех компонентов среды.

Наивысший пик антропогенной нагрузки на природные комплексы, связанной с горнорудной промышленностью, пришелся на XVIII – начало XIX вв. Это время отличалось массовым освоением месторождений, повсеместным сведением лесных массивов, строительством плотин, металлургических заводов. Со второй половины XIX века ведущую роль в экономике региона начало играть аграрное природопользование. Начиная с 50-х гг. XX в. в связи массовой распашкой целинных и залежных земель, вторичным развитием горнорудного производства, развитием поселений и транспортной сети была практически полностью уничтожена естественная растительность, стали развиваться деградационные процессы. На протяжении всей истории освоения северо-западной части Рудного Алтая наблюдался переменный рост антропогенной нагрузки, что в конечном итоге привело к постепенной трансформации естественных природных систем.

Литература

Алехин В.П. Рудный Алтай в древности и средневековье. Серебряный венец России. Барнаул, 1999. С. 17–63.

Алехин Ю.П. Рудный Алтай как горно-металлургическая область. Ползуновские чтения 1991 года: Тез. докл. науч.-практ. конф. Барнаул, 1991. С. 42–44.

Алехин Ю.П., Демин М.А. Охранные работы 1991 г. на Рудном Алтае // Охрана и изучение культурного наследия Алтая: Тез. науч.-практ. конф. Барнаул, 1993. Ч. II. С. 237–238.

Алехин Ю.П., Демин М.А., Илюшин А.М. Некоторые результаты исследований на Рудном Алтае // Вопросы археологии Алтая и Западной Сибири эпохи металла. Барнаул, 1992. С. 135–140.

Алехин Ю.П., Кирюшин Ю.Ф. Памятники археологии Змеиногорского района. Памятники истории и культуры юго-западных районов Алтайского края. Барнаул, 1996. С. 12–21.

- Атлас Алтайский край. Москва; Барнаул. 1978. Т. 1. 224 с.
- Барышников Г.Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск, 1992. 182 с.
- Барышникова О.Н., Кулемин А.Е.* Металлургическая промышленность и особенности природопользования на Алтае в XVIII веке // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 48–50.
- Булыгин Ю.С.* Приписная деревня Алтая в XVIII веке. Барнаул, 1997. 306 с.
- Гунова В.С., Кирьянова Н.А., Кренке Н.А., Низовцев В.А., Спиридонова Е.А.* Земледелие в долине Москвы-реки в железном веке // Российская археология. М., 1996. №4. С. 93–120.
- Жекулин В.С.* Историческая география: предмет и методы. Л., 1982. 224 с.
- Земцов А.А., Земцова В.А.* Антропогенизация степи на юге Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 1996. №4. С. 28–37.
- История Алтая. Барнаул, 1995. 480 с.
- Карпенко З.Г.* Горная и металлургическая промышленность Западной Сибири в 1700–1860 гг. Новосибирск, 1963. 216 с.
- Красноярова Б.А.* Пространственно-временная дифференциация формирования систем аграрного природопользования на юге Западной Сибири. Экономика природопользования Алтайского региона: история, современность, перспективы. Барнаул, 2000. С. 265–271.
- Кунгуров А.Л.* Каменный век Рудного Алтая. Ч. 1: Палеолитические памятники. Барнаул, 2002. 176 с.
- Кунгуров А.Л.* Палеолитические находки на Верхнем Алее // Археологические исследования на Алтае. Барнаул, 1987. С. 33–39.
- Ландшафтная карта Алтайского края. Масштаб 1:1000000. Барнаул, 1992.
- Малолетко А.А., Малолетко А.М.* Воинство Алтайского горного округа (1726–1917). Томск, 2001. 232 с.
- Малолетко А.М., Орлова Л.А., Пономарева Е.А., Тетерина И.И.* Строение поймы Алей у с. Безголосово // География и природопользование Сибири: Сб. ст. Барнаул, 2002. Вып. 5. С. 50–64.
- Медникова Э. М., Мозильников В.А., Суразаков А.С.* Работы на Верхнем Алее. Археологические открытия 1975 года. М., 1976. С. 261–262.
- Мозильников В.А.* Памятники эпохи раннего железа на Верхнем Алее // Охрана и использование археологических памятников Алтая: Тез. докл. конф. Барнаул, 1990. С. 78–83.
- Мукаева Л.Н.* Горно-поисковая политика Кабинета во второй половине XIX века // 300 лет горно-геологической службе России: исто-

рия горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая. Барнаул, 2000. С. 75–80.

Низовцев В.А. Антропогенный ландшафтогенез: предмет и задачи исследования // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5: Геогр. 1999. №1. С. 26–30.

Николаев В.А. Концепция агроландшафта // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5: Геогр. 1987. №2. С. 12–15.

Николаев В.А. Ландшафты азиатских степей. М., 1999. 288 с.

Преображенский В.С., Александрова Т.Д., Куприянова Т.П. Основы ландшафтного анализа. М., 1988. 192 с.

Розен М.Ф. Древняя металлургия и горное дело на Алтае: Обзор исследований. Древние горняки и металлурги Сибири. Барнаул, 1983. С. 22–23.

Розов Н.Н., Базилевич Н.И. Земельные ресурсы Алтайского края и их использование в земледелии (без Горно-Алтайской АО). Природное районирование Алтайского края. М., 1958. Т. 1. С. 203–209.

Рунова Т.Г., Волкова И.Н., Нефедова Т.Г. Территориальная организация природопользования. М., 1993. 208 с.

Скубневский В.А. Змеиногорск в начале XX века. Серебряный век России. Барнаул, 1999. 520 с.

Современное состояние и использование земли сельскохозяйственного назначения. Производство продукции сельского хозяйства в Алтайском крае в современных условиях: проблемы и решения. Барнаул, 1997. С. 372–394.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., 1977. 192 с.

Чекалин В.М. Минерально-сырьевые ресурсы Юго-Западного Алтая на службе человека в прошлом, настоящем и будущем // Экономика природопользования Алтайского региона: история, современность, перспективы. Барнаул, 2000. С. 144–152.

Черников С.С. К вопросу о хронологических периодах в эпоху ранних кочевников. Первобытная археология Сибири. Л., 1975. С. 132–137.

Б.Н. Лузгин

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ПРОБЛЕМАТИКА ПРИГОРОДНЫХ ЗОН

Пригородные зоны являются ареной взаимодействия исходящего от городских производств потока загрязнений, среди которых преобладают различные металлические ассоциации, с антропогенными сельскохозяйственными производными, включающими органические компоненты. В связи с этим в результате реакционных взаимоотношений происходит образование металлорганических

соединений, часть из которых обладает сильными токсическими свойствами. Учитывая также усиленную фрагментацию окружающей среды в пригородных зонах, все они обладают пониженной внутренней устойчивостью и сильно дифференцированы по своим рекреационным возможностям.

Мы привыкли считать пригородные местности зоной отдыха, зоной рекреации, где можно быстро восстановить расстроенное здоровье, снять стресс, вырастить овощи и фрукты, так необходимые для здорового рациона. Здесь преимущественно сосредоточены дома отдыха, различные санатории, детские летние лагеря. Сюда выезжают и на пикники, предаваясь забавам и развлечениям, отвлекаясь от суеты, пыльной, душной и шумной городской жизни – «на природу».

Но что же они реально представляют собой с экологической точки зрения? Как сказывается на них близость или удаленность от потоков городских загрязнений? Насколько они способны сохранить изначальные, целительные свойства природы? Можно ли усилить их воздействие? И все ли относимые к рекреационным зоны действительно рекреационные?

Экотонность пригородных обстановок. Человек настолько преобразовал окружающую его природную среду, что по существу мы имеем две достаточно резко отличные между собой среды – природную и искусственную, различающихся по многочисленным параметрам: виду, цвету, составу, строению и качественным характеристикам. Сосуществование, совмещение этих сред подразумевает наличие между ними зон – экотонов, занимающих маргинальную (граничную) позицию. Именно к таким образованиям относятся и пригородные зоны городов, которые постоянно растут и раздвигаются, отвоевывая пространство у окружающей природной среды.

Высокая загрязненность городов давно уже является грозной настораживающей реальностью. Прослеживается интенсивный рост концентрации этого негативного явления, изначально обусловленного демографической интеграцией и становлением мирового рынка. Идет процесс перерастания городов в городские агломерации – конурбации, «глобальные деревни», ойкуменополисы (Уорд Б., Дюбо Р., 1975) – и далее, в результате общей глобализации, – в «континентальные города». Этому сопутствует не только скученность населения, но также промышленного и энергетического потенциалов, что определяет, с одной стороны, состояние повышенного экологического риска этой территории, с другой – раз-

нообразии источников загрязнения окружающей среды и его масштабы, а в целом отражает экологический кризис городов.

А.Н. Гусейнов (1996), развивая идеи А.И. Гутнова о двух периодах рождения городов – вначале как оборонительных крепостей, а впоследствии как промышленных центров, – выделил по контрастности экологической ситуации тюменский и магнитогорский типы городов. Для первых характерен рост промышленных зон по периферии городской территории и, соответственно, мозаичный тип загрязнений; для второго – рост городских построек вокруг крупного (градообразующего) промышленного предприятия с очаговым характером соответствующих загрязнений.

Вероятно, этот ряд может быть дополнен городами позднего (третьего?) поколения, когда жилищные комплексы либо выносятся за пределы городской черты, либо промышленные предприятия строятся в удалении от первоначальных городов в виде индустриальных городов-спутников, где часто располагаются только «высокотехнологичные» производства, но совершенно нет селитебных жилых зданий (как, например, в г. Чаньчжоу – столице провинции Хэнань в Китае).

С ростом городов человек все более отторгается от природы. Его все чаще вместо внешней зелени окружают гомогенные или агрессивные громады зданий (Филин, 1995). Возникают климатически обособленные острова тепла. Так, в современной Москве контрастные тепловые аномалии (с превышением на 10° С фоновых природных температур как атмосферных, так и речных) занимают четверть территории города (Маильянец В.К., Миронова А.В., 1997).

Город экстремален по силе и глубине воздействия. Это ощущается до подземного уровня в 120–160 м от поверхности. Почвы крупных городов теряют свойства самовосстановления, так как их буферные качества изначально рассчитаны на потоки с естественными (а не техногенными) градиентами концентраций металлов, в том числе тяжелых, обладающих аккумулярующим эффектом, что может привести к последствиям мутагенного, эмбриотоксического и канцерогенного характера.

Еще более четкими индикаторами загрязнения городов являются реки. Так, Москва-река на входе в столицу относится к условно чистым, а на выходе воды являются системами VI класса опасности.

Подземные воды из-за происходящих геохимических трансформаций переходят в стадию более токсичных формирований:

монокомпонентные загрязнения становятся многокомпонентными, увеличиваются экологические значимости микроконцентраций, появляются новые, как правило, еще более токсичные, миграционные формы (Вартанян Г.С. и др., 1997).

В среднем город продуцирует в год на единицу площади в 10 км² 6500–7000 т выбросов в атмосферу, 2,6–3 млн м³ жидких стоков и 9–11 тыс. м³ твердых отходов.

Все более резко проявляется внутренняя структуризация крупных городских территорий. Так, Ю.Б. Елисеев (1997) в пределах Большой Москвы в качестве подструктур урбанизации выделяет полис (с застройками городского типа на более 70% площади), неополис (соответственно, 40–70%), предполис (20–40%) и агролесозону (с рассредоточенными постройками городского типа). Создающаяся мозаичность ландшафтов приводит и к соответствующему ей характеру загрязнений.

Изменяется и структура пригородных зон. Разрастание сети дорог и коммуникационных линий приводит к дроблению ландшафта, его фрагментации, островизации, к снижению продуктивности соответствующих экосистем.

Полиметалльные ассоциации типовых загрязнений. Специальные геохимические исследования Европейской территории России (ЕТР) позволили установить спектр природно-концентрированных элементов антропогенного происхождения, наиболее характерных для процессов рассеяния: V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, Hg, Sn и Sb (Яншин и др., 1998). Причем по степени техногенного нарушения природных биогеохимических циклов наблюдается следующий ряд: Hg>>Cd>>Sb>Sn>>Pb>Cu>Zn>V>Ni≈Cr>Mn>Co. Доминирует в процессах техногенеза атмогенное, транссупераквagenное и инфильтрационное рассеяния.

Наиболее значительные превышения над фоновыми содержаниями для почв свойственны в промзонах Pb, Zn, Cu, Co, Ni, Cr и V, в селитебных зонах Zn, Pb, Cu, V, в агроландшафтах пригородов Pb, Co, Cu, Zn, V. В целом в количественном отношении выделяется рассеяние Pb, Cu, Zn, Cr, V, Ni, Co, Cd, Sn. При этом по контрастности техногенно-геохимических ореолов рассеяния наблюдаются следующие ряды: в промышленных зонах – Mn>Zn>Pb>Cr>Cu>V>Ni>Sn>Co>Cd>>Hg; в городских селительных зонах – Mn>Zn>V>Pb>Cu≈Cr>Sn>Ni>Cd>>Hg; в пригородных ландшафтах – Mn>Pb>Cu>V>Zn>Cr>Co>Ni>Cd≈Sn (Яншин и др., 1998).

Разумеется, что данный перечень является обобщенным, но на этом «фоне» развиваются определенные эколого-геохимические типы загрязнений, то есть пространственно устойчивые ассоциации аномальных токсикантов, характерные для районов разнопрофильных производств, полей фильтрации и свалок, железнодорожных трасс, автомагистралей и т.п. Причем данные проведенных детальных исследований по Москве свидетельствуют, что «условно фоновый тип» занимает не более 22% территории города и даже лесопарковые зоны значительно поражены техногенным загрязнением (Буренков Э.К., Гинзбург Л.Н., 1997).

Однако в связи с химизацией и технификацией сельского хозяйства происходит интенсивное загрязнение и агропромышленных ландшафтов антропогенно возмущенными геохимическими ассоциациями. По Ю.Е. Саету и др. (1990), потоки рассеяния сельскохозяйственных ландшафтов характеризуются в целом следующей элементной ассоциацией: F, Cr, V, P, Ni, Co, Sn, As, Hg, Ag, Cu, Zn и Pb. Но здесь также порой наблюдается более или менее отчетливая типизация загрязнений в зависимости от ее региональной позиции.

Данные по Иркутско-Шелеховскому агропромышленному району позволяют вычленить характерные полиэлементные ассоциации на этой территории, типичные для многих промышленных городов (в том числе самого Иркутска) – Ag, Hg, Cu, Pb, Zn, Cr; для специфических зон металлургического производства алюминия – F, Cu, Hg, Ag, Pb, Ni, Li, V и для прилегающей к северу указанного района сельскохозяйственной зоны – Ni, Co, Ti, V, P, F, U, Mn, Hg (Коваль П.В., Белоногова Г.А., 1998).

Как установлено, распространение загрязнений от единого источника определяется направлениями естественного переноса вещества и соединений, с дифференциацией переносимого материала по дальности. Это определяет своеобразную зональность в размещении продуктов загрязнения, выражающуюся, в общем случае, в выпадении максимума загрязняющих веществ вблизи источника загрязнения или на некотором удалении от него и постепенном уменьшении объема выпадающих «осадков» по мере возрастания дальности переноса.

Поскольку городскую систему в целом можно уподобить объединенному многоочаговому источнику загрязнений, принципиально картина их распространения усложняется лишь многофакельным составом специфических для каждого производства про-

дуктов, объединенных общим ареалом, окружающим территорию города, нередко овальной или более сложной конфигурации, определяемой направлениями преобладающих ветров.

Один из многочисленных примеров подобного загрязнения пригородных сосновых боров показан М.Н. Труновым (2002), исследовавшим состояние экосистем зеленой зоны г. Бийска в условиях техногенного загрязнения.

В результате более полувекowego техногенного загрязнения в подветренную сторону проявилась двухкилометровая зона деградации сосновой экосистемы, сменяемая далее (от 2 до 6 км) зоной умеренного влияния загрязнителей.

В пределах первой из них в почвах наблюдается закономерное увеличение лесной подстилки (горизонт A_0) и гумусово-элювиального горизонта (A_1), уменьшение в 2–3 раза уровня содержания тяжелых металлов, гидролитической кислотности, увеличения насыщенности почв основаниями. В самих лесах в указанном направлении существенно снижается освещенность (от 20% до почти 10%), увеличивается радиальный и вертикальный прирост деревьев и соответственно их объем (до 40%), резко повышается и улучшает подрост, увеличивается (на два года) срок жизни хвой. Ухудшаются посевные качества семян. Более интенсивно ослабленные деревья заселяются стволовыми вредителями. Снижается биоэлектрическая активность одновременно животных и растений (на 18%).

В травяном ярусе лесного покрова происходит резкое снижение видового разнообразия и плотности растительности (в 2,5–2,7 раза), упрощается разнообразие мхов.

Очевидно, что по периферии городской черты (и в самом населенном «пункте») качество окружающей среды по всем ее параметрам угнетено по сравнению с менее загрязненной прилегающей территорией.

Сфера атмосферно загрязняющего воздействия отдельных крупнейших промышленных предприятий, в частности металлургических, может превышать 1000 км. Города, как нередкие скопления ряда крупных и разноплановых промышленных производств, характеризуются большими ареалами подобного воздействия (сотни и десятки тыс. км²). Так, ареал гибели и повреждений лесных массивов вокруг г. Норильска, поставляющего 2,3 млн т загрязнений ежегодно, составляет 550 тыс. га. Разумеется, масштабы и характер дифференцированности и загрязнений почв пригородных зон достаточно разнообразны, но все они отличаются общей металлогенической направленностью. Вероятно, можно а priori составить зональ-

ный ряд аэрозольных и молекулярных мигрантов с учетом крупных промышленных источников по профилю производств.

Обоснованные А.И. Перельманом (1998) типы и классы естественных биогеохимических провинций, исходя из щелочности-кислотности почв, которые характеризуются специфическим набором типоморфных, дефицитных и избыточных элементов, определяющих соответствующие биогеохимические эндемии, вероятно, должен быть впоследствии дополнен их антропогенно-природными вариациями, учитывая их крайне важное значение для прогностических целей.

Видимо, с учетом трансупераквалльных поллютантов можно выстроить миграционные ряды различных растворимых и молекулярных металлических водных комплексов, транспортируемых на различные расстояния от индустриальных центров.

И также бесспорно, определенные ассоциативные ряды зональности сопровождают распространение подземной гидросферы в окрестностях всех городов.

Взаимоотношения между указанными комплексами элементов и соединений чрезвычайно разнообразны, но принципиально важно подчеркнуть, что во всех этих средах от города исходят пульсации разнообразных загрязнений, для большинства из которых характерна существенная металлогенная составляющая.

Совершенно определено этому центробежному потоку металлов в селективных пригородных зонах предстоит преодоление геохимического барьера иных антропогенно-природных обстановок, характеризующихся развитием загрязнений сельскохозяйственного профиля. Соответствующие геохимические потоки при встрече и проникновении друг в друга будут реагировать между собой, сколь бы малы они не были.

Согласно современным представлениям, токсичность соединений металлов во многом определяется формами их существования в водах. Выстраивается следующий ряд по мере понижения токсичности: гидратированные ионы металлов и простые комплексы с неорганическими анионами, комплексы с серосодержащими лигандами, аминокислотами и комплексы металлов с гуминовыми и фульвокислотами и, наконец, коллоидные частицы с адсорбированными на их поверхности металлами.

Но еще более важно, чем эти взаимодействия, реагирование на этом геохимическом барьере металлического потока, исходящего от городов, с существенно органогенными соединениями почв, проис-

ходит с поглощением металлов гумусовыми кислотами и другими органическими соединениями, постоянно присутствующими в минеральной, поровой или подземной атмосферной частях почв.

Кроме того, при катализирующем воздействии биотических ферментов нежелательные продукты (конечные или промежуточные) соответствующих реакций приводят к активации по отношению к экосистемам (и человеку). Биотические превращения металлов, включение их ионов в органические производные часто повышают токсичность по отношению к теплокровным животным, являясь нежелательными реакциями активирования (Корте Ф. и др., 1997). Из наиболее исследованных к ним относятся, в частности, метилирование ртути, олова и свинца в окружающей среде. Биометилирование соединений мышьяка приводит к образованию диметил- и триметиларсинов – исключительно токсичных летучих соединений. Вероятно, что подобные же биологические реакции протекают с селеном, теллуром и некоторыми другими металлами, что к настоящему времени недостаточно изучено.

Сравнительно недавно был выявлен непредвиденный эффект, связанный с приобретением «безобидным» алюминием сильных токсических свойств в кислотной обстановке, которая становится все более характерной для наших почв (Пурмаль А.П., 1998). Обычно этот металл связан в недоступной для организмов форме в фазе почвенных минералов. Подкисление переводит алюминий в фазу раствора, причем усиление его геохимической подвижности зависит от количества и природы присутствующих в почвах лигандов (например, гуминовых и фульвовых кислот). Вместе с тем доступность и токсичность алюминия для животных и растений сильно зависит от природы образующихся Al-органических комплексов (Богдановский Г.А., 1994). Чем больше количество сильно связывающих лигандов, тем более подвижность этого металла. При щелочных значениях pH преобладает $Al(OH)_4^-$, тогда как при pH 4 доминирует трехвалентный аква-ион (Al^{3+}), а в критической области pH от 4 до 7 судить о форме нахождения Al очень сложно. Но уже неоспоримо, что алюминий – реальный токсический агент в озерной воде и на подкисленных водосборных площадях, а алюминий содержащая буферная система может замещать обычную гидрокарбонатную буферную систему при pH, близких к 5.

На основе физико-биологического анализа, с привлечением широкого спектра других данных, В.Г. Горшков (1995) пришел к

выводу, что домашние животные, культурные растения, приусадебные участки, сады и парки не обладают внутренней устойчивостью. А приведенные выше нами сведения позволяют заключить, что это мнение может быть распространено на все пригородные зоны в целом.

Широкое внедрение в практику этих зон сельскохозяйственных методов минеральной подкормки и искусственных способов борьбы с вредителями культивируемых растений привело к загрязнению используемых для этого почв, наряду с продуктивными N, P и K, широким спектром сопутствующих компонентов удобрений, включая ряд тяжелых металлов, кислотных компонентов и т.п. Излишние количества вносимых азотных форм привели к далеко не безобидной нитрификации овощей и плодов. А все упомянутые компоненты и процессы – нередко к значительному ухудшению качества получаемой здесь сельскохозяйственной продукции, несмотря на ее привлекательный внешний вид.

О степени загрязненности продуктов питания тяжелыми металлами вообще представления дают следующие обобщения, выполненные Г. Фелленбергом (1997):

Степень загрязненности продуктов питания тяжелыми металлами

| Продукты питания | Элементы(мг/кг или мг/л) | | | | | |
|------------------|--------------------------|-------|--------------------|-------|--------------------|--------|
| | Ртуть | | Свинец | | Кадмий | |
| | пределы содержания | норма | пределы содержания | норма | пределы содержания | норма |
| Питьевая вода | 0,00002–0,002 | 0,004 | 0,0021–0,0225 | 0,04 | 0,0004–0,0044 | 0,006 |
| Зелень | 0,00025–0,033 | – | 0,0025–9,136 | 1,2 | 0,001–0,3875 | 0,1 |
| Корнеплоды | 0,00025–0,0185 | – | 0,0005–1,54 | 0,5 | 0,0005–0,116 | 0,05 |
| Зерно | 0,0005–0,642 | 0,03 | 0,01–0,61 | 0,5 | 0,004–0,8 | 0,1 |
| Картофель | 0,0005–0,0154 | 0,02 | 0,0015–0,391 | 0,2 | 0,001–0,202 | 0,1 |
| Свинина | 0,001–0,18 | 0,05 | 0,01–0,6 | 0,3 | 0,001–0,099 | 0,1 |
| Яйцо | 0,0008–0,24 | 0,03 | 0,0002–0,8689 | 0,2 | 0,0005–0,0871 | 0,05 |
| Молоко | – | – | 0,001–0,0835 | 0,2 | 0,001–0,007 | 0,0025 |

Как видно, нормативные содержания значительно перекрываются, что не может не сказаться на здоровье и самочувствии потребителей подобной продукции.

Заключение. Кратко обозначенные выше аспекты специфики загрязнений и активизированных ими процессов взаимодействия нуждаются в детальном исследовании. Но уже сейчас совершенно ясно, что пригородные зоны – это особая категория биогеохимических, экологических обстановок.

К сожалению, их изучение целенаправленно не проводилось. Особенно это касается количественных оценок отмеченных миграционных и реакционных процессов. И тем не менее уже вполне можно сделать первоначальные выводы в этом отношении.

Постоянное изменение качества окружающей среды пригородных зон – объективная реальность. Они являются потенциальными активными зонами образования разнообразных металлоорганических соединений, в том числе явно токсикогенного ряда, и с точки зрения экологического риска представляют повышенный интерес.

Рекреационные свойства пригородных зон – не раз заданное их изначальное состояние. Как динамичные системы они неизбежно переходят из одних категорий систем в другие, и в большинстве случаев явно теряют свои восстановительные, природные способности. Поэтому время от времени они должны с указанных позиций подлежать ревизии. Следовательно, рекреационные местности дифференцированы по своим рекреационным возможностям.

Изменение рекреационных свойств тех или иных экологических обстановок можно прогнозировать в связи с изменяющейся экотонной ситуацией взаимоотношения промышленных объектов и рекреационных учреждений. Поэтому, учитывая их взаимообусловленность, необходимо своевременно предупреждать ухудшение экологических условий в тех районах пригородов, которые могут быть подвергнуты дополнительному негативному влиянию при строительстве новых промышленных объектов, росте масштабов выпускаемой продукции и т.п.

Рост городов, если он принципиально возможен, должен сопровождаться хотя бы проработкой планов вероятного переноса рекреационных учреждений, или последние заранее должны предусматриваться за пределами тех территорий, которые в ближайшей перспективе могут отойти к явно загрязненным пригородным ландшафтам.

Литература

- Богдановский Г.А.* Химическая экология. М., 1994. 237 с.
- Буренков Э.К., Гинзбург Л.Н.* Эколого-геохимическое картирование Москвы // Разведка и охрана недр. 1997. №8–9. С. 61–65.
- Вартанян Г.С., Крайнов С.Р., Шеко А.И., Парфенов С.И., Постоев Г.П.* Экологические проблемы Московского региона // Разведка и охрана недр. 1997. №8–9. С. 66–70.
- Горшков В.Г.* Физические и биологические основы устойчивости жизни. М., 1995. 470 с.
- Гусейнов А.Н.* Экологическое осмысление архитектурно-планировочных структур городов – перспективное направление исследования городской среды // Экология и промышленность России. 1996. Вып. XII. С. 10–14.
- Елисеев Ю.Б.* Геоэкология Большой Москвы – новый взгляд // Разведка и охрана недр. 1997. №8–9. С. 73–75.
- Коваль П.В., Белоголова Г.А.* Антропогенная трансформация природных геохимических распределений Прибайкалья // Глобальные изменения природной среды / Под ред. Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко. Новосибирск, 1998.
- Корте Ф., Бахадир М., Клайн В., Лай Я.П., Парлар Г., Шойнерт И.* Экологическая химия. М., 1997. 396 с.
- Малянюк В.К., Миронова А.В.* Москва из космоса // Разведка и охрана недр. 1997. №8–9. С. 75–80.
- Перельман А.И.* Геохимия ландшафта и учение о биогеохимических провинциях // Вестник МГУ. Сер. 5: Геогр. 1998. №3. С. 3–6.
- Пурмаль А.П.* Антропогенная токсикация планеты // Соросовский образовательный журнал. 1998. №9. С. 39–51.
- Саэт Ю.Е., Ревич Б.А., Янина Е.П. и др.* Геохимия окружающей среды. М., 1990. 335 с.
- Трунов М.И.* Современное состояние лесных экосистем зеленой зоны г. Бийска в условиях техногенного загрязнения: Автореф. ... дис. ... канд. биол. наук. Барнаул, 2002. 16 с.
- Фелленберг Г.* Загрязнение природной среды. Введение в экологическую химию. М., 1997. 232 с.
- Филин В.А.* Видеоэкология: взгляд на результаты строительной деятельности // Строительные материалы. 1995. №3. С. 20–21.
- Уорд Б., Дюбо Р.* Земля только одна. М., 1975. 319 с.
- Янишин А.Л., Тютюнова Ф.В., Грачевская Е.М.* Антропогенное рассеяние природно-концентрированных химических элементов в ландшафтах центральной части европейской территории России. М., 1988.

Б.Н. Лузгин

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РЕКРЕАЦИОННЫХ ЗОН АЛТАЯ*

Рекреационные местности весьма разнообразны и многопрофильны. И все же значительная часть их принадлежит окрестностям городских территорий, наиболее часто посещаемым их жителями для восстановления здоровья, сил, бодрости. Здесь расположена значительная часть домов отдыха, пансионатов, оздоровительных лагерей, а в пределах самих городов – такие места отдыха как парки, скверы, бульвары.

К сожалению, серьезного экологического анализа пригородных зон не проводилось, но проблемы эти достаточно сложны и весьма актуальны. Можно выделить четыре основных аспекта, связанных с этим.

Во-первых, сами города – это искусственные экосистемы, с высокой (до предельной) концентрацией населения, различных производств, энергетического потенциала и с большим объемом всевозможных выбросов, сливов, утечек. В связи с чем, они характеризуются повышенным загрязнением, не только вещественным, но и тепловым, звуковым, патогенным. Это в целом зона повышенного экологического риска.

Во-вторых, окрестности городов представляются экосистемами с крайне нарушенной целостностью, которая является важнейшим фактором устойчивости окружающей среды. Чрезвычайно характерной особенностью их служит переходный характер от искусственных к естественным системам, со значительной фрагментацией последних, что придает неустойчивый характер существованию здесь всех подсистем: почвенной, растительной, животной, водной, газовой.

В-третьих, они являются динамичной экосистемой, испытывающей со стороны города все более усиливающийся пресс промышленных загрязнений. Объективно вокруг любых промышленных центров существует крупный зональный ореол загрязнений, интенсивность которых снижается по мере удаления от конурба-

* Работа выполнена при финансовой поддержке научной программы «Университеты России» (грант УР 08.01.022).

ций, но площади интенсивной общей «засоренности» могут достигать десятков, сотен и тысяч км². Для г. Бийска (при площади городских построек 70 км²) ореол интенсивного загрязнения составляет не менее 90 км². Для единого Барнаульско-Новоалтайского промышленного района он, по данным дистанционных съемок при подтаявшем снеге, составляет более 300 км². Для такого крупнейшего в России загрязнителя, как Норильский медно-никелевый комбинат, ореол загрязнения, приведший к полному или частичному повреждению лесного покрова, превышает 550 тыс. га.

Наконец, в четвертых, пригородные зоны являются территориями сложного «струйчатого» загрязнения различного по составу (от разнопрофильных предприятий), но объединенного общностью площадного распространения, поскольку сам город в целом может рассматриваться как единый источник воздействия на окружающие природные системы. А следовательно, этот общий ореол является ареной взаимодействия различных загрязнений, в пределах которого протекают разнообразные реакционные процессы, которые сопровождаются эффектом синергизма – такого совместного воздействия на живые организмы, суммарный эффект которых может изменяться в пределах от снижения отдельных негативных эффектов до превышения суммы воздействия каждого из них.

При этом совмещение в одних местах одновременно промышленных загрязнений, большую роль среди которых занимает эмиссия металлов, и собственно сельскохозяйственных органических, особенно в условиях закисляющихся почв, приводит еще к одному качественно и принципиально новому токсикогенному воздействию – продуцированию металлорганических соединений. Особенно ярко этот эффект изучен для алюминийорганических соединений, сыгравших, вероятно, ключевую роль в превращении пресноводных, некогда рыбных озер в безжизненные водные системы. Показатель pH, равный 5 и менее, – явный признак невозможности существования рыб в подобных условиях.

Кроме того, учитывая широкое развитие в крае соленых озер, которые будут вовлекаться в рекреационную сферу во все более значительных объемах, следует обратить особое внимание на необходимость их токсикологической оценки на присутствие галогенорганических соединений, содержание которых не должно превышать ПДК в количестве 100 мкг/л (Фелленберг Г., 1997), что достаточно эффективно контролируется замерами электропроводности

кондуктометрическим методом. Галофитность и галофобность — два резко отличных состояния органических систем, но большинство млекопитающих (и человек) явно испытывают дискомфорт при повышении рН среды.

Рекреационные объекты по характеру используемых ресурсов, вероятно, могут быть объединены в три сводных комплекса: минеральных ресурсов (включая водные, грязевые и другие бальнеологические); растительных (в том числе лесных) и информационно-географических (преимущественно туристических). По потенциальной длительности их использования они крайне неравноценны. Водные бальнеологические ресурсы являются наиболее стабильными и в целом ряде случаев определяют размещение курортов (Белокураха). Грязевые ресурсы могут транспортироваться к рекреационным учреждениям. Часть растительных ресурсов, включая парковые, с течением времени может потерять рекреационные способности, а соответствующие оздоровительные учреждения перенесены в более благоприятные места. Очевидно, что лекарственные растительные ресурсы не являются фактором, хоть как-нибудь влияющим на размещение потребительских объектов.

В частности, это может быть связано с превышением экологической емкости рекреационных территорий, что, к сожалению, за последнее время становится частой практикой. Так, подобные обстоятельства назревают для санаториев и домов отдыха побережья Обского водохранилища, Манжерокского и Айского озер и ряда других мест. В экстремальных случаях при близко расположенных зонах отдыха, парках и мест с большим наплывом отдыхающих, изменения окружающей среды на какой-то период оказываются близкими по экологической нагрузке постоянно густонаселенным районам. По мнению одного из крупнейших специалистов в этой области знаний — химика Ф. Корте (1997): «Сравнение городских и сельских систем показывают, что при эколого-химическом изучении природной среды следует в большей степени учитывать размеры и географические особенности территорий» (с. 132).

Необходимо иметь в виду, что предельно допустимая экологическая нагрузка — не только экологическая емкость (хотя и эти нормы не соблюдаются), но и по существу объективный интегральный показатель воздействия на весь биогеоценоз.

Если продолжать игнорировать этот природный закон, никакие меры и затраты не спасут рекреационные устройства от неизбежной

и быстрой элиминации. При этом следует учесть, что любое восстановление экологических систем – процесс гораздо более длительный, чем их разрушение, да и надеяться на их полное восстановление неразумно: одно и то же равновесное состояние не повторяется; новый уровень равновесия всегда более низок, чем прежний.

В Российской Федерации на долю земель оздоровительного назначения приходится 135 млн га, которые распределены следующим образом: дома отдыха, пансионаты, кемпинги, туристические базы, оздоровительные лагеря и другие составляют 75,2 млн га; памятники истории и культуры – 11,3 млн га; остальное приходится преимущественно на водоохранные зоны (Бюллетень МПР РФ, №1–2).

В Алтайском крае подобных земель насчитывается менее 1 млн га. В столице края – Барнауле – расположена треть всех оздоровительных учреждений этого региона. Несмотря на то, что площадь зеленых насаждений на первый взгляд вполне утешительна (7567 га), она вряд ли может быть признана удовлетворительной. Очевидно, в этом пыльном городе, с одной из самых высоких степеней загрязненности сажей по России, необходим, соответственно, и существенно более высокий уровень озеленения. Во втором по величине городе края – Бийске – городские леса составляют 4293 га, но «соотношение массы текущего и среднего приростов свидетельствует о том, что в целом пик максимально-благоприятного влияния городских лесов на экологическую обстановку Бийска уже пройден и сейчас необходимо решать вопрос постепенной замены стареющих насаждений молодым поколением древесных пород» (Шульц А.Н., 2002, с. 82).

Можно по-разному относиться к приведенному выводу, но тем не менее ясно одно: городские парки, скверы, бульвары приходят во все более неприглядное состояние, испытывая всю тяжесть атмосферного и водного стресса. Замена типов и сортов древесных пород – мера вынужденная и не всегда эффективная.

Озеленение городов – крайне важная экологическая проблема, оно с успехом решается в Амстердаме, трудно внедряется в Москве и по-прежнему отстает во многих городах сибирских регионов, где вначале природные леса нещадно вырубались, а сейчас малоуспешно восстанавливаются. Рекреационные ресурсы урбанизированных территорий в общем не так велики.

Из изложенных выше позиций вытекают некоторые важные рекомендации практического плана. Очевидно, должна быть хорошо организована мониторинговая система отслеживания рекреационных характеристик того или иного рекреационного учреждения, поскольку они весьма динамичны, особенно внутри и по периферии городских территорий. При этом постоянно обновляющаяся информация должна служить импульсом для разработки восстанавливающих природные системы мероприятий. Необходима ревизия с этих позиций старых рекреационных учреждений.

Следует усилить соблюдение норм рекреационных нагрузок и, в первую очередь, на наиболее стабильных стационарных объектах (курорты и санатории), во избежания вынужденного перевода их на вторые роли, в связи с потерей рекреационных свойств.

Открытие новых оздоровительных заведений должно быть тесно увязано с потенциальными возможностями роста городов и строительства важных промышленных предприятий. Наиболее перспективным вариантом следует считать устройство рекреационных учреждений за пределами пригородных зон. Разумеется, в этом случае все должно сочетаться с интересами отдыхающих, но привлекательность пригородных мест, в связи с их близостью, качеством комфорта, дизайна и сервиса, не должна превалировать над ролью собственно рекреационных параметров окружающей среды. Вероятно, эта проблема может быть успешно решена значительным улучшением коммуникационных услуг, быстротой и регулярностью обслуживания отдыхающих удобным и комфортабельным транспортом.

Литература

Корте Ф., Бахадир М., Клайн В., Лай Я.П., Парлар Г., Шойнерт И. Экологическая химия. Основы и концепции. М., 1997. 396 с.

Фелленберг Г. Загрязнение природной среды. Введение в экологическую химию. М., 1997. 232 с.

Шульц А.Н. К вопросу совершенствования ведения лесного хозяйства в городских лесах // Антропогенное воздействие на лесные экосистемы: Мат. II Междунар. конф., Барнаул, 18–19 апреля 2002 г. Барнаул, 2002. С. 81–83.

А.И. Зайцев

*Главное управление природных ресурсов
по Алтайскому краю, г. Барнаул*

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ
НЕДР, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ВОСПРОИЗВОДСТВО
МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ
АЛТАЙСКОГО КРАЯ**

Геологическое изучение Алтая началось в XVIII в., после того как в его юго-западной части были выявлены богатые месторождения меди и серебра. Изучение сопровождалось рудничной документацией и составлением геологических карт ближайших окрестностей месторождений (Змеиногорского, Колыванского, Черепановского, Гериховского и ряда других). Впервые попытка отразить на единой карте общее представление о геологическом строении всей территории Алтая была осуществлена крупным русским исследователем и путешественником П. Чихачевым, опубликовавшим в 1845 г. в Париже подробный отчет, в котором было дано сводное описание основных особенностей геологического строения Алтая, иллюстрированное геологической картой масштаба 1:1000000. Этот труд, имея историческое значение, положил начало целенаправленным геологическим исследованиям юга Сибири. Вновь карта такого же масштаба была опубликована лишь через столетие, в 1949–1950 гг.

Начиная с 1949 г. геологосъемочные работы проводятся в больших объемах. Практически на всю территорию Алтайского края составляются геологические карты масштаба 1:200000. В конце 90-х годов XX в. геологосъемочные работы масштаба 1:200000 были возобновлены. В результате осуществлено геологическое доизучение и издание карт нового поколения на четырнадцать листов, включающих значительную часть территории края.

Недра Алтая с давних времен привлекали внимание людей с точки зрения наличия в них значительного количества полезных ископаемых. Так, в эпоху бронзового века здесь было получено огромное по масштабам того времени количество меди и олова. В XVIII в. Алтай получил мировую известность как богатейший источник серебра. По архивным данным в период расцвета добычных работ (с 1747 по 1843 г.) только на Змеиногорском руднике было добыто 1200 т серебра и 36 т золота.

Третий этап освоения недр Алтайского края начался после Октябрьской революции. Причем главными объектами добычи стали свинец, цинк, медь и золото с одновременным извлечением из сложных руд других ценных компонентов – серебра, кадмия, висмута, барита, редких земель и др.

В российской части Рудного Алтая вплоть до 1996 г. находились в эксплуатации Золотушинское, Новозолотушинское, Зареченское, Среднее месторождения комплексных полиметаллических руд. В более ранние годы осуществлялась добыча на Змеиногорском, Лазурском, Семеновском, Крючковском месторождениях. В городе Горняке функционировала Золотушинская обогатительная фабрика производительностью до 750 тыс. т руды в год. На Степном месторождении до 1995 г. работал опытно-промышленный участок АО «Алтайполиметалл». На Рубцовском месторождении был практически построен рудник производительностью 250 тыс. т в год.

Глубокие исторические корни имеет добыча в Алтайском крае поваренной соли. Бурлинское месторождение эксплуатируется с 1768 г. В Алтайском крае имеются единственные в России месторождения природной соды – Михайловское, которое эксплуатируется с 1929 г.

В 1963 г. на базе Кучукского месторождения сульфата натрия был введен в эксплуатацию Кучукский сульфатный завод – высокотехнологическое предприятие, в то время не имевшее аналогов в мире.

Созданию и развитию минерально-сырьевой базы способствовала организация в регионе в предвоенные и первые послевоенные годы поисковых партий, располагавшихся, как правило, в пределах площадей, характеризовавшихся наличием промышленных скоплений полезных ископаемых и имевших перспективы открытия месторождений.

В результате проведенных в прошедшие годы геологоразведочных работ установлено наличие практически всех ведущих полезных ископаемых, кроме, пожалуй, углеводородного сырья. В крае известны месторождения дефицитных для России полезных ископаемых, потребность в которых в настоящее время удовлетворяется главным образом за счет импорта из ближнего и дальнего зарубежья, а также стратегические виды сырья. К ним относятся марганец, хром, ванадий, титан, вольфрам, скандий и редкие земли. Кроме того, в пределах Алтайского края установлены промышленные скопления бурых и каменных углей, природных минеральных

солей, облицовочного и поделочного камня, сырья для цементной и кирпичной промышленности, строительных материалов, значительное количество минеральных лечебных вод и грязей. Значительный потенциал территории по пресным подземным водам.

Для переоценки на 1 января 2003 г. представлены ресурсы следующих видов полезных ископаемых: марганцевых руд в количестве 93,7 млн т; хромовых руд – 29 млн т; меди – 1,1 млн т; свинца – 3,1 млн т; цинка – 7,3 млн т; никеля – 800 тыс. т; кобальта – 60 тыс. т; россыпного золота – 9,8 т; рудного золота – 839,5 т; барита – 1,3 тыс. т; асбеста – 176 млн т; огнеупорных глин – 53,7 млрд м³ по категории Р₁; стекольных песков – 60,4 млрд м³ по категории Р₁.

Всего на балансе имеется 261 месторождение твердых полезных ископаемых, подавляющее большинство из которых находится в резерве.

Так, по состоянию на 1 января 2003 г. запасы полиметаллических руд по категориям А+В+С₁ оцениваются в 59,8 млн т; рудного золота (в комплексных полиметаллических рудах) – 44,8 т; бокситов – 25,2 млн т; железных руд – 452,3 млн т; угля бурого – 9 млн т; горно-химического сырья – 194 млн т; минеральных вод – 2159 м³/сут; минеральных лечебных грязей – 425,3 тыс. м³. Кроме того, на балансе числятся 2301,3 тыс. м³/сут питьевых и технических подземных вод.

Если оценивать перспективы недр края по отдельным видам полезных ископаемых, то особо следует остановиться на следующих.

Достаточно высокий прогнозный потенциал сырьевой базы углей (0,2 млрд т каменных и 0,6 млрд т бурых) сочетается с незначительными объемами подготовленных и предварительно оцененных запасов (32,6 млн т на Мунайском бурогольном месторождении). Наиболее перспективными представляются *Приграничное* месторождение каменных углей, расположенное на юго-западе края и вышеупомянутое *Мунайское* месторождение бурых углей, входящее в состав Караганско-Шабуровской перспективной угленосной площади на востоке Алтайского края.

Сырьевая база железных магнетитовых руд представлена *Инским* (163,1 млн т при среднем содержании железа 45,2%) и *Белорецким* (289,2 млн т при содержании 31,1%) месторождениями, находящимися в южной части Алтайского края. Месторождения детально разведаны, запасы утверждены ГКЗ при Совете Министров СССР. Они рассматриваются как ближайшая резервная база для

обеспечения рудой Западно-Сибирского металлургического комбината. Прогнозные ресурсы категории P_2 ильменит-титано-магнетитовых руд *Харловского* месторождения в Краснощековском районе оцениваются в 1 млрд 730 млн т.

Марганцевые руды установлены на Салаире, в пределах Сунгайско-Аламбайского рудного района. Прогнозные ресурсы района по категории P_3 оцениваются в количестве 77,2 млн т руды. Проявления *хромовых руд* связаны с массивами ультраосновных пород Салаиро-Алтайского рудного пояса. Общие прогнозные ресурсы по двум площадям их развития оцениваются по категориям P_1 – 5 млн т (*Успенское месторождение*) и по категориям P_2 и P_3 – 29 млн т.

Что касается вышеотмеченных месторождений цветных металлов, то по пятнадцати детально разведанным и учитываемым государственным балансом месторождениям полиметаллических руд и одному медноколчеданному, которые располагаются в трех рудных районах – Змеиногорском, Золотушинском и Рубцовском, кроме указанных ранее балансовых запасов, числятся 46,8 млн т забалансовых руд. В настоящее время активными считаются запасы восьми месторождений (*Корбалихинского, Рубцовского, Зареченского, Среднего, Таловского, Степного, Захаровского, Юбилейного*). Суммарно они составляют 45,9 млн т руды по категориям $B+C_1$. Прогнозные ресурсы в пределах известных рудных районов оцениваются более чем в 312 млн т руды.

Силикатно-окисные руды никеля и кобальта выявлены и оценены на северо-востоке края, где они связаны с ультраосновными телами Салаиро-Алтайского рудного пояса. Прогнозные ресурсы никеля наиболее перспективного *Мартыново-Шалапского* рудного района оцениваются в 400 тыс. т. Прогнозные ресурсы *Тягун-Сунгайского* рудного района составляют 200 тыс. т.

Наиболее изучено *Белининское* месторождение, приуроченное к одноименному массиву гипербазитов и характеризующееся запасами (не учитываемыми государственным балансом) категорий $C_1 + C_2$: никеля – 306,6 тыс. т, кобальта – 35,2 тыс. т.

На юге края (*Колыванская* и *Мульчихинская* рудные зоны) известны пять мелких месторождений и более 30 проявлений вольфрамовых, молибденовых и бериллиевых руд кварцево-жильной, скарновой и грейзеновой формаций. Подсчитаны запасы в количестве 5,3 тыс. т триоксида вольфрама и прогнозные ресурсы – не менее 250 тыс. т.

Кроме в комплексных полиметаллических руд, золото на территории Алтая содержится в россыпных и собственно золоторудных месторождениях. В незначительных количествах оно заключено в техногенных месторождениях.

Месторождения россыпного типа сконцентрированы в четырнадцати золотороссыпных узлах Салаирского и Северо-Алтайский золотоносных районов, запасы по которым категорий $C_1 + C_2$ подсчитаны в количестве 1,3 т.

В старых горнорудных районах, в первую очередь в Рудном Алтае, определенные перспективы добычи золота связаны с хвостохранилищами обогатительных фабрик, отвалами старинных рудников, шлаками сереброплавильных заводов. Суммарные прогнозные ресурсы золота техногенных месторождений оцениваются в 9,6 т.

Главные перспективы развития добычи золота в Алтайском крае, несомненно, связаны с прогнозируемой крупной сырьевой базой рудного золота. При этом в крае выделяются две самостоятельные крупные металлогенические зоны: Салаирская на северо-востоке с прогнозными ресурсами категорий $P_2 + P_3$ 185 т и Северо-Алтайская, располагающаяся на юго-востоке-востоке и характеризующаяся прогнозными ресурсами в размере 655 т, в том числе $P_1 - 9,2$ т в авторских оценках. Апробированные в ЦНИГРИ на 1 января 2003 г. прогнозные ресурсы составляют 50 т (золото кор химического выветривания) по Салаирской зоне и 250 т – по Северо-Алтайской. В пределах указанных зон выявлены прямые и косвенные признаки месторождений различных геолого-промышленных типов: золото-скарнового, золото-кварцевого, золото-сульфидного в черносланцевых толщах, золото-серебряного в вулканно-плутонических структурах, золото-ртутного в карбонатных комплексах, золото-березитового.

Из числа локальных объектов наиболее перспективными на сегодняшний день представляются Новофирсовское рудное поле с прогнозными ресурсами категории $P_2 - 60$ т, Мурзинское месторождение с апробированными запасами C_2 в количестве 926 т и предварительно оцененными запасами категорий $C_1 + C_2 - 5$ т, а также Топольнинское рудное поле, имеющее прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 44 т и включающее месторождение Лог-26 с прогнозными ресурсами категории P_1 в количестве 3,3 т. Все указанные перспективные площади находятся в пределах Северо-Алтайской зоны.

В последнее время возрос интерес к проявлениям фосфоритов, известных в Салаирской металлогенической зоне, в пределах Сунгайско-Аламбайского района. Промышленное значение имеют вторичные фосфориты, прогнозные ресурсы которых оценены в количестве 1,7 млн т пентоксида фосфора.

В настоящее время в России сложилось неблагоприятное географическое расположение балансовых запасов плавикового шпата. Особенно острую потребность металлургическая промышленность Западной Сибири испытывает в высококачественных кусковых концентратах и флотоконцентратах. Данную задачу можно решить при проведении геологоразведочных работ на Каянчинской площади в пределах Корчугано-Каянчинского рудного узла на востоке края. Ресурсы плавикового шпата апробированы ВИМСом по состоянию на 1 января 2003 г. в количествах: 3,2 млн т – категории P_2 и 25,2 млн т – категории P_3 .

В крае выявлено более десятка проявлений хризотил-асбеста. Одно из них – Комсомольское – в Целинном районе с прогнозными ресурсами категории P_1 – 690 тыс. т содержит сырье, пригодное для производства всех видов асбестовых изделий, за исключением текстильных.

Сырьевая база облицовочного камня на Алтае представлена месторождениями мраморов, гранитов, роговиков и габбро. Все они расположены в предгорной и горной частях края. Суммарные разведанные и оцененные запасы облицовочного камня составляют 24,3 млн м³, предварительно разведанные – 17,3 млн м³, а прогнозные ресурсы – более 39,5 млн м³.

Из 15 месторождений поделочных камней, запасы которых оценены, наиболее крупными и интересными в промышленном отношении являются Ревневское, Лутовское, Коргонское, Белоречское, Алейское (Локтевское), Эстонское. Прогнозные ресурсы оцениваются более чем в 50 млн т. Палитра поделочных камней представлена яшмами, кварцитами, порфирами, брекчиями, офитами, серпентинитами. Среди них отмечаются уникальные, пользующиеся мировой известностью зеленые волнистые ревневские яшмы, коргонские порфиры и копейчатые яшмы, Локтевские черные порфиры, белоречиты.

В общей сложности в крае известны более 85 проявлений облицовочного и около 97 проявлений поделочного камней, а также не менее 350 проявлений цветного камня (облицовочного и поделочного).

Балансовые запасы всех видов строительных материалов с избытком обеспечивают не только текущие, но и перспективные потребности строительной индустрии. Государственным балансом учтены следующие виды минерального сырья: керамзитовое и кирпично-черепичное сырье, глины огнеупорные и тугоплавкие, песчано-гравийные смеси, пески строительные для бетонов, пески для силикатных изделий, цементное сырье, карбонатные породы для строительной извести, камни строительные, минеральные пигменты.

Одним из важных полезных ископаемых, значимость которых трудно переоценить, являются пресные подземные воды. Для Алтайского края, значительная часть которого расположена в засушливой зоне, где поверхностные воды представлены солеными озерами, реки маловодны или вообще отсутствуют, от наличия пресных подземных вод полностью зависит жизнедеятельность населения.

Алтайский край обладает значительными ресурсами пресных подземных вод. Их общие прогнозные ресурсы оцениваются в количестве 11,6 млн м³/сут, что составляет порядка 4,4 м³/сут на одного жителя. На 1 января 2003 г. на территории Алтайского края разведаны 123 месторождения питьевых и технических подземных вод (234 участка). Общая сумма эксплуатационных запасов подземных вод оценивается в количестве 2,3 млн м³/сут.

К наиболее обеспеченным запасами питьевых подземных вод относятся города Барнаул, Бийск, Заринск, Белокуриха, Горняк. Не обеспечены в необходимом количестве запасами питьевых подземных вод города Рубцовск, Камень-на-Оби, Алейск. Водоснабжение утвержденными запасами районных центров составляет порядка 40%, других сельских населенных пунктов не превышает 5%.

Кроме пресных подземных вод в Алтайском крае широко распространены минеральные подземные воды и лечебные грязи. Разведаны запасы минеральных вод трех месторождений. К ним относятся слабоминерализованные слаборадоновые лечебные воды Белокурихинского и Искровского месторождений с эксплуатационными запасами 1440 м³/сут и лечебно-столовые среднеминерализованные сульфатно-хлоридные кальциево-магниевые минеральные воды Завьяловского месторождения с эксплуатационными запасами 719 м³/сут. В последние годы установлено широкое развитие минеральных лечебно-столовых вод хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного составов, которые в зависимости от катионного состава можно отнести к феодосийскому, угличскому, ижевскому, варницкому, кишневскому типам.

К тектоническим нарушениям внутри массивов интрузивных пород приурочены зоны разгрузки пресных термальных радоновых вод. Это Белокурихинское, Искровское, Черновское месторождения, приуроченные к Белокурихинскому гранитоидному массиву. Имеются проявления минеральных радоновых вод в Каменском районе.

Ряд озер Алтайского края перспективен для поисков и оценки лечебных грязей. Наиболее крупные из них расположены в Центральной части Кулундинской равнины – озера Большое и Малое Яровое. Значительное количество озер с лечебными грязями приурочено к древним долинам стока – Касмалинской, Барнаульской, Верхне-Кулундинской. В целом ресурсы лечебных сульфидных иловых грязей оценены предварительно в количестве 17 млн м³.

Перспективными для исследования в лечебных целях являются сапропели и пресноводные глинистые илы, значительное количество которых накоплено в озерах Большое Островное, Зеркальное, Бахматьевское, Мостовое, Телеутка.

К числу проблемных вопросов, связанных с добычей полезных ископаемых, в первую очередь следует отнести отсутствие должной увязки вопросов геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы края, которые, на наш взгляд, требуют безотлагательного решения и реального финансирования из краевого и федерального бюджетов.

Другой немаловажной проблемой является недоизученность большинства месторождений, предлагаемых для промышленного освоения, в результате чего снижается инвестиционная привлекательность объектов недропользования и занижается реальная конкурсная или аукционная цена. Предпринимаемые же в последнее время попытки давать стоимостную оценку недр исходя не из прямых расчетов по достоверным подсчетным параметрам конкретного месторождения, а путем математико-статистических пересчетов, либо методом аналогии, напротив, приводят к завышению бонуса и в итоге отпугивают потенциального недропользователя.

Одним из важных факторов, тормозящих развитие минерально-сырьевого комплекса, является явно устаревшее федеральное законодательство о недрах. Существующий Федеральный закон не в достаточной мере регулирует вопросы пользования недрами, устарел понятийный аппарат, имеется много лазеек для недобросовестных недропользователей.

А.М. Маринин

Горно-Алтайский государственный университет

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗВИТИЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИЙ И МОРФОЛОГО-МЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРСТОВЫХ КОТЛОВИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Карстовые котловины это сложные замкнутые образования, сформировавшиеся в результате слияние нескольких генетических типов воронок и представляющие обширные понижения на поверхности карстового массива.

На северной периферии Центрально-Азиатского горного региона на Салаире, а также в низкогорье и среднегорье Алтая, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна выявлены места локализации карстовых котловин, поперечный диаметр которых обычно колеблется от 100–200 м до 1–3 км, а глубина более 10 м. В формировании котловин участвуют коррозионные, эрозионно-коррозионные и гравитационные процессы. Н.А. Гвоздецкий (1972), объясняя образование таких форм, указывал не только на близкое генетическое родство карстовых воронок и котловин, но и увязывал проявление этого процесса во всей пространственно-временной структуре рельефообразования.

На территории Алтае-Саянского горного региона выделяется четыре генетических типа котловин: провальные, поверхностного выщелачивания, просасывания, а также их комбинации.

Несмотря на близость геолого-морфологических признаков между воронками и котловинами, в географии распространения и плотности их по территории имеются существенные расхождения. Если первые отличаются более или менее широким распространением, то ареалы котловин заметно сужены. Подсчет их количества ранее не производился, но, судя по исследованиям последних лет, общее число котловин не превышает 65. Сведения о них разбросаны во многих научных источниках, но в специальных региональных карстоведческих трудах не систематизированы.

Карстовые котловины являются объемными образованиями поверхностного карста. Учет их наряду с формами подземного карста дает возможность более объективно судить об особенностях и закономерностях протекания карстовых процессов, а также величине количественной карстовой денудации на определенном про-

странстве. Наличие котловинного рельефа в растворимой толще горных пород подводит нас к переоценке взгляда известной сибирской концепции Ю.П. Пармузина (1954) «...о преобладании подземных форм карста над поверхностными в Сибири». Вероятно, автор концепции за отсутствием фактического материала по карсту к тому времени отождествлял более глубинные резко континентальные регионы Сибири, с крайними западными районами Алтае-Саянской области с умеренным и влажным климатом.

Карстовые котловины занимают сравнительно узкие полосы и не имеют повсеместного распространения, что обусловлено геологическими структурами, особенностями климато-гидрологических условий и другими позициями ландшафтной обстановки, особенно Восточного Саяна.

По долготе гор от западных отрогов Алтая и Салаира до верховий Томи в Кузнецком Алатау и Идарского Белогорья в Восточном Саяне количество котловин снижается с 22–27 до 5–2 единиц. Практически нет их в Западном Саяне. Так, по крупным геотектоническим блокам они распределяются следующим образом: Салаир – 22 (39,2%), Алтай – 27 (47,1%), Кузнецкий Алатау – 5 (9%), Восточный Саян – 2 (4,8%), Западный Саян – не выявлены.

В морфологических ступенях рельефа карстовые ванны распространены крайне неравномерно, располагаясь на склонах крупных речных долин, плоских водоразделах, поверхностях выравнивания на абсолютных отметках 460–1480 м.

Более высокий гипсометрический уровень – 1480 м находится на Алтае в бассейне средней Чуи в известняках баратальской свиты кембрийского возраста. Самая крупная Западно-Курайская карстовая котловина с диаметром по длинной оси более 3 км простирается с северо-востока на юго-запад. Южный край котловины вплотную подступает к полотну Чуйского тракта, его крутой подъем здесь прорублен в скалистых известняках около с. Курай. Она заложена в западной части передовой гряды – нижней ступени денудационного среза Курайского хребта, обрамляющего с севера одноименную высокогорную котловину. Высота карстовой котловины над днищем Курайской степи и урезом р. Чуя составляет 25–30 м. Котловина сложной конфигурации и генезиса, обязанный своим происхождением химической коррозии, эрозии, деятельности древних ледников, современных рельефообразующих процессов, проходящих на фоне активных тектонических движений. Склоны котловины неровные, днище представляет собой сочетание мелких

локальных котловин, перемычек, останцов, невысоких известковых гряд и слепых логов. Она имеет сложный продольный (длиной 3,2 км) и поперечный (от 200 до 550 м) профили. Глубина изменяется от 10 до 30 м и более. Котловинки преимущественно коррозионные, вытянутой формы и расположены в ложе сухих дрен или долинах небольших временно действующих водотоков.

Высокая степень развития карстовых котловин наблюдается на уплощенной поверхности Салаирского кряжа в бассейнах верхней Берди и Чумыша. Здесь они доминируют на осевой части и крыльях Салаирской антиклинальной структуры на контакте карбонатной формации и терригенного комплекса пород. Очень часто такой контакт пород прослеживается по долинам рек Аламбай, Тогул, Хвощевка, Золомка, дренирующих правобережье Чумыша и район верхней Берди. На значительном протяжении контакт пород нарушен вертикальными разломами, простирание которых 270–290°. Их направление трассируется многими притоками магистральных рек – Чумыш, Иня, Томь. По данным сейсморазведки МОВ и бурения скважин, крылья структуры до глубины 2–5 км и глубже фиксируются нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений под углом 50–75°, которым соответствует распространение карстовых котловин. Направление последних почти всюду совпадает с ходом тектонических нарушений. Так, из 147 замеров разломов известняков и мраморов в долине Чумыша восточнее с. Ельцовка, на разрывные нарушения северо-восточного направления приходится 98 точек. Котловины развиваются по азимуту этих разломов и образуют линейно-вытянутые и сложные образования из двух-трех форм.

А.М. Малолетко (1972) отмечает сложный карстовый рельеф на севере Салаира (бассейн верхней Берди), который формировался вдоль контакта известняков с терригенными породами, благодаря усиленной циркуляции подкисленных вод. К зоне дробления северо-восточного направления приурочены крупные карстовые котловины. Их цепь заложена с северо-востока на юго-запад соответственно простиранию пород на отметках рельефа от 200 до 300 м. Котловины разделены узкими перемычками. Дно котловин уступчато-волнистое с зияющими трещинами-щелями и воронками. В плановом рисунке преобладают сложные и вытянутые формы. Длинная ось их поперечника 200–600 м, короткая колеблется от 100 до 250 м. Глубина 50–70 м, отдельные участки погружены на

100–120 м от верхней крышки карстующейся толщи. Все они находятся на разных стадиях заполнения продуктами рыхлых отложений. В северных и северо-западных районах Алтая котловины, с их совокупностью из четырех-пяти форм, создают так называемый котловинный «ваннообразный» рельеф, весьма типичный для этих мест. Доминантами их образования являются коррозионные и провальные скульптуры в сочетании с действиями многих процессов. Основная часть котловинных групп находится в Северном Алтае, примыкая к бассейну нижней Катуня. В окрестностях озера Ая имеются четыре котловины: Праая – одна из крупнейших на Алтае, длиной около 2,5 км и шириной от 300 до 700 м, Мочажина, Пионерская, котловина озера Ая. Большой интерес представляет генезис котловины озера Ая, характеристика которой будет рассмотрена в разделе «Карстовые озера».

Обширная котловина карстово-эрозионного типа имеется на междуречье Устобы и Светлой. Поперечник котловины изменяется от 800 до 1100 м. По днищу котловины проходит слепой овраг, который впадает в карстовую воронку (Мусин А.Г., Климонтов А.М., 1972). Две карстовые котловины описаны А.С. Крюковым (1963) у пос. Известковый и Аскат.

Одна из котловин отмечена в северной части Семинского хребта, в 5–6 км к западу от с. Верхний Анос. Она имеет в плане близкую к округлой форму с диаметром около 100 м. Другая котловина обследована к северо-востоку от с. Яйлю, на берегу Телецкого озера. Котловина вытянута с северо-востока на юго-запад до 80 м. Малый поперечник ее достигает 20–26 м. Дно наклонено в сторону реки под углом 25° . В южном борту котловины находится карстовая арка. В бассейне Ануя, между р. Караколом и Пещерным логом, есть провальная котловина, размеры которой в поперечнике достигают 40–70 м, глубина – 2–6 м (Маринин А.М., 1990). Северный борт котловины пологий, остальные крутые. Дно котловины занято осыпью крупных глыб известняка и валежником, что напоминает о грандиозном обвале. На наш взгляд, на месте котловины когда-то была крупная пещера, осложненная боковыми проходами. Сейчас эти проходы не имеют между собой общей подземной связи, а выступают в виде самостоятельных форм (пещер и арок) в крутых бортах котловины (Маринин А.М., 2002).

В Верхнетомском карстовом районе у пос. Тамалык выявлены котловинообразные понижения, представляющие собой коллекто-

ры с сечением от 300 до 600 м и глубиной до 50–80 м, развитые по контакту известняков и сланцев. Подобные формы скрыты под плащом рыхлых и глинистых отложений обнаруженных горными выработками и бурением, отмечены в Аргинском горсте Кузнецкого Алатау. Рельеф западной части Восточного Саяна в междуречье логов Ключ и Жарова Сисимского синклиория разнообразит карстовая котловина диаметром до 130–150 м и глубиной до 10 м. На водоразделе рек Куреж и Салба отмечена одиночная котловина сечением до 2 км. На период исследования центральная часть котловины была занята озером площадью 4500 м² (Цыкин Р.А., Цыкина Ж.А., 1978). Небольшие озера свойственны также карстовым депрессиям Салаирского кряжа, в которых происходит накопление глинистых осадков, насыщенных местными растительными продуктами и мелким обломочным материалом.

Из 56 известных карстовых котловин общей площадью 28,1 км² нами выделяются по размерам площади: мелкие (41), площадью 0,5 км² и менее – 73,2% от общего числа котловин. На их долю приходится лишь 12,0% общей площади котловин; средние (8) до 1 км² (или 14,3% всех котловин), которые составляют 23,8% от всей площади котловин; крупные – до 2–5 км² и более, которых всего 7 (12,5% от общего числа), но доля их достигает 64,2% общей площади котловин. Все эти виды котловин, несмотря на большую площадь карстующихся пород, имеют рассредоточенный характер и представлены главным образом небольшими котловинами (табл. 1).

Крупные впадины котловин концентрируются в районах уплощенных вершин и на отлогих склонах хребтов, но и здесь они разобщены из-за частой перемежаемости карстующихся пород с некарстующимися.

На западе страны в бассейне нижней Катуня и на севере в Салаире котловины развиты по периметру кольцевых тектонических структур или концентрируются вблизи интрузивных комплексов. Здесь на контакте изверженных и осадочных карбонатных пород возникают ослабленные зоны с многочисленными трещинами, разломами и измененными физико-химическими свойствами горных пород (Барышников Г.Я., 1992). Разломы проходят радиально в виде лучей. Их ориентация лежит в основе развития крупных линейно простирающихся карстовых котловин и других форм поверхностной и подземной коррозии.

Таблица 1

Пространственно-метрическая оценка карстовых котловин
Алтае-Саянской складчатой области

| Карстовая область | Кол-во котловин | Абсолют. высота, м | Классы котловин, количество | | | Автор, год |
|-------------------|-----------------|--------------------|-----------------------------|---------|---------|--|
| | | | малые | средние | крупные | |
| Салаир | 22 | 250–500 | 14 | 5 | 3 | Малолетко А.М., 1973 Наблюдения автора |
| Алтай | 27 | 370–1500 | 20 | 3 | 4 | Гвоздецкий Н.А., Маринин А.М., 1976; Маринин А.М., 1990; Авакумов А.Е., 2000 |
| Кузнецкий Алатау | 5 | 350–700 | 5 | | | Цыкин Р.А., Цыкина Ж.А., 1978; Геология..., 1998; Труды..., 2001 |
| Западный Саян | – | – | – | – | – | Цыкин Р.А., 1990 |
| Восточный Саян | 2 | 350–700 | 2 | – | – | Цыкин Р.А., Цыкина Ж.А., 1978; Цыкин Р.А., 1990 |
| Итого | 56 | – | 41 | 8 | 7 | |

Котловины, расположенные по очертанию контура тектонических структур образуют особые морфологические формы в виде своеобразных гирлянд, замкнутых по кругу и укороченных дуг, нередко разорванных кристаллическими породами в зоне смятия структур. Так, по контуру Айской интрузии в массивных известняках кембрия выражены Прайская, Пионерская, Мочажина, котловина озера Ая, Притугайнская, Горно-Алтайская, Бирюлинская котловины, обрамляющие с трех сторон интрузивное тело.

Диаметр гирляндно-кольцевых котловин проходит однорядным поясом и лишь в отдельных местах нарушается скоплением из 3–4 разнотипных котловин. Пояс котловин, состоящий из округлых, сложных и продольных форм, измеряется десятками и даже сотнями километров. Продольные котловины обычно самые крупные (более 5 км²). Они отстоят от контактной зоны с интрузией до 1–3 км и формируются по радиально идущим разломам. Форма котловин ваннообразная, длиной до 2 км и более. Другие виды котловин образуются на пересечении тектонических трещин и вдоль крупных блоковых смещений. Следовательно, котловины этой части региона образуют особый пространственный вид скульптур карста с поясно-кольцевым и радиально-веерным размещением.

Алтайская часть карстовой страны гор Южной Сибири отличается не только подавляющим большинством котловин разных форм и размеров, ей свойственны также большое морфолого-генетическое разнообразие и широкий спектр котловин по вертикали. Особенно выделяется этим междуречье Катунского горста на участке долин рек Сема и Ая, левых притоков нижней Катунь. Котловины здесь развиты в известняках кембрия, относительно уреза воды в р. Катунь располагаются на четырех высотных ярусах, укладываясь в превышение 400–500 м (табл. 2).

Низкое звено генетически высотной цепи котловин формируется в известковых сланцах и известняках прибрежной части русла Катунь. Примером могут служить зарождающиеся котловины у с. Усть-Сема, в районе турбазы «Царская охота», у памятника В. Шишкову, севернее с. Манжерок и др. Размеры их колеблются от 10–15 до 35–90 м. Они представляют собой форму чаш и ванн сложной конфигурации, из-за чего названы местными жителями «ванночками». Глубина 2–12 м, обрамляются каменистыми берегами, напоминающими вид небольших шхер. Ванночки образуют недлинные цепи, вытянутые вдоль русла, а слои вмещающих пород проходят перпендикулярно направлению течения реки. Берега отличаются разнообразием форм коррозионно-эрозионного рельефа, мелких лункообразных карров и линейных гигантских карров с крутыми бортами и перемычками высотой до 1–1,5 м, сквозными сферическими отверстиями, карровыми столбиками, останцами и др.

Таблица 2

Вертикальное распределение карстовых котловин
на левобережье Катуня (междуречье Сема-Ая)

| № п/п | Название карстовой котловины | Относительная высота, м | Генезис | Длина, ширина, м Площадь, км ² | Примечание |
|-------|------------------------------|-------------------------|------------------------|--|-----------------------------|
| 1 | Семинская «ванночка»-1 | 0 | Коррозионно-эрозионное | 25 x20 0,0005 | Урез р. Катунь |
| 2 | Семинская «ванночка»-2 | 0 | Коррозионно-эрозионное | 48x37 0,001776 | Урез р. Катунь |
| 3 | Семинская «ванночка»-3 | 0 | Коррозионно-эрозионное | 62x55 0,00341 | Урез р. Катунь |
| 4 | Озерная | 12 | Коррозионно-эрозионное | 150x80 0,012 | Цокольная терраса р. Катунь |
| 5 | Барангольская | 12 | Коррозионно-эрозионное | 250x65 0,01625 | Цокольная терраса р. Катунь |
| 6 | Мочажина | 75 | Коррозионно-суффозион. | 800x160 0,128 | Озеро Ая |
| 7 | Пионерская | 75 | Коррозионно-суффозион. | 230x170 0,0391 | Ниже оз. Ая |
| 8 | Талдинская | 80 | Провальная | 40x50 0,002 | У п. Известковый |
| 9 | Праая | 120 | Коррозионно-суффозион. | 2500x800 2 | Около оз. Ая |
| 10 | Котловина озера Ая | 75 | Коррозионно-эрозионное | 400x219 0,0876 | Около Айской интрузии |
| 11 | Камышлинская | 500 | Коррозионно-эрозионное | 1500x600 0,9 | У бывшего пос. Камышла |
| 11 | Метлево | 480 | Коррозионно-эрозионное | 800x1000 0,8 | Бассейн верхней Устьюбы |

Формирование ванн обеспечивается действием коррозии и механическим воздействием воды, несущей во взвеси немало песка и гравия. Более активно эти процессы проходят при падении воды через русловую преграду горных пород в пик максимального подъема воды – период активного весеннего снеготаяния и притока лед-

никовых вод. Цепочки «ванн» в скалистой русловой прибрежной полосе в миниатюре напоминают систему каскада плотин и водохранилищ. Современный механизм возникновения прирусловых ванн позволяет подойти к реконструкции подобных форм, расположенных в долине Катуня на более высоких гипсометрических уровнях рельефа. А.М. Малолетко (1972) впервые было показано действие силы падающей воды – «долбления» в генезисе котловины озера Ая. Весной скалистые перемычки ванн частью скрыты паводочными водами, а при летнем спаде воды и осенне-зимней межени отшнуровываются от главного фарватера реки, превращаясь в замкнутые водоемы. Летом вода озерных ванн становится прозрачной, хорошо прогревается и на живописных экзотических берегах наблюдается паломничество туристов.

Карстовые котловины более высоких гипсометрических уровней, как показывает таблица 2, характеризуются некоторым отличием в генезисе и морфометрии. В их образовании участвуют процессы коррозии, эрозии и суффозии. Котловина Праая (длина 2,5 км, площадью 2 км²) – первая по площади корытообразная котловина Алтая и, вероятно, всего Алтае-Саянского горного региона. Она заложена в известняках кембрия в пригребневой части восточного отрога Семинского хребта. Котловина продольной корытообразной формы с большим водосбором. На Западе она осложнена слепыми логами и истоками безымянных ручьев. Восточный участок заболочен, дренируется карстом. Небольшой ручей, вытекающий из озера, ныне перекрыт дамбой, сооруженной местным предпринимателем, тут же уходил в понор карстово-суффозионной воронки. Существование котловины таких больших размеров возможно здесь только из-за исключительно благоприятной гипсометрической и геологической обстановки.

Котловины Салаира и Восточного Саяна выполнены рыхлыми отложениями с частым присутствием бокситоносного и фосфатоносного материала. В разрезе алтайских котловин полезное сырье отмечено только для форм верхней части бассейна правых притоков р. Лебедь – Большой Сии и Каменной Сии. Содержание в рыхлом слое аллюмофосфатов, глинозема, а также гидроокислов железа, каолиновых глин свидетельствует о том, что на известняковых массивах формировался карстовый рельеф средиземноморского открытого типа. На Салаире развитие ваннообразных форм проходило в нижне- и среднеюрское время, когда он являлся об-

ластью размыва, и процессы накопления рыхлых отложений отсутствовали (Малолетко А.М., 1972). Карстовые котловины, законсервированные под отложениями палеогена, изучены при поисковых и разведочных работах в бассейне верхней Берди Центрального Салаира. Здесь к юго-западу от с. Шайдурово скважиной вскрыты глинистые осадки с флорой юрского времени. На Восточном Саяне в Беллыкском Белогорье В.А. Астаховой (1972) получены спорово-пыльцевые спектры из местных лигнитов и суглинков, свидетельствующих о формировании котловинно-ванновых форм в палеогене.

Таким образом, можно отметить, что карстовые котловины, моделирующие поверхность карбонатной «покрышки», создают своеобразный «ваннообразный» рельеф и распространяют свое влияние на значительные расстояния в пределах разных высотных ландшафтных зон, способствуя возникновению там целого ряда специфических форм рельефа. Заметное сокращение их ареала к востоку не говорит о какой-либо резкой природной аномалии, а свидетельствует, вероятно, о недостаточной фиксации этих форм исследователями. Безусловно, сказывается и «затухание» карстовых процессов на поверхности в общей денудации рельефа к востоку из-за усиления континентальности климата и перегруппировки процессов рельефообразования. Проведенные в последние годы палеокарстологические реконструкции мезозойского и кайнозойского этапов континентального рельефообразования показывают роль карстовых депрессий (котловин) как локальных мест накопления бокситов, фосфоритов, и форм древнего рельефа – как карстологических ловушек (Малолетко А.М., 1972; Плешанов С.П., Ромазина А.А., 1975; Цыкин Р.А., 1990).

Интересно отметить, что к положительным и переходным структурам (Катунский антиклинорий, Курайский горст и др.) приурочены более крупные по площади котловины коррозионного и коррозионно-эррозионного происхождения.

География распространения, формы, размеры, ориентировка котловин тесно связаны с ослабленными зонами купольных и кольцевых структур и тектоническими движениями по сбросам северо-восточного и северо-западного простираний. Гидросеть осваивалась прежде всего зоны катаклаза и интенсивной трещиноватости. Высокая плотность котловин наблюдается на границах тектонических глыб, на контакте терригенных и карбонатных пород.

В условиях развитой гидрографической сети Алтая, Кузнецкого Алатау и других областей северного форпоста гор Центральной Азии карстовые котловины вносят заметную реконструкцию в общую морфологию и гидрографию карста, формируя очаги внутренних бессточных бассейнов. На них замыкается поверхностный сток и регенерируется в подземный. В северной части Алтая таким крупным гидрогеологическим узлом является котловина Чистое болото или Камышлинская, поглощающая большую массу талых и дождевых вод. В зоне поглощения вод, в известняках кембрия развита самая глубокая карстовая шахта Сибири Экологическая, глубина которой составляет 345 м, а в котловине Светлая пещера Алтайская – 248 м, Геофизическая – 132 м и др.

Литература

Авакумов А.Е. Перспектива золотоносности верхней части бассейна р. Сия. Итоги и перспективы геологического изучения Горного Алтая. Горно-Алтайск, 2000. С. 66–71.

Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое. Томск, 1992. 179 с.

Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М., 1972. 391 с.

Геология и полезные ископаемые Северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) / Под ред. В.П. Парначева. Томск, 1998. 172 с.

Красная книга Республики Алтай. Особо охраняемые территории и объекты / Под ред. А.М. Маринина. Горно-Алтайск, 2002. 271 с.

Крюков А.С. Географическое распространение и особенности проявления карстовых процессов в Горном Алтае // Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР. Вып. 3. 1963. С. 41–47.

Малолетко А.М., Сеньков Б.А., Чеха В.П. Происхождение Айского озера (Алтай). Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса. Бийск, 1970. Т. I. С. 43–47.

Малолетко А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, 1972. 227 с.

Маринин А.М. Карст и пещеры Алтая. Новосибирск, 1990. 145 с.

Мусин А.Г., Климантов А.М. Карст междуречья Устюбы и Светлой. Природа и природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1972. С. 5–7.

Пармузин Ю.П. Вопросы карстования Сибири // Изв. Всес. геогр. об-ва СССР. 1954. Т. 86. №1. С. 34–48.

Плешанов С.П., Ромазина А.А. Основные этапы формирования рельефа Приольхонья // Геоморфология. 1975. №4. С. 85–88.

Труды Второго Международного симпозиума «Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика». Красноярск, 2001. 304 с.

Цыкин Р.А., Цыкина Ж.А. Карст восточной части Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ним полезные ископаемые. Новосибирск, 1978. 103 с.

Цыкин Р.А. Карст Сибири. Красноярск, 1990. 154 с.

М.М. Маркин, Г.Я. Барышников, С.Г. Платонова
Алтайский государственный университет, г. Барнаул
**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАМЕННЫХ
ИНДУСТРИЙ САЛАЙРСКОГО КРЯЖА***

Одним из важнейших компонентов природной среды, влияющим на экономику древнего человека, являлось каменное сырье. Определению источников каменного сырья палеолитических и неолитических индустрий Салайрского кряжа и посвящена данная работа.

Салайрский кряж – древний складчатый массив, расположенный в северо-западной части Алтае-Саянской горной системы. Он протянулся почти на 300 км широкой дугой, выпуклой к северо-востоку, от Алтая до нижнего течения р. Иня, занимая площадь 22,5 тыс. км² (Малолетко А.М., 1972).

Начало изучения эпохи камня Салаира относится к 60-м гг. прошлого столетия и связано с деятельностью директора Бийского краеведческого музея Б.Х. Кадикова и краеведа П.Ф. Рыженко (с. Победа, Целинный район). В 80–90 гг. исследования были продолжены археологами АГУ (Кунгуров А.Л., 1993а, 1993в; Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1995, 2002).

В настоящее время в рассматриваемом регионе известно более 40 стратифицированных комплексов и более 100 местонахождений с разрушенным культурным слоем, происхождение которых связано с процессом водной эрозии, уничтожившей часть рыхлого материала террас и других форм рельефа. В данном случае артефакты спроецированы на размытые участки геологических тел различного

* Работа выполнена при финансовой поддержке Минобразования РФ, проект PD 02-3.14-20.

хронологического диапазона (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1997, 2002). Подавляющее большинство выявленных памятников локализуется в верхнем течении Чумыша (Юго-Западное Присалаирье), семь объектов (Камешок-1, 2, 3, Чебашихинская горка, Акатьево, Карабинка, Солтонское поселение-1) расположены на правом берегу р. Неня в южных отрогах Салаира (Кирюшин Ю.Ф., Кунгуров А.Л., Казаков А.А., 1992; Кунгуров А.Л., 1987, 1993а; Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 2001, 2002).

Совокупная коллекция размытых Чумышом артефактов составляет более 1000 экземпляров со 100 пунктов. Основная их часть может быть отнесена к позднепалеолитическому и неолитическому комплексам, хотя отдельные коллекции могут иметь мустьерский возраст (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1997, 2002; Маркин М.М., 1997, 2002).

К средней стадии позднего палеолита бассейна Чумыша относятся материалы стоянки Улус-Тараба (Кунгуров А.Л., 1993б, в; Медникова Э.М., Маркин М.М., 2001). Позднеледниковым временем датируются комплексы Куюка-5 и Иваноозерского-2 (культурный горизонт 3) (Кунгуров А.Л., 1995; Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 2002). Если мезолит долины Чумыша еще остается «белым пятном», то эпоха неолита известна по достаточно большому количеству стратифицированных объектов: Поповинская гора-1, Усть-Васиха-2, Коврижка-1, 2, Курноска-1, Корначак-1, 2, Брагинский Елбан, Антипино-5, Ульяновка и мн. др. (Кунгуров А.Л., 1997, 1998; Маркин М.М., 1997, 2000; Маркин М.М., Платонова С.Г., 2000).

Петрографический анализ материала позволяет говорить о том, что древние обитатели Юго-Западного Присалаирья использовали местный камень. Особое внимание привлекали кремнистые разновидности алевролитов, туфоалевролитов и аргиллитов. Несколько реже применялись песчаники и туфопесчаники тонко- и мелкозернистой структуры от темно-серого до зеленого цвета, а также микрокварциты (кремни) от черного до зеленого цвета разного происхождения. Черные разновидности микрокварцитов аналогичны кремням кивдинской свиты Южного Салаира. На местонахождениях Победа-1 и Колонково-8 обнаружены скребла, оформленные на полупервичных отщепках, сколотых с галек микрокварцита. Возможно, это свидетельствует о приносе заготовок или целых орудий из долины р. Неня, где аналогичные гальки часто встречаются в аллювиальных отложениях.

Распространение кремнистых разновидностей связано не только с литологическими особенностями толщ, но и с особенностью тектонического развития Салаира. Современный рельеф в этом районе сформировался в результате восходящих движений новейшего этапа, характеризующихся относительно мелкими амплитудами, из-за чего глинистые, известковистые и другие «мягкие» разновидности пород попросту не имеют выходов на поверхность, так как разрушены. Поэтому древний человек использовал практически всякий каменный материал, находящийся под рукой, происходящий из аллювия, элювия, скальных выходов и пр.

Эпоха камня южных отрогов Салаира известна главным образом по материалам комплекса памятников горы Камешок в приустьевой зоне р. Неня. Позднеледниковый возраст имеют горизонты 2 и 3 Камешка-1, памятники Камешок-2, 3 датируются поздним мезолитом – ранним неолитом (VIII–VII тыс. лет назад) (Кирюшин Ю.Ф., Кунгуров А.Л., Казаков А.А., 1992; Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 2001; Маркин М.М., Платонова С.Г., Семibrатов В.П., 2001).

Палеолитические обитатели Камешка-1 в качестве сырья использовали широкий спектр горных пород. Из аллювия реки Бия брались алевролиты (17,42–26,27%), песчаники (15,25–15,48%), андезитовый порфирит (9,03–14,41%), порфиры (1,94–2,54%) и пр. Предпочтения отдавались также микрокварцитам (26,27–43,23%) и кремням (7,63–8,39%), аналогичных кремням и микрокварцитам кивдинской свиты, из которых сложена Кивдинская гряда Салаирского кряжа. Незначительным спросом пользовались жильный кварц, халцедон, а также сланцы кремнистые, глинистые и кварц-хлоритовые.

Обитатели Камешка-2 и 3 по-прежнему использовали для расщепления микрокварциты, кремни, алевролиты, песчаники, сланцы и халцедон, практически исключив из употребления магматические породы. Для материалов этих стоянок характерен более тщательный отбор сырья, преобладают микрокварциты, кремни, кремнистые и окремненные алевролиты, взятые из коренных источников. Этим же породам оказывалось явное предпочтение при снятии пластин. Камень из аллювия продолжает использоваться в гораздо меньшем количестве.

Финалом эпохи камня – эпохой палеометалла датируются материалы мастерской Поповинская Гора-1, выявленной в 1,9 км к

северо-востоку от вершины г. Кивда, наивысшей точки Салаирского кряжа. Гора Кивда венчает собой скалистую гряду микрокварцитов, которые являлись отличнейшим сырьем для изготовления каменных орудий (о чем свидетельствует обнаружение большого количества аналогичного материала на памятниках Камешок-1-3). В коллекции Поповинской Горы-1 среди микрокварцитов преобладают разновидности от серого до черного цвета (96,78%), в гораздо меньшем количестве – серо-зеленые (2,2%) и белые (0,37%). Некоторые образцы в сколах полупрозрачны. Текстура в обломках брекчиевая, полосчатая. Образец черного цвета описан в шлифе канд. геогр.-мин. наук Ю.В. Уткиным как лидит (разновидность яшмы с примесью углистого вещества) микрозернистой структуры со следами перекристаллизации, брекчиевой текстуры (Маркин М.М., Платонова С.Г., 2000).

Таковы предварительные итоги петрографического анализа каменных индустрий Салаирского кряжа, который свидетельствует об использовании древними обитателями региона исключительно только местных пород камня.

Литература

Кирюшин Ю.Ф., Кунгуров А.Л., Казаков А.А. Бийский район. Памятники археологии // Бийск. Бийский район. Памятники истории и культуры. Бийск, 1992. С. 100–114.

Кунгуров А.Л. Палеолит Солтона // Северная Азия в эпоху камня. Новосибирск, 1987. С. 52–70.

Кунгуров А.Л. К вопросу о восточной границе нижнекатунской палеолитической культуры // Культура народов евразийский степей. Барнаул, 1993а. С. 34–41.

Кунгуров А.Л. Три палеолитические коллекции из фондов АКЖМ // Алтайский сборник. Барнаул, 1993б. Вып. XVII. С. 54–58.

Кунгуров А.Л. Палеолит и мезолит Алтая. Барнаул, 1993в. 89 с.

Кунгуров А.Л. Палеолитическая стоянка Куюк-5 на Чумыше // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1995. Вып. V. Ч. 2. С. 3–7.

Кунгуров А.Л. Неолит Верхнего Причумышья // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1997. Вып. VIII. С. 98–104.

Кунгуров А.Л. Многослойное поселение Усть-Васиха-2 на Верхнем Чумыше // Древние поселения Алтая. Барнаул, 1998. С. 39–54.

Кунгуров А.Л., Маркин М.М. Палеолитические памятники среднего Причумышья // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1995. Вып. V. Ч. 2. С. 15–20.

Кунгуров А.Л., Маркин М.М. К вопросу о сборах на галечных отмелях рек // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1997. Вып. VIII. С. 89–92.

Кунгуров А.Л., Маркин М.М. Каменные индустрии многослойного памятника Камешок-1 // Проблемы изучения древней и средневековой истории. Барнаул, 2001. С. 3–7.

Кунгуров А.Л., Маркин М.М. Палеолит Салаирского кряжа // Древности Алтая. Горно-Алтайск, 2002. Вып. IX. С. 3–18.

Малолетко А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, 1972. 230 с.

Медникова Э.М., Маркин М.М. Тарабинская стоянка возле с. Улустараба (по материалам раскопок 60-х гг.) // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 2001. Вып. XII. С. 79–82.

Маркин М.М. Новые материалы к археологической карте Тогульского района // Известия лаборатории археологии. Горно-Алтайск, 1997. Вып. 2. С. 42–50.

Маркин М.М. Новые археологические памятники верхнего течения р. Чумыш // Сохранение и изучение культурного наследия Алтая. Барнаул, 2000. Вып. XI. С. 91–95.

Маркин М.М. Палеолитическое местонахождение Кривоногий-1 // Древности Алтая. Горно-Алтайск, 2002. Вып. IX. С. 30–35.

Маркин М.М., Платонова С.Г. Поповинская Гора-1 – памятник эпохи камня Кивдинской гряды // Сохранение и изучение культурного наследия Алтая. Барнаул, 2000. Вып. XI. С. 74–76.

Маркин М.М., Платонова С.Г., Семибратов В.П. Комплекс памятников эпохи камня горы Камешок (южные отроги Салаирского кряжа) // Проблемы изучения древней и средневековой истории. Барнаул, 2001. С. 8–12.

А.Л. Кунгуров, М.М. Маркин, Г.Я. Барышников
Алтайский государственный университет, г. Барнаул
ФИНАЛЬНЫЙ ПАЛЕОЛИТ ГОРНОЙ ШОРИИ*

Горная Шория – среднегорная страна, которая простирается на юго-восток от Кузнецкой котловины. На востоке и северо-востоке она примыкает к Абаканскому хребту и Кузнецкому Алатау, на

* Работа выполнена при финансовой поддержке Минобразования РФ, грант PD 02-3.14-20.

юге — к Алтаю, на западе отделена от Салаирского кряжа Неня-Чумыш-ским грабенем. Рельеф северо-западного подрайона, где расположены выявленные палеолитические памятники, низкогорный. Это возвышенное плато, расчлененное глубокими долинами многочисленных рек. Водоразделы имеют абсолютную высоту 600–750 м (Мытарев А.А., 1970).

Открытие палеолита в Горной Шории связано с деятельностью академика А.П. Окладникова. В 1962 г. им обнаружены памятники у с. Кузедеево на р. Кондома.

Первое местонахождение (Кузедеево-1) расположено в западной части с. Кузедеево. На полотне дороги в выемках кювета были подняты расколотые куски кварцита и кварцитовая галька, край которой оббит в виде рубящего лезвия. Материал происходил из толщи желтого лессовидного суглинка, разрезанного полотном дороги (Окладников А.П., 1968; Кулемзин А.М., Бородкин Ю.М., 1989).

Второе местонахождение (Кузедеево-2) отмечено у пос. Аил на третьей надпойменной террасе левого берега р. Кондома. Девятнадцать изделий залегало компактными скоплениями в слое желтого лессовидного суглинка на глубине 0,5 м от поверхности. Памятник описан как клад палеолитического мастера. Его коллекция состояла из радиального нуклеуса, скола с нуклеуса подпризматического, остроконечника, чоппера, расколотых галек, скребел и их заготовок (Окладников А.П., 1968; Кулемзин А.М., Бородкин Ю.М., 1989).

Тогда же, в 1962 г., А.И. Мартынов в процессе рекогносцировочных маршрутов на р. Кондома обнаружил шесть местонахождений (Сарбала-1, Сосновка-2 и др.), материалы которых до сих пор не опубликованы (Маркин С.В., 1986).

Следующий этап изучения палеолита Горной Шории связан с деятельностью С.В. Маркина, который начиная с 1975 г. обнаружил 11 палеолитических памятников на реках Мрас-Су (Тоз-1 и 2) и Кондома (Кузедеево-5–7, Кондома-2, Мундыбаш-3, Усть-Тала-1, Сосновка, Сарбала-2–3) в Новокузнецком районе Кемеровской области. На большинстве из указанных памятников лишь установлено наличие культурного слоя или собран подъемный материал. Раскопкам подверглась только стоянка Сарбала-3, где вскрыто всего 30 кв.м и получена коллекция из 30 каменных артефактов (Маркин С.В., 1986).

В юго-западных отрогах Горной Шории (Солтонский район Алтайского края) исследования палеолита производились силами отрядов и экспедиций Алтайского государственного университета.

Первый палеолитический памятник (местонахождение Чулда) был открыт в 1977 г. В.Д. Славниным. На бечевнике р. Чулда (левого притока р. Неня) в районе бывшего с. Алексеевка был собран немногочисленный материал: восемь отщепов, нуклеус и кости ископаемых животных (Кунгуров А.Л., 1987).

В 1979 г. разведочные работы на реках Ушлеп и Антроп проводил А.Л. Кунгуров. На километровом отрезке р. Ушлеп (левого притока р. Неня) в районе с. Новотроицк собраны обломки зубов мамонта, обломок лучевой кости бизона, несколько неопределимых костей и 42 каменных изделия, которые изготовлены из черного и серого полосчатого кварцита, сланцев и роговика. По-видимому, артефакты происходят из 10-метровой террасы, которую р. Ушлеп прорезает в районе села. Однако при обследовании обнажений культурный слой не обнаружен. Коллекция каменных артефактов состоит из 21 отщепа, трех осколков галек, трех нуклеусов, трех галек с фасетками сколов, четырех нуклевидных сколов, массивного подтрапецевидного и краевого сколов, двух пластин, пластинчатого отщепа и четырех орудий – ножа, проколки, скребла и рубящего орудия (Кирюшин Ю.Ф., Кунгуров А.Л., 1983; Кунгуров А.Л., 1980, 1987).

В бассейне р. Антроп (левого притока р. Кондома), на косах реки и ее притоков, подъемный материал собран в пяти пунктах (местонахождения Ульба-2, Кедровка, Кологол, Кислогол, Усть-Унтруш). Четыре кремневых отщепа и кусок яшмы со сколами найдены в промоине на дороге, идущей по водоразделу в с. Карагол через бывшее с. Кислогол (местонахождение Ульба-1) (Кунгуров А.Л., 1980, 1987).

В юго-западных отрогах Горной Шории в 1980–1995 гг. А.Л. Кунгуров выявил еще 12 палеолитических памятников и местонахождений, расположенных на площади 6 кв.км (Ушлепский палеолитический микрорайон): Ушлеп-2 (1980), Ушлеп-3 (1981), Ушлеп-4 (1981), Дунайчик (1981), Усть-Чулда (1984), Ушлеп-6 (1989), Ушлеп-7 (1990), Ушлеп-8 (1990), Вознесенка-1 (1990), Усть-Дунайчик-1 (1994), Школьная Гора-1 (1995), Школьная Гора-2 (1995) (Кунгуров А.Л., 1987; Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1998; Маркин М.М., 1998). Наиболее исследованными являются памятники Ушлеп-6 (вскрыто до 500 кв.м), Ушлеп-3 (47 кв.м) и Школьная Гора-1, на остальных стоянках собран подъемный материал. Среди стратифицированных памятников многослойным является только Ушлеп-6. Все прочие однослойны и датируются финально-

палеолитическим временем. Ниже приведем краткую информацию по Ушлепскому палеолитическому микрорайону.

Ушлеп-2. Памятник, открытый в 1980 г. А.Л. Кунгуровым, расположен у юго-западной окраины с. Новотроицк на мысе, образованном левым бортом долины р. Ушлеп и крупным логом, выходящим в нее. По логу протекает ручей. Край мыса разрушен карьером, в осыпях которого в 1980–1989 гг. собирался подъемный материал (Кунгуров А.Л., 1981, 1987). Коллекция каменных артефактов стоянки Ушлеп-2 включает 22 экз.: семь отщепов, первичный отщеп, горизонтальный технический скол, пластинчатый отщеп, шесть обломков, четыре пластины, долотовидное орудие, а также двойное продольное дорсальное двояковыпуклое скребло.

Ушлеп-3. Стоянка, открытая в 1980 г. А.Л. Кунгуровым, расположена у северной окраины с. Новотроицк на 20–25-метровом мысе правого берега р. Ушлеп. Полого поднимающийся мыс, образованный поймой реки и логом, является подошвой кряжа, имеющего высоту до 120 м. В 1981 г. А.Л. Кунгуров вскрыл здесь 8 кв.м и собрал подъемный материал. В 1984 г. вскрыто 47 кв.², включая старые раскопы, вошедшие в общую разбивку.

Стратиграфия памятника следующая:

1. 0,05–0,08 м – дерн.
2. До 0,15 м – гумусовый горизонт А. Суглинок темно-коричневого цвета, комковатый, плотный, насыщен органикой.
3. 0,15 м – гумусовый горизонт Б. Суглинок коричневого цвета, комковатый, плотный, насыщен органикой меньше, чем вышележащий.

4. 0,5–0,6 м – суглинок легкий бурого цвета, разбитый более темными прослоями. Культурные остатки связаны с верхней половиной этого горизонта.

5. 0,04–0,14 м – суглинок темно-бурого цвета.

6. Ниже 0,9–1,0 м – желтовато-серая супесь, более легкий слой, чем предыдущие, за счет большего процента пылеватых частиц в гранулометрическом составе (Кунгуров А.Л., 1987).

Основная масса находок располагалась в пределах рабочей площадки по расщеплению камня. В слое расчищена выкладка овальной формы попережником 1 м, сложенная из мелких камней той же породы, что и фундамент кряжа. Камни уложены плотно в один слой.

Органические остатки на Ушлепе-3 представлены мелкими крошками и вмясками древесного угля, кубовидной костью бизона.

Основным видом сырья служили гальки и валуны однородного, слабополосчатого и зернистого кварцита темно-серых (черных), серых – светло-серых, белесых (или белых) оттенков. Гораздо реже использовались ороговикованные и кремнистые алевролиты зеленых и зеленовато-серых оттенков, серицит-кварцевый сланец, черный кремль и др.

Коллекция каменных артефактов стоянки Ушлеп-3 (по материалам раскопок) насчитывает 1472 экз.: отщепов и первичных отщепов – 887, пластин и пластинчатых отщепов – 180 (микропластинок всего 5), чешуек – 244, осколков, обломков – 45, галек и их обломков – 13, нуклеусов и преформ – 27, орудий – 76. Общий индекс подправки равен 95,34%, общий индекс фасетирования (IF large) – 26,42%, индекс тонкой подправки (IF strict) – 14,5%. Строгий индекс пластинчатости в группе сколов равен 15,42%, в группе орудий – 36,84%. Нуклевидные формы: 2 преформы, 4 нуклевидных изделия, нуклеус аморфный, 2 подпризматических, 1 клиновидный, 4 торцовых, 4 одноплощадочных односторонних со снятием в параллельных, но противоположащих направлениях, а также нуклеусы со снятием в продольно-поперечном направлении – двухплощадочные односторонние (1 экз.), двухплощадочные двусторонние (3 экз.), трехплощадочный односторонний (1 экз.), трехплощадочный односторонний (1 экз.), трехплощадочные двусторонние (2 экз.).

В орудия оформлено 76 артефактов: 28 пластинчатых сколов, 38 отщепов, 6 заготовок случайной формы, галька, нуклеус. Вторичная обработка производилась при помощи ретуширования – 54 случая, выемчатого скола – 16, резцового снятия – 3, чешуйчатой подтепки – 2, оббивки – 1.

Орудийный набор составили: 3 скребла (все – простые поперечные дорсальные выпуклые), 10 скребков, шпоровидное орудие, 2 острия, 3 резца (все – двугранные угловые), 2 долотовидных орудия, 2 рубящих орудия, 17 зубчато-выемчатых форм, оригинальное орудие, 14 отщепов с ретушью, 19 ретушированных пластин и пластинчатых отщепов, среди которых особо следует отметить изделия с притуплением края и одного-двух торцов. Скребки – концевые на отщепах соразмерные (5 экз.), удлиненный (1 экз.) и со скошенным лезвием (1 экз.), двойные концевые (2 экз.), микроскребок (1 экз.).

По материалам стоянки Ушлеп-3 Н.Ю. Кунгурова сделала выборочный трасологический анализ. На 102 изделиях прослежено

156 рабочих лезвий. Большая часть изделий определена как орудия по разделке туш (мясные ножи), которые представляют собой вкладыши из пластин, пластинчатых отщепов и их фрагментов. К ним же отнесено 5 скребков и скребла. Еще 3 скребка трасологически оказались скобелями, как и одно скребло. Скребки применялись для пушения бахтармы. Вкладыши охотничьего оружия представлены мелкими и средними пластинами без обработки, либо с притупленным краем. Оружие было, скорее всего, гарпунного типа. Зубчатые, выемчатые, зубчато-выемчатые орудия и многие отщепы с ретушью являются скобелями по дереву (43 лезвия) или по кости (11 лезвий). Ими изготавливали небольшие в сечении вещи – древки оружия, рукояти орудий. Среди орудийного набора выделяются сильно изработанные предметы, например, вкладыш гарпуна, изношенный, с заломами из-за многократного использования, или другой вкладыш, который после поломки использовался как резчик. Аналоги применения вкладышевого составного оружия гарпунного типа на Алтае не известны (Кунгуров А.Л., 1987).

Небольшое количество каменных артефактов собраны в промоине в нескольких десятках метрах выше по склону от стоянки Ушлеп-3 (местонахождение Школьная Гора-2) (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1998).

Еще 152 каменных артефакта на Ушлепе-3 собраны в разрушениях, вызванных хозяйственной деятельностью местных жителей.

Ушлеп-4. Памятник, открытый в 1984 г. А.Л. Кунгуровым, расположен на 10-метровом мысе правого берега р. Ушлеп, образованном долиной реки и ее правым притоком – ручьем Дунайчик. Поверхность памятника сильно пострадала от хозяйственной деятельности жителей села Новотроицк. На склоне мыса сделан карьер для добычи глины. В его осыпях в 1984–1996 гг. собирался подъемный материал, включающий 20 артефактов: 7 отщепов, 2 первичных отщепа, чешуйку, поперечный технический скол, 5 обломков, крупный нуклеидный предмет, крупный торцовый нуклеус (изготовленный на обломке кварцевой гальки), отщеп с ретушью и крупный реберчатый скол с выделенным на дистальном конце острием и эпизодической обработкой краев мелкими сколами и ретушью (Кунгуров А.Л., 1987).

Школьная Гора-1. Стоянка, открытая в 1995 г. А.Л. Кунгуровым и М.Т. Абдулганеевым, приурочена к пологой площадке южного склона водораздела на высоте около 65–70 м. Площадка имеет

размеры 140x40–80 м. С юго-востока ограничена логом, с северо-запада – небольшим понижением, с юго-запада – склоном водораздела.

Поверхность восточной оконечности площадки повреждена промоинами природного происхождения и колеями дороги от с. Новотроицк до с. Шабурово. В 1995–1996 гг. в промоинах собрано 68 каменных артефактов. В 1996 г. здесь вскрыто 4 кв. м.

Стратиграфия памятника следующая:

1. 0,05 м – дерн.

2. До 0,5 м – гумусовый суглинок темно-коричневого цвета, в подошве более светлый, комковатый, плотный, насыщен органикой.

3. 0,5–0,6 м – суглинок легкий бурого цвета, в нем залегает культурный слой памятника.

Из шурфа получено 141 изделие из камня, а совокупная коллекция составила 209 артефактов: первичные отщепы, отщепы – 66, пластины, пластинчатые отщепы – 16, чешуйки – 91, осколки, обломки – 30, нуклеусы – 3, орудия – 3. Все нуклеусы – аморфные. Орудийный набор составили зубчатое орудие, отщеп с ретушью и пластина с притупленным краем. Общий индекс подправки равен 97,73%, общий индекс фасетирования (IF large) – 25%, индекс тонкой подправки (IF strict) – 11,36%, строгий индекс пластинчатости в группе сколов – 8,13% (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1998).

Ушлеп-7. Местонахождение выявлено на 10-метровом мысе, образованном поймой р. Ушлеп, двумя логоми и склоном водораздела. Через мыс проходит гравийная дорога, связывающая села Новотроицк и Сузоп. Во время ремонта полотна дороги была скрыта оконечность мыса. При осмотре разрушений в промоине обнаружен крупный отщеп (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1998).

Ушлеп-8. Местонахождение обнаружено в 320 м западнее с. Новотроицк на 10–12-метровом мысе, ограниченном поймой р. Ушлеп и логом. При ремонте полотна дороги, связывающей села Сузоп и Новотроицк, оконечность мыса также была скрыта. При осмотре разрушений в промоине обнаружено нуклевидное изделие и два отщепа (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1998).

Усть-Чудда. Памятник, открытый в 1984 г. А.Л. Кунгуровым, находится в 550 м западнее с. Новотроицк на 10-метровом мысе, образованном долинами Чудды и Ушлепа, логом и склоном водораздела. В разрушениях, связанных с обновлением дороги на с. Новотроицк, обнаружено 10 артефактов из кварцита: 6 мелких отще-

пов, мелкий первичный отщеп, мелкий обломок, пластина и скребок с боковой выемкой (Кунгуров А.Л., 1987).

Вознесенка-1. Местонахождение выявлено в 1,5 км западнее с. Новотроицк на мысе, образованном изгибом поймы р. Ушлеп и склоном водораздела. В промоинах, образовавшихся на месте старой дорожной колеи, собраны кварцитовые отщепы (Кунгуров А.Л., Маркин М.М., 1998).

Ушлеп-6. Многослойный памятник, находится в 200 м к северу от с. Новотроицк. Расположен на высоком цокольном мысе, который образован понижением водораздельного кряжа. Мыс полого опускается от 100 до 10–15 м и в своем окончании имеет ширину не более 20–25 м. Общая его длина – около 250–300 м. С юга и запада мыс ограничен долиной р. Ушлеп, с северо-запада – Солтонской впадиной. Раскопки памятника проводились экспедициями АГУ в 80–90 гг. и продолжены в 2002 г.

В 80-е гг. прошлого столетия местные хозяйственники на оконечности мыса сделали карьер для добычи камня, часть поверхности разрушена подъездными путями к этому карьеру. В разрушениях в 1989 г. собран подъемный материал. Выше карьера был разбит шурф, увеличенный затем до 12 кв.м и прокопанный до глубины 1 м. На глубине 0,35–0,45 м расчищен хозяйственный комплекс эпохи средневековья (поселение Ушлеп-5), палеолитический культурный слой выявлен на глубине 0,6–0,9 м (стоянка Ушлеп-6). В 1990 г. вскрытая площадь увеличена до 70 кв.м. При зачистке края карьера выявлено еще шесть (3–8) культурных горизонтов, имеющих палеолитический возраст.

По окончании работ в 2002 г. площадь вскрытия культурного слоя 2 достигла здесь 306 кв.м, нижележащих (3–8) – от 80 до 182 кв.м. Еще более 200 кв.м культурного слоя 2 вскрыто раскопом №2, разбитым в 80 м выше по склону от раскопа №1.

Стратиграфия памятника следующая:

1. 0,05 м – дерн.
2. До 0,2 м – верхний гумусовый горизонт (А-1). Гумусовый суглинок темно-коричневого цвета, комковатый, плотный, насыщен органикой. Содержит культурный слой эпохи средневековья (поселение Ушлеп-5).
3. До 0,3 м – нижний гумусовый горизонт (А-2). Гумусовый суглинок коричневого цвета, комковатый, плотный, насыщен органикой меньше, чем А-1. Содержит объекты эпохи средневековья, углубленные от дневной поверхности (ямы, жилища, очаги).

4. 0,5–0,6 м – суглинок легкий бурого цвета, разбитый более темными прослоями. С его нижней половиной связан культурный слой 2.

5. 0,04–0,14 м – суглинок темно-бурого цвета. Подошва разбита морозобойными трещинами шириной до 0,2 м и глубиной 0,15–0,3 м.

6. 0,3–0,65 м – желтовато-серая супесь. Более легкий, чем предыдущие слои, за счет большего процента пылеватых частиц в гранулометрическом составе. Подошва разбита многочисленными морозобойными трещинами шириной до 0,2 м и глубиной до 0,3 м, заполненных супесью слоя. С горизонтом связан культурный слой 3.

7. 0,2–0,7 м – голубовато-желтая супесь, карбонатизированная. Сильно смята морозобойными трещинами в кровле и подошве (последние более мелкие). Мощность слоя сильно варьирует по толщине. Горизонт содержит палеолитический культурный слой 4.

8. 0,2–0,3 м – желтовато-серый суглинок с темно-серыми прослоями размытого гумуса. По гранулометрическому составу соответствует слою 5. Находок не содержит.

9. 0,35–0,4 м – желтовато-серый легкий суглинок. Подошва и кровля более выровненные, чем у предыдущих слоев. Содержит культурный горизонт 5.

10. 0,06–0,2 м – голубоватый слой илистого тяжелого суглинка. Находок не содержит.

11. 0,3–0,4 м – желтовато-серый легкий суглинок с голубоватыми илистыми вкраплениями. Разбит морозобойными трещинами от кровли к подошве. Ширина трещин 0,1–0,15 м, глубина до 0,6 м. С горизонтом связан культурный слой 6.

12. 0,3–0,45 м – буровато-серый легкий суглинок с линзами коры выветривания цоколя. Подошва разрушена солифлюкцией, смешавшей его с кровлей нижележащего слоя. Горизонт содержит культурный слой 7.

13. 0,4–0,45 м – светло-серая супесь с линзами разрушения цоколя. Отделена от нижележащего слоя горизонтом смыкающихся линз иловатого суглинка с крошками цоколя. Содержит культурный слой 8.

14. 0,15–0,2 м – бурая супесь, разбитая во всех направлениях песчанистыми линзами с крошками цоколя.

15. Ниже 4,27 м – цоколь. Между горизонтом 14 и цоколем имеется слой коры выветривания супесчаного состава, окрашенный

химическими процессами разложения метаморфизированного сланца в красные, оранжевые, голубоватые и зеленые тона.

Основным видом сырья служили гальки однородного слабо-полосчатого и зернистого кварцита темно-серых (черных), серых, светло-серых, белесых (или белых) оттенков. Реже использовался окремненный и ороговикованный алевролит, кремни, яшма, серицит-кварцевый сланец. Все сырье происходит из аллювиальных отложений р. Ушлеп.

Органические остатки культурного слоя 2 представлены пластиной бивня мамонта (продукт его естественного разложения) и 14 зубами лошади. В раскопе №1 более 75% каменных артефактов получено при разборке четырех скоплений (рабочих площадок расщепления камня), в пределах раскопа №2 более половины артефактов (160 экз.) также залегало единым скоплением.

Коллекция каменных артефактов культурного слоя 2 из раскопа №1 составляет 3570 экз.: первичные отщепы, отщепы – 1532, пластины, пластинчатые отщепы – 153, чешуйки – 657, осколки, обломки – 938, гальки со сколами и их обломки – 101, отбойники – 2, наковальни – 2, нерасщепленный валун – 1, нуклевидные формы – 112, орудия – 100. Индекс общей подправки равен 91,9%, общий индекс фасетирования (IF large) – 31,37%, индекс тонкой подправки (IF strict) – 21,96%, строгий индекс пластинчатости составляет 4,29%, в группе орудий – 21%.

Нуклевидные формы включают: 85 нуклеусов, 5 их обломков и 22 преформы. Нуклеусы одноплощадочные односторонние – 30 экз., двухплощадочные односторонние встречные – 3 экз., одноплощадочный двусторонний сопряженный – 1 экз., двухплощадочный двусторонний с продольным снятием – 1 экз., двухплощадочные двусторонние со снятием в продольно-поперечном направлении – 3 экз., с попеременным скалыванием – 2 экз., истощенные – 2 экз., подпризматические одноплощадочные – 4 экз., подпризматические двухплощадочные – 3 экз., торцовые – 12 экз., клиновидный – 1 экз., аморфные – 19 экз., радиальные – 3 экз., пирамидальный – 1 экз.

В орудия оформлено 100 артефактов: 21 пластинчатый и 52 непластинчатых сколов, 12 заготовок случайной формы, 8 обломков галек, нуклеус, нуклевидный предмет, 3 гальки, а 2 заготовки неопределимы. Вторичная обработка производилась при помощи ретуширования – 61 случай, выемчатого скола – 22, резцового снятия – 15, чешуйчатой подтески – 2, оббивки – 4.

Орудийный набор составили: 7 скребел, 11 скребков, 13 резцов, 2 долотовидных орудий, 3 проколки, 4 клювовидных орудий, 3 бифаса, 2 галечных орудий, 22 зубчато-выемчатых изделия, 20 отщепов с ретушью, 13 ретушированных пластин и пластинчатых отщепов. Скребла: простое поперечное дорсальное выпуклое (1 экз.), простые продольные дорсальные прямые (2 экз.), двойные продольные дорсальные двояковыпуклые базально-усеченные (3 экз.), двойное продольно-поперечное дорсальное двояковыпуклое, комбинированное с многофасеточным резцом (1 экз.). Скребки – концевые на отщепах удлинённые (1 экз.), соразмерные (2 экз.) и укороченный (1 экз.), угловой (1 экз.), со скошенным краем (1 экз.), микроформы (3 экз.). Резцы – двугранные симметричный (1 экз.), асимметричный (1 экз.) и угловые (2 эк.), угловой на изломе пластины (1 экз.), плоский (1 экз.), двугранные поперечные (3 экз.), многофасеточные (3 экз.) и аморфный (случайный) (1 экз.).

Коллекция каменных артефактов культурного слоя 2 из раскопа №2 составляет 279 экз.: первичные отщепы, отщепы – 142, пластины и пластинчатые отщепы – 11, чешуйки – 50, осколки, обломки – 45, ретушер – 1, обломок отбойника – 1, нуклевидные формы – 14, орудий – 15. Индекс общей подправки равен 92,11%, общий индекс ретуширования (IF large) – 36,84%, индекс тонкой подправки (IF strict) – 21,05%, строгий индекс пластинчатости составляет 3,94%.

Нуклевидные формы включают: 2 преформы, 10 нуклеусов, обломок нуклеуса, нуклевидное изделие. Нуклеусы торцовые одноплощадочные односторонние – 4 экз., двухплощадочный двусторонний с продольным снятием – 1 экз., леваллуазский – 1 экз., клиновидный – 1 экз., аморфные – 3 экз.

Орудийный набор составили: 5 скребел, скребок, резец, остроконечник, выемчатое орудие, зубчатое орудие, 4 двустороннеобработанных изделия, отщеп с ретушью. Скребла – простые продольные дорсальные выпуклые (2 экз.), простое продольное дорсальное вогнуто-выпуклое (1 экз.), простое поперечное дорсальное выпуклое со стесанной ударной площадкой (1 экз.), двойное дорсальное продольно-поперечное прямо-выпуклое (1 экз.). Скребок – концевой на отщепе дорсальный удлинённый с утонченным корпусом. Резец – многофасеточный (Маркин М.М., 1998).

Финальнопалеолитический возраст охарактеризованных комплексов следует из залегания их в кровле покровных лессовидных

суглинков. Хронология палеолитических горизонтов 3–8 Ушлепа-6 пока не ясна ввиду отсутствия радиоуглеродных дат.

Расщепление камня в рассматриваемых индустриях основано на технике параллельного скалывания с нуклеусов одно- и двусторонних, одно-, двух- и трехплощадочных с полосным и ортогональным расположением ударных площадок. Реже использовались ядрища призматических, торцовых и клиновидных форм, фиксируется леваллуазский компонент и радиальная техника расщепления.

Основная часть орудийного набора изготовлена на непластинчатых заготовках. Распространенными формами являются скребла с различной конфигурацией рабочего края, разнообразна типология скребков, резцов, зубчато-выемчатых орудий и ретушированных пластин, реже встречаются двустороннеобработанные и долотовидные орудия, острия. К нетипичным формам орудийного набора отнесены клювовидные, шиповидные и галечные орудия, проколки и остроконечники.

На уровне первичного расщепления ушлепские комплексы наиболее близки к памятникам бассейна р. Томи, объединенных их исследователем С.В. Маркиным в рамках бедаревской культуры (Маркин С.В., 1986). Типология орудийного набора ушлепских комплексов находит широкий круг аналогий в кругу финальнопалеолитических памятников сопредельных территорий, и на данном этапе исследований не представляется возможным провести четкое культурное разграничение.

Литература

Кирюшин Ю.Ф., Кунгуров А.Л. Новое верхнепалеолитическое местонахождение Ушлеп-1 на Алтае // Палеолит Сибири. Новосибирск, 1983. С. 34–36.

Кулемзин А.М., Бородкин Ю.М. Археологические памятники Кемеровской области. Кемерово, 1989. 158 с.

Кунгуров А.Л. Разведка на востоке Алтайского края // Археологические открытия 1979 года. М., 1980. С. 215

Кунгуров А.Л. Работы Бийского отряда // Археологические открытия 1980 года. М., 1981. С. 189–190.

Кунгуров А.Л. Палеолит Солтона // Северная Азия в эпоху камня. Новосибирск, 1987. С. 52–70.

Кунгуров А.Л. Мальтинский культурный слой поселения Ушлеп-6 // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1996. С. 45–50.

Кунгуров А.Л., Маркин М.М. К археологической карте юго-западных отрогов Горной Шории // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1998. С. 39–41.

Лузгин Б.Н. Геологические доказательства местного происхождения каменного материала археологических памятников северо-западных предгорий Алтая // Древние поселения Алтая. Барнаул, 1998. С. 55–59.

Маркин М.М. Позднепалеолитическая стоянка Школьная Гора-1 // Сохранение и изучение культурного наследия Алтайского края. Барнаул, 1998. С. 35–38.

Маркин М.М. Археологический комплекс второго культурного слоя многослойного памятника Ушлеп-6 // Древние поселения Алтая. Барнаул, 1998. С. 3–21.

Маркин С.В. Палеолитические памятники бассейна р. Томи. Новосибирск, 1986. 176 с.

Мытарев А.А. От Абы до Яи: Географический словарь Кузбасса. Кемерово, 1970. 214 с.

Окладников А.К. Страница из жизни палеолитического мастера: клад каменных изделий у пос. Аил (с. Кузедеево) // Из истории Сибири и Алтая. Барнаул, 1968. С. 58–70.

В.П. Галахов, В.И. Якубовский

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

СРЕДНЕМОГОЛЕТНИЕ МАКСИМАЛЬНЫЕ СНЕГОЗАПАСЫ В РАЙОНЕ ПЛОСКОГОРЬЯ УКОК

Как известно, поля осадков в районах со сложной орографией определяются как самим типом осадков, так и условиями их выпадения на земную поверхность. В случае если расстояние от нижней границы облачности до земной поверхности невелико (что наблюдается в высокогорных районах), основную роль в формировании пестроты полей осадков должны играть процессы, происходящие непосредственно в самой облачной системе. Как указывает Р.Р. Роджерс (1979) эти процессы определяются: «...температурой на уровне основания облака, мощностью облака и скоростью восходящего движения». Обозначим эти величины соответственно Th_0 , Δh_z , U .

Интенсивность осадков (I_x) зависит и от влагосодержания облачной системы (q_x), т.е. в общем виде можно записать:

$$X = f(I_x) = f\left(\frac{1}{Th_0}, \Delta h_z, U, q_x\right) \quad (1)$$

Очевидно, что в пределах какой-то площади земной поверхности, где процессы формирования осадков однородны (линейны), величина осадконакопления зависит от морфологических характеристик этой площади, в пределах которой их можно связать напрямую с величинами, наиболее влияющими на интенсивность осадков (например, с абсолютной высотой). Однако такие однозначные зависимости можно получить лишь на ограниченной площади. Например, на Алтае в результате многочисленных экспериментальных наблюдений авторов, в высокогорьях эта площадь равна примерно 100 км^2 (пределы одного горноледникового бассейна), а в районах низкогорья эта площадь увеличивается максимум до 1000 км^2 (площадь притоков второго порядка). Способ переноса таких зависимостей из одного района в другой основан на весьма тщательном сравнении этих районов, как с точки зрения синоптических условий формирования осадков, так и с точки зрения морфологии сравниваемых бассейнов. Как правило, такой способ из-за своей сложности используется пока мало.

Величины Δh и q_x на макросклонах отдельных хребтов при соответствующих условиях (например, предгорья, первыми встречающие фронтальные зоны, или высокогорье, где фронтальные зоны уже трансформированы горной системой) изменяются слабо (Дубровина Л.С., 1982; Матвеев Л.Т., 1981) и их можно при соответствующем районировании не учитывать.

Температура нижней границы облачности зависит от типа фронтального раздела и от абсолютной высоты. Для периода прохождения отдельного фронта можно записать:

$$Th_0 = f(Hh_0). \quad (2)$$

Величина U_z зависит от интенсивности турбулентности и наиболее просто ее увязать с приближением к орографическому барьеру (L) и шероховатостью подстилающей поверхности, которая также зависит от приближения к орографическому барьеру. Тогда:

$$X = f(I_x) = f\left(L, \frac{1}{Hh_0}\right) \quad (3)$$

Полученная схема была использована для построения карты среднемноголетнего количества осадков за холодный период, формирование которых обусловлено фронтальными разделами, т.е. формирование осадков однотипно.

Направление движения фронтальных разделов (необходимое для определения направления измерения L , назначаемое перпендикулярно направлению движения фронтов) смоделировано при следующих условиях: общее направление переноса влаги западное, скорость движения фронтального раздела над равниной 40 км/час, над орографическими препятствиями – в два раза меньше (Матвеев Л.Т., 1981).

Полученные материалы расчетов (рис. 1) полностью подтверждают разработанный алгоритм. Наблюдается разрыв функции $X = f(L/H)$ при пересечении орографического барьера, соблюдается соотношение осадков на наветренном и подветренном склонах, наблюдается достаточно тесная зависимость X с соотношением L/H , хотя для построения были взяты наблюдения метеостанций всей нивальной зоны Алтая, т.е. в некоторых случаях расстояние между станциями составляло более нескольких сотен километров.

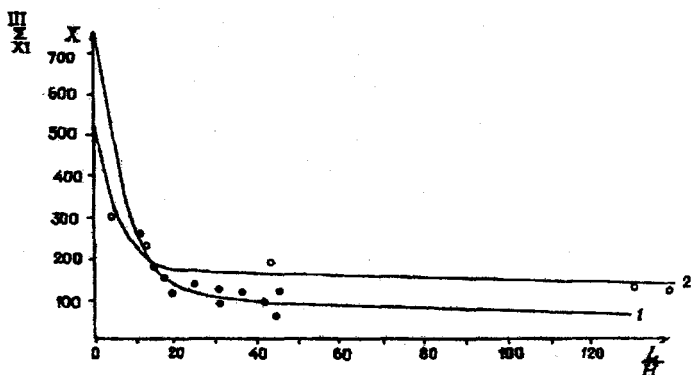


Рис. 1. Зависимость суммы осадков (X , мм) за холодный период от орографического коэффициента L/H . Условные обозначения: станции и посты на наветренных (2) и подветренных (1) склонах. Высота орографических барьеров более 2000 м. Кривые $X = f(L/H)$ в области L/H , изменяющиеся от 0 до 5, проведены с использованием материалов снегомерных работ в период максимума снеконакопления

Полученная на рисунке зависимость была использована для построения карты среднегоголетних осадков за зимний период на исследуемый район. Для этого с карты масштаба 1 см = 5 км через 1 см снимались значения абсолютной высоты и удаления от оро-

графических барьеров (орографические барьеры выделялись с помощью космических снимков как наиболее многоснежные районы). Направление подхода воздушных масс задавалось наиболее вероятное – западное. По рассчитанным коэффициентам L/H и полученной зависимости (см. рис. 1) определялась величина максимальных зимних осадков и наносилась в узловых точках. Затем по полученным точкам строилась соответствующая карта (рис. 2).

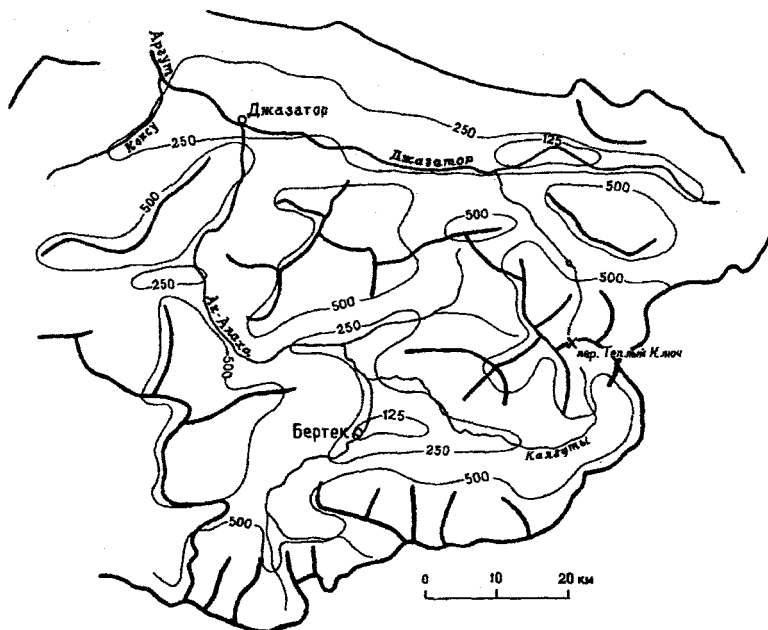


Рис. 2. Карта-схема среднемноголетних максимальных осадков за зимний период (мм)

Для перевода карты осадков в высоту снега (в соответствии с существующими материалами наблюдений) плотность снега принималась изменяющейся от $0,25 \text{ г/см}^3$ в межгорных котловинах и долинах, до $0,36 \text{ г/см}^3$ в нивальной зоне. При построении карты-схемы высоты снежного покрова учитывалось, что в межгорных котловинах и на склонах южной и западной экспозиций высота снега зависит в значительной степени от переформирования его ветром и испарения (рис. 3).

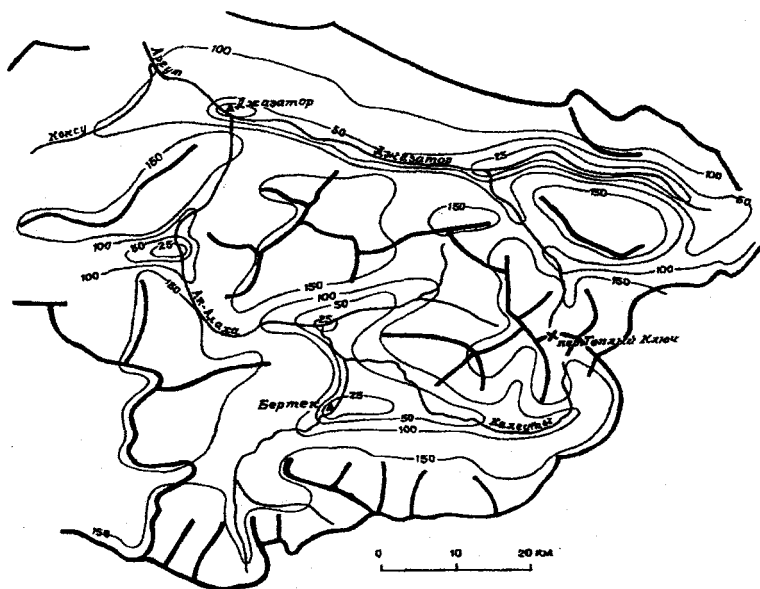


Рис. 3. Карта-схема среднееголетней высоты снежного покрова (см)

Полученная высота снежного покрова не противоречит весьма немногочисленным материалам непосредственных наблюдений за высотой снежного покрова. В 1991 г. высота снежного покрова в районе фирновой границы ледников северного склона горного узла Табын-Богдо-Ола составляла от 250 до 300 см. По материалам наблюдений на метеостанции Бертек высота снежного покрова изменяется от 5 до 30 см, высота снежного покрова, измеренная весной 2001 г. на перевале «Теплый ключ», составила немногим более 5 м (снежность года примерно 1,8).

Для различных инженерных обоснований необходимы карты не только среднееголетних максимальных высот снежного покрова, но и карты высоты снежного покрова различной обеспеченности.

Для построения карты высоты снега различной обеспеченности необходимо знать изменение двух величин: коэффициента вариации (C_v) и коэффициента асимметрии (C_s). Изменение этих двух коэффициентов зависит непосредственно от толщины снега. По исследованиям Н.К. Барашковой (Снежно..., 1986), коэффициент

вариации в днищах межгорных котловин Алтая по непосредственным наблюдениям равен 0,20–0,25. Коэффициент асимметрии изменяется от 0,25 до 0,30.

Для оценки искомым коэффициентов в нивально-гляциальной зоне использовались материалы наблюдений за аккумуляцией снега в фирновом бассейне ледника Малый Актру за период с 1962 по 1994 г. (Галахов В.П., Мухаметов Р.М., 1999). Материалы расчетов показывают, что на высоте 3200 м, при среднем снегонакоплении около 1,5–2 м коэффициент вариации равен 0,17. Коэффициент асимметрии – 0,26.



Рис. 4. Карта-схема высоты снежного покрова 5% обеспеченности (см)

Таким образом, зная среднееголетнюю высоту снежного покрова на максимум снегонакопления (см. рис. 3), коэффициенты вариации и асимметрии, переводной множитель для построения карты снежного покрова, например, 5% обеспеченности можно оценить для высоты снежного покрова 25 см в 1,70, а для высоты 150 см в 1,50 (Леви И.И., 1968). Принимая изменение переводного

множителя линейно изменяющимся, в зависимости от абсолютной высоты, можно построить карты высот снега различной обеспеченности (рис. 4).

Литература

Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск, 1999. 136 с.

Дубровина Л.С. Облака и осадки по данным самолетного зондирования. Л., 1982. 216 с.

Левы И.И. Инженерная гидрология. М., 1968. 238 с.

Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л., 1981. 312 с.

Роджерс Р.Р. Краткий курс физики облаков. Л., 1979. 232 с.

Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна Верхней Оби и прогнозы стока весеннего половодья / Под ред. Д.А. Буракова. Томск, 1986. 254 с.

Ю.Б. Кирста

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ИНФОРМАЦИОННАЯ ОСНОВА ПРИНЦИПА ЛЕ ШАТЕЛЬЕ*

Выявлена и количественно охарактеризована информационная основа самостабилизации экосистем, широко известной как принцип Ле Шателье. Самостабилизация экосистем призвана ограничить случайные отклонения их основных процессов (компонентов) от равновесия в пределах стандартного отклонения 24,2%. В этом случае будет отсутствовать внутрисистемный перенос стохастической информации, разрушающей информационную устойчивость систем. В ходе исследований использована модель многолетней динамики агроклиматического потенциала территорий, которая одновременно описывала сезонную и многолетнюю динамику агроэкосистемных процессов с теоретически наилучшей точностью. В качестве примера была взята зернопроизводящая зона Сибири. Входными факторами модели служили среднемноголетние месячные температуры воздуха и осадки. Замена трендовых (восстанавливаемых по трендам из среднемноголетних) месячных температур

* Работа поддержана грантами МО РФ (УР 08.01.017) и РФФИ (02-05-81013 Бел 2002а).

воздуха и осадков на их фактические значения за отдельные годы, приводила не к уменьшению, а наоборот, к увеличению погрешности расчетов урожаев (стандартного отклонения) с 24,2 до 35%. Использование фактических месячных температур и осадков означало добавление в модель «погашенных» при самостабилизации случайных вариаций этих факторов относительно их трендовых значений. «Погашенный» вклад климатических вариаций в колебания урожая составил $\sqrt{35^2 - 24.2^2} \approx 25\%$ от среднего значения урожайности.

Данная работа по исследованию принципов функционирования экосистем выполнена на основе системно-аналитического моделирования (САМ) их структурно-функциональной организации. В отличие от традиционных методов моделирования САМ позволяет выявлять и максимально адекватно характеризовать как организацию, так и динамику экосистем. При этом используется информация об их функционировании, заключенная неявным образом в многолетних рядах параллельных наблюдений за основными экосистемными процессами и факторами среды. Высокая эффективность САМ подтверждена, например, при моделировании фенологического развития яровой пшеницы, когда были выявлены неизвестные ранее 1–2-дневные периоды развития, не зависящие от температуры воздуха (Kirsta Yu. В., Tarabrin V. A., 1994).

Метод системно-аналитического моделирования базируется на системном информационно-иерархическом подходе (Kirsta Yu. В., 1992, 1994, 2001; Кирста Ю.Б., 2001). Согласно подходу, сложноорганизованные природные объекты рассматриваются как компоненты биосферы, принадлежащие определенному иерархическому уровню ее организации, имеющие характерный для них цикл развития и подчиняющиеся в своем развитии определенным информационным закономерностям. Иерархические уровни биосферы последовательно вкладываются в более высокие уровни в качестве подсистем, начиная с ферментов клеточного метаболизма до биосферной системы в целом. При этом циклы функционирования каждого уровня включены в больший цикл следующего уровня по схемам, определяющимся условием максимального накопления информации (информационным законом). Длительности таких вкладывающихся циклов последовательно составляют 1, 6, 42 сек, 24 час, 3, 99 дн., 33, 1089 лет, ..., 5 млрд лет биологического времени, формируя тем самым биосферные часы. Часы циклически от-

считывают биологическое время на всех иерархических уровнях биосферы подобно 1 сек, 1 мин, 1 час, 1 дн. и другим периодам, используемым при отсчете физического времени человеком. Каждому уровню отвечают четыре типа нормированной информации Шеннона, выработанных в процессе эволюции. Информация передается определенными материально-энергетическими продуктами, образующимися в системах каждого уровня. В предложенном исследовании для моделирования взят биосферный иерархический уровень ежегодного развития растений (агроэкосистем) с циклом 99 дней биологического времени. Информация создается через требуемые для уровня соотношения биомасс корней с листьями, стеблей и репродуктивных органов и определенные периоды фиксации этих соотношений в указанном цикле (Kirsta Yu, B., 1994).

Метод САМ представляет собой специальный системный анализ динамики природного объекта как целостного комплекса процессов и воздействующих на них факторов среды. Этот комплекс описывается и анализируется в виде математической модели, состоящей из алгебраических уравнений. Определение взаимодействий производится через целенаправленный подбор и корректировку структуры и уравнений моделей с целью минимизации отклонений (невязки) рассчитываемых и наблюдаемых характеристик объекта. При этом считается, что наименьшая невязка достигается при наиболее адекватном и точном описании функционирования объекта, если количество используемых в расчетах экспериментальных данных значительно превышает число параметров модели. Подбор вариантов уравнений, описывающих процессы объекта и воздействия на них факторов среды, а также проверка получаемых зависимостей процессов от факторов среды на их соответствие известным физическим, биологическим и другим законам, выполняется самим исследователем. Таким образом, САМ осуществляется непосредственно «от экспериментальных данных к модели», в отличие от традиционного моделирования «от законов и закономерностей к модели».

В ходе САМ используются оптимизационные и вычислительные методы Монте-Карло, Хука-Дживса, Стефенсона и др. Эти методы реализованы в среде программирования Delphi 6 в виде пакета компьютерных программ, с помощью которого могут обрабатываться несколько тысяч экспериментальных данных о динамике процессов и одновременно выполняться оптимизационный подбор до 100 параметров уравнений. Такая обработка существенно облег-

значений (разбросов) входных факторов, что улучшает точность расчетов за счет снижения первого вклада.

Рассматриваемая неустойчивость решений систем дифференциальных уравнений приводит к большой погрешности расчетов и при выполнении САМ, так как в одной модели (системе дифференциальных уравнений) с одинаковыми параметрами должен использоваться большой диапазон значений входных факторов (в нашем исследовании для 200 различных агроценозов). Поэтому системы дифференциальных уравнений не могут использоваться в САМ из-за первого вклада в погрешность расчетов и тем самым невозможности достижения наилучшей точности, допустимой информационным законом.

Моделирование агроклиматического потенциала и принцип Ле Шателье. В качестве объекта САМ взяты агроэкосистемы зернопроизводящей зоны Сибири с границами 52° и 56° северной широты, 78° и 104° восточной долготы. Исходными данными для САМ служат результаты комплексных наблюдений 1972–1985 гг. за развитием агроценозов яровой пшеницы. Сбор данных выполнялся на 10 опорных станциях по многолетней научно-исследовательской программе, включающей в себя параллельные наблюдения за развитием агроэкосистем, в том числе наступлением фенологических фаз, водным режимом почв и урожаем, по стандартным методикам. Такие наблюдения сами по себе являются уникальными из-за значительных затрат материальных и трудовых ресурсов на их проведение. В совокупности при расчетах использовано порядка 10 000 данных о развитии агроэкосистем. В таблице 1 представлена динамика среднемесячных температур воздуха и месячных осадков для зернопроизводящей зоны Сибири.

На примере агроэкосистем зернопроизводящей зоны Сибири построена модель динамики агроклиматического потенциала (ожидаемых урожайностей отдельных агроценозов в каждом году), которая позволяет в рамках САМ одновременно рассчитывать на каждый год многолетних периодов (Кирста Ю.Б. и др., 2002):

- ход фенологического развития растений;
- помесечную динамику влажности почвы, включая зимний период;
- процесс формирования урожая и его величину;
- многолетний тренд температур воздуха холодного периода года;

- многолетний тренд температур воздуха теплого периода года;
- многолетний тренд уровня антропогенно обусловленного плодородия;
- многолетнюю динамику агроклиматического потенциала (ожидаемую урожайность пшеницы или зерновых для складывающихся на текущий год условий среды).

Таблица 1

Климатические характеристики для зернопроизводящей зоны Сибири

| Порядковый номер месяца | | | | | | | | | | | |
|--|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| Среднемесячные температуры воздуха и их стандартные отклонения, °С | | | | | | | | | | | |
| -19,5 | -17,5 | -9,2 | 2,2 | 9,9 | 17,2 | 18,2 | 15,5 | 9,8 | 0,8 | -8,2 | -18,0 |
| 4,8 | 3,4 | 2,6 | 2,8 | 2,2 | 2,0 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 2,4 | 4,2 | 4,6 |
| Месячные осадки и их стандартные отклонения, мм | | | | | | | | | | | |
| 17,6 | 13,8 | 14,3 | 21,9 | 33,7 | 52,0 | 72,8 | 55,6 | 34,1 | 34,4 | 25,8 | 19,2 |
| 11,0 | 9,1 | 9,4 | 14,9 | 17,5 | 28,2 | 37,6 | 28,3 | 21,3 | 20,1 | 14,4 | 11,0 |

Примечание. Все величины рассчитаны из соответствующих месячных характеристик более 200 агроценозов (полей) на 10 станциях за период 1972–1985 гг. Вариации среднемесячных температур воздуха и месячных осадков во времени и пространстве представлены в таблице через их стандартные (среднеквадратические) отклонения. Последние зависят от изменений климатических условий по территории, погрешности наблюдений и других факторов.

Входными факторами модели являются данные о среднемноголетних месячных температурах воздуха, осадках и многолетний ряд наблюдений за урожайностью для 200 агроценозов пшеницы в 10 тестовых точках зернопроизводящей зоны Сибири.

В ходе САМ осуществляется восстановление из среднемноголетних месячных осадков и температур воздуха их трендовых месячных значений для отдельных лет, которые затем используются для расчета межгодовой динамики агроклиматического потенциала.

Модель динамики агроклиматического потенциала представляет собой дальнейшее развитие созданной ранее модели урожайности агроценозов пшеницы (Кирста Ю.Б., Кузиков С.С., Хворова Л.А., 1997; Кирста Ю.Б., 2000; Кирста Ю.Б., Белоторонина Т.А., 2001). По модели урожайности рассчитываются: ход фенологического развития растений; помесечная динамика влажности почвы, включая зимний период; процесс формирования урожая и его величина. Входными факторами модели служат наблюдаемые значения ме-

сячных осадков и температур воздуха за отдельные годы. Точность описания моделью агроценологических процессов совпадает с теоретически наилучшей 35% для данного класса моделей (см. выше).

Расчет в рамках САМ динамики агроклиматического потенциала дал погрешность со стандартным отклонением расчетных урожайностей от наблюдаемых урожаев (для отдельных агроценозов в каждом году), равную 24.2% вместо требуемых по информационному закону 35% (табл. 2).

Таблица 2

Динамика агроклиматического потенциала для зернопроизводящей зоны Сибири за 1973–1984 гг. (Кирста Ю.Б., 2000)

| Годы | | | | | | | | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 1973 | 1974 | 1975 | 1976 | 1977 | 1978 | 1979 | 1980 | 1981 | 1982 | 1983 | 1984 |
| Средняя для зоны наблюдаемая урожайность агроценозов, ц/га | | | | | | | | | | | |
| 19.02 | 18.50 | 17.36 | 17.40 | 20.01 | 17.23 | 13.41 | 21.09 | 16.87 | 24.69 | 22.82 | 24.72 |
| Агроклиматический потенциал (средняя для зоны ожидаемая урожайность агроценозов), ц/га | | | | | | | | | | | |
| 17.05 | 17.01 | 17.30 | 17.98 | 17.81 | 18.82 | 17.83 | 20.81 | 19.34 | 21.02 | 22.01 | 22.52 |
| Стандартное отклонение (коэффициент вариации) | | | | | | | | | | | |
| ожидаемой урожайности отдельных агроценозов от фактических урожаев, % | | | | | | | | | | | |
| 23 | 24 | 24 | 19 | 24 | 19 | 45 | 19 | 21 | 20 | 27 | 26 |

Примечание. Для рассматриваемого периода тренды составили: для температур холодного (температур < 0° С) и теплого (температур > 0° С) периодов года –0.28% и –0.3% за год соответственно, для осадков +2.21% за год, для уровня антропогенно обусловленного плодородия +0.47% за год. Отрицательные значения тренда для температур <0°С означают повышение последних.

Таким образом, точность расчетов ожидаемой урожайности отдельных агроценозов по всей зернопроизводящей зоне Сибири улучшилась с 35 до 24.2%, когда вместо фактических среднемесячных температур воздуха и осадков для отдельных лет были использованы их значения, восстановленные по трендам из среднемноголетних величин. Рассмотрим ситуацию подробнее.

Замена фактических среднемесячных температур и осадков отдельных лет на их среднемноголетние значения по каждому месяцу (с незначительным трендовым смещением в многолетнем разрезе) для каждого из 200 агроценозов не является сглаживанием значений входных факторов модели, традиционно используемым для моделей с дифференциальными уравнениями. Среднемноголетний внутригодовой ход факторов в большинстве случаев значительно

отличается от фактического хода. Поэтому сделанная замена привела к возрастанию погрешности расчетов фенологии и влажности почв, которые, в отличие от урожаев, в экосистемах информационно не регулируются. Таким образом, для объяснения наблюдающегося снижения погрешности расчетов урожаев с 35 до 24.2% будет обоснованным привлечение информационных закономерностей функционирования экосистем.

Полученная погрешность расчетов 24.2% должна являться следствием общего свойства всех биологических систем – самостабилизации, известной для экосистем как принцип Ле Шателье. Это свойство обеспечивает «гашение» дестабилизирующего влияния на экосистемы (агроэкосистемы) случайных вариаций температур воздуха и осадков в отдельные годы относительно их среднесноголетнего (трендового) значения. В модели динамики агроклиматического потенциала самостабилизация непосредственно не учитывается, и по этой причине погрешность расчетов увеличивается с 24.2 до 35% при переходе в модели от трендовых значений среднемесячных температур воздуха и осадков к их фактическим значениям за отдельные годы.

Рассмотрим первичную причину эволюционного появления у экосистем свойства самостабилизации. Согласно требованиям информационного закона, организация биологических систем будет эволюционно устойчива только при условии, что случайные количественные вариации формирующихся в них компонентов материально-энергетических продуктов имеют стандартные отклонения не более 24.2% и тем самым отвечающая этим вариациям информация будет равна нулю (Kirsta Yu. B., 1994). К таким компонентам относится, в частности, урожай. Поэтому принцип самостабилизации или принцип Ле Шателье означает на деле выполнение информационной стабилизации через обеспечение в экосистемах вариаций урожаев не более 24.2% относительно их среднесноголетнего (трендового) значения. Таким образом, на примере агроэкосистем нами подтверждена информационная основа эволюционного появления у экосистем свойства самостабилизации и дана его количественная оценка.

Несложно также оценить «погашенный» через самостабилизацию вклад в межгодовые колебания урожаев непосредственно случайных вариаций среднемесячных температур воздуха и осадков в отдельные годы относительно их многолетнего тренда. При расчете

по трендовым значениям этих двух входных факторов мы имеем стандартное отклонение расчетных урожаев от наблюдаемых 24,2%. При переходе к наблюдаемым значениям указанных факторов мы фактически добавляем к трендовым значениям их случайные вариации и тем самым увеличиваем стандартное отклонение до 35%. Согласно правилу сложения дисперсий, имеем $(35\%)^2 = (24.2\%)^2 + (\text{вклад вариаций температур и осадков})^2$. Отсюда «погашенный» вклад вариаций температур воздуха и осадков в колебания урожая составит $\sqrt{35^2 - 24.2^2} = 25.3 \approx 25\%$ от средней урожайности.

Из существования принципа Ле Шателье у агроэкосистем следует также важный для моделирования вывод, что высокая точность у адекватных математических моделей агроэкосистем (не учитывающих процессы самостабилизации непосредственно в уравнениях) может быть достигнута путем использования восстановленных по трендам значений месячных температур воздуха и осадков вместо фактических. Аналогичный вывод, очевидно, справедлив и для прогностических моделей урожаев сельскохозяйственных культур.

Литература

Кирста Ю.Б. Разработка методов моделирования и прогноза урожайности агроценозов как основы мониторинга агроэкосистем. Экологический анализ региона (теория, методы, практика). Новосибирск, 2000, С. 47–60.

Кирста Ю.Б. Информационно-иерархическая организация биосферы и проблемы ее устойчивого развития // Известия АГУ. 2001. №3. С. 56–63.

Кирста Ю.Б., Белоторонина Т.А. Системно-аналитическое моделирование влагообмена в почвах Сибири // Вестник АГАУ. 2001. №4. С. 145–151.

Кирста Ю.Б., Зинченко Г.С., Ловцкая О.В., Белоторонина Т.А. Оценка и прогноз агроклиматического потенциала Алтайского края в условиях современных изменений климата // Известия АГУ. 2002. №3. С. 61–68.

Кирста Ю.Б., Кузиков С.С., Хворова Л.А. Имитационное моделирование влагообмена в почвах Сибирского региона // Обской вестник. 1997. №2/3. С. 79–81.

Kirsta Yu.B. Time-dynamic quantization of molecular-genetic, photosynthesis and ecosystem hierarchical levels of the biosphere // Ecological Modelling. 1992. V. 62. P. 259–274.

Kirsta Yu.B. Exchange of information in natural hierarchical systems // Ecological Modelling. 1994. V. 73. P. 269–280.

Kirsta Yu.B. Information-hierarchical organization of biosphere and problems of its sustainable development // Ecological Modelling. 2001. V. 145. P. 49–59.

Kirsta Yu.B., Tarabrin V.A. Real biological time and its calculation in wheat // Ecological Modelling. 1994. V. 71. P. 259–267.

Е.Г. Парамонов

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

ПОСЛЕДСТВИЯ ПРИМЕНЕНИЯ РУБОК УХОДА В КЕДРОВЫХ НАСАЖДЕНИЯХ

Научной основой пользования ресурсами в кедровых лесах является дифференцированный подход не только к отдельным посадкам, но и к деревьям внутри них (Руководство..., 1990). Дифференциация насаждений осуществляется путем проведения комплексной эколого-ресурсной оценки, учитывающей ростовые, генеративные и смолообразовательные процессы, протекающие в живом организме, а также и средообразующие функции кедровых лесов. В результате ее проведения формируются комплексы из отдельных насаждений: селекционно-семенной (ССК), лесохозяйственный (ЛХК), лесореконструктивный (ЛРК), особозащитный (ОЗК) и лесоформирующий (ЛФК), предполагающие проведение в них различных систем ведения лесного хозяйства.

Главной задачей селекционно-семенного комплекса является сохранение генофонда кедра в данных лесорастительных условиях с направлением хозяйственной деятельности на улучшение его наследственных качеств. Насаждения лесохозяйственного комплекса предназначены для неистощительного пользования всеми лесными ресурсами с сохранением насаждениями высоких средозащитных функций. Практикуется сбор ореха, добыча живицы и заготовка древесины несплошными рубками на основе комплексной оценки деревьев внутри насаждения. Возможно, проведение охоты, сбора ягод, грибов, заготовка лекарственного и технического сырья. В лесореконструктивный комплекс входят насаждения, не имеющие селекционной ценности и не представляющие интереса для длительного использования. Основная их ценность заключается в имеющемся запасе древесины и в таких насаждениях применимы даже сплошнолесосечные рубки. В особо защитный комплекс вхо-

дят все леса целевого назначения для сохранения экологического равновесия в регионе с использованием их для охоты и сбора лекарственного сырья. Лесоформирующий комплекс складывается из насаждений I–III классов возраста и предназначен для создания насаждений специального назначения (орехоплодные, защитные, рекреационные и др.).

Если при существующем делении лесов на группы по народнохозяйственному значению предусматривается их территориальная обособленность и установление соответствующего режима пользования независимо от качества насаждений, то после комплексной эколого-ресурсной оценки и отнесения насаждений к тому или иному комплексу, режим пользования становится в зависимость от этой оценки. И чем она выше, тем строже режим пользования, т.е. на первое место выступает биологическая ценность насаждения.

Такой подход к использованию лесов способствует вовлечению в хозяйственную деятельность всех кедровников, обязательному повышению интенсивности ведения лесного хозяйства и других пользований на основе строительства дорожной сети и охвату ею всей лесной площади предприятия.

Дифференцированный подход к кедровым насаждениям позволяет оптимально решать вопросы сохранения, использования и воспроизводства лесных ресурсов, т.е. самую суть кедровой проблемы.

В лесохозяйственном комплексе возможно проведение только рубок ухода за семеношением кедр, проведение которых связано с оценкой каждого дерева, проводимой при отводе лесосеки. Оценка заключается в отнесении каждого кедрового дерева к тому или иному баллу (I, II, III), характеризующих степень развития генеративной части кроны.

Нами на постоянных пробных площадях (контрольное насаждение и насаждение, пройденное первым приемом рубок ухода за семеношением кедр через 23 года) деревья кедр дифференцировались по баллам кроны, принимая за основу степень развития ее генеративной части (Руководство..., 1990). Балл дерева определялся по развитости верхней его части кроны. Узкокронным деревьям, имеющим одну или две вершинки, присваивался балл I – это деревья со слабо развитым генеративным ярусом и, естественно, они характеризуются низкой урожайностью семян. Деревья с баллом урожайности III имеют широко раскидистую крону со множеством лидерных побегов в генеративном ярусе, таким деревьям свойствен-

нен высокий урожай семян. Как правило, на таких деревьях даже при отсутствии урожая семян в насаждении имеются шишки. Деревья со вторым баллом урожайности занимают промежуточное положение. Деревья II и III баллов урожайности определяют основную массу урожая семян. Так, в контрольном насаждении их удельный вес в общем урожае составляет 86,4%, а через десять лет после рубки – 94,3%, что связано с преобладающей выборкой в первый прием деревьев с баллом кроны I (Парамонов Е.Г., 1997) и усилением семеношения в послерубочный период.

Проводимые рубки ухода за семеношением кедра по своей сути являются добровольно-выборочными, но с принципиально новым подходом к отбору деревьев в рубку. Они являются наиболее приемлемыми рубками в приспевающих и спелых кедровых насаждениях, позволяющим, наряду с получением древесины, обеспечить многолетнее неистощительное пользование всеми ресурсами с сохранением насаждением средозащитных функций.

В соответствии с «Руководством по организации и ведению лесного хозяйства в кедровых лесах» (1993) технология проведения рубок ухода за семеношением кедра предусматривает при отводе лесосек в рубку провести клеймение деревьев. В рубку назначаются в первую очередь деревья ели, пихты и кедра с баллом кроны I и с минимальной интенсивностью до 30% по запасу древесины.

Рубка осуществляется в зимнее время в целях минимального повреждения почвенного покрова в горных условиях. При рубке осуществляется направленная валка деревьев вершиной на волок, обрубка сучьев в лесосеке, трелевка хлыстов за вершину, движение трелевочного трактора только по волоку.

Опытные рубки были проведены до принятия «Руководства...» в 1979 г. в Горно-Алтайском лесокомбинате в летнее время с последующей закладкой постоянных пробных площадей.

После проведения несплошной рубки у оставшихся на корню деревьев происходят изменения в кроне, корневой системе и форме ствола (Алексеев С.В., Молчанов А.А., 1954), что способствует повышению продуктивности лесов на 8–10% (Побединский А.В., 1963) за счет резкого увеличения светового прироста.

Исследования по выявлению влияния не сплошных рубок в кедровых лесах ранее не проводились по той причине, что подобных рубок в производстве не было, но по другим породам аналогичные исследования проводились в разных регионах страны неоднократно.

Наиболее длительные исследования проведены в еловых и елово-лиственных насаждениях, причем общий вывод о влиянии рубок на прирост деревьев по диаметру оказался однозначным. Оставленные на корню деревья после проведения несплошных рубок (постепенные, выборочные) усиливают прирост по диаметру до 5 раз.

На эту особенность указывали в отношении ельников севера европейской части страны (Алексеев С.В., Молчанов А.А., 1954), темнохвойных лесов Сахалина (Науменко З.М., Баранников Л.Ф., 1960), сосняков Приангарья (Побединский А.В., 1963), пихтарников Томской области (Поздняков А.А., 1963).

Исследованиями В.Г. Дерягина (1984, 1987) установлено, что через десять лет после проведения длительно-постепенной рубки за счет усиления прироста по диаметру происходит перемещение стволов ели и пихты в более высокие ступени толщины.

Можно предположить, что определенное влияние рубок на прирост по диаметру будет происходить и в кедровых насаждениях. Усиление прироста в кедровниках Дальнего Востока отмечают в своих работах Б.С. Петропавловский, К.П. Соловьев (1985), А.А. Кудинов (1988). В кедровниках Горного Алтая (Бугаев В., Косарев Н.Г., Зеленин Н.П., 1979) при проведении длительно-постепенных рубок с выборкой в первый прием до 70% древесины установлено усиление прироста по объему в первое пятилетие после рубки на 22,9, во второе – на 43,4%, в третье – в 1,7 раза и в четвертое – в 2,4 раза. В то же время некоторые авторы (Степанов В.И., Чимиров Ю.О., 1980) не обнаружили подобной тенденции в перестойных (250 лет) ельниках, в них после рубки прирост по запасу в первое десятилетие снизился на 40–50%.

Из каждой группы бралось по 15 деревьев, на которых природным буровом брались керны на высоте 2 м. Ширина годичных слоев замерялась по пятилетиям. Пробные площади примыкают друг к другу короткими сторонами. Замеры радиального прироста велись за 10-летний период до рубки и за все годы после нее. Нахождение насаждений в непосредственной близости одного от другого позволило все изменения в радиальном приросте отнести за счет изреживания верхнего полога (табл. 1).

Величина ежегодного радиального прироста у деревьев различного уровня семенования на контроле находится в пределах 1,0–1,8 мм в год, в то время как в каждой отдельной группе деревьев эти различия оказываются еще меньшими и можно сказать, что

прирост по диаметру до рубки был примерно одинаковым у деревьев с разными баллами крон (Парамонов Е.Г., 1997).

Таблица 1

Радиальный прирост деревьев различных по уровню семеношения

| Балл кроны | Прирост за 10 лет до рубки, мм | Прирост в первые 10 лет, мм | | Прирост во 2-е десятилетие, мм | | Прирост средний, мм/год | | |
|------------|--------------------------------|-----------------------------|-------|--------------------------------|-------|-------------------------|-------------|-------|
| | | мм | % | мм | % | до рубки, мм | после рубки | |
| | | | | | | | мм | % |
| 1 | 12,0+0,9 | 21,7+1,3 | 180,8 | 11,0+1,0 | 91,7 | 1,2 | 1,6 | 133,3 |
| 2 | 13,7+1,0 | 28,0+0,8 | 204,4 | 17,6+0,6 | 128,5 | 1,4 | 2,3 | 164,3 |
| 3 | 15,2+0,8 | 27,7+0,9 | 182,2 | 22,5+1,3 | 148,1 | 1,5 | 2,5 | 166,7 |
| Сред. | 13,6+1,1 | 25,8+0,7 | 189,7 | 17,0+1,2 | 125,0 | 1,4 | 2,1 | 150,0 |

Проведение несплошной рубки оказывает стимулирующее влияние на прирост по диаметру, и это является общей закономерностью для деревьев разных групп по урожайности.

Так, деревья с баллом крон I в первое десятилетие увеличивают прирост по диаметру в 1,8 раза, но в течение второго десятилетия он снижается и становится меньшим в сравнении с приростом до первого приема рубки. Это связано, по-видимому, по причине опять-таки попадания их под влияние окружающих более мощно развитых деревьев и в результате радиальный прирост становится по величине даже меньшим в сравнении с приростом до рубки (91,7%).

Деревья с баллом кроны II наиболее интенсивно отвечают на изреживание верхнего полога леса, особенно в первое десятилетие после рубки, когда прирост по диаметру возрастает более чем в 2 раза в сравнении с приростом до рубки. Эти деревья во втором десятилетии также наиболее интенсивно снижают величину радиального прироста (по величине он снижается до 17,6 мм против 28,0 мм в первом десятилетии, или на 37,2%), но все же он остается еще выше в сравнении с приростом до рубки.

Наиболее интенсивно происходит наращение диаметра у деревьев, имеющих балл кроны III. И если в первом десятилетии увеличение прироста составило 182,2%, то во втором – 148,1%, т.е. ответная реакция данных деревьев по времени оказывается более продолжительной в сравнении с деревьями других категорий.

Во втором 10-летнем периоде после рубки темп появления подраста кедра под пологом леса остается высоким. В сравнении с пер-

вым десятилетием его количество возрастает в 2,3 раза, а по сравнению с контрольным насаждением – в 4,4 раза. И особо важен факт увеличения количества подроста в группе высотой 151 см и более. Если на контроле такой подрост отсутствует, то на пройденной рубкой площади через 23 года его насчитывается до 1400 шт/га (табл. 2).

Таблица 2

Характеристика естественного возобновления

| Давность рубки, лет | Группы подроста по высоте, см | | | Средний возраст, лет | | | Средняя высота, см | | |
|---------------------|-------------------------------|--------|-----------|----------------------|--------|-----------|--------------------|--------|-----------|
| | менее 50 | 51–150 | более 150 | менее 50 | 51–150 | более 150 | менее 50 | 51–150 | более 150 |
| К | 1575 | 225 | – | 7,5 | 13,7 | – | 24,5 | 65,9 | – |
| 10 | 3000 | 250 | 150 | 6,8 | 10,5 | 19,7 | 22,4 | 67,5 | 166,1 |
| 23 | 3200 | 3400 | 1400 | 6,7 | 13,1 | 22,4 | 27,7 | 80,1 | 232,2 |

Изреживание верхнего полога насаждения оказывает влияние в течение, по крайней мере в данном случае, 23 года не только на усиление интенсивности возобновительного процесса, но и на интенсивность ростовых процессов у подроста кедра. Во всех высотных группах подроста средние высоты на вырубке оказываются большими в сравнении с контролем при одинаковых или близких показателях по возрасту. Так, средняя высота подроста на вырубке через 23 года превышает аналогичную высоту среди мелкого подроста на 13,1% при снижении среднего возраста на 10,7%, а среди среднего по высоте подроста эти показатели будут соответственно 21,5 и 4,4%.

Таким образом, последствия первого приема рубок ухода за семеношением кедра продолжают положительно сказываться на возобновительном процессе в кедровнике горно-таежного подпояса по крайней мере в течение 23 лет.

Встречаемость подроста той или иной древесной породы говорит о характере его распространения в конкретных условиях. И если какие-то условия не находятся в оптимуме, то и распространение подроста носит куртинный, неравномерный по площади, характер. И это имеет место на контроле, где около четверти площади не имеет подроста кедра (табл. 3). Несмотря на частичное уничтожение подроста кедра при проведении лесосечных работ, к десятому году после рубки он встречается всюду, равномерность его размещения очевидна. Это относится ко всему подросту кедра высо-

той до 150 см, но более крупного подроста еще мало и он размещается по площади неравномерно. Восстановление к концу первого десятилетия после рубки процента мелкого подроста, как и на контроле, говорит о более интенсивном его появлении, а усиление интенсивности солнечной радиации под пологом леса с одновременным ослаблением корневой конкуренции повышает сохранность крупного (более 150 см) подроста.

Таблица 3

Встречаемость подроста кедра, %

| Давность рубки, лет | Группы подроста | | | Без подроста |
|---------------------|-----------------|-----------|--------------|--------------|
| | менее 50 см | 51–150 см | более 150 см | |
| К | 65,0 | 11,2 | – | 23,8 |
| 10 | 67,7 | 21,0 | 11,3 | – |
| 23 | 40,0 | 29,7 | 30,3 | – |

Через 23 года после окончания рубки интенсивность появления подроста кедра несколько снижается, но возрастает сохранность среднего и высокого подроста. В сравнении с контролем подроста высотой 51–150 см сохраняется больше и поэтому встречаемость его почти в 3 раза выше, т.е. он размещается по площади более равномерно. Подрост высотой более 150 см встречается на трети площади, а с учетом отсутствия учетных площадок при учете естественного возобновления без подроста можно констатировать, что он располагается по площади также равномерно. Если учесть, что через 23 года количество подроста высотой более 50 см становится около 5000 шт/га и его размещение по площади становится более равномерным, то становится очевидным положительная роль первого приема рубок ухода за семеношением кедра.

Имеет место общая закономерность усиления ростовых процессов у подроста кедра с увеличением возраста. Если на контроле при общем среднем приросте мелкий подрост имеет показатель 3,3 см/год, а средний – 4,8, то за последние три года он увеличивается соответственно до 7,5 и 12,7 см/год, или в 2,3–2,6 раза. В дальнейшем под пологом леса лимитирующим фактором становится солнечная инсоляция, при увеличении потребности в ней у подроста и при недостатке фактически подрост отмирает.

Недостаток света является основной причиной гибели подростка кедра в возрасте до 20–25 лет.

Несколько иная картина имеет место под пологом насаждения, пройденного первым приемом рубок ухода за семеношением кедра. Сохраненный при проведении лесосечных работ подрост кедра предварительного происхождения в дальнейшем усиливает ростовые процессы. В первое десятилетие (против среднего прироста) прирост за последние три года возрастает у мелкого подростка в 2,4 раза, у среднего – в 2,1 и у высокого – в 1,7 раза. Через 23 года после рубки эти показатели становятся соответственно равными 2,3–1,9 раза. Наиболее резко на усиление освещенности после рубки реагирует мелкий подрост, в сравнении с подростом на контроле интенсивность его роста в высоту повышается в 1,3 раза (табл. 4).

Таблица 4

Средний прирост подростка кедра в высоту
за последние три года, см/год

| Давность рубки, лет | Менее 50 см | | 51–150 см | | Более 150 см | Средний прирост за период роста, см/год | | |
|---------------------|-------------|-------|-----------|-------|--------------|---|-----------|--------------|
| | см | % | см | % | см | менее 50см | 51–150 см | более 150 см |
| К | 7,5 | 100,0 | 12,7 | 100,0 | – | 3,3 | 4,8 | – |
| 10 | 8,0 | 106,7 | 13,8 | 108,7 | 14,6 | 3,3 | 6,4 | 8,4 |
| 23 | 10,0 | 133,3 | 14,0 | 110,2 | 19,8 | 4,1 | 6,1 | 10,4 |

Следует также отметить, что даже спустя 23 года после рубки интенсивность ростовых процессов в высоту у подростка кедра сохраняется более высокой в сравнении с показателями на контроле.

Таким образом, рассматривая последствия проведения рубок ухода за семеношением кедра в кедровнике чернично-зеленомошном горно-таежного подпояса, можно констатировать:

1. В течение 23 лет после рубок продолжается процесс усиленного прироста по диаметру, и в результате перешли в повышенные ступени толщины, в то время как на контроле они остались в пределах прежних ступеней толщины.

2. Продолжается процесс интенсивного восстановления кедра под пологом леса как за счет появления новых генераций, так и за счет сохранности подростка в старших возрастах.

3. Лесосечные работы проводились в летнее время и в первые три года после рубки наблюдалась струйчатая эрозия почвы, в дальнейшем в связи с зарастанием волоков травянистой растительностью, она прекратилась. В настоящее время на волоках и в верхних складах имеет место мощное естественное возобновление кедра, ели и пихты.

4. Выборка в первый прием до 30% запаса насаждения и главным образом за счет деревьев пихты, ели и кедра с баллом урожайности I, практически не привела к разрушению древостоя в послеуборочный период.

Литература

Алексеев С.В., Молчанов А.А. Выборочные рубки в лесах Севера. М., 1954. 148 с.

Бугаев В., Косарев Н.Г., Зеленин Н.П. Лесоводственная эффективность длительно-постепенных рубок в разновозрастных кедровниках Горного Алтая // Современное состояние кедровых лесов и пути их рационального использования. Барнаул, 1979. С. 68–70.

Дерягин В.Г. Рубки и возобновление лесов предгорий Западного Саяна // Проблемы лесовосстановления в горных лесах. М., 1984. С. 62–68.

Дерягин В.Г. Возобновление ели при длительно-постепенных рубках // Лесное хозяйство. 1987. №12. С. 26–29.

Кудинов А.И. Влияние выборочных рубок на развитие долинно-разнотравных кедровников // Лесное хозяйство. 1988. №11. С. 15–18.

Науменко З.М., Баранников Л.Ф. Леса и лесная промышленность Сахалина. М.; Л., 1960. 139 с.

Побединский А.В. Способы рубок в сосновых лесах Приангарья. Рубки и возобновление в лесах Сибири. Красноярск, 1963. С. 19–44.

Парамонов Е.Г. Несплошные рубки в кедровниках. Барнаул, 1997. 193 с.

Поздняков А.А. Рубки и возобновление в пихтовых лесах между-речья Обь-Чая. Рубки и возобновление в лесах Сибири. Красноярск, 1963. С. 132–152.

Петропавловский Б.С., Соловьев К.П. Динамика широколиствен-но-хвойного насаждения Южного Приамурья под влиянием экспериментальных рубок ухода. Динамика растительности юга Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 89–97.

Степанов В.И., Чимиров Ю.О. Лесохозяйственные аспекты лесовосстановительных рубок в ельниках Тянь-Шаня и особенности технологии их проведения // Труды КазНИИ лесного хозяйства и агролесомелиорации. 1980. №12. С. 39–45.

В.В. Пуричи

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

СИСТЕМНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ РАССЕЛЕНИЯ НАСЕЛЕНИЯ КАК ФОРМА ТЕРРИТОРИАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ОБЩЕСТВА

Одной из основных категорий географии является система расселения. Это целостная совокупность расселенных мест различной величины и народно-хозяйственного профиля, обладающая новыми качественными характеристиками по отношению к отдельным городам и поселкам. Переход от простой совокупности населенных пунктов, от сети расселения к системе расселения – это качественный скачок в формировании территориальной организации жизни общества. Система расселения – это качественно новая ячейка расселения.

Г.М. Лаппо (1989) считает, что «...расселение вторично по отношению к территориальной организации производства. Размещение производительных сил служит основой расселения. То очевидное обстоятельство, что расселение, возникнув на определенной функциональной базе, со временем во все возрастающей степени становится важным фактором территориальной организации производства, в принципе положения о вторичности расселения не меняет».

История заселения территорий Сибири и, в частности, Алтая показывает и подтверждающие, и опровергающие факты, что возникновение населенных мест в первые годы проникновения русских поселенцев на Алтай было связано с уходом крепостных людей России от крепостного гнета. Отсюда очевидна первичность социально-экономических процессов. Но это не одно и то же с территориальным размещением производства. К тому же первые опорные пункты расселения в Сибири возникают как крепости. Решающие политические вопросы стабильности границ и колонизации новых территорий. В этом, очевидно, прослеживается отнюдь не хозяйственный мотив в формировании сети населенных мест.

И все-таки возникшие населенные пункты в данном конкретном месте связаны с пригодностью территории для ведения определенного вида хозяйственной деятельности. Этот момент тем более важен, что соотношения с коренным населением территории определяются через борьбу за пригодные к ведению традиционного хозяйства места. Разные способы ведения хозяйства у коренных

жителей и пришлых русских переселенцев сглаживает противоречия и делает военное противостояние менее острым. Это по-своему определяет особенности сибирской колонизации русскими.

Система расселения населения начинает складываться лишь при достижении расселением определенного уровня зрелости, при этом формирование системы идет и во времени и в пространстве неравномерно. В результате территория страны дифференцируется по характеру расселения: ареалы, отмеченные системами расселения, чередуются с ареалами, в которых расселение находится, по выражению В.В. Покшишевского (1951), «на сетевом уровне».

Следовательно, расселение в рамках страны (и ее крупных частей) не представляет собой системы, имеет более сложный, дифференцированный характер. А сформировавшиеся системы не покрывают сплошь территорию всей страны.

В государственном масштабе управление расселением населения связано с понятием «единая система расселения». Она является основной теоретической концепцией перспективного расселения населения в России. Термин «единая система расселения» впервые введен К.К. Шешельгисом (1967) при разработке рациональной системы расселения регионального обслуживания населения в Литве на основе теории «центральных мест» территории. Основные концепции этой теории заключаются в том, что развитое общество, опираясь на материально-техническую базу и используя возможности, открываемые научно-технической революцией, а также объективные тенденции развития общественного производства, может формировать такую систему расселения, в которой городские и сельские поселения существенно не отличаются по условиям жизнедеятельности, производительности труда, уровню жизни и обслуживанию населения. Обеспечиваются относительно равноценными условия жизни в городах различной величины и экономико-географического положения. Население размещается по территории наиболее рационально и создаются условия для оздоровления окружающей среды.

Для регионального уровня по этой теории необходимо: 1) территориальное распределение услуг, основанное на выделении зон охвата населения различными формами повседневного, периодического и эпизодического обслуживания с развитием дополнительных центров обслуживания там, где это необходимо; 2) в регионах выделить города, выполняющие межрайонные организующие функции и получающие стимулы для многофункционального эко-

номического развития (при формировании в областном или краевом регионе 4–5 таких центров практически все население России должно оказаться в полутора–двухчасовой транспортной доступности от многофункциональных центров, обладающих развитой системой обслуживания); 3) внутренняя структура единой системы расселения характеризуется иерархичностью сети составляющих ее поселений; 4) размеры региональных систем расселения связаны с границами соответствующих территориально-производственных комплексов и определяются с учетом существующего административного деления, а также возможностью охвата выделенной территории единой схемой районной планировки.

Для более активного развития единой системы расселения при оценке вариантов распределения капитальных вложений и размещения производительных сил все большее значение должны приобретать социально-экономические критерии, по отношению к которым чисто экономические показатели будут выступать как равнозначные, но не как приоритетные.

Е.Н. Пердик (1990) считает, что «в географическом смысле понятие «единая система расселения» свойственен сложный многоуровневый характер, поскольку основные взаимодействия в рамках этой системы реализуются на уровне не системы страны, а отдельных систем расселения, за пределы которых не выходят локализующиеся в них связи. В этом смысле применительно к территории страны особое значение имеет исследование единой системы центров, узлов расселения, взаимодействующих между собой».

Критикуя упомянутую теорию, Г.М. Лаппо (1987) пишет, что «если внимательно разобраться в основах этой концепции, то нельзя не видеть, что это конгломерат различных по генезису, ценности и зрелости компонентов. Включенные в эту концепцию общие принципы расселения, принятые уже в целом советской наукой о расселении, несомненно, общая платформа всех советских исследователей. Наверное, правомерно применение термина «единая система расселения» по отношению к таким локальным группировкам поселений, которые объединены взаимосвязями регулярного характера».

Таким образом, на региональном уровне может функционировать система расселения, отвечающая требованиям системного подхода. На общегосударственном уровне можно говорить о существовании устойчивых взаимосвязей между крупными центрами, которые в свою очередь являются центрами формирования региональных систем расселения. Однако системная организация во

взаимоотношениях между этими центрами – это вопрос дополнительных исследований. И на региональном уровне не всегда формирование системы расселения завершено. Отдельные регионы и территории находятся на стадии «структуры населения». Это прежде всего касается районов нового освоения, заселение которых началось относительно недавно.

Из вышеизложенного следует, что территориальная организация расселения страны представлена мозаикой отдельных территорий, на которых системная организация расселения внутри данной территории находится на разных этапах формирования. Очевиден тезис об историзме и динамике систем расселения населения. Для определения наличия или отсутствия системы в территориальной организации населенных пунктов региона необходимо определиться с критериями системности расселения населения.

Ф.М. Листергурт (1974) пишет, что «система расселения – это целостная совокупность населенных мест различной величины и народно-хозяйственного профиля, обладающая качественными характеристиками, не свойственными отдельным городам и поселкам». Это понимание совпадает с общенаучным пониманием системы как совокупности взаимосвязанных элементов, обладающей эмерджентными свойствами, т.е. свойствами, не характерными для элементов этой системы в отдельности. Именно в наличии эмерджентных свойств, которые проявляются в результате взаимодействия элементов системы, выражается системность организации.

По определению Э.Б. Алаева (1984) системой расселения следует именовать территориальное сочетание поселений, между которыми существует более или менее четкое распределение функций (взаимный обмен функциями), производственные и социальные связи. В отличие от сети расселения система расселения не включает в себя изолированных поселений.

Система расселения выражает иерархию (субординацию) населенных пунктов разной людности, занимающих определенное место в географическом разделении труда. Она более динамична, чем сеть расселения, и включает как территориальное распределение («анатомию»), так и иерархию – связи и отношения («физиологию») расселения.

Особенностью любой системы расселения является наличие противоречий, которые делают невозможным сохранение ее в неизменно статическом, застывшем состоянии. Концентрация и ук-

рушение хозяйств, рост производительности труда, технического прогресса привели к абсолютному и относительному сокращению мелких, а порой и средних населенных пунктов, сосредоточению населения в крупных сельских населенных пунктах и городах.

Система расселения, как территориально целостная и функционально взаимосвязанная совокупность поселений, характеризуется как параметрами входящих в нее поселений, так и интенсивностью социально-экономических связей между ними.

Система расселения – исходное понятие при исследовании расселения населения методами системного подхода. Интенсивность связей – основной критерий определения границ и уровня развития системы расселения. Характерной чертой системы расселения является моноцентризм, т.е. наличие центра (как правило, города), вокруг которого и формируется система расселения. Предпосылки формирования системы расселения возникают параллельно с развитием товарного производства по мере углубления общественного и территориального разделения труда.

По масштабам и степени сложности выделяют локальные и региональные системы расселения. Локальная система расселения – это расположенная в пределах контактной территории сеть поселений, объединенных общностью производственно-территориальных связей, систем обслуживания населения, транспортной сети и т.д. В рамках локальной системы расселения существует возможность ежедневного личного общения всех представителей ее активного населения, возможно также осуществление централизации управления системой, в том числе проведение единой политики природопользования и охраны окружающей среды. Примером локальной системы расселения может служить городская агломерация.

Региональные системы расселения более сложного иерархического уровня. В России они формируются в масштабе краев, областей, республик и экономических районов, охватывая значительные неконтактные территории.

В каждом регионе планомерно развивается наиболее соответствующая его экономико-географическому положению и специализации система расселения.

Между элементами территориальной системы расселения устанавливаются функциональные социально-экономические связи, при этом развитие всех поселений взаимообусловлено. Интенсивность связей внутри системы выше, чем связей системы с внешней средой, что позволяет определить систему как некую целостность,

в той или иной степени функционирующую автономно. Теория расселения рассматривает как системообразующие межпоселенные связи, которые непосредственно влияют на распределение и перераспределение населения по территории и на параметры отдельных элементов системы.

При рассмотрении конкретной системы на ее элементы накладывается ограничение: элементы входят в систему как неделимые составляющие. В то же время сами территориальные системы расселения могут быть представлены как подсистемы в системах более высокого иерархического ранга (Развитие..., 1979).

С.Г. Смидович предлагает классификацию систем, «основываясь на двух критериях: степени сложности и делении систем на детерминированные и вероятностные. Детерминированной следует считать систему, в которой составные части взаимодействуют точно видимым образом» (Развитие..., 1979). Для вероятностной системы любое предсказание относительно ее поведения никогда не может выйти за логические рамки вероятностных категорий. Система расселения, впрочем, как и все общественные системы, относится к классу сложных вероятностных систем.

Таким образом, система расселения – это совокупность функционально взаимосвязанных поселений определенной территории, в рамках которой интенсивность внутренних межпоселенных связей выше внешних.

В свою очередь система расселения населения является частью территориальной организации общества. С.Г. Смидович предлагает рассматривать систему расселения как «совокупность взаимосвязанных поселений», которую «можно рассматривать как форму организации отдельных территориальных ячеек... общества, в которых должна реализовываться основная цель... воспроизводства», определяя функциональную роль систем расселения в территориальной организации общества.

Наиболее общим критерием социально-экономической эффективности систем расселения, выражающим ее сущность, С.Г. Смидович предлагает считать «развитие и совершенствование... образа жизни», т.е. развитие и совершенствование социально-экономических условий проживания населения. Но данная формулировка может относиться к «внутренним задачам».

В функциональном отношении система расселения населения соответствует термину «территориальная общность», используемому Т.И. Заславской в работе «Социально-территориальная

структура города и села» (Социально-территориальная..., 1980), под которой она предлагает понимать целостную ячейку территориальной организации общества, структурными элементами которой являются существующая группа населения и используемая ею часть жизненного пространства с ее природными ресурсами, производственной и социальной инфраструктурой. Внешние функции территориальных общностей заключаются в удовлетворении потребностей общества в материальных благах, производственных и социальных услугах, информации, духовных ценностях, внутренне – в обеспечении нормальных условий жизнедеятельности соответствующих групп населения. Эти функции реализуются в процессе деятельности территориальных групп под контролем местных органов управления на основе политических, экономических и правовых отношений, задаваемых обществом.

В современной географии системная организация населения понимается по-разному в зависимости от глубины рассмотрения системообразующих связей, которые оказываются краеугольным камнем как в процессе образования системы населенных пунктов, так и в процессе изучения социально-территориальных систем расселения населения самого различного ранга. Таким образом, можно предположить, что понятие «системная организация», как и сами системы расселения, существуют лишь в динамическом состоянии, и, вводя общее определение мы можем сказать, что система расселения – это сложная, динамическим образом взаимодействующая совокупность населенных пунктов, которая развивается за счет усложнения взаимодействия ее элементов. Следует, однако, обратить внимание на историчность понятия «система расселения», так как в большинстве случаев как обязательную динамику системы в системах расселения населения исследователи рассматривают внутреннее взаимодействие элементов, которое иногда предстает как статичная величина. На самом деле эволюционное развитие систем расселения – есть обязательное условие системной организации населенных пунктов, как и любых других систем.

Литература

Алаев Э.Б. Социально-экономическая география: Понятийно-терминологический словарь. М., 1984. 350 с.

Ланто Г.М. Города на пути в будущее. М., 1987. 318 с.

Ланто Г.М. Угловые вопросы расселения // Размещение ПС Урала. Свердловск, 1989. С. 87–95.

Листенгурт Ф.М. География населения, некоторые современные тенденции развития // Вопросы географии. 1974. Вып. 95.

Перчик Е.Н. Среда человека: предвидимое будущее. М., 1990. 371 с.

Покишишевский В.В. Заселение Сибири. М., 1951. 268 с.

Развитие сельских поселений / Под ред. Т.И. Заславской и И.Б. Мучника. М., 1977. 295 с.

Развитие сети опорных центров расселения (вопросы методики) / Под ред. С.Г. Смидович. М., 1979. 159 с.

Социально-территориальная структура города и села / Под ред. Т.И. Заславской. М., 1980.

Н.Б. Максимова, Г.Г. Морковкин

Алтайский государственный аграрный университет, г. Барнаул

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТУМАНА КАК ЯВЛЕНИЯ, ОГРАНИЧИВАЮЩЕГО ВЗЛЕТ И ПОСАДКУ САМОЛЕТОВ В АЭРОПОРТУ БАРНАУЛ

Изучение формирования особо опасных метеорологических явлений является одной из насущных задач службы обеспечения безопасности полетов аэропортов различных классов. Среди этих явлений наиболее опасными являются туманы. Они создают большие помехи прежде всего различным видам современного транспорта и относятся к опасным явлениям погоды. Туманы вызывают столько же нарушений расписания движения самолетов, сколько их приходится на все остальные явления погоды.

Основными физическими факторами, приводящими к образованию тумана, являются понижение температуры и рост абсолютной влажности воздуха, последующая конденсация водяного пара и устойчивая стратификация в пограничном слое атмосферы.

Современные самолеты и наземные службы аэропортов оснащаются новой техникой, позволяющей взлетать и производить посадку в сложных метеорологических условиях. Туман, ухудшающий видимость до 500 м и менее, усложняет посадку или делает ее вообще невозможной. Это приводит к нарушению регулярности и безопасности полетов всех типов самолетов. Поэтому изучение условий образования туманов на различных аэродромах является весьма важной проблемой.

Вероятностный способ прогноза тумана для аэропорта Барнаул был разработан на основании информативных параметров по ежечасным и учащенным наблюдениям за 1965–1970 гг. За последние десять лет специалисты АМСГ Барнаул отметили снижение оправдываемости данного прогноза, что происходит, вероятно, из-за изменения метеорологических условий, связанных с глобальным потеплением климата. В связи с этим возникла необходимость обновления расчетной базы данных с учетом современного состояния погоды.

Методологической основой выполнения данной работы послужили рекомендации проведения исследований, разработанные О.А. Дроздовым и др. (1989), А.С. Зверевым (1968), Н.М. Коробовой и др. (1974), В.М. Ярковой и И.П. Фадеева (1986), И.В. Кошеленко (1981), Н.В. Петренко и П.А. Сирота (1975), выявившими особенности образования тумана в различных синоптических ситуациях.

Нами при выполнении исследовательской работы были использованы данные ежечасных и учащенных наблюдений за погодой в аэропорту Барнаул за период 1997–2001 гг. Информация была обработана по данным дневников погоды АВ–6 Государственного Комитета России по гидрометеорологии АМСГ Барнаул.

Факторы, вызывающие образование тумана. Туманом называют помутнение воздуха в приземном слое, вызванное взвешенными в нем каплями воды, ледяными кристаллами или их смесью, при горизонтальной видимости менее 1 км хотя бы в одном направлении (Зверев А.С., 1968).

Достижение состояния насыщения воздуха с последующей конденсацией водяного пара в приземном слое атмосферы, вызывающей образование тумана, происходит вследствие двух основных процессов: понижения температуры воздуха и увеличения его влагосодержания. При сильных морозах образованию тумана способствует обогащение воздуха водяным паром при сгорании топлива в печах, котельных электростанций, авиационных двигателей и др. (Богаткин О.Г., Еникеева В.Д., 1985).

Понижение температуры воздуха может быть вызвано:

- адвекцией воздуха на более холодную подстилающую поверхность;
- потерей тепла воздушной массой вследствие эффективного излучения земной поверхности;
- адиабатическим расширением воздуха при вынужденном подъеме по наветренным склонам возвышенностей.

В зависимости от синоптических условий образования выделяют два типа туманов: внутримассовые и фронтальные.

В зависимости от основных физических процессов образования туманы можно классифицировать следующим образом (по А.С. Звереву, 1968).

1. Туманы охлаждения: радиационные – поземные, низкие и высокие; адвективные – адвекция теплой воздушной массы, снижение облаков и перемещение туманной массы; адвективно-радиационные; орографические (горных склонов, адиабатические).

2. Туманы испарения: испарения (парения) водоемов – испарения (парения) арктических морей, а также испарения капель теплового дождя в холодном приземном слое; смещения (береговых); водяная пыль (водопадов, морского прибоя и т.п.).

3. Туманы, связанные с деятельностью человека: городские; морозные (поселковые печные, аэродромные); искусственные.

Наибольшее значение имеют туманы охлаждения. Часто различные физические процессы действуют одновременно, и разделить их не представляется возможным. Поэтому приведенная классификация (по А.С. Звереву), как и любая классификация природных явлений, имеет условное значение.

Повторяемость туманов в аэропорту Барнаул. Аэродром Барнаул относится к классу «В», аэропорт 2 класса. Имеет статус международного, допущен к круглосуточной эксплуатации по установленным минимумам.

Аэропорт расположен в 6 км от города Барнаула, на левом берегу Оби. Он занимает равнинную местность со слабовыраженным рельефом, в зоне континентального климата со степенью континентальности – 59%.

В годовом ходе наибольшая повторяемость туманов приходится на холодный период года (ноябрь–март), а также апрель и август. Максимальная повторяемость туманов приходится на март и составляет 1,9%, несколько меньше в ноябре – 1,5%, а минимум – в октябре (Климатическая..., 1988).

В суточном ходе максимум повторяемости данного явления приходится на утренние часы – 32,8–34%, минимум – на дневные.

В теплый сезон года туманы обусловлены антициклонными условиями погоды. Это в основном туманы радиационного происхождения, образующиеся в размытых барических полях пониженного давления. После восхода солнца они сразу же рассеиваются (Климатическая..., 2000).

В переходные месяцы и зимний период года характер образования туманов либо фронтальный, либо адвективно-радиационный. Их продолжительность значительно больше (Там же).

За год в среднем наблюдается 18 дней с туманами. Реже всего туманы образуются в мае и июне. Для юго-восточных областей Западной Сибири наиболее характерны радиационные, ледяные и фронтальные туманы. Радиационные туманы чаще всего наблюдаются здесь в августе и сентябре; реже всего – в начале теплого периода года. Время образования радиационного тумана находится в пределах 01–04 часа, т.е. близко ко времени восхода солнца. Продолжительность не превышает 2–4 часов (Климатическая..., 2000).

Наибольшая вероятность ледяных туманов приходится на период с ноября по февраль. Начало их формирования приходится на время между 23 и 09 часами, т.е. на самую холодную часть суток. Ледяные туманы характеризуются наибольшей продолжительностью из всех видов туманов. Объясняется это значительным выхолаживанием нижних слоев воздуха в ночные часы при слабом дневном прогреве (Климатическая..., 2000).

Фронтальные туманы на юго-востоке Западной Сибири чаще, чем в другие месяцы года, наблюдаются в апреле, августе и ноябре. Они могут отмечаться практически в любое время суток, однако между 11–14 часами и 20–22 часами вероятность их минимальна.

Туманы продолжительностью 1 час и менее в годовом ходе составляют 59%. Очень редко отмечаются туманы продолжительностью более 6 часов (Климатическая..., 1988).

Исходя из вышесказанного можно сделать вывод: утренние часы (с 5 до 9 часов местного времени) наиболее неблагоприятны для работы авиации. Но в теплый сезон года ограничения полетов за счет низкой облачности сравнительно редки, так как повторяемость такой облачности по сравнению с другими периодами ничтожно мала. Более же приемлемым временем для выполнения полетов являются дневные часы (12–18 часов).

Образование тумана происходит при определенных сочетаниях температуры, влажности, скорости ветра и изменении их с высотой (Кошеленко И.В., 1981). Как показал анализ случаев с туманом, значение этих элементов зависит от сезона и колеблется в широких пределах. Так, например, зимой туманы могут возникать при температуре от $-0,8^{\circ}\text{C}$ до $-44,8^{\circ}\text{C}$. При относительно высоких температурах ($+5^{\circ}\text{C}$ до -10°C) в холодный период отмечаются фрон-

тальные туманы, для радиационных туманов необходимо выхолаживание приземного слоя воздуха от -15°C до -25°C , а для ледяных – ниже -30°C . Летом туманы чаще всего возникают при температурах от 10°C до 20°C (табл. 1).

Таблица 1

Повторяемость градаций видимости при наличии тумана, %

| Сезон года | Видимость, м | | | | | |
|------------|--------------|---------|---------|---------|---------|----------|
| | ≤ 10 | 101–200 | 201–300 | 301–400 | 401–500 | 501–1000 |
| Зима | 25,0 | 29,2 | 12,5 | 8,3 | 12,5 | 12,5 |
| Весна | 40,0 | 40,0 | 20,0 | – | – | – |
| Лето | 38,9 | 27,8 | 16,6 | – | 5,6 | 11,1 |
| Осень | 27,8 | 33,3 | 11,1 | 5,6 | 11,1 | 11,1 |
| Год | 32,5 | 32,5 | 12,4 | 5,0 | 8,8 | 8,8 |

Большую роль в возникновении тумана играет влажность воздуха. При анализе и прогнозе тумана предпочтительнее использовать дефицит точки росы ($T-T_d$) (Петренко Н.В., Сирота П.А., 1975). Эта величина отражает содержание водяного пара в воздухе. Зимой, весной и летом возникновение тумана возможно при значениях дефицита точки росы от 0 до $2,0^{\circ}\text{C}$. При $T-T_d$ менее $0,5^{\circ}\text{C}$ осенью отмечалось 100% туманов (табл. 2).

Таблица 2

Повторяемость облачности перед началом тумана, %

| Сезон года | Ясно | Верхняя, средняя | Нижнего яруса | |
|------------|------|------------------|---------------|-----------|
| | | | ≥ 100 м | < 100 м |
| Зима | 39,2 | 20,8 | 10,8 | 29,2 |
| Весна | 20,0 | 45,0 | 5,0 | 30,0 |
| Лето | 5,6 | 44,4 | 5,6 | 44,4 |
| Осень | 5,6 | 22,2 | 22,2 | 50,0 |
| Год | 18,8 | 32,5 | 13,7 | 35,0 |

Необходимым условием для образования тумана является слабый ветер. Как показал анализ рисунка 1, в подавляющем большинстве случаев скорость ветра при образовании тумана не превышает 4 м/с. Лишь существование фронтальных туманов возможно при силе ветра до 12 м/с [9]. При безветренной погоде туман образуется в 14% случаев в году.

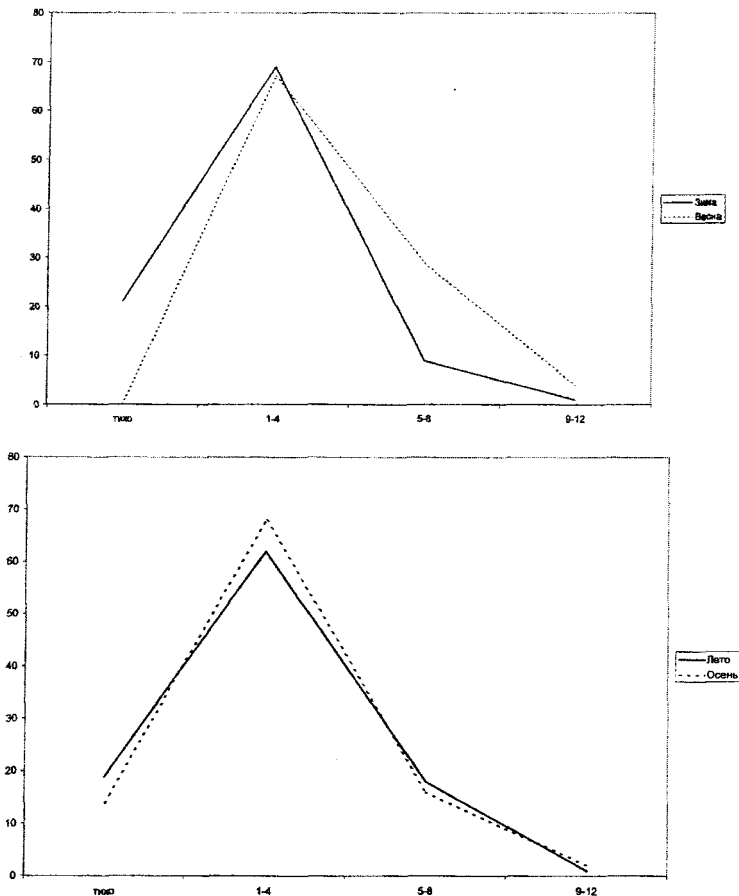


Рис. 1. Повторяемость (%) по сезонам года скорости ветра в дни с туманом

Весной за пятилетний период не отмечалось ни одного случая тумана при штиле. Скорость ветра 5–8 м/с составляет 9–20% в зависимости от сезона года, а весной – 29% случаев. Такой силы ветер отмечается при южном и юго-западном направлении, летом – при северном.

Для выяснения влияния направления ветра на образование тумана были построены розы ветров по 8 румбам. Зимой наиболее

вероятным для образования тумана является южное направление (41,8%) (рис. 2).

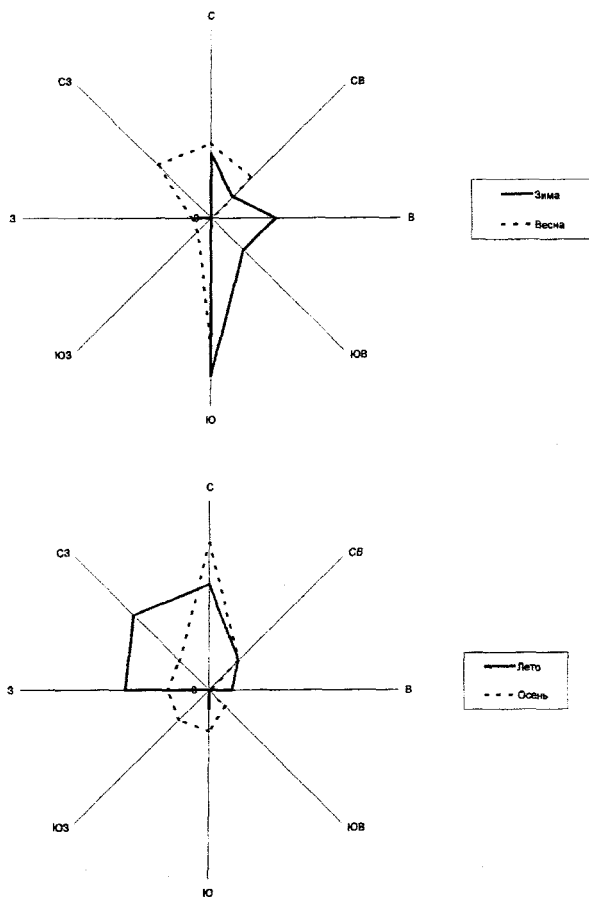


Рис. 2. Повторяемость (%) направления ветра перед началом тумана по сезонам года

Весной почти с равной вероятностью туман наблюдается при северном, южном и северо-западном направлении. Летом при наличии тумана отмечается повышенная повторяемость северного и северо-западного ветра. Осенью практически с равной вероятностью

стью туман отмечался при северо-восточном, южном, юго-западном, западном северо-западном направлениях, преобладающим являлся северный ветер. Необходимо отметить, что во все сезоны года реже всего туман отмечался при восточном и юго-восточном направлении.

Преобладание определенного направления ветра при образовании тумана отражает как циркуляционные особенности, благоприятные для его образования, так и местные особенности аэропорта. Так, например, в северном направлении от аэропорта располагается городская свалка, именно это направление имеет значительную повторяемость во все сезоны года при тумане.

Одним из важнейших метеорологических элементов, который нужно учитывать при обеспечении безопасности работы авиации, является горизонтальная видимость.

В аэропорту Барнаул наблюдения за горизонтальной видимостью до октября 1996 г. производились по РДВ, а с 5 июля 1996 г. установлен ФИ-2. При выходе из строя того или иного прибора видимость примерно определяется по ориентирам визуально (Климатическая..., 1988).

Четкую связь между горизонтальной видимостью и факторами, влияющими на нее, очень часто установить трудно, так как видимость ухудшают одновременно несколько явлений. Выпадение осадков часто сопровождается дымкой или туманом, выпадение снега зимой – усилением ветра, метелью, поэтому не всегда удается установить, какое явление оказывается определяющим в ухудшении видимости. Интенсивность тумана и связанное с ней ухудшение видимости не одинаковы. Чаще всего при наличии тумана преобладает видимость менее 500 м (см. табл. 1).

В течение всего года в аэропорту Барнаул отмечаются довольно интенсивные туманы с видимостью менее 200 м. На эту градацию приходится 65% всех отмечаемых туманов за исследуемый период. Особенно «густые» туманы образуются весной. На градации ≤ 100 м и 101–200 м в этот период года приходится по 40%, а туманов с видимостью более 300 м не отмечалось совсем. Это можно объяснить тем, что весной чаще всего в городе Барнауле отмечаются фронтальные туманы, которые являются одним из наиболее интенсивных видов.

Образованию тумана в аэропорту, как правило, предшествует низкая облачность ≤ 100 м, это прослеживается во все сезоны года, а в целом составляет 35% (табл. 4).

Таблица 4

Повторяемость явлений погоды перед началом туманом, %

| Сезон года | Снег | Морось, гололед | Обложной дождь | Ливневый дождь | Без явлений |
|------------|------|-----------------|----------------|----------------|-------------|
| Зима | 50,0 | 8,3 | — | — | 41,7 |
| Весна | 10,0 | 5,0 | 20,0 | 25,0 | 40,0 |
| Лето | — | 11,1 | 11,1 | 44,4 | 33,4 |
| Осень | 5,6 | 11,1 | 33,3 | 5,6 | 44,4 |
| Год | 22,5 | 5,0 | 13,8 | 17,5 | 41,2 |

Облачность ниже 200 м появляется непосредственно перед образованием тумана весной и летом. Зимой и осенью низкая облачность отмечается чаще всего за 3–6 часов до начала тумана. Малооблачная погода перед возникновением тумана преобладает только зимой (39,2%). Осенью наиболее часто (50%) низкая облачность опускается до земли и переходит в туман.

Во все сезоны года перед туманом преобладала погода без явлений, которая чаще всего обуславливает возникновение радиационного тумана. При наличии облачности перед началом тумана зимой практически всегда отмечается снег (50%) (табл. 5).

Таблица 5

Повторяемость промежутка времени от окончания осадков до начала тумана в летний период (апрель – сентябрь), %

| Промежуток времени, часы | | | | | | |
|--------------------------|------|------|------|-------|------|----------------|
| <1 | 1–3 | 4–6 | 7–9 | 10–12 | >12 | max |
| 14,3 | 17,8 | 28,6 | 14,3 | 14,3 | 10,7 | 16 ч 50 мин |

Согласно В.М. Яркову, И.П. Фадееву (1986), значительная увлажненность приземного слоя воздуха вследствие испарения дневных осадков при ночном прояснении приводит к его насыщению и образованию туманов. Анализ дней с туманами в теплый период подтвердил эти выводы. В большинстве случаев образование тумана происходит спустя 4–6 часов после окончания дождя.

Результаты изучения характеристик тумана показали, что в Барнауле преобладающими являются фронтальные туманы, они могут существовать при более сильных ветрах, сопровождаться низкой облачностью, им, как правило, предшествуют осадки в виде снега зимой и ливневого дождя летом.

Статистические данные могут быть полезны для планирования вылетов и приема самолетов. На формирование тумана значительное влияние оказывают местные физико-географические условия. Дальнейшие исследования должны быть направлены на разработку методики прогноза в вероятностной форме.

Литература

Богаткин О.Г., Еникеева В.Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. Л., 1985. 382 с.

Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология. Л., 1989. 568 с.

Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л., 1968. 768 с.

Коробова Н.М., Шметер Г.И., Спицин В.А. Рекомендации по разработке синоптико-статистического прогноза опасных для авиации явлений погоды с учетом местных особенностей: Методическое письмо МГАМЦ. 1974. №11. С. 20–36.

Климатическая характеристика аэропорта Барнаул. Новосибирск, 1988. 97 с.

Климатическая характеристика аэропорта Барнаул. Новосибирск, 2000. 168 с.

Кошеленко И.В. Методика прогноза тумана и его интенсивности: Методическое письмо. М., 1981. 55 с.

Петренко Н.В., Сирота П.А. Синоптико-физико-статистический метод прогноза видимости в тумане // Тр. ГМЦ СССР. Л., 1975. Вып. 143. С. 16–18.

Яркова В.М., Фадеева И.П. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Л., 1986. 198 с.

Л.В. Байлагасов

Катунский биосферный заповедник

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ОЗЕР БАССЕЙНА МУЛЬТЫ (Катунский биосферный заповедник)

Река Мульта является правым притоком Катуня. Она расположена в западной, пониженной части Катунского хребта. Длина реки составляет 39 км, площадь бассейна около 450 км². Река берет начало из ряда ледников и снежников на высоте 2350–2400 м и, протекая по своей долине, последовательно образует три озера: Верхнее, Среднее и Нижнее Мультинское. В научной литературе нередко именно эти озера и называют Мультинскими. Местные же жители под Мультинскими озерами обычно подразумевают четыре озе-

ра. Еще одно озеро – Поперечное, расположено на реке Поперечной, правом притоке Мульты. На географических картах и в научной литературе существует некоторая путаница относительно названий «верхних» озер: часто оба этих озера называют Верхними Мультинскими, расположенными на левом и правом рукавах реки (см. например, В.В. Рудский, 1996). Всего в бассейне Мульты 42 озера (Н.Н. Михайлов, 1994).

В организованный в 1991 г. Катунский заповедник вошли верховья реки Мульта, включая озера Верхнее Мультинское и Поперечное. Среднее Мультинское озеро планируется включить в охранную зону заповедника, которая по разным причинам до сих пор не утверждена правительством Республики Алтай (Байлагасов Л.В., 2001а). Нижнее Мультинское озеро как наиболее посещаемое местными жителями и туристами осталось за пределами заповедной территории и его охранной зоны. Всего в пределах Катунского заповедника в бассейне Мульты расположено семь озер (рис. 1). Нами для общей географической характеристики учитывались только озера площадью не менее 0,9 га.

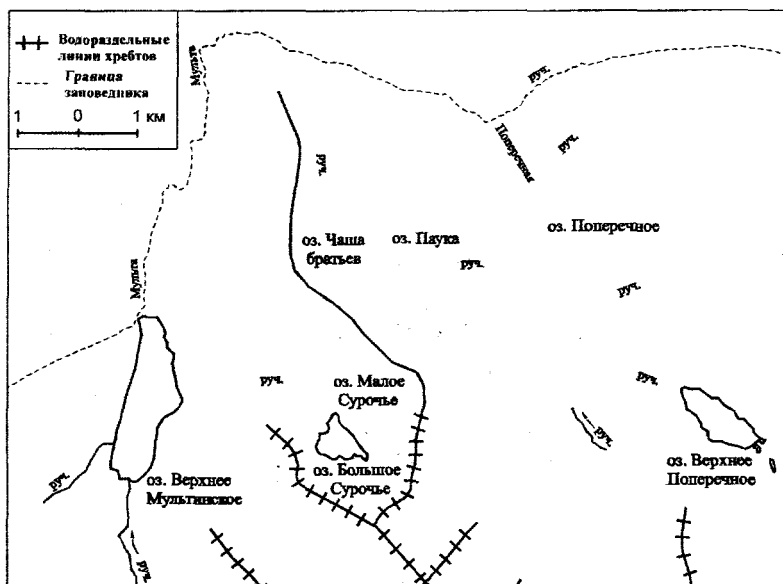


Рис. 1. Схема расположения озер бассейна Мульты в пределах Катунского заповедника

Впервые комплексное обследование озер Катунского хребта было проведено экспедицией Государственного гидрологического института (1925–1934 гг.) под руководством С.Г. Лепневой (Алекин А.С., 1935). Из озер бассейна р. Мульта были обследованы Нижнее, Среднее и Верхнее Мультиинские озера. В 1970-х гг. исследование Нижнего и Среднего Мультиинских озер провел Н.Г. Селедцов, но материалы исследований не были опубликованы (устное сообщение В.С. Ревякина).

Наблюдения за озерами в заповеднике ведутся с середины 1990-х гг., более целенаправленно – с 1999 г. Реперы для слежения за колебанием уровня озер установлены в 1999–2000 гг. Наблюдениями охвачены вышеупомянутые семь озер, а также Среднее и частично Нижнее Мультиинские, расположенные на сопредельной территории. В августе–сентябре 2000 г. сотрудниками научного отдела заповедника были проведены подробные морфометрические исследования семи высокогорных озер, расположенных в верховьях Мульти в границах заповедника. Во время полевых исследований использовались рабочие карты озер масштаба 1:5000 и 1:10000, созданные на основе топографических карт масштаба 1:25000 с уточнением контуров береговой линии. Измерение глубин озер проводилось с помощью портативного эхолота. Для каждой точки измерения глубины фиксировалась ее удаленность от берега озера. По результатам промеров глубин на рабочих картах строились изобаты и наносились точки с максимальным и минимальным значением глубин. Обработка материалов исследования проводилась в программе ArcView 3.2 и его модулях Image Analyst и 3-D Analyst. Ниже приведем краткую характеристику озер.

Озеро Верхнее Мультиинское. Впервые исследование озера было проведено в 1933 г. О.А. Алекиным, при этом были допущены неточности в определении длины озера, максимальной ширины, длины береговой линии и соответственно площади озера, но верно определена его максимальная глубина. Площадь озера по О.А. Алекину (1935) составляет 13,3 га. Эта цифра в последующем вошла в некоторые публикации (Рудский В.В., 1996; Михайлов Н.Н., 1994).

Озеро расположено в цирке, образованном у гребня Катунского хребта боковыми его отрогами, на высоте 1795 м над уровнем моря. Форма озера вытянута в меридиональном направлении, несколько суживающаяся к северному концу (рис. 2). Наибольшая глубина отмечается в южной части (47,4 м). Северная оконечность

озера более мелководна. Из озера Верхнего Мультинского берет начало р. Мульта, правый приток Катуня. Следует отметить, что с 1970 гг. уровень озера в летнее время несколько поднимается из-за подпруживания истока реки Мульта свалившимися в воду деревьями. К водосборному бассейну озера относятся пять ледников общей площадью 4,5 км². Это ледники №70–74, согласно Каталогу ледников Верхней Катуня (1978). В озеро впадают четыре ручья, берущие начало с ледников и снежников. На ручьях имеются водопады, некоторые из них высотой до 47 м.

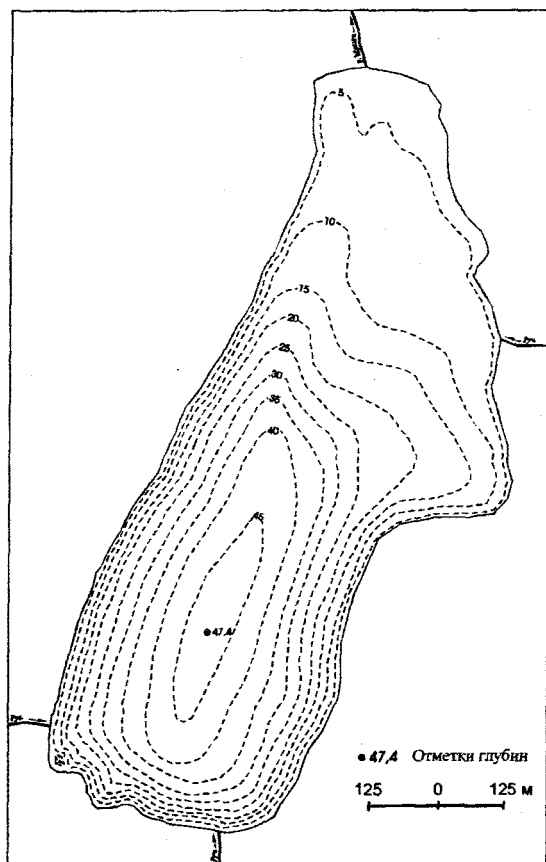


Рис. 2. План озера Верхнего Мультинского

Озеро подпружено с севера плотиной моренного происхождения, сложенной из камней с зарослями кедровника. Окружение озера чрезвычайно живописно. Склоны гор с громадными россыпями, небольшие опушки леса внизу и белые шапки снега и льда на остроко-нечных вершинах – все это отражается на водной глади красивейше-го озера Алтая, оставляя незабываемое впечатление.

Озеро *Большое Сурочье* (названо нами) расположено на высоте 2255 м над уровнем моря, под перевалом Раздельный (высота 2610 м над уровнем моря, категория сложности 1А) с северо-западной сто-роны. Озеро треугольной формы (рис. 3). В 20 м от истока ручья, вытекающего из озера, расположен островок размером 5х4 м. Ост-ровок представляет собой большую каменную глыбу, покрытую почвой и поросшую местами карликовой березкой и травами. Вы-сота над водой до 1,5 м. Подводный рельеф озера сложный. Линия наибольшей глубины приурочена к южному берегу, местами пре-рываясь более мелководными участками. В середине озера глубина до 7–8 м. Наиболее мелководный участок расположен в районе вы-хода ручья из озера (глубина до 1,5–2 м).

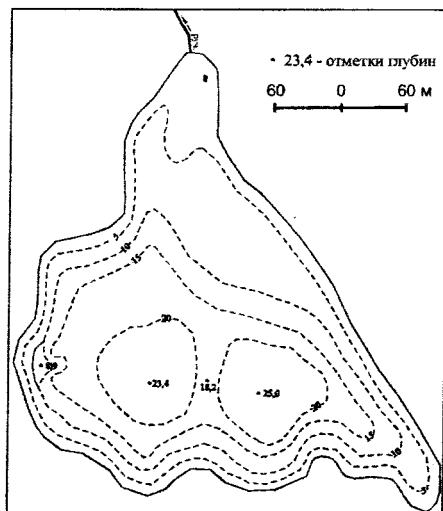


Рис. 3. План озера Большого Сурочьего

В западной части озера имеется подводное поднятие. Снежни-ки вместе с дождевыми осадками в летнее время составляют осно-

ву питания озера. Берега представляют собой каменистые склоны, лишь фрагментарно присутствует травянистый покров. Только на северо-западном берегу озера произрастает березка круглолистная, здесь же хорошо развит травянистый покров.

Из озера вытекает ручей, который через 150 м падает наклонным водопадом (около 15 м) в оз. Малое Сурочье.

Озеро Малое Сурочье (названо нами) расположено на 55 м относительной высоты ниже Большого Сурочьего (2200 м над уровнем моря). Расстояние между озерами около 150 м. Озера соединяет ручей, вытекающий из Большого Сурочьего в северном направлении. Перед озером Малым Сурочьим ручей падает наклонным водопадом под углом до 60° . Озеро овальной формы, вытянуто с северо-запада на юго-восток (рис. 4).

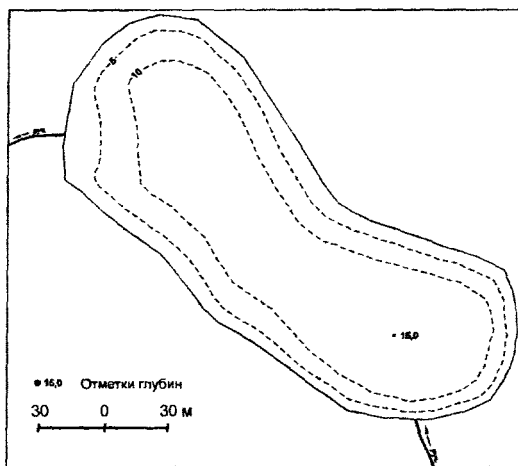


Рис. 4. План озера Малого Сурочьего

Ложе озера представляет собой почти правильной формы ванну, мелководные участки практически отсутствуют. Для озера характерны крутые подводные берега, уходящие на глубину под углом $30-50^\circ$. Небольшой мелководный участок имеется лишь с левой стороны озера возле выхода ручья из озера. Береговая линия изрезана слабо. Берега озера большей частью сложены курумником. В западной части озера, ближе к истоку ручья, вытекающего из озера, крутые, отвесные берега, сложенные коренной породой. Растительность по берегам практически отсутствует. Лишь на се-

веро-западном и северном берегах озера представлена карликовая березка, угнетенные кедры и ивовые, из трав преобладают лук алтайский, бадан толстолистный. Из озера в западном направлении вытекает ручей, впадающий в озеро Верхнее Мультигинское. Ручей на своем пути образует несколько водопадов. Озеро также не имеет ледникового питания.

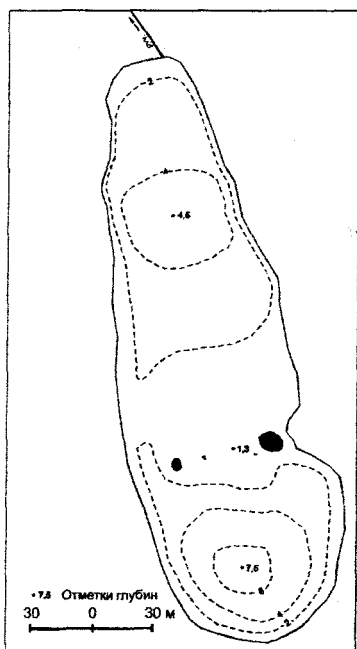


Рис. 5. План озера Чаша братьев

здесь составляет 120–180 см. Район перешейка заваливается также сходящими в озеро камнепадами. С середины озера и до истока ручья из озера глубина повышается до 4,5 м. Дно озера сложено крупными камнями и мало заилено. Вода зеленого цвета, прозрачность – до 2,5 м. Дождевые осадки вместе со снежниками в летнее время составляют основу питания озера. Озеро также не имеет ледникового питания. Береговая линия озера большей частью представлена курумником. Присутствует также кустарниковый (березка круглолистная) и травяной покров. С северной стороны по склонам долины ниже озера по течению ручья произрастают хорошо развитые кедры.

Озеро Чаша братьев (названо нами) расположено на высоте 2133 м над уровнем моря. Из озера вытекает ручей, являющийся левым притоком р. Поперечная. Озеро с трех сторон окружено высокими склонами, где в зимнее время образуются мощные надувы снега. Озеро ледникового происхождения, подпружено мореной с северной стороны. С восточной стороны озера почти вплотную к береговой линии подходит боковая морена бывшего ледника. Котловина озера разделена на две части (рис. 5).

С южной стороны находится самый глубоководный участок (до 7,5 м), затем следует подводное поднятие, сложенное крупными слабо обработанными валунами (более 1 м³), местами выглядывающими из воды. Глубина

Озеро Паука (названо нами) расположено на высоте 2253 м над уровнем моря с западной стороны от оз. Поперечного, под водораздельной линией бокового отрога Катунского хребта, проходящего между озерами Верхнее Мультиинское и Поперечное. Отделено небольшим хребтом (около 80 м абсолютной высоты) от оз. Чаша братьев. Озеро располагается на дне древнего кара, открытого в северо-восточном направлении. Берега озера каменисты, обрамлены крутыми стенками кара. Озеро круглой формы, немного вытянуто с запада на восток (рис. 6). Максимальные глубины приурочены к западной части озера. Цвет воды зеленый, прозрачность до 2 м. Водная растительность отсутствует. Береговая линия изрезана слабо. Растительности по берегам практически нет. На северо-восточном берегу произрастает березка круглолистная и сильно угнетенные кедр.

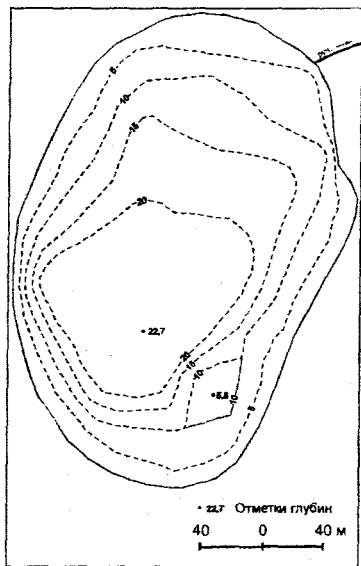


Рис. 6. План озера Паука

Озеро не имеет ледникового питания. Питание озера, помимо осадков в летнее время, происходит за счет таяния снежников, образующихся большей частью за счет надувов. В северо-восточном направлении вытекает ручей, впадающий в оз. Поперечное.

Озеро Верхнее Поперечное расположено на высоте 2065 м над уровнем моря. Котловина озера представляет собой ванну, с наибольшими глубинами ближе к юго-восточной части озера (рис. 7). В юго-восточной части озера имеется небольшой залив, до 3 м глубины. Озеро ледникового происхождения, подпружено ригелем и мореной. В южной части береговая линия озера проходит по морене, образованной ледником №79 (Каталог..., 1978). В озеро впадают несколько ручьев, вытекающих из-под ледников №79–80 (Каталог..., 1978), а также из снежников. Ручьи на отдельных участках протекают под курумниками. Из озера вытекает ручей, который впадает в оз. Поперечное.

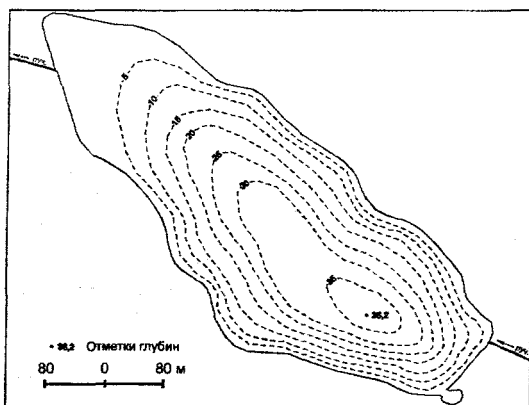


Рис. 7. План озера Верхнего Поперечного

Древесная растительность имеется в северо-западной части озера и представлена угнетенными кедрами до 2–3 м высотой, кедровым стлаником и ивовыми. Недалеко от озера, в 200–300 м ниже кедры уже чувствуют себя лучше и достигают высоты до 10–15 м. Из кустарников имеется березка круглолистная. Береговая растительность большей частью представлена травянистым покровом. До 40% береговой линии занято курумниками. С юго-восточной стороны озера имеется еще несколько озер площадью менее 0,5 га, одно из них под ледником №79.

Озеро Поперечное находится на высоте 1885 м над уровнем моря. Озеро расположено в бассейне р. Поперечная, правом притоке Мульты, примерно в 3,5 км от устья. В водосборный бассейн озера суммарно входит шесть ледников общей площадью 2,8 км². Озеро вытянуто в меридиональном направлении (рис. 8). Котловина озера разделена на две части. В южной, наиболее широкой части озера максимальная глубина 22,6 м. В наиболее узкой части озера глубина понижается до 13,4 м. К северу, в сторону истока р. Поперечная, напротив ручья, вытекающего из оз. Паука, глубина составляет 22,4 м. В юго-западной части озера имеется подводное поднятие до 1,8 м глубины. Этот подводный островок окружен со всех сторон более глубоководными участками, минимальная глубина которых составляет в южной части 7,4 м. В оз. Поперечное впадают четыре крупных ручья, включая вытекающий из оз. Верхнего Поперечного. В озеро впадает еще несколько ручьев, не

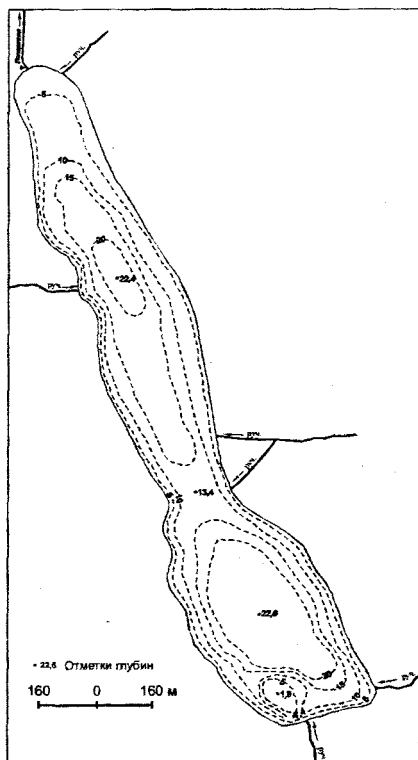


Рис. 8. План озера Поперечного

Мульти́нским. Оба озера, дополняя друг друга, предлагают зрителю разные варианты природных пейзажей: озеро Верхнее Мульти́нское красиво и живописно, оно производит более спокойное впечатление, тогда как озеро Поперечное своим видом подчеркивает суровую и дикую красоту природы.

Ихтиофауна. Изучением ихтиофауны Мульти́нских озер занималась экспедиция Института водных и экологических проблем (г. Барнаул) под руководством П.А. Попова (1993). Были обследованы озера Нижнее, Среднее, Верхнее Мульти́нские и Поперечное. В первых трех озерах обитают три вида рыб: сибирский хариус, сибирский голец и сибирский подкаменщик, в Поперечном озере — только сибирский подкаменщик, причем численность его весьма невелика. Во всех других озерах рыба отсутствует.

имеющих ярко выраженных русел. Они берут начало со снежников и по мере их таяния исчезают. Вытекает из озера р. Поперечная.

Береговая растительность представлена кустарниками (березка круглолистная, жимолость, реже крыжовник и смородина черная) и мощным травяным покровом, достигающим к августу высоты 1,5 м. Древесная растительность представлена елью, лиственницей и кедром. Деревья встречаются в истоке р. Поперечной (по обоим берегам) и на восточном берегу ближе к южной оконечности озера.

Окружение озера производит более суровое впечатление, чем на Верхнем Мульти́нском озере из-за меньшего развития лесной растительности. По красоте озеро соперничает с Верхним

До 1970-х гг. в Нижнем и Среднем Мульти́нских озерах, и вероятно в Верхнем Мульти́нском, был сравнительно многочислен ленок (ускуч); до этого же времени ловили в этих озерах и налима. В настоящее время оба указанных вида рыб в Мульти́нской системе озер отсутствуют. Причины исчезновения ленка и налима неизвестны. П.А. Попов (1993) в качестве гипотезы высказывает предположение, что это связано с имевшим место в 1965 г. сильным пожаром и выгоранием леса по правому берегу данной озерно-речной системы. Это в свою очередь повлекло попадание в водоемы большого количества угольной кислоты и вызвало изменение кислотности воды, что могло привести к выпадению из состава ихтиофауны Мульти́нских озер указанных видов рыб.

Ледовый режим озер. По сравнению с реками, ледовый режим озер в верховьях Мульты характеризуется более ранним установлением ледостава (хотя на отдельных участках р. Мульты уже в конце октября может полностью перехватываться льдом) и более поздним вскрытием. Первые забереги, тающие днем, могут появляться уже в середине-конце сентября, причем не только на высокогорных озерах, но и на Верхнем Мульти́нском, и даже на Среднем Мульти́нском (1660 м над уровнем моря), расположенных в среднегорной зоне. Во второй половине октября на высокогорных озерах (выше 2200 м) уже устанавливается ледостав, в конце октября – начале ноября достигающий вместе с прослойками воды суммарной мощности более 35 см.

В целом же разница в абсолютной высоте расположения озер над уровнем моря оказывает большое влияние на ледовый режим. Так, 1 ноября 1999 г. на Нижнем Мульти́нском озере даже не было заберег. Среднее Мульти́нское озеро было практически полностью покрыто льдом, достигающим у берегов толщины 10–12 см. Полынья имелась только в районе выхода Мульты из озера. После наступившей 3 ноября 1999 г. оттепели и прошедшего в первой половине дня дождя около 40% площади озера освободилось ото льда. Толщина льда у берегов уменьшилась до 7 см. С похолоданием в последующие два дня озеро вновь полностью покрылось льдом.

2 ноября 1999 г. суммарная мощность ледового покрова на оз. Чаша братьев (2133 м над уровнем моря) составляла 25–30 см, из них льда от 14 до 22 см. Озеро было полностью покрыто льдом.

Верхнее Мульти́нское озеро (1795 м над уровнем моря) 4 ноября 1999 г. практически полностью покрыто льдом. Толщина льда

около 3 см у берегов, сверху наледь 7–8 см, покрытая корочкой льда. Небольшие полыньи имелись только в районе истока Мульты и в месте впадения ручьев.

Озеро Поперечное 5 ноября 1999 г. также практически полностью покрыто льдом, полыньи имелись только в районе выхода Поперечной из озера и в районе впадения в озера ручья, вытекающего из озера Верхнего Поперечного. Толщина льда составила от 10 до 20 см вместе с прослойками воды.

5 ноября 1999 г. суммарная мощность ледового покрова льда на оз. Паука (2250 м над уровнем моря) составляла от 35 до 60 см, из них льда от 22 до 30 см.

6 ноября 1999 г. Нижнее Мультиинское озеро на 80% покрылось льдом, полыньи остались в центре озера и в истоке Мульты. Толщина льда у берега составила 3 см.

На Среднем Мультиинском озере крайние сроки установления ледостава в 1995–2002 гг. колебались от 22 октября в 1995 г. до 8 ноября в 1998 г.

Ледовый покров вышеупомянутых семь озер всегда с прослойками льда, в отличие от Нижнего и Среднего Мультиинских озер. С последних снежный покров выдувается постоянными ветрами. Высота снежного покрова на льду Среднего Мультиинского озера не превышает 5–15 см, причем до 20% площади льда озера обычно вообще не покрыто снегом. Надувы снега образуются у северной и северо-западной оконечности озера. Высота надувов может достигать в отдельные годы 2,5 м. Практически аналогичная ситуация складывается и на Нижнем Мультиинском озере. Последнему при-суще также большее, в сравнении со Средним Мультиинским озером, количество выходов наледей на поверхность льда.

Максимальная толщина льда на Среднем Мультиинском озере за период наблюдений с 1995 г. достигала к концу марта – началу апреля 145 см (1995, 1999 гг.), минимальная – 110 см в 1997 г. Лед без прослоев воды.

Наблюдения за ледовым режимом упомянутых озер носили нерегулярный характер, тем не менее установлено, что в 1999–2002 гг. толщина льда на пяти озерах (кроме Верхнего Поперечного и Чаши братьев, на которых проведено минимальное количество наблюдений) составляла не менее 90–100 см. На Поперечном и Большом Сурочьем озерах в 2002 г. зафиксирована максимальная толщина льда в 110 см. Лед с прослойками воды, которые занимают от

10 до 40% общей мощности ледяного покрова. Все озера зимой задуваются снегом. Высота снежного покрова на льду Верхнего Мультигинского и Поперечного неоднородна. Сказывается деятельность ветра. В январе–феврале 1998–1999 гг. высота снежного покрова на Верхнем Мультигинском озере составляла от 15 до 65 см, на Поперечном – от 22 до 60 см. На обоих озерах под снегом на большей части поверхности льда выступала вода, в отдельных местах достигая высоты (глубины) в 25 см. 24 апреля 2002 г. высота снежного покрова на льду в середине Верхнего Мультигинского озера достигала 95 см; глубина поверхностной воды доходила до 55 см; 25 апреля 2002 г. на Поперечном озере – соответственно 65 и 30 см.

Крайние сроки полного освобождения ото льда Среднего Мультигинского озера в 1995–2002 гг. колебались от 12 мая в 1997 г. до 2 июня в 1996 г. Верхнее Мультигинское озеро полностью освобождается ото льда в конце мая – начале июня. На Поперечном озере в сравнении с Верхним Мультигинским полная очистка ото льда происходит на 2–5 дней позже. Верхнее Поперечное озеро освобождается ото льда после 10 июня, Чаша братьев – после 12–15 июня. Наиболее высокогорные озера в бассейне Мульты полностью освобождаются ото льда после 20–25 июня.

Механизм вскрытия озер следующий. Под снежным покровом все больше выступает поверхностной воды, образуются полыньи в истоках и устьях ручьев, снег на поверхности льда все более пропитывается водой, на отдельных участках появляются островки чистой воды. Затем лед всплывает, образуются многочисленные трещины. Появляются закраины вдоль всей береговой линии. Под воздействием ветра лед начинает перемещаться от одного берега к другому. Из оз. Поперечного озерный лед частично уносится р. Поперечной. Из остальных озер вытекают ручьи с незначительным расходом воды, у оз. Верхнего Мультигинского исток Мульты перекрыт завалом, поэтому лед в этих озерах практически полностью тает на месте.

Определенное воздействие на ледовый режим озер оказывают лавины, которые ежегодно сходят на поверхность льда практически всех озер. В отдельные годы сходят более мощные лавины, которые пробивают лед. Например, весной 1997 г. подобное наблюдалось на оз. Поперечном, сошедшей лавиной был взломан лед толщиной около 80 см, отдельные льдины были выброшены на поверхность ледового покрова. На лед Среднего Мультигинского озера лавины иногда

вылетают на расстояние до 200 м от берега. По сообщению жителей с. Мульта, в 1991 г. (до организации заповедника) лавиной, сошедшей на ледовый покров Нижнего Мультинского озера, был сломан лед, вода вместе с льдинами и рыбой выплеснулись на поверхность льда. Жителями было собрано около 20 хариусов.

Наибольшее воздействие лавины оказывают на ледовый режим оз. Чаша братьев. С южной стороны озера в 1999–2002 гг. ежегодно сходила лавина объемом от 70 до 120 тыс. м³. 10 июня 2000 г. высота конуса выноса у южного берега озера составляла 4,8 м. На лед также сходит лавина меньшего объема (5–10 тыс. м³) с восточной стороны озера. Лавинным снегом покрывают до 30–40% поверхности льда. В 1999 г. у южного берега озера остался снежник-перелеток, высота его 2 ноября 1999 г. составляла 2,5 м. Лавины, сходящие на лед озер Паука, Малого и Большого Сурочьего, способствуют раннему образованию полыней, продавливая лед.

Колебания уровня озер. В 1999–2000 гг. на всех семи озерах и оз. Среднем Мультинском были установлены реперы для наблюдения за колебанием уровня воды. Наибольшее количество данных собрано для озер Среднего и Верхнего Мультинских и Поперечного, как наиболее доступных. Нужно отметить, что наблюдения за колебанием уровня озер (особенно расположенных на высоте более 2000 м) затруднены тем, что даже незначительное количество осадков способно вызвать изменение уровня воды.

За небольшой трехлетний период наблюдений установлено, что наиболее подвержены колебаниям озера Верхнее Мультинское (около 100 см) и Чаша братьев (90 см). Уровень Верхнего Мультинского озера в летнее время поднимается из-за запруживания истока Мульти упавшими в воду деревьями. По опросным данным выяснилось, что завал образовался примерно в 70-х гг. прошлого столетия. Он был разобран инспекторами Мультинского участка заповедника в сентябре 2002 г. У оз. Чаша братьев после понижения уровня озера и пересыхания ручья, вытекающего из озера, вода просачивается сквозь морену, подпруживающую озеро.

У оз. Поперечного выявленное годовое колебание уровня воды составило 47 см, у оз. Паука – 50 см. У озер Верхнего Поперечного, Большого и Малого Сурочьих зафиксировано колебание уровня до 20 см, но для определенных выводов данных явно недостаточно.

Обычное изменение уровня воды Среднего Мультинского озера в течение года составляет 35 см. Однако следует отметить, что

обильные и продолжительные дожди могут вызывать резкий подъем уровня воды, даже более высокий, чем в период половодья. Так, например, интенсивный дождь, начавшийся в 20 часов 26 июня 1995 г. уже к 15 часам следующего дня вызвал повышение уровня воды в озере на 60 см. Но самое значительное повышение уровня воды в Среднем Мультинском озере зафиксировано в 1999 г. Дождь, начавшийся в 15 часов 8 июня 1999 г. и с небольшими перерывами продолжавшийся до 11 часов 10 июня, вызвал подъем уровня воды в озере на 90 см. Озеро вышло из берегов, местами затопило тропу вдоль озера. Со склонов гор побежали многочисленные ручьи. В «шумах» (участок р. Мульты между Средним и Нижним Мультинскими озерами) почти не было видно ни одного камня. 11 июня установилась ясная погода, к 13 июня 1999 г. уровень озера понизился до обычного.

Изменение площадей озер, вызванных колебанием их уровня, из-за значительной крутизны озерных котловин, зафиксировать трудно. Колебание площади зеркала наиболее заметно на оз. Верхнем Мультинском, где имеется мелководный участок в районе истока Мульты. Осенью 1999 г. площадь озера в районе истока реки уменьшилась на 0,47 га. В сентябре 2000 г. также наблюдалось уменьшение площади озера примерно на 0,35 га в районе истока Мульты.

Наиболее заметное уменьшение объема воды зафиксировано на озере Чаша братьев – до 36%. Озера Поперечное, Паука и Верхнее Мультинское теряют около 4–5% объема воды в течение года.

Антропогенные воздействия на озера. Все семь озер в настоящее время расположены на территории Катунского биосферного заповедника, что предполагает минимальное антропогенное воздействие на экосистемы озер. Тем не менее даже в условиях заповедного режима большинство озер описываемого участка активно используются в рекреационной деятельности, проводятся научные исследования и полевые практики студентов, осуществляются заповедно-режимные мероприятия, в озере Верхнем Мультинском иногда осуществляется лов рыбы туристами и работниками заповедника (Байлагасов Л.В., 2001).

Мультинские озера активно используются в рекреационной деятельности. Из всех природных объектов Катунского хребта только озера Аккемское и Кучерлинское, и конечно, гора Белуха, могут соперничать с ними по популярности среди туристов.

Предпосылкой развития туризма в заповеднике является активное использование в прошлом его будущей территории в рекреационных целях. В 1980-е гг. ежегодно Катунский хребет посещало от 8 до 12 тыс. туристов, с 1991 г. произошло резкое сокращение общего числа всех туристов (до 1,5–2,5 тыс. человек в 1994–1996 гг.). На Катунском хребте существует более 30 туристских маршрутов (Маркин М. и др., 1984; Туристские..., 1987). С организацией Катунского заповедника часть туристских маршрутов попала на его территорию. В 1992–1995 гг. службой охраны заповедника были зарегистрированы неоднократные случаи, когда туристы пытались пройти по старым маршрутам, находящимся теперь на территории заповедника. В 1996 г. решением Ученого совета заповедника по согласованию с Госкомэкологией РФ утверждены три эколого-познавательных туристических маршрута по территории заповедника. Предельно допустимая рекреационная нагрузка на все три туристических маршрута определена в 300 человек в год (Байлагасов Л.В., 2000, 2001б).

В 1996 г. также было принято решение об организации двух экологических троп, маршруты которых частично проходят по территории заповедника. Обе экологических тропы начинаются от кордона заповедника, расположенного на юго-восточном берегу Среднего Мультинского озера. Тропа идет по правому берегу Мульты вверх по течению. Возле устья р. Поперечной, правого притока Мульты, тропа раздваивается. Одна ведет на озеро Верхнее Мультинское, вторая – на озеро Поперечное. Тропы представляют собой линейные маршруты, протяженностью 7,5–8 км в одну сторону. Обратные посетители возвращаются этим же путем. Сложный рельеф не позволяет сократить протяженность маршрутов.

Выбор данных маршрутов в качестве экологических троп обусловлен тем, что они существовали задолго до организации заповедника и традиционно использовались местными жителями, в первую очередь школьниками. Территория заповедника значительно (от 30 до 100 км на разных участках) удалена от населенных пунктов Усть-Коксинского района. Наиболее доступным участком заповедника является район Мультинских озер (где и расположены экологические тропы), который после массива горы Белуха пользуется наибольшей популярностью среди туристов. Местные же жители, и особенно школьники, отдыхают преимущественно на Мультинских озерах. Они и являются основными посетителями экотроп.

Как уже отмечалось выше, район Мультигинских озер является наиболее доступным участком заповедника и поэтому служит местом проведения студенческих практик, а также основным районом исследований различных научных экспедиций, прибывающих в заповедник. Для доставки грузов и сопровождения обычно используются лошади, в частности, до оз. Верхнего Мультигинского. Наиболее часто научными экспедициями и студентами, находящимися на практике, посещаются озера Верхнее Мультигинское и Поперечное.

Через оз. Верхнее Мультигинское проходит эколого-познавательный туристский маршрут, от озера через перевал Нарильчан (высота 2650 м над уровнем моря, категория сложности 1Б) тропа уходит на оз. Тайменье. Также оз. Верхнее Мультигинское является конечным пунктом первой экологической тропы, начинающейся от кордона заповедника на Среднем Мультигинском озере. Ежегодно оз. Верхнее Мультигинское посещает около 200–300 человек. На северо-западном берегу озера в 2000 г. оборудована стоянка для туристов. На северо-восточном берегу находится несколько необустроенных кострищ, используемых посетителями экологических троп для приготовления пищи.

На Верхнем Мультигинском озере иногда осуществляют незаконный лов рыбы (хариуса сибирского) туристы. Это связано с тем, что нередко они проходят по маршрутам без сопровождения со стороны сотрудниками заповедника. Работники заповедника согласно Положению о заповеднике имеют право осуществлять в строго отведенных местах любительский лов рыбы без права продажи. На Верхнем Мультигинском озере лов рыбы сотрудниками заповедника осуществляется редко, так как, во-первых, Верхнее Мультигинское озеро согласно Положению о заповеднике не является одним из отведенных мест для рыболовства, во-вторых, кордон заповедника находится на северо-восточном берегу оз. Среднего Мультигинского. В этом озере, как и в соседнем Нижнем Мультигинском, также обитает хариус.

Озеро Поперечное также является конечным пунктом второй экологической тропы. У истока р. Поперечной находится необлагороженное кострище, здесь туристы останавливаются на ночлег. Вдоль правого берега озера проходит тропа к оз. Верхнему Поперечному и перевалам ПГПИ и Куроканный. Вдоль левого берега тропы нет, хотя здесь отдельные туристы проходят через перевал Раздельный (высота 2610 м над уровнем моря, категория сложно-

сти 1А). С северо-западной стороны перевала Раздельный расположены озера Большое и Малое Сурочки, вдоль которых также проходят туристы. Возле истока ручья из оз. Малого Сурочьего имеется несколько необустроенных кострищ.

Минимальное антропогенное воздействие испытывают озера Паука и Чаша братьев, находящиеся в стороне от традиционных туристских маршрутов и практически не посещаемые людьми.

Наблюдения за данной группой озер представляют большой интерес. Озера расположены на разной абсолютной высоте над уровнем моря – от 1795 (Верхнее Мультигинское) до 2255 м (Большое Сурочье). От других озер Катунского заповедника их отличает сравнительно хорошая доступность, что позволяет организовать здесь регулярные наблюдения в течение всего года. Предполагается эту группу озер выбрать в качестве объектов для долгосрочного мониторинга.

Литература

Алекин О.А. Озера Катунских Альп // Исследование озер СССР. Л.; М., 1935. Вып. 8. С. 45–52.

Байлагасов Л.В. Проблемы организации и функционирования системы особо охраняемых природных территорий в Усть-Коксинском районе Республики Алтай // Горы и человек: антропогенная трансформация горных геосистем. Барнаул, 2000. С. 31–33.

Байлагасов Л.В. Проблемы развития туризма в Катунском заповеднике // Антропогенная трансформация горных геосистем (Алтай и Саяны): история, состояние и проблемы. Барнаул, 2001а. С. 25–29.

Байлагасов Л.В. Роль сопредельных территорий в сохранении природных комплексов Катунского заповедника // География и природопользование Сибири. Барнаул, 2001б. Вып. 4. С. 241–247.

Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 4: Бассейн верховьев р. Катунь. Л., 1978.

Маркин М.М., Колчевников М.Ю., Еременко В.Н. Туристские тропы Алтая. Барнаул, 1984. 160 с.

Михайлов Н.Н. Озера Алтая, их происхождение и история // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1994. С. 75–89.

Попов П.А. Гидробиологическое и ихтиологическое обследование Мультигинских озер: Отчет. Новосибирск, 1993.

Рудский В.В. Алтай. Эколого-географические основы природопользования. Барнаул, 1996. 240 с.

Туристские районы СССР. Алтайский край / Сост. Г.М. Егоров. М., 1987. 264 с.

А.В. Пузанов, С.В. Бабошкина, М.А. Мальгин
Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул

СОДЕРЖАНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЫШЬЯКА В ГОРНО-ЛЕСНЫХ ПОЧВАХ АЛТАЯ*

Мышьяк является редким *p*-элементом повышенной токсичности (Иванов В.В., 1996), его концентрация в почве является важной экологической характеристикой окружающей среды. Биогеохимические циклы в природных ландшафтах Алтая практически не нарушены, а фоновые концентрации мышьяка в педосфере относительно высокие (Ильин В.Б., 1992; Мальгин М.А., Пузанов А.В., 1996), поэтому территория обозначается как биогеохимическая провинция. Это подтверждает актуальность настоящего исследования, объектами которого являлись основные типы почв горно-лесных экосистем Алтая.

Горные дерново-глубокоподзолистые почвы распространены в Северо-Восточном Алтае. Развиваются в условиях обильного атмосферного увлажнения и переувлажнения, чаще под черневой тайгой, на плаще делювиальных тяжелых суглинков и глин. Характеризуются мощным, ясно дифференцированным профилем, в котором хорошо заметно обеднение верхней кислой элювиальной толщи илестыми частицами (Почвоведение, 1989). Содержание гумуса невысокое.

Горные серые лесные почвы также приурочены к нижней части лесного пояса Алтая. Формируются чаще на покровных бескарбонатных тяжелых суглинках и глинах под темнохвойными или березово-осиновыми лесами с хорошо развитым высокотравьем. Содержание гумуса высокое и состав его явно гуматный (Почвы, 1973). Реакция среды кислая. Профиль довольно растянут и хорошо дифференцирован.

Горно-лесные черноземовидные почвы Центрального Алтая развиваются в условиях атмосферного увлажнения, под парковыми лиственничными лесами. Доминирующее воздействие травостоя определяет в них выраженность дернового процесса. Почвобразование протекает преимущественно на элювиально-делювиальных хлорито-серицитовых сланцах. Реакция среды слабокислая в верхней части профиля и щелочная – в нижней, за счет аккумуляции карбонатов кальция.

* Работа выполнена при финансовой поддержке Российского гуманитарного научного фонда (02-06-18009е).

Горно-лесные бурые типичные почвы формируются в увлажненной среде под кедровыми и кедрово-лиственничными лесами. Профиль небольшой мощности и слабо дифференцирован на генетические горизонты. Гранулометрический состав варьирует от песчаного (Юго-Восточный Алтай) до глинистого (Центральный Алтай), в зависимости от почвообразующей породы. Карбонаты отмыты за пределы почвенной толщи. Гумус в основном фульватного состава, мягкий, содержание его высокое. Несоответствие между высокой кислотностью этих почв и отсутствием оподзоливания объясняется большим количеством в них обменного алюминия (Почвы, 1973).

Среднее фоновое содержание мышьяка в почвах бывшего СССР составляет 3,6 мг/кг, регионы, педосфера которых содержит 10–25 мг/кг считаются бисгеохимическими провинциями (Виноградов А.П., 1957). Среднее содержание мышьяка в почвах и почвообразующих породах горно-лесных экосистем Алтая составляет 18,9 мг/кг. Это значение не выходит за пределы фоновых концентраций мышьяка в незагрязненных почвах мира – <1–95 мг/кг (Kabata-Pendias A., Adriano D.C., 1995), но превышает ОДК мышьяка для почв России (валовые содержания, мг/кг): для песчаных и супесчаных – 2; для кислых суглинистых и глинистых – 5; для нейтральных суглинистых и глинистых почв – 10 (Ориентировочно допустимые..., 1995).

Таблица 1
Вариационно-статистические показатели валового содержания мышьяка в педосфере горно-лесных экосистем

| Типы почв | Кол-во разрезов | Число проб | As, мг/кг | | V% |
|----------------------------------|-----------------|------------|-----------|-----------------|----|
| | | | lim | $\bar{x} \pm x$ | |
| Бурые | 4 | 24 | 3 – 27 | 13,4±2,9 | 54 |
| Темно-серые | 3 | 22 | 9 – 33 | 18,0±2,8 | 37 |
| Черноземовидные | 9 | 58 | 8 – 36 | 20,7±2,3 | 43 |
| Дерново-глубокоподзолистые | 1 | 11 | 19 – 28 | 22,9±1,7 | 13 |
| Педосфера горно-лесных экосистем | 17 | 115 | 3-36 | 18,9±1,5 | 44 |

n – объем выборки; lim – пределы колебания параметра; \bar{x} – среднее арифметическое; x – доверительный интервал; V, % – коэффициент вариации.

Высокие концентрации элемента в педосфере региона объясняются фосфоритностью отложений Алтае-Саянской горной области (Фосфоритность, 1968) – мышьяк, как известно, обладает геохимическим сродством к фосфору (Гамаюрова В.С., 1993; Кабата-Пендиас А., 1989), и металлогеническими особенностями почвообразующих субстратов Алтая.

Таблица 2

Статистические показатели содержания мышьяка в генетических горизонтах горно-лесных почв и коэффициенты корреляции с концентрацией элемента в почвообразующей породе

| Генетический горизонт | n | As, мг/кг | | V, % | r |
|-----------------------|----|-----------|-----------------|------|------|
| | | lim | $X \pm \bar{x}$ | | |
| Ад | 17 | 3,0 – 27 | 15,5±3,1 | 42,6 | 0,60 |
| А | 17 | 5,0 – 33 | 17,4±3,4 | 41,8 | 0,48 |
| АВ | 9 | 7,5 – 22 | 14,2±2,4 | 37,3 | 0,90 |
| В (В1) | 14 | 7,2 – 26 | 17,7±3,1 | 37,9 | 0,88 |
| ВС | 13 | 6,8 – 26 | 17,8±2,9 | 30,0 | 0,76 |
| С | 17 | 6,8 – 28 | 17,2±2,8 | 35,1 | 1,0 |

Горно-лесные дерново-глубокоподзолистые и черноземовидные почвы характеризуются более высокими содержаниями мышьяка, причем в системе геохимического сопряжения они, находясь в нижней и средней части лесного пояса, занимают подчиненное положение относительно ландшафтов с горно-лесными бурыми почвами. Высокое содержание скелета в толще последних и значительный уклон рельефа обеспечивают интенсивную миграцию химических элементов в аккумулятивные ландшафты нижних гипсометрических уровней. Однако количество мышьяка в почве вряд ли зависит от типа почвообразования: хотя различия статистически достоверны, обусловлены они, скорее всего, неоднородностью гранулометрического состава почвообразующих субстратов сравниваемых почв. Например, бурые почвы, формирующиеся на песчаных флювиогляциальных отложениях, исходно содержат меньшее количество элемента. Действительно, по литературным данным в глинистых отложениях и сланцах концентрации мышьяка относительно велики – 13 мг/кг (Кабата-Пендиас А., 1989), поскольку с увеличением суммарной удельной поверхности частиц возрастают процессы сорбции элемента на их поверхности (Иванов В.В., 1996; Гамаюрова В.С., 1993), а для

песчаников характерно низкое его содержание – менее 1 мг/кг [6] (1,0–1,2 мг/кг (Кабата-Пендиас А., 1989).

Обнаружена тесная связь между содержанием мышьяка в подстилающем субстрате и его концентрацией в генетических горизонтах (табл. 3), несмотря на глубокие преобразования минеральной фазы в процессе почвообразования, горно-лесные почвы Алтая наследуют химический состав почвообразующих пород (Вильямс В.Р., 1946; Мальгин М.А., 1978; Мальгин М.А., Пузанов А.В., 1996). Четкой линейной зависимости количества мышьяка в почвенных слоях от физико-химических свойств горно-лесных почв нами не выявлено.

Таблица 3

Элювиально-аккумулятивные коэффициенты мышьяка для верхних горизонтов горно-лесных почв Алтая

| Тип почвы | № разреза | Экосистема | <i>K_э</i> |
|---|-----------|---------------------------------|----------------------|
| Горно-лесная дерново-глубокоподзолистая | 2-98 | Парковый березовый лес | 1,2 |
| Горно-лесная черноземовидная | 32-00 | Парковый березовый лес | 1,3 |
| | 33-00 | Вырубка лиственничника | 1,1 |
| | 34-00 | Парковый лиственничный лес | 1,8 |
| | 43-00 | Парковый лиственничный лес | 1,2 |
| | 62-00 | Парковый лиственничный лес | 0,7 |
| | 10-99 | Парковый лиственничный лес | 0,8 |
| Горно-лесная черноземовидная оподзоленная | 14-99 | Парковый лиственничный лес | 0,9 |
| | 5-98 | Сосновый лес + черемуха, калина | 0,9 |
| Горно-лесная темно-серая | 7-98 | Парковый березовый лес | 0,6 |
| | 48-00 | Парковый березовый лес | 1,6 |
| | 35-00 | Лиственнично-березовый лес | 0,5 |
| Горно-лесная бурая | 3-98 | Пихтово-осиновый лес | 0,6 |
| | 13-99 | Парковый кедровый лес | 1,2 |
| | 19-99 | Кедрово-лиственничный лес | 0,4 |
| | 21-99 | Ельник-зеленомошник | 1,0 |
| | 22-99 | Кедрово-лиственничный лес | 1,5 |
| | 23-99 | Кедрово-лиственничный лес | 0,2 |

Среднее фоновое содержание мышьяка в верхних горизонтах горно-лесных почв составляет $15,5 \pm 3,1$ и является статистически достоверным, так как распределение значений подчиняется нормальной функции.

В настоящее время нет единого мнения по поводу вовлечения мышьяка в биологический круговорот растениями лесных сообществ. Биогенное накопление мышьяка в гумусовом горизонте лесных почв впервые обнаружил в 30-х гг. Гольдшмидт; А.И. Перельман также считает возможным биогенное аккумулятивное накопление мышьяка в почвах таежных и широколиственных лесов (Перельман А.И., Касимов Н.С., 1999). С другой стороны, по данным А.Д. Айвазян (1974), растения гумидных ландшафтов обеднены мышьяком по сравнению с аридными. Г.В. Мотузова также указывает на отсутствие биогенного накопления мышьяка в бурых лесных почвах Сихотэ-алинского заповедника (Мотузова Г.В., Утенкова А.П., 1993). Действительно, мышьяк, являясь анионогенным элементом, в кислой обстановке почв лесных ландшафтов адсорбируется положительно заряженными коллоидами железа и алюминия, образует нерастворимые соединения, и подвижность его уменьшается (Перельман А.И., Касимов Н.С., 1999). Однако почвы парковых лесов Алтая в целом нейтральны, что в сочетании с промывным режимом, принадлежности к транзитным ландшафтам и при высоком содержании скелетного материала должно повышать миграционные возможности элемента.

Мышьяк относится А.И. Перельманом к элементам среднего накопления, $A_x = 18$ (Перельман А.И., Касимов Н.С., 1999). В.В. Добровольский (1998) также отмечает активное поглощение мышьяка растениями, хотя приводит более близкое для горно-лесных экосистем Алтая значение $K_b = 1,58$.

В некоторых почвах элювиально-аккумулятивный коэффициент для верхнего горизонта (рассчитанный как отношение содержания элемента в почвенном слое к его содержанию в породе, принимаемое за условно исходное (Микроэлементы..., 1969), превышает 1. Очевидно, больший вклад в процесс биогенного накопления осуществляется древесной растительностью, так как содержание мышьяка, например, в лекарственных травах Алтая очень низкое (Мальгин М.А. и др., 1993).

Средний $K_{эа}$ мышьяка для верхних горизонтов горно-лесных почв Алтая составляет $0,97 \pm 0,19$. Это значение информативно, так как распределение подчиняется нормальному закону. Оно более высокое, чем, например, для выщелоченных черноземов низкогорья ($K_{эа,ср} = 0,8$), выше, чем для пахотных горизонтов почв сельскохозяйственных угодий, и ниже, чем для почв аридных областей – черно-

земов обыкновенных и каштановых почв межгорных котловин, для верхних горизонтов которых $K_{за} > 1$.

При рассмотрении влияния каждой лесообразующей породы на накопление элемента в верхнем гумусовом горизонте следует помнить, что формирование горно-лесных почв Алтая происходит в основном под хвойными и смешанными лесами, а в литературе имеются сообщения о концентрировании мышьяка голосеменными растениями (Кабата-Пендиас А., 1989; Мальгин М.А., Пузанов А.В., 1996). С другой стороны, хвойные деревья характеризуются меньшей зольностью, чем лиственные (Перельман А.И., 1975), поэтому вполне вероятно, что в почвах, формирующихся под березовыми и березово-осиновыми смешанными лесами, биологический захват мышьяка будет происходить более интенсивно, чем в почвах лиственничников и кедровых лесов (Карпова Е.А., 1986).

Почвы, формирующиеся под *березовыми насаждениями*, характеризуются биогенным накоплением мышьяка и по значению $K_{за}$ образуют следующий ряд: темно-серая (1,5) > черноземовидная (1,3) > дерново-подзолистая (1,2) > черноземовидная оподзоленная (0,7). Эффект биогенной аккумуляции частично нивелируется в случае расположения разреза в верхней части выпуклого склона – в гумидных областях прямые геохимические связи совершенны, и в результате вертикальной миграции автономный ландшафт обедняется мышьяком (разрез 7). Накоплению же в Ад (разрез 48) способствуют одновременно, во-первых, почвообразование на аллювиально-делювиальных песчаных субстратах – легкий гранулометрический состав обуславливает низкое содержание As-сорбирующих илестых частиц и, вероятно, более высокое процентное содержание подвижных форм, вовлекаемых в биологический круговорот, а во-вторых, подчиненное положение долины, которая является областью аккумуляции элемента в системе геохимического сопряжения. На вынос мышьяка за пределы почвенного профиля с грунтовыми водами, а также его перемещение в составе твердых частиц и последующее накопление в верхних горизонтах лесных почв аккумулятивных ландшафтов указывает и Е.А. Карпова (1986).

Содержание мышьяка не достигает условно исходного значения в гумусовых горизонтах черноземовидных почв *парковых лиственничных лесов* (рис. 1), в которых биологический круговорот происходит интенсивно. При полной минерализация растительных остатков (разрезы 10, 14) биологическому захвату противодействует активный вынос подвижных соединений – арсенаты в условиях

промывного режима и слабощелочной среды легко мигрируют с водами поверхностного и внутрипочвенного стока, причем перемещение мышьяка может происходить как в нижележащие горизонты, так и вниз по склону хорошо дренированных форм рельефа в почвы аккумулятивных ландшафтов. Дальнейшее внутрипочвенное распределение мышьяка происходит с осаждением элемента на карбонатном барьере – арсенаты кальция и магния малорастворимы (Перельман А.И., Касимов Н.С., 1999). Максимальная концентрация элемента в горизонте В^к черноземовидных почв объясняется и наивысшим содержанием в нем ила, и физической глины – мышьяк активно сорбируется почвенными коллоидами, причем как самими глинистыми минералами, так и гидроксидными пленками железа и алюминия на их поверхности (Гамаюрова В.С., 1993; Карпова Е.А., Мотузова Г.В., Зырин Н.Г., 1987).

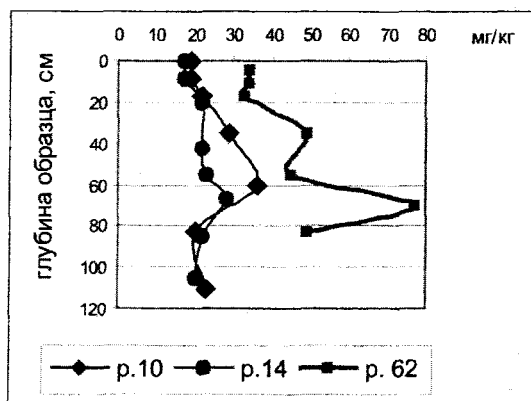


Рис. 1. Распределение As в профиле черноземовидных почв

Относительно низкое содержание мышьяка в верхних горизонтах характерно и для почв с аномально высокими концентрациями элемента (разрез 62). Здесь следует отметить, что коэффициент корреляции содержания мышьяка в почвообразующей породе и его элювиально-аккумулятивный коэффициент для Ад горизонта горно-лесных почв Алтая составляет $-0,52$. При увеличении содержания элемента в породе вовлечение его в биологический круговорот не становится более интенсивным. Очевидно, повышенные (в том числе и аномальные) валовые концентрации мышьяка в педосфере формируются в основном за счет первичных минералов, а содержа-

ние подвижных форм в почвах остается невысоким. В форме первичных минералов мышьяк инертен (Ильин В.Б., Конарбаева Г.А., 1995), поэтому биогенное накопление в почвах с исходно высоким содержанием мышьяка не выражено. Регрессивный характер кривой распределения мышьяка в таких почвах подтверждает естественное происхождение повышенного его содержания в некоторых регионах Алтая.

Относительное накопление элемента в черноземовидных почвах происходит только в случае заторможенности биологического круговорота, когда верхний дерновый горизонт слегка оторфован, а на поверхности обнаруживается лесная подстилка (разрезы 34, 43).

На вовлечение мышьяка бурых почв *кедровников* в биологический круговорот указывает, кроме $K_{э} = 1,2$, обеднение элементом глубоких горизонтов почвы (рис. 2), где расположена основная масса всасывающих корневых волосков древесной растительности (Вильямс В.Р., 1946). Элемент перекачивается из нижележащих почвенных горизонтов в органы растений и с опадом возвращается на поверхность (Карпова Е.А., 1986).

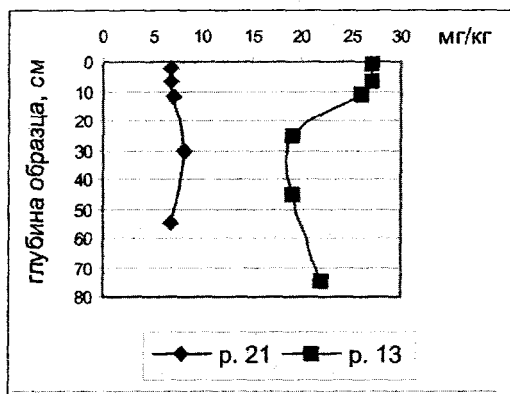


Рис. 2. Распределение As в бурых почвах под еловым (р. 21) и кедровым (р. 13) лесом

Кислая реакция среды елового опада неблагоприятна для миграции анионогенных элементов: интенсивного захвата мышьяка в биологический круговорот не происходит, а от выноса защищает замедленность деструктивных процессов. Поэтому распределение элемента в бурой почве *елового зеленомошного леса* носит моно-

тонный характер. Такое поведение мышьяка согласуется со спецификой распределения в бурых типичных почвах полуторных оксидов (наблюдается равномерное содержание железа и алюминия по отдельным горизонтам) и не изменяющимся по профилю соотношениями $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ (Почвы..., 1973).

В почвах *лиственнично-березовых* и *лиственнично-кедровых* смешанных лесов $K_{\text{за}} = 0,2-0,6$, причем из-за повышенной водопроницаемости бурых супесчаных почв, сформированных на флювиогляциальных отложениях, вынос мышьяка за пределы почвенного профиля (разрез 19) и в нижележащие горизонты (разрез 23) происходит интенсивнее (рис. 3). Именно в случаях примеси лиственницы к фитоценозам березовых и кедровых лесов обнаруживается вывод мышьяка из верхних горизонтов темно-серых и бурых почв. Возможно, мышьяк депонируется в коре лиственницы, поэтому его концентрация в почве уменьшается.

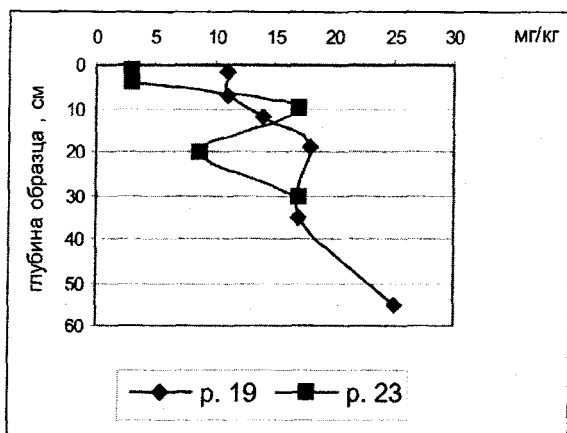


Рис. 3. Распределение As в профиле бурых супесчаных почв под кедрово-лиственничными лесами

Поведение мышьяка во всех почвах подзолистого ряда — дерново-подзолистых, темно-серых, черноземовидных оподзоленных определяется их текстурной дифференциацией и глубоким вертикальным перемещением тонкодисперсных частиц. Внутрипрофильное распределение мышьяка в них имеет общую особенность: оно происходит с двумя максимумами (рис. 4). Первый приурочен к переходному горизонту (A_2, A_1A_2); им как бы заканчивается мик-

ропрофиль, в котором выражен элювиальный вынос из подзолистого горизонта и иллювирувание микроэлемента в следующем горизонте. Второй максимум – иллювиальный обнаруживается в нижней части макропрофиля. Для черноземовидных или бурых почв такое поведение не характерно. Таким образом, влияние подзолистого процесса на внутривертикальную миграцию мышьяка обозначается в горно-лесных почвах Алтая довольно четко, распределение носит элювиально-иллювиальный характер, а различия между типами почв состоят лишь в интенсивности его проявления; выраженность «пиков» зависит от степени оподзоливания. Другими авторами (Карпова Е.А., 1986; Веди́на О.А., 1979) также обнаружена четкая дифференциация распределения мышьяка по профилю подзолистых и дерново-подзолистых почв по элювиально-иллювиальному типу, но при отсутствии биогенного накопления.

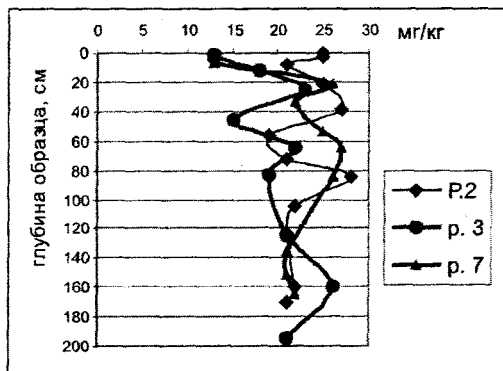


Рис. 4. Внутривертикальное распределение As в оподзоленных почвах

Из приведенных выше материалов можно сделать следующие выводы.

1. Количество мышьяка в горно-лесных почвах Алтая, определяемое его содержанием в почвообразующей породе, значительно выше кларка и современных ОДК.

2. В пределах горно-лесных экосистем Алтая наблюдается уменьшение содержания мышьяка от элювиально-делювиальных суглинисто-щебнистых субстратов к песчано-галечниковым флювиогляциальным отложениям.

3. Наиболее заметное влияние на внутрипрофильное распределение мышьяка оказывает подзолистый процесс.

4. В почвах, формирующихся под парковыми березовыми лесами, выражено биогенное накопление элемента.

5. В горно-лесных черноземовидных почвах мышьяк осаждается на карбонатном геохимическом барьере, либо, при замедленном биологическом круговороте, аккумулируется в верхнем горизонте.

6. Горно-лесные бурые почвы флювиогляциальных отложений наиболее разнообразны по содержанию и поведению элемента.

Литература

Айвазян А.Д. Геохимические особенности флоры ландшафтов Юго-Западного Алтая. М., 1974.

Ведина О.А. Атомно-абсорбционное определение и содержание мышьяка в почвах. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. М., 1979.

Вильямс В.Р. Почвоведение. М., 1946.

Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных элементов. М., 1957.

Гамаюрова В.С. Мышьяк в экологии и биологии. М., 1993. 208 с.

Добровольский В.В. Основы биогеохимии: Учеб. пособие. М., 1998.

Иванов В.В. Экологическая геохимия элементов: Справочник: В 6-ти кн. Кн. 3: Редкие *p*-элементы / Под ред. Э.К. Буренкова. М., 1996.

Ильин В.Б. Фоновое содержание мышьяка в почвах Западной Сибири // *Агрохимия*. №6. 1992.

Ильин В.Б., Конарбаева Г.А. Мышьяк в почвах Западной Сибири в связи с региональным мониторингом окружающей среды // *Почвоведение*. №5. 1995.

Кабата-Пендиас А. Микроэлементы в почвах и растениях. М., 1989.

Карпова Е.А. Мышьяк в почвах Сихоте-Алинского биосферного заповедника. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. М., 1986.

Карпова Е.А., Мотузова Г.В., Зырин Н.Г. Поглощение мышьяка почвами и минералами // *Тр. Ин-та эксперим. метеорол.* М., 1987.

Мальгин М.А. Биогеохимия элементов в Горном Алтае. Новосибирск, 1978.

Мальгин М.А., Пузанов А.В. Мышьяк в почвах юга Западной Сибири // *Сиб. биол. журн.* №2. 1996.

Мальгин М.А., Пузанов А.В., Ельчинова О.А. и др. Тяжелые металлы и мышьяк в дикорастущих лекарственных растениях Алтая // *Сиб. биол. журн.*, №2, 1993.

Микроэлементы в ландшафтах Советского Союза / Под ред. М.А. Глазовской. М., 1969.

Мотузова Г.В., Утенкова А.П. Особенности биогеохимии Сихотеллинского биосферного заповедника // Почвоведение. №3. 1993.

Ориентировочно допустимые концентрации тяжелых металлов и мышьяка в почвах: Гигиенические нормативы 2.1.7.020-94. М., 1995.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М., 1975.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М., 1999.

Почвоведение / Под ред. И.С. Кауричева. М., 1989.

Почвы Горно-Алтайской автономной области. Новосибирск, 1973.

Фосфоритность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области // Тр. ГосНИИ горнохимического сырья. М., 1968. Вып. 12.

Kabata-Pendias A., Adriano D. C. Soil amendments and enviromental quality // Lewis publishers. 1995. 167c.

Н.И. Быков, В.А. Быкова

Алтайский государственный университет

ОРИЕНТАЦИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ЛЮДЕЙ В КУРГАНАХ СКИФСКОЙ ЭПОХИ КАК ИСТОЧНИК ИСТОРИКО- ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ*

Введение. Археологические памятники являются ценным источником историко-географической информации, т.е. информации о природных условиях прошлого и взаимодействии с природой общества в его ранние этапы развития. Географы успешно используют археологические памятники для решения географических задач начиная со времен В.В. Докучаева (1936). Этому были посвящены не только статьи и книги, но и специальные диссертационные исследования (Кременецкий К.В., 1987). Понимание необходимости использования данных объектов давно стало для географов хрестоматийным (Жекулин В.С., 1982). Не остались в стороне от этой проблематики и географы, работающие на Алтае (Барышников Г.Я., Малолетко А.М., 1997; Редькин А.Г., 1997; Рудой А.Н., 1988 и др.). Вместе с тем до полной интерпретации информации, полученной археологами в процессе исследования памятников в географических целях, пока еще далеко. Поэтому задачей сегодняшнего дня

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант №03 0680331).

является выявление конкретных индикационных показателей археологических памятников.

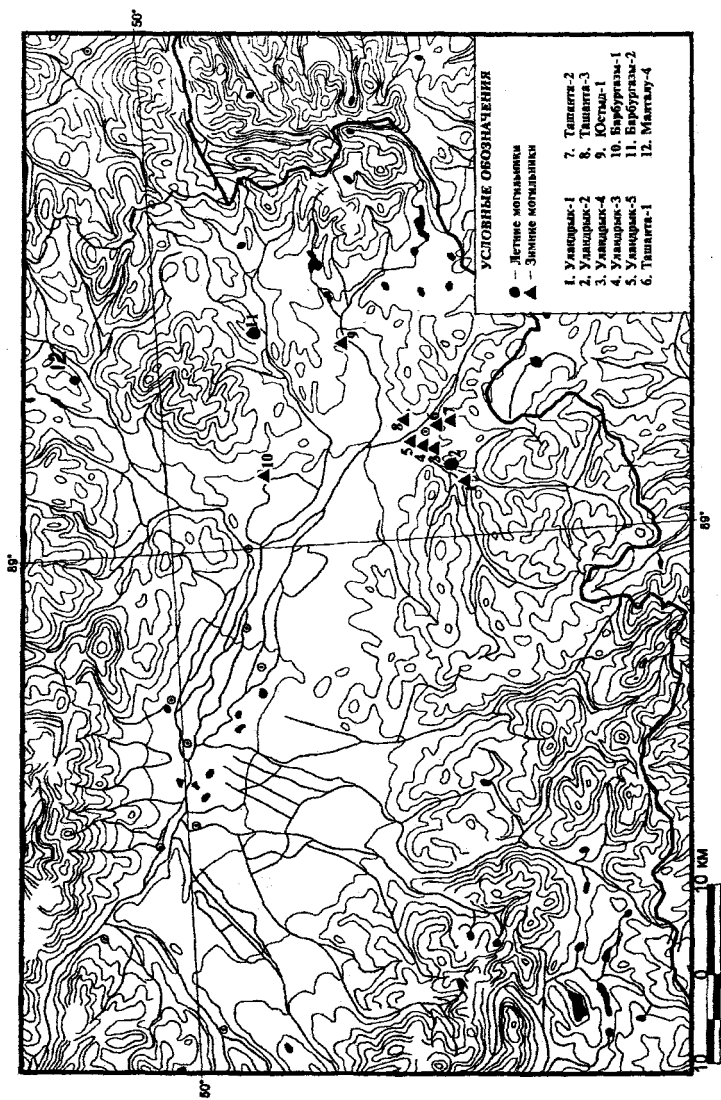
Одним из интереснейших показателей, которому постоянно уделяют внимание в своих исследованиях археологи, – это ориентация погребенных. Не вдаваясь подробно в детали данного вопроса, отметим, что все многообразие мнений по поводу информации заложенной в ориентировке погребенных людей можно свести к трем позициям:

1. Ориентация свидетельствует о мировоззренческих представлениях людей;
2. Ориентация погребенного позволяет судить о принадлежности памятника к той или иной культуре;
3. Ориентация может отражать информацию о сезоне захоронения.

Остановимся подробнее на последнем вопросе, поскольку именно он, по нашему мнению, наиболее интересен для исторической географии.

Сторонники использования ориентации погребенных людей для определения сезона захоронения исходят из предположения, что погребенных ориентировали по сторонам горизонта, которые определяли по точкам восхода и захода солнца (Мыльников В.П., 1998; Тишкин А.А., Дашковский П.К., 1998). Поскольку вследствие годового движения солнца по небосклону происходит сезонное смещение этих точек, изменяется и ориентация погребенных. А.А. Тишкин и П.К. Дашковский (1998), проанализировав материалы из 358 алтайских курганов скифской эпохи, пришли к убеждению, что ориентация погребенных осуществлялась по восходу солнца, так как подавляющее большинство из них ориентированы на восток, юго-восток или близким к ним направлениям. Данные направления соответствуют осенним, зимним и весенним положениям точек восхода солнца, а именно на это время приходится максимальная смертность.

Методика исследований. В 1999–2002 гг. дендрохронологическим отрядом Института археологии и этнографии СО РАН, в составе которого находились авторы, были проведены повторные раскопки курганов №1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 15 могильника Уландрык-1 и курганов №5, 8 могильника Уландрык-2, погребальные конструкции которых остались не потревоженными (рис.).



Сезонные типы могильников в верхней части бассейна Чуи

В ходе раскопок измерялись магнитные азимуты длинных осей срубов с учетом ориентации погребенных (Кубарев В.Д., 1987). Сделано это было по той причине, что, во-первых, во время первичных исследований содержимое срубов было извлечено. Во-вторых, по нашему мнению, конструкция сруба лучше отражает ориентацию погребенного, поскольку последний легко перемещаем (грызуны, грабители, движение грунтовых вод, давление льда, мерзлотные процессы и др.). Измерения проводились компасом с точностью до 1° . Далее определялся географический азимут длинной оси сруба (колоды) с учетом измеренного магнитного азимута и магнитного склонения, значения которого для каждого могильника устанавливались по карте.

Азимут восхода в горах во многом определяется закрытостью горизонта. Чем больше закрытость горизонта, тем больше географический азимут восхода. Поэтому для каждого кургана по направлению длинной оси его сруба с помощью эклиметра с точностью до $0,5^\circ$ проводились измерения закрытости горизонта. Для контроля и других могильников измерения проводились по топографической карте масштаба 1:200000.

Координаты памятника определялись по карте масштаба 1:200000 и с помощью прибора GPS. Даты восхода (захода) солнца на конкретный год вычислялись с помощью программы REDSCHIFT.

Радиоуглеродное датирование имеют далеко не все курганы могильников Уландрык-1 и 2. Поэтому для расчета дат захоронения использовались две даты: для могильника Уландрык-1 – 470 г. и 390 г. до н.э. и одна для могильника Уландрык-2 – 240 г. до н.э.

Результаты исследований. Как показали исследования, закрытость горизонта в сторону восхода на могильнике Уландрык-1 изменяется от $8^\circ 30'$ до 11° , а захода – $6^\circ 05'$. Направление больших осей срубов, определяемых по положению погребенного, чаще всего юго-восточное. Однако в курганах 4, 5, 6 погребенные были ориентированы на северо-запад. В курганах 1 и 3, у которых В.Д. Кубарев (1987) отмечает северо-восточную ориентацию погребенных, в действительности ориентация также оказалась юго-восточной. Магнитный азимут больших осей срубов юго-восточного направления изменяется от 111° до 149° , северо-западного от 277° до 311° .

На могильнике Уландрык-2 солнце восходит из-за горизонта только на высоте 19° , а заходит за горизонт, когда находится на

высоте 8°. В кургане 5 ориентация погребенного была восточная, в кургане 8 – западная.

Используя программу Redshift мы вычислили даты восхода и захода для конкретных географических азимутов, которым соответствовали направления длинных осей срубов. Поскольку такие положения повторяются дважды в год, вычисления были сделаны для астрономического лета и астрономической зимы (табл. 1). Даты захоронения, рассчитанные на 390 г. до н.э., нами не приводятся, поскольку они отличаются от дат, рассчитанных для 470 г. до н.э. лишь на сутки.

Таблица 1

Даты захоронений в курганах могильника Уландрык-1,
рассчитанные для 470 г. до н.э.

| Номер кургана | Наличие углей в заполнении могильной ямы | Магнитный азимут | Даты захоронения | |
|---------------|--|-------------------------------------|------------------------|------------------------|
| | | | астроном. зима | астроном. лето |
| Курган 1 | Есть | 111–117° | 10–25.10 | 28.02–10.03 |
| Курган 2 | Не отмечено | 116° | 18.10 | 08.03 |
| Курган 3 | Есть | 137° | 21.11 | 31.01 |
| Курган 4 | Не отмечено | 311° (131° – на восход) | Не возможно (10.11) | Не возможно (12.02) |
| Курган 6 | Есть | 277–279° (97–99° – на восход) | 09–11.09 (18–21.09) | 13–16.04 (04–08.04) |
| Курган 7 | Не отмечено | 123° | 28.10 | 25.02 |
| Курган 8 | Не отмечено | 114° | 14.10 | 11.03 |
| Курган 9 | Не отмечено | 149° | 27.12 | 08.03 |
| Курган 11 | Не отмечено | 116° | 18.10 | 08.03 |
| Курган 12 | Не отмечено | 135° | 17.11 | 04.02 |
| Курган 13 | Не отмечено | 115° | 16.10 | 09.03 |
| Курган 14 | Не отмечено | 130° | 02.11 | 20.02 |
| Курган 15 | Не отмечено | 146° | 29.11 | 23–24.01 |

Курган №5 могильника Уландрык-1 нами не рассматривался, так как у находившегося в нем каменного ящика деревянное перекрытие и сланцевые плиты были значительно перемещены при первичных раскопках.

Ориентирование погребенных на запад, по утверждению А.А. Тишкина и П.К. Дашковского (1998), также осуществлялось по восходу солнца. Поэтому нами для курганов №4 и 6 рассчитаны

даты захоронений как по заходу солнца, так и по его восходу. Оказалось, что в кургане №6 длинные оси были ориентированы таким образом, что вычисление даты захоронения по заходу и восходу солнца не давало существенных отличий.

Иначе обстоит дело с курганом №4, где разница датировок, в зависимости от того в какую сторону ориентировали погребенных, достигает 4–5 месяцев. Собственно, ориентация погребенного на заход солнца здесь вообще невозможна, так как даже в день летнего солнцестояния азимут захода солнца должен был быть на 8° меньше. Это является дополнительным подтверждением высказываний (Тишкин А.А., Дашковский П.К., 1998) о том, что западная ориентировка погребенных также осуществлялась по восходу солнца.

Для дальнейшего уточнения дат захоронений могут быть использованы дополнительные признаки: наличие углей в заполнении могильной ямы, содержимое желудков погребенных лошадей, структура годовых колец древесных растений, обнаруженных в захоронении, и многое другое.

Вариант подобного датирования можно привести на примере кургана №1 могильника Ак-Алаха-3. Магнитный азимут продольной оси сруба, определенный по фотографиям и схемам (Феномен..., 2000), в данном кургане находился в пределах 66–78°. Эти направления, с учетом закрытости горизонта, соответствуют датам захоронения от 27 апреля до 22 мая астрономическим летом и от 4 до 28 августа астрономической зимой. Ввиду того, что при измерениях чаще обнаруживается магнитный азимут в 66°, более вероятными датами можно считать 22 мая и 4 августа. Содержимое желудка погребенной в данном кургане лошади указывает на разные даты: вызревшие личинки эндопаразита семейства желудочных бычьих оводов – на вторую половину июня, а структура годовых колец веточек ивы – на раннюю весну (Феномен..., 2000). Данное несоответствие можно объяснить, на наш взгляд, следующим образом. Лошадь, перед тем как попасть на Укок, находилась в местности, где весна начинается раньше, т.е. в нижних частях речных бассейнов, где и произошло заселение паразита. Веточки ивы попали в ее желудок уже на Укоке, где весна только начиналась. Поэтому, на наш взгляд, датой захоронения следует выбрать 22 мая. Конечно, подобный вывод можно сделать только в том случае, если стрелки на рисунках и фотографиях указанного выше источника ориентированы достаточно точно.

Еще одним дополнительным признаком сезона захоронения могут быть древесные угли, встречающиеся в заполнении могильной ямы. Однако рациональное объяснение данного признака – образование сезонной мерзлоты в зимний сезон требовало прогрева грунта при сооружении могильной ямы – наталкивается на трудности: если угли встречаются в одних курганах могильника Уландрык-1, сооруженных зимой, то почему их нет в других?

Даты захоронений могут быть использованы, во-первых, для определения смертности по сезонам года и возможных выводов о причинах смертей, т.е. палеодемографических реконструкций. Однако здесь без дополнительных признаков, свидетельствующих о дате захоронения, не обойтись, так как датирование по ориентации погребенного в большинстве случаев указывает на две даты. Кроме того, для определения демографической ситуации в пределах какой-либо территории на конкретное историческое время необходимо абсолютное датирование археологических памятников.

Во-вторых, даты захоронений могут быть использованы для анализа территориальной организации хозяйства и систем расселения. Как известно, «...курганные могильники устраивались всегда вблизи мест яйлажного кочевания (летников и зимников)» (Кубарев В.Д., 1987, с. 9). Поэтому дата захоронения указывает на то, какие территории использовались в это время под пастбище. Поскольку сами могильники являются индикаторами близкого расположения населенных пунктов, можно характеризовать географию расселения, выявлять типы населенных мест. Радлов, например, писал («Из Сибири: страницы дневника» М., 1989, с. 152) о XIX в.: «На Алтае нет подлинного кочевания. Алтай повсюду так богат травами, что даже крупные стада перемещаются на небольшом участке. Люди победнее круглый год остаются на том же месте». Таким образом, населенные пункты можно разделить на летние, зимние и круглогодичные. Круглогодичные могильники могут характеризовать невысокий социальный статус рода (правда, еще надо доказать, что все могилы относятся к одному роду).

Анализ таблицы 1 показывает, что определение типа могильника по внутригодовой дате захоронения, установленной по ориентации погребенного, вполне возможно. Очевидно, что могильник Уландрык-1 следует отнести к типу зимних, поскольку все полученные даты захоронений относятся к периоду зимнего кочевания.

Для определения типа других могильников требуется предварительная оценка возможности использования опубликованных археологами данных. Как показал анализ, разница между нашими измерениями и теми, которые сняты со схем В.Д. Кубарева (1987), обычно составляет $10-12^\circ$. Правда, есть курганы, где разница принципиальная. Например, наши измерения указывают на юго-восточную ориентировку погребенных в курганах №1 и 2 могильника Уландрык-1. Однако у В.Д. Кубарева здесь отмечена северо-восточная ориентировка. В другом случае в тексте его книги указываются юго-восточные ориентировки (курганы 7 и 14 могильника Уландрык-1), а на схемах – северо-восточные. Такие несовпадения есть и у других авторов. Например, в книге «Феномен алтайских мумий» на рисунке 32 масштабная стрелка показывает юго-восточную ориентировку длинной оси сруба, когда в тексте и на других фотографиях указывается северо-восточная ориентировка. Последнее несовпадение, вероятно, связано с тем, что стрелка использовалась авторами только для масштаба. Наличие систематической ошибки между нашими полевыми измерениями и измерениями, полученными со схем В.Д. Кубарева, позволяет надеяться, что измерения данный исследователь проводил более или менее точно и другие его схемы можно использовать для определения дат захоронения. Разница в $10-12^\circ$ дает расхождения получаемых дат захоронения максимум на 17 дней, что часто не является принципиальным для определений сезона, в который осуществлялось захоронение и, стало быть, определения типа стоянки.

Данное обстоятельство позволило нам определить даты захоронения в курганах могильника Уландрык-2 (табл. 2). То, что и здесь материалы В.Д. Кубарева (1987) вполне пригодны для подобного рода датирования, подтверждают наши измерения на курганах №5 и 8. Разница между значениями магнитного азимута, полученными нами в ходе полевых исследований, и значениями, полученными со схем В.Д. Кубарева (1987), составила 13° на кургане №5 и 10° на кургане №8.

На данном могильнике солнце даже в день летнего солнцестояния появляется из-за горизонта на 75° географического азимута. В кургане №1, а также №7 в случае восточной ориентировки, эти значения меньше, что невозможно. Вероятно, это связано с неправильным измерением направления длинных осей срубов. В любом случае захоронения были сделаны в конце июня.

Таблица 2

Даты захоронений в курганах могильника Уландрык-2,
рассчитанные для 240 г. до н.э.

| Номер кургана | Наличие углей в заполнении могильной ямы | Магнитный азимут | Даты захоронения | |
|---------------|--|------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| | | | астроном. зима | астроном. лето |
| Курган 1 | Не отмечено | 60 | Начало июля | Конец июня |
| Курган 2 | Есть | 81 | 14.07 | 09.06 |
| Курган 3 | Есть | 90 | 11.08 | 12.05 |
| Курган 4 | Не отмечено | 270; 90 – на восход | 17.09; 11.08 – на восход | 03.04; 12.05 – на восход |
| Курган 5 | Есть | 83 | 22.07 | 01.06 |
| Курган 6 | Есть | 90 | 11.08 | 12.05 |
| Курган 7 | Есть | 258; 78 – на восход | 06.10; конец июня – на восход | 14.03; конец июня – на восход |
| Курган 8 | Не отмечено | 100 | 22.04 | 30.08 |
| Курган 9 | Есть | 270; 90 – на восход | 17.09; 11.08 – на восход | 03.04; 12.05 – на восход |
| Курган 11 | Есть | 88 | 06.08 | 17.05 |

Курганы №1, 2, 3, 5, 6, 11 однозначно были сооружены в период летнего кочевания, поскольку обе даты укладываются в этот период. Если угли в заполнении могильной ямы использовать как вспомогательный признак при датировании, то даты астрономического лета можно выбрать для курганов №2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, а даты астрономической зимы – для кургана №4. Трудно объяснить наличие углей в кургане №7, если принимать условие, что западная ориентация погребенного также осуществлялась по солнцу.

Таким образом, практически все курганы могильника Уландрык-2 (некоторые сомнения вызывает лишь курган №7) были сооружены в период летнего кочевания, поскольку даты захоронений укладываются в период с 12 мая по 30 августа.

В могильнике Уландрык-3 некоторые курганы (№1, 4, 7) однозначно указывают на зимний характер захоронений. Наличие углей в заполнении могильной ямы кургана №6 позволяет предположить, что захоронение было здесь произведено в апреле, этот месяц в данной местности относится к периоду зимнего кочевания.

Таблица 3

Даты захоронений в курганах могильника Уландрык-3,
рассчитанные для 350 г. до н.э.

| Номер кургана | Наличие углей в заполнении могильной ямы | Магнитный азимут | Даты захоронения | |
|---------------|--|------------------|------------------|----------------|
| | | | астроном. зима | астроном. лето |
| Курган 1 | Есть | 90 | 17.09 | 07.04 |
| Курган 3 | Не отмечено | 83 | 05.09 | 19.04 |
| Курган 4 | Не отмечено | 102 | 07.10 | 17.03 |
| Курган 6 | Есть | 82 | 03.09 | 21.04 |
| Курган 7 | Есть | 106 | 14.10 | 10.03 |

К зимнему типу могильников относятся также могильники Уландрык-4, Уландрык-5, Ташанта-1, 2, 3 (табл. 4). Даты захоронений в курганах этих могильников рассчитаны для 250 г. до н.э. (рис.).

Таблица 4

Даты захоронений в курганах могильников Уландрык-5,
Ташанта-1 и Ташанта-2

| Номер кургана | Наличие углей в заполнении могильной ямы | Магнитный азимут | Даты захоронения | |
|----------------------|--|------------------|------------------|----------------|
| | | | астроном. зима | астроном. лето |
| Могильник Уландрык-4 | | | | |
| Курган 1 | Есть | 73 | 17.08 | 07.05 |
| Курган 2 | Не отмечено | 115 | 29.10 | 21.02 |
| Курган 3 | Не отмечено | 90 | 17.09 | 05.04 |
| Могильник Уландрык-5 | | | | |
| Курган 1 | Не отмечено | 90 | 11.09 | 08.04 |
| Курган 2 | Не отмечено | 89 | 10.09 | 09.04 |
| Могильник Ташанта-1 | | | | |
| Курган 1 | Есть | 100 | 23.03 | 30.09 |
| Курган 2 | Не отмечено | 127 | 28.01 | 18.11 |
| Могильник Ташанта-2 | | | | |
| Курган 1 | Не отмечено | 91 | 13.09 | 06.04 |
| Курган 2 | Не отмечено | 93 | 18.09 | 04.04 |
| Курган 3 | Есть | 86 | 11.09 | 08.04 |
| Курган 4 | Не отмечено | 95 | 30.09 | 23.03 |
| Могильник Ташанта-3 | | | | |
| Курган 7 | Есть | 92 | 17.09 | 05.04 |

Не вдаваясь в подробные расчеты, можно констатировать, что могильник Юстыд-1 был зимним, поскольку погребенные имеют

юго-западную ориентировку. Это не совпадает с мнением исследователя этих курганов, который считал, что Юстыд является местом летнего кочевания (Кубарев В.Д., 1991, с. 18). Зимним следует считать и могильник Барбургазы-1. В могильнике Белый Бом-2 зимними можно считать скифские курганы №28 и 61. Вместе с тем летними следует считать могильники Малталу-4 и Барбургазы-2. При этом определение дат захоронений в большинстве курганов могильника Малталу-4 не вызывает сомнений, поскольку они укладываются в период с середины мая до середины августа, а в целом захоронения здесь, вероятно, происходили с середины мая до середины сентября.

На Укоке однозначно к летним относятся могильники (по исследованным курганам) Ак-Алаха-1, Ак-Алаха-3, Майнак-2, Кутургунтас-1, Верх-Кальджин-1, Верх-Кальджин-II, Кальджин-8, к зимним – Кальджин-1, Кальджин-6 и Каратас-11.

Анализ географического положения зимних и летних могильников позволяет выяснить некоторые особенности их размещения. В целом наблюдается обычная картина: летники находятся в верхних частях речных бассейнов, для которых характерны альпийско-луговые и горно-тундровые формации растительности, а зимники – на днищах межгорных котловин и горных долин со степной, лесостепной и полупустынной растительностью. Важным фактором при выборе местоположения было освещение. Безусловным был выбор более освещенных мест для размещения зимних могильников. Условия более продолжительной освещенности определялись в основном временем восхода солнца, поэтому для зимних могильников выбиралось место максимально открытое на юго-восток, а в лучшем варианте на юго-восток, юг и юго-запад. Вероятно, это было связано с тем, что более продолжительное солнечное сияние в этот период обеспечивало более комфортные температурные условия существования как для людей, так и для скота. Более интенсивное испарение снежного покрова в таких условиях давало дополнительный плюс для размещения здесь мелкого рогатого скота.

Летние могильники, расположенные в верхних частях речных бассейнов, также размещались в хорошо освещенных местах. Преимущества данных мест заключались в том, что здесь раньше оттаивала сезонная мерзлота и раньше начиналась вегетация, что создавало благоприятные условия, как для хозяйства, так и для сооружения могильников.

Однако привычная схема кочевков – летом пастбища сверху, зимой внизу – не всегда или не везде соблюдалась. И, стало быть, возможны были или круглогодичные стоянки, или горизонтальные кочевки, а не вертикальные. Например, могильник Уландрык-2 являлся летним, однако он расположен ниже зимнего могильника Уландрык-1. Сравнительный анализ условий освещенности этих могильников на начало июня показал, что на могильнике Уландрык-2 продолжительность солнечного сияния на это время примерно на 10% меньше (на 1 час 21 мин). Основная разница при этом приходится на утренние часы (солнце на могильнике Уландрык-2 восходит почти на час позже). Такое затенение обеспечивает лучшее увлажнение местности и удлиняет период вегетации. Наличие же корма рядом со стоянкой является важным условием для кочевников, поскольку здесь обычно пасутся рабочие лошади, особенно в ночное время.

Выводы. Проведенный анализ позволяет сделать ряд важных выводов относительно ориентации погребенных в курганах скифской эпохи как историко-географического показателя.

1. На основании ориентации погребенного возможно установление двух вероятных сезонных дат захоронения. Дальнейшее уточнение даты захоронения требует поиска дополнительных индикаторов.

2. Рассчитанные по ориентации погребенного вероятные даты захоронения могут быть использованы для определения типа могильника (летний или зимний). Это открывает широкие возможности для анализа систем расселения и землепользования древних кочевников.

3. Анализ положения многих могильников Алтая, сезонный тип которых был установлен по ориентации погребенных, позволяет утверждать, что их размещение во многом определяется условиями освещенности. Кроме того, можно сделать вывод о том, что наряду с вертикальными кочевками в скифскую эпоху отмечались и горизонтальные кочевки.

Литература

Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники глазами геологов. Томск, 1997. Ч. I. 164 с.

Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники глазами геологов. Барнаул, 1998. Ч. II. 279 с.

Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. М.; Л., 1936. 118 с.

Жекулин В.С. Историческая география: предмет и методы. Л., 1982. 224 с.

Кременецкий К.В. Природные условия неолитических поселений Причерноморья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1987. 20 с.

Кубарев В.Д. Курганы Уландрыка. Новосибирск, 1987. 301 с.

Кубарев В.Д. Курганы Юстыда. Новосибирск, 1991. 190 с.

Мыльников В.П. К вопросу об определении времени сезонного монтажа погребальных сооружений из дерева. Этническая история тюркских народов Сибири и сопредельных территорий. Омск, 1998. С. 69–72.

Редькин А.Г. Антропогенное использование ландшафтов плоскогорья Укок в голоцене // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1997. Вып. 2. С. 144–164.

Рудой А.Н. О возрасте тебелеров и времени окончательного исчезновения плейстоценовых ледниково-подпрудных озер в Горном Алтае // Известия ВГО. Л., 1988. Т. 120. Вып. 4. С. 344–348.

Тишкин А.А., Дашковский П.К. Ориентация и положение погребенных людей в курганах скифской эпохи Горного Алтая // Древности Алтая. Известия лаборатории археологии. Горно-Алтайск, 1998. №3. С. 77–83.

Феномен алтайских мумий / В.И. Молодин, Н.В. Полосьмак, Т.А. Чикишева и др. Новосибирск, 2000. 320 с.

Н.Ф. Харламова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ХАРАКТЕРИСТИКА КЛИМАТА В БАССЕЙНЕ оз. КРАСИЛОВСКОГО

На территории Алтайского края выделяется несколько районов, недостаточно освещенных метеорологической информацией. Поэтому представляет интерес характеристика их климатических особенностей. Один из таких районов – территория окрестностей оз. Красиловского на западном склоне Бийско-Чумышской возвышенности.

Климат – многолетний режим погоды – формируется в результате взаимодействия климатообразующих процессов, протекающих в определенных природных условиях, и поэтому зависящих от географических факторов. «Определяясь географическими факторами, которые сами являются компонентами географического ландшафта, ... зоны, – климат тем самым входит в состав географической характеристики ландшафта, ... зоны. Климат становится географическим понятием» (Хромов С.П., 1952, с. 293).

Ведущая роль в климатообразующих процессах принадлежит приходу-расходу лучистой энергии, а важнейшее звено этого процесса – приток солнечной радиации. Характер распределения температуры воздуха по земному шару и в атмосфере, который в итоге создается, в свою очередь оказывает воздействие на распределение и изменение атмосферного давления и других метеовеличин. Второй климатообразующий процесс – атмосферная циркуляция – представлен планетарной системой общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и совокупностью местных циркуляций. Третий климатообразующий процесс – влагооборот – включает процессы испарения и конденсации водяного пара, переноса облаков, выпадения осадков и др.

Среди географических факторов климата первым является географическая широта, определяющая радиационный баланс, а в конечном итоге – распределение температуры воздуха. Зональный характер изменения температуры (вдоль широтных кругов) влечет за собой зональность в изменении по земной поверхности и других составляющих климата. Следующий географический фактор – высота над уровнем моря, от которой в значительной мере зависят особенности радиационного баланса, циркуляции, условия конденсации водяного пара и пр., а в горах создается высотная климатическая зональность. Наиболее многообразным фактором климата является подстилающая поверхность. Сюда относятся: распределение суши и моря, океанические течения, формы рельефа, растительный и снежный покровы, почвы. Первоначально объединенные С.П. Хромовым в одну группу, позднее (1983) каждая из перечисленных составляющих данного фактора была выделена как самостоятельный географический фактор. Тем не менее довольно часто при характеристике климата раздел о влиянии подстилающей поверхности рассматривается обобщенным. Совокупное воздействие второго и третьего географического факторов – атмосферной циркуляции и подстилающей поверхности (для Западной Сибири – форм рельефа) – приводит к нарушению зональности, долготной дифференциации и обособлению отдельных участков территории по особенностям соотношения тепла и влаги. Из беглого представления процессов и факторов уже вырисовывается вывод о том, что все они связаны между собой неразрывной многосторонней связью, когда причины и следствия взаимно переплетены. Данное обстоятельство осложняет анализ особенностей климата, характерных для какой-либо территории.

Следует также отметить, что климат можно рассматривать в макро-, мезо- и микромасштабах. А наиболее логично начинать с географических условий климатообразования (Сляднев А.П., 1969).

На формирование макроклиматических особенностей бассейна оз. Красиловского оказывает воздействие его положение на юго-востоке Западной Сибири, внутри огромного материка. И первой отличительной чертой климата, которая усиливается влиянием Уральского хребта, является континентальность (Суслов С.П., 1947). Еще одним следствием положения в пределах равнины является четко выраженная зональность распределения тепла и влаги, что в свою очередь определяет последовательность чередования природных зон и подзон (Западная Сибирь, 1963). Открытость территории к Северному Ледовитому океану и районам Казахстана и Средней Азии создает возможность для взаимного проникновения арктических и тропических воздушных масс, формирования высотных фронтальных зон (ВФЗ), т.е. способствует интенсивному развитию атмосферных процессов и контрастности (изменчивости) погоды (Харламова Н.Ф., 1995).

Зональная лесостепная ландшафтная зона, в пределах которой расположен бассейн озера (Павлова Н.Н. и др., 1999, с. 6; Макунина А.А., 1985, с. 121; Давыдова М.Н. и др. 1988), характеризуется умеренно-холодным климатом с умеренным увлажнением (K от 0,60 до 0,99; коэффициент увлажнения $K = R/E$, R – годовое количество выпадающих осадков, E – годовая испаряемость (Иванов Н.Н., 1948).

Для характеристики климата используются многолетние данные ближайших метеорологических станций (мст.): Троицкое ($H = 225$ м), Бийск, Зональная ($H = 227$ м) и Барнаул, агро ($H = 228,8$ м).

Приходо-расход солнечной радиации. Количество прямой солнечной радиации при ясном небе на горизонтальную поверхность (инсоляция) – $I'(S)^*$ – зависит от географической широты, определяющей полуденную высоту солнца над горизонтом и продолжительность дня. Широта расположения бассейна ($\approx 53^\circ 15'$) обуслов-

* I' – обозначение прямой солнечной радиации в литературе (Хромов С.П., 1983; Матвеев Л.Т., 1984).

S – обозначение прямой солнечной радиации в справочниках (Научно-прикладной..., 1993).

ливают значительное количество возможной инсоляции. Но реальные величины радиации, поступающей на земную поверхность, отличаются от возможных из-за ослабления атмосферой и облачностью. Показателем влияния облачности является продолжительность солнечного сияния – до 2000 часов за год (Черникова М.И., 1990), что меньше, чем в Кулунде, но соизмеримо с количеством света в центральных районах Украины, где данный показатель составляет от 1761 до 1958 часов. В то же время облачность увеличивает рассеянную радиацию $i(D)^*$, поэтому в итоге годовой приход суммарной радиации $(I'+i)$ при средней облачности составляет 85–100 ккал/см² (3562 – 4190 МДж/м²). Потеря тепла в виде отраженной радиации (связанной с альбедо поверхности) и эффективного излучения достигает 50–60 ккал/см² (2095–2514 МДж/м²).

В конечном итоге радиационный баланс $R(B)$ как соотношение приходящей и уходящей радиации на территории бассейна в среднем за год 35–37 ккал/см² (1467–1550 МДж/м²). Для сравнения: в зоне степей годовая суммарная радиация составляет 110–120 ккал/см², а радиационный баланс – 40–50 ккал/см² (Павлова Н.Н. и др., 1999).

Зимой, когда альбедо поверхности снежного покрова превышает половину величины приходящей солнечной радиации, R оказывается отрицательным с ноября до середины марта. Положительный R в теплое время года расходуется главным образом на нагревание воздуха путем турбулентного теплообмена с подстилающей поверхностью, а также на испарение. Потери тепла на испарение увеличиваются с водной поверхности оз. Красиловского и прилегающего лесного массива. Поэтому над ними летом температура воздуха обычно понижена по сравнению с остальной территорией.

Отчетливые сезонные изменения радиационного баланса сказываются на температурном режиме в течение года, тем самым способствуя четкой выраженности сезонной ритмики развития всех природных процессов.

Циркуляция атмосферы. Положение территории в умеренных широтах определяет преобладание западно-восточного переноса воздушных масс. В зависимости от сезона прослеживаются особенности в развитии циркуляционных процессов.

* Аналогично для рассеянной радиации.

В холодное время года вследствие сильного охлаждения материка над Монголией формируется сезонный центр действия атмосферы (ЦДА) – Азиатский (Монгольский, Сибирский, Восточно-Сибирский) антициклон. Один из отрогов этого барического образования направлен на северо-восток России, в Якутию, а второй – на запад, через Алтайский край до Урала. На территории нашего края, Казахстана и южных районов европейской части России отчетливо прослеживается полоса повышенного давления, сохраняющаяся вплоть до Южной Франции, где заметно влияние уже другого постоянного ЦДА – Азорского антициклона (Милюков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А., 1986). Гребень этой зимней полосы повышенного давления А.И. Воейков назвал большой осью материка, подчеркивая ее важную климатообразующую роль ветрораздела: к северу от нее дуют западные и юго-западные относительно теплые и влажные ветры, а к югу увеличивается повторяемость сухих и холодных северо-восточных. Поэтому зимой над территорией юго-востока Западной Сибири преобладает повышенный фон атмосферного давления. Например, для периода 1954–1969 гг. средняя за зиму повторяемость антициклональных типов циркуляции над Горным Алтаем и прилегающими районами составила 92% (Панженская Е.И. и др. 1972). В то же время в течение пяти месяцев холодного полугодия обычно перемещается 20–21 циклон с максимальной повторяемостью в ноябре–декабре и минимумом в феврале (Кошинский С.Д., 1976).

Если синоптические процессы отдельных зим сильно отличаются от указанных, то их метеорологический режим, и прежде всего распределение температуры воздуха и осадков, также отклоняются от нормы. Например, зимой 1963/64 г., когда было зарегистрировано 35 циклонов (Кошинский С.Д., 1976), средняя месячная t_v в январе в Троицком составила $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (на $6,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше нормы). Повышенная циклоническая активность в ноябре (7 случаев) – декабре (12 случаев) 2000 г. над краем привела к выпадению осадков в количестве, превышающем норму в 2–2,5 раза. Число выходов циклонов уменьшается при усилении процессов антициклогенеза. Если над Уралом устанавливается высотный «блокирующий» гребень, то при ультраполярных (северо-восточных) вторжениях континентальных арктических воздушных масс наблюдаются наиболее низкие температуры воздуха (Харламова Н.Ф., 1995). Подобная ситуация отмечалась в январе 2001 г., когда температура воздуха в Барнауле понижалась

лась до $-48,2^{\circ}\text{C}$, в Троицком – до $-48,3^{\circ}\text{C}$, в Зональной – до $-51,8^{\circ}\text{C}$. Аномально холодной зимой 1968/69 г. ультраполярные вторжения составили 35% от общей повторяемости процессов вместо 8% по норме (Панженская Е.И. и др., 1972), и в Троицком средняя месячная $t_{\text{в}}$ в январе была $-31,7^{\circ}\text{C}$, в феврале $-27,8^{\circ}\text{C}$.

Летом, когда над материком формируется область пониженного давления, ось Воейкова сохраняется, хотя и в менее активном состоянии, в основном за счет деятельности Азорского антициклона (Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А., 1976). Среднее многолетнее давление на широте около 51° с.ш. остается повышенным (Сляднев А.П., 1965). Таким образом, в это время года над юго-востоком Западной Сибири также преобладает антициклональный режим погоды, определяя незначительное количество осадков. Данное обстоятельство оказывает отрицательное воздействие на режим увлажнения вегетационного периода, урожайность сельскохозяйственных культур.

Повышенная засушливость – наиболее характерная черта климата теплого полугодия в Алтайском крае (Занин Г.В., Александрова В.Д., 1955; Сляднев А.П., 1973; Раунер Ю.Л., 1981; Сазонов Б.И., 1991), с отличительной тенденцией к образованию групп засушливых лет в основном по 2, а иногда до 4 лет подряд (Дроздов О.А., 1980). Активный антициклогенез в засушливые месяцы обусловлен в основном смещением на территорию края арктических (полярных) антициклонов, иногда субтропических антициклонов со стороны Азорского максимума (Ягудин Р.А., 1977). Увеличенная повторяемость полярных антициклонов в свою очередь связана с определенной формой атмосферной циркуляции – меридиональной (С – по классификации Г.Я. Вангенгейма – А.А. Гирса; Гирс А.А., 1971, 1974, 1977), когда над европейской территорией России расположена высотная ложбина, а над Западной Сибирью – высотный гребень. Перемещение антициклонов сказывается на температурном режиме: поступление холодного арктического воздуха, уже подвергнувшегося трансформации (прогреванию) над территориями Томской и Новосибирской областей, тем не менее в нашем крае в первые дни вызывает похолодание, особенно в ночные часы. Но в последующие дни в условиях безоблачной погоды начинается более значительный прогрев воздушной массы. Чем продолжительнее период стационарирования антициклона над краем, тем более высоки дневные (а впо-

следствии и ночные) температуры воздуха. Устойчивость подобного процесса достаточно велика – до трех недель. Следует отметить две особенности, связанные с указанной меридиональной формой циркуляции. Во-первых, вследствие резкой асимметричности строения высотного поля давления над Западной Сибирью и европейской частью России, распределение аномалий температуры и осадков над ними оказывается обратным. Поэтому, чем сильнее засуха на Алтае, тем вероятнее хорошее увлажнение в Поволжье или на Украине (Сазонов Б.И., 1991; Иванов В.К., 1963). Такое противоположное соотношение осадков в засушливые годы на европейской и сибирской территориях названо компенсационным. Во-вторых, отмечается значительная корреляция между уровнем солнечной активности (выраженной в числах Вольфа) и формами атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса или А.Л. Каца, влияющими на антициклогенез. С уменьшением солнечной активности наблюдается увеличение повторяемости процессов формы С и активизация антициклогенеза, возрастание засушливости. С увеличением солнечной активности повышается вероятность нормального или избыточного увлажнения (Ягудин Р.А., 1977). И действительно, в последние годы с минимумами солнечной активности в 1986 и 1996–1997 гг. в Троицком отмечался недостаток осадков за теплый период и в целом за год, а максимумы активности в 1989 и 2000 гг. сопровождалась дождливым летом и значительным количеством осадков за год. Данная закономерность может вполне использоваться для предварительной оценки условий увлажнения, поскольку прослеживается на значительной территории, включая районы Казахстана (Байдал М.Х., 1978).

Прохождение фронтов в циклонах летом не сопровождается резкими изменениями температуры воздуха (как зимой, до 20–30 °С за сутки). Это вызвано тем, что термические контрасты различных воздушных масс сглаживаются из-за уменьшения широтных различий радиационного баланса. Малые барические градиенты обуславливают уменьшение скоростей ветра. Сильные ветры наблюдаются в основном в виде шквалов в зоне быстродвижущихся холодных фронтов. В начале лета еще возможны резкие похолодания с заморозками при вторжениях арктических воздушных масс.

Подстилающая поверхность. Влияние подстилающей поверхности на формирование климата проявляется не только в макромасштабных особенностях циркуляции, которые рассмотрены вы-

ше. Характерные черты климата территории бассейна озера, расположенной в пределах Приобской провинции (Сляднев А.П., 1965), формируются также под воздействием Бийско-Чумышской возвышенности. Восходящие движения воздушных масс на ее наветренном склоне, характерные для всех траекторий перемещения циклонов (от северо-западных до юго-западных), приводят к обострению фронтальных разделов и увеличению количества осадков (Торбина Э.В., 1977). Подобное влияние орографии проявляется и в том, что осадки внутримассового происхождения (конвективные), которые выпадают при отсутствии циклонов, отмечаются здесь также гораздо чаще. А.П. Сляднев (1965, с. 23) влияние Бийско-Чумышского «плато» (по выражению автора) рассматривал как фактор III порядка (мезомасштабный), определяющий обособление районов внутри провинций на схемах природно-климатического районирования Западной Сибири.

Активизация фронтов сопровождается увеличением облачности, снижающей суммы поступающей солнечной радиации, особенно в теплое время года. Поэтому летом в Троицком и прилегающих территориях прохладнее не только по сравнению с расположенной южнее мст. Бийск, Зональная (где облачность меньше), но и по сравнению с Барнаулом (табл. 1). Подобный эффект орографического воздействия усугубляется дополнительным охлаждающим влиянием воды в Оби.

Значительное влияние на местный климат оказывает озеро. Весной нагревание водоемов отстает от нагревания суши, прилегающие массы воздуха также оказываются более охлажденными, и в апреле—мае вблизи побережья озера погода более прохладна, а сроки начала вегетации растительности сдвинуты на более поздние. Большое количество солнечного тепла затрачивается летом на испарение с водной поверхности, что заметно смягчает высокие дневные температуры воздуха. Свой вклад в распределение температур вносит и лесной массив. Затеняя почву, деревья способствуют снижению количества поступающей солнечной радиации, а расходы тепла на испарение, наоборот, возрастают. Притекающий теплый воздух поднимается над лесом и скользит поверху, тогда как холодный воздух задерживается внизу вследствие малой продуваемости. В итоге разница в температуре воздуха лесных и безлесных участков может достигать днем 4–5 °С, а для среднемесячных температур 1–2 °С (Чернышева С.Б., 1978).

Таблица 1

Разность средних месячных, годовых и средних за периоды температур воздуха (°С)

| Пара станций | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Ср. за (IV-X) | Ср. за (XI-III) | год |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------------|-----------------|------|
| 1-2 | -0,7 | -0,7 | -0,8 | -0,5 | -0,6 | -0,7 | -0,8 | -0,6 | -0,7 | -0,3 | -0,2 | -0,5 | -0,6 | -0,6 | -0,6 |
| 1-3 | -0,4 | -0,6 | -0,4 | -0,7 | -0,7 | -0,7 | -0,6 | -0,8 | -0,7 | -0,5 | -0,2 | -0,5 | -0,7 | -0,4 | -0,6 |

Примечание: а) 1-2 - Троицкое-Барнаул ($t_{\text{Троицкое}} - t_{\text{Барнаул}}$)
 б) 1-3 - Троицкое-Бийск ($t_{\text{Троицкое}} - t_{\text{Бийск}}$)

Лесной массив в это время года является также причиной конвективно-неустойчивого состояния в атмосфере и выпадения местных осадков. Его центр выделяется как наиболее увлажненная зона, где жидких осадков выпадает на 30–40 мм больше по сравнению с соседней открытой местностью. Симметрично относительно центра располагаются «подборовые зоны иссушения». Здесь, при нисходящих потоках воздуха, дефициты в увлажнении способствуют развитию растительных формаций, не свойственных данной почвенно-растительной зоне. И только в следующей приборовой зоне «местных осадков предвосхождения» сохраняются зональные условия увлажнения и зональные растительные формации (Сляднев А.П., 1965), в частности, колочная луговая лесостепь с крупными березово-осиновыми рощами. Осенью охлаждение озера замедлено по сравнению с сушей, и это время года отличается здесь более теплой погодой.

Наличие озера определяет и особенности местной циркуляции воздуха типа бризовой. Наблюдения студенческой метеостанции показывают, что перед началом дневного бриза обычно отмечается штиль, озеро имеет гладкую зеркальную поверхность. Но уже к 8–9 часам утра, когда контрасты температур почва–вода наибольшие, начинается движение воздуха на сушу, сопровождаемое понижением $t_{\text{в}}$. Наличие задерживающегося слоя, который разделяет два потока воздуха – нижний и верхний, а также нисходящих движений воздуха над озером днем препятствует образованию облаков. Поэтому все побережье в зоне действия бриза отличается меньшей облачностью и прохладным, освежающим ветром. При жаркой засушливой погоде создаются благоприятные условия для отдыха. Более холодный и влажный воздух, сформировавшийся в лесу, стекает по направлению к озеру во время ночного бриза и $t_{\text{в}}$, особенно ранним утром, понижается более значительно, чем при отсутствии леса.

Температура воздуха в Троицком в течение всего года ниже, чем в Бийске, что согласуется с широтными различиями, и ниже, чем в Барнауле, расположенным севернее (табл. 1). Нарушение закономерности в последнем случае можно объяснить взаимным воздействием водного режима Оби и рельефа территории. Правобережье представляет собой сочетание низменных плоских днищ долин обских притоков, балок, логов на значительном расстоянии к востоку от реки, полого повышающихся до водораздельных участков Бийско-Чумышской возвышенности. Обрывистый левый берег меридионально ориентированного участка долины р. Обь, как правило, более приподнят (Чернышева С.Б., 1978). Холодный, тяжелый

воздух, стекая с окружающих склонов, застаивается в понижениях рельефа правобережья, формируя в зимнее время года обширные «озера холода». Поэтому в пунктах, расположенных на западном пологом склоне возвышенности, зимы суровее, чем на левобережье Оби. Но, судя по данным, представленным в таблице 1, подобное распределение температуры сохраняется и в остальное время года, что до сих пор не отмечалось в литературе, видимо, из-за отсутствия метеорологической информации, поскольку мст. Троицкое начала работать с 1960 г. Был сделан не совсем верный вывод об «отепляющем» воздействии Оби на климат прибрежных районов, которое проявляется в удлинении безморозного периода (Опасные явления..., 1979). На наш взгляд, существование инверсионного распределения температуры воздуха сохраняется и в теплое время года благодаря охлаждающему воздействию: 1) ледяного покрова в марте–апреле; 2) холодной водной массы, которая плохо прогревается в мае–июне из-за поступления «коренных вод», таяния снега и ледников на Алтае; 3) особенностей режима проточной воды в реке, который не способствует накоплению тепла в глубине летним днем и компенсационной передаче верхнему слою воды ночью или утром, как в случае замкнутых водоемов. Большое количество тепла расходуется на испарение с поверхности многочисленных проток, стариц, озер, сырых заливных лугов в пойме. Охлажденный воздух переносится преобладающими юго-западными ветрами по своеобразным «воздуховодам» – речным долинам правых притоков Оби, таких как Большая Речка в районе Троицкого, – на правобережье. И только осенью и в начале зимы отмечается некоторое «отепляющее» воздействие реки.

Наконец, микроклиматические различия в характере подстилающей поверхности, представленной полевыми участками сельскохозяйственных культур, заболоченными участками, склонами различной экспозиции у параллельно-грядовых или сглаженно-холмистых типов рельефа (Лузгин Б.Н., 1998) и пр., могут быть весьма значительными. Но для их характеристики необходимо осуществление специальных микроклиматических метеорологических наблюдений.

Температура воздуха. Годовой режим температуры воздуха в окрестностях Троицкого подобен распределению температуры в Зональной и Барнауле. Наиболее значительны коэффициенты корреляции между средней месячной температурой в Троицком и Зональной в XII–I и IV–VII (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между средней месячной и годовой температурой воздуха для пунктов Троицкое-Бийск, Зональная и Троицкое-Барнаул

| Станции | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | год |
|------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Троицкое-Бийск, Зональная | 1,00 | 0,92 | 0,94 | 0,99 | 0,99 | 0,99 | 0,98 | 0,97 | 0,98 | 0,97 | 0,88 | 0,99 | 0,97 |
| Троицкое- Барнаул | 0,97 | 0,96 | 0,93 | 0,96 | 0,98 | 0,98 | 0,93 | 0,94 | 0,89 | 0,99 | 0,98 | 0,97 | 0,96 |

Таблица 3

Средняя месячная и годовая, максимальная и минимальная средняя месячная и годовая температура воздуха (°С), Троицкое, 1960–2002 гг.

| Показатели | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | год |
|---|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|-------|-------|------|
| Ср. мес. t_s | -16,4 | -15,0 | -8,3 | 2,7 | 11,5 | 16,9 | 19,2 | 16,3 | 10,1 | 2,5 | -7,4 | -14,0 | 1,5 |
| Максимальная ср.мес. и год. t_s | -6,5 | -6,8 | -0,7 | 8,9 | 15,5 | 19,9 | 22,4 | 19,3 | 14,5 | 6,4 | -1,3 | -7,9 | 3,6 |
| Дата | 2002 | 2002 | 2002 | 1997 | 2001 | 1981 | 1969 | 1998 | 1980 | 1997 | 1983 | 1989 | 1997 |
| Минимальная ср.мес. и год. t_s | -31,7 | -27,8 | -15,6 | -3,4 | 8,7 | 13,6 | 14,4 | 13,5 | 6,4 | -2,4 | -14,9 | -28,5 | -2,0 |
| Дата | 1969 | 1969 | 1999 | 1964 | 1969 | 1987 | 2001 | 1967 | 1968 | 1961 | 1993 | 1966 | 1969 |

Таблица 4

Абсолютный минимум t_a , С (Научно-прикладной справочник..., 1993)

| Станция | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Год |
|---------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Камень-на-Оби | -47 | -47 | -37 | -31 | -11 | -2 | 2 | -1 | -9 | -24 | -45 | -47 | -47 |
| | 1969 | 1951 | 1930 | 1969 | 1946 | 1968 | 1966 | 1967 | 1954 | 1928 | 1952 | 1941 | 1969 |
| Тогул | -45 | -46 | -39 | -27 | -10 | -2 | 2 | -1 | -6 | -25 | -43 | -48 | -48 |
| | 1969 | 1951 | 1971 | 1964 | 1960 | 1964 | 1970 | 1937 | 1969 | 1976 | 1952 | 1938 | 1938 |
| Барнаул, агро | -52 | -49 | -41 | -28 | -16 | -2 | 3 | -1 | -10 | -36 | -45 | -50 | -52 |
| | 1931 | 1943 | 1892 | 1927 | 1901 | 1925 | 1934 | 1938 | 1920 | 1914 | 1892 | 1938 | 1931 |
| Славгород | -48 | -47 | -39 | -27 | -9 | -1 | 5 | 0 | -9 | -23 | -41 | -44 | -48 |
| | 1969 | 1931 | 1930 | 1934 | 1932 | 1984 | 1938 | 1967 | 1938 | 1966 | 1952 | 1966 | 1969 |
| Бийск- | -49 | -51 | -43 | -32 | -7 | -1 | 1 | -2 | -8 | -24 | -44 | -51 | -51 |
| | 1969 | 1943 | 1971 | 1969 | 1969 | 1964 | 1971 | 1937 | 1954 | 1976 | 1944 | 1966 | 1943 |
| Зональная | -44 | -45 | -37 | -26 | -12 | -1 | 5 | 0 | -6 | -21 | -40 | -46 | -46 |
| | 1931 | 1943 | 1933 | 1969 | 1969 | 1971 | 1970 | 1948 | 1971 | 1976 | 1944 | 1938 | 1938 |
| Алейская | -46 | -45 | -39 | -28 | -11 | -2 | 4 | -1 | -8 | -24 | -42 | -49 | -49 |
| | 1960, | 1931 | 1933 | 1969 | 1931 | 1968 | 1925 | 1929 | 1934 | 1935 | 1944 | 1938 | 1938 |
| Рубцовск | -46 | -45 | -39 | -28 | -11 | -2 | 4 | -1 | -8 | -24 | -42 | -49 | -49 |
| | 1960, | 1931 | 1933 | 1969 | 1931 | 1968 | 1925 | 1929 | 1934 | 1935 | 1944 | 1938 | 1938 |
| Змеиногорск | -47 | -48 | -39 | -26 | -9 | -3 | 2 | -2 | -8 | -27 | -43 | -49 | -49 |
| | 1960 | 1969 | 1971 | 1979 | 1932 | 1971 | 1964 | 1948 | 1969 | 1901 | 1944 | 1938 | 1938 |

Самым холодным месяцем года, как правило, является январь (табл. 3), температура которого весьма изменчива: от $-6,5^{\circ}\text{C}$ в 2002 г. до $-31,7^{\circ}\text{C}$ в исключительно холодном 1969 г. (Харламова Н.Ф., 2000). Но в отдельные годы самым холодным месяцем может оказаться декабрь или февраль, и даже абсолютные минимумы температуры воздуха в некоторых пунктах края за период 1936–1985 гг. были зарегистрированы именно в эти месяцы (табл. 4).

К концу первой декады апреля отмечается устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через 0°C и начинается весна. Ее развитие на всей территории края протекает быстро, несмотря на частые возвраты холодов, когда $t_{\text{в}}$ может опускаться в апреле до -32°C (Зональная, Бийск, 1969 г.). Режим погоды весной мало устойчив. Переход суточной температуры через 5°C , соответствующий началу вегетации некоторых видов культурных растений, наблюдается в районе обычно 25 апреля.

Лето, за начало которого условно принята дата устойчивого перехода средней суточной $t_{\text{в}}$ через 10°C , начинается после 15 мая, однако последние заморозки в воздухе возможны и в конце первой декады июня. Заморозки на поверхности почвы даже в Барнауле могут отмечаться 13 июня (1971 г.). В связи с рассмотренными выше особенностями соотношения температур в Барнауле и Троицком вероятность заморозков на поверхности почвы в окрестностях озера сохраняется до начала третьей декады июня, особенно в понижениях. Самый теплый месяц года – июль, средняя месячная $t_{\text{в}}$ которого от года к году изменяется в меньших пределах, чем в январе (табл. 3). Наблюдается более широкий разброс дат максимума не только по территории, но и по месяцам теплого периода. Величина абсолютного максимума $t_{\text{в}}$ для Барнаула составляет $38,3^{\circ}\text{C}$ (22.VII.1953 г.).

Обратный переход средней суточной $t_{\text{в}}$ через 10°C к концу второй декады сентября (20.IX) является началом осени, но первые заморозки могут отмечаться уже 6–10 сентября. Дата перехода средней суточной t через 0°C свидетельствует о начале предзимья (25.X), которое продолжается до установления устойчивого снежного покрова и начала зимы – 5–7 ноября.

О температуре воды в озере имеются отрывочные наблюдения студенческой метеостанции. На их основании можно считать, что обычно в июле t поверхностных слоев днем составляет $24\text{--}26^{\circ}\text{C}$. В то же время, если июль характеризуется прохладной погодой, как в июле 2000 г., $t_{\text{воды}}$ не превышает $21\text{--}23^{\circ}\text{C}$, однако и эти показатели значительно выше, чем в Оби.

Таблица 5

Месячное и годовое, максимальное и минимальное количество осадков (мм), коэффициент вариации (Сv), Троицкое, 1961–2001 гг.

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | Телл. пер. (IV–X) | Хол. пер. (XI–III) | Год |
|---------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------------|--------------------|-------|
| Среднее многолетнее | 35,4 | 27,9 | 25,0 | 38,2 | 50,2 | 55,9 | 62,3 | 64,5 | 45,6 | 61,0 | 52,5 | 44,7 | 377,7 | 185,5 | 563,2 |
| Максимальное | 84 | 62 | 82 | 130 | 112 | 132 | 125 | 149 | 141 | 120 | 112 | 117 | 553 | 301 | 725,3 |
| Минимальное кол-во | 1979 | 1976 | 1968 | 1998 | 2000 | 1980 | 1989 | 1985 | 1974 | 1969 | 1994 | 2000 | 1985 | 2000–01 | 1985 |
| Дата | 1967 | 1964 | 1998 | 1967 | 1992 | 1981 | 1974 | 1987 | 1966 | 1997 | 1967 | 1967 | 1962 | 1979–80 | 1962 |
| Сv | 0,54 | 0,50 | 0,66 | 0,68 | 0,56 | 0,53 | 0,49 | 0,52 | 0,68 | 0,43 | 0,48 | 0,50 | 0,17 | 0,20 | 0,14 |

Примечание: Сv – коэффициент вариации (изменчивости) осадков.

Режим увлажнения. Количество атмосферных осадков является более изменчивой величиной, чем t_n . Поэтому коэффициенты корреляции между суммами осадков по отдельным пунктам менее значимы. Как правило, над территорией бассейна озера зимой выпадает осадков несколько больше, чем в Зональной, и в 1,5 раза больше, чем в Барнауле (табл. 5). Суммы осадков за холодный период от года к году достаточно изменчивы. Количество осадков за теплый период более устойчиво, что является положительным обстоятельством в условиях засушливого лета в Алтайском крае.

Годовая сумма осадков в Троицком в среднем составляет 563 мм. И в целом количество осадков в 560–570 мм на наветренном склоне Бийско-Чумышской возвышенности является наибольшим для равнинной территории Алтайского края, не считая предгорий Салаира и Алтая. На долю осадков холодного периода приходится 30–35% от общего годового количества. Большее количество осадков в холодном периоде вследствие обострения фронтов циклонов под воздействием орографии отмечается не только на рассматриваемой территории, но и в северо-западных предгорьях Алтая и даже в предгорных Алейской и Рубцовской степях, где проявляется эффект «подпруживания» воздушных масс. Указанная особенность увеличения осадков зимой на территории бассейна озера подтверждается данными С.Д. Кошинского, И.П. Прокопьевой (1977) по числу дней со снегом и сильными снегопадами. Число дней со снегом в течение холодного периода превышает 80, соответственно повышена вероятность сильных снегопадов, которые наносят ущерб хозяйству соответствующих районов.

Первый снежный покров обычно появляется в середине октября. До образования устойчивого снежного покрова в начале второй декады ноября (10–11.XI) может отмечаться неоднократное формирование временных снежных покровов. Разрушение устойчивого покрова происходит к концу первой декады, а окончательный сход на полевых участках – в третьей декаде апреля. В лесном массиве сход снега может задерживаться на 10–20 дней (В.С. Ревякин, 1981). В отдельные годы наблюдаются значительные отклонения от средних дат. В начале зимы происходит быстрое нарастание высоты снега и к середине декабря ее значение составляет 60–70% от средней за зиму. Средняя из наибольших за зиму высот снежного покрова на полевых участках – 38 см; но вследствие метелевого перераспределения снега в неровностях рельефа, ее абсолютные вели-

чины изменяются от 12 до 69 см. В лесу средняя высота снежного покрова в 1,3–1,5 раза больше, чем в поле, величины снегозапасов на лесных и полевых участках различаются меньше – на 10–30%.

Распределение осадков по месяцам теплого периода характеризуется значительной неравномерностью: в течение первых четырех месяцев, наиболее важных для продуцирования растительности, выпадает только 54% от общего количества за апрель–октябрь. Поэтому избыток осадков во второй половине периода, когда происходит созревание плодов, может приводить к развитию болезней и полеганию хлебов, а осенью осложняет условия уборки урожая.

Обращает на себя внимание интересный факт смещения максимума в годовом распределении осадков с июля (что наиболее типично для Алтайского края) на август и появление вторичного максимума в октябре. На наш взгляд, возможно следующее объяснение. Летом несколько уменьшается роль циклонов в формировании осадков: менее глубокие, они реже смещаются на территорию края, при этом возрастает роль конвекции. Инверсионное распределение температуры воздуха в «озерах прохладного воздуха» низменного правобережья Оби препятствует обширному развитию конвекции, особенно в июле (табл. 1). И только в августе меньшая повторяемость инверсий способствует развитию мощных восходящих движений воздуха и выпадению осадков. За 41 год наблюдения максимум количества осадков в течение года в 25% случаев отмечался именно в августе, а в июле – только в 10%.

Литература

Байдал М.Х. Засухи в связи с соотношениями полюса атмосферной циркуляции и солнечной активности // Тр. Всес. НИИ гидромет. инф. М., 1978. Вып. 37. С. 67–74.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л., 1971. 280 с.

Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., 1974. 288 с.

Гирс А.А. Особенности проявления циркуляционных эпох и их стадий в месяцах года // Тр. ААНИИ. Л., 1977. Т. 339. С. 5–25.

Давыдова М.Н., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Карта физико-географического районирования СССР. М 1:16000000. М., 1988.

Дроздов О.А. Засухи и динамика увлажнения. Л., 1980. 95 с.

Занин Г.В., Александрова В.Д. Физико-географическая характеристика территории освоения целинных и залежных земель в Алтайском крае // Изв. ВГО. 1955. Т. 87. Вып. 3. С. 205–219.

Западная Сибирь / Отв. ред. Г.Д. Рихтер. М., 1963. 488 с.

Иванов В.К. Компенсационные соотношения осадков Западной Сибири и Украины в засушливые годы // Метеорология и гидрология. 1963. №1. С. 37–40.

Иванов Н.Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара // Записки ГО СССР. Т. 1: Новая серия. М.; Л., 1948. 224 с.

Кошинский С.Д. Синоптико-статистическая характеристика циклонической деятельности над Западной Сибирью в холодное время года // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1976. Вып. 21. С. 106–113.

Кошинский С.Д., Прокотьева И.П. Пространственно-временная характеристика снегопадов на юго-востоке Западной Сибири // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1977. Вып. 31. С. 138–142.

Лузгин Б.Н. Происхождение Красиловского озера // Известия АГУ. Вып. 4(9). 1998.

Макунина А.А. Физическая география СССР. М., 1985. 296 с.

Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., 1984. 752 с.

Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. Общий обзор. М., 1986. 376 с.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3: Многолетние данные. Ч. 1–6. Вып. 20. СПб., 1993. 718 с.

Опасные явления погоды на территории Сибири и Урала / Под ред. С.Д. Кошинского. Л., 1979. Ч. 1. 382 с.

Павлова Н.Н., Роднянская Э.Е., Севастьянов Д.В. Физическая география России. Зонально-провинциальная структура: Учеб. пособие. СПб., 1999. 264 с.

Панженская Е.И., Попова К.И., Шевченко В.И. Синоптические процессы и их погодно-климатическое проявление в зимний период над Горным Алтаем // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1972. Вып. 6. С. 120–134.

Раунер Ю.Л. Климат и урожайность зерновых культур. М., 1981. 162 с.

Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л., 1981. 288 с.

Сазонов Б.И. Суровые зимы и засухи. Л., 1991. 240 с.

Сляднев А.П. Географические основы климатического районирования и опыт их применения на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // География Зап. Сибири. Новосибирск, 1965. Т. 1. С. 3–122.

Сляднев А.П. К вопросу о теоретических и методических основах климатического районирования (на примере Западной Сибири) // Гео-

графия Западной Сибири. Климатология: Научные труды Новосибирского пединститута. Новосибирск, 1969. Вып. 42. С. 3–20.

Сляднев А.П. Методы оценки агроклиматических ресурсов на примере Алтайского края // Почвенная климатология Сибири. Новосибирск, 1973. С. 179–214.

Сулов С.П. Западная Сибирь. Физико-географическая характеристика М., 1947. 176 с.

Торбина Э.В. Влияние орографии юго-востока Западной Сибири на распределение осадков // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1977. Вып. 31. С. 127–131.

Харламова Н.Ф. Климат // Энциклопедия Алтайского края: В 2-х т. Барнаул, 1995. Т. 1. С. 32–38.

Харламова Н.Ф. Динамика термического режима во внутриконтинентальных районах России за последние 160 лет // Известия АГУ. 2000. №3(17). С. 56–58.

Хромов С.П. Климат, макроклимат, местный климат, микроклимат // Изв. ВГО. 1952. Т. 84. Вып. 3. С. 76–79.

Хромов С.П. Метеорология и климатология для географических факультетов. Л., 1983. 456 с.

Черникова М.И. Потенциальные и реально возможные агроклиматические ресурсы целинных и залежных земель юго-востока Западной Сибири // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1990. Вып. 91. С. 126–149.

Чернышева С.Б. Углы наклона поверхности. Карта М 1:1600000 // Атлас Алтайского края. М.; Барнаул, 1978. Т. 1. С. 52.

Ягудин Р.А. Комплексный анализ факторов формирования аномалии месячных сумм осадков на юге Западной Сибири // Тр. ЗСРНИГМИ. М., 1977. Вып. 31.

Н.Ф. Харламова, Е.Р. Пискунова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

**О ВЛИЯНИИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
И ГЕЛИОФИЗИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
НА ОБРАЩАЕМОСТЬ ПО ПОВОДУ ОСТРОГО
ПРИСТУПА БРОНХИАЛЬНОЙ АСТМЫ
В БАРНАУЛЕ в 2001 г.**

Бронхиальная астма – одно из наиболее распространенных заболеваний современного общества. В нашей стране общее число больных астмой приближается к 7 млн человек (Княжеская Н.П., 2002) и Алтайский край занимает 7–8 место среди регионов России

по заболеваемости болезнями органов дыхания (Лузгин Б.Н., Барышников Г.Я., 2002). Если раньше максимум заболеваемости приходился на возрастную группу 50–59 лет и старше (Томилец В.А. и др., 1975), то в последние годы отмечается рост заболеваемости среди детей. По современным данным, повышенная заболеваемость жителей бронхиальной астмой является хорошим индикатором социального и экологического неблагополучия современного города, когда значительная запыленность атмосферы и высокое содержание в атмосфере NO_x могут быть инициаторами возникновения фотохимического смога (Амирханов М.И. и др., 1997). Метеочувствительность при бронхиальной астме составляет 53,6%, а на долю зависимости от метеофакторов приходится 23,1% обострений (Зосимов А.Н., 1988).

В связи с этим нами была предпринята попытка установить зависимость числа вызовов скорой помощи (с.п.) в связи с обострением бронхиальной астмы от погодных условий 2001 г. и уровня солнечной активности. Выявлялось дифференцированное воздействие таких среднесуточных погодных факторов, как температура воздуха (t_v), давление (p), относительная влажность (вл.), скорость ветра (V), а также уровня солнечной активности. Последний оценивался относительными числами Вольфа (W), рассчитанными в Боулдерском центре (США). Как известно, в настоящее время развивается 23-й цикл солнечной активности, максимум которого был пройден в апреле 2000 г. и, следовательно, наши исследования относятся к началу фазы спада 11-летнего солнечного цикла.

В течение 2001 г. бригады скорой помощи выезжали к 6487 больным (рис. 1), среди которых преобладали женщины (59,8%). По-видимому, большая предрасположенность женщин к заболеваниям астмой проявляется практически повсеместно в России, принимая во внимание факт преобладания женщин в г. Сочи (56% всех больных по данным Амирханова М.И., 1997), в г. Москве в 1965 г. (Томилец В.А. и др., 1975).

Наибольшая обращаемость по поводу острых приступов бронхиальной астмы в 2001 г. приходилась на первые пять месяцев и была максимальной в феврале. Минимальная обращаемость была зафиксирована в августе и сентябре. Характерно заметное увеличение количества вызовов в середине и в конце зимы 2000/01 г. В то же время в начальный период следующей зимы 2001/02 г. подобная тенденция проявилась в меньшей степени (табл. 1, рис. 2).

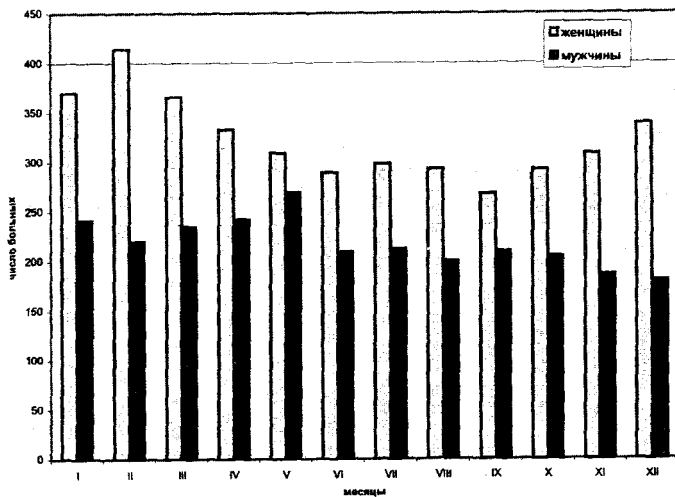


Рис. 1. Распределение по полу больных бронхиальной астмой в течение 2001 г.

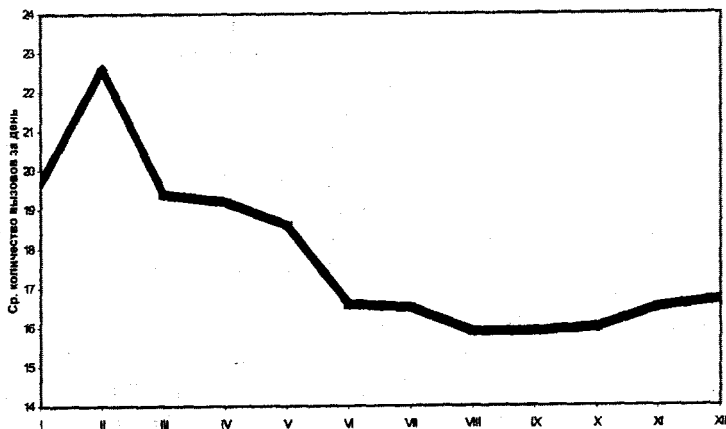


Рис. 2. Обращаемость по поводу острых приступов бронхиальной астмы в течение 2001 г.

Таблица 1

Общее и среднее месячное количество вызовов скорой помощи, среднеемесячное значение чисел Вольфа и коэффициент корреляции между числом вызовов скорой помощи для женщин и мужчин (г)

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|----------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Общее кол-во вызовов | 611 | 634 | 601 | 575 | 578 | 498 | 510 | 493 | 478 | 497 | 494 | 518 |
| Ср. кол-во вызовов за день | 19,7 | 22,6 | 19,4 | 19,2 | 18,6 | 16,6 | 16,5 | 15,9 | 15,9 | 16,0 | 16,5 | 16,7 |
| Ср. мес. число W | 142,7 | 131,0 | 166,7 | 163,6 | 135,1 | 196,7 | 124,6 | 159,4 | 229,1 | 197,4 | 178,6 | 217,5 |
| Козф. корр. (г) | 0,19 | 0,18 | -0,19 | 0,17 | -0,11 | 0,09 | -0,30 | 0,28 | -0,37 | 0,26 | 0,03 | -0,42 |

Таким образом, подтверждается вывод об увеличении обращаемости в холодное время года, сделанный для Москвы (Томилец В.А. и др., 1975). Несоответствие в реакции больных в указанные зимы может объясняться резкими отличиями их метеорологических режимов (табл. 2). В середине зимы 2000/01 г. средняя месячная температура января была ниже нормы, в феврале – выше. Увеличенные коэффициенты вариации температуры воздуха и в том, и в другом месяце свидетельствуют о значительных междусуточных колебаниях. Например, средняя $t_{\text{в}}$ 6 и 7 января 2001 г. составила $-43,8$ °С и $-44,4$ °С, а 9 и 10 января – соответственно $-12,5$ °С и $-10,3$ °С. Декабрь следующей зимы 2001/02 г. был холоднее нормы и также характеризовался значительной междусуточной изменчивостью, однако резкого увеличения вызовов по поводу приступов бронхиальной астмы не отмечалось. Такой предварительный анализ показывает неоднозначность проявления реакции больных на изменения погодных условий, либо воздействие иных факторов и необходимость дальнейшего изучения проблемы. Об этом же свидетельствуют и коэффициенты корреляции между количеством вызовов скорой помощи и рассматриваемыми факторами (табл. 3). Тесная связь между обострениями заболевания и перепадами температуры была характерна для января, марта, октября и ноября. Реакция происходит достаточно быстро: как правило, в этот же день или на следующий. В январе и ноябре количество вызовов увеличивалось при повышении температуры воздуха, уменьшаясь при похолоданиях, как и в исследованиях ученых из Харькова (Зосимов А.Н., 1988). Но в марте количество вызовов возрастало при похолоданиях и снижалось при потеплениях. Синхронное изменение числа обострений и изменения температуры в апреле и мае подтвердило выводы украинских ученых, что в теплое время года приступы чаще возникали при похолоданиях. Однако в июне тенденции были противоположны.

Реакция на изменения давления воздуха и скорости ветра часто наблюдалась еще накануне их максимального проявления, совпадая с известными утверждениями о том, что колебания атмосферного давления, предшествующие перемене погоды, служат предвестниками и имеют определенное значение в метеопатологических реакциях (Воронин Н.М., 1972). Значимыми являются и изменения относительной влажности воздуха.

Таблица 2

Средние месячные значения, коэффициенты вариации метеоэлементов и чисел Вольфа (Боулдер-центр), 2001 г.

| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|----------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Темпер. | | | | | | | | | | | | |
| сред. | -19,0 | -13,6 | -3,5 | 3,4 | 16,5 | 18,5 | 17,7 | 18,8 | 11,2 | 2,8 | -1,2 | -16,1 |
| среднем. | -17,5 | -16,1 | -9,1 | 2,1 | 11,4 | 17,7 | 19,8 | 16,9 | 10,8 | 2,5 | -7,9 | -15,0 |
| вариаци. | 0,54 | 0,66 | | | 0,36 | 0,14 | 0,15 | 0,12 | 0,34 | | | 0,54 |
| Давлен. | | | | | | | | | | | | |
| сред. | 1004,4 | 1003,9 | 1000,4 | 998,5 | 992,3 | 985,3 | 986,5 | 988,3 | 996,1 | 997,4 | 1003,5 | 1012,3 |
| Влажн. | | | | | | | | | | | | |
| сред. | 76,8 | 76,0 | 72,6 | 59,9 | 52,3 | 71,9 | 70,6 | 66,5 | 67,3 | 72,3 | 80,1 | 80,5 |
| вариаци. | 0,11 | 0,10 | 0,13 | 0,22 | 0,27 | 0,09 | 0,11 | 0,14 | 0,15 | 0,13 | 0,13 | 0,09 |
| Ветер | | | | | | | | | | | | |
| сред. | 2,9 | 2,7 | 3,3 | 2,5 | 2,3 | 2,18 | 1,7 | 1,8 | 1,8 | 3,1 | 2,5 | 2,1 |
| вариаци. | 0,63 | 0,72 | 0,53 | 0,49 | 0,58 | 0,53 | 0,37 | 0,47 | 0,64 | 0,50 | 0,45 | 0,65 |
| Солнце | | | | | | | | | | | | |
| сред. | 142,7 | 131 | 166,7 | 163,6 | 135,1 | 196,7 | 124,6 | 159,4 | 229,1 | 197,4 | 178,6 | 217,5 |
| вариаци. | 0,21 | 0,22 | 0,54 | 0,31 | 0,24 | 0,26 | 0,30 | 0,17 | 0,22 | 0,20 | 0,22 | 0,14 |

Примечание: 1) среднем. – среднемноголетнее значение температуры воздуха (°С, Научно-прикладной справочник..., 1993);

2) С_v – коэффициент вариации (изменчивости);

3) давление, мбар;

4) влажность воздуха относительная, %;

5) скорость ветра, м/сек.

Таблица 3

Коэффициенты парной корреляции (r) между количеством вызовов скорой помощи (с.п.) и значениями температуры (t_s), давления (р), влажности (вл) воздуха, скоростью ветра (V), уровнем солнечной активности (числа Вольфа - W), Барнаул, 2001 г.

| пары параметров | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|-----------------|-------------|-------|-------------|-------|--------------|-------|-------|-------------|-------|-------------|-------------|--------------|
| t_s -с.п. | 0,86 | -0,13 | -0,83 | 0,62 | 0,65 | -0,58 | -0,00 | -0,12 | 0,59 | 0,97 | 0,92 | -0,21 |
| р-с.п. | -0,70 | -0,00 | 0,85 | 0,43 | -0,19 | 0,50 | 0,33 | -0,04 | -0,13 | -0,68 | -0,96 | -0,22 |
| вл-с.п. | 0,76 | -0,20 | -0,34 | -0,24 | 0,05 | -0,69 | 0,25 | -0,62 | -0,63 | -0,95 | -0,30 | -0,82 |
| V-с.п. | 0,94 | 0,09 | 0,10 | -0,62 | -0,89 | 0,03 | -0,50 | 0,49 | 0,62 | -0,29 | 0,92 | -0,77 |
| W-с.п. | -0,74 | 0,14 | -0,39 | -0,87 | -0,07 | -0,11 | 0,04 | -0,41 | 0,21 | -0,53 | 0,75 | -0,49 |

Примечание: все исходные сглажены низкочастотным фильтром.

Таблица 4

Величина изменения количества вызовов скорой помощи за сутки, 2001 г.

| Число | Янв. | Февр. | Март | Апр. | Май | Июнь | Июль | Авг. | Сент. | Окт. | Нояб. | Дек. |
|-------|------|-------|------|------|-----|------|------|------|-------|------|-------|------|
| 1 | | +6 | -2 | -8 | -5 | -1 | +3 | -2 | +7 | +13 | +5 | -5 |
| 2 | -4 | +4 | 0 | +9 | -3 | -1 | +7 | -3 | -5 | -10 | -1 | -4 |
| 3 | +3 | -4 | +2 | +1 | +7 | +1 | -6 | +6 | 0 | -9 | -2 | +5 |
| 4 | 0 | -5 | +2 | -6 | -8 | -2 | -1 | -4 | -4 | +11 | +6 | 0 |
| 5 | -5 | +10 | -1 | -6 | +12 | -2 | -1 | -3 | -1 | -12 | -5 | +4 |
| 6 | -5 | -5 | -3 | +1 | -5 | +8 | +1 | +11 | +15 | +5 | +6 | -4 |
| 7 | +8 | -4 | -5 | +2 | 0 | +2 | -3 | -10 | -9 | -3 | -3 | +1 |
| 8 | 0 | -4 | +6 | +6 | -8 | -14 | +9 | +12 | -1 | +11 | -7 | 0 |
| 9 | +1 | -6 | +3 | +4 | +2 | +6 | -10 | -13 | -2 | -7 | +5 | 0 |
| 10 | -2 | +6 | -2 | -1 | +7 | +3 | +2 | +3 | -3 | +1 | -4 | +4 |
| 11 | -2 | -1 | -4 | 0 | 0 | +3 | +1 | +3 | +6 | -1 | -2 | -1 |
| 12 | +7 | +8 | +13 | -2 | -3 | -8 | +8 | -6 | -4 | -5 | +10 | +1 |
| 13 | -7 | -5 | -9 | -8 | +10 | +1 | -10 | +6 | +1 | +7 | -5 | +1 |
| 14 | +5 | +16 | -2 | +8 | -11 | -7 | +4 | -3 | +4 | -7 | +5 | -3 |
| 15 | +9 | -11 | -1 | -13 | +3 | +10 | -1 | +2 | -2 | +6 | +1 | -2 |
| 16 | -2 | 0 | -5 | +13 | -2 | -3 | 0 | +2 | -2 | -6 | -4 | 0 |
| 17 | -4 | +5 | -3 | -1 | +8 | +2 | 0 | -6 | +1 | +5 | -10 | 0 |
| 18 | -2 | -3 | +9 | -3 | -2 | 0 | +4 | +2 | +3 | -9 | +11 | -2 |
| 19 | -5 | -8 | -5 | +4 | -7 | +1 | -1 | -5 | -3 | +11 | +5 | +4 |
| 20 | +6 | +2 | +3 | 0 | +5 | 0 | +4 | +3 | 0 | -10 | -13 | -4 |
| 21 | 0 | +9 | -6 | -2 | -1 | -5 | -6 | +1 | -3 | +7 | +2 | +5 |

Продолжение таблицы 4

| | | | | | | | | | | | | |
|-----------------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 22 | -3 | -7 | +10 | -1 | -3 | -5 | -2 | -5 | +6 | -2 | +1 | -4 |
| 23 | +6 | -3 | +1 | +2 | -6 | +9 | +5 | +14 | -1 | +4 | +10 | +2 |
| 24 | -8 | -4 | -3 | +3 | +4 | -9 | -6 | -7 | -1 | -10 | -4 | +3 |
| 25 | -1 | +3 | -4 | -4 | +1 | +6 | +11 | -2 | +5 | +3 | -7 | -3 |
| 26 | -2 | +11 | 0 | -5 | +7 | -5 | -5 | +4 | -1 | +1 | -4 | -3 |
| 27 | 0 | -4 | +6 | +2 | -6 | +6 | -5 | -2 | -4 | -2 | +4 | +3 |
| 28 | +17 | -3 | -8 | -7 | -8 | 0 | +5 | -2 | -4 | +7 | +4 | +1 |
| 29 | -9 | | +4 | +13 | -1 | -5 | -2 | 0 | +2 | -3 | -6 | -5 |
| 30 | +5 | | -1 | -2 | -2 | -1 | -2 | -3 | +3 | -3 | +8 | +3 |
| 31 | -8 | | +5 | | -2 | | +3 | +1 | | +1 | | 0 |
| Ср. | 6,7 | 7,3 | 5,3 | 5,2 | 6,0 | 4,5 | 4,8 | 4,8 | 4,8 | 6,2 | 5,5 | 2,8 |
| Кол-во дней с увеличением вызовов | 10 | 11 | 12 | 13 | 11 | 13 | 14 | 15 | 11 | 15 | 15 | 13 |

Примечание: подчеркнуты данные за воскресенье (+17); жирным шрифтом обозначены наиболее значительные приросты (**+77**).

Подводя итог, можно отметить, что чаще всего зимой (январь и ноябрь 2001 г.) обострение бронхиальной астмы сочеталось с понижением атмосферного давления, увеличением скоростей ветра и влажности воздуха, повышением температуры, т.е. с прохождением теплых атмосферных фронтов. В теплое время года повышение заболеваемости чаще было связано с уменьшением скоростей ветра и влажности воздуха, что способствовало значительному загрязнению воздуха различными примесями.

Выявлено влияние и изменения уровня солнечной активности на течение заболевания: тесная связь отмечалась в январе, апреле и ноябре 2001 г. Однако однозначной зависимости установлено не было.

Прослеживаются различия в распределении вызовов в течение года у мужчин и женщин: увеличение числа вызовов скорой помощи женщинами зачастую сопровождается уменьшением числа обращений мужчин (см. рис. 2). Максимальное число приступов у женщин было отмечено в феврале (414), у мужчин – в мае (269), минимальное у женщин – в сентябре (268), у мужчин – в декабре (180). Создается впечатление о различной природе обострений заболевания. Такой вывод подтверждается низким коэффициентом корреляции (r) между числом вызовов скорой помощи для женщин и мужчин (табл. 4).

Определена положительная и отрицательная величина изменения количества вызовов за сутки (табл. 4). В дальнейшем рассматривались только дни с положительной величиной, характеризующиеся увеличением числа обращений в скорую помощь. Максимальное число дней с увеличением количества вызовов в течение месяца наблюдалось в августе, октябре и ноябре. Но средняя величина прироста за каждый такой день была на уровне среднегодовой, за исключением октября, когда увеличение вызовов на 10 и более единиц фиксировалось четыре раза. Дважды подобные обострения в октябре отмечались по понедельникам, по одному разу – в четверг и пятницу. Соответственно, проблематично связать случаи обострения заболевания с социально-психологическим фактором. В отличие от сердечно-сосудистых заболеваний (Харламова Н.Ф., Алябина О.В., 2003), для которых выявлено увеличение количества обращений в скорую помощь после праздничных дней и воскресных, корреляционные зависимости при бронхиальной

астме менее выражены. Заметный прирост обращаемости по воскресным дням отмечался в январе, по понедельникам – в феврале, апреле, августе и октябре.

В результате проведенных исследований показано, что метеорологические факторы и уровень солнечной активности оказывают существенное влияние на течение заболевания у больных бронхиальной астмой. Требуется продолжение работы, привлечение новых показателей, в частности, комплексных индексов жесткости погоды, а также геомагнитных индексов (например, A_p), с которыми предварительно уже выявлена значимая корреляция количества обострений.

Литература

Амирханов М.И., Лукашина Н.С., Трунев А.Г. Природные рекреационные ресурсы, состояние окружающей среды и экономико-правовой статус прибрежных курортов. М., 1997. 207 с.

Воронин Н.М. О медицинской характеристике классов погоды // Вопросы географии. Климат и человек. М., 1972. Вып. 89. С. 47–50.

Зосимов А.Н. О влиянии погодно-метеорологических факторов на возникновение обострения и длительность ремиссии бронхиальной астмы у детей // Вопросы охраны материнства и детства. 1988. Т. 33. №8. С. 20–23.

Княжеская Н.П. Тяжелая бронхиальная астма // Бронхиальная астма. 2002. Т. 4. №4.

Лузгин Б.Н., Барышников Г.Я. // Вестник АНЦ САН Высшей школы. 2002. №5. С. 37–44.

Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Вып. 20. СПб., 1993. Ч. 1–6. 718 с.

Томилец В.А., Топлянский В.Д. Обращаемость больных по поводу острого приступа бронхиальной астмы в зависимости от метеорологических факторов Москвы // Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физкультуры. 1975. Вып. 5. С. 456–466.

Харламова Н.Ф., Алябина О.В. Влияние изменений погодных условий и уровня солнечной активности на состояние больных с сердечно-сосудистыми заболеваниями в 2000 г. в Барнауле // Известия АГУ. 2003. №3.

А.Н. Назаров

Институт водных и экологических проблем СОРАН, г. Барнаул

**ДИНАМИКА ЛЕДНИКА МАЛЫЙ АКТРУ
И РАДИАЛЬНЫЙ ПРИРОСТ КЕДРА
В ГОРНО-ЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ
(Северо-Чуйский хребет)***

Реконструкция динамики ледников традиционно основывается на точных датировках морен по остаткам растительности, на данных о ходе климатических процессов и на геоморфологическом анализе моренных отложений. Как правило, наилучший результат дает сопоставление результатов этих методов.

Ход летних температур и увлажнения с большой достоверностью восстанавливается по дендрохронологическим данным. Применение данного метода является одним из наиболее перспективных с целью изучения колебаний климата в позднем голоцене. Опубликовано большое количество работ, касающихся вопросов определения динамики оледенения долины Актру дендрохронологическими методами (Овчинников Д.В., 2002; Панюшкина И.П., Адаменко М.Ф., Овчинников Д.В., 2002), в том числе и по приросту *Pinus Sibirica* (Воробьев В.Н. и др., 2001; 2002). Однако до сих пор неясным остается механизм взаимодействия климата и ледников, в частности времени проявления ответной реакции на изменения баланса массы. Непонятно также, каким образом подвижки ледников отражаются на приросте деревьев на границе леса вблизи языков ледников.

Большинство исследователей исходит из условия, что ухудшение климата неизбежно приводит к развитию оледенения, либо предполагается, что изменение прироста напрямую зависит от динамики ледников. Утверждения эти далеко не однозначны.

Время ответной реакции ледников Актру на изменения баланса массы рассматривалось нами в работе (Назаров А.Н., Останин О.В., 2002). Для Малого Актру эта величина составила 55–65 лет, для левого Актру – 80–100 лет, для правого Актру – 70–90 лет. На значительных промежутках времени порядка стадий оледенения

* Работа выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ, грант №03-05-64852.

эта величина не внесет существенных искажений, но при построении схемы отдельных подвижек внутри стадии учет ее необходим.

Очевидно, что в большинстве случаев ухудшение климата приводит к положительному балансу льда и развитию ледников, но возможна ситуация, когда падение летних температур сопровождается уменьшением количества осадков. Именно такая ситуация наглядно представлена в работе Ю.К. Нарожного (1986), когда, несмотря на самое значительное падение температуры за тысячелетие, ледники испытывали стационарирование и деградацию (1840–1880 гг.), поэтому при проведении реконструкций необходимо учитывать оба фактора, определяющих баланс ледников. В противном случае нельзя утверждать однозначно: испытывали ледники развитие или отступление.

Вопрос о том, насколько воздействие ледников отражается на приросте деревьев вблизи языков ледников, потребовал от нас проведения дополнительных исследований, которые были выполнены в летний сезон 2003 г. Выбор места отбора образцов основывался на предположении, что ход климатических процессов в непосредственной близости от ледника и на удалении от него – различен, проведя сравнение кривых прироста из двух различных местообитаний возможно, таким образом, сделать необходимые выводы.

Выбирая *Pinus Sibirica* в качестве объекта исследований, мы получали дополнительные трудности в интерпретации полученных данных, так как кедр, в отличие от лиственницы, более подвержен воздействию факторов зимней температуры, увлажнения и особенностям плодоношения. Несомненно, что его реакция на влияние холодного ветра с ледника проявляется значительно лучше, чем у лиственницы.

Комплексные эколого-биологические исследования начаты в бассейне Актру в 1998 г. Подробная характеристика почв и растительности на верхней границе леса приведена в работе (Воробьев В.Н. и др., 2001).

Согласно исследованиям, представленным в работах (Подрезов О.А., 1962; Слуцкий В.И., Коновалова Г.Ф., 1972), влияние ледника на климат прилегающей территории распространяется на расстояние до 300–400 м. Места отбора образцов выбирались исходя из этих условий (рис. 1). Первая площадка расположена на левом берегу р. Актру, на склоне южной экспозиция (наклон от 0 до 15°). Расстоя-

ние от моренного вала XIX века ледника Малого Актру составляет от 50 до 100 м. Вторая площадка находится также на склоне южной экспозиции с теми же углами наклона и абсолютной высотой, что и предыдущая. Расстояние от ее западного края до моренного вала Малого Актру около 600 м. Сомкнутость древостоя и абсолютный возраст деревьев здесь более значительны. Образцы отбирались с помощью бура длиной 40 см с живых деревьев на высоте от 0,8 м и выше по двум радиусам. Взяты также спилы с дерева, погибшего в 1983 г. Всего было отобрано 29 образцов вблизи ледника и 18 со второй площадки. Возраст образцов колеблется от 90 до 488 лет.



Рис. 1. Место отбора образцов *Pinus Sibirica* на дендрохронологический анализ

В лабораторных условиях образцы шлифовались и сканировались с большим разрешением. Измерение ширины годичных колец проводилось в стандартных программах обработки растровых изображений с точностью до 0,015 мм.

Для двух групп образцов были построены возрастные кривые, аппроксимированные соответствующими нелинейными функциями методом наименьших квадратов (рис. 2). Ход возрастной кривой для двух местообитаний несколько различен. Максимум прироста кедра вблизи ледника достигается к 17-летнему возрасту, затем до 130-летнего возраста следует интенсивный спад прироста в 2,5 раза

и менее интенсивный до конца существования (в 1,3–1,5 раза). Максимум прироста вдали от ледника наступает к 45 годам. К 150 годам также происходит его спад в 2 раза. Начиная от возраста 170 лет ход прироста по двум местообитаниям практически одинаков. Средний возраст деревьев вдали от ледника в среднем на 80–100 лет больше. Необходимо отметить значительное количество выпадающих точек возрастной кривой вблизи ледника, что, по-видимому, является проявлением контраста климатических условий.

Представляют интерес колебания прироста начиная со 170-летнего возраста. Для обоих, выбранных участков их ход синхронен, несмотря на различия в начале роста деревьев. Колебания происходят с периодичностью 130–150 лет. Объяснить их природу достаточно сложно. Вопрос этот требует дополнительного изучения.

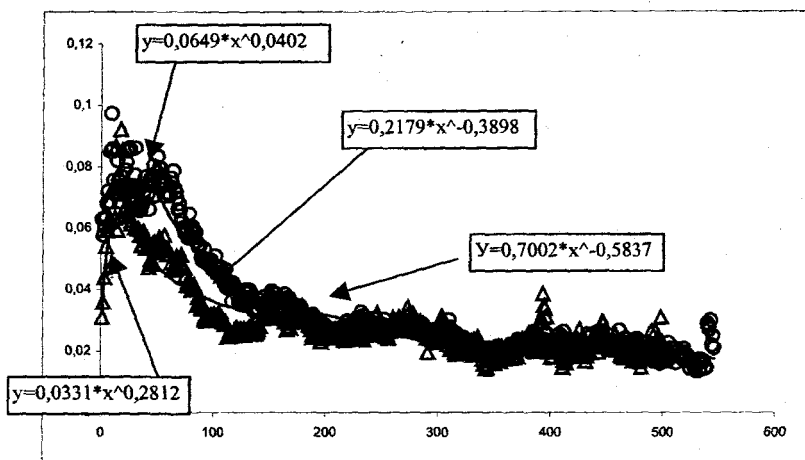


Рис. 2. Возрастные кривые для кедров произрастающего в непосредственной близости от ледника (нижняя кривая) и вне зоны его влияния (верхняя кривая), и аппроксимирующие их функции

Все отобранные образцы были проиндексированы относительно соответствующих возрастных кривых и приведены к общему среднему. Построение обобщенной хронологии проводилось на основе корреляционного анализа. Для избежания противоречий и неточностей первые 50–80 лет роста каждого образца были откинута.

Необходимо отметить большой разброс коэффициентов корреляции по сериям, полученным вблизи ледника: от 0,1 до 0,8. На удалении – ход прироста более стабилен, коэффициенты корреляции составляют от 0,3 до 0,78. Объединению подвергались серии с корреляцией не менее 0,55. Девять серий, составленных по образцам вблизи ледника, имеют очень противоречивый характер прироста, они не вошли в обобщенный ряд. По второму местообитанию в обобщенный ряд не вошли пять серий. Обеспеченность сериями по календарным датам представлена на рисунке 3.

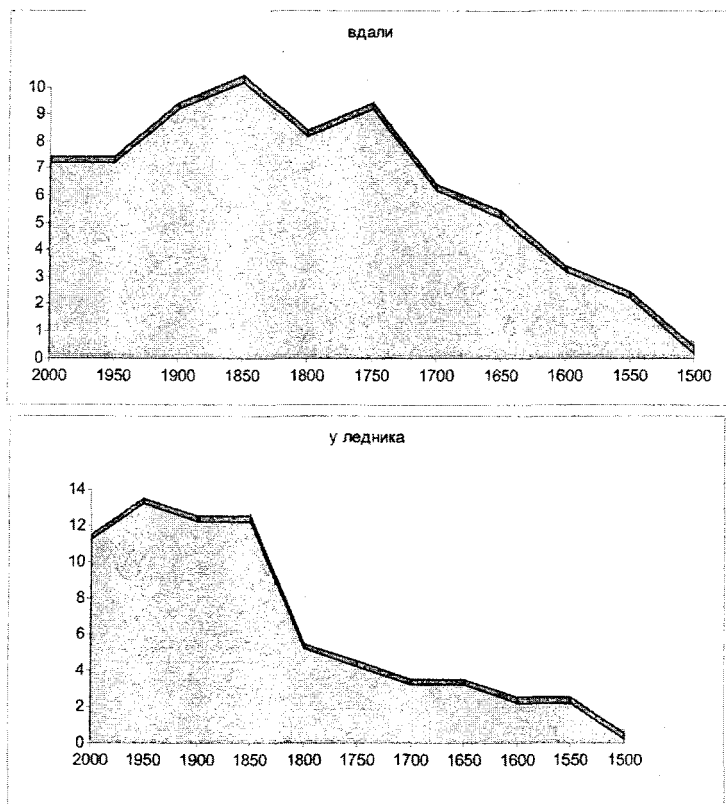


Рис. 3. Обеспеченность сериями по календарным датам для двух местообитаний: А – вдали от ледника; Б – в непосредственной близости от ледника

В результате исследований были получены древесно-кольцевые хронологии, по двум местообитаниям. Вблизи ледника длительность серии составила 2001–1559 года, вдали от ледника: 2001–1535 года (рис. 4, табл. 1).

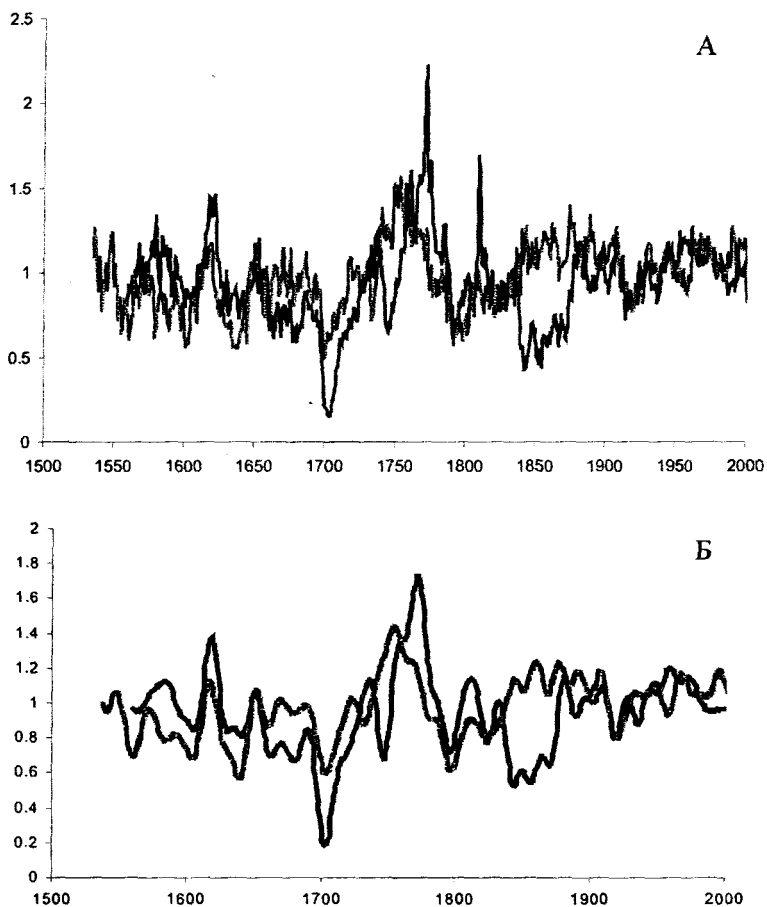


Рис. 4. Хронологии прироста кедра (*Pinus Sibirica*) в непосредственной близости от ледника (сплошная линия) и вне зоны его влияния на климат прилегающей территории (прерывистая линия): А – не сглаженные данные, Б – из ряда вычтены частоты свыше 15 лет (разложение Фурье)

Индексы прироста кедра (*Pinus Sibirica*) по двум местообитаниям:
в непосредственной близости от ледника и вне зоны его влияния
на климат прилегающей территории

| года | Вблизи от ледника | Вдали от ледника | 1947 | 1.0718 | 1.1066 |
|------|----------------------|---------------------|------|--------|--------|
| 1 | 2 | 3 | 1946 | 1.0794 | 1.0987 |
| 1945 | | | 1945 | 1.083 | 1.0863 |
| 2001 | 0.9678 | 1.0635 | 1944 | 1.0801 | 1.0717 |
| 2000 | 0.9699 | 1.0985 | 1943 | 1.069 | 1.0571 |
| 1999 | 0.9707 | 1.1305 | 1942 | 1.0494 | 1.0444 |
| 1998 | 0.9702 | 1.1563 | 1941 | 1.0224 | 1.0352 |
| 1997 | 0.9685 | 1.1735 | 1940 | 0.9902 | 1.0302 |
| 1996 | 0.9659 | 1.1809 | 1939 | 0.9565 | 1.0294 |
| 1995 | 0.9628 | 1.1784 | 1938 | 0.9251 | 1.0323 |
| 1994 | 0.9596 | 1.167 | 1937 | 0.9001 | 1.0376 |
| 1993 | 0.9568 | 1.1488 | 1936 | 0.8847 | 1.0441 |
| 1992 | 0.9546 | 1.1262 | 1935 | 0.881 | 1.0501 |
| 1991 | 0.9534 | 1.1023 | 1934 | 0.8894 | 1.0542 |
| 1990 | 0.9535 | 1.0797 | 1933 | 0.9086 | 1.0552 |
| 1989 | 0.955 | 1.0606 | 1932 | 0.9357 | 1.0521 |
| 1988 | 0.9582 | 1.0464 | 1931 | 0.9665 | 1.0443 |
| 1987 | 0.9635 | 1.0377 | 1930 | 0.9961 | 1.0318 |
| 1986 | 0.971 | 1.034 | 1929 | 1.0196 | 1.0145 |
| 1985 | 0.9811 | 1.0344 | 1928 | 1.0328 | 0.993 |
| 1984 | 0.9939 | 1.0374 | 1927 | 1.0329 | 0.968 |
| 1983 | 1.0094 | 1.0414 | 1926 | 1.019 | 0.9404 |
| 1982 | 1.0273 | 1.0449 | 1925 | 0.9923 | 0.9115 |
| 1981 | 1.047 | 1.0473 | 1924 | 0.9556 | 0.8825 |
| 1980 | 1.0677 | 1.0481 | 1923 | 0.9135 | 0.8553 |
| 1979 | 1.0882 | 1.0478 | 1922 | 0.8714 | 0.8315 |
| 1978 | 1.1073 | 1.0474 | 1921 | 0.8351 | 0.813 |
| 1977 | 1.1237 | 1.0484 | 1920 | 0.8094 | 0.8017 |
| 1976 | 1.1362 | 1.0519 | 1919 | 0.7981 | 0.7991 |
| 1975 | 1.1442 | 1.0592 | 1918 | 0.8029 | 0.8065 |
| 1974 | 1.1474 | 1.0708 | 1917 | 0.8235 | 0.8244 |
| 1973 | 1.1461 | 1.0865 | 1916 | 0.8575 | 0.8526 |
| 1972 | 1.1412 | 1.105 | 1915 | 0.9011 | 0.89 |
| 1971 | 1.1342 | 1.1246 | 1914 | 0.949 | 0.9345 |
| 1970 | 1.1268 | 1.1428 | 1913 | 0.9958 | 0.9832 |
| 1969 | 1.1209 | 1.157 | 1912 | 1.0365 | 1.0328 |
| 1968 | 1.1181 | 1.1647 | 1911 | 1.0672 | 1.0795 |
| 1967 | 1.1195 | 1.1639 | 1910 | 1.0857 | 1.1198 |
| 1966 | 1.1258 | 1.1536 | 1909 | 1.0915 | 1.1507 |
| 1965 | 1.1365 | 1.134 | 1908 | 1.086 | 1.1702 |
| 1964 | 1.1506 | 1.1062 | 1907 | 1.0721 | 1.1773 |
| 1963 | 1.1664 | 1.0726 | 1906 | 1.0536 | 1.1725 |
| 1962 | 1.1814 | 1.0364 | 1905 | 1.0345 | 1.1577 |
| 1961 | 1.1935 | 1.0011 | 1904 | 1.0185 | 1.1358 |
| 1960 | 1.2004 | 0.9704 | 1903 | 1.0081 | 1.1105 |
| 1959 | 1.2007 | 0.9473 | 1902 | 1.0045 | 1.0857 |
| 1958 | 1.1936 | 0.9342 | 1901 | 1.0073 | 1.0651 |
| 1957 | 1.1796 | 0.932 | 1900 | 1.0148 | 1.0517 |
| 1956 | 1.1598 | 0.9406 | 1899 | 1.0241 | 1.0474 |
| 1955 | 1.1366 | 0.9585 | 1898 | 1.0321 | 1.0526 |
| 1954 | 1.1124 | 0.9833 | 1897 | 1.0356 | 1.0666 |
| 1953 | 1.0902 | 1.012 | 1896 | 1.0327 | 1.087 |
| 1952 | 1.0724 | 1.0411 | 1895 | 1.0223 | 1.1109 |
| 1951 | 1.0606 | 1.0674 | 1894 | 1.0053 | 1.1349 |
| 1950 | 1.0558 | 1.0884 | 1893 | 0.9837 | 1.1555 |
| 1949 | 1.0572 | 1.1022 | 1892 | 0.9612 | 1.17 |
| 1948 | 1.0634 | 1.1082 | 1891 | 0.9417 | 1.1768 |

| | | | | | |
|------|--------|--------|------|--------|--------|
| 1890 | 0.9295 | 1.1755 | 1830 | 0.9726 | 0.8604 |
| 1889 | 0.9277 | 1.1671 | 1829 | 0.9348 | 0.8502 |
| 1888 | 0.9383 | 1.1537 | 1828 | 0.8916 | 0.8411 |
| 1887 | 0.9613 | 1.1382 | 1827 | 0.8494 | 0.8327 |
| 1886 | 0.9949 | 1.1241 | 1826 | 0.8141 | 0.8252 |
| 1885 | 1.0352 | 1.1143 | 1825 | 0.7904 | 0.8189 |
| 1884 | 1.0769 | 1.1112 | 1824 | 0.7814 | 0.8143 |
| 1883 | 1.1141 | 1.1116 | 1823 | 0.7882 | 0.8118 |
| 1882 | 1.1407 | 1.1286 | 1822 | 0.81 | 0.8121 |
| 1881 | 1.1519 | 1.1475 | 1821 | 0.8442 | 0.8153 |
| 1880 | 1.1444 | 1.17 | 1820 | 0.8874 | 0.8214 |
| 1879 | 1.1171 | 1.1926 | 1819 | 0.935 | 0.8302 |
| 1878 | 1.0713 | 1.2118 | 1818 | 0.963 | 0.8411 |
| 1877 | 1.0105 | 1.2242 | 1817 | 1.0276 | 0.8533 |
| 1876 | 0.9402 | 1.2273 | 1816 | 1.066 | 0.8658 |
| 1875 | 0.8667 | 1.2201 | 1815 | 1.0965 | 0.8779 |
| 1874 | 0.7967 | 1.203 | 1814 | 1.1186 | 0.8885 |
| 1873 | 0.736 | 1.1777 | 1813 | 1.1325 | 0.8971 |
| 1872 | 0.689 | 1.1476 | 1812 | 1.139 | 0.9028 |
| 1871 | 0.658 | 1.1165 | 1811 | 1.1392 | 0.9054 |
| 1870 | 0.6433 | 1.0887 | 1810 | 1.1339 | 0.9044 |
| 1869 | 0.6427 | 1.068 | 1809 | 1.1237 | 0.8994 |
| 1868 | 0.6524 | 1.0575 | 1808 | 1.1087 | 0.8902 |
| 1867 | 0.6675 | 1.0586 | 1807 | 1.0886 | 0.8765 |
| 1866 | 0.6828 | 1.0715 | 1806 | 1.0628 | 0.8583 |
| 1865 | 0.6937 | 1.0945 | 1805 | 1.0311 | 0.8357 |
| 1864 | 0.6968 | 1.1245 | 1804 | 0.9935 | 0.8089 |
| 1863 | 0.6903 | 1.1577 | 1803 | 0.9509 | 0.7789 |
| 1862 | 0.6745 | 1.1896 | 1802 | 0.905 | 0.7466 |
| 1861 | 0.6513 | 1.2163 | 1801 | 0.8582 | 0.7138 |
| 1860 | 0.6239 | 1.2342 | 1800 | 0.8139 | 0.6824 |
| 1859 | 0.5963 | 1.2412 | 1799 | 0.7754 | 0.6548 |
| 1858 | 0.5725 | 1.2368 | 1798 | 0.7462 | 0.6332 |
| 1857 | 0.5555 | 1.2218 | 1797 | 0.729 | 0.6196 |
| 1856 | 0.5474 | 1.1985 | 1796 | 0.7255 | 0.6158 |
| 1855 | 0.5485 | 1.1701 | 1795 | 0.736 | 0.6224 |
| 1854 | 0.5574 | 1.1404 | 1794 | 0.7592 | 0.6396 |
| 1853 | 0.5715 | 1.1131 | 1793 | 0.7927 | 0.6662 |
| 1852 | 0.5871 | 1.0912 | 1792 | 0.8329 | 0.7003 |
| 1851 | 0.6004 | 1.077 | 1791 | 0.8757 | 0.7392 |
| 1850 | 0.6082 | 1.0714 | 1790 | 0.9171 | 0.7796 |
| 1849 | 0.6083 | 1.0739 | 1789 | 0.954 | 0.8184 |
| 1848 | 0.6001 | 1.083 | 1788 | 0.9843 | 0.8526 |
| 1847 | 0.585 | 1.0961 | 1787 | 1.0078 | 0.8799 |
| 1846 | 0.5659 | 1.1104 | 1786 | 1.0258 | 0.8993 |
| 1845 | 0.5471 | 1.1228 | 1785 | 1.0412 | 0.9106 |
| 1844 | 0.5334 | 1.1305 | 1784 | 1.0578 | 0.9149 |
| 1843 | 0.5295 | 1.1317 | 1783 | 1.0798 | 0.9146 |
| 1842 | 0.5394 | 1.1252 | 1782 | 1.1114 | 0.9123 |
| 1841 | 0.5651 | 1.1111 | 1781 | 1.1552 | 0.9112 |
| 1840 | 0.607 | 1.0903 | 1780 | 1.2126 | 0.9144 |
| 1839 | 0.6629 | 1.0642 | 1779 | 1.2826 | 0.9241 |
| 1838 | 0.7288 | 1.0349 | 1778 | 1.3623 | 0.9417 |
| 1837 | 0.7991 | 1.0045 | 1777 | 1.4468 | 0.9676 |
| 1836 | 0.8674 | 0.9748 | 1776 | 1.5301 | 1.0006 |
| 1835 | 0.9272 | 0.9475 | 1775 | 1.6055 | 1.0389 |
| 1834 | 0.9731 | 0.9235 | 1774 | 1.6669 | 1.0796 |
| 1833 | 1.0011 | 0.9031 | 1773 | 1.7091 | 1.1196 |
| 1832 | 1.0096 | 0.8861 | 1772 | 1.729 | 1.1559 |
| 1831 | 0.9991 | 0.8721 | 1771 | 1.7259 | 1.1862 |

| | | | | | |
|------|--------|--------|------|--------|--------|
| 1770 | 1.7015 | 1.209 | 1710 | 0.4977 | 0.7485 |
| 1769 | 1.66 | 1.224 | 1709 | 0.44 | 0.72 |
| 1768 | 1.607 | 1.2319 | 1708 | 0.3794 | 0.6914 |
| 1767 | 1.5491 | 1.2346 | 1707 | 0.3202 | 0.6639 |
| 1766 | 1.4929 | 1.2347 | 1706 | 0.2671 | 0.6394 |
| 1765 | 1.4441 | 1.2351 | 1705 | 0.225 | 0.6197 |
| 1764 | 1.4064 | 1.2383 | 1704 | 0.1981 | 0.6068 |
| 1763 | 1.3814 | 1.2466 | 1703 | 0.1896 | 0.6024 |
| 1762 | 1.3682 | 1.261 | 1702 | 0.2013 | 0.6075 |
| 1761 | 1.3638 | 1.2816 | 1701 | 0.2332 | 0.6225 |
| 1760 | 1.3631 | 1.3074 | 1700 | 0.2836 | 0.6469 |
| 1759 | 1.3604 | 1.3363 | 1699 | 0.3493 | 0.6794 |
| 1758 | 1.3496 | 1.3656 | 1698 | 0.4256 | 0.7181 |
| 1757 | 1.326 | 1.3924 | 1697 | 0.5072 | 0.7605 |
| 1756 | 1.2861 | 1.4139 | 1696 | 0.5885 | 0.8038 |
| 1755 | 1.2291 | 1.428 | 1695 | 0.6643 | 0.8456 |
| 1754 | 1.1564 | 1.4333 | 1694 | 0.73 | 0.8837 |
| 1753 | 1.072 | 1.4294 | 1693 | 0.7824 | 0.9163 |
| 1752 | 0.9817 | 1.4171 | 1692 | 0.8195 | 0.9423 |
| 1751 | 0.8926 | 1.3978 | 1691 | 0.8409 | 0.9615 |
| 1750 | 0.8122 | 1.3736 | 1690 | 0.8474 | 0.9742 |
| 1749 | 0.7471 | 1.3468 | 1689 | 0.8411 | 0.981 |
| 1748 | 0.7028 | 1.3193 | 1688 | 0.8247 | 0.983 |
| 1747 | 0.6823 | 1.2927 | 1687 | 0.8014 | 0.9813 |
| 1746 | 0.6865 | 1.2678 | 1686 | 0.7745 | 0.9773 |
| 1745 | 0.7136 | 1.2446 | 1685 | 0.7471 | 0.9717 |
| 1744 | 0.7599 | 1.2224 | 1684 | 0.7218 | 0.9656 |
| 1743 | 0.8198 | 1.2001 | 1683 | 0.7006 | 0.9597 |
| 1742 | 0.8868 | 1.1762 | 1682 | 0.6849 | 0.9543 |
| 1741 | 0.9544 | 1.1495 | 1681 | 0.6753 | 0.95 |
| 1740 | 1.0165 | 1.1194 | 1680 | 0.672 | 0.9472 |
| 1739 | 1.0684 | 1.0856 | 1679 | 0.6746 | 0.9463 |
| 1738 | 1.1067 | 1.049 | 1678 | 0.6824 | 0.9476 |
| 1737 | 1.1299 | 1.0112 | 1677 | 0.6941 | 0.9514 |
| 1736 | 1.1382 | 0.9743 | 1676 | 0.7084 | 0.9577 |
| 1735 | 1.1329 | 0.941 | 1675 | 0.7238 | 0.9664 |
| 1734 | 1.1164 | 0.9136 | 1674 | 0.7388 | 0.977 |
| 1733 | 1.0916 | 0.8943 | 1673 | 0.7518 | 0.9883 |
| 1732 | 1.0614 | 0.8845 | 1672 | 0.7615 | 0.9992 |
| 1731 | 1.0282 | 0.8845 | 1671 | 0.7667 | 1.0081 |
| 1730 | 0.994 | 0.8938 | 1670 | 0.7668 | 1.0133 |
| 1729 | 0.9601 | 0.9108 | 1669 | 0.7617 | 1.0133 |
| 1728 | 0.9273 | 0.9329 | 1668 | 0.7521 | 1.0072 |
| 1727 | 0.8958 | 0.9573 | 1667 | 0.739 | 0.9946 |
| 1726 | 0.8658 | 0.9809 | 1666 | 0.7245 | 0.9761 |
| 1725 | 0.8373 | 1.0009 | 1665 | 0.7108 | 0.953 |
| 1724 | 0.8105 | 1.0151 | 1664 | 0.7006 | 0.9276 |
| 1723 | 0.7857 | 1.022 | 1663 | 0.6965 | 0.9028 |
| 1722 | 0.7633 | 1.0212 | 1662 | 0.7007 | 0.8817 |
| 1721 | 0.7439 | 1.0129 | 1661 | 0.7148 | 0.8674 |
| 1720 | 0.7277 | 0.9982 | 1660 | 0.7394 | 0.8625 |
| 1719 | 0.7145 | 0.9785 | 1659 | 0.7738 | 0.8683 |
| 1718 | 0.7038 | 0.9555 | 1658 | 0.8162 | 0.8851 |
| 1717 | 0.6942 | 0.9306 | 1657 | 0.8638 | 0.9116 |
| 1716 | 0.6839 | 0.9051 | 1656 | 0.9128 | 0.9452 |
| 1715 | 0.6707 | 0.8795 | 1655 | 0.9592 | 0.982 |
| 1714 | 0.6524 | 0.8541 | 1654 | 0.9988 | 1.0173 |
| 1713 | 0.6268 | 0.8287 | 1653 | 1.0281 | 1.0463 |
| 1712 | 0.5926 | 0.8029 | 1652 | 1.0446 | 1.0644 |
| 1711 | 0.5493 | 0.7763 | 1651 | 1.0472 | 1.068 |

| | | | | | |
|------|--------|--------|------|--------|--------|
| 1650 | 1.036 | 1.0551 | 1592 | 1.009 | 0.8208 |
| 1649 | 1.0128 | 1.0253 | 1591 | 1.0324 | 0.8203 |
| 1648 | 0.9808 | 0.9799 | 1590 | 1.0555 | 0.817 |
| 1647 | 0.9437 | 0.9222 | 1589 | 1.0767 | 0.8115 |
| 1646 | 0.9058 | 0.8566 | 1588 | 1.0947 | 0.8045 |
| 1645 | 0.871 | 0.7884 | 1587 | 1.1088 | 0.7971 |
| 1644 | 0.8428 | 0.7232 | 1586 | 1.1185 | 0.7903 |
| 1643 | 0.8231 | 0.6658 | 1585 | 1.1239 | 0.7855 |
| 1642 | 0.8128 | 0.6204 | 1584 | 1.1254 | 0.7839 |
| 1641 | 0.8113 | 0.5892 | 1583 | 1.1238 | 0.7864 |
| 1640 | 0.8167 | 0.5731 | 1582 | 1.1201 | 0.7936 |
| 1639 | 0.8264 | 0.5711 | 1581 | 1.1149 | 0.8058 |
| 1638 | 0.8374 | 0.5811 | 1580 | 1.1091 | 0.8227 |
| 1637 | 0.8468 | 0.5996 | 1579 | 1.103 | 0.8435 |
| 1636 | 0.8528 | 0.623 | 1578 | 1.0966 | 0.8668 |
| 1635 | 0.8543 | 0.6476 | 1577 | 1.0898 | 0.8911 |
| 1634 | 0.8518 | 0.6705 | 1576 | 1.0822 | 0.9144 |
| 1633 | 0.8471 | 0.6898 | 1575 | 1.0734 | 0.935 |
| 1632 | 0.843 | 0.7049 | 1574 | 1.0632 | 0.9509 |
| 1631 | 0.8431 | 0.7165 | 1573 | 1.0513 | 0.9608 |
| 1630 | 0.8509 | 0.7263 | 1572 | 1.038 | 0.9635 |
| 1629 | 0.8697 | 0.7367 | 1571 | 1.0238 | 0.9585 |
| 1628 | 0.9015 | 0.7505 | 1570 | 1.0091 | 0.9458 |
| 1627 | 0.9468 | 0.7701 | 1569 | 0.995 | 0.9259 |
| 1626 | 1.0044 | 0.797 | 1568 | 0.9822 | 0.8998 |
| 1625 | 1.0713 | 0.8319 | 1567 | 0.9715 | 0.8692 |
| 1624 | 1.1431 | 0.8739 | 1566 | 0.9635 | 0.8357 |
| 1623 | 1.2141 | 0.9211 | 1565 | 0.9583 | 0.8016 |
| 1622 | 1.2785 | 0.9704 | 1564 | 0.956 | 0.7691 |
| 1621 | 1.3306 | 1.0179 | 1563 | 0.9562 | 0.7403 |
| 1620 | 1.3656 | 1.0596 | 1562 | 0.9582 | 0.7174 |
| 1619 | 1.3805 | 1.0918 | 1561 | 0.9613 | 0.7022 |
| 1618 | 1.3738 | 1.1114 | 1560 | 0.9648 | 0.6961 |
| 1617 | 1.3465 | 1.1165 | 1559 | | 0.7001 |
| 1616 | 1.3012 | 1.1064 | 1558 | | 0.7144 |
| 1615 | 1.2421 | 1.0818 | 1557 | | 0.7387 |
| 1614 | 1.1746 | 1.0448 | 1556 | | 0.7718 |
| 1613 | 1.1042 | 0.9984 | 1555 | | 0.8118 |
| 1612 | 1.0366 | 0.9462 | 1554 | | 0.8563 |
| 1611 | 0.9763 | 0.8921 | 1553 | | 0.9023 |
| 1610 | 0.9267 | 0.84 | 1552 | | 0.9468 |
| 1609 | 0.8897 | 0.7928 | 1551 | | 0.9866 |
| 1608 | 0.8656 | 0.7532 | 1550 | | 1.019 |
| 1607 | 0.8534 | 0.7227 | 1549 | | 1.042 |
| 1606 | 0.851 | 0.7018 | 1548 | | 1.0544 |
| 1605 | 0.8557 | 0.6903 | 1547 | | 1.0562 |
| 1604 | 0.8648 | 0.6872 | 1546 | | 1.0484 |
| 1603 | 0.8757 | 0.6914 | 1545 | | 1.033 |
| 1602 | 0.8865 | 0.701 | 1544 | | 1.0131 |
| 1601 | 0.896 | 0.7145 | 1543 | | 0.992 |
| 1600 | 0.9041 | 0.7303 | 1542 | | 0.9733 |
| 1599 | 0.9111 | 0.747 | 1541 | | 0.9602 |
| 1598 | 0.918 | 0.7635 | 1540 | | 0.9552 |
| 1597 | 0.9261 | 0.779 | 1539 | | 0.9599 |
| 1596 | 0.9364 | 0.7926 | 1538 | | 0.9746 |
| 1595 | 0.9498 | 0.8039 | 1537 | | 0.9983 |
| 1594 | 0.9667 | 0.8126 | 1536 | | |
| 1593 | 0.9867 | 0.8182 | | | |

Ход кривых прироста для двух местообитаний несколько различен. Отличия в основном состоят в амплитуде колебаний и некоторой сдвиге их по фазе. Колебания прироста вблизи ледника носят резкий, зигзагообразный характер, указывающий на контрастность климатических условий, что мы уже отмечали при построении возрастных кривых. Причем большое изменение амплитуды прироста не связано с влиянием ледника, поскольку, как можно видеть из сравнения двух графиков, положение минимумов и максимумов практически совпадает. Трудно объяснить этим и сдвигу по фазе в 15 лет на отрезке 1700–1800 гг., так как время реакции Малого Актру в 4 раза больше. Кроме того, после начала движения леднику необходимо преодолеть минимальное расстояние в несколько десятков метров, чтобы его влияние зафиксировалось в хронологиях прироста деревьев.

Отличия между двумя графиками наблюдаются в периоды 1660–1700 и 1840–1880 гг. Именно их можно связать с продвижением и близким положением ледника. Направленность хода прироста кедра в это время для двух местообитаний имеет сходство, но вдали от ледника это происходит на фоне подъема, а вблизи – на фоне депрессии. Задержка в увеличении прироста в непосредственной близости от ледника хорошо объясняется его влиянием.

По-видимому, за промежуток времени 1600–2000 гг. это единственные периоды, когда по дендрохронологическим исследованиям *Pinus Sibirica* можно обоснованно утверждать о наступании Малого Актру*. Связь прироста *Larix Sibirica* с динамикой ледников требует дополнительного изучения.

Для выявления климатических факторов роста хронологии сравнивались со среднемесячными и среднелетними показателями метеостанции Актру Нижняя (1958–1994 гг.). Значимых коэффициентов корреляции ни с температурой, ни с осадками обнаружено не было. Заслуживающая внимания связь проявляется лишь у серии, полученной по образцам вдали от ледника с осадками марта ($R = 0.61$), и у этой же серии со среднелетними температурами ($R = 0.53$). Подобный результат представлен и в работе В.Н. Воробьева и др. (2001).

Исследования указанных авторов проводились на морене Большого Актру. Сравнение результатов наших работ показывает

* Здесь мы не имеем в виду дендрохронологический анализ ископаемой древесины.

большое сходство двух графиков (рис. 5), однако, как пишут авторы, в хронологии прироста кедр на морене Большого Актру отсутствуют сверхвековые циклы. Вероятнее всего, их отсутствие является результатом обработки данных.

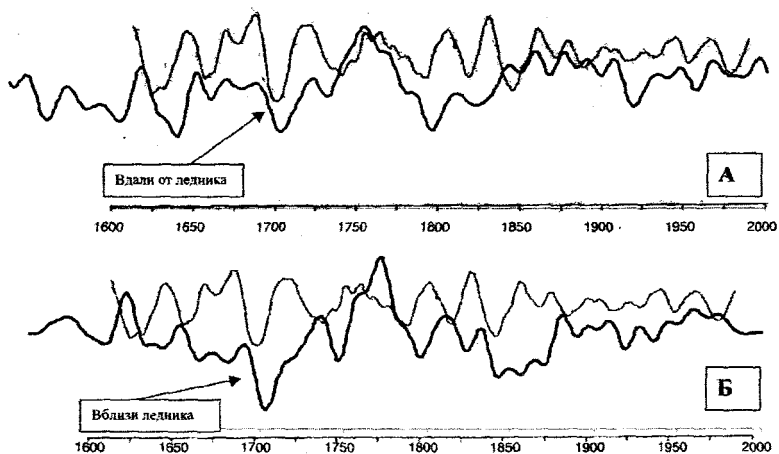


Рис 5. Хронологии прироста кедр (*Pinus Sibirica*) в горно-ледниковом бассейне Актру: А – верхний график взят из работы [2] (сглаженные 15-летние данные), нижний график – ход прироста кедр по местообитанию вдали от ледника (вычтены частоты свыше 15 лет); Б – указанный выше график и ход прироста кедр по местообитанию вблизи от ледника (вычтены частоты свыше 15 лет)

Не обнаруживается серьезных противоречий при сравнении хронологий, полученных нами с графиком, приведенным в работе (Овчинников Д.В., 2002) (рис. 6). Существенное различие с серией вблизи ледника проявляется лишь на отрезке 1840–1880 гг., что объясняется уже указанными выше причинами.

Выводы. На основании проведенных работ выявлены возрастные изменения в приросте кедр для двух местообитаний: в непосредственной близости от ледника и вне зоны влияния ледника на климат прилегающей территории. Для данных местообитаний получены древесно-кольцевые хронологии по приросту *Pinus Sibirica* длительностью 2001–1559 и 2001–1535 гг.

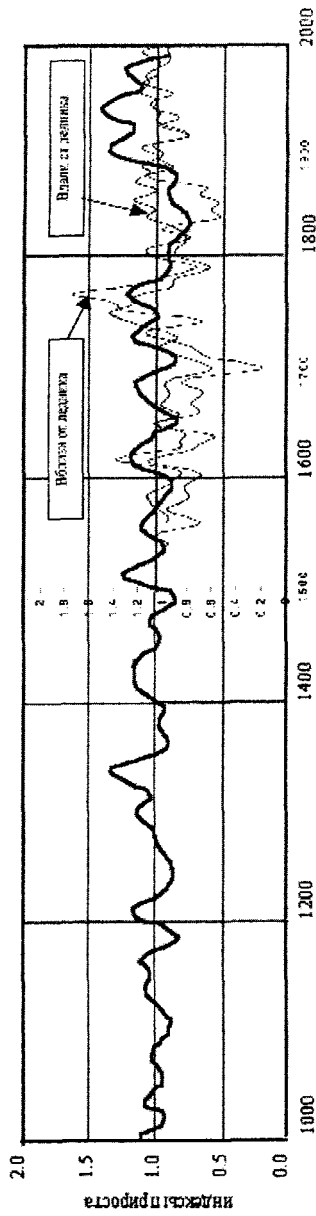


Рис. 6. Индексы прироста лиственницы на верхней границе леса в долине Актру (сглаженные 50-летние), взято из работы [5] (жирная линия) и индексы прироста кедр вблизи ледника Малый Актру, а также вдали от ледника (вычтены частоты свыше 15 лет)

Поставлено под сомнение наличие прямой связи между изменениями в радиальном приросте деревьев и динамикой ледников, а также высказано предложение о необходимости учета времени реакции ледников на изменения баланса массы при построении схем динамики ледников.

Используемые обобщенные хронологии прироста на верхней границе леса в полной мере не отражают динамики оледенения, поскольку влияние ледников на климат прилегающей территории распространяется очень незначительно, поэтому при реконструкции динамики оледенения дендрохронологическими методами необходимо проводить сравнительный анализ радиального прироста деревьев как в непосредственной близости от ледника, так и вне зоны его влияния на климат*.

Литература

Воробьев В.Н., Нарожный Ю.К., Тимошонок Е.Е., Росновский И.Н., Давыдов В.В., Бочаров А.Ю., Пац Е.Н., Хуторной О.В., Бокша С.В., Кособуцкая Е.Н. Эколого-биологические исследования в верховьях реки Актру в Горном Алтае // Вестник ТГУ. Томск, 2001. Вып. 274. С. 58–62.

Воробьев В.Н., Бочаров А.Ю., Хуторной О.В., Нарожный Ю.К. Дендроклиматический анализ радиального прироста кедра сибирского (*Pinus sibirica*) в горно-ледниковом бассейне Актру (Центральный Алтай) // Основные закономерности глобальных и региональных изменений климата и природной среды в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск, 2002. Вып. 1. С. 71–78.

Назаров А.Н., Останин О.В. Соотношение между фазами активности ледников и временем их реакции на изменения баланса на примере бассейна Актру // Горы и человек: от стратегии природы к стратегии разума. Барнаул, 2002. С. 100–104.

Нарожный Ю.К. Реконструкция баланса массы и условий льдообразования ледника Малый Актру за 150 лет // Гляциология Сибири. Томск, 1986. Вып. 3 (18). С. 85–104.

Овчинников Д.В. Реконструкция изменений климата гор Алтая дендрохронологическими методами: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Иркутск, 2002. 18 с.

* Обоснованно это утверждение можно отнести к хронологиям, составленным по приросту кедра.

Панюшкина И.П., Адаменко М.Ф., Овчинников Д.В. Дендроклиматическая сеть Горного Алтая как основа количественной палеогеографической реконструкции климата с высоким временным разрешением. Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск, 2002. Вып. 2. С. 413–419.

Подрезов О.А. Особенности режима температуры близ конца языка ледника Малый Актру // Гляциология Алтая. Томск, 1962. Вып. II. С. 127–131.

Слуцкий В.И., Коновалова Г.Ф. Ледниковый ветер в горно-ледниковом бассейне Актру // Гляциология Алтая. Томск, 1972. Вып. VII. С. 147–164.

А.С. Чурсин

*Восточно-Казахстанский государственный университет,
Казахстан*

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ САМООЧИЩЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Для выбора наиболее оптимального варианта размещения производительных сил необходимо знать метеорологический потенциал самоочищения атмосферы. Под метеорологическим потенциалом самоочищения атмосферы в данном случае подразумевается комплекс метеорологических условий, характерных для той или иной местности и способствующих как загрязнению, так и самоочищению атмосферного воздуха.

В настоящее время для такой оценки используется метеорологический потенциал загрязнения атмосферы (ПЗА), разработанный ГГО им. А.И. Воейкова Э.Ю. Безуглой (1983), который учитывает повторяемости скорости ветра (0–1 м/сек), туманов, приземных инверсий и периоды застоя воздуха, т.е. сочетание инверсий со штормами.

По значениям ПЗА, рассчитанным на станциях аэрологического зондирования, Э.Ю. Безуглой было произведено районирование территории СССР и выделено пять зон по степени предрасположенности атмосферы к загрязнению.

Территория Юго-Западного Алтая (Казахстанский Алтай), исходя из предлагаемых Э.Ю. Безугловой условий, попала в зоны высокого и очень высокого потенциала загрязнения атмосферы.

Недостатком предложенного метода оценки метеорологического потенциала загрязнения атмосферы, на наш взгляд, является его низкая разрешающая способность. Этот показатель требует данных аэрологического зондирования, которое отсутствует на территории исследуемого района. Поэтому проведенное районирование следует рассматривать как общий фон метеорологической обстановки без ее конкретной детализации. При прогнозировании неблагоприятных метеорологических условий (НМУ) требуется знание детальной картины метеорологического потенциала атмосферы. Кроме того, при расчете ПЗА учитываются лишь условия, способствующие загрязнению атмосферы, но не рассматриваются условия ее рассеивания, а также отсутствует количественная оценка преобладания тех или иных процессов в конкретной местности.

Потенциал загрязнения атмосферы практически является функцией лишь двух величин: повторяемости штилей и повторяемости туманов (Церфас К.Э., 1976). Повторяемость штилей – один из основных метеорологических факторов, при которых происходят явления застоя накопления вредных примесей в приземном слое воздуха, а наличие туманов, кроме всего прочего, приводит еще и к увеличению токсичных примесей.

Очищение атмосферы происходит в основном за счет сильных ветров, способствующих быстрому выдуванию и рассеиванию примесей, а также за счет вымывания примесей атмосферными осадками.

По мнению Т.С. Селегей (1989), можно получить некоторый коэффициент, характеризующий преобладание тех или иных процессов в течение определенного времени на данной местности.

Для Юго-Западного Алтая введем некоторые изменения в предлагаемые параметры. За повторяемость скоростей ветра 0–1 м/сек, взята повторяемость штилей.

Обозначим этот коэффициент K_m и назовем его метеорологическим потенциалом самоочищения атмосферы (МПСА). Исходя из вышеизложенного следует, что:

$$K_m = \frac{P_{ш} + P_t}{P_o + P_v},$$

где $P_{ш}$ – повторяемость штилей, %; P_t – повторяемость дней с туманами (находится по числу дней с туманами за год и делится на 365), %; P_o – повторяемость дней с осадками ≥ 1 мм (находится по числу дней с осадками ≥ 1 мм и делится на 365), %; P_v – повторяемость скоростей ветра ≥ 6 м/сек, %.

Граничным условием для количества осадков, способных очистить атмосферу, принята их величина 1 мм и более.

Граничные условия для скорости ветра, способной перенести из очага загрязнения вредную примесь, была принята величина ≥ 6 м/сек. Граничные условия, принятые в качестве параметров, способствующих самоочищению атмосферы, проанализированы и прослежены почти по 30-летнему периоду наблюдений за загрязнением атмосферного воздуха на ПНЗ городов: Усть-Каменогорска, Лениногорска и Зыряновска. По данным климатического справочника нами были вычислены многолетние средние значения K_m по 23 опорным станциям Юго-Западного Алтая.

Как показали расчеты, по средним многолетним данным метеорологический потенциал самоочищения атмосферы на исследуемой территории изменяется в пределах от 0,3 до 3,3.

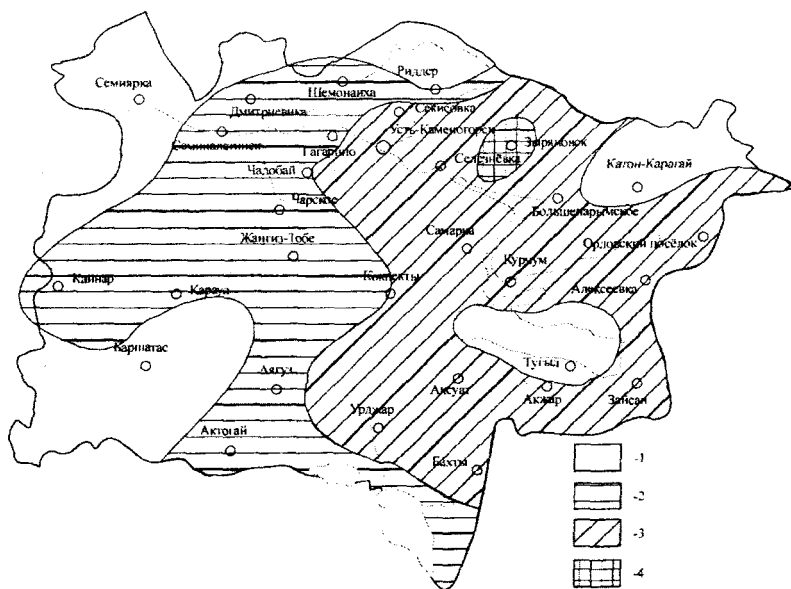
Если K_m больше единицы, то процессы, способствующие накоплению вредных примесей, в течение года преобладают над процессами самоочищения атмосферы. Если K_m меньше единицы, то, наоборот, процессы самоочищения атмосферы преобладают над процессами, способствующими накоплению вредных примесей. Чем больше по абсолютной величине K_m в рассматриваемом районе, тем неблагоприятнее условия для рассеивания примесей.

На основе проведенной типизации, на изучаемой территории выделено четыре района с различными условиями самоочищения атмосферы (рис.).

Первая зона – зона благоприятных условий рассеивания примесей занимает западную часть территории, район Зайсанской котловины, горные районы с преобладанием горно-долинной циркуляции (Катон-Карагай) и районы склоновых ветров (Лениногорск).

Вторая – переходная зона, где процессы самоочищения атмосферы и процессы загрязнения повторяются примерно одинаково, названа зоной ограниченно благоприятных условий рассеивания. Она занимает практически всю территорию Кокпектинско-Чарского мелкосопочника, за исключением горных районов.

Вся остальная территория находится в условиях неблагоприятных для рассеивания примесей, т.е. там процессы, способствующие загрязнению атмосферы, в течение года в два раза встречаются чаще, чем процессы, способствующие самоочищению атмосферы. В этой же зоне выделяются районы и с крайне неблагоприятными условиями рассеивания ($K_m > 3$). Это межгорные котловины (Зыряновская, Секисовская).



Коэффициент самоочищения атмосферы на Юго-Западном Алтае:
 1 – зона благоприятных условий рассеивания; 2 – зона ограниченно благоприятных условий рассеивания; 3 – зона неблагоприятных условий рассеивания; 4 – зона крайне неблагоприятных условий рассеивания

Таким образом, по значению K_m можно провести районирование территории Юго-Западного Алтая с выделением следующих зон: 1 – зона благоприятных условий рассеивания в атмосфере при $K_m < 0,8$; 2 – зона ограниченно благоприятных условий рассеивания примесей в атмосфере при $0,8 \leq K_m \leq 1,2$; 3 – зона неблагоприятных условий рассеивания примесей в атмосфере при $K_m > 1,2$; 4 – зона крайне неблагоприятных условий рассеивания примесей в атмосфере при $K_m > 3,0$.

Если сравнить предложенное районирование с районированием по ПЗА Безугловой, то оба районирования имеют одинаковую тенденцию и совпадение зон благоприятных и крайне неблагоприятных условий рассеивания атмосферы.

Однако районирование территории Юго-Западного Алтая по методике, предложенной Т.С. Селегей, выигрывает перед районированием, предложенным Э.Ю. Безуглой в том плане, что значение

Км можно рассчитывать для любого района, где имеются элементарные наблюдения за метеозементами, что в свою очередь позволяет выбрать наиболее оптимальный вариант размещения промышленных предприятий, прогноза неблагоприятных метеорологических условий в любой временной перспективе.

Литература

Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере: Справочное пособие / Под ред. Э.Ю. Безуглой, М.Е. Берлянда. Л., 1983. 383 с.

Церфас К.Э. Характеристики некоторых элементов, определяющих потенциально возможное загрязнение атмосферы в Узбекистане // Труды САРНИГМИ. 1976. Вып. 29 (110). С. 2–12.

Селегей Т.С. Метеорологический потенциал самоочищения атмосферы Сибирского экономического района // Труды ЗапСибНИГМИ. 1989. Вып. 86. С. 84–89.

В.А. Червяков, О.Н. Барышникова,
Е.П. Крупочкин, Е. Куралова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ГНОСЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОНЯТИЯ «РАЗНООБРАЗИЕ»*

Понятие «разнообразии» рассматривается в словарях, справочниках, публикациях по теориям информации, систем и управления. Основное его назначение – это количественная оценка сложности систем. В кибернетике сложилось фундаментальное понятие «необходимое разнообразие», имеющее отношение к управлению системами (Лопатников Л.И., 1979). Следует обратить внимание на то, что дословно «разнообразие» означает не любое различие, а различие образов, отражающих качественную несхожесть объектов. Отсюда разнообразие рассматривается как показатель, характеризующий соотношение качественно отличных друг от друга объектов, свойств, состояний.

Смысловое содержание определения «разнообразии» заключается в себе значительный методологический и гносеологический

* Работа выполнена при финансовой поддержке научной программы «Университеты России» (грант УР 08.01.022).

смысл. Но по отношению к нему до сих пор нет достаточно четкой дефиниции, как общенаучного понятия, способного удовлетворить специалистов различных отраслей знаний. На философском уровне познания «разнообразие» может рассматриваться как фундаментальная философская категория.

Его фундаментальность определяется тем, что оно относится к неотъемлемым свойствам (атрибутам) материи и проявляется как в пространстве, так и во времени, а, как известно, функционирование и развитие материи сопровождается изменением разнообразия. Исходя из этого можно дать наиболее общее определение понятию «разнообразие». Разнообразие – это неотъемлемое свойство материи, отражающее ее дискретность и непрерывность, в виде существования качественно различных объектов в пространстве и во времени, а способом существования этих объектов как раз и будет являться изменение самого разнообразия. В качестве критериев, обособляющих разнообразие как философскую категорию от понятия более конкретных уровней знаний, можно назвать три наиболее существенных признака: универсальная всеобщность; антологическая, методологическая и гносеологическая универсальность; органическая включенность категории разнообразия в систему философских категорий.

Обладая свойствами универсальной всеобщности, понятие «разнообразие» отражается на всех уровнях знаний: философском, общенаучном и конкретно научном. Форма всеобщности в природе – это закон, форма внутренней завершенности и тем самым бесконечности. По Ф. Энгельсу, оно есть соединение многих конечных вещей в бесконечное. Закон многообразия в единстве и единство в многообразии. Бесконечность разнообразия следует из неисчерпаемости материи и определяет универсальную всеобщность разнообразия.

Неисчерпаемость материи проявляется в количественной неисчерпаемости материи, в бесконечном разнообразии ее свойств, взаимосвязей, форм бытия и тенденций развития, а также в качественной неоднородности строения материи, существовании бесчисленного множества качественно различных уровней структурной организации материи, на каждом из которых материя обладает различными специфическими свойствами и подчиняется разным закономерностям развития. На каждом из уровней разнообразие характеризует свойства материи.

Антологическая универсальность категории «разнообразие» заключается в самой иерархической структуре мира, которая пред-

ставляет собой следствие усложняющихся форм, подчиняющихся законам взаимного перехода количественных изменений в качественные, единства изменчивости и устойчивости, единства дискретности и непрерывности. Это доказывает антологическую универсальность данного понятия.

Разнообразие (многокачественность) материального мира, пространство и время – форма существования материи. Образ любого объекта одновременно определяется постоянным изменением его и закреплением этих изменений в структуре объекта.

Органическая включенность категории разнообразия в философскую систему знаний заключается в том, что во всех системах категорий существуют понятия, близкие к разнообразию, а именно: свойства, многокачественность или понятия, определяющие разнообразие – взаимодействие, изменчивость, развитие, бесконечность и т.д.

Примерами понятий общенаучного уровня знаний могут служить термины: «вероятность», «значение», «инвариант», «изоморфизм», «информация», «система», «структура». Они сохраняют связь с конкретными научными теориями. В полной мере к общенаучным понятиям могут быть отнесены лишь философские категории. Тем не менее существует ряд понятий, обладающих методологической и гносеологической универсальностью, но не отвечающих критериям универсальной всеобщности, антологической универсальности. Но они отличаются высоким уровнем абстракции, например, «инвариант», «информация», «структура». Принадлежность понятия «разнообразие» к философским категориям не отрицает, а усиливает его гносеологическую и методологическую ценность как общенаучного понятия.

На научном уровне отражение разнообразия – это научная классификация или иерархия систем. Основа формализации разнообразия – это теория множеств, которая на начальном этапе своего становления называлась теорией многообразия. Но эта теория не решает всех гносеологических и методологических проблем, связанных с теорией разнообразия. Формализация – не единственный путь получения знаний. Где сравнительно недавно господствовала классификация, все большее значение получает системный подход. Природная система, ландшафт, популяция и биоценоз характеризуются через свойство «разнообразия», которое может рассматриваться как мера устойчивости, потенциал изменчивости, характеристика структуры.

Причина изменения разнообразия – функционирование материи. Научное отражение разнообразия – это классификация или иерархия систем объектов. По сравнению с классификациями системы более универсальны. Объект, как часть системы, даже будучи один, выражает себя не только в своей законченной самости, но и как единица некоторого пространства, определенных системных связей, что позволяет включить в систему еще не существующие или неоткрытые объекты.

Иерархия систем в отличие от классификаций дает возможность для наиболее полного отражения разнообразия. Таким образом, чем выше уровень абстрагирования, тем яснее универсальное методологическое и гносеологическое значение понятия «разнообразия».

«Геосистемное разнообразие», «ландшафтное разнообразие», «разнообразие социальных систем» – понятия конкретного научного уровня знаний. Они оказываются вложенными в системы более высокого иерархического и гносеологического уровней. Понятия конкретного научного уровня познания имеют важное научное, методическое значение и практическое. Так, «генетическое», «видовое», «геосистемное», «этническое», «культурное» разнообразие представляют собой предмет и объект для исследования и сохранения.

Генетическое разнообразие, т.е. поддержание генотипической изменчивости, которая вызвана адаптационной необходимостью в природных популяциях, представлено наследуемым внутри и между популяциями разнообразием организмов (Белоновская Е.А. и др., 1998).

Как известно, генетическое разнообразие определяется варьированием последовательностей в нуклеиновых кислотах, составляющих генетический код. Каждый вид несет в себе огромное количество генетической информации.

Новые генетические вариации возникают у особей через генные и хромосомные мутации, а также у организмов, которым свойственно половое размножение, через рекомбинацию генов. Генетические вариации могут быть оценены у любых организмах, от растений до человека, как число возможных комбинаций различных форм от каждой генной последовательности. Другие разновидности генетического разнообразия, например, количество ДНК на клетку, структура и число хромосом, могут быть определены на всех уровнях организации живого.

Различная жизнеспособность отражается в изменениях частот генов в генофонде и является реальным отражением эволюции (Бе-

лоновская Е.А. и др., 1998). Значение генетических вариаций неоспоримо: они дают возможность осуществления эволюционных изменений в условиях изменяющейся природной среды и, если это необходимо, искусственного отбора.

Видовое разнообразие, синоним биоразнообразия, в частности, «богатства видов», которое есть число видов в определенном месте или биотопе. Общее биоразнообразие обычно оценивают как общее число видов в различных таксономических группах. На сегодняшний день описано около 1,5 млн видов, тогда как, по оценкам специалистов, на планете сегодня обитает от 5 до 100 млн видов.

Вид обычно принимается основной единицей учета биоразнообразия. Как правило, именно виды являются основными объектами охраны, однако гарантия сохранения видового разнообразия может быть обеспечена лишь при условии сохранения экосистем в целом.

Экосистемное разнообразие часто оценивается через разнообразие видового компонента. Это может быть оценка относительных обилий видов, общее разнообразие территории или биотопа, биомасса видов разных размерных таксономических групп на различных трофических уровнях (Виноградов Б.В., 1999).

В последние годы в рамках природоохранной политики стало уделяться внимание созданию биосферных заповедников, где наряду с видовым разнообразием сохраняется разнообразие экосистем и ландшафтов.

В этом смысле экосистемное разнообразие можно понимать как ландшафтное. Именно ландшафтное разнообразие обуславливает величину всех рассмотренных ранее видов разнообразия. Ландшафтное разнообразие измерить сложнее, чем видовое или генетическое, так как ландшафтные границы менее дискретны.

В.А. Червяковым (1993) предложена трехступенчатая количественная оценка разнообразия: от абсолютных показателей к относительным и далее к взвешенным.

Первый уровень характеризует индивидуальное разнообразие. В географии оно представляется общим числом контуров природных комплексов, населенных пунктов и т.д., расположенных на изучаемой территории. Если же объекты сгруппированы по типам (видам), то численность последних (n) есть разнообразие типологическое (видовое).

Второй уровень предполагает вычисление относительных показателей разнообразия посредством деления n или на N , или на

площадь S. Первый показатель Одум назвал видовым богатством, второй показатель является плотностью разнообразия.

В основе третьего уровня количественной оценки разнообразия лежит вычисление таких показателей, которые учитывают одновременно и число качественных различий, и долю (вес) каждого из них в общей совокупности. В качестве такого взвешенного показателя разнообразия используется энтропийная мера неопределенности H , которая вычисляется по формуле Шеннона:

$$H = - \sum p_i \log_2 p_i,$$

где p_i – вероятность i -того элемента при условии, что $\sum p_i = 1$.

Географы, экономисты, метеорологи и другие специалисты за p_i принимают доленое участие каждого типа объектов. Данная формула довольно часто используется для количественной оценки разнообразия как дифференциации площади или сложности территории, сложности хозяйственных связей и т.д.

Картографов энтропийная мера разнообразия заинтересовала вначале как показатель информационной емкости карт. При этом они опирались на родство понятий «разнообразие» и «информация».

В дальнейшем картографы стали использовать формулу Шеннона для количественной оценки разнообразия реальных явлений по данным, измеренным по картам. Главным образом вычислялись показатели разнообразия площадных объектов – контуров природных комплексов, их сложность, мозаичность, дробность. А.М. Берлянт (1978) разработана методика вычисления разнообразия по соотношению площадей, измеренных по картам.

Новую информацию о разнообразии географических явлениях дает картографическое моделирование, объединяющее процессы снятия информации с карт, аэро- и космических снимков, вычисления показателей разнообразия и составления производных изолинейных карт разнообразия. Благодаря этому предоставляется возможность изучать разнообразие на трех уровнях: картографическом, морфометрическом и картометрическом.

Успешное внедрение карт разнообразия в географические исследования возможно при наличии надежного информационного обеспечения и выполнения большого объема картометрических, вычислительных и картосоставительских работ. Картографическое моделирование показателей разнообразия возможно на основе использования тематических карт.

Ландшафтная карта содержит в себе информацию о пространственной неоднородности Земной поверхности. За внешней хаотичностью распределения видов ландшафтов скрывается определенная закономерность организации природной среды. В результате применения информационного и математико-статистического подходов для анализа ландшафтного разнообразия Евразии может быть использована изолинейная карта разнообразия, вычисленного по формуле Шеннона, производная от ландшафтной карты.

Все это дает возможность перейти от качественного фона исходной ландшафтной карты к более точному изолинейному изображению нового количественного показателя.

Изолинейную карту разнообразия ландшафтов можно анализировать на визуальном и математико-статистическом уровнях. Например, визуальный анализ карты ландшафтного разнообразия Евразии (рис. 1) позволил отметить максимальные значения энтропии (2.2–2.5) для территории Северного Индостана и низкогорий Гималаев.

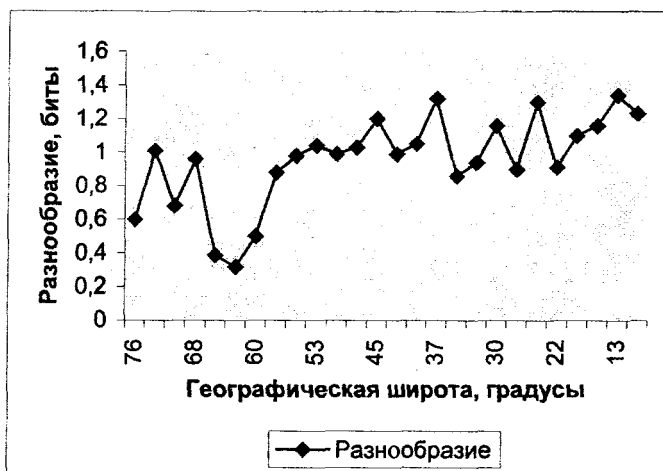


Рис. 1. График ландшафтного разнообразия Евразии

Именно здесь преобладают одни из самых древних на Земле ландшафты, в которых естественная тенденция усложнения природной среды протекала в относительно стабильных зональных условиях.

Наименьшие значения энтропии закономерно приурочены к тропическим, субтропическим, арктическим пустыням и полупустыням умеренного пояса, где показатель энтропии снижается до 0,001. Для остальной территории визуально трудно уловить проявление зональности в величине энтропии. На равнинах четко выделяются повышенным разнообразием экотонные зоны: лесостепная (1,6–1,7) и лесотундровая (1,5). В горах наибольшие показатели энтропии приурочены к низкогорьям, где сложился широкий спектр высотных поясов и часто расположены рефугиумы. В горах, расположенных субширотно, ландшафтное разнообразие возрастает вследствие инверсионного проявления зональности. Так, в низкогорьях Кавказа показатель энтропии достигает 2,1. В горах, расположенных субмеридионально, разнообразие возрастает благодаря тому, что в низкогорьях еще прослеживаются зональные различия ландшафтов. В местах пересечения гор и экотонных зон наблюдается резкое увеличение значений энтропии. Например, в пересечении зоны лесотундры и Верхоянского хребта, Урала и лесостепной зоны энтропия возрастает до 1,9.

Авторы настоящей работы провели простейший математико-статистический анализ зависимости разнообразия ландшафтов от географической широты. Он осуществлялся путем вычисления для каждой параллели средних арифметических значений разнообразия и построения осредненного профиля зависимости их от географической широты (рис. 2).

Рисунок профиля имеет вид колебательной функции и иллюстрирует многофакторный характер величины разнообразия. На линии профиля наблюдается значительное снижение величины разнообразия между 66 и 61 градусами северной широты, что соответствует области распространения таежных ландшафтов. Генетически природные комплексы лесной зоны разнообразнее других зон.

И значительные амплитуды изменения этого показателя между 76 и 56 параллелями. Сглаженная кривая изменения разнообразия характеризует общую тенденцию незначительного повышения показателя разнообразия в южном направлении. Выполненных на сегодняшний день работ недостаточно для установления закономерностей пространственного распределения разнообразия ландшафтов. В дальнейшем необходимо применение математико-статистических методов для выяснения зависимости показателя разнообра-

зия от географической широты, долготы, степени континентальности, высоты над уровнем моря и других показателей.

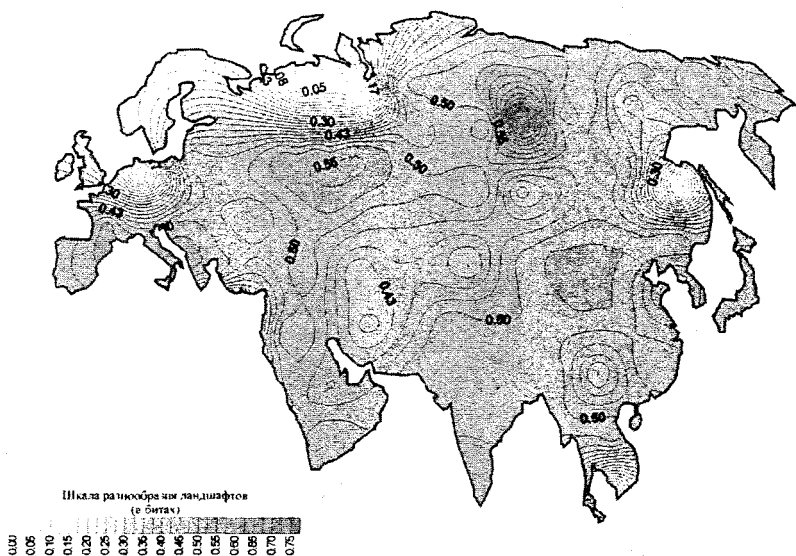


Рис. 2. Изолинейная модель разнообразия ландшафтов Евразии

Таким образом, предложенный нами подход к изучению ландшафтного разнообразия позволяет строить математико-картографические модели, а также дополнять традиционный визуальный анализ карт строгими математическими расчетами и находить зависимости между различными факторами, влияющими на разнообразие. Значение разнообразия зависит также от комплекса природных факторов, таких как абсолютная высота над уровнем моря, географическая широта и долгота, континентальность территории и др. К ним может быть отнесено и население территории. Оно может характеризоваться через численность, ее динамику, – плотность и другие показатели. Население существенно преобразует природную среду. И.А. Колмаковой (2000) была установлена статистическая зависимость между ядрами повышенной концентрации промышленного загрязнения, сельскохозяйственного преобразования среды и территориями с высокой плотностью населения. Это позволяет использовать изолинейную

модель плотности населения (рис. 3) для уточнения показателей современного ландшафтного разнообразия. Ландшафты Западной Европы, Китая, Индии существенно модифицированы в результате хозяйственной деятельности, их генетическое, видовое и ландшафтное разнообразие значительно снижено (1,6).

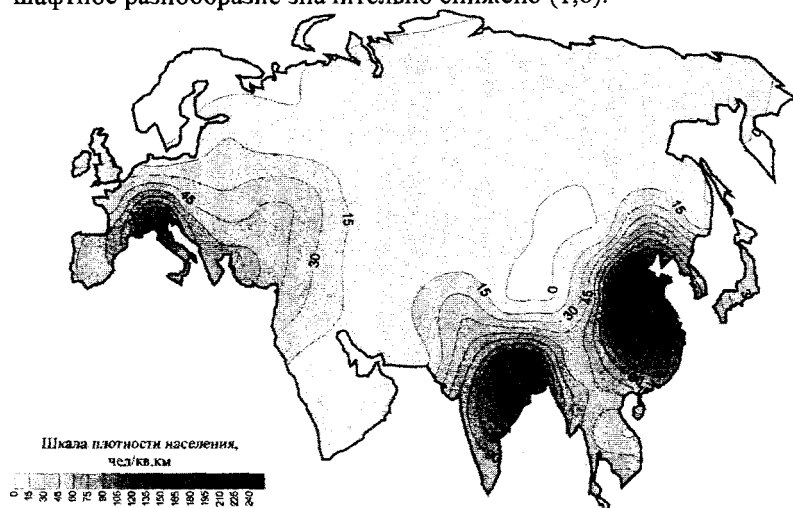


Рис. 3. Трендовая карта-схема плотности населения Евразии

С учетом этого для иллюстрации современного состояния ландшафтного разнообразия данных территорий необходимо вводить поправочные коэффициенты.

Статистический анализ комплекса природных факторов позволит определить закономерности изменения значений разных видов разнообразия по территории суши и выработать наиболее рациональную и эффективную политику по его сохранению. Наряду с практическим использованием понятие «разнообразие» имеет важное научное и философское значение, что позволяет применять его в разных отраслях науки и практической деятельности.

Литература

Алексеева Н.Н. Современные ландшафты зарубежной Азии. М., 2000. 413 с.

Белоновская Е.А., Коротков К.О., Тишков А.А. Изучение и сохранение биоразнообразия в горных районах // Изв. АН. Сер. Геогр. 1998. №6. С. 60–62.

Берлянт А.М. Картографический метод исследования. М., 1978. 256 с.

Виноградов Б.В. Гамма-разнообразия наземных экосистем // Изв. РАН. Сер. Геогр. 1999. №5. С. 25–29.

Колмакова И.А. Картографо-информационный подход к оценке антропогенной нагрузки. Современные проблемы географии и природопользования. 2000. С. 32–37.

Лопатников Л.И. Разнообразие: Краткий экономико-математический словарь. М., 1979. 234 с.

Романова Э.П. Современные ландшафты Европы. М., 1997. 312 с.

Червяков В.А., Гусельников С.А. Опыт создания и анализа карт полей разнообразия энтомокомплексов // Изв. ВГО. 1988. Вып. 6. С. 556–562.

Червяков В.А. Категория разнообразия в географии и картографии // Изв. РГО. 1993. Вып. 6. С. 37–41.

О.Н. Барышникова, Н.Г. Прудникова
Алтайский государственный университет, г. Барнаул
**ЛАНДШАФТНАЯ СТРУКТУРА
ЮЖНОЙ ЧАСТИ САРАСИНСКОГО
ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНА***

Изучение природных комплексов в районе исследования проводилось на разных уровнях организации природной среды. Общая характеристика типов ландшафтов, встречающихся в Сарасинском физико-географическом районе, дана Г.С. Самойловой (1982). По типологии, разработанной ею, ландшафты исследуемой территории относятся к горно-степным и горно-лесным типам. На ландшафтной карте Атласа Алтайского края, где за основную единицу описания и районирования принят вид ландшафта, который представляет собой совокупность индивидуальных ландшафтов, обладающих генетической общностью и однотипной структурой, в границах района встречаются два вида ландшафтов. Это слаборасчлененные пологосклонные низкогорья с покровом дефлюкционных

* Работа выполнена при финансовой поддержке Минобразования (грант УР 08.01.022 и УР 08.01.017).

иделювиальных суглинков с разнотравно-злаковыми луговыми степями и остепненными лугами на горных черноземах выщелоченных и скалистые долины с сосновыми, березово-сосновыми лесами на дерново-слабоподзолистых почвах. На схеме физико-географического районирования (Атлас..., 1978) изучаемый район входит в Северо-Алтайскую провинцию Алтайской области Алтайско-Саянской физико-географической страны. В Северо-Алтайской провинции средняя высота гор 1600–1800 м. К северо-западу высоты снижаются до 600–800 м, широко распространены пенепленизированные поверхности, чередующиеся с расчлененными низкогорными массивами, переходящими в мелкосопочные подгорные равнины. Постепенное увеличение высот к югу провинции, относительно слабая расчлененность поверхности обуславливают плавное изменение климатических параметров в юго-восточном направлении.

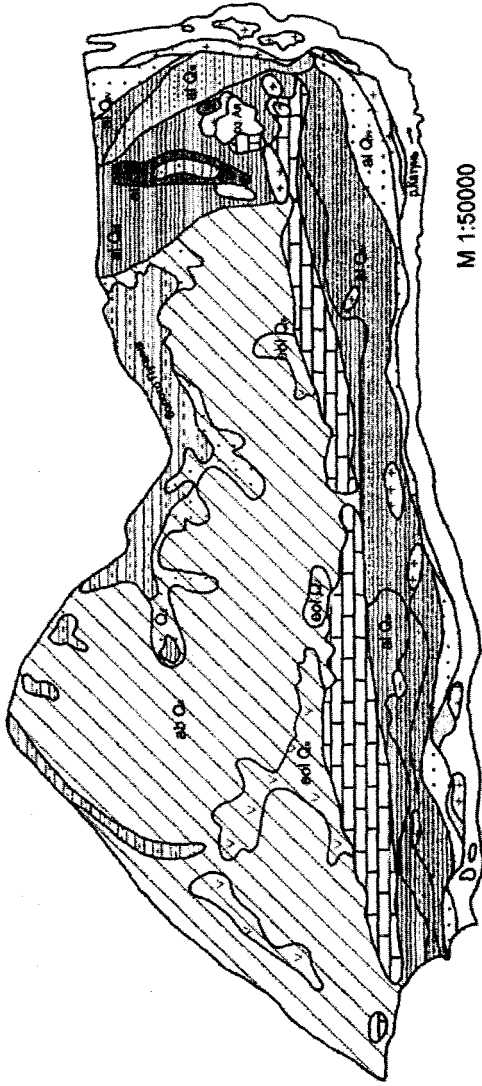
Средняя температура января на рассматриваемой территории на 2–3 градуса выше, чем на равнине от –13 до –17. Температура июля от 16 до 19 градусов. Июль здесь самый теплый месяц лета. На формирование термического режима большую роль оказывает континентально-тропический воздух, приносимый юго-западными ветрами, поэтому летом ежегодно отмечаются дни с температурой воздуха +35° С. Изучаемая провинция входит в зону равномерного увлажнения. Среднее годовое количество осадков составляет 500–700 мм. Распределение осадков в течение вегетационного периода сравнительно равномерное. В целом климатические условия благоприятны для произрастания многих видов растений, так как близки к оптимальным. Современная флора и фауна наследуют черты многих зон миграции живых организмов, связанных прежде всего с изменениями климатических условий. Об этом свидетельствует широкий экологический спектр растений от мезогигрофитов до мезоксерофитов и ксерофитов. В районе исследования значительное число представителей разных эколого-географических групп флоры (Варфоломеева Г.В., 2000). Животное население представлено степными, таежными, горно-лугово-степными, видами широколиственных лесов (Атлас..., 1978).

Относительно постепенная для гор смена абиотических условий определила простую структуру высотной поясности и позволила появиться широтно-зональным чертам ландшафтов. Полуравнинный-полугорный характер территории Северо-Алтайской про-

винции обращал на себя внимание многих исследователей (Барышников Г.Я., 1992; Николаев В.А., 1994). Ландшафтная структура района исследования формировалась в пределах переходной зоны (Барышников Г.Я., 1992) или регионального ландшафтного экотона (Николаев В.А., 1994). Оба автора обратили внимание на своеобразии ландшафтообразующих факторов в пределах этой территории. Г.Я. Барышников выделил ее как переходную зону, отличающуюся от соседних территорий строением геологического фундамента и рельефа. Фундамент образуют различные по мобильности геологические структуры, он отличается повышенной тектонической проработкой и высокой проницаемостью горных пород, а также более слабой, чем в центральных частях гор, интенсивностью тектонических движений. В таких условиях снижена скорость воздействия на поверхность экзогенных факторов. В отличие от высокогорных районов, лучше сохраняются отложения известняков, фрагменты древних кор выветривания, останцы с ядрами магматических пород и интрузивные массивы. В сравнении с равнинами, осадочный чехол не снижает, а усиливает мозаичность твердого субстрата (рис. 1).

Все эти особенности присущи Сарасинскому физико-географическому району и определяют основные черты его ландшафтов. В.А. Николаев (1994) относит провинцию, в которую входит район, к региональному ландшафтному экотону – переходной полосе от ландшафтов горного класса к ландшафтам равнинного класса. Здесь сочетаются индивидуальные ландшафты, зональных типов – степные и лесостепные, а также лесные, луговые и горнодолинные.

Южная граница Сарасинского физико-географического района на схеме физико-географического районирования (Атлас Алтайского края, Самойлова Г.С., 1982) проведена севернее района Айского озера. Но при более детальном изучении ландшафтной структуры этой территории границу между Сарасинским лесостепным низкогорно-среднегорным и Чергинским лесным физико-географическими районами можно провести южнее положения, зафиксированного в атласе (1978), так как вся изучаемая нами территория имеет преимущественно лесостепной облик, характеризуется незначительным разнообразием ландшафтов, редкой их сменой в пространстве. Здесь преобладают луговые степи и остепненные луга, часто возникшие на месте мелколиственных лесов, под которыми сформировались выщелоченные и оподзоленные черноземы.



М 1:50000













- Средний отдел (Q₂)**
-  Вулканические туфляки с участками шибля еол Q₂
 -  Вулканические туфляки плавной структуры, галечники аб Q₂
 -  Гравельные туфляки Q₂
- Верхний отдел (Q₃)**
-  Супесь, песок, галечники ал Q₃
 -  Супылики, супеси, супески ал Q₃
 -  Озерные мергели и глины ал Q₃
- Современный отдел (Q₄)**
-  Супесь, песок, галечники ал Q₄
 -  Пески, галечники ал Q₄
 -  Мергели и глины ал Q₄
 -  Торф Q₄
- Облаженная известняков**
-  Облаженная известняков
- Выходы магматических пород**
-  Выходы магматических пород

Рис. 1. Карта-схема четвертичных отложений

В фондовых материалах ИВЭП на исследуемую территорию существуют карты и описания природных комплексов на уровне местностей и сложных урочищ, которые создавались с целью изучения современного состояния природы края в целом и Алтайского административного района в частности. Это ландшафтные карты М 1:500 000 (под общ. ред. Ю.И. Винокурова), М 1 : 100 000 (Л.Н. Пурдик, С.В. Бобров, О.Н. Барышникова) и карта М 1 : 200 000 (Л.Н. Пурдик, Д. Кантеев). Ландшафтные исследования и картографирование 2002 г. проводились авторами статьи в крупном масштабе. За основные единицы изучения и картографирования принимались местности, простые, сложные урочища и фации. В результате проведенных полевых и камеральных работ создана серия карт М 1 : 25 000, выявлены основные факторы формирования ландшафтов района исследования, проведена их типизация.

Одним из важнейших факторов формирования ландшафтов изучаемой территории является геологическое строение. В геологическом строении территории преобладают породы баратальской свиты, представленные (Малолетко А.М., 2003). светло-серыми, крупнозернистыми, мраморизированными известняками, обнажающимися на крутом левом склоне долины Катунь и в окрестностях Айского озера. В пределах обнажений известняков формируются засушливые петрофитные степи на примитивных щебнистых почвах. Известняки прорваны интрузиями гранитоидов кислого состава и изверженных пород основного состава. Последние – это породы темно-серого цвета, мелкокристаллические, дробленные (габбро-пориты, габбро-пироксениты и ортоклазовые габбро), которые обнажаются в пределах всего участка долины р. Катунь выше Айского озера. Они усложняют геологическое строение долины (рис. 2), влияют на характер русловых и пойменных, процессов и создают своеобразный останцовый тип местности с участием возвышающихся на 5–7 м над уровнем террас и пойм останцев с сосново-мелколиственными лесами на скелетных, серых лесных почвах. В пределах выходов гранитных интрузий преобладают сосновые леса на кислых скелетных почвах, встречаются вторичные мелколиственные и смешанные парковые леса на серых лесных почвах.

Там, где породы фундамента перекрыты чехлом рыхлых четвертичных отложений субаэрального, водного и органического происхождения (рис. 1), в ландшафтной структуре реализуются зональные черты.

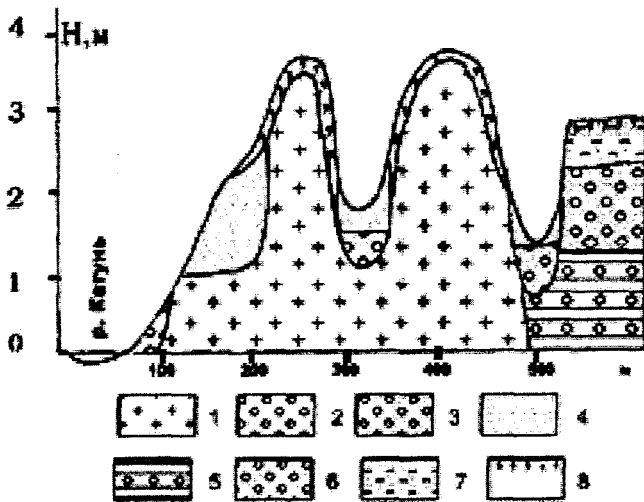


Рис. 2. Вертикальный разрез участка долины Катунь:
 1 – интрузивные породы; 2 – галечник; 3 – галечник с песком;
 4 – песок; 5 – галечник с прослойками песка и глины;
 6 – галечник с песком; 7 – супесь; 8 – почва

Водораздельные пространства и пологие склоны покрыты бурыми суглинками лессовидного облика, на наиболее высоких участках и крутых склонах суглинки содержат щебень разных пород. Возраст суглинков среднечетвертичный. Наибольшая мощность суглинков встречается в нижних частях пологих склонов, к которым приурочены луговые степи. В межсклоновом понижении в условиях избыточного увлажнения сформировались хемогенные болотные отложения. Наиболее пестрый состав четвертичных отложений характерен для участка террасированной долины Катунь. В ней преобладают аллювиальные отложения верхнечетвертичного и современного возраста. Они представлены в основном галечниками, песками и суглинками. Озерные и болотные отложения приурочены к котловинам бывших и современных озер и днищам балок (рис. 1). Разный механический состав отложений отразился на формировании широкого спектра почв низкогорных ландшафтов и интразональных горно-долинных.

Почвы, формирующиеся на склонах различной крутизны и экспозиции, отличаются по мощности почвенного профиля, механическому и химическому составу. Максимальная мощность гумусового горизонта отмечена в средней части склонов северной экспозиции. Гранулометрический состав почв варьирует от супесчаного на вершинах и крутых склонах до тяжелосуглинистого на пологих склонах.

Большинство почв исследуемой территории отличается высокой гумусированностью, обогащенностью поглощенными катионами кальция и магния, слабокислой и нейтральной реакцией почвенного раствора (табл.).

В пределах крутых и сильно расчлененных склонов северной экспозиции существуют природные предпосылки для разрушения верхних почвенных горизонтов. Целостность почвенных горизонтов нарушается даже при небольшой рекреационной нагрузке, усиливается эрозия и смыв гумусового материала в реки и озера, например, в северо-восточной части озера Ая. Более устойчивы к воздействию почвы пологих склонов. Это – типичные тяжелосуглинистые черноземы.

В балках, осложняющих склоны, формируются черноземно-луговые глинистые и лугово-черноземные тяжелосуглинистые почвы. Они относительно устойчивы к разрушению. На днищах замкнутых котловин образуются болотные почвы. На поверхностях выравнивания и продуктах выветривания известняков под березовыми лесами сформировались горные, бурые черноземовидные карбонатные почвы. На более высоких поверхностях – горные черноземы щебнистые. К скальным обнажениям приурочены скелетные почвы: горные степные – на южном склоне скалистого гребня и горные лесные – на останцах магматических пород. Под сосновыми лесами низких песчаных террас реки Катунь преобладают оподзоленные супесчаные и песчаные оподзоленные почвы. На более высоких террасах, на склонах северной и северо-западной экспозиции под березовыми лесами встречаются темно-серые лесные почвы. Все почвы более плодородны по сравнению с аналогами равнинных территорий, для них характерны более высокое залегание углесолей, повышенная карбонатность, гумусность, емкость обмена, содержание азота и фосфора (табл.).

Некоторые физико-химические свойства почв бассейна оз. Ая

| Раз-рез | Почва | Горизонт | Глубина, см | Гумус, % | рН водной | Поглощенные | | Сумма поглощенных оснований |
|---------|-------------------------------|----------|-------------|----------|-----------|-------------|-----|-----------------------------|
| | | | | | | Са | Мд | |
| 1 | Чернозем типичный карбонатный | АД А1 | 0-10 | 5,02 | 7,75 | 29,1 | 3,1 | 32,2 |
| | | ВСД | 10-20 | 5,24 | 7,70 | 20,8 | 2,0 | 22,8 |
| | | А0А1 | 0-10 | 14,03 | 6,15 | 28,8 | 2,1 | 30,9 |
| | | А1 | 20-30 | 14,71 | 6,87 | 37,1 | 2,1 | 39,2 |
| 2 | Горные скелетные лесные | АС | 30-50 | 12,61 | 5,56 | 29,4 | 2,1 | 31,5 |
| | | АД | 0-9 | 27,75 | 5,75 | 44,5 | 2,1 | 46,6 |
| | | А | 13-23 | 16,18 | 5,51 | 33,3 | 4,2 | 37,5 |
| 4 | Серые лесные | АД А1 | 0-10 | 12,41 | 6,50 | 21,6 | 8,3 | 29,9 |
| | | АС | 15-22 | 15,06 | 6,52 | 21,6 | 4,2 | 25,8 |
| 5 | Черноземовидные выщелоченные | АД | 0-10 | 7,16 | 7,43 | 30,6 | 8,1 | 38,7 |
| 6 | Чернозем типичный | АД | 0-10 | 26,85 | 5,15 | 38,5 | 8,6 | 47,1 |
| | | АД | 0-10 | 13,95 | 6,00 | 18,1 | 2,1 | 20,2 |
| 7 | Темно-серые лесные | А | 12-22 | 11,56 | 5,61 | 25,0 | 4,2 | 29,2 |
| | | АД | 0-5 | 0,44 | 7,30 | 16,6 | 4,3 | 20,9 |
| 8 | Темно-серые лесные | А | 5-15 | 10,29 | 7,05 | 19,9 | 8,3 | 28,2 |
| | | АД А1 | 0-12 | 6,34 | 5,0 | 9,1 | 4,2 | 13,3 |
| | | А2В1 | 12-22 | 1,03 | 5,0 | 8,2 | 3,1 | 11,3 |
| | | А2В2 | 22-42 | 0,88 | 5,12 | 5,2 | 2,0 | 7,2 |
| 9 | Серые лесные | В | 42-68 | 0,57 | 5,75 | 6,2 | 3,2 | 9,4 |
| | | ВС | 68-76 | 0,57 | 5,78 | 5,4 | 2,2 | 7,6 |
| | | АД А1тп | 0-15 | 7,28 | 5,45 | 8,5 | 2,2 | 10,7 |
| | | В1тп | 15-30 | 4,36 | 5,55 | 9,0 | 3,2 | 12,2 |
| 10 | Черноземно-луговые Оглееные | В2тп | 30-58 | 1,80 | 5,90 | 6,8 | 2,2 | 9,0 |
| | | ВС | 58-75 | 0,81 | 5,82 | 10,4 | 7,4 | 17,8 |

Анализ распространения почв и растительных ассоциаций, произрастающих на них, позволяет сделать вывод о том, что современная ландшафтно-морфологическая структура территории сложилась в результате взаимодействия природных и антропогенных факторов. Влияние хозяйственной деятельности привело к сокращению площадей, занятых лесами, на их месте сформировались разнотравные и остепненные луга на темно-серых лесных почвах и черноземах выщелоченных.

Еще одним важным фактором формирования современной ландшафтной структуры остается рельеф. Положение территории в северной низкогорно-среднегорной части Алтайской горной системы определило его особенности. Здесь преобладают мелкосопочные эрозионно-увалистые формы рельефа. Самые высокие участки местности приурочены к вершине узкого скалистого гребня. Он имеет широтное простирание. Максимальная высота поверхности гребня 646,7 м. Продольный профиль гребня имеет несколько седловин, по которым, возможно, происходил сток речных вод в период существования в долине Катунь подпрудного водоема (Малолетко А.М., 1970). Южный склон гребня, обращенный к Катунь, почти отвесный с выходами коренных пород. Подножие склона обрамлено скоплениями обломочного материала, на котором формируются молодые кустарниковые и злаковые ассоциации на примитивных почвах.

Вдоль вершины гребня выделяются плоские участки с абсолютными высотами 550–600 м, приподнятые, видимо, в результате более поздних тектонических движений над уровнем дочетвертичной поверхности, с высотами 400–500 м. На наиболее высоких плоских участках преобладают остепненные луга на маломощных щелнистых черноземовидных почвах. К нижнему ярусу поверхностей приурочены разреженные березовые леса или луга с отдельными группами берез на серых лесных почвах. Наряду с выровненными поверхностями, в структуре территории выделяются склоны, разного характера.

Северный склон гребня, обращенный к участку Катунь ниже Айского озера, пологий, расчленен широкими балками. Днище самой крупной балки или древней ложбины стока занято болотом «Пучина». В верхней части этой балки протекает ручей, формирующий малую долину, заканчивающуюся у 60-метровой террасы болотом. К болоту «Пучине» стекают несколько водотоков. Таким

образом, уровень болота в центральной части балки можно считать местным базисом эрозии, который регулирует уровень грунтовых вод и скорость эрозионных процессов на прилегающих к пучине склонах. Склоны заняты луговыми степями на черноземах обыкновенных, к днищам балок приурочены луга на лугово-черноземных почвах. Более сложным геоморфологическим и ландшафтным устройством в районе исследования отличается террасированная долина Катуня.

В долине реки Катунь сформировался комплекс террас. Отложения самой высокой 60-метровой террасы вложены в устьевую часть балки «Пучина». Здесь обнажаются галечники разного возраста. На поверхности шестидесятиметровой террасы расположены три эрозионные котловины, одна из которых занята Айским озером. Озеро Ая находится выше уровня Катуня на 25 м и представляет собой своеобразный акваториальный комплекс. Севернее котловины Айского озера расположена еще одна, днище которой на 31 м выше уровня Катуня, она занята березовым лесом паркового типа на серых лесных почвах. Естественная структура этого комплекса трансформирована в результате хозяйственного использования под детский лагерь отдыха. К западу от Айского озера находится третья котловина, днище которой занято моховым болотом. Днище этой котловины на 9–10 м выше уровня Катуня. В котловине сформировался болотный геоконплекс, часть которого используется сейчас под свалку, что совершенно недопустимо с геохимической, экологической и эстетической точек зрения. По данным снегомерной съемки, в 1972 г. в котловине «Моховое болото» высота снежного покрова достигала 70 см, а на склонах – 16 см (Малолетко А.М., 2003). Снежный покров – основной источник поверхностного и подземного стока весной и весенних запасов влаги в почве. Существование свалки в Моховом болоте вовлекает в геохимические потоки элементы, чуждые для этой территории, которые мигрируют в смежные участки каскадной геохимической системы. Так как к 60-метровой террасе примыкает комплекс более молодых низких террас, 40-метровая терраса представлена двумя фрагментами, в западной и северо-восточной частях долины. На них сформировались взрослые березовые леса с густым многоярусным подлеском и развитым травостоем на серых лесных почвах. Молодые террасы, сложенные крупными галечниками, суглинками и песками, сохрани-

лись лучше древних и прослеживаются вдоль всего изучаемого отрезка долины. На них преобладают березовые и березово-сосновые леса на серых лесных почвах. Часть первой надпойменной террасы в границах лесопитомника занята посадками ели, дуба и других растений, не характерных для местных природных условий.

Формирование поймы обусловлено характером русловых и пойменных процессов. Русло Катуня в районе исследования относится к горному типу. По данным г.п. Сростки, средний расход воды составляет $636 \text{ м}^3/\text{сек}$, максимальный превышает $5,5 \text{ тыс. м}^3/\text{сек}$, годовой объем стока – 20 км^3 . Река относится к алтайскому типу водного режима с высоким растянутым половодьем (2–3 месяца) и низкой осенне-зимней меженью. В годовом цикле почти всегда выражены две волны половодья: первая – в конце апреля–начале мая, вторая волна часто превышает первую и наблюдается в конце мая–июне. Низкие меженные уровни устанавливаются в октябре и лишь в отдельные засушливые годы в конце августа или в начале сентября при расходах $160\text{--}190 \text{ м}^3/\text{сек}$. Минимальные расходы характерны для конца зимнего периода. С конца 30-х гг. максимальные расходы Катуня были ниже средних многолетних, и исследуемый участок поймы не затоплялся в период максимального половодья в 2002 г. Максимальные уровни половодья могут достигать 6 м.

Катунь отличается повышенными уклонами и большими скоростями течения, что обуславливает значительные объемы транспорта взвешенных наносов, среди которых важную роль играет галечниковый аллювий. Все эти факторы определяют характер русловых деформаций. В отдельные годы (1960–1987) скорость размыва берегов Катуня достигает 50 и даже 70 м/год. Такие скорости плановых деформаций русла характерны прежде всего для берегов, сложенных песками. Подобный тип берега встречается лишь на небольшом участке в западной части района, где река преимущественно аккумулирует. Большая часть берега соответствует зоне преобладания глубинной эрозии, обусловленной выходами магматических, трудно размываемых пород. Особенность строения русла определила значительную устойчивость его к речной эрозии в пределах изучаемой территории. Некоторую роль в формировании русла играют ледовые явления. Низкие зимние уровни приводят к тому, что на отмелях частях русла река промерзает на всю глубину (средняя толщина льда на Катуня – 80 см). Во время

ледохода смерзшийся лед разрушает отмытку, способствуя интенсивным русловым деформациям. Река в районе исследования – важный фактор формирования ландшафтной структуры поймы, а в прошлом и террас.

Пойма на изучаемом участке формируется в результате увеличения площади русловых островов и объединения их в пойменные массивы. Низкая пойма состоит из береговой отмели, сложенной галечниками или песками, реже глинистыми отложениями серого цвета. Высокая прирусловая пойма (до 1,7 м) с поверхности сложена песками светло-серого цвета; пойма, примыкающая к надпойменной террасе, – супесями. Такой пестрый механический состав обуславливает разную максимальную не разрушающую скорость водных и ветровых потоков. Наиболее устойчивы к механическому разрушению интрузивные породы и крупные галечники, менее устойчивы глины и суглинки, наиболее подвержены эрозии супеси и пески. Важным фактором, обеспечивающим стабильность твердого субстрата пойм, является растительный покров, характеристикой защитной роли которого может служить уровень задернованности поверхности. Значения задернованности и характер растительного покрова обусловлены возрастом пойменных участков. Низкую пойму создают береговые отмели, сложенные галечниками или песками, реже глинистыми отложениями серого цвета. Прирусловые отмели формируются в условиях продолжительного затопления, которое допускает существование большинства травянистых растений и кустарников. Высотный диапазон, где формируются задернованные травянистой растительностью русловые формы, очень узок – 1–2,4 м. Вейниковые ассоциации занимают небольшие площади в ухвостях островов, в межрядовых понижениях на осередках, где преобладают пионерные кустарники, которые появляются одновременно с травянистой растительностью, под ними образуется тонкий слой наилка и начинается формирование примитивных почв.

Отмели постепенно увеличиваются в размерах и растут в высоту. Накапливается преимущественно песчано-галечный аллювий с содержанием гальки до 50–70%. Усложняется растительный покров: образуются разреженные заросли кустарников высотой 2–3 м, постепенно появляется подрост сосны и березы. Формирование зрелых низких пойм занимает около 25–45 лет. Они обсыхают полностью на 10–150 дней в году, в половодье активно разрабатываются течением реки. Зарастание обсохшего русла идет мед-

ленно из-за высокой подвижности аллювия. Пионерная растительность – куртины вейников, хвощей, поросль облепихи, ив, тополя лавролистного и березы сменяют друг друга в пространстве и во времени.

Галечные поймы развиваются в течение 30–60 лет. За это время высота их увеличивается на 60–70 см. Несмотря на благоприятный режим затопления, здесь преобладают кустарники на примитивных почвах, так как слой речного наила не превышает 30 см. Встречаются и незадернованные галечные гряды. Только в наиболее высоких положениях развиваются вейниковые сосново-березовые леса и редколесья с примесью подлеска. Сомкнутость древесного яруса увеличивается до 0,4–0,6, а кустарникового уменьшается до 0,5–0,7. Кроме облепихи, в подлеске появляются ива, калина, жимолость татарская, акация, смородина красная.

Участки низкой поймы, затапливаются на 35–60 суток. Галечники на них залегают почти на поверхности, мощность перекрывающих их песков не превышает 40 см. На них формируются вейниковые луга с проективным покрытием 50–70% с куртинами облепихи и порослью березы на примитивно слоистых почвах. Такие поймы имеют ширину 30–50 м и глубину вреза 2–2,5 м.

Со временем в рельефе от таких понижений остаются слабо выраженные лощины с луговыми глеевыми почвами, под разнотравно-ежовыми березняками или разнотравно-злаковыми лугами с куртинами кустарников и отдельными березами. Затопление редкое и непродолжительное. Почвы таких понижений наиболее устойчивы к механическому разрушению. Максимальная размывающая скорость водного потока 0,55–1,0 м/с (рис. 3).

Наиболее высокие участки поймы достигают 5–7 м над урезом воды. Мощность песков на них увеличивается до 2–3 м. Появляются сосновые и березово-сосновые леса на песчаных почвах. Все перечисленные ландшафтообразующие определяют повышенную динамичность развития структуры пойменных геокомплексов, что обуславливает их неустойчивость и уязвимость к внешним воздействиям.

В результате воздействия комплекса факторов формирования сложился современный рисунок ландшафта. Его образуют урочища-доминанты – это слаборасчлененные пологие склоны с покровом дефлюкционных и делювиальных суглинков с разнотравно-злаковыми луговыми степями и остепненными лугами на горных черноземах выщелоченных.

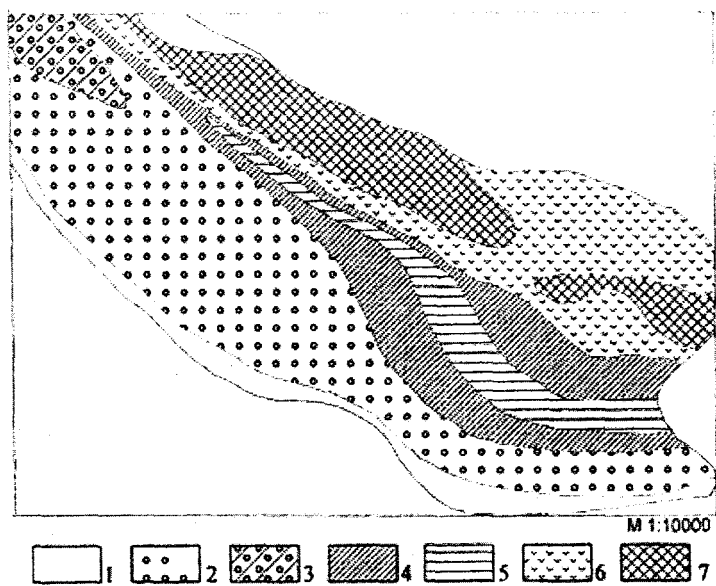


Рис. 3. Ландшафтная карта-схема территории турбазы «Новая империя туризма»: 1 – береговые отмели с песчано-галечниковыми отложениями; 2 – низкая пойма с сосновым лесом на песчаных слоистых почвах; 3 – высокая прирусловая пойма с сосново-березовым и березовым лесом на песчаных почвах; 4 – слабо наклонные поверхности низкой поймы с березовым лесом на луговых слоистых почвах; 5 – понижения с березовым лесом на луговых глеевых почвах; 6 – высокая пойма с березовым лесом на дерновых почвах; 7 – низкие надпойменные террасы с березовыми лесами на серых лесных оглеенных почвах

Субдоминантное положение занимают поверхности выравнивания с мощным покровом дефлюкционных и делювиально-пролювиальных суглинков с разнотравно-злаковыми луговыми степями на горных черноземах выщелоченных и типичных или с березовыми лесами на горно-лесных темно-серых, лесных почвах, а также поверхности выравнивания, приподнятые над первыми на 200–300 м с маломощными покровными суглинками луговыми степями и остепненными лугами на серых лесных почвах, горных черноземах выщелоченных и щебнистых.

Эрозионные поверхности выравнивания с березовыми разнотравными лесами на темно-серых лесных карбонатных почвах в морфологической структуре ландшафта играют подчиненную роль.

Своеобразие и рекреационную привлекательность придают этой территории урочища южных денудационных почти отвесных склонов с скальными выступами, каменистыми осыпями, преобладанием сухих кустарниковых степей на горных черноземовидных.

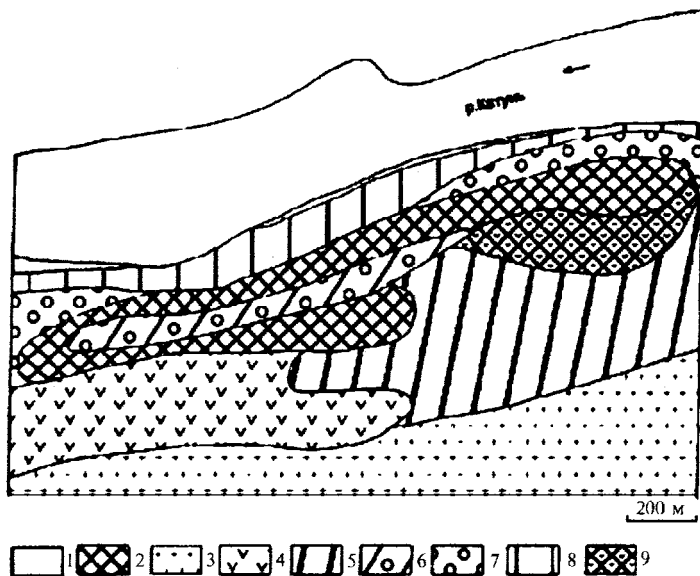


Рис. 4. Ландшафтная карта-схема участка поймы Катунь.

Пойменный тип местности: 1 – береговые отмели, сложенные галечниками, слабоцементированными тонкозернистыми песками; 2 – выходы коренных пород с березово-сосновыми лесами на примитивных скелетных почвах; 3 – волнистые поверхности высокой поймы с разнотравно-злаковым березовым лесом на дерново-слоистых почвах; 4 – межгривные понижения с злаково-разнотравным березовым лесом на примитивных дерново-слоистых почвах; 5 – днище заиленной старицы с редкостойным злаково-разнотравным лесом на примитивных слоистых оглеенных почвах; 6 – межгривные понижения с злаково-разнотравным березовым лесом на примитивных дерново-слоистых почвах; 7 – прирусловые поймы с кустарниковым разнотравно-злаковым сосновым лесом на дерновых песчаных почвах; 8 – прирусловые поймы с закустаренным березовым лесом на дерновых слоистых почвах; 9 – склон гривы с березово-сосновым лесом на скелетных почвах

Денудационные склоны северных экспозиций заняты березовыми лесами и луговыми степями на черноземах обыкновенных. На пологих денудационных склонах южной и восточной экспозиций сформировались остепненные луга на черноземно-луговых почвах и луговые степи на черноземах типичных тяжелосуглинистых.

Денудационно-эрозионные склоны пойменных долин с суглинисто-галечниковыми отложениями заняты остепненными лугами на лугово-черноземных почвах. Днища пойменных долин с травяными болотами в сочетании с древесно-кустарниковыми зарослями на лугово-болотных почвах встречаются на исследуемой территории редко, как и урочища балочной сети. Это балки со склонами от 3 до 29° с луговой растительностью на луговых тяжело суглинистых и глинистых почвах, балки с березовыми лесами на лугово-черноземных оглеенных почвах. В самостоятельные урочища выделяются днища долин малых рек с осоковыми и кустарниковыми болотами на болотных почвах.

Горно-долинный ландшафт представлен пойменным и террасовым типами местности. Пойменный тип местности образуют урочища береговых отмелей с песчаными и галечниковыми отложениями с разнотравно-злаковой растительностью и зарослями кустарников (облепиха, пятилисточник кустарниковый, мирикария прицветниковая) на примитивных аллювиальных почвах; урочища высокой поймы с березовыми или сосновыми лесами на аллювиальных оподзоленных или песчаных, подзолистых почвах, урочища межгрядных понижений с злаково-разнотравным березовым лесом на примитивных дерново-слоистых почвах.

В западной, южной и юго-восточной частях района исследования выделяются участки высокой прирусловой поймы с кустарниковым разнотравно-злаковым сосновым лесом на дерновых песчаных почвах. На высоких поймах мощность песков достигает 2–3 м. Под разнотравно-злаковыми березняками или разнотравно-злаковыми лугами с куртинами кустарников и отдельными березами формируются дерново-слоистые почвы. Затопление таких участков редкое и непродолжительное.

В тыловых частях поймы злаковые ассоциации сменяются более богатыми разнотравно-злаковыми с участием ежи сборной, овсяницы луговой, пырея, лапчатки серебристой, люцерны серповидной, иногда степных элементов: типчака, ковылей, тонконога и др.

На незатопляемых гривах формируются геокомплексы, переходные к террасовым. Это – волнистые поверхности высокой поймы с взрослым разнотравно-злаковым березовым лесом на дерново-слоистых почвах.

Террасовый тип местности представлен комплексом низких и высоких террас. Это урочища:

- низкой надпойменной террасы (7–8 м) с песчано-валунно-галечниковыми отложениями с древесно-кустарниковыми зарослями на серых лесных оглеенных почвах и остепненными лугами на лугово-черноземных почвах;

- низкой надпойменной песчано-галечниковой террасы с сосново-березовыми и березово-сосновыми лесами на серых лесных оподзоленных почвах;

- надпойменно-песчано-галечниковой террасы (10–25 м) с сосновыми лесами на дерново-подзолистых почвах;

- надпойменной песчано-галечниковой террасы (10–25 м) с березовым лесом на светло-серых, лесных почвах;

- надпойменной песчано-галечниково-валунной террасы с взрослым березовым лесом злаково-разнотравным травостоем на горно-лесных черноземовидных почвах;

- надпойменной 40-метровой песчано-галечниково-валунной террасы с сосновыми и березовыми лесами с подлеском на дерново-оподзоленных почвах;

а также:

- склоны эрозионных озерных котловин, занятые березово-синовыми лесами с подлеском из черемухи, слабо развитым травостоем на темно-серых, лесных почвах;

- днища эрозионных котловин с суглинистыми, мергелистыми и глинистыми отложениями с парковыми лесами, акваториями озер;

- северные склоны 60-метровой супесчано-галечниково-валунной террасы, занятые березовыми и сосновыми лесами с подлеском и моховым покровом на серых лесных почвах;

- 60-метровая супесчано-галечниковая валунная терраса с сосново-березовым лесом на дерновых почвах.

К особому останцовому типу местности относятся интрузивные массивы, заросшие кустарниками или разреженными березово-сосновыми лесами на скелетных, лесных почвах. Подстилающие

породы этих геоконплексов устойчивы к эрозии, но крайне не устойчивы их почвенный и растительный покров.

В южной части Сарасинского физико-географического района сохранилась значительная часть естественных урочищ, они встречаются в долине Катунн, на склонах разной экспозиции. Но хозяйственная деятельность в настоящее время становится все более важным фактором формирования и преобразования их структуры. Так, на интенсивно используемых пастбищах и сенокосах изменяется видовой состав травостоя, начинают преобладать разнотравно-злаковые ассоциации с манжеткой. Из видового состава выпадают наиболее ценные кормовые виды растений. В пределах пастбищ, туристических троп значительно уплотняются верхние горизонты почв, ухудшается аэрация почв, в травостое появляются сорные и ядовитые виды. На месте сведенных лесов формируются разнотравно-злаковые и злаково-разнотравные луга на серых лесных почвах и черноземах оподзоленных. На северном берегу Айского озера интенсивно развиваются эрозионные процессы, появляются виды растений, характерные для интенсивно вытаптываемых территорий. На западном берегу развиваются процессы заболачивания.

Тем не менее в районе исследования нет распаханнх территорий. Крутые, почти отвесные склоны южной экспозиции с сухими кустарниковыми степями, каменистыми осыпями и скалами почти не подвергаются воздействию человека. Однако склоны северных экспозиций ранее были заняты парковыми березовыми лесами на горно-лесных темно-серых почвах. Большая часть таких лесов вырублена человеком. На склонах южной экспозиции преобладают луговые степи и остепненные луга на черноземах горных. Эти природные комплексы используются как сенокосные угодья. Ландшафты южной части Сарасинского физико-географического района преобразованы человеком не так глубоко, как на смежных распаханнх или селитебных территориях, и могут служить объектом сохранения рационального, рекреационного использования, они имеют огромное научное и образовательное значение.

Литература

Атлас Алтайского края. Москва; Барнаул, 1978. Т. 1. 222 с.

Варфоломеева Г.В. Реликтовый географический элемент флоры предгорий Алтая // Горы и человек: антропогенная трансформация горных геосистем. Барнаул, 2000. С. 41–42.

Самойлова Г.С. Ландшафтная структура физико-географических регионов Горного Алтая // Вопросы географии Вып. 121: Ландшафтоведение: теория и практика. М., 1982. С. 154–164.

Малолетко А.М. О происхождении Майминского вала (Алтай) // Вопросы географии Сибири. Томск, 1980. Вып. 13. С. 92–98.

Малолетко А.М. Озеро Ая и его окрестности. Томск, 2003. 104 с.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| <i>Михайлов Н.Н., Барышников Г.Я., Ревякин В.С., Севастьянов Д.В., Чистяков К.В.</i> Юрий Петрович Селиверстов – учитель, наставник и друг | 4 |
| <i>Малолетко А.М.</i> Западная Сибирь в малую ледниковую эпоху (1550–1850 гг.) | 8 |
| <i>Ревякин В.С., Егорина А.В.</i> Особенности атмосферных процессов в условиях внутриконтинентального орографического барьера Юго-Западного Алтая | 26 |
| <i>Винокуров Ю.И., Жерелина И.В., Красноярова Б.А.</i> Обь-Иртышская бассейновая система: современное состояние, перспективы использования водных ресурсов | 50 |
| <i>Окишев П.А.</i> Палеогляциологическое мифотворчество и его апологеты | 62 |
| <i>Антюфеева Т.В.</i> Ландшафтно-исторический анализ становления систем природопользования в северо-западной части Рудного Алтая | 81 |
| <i>Лузгин Б.Н.</i> Экологическая проблематика пригородных зон | 94 |
| <i>Лузгин Б.Н.</i> Экологические аспекты рекреационных зон Алтая | 105 |
| <i>Зайцев А.И.</i> Проблемы геологического изучения недр, использование и воспроизводство минерально-сурьевой базы Алтайского края | 110 |
| <i>Маринин А.М.</i> Пространственное развитие, генетический и морфолого-метрический анализ карстовых котловин Алтае-Саянской складчатой области | 118 |
| <i>Маркин М.М., Барышников Г.Я., Платонова С.Г.</i> Петрографический анализ каменных индустрий Салаирского кряжа | 129 |
| <i>Кунгуров А.Л., Маркин М.М., Барышников Г.Я.</i> Финальный палеолит Горной Шории | 133 |
| <i>Галахов В.П., Якубовский В.И.</i> Среднеголоценовые максимальные снегозапасы в районе плоскогорья Укок | 145 |
| <i>Кирста Ю.Б.</i> Информационная основа принципа Ле Шателье | 151 |
| <i>Парамонов Е.Г.</i> Последствия применения рубок ухода в кедровых насаждениях | 160 |

| | |
|--|-----|
| <i>Пуричи В.В.</i> Системная организация расселения населения как форма территориальной организации общества | 169 |
| <i>Максимова Н.Б., Морковкин Г.Г.</i> Метеорологические условия возникновения тумана как явления, ограничивающего взлет и посадку самолетов в аэропорту Барнаул | 176 |
| <i>Байлазасов Л.В.</i> К характеристике озер бассейна Мульты (Катунский биосферный заповедник) | 185 |
| <i>Пузанов А.В., Бабошкина С.В., Мальгин М.А.</i> Содержание и некоторые закономерности распределения мышьяка в горно-лесных почвах Алтая | 203 |
| <i>Быков Н.И., Быкова В.А.</i> Ориентация погребенных людей в курганах скифской эпохи как источник историко-географической информации | 214 |
| <i>Харламова Н.Ф.</i> Характеристика климата в бассейне оз. Красиловского | 226 |
| <i>Харламова Н.Ф., Пискунова Е.Р.</i> О влиянии метеорологических и гелиофизических факторов на обращаемость по поводу острого приступа бронхиальной астмы в Барнауле в 2001 г. | 244 |
| <i>Назаров А.Н.</i> Динамика ледника Малый Актру и радиальный прирост кедра в горно-ледниковом бассейне Актру (Северо-Чуйский хребет) | 255 |
| <i>Чурсин А.С.</i> Метеорологический потенциал самоочищения атмосферы Юго-Западного Алтая | 269 |
| <i>Червяков В.А., Барышникова О.Н., Крупочкин Е.П., Курапова Е.</i> Гносеологическое значение и практическое использование понятия «разнообразие» | 273 |
| <i>Барышникова О.Н., Прудникова Н.Г.</i> Ландшафтная структура южной части Сарасинского физико-географического района | 283 |

Научное издание

**ГЕОГРАФИЯ
И
ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ СИБИРИ**

Выпуск шестой

СБОРНИК СТАТЕЙ

Редактор Н.Я. Тырышкина

Подготовка оригинал-макета Д.В. Тырышкин

Издательская лицензия ЛР 020261 от 14.01.1997 г.

Подписано в печать 18.12.2003. Формат 60x84/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 18,0.
Тираж 200 экз. Заказ 500.

Издательство Алтайского госуниверситета
Типография Алтайского государственного университета:
656099, г. Барнаул, ул. Димитрова, 66