

Министерство образования Российской Федерации
Алтайский государственный университет

**ГЕОГРАФИЯ
И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ СИБИРИ**

Выпуск четвертый

*Под редакцией профессора
Г.Я. Барышникова*



Барнаул – 2001

УДК 913/919 (571.15)

Г35

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор *А.М. Малолетко*

доктор географических наук, профессор *В.С. Ревякин*

Г 35 География и природопользование Сибири: Сборник статей.

Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2001. Вып. 4. 296 с.

В сборнике приводятся новые данные по географии и природным ресурсам Алтае-Саянской горной системы, а также прилегающих территорий Западной Сибири. Уделено значительное внимание понятийно-терминологическому аппарату эколого-географической науки, проблемам освоения территорий и их охране.

Сборник представляет интерес для специалистов в области географии, геоморфологии, гляциологии, природопользования и других смежных наук.

ISBN 5-7904-0190-2

© Алтайский государственный
университет, 2001

***Посвящается выдающемуся
исследователю Сибири, академику
Александру Леонидовичу Яншину***

Л.К. Зяткова, Г.Я. Барышников*,
А.М. Малолетко*, Ю.И. Винокуров**

*Сибирская государственная геодезическая академия,
г. Новосибирск*

**Алтайский государственный университет, г. Барнаул*

***Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул*

АКАДЕМИК АЛЕКСАНДР ЛЕОНИДОВИЧ ЯНШИН – ВЕРНАДСКИЙ XXI ВЕКА

Очень трудно сознавать, что с нами нет рядом человека, который был для нас компасом в научных поисках о Земле. Широта подхода к постановке глобальных проблем реконструкции геологической истории Земли, умение делать прогнозы и заключения о месторождениях полезных ископаемых позволяют ставить имя **Александра Леонидовича Яншина**, этого крупнейшего естествоиспытателя и основоположника экологического движения в России, в один ряд с именами таких великих ученых российской школы естествоиспытателей – геологов и географов, как А.П. Павлов, А.П. Карпинский, А.Д. Архангельский, В.И. Вернадский, В.В. Докучаев, К.А. Тимирязев, Н.И. Вавилов, В.А. Обручев.

Говоря об А.Л. Яншине как ученом-энциклопедисте, способном создавать большие творческие коллективы и руководить ими, необходимо проследить его творческий путь от простого геолога до великого ученого-естествоиспытателя с мировым именем. Его работы известны геологам и географам трех поколений. Он был крупнейшим исследователем региональной геологии и тектоники, создателем классических трудов по стратиграфии, палеонтологии, литологии, полезным ископаемым обширных территорий России и сопредельных стран. Кратко остановимся на основных вехах его жизненного пути.

1929 г. – первые полевые работы коллектором Аккемирской партии в Актюбинской области Казахстана. Начиная с 1930 г. в качестве геолога, а затем начальника различных партий горно-геологического отдела научно-исследовательского института по удобрениям, он проводил самостоятельные поисковые работы на фосфориты, бокситы, артезианские воды и другие полезные ископаемые в различных районах восточной части Прикаспийской впа-

дины и Южного Урала. Это были годы накопления практических знаний и первых публикаций.

1937 г. – за совокупность опубликованных работ А.Л. Яншину была присуждена степень кандидата геолого-минералогических наук без защиты диссертации.

1944 г. – за успешное выполнение заданий Правительства СССР в области обеспечения промышленности запасами минерального стратегического сырья награжден орденом Трудового Красного Знамени.

1952 г. – защита докторской диссертации на тему «Геология Северного Приаралья».

1958 г. – избран действительным членом Академии наук СССР, назначен заместителем директора Института геологии и геофизики СО АН СССР.

1961–1988 гг. – председатель Межведомственной комиссии по координации работ в области поисков фосфоритов и калийных солей на территории Сибири и Дальнего Востока.

1967 г. – награжден орденом Ленина за создание Новосибирского научного центра Сибирского отделения АН СССР. Вошел в состав Совета по изучению производительных сил и природных ресурсов АН СССР. Назначен научным руководителем совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции.

1969 г. – за «Тектоническую карту Евразии» масштаба 1:5000000 и объяснительную записку к этой карте, а также за монографию «Тектоника Евразии» коллективу исследователей во главе с А.Л. Яншиным была присуждена Государственная премия СССР.

1971–1979 гг. – член Межведомственного совета по координации научных исследований по естественным и общественным наукам при Президиуме Дальневосточного научного центра АН СССР.

1978 г. – коллективу авторов во главе с академиком А.Л. Яншиным присуждена Государственная премия СССР за монографию «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» в 15-ти томах, опубликованную в 1964–1976 гг.

1978–1988 гг. – председатель Научно-координационного Совета по аэрокосмическим исследованиям природных ресурсов при Президиуме СО АН СССР.

1980 г. – член бюро, а с 1983 г. председатель Научного совета по проблемам биосферы АН СССР.

1981 г. — за большие заслуги в развитии геологической науки, подготовке научных кадров и в связи с 70-летием со дня рождения, присвоено звание Героя Социалистического Труда с вручением ордена Ленина и Золотой медали «Серп и Молот».

1982 г. — вице-президент АН СССР, директор Института литосферы АН СССР. С 1989 г. — почетный директор этого института, член Президиума Научного совета по проблеме «Изучение океанов и морей и использование их ресурсов» АН СССР.

1982–1985 гг. — председатель Комиссии АН СССР по изучению природных ресурсов Земли с помощью космических средств.

1983 г. — председатель советского комитета по международной программе «Литосфера».

1984 г. — заместитель председателя Межведомственного научно-технического совета по комплексным проблемам охраны окружающей природной среды и рациональному использованию природных ресурсов.

1985 г. — председатель Комиссии по разработке научного наследия академика В.И. Вернадского; председатель отделения истории естествознания и техники Национального комитета РАН.

1987 г. — заместитель председателя, а с 1989 г. член бюро Комиссии по биосферным и экологическим исследованиям АН СССР, руководитель секции «Экология человека».

1989 г. — народный депутат СССР, член Национального комитета по международной геосферно-биосферной программе «Глобальные изменения»; руководитель экологического центра Института литосферы АН СССР.

1990–1999 гг. — основоположник и руководитель экологического движения в России, исследователь наследия В.И. Вернадского. Основатель и Президент Российской экологической академии, почетный член и доктор многих зарубежных академий и университетов.

Нам в течение 30 лет посчастливилось работать с А.Л. Яншиным по проблемам истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, аэрокосмическим исследованиям природных ресурсов Сибири, по решению острых проблем современной экологии и разработке способов и приемов рационального природопользования.

Интерес к вопросам палеогеографии и истории развития рельефа Сибири Александр Леонидович проявлял давно. Он неоднократно затрагивал их при составлении «Атласа палеогеогра-

фических схем СССР», изданного к XVII сессии Международного геологического конгресса (г. Москва) в 1937 г. Эта работа положила начало многим более поздним палеогеографическим реконструкциям и была принята в качестве основы для создания коллективной монографии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока».

Защищенная в 1952 г. А.Л. Яншиным докторская диссертация, получившая премию имени А.П. Карпинского, оказала большое влияние на развитие наших представлений о геологии, геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской равнины, так как в ней рассматривались общие вопросы новейшей геологической истории обширных пространств окружающих Аральское море и прилегающих к нему территорий.

После избрания в 1958 г. академиком и назначения заместителем директора Института геологии и геофизики СО АН СССР А.Л. Яншин сосредоточил свое внимание на решении ряда важных вопросов региональной геологии Сибири, Дальнего Востока, Монголии. Одновременно он продолжал работать над обобщением материалов по многим отраслям знаний, охватывающих весь Советский Союз и прилегающие к нему территории, а также континентов. При его участии были составлены первые тектонические карты СССР, изданные в 1953 и 1956 гг., а также «Геоморфологическая карта СССР» масштаба 1:4000000 (1960 г.), «Тектоническая карта Европы» масштаба 1:2500000 (1964 г.), «Тектоническая карта Евразии» масштаба 1:5000000, с объяснительной запиской к этой карте в виде монографии «Тектоника Евразии». За эту монографию А.Л. Яншин и его коллеги в 1959 г. получили Государственную премию СССР. Им, совместно с В.Е. Хаиным, для обозначения тектонических процессов, приводящих к возникновению горных сооружений на месте ранее существовавших пенепленов и плит, был введен новый термин «эпиплатформенный орогенез». В качестве примера он приводил Алтай-Саянскую горную область.

В 1965 г. под редакцией А.Л. Яншина выходит в свет «Геологическая карта Енисейско-Саянской складчатой области» в масштабе 1:1000000, а в 1967 г. — «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», посвященный палеогеновому, неогеновому и четвертичному периодам. На картах этого атласа были показаны не только распространение морей и суши, но и элементы рельефа континентальных территорий для разных эпох кайнозоя.

В 1970 г. им совместно с К.В. Боголеповым была опубликована статья об образовании впадин Байкальского типа, о роли молодых тектонических движений в их образовании. Он поддерживал развиваемое Н.А. Флоренсовым и Н.А. Логачевым учение о континентальном рифтообразовании.

Поэтому вполне естественно, что вскоре после начала своих работ в Сибири А.Л. Яншин поставил перед руководством Сибирского отделения АН СССР вопрос о необходимости проведения крупной межинститутской коллективной работы по изучению истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Такая работа должна была не только решить ряд принципиальных вопросов новейшей геологической истории и геоморфологии севера Азии, но и на большом фактическом материале дать ценные практические выводы в отношении направления поисковых работ на нефть и газ, россыпные полезные ископаемые, сейсмичность и мелиорацию земледельческой зоны юга Сибири.

Предложение А.Л. Яншина было принято, соответствующая проблема была включена в планы многих институтов Сибирского отделения АН СССР, и до самого окончания работ вместе с членами-корреспондентами АН СССР В.Н. Саксом и Н.А. Флоренсовым он руководил этой тематикой. Развитые им в ряде работ фундаментальные теоретические выводы об эволюции тектонических процессов в истории земной коры, положены в основу исследований рельефа отдельных областей Сибири и Дальнего Востока. Они легли в основу общей направленности всех последующих томов монографии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», особенно в заключительных томах «Проблемы эндогенного рельефообразования» и «Проблемы прикладной геоморфологии».

Талант и умение организовать вокруг себя коллективы исследователей, способствовали созданию научных школ. При составлении серии томов вышеуказанной монографии благодаря его энергии и настойчивости были вовлечены почти все геологические и географические институты Сибирского отделения АН СССР и отделившегося от него в 1971 г. Дальневосточного научного центра АН СССР. С самого начала работ была создана редколлегия серии. А.Л. Яншин как руководитель проблемы созывал ее обычно два раза в год, когда совмещал приезд на годовичные собрания СО АН СССР. На этих заседаниях рецензировались подготовленные к печати тома, составлялись программы и намечались авторские кол-

лективы следующих томов, распределялись обязанности по редактированию, горячо обсуждались многие спорные научные вопросы, пока редколлегия не приходила к единому мнению о наиболее целесообразном характере их изложения. При этом А.Л. Яншин сам активно участвовал в редактировании большинства томов серии, давал конкретные консультации и рекомендации авторам, что позволило относительно быстро и качественно опубликовать все 15 томов серии, из которых пять последних стали учебно-справочной литературой для вузов.

7 декабря 1977 г. Объединенный Ученый совет наук о Земле Сибирского отделения АН СССР выдвинул серию томов монографии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока», изданную в 1964–1976 гг., на соискание Государственной премии СССР. В выписке из протокола Ученого совета отмечалось, что монография, выполненная геологическими и географическими подразделениями Сибирского отделения АН СССР и Дальневосточным научным центром АН СССР, имеет большое теоретическое и практическое значение в освоении природных ресурсов Сибири. Она относится к числу крупнейших работ в мировой геоморфологической науке, не имеет себе аналогов ни в нашей стране, ни за рубежом.

В многотомной серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» участвовал большой коллектив ученых, основными исполнителями являлись А.Л. Яншин, Н.А. Флоренсов, В.Н. Сакс, В.А. Николаев, Л.К. Зятькова, С.А. Архипов, В.В. Вдовин, О.В. Кашменская, О.М. Адаменко, Н.А. Логачев, Д.А. Тимофеев, Г.И. Худяков. Все они в 1978 г. стали лауреатами Государственной премии СССР.

Второй этап совместных работ с Александром Леонидовичем Яншиным связан с началом применения аэрокосмической информации при комплексных исследованиях природных ресурсов Сибири.

В 1977 г. в Сибирском отделении АН СССР была принята долгосрочная комплексная программа рационального освоения природных богатств – «Сибирь». Для ее выполнения был создан ряд научно-координационных советов, координатором и научным руководителем одного из них – совета при Президиуме СО АН СССР по проблеме «Аэрокосмические исследования природных ресурсов» – являлся академик А.Л. Яншин, ученым секретарем –

Л.К. Зятькова. В этом совете работали три секции по трем направлениям:

- применение дистанционных методов для изучения природных комплексов (геолого-географические исследования) – председатель академик А.Л. Яншин;

- применение дистанционных методов для изучения биологических ресурсов – председатель академик А.С. Исаев;

- принципы и методы автоматизированной обработки аэрокосмической информации – председатель академик А.С. Алексеев.

Совет работал в течение десяти лет. В реализации этого проекта приняли участие свыше 20 институтов Сибирского отделения АН СССР. Результаты исследований регулярно докладывались на заседаниях сессии Совета, проходивших в виде всесоюзных совещаний. В работе совещаний принимали участие до 250 человек из 75 организаций и научных подразделений не только академического направления, но и из Министерства геологии и высших учебных заведений. Было проведено пять всесоюзных совещаний. На них рассматривались вопросы развития и использования аэрокосмических методов в изучении природных явлений и ресурсов (1978 г.), аэрокосмических исследований природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока (1979 г.), прогноза антропоэкологической ситуации с помощью космических средств (1982), «Космос» – программе «Сибирь» (1984) и, наконец, в 1987 г. были подведены итоги работы Совета за десять лет.

А.Л. Яншин очень своеобразно подводил итоги, делая прогнозную оценку исследованиям, давая общее направление на применение аэрокосмической информации для экологической оптимизации природопользования не только для нашей страны, но и для всего мира.

Все материалы совещаний были опубликованы в 22 тематических сборниках, которые вызвали интерес не только у нас в стране, но и за рубежом. Так, от издательской фирмы «Скрипта Паблিশинг Компани» (США) поступает запрос об издании сборника «Космические методы изучения природной среды Сибири и Дальнего Востока» на английском языке (1983 г.), а американское издательство «В.Х. Уистон энд Санз» просит дать разрешение на перепечатку в их журнале «Мэпинг Сайенсиз анд Римоут Сенсинг» в переводе на английский язык ряда статей из сборника «Комплексные аэрокосмические исследования Сибири» (Новосибирск, 1984) и сборника

«Методы комплексных аэрокосмических исследований Сибири» (Новосибирск, 1985).

Результаты исследований всех трех секций Научно-координационного совета, выполненные под научным руководством академиков А.Л. Яншина, А.С. Алексеева, А.С. Исаева, И.А. Терскова, В.В. Воробьева, И.С. Гительзона, представленные как цикл работ по «Дистанционным исследованиям природных ресурсов и экологическим проблемам Сибири» на соискание Государственной премии СССР в области науки и техники, в связи с перестройкой в стране не были рассмотрены.

Совет был закрыт, а финансирование программ прекращено. Но оптимизм А.Л. Яншина, проявленный в выступлениях и публикациях, помог сохранить у исследователей творческий потенциал.

С 1989 г. наступает третий этап, когда Александр Леонидович, будучи народным депутатом Верховного совета СССР, советником Президента АН СССР, председателем Научного совета по проблемам биосферы АН СССР, проводил большую организационную и научную работу по охране природной среды и решения проблем экологии, для реализации которых дистанционные исследования сыграли очень большое значение. Еще в 80-х гг. прошлого столетия он своевременно и по-граждански поднимал вопросы по охране Арала, Волги и Байкала. В одном из предисловий к сборнику материалов совещания А.Л. Яншин писал: «Космическая антропоэкология охватывает широкий спектр фундаментальных и прикладных задач и наук. Главной из этих задач является разработка системы управления развитием биосферы Земли, т.е. создание своеобразной стратегии деятельности человечества на Земле с использованием достижений научно-технического прогресса не только для совершенствования отношений человеческих популяций между собой, но и для совершенствования отношений человечества с другими компонентами биосферы».

Особые качества характера А.Л. Яншина и знания крупного ученого-энциклопедиста позволили ему в 1985 г. подготовить отчет о несостоятельности проекта, связанного с переброской части стока сибирских рек в Каспийское море. В специальной главе этого отчета он указывал на ошибочность расчетов и доказывал, что существующий «парниковый эффект» неизменно приведет к увеличению стока Волги и повышению уровня Каспия, в Средней Азии вполне достаточно своей воды для ведения сельского хозяйства, а бесцель-

ные ее расходы и переполив, а также фильтрация через незакрепленные стенки каналов приведут к расточительству природных ресурсов.

С 1985 г. А.Л. Яншин работал председателем комиссии по разработке научного наследия и увековечения памяти великого русского ученого В.И. Вернадского, выступая на конференциях, симпозиумах, в печати, часто упоминал о научном творчестве В.И. Вернадского, о его учении по биосфере и ноосфере. Принимал непосредственное участие в издании ранее не опубликованных трудов В.И. Вернадского – «Пространство и время в неживой и живой природе» и «Научная мысль как планетное явление».

В 1988 г. на основании совместного решения иностранных и советских ученых для развития идей В.И. Вернадского в учении о биосфере был создан Международный фонд. Большую роль в этом сыграла выпущенная под авторством М.И. Будыко, А.Б. Рогова и А.Л. Яншина монография «История атмосферы», переведенная на английский язык и переизданная за рубежом в 1986 г. В этой книге авторы по разработанной ими методике проследили изменения содержания кислорода и углекислого газа в атмосфере Земли на протяжении последних 600 млн лет. Определена роль этих газов в формировании парникового эффекта в биосфере.

В 1990 г. на чтениях, посвященных памяти В.И. Вернадского в Институте геохимии и аналитической химии АН СССР, А.Л. Яншин сделал доклад «Глобальные экологические проблемы», в котором по новому поставил вопрос о последствиях парникового эффекта. Его вывод о том, что увеличение содержания в атмосфере углекислого газа не вредно для человека, а приведет к увеличению осадков в аридных зонах, находит подтверждение в наши дни.

В одном из журналов «Природа и человек» А.Л. Яншин писал: «Почему я занялся проблемами экологии? Было бы странно, если бы случилось иначе! Прежде всего, я считаю себя природоведом, а не только геологом. Кроме того, сегодня каждый здравомыслящий ученый просто обязан заботиться о сохранении природы на Земле – ибо речь идет о сохранении жизни, человеческой цивилизации. Эта деятельность – мой научный, нравственный, гражданский долг...» (Природа и человек. 1989. №3. С. 3).

Продолжая развивать идеи В.И. Вернадского о ноосфере – сфере разума, А.Л. Яншин отмечал: «...что необходимо изучать закономерности функционирования биосферы в условиях хозяйст-

ования человека, разрабатывать альтернативные варианты технологической стратегии природопользования в энергетике, промышленности, сельском и лесном хозяйстве, градостроительстве и т.д.». На последней Пятой сессии Совета по проблеме «Аэрокосмические исследования природных ресурсов Сибири» при Президиуме СО АН СССР (31 марта–2 апреля 1987 г., г. Новосибирск) по его предложению в Решении сессии было указано: обратить внимание на усиление связи с Научным советом АН СССР по проблемам биосферы, создать рабочую группу по космической антропоэкологии для изучения космоземных и солнечно-земных связей, их влияния на здоровье человека, а также использование дистанционных методов в проектируемых системах биосферного и антропоэкологического мониторинга.

А.Л. Яншин, больше других знавший о природных богатствах нашей страны, считал, что экологические принципы, заложенные в развитие экономики общества, не только могут вывести Россию из кризиса, но и обеспечить достойное существование будущих поколений. В статье «Будут ли в обозримом будущем глобальные катастрофы?», опубликованной в приложении к журналу «Газовая промышленность» (1997, №3), и в ряде других статей, оценивая вклад В.И. Вернадского в разработку учения о ноосфере, он отмечал, что дальнейшее развитие этой идеи способно сохранить жизнь на Земле. Писал, что «...отношение человека к окружающей природной среде... должно стать господствующим в век ноосферы. Верится, что широкое экологическое образование будет способствовать превращению биосферы в сферу человеческого разума – ноосферу, при вступлении в которую все человечество поймет, что оно есть часть этой ноосферы, и будет стремиться не к уничтожению, а к расширению и умножению природных богатств». Поэтому его волновали не только проблемы экологического образования в подготовке новых кадров в области мониторинга природных ресурсов, но и переподготовка руководящих работников, обучение среднего звена руководящего состава земельных комитетов, производящих работы по инвентаризации земель с помощью новых технологий, включая сбор и обработку данных аэрокосмических съемок, организацию Центров геоинформационных систем природопользования.

В качестве достойной памяти этого мудрого учителя Российский экологический союз, Ассоциация «Росэкопресс» и Попечительский совет Международного независимого экологополитоло-

гического университета 13 октября 1999 г. учредили именную Яншинскую стипендию для студентов экологического факультета этого университета.

В Сибирской государственной геодезической академии на базе аэрофотогеодезического факультета создан Институт дистанционного зондирования, а также региональный научный учебно-производственный центр сетевой обработки аэрокосмической информации для мониторинга природных ресурсов, цель которого обеспечить разработку и внедрение новых перспективных сетевых технологий цифровой обработки аэрокосмической информации для мониторинга природных ресурсов; разработку цифровых технологий инвентаризации земель сельских и городских территорий по материалам аэрофотосъемок; разработку цифровых фотограмметрических технологий локального мониторинга. Выпускники этого института – это как раз те кадры, о которых мечтал А.Л. Яншин. Они знают основные законы природопользования и владеют автоматизированной обработкой изображений, умеют проводить экологическую экспертизу и геоэкологическую паспортизацию природных объектов в районах активного освоения природных ресурсов, владеют новейшими цифровыми фотограмметрическими технологиями сбора пространственной информации аэрокосмических съемок для мониторинга, для создания базы данных геоинформационных систем природопользования.

Таким образом, научные положения, высказанные в свое время Александром Леонидовичем, претворяются в жизнь, а исследователи, которым посчастливилось работать с А.Л. Яншиным, считают своим долгом развивать и претворять в жизнь идеи этого доброго, чуткого, внимательного, отзывчивого человека – мудрого учителя, которого по праву можно считать *Вернадским XXI века*.

Б.Н. Лузгин

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ПУТИ УПОРЯДОЧЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

Даже ученые говорят на разных языках. Они мыслят совершенно различными категориями. Наука в целом превратилась в строительство Вавилонской башни, зодчие которой говорят на различных наречиях и к тому же о разных предметах, не глядя в сторону друг друга. Интерес к мыслям и делам научного соседа, как правило, минимален. Отношение – полупрезрительное.

Н.Ф. Реймерс. 1994

Рассуждение, вынесенное в эпиграф, можно было бы и продолжить, подчеркнув особенно явный и ревнивый абсолютизм у представителей смежных специальностей, занимающихся «перетягиванием каната» каждый в свою сторону. И тем не менее для продвижения вперед совершенно необходимо объясняться на одном научном языке, оперируя едиными научными понятиями. Особенно это важно для новых научных дисциплин, к которым, несомненно, относится и современная экология.

Возникновение и развитие новых экологических идей в биологии и науках о Земле, при фундаментальном своеобразии их развития, вызвало необходимость приспособливания традиционных старых понятий к новым задачам, новым направлениям исследований. А это привело к неизбежной терминологической несогласованности. Развитие близких, но разнородных понятий в применении к экологическим идеям вызвало появление практически синонимической терминологии, но с претензиями на самобытность и самостоятельность. Мы запутались не только в научных проблемах, но и в системности понятий и наукообразной терминологии.

Несмотря на то, что самому термину «экология» перевалило за сто тридцать лет, мы все еще пытаемся придать ему новую трактовку или новое определение. Хотя само это понятие при рождении было определено достаточно четко, и по смыслу и духу отвечает задачам и сегодняшнего дня. Источником основных разночтений в

данном случае служат ссылки на полное и урезанное определения экологии как науки ее «прародителем» Эрнстом Геккелем: это «наука об экономии, об образе жизни, о внешних отношениях организмов друг с другом» (цит. по: Петров, 1994).

«Это познание экономики природы, одновременное исследование всех взаимоотношений живого с органическими и неорганическими компонентами среды, включая непременно неантогонистические и антогонистические взаимоотношения животных и растений, контактирующих друг с другом» (цит. по: Агесс, 1982).

«Под экологией мы понимаем сумму знаний, относящихся к экономике природы: изучение всей совокупности взаимоотношений животного с окружающей его средой, как органической, так и неорганической, и прежде всего – его дружественных или враждебных отношений с теми животными и растениями, с которыми он прямо или косвенно вступает в контакт» (цит. по: Вронский, 1996, с. 135).

Практически одновременно в сторону сближения географических наук с биологическими, т.е. с экологизацией их, предпринимаются шаги Джоржа Марша в его книге «Человек и природа, или о влиянии человека на изменение физико-географических условий природы», вышедшей в США в 1864 г. Он приходит к выводу о том, что «Узкое понимание географии ограничивает эту науку... Понимаемая же надлежащим образом, она обнимает не только земной шар, но и все живое, произрастающее или движущееся на нем, все разнообразие влияния друг на друга различных форм жизни, взаимное действие и воздействие между этими формами и населяемой ими землею...» (Круть, Забелин, 1988).

В.Б. Сочава (1970) сформулировал положение, которое следует принять в качестве основного синэкологического закона: пространственная неоднородность географической оболочки отражается в пространственной неоднородности биосферы. Системе геохор (природно-территориальных комплексов – ПТК) соответствует адекватная ей система биохор.

Если учесть, что экономика в ее первоначальном значении обозначает не что иное, как домашнее хозяйство (или просто хозяйство), и что в то время было очень сильным впечатление, проведенное на общественность работами Ч. Дарвина (1859), – все становится на свои места: экология – это наука о взаимоотношениях,

взаимосвязях и взаимообусловленности органического и неорганического миров.

Биологи, которые по-прежнему считают экологию исключительно биологической наукой, часто прибегают к помощи первой из приведенных выше авторских цитат Э. Геккеля. Отсюда приоритет, отдаваемый ими органическому миру, а среди последнего «главному» – человеку. Ведь так льстит все-таки это представление, что все вертится вокруг нас.

Безусловно, что наука о взаимоотношениях должна принципиально отличаться от наук, изучающих предметы этих связей не только в соответствующей сфере исследований, но и по особой методологии. Поэтому здесь должны быть совершенно равноправны интересы как биологов, так географов и других представителей наук о Земле. А так как экология не может не затрагивать интересов человеческого общества и личности, как наука о выживании в отравляемом самим же человеком мире, – в ней как в фокусе сходятся и социальные интересы подобного звучания. Наконец, как наука о доме, о хозяйстве экология не может существовать без экономики, без исследований практического прикладного значения.

Поэтому и внутренняя структура экологии определяется главным образом этими ее особенностями. Если отбросить в сторону взаимозависимости между экологией и другими науками, представленные в виде «звездчатых передач» или круговых лепестковых схем (Трофимов, Зилинг, 1998), то, несмотря на сложность разнообразных схем строения дисциплин экологического комплекса, в основе инфраструктуры этой науки лежит следующая схема (табл. 1).

Очевидно, представленная нами схема отличается от широко известной схемы Н.Ф. Реймерса, главным образом, дополнительной систематизацией дисциплин по уровням задач исследований. Кроме того, мы вслед за Ф. Рамадом (1981) предпочли расчленить прикладную экологию на ресурсоведческие и средозагрязнительные блоки.

Вероятно, необходимы некоторые замечания по поводу разделения экологии на био- и геодисциплины.

По краткому пояснению Н.Ф. Реймерса (1990), биоэкология – экология в первоначальном понимании термина, введенного в обиход Э. Геккелем (с. 52). Согласно определению Х. Лезера, приведенному в 1991 г. (цит. по: Рудский, 1996): биоэкология – «сосед-

няя с геоэкологией наука, занимающаяся изучением систем «организм–среда» в биологическом смысле. Основное понятие – биоэкосистема» (с. 85). Здесь, если перевод точен, вряд ли уместно разделение наук по принципу «соседства», имеющего обычно случайный характер, да и основное понятие биоэкосистема представляется сомнительным по его словообразованию – биогеоэкосистема (если под экосистемой понимать совокупность био- и геофакторов).

Таблица 1

Структура современной экологии

Уровни исследования	Социальная экология	Биоэкология	Геоэкология	Прикладная экология
Главные задачи исследований	Взаимоотношение системы общество–природа	Преимущественно низшие уровни экоценозов	Преимущественно высшие уровни экоценозов	Ресурсология +энвайронментология
Глобальные	Экология человека Экодемография Экология народонаселения	Учение о биосфере Биоценология Экология растений Экология животных Экология системных групп организмов	Экология геосфер Космоэкология Географическая экология Геологическая экология Палеоэкология	Химическая экология Физическая экология Технологическая экология
Региональные	Этноэкология Урбоэкология Рекреационная экология	Популяционная экология	Ландшафтная экология Региональная экология	Отраслевая экология (агроэкология, экологическая химия...)
Локальные	Экология человека Экология личности	Аутоэкология Синэкология	Экология частных процессов	Инженерная экология (видеоэкология, фоноэкология и др.)

С учетом существующих определений этого понятия представляется возможным дать следующее обобщенное определение этой науки. Биоэкология – раздел экологии, исследующий взаимоотношения организмов между собой и с окружающей неорганической средой с целью оценки потенциальных последствий реакции

органического мира в зависимости от соответствующих изменений внешних условий их существования.

Еще более неопределен по сути термин «геоэкология», под которым понимается преимущественно географическая, иногда геологическая – «земные» экологии. По Н.Ф. Реймерсу (1990), это – «ландшафтная экология» (с. 593), «раздел экологии, основанный на приложении экологических закономерностей к географическим процессам; часть экологии... но лишь в рассмотрении экосистем высоких уровней иерархии (геогр.)» (с. 594). По уже также цитированному определению Х. Лезера (1991) – «соседняя с биоэкологией наука, занимающаяся изучением географо-естественнонаучных категорий функционирования ландшафта в его пространственном выражении... Основное понятие геоэкологии – геоэкосистема» (с. 85, геобиогеосистема?).

В.В. Рудский (1996) приводит и свое определение геоэкологии – как «науки о пространственной организации и функционировании природных систем в естественных условиях, обосновывающей также сохранность этих систем при активном воздействии человека» (с. 85). Главными элементами этого определения служат организация и функционирование систем и природоохранная направленность.

Для сравнения приведем определение этой науки представителями геологических дисциплин: «Под *геоэкологией* мы понимаем междисциплинарную науку, изучающую состав, структуру, закономерности функционирования и эволюцию естественно и антропогенно измененных экосистем высокого уровня организации... Геоэкология включает экологическую геологию, экологическую географию и экологическое почвоведение» (Кочетков, Вартаньян, Голицин, 1998, с. 14). Ключевыми здесь также являются структура (организация) и функционирование, но подчеркивается, как это делал и Н.Ф. Реймерс, анализ экосистем «высокого уровня организации». На последнее обстоятельство следует обратить особое внимание.

Нам представляется, что эта отрасль экологии, по зеркальному отражению с понятием биоэкологии, может быть определена следующим образом: *геоэкология – раздел экологии, исследующий структуру и обменные реакции природных сред с целью оценки потенциальных последствий этих процессов на направленность и масштабы развития биологических систем при естественном и антропогенном развитии событий.*

Но основные сложности с экологической терминологией связаны не с указанными понятиями, а, говоря языком Н.Ф. Реймерса, с согласованностью «системы систем», фигурирующих в смежных областях наук. В связи с этим в приводимой ниже таблице мы попытались скорректировать эти разночтения, оттенив разную согласованность системностей в этих основных экологических научных направлениях.

Таблица 2

Соотношение основных систем экологических понятий

Общие уровни систем	Частные уровни систем		
Общесистемный	Биосистема	Экосистема	Геосистема
Планетарный	Биосфера	Экосфера	Геосфера (геол.) Географическая оболочка (геогр.)
Типологический (ценозный)	Биоценоз	Экоценоз (биогеоценоз)	Геоценоз (ландшафт – геогр., формация – геол.)
Общевидовой	Популяция	Эком	Фация
Индивидуальный	Индивид		Горная порода
Молекулярный (видовой)	Органелла		Минерал
Атомный	Атом		Атом

В приведенной таблице сопоставлены соответствующие системные понятия трех основных экологических направлений – собственно экологических, биоэкологических и геоэкологических. Уровни (для исключения излишней дробности систем) определены ранжированием в шесть принципиально отличных организаций, с выделением типологического ряда внесистемного ранга в качестве разноуровневого однотипного понятия.

Из планетарных понятий наименее употребительным является термин «экосфера». С одной стороны, это «совокупность абиотических объектов и характеристика Земли, создающая на ней условия для развития жизни (т.е. биотоп биосферы)...», с другой, – «синоним биосферы (редко, главным образом в иностранной литературе)...» (Реймерс, 1990, с. 600), т.е. понятия, одно из которых по существу отвечает геосферному, второе – биосферному эквиваленту. Принципиально отлично определение экосферы коллективом сибирских ученых: «Экосфера – поверхностная оболочка планеты, которая характеризуется варьирующими в широких пределах условиями жизнеобитания и жизнеобеспечения, задаваемыми космо- и

солнечно-земными связями» (Росляков и др., 1996, с. 16). Очевидно, оно может быть принято за отправное, которое несомненно отличается от сопоставимых понятий биосферы и геосфер.

Под первой достаточно устойчиво закреплено понятие «области существования живого вещества» (Вернадский, 1960). Это – «оболочка Земли, состав, структура и энергетика которой определяются совокупной деятельностью живых организмов» (Реймерс, 1994, с. 9). Очевидно, что за ней не следует закреплять понятие «одной из геосфер географической оболочки», как это сделано в «Краткой географической энциклопедии» (1960), поскольку это действительно «область активной жизни организмов, охватывающая нижнюю часть атмосферы, гидросферу и верхнюю часть литосферы, которые взаимосвязаны сложными биогеохимическими процессами перераспределения энергии и вещества» (Четырехязычный энциклопедический словарь..., 1980, с. 53). Но здесь нет полного тождества сумме этих подсфер и сфер.

Под геосферой устойчиво укоренилось понятие «элемента слоистой макроструктуры Земли, обладающей центральной симметрией» (Геологический словарь, т. 1, 1973, с. 257), или – «более или менее правильных концентрических слоев, охватывающих всю Землю, меняющихся с глубиной в вертикальном разрезе планеты и отличающихся друг от друга характерными для каждой, только ей свойственными, особыми физическими, химическими и биологическими свойствами» (Вернадский, 1954).

Вероятно, понятием примерно подобного же ранга, но географического звучания является географическая оболочка, иногда отождествляемая с биогеносферой. Термин «географическая (физико-географическая) оболочка» был введен А.А. Григорьевым, позднее определившим ее следующим образом: «Поверхностная сфера Земли являющаяся средой взаимодействия атмосферы, лучистой энергосферы, гидросферы, литосферы и органического мира (там, где последний существует), их тесного переплетения между собой, их проникновения друг в друга» (1937, с. 19).

Региональными (а зачастую безранговыми) понятиями являются соподчиненные со сферными «системные» категории: эко-, био- и геосистемы.

Самое краткое и самое полное определение понятию «экосистема» дано Н.Ф. Реймерсом (1994): «...пространственно ограниченное взаимодействие организмов с окружающей средой» и «ин-

формационно-саморазвивающаяся, термодинамически открытая совокупность биотических экологических компонентов и абиотических источников вещества и энергии, единство и функциональная связь которых в пределах характерного для определенного участка биосферы времени и пространства (включая биосферу в целом) обеспечивает превышение на этом участке внутренних закономерных перемещений вещества, энергии и информации над внешним обменом (в том числе между соседними аналогичными совокупностями) и на основе этого неопределенно долгую саморегуляцию и развитие целого под управляющим воздействием биотических и биогенных составляющих» (с. 44).

Достаточно близко к последнему и определение Х. Лезера (1991): «Экосистема – это образующееся из абиотических и биотических факторов экотопа или, точнее, геосистемы и биосистемы, агрегирующееся функциональное единство многокомплексного окружающего мира, который является моделью участка геобиосферы, представляющее собой саморегулирующуюся действительность (образование) и находящееся в виде открытой вещественной и энергетической системы в динамическом равновесии» (перевод В.В. Рудского, 1996, с. 85).

И определение Б. Небела (1993, т. 2): «...совокупность растений, животных и других организмов, взаимосвязанных между собой и с окружающей их средой таким образом, что такая система сохраняет свою устойчивость неограниченно долго» (с. 265).

Во всех этих определениях ключевыми являются положения о взаимодействии организмов и среды в определенном пространстве и устойчивости системы на основе саморегуляции. У Х. Лезера (1991) проводится параллелизация экосистем одновременно с геосистемой и биосистемой, как модели экосферы (геобиосферы). Поэтому характер корреляции и соподчиненности этих понятий достаточно согласован.

В использованных словарях (см. список литературы) мы не нашли определения биосистемы, хотя сам этот термин используется очень широко, в частности в «Экологии» Н.Ф. Реймерса (1994). Но что под этим понятием им подразумевается – не сложно восстановить. Система – «это совокупность взаимодействующих элементов, составляющих некое более или менее ограниченное целостное единство» (с. 94), а «системная организация в приложении к организмам» (с. 65), как раз и отвечает биосистемам.

Что касается определения геосистемы, то оно так сформулировано Н.Ф. Реймерсом (1990): «Геосистема – особого рода материальная система, состоящая из взаимообусловленных природных компонентов, взаимосвязанных в своем размещении и развивающихся во времени как части целого. Практически любые структурные физико-географические образования от фации до географической (ландшафтной) оболочки Земли. Термин, близкий к экосистеме...» (с. 93).

Следовательно, экосистема, биосистема и геосистема – близкородственные (и безродные) понятия, отражающие системности соответствующих обсуждаемых наук.

Крайне важными типологическими понятиями являются ряды однородных общностей: биоценоз – экоценоз – геоценоз.

Наиболее ранним из этих общностных понятий является биоценоз – термин, введенный немецким биологом К. Мебиусом в 1877 г.: «Совокупность совместно обитающих растений, животных, микроорганизмов, населяющих однородный участок биосферы и характеризующихся определенными отношениями как между собой, так и с абиотическими факторами среды» (Четырехязычный энциклопедический словарь..., с. 53). Н.Ф. Реймерс подчеркивает, что в классическом понимании – это «системно-функциональная совокупность продуцентов, консументов и редуцентов» (1994). Ранее (1990) он определял биоценоз «как любое сообщество взаимосвязанных организмов, живущих на каком-либо участке суши или водоема (безразмерное понятие...)» (с. 52).

В.А. Вронский определяет биоценоз как «совокупность растений (фитоценоз), животных (зооценоз) и микроорганизмов (микробиоценоз), населяющих относительно однородное жизненное пространство (биотоп)» (с. 35). В «Геологическом словаре» (т. 1, 1973) биоценоз значит как «исторически сложившийся комплекс организмов, занимающий определенный участок биосферы – биотоп, со всеми теми условиями, которые требуются для нормального существования этих организмов» (с. 79). В «Краткой географической энциклопедии» (т. 1, 1960) биоценоз определен как «комплекс организмов, населяющих участок биосферы с однородными условиями существования (биотоп)».

При всем разнообразии приведенных определений суть этого термина в обозначении комплекса взаимосвязанных организмов, заселяющих соответствующий участок географической среды. Вряд ли биоценоз стоит относить к безразмерным понятиям, по-

сколько он отвечает пространству, занятому именно данным сообществом организмов, коррелируясь с ним территориально.

В связи с затронутыми здесь проблемами принципиально важно проанализировать понятие «биотоп». Согласно «Словарю иностранных слов» (1964), это – «участок среды обитания животных и растений, характеризующийся относительно однородными условиями...» (с. 10). В «Краткой географической энциклопедии» (1980) он определяется как «участок земной поверхности, однородный в своих экологических особенностях и отличающийся по этим особенностям от смежных участков. Каждому биотопу свойственен свой биоценоз». В «Четырехязычном энциклопедическом словаре...» (1980) указывается, что «это участок среды обитания организмов с более или менее однородными условиями существования, сформировавшийся в результате воздействия биоценоза на экотоп; участок, на котором развит биоценоз» (с. 53). Н.Ф. Реймерс (1990) приводит два определения биотопа: «1) относительно однородное по абиотическим факторам среды пространство, занятое биоценозом; 2) синоним местообитания вида...» (с. 51).

Очевидно, главное, что объединяет эти определения, во-первых, – это определенное, достаточно однородное географическое пространство; и это то пространство, которое населяет данный биоценоз, его место жизнеобитания; в-третьих, это понятие близко к понятию экотопа, но не синоним последнего. С другой стороны, экотоп определяется как «подразделения крупных экосистем в зависимости от физических факторов...» (Агесс, 1982). Это – «местообитание организмов со свойственными ему особенностями почв, грунтов, микроклимата и других факторов» (Четырехязычный энциклопедический словарь..., 1980, с. 497). «Экотоп – это пространственное проявление экосистемы...», это «модель экосистемы» (Leser, 1991, перевод В.В. Рудского, 1996). Вероятно, сквозь паутину этих определений все же отчетливо пробивается мысль, что понятие биотопа и экопола достаточно однотипны, но принадлежат к разным системам: соответственно, биологической и собственно экологической. Но парадоксально, что географическому пространству присвоено биологическое понятие, хотя естественней было бы это пространство называть геотопом.

И еще одно принципиальное замечание. Биотоп отвечает биоценозу и по ранговому геосистемному значению должен бы также соответствовать ценозной категории, которую естественно опреде-

лить как геоценоз (географическая общность соответствующего пространства заселенного данным биоценозом). Это бы «выровняло» иерархию соответствующих систем.

Но биотоп иногда еще определяется и как «участок, на котором развит биогеоценоз» (Четырехязычный энциклопедический словарь..., 1980, с. 53). Хотя биогеоценоз, по определению введшего этот термин в обиход в 1940 г. В.Н. Сухачева, – «взаимообусловленный комплекс живых и косных компонентов природной среды, связанных между собой специфическим обменом веществ и энергии» (там же, с. 51), а «биоценология – наука о взаимосвязанных и взаимодействующих комплексах живой и косной природы – биогеоценоза и их планетарной совокупности – биосферы» (с. 52). Круг вновь замыкается: настолько близки эти определения с понятиями экоценоза и экологии. Только определены они с чисто биологических позиций.

Биогеоценоз, согласно «Словарю иностранных слов» (1964), – «растительное сообщество (фитоценоз) вместе с населяющим его животным миром (зооценоз) и соответствующим участком земной поверхности с его особыми свойствами атмосферы (микроклимата), геологического строения, почв и водного режима» (с. 104).

Биогеоценоз, по определениям Н.Ф. Реймерса (1990), «внутренне однородная природная система функционально взаимосвязанных живых организмов и окружающей их абиотической среды, характеризующихся определенным энергетическим состоянием, типом и скоростью обмена веществом и информацией. В экосистемно-таксонометрическом смысле при таком понимании биоценоз – элементарная экосистема [! – Б.Л.] и геосистема [? – Б.Л.]» и 2) «...элементарная биохорологическая единица биосферы (геобиосферы)» (с. 43).

И еще одно определение: «Биогеоценоз – особый взаимообусловленный комплекс на определенном участке земной поверхности, с присущим этому участку геологическим строением, почвенным и водным режимами, микроклиматом, растительным сообществом и населяющим его миром животных и микроорганизмов» (Геологический словарь, т. 1, 1973, с. 78).

Важно осознать и относительное системное положение в этих иерархиях понятия ландшафта. Вот как его характеризует «Геологический словарь» (1973): «Ландшафт – основная единица физико-географического деления – генетически единая территория, с одно-

типным рельефом, геологическим строением, климатом, общим характером поверхностных и подземных вод, закономерным сочетанием почв, растительных и животных сообществ» (с. 385). Очень близко к приведенному и одно из определений этого термина, данное в «Четырехязычном энциклопедическом словаре...» (1980): «Конкретная территория, однородная по происхождению и истории развития, обладающая единым геологическим фундаментом, однотипным рельефом, климатом, единообразным сочетанием почв, биоценозов и определенной структурой, т.е. закономерным сочетанием составляющих его морфологических частей – местностей, урочищ, фаций» (с. 222).

Сравнивая приведенные определения биогеоценоза и ландшафтов, нетрудно обнаружить их синонимическую близость. Поэтому мы полагаем, что понятие ландшафта как географического термина хорошо коррелируется с термином «геоценоз». С геологической точки зрения геоценозом, однородным с ним понятием, вероятно, может считаться геологическая формация – «естественный комплекс, сообщество или ассоциация горных пород, отдельные части которых... тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.» (Шатский, 1970). Формация отвечает определенной стадии геотектонического цикла и определенной геотектонической зоне.

Очевидно, что следующий более низкий системный уровень можно определить как родственно-видовой (ассоциативный) и здесь главными понятиями биосистемного и геосистемного значения являются в первом случае – популяция, во втором – фация, понятия достаточно четкие и устоявшиеся. Экосистемное соответствующее понятие может быть обозначено как экот.

На организменном уровне биосистемной единицей является индивид, на геосферном – горная порода, которые, в свою очередь, на молекулярном уровне представлены органеллой и минералом.

С данных позиций вряд ли можно считать научно приемлемыми такие достаточно широко распространяющиеся понятия, как геоэкосистемы, геоэкотопы, биоэкосистемы и т.п.

Автор далек от мысли, что представленные родственные системные понятия будут безоговорочно поддержаны. И задача статьи не в том; необходимо искать пути выхода из терминологических, понятийных завалов, сдерживающих развитие научных исследова-

ний. И, возможно, что предлагаемый вариант упорядочения экологической терминологии будет содействовать этому.

Литература

- Агесс П. Ключи к экологии. Л., 1982.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения. М., 1960. Т. 5.
- Вронский В.А. Прикладная экология: Учеб. пособие. Ростов-на-Дону, 1996.
- Геологический словарь. М., 1973. Т. 1.
- Григорьев А.А. Экологические уроки прошлого и современности. Л., 1991.
- Кочетков М.В., Вартанян Г.С., Голицын М.С. Концепция геоэкологического картографирования // Разведка и охрана недр. №6. 1998. С. 10–12.
- Краткая географическая энциклопедия. М., 1960. Т. 1.
- Небел Б. Наука об окружающей среде. М., 1993. Т. 1–2.
- Петров К.М. Общая экология. Взаимодействие общества и природы. СПб, 1998.
- Рамад Ф. Основы прикладной экологии. Л., 1981.
- Реймерс Н.Ф. Природопользование: Словарь-справочник. М., 1990.
- Реймерс Н.Ф. Экология. Теории, законы, правила, принципы и гипотезы. М., 1994.
- Рудский В.В. Теоретические вопросы природопользования и геоэкологии (понятийно-терминологический аспект) // Известия АГУ. 1996. №1. С. 82–86.
- Словарь иностранных слов. М., 1964.
- Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск, 1978.
- Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология в системе геологических наук // Разведка и охрана недр. 1998. №3. С. 37–42.
- Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Эколого-геологические карты – геологические карты нового класса // Разведка и охрана недр. 1998. №6. С. 14–17.
- Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Под ред. А.И. Спиридонова; Сост. И.С. Щукин. М., 1980.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации // Известия АН СССР. Сер. геол. №5. 1960.
- Экогеохимия Западной Сибири. Тяжелые металлы и радионуклиды. Новосибирск, 1996.

Ю.Б. Кирста

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

**БИОСФЕРА И ЧЕЛОВЕЧЕСТВО:
ИНФОРМАЦИОННО-ИЕРАРХИЧЕСКАЯ
ОРГАНИЗАЦИЯ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА И ПРОБЛЕМЫ
ЕГО УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ**

Для анализа эволюционно развитой организации человечества используется системный информационно-иерархический подход. Показано, что эта организация является иерархической, начиная от молекулярных иерархических уровней до религиозных. Временные циклы функционирования иерархических уровней последовательно вкладываются друг в друга по определенным схемам, определяемым установленным информационным законом развития природных систем. Временные циклы уровней имеют длительности 1 с, 6 с, 40 с, 1 сутки, 11 суток, 1 год, 33 года, 1000 лет, 6000 или 3000 лет и все вместе составляют «часы человечества», аналогичные ранее установленным «биосферным часам». Совокупность циклов от 1 с до 33 лет представляет собой непосредственно биологические часы человека, центральным механизмом которых является информационно-иерархическая организация клеточного метаболизма. Охарактеризована новая научная область – управление устойчивым развитием государств как эволюционно развитых систем на основе информационных закономерностей их функционирования. Показано, что вступление единой христианско-иудейской религиозной системы в следующий 1000-летний цикл существования сейчас зависит от принятия христианства новым крупным этносом.

Ключевые слова: организация человечества, информационно-иерархический подход, информационный закон, биологические часы, устойчивое развитие.

В рамках системного информационно-иерархического подхода нами проанализированы информационные закономерности развития человеческого общества как эволюционно развитой иерархической системы (Кирста, 2001). При этом полностью подтверждается известное высказывание русского эколога Н.Ф. Реймерса: «Общество следует законам развития, даже если пытается эти законы игнорировать».

Напомним кратко основные положения системного информационно-иерархического подхода (Kirsta, 1992, 1994; Кирста, 1995, 1998, 2001). Согласно этому подходу любая эволюционно развитая система имеет информационно-иерархическую организацию (ИИО). Функционирование каждого иерархического уровня (ИУ) этой ИИО основано на циклических базовых процессах (БП). Временные циклы функционирования каждого ИУ (циклы БП) включены в цикл большей продолжительности следующего более высокого ИУ по определенным схемам квантования (рис. 1).

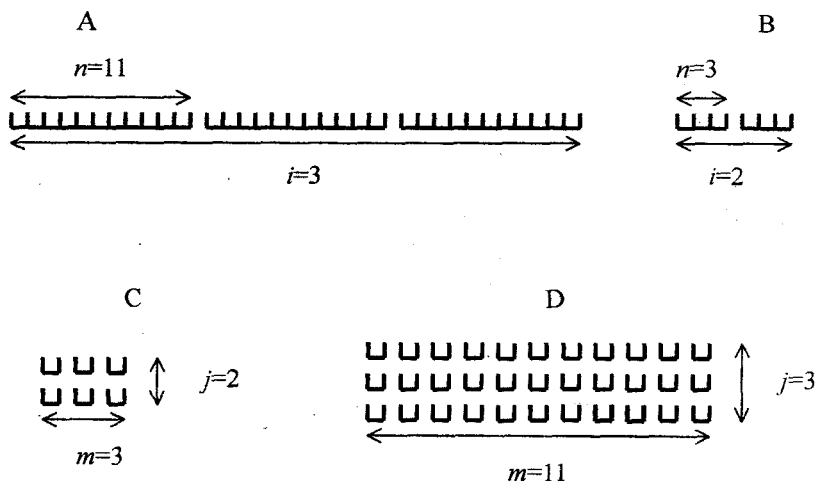


Рис. 1. Схемы квантования динамики БП у систем: с одним БП, имеющим 3 (А) и 2 фазы (В); двумя (С) и тремя (D) параллельными БП.

Схемам отвечает информационная энтропия H , равная 0,682 (А), 0,618 (В), 0,382 (С) и 0,318 (D). Символом обозначен временной цикл систем $\sqcup$ предшествующего ИУ. i, j, n и m – численные характеристики схем квантования (табл. 1)

Каждой схеме отвечают четыре взаимосвязанные информационные характеристики: H , R , $|H \ln H|$ и $|R \ln R|$ (табл. 1), причем H и R удовлетворяют уравнению $H + R = 1$. Информации H , R , $|H \ln H|$ и $|R \ln R|$ каждого ИУ передаются на следующий ИУ через формируемые посредством БП информационные материально-энергетические (для H , $|H \ln H|$) и временные (для R , $|R \ln R|$) продукты. Каж-

дая информация H , R , $|H \ln H|$, $|R \ln R|$, переносимая соответственно H -, R -, $|H \ln H|$ -, или $|R \ln R|$ -продуктом, рассчитывается как

$$\text{Информация} = \frac{\sum_{i=1}^k p_i \times \ln p_i}{\ln k}, \quad (1)$$

где k – число созданных структурных элементов, составляющих информационный продукт; p_i – долевого вклад элемента i в продукт,

$$\sum_{i=1}^k p_i = 1.$$

Таблица 1

Численные характеристики некоторых схем квантования базовых процессов (БП) у иерархически организованных систем

Характеристики	Число фаз i (один БП)		Число параллельных БП j (взаимосвязанные БП)			
	3	2	2	3	...	7
N	33	6	6	33	...	14248
N	11	3	–	–	–	–
M	–	–	3	11	...	2035
H	0,682	0,618	0,382	0,318	...	0,203
R	0,318	0,382	0,618	0,682	...	0,797
$ H \ln H $	0,261	0,297	0,368	0,364	...	0,324
$ R \ln R $	0,364	0,368	0,297	0,261	...	0,181

Примечание: N – общее число циклов (повторений циклической динамики) предшествующего ИУ, объединенных в один цикл рассматриваемого ИУ и суммируемых по его БП; n – число циклов предшествующего ИУ, объединенных в одной фазе (характерном интервале) в случае одного БП; m – число циклов предшествующего ИУ, входящих в цикл рассматриваемого ИУ для каждого из параллельных БП; H и R – соответственно информационные энтропия и порядок рассматриваемого ИУ ИИО; $H = (\ln n)/\ln N$, $R = (\ln i)/\ln N$ в случае одного БП или $H = (\ln j)/\ln N$, $R = (\ln m)/\ln N$ в случае параллельных БП; значения H и R максимизируют общую информацию ИУ (Kirsta, 1992), причем последовательность этих значений представляет собой известный ряд обобщенных божественных (в отечественной литературе «золотых») сечений.

В соответствии с информационным законом в случае одного БП с 2, 3 или более фазами (табл. 1) в каждой из фаз формируются собственные H - и $|H \ln H|$ -продукты. H -продукты имеют различные временные периоды существования. Эти периоды все вместе являются одним R -продуктом (Kirsta, 1994). В свою очередь, $|H \ln H|$ -

продукты тоже имеют свои периоды существования, которые вместе представляют $|R \ln R|$ -продукт. В отличие от одного БП, для параллельных БП за весь цикл функционирования ИУ формируется один H -продукт, один $|H \ln H|$ -продукт и несколько R - и $|R \ln R|$ -продуктов по числу имеющихся параллельных БП. Информационные продукты будут далее рассматриваться только в случаях, важных для правильного анализа и понимания ИИО человеческого общества в целом.

Информационно-иерархическая организация человечества

До образования человечества как сложной иерархической системы люди представляли собой обычный биологический вид, встроенный в ИИО биосферы подобно всем консументам. Человек стал Человеком, когда «вышел» из ИИО биосферы и выработал собственную систему с отдельной ИИО. Последняя, очевидно, не может пересекаться с биосферной ИИО, которая остается постоянной уже миллиарды лет. Обеспечивая себя пищей, человек может взаимодействовать с биосферой только традиционным образом как консумент (Kirsta, 1992).

На рисунке 2 приведены последовательно возрастающие по рангу ИУ человеческой ИИО, начиная от ИУ с временным циклом функционирования 1 с до религиозного ИУ с циклом 6000 (или 3000) лет. В процессе исследований выяснилось, что метаболические ИУ человека во многом аналогичны ИУ биосферы и растительности как ее системообразующего компонента.

А – система ИУ-2 со схемой квантования одного БП с 2 фазами (рис. 1, табл.1) и длительностью цикла 6 с: система отвечает переносу электронов при окислительном фосфорилировании (Biochemical Pathways, 1993); В, С – системы ИУ-3 со схемой квантования одного БП с 2 фазами и длительностью цикла 42 с: системы отвечают соответственно гликолизу (начиная от glyceraldehyde 3P) и β -окислению жирных кислот; D – специальная (разделительная) система ИУ-3 с уже указанной схемой квантования: система представляет собой сеть метаболических систем ИУ-3 и обеспечивает синтез аминокислот, нуклеотидов (GTP, ATP, CTP, UTP) и дезоксирибонуклеотидов (dGTP, dATP, dCTP, dTTP), необходимых для работы системы ИУ-6 с синтезом белков, РНК и ДНК. Малая окружность вокруг названий биохимических циклов обозначает

соответствующие метаболические системы ИУ-4 со схемой квантования семь параллельных БП и длительностью цикла 1 сутки. Большая окружность вокруг трех малых обозначает метаболическую систему ИУ-5 со схемой квантования трех параллельных БП и длительностью цикла 11 суток, где БП отвечают работе трех указанных систем ИУ-4. Прямоугольником обозначены системы возрастающих по рангу ИУ с длительностью циклов 1 год и более.

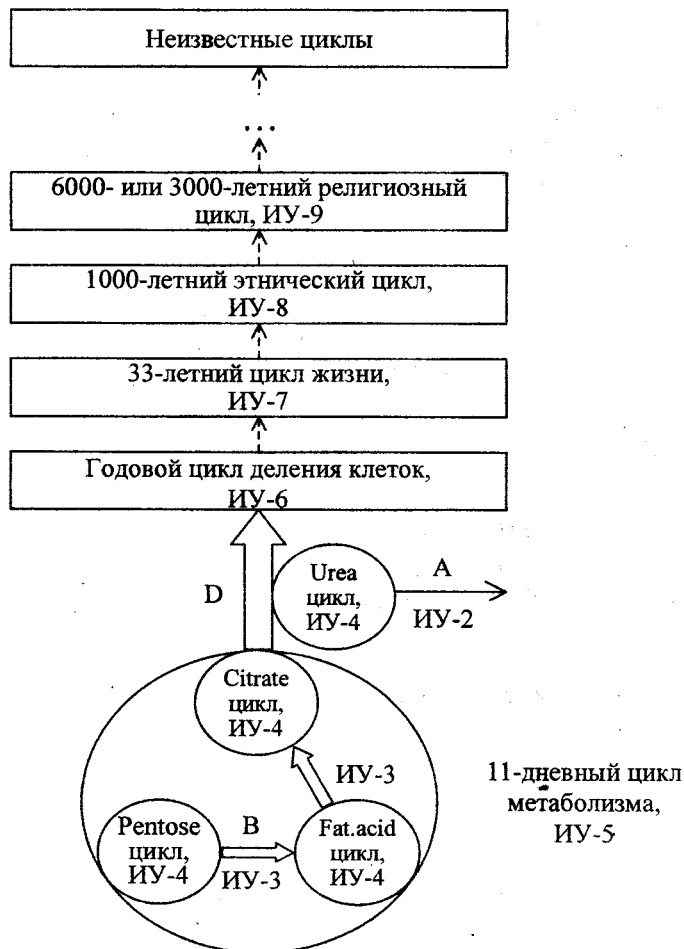


Рис. 2. Принципиальная схема информационно-иерархической организации человечества

Иерархические уровни 1 и 2. ИУ-1 характеризует один акт работы полиферментных комплексов в метаболизме человека и полностью аналогичен биосферному. Длительность временного цикла (акта) здесь также равна 1 с.

ИУ-2 отвечает полному циклу работы полиферментных комплексов (рис. 2). По своей организации и роли в человеческой ИИО ИУ-2 также аналогичен биосферному. Временной цикл функционирования ИУ-2 включает 6 отдельных циклов ИУ-1 в соответствии со схемой квантования одного БП с 2 фазами и равен $1 \times 6 = 6$ с (рис. 1, табл. 1). У человека (животных клеток) ИУ-2 представлен полиферментными системами окислительного фосфорилирования, превращения pyruvate в acetyl-CoA в ходе гликолиза и др. [Biochemical Pathways..., 1993]. Примеры формирования информационных продуктов системами ИУ-2 можно найти в: (Кирста, 1991; Kirsta, 1992).

Иерархический уровень 3. На уровне ИУ-3 функционируют системы из 6 моно- и бисубстратных ферментативных реакций, каждая из которых относится к ИУ-2 и отвечает одному элементарному циклу в схеме квантования одного БП с двумя фазами (рис. 1; рис. 2-B, C, D). Данный ИУ, как и два предыдущих, аналогичен биосферному. При расчете длительности его временного цикла необходимо учесть существование сети из систем ИУ-3 (рис. 2-D). Циклы работы систем ИУ-3 в сети разделены дополнительными циклами работы систем ИУ-2, что дает длительность $6 \times 6 + 6 = 42$ с (Кирста, 2001). Следует отметить, что для человеческой ИИО системы ИУ-3 гликолиза (начиная от glyceraldehyde 3-P) и β -окисления жирных кислот являются разделительными для систем ИУ-4 и поэтому в сеть ИУ-3 не входят.

Иерархический уровень 4. ИУ-4 отвечает повторяющейся работе замкнутых биохимических циклов: pentose циклу, fatty acid циклу, citrate циклу и urea циклу (рис. 2). Схема квантования ИУ-4 аналогична схеме квантования биосферного ИУ-4 и включает семь параллельных БП при общей длительности временного цикла $42 \text{ с} \times 2035 = 1$ сутки (табл.1). В отличие от метаболизма растений, метаболизм человека включает дополнительно urea цикл. Этот цикл состоит из семи биохимических реакций (Musil, Novakova, Kunz, 1980), представляющих собой семь параллельных БП. Если в pentose цикле и citrate цикле как системах ИУ-4 разделение начала и конца функционирования параллельных БП обеспечивается через

встраивание в циклы соответствующих систем ИУ-3 (Кирста, 2001), то в urea цикле это разделение осуществляется путем выведения из цикла и всего метаболизма синтезированной молекулы urea. В свою очередь, уникально образование отсутствующей у растений, но имеющейся у человека системы ИУ-4 из fatty acid цикла. В ходе метаболизма за семь последовательных повторений данного цикла синтезируется одна молекула palmitic acid (Musil, Novakova, Kunz, 1980; Biochemical Pathways, 1993). При этом каждое повторение цикла представляет собой полную работу системы ИУ-3 и является одновременно одним из семи параллельных БП системы ИУ-4. Окончание работы последней обеспечивается через выведение из fatty acid цикла синтезированной молекулы palmitic acid для участия в других метаболических реакциях. Примеры формирования на ИУ-4 информационных продуктов можно найти в (Кирста, 1991; Kirsta, 1992).

Иерархический уровень 5. У человека система ИУ-5 формируется из трех систем ИУ-4: pentose цикла, fatty acid цикла и citrate цикла, выступающих в качестве трех параллельных БП (рис. 2). Система ИУ-5 включает также разделительную систему ИУ-4 (urea цикл), разделительную систему ИУ-3 (сеть ИУ-3 – рис. 2, D) и разделительную систему ИУ-2 (окислительное фосфорилирование – рис. 2, A). Таким образом, ИУ-5 у человека значительно отличается от биосферного ИУ-5, имеющего только два параллельных БП (Кирста, 2001). Как мы увидим ниже, такое строение ИУ-5 у человека (животных) необходимо для непрерывного функционирования организма в течение всего года, тогда как развитие растений идет только в теплое время года. Длительность временного цикла ИУ-5 согласно схеме квантования трех параллельных БП (рис. 1) будет равна $1 \times 11 = 11$ суток.

В рассматриваемой системе ИУ-5 синтезируются две функционально противоположные молекулы, выступающие в качестве структурных элементов *H*-продукта. Первый элемент – молекула palmitic acid с 16 атомами углерода – синтезируется в fatty acid цикле и далее используется в метаболизме. Второй элемент – молекула urea с одним атомом углерода – синтезируется в urea цикле и далее в метаболизме не используется (выводится из организма). Соотношение числа атомов углерода у этих структурных элементов составляет 16:1 или в долях 0,941:0,059. Подставляя последнее соотношение в (1), получаем информацию 0,32, требуемую таблич-

ным значением H для имеющейся схемы квантования трех параллельных БП (табл. 1).

Иерархический уровень 6. Следующему уровню ИУ-6 у человека отвечает система клеточного деления, в которой осуществляется синтез белков, РНК и ДНК (рис. 2). Данный ИУ, как и биосферный ИУ-6, имеет схему квантования одного БП с тремя фазами (рис. 1; табл. 1). Длительность его временного цикла составляет $11 \text{ суток} \times 33 \approx 1 \text{ год}$. Мы видим, что именно схемы квантования предшествующего ИУ-5 и рассматриваемого ИУ-6 обеспечивают возможность непрерывного функционирования их систем на протяжении всего календарного года. У человека годовой цикл деления клеток наблюдается, в частности, у клеток печени, которая выполняет роль распределителя энергии для всего организма.

Для ИУ-6 целесообразно проанализировать образование информационных временных продуктов. Для этого воспользуемся хорошо изученным примером экспоненциального роста у культур клеток высших эукариотов. У таких клеток наблюдается не более 10–11 делений с типичным временным циклом 24 часа (Musil, Novakova, Kunz, 1980). Данное поведение клеток объясняется тем, что при экспоненциальном росте роль разделительной системы ИУ-4 в метаболизме клеток вместо игеа цикла (рис. 2) выполняет уже сама система клеточного деления (ранее принадлежавшая ИУ-6). В этом случае клетки должны делиться с периодичностью работы игеа цикла 1 сутки и сделать 11 делений согласно схеме квантования трех параллельных БП у системы ИУ-5 (рис. 1, 2), для которой система клеточного деления служит разделительной. Сама система клеточного деления имеет схему квантования одного БП с тремя фазами, и для нее можно теоретически определить все информационные временные продукты.

Искомые временные продукты для системы клеточного деления ИУ-4 показаны на рисунке 3. Структурные элементы этих продуктов (периоды T_1 , T_2 , T_3 и P_1 , P_2 , P_3) легко определяются из следующих исходных положений:

1. Удвоение клеточной ДНК требует наибольшего времени в процессе клеточного деления. Максимальными по продолжительности могут быть только периоды P_1 , P_2 , у которых диапазон теоретически возможных значений лежит между минимально допустимым значением 84 с (2 временных цикла ИУ-3) и максимальным значением 16 часов (2 фазы в рассматриваемом 24-часовом цикле).

При формировании информационных продуктов минимальное значение 84 с определяется требованием завершения за 84 с всеми, в том числе несинхронизированными системами ИУ-3 хотя бы одного полного цикла 42 с. Более поздний период P_2 удобнее для синтеза ДНК, так как этот синтез требует предварительного накопления в клетке дезоксирибонуклеотидов. В среднем для клеток эукариотов продолжительность P_2 должна составить $(84 \text{ с} + 16 \text{ ч})/2 \approx 8 \text{ ч}$.

Последний в цикле период P_3 должен отвечать непосредственно процессу деления клетки, т.е. митозу М (рис. 3), идущему обычно 1–2 часа.

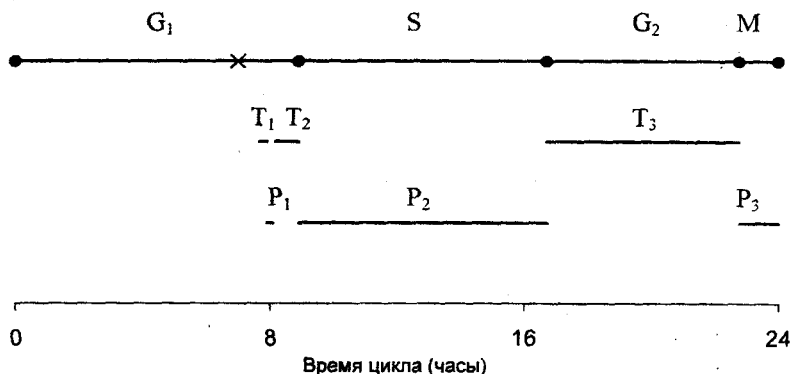


Рис. 3. Схема формирования информационных временных R - и $|R \ln R|$ -продуктов в 24-часовом цикле деления клеток высших эукариотов:

G_1, S, G_2, M – традиционно выделяемые фазы клеточного деления (Alberts, 1989); $\times$ – точка рестрикции; периоды T_1, T_2, T_3 – структурные элементы R -продукта; периоды P_1, P_2, P_3 – структурные элементы $|R \ln R|$ -продукта

Из принятых положений и условия равенства информации (1) табличному значению $|R \ln R| = 0.364$ (табл. 1) получаем искомые значения $P_1 = 84 \text{ с}$, $P_2 = 8 \text{ ч}$, $P_3 = 1.18 \text{ ч}$. Периоды P_1, P_2 отвечают времени существования H -продуктов первой и второй фаз соответственно, а поэтому всегда включают в себя границы раздела фаз временного цикла ИУ-5. Учитывая это, а также подчинение периодов T_1, T_2, T_3 условию $R = 0,318$ (табл. 1) в уравнении (1), находим

$T_1 = 84$ с, $T_2 = 0.69$ ч, $T_3 = 6.13$ ч. Из рисунка 3 видно, что найденные периоды T_1 , T_2 , T_3 , P_1 , P_2 , P_3 совпадают с известными каждому школьнику фазами деления клеток (Alberts, 1989): G_1 соответствует временному промежутку от начала цикла деления до начала P_2 , S равна P_2 , $G_2 - T_3$ и $M - P_3$.

В соответствии с информационным законом существование информационных продуктов обязательно для любой эволюционной системы. Поэтому после начала у клеток периода T_1 прохождение всех последующих периодов должно быть обязательным и строго координироваться во времени для правильного формирования информационных временных продуктов. По этой причине точка рестрикции (приостановки деления клеток) должна предшествовать периоду T_1 . С другой стороны, эта точка должна находиться максимально позднее в цикле, чтобы клетка была в наибольшей степени подготовлена к будущему делению. Приостановка деления клетки должна также совпадать с окончанием очередного цикла предшествующего ИУ (7,3 часа от начала 24-часового цикла) для правильного формирования информационных продуктов этого ИУ. Именно такое положение точки рестрикции в конце фазы G_1 и наблюдается у всех клеток (рис. 3). Существование временных продуктов объясняет также наблюдающуюся стабильность общей длительности фаз $S + G_2 + M$ у всех клеток (Alberts, 1989). Таким образом, все основные особенности цикла деления клеток имеют четкое теоретическое обоснование. В свою очередь, информационные материально-энергетические продукты формируются как определенные количественные отношения у синтезируемых белков, РНК и ДНК, анализ которых здесь можно опустить.

Иерархический уровень 7. С уровня ИУ-7 начинается специфическая часть человеческой ИИО, которую можно назвать социальной ИИО (Кирста, 1995, 1998). Годовой период как временной цикл ИУ-6 задает ритмику нашей жизни и используется при отсчете времени всех процессов в человеческом обществе. Если предшествующий уровень ИУ-6 характеризовал цикл существования клеток, то ИУ-7 должен характеризовать уже цикл функционирования следующей по рангу системы – человеческого организма. Тогда временному циклу ИУ-7 должна соответствовать продолжительность человеческой жизни.

Для выяснения схемы квантования ИУ-7 жизни можно воспользоваться уже установленной ИИО биосферы (Кирста, 2001).

Действительно, человечество полностью зависит от биосферы и должно подчиняться ее ритмике. Поэтому социальная ИИО должна быть аналогичной биосферной ИИО. ИУ-7 биосферы имеет схему квантования одного БП с тремя фазами и временной цикл $1 \times 33 = 33$ года (рис. 1). По аналогии ИУ-7 жизни должен иметь схему квантования одного БП с тремя фазами и 33-летний временной цикл (рис. 2) как среднюю продолжительность жизни человека.

Согласно Weiner (1977), средняя продолжительность жизни была достаточно стабильной и близка к 30–33 годам на протяжении I–XIX вв. н. э. В наше время 33-летний цикл также должен стабилизироваться при нормальном функционировании ИУ-7. Средняя продолжительность жизни должна отсчитываться от начала формирования яйцеклетки как будущего организма. Полное созревание яйцеклетки и ее готовность к оплодотворению в женском организме, очевидно, близко предшествуют или совпадают с точкой рестрикции. По аналогии с суточным циклом деления клеток (рис. 3), в годовом цикле ИУ-6 эта точка должна отстоять от начала цикла на период около 0,3 года. Беременность у людей длится 0,75 года (9 месяцев). Поэтому к моменту рождения наш организм уже имеет возраст $0,3 + 0,75 \approx 1$ год. В связи с этим при расчете истинной средней продолжительности жизни мы должны учитывать аборт как насильственное умерщвление человека, что полностью совпадает и с позицией церкви (Узаконенное детоубийство, 1991).

Проверим стабилизацию временного цикла ИУ-7 на примере населения России. Продолжительность жизни в России можно оценить, например, по статистическим данным за 1992–1998 гг. по ожидаемой продолжительности жизни (порядка 66 лет), рождаемости – 9,3 на 1000 человек, смертности – 14,1 на 1000 человек (Государственный доклад, 2000). Дополнительная смертность из-за погибших в результате аборта детей легко рассчитывается по превышению числа абортотворцев над числом новорожденных в 2 раза (Кулаков, Фролова, 1994) и не требующих здесь учета 25% мини-абортотворцев (Здоровье женщин, 1992). Эта дополнительная смертность составит $(1 - 0,25) \times 2 \times 9,3 \approx 14$ на 1000 человек. Прибавляя к общепринятой продолжительности жизни 1 год возраста новорожденного и учитывая дополнительную смертность, получаем реальную среднюю продолжительность жизни $14,1 \times (66 + 1) / (14 + 14,1) \approx 33,7$ года. Таким образом, истинная продолжительность жизни совпадает в пределах точности расчетов с требуемым информацион-

ным законом значением 33 года. Полезно отметить, что для развитых стран традиционно рассчитываемая высокая продолжительность жизни не может являться предметом гордости, так как она обусловлена, согласно информационному закону, лишь большим количеством ранних прерываний беременности.

Анализ информационных материально-энергетических и временных продуктов уровня ИУ-7 будет возможен в дальнейшем. По аналогии с информационными продуктами у растений (Kirsta, 1994), материально-энергетические продукты у человеческого организма, видимо, представляют собой определенные для разного возраста соотношения масс клеток разных типов. Отметим, что общее число типов клеток у взрослого человека достигает 200 (Alberts, 1989).

Иерархический уровень 8. Аналогично ИУ-8 биосферы, у социальной ИИО (рис. 2) ИУ-8 должен иметь схему квантования одного БП с 3 фазами и временной цикл $33 \times 33 = 1089$ лет (далее 1000-летний цикл). Интересно отметить дискуссию результатов сквозного статистического анализа истории человеческого общества, выполненного А.Т. Фоменко (1990). Данный автор проанализировал 15 основных хронологических таблиц и 228 фундаментальных оригинальных работ, охватывающих период с 4000 г. до н.э. по 1800 г. н.э. В результате он выделил характерные последовательности-двойники исторических событий и режимов правлений. Эти последовательности-двойники оказались сдвинутыми относительно друг друга во времени на 330 и 1050 лет. Данные интервалы, как можно видеть, отвечают одной фазе БП и временному циклу ИУ-8, соответственно.

Рассмотрим теперь саму систему ИУ-8. Такая естественная система выявлена Л.Н. Гумилевым (1989, 1990). Это – этническая система или этнос, возникающий после обновления генофонда людей внешним мутагенным толчком, связанный с ландшафтом и отличающийся от других этносов стереотипом поведения и взглядом на мир. Развитая Л.Н. Гумилевым теория этногенеза широко известна в России, где совокупный тираж монографий автора превысил 1,5 миллиона экземпляров. Проведя анализ около 40 этносов, Л.Н. Гумилев показал, что их развитие длится порядка 1200-1500 лет. По истечении приблизительно 1000 лет каждый этнос вступает в период «обскурации», а затем в «мемориальный» период, если последний вообще наступает. Каждый период длится

около 200 лет, т.е. соответствует схеме квантования одного БП с двумя фазами и временному циклу, равному $33 \times 6 \approx 200$ лет (рис. 1). Этот цикл, как легко заметить, полностью аналогичен циклу вторичных сукцессий растительности, которые существуют наряду с 1000-летними циклами первичных сукцессий (Odum, 1983; Кирста, 2001).

Следует подчеркнуть, что 200-летний цикл(ы), наблюдаемый после 1000-летнего, отражает процесс разрушения этноса (Гумилев, 1990) и не обеспечивает дальнейшее существование этнического ИУ-8. 200-летние циклы являются «рукотворными», так как формируются без обновления генофонда за счет инерции обычаев и памяти людей о внутренних взаимоотношениях этноса. Такие циклы будут подробнее рассмотрены ниже.

Мы можем теоретически рассчитать информационные временные продукты для этнического ИУ-8. Как и в случае с ИУ-6, примем исходные положения:

1. В ходе 1000-летнего цикла функционирования этноса информации R и $|R \ln R|$ поддерживаются постоянными. Это подразумевает, что рассчитываемая по (1) информация R будет одинаковой как для T_1, T_2 (до начала периода T_3), так и для T_1, T_2, T_3 (при завершении цикла). Аналогично информация $|R \ln R|$ будет одинакова как для P_1, P_2 , так и для P_1, P_2, P_3 (сравни с рисунком 3).

2. Продолжительность $T_1 + T_2 + T_3$ и продолжительность $P_1 + P_2 + P_3$ должны быть минимальны, чтобы обеспечить максимальную длительность подготовительного периода (временного промежутка до начала T_1) и тем самым наилучшую подготовку этнической системы к формированию информационных продуктов в условиях различных (политических, военных) воздействий на нее других этносов.

3. Минимальным периодом времени, допустимым для этнического уровня ИУ-8 в ходе формирования информационных продуктов, являются два годовых цикла ИУ-6 (Кирста, 1995). Только за два года этнического времени все люди с разными датами рождения смогут полностью пройти хотя бы один годовой цикл развития.

Исходя из этих положений, уравнения (1) и значений $R = 0,318$, $|R \ln R| = 0,364$ для имеющейся у ИУ-8 схемы квантования одного БП с тремя фазами (табл. 1), получаем следующие структурные элементы R - и $|R \ln R|$ -продуктов соответственно:

$$\begin{array}{lll} T_1 = 2, & T_2 = 33, & T_3 = 312; \\ P_1 = 441, & P_2 = 33, & P_3 = 18 \text{ (годы)}. \end{array}$$

Уровни ИУ-8 и ИУ-7 имеют одинаковые схемы квантования одного БП с тремя фазами (табл. 1) и их временные циклы содержат по 31,8 циклов предшествующего ИУ, что более точно по сравнению с табличным значением $N = 33$. Поэтому полученные продолжительности периодов мы должны уменьшить в $(31,8)^2 = 0,929$ раз, так как у факторов среды нет жесткой 33-летней ритмики, подобной 1 суткам или 1 году. В результате окончательно имеем:

$$\begin{array}{lll} T_1 = 2, & T_2 = 31, & T_3 = 290; \\ P_1 = 410, & P_2 = 31, & P_3 = 17 \text{ (годы)}. \end{array}$$

При этом подготовительный период этнической системы к формированию информационных продуктов (от начала цикла ИУ-8 до T_1) составит $1089 \times 0,929 - (T_1 + T_2 + T_3 + P_1 + P_2 + P_3) \approx 231$ год.

T_1, T_2, T_3 и отдельно P_1, P_2, P_3 представляют собой два разных временных продукта и поэтому должны отвечать двум типам биологического времени этнической системы. Эти типы биологического времени установлены ранее на примере годового цикла развития растений (Kirsta, 1994). T_1, T_2, T_3 образуются на основе хода физического времени, а P_1, P_2, P_3 и подготовительный период образуются на основе количества прошедших временных циклов предшествующих ИУ. Поэтому T_1, T_2, T_3 и у растений, и у этносов не зависят от текущих условий среды. Соответственно P_1, P_2, P_3 и подготовительный период зависят от среды. Например, у растений скорость биохимических реакций и длительность временных циклов зависят от температуры воздуха. У этноса эти периоды должны зависеть от средней продолжительности жизни, зависящей от условий развития этноса (см. ниже анализ 200-летних циклов).

В качестве примера информационных временных продуктов можно рассмотреть 1000-летний цикл развития России (русского христианского этноса). Этот цикл начался с принятия Россией христианства в 988 г. и закончился при Октябрьской революции 1917 г., заменивший христианство на атеизм. В развитии России четко выделяются следующие важные исторические события и периоды:

- 988 г. – принятие христианства как государственной религии правящей династией Рюриковичей;
- с 1237 по 1240 г. – Ордынское нашествие (война) и начало татаро-монгольского ига;

– 1556–1557 гг. – «наследники» татаро-монголов теряют среднее и нижнее Поволжье и Поволжье полностью переходит под контроль России;

– 1558–1589 гг. – переход фактического правления от династии Рюриковичей к узаконенному правительству Бориса Годунова с последующим Смутным временем;

– 1613 г. – конец Смутного времени и начало правления династии Романовых;

– 1905 г. – народное восстание, введение демократических свобод и начало развала монархического правления в России,

– 1917 г. – Февральская и Октябрьская революции, конец правления династии Романовых и монархического правления в целом.

Отсюда имеем:

$$T_1 = 1240 - 1237 \approx 2, \quad T_2 = 1589 - 1557 \approx 31, \quad T_3 = 1905 - 1613 \approx 291;$$

$$P_1 = 1557 - 1240 \approx 317, \quad P_2 = 1613 - 1589 \approx 24, \quad P_3 = 1917 - 1905 \approx 13$$

(полные годы).

Как и следовало ожидать, мы получили совпадение расчетных и фактических продолжительностей T_1, T_2, T_3 , зависящих только от хода физического времени. В свою очередь, фактические периоды P_1, P_2, P_3 короче расчетных в 1,3 раза, что означает уменьшенную среднюю продолжительность жизни у русского этноса, находящегося в неблагоприятной климатической зоне (Антипова, 1997). В то же время соотношение $P_1 : P_2 : P_3 = 317 : 24 : 13 = 0,895 : 0,068 : 0,037$ по-прежнему дает согласно (1) информацию $|R \ln R| \approx 0,364$, требуемую схемой квантования одного БП с тремя фазами (табл. 1).

Информационные материально-энергетические продукты этнического ИУ-8 должны отражать долю представителей разных национальностей в структурах управления этносом (государством). Поскольку этот вопрос больше политический, чем научный, нами он рассматриваться не будет.

Иерархический уровень 9. Как и в случае биосферы, можно полагать, что ИУ-9 имеет схему квантования одного БП с двумя фазами и временной цикл $1089 \times 6 \approx 6500$ лет (рис. 1; табл. 1). Интересно, что, согласно гипотезе А. Дугина (1999), аналогичный цикл 6480 лет использовался при летосчислении в шумерской и индуистской религиозных традициях. Наличие климатической ритмики с периодичностью 3–6 тыс. лет (Зубаков, 1990, с. 169) по-

зволяет также существование схемы квантования двух параллельных БП и временного цикла $1089 \times 3 \approx 3270$ лет.

Очевидно, что к системам ИУ-9 с временными циклами в несколько тысячелетий могут принадлежать только религиозные системы. Рассмотрим их функционирование на примере уникальной христиано-иудейской системы (Кирста, 1995), обеспечивающей существование современной белой расы Земли.

Иисус Христос (И.Х.) появился в иудейском этносе как Мессия и по церковной версии, существующей с XIV в., был распят в возрасте 33 года, отвечающем временному циклу ИУ-7. Не приняв И.Х., иудейский этнос вынудил его сформировать новую религиозную систему из двух параллельных БП – христианства и иудаизма. Именно появление системы И.Х. вызвало известное рассеяние иудейского этноса по христианским странам, требующееся для обеспечения параллелизма двух БП. Согласно схеме квантования двух параллельных БП (рис. 1), временной цикл системы И.Х. составляет порядка 3000 лет и включает три 1000-летних интервала, каждый из которых объединяет два параллельных 1000-летних цикла ИУ-8 соответственно христианского и иудейского этносов. Библия трактует эти интервалы как «дни»: «Одно то не должно быть сокрыто от вас, возлюбленные, что у Господа один день, как тысяча лет, и тысяча лет, как один день» (Второе послание Петра, 3,8).

И.Х. ввел возможность принятия христианства любым этносом (нацией) и таким образом обеспечил последовательную смену 1000-летних интервалов созданной религиозной системы. В противоположность христианским этносам иудейский этнос не должен передавать другим нациям иудаизм, что обеспечивает его продленное существование и целостность христиано-иудейской системы на протяжении всего 3000-летнего цикла. Используя генетическую терминологию, можно сказать, что генофонд новых христианских этносов в каждом 1000-летнем интервале обновляет иудейский генофонд, обеспечивая его 3000-летнее существование. Такое обновление целенаправленно поддерживается иудейским этносом путем перекрестных браков, известным как ассимиляция. При этом христианские этносы должны быть достаточно большими, чтобы поддерживаемый иудейский генофонд не мог нарушить их 1000-летнее развитие.

Имеются два христианских этноса, обеспечивших два последовательных 1000-летних интервала в системе И.Х. Это западноев-

ропейский и русский христианские этносы. В частности, обеспечение русским этносом второго интервала (см. ИУ-8) выразилось в отделении Православной церкви от Западной в 1054 г. Третий 1000-летний интервал должен был бы осуществиться в Юго-Восточной Азии (Кирста, 1995). Этности Юго-Восточной Азии имеют большие генофонды, полностью новые по отношению к иудейскому генофонду. Тем самым они потенциально могут обеспечить следующее 1000-летнее существование иудейского этноса. В свою очередь, система И.Х. при осуществлении ее третьего интервала, могла бы обеспечить устойчивое существование всех христианских стран. Сейчас система И.Х. разрушается, так как в Юго-Восточной Азии нет крупного этноса, который бы уже принял христианство и начал третий 1000-летний интервал. В частности, не христианская, а рукотворная коммунистическая идеология была передана русским этносом китайскому после Второй мировой войны. Любопытно, что основатель коммунистического Китая Мао Цзэдун все же был связан с христианством, как крещеный католической монахиней в 1936 г. Вследствие начавшегося разрушения системы И.Х. у иудейского этноса прекратилось также рассеяние и появилось самостоятельное государство Израиль. Разрушение обусловило и уменьшающиеся доли контролируемых территорий, доли населения и доли в мировом экономическом продукте у этой системы (Яковец, 1999).

Системный информационно-иерархический подход позволяет проследить действия И.Х. по созданию новой религиозной системы. И.Х. сформировал информационные материально-энергетические продукты системы из людей уже вне зависимости от их национальности. H -продукт состоял из самого И.Х. и 12 выбранных им апостолов. Их количественное отношение составляет 1:12 или 0,077:0,923. Подставляя последнее в (1), получаем информацию 0,39, отвечающую значению $H = 0,382$ для схемы квантования два параллельных БП (табл. 1). $|H \ln H|$ -продукт системы сформирован после наполнения Святым духом матери И.Х. Марии, 12 апостолов и апостола Петра, дополнительно выбранного И.Х. Здесь мы имеем соотношение 1:13 или 0,071:0,929. Подставляя его в (1), получаем табличное значение $|H \ln H| = 0,368$. Анализ R - и $|R \ln R|$ -продуктов можно найти в: (Кирста, 1995). Отметим только, что существование этих продуктов накладывает ряд закономерностей на смену и продолжительность правлений монархов, управляющих этносом. Ана-

логичные закономерности накладываются также на самостоятельные этносы, испытывающие влияние религиозной системы ИУ-9, как, например, Римская империя после появления христианства.

200-летние циклы развития этносов

Выше указывалось, что если этнос не входит в религиозную систему ИУ-9, его 1000-летнее развитие завершается одним или двумя 200-летними циклами существования. Такие 200-летние циклы создаются самим Человеком и непосредственно не связаны с социальной ИИО, у которой ИУ-8 обеспечивается 1000-летними этническими системами. Человек не может сам формировать ни ИУ-8, этносы которого возникают при обновлении генофонда внешним мутагенным толчком, ни тем более ИУ-9 или более высокие ИУ.

Рассмотрим более подробно 200-летние циклы развития этносов. Схема квантования здесь отвечает одному БП с двумя фазами и временному циклу из шести 33-летних циклов ИУ-7, равному $33 \times 6 \approx 200$ годам (рис. 1). Для 200-летних циклов можно теоретически рассчитать информационные временные продукты со структурными элементами T_1 , T_2 , и P_1 , P_2 (сравни с рисунком 3). Действуя аналогично случаям ИУ-6 и ИУ-8, примем следующие исходные положения:

1. Для больших этносов, объединяющих в себе различные субэтносы (национальности) со своими особенностями развития (Гумилев, 1989, 1990), периоды T_1 , T_2 , и P_1 , P_2 принимают среднее из возможных значений.

2. Минимальным промежутком времени, различимым системой, являются два годовых цикла ИУ-6 (аналогично третьему положению для ИУ-8).

Напомним, что T_1 , P_1 являются периодами существования материально-энергетических H - и $|H \ln H|$ -продуктов первой фазы 200-летнего цикла (рис. 1) и должны начинаться в этой фазе. Аналогично T_2 , P_2 являются периодами существования материально-энергетических H - и $|H \ln H|$ -продуктов второй фазы и должны в ней начинаться. Тогда, учитывая принятые положения и значения $R = 0.382$, $|R \ln R| = 0.368$ для имеющейся схемы квантования одного БП с 2 фазами (табл. 1), легко находим:

$$\begin{array}{ll} T_1 = 4, & T_2 = 50; \\ P_1 = 65, & P_2 = 5. \end{array}$$

Соответственно подготовительный период от начала 200-летнего цикла до T_1 составит $198 - (4 + 50 + 65 + 5) = 74$ года.

Вспомним также, что в 1000-летних циклах этнического ИУ-8 периоды T_1 , T_2 , T_3 зависели от хода физического времени, а P_1 , P_2 , P_3 и подготовительный период — от средней продолжительности жизни, отвечающей ИУ-7. 200-летние циклы эволюционно сформированы как непосредственное продолжение 1000-летних циклов и также должны чередовать разные типы биологического времени в пределах цикла. Учитывая, что последний период P_3 1000-летнего цикла зависит от средней продолжительности жизни, получаем для 200-летнего цикла:

- подготовительный период, а также P_1 , P_2 зависят от хода физического времени;

- T_1 , T_2 зависят от средней продолжительности жизни.

При расчете средней продолжительности жизни для ИУ-7, где минимальным различимым промежутком времени являются два цикла ИУ-5 (22 дня), нами учитывались аборт и период беременности. Для систем с 200-летним циклом развития и систем ИУ-8 различимым промежутком времени для информационных продуктов являются уже два цикла ИУ-6 (2 года). Поэтому для этих систем период беременности, составляющий меньше года, не является значащим и не будет оказывать влияния на среднюю продолжительность жизни. Данную продолжительность можно оценить традиционным способом, отсчитывая ее от даты рождения и затем прибавляя к ней 1 год. Таким образом, для систем с 200-летним (или 1000-летним) циклом развития периоды T_1 , T_2 (P_1 , P_2 , P_3 для 1000-летних систем) определяются средней продолжительностью жизни для ИУ-8. Последняя рассчитывается как общепринятая продолжительность плюс 1 год и поэтому может значительно отличаться от аналогичной для ИУ-7.

Как пример рукотворного 200-летнего цикла будет интересен заканчивающийся цикл развития США. США как единое независимое государство были сформированы в 1787 г., когда была создана новая конституция, и тринадцать штатов были объединены в одну целостную систему. Подготовительный 74-летний период характеризуется рабством в США 1787–1861 гг. После его завершения начался 4-летний период T_1 , известный как Гражданская война 1861–1865 гг. Следующий 65-летний период P_1 (1866–1931 гг.) закончился Великой депрессией. В 1932 г. при президенте Рузвельте

начался 50-летний период T_2 , отражающий новый курс экономического развития страны. Период T_2 до сих пор не закончен, так как в США средняя продолжительность жизни для ИУ-8 уже приближается к 80 годам вместо требуемых 33 лет. Очевидно, по окончании своего 200-летнего цикла США должны испытать серьезную перестройку государственной системы.

Рассмотрим также 200-летний цикл развития России, который начался в 1917 г. (см. выше). Россия завершила 74-летний подготовительный (коммунистический) период точно в срок, когда в 1991 г. СССР распался на отдельные государства. Россия завершила также 4-летний период T_1 , отвечающий радикальному изменению экономической структуры государства от социалистического типа к капиталистическому. Он длился с 1991 по 1999 г., т.е. 8 лет. Увеличение продолжительности T_1 в два раза, очевидно, связано со средней продолжительностью жизни для ИУ-8, составляющей в 90-х гг. порядка 66 лет (Государственный доклад, 1995) вместо требуемых 33 лет. В конце 1999 г. Россия вступила в 65-летний период P_1 , характеризующий ее новое состояние – воссоединение с Белоруссией в одно государство согласно подписанному договору. Период P_1 зависит уже от хода физического времени и должен закончиться к 2065 г.

Мы знаем, что согласно информационному закону каждому периоду T_1 , T_2 , P_1 , P_2 отвечает свой информационный материально-энергетический продукт. Для 200-летних систем эти продукты, подобно случаю ИУ-8, строятся на основе долевого участия разных национальностей в структурах управления этносом (государством). Как и раньше, этот вопрос больше политический (Дикий, 1994), чем научный, и нами не рассматривается.

Заключение. Эволюционное формирование ИИО человечества, как и ИИО биосферы, подчиняется универсальному закону накопления информации (Kirsta, 1992, 1994; Кирста, 2001). Биосфера и человечество являются независимыми гомологичными биосистемами, состоящими из иерархически подчиненных подсистем ИУ возрастающего ранга. Системе каждого ИУ отвечает свой временной цикл существования, в который вкладываются меньшие циклы системы предшествующего по рангу ИУ. Это вложение осуществляется по строго определенным схемам квантования. Схемы характеризуются определенными значениями информационной энтропии, которые соответствуют широко известным золотым сечениям

(табл. 1). Одновременно схемы квантования являются центральным механизмом отсчета собственного времени систем. В результате биосфера и человечество имеют собственные многоуровневые биологические часы. Шкалы часов соответствуют временным циклам ИУ, совпадают с ритмикой основных факторов среды и последовательно объединяют друг друга подобно традиционному отсчету времени (1 с, 1 мин, 1 час, 1 сутки и т.д.). Длительность шкал часов составляет 1 с, 6 с, 40 с, 1 сутки, 3 суток (биосфера) или 11 суток (человек), вегетационный сезон 100 дней (биосфера) или 1 год (человек), 33 года, 1000 лет, ..., 5 миллиардов лет. Таким образом, чтобы оценить текущее состояние биосферных систем или человеческого общества и предсказать их развитие, необходимо знать текущее время их часов. Очевидно также, что любые модели биосферных или социальных систем без учета их ИИО будут неадекватными и бесполезными для прогнозирования.

Системный информационно-иерархический подход позволил сформировать ряд новых научных областей: информационные биохимию, экологию и биологию, а также информационную медицину. В последнем случае с помощью указанного подхода, например, может быть решена проблема прагерии и проводиться ее лечение.

Полностью подтверждена и математически обоснована теория этногенеза Л.Н. Гумилева. Показано, что человечество не способно управлять собственной эволюционно сформированной ИИО, строго подчиняющейся информационному закону. Известные попытки человека преодолеть информационный закон (например, соотношение неопределенностей Гейзенберга в физике) были полностью безуспешны (Kirsta, 1994). Человек может организовать только системы (государства) с 200-летними циклами развития, которые не входят в ИИО человечества.

На основе системного информационно-иерархического подхода можно прогнозировать развитие этносов и государств, включая сроки наступления критических состояний этих систем. Отметим, что в настоящее время на Земле имеется более 260 этносов (народов) с численностью свыше 1 млн человек. В определенных пределах можно корректировать ход 200-летних циклов развития государств по аналогии с управлением ходом сукцессий растительности в экосистемах (Odum, 1983).

Таким образом, мы имеем еще одну новую научную область – управление развитием государств как эволюционно развитых сис-

тем. Очевидно, что современная концепция устойчивого развития государств должна также учитывать информационные закономерности их функционирования. В первую очередь заботой правительств должна стать стабилизация средней 33-летней продолжительности жизни для ИУ-7. Это связано с тем, что широкое использование контрацептивов, снижающее число аборт, а также усилия общества, направленные на увеличение продолжительности жизни, по сути ведут к системной дестабилизации государств.

В настоящее время вся христиано-иудейская система поставлена перед серьезными проблемами (Кирста, 1995): что следует предпринять для прекращения ее разрушения, как может начаться третий 1000-летний интервал ее функционирования, следует ли побудить китайский или иной этнос принять христианство, чтобы начать этот интервал. В случае неудачи христиано-иудейская система будет поглощена, видимо, исламской и буддийской религиозными системами. За последнее десятилетие исламский этнос уже поглотил громадные пространства азиатской части бывшего СССР.

Еще одной проблемой является экспериментирование с биосферой и человечеством путем информационных воздействий на них полями от пирамид, подобных египетским. Такие воздействия сейчас осуществляются с помощью специальных заряженных камней, размещенных на космических орбитах вокруг Земли (Иванов, 2000). Подобные эксперименты, не учитывающие ритмики сложнейших иерархических систем биосферы и человечества, неизбежно ведут к дестабилизации последних.

Автор благодарит издателей «Who's Who in the World» (USA) за предложения о включении его биографических данных в издания 1999, 2000 и 2001 гг., а также издательство «International Biographical Centre of Cambridge» (England) за многочисленные предложения о включении его биографических данных в различные справочники: «Outstanding People of the 20th Century», «2000 Outstanding Scientists of the 20th Century», «2000 Outstanding Scholars of the 20th Century» и др. Такое большое внимание мирового научного сообщества к результатам исследований явилось основной причиной опубликования данной работы.

Литература

Антипова А. Миф о богатстве природных ресурсов России: Сравнительный анализ эколого-ресурсного потенциала России и США // Зеленый мир. 1997. №8 (доп.). С. 12.

Государственный доклад о состоянии здоровья населения Российской Федерации в 1998 г. // Здоровоохранение Российской Федерации. 2000. №3. С. 3–6.

Гумилев Л.Н. Этногенез и биосфера Земли. Л., 1989.

Гумилев Л.Н. География этноса в исторический период. Л., 1990.

Здоровье женщин, матерей и новорожденных в Российской Федерации в 1991 г. / Министерство здравоохранения РФ. М., 1992.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., 1990.

Дугин А. Абсолютная Родина. М., 1999.

Дикий А.И. Евреи в России и в СССР. Новосибирск, 1994.

Иванов Г. Чудо пирамид // Свет. 2000. №1. С. 18–20.

Кирста Ю.Б. Структурно-функциональная организация биосферы (Информационно-иерархический подход): Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Днепропетровск, 1991.

Кирста Ю.Б. Биосфера и человечество. Барнаул, 1995.

Кирста Ю.Б. Устойчивое развитие России: системный информационно-иерархический подход // Экология человека: Духовное здоровье и реализация творческого потенциала личности. Новосибирск, 1998. С. 293–305.

Кирста Ю.Б. Биосфера и человечество: 1. Информационно-иерархическая организации биосферы и проблемы ее устойчивого развития // Известия АГУ. 2001. №3.

Кулаков В.И., Фролова О.Г. Здоровье матери и новорожденного // Акушерство и гинекология. 1994. №1. С. 3–6.

Узаконенное детоубийство. Владимирова: Владимирская епархия. 1991.

Фоменко А.Т. Статистическая хронология. М., 1990.

Яковец Ю.В. Циклы. Кризисы. Прогнозы. М., 1999.

Alberts B., Bray D., Lewis J., Raff M., Roberts K., Watson J.D. Molecular Biology of the Cell, 2d Edition. New-York; London: Garland Publishing, Inc., 1989.

Biochemical Pathways, 3d Edition /Editor Gerhard Michal. Boehringer Mannheim GmbH Biochemica, 1993.

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.

Musil J., Novakova O., Kunz K. Biochemistry in schematic perspective. Prague: Avicenum, Czechoslovak Medical Press, 1980.

Odum E.P. Basic Ecology. New York: CBS College Publishing, 1983.

Weiner J.S. Human ecology. In: Human Biology / G.A. Harrison, J.S. Weiner, J.M. Tanner et al. Oxford: Oxford University Press, 1977.

Б.Н. Лузгин

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

СТРУКТУРНЫЕ УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

В приложении к минеральному веществу может быть выстроен ряд структурных уровней его организации, начиная с элементарного и кончая планетарным. При этом каждому из этих уровней свойственны свои определенные условия распределения, концентрации и рассеивания вещества. Эти уровни обуславливаются закономерным группированием объектов более низкого структурного уровня в относительно более высокие комбинации: атомов – в минералы, минералов – в горные породы, последних – в геологические формации, затем – в геодинамические ассоциации, далее – в геосферные и, наконец, планетарные образования.

Минерально-вещественные уровни

Элементарный уровень. Изучением распространения, миграций, концентраций и рассеивания элементов занимается геохимия, для которой «новой константой мира», по определению А.Е. Ферсмана (1955), являются кларки – относительные содержания данного химического элемента в земной коре. Установлены коррелятивные зависимости распространенности химических элементов в соответствии с их порядковыми номерами, занимаемыми в периодической таблице Д.И. Менделеева (рис. 1). Они выражаются в виде сложных ломаных кривых экспоненциальной тенденции с быстрым и высоко амплитудным падением значений для «легких» элементов (до номеров 28–30) и замедленным относительно низкоамплитуд-

ным — для «тяжелых». Всего 4 из наиболее легких элементов (O, H, Si, Al) уже способны отразить общую зональную модель дифференциации вещества Земли: кислород представляет атмосферу; он же, совместно с водородом, качественно определяет состав гидросферы; а все 4 обозначенных элемента в совокупности — глинистую зону гипергенеза земной коры. Всего 8 химических элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K и Mg) составляют 99% всей массы земной коры и определяют в основном состав всех известных горных пород.

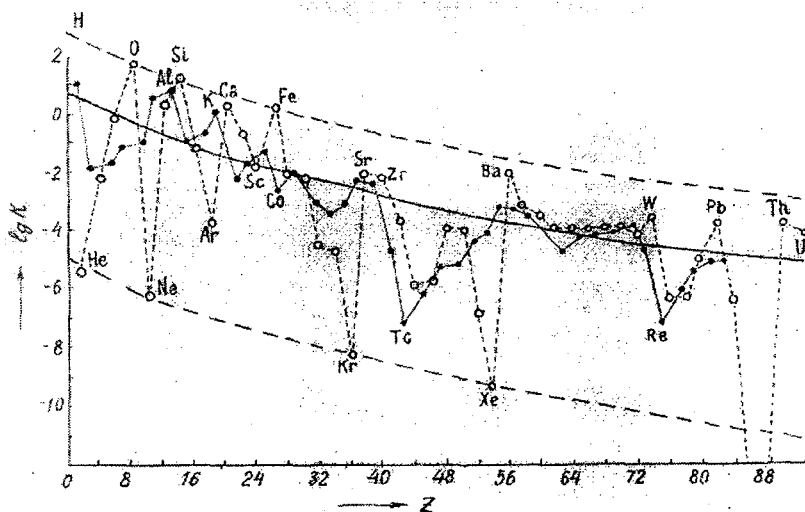


Рис. 1. Логарифмы атомных кларков элементов земной коры (по А.Е. Ферсману) в зависимости от порядкового номера Z соответствующих элементов. Сплошными линиями соединены четные элементы, пунктиром — нечетные

Четные элементы, в общем, относительно более распространены, чем нечетные. Пики на графиках содержаний, обращенные вверх, характеризуют «избыточные» элементы (содержания которых превышают общую тенденцию распределения элементов в зависимости от их позиции в периодической таблице), вниз — «недостаточные» (терминология Ферсмана, 1955).

Таким образом, в основе всех минеральных веществ, в том числе молекулярных соединений, находится 92 химических эле-

мента, которые резко (до более миллиарда раз) отличаются по пространенности в природе.

Минеральный уровень. По мнению ряда исследователей, возможное сочетание стабильных химических элементов в природе «оценивается цифрой с несколькими десятками нулей», в то время как в настоящее время установлено около 4000 минеральных видов. Причем около 2000 свойственно поверхностным зонам литосферы, тогда как в строении мантии Земли принимает участие лишь 10–20 минеральных видов, а земного ядра, согласно В.С. Урусову (1998), – только единичные металлические минеральные фазы. По его мнению, в природе действует «естественный отбор» минеральных видов. В основе его лежат кристаллохимические свойства химических элементов.

Прежде всего, следует учитывать геохимическое «средство» элементов, определяемое электронной структурой их атомов, в зависимости от которой они подразделяются, по Г. Вашингтону, на петрогенные (преимущественно образующие горные породы) и металлогенные (формирующие руды); или, по В.М. Гольдшмидту, на литофильные – каменные (окисные и силикатные), халькофильные (образующие, наподобие меди, соединения с серой и ее аналогами), сидерофильные (родственные с железом) и атмофильные (присущие воздушной среде). По существу мы имеем дело с парагенезом (совместным происхождением) различных групп элементов, что определяется энергетикой и термодинамикой химических связей. В основе последних – электроотрицательность элементов – способность удерживать и приобретать электроны. Выделяются четыре основных типа связей: металлическая (ядра элементов погружены в общее электронное облако), ковалентная (без существенного электростатического притяжения и перетягивания электронов смежными ядрами), ионная (основанная на максимальной разности значений электроотрицательностей) и молекулярная, или остаточный – вандер-ваальсовская. К этому следует добавить и надмолекулярные системы типа газогидратов, когда слабо деформированная кристаллогидратная структура содержит в полостях газовую фазу.

Устойчивость минералов во многом определяется характером упаковки объединяющих в кристаллические структуры атомов. В этом отношении важной является исходная структурная единица силикатов, которая лежит в основе около 95% минералов земной коры и представлена кремнекислородным тетраэдром

[SiO₄], с отношением ионных радиусов $R_{Si} : R_O = 0,28$. Из огромного числа этих минеральных соединений лишь около 50, обладающие трехмерной каркасной кристаллической структурой, в которой радикалы посредством общих вершин равномерно распределены в кристаллическом пространстве, представляют главнейшие породообразующие минералы, в частности такие, как полевые шпаты и кварц.

Отмечается рост устойчивости минералов от поверхности Земли в ее недра, который, по мнению В.В. Доливо-Добровольского, объясняется также повышением симметрии кристаллических оболочек в указанной последовательности (Пушаровский, 1998).

Вторым важнейшим фактором, ограничивающим число минеральных видов, является изоморфизм – равнообъемное замещение элементов в кристаллических структурах одних атомов или ионов другими, с учетом их геохимического сродства. Именно в результате этого явления почти треть стабильных химических элементов (Rb, Hf, Ge, Ga, Sc и др.), в связи с наличием более распространенного «идеального» изоморфного партнера, или вовсе не образуют собственных минеральных фаз, или создают очень редкие минералы, встречающиеся в специфических условиях.

Петрографический уровень. Минералы, представляющие собой закономерные ассоциации химических элементов, сами являются исходными компонентами горных пород – естественных для данных термодинамических условий закономерных ассоциаций минералов, состоящих преимущественно из петрогенных элементов (рис. 2). Следовательно, если под парагенезисом понимать сонахождение минерального вещества, обусловленное общностью его происхождения, то горные породы – это закономерные минеральные ассоциации, сформированные в ходе магматического, осадочного и метаморфического процессов.

На представленной диаграмме совмещены поля образования всех типов горных пород. Наиболее низкие температуры, естественно, характерны для осадочных пород. Образованию метаморфических пород свойственны температуры от 100–200 до 800–900° С, при широком диапазоне давлений (от долей до 14 кбар). Внутри этого обширного поля метаморфические фации, выделяемые по минеральному составу и (иногда) структурным особенностям (как, например, гранулитовая – однородная зернистая, или сланцевая – расщепляющаяся на тонкие пластины). При этом именно мине-

ральный состав, определяющий соответствующую фацию, обусловлен соответствующими параметрами давления и температуры. Наиболее высокобарические породы – эклогиты – имеют гранат-пироксеновый состав. Для магматических пород, образующихся из силикатных расплавов, специфичны высокие температуры образования (до 1700–1800°C).

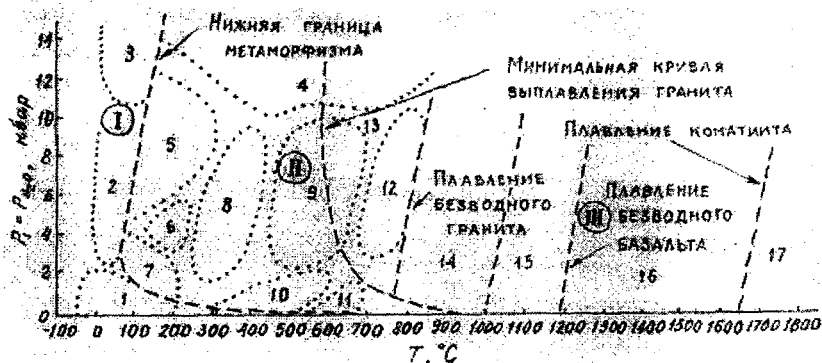


Рис. 2. Термодинамические поля обстановок формирования горных пород земной коры. Ассоциации геологических формаций по ведущему генетическому процессу: I – осадочные; II – метаморфические; III – магматические.

Обстановки (фации) породообразования: 1 – седиментации (отложения осадков); 2 – диагенеза; 3 – гетерогенного преобразования исходных пород различного генезиса; фации метаморфизма; 4 – эклогитовая; 5 – глаукофан-лавсонитовая; 6 – пренитовая; 7 – цеолитовая; 8 – зеленосланцевая; 9 – амфиболитовая; 10 – рогово-обманковая; 11 – пироксеновая; 12 – гранулитовая; поля устойчивости магматических расплавов; 13 – «водногранитного»; 14 – кварц-щелочно-полевошпатового; 15 – кремнезем-безводнощелочно-полевошпатового; 16 – безводнобазальтового; 17 – коматититового

Между этими типичными группами обстановок существуют и пограничные, накладывающиеся друг на друга зоны, в которых могут сосуществовать одновременно фации областей смежных состояний. Так, наиболее ранние стадии метаморфных преобразований осадочных пород начинаются с обезвоживания и литификации (в диагенетическую и гетерогенетическую стадии), после чего раз-

вивается собственно метаморфический процесс перекристаллизации исходных пород. Аналогично для обстановок метаморфизма и граничащего с ними магматизма имеется зона перекрытия РТ полей, в которой могут сосуществовать условия, характерные для обоих указанных типов породообразования. Обстановки образования магматических пород выстраиваются в ряд от относительно легкоплавких кислых пород – гранитов – до самых тугоплавких (и самых древних на Земле) основных пород – коматиитов.

Как отмечено выше, из немногим более 90 химических элементов в естественных условиях образуется около 4 тыс. минеральных видов. В свою очередь, в сложении всего разнообразия горных пород обычно принимает участие не более 50 главных породообразующих минералов. Но из этих 50 важнейших элементарных строительных компонентов в природных условиях образуется всего несколько сотен горных пород, в том числе несколько десятков таких, из которых сложена земная кора и Земля в целом. Природа, при всем своем многообразии, по непознанным до конца причинам, отобрала для литосферы лишь наиболее устойчивые комбинации минералов. Это определено термодинамическими и физико-химическими параметрами соответствующих обстановок, теми закономерностями, которые отражены в минералогическом правиле фаз, как частном случае фазового равновесия В. Гиббса:

$$F = C + 2 - P,$$

где F – вариантность (число степеней свободы); C – число компонентов; P – число фаз. Отсюда следует, что максимальное число одновременно образующихся минеральных видов меньше (или равно) числу участвующих в реакциях химических компонентов.

Следовательно, наблюдаемые равновесные минеральные ассоциации, например, горные породы, остаются устойчивыми при независимо меняющихся (в определенных пределах) температурах и давлениях, т.е. число степеней свободы рассматриваемых систем в них не более 2. Это особенно характерно для контактовых роговиков, образующихся в закрытых системах при внедрении магматических расплавов в различные по составу вмещающие породы. Например, образуются амфиболиты – породы, представленные темноцветными роговыми обманками и натро-кальциевыми полевыми шпатами – плагиоклазами; гранулиты, образованные гранатами и пироксенами и т.п.

Учитывая познавательную сущность схематизации природных процессов, современная петрология – наука о происхождении магматических и метаморфических пород (осадочные породы представляют предмет другой науки – литологии) – классифицирует магматические горные породы предельно простым образом: по содержанию двух ведущих компонентов – кремнекислоты (SiO_2) и суммы окислов одновалентных щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). И это позволяет выделить среди магматических образований пять основных типов интрузивных (глубинных магматических) и эффузивных (образованных из излившейся магмы – лавы) горных пород. Это – ультраосновные (гипербазитовые, с содержанием SiO_2 33–45%), основные (габбро-базальтовые, в диапазоне содержаний SiO_2 – 45–52%), средние (диорит-андезитовые, с вариациями SiO_2 от 52 до 65%), кислые (гранит-липаритовые, с предельными для магматических пород содержаниями SiO_2 65–75%), и, наконец, щелочные горные породы (сиенит-трахитовые, где основным классификационным признаком является присутствие суммы окислов одновалентных щелочей – $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – в пределах от 2 до 8%). Одновременно классификацией учитывается и минеральная составляющая пород, с уменьшением в указанном порядке количеств таких главных породообразующих компонентов, как оливин, пироксены, амфиболы, и возрастанием групп полевых шпатов, слюд и кварца. Для щелочных пород их состав определяется такими минеральными видами, как Na-K полевые шпаты, нефелин и щелочные разновидности пироксенов и амфиболов.

Структурно-вещественные уровни

Геоформационный уровень. Существуют два тесно взаимосвязанных между собой геологических понятия, которые универсальны, конкретны и абстрагированы. Это фации и формации.

Под фацией обычно понимается комплекс горных пород (лиитофация), реставрируемая с помощью анализа генетических ассоциаций горных пород физико-географическая обстановка данного процесса породообразования (топофация), а для осадочных комплексов, кроме того, – органический мир обстановок седиментации (биофация).

Формации – одно из важнейших геологических понятий, приобретающих особое значение в композиционной иерархической

последовательности структурной организации минерального вещества. Формации соответствуют родственным генетическим комплексам групп фаций. Отсюда определение геологической формации Н.С. Шатским (1965), как «естественных комплексов, сообществ и ассоциаций горных пород... тесно парагенетически связанных друг с другом, как в возрастном, так и в пространственном отношении...».

Когда речь заходит о фациях осадочных пород – это комплекс озерных осадков, осадков песчаных пустынь и т.п. В случае анализа обстановок вулканической области в роли фациальных категорий выступают комплексы горных пород жерловых, прикратерных и других более удаленных от вулканических аппаратов образований лито- (и топо-) фаций. Интрузивные магматические формации состоят в общем случае из внутренних и внешних фаций комплексов пород, образованных из единого (или смешанного) глубокого магматического очага, которые объединяются, как правило, по важнейшим особенностям петрографического состава (например, ассоциациям основных пород типа габбро-диабазов, или гранитов, сиенитов и др.).

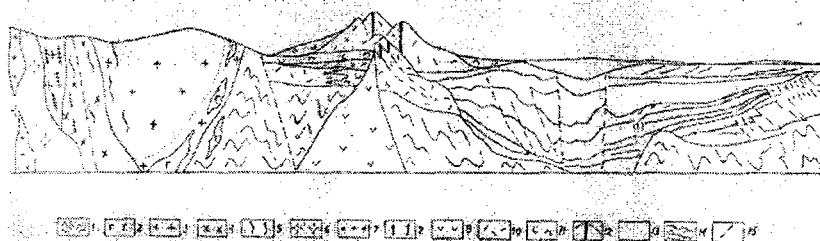


Рис. 3. Гипотетический разрез, отражающий соотношения серий интрузивных, метаморфических, вулканических и осадочных формационных ассоциаций: 1 – древние метаморфические толщи; 2–8 – интрузивные образования: 2 – габбро, 3 – плагиограниты, 4 – диориты, 5 – дайки среднеосновного состава, 6 – граниты, 7 – гранит-порфиры, 8 – дайки кислого и кисло-щелочного состава; 9–12 – вулканогенные образования: 9 – андезито-базальты (магматическая камера), 10 – пирокластические вулканические продукты, 11 – лавы, 12 – нежки (выполнение жерловин); 13 – осадочные образования; 14 – структурные линии (границы между пачками слоев); 15 – разломы

На рисунке 3 показан гипотетический разрез, представляющий характер соотношений между комплексами горных пород резко отличной формационной принадлежности.

Таким образом, если минералы – это парагенезисы элементов, горные породы – парагенезисы минералов, то геологические формации могут быть охарактеризованы, соответственно, как парагенезисы горных пород (Шатский, 1965).

Геодинамический уровень. Различные геодинамические обстановки самого разного ранга характеризуются свойственными только им комплексами породных ассоциаций и, таким образом, особыми наборами геологических формаций. Это более высокий уровень организации минерального вещества по отношению формационного. По существу, это парагенез формаций, парагенез, в основе которого не вещественный состав (элементарный, минеральный, породный), а специфические литофациальные комплексы, отвечающие физико-географическим обстановкам домейнов – окраинных морей, островных дуг, глубоководных впадин, а также таких крупнейших структур земной коры, как платформы и подвижные пояса, материки и океаны.

Наиболее характерные геодинамические обстановки земной поверхности определяются процессами раздвижения, поглощения и раздробления земной коры (соответственно, явлениями спрединга, субдукции и коллизии), проявляющимися в результате внутреннего саморазвития (эволюции) Земли.

Спрединговые обстановки Земли обычно отвечают рифтовым (провальным) зонам подвижных поясов Земли, соответствующим медианным осевым частям срединноокеанических хребтов, возникающих преимущественно за счет поступления вещества земной мантии в придонные участки морского дна.

Субдукционные зоны, в которых происходит поддвигание литосферной континентальной коры под океаническую, характеризуются сочетанием комплексов аккреционного накопления морских осадков, ассоциированных со среднеосновным вулканизмом островных дуг (Курильской, Японской, Индонезийской и др.).

Наконец, упомянем геодинамические ситуации коллизионных зон, где происходит столкновение литосферных плит, со скучиванием разнородных по строению тектонических блоков, характеризующиеся значительной пестротой всего спектра присутствующих здесь геологических формаций.

Как видно, парагенетические отношения отличаются качественно иными категориями времени и генетического сродства, чем рассмотренные выше парагенетические ассоциации. Горные породы формируются в периоды, соответствующие раскристаллизации определенного магматического очага (или его части), что отвечает временному диапазону, по крайней мере, в тысячи лет. Формационные ассоциации образуются в периоды, исчисляемые обычно миллионами лет, в том числе рудообразующие, иногда до сотен миллионов лет. Разумеется, что минеральное вещество, аккумулирующееся в структурно-формационных зонах, может быть образовано за достаточно длительный геологический промежуток времени — миллионы, сотни миллионов лет. И уж образование таких крупнейших кратогенных и талассогенных структур Земли, как материки и океаны, коррелируется со временем формирования всей земной коры, хотя и характеризуется значительными отличиями.

Родство элементов, образующих минералы, прямое и очевидное. Для осадочных и метаморфических пород минеральные ансамбли уже менее определены генетически. В формационных единицах связи еще более опосредствованы. А в геодинамических ассоциациях их родство относится не столько к компонентам вещественного состава, сколько к соответствующим физико-географическим обстановкам.

Геосферный уровень. В наших представлениях о строении Земли давно и широко используется идея ее концентрической структуры: последовательного зонального расположения отличающихся по составу и физическому состоянию зон — ядра и облегающих его оболочек (внутренних и внешних). К внешним геосферам Земли относятся воздушная и водная — атмосфера и гидросфера, в свою очередь принадлежащие атмосфере Солнца. К внутренним зонам, начиная с поверхностной оболочки Земли, относятся земная кора, три последовательных мантийных слоя и два ядерных образования — внешнее и внутреннее.

По элементному составу в верхних слоях Земли — земной коре — преобладают легкие элементы, по сравнению с более тяжелыми, за исключением Li, Be, B.

Минералогический разрез Земли для верхней ее части выглядит следующим образом. Самая наружная осадочная оболочка Земли (стратисфера) имеет кварц-карбонат-слоистосиликатный состав и сложена, главным образом, кварцем, кальцитом, доломитом, глинистыми минералами, хлоритом и слюдами. Нижележащий гранит-

но-метаморфический слой отвечает примерно среднему составу магматических пород и включает 60,2% полевых шпатов, 12,4% кварца, 12,0% пироксенов, 4,1% рудных минералов, 3,8% биотита (черной слюды), 0,6% оливина (силиката магния), 0,6% хлорита и серпентина (продуктов разложения оливина), 0,3% нефелина (одного из алумосиликатов) и 0,3% сфена (силиката титана). Ниже в гранулит-базитовом слое земной коры резко возрастает объем железомарганцевых минералов – пироксенов и амфиболов. На долю роговых обманок здесь приходится 33%, пироксенов – 20,5%, плагиоклазов – 14%, кварца – 11,9%, граната – 9,5%.

Верхняя мантия, в отличие от указанных слоев земной коры, представлена уже, главным образом, породами ультраосновного состава, сложенными оливином (57%), пироксенами (29%), гранатом (14%).

Если говорить о петрографической зональности вертикального разреза Земли, то она принципиально отвечает сериям переходов от кислых магматических пород к ультраосновным. Эта же тенденция прослеживается в распределении геотектонических комплексов пород. А вот на уровне геодинамических образований яснее проявлена латеральная неоднородность строения Земли.

При рассмотрении геосферного распределения минеральных образований Земли обычно внимание сосредоточивается именно на концентрически-зональных особенностях дифференциации вещества, в частности на гравитационных процессах расслоения. Но, вероятно, не менее важно обозначить и латеральную неоднородность геосфер. В частности, – на диссимметрии, как недостаточной структурной симметрии объектов, обусловленной симметрией образующей его среды, которая компромиссна со структурной (принцип Кюри). К анализу диссимметрии Земли, как очень важной ее особенности, не раз обращался В.И. Вернадский (1954).

Из всех геосфер Земли наиболее изучена самая верхняя – земная кора, консолидация которой во многом обусловлена характером тех геодинамических процессов, которые предопределили региональную неоднородность основных структур этой оболочки нашей планеты. Известные нам данные привели к представлению о необходимости обособления по крайней мере трех основных типов земной коры: материковой, океанической и переходной. Первая из них имеет гранитно-осадочный (кислый) состав, обладает пониженной плотностью ($2,6\text{--}2,7\text{ г/см}^3$) и имеет мощность в десятки (до 60–70) км, вторая – преимущественно базальтовый состав, характе-

ризуется повышенной плотностью ($2,9 \text{ г/см}^3$) и относительно небольшой мощностью в пределах нескольких (до 6–8) км.

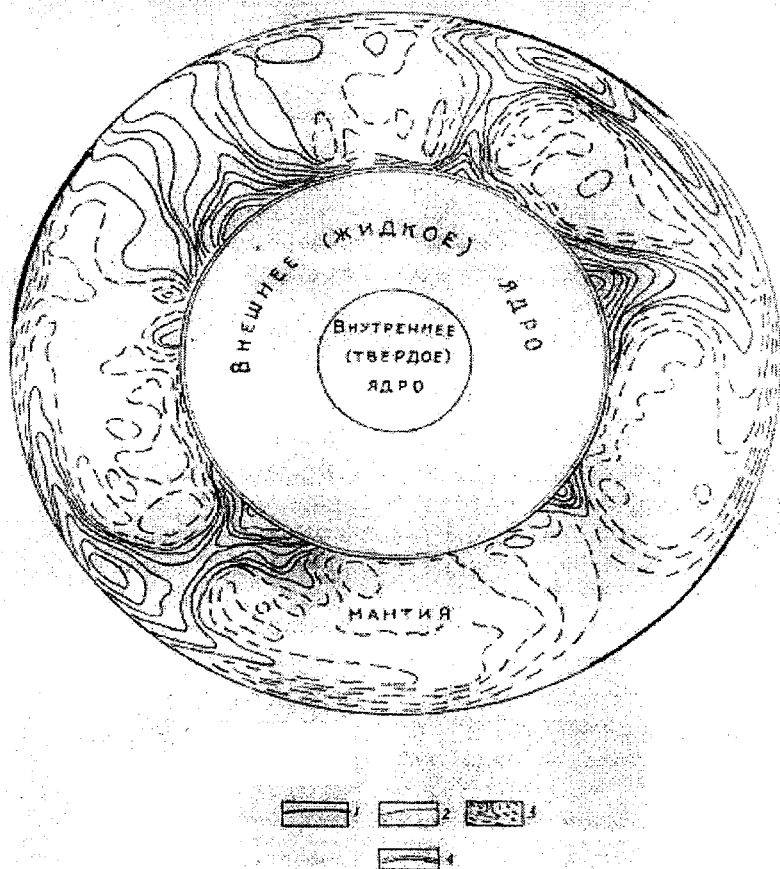


Рис. 4. Принципиальный разрез внутренних геосфер Земли (по близэкваториальной плоскости): 1–2 – земная кора (4–80 км): 1 – континентальная; 2 – океаническая (внешний контур чертежа); 3 – мантия (структурными линиями в ее пределах показана модель конвекции – переноса тепла вследствие разности температур на отдельных участках среды и соответствующей разницы плотностей мантийного вещества; 4 – граница мантии и ядра Земли (2900 км)

Эти мощности уже соизмеримы со слоями, доступными нам для непосредственного изучения по образцам пород, которые доставляются в виде цилиндрических столбиков (керна) из проходивших в недра наиболее глубоких (до 12,26 км) колонковых скважин.

Указанная разница в составе и физическом состоянии земных кор – континентальной и океанической – является свидетельством наших все еще крайне ограниченных знаний о составе и структуре более глубоких геосферных единиц и о чрезвычайной пространственной сложности их строения, которые лишь в первом приближении представляются нам достаточно однородными (рис. 4).

Очевидно, что как земная кора, так и мантия неоднородны по латерали и, насколько показывают геофизические исследования, не выдержаны по мощности. И здесь достаточно явно просматривается диссимметрия строения Земли.

Пока достаточно однородными считаются внешнее – жидкое и внутреннее – твердое металлическое – ядра Земли.

Таким образом, горизонтальные структуры геосфер сочетаются с элементами их вертикальной неоднородности, что в принципе объясняется современной моделью геодинамики Земли. Еще недавно господствующая концепция тектоники литосферных плит (плейт-тектоники), объясняющая, в частности, распределение и контуры континентов горизонтальными перемещениями этих плит на астеносферных (слабых) слоях мантии, сейчас тесно взаимосвязана с восходящими (менее нисходящими – вертикальными и наклонными – потоками тепло-массопереноса (так называемыми плюмами), инициированными контактовыми процессами, исходящими от границ ядра и мантии Земли (плюм-тектоника). Следовательно, тектонические события, происходящие в Земле и на ее поверхности, имеют изначально единую планетарную природу.

Планетарный уровень. Среди известных нам планет можно выделить несколько типов, по которым они могут быть соответствующим образом сгруппированы.

В настоящее время в земной коре установлено 93 химических элемента, в солнечном спектре – 66, вообще в Космосе – 97. Существовала исходная неоднородность химических элементов в самой Солнечной системе, почему и сохраняются различия в элементном составе внутренних и внешних планет. Это, прежде всего, сказывается в резком отличии плотности пород, составляющих для близких к Солнцу планет – Меркурия, Венеры, Земли и Марса – от 5,44 до

3,95 г/см³, а для дальних – Юпитера, Сатурна, Урана, Нептуна и Плутона – в диапазоне от 0,68 (Сатурн) до 1,62 г/см³ (Нептун).

Мы только начинаем познавать главные минералы поверхностных частей планет. На Меркурии известны полевые шпаты, на Венере к ним добавляются пироксены и оливин. На Луне – спутнике Земли, обладающем некоторыми особенностями планетарного характера, – установлено 85 минералов, часть из которых именно здесь впервые и выявлена; но ряд главных породообразующих минералов представлен их земными аналогами — полевыми шпатами, пироксенами, оливином и др. (Булах, 1999). В метеоритах, в том числе представляющих, вероятно, осколки пояса астероидов, расположенных на внешней периферии внутренних планет Солнца, установлено 175 минералов, из которых около четверти собственно метеоритных, но широко присутствуют оливин, пироксены, плагиоклазы и др. Из минералов внешних планет идентифицированы частицы льда, кристаллические CO_2 , CH_4 и S.

Еще более скудны данные по горным породам планет.

На Луне выделяются три главные их группы: базальты (темноцветные породы) лунных морей, иногда заметно обогащенные Ti и Fe; анортозиты (светлые полевошпатовые породы), формирующие лунные континенты, и породы, обособленные в серию KREEP, названную так по обогащенности калием, редкоземельными элементами (REE) и фосфором. Однако почти вся поверхность этого спутника перекрыта реголитами – дробленным (до обломочно-пылевого состава) материалом коренных лунных пород.

На Марсе с поверхности, также покрытой красновато-бурой пылью – продуктом выветривания основных пород, недавно, помимо преобладающих мафических базальтовых пород, удалось выявить образцы подобные земным андезитам, которые состоят из полевых шпатов, пироксена и кварца, с небольшим количеством окислов железа (Шуколюков, 1999).

Учитывая отличия петрографического состава горных пород различных планет, следует ожидать здесь и иных геотектонических и геодинамических ассоциаций. Пока же более определенно можно говорить о различиях геосферного характера у этих объектов.

Из внутренних планет Меркурий, как исключение, вероятно, не имеет атмосферы; у Венеры она значительно плотнее земной и состоит из доминирующих двуокиси углерода и азота; у Марса атмосфера интенсивно разряжена и почти полностью представлена

углекислым газом (CO_2). Для внешних планет постулируются мощные атмосферные оболочки при их низкой плотности, определяемой обилием в их составе водорода и гелия.

Если еще недавно Марс представлялся однородной (по внутренней структуре) планетой из недифференцированной литосферы, то сейчас, после находок андезитовых пород, следует признать наличие марсианской коры, близкой к земной. Имеются сведения о существенной дифференцированности и венерианской коры. Так что для внутренних планет, вероятно без исключения, литосфера принципиально также дифференцирована, как и у Земли.

Возможно, что и внешние планеты имеют центральные массы, подобные земным, но без внутренних металлических ядер. Они с поверхности покрыты льдом и конденсированными газами атмосфер значительной толщины, которые состоят из водорода, гелия, азота, метана и аммиака (Мейсон, 1971). И только загадочный Плутоний, может быть, состоит из базальтовой литосферы и полностью лишен атмосферы. В этом отношении он подобен ближайшей к Солнцу планете – Меркурию.

Для некоторых из планет предполагается отсутствие магнитосферы.

В предложенном обзоре проблемы об уровнях структурной организации минерального вещества много неясного и непознанного. Выше мы охарактеризовали основные категории их системной иерархии, чему, к сожалению, уделяется очень мало внимания. Эти уровни обусловлены закономерным группированием объектов более низкого структурного ранга во все более сложные ассоциации: атомов – в минералы, минералов – в горные породы, последних – в геологические формации, затем – в геодинамические (домейновые) сообщества, далее – в геосферные и, наконец, планетарные образования.

Из около 90 химических элементов формируется до 4000 различных закономерных комбинаций, отвечающих минеральным видам и разновидностям. Из около 50 порообразующих минералов в результате закономерного парагенетического отбора образуется несколько сотен типов горных пород. Последние, в свою очередь, группируются в парагенетические ассоциации – формации, которых насчитывается около сотни. Сами формации образуют геодинамические (домейновые) сообщества; но их обычные комбинации не превышают нескольких десятков. Более высокий структурный уровень организации минерального вещества – геосферный – количественно

ограничен, менее десятка выделяемых глобальных сфер (и подсфер). Наконец, существуют планетные комбинации геосфер, которые могут быть обобщенно сгруппированы всего в несколько типов.

Следовательно, чем сложнее исходный состав конструируемых структурных ассоциаций, тем меньше возникает вариантов их устойчивых сочетаний.

Второй общий вывод, следующий из предпринятого нами обзора, заключается в усложнении принципов связей устойчивых ассоциаций с повышением уровней их системного положения. Ведущим механизмом образования минералов из химических элементов является их геохимическое взаимодействие в потоках вещества и режим давлений-температур (РТ). При пороодообразовании к ним добавляются парагенетические и фациальные факторы. Единая формационная принадлежность пород подразумевает, помимо этого, общность физико-географических и тектонических обстановок их формирования. Размещение домейнов определяется, кроме того, распределением тектонических структур крупного ранга (вплоть до континентов и океанов) и этапностью их геологического развития. Образование геосферных структур, таким образом, чрезвычайно многофакторно и представляет собой компромиссный вариант двух главнейших противоборствующих глобальных процессов – дифференциации и гомогенизации. Структура планет во многом определяется их положением в Солнечной системе, Космосе и Вселенной, где поистине все связано со всем.

Литература

Булах А.Г. Что такое минерал? // Соросовский образовательный журнал. 1999. №6. С. 68–74.

Вернадский В.И. Очерки геохимии // Избр. соч. М., 1954. Т. 1. С. 5–392.

Мейсон Б. Основы геохимии. М., 1971.

Пушаровский Д.Ю. Структурная минералогия силикатов // Соросовский образовательный журнал. 1998. №3. С. 83–91.

Урусов В.С. Естественный отбор минеральных видов // Соросовский образовательный журнал. 1998. №4. С. 50–56.

Ферсман А.Е. Геохимия // Избр. труды. М., 1955. Т. III. С. 9–388.

Шатский Н.С. О геологических формациях // Избр. труды. М., 1965. Т. III. С. 7–12.

Шуколюков Ю.А. Сюрприз с Марса // Соросовский образовательный журнал. 1999. №4. С. 58–64.

А.М. Малолетко

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

Томский государственный университет, г. Томск

РАЗВИТИЕ ОБСКОЙ ГИДРОСИСТЕМЫ

До сих пор не было предпринято попыток объяснения истории формирования этой одной из крупнейших речных систем мира. Фрагментарные исследования такого рода не дают полной картины сложной истории формирования речного бассейна, корнями уходящей в мезозойское время. Нами предлагается своя версия, основанная на следующих отправных позициях:

1. Бассейн Оби пространственно приурочен к тектонически обусловленной отрицательной морфоструктуре (депрессии), ограниченной Уральскими и Алтайскими горами, Средне-Сибирским плоскогорьем. Структура была заложена в мезозое. Это время можно принять за отправную точку в истории Обского бассейна.

2. В меловое время депрессия была занята морем, открытым на север. В это море впадали реки, стекающие с окружающих положительных морфоструктур. На ориентировку рек влиял как общий уклон местности, так и геологическое строение этих морфоструктур.

3. После отступления моря на бывшем морском дне реки сформировались очень неустойчивые русла, испытавшие сложную перестройку. В основе этой перестройки были перехваты, а также эпейрогенетические движения крупного масштаба.

Если исходить из этих позиций, то развитие Обского бассейна можно представить в следующем виде.

Домеловое время. Как показали многочисленные геофизические исследования и бурение, Западносибирская депрессия представляет собой гигантскую впадину, имеющую асимметричное строение и обусловленную своим происхождением крупным системам разломов в фундаменте. Асимметричность проявляется в различных углах падения фундамента в приуральской и приенисейской частях. На западе, около Урала, фундамент полого опускается на глубину, достигая отметки 3 км в 250-400 км от Урала. На востоке круто погружается, достигая глубины 4 км всего лишь в нескольких десятках километров от Средне-Сибирского плоскогорья (Геологическое строение..., 1958, с. 43).

В фундаменте Западносибирской плиты залегают палеозойские, триасовые, юрские и раннемеловые отложения. Сотрудни-

ками СНИИГГИМСа (Новосибирск) составлены «Тектонические карты Сибири» (1997) на два среза структурно-формационных комплексов – докембрийско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский. На первой карте в пределах Западной Сибири показаны девонский – раннесреднекарбоновый – пермский мегакомплексы, разделенные зоной раннемезозойской деструкции земной коры. Эта клинообразно (в плане) построенная зона субмеридионально ориентирована от западного побережья Гыданского полуострова по долине р. Пур, далее через верховье Васюгана до Иртыша у пересечения последнего 56-й широтой, где она выклинивается. На мезокайнозойском срезе эта зона деструкции сохранила свои контуры, но квалифицирована как надрифтовый желоб. По обе стороны желоба на карте показаны локальные депрессии и прогибы (внутренняя зона), а по периферии горного обрамления – моноклизы (внешняя зоны). Пуровскую зону деструкции следует рассматривать как долгоживущую, мобильную структуру, которая и предопределила устойчивую тенденцию региона в погружении. Надрифтовый желоб Пуровской зоны следует рассматривать как своеобразный «талвег» Западносибирской депрессии и как длительно существовавший базис денудации.

Верхнемеловое время. В Западносибирской депрессии установился талассократический режим. Море заняло значительную площадь, оно было открытым на север, в сторону Арктического бассейна. На юге море достигало Алтайского региона. Морские отложения сенона-маастрихта известны у с. Панкрушихи (глубина 288–306 м) и у пос. Александровского (междуречье Суетки и Кулунды, глубина 355–430 м). Появились данные (Зыкина и др., 1999) о находке морских отложений верхнего мела в Горном Алтае.

С окружающих пенеппенизированных возвышенностей в море впадали реки, песчаные отложения которых прослеживаются по периферии морского бассейна. Можно говорить о том, что между Салаиром и Алтаем (Бийско-Барнаульская впадина) была развита гидросеть, основу которой составляла нынешняя Катунь. В датском веке – палеоцене у восточного подножья Салаира (в Кузнецкой котловине) протекала река, которая брала начало в крайней юго-западной части Ненинско-Чумьшского грабена. Это был прообраз Томи, вершиной которого в то время были р. Неня и Кондома. Такого же рода речные и озерно-речные системы были развиты в Чулымо-Енисейской впадине и по восточной периферии Западно-

Сибирской равнины вплоть до Гыданского полуострова, где в них формировались континентальные водные отложения сымской свиты (Казаринов, 1958, с. 67). У подножья Урала подобные отложения как будто отсутствуют, что заставляет с осторожностью относиться к идее о давнем развитии здесь речной сети.

В эоцене произошла трансгрессия моря в предалтайской части Западной Сибири. Морские отложения люлинворской свиты известны в с. Завьялово (глубина 323–334,5 м). Восточнее, по тальвегу Бийско-Барнаульской впадины, протягивается полоса речных отложений – песчано-галечниковых вблизи Алтая и песчаных на удалении от него. Это, несомненно, отложения Пра-Катуни, которая продолжала развиваться.

Средний олигоцен – неоген. Это время является переломным в геологической истории Западной Сибири. Тогда началось общее поднятие территории. Море окончательно уходит за пределы Западносибирской депрессии, окраинные части (Алтае-Саяны, заенисейский край, Урал) испытывают воздымание. Речные системы в пределах этих воздыманий врезаются в коренные породы и теряют способность к значительному боковому смещению, становятся устойчивыми. Приспосабливаясь к уклону местности, на бывшем дне моря формируется магистральный водоток (Пра-Иртыш), который принимает в качестве притоков речные системы, сформировавшиеся ранее – в мелу и палеоцене, эоцене. Можно предполагать, что основная водная магистраль была проложена по осевому (меридиональному) прогибу западносибирской депрессии, который, в свою очередь, соответствовал зоне надрифтовых желобов.

Пра-Иртыш взят нами за основную магистраль по той причине, что его верховье является более древним, чем р. Обь. По данным А.Л. Матвеевской и Е.Ф. Ивановой (1960, рис. 21, 23, 24), еще в сантоне область седиментации здесь занимала депрессию под долиной современного Иртыша, которая в виде узкого языка спускалась почти до Семипалатинска. Такая же ситуация выдерживалась и позднее – в эоцене, нижнем олигоцене. Неогеновая долина Иртыша изучена выше Семипалатинска (Никитюк, 1962). По мере ухода моря на север Пра-Иртыш наращивал свою длину, заполючая притоки как с запада (Пра-Тобол, Пра-Тура?, Пра-Тавда?), так и с востока (Пра-Алей, Пра-Чарыш, Пра-Катунь, Пра-Томь). На востоке в систему магистрального Пра-Иртыша были включены нижние течения современных рек Верхняя Тунгуска, Подкаменная Тунгу-

ска и Нижняя Тунгуска. Верхние течения Тунгусок с их притоками принадлежали не енисейской, а самостоятельной байкальской системе (Золотарёв, 1958), которая разрушилась предположительно в третичное время. Обрывки этой гидросети ныне представляют собой перевалы на водоразделах, выполненные галечниковым материалом. Не все скопления грубообломочного трапзового материала в левобережье нынешнего Енисея имеют ледниковое происхождение. Некоторые из них представляют собой отложения внутренних дельт, формировавшихся в доледниковое время при выходе Тунгусок и других возможных притоков Пра-Иртыша из гор на равнину. В результате неоднократного перебива валуны и галька оказались включенными в более молодые толщи. Примером может служить валунно-галечниковая внутренняя дельта Катунь у выхода реки из гор на Предалтайскую равнину.

Полуостров Ямал и, по всей вероятности, Гыданский полуостров являются дельтами неогенового Пра-Иртыша – основной магистральной гидросистемы Западной Сибири в то время.

Воды реки, которая соответствовала нижнему (широтному) течению Верхней Тунгуски, сливались с объединенной системой «Верхний Енисей – Пра-Чулым» (рис. 1).

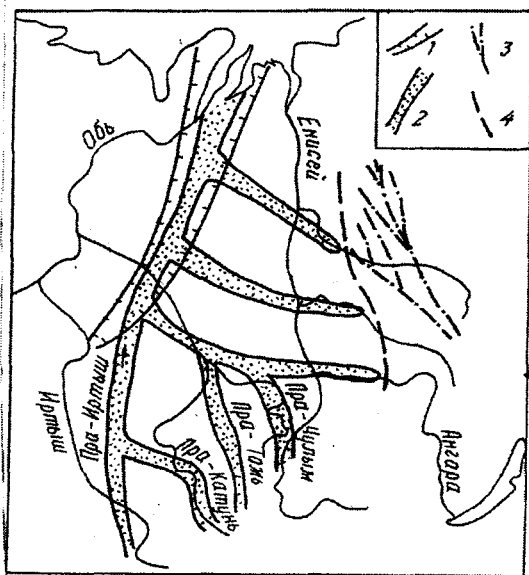


Рис. 1. Гидросеть Западной Сибири в позднем олигоцене-неогене

Функционировала система рек, которая начиналась в глубине гор и включала р. Чульшман – Телецкое озеро (возможно, его еще не было) – верховья р. Лебедь (р. Клык) – р. Антроп – р. Кондому – р. Томь. Эта гидросистема впадала в Пра-Иртыш недалеко от современного Томска. О такой «рисовке» гидросети свидетельствуют хорошо окатанные кремнисто-кварцевые галечники, которые встречаются на водораздельных частях Бийской гряды под рыхлыми четвертичными отложениями. В Кузнецкой котловине также известны (Ерунаковский разрез в долине Томи у Новокузнецка) кремнисто-кварцевые валунно-галечные отложения, залегающие на угленосной толще и перекрывающиеся красновато-бурыми суглинками (плиоцен?). Река Бия, как таковая, еще не существовала, либо представляла небольшой правый приток Пра-Катуни. Пра-Катунь продолжала развиваться, но теперь она впадала не в море, а в Пра-Иртыш где-то ниже Павлодара. Слева Пра-Катунь принимала Пра-Ануй, древнее русло которого скважинами прослежено под Колыванским увалом и севернее его. Выше Пра-Катуни непосредственно в Пра-Иртыш справа впадали Пра-Чарыш и Пра-Алей (рис. 2).

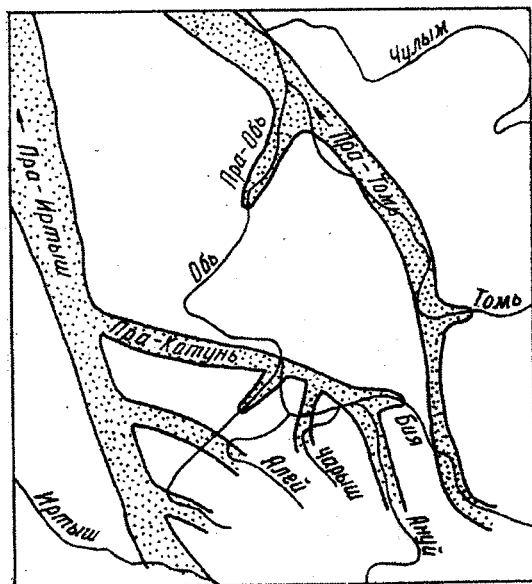


Рис. 2. Гидросеть южной части Западной Сибири в доледниковое время

Слева в Пра-Томь впадал небольшой приток, который ныне соответствует Оби от Новосибирска до нынешнего устья Томи. Это ему суждено сыграть позже важную роль в перераспределении стока с Алтая.

Енисей в современном виде не существовал. Средне-Сибирское плоскогорье дренировалось сложной системой рек, которые текли в юго-восточном направлении и впадали в Байкал. Именно по этим водным потокам далеко на север проникла байкальского типа микрофауна, отмеченная в озерах как лево-, так и правобережья Енисея. Линия водораздела Байкальского и Западносибирского (Иртышского) бассейнов показана на рисунке 1.

В неогене усилились неотектонические движения по периферии Западносибирской депрессии. К этому времени относится заложение тектонической депрессии на границе Западносибирской плиты и Средне-Сибирской платформы. Именно эта почти меридионально ориентированная депрессия перерезала русла правых притоков Пра-Иртыша. Воды верхнего течения этих притоков были перехвачены тектонической ложбиной и стали стекать на север. Так сформировался Енисей. Он брал начало из Байкала, нынешняя Ангара была его истоком. Любопытно, что к приходу русских местное население главной рекой – Енисеем – считало именно такую водную артерию: Байкал – нынешняя Ангара – Енисей от устья Ангара до Ледовитого океана. Нынешний Верхний Енисей от истоков до устья Ангара считался левым притоком Енисея и назывался Кем (Ким).

Обезглавленные нижние течения Тунгусок, потеряв основную часть стока, постепенно отмирали. Верхний Енисей (Кем) был перехвачен левым притоком Верхней Тунгуски и вошел в состав этой новой (енисейской) речной магистрали. В это же время произошло перераспределение стока северных байкальских притоков с включением их в новую систему – енисейскую. На Алтае телецкая система была отчленена от томской и включена в бийскую. Важную роль в этом сыграл правый приток Пра-Катуни, который в ходе попятной эрозии достиг Телецкого озера и перехватил его сток.

Четвертичное время. Ледниковые события оказали существенное влияние на рисунок гидросети Западной Сибири не только в пределах оледенения, но и южнее, в перигляциальной области. Но этот материал остается за рамками нашей темы. Во внеледниковой области главную роль в трансформации гидросети играли перехваты. Особенно ярко этот процесс проявился на предалтайской части Западной Сибири.

Со времени максимального оледенения были перехвачены верхние течения р. Пра-Чарыш. Эту работу выполнили два небольших притока Пра-Катуни. В ходе регрессивной (попятной) эрозии они достигли среднего течения «чужих» рек и включили их верховья в свои системы. Бывшие притоки Пра-Иртыша повернули свои воды на северо-восток; места перехватов отмечены «локтями» (резкий излом русла в плане). В частности, Чарыш в месте перехвата принимает р. Локтевка. В четвертичное время, но позже описанного эпизода, произошел перехват верховий Алея небольшим притоком Пра-Катуни (ныне это нижнее течение Алея). Место перехвата фиксируется «локтем», где и находится пос. Локоть.

Но наиболее важную роль в перестройке гидросети сыграл небольшой левый приток Пра-Томи (ныне – участок Оби от устья Томи до Новосибирска). В ходе регрессивной эрозии он удлинился в юго-западном направлении и достиг своим верховьем Пра-Катуни, впадавшей тогда непосредственно в Иртыш. Место перехвата зафиксировано «локтем» у г. Камень-на-Оби. Так был отчленен от Пра-Иртыша «букет» алтайских рек. Пра-Иртыш лишился всех своих правых притоков, стекавших на предалтайскую равнину. Графически это показано на рисунке 2.

Изложенный очерк формирования Обского бассейна не претендует на законченность. Это лишь версия автора, основанная на общих закономерностях развития Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Длительное (с конца палеозоя) континентальное развитие периферии Западносибирской депрессии обеспечило формирование здесь сложно построенной гидросети. Базисом денудации с мезозоя была эта самая депрессия. В талассократические эпохи реки впадали в морской бассейн и были сравнительно короткими. В геократические эпохи море уходило, реки удлинялись. Вслед за отступающей береговой линией формировалась магистральная река. Первоначальное заложение главной водной магистрали контролировалось положением максимального прогиба Западносибирской депрессии – главного базиса денудации, которое, в свою очередь, было предопределено структурным планом ложа депрессии. Такой контролирующей структурой являлась Пуровская (наше название) надрифтовая ложбина или желоб (см. рис. 1). К этому базису стремились воды с окружающих депрессию возвышенностей. Положение о том, что все Тунгуски (и Верхний Енисей) имеют более древние террасы, нежели Енисей ниже устья Ангары, позволило выска-

зать мнение и о стоке вод этих рек к главной водной магистрали Западной Сибири. Геологические исследования автора в Алтайском регионе позволили ему выполнить более доказательную реконструкцию эволюции его гидросети (Малолетко, 1971).

Главная трудность заключается в установлении времени тех или иных событий и эпизодов. Можно только сказать, что проявлялись они не одновременно. Поэтому группировка событий нами принята по этапам с широкими временными рамками.

Изложенные материалы помогут взглянуть на историю речной сети Западной и Восточной Сибири с иного ракурса. Возможно, с этого ракурса будут более ясны проблемы формирования не только самих бассейнов, но и проблемы связей ихтиофауны и водной микрофауны этих регионов, а также проблемы подземного водораспределения (Малолетко А.М., 1966).

Выше за название главной магистрали мы приняли имя «Иртыш», а не Обь. Это сделано потому, что в Западной Сибири самой древней рекой и самой крупной из всех рек, формировавшихся вне границ морей, является Иртыш. Обь, ныне принимаемая за главную магистраль, имеет гетерогенное строение. Она составлена из разнородных участков, в разное время объединившихся в единое целое. И ни один из ее участков от устья до слияния Бии и Катунь не может поспорить с Иртышом по части возраста. Иртыш возник в меловом периоде, когда он представлял собой небольшой южный приток Западносибирского моря. По мере ухода на север морского берега, Иртыш удлинялся за счет наращивания низовий, принимал слева и справа притоки, становился все полноводнее. И лишь исторические превратности времени русской колонизации не позволили ему номинально стать главной рекой Западной Сибири. Русские казаки унесли имя *Обь*, неизвестно кем, когда и по какому поводу созданное, от устья до предгорий Алтая. Казаки пренебрегли немецким названием *Селя-ям* – «мысовая река», хантыйским *Ас* – «река (большая)», селькупским *Колта* и *Квай* – «душа», *Еме* – «мать», татарское *Амар*, *Омар*, *Умар*. Даже эти имена символически подчеркивают разнородность строения обской речной системы.

Литература

Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., 1958.

Золотарёв А.Г. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Средне-Сибирского плоскогорья // Труды Иркутского ун-та. Т. 24. 1958. С. 43–56.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Доклады РАН. Т. 336. №5. 1999. С. 669–671.

Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., 1958.

Малолетко А.М. Палеогеографический анализ – основной метод поисков подземных вод в Бийско-Барнаульской впадине // Мат. III науч. совещ. географов Сибири и Дальнего Востока. Иркутск. 1966. Вып. 1. С. 27–29.

Малолетко А.М. О былом стоке обских вод в Иртыш // Водные ресурсы Алтайского края и их комплексное использование. Барнаул. 1971. С. 43–45.

Матвеевская А.Л., Иванова Е.Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. М., 1960.

Никитюк Л.А. Древний Иртыш в предгорном и горном районах Северо-Западного Алтая // Изв. Всес. геогр. об-ва. 1962. №4. С. 395–404.

Тектоническая карта Сибири / Под ред. В.С. Суркова, В.П. Коробейникова. М 1:5000000. Новосибирск, 1997.

Б.П. Ткачев

Ишимский государственный педагогический институт, г. Ишим

СИММЕТРИЯ В ОРГАНИЗАЦИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Организацией ландшафта можно назвать некоторую структуру, сохраняющую определенную устойчивость. Такое определение может показаться расплывчатым, но оно дает наиболее общую характеристику этого достаточно многообразного и динамичного явления.

Сущность научного представления о симметрии состоит в том, что симметричные свойства любого участка реального пространства проявляются в характере устойчиво сохраняющейся здесь упорядоченности тел и явлений. При этом симметрия как совокупность

геометрических свойств реального пространства оказывается тончайшим (и точнейшим) индикатором физического своеобразия тел любого размера и длительности существования. Этот индикатор отражает соотношение внутренних и внешних сил, действующих в данном пространстве в течение исследуемого интервала времени. По-видимому, в физической географии пока еще отсутствует понимание того, что качественные скачки при изменении масштаба объектов необходимо представлять закономерным следствием переходов от одной «геометрии» к другой в связи с изменением «физики» процессов разного масштаба. Симметричный анализ – есть конструктивная альтернатива традиционному физико-географическому образу мышления (Солнцев, 1981).

Современный облик Западно-Сибирской равнины сформирован геологическими и географическими процессами, происходившими в последние 20 тыс. лет. Основой геометрического рисунка является радиальный тип речной сети. Широтный отрезок р. Оби – центр тяготения южной и центральной части Западной Сибири. Относительное опускание этого участка в позднечетвертичное время формирует центростремительное движение вод и определяет продуктивность нефтяных залежей.

Западно-Сибирские реки не всегда текли на север, речная сеть в плейстоцене перестраивалась. Неоднократно возникали условия для юго-западного стока, при котором Тургайская ложбина выполняла роль генеральной дрены, принимая два потока. Первый – с Енисея, Верхней Оби и Верхнего Иртыша, второй – с Зауралья и Средней Оби. Последний раз это происходило 20–18 тыс. лет назад. Следы их хорошо известны на Обь-Енисейском и Обь-Иртышском междуречьях, на Ишимской и Приомской равнинах и в других районах. Это так называемые сквозные долины юго-западного простиранья, плоские озерные равнины, оконтуренные береговыми линиями и т.п. Однако до сих пор нет целостных, всеобъемлющих представлений об их геолого-геоморфологическом строении и происхождении. Углубленное изучение истории древней речной сети, неотектоники, климата и растительности прошлого на основе симметричного анализа позволяет глубже понять зависимость между этими основными ландшафтоорганизующими факторами, по новому взглянуть на палеогеографические представления, выявить ведущие факторы дифференциации палеоландшафтов. Речной сток в позднечетвертичное время имел резко выраженный импульсный характер,

что приводило к формированию разных типов организации ландшафтов на основе изменчивости увлажненности и неотектоники.

Современная палеогеографическая концепция имеет в своей основе три группы факторов, свидетельствующих о сплошном оледенении севера Западной Сибири, существовании подпрудных озер во внутренних районах равнины и о стоке части подпрудных вод через Тургайскую ложбину на юго-запад, в сторону Арала-Каспия. Синхронность этих событий подтверждается радиологическими и палинологическими данными.



Рис. 1. Приледниковые бассейны южной и центральной части Западно-Сибирской равнины 22–17 тыс. лет назад (по «Палеогеография...», 1980)

В этой стройной концепции уязвимым местом являются одинаковое гипсометрическое положение береговых линий в разных районах Западно-Сибирской равнины и отсутствие непосредственных данных о их возрасте. Зона отмелей и прибрежных участков подпрудно-озерных бассейнов показана на высоте 127–130 м (рис. 1), а зона глубоководных участков дна – на глубине 105–110 м. Они выделяются как по характеру осадков, так и по глубине расчленения и отметкам раннезырянского рельефа. Относительно глубоководные участки бассейна располагались в пределах ныне погребенных каргинских долин, которые, очевидно, унаследованы от

более древних этапов развития речной сети – казанцевского и тобольского. Обширные площади мелководья по представлениям И.А. Волкова (1969), – сниженные придолинные склоны докаргинских междуречий Енисея, Оби, Иртыша

По этому поводу В.И. Астахов и С.А. Архипов (Палеогеография..., 1980) высказывают иные соображения. По их мнению, береговые линии позднезырянских подпрудных бассейнов в центральных и северных районах Западно-Сибирской равнины располагались на более низких отметках (на 20–30 м ниже) по сравнению с ее юго-западным Приишимским регионом. Не исключено также, что 127–130-метровый озерный уровень вообще не связан с позднезырянским максимумом и отвечает более древнему, раннезырянскому оледенению – 90–50 тыс. лет назад.

Логично думать, что озерная трансгрессия развивалась несколько позднее максимума позднезырянского оледенения, проходившего 20–18 тыс. лет назад. Точное время максимально высоких уровней подпрудных бассейнов пока не установлено, но, очевидно, в интервале 18–14,5 тыс. лет. Интервал от 14–13 до 10–9 тыс. лет назад обычно выделяют в качестве особого позднеледникового этапа. Косвенным подтверждением конца ледникового этапа служат сапропелевые отложения, которые стали накапливаться в озерах юга Западно-Сибирской равнины примерно 10–9 тыс. лет назад. Необходимо отметить интересную особенность фациального состава озерных осадков: преобладание песков в северных, суглинков и глин – в южных бассейнах, включая Тургайскую ложбину. Последние были, видимо, гигантскими озерами-отстойниками, хотя нельзя полностью исключить и другие неизвестные причины.

По берегам приледниковых бассейнов на приподнятых междуречьях широкое развитие имели субаэральные процессы, за счет которых сформировался сложный фациальный покров субаэральных, главным образом, золовых и снежно-золовых осадков. С областями преобладания накопления влекомого золотого наноса связан котловинно-грядовый (гивный) рельеф, а в областях преобладания осаждения атмосферной пыли (взвешенный золотой нанос) накопился покров лесса, перекрывший более древние образования.

Образование позднезырянского покрова лесса и генетически связанного с ним гивного рельефа протекало во время спада при-

ледниковых бассейнов в условиях очень сухого, аридного климата, установившегося в постгляциал, поэтому грядный рельеф часто развит в пределах контуров максимального распространения Мансийского озера по склонам долин и на второй надпойменной террасе. На юге Западно-Сибирской равнины было много сухих замкнутых котловин и впадин, на дне которых свободно проявлялась эоловая деятельность и формировались эоловые формы рельефа. Таковы районы озера Чаны и группы озер Салтаим. Это свидетельствует, что пик аридизации климата был несколько позже максимума продвижения ледников и развития позднезырянской озерной трансгрессии и приходился на время между 17–15 тыс. лет назад.

В максимум распространения позднезырянского оледенения существовали лишь три зональных типа растительности – перигляциальная, тундростепная, тундровая и лесотундровая. Перигляциальная тундростепная растительность распространялась к югу от ледника, по берегам подпрудных озерных бассейнов до 63° с.ш., частично занимая северную часть Сибирских увалов. К югу от них, до 56° с.ш. расселялись различные ассоциации арктической тундры. Лишь южнее 56° с.ш. в приуральской и приенисейской частях равнины, а также по южным берегам приледникового водоема произрастала растительность, близкая к лесотундровой, южная граница ее проходила за пределами Западно-Сибирской равнины. Анализ флоры и характер растительности, границы распространения тундростепных, арктических тундровых и лесотундровых ландшафтов позволяет сделать вывод о том, что в максимум распространения позднезырянского оледенения климат был исключительно холодным и сухим. Среднегодовые температуры воздуха были ниже современных на 8–10°. Климатическая обстановка отличалась от времени Самаровского оледенения большей сухостью и неоднократными возвратами холода, что обусловило развитие специфических ландшафтов.

Эти зоны резко отличались от межледниковых и современных. Различия заключались не только в их границах, но и в самой структуре растительных формаций. Так, перигляциальный тип растительности в структуре современных растительных зон отсутствует. Она возникает в эпохи гляциалов еще в позднем плиоцене. Характеризуется преобладанием марево-полюнных группировок, верескоцветных, полюнно-злаковых с кустарничковой березкой и арк-

тическими плаунами, встречающихся по мере удаления от ледника. Тундростепной тип был представлен мохово-лишайниковыми и травянистыми группировками, с зарослями верескоцветных, с запада на восток возрастала доля ксерофитов (полыней, маревых, эфедры). Произрастали кустарничковая березка, арктические плауны и северный дроздовик. Главное отличие современных осоковых и злаковых лесотундр в том, что сартанские имели высокий процент ксерофитов. Она распространялась на весь Северный Казахстан, леса начинались южнее (Палеогеография..., 1980).

В целом палинологические данные позволяют считать, что для эпохи позднезырянского оледенения характерно господство холодной растительности, указывающее на существование сурового и континентального климата. Безлесные пространства с ксерофитами и представителями арктической и субарктической флор, к югу от границы оледенения, занимали почти всю территорию Западной Сибири. В позднезырянскую эпоху они возникали трижды. В промежутках между ними в условиях относительного потепления и увлажнения климата начиналось облесение территории. Расселялись ель, береза и кустарничковая березка. Растительность была близка к лесотундровой, но отличалась от современной значительной долей участия ксерофитов, занимая, всю территорию лесной и лесостепной зон. Сходная структура ландшафтов и состав флоры для позднечетвертичного оледенения установлены в ЕТС и Западной Европе (Палеогеография..., 1980). Единая циркуляционная эпоха определила единство климата регионов (пути движения циклонов с Атлантики проходили южнее). Уровень мирового океана понизился на 100–120 м. Флоры регионов соприкасались и были тесно связаны между собой.

Выявленные закономерности в формировании ландшафтов позволяют заключить: в эпоху позднего вюрма в Евразии происходила одновременно направленная и принципиальная перестройка растительности, резко отличающейся от современной растительности. Эти различия сохранились на протяжении всей сартанской эпохи в Западной Сибири.

Другой значимой стороной формирования современной структуры ландшафтов Западно-Сибирской равнины является палеогеографическая реконструкция заложения речных долин и связанные с этой темой вопросы об объемах и направлениях речного стока. Мы не будем подробно останавливаться на проблеме дренирования че-

рез Тургайскую ложбину подпрудно-ледниковых и озерных западно-сибирских бассейнов. В настоящее время она решена положительно на убедительном фактическом материале (Бабоедова, 1966). Существуют и непосредственные доказательства стока в позднезюрское время (Астахов, Гросвальд, 1978). Однако некоторые дополнения и уточнения в свете увеличения наших знаний о тектонике необходимо сделать.

Представления о земной коре как о твердом теле – это не более чем удобное упрощение. На самом деле кора представляет собой сложное сочетание твердого вещества и флюидов: воды, газов, нефтей. Тем более, это понятие справедливо применить к осадочной оболочке с почти сплошным и достаточно мощным (до несколько километров) чехлом, покрывающим платформенные области. Пронизывая всю осадочную толщу и являясь наиболее подвижными ее компонентами, флюиды должны этой толще придавать повышенную подвижность. В гидрогеологии хорошо известно динамическое взаимодействие между колебаниями давления на поверхности и пластового давления подземных вод и флюидов. Но если так, то логично допустить и обратное, а именно: влияние изменений давления (и уровня) подземных флюидов на колебания высоты земной поверхности. А.А. Никоновым (1979) установлена цикличность в режиме подземных вод с периодами от 2,5 до 30–35 лет и более.

На примере Русской равнины доказано, что заложение речных долин связано с тектоническими нарушениями: сбросами, сдвигами, синклиналями и т.д. Тектонические нарушения – обязательное условие для заложения речных долин. Однако на Западно-Сибирской равнине, где тектонические структуры фундамента и платформенного чехла погребены под мощной толщей молодых рыхлых отложений, сложнее проследить такую зависимость. По мере накопления геологических и геофизических данных связь заложения речных долин равнины с ее тектоническими элементами становится очевидной. Морфоструктурный план равнины определяет и основы рисунка гидросети, так как на равнине механизм перемещения русел рек происходит в «чистом» виде. Заложение речных долин Западно-Сибирской равнины относится к концу раннего и началу среднего плейстоцена. Наличие крупных разрывов подтверждается геофизическими и структурно-геоморфологическими методами (рис. 2). Точно установленных разрывных нарушений немного.

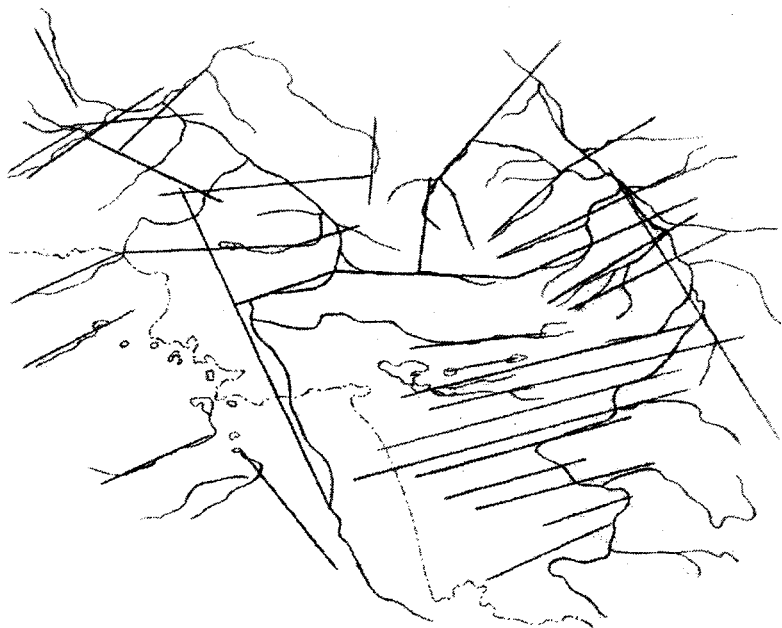


Рис. 2. Разломы южной и центральной части Западно-Сибирской равнины, установленные по геолого-геофизическим и геоморфологическим данным («Новейшая тектоника...», 1981)

До сих пор не разработана надежная методика их выявления, особенно мелких, изображение которых различно (Ласточкин, 1971). Часть авторов поддерживает предложенную еще в XIX в. трещинную гипотезу заложения речных долин по линейным разрывам и дизъюнктивным нарушениям земной коры в условиях Западной Сибири, другие, например А.А. Земцов (1976), выдвигают контраргументы:

- рисунок гидросети во многих случаях не соответствует направлению линейных разрывных нарушений, установленных геофизикой;
- большинство разрывов имеет размеры от 10 до 40 км, поэтому к ним может быть приурочена лишь часть долины и то небольших рек;
- рисунок гидросети на площади одной и той же крупной тектонической структуры различен. Например, в пределах озерно-

аллювиальных равнин хорошо развита густая прямоугольно-древовидная или перистая речная сеть.

Однако изучение новейшей и современной геодинамики на основе обобщения данных наземных исследований современных тектонических движений, данных дешифрирования материалов космических съемок и геофизических данных (прежде всего, сейсмологических) позволило проследить, что формы рельефа не могли быть созданы при полной жесткости и стабильности внутренних частей плит. Земная кора значительно мобильней, чем это предполагалось в классической теории (Машинов, 1995; Шульц, 1984). В результате контраргументы А.А. Земцова описывают движение микроплит под действием деформационных сил релаксации или очагового сжатия, в областях с размерами несколько десятков или сотен километров.

Пространственно-временная статистика наблюдений изменения фигуры и физических полей Земли (ИФФЗ) не является однородной, так как она составлена из разного вида (по физической природе) данных, которые не могут быть сведены в единую систему отсчета координат и гравитации. Так, карты современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) отражают данные об относительных смещениях на коротких профилях, а не абсолютные показатели подъема или опускания микроплит. До тех пор, пока аномалии высот периодически не определяются, карты СВДЗК не могут быть приведены в единую систему отсчета высот и поэтому не представляют единую статистику.

Однако вызывает сомнение и заключения, построенные только на геодезических данных. Даже высокоточное нивелирование может быть отягощено достаточно большими погрешностями измерения. Влияние температур, характер и, особенно, надежность реперов зачастую оказываются решающими (Шульц, 1979). В пользу существования колебательных движений говорят многочисленные факты повторных нивелировок. Зарегистрированы значительные скорости современных движений. При таких скоростях должны были бы за короткий промежуток времени возникнуть огромные горы и прогибы, которых в действительности не может быть на платформе. Поднялся или опустился бы репер, а не поверхность, на которой стоит репер. Поверхность эта в платформенных условиях будет почти неизменно сохранять свою высоту. Эти истинные высоты будут характеризовать не величину вычисленного тектониче-

ского поднятия, а его геоморфологическое выражение. На платформе сохранится более или менее равнинный рельеф.

Следовательно, современные тектонические движения, фиксируемые повторными нивелировками, прерывисты во времени или меняют свое направление. По мнению С.С. Шульца (1979), существующая флюидодинамическая гипотеза не отрицает, а дополняет собственно тектонические движения.

Аналогично стоит вопрос об уровнемерных наблюдениях. Уровень моря меняется в связи с лунно-солнечными приливами, вследствие изменений метеорологических и гидрографических условий. На него влияют деформации ложа и прибрежной части земной поверхности. Вертикальные движения локализуются в пределах некоторой области и слабо коррелированы с динамикой всего региона. Депрессия впадин в Центральном Приобье, в бассейне нижнего и среднего Иртыша под давлением толщи воды в подприудном море-озере вызвала растяжение земной коры.

В результате движение блоков, материков можно интерпретировать как движение островов и полуостровов в морских котловинах. Например, Кулундинско-Барабинская впадина является одной из крупнейших отрицательных новейших структур. В целом за новейший этап основная территория впадины испытала абсолютное опускание амплитудой до 100 м. Однако в позднечетвертичное время она претерпела активные поднятия амплитудой 50–75 м. Это подтверждается наличием в долинах рек относительно высоко приподнятых позднечетвертичных террас и значительными гипсометрическими отметками современного рельефа, которые варьируют от 100–150 до 300–350 м (Новейшая тектоника..., 1981).

Опускание земной коры происходило и под ледниковыми щитами, формировавшимися в ранне- и позднезырянском оледенении. После снятия ледниковой нагрузки северная часть Западной Сибири начинает испытывать устойчивое блоковое поднятие. Это явление гляциоизостазии, которое прослеживается по данным аэрокосмической съемки и свидетельствует об интенсивном накоплении упругих изгибных деформаций земной коры. Например, Ямбургско-Уренгойский выступ с суммарными амплитудами неотектонических движений до 175 м; Нурминский меговал, характеризующий общее Ямальское поднятие – амплитуды новейших поднятий вала до 300 м; Ямало-Гыданская крупная структурная ступень – до 200 м; Таймырский выступ, характеризующийся колебаниями сум-

марных амплитуд неотектонических движений – 300 м и более, с широким развитием разрывных тектонических нарушений субширотного направления (Новейшая тектоника..., 1981).

Главные научные и практические выводы из вековой истории геодезического изучения СДЗК по М.М. Машимову (1996) следующие:

- тектонические движения наблюдаются повсеместно; горизонтальные движения в несколько раз превышают вертикальные;
- дрейф материков Земли не наблюдается;
- вековые (несколько десятков и сотен тысяч лет) колебательные (несколько десятков и сотен лет) и пульсационные (несколько лет) СДЗК имеют глобальный, региональный и локальный масштабы;
- пульсационные, нерегулярные СДЗК характерны для локального участка динамически активных регионов.

Таким образом, в настоящее время накопилось множество данных о тектоническом строении равнины, особенностях формирования морфоскульптур, развитии гидросети, изменчивости климата и растительности прошлого. Однако анализ основных факторов, организующих ландшафт, будет неполным без характеристики рисунка ландшафта, который является внешним показателем (индикатором) организации.

Самая характерная черта «геометрии» Земли – планетарная асимметрия материков и океанов, впадин и горных стран. Существует множество примеров, которые доказывают: рельеф Земли асимметричен. Например, глобальные системы срединных океанических хребтов как бы продолжают орогенные пояса на материках. Срединные хребты Атлантики, горы Южного океана и Альпийско-Гималайский орогенный пояс образуют гигантский цирк с общим периметром 60 тыс. км. Симметрично к северной периферии орогенного пояса примыкает Туранская плита и Русская платформа. В четвертичное время формируется Западно-Сибирская плита. В олигоценное время Урал представлял собой возвышенную равнину, Центральный Казахстан – равнину, Среднесибирская платформа – равнину с широким развитием низменностей, Алтае-Саянская область – низкорье (Новейшая тектоника..., 1981).

Рельеф, гидросфера, атмосфера в Западной Сибири, находясь в постоянном движении и взаимодействии, обуславливают сложную динамику геометрии под влиянием переменных гравитационных

сил. В результате в четвертичное время процессы, происходящие в гляциалы, влияли на развитие Туранской низменности, а в постгляциалы – Русской равнины.

Рассмотрим влияние Западной Сибири на Арало-Каспийский бассейн. Каспийский бассейн за последнее оледенение испытал две мощные трансгрессии – ранне- и позднехвалынскую. Возраст раннехвалынской соответствует раннезырянскому оледенению (70–40 тыс. лет назад), тогда как возраст позднехвалынской (20–10 тыс. лет назад) совпадает с позднезырянским (сартанским) оледенением. Наиболее значительной была ранняя трансгрессия. В ходе ее каспийские воды достигли абсолютной отметки 50 м. Море затопило огромные пространства, проникнув по долине Волги до Самарской Луки. Раннехвалынское море было опресненным. Воды через Маныч переливались в Черное море, уровень которого был ниже современного на 70–80 м. Позднехвалынская трансгрессия имела более скромные размеры. Пределы ее распространения были ограничены нулевой горизонталью (26–27 м над современным уровнем Каспия). Основания связывать обе хвалынские трансгрессии с главным питающим каналом – р. Волгой, как делает П.М. Долуханов (1988), недостаточно обоснованы по следующим причинам:

- пик оледенения совпадает с регрессией морей, как это наблюдалось, например, для Черного моря, уровень которого поднимался в постгляциалах;

- поступление большого количества воды с Русской равнины должно, в первую очередь, сказаться на Черном море, так как водосборы рек, впадающих в него, находятся южнее, чем у Волги. Большая часть водосбора р. Волги была занята ледником;

- уровень Каспия поднимался асинхронно Черному морю из-за поступления вод с Туранской низменности и Западно-Сибирской равнины.

Таким образом, в период пиков оледенения в раннезырянское и позднезырянское время развитие Арало-Каспийского бассейна определялось поступлением воды с Западной Сибири.

В периоды постгляциалов более теплые воды с южных районов Западной Сибири поступали в бассейн арктических морей, действуя отепляюще на берега Западно-Сибирской и Русской равнин, уменьшая площади оледенения. Кроме того, заложение речных долин в озерно-гляциальных отложениях центральной и северных частей Западной Сибири проходило в «чистом» виде, развива-

ясь по закону Ле-Шателье с уменьшением энтропии, т.е. приближаясь к устойчивому состоянию.

На геометрию равнины влияли как ледники, так и подземное оледенение, оставшееся в качестве реликта до глубины 1–1,5 км. Разная степень гидростатичности мерзлотных зон Западной Сибири приводит к деформации литосферных блоков и вызывает дифференциацию скоростей СДЗК. При прочих равных условиях в вечной мерзлоте из-за разницы в толщине мерзлотного слоя амплитуды СДЗК значительней. Что же касается южной мерзлотной зоны, которая, по А.А. Земцову (1976), простирается с 62° до $60^\circ 30'$ с.ш. в районе широтного отрезка Оби, то она интенсивно опускается из-за оттаивания двухсотметрового и более слоя в последние 9–10 тыс. лет, так как объем мерзлого грунта больше, чем талого.

Естественный процесс усугубляется техногенным – значительной добычей нефти и газа, разрастанием вокруг кустов скважин городов и поселков, в которых происходит депрессия земной коры. За короткие промежутки времени (до 5 лет) скорости СВДЗК могут превышать в 5–10 раз средние скорости неотектонических движений, достигая нескольких сантиметров в год. Например, на полуострове Ашперон скорости оседаний составляют 3–4 см в год (Машимов, 1996). Этот процесс может усилиться в местах разломов земной коры. На таких участках режим эксплуатации инженерных объектов и трубопроводных сетей должен быть пересмотрен.

С точки зрения тектоники Западно-Сибирская плита имеет внешнюю и внутреннюю зоны, т.е. концентрическое строение. Внешняя зона, располагаясь по периферии плиты, характеризуется большим числом положительных и нейтральных структур. В центральной части плиты преобладают отрицательные структуры, отделяющиеся друг от друга крупными, но пологими поднятиями. Если сопоставить размещение глубоководных участков подпрудных озер с измеренными величинами прогибания, мы получим прямую зависимость. Иными словами, чем больше удельная нагрузка, тем на большую величину происходит прогибание ложа моря-озера. Вокруг чаши оседания развивается кольцевая зона относительных поднятий как результат компенсационного поднятия вокруг воронки опускания. Поэтому любое районирование Западной Сибири (физико-географическое, геоморфологическое, почвенное, геоботаническое и др.) подчеркивает концентрический рисунок равнины.

Палеореконструкция гидросети показывает, что в гляциалы она развивалась по Туранскому типу (симметрично рисунку гидро-

сети Туранской низменности) с почти широтным заложением долин. В раннезырянское оледенение большие объемы воды спускались в Арало-Каспийский бассейн. Пути миграции служили современные долины Тобола-Убагана, Вагая и Ишима. В позднезырянское оледенение объемы воды были меньше – дренаж осуществлялся лишь по долинам Тобола-Убагана. Южная часть подпрудного озера была малодинамичным водоемом, который принимал и отдавал свои воды. Бассейн Енисея отдавал свои воды значительно севернее, ложбины стока Обь-Иртышского междуречья полностью не затоплялись. Отсутствие интенсивного течения привело к отложению глин на юге подпрудных озер. Рисунок гидро сети Западной Сибири в период оледенений был зеркально симметричен рисунку гидро сети Туранской низменности, относительно интенсивно поднимающегося Казахского мелкосопочника (особенно в раннезырянский период). Два основных потока – Амударья и Сырдарья, текущие на северо-запад, были симметричны двум основным потокам со Средней Оби и Верхнего Иртыша, текущим на юго-запад.

Начиная с позднезырянского периода причинами перестройки гидро сети по Восточно-Европейскому типу (симметрично рисунку гидро сети Русской равнины) являлись: схожесть климатических условий с Русской равниной, меньшая площадь оледенения, наличие значительных озерно-аллювиальных равнин. К настоящему времени этот процесс, усилившийся при исчезновении ледников, идет полным ходом по всей Западно-Сибирской равнине (исключая структурно-денудационные равнины). В результате наблюдается зеркальная симметрия относительно Уральского хребта. Рисунок гидрографической сети р. Оби зеркально повторяет рисунок р. Волги, развернутый на 180°. Находящийся в устье затопленной Обской губы г. Салехард – антипод г. Волгограду, стоящему у нулевой отметки низовьев р. Волги. Город Самара – антипод Сургуту, однако антипода Самарской Луки, сформированной тектоническими причинами, в Западной Сибири нет. Город Москва – антипод Новосибирску, оба этих города находятся у границ водосборов. Истоки рек Тобола, Ишима, Оби, Томи равноудалены от устья Оби, воды этих рек радиально сходятся в центральной части равнины.

Рисунок речной сети достиг устойчивого состояния – максимально приблизился к форме круга. Исключение составляет р. Иртыш, протекая по югу Западной Сибири, неся транзитный сток с Таримской платформы и Алтая. Заложение Иртыша в иных физико-

географических условиях приводит к тому, что, пересекая денудационные и аккумулятивные равнины на отрезке от Семипалатинска до Омска, река интенсивно углубляется, так как уже достаточно полноводна. В результате правое- и левобережье реки остаются не дренированными, бессточными. Аномально северное распространение в центре Евразии бессточной зоны вызвано именно влиянием р. Иртыш. Иртыш нарушает геохимическую зональность юга Западной Сибири, так как на бессточных равнинах формируется щелочная среда. Это отражается на процессах засоления, связанных с почвенной средой. Устойчивость ландшафтов бессточных бассейнов сильно нарушена.

Наличие симметрии сохранялось, проявляясь в том, что Западная Сибирь имела совершенно равные шансы развиваться по Туранскому или Восточно-Европейскому типу. Однако фактически она развивалась по какому-то из этих типов, и, таким образом, симметрия исходной ситуации будет скрыта. Законы, описывающие особенности Западно-Сибирской равнины, являются симметричными, однако соответствующие этим законам симметричные решения неустойчивы, поэтому вся равнина переходит в асимметричное состояние, подобно тому, как шар скатывается с холма в долину.

Остался незатронутым вопрос об асимметрии речных долин. В Западной Сибири большинство долин имеют устойчивую правостороннюю асимметрию, которая определяется силой Кариолиса. Она характерна, в первую очередь, для юга Западной Сибири. Причем правосторонняя асимметрия проявляется и на водосборных бассейнах. Меньшее количество рек (Тара, Кеть, Тым, Вах, Аган) имеют левостороннюю асимметрию. Ее главная причина – активное проявление неотектоники, которая существенно влияет на формирование долин и водосборов и уравнивает или значительно превышает действие силы Кариолиса (Земцов, 1976). В результате древние ложбины стока оказались приподнятыми. Особенно сильные СВДЗК испытал Казахский мелкосопочник. Симметричные долины наблюдаются по обширным зандровым и озерно-аллювиальным равнинам центральной части Западно-Сибирской равнины.

Если мы не видим ясного выражения асимметрии на какой-либо территории, мы вправе заключить, что проработка рельефа еще не достигла зрелости. Если мы встречаем явно определившуюся асимметрию склонов, когда на пологих склонах еще нет или

слабо развит делювий, мы говорим о начале зрелости, о переходном моменте от ранних стадий к поздним (Борзов, 1951). Асимметрия выступает в виде индикатора степени организованности поверхности. Асимметричность долин и поверхности междуречий подчеркивает сформировавшуюся геометрию пространства.

Внимательное изучение космических снимков поражает исследователя. Вся поверхность континентов Земли буквально испещрена правильными кругами, овалами, сводами, кольцами, полукружиями, дугами разных размеров – от огромных структур, например Западной Сибири, до совсем небольших кружочков, например, суффозионных западин. Возникновение крупных и мелких депрессий, образующих обширные зоны проседания различно. В Западной Сибири это, прежде всего, протаивание вечной мерзлоты.

Внешним проявлением организованности является ландшафтный рисунок территории, ее геометрия. По А.С. Викторову (1986), это пространственная мозаика, которую образуют на земной поверхности участки, соответствующие ПТК или другим образованиям комплексного характера (тектоническим структурам, циклонам и др.). Проявление симметричных свойств любого участка (рисунка) подчеркивает устойчиво сохраняющееся упорядочение тел и явлений, более высокую степень организованности по сравнению с другими несимметричными участками.

Современный ландшафтный рисунок Западно-Сибирской равнины имеет три морфологических вида симметрии: линейный, удлинённый, концентрический (см. табл.).

Классификация географических объектов
по видам симметрии ландшафтного рисунка

Линейные	Тектонические разломы и валы, древняя и современная гидросеть, транспортная сеть и др.
Удлиненные	Овражно-балочная сеть, ленточные озера, тектонические впадины, своды и др.
Концентрические	Зональное размещение почв, растительности, загрязнения, населенных пунктов, суффозионных западин, тектонических впадин, сводов, озер и др.

Таким образом, при рассмотрении единства устойчивости Западно-Сибирской равнины и ее изменчивости за последние 20 тыс. лет, выявлена определенная упорядоченность, организованность

территории. В процессе развития равнины усиливалась дифференциация ее частей, организация которых различна. Одновременно с увеличением количества частей повышается их интеграция. Западно-Сибирская равнина становится целостной, организованной системой, которая в своем развитии изменяется не по частям, а как целое. Каждому уровню развития соответствуют свои типы организации. Переход одного типа организации в другой говорит об их равноправии (о скрытой симметрии).

На Западно-Сибирской равнине выделяются два уровня развития, которым соответствуют два типа организации территории: Туранский – в период оледенений и Восточно-Европейский – в период межледниковий. Туранский тип достиг наивысшего уровня развития в раннезырянский период оледенения, так как позднезырянский был «косметическим», Восточно-Европейский – к настоящему времени. Доказательством чего является геометрия равнины. Любая территория изменяется в пропорциях так, чтобы ее функционирование не нарушалось при изменении размера, т.е. при изменении геометрии системы в действие вступают принципиально иные физические механизмы. В Западной Сибири ими являлись обратимые изменения под влиянием различных физических и химических условий. В результате происходила дифференциация, изменение геометрии и достигался прежний уровень развития. Такие обратимые изменения определяли неустойчивость равнины с переменным развитием, когда развитие шло в направлении, казалось бы, уже пройденном.

К настоящему времени соотношение структурно-тектонических, морфоскульптурных элементов, гидросети, климата, растительности близко к устойчивому состоянию. Обратимые изменения (например, переход к Тургайскому типу организации) не возможны. Современный уровень естественно-техногенного развития равнины ограничивает потенциал изменчивости. По М.И. Сетрову (1971), чем выше ступень развития системы, тем меньше ее структурная изменчивость, по сравнению с системами более низкого развития. Это один из незыблемых постулатов теории систем.

Изменчивость Западно-Сибирской равнины возможна не в изменении структуры, а в изменении интенсивности функционирования. Именно это фактически игнорируется при хозяйственном освоении региона. В той степени, в какой устойчивость

структуры обеспечивает подвижность функций, их быстрая смена обеспечивает сохранение устойчивости структуры. Эти два момента неразрывны и не могут быть представлены как самостоятельные, независимые друг от друга стороны развивающейся системы. Это единство устойчивости структуры и подвижности функций и выражает организованность системы как качественно, так и количественно.

Литература

Астахов В.И., Гросвальд М.Г. Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины // Доклады АН СССР. Серия геол. 1978. Т. 242. №4. С. 891–894.

Бабоедова А.А. О происхождении Тургайской ложбины // Четвертичный период в Сибири. М., 1966. С. 187–197.

Борзов А.А. Географические работы. М., 1951.

Викторов А.С. Рисунок ландшафта. М., 1986.

Волков И.А. и др. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, 1969.

Долуханов П.М. История средиземных морей. М., 1988.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). Томск, 1976.

Ласточкин А.Н. О формах проявления разрывных нарушений в рельефе Западно-Сибирской равнины и структурно-геоморфологическом методе их обнаружения // Известия ВГО. Т. 3. Вып. 1. 1971.

Машимов М.М. Обратная геодинамическая задача и прогноз землетрясений. Новые подходы // Геодезия и картография. 1995. №2. С. 15–25.

Машимов М.М. Геодинамические исследовательские проекты // Геодезия и картография. 1996. №6. С. 25–33.

Никонов А.А. Современные движения земной коры. М., 1979.

Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения / Архипов С.А., Астахов В.И. и др. Новосибирск, 1980.

Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири / Под ред. Н.А. Флоренсова, И.П. Варламова. М., 1981.

Сетров М.И. Организация биосистем. Л., 1971.

Солнцев В.Н. Системная организация ландшафтов. М., 1981.

Шульц-мл. С.С. Земля из Космоса. Л., 1984.

Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений) / Под ред. В.Д. Наливкина. Л., 1979.

В.С. Ревякин, А.Я. Швецов, А.Н. Дунец

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ЭКОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ГОРНОЗАВОДСКОГО ПРОИЗВОДСТВА НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

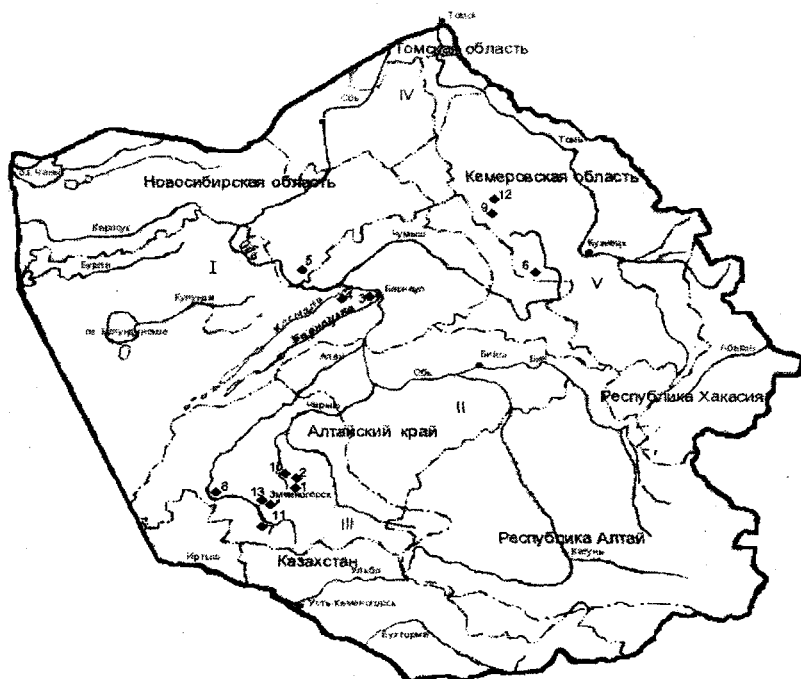
Горнозаводское производство Сибири, сосредоточенное в границах Алтайского горного округа, образованного в XVIII в., оставило значительный след в истории освоения природных богатств, развития промышленности, сельского и лесного хозяйств региона.

Алтайский горный округ – крупная административно-производственная структура, занимавшая территорию ныне существующих Алтайского края, Новосибирской, Кемеровской, Томской областей, республик Хакасия и Алтай, а также части Восточно-Казахстанской области Казахстана. Округ включал рудники, прииски, каменоломни, металлургические заводы и деревни с приписными крестьянами (рис.).

Во время существования округа менялись его площадь, границы, количество рудников, заводов, число приписных крестьян, функции администрации округа, его собственники, хотя большую часть времени (170 из 189 годов функционирования округа) он был собственностью русских императоров (их именем), переходившим по наследству. Менялось и название округа, поэтому используемый термин «горный округ» носит в определенной степени условный характер.

Образование округа обусловлено находками на Алтае рудных месторождений меди (1719 г.), освоение которых связано с деятельностью А.Н. Демидова. Его людьми под руководством «казенного» специалиста Н.Г. Клеопина в 1727 г. был сооружен небольшой завод (плавильная печь с ручными мехами) на правом берегу р. Локтевки и начата плавка медной руды. Завод получил название Кольванский.

В 1728 г. Н.Г. Клеопиным было начато строительство нового металлургического завода на р. Белой, в 6 км севернее первого. Здесь же была основана крепость (поселение) Кольвань. 21 сентября 1729 г. началась плавка медных руд Кольванского месторождения. Завод был назван Воскресенским. Позднее за ним закрепились названия сначала Кольвано-Воскресенский, затем Кольванский. Так началось в Западной Сибири горнозаводское производство.



Территория Алтайского горного округа:

--- границы административных округов Томской губернии в 1896 г.:

I – Барнаульский округ; II – Бийский округ; III – Змеиногорский округ;

IV – Томский округ; V – Кузнецкий округ.

— границы современных административных единиц:

1 – Кольванский на р. Локтевке медеплавильный завод (1727–1728 гг.);
2 – Кольванский на р. Белой (Воскресенский, Кольвано-Воскресенский медеплавильный, с 1748 г. сереброплавильный (1729–1759, 1790–1799 гг.);

3 – Барнаульский медеплавильный, с 1752 г. – сереброплавильный (1744–1893 гг.); 4 – Павловский (Ново-Павловский) сереброплавильный (1764–1893 гг.); 5 – Сузунский медеплавильный, с 1768 г. медеплавильный и сереброплавильный (1765–1914 гг.); 6 – Томский железоделательный (1775–1793 гг.); 7 – Алейский свинцово-сереброплавильный (1775–1793 гг.); 8 – Локтевский медеплавильный, затем свинцово-

сереброплавильный (1789–1893 гг.); 9 – Гавриловский (Екатериненский) сереброплавильный (1795–1897 гг.); 10 – Кольванская шлифовальная фабрика (камнерезный завод) (1802–2000 гг.); 11 – Змеевский сереброплавильный (1806–1893 гг.); 12 – с 1816–1826 гг. Гурьевский сереброплавильный, 1826–1839 гг. – сереброплавильный-железоделательный, с 1839 г. железоделательный (1816–1908 гг.); 13 – Змеевская электролитическая серебромедеплавильная фабрика (1893–1902 гг.)

В документах XVIII в. и первой трети XIX в. общим названием для всех металлургических заводов, возведенных на Алтае, было «*Колывановоскресенские заводы*». Нередко в это понятие включались и рудники, и другие предприятия горного округа.

Важным событием явилось открытие в алтайских рудах серебра и золота. В 1735 г. штейгером Ф.Е. Лелесновым на Змеевой горе (ранее известной как меднорудное месторождение) были выявлены золото-серебряные руды. Посланной для проверки на Алтай в 1744 г. комиссией А.В. Безра за два года было выплавлено из руд Змеевой горы 44 пуда 6 фунтов серебра, из которого в Петербурге было отделено 12 фунтов 32 золотника золота.

Это определило судьбу региона. Указом императрицы Елизаветы Петровны от 1 мая 1747 г. горнозаводские предприятия А.Н. Демидова были переданы в собственность императрицы (Указ..., 1747). Основным в деятельности горнозаводских предприятий Алтая стала добыча серебряных руд и плавка серебра. Барнаульский медеплавильный завод (открыт в 1744 г.) в 1752 г. был перепрофилирован в сереброплавильный (первая плавка серебра на нем была проведена еще 22 февраля 1748 г.). Впоследствии стали открываться новые рудники, строиться новые металлургические заводы. Для их обслуживания власти приписывали к ним крестьян из окрестных деревень. Все это обусловило формирование и расширение горного округа. Время образования горного округа до сих пор однозначно не установлено. Многие историки считают, что он возник на основании указа Елизаветы Петровны от 1 мая 1747 г. В 1897 г. официально отмечалось 150-летие Алтайского горного округа. Фактически это был юбилей передачи округа в царскую собственность.

Первое упоминание о территории, относящейся к Воскресенскому заводу, мы находим на карте «*Ландкарта Сибирской губернии от Тобольской провинции города Кузнецка з дистриктом к новозаведенному Воскресенскому заводу*» (подчеркнуто нами. – Авт.), составленной геодезистом Петром Чичаговым в 1729 г.» (Ландкарта... Фр. 1736. Оп. 1. Д. 39), т.е. в 1729 г. уже существовал район (дистрикт), определенная территория, отведенная к плавильному заводу.

В рукописном сочинении Г.Ф. Миллера «*Описание Кузнецкого уезда Тобольской провинции в Сибири в нынешнем его состоянии, в сентябре 1734 г.*» также приводится упоминание о территории, подчиненной заводу: «...имеется также небольшой дистрикт из

деревень, относящихся к Колывано-Воскресенскому заводу, основанный немного лет назад Демидовым. Их насчитывается 8 и четыре из них расположены на Чарыше, а остальные четыре – на реках Алей, Барнаул и Касмала» (Миллер, 1996). Этот дистрикт, район с заводом, рудниками, с деревнями, относящимися к плавильному заводу, и является прообразом горного округа с центром в поселении Колывань.

Границы дистрикта и его официальное название «Ведомство Колывановоскресенского завода» впервые приведены на *«Ландкарте Томского и Кузнецкого уездов Оби реки и впадающим речкам и около оных жилья от Бийского острогов до устья р. Томи и по Томи вверх до Кузнецка и выше и ведомства Колывановоскресенскому заводу деревням»*, составленной геодезистом Василием Шишкиным в 1736 г. (Ландкарта... Фр. 1736. Оп. 1. Д. 17).

Первым документом, официально определившим территорию царских владений на Алтае был указ Александра 1 от 22 июля 1822 г. (Указ... Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 1.). По этому указу площадь горного округа дополнительно расширялась, захватывая территорию современной Республики Алтай (до этого площадь округа несколько раз менялась, увеличиваясь с каждым разом). В «Учреждении об управлении Колывановоскресенских Горных заводов» от 1828 г. эти границы горного округа были подтверждены (Учреждение об... Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 1.).

В 1838 г. территория и границы Алтайского горного округа были установлены законодательным порядком. В 1882 г. площадь Алтайского горного округа на основании топографо-геодезических съемочных работ была определена в 383,3 тыс. кв. верст (436,2 тыс. кв. км), в том числе Барнаульского округа – 110,2 тыс. кв. верст, Бийского – 164,6 тыс. кв. верст, Кузнецкого – 78,5 тыс. кв. верст, Томского – 30 тыс. кв. верст (Алтай. Историко-статистический..., 1890). В дальнейшем до начала XX в. площадь округа не изменялась, вплоть до его ликвидации (1918 г.).

Центром управления горного округа, его рудниками и заводами при А.Н. Демидове было поселение Колывань. После передачи округа в царскую собственность им стало поселение (посад) «Барнаульский завод» (по прибытии в 1748 г. из Екатеринбурга главного командира Колывановоскресенских заводов А.В. Безра).

Управление деятельностью горнозаводских предприятий на Алтае еще указом от 1 мая 1747 г. было возложено на «Канцелярию

Колывановоскресенского Горного Начальства». Она ведала заводскими и административными делами. Ей же подчинялись полицейские и военные силы, купцы, мещане, приписные крестьяне. Канцелярия просуществовала до 1828 г. (с перерывом в 1779–1797 гг.), затем была заменена Горным правлением.

Как отмечено выше, основным видом деятельности в горном округе была добыча серебряных руд и выплавка серебра. Самым важным в XVIII в. и первой половине XIX в. было Змеиногорское месторождение, эксплуатация которого началась в 1745 г. К моменту закрытия рудника (1871 г.) на нем было добыто около 100 млн пудов руды, из которой выплавлено 54 тыс. пудов серебра.

С 50-х гг. XIX в. на первое место по добыче руды в округе выходит Зырянский рудник, открытый в 1791 г. Г. Зыряновым. Он оставался основным поставщиком серебряной руды для заводов Алтая до конца столетия.

Салаирские серебряные рудники были открыты Нарышевым в 1781 г. Они снабжали рудой Гавриловский сереброплавильный завод. По количеству добытой руды Салаирские рудники уступали только Змеиногорскому руднику.

Из других серебряных рудников можно отметить Черепановский, Петровский, Никольский, Риддерский, Сокольный, Крюковский (самое высокое содержание серебра в рудах – 3–17 золотников на пуд), Сугатовский.

По производству серебра на протяжении столетия Алтай занимал первое место в России. Всего в горном округе с 1745 по 1896 г. выплавлено 124406 пудов серебра.

Основные заводы по выплавке серебра – Барнаульский, Павловский, Локтевский, Змеевский и Гавриловский. Барнаульский завод в XVIII в. и в начале XIX в. давал от трети до половины всего количества алтайского серебра, выплавляя в конце XVIII в. по 430–460 пудов в год.

Из алтайского серебра на Петербургском монетном дворе ежегодно выплавлялось от 1 до 9 пудов золота. В 1830 г. на р. Фомихе было найдено россыпное золото. Здесь был организован первый на Алтае Егорьевский прииск. Общая добыча в горном округе начиная с 1835 г. значительно повысилась. До 1896 г. на Алтае добыто 8463 пуда золота. По добыче золота округ занимал третье место в России.

Важное место в горнозаводской деятельности округа занимала добыча медной руды и выплавка меди. Поставщиками медной руды первоначально был Колыванский рудник, затем Воскресенский. Пихтовский, Гольцовский, Змеевский и др. Позднее на первые места выходят Зырянский, Риддерский, Таловский и Березовский рудники. Основным медеплавильным заводом был Сузунский. С 1766 по 1914 г. на заводе выплавлено 2 358 393 пуда меди, а также 5 362 пуда серебра. Небольшое количество меди выплавлялось на Алейском заводе, а также на Колыванском и Барнаульском заводах в первые годы их работы. По добыче меди горный округ занимал продолжительное время второе место в России (в конце XVIII–XIX вв.).

Выплавка свинца производилась на Локтевском и Алейском заводах. Использовались, в основном, руды Змеиногорского и Семеновского месторождений.

Выплавка железа и изготовление чугунных и стальных изделий осуществлялись сначала на Томском, а потом и на Гурьевском заводах.

Из других горнодобывающих предприятий в округе следует отметить Бачатские угольные копи Кузбасса, заложенные в 1851 г., и Бурлинский соленосный промысел в Кулунде, организованный в 1768 г.

Мировую известность получили изделия Колыванской шлифовальной фабрики, созданной в 1802 г. (ее предшественник – шлифовальная мельница при Локтевском серебросвинцовом заводе, построенная в 1786 г.). Фабрика эксплуатировала несколько месторождений поделочных камней: высокодекоративных яшмовидных пород Ревневского, Гольцовского месторождений, порфиоров Коргонского и кварцитов (белоречитов) Белорецкого месторождения и др.

Горнозаводская промышленность Алтайского горного округа после реформы 1861 г., освободившей крестьян от повинности на заводах, стала убыточной и постепенно пришла в упадок. Кризис ее наступил в 90-е гг. XIX в., когда были остановлены основные сереброплавильные заводы. В начале XX в. действовали только Сузунский медеплавильный завод (закрыт в 1914 г.), Змеевская электролитическая фабрика (закрыта в 1902 г.), Гурьевский железнорудный завод (закрыт в 1908 г.), Бачатские угольные копи, Бурлинский солепромысел, золотоносные прииски, Колыванская шлифовальная фабрика.

В XVIII в. и большей части XIX в. доходы от горнозаводской деятельности составляли подавляющую часть от общей суммы до-

ходов округа. К концу XIX в. положение изменилось. Если в 1881 г. доходы от этой деятельности еще составляли 51%, то в 1894 г. уже только 19%. Серебро, приносившее основной доход в XVIII в. и первой половине XIX в., в 1881 г. дало только 27% от общей суммы доходов, а в 1894 г. всего 1%.

В XX столетии основными в округе стали вопросы землеустройства и ведения лесного хозяйства. Горнозаводские дела отошли на второй план. Часть рудников сдавалась в аренду, велись небольшие работы по добыче меди, серебра и железа, угля, золота и солей, выплавка металлов и изготовление изделий из поделочных камней.

После отречения от престола императора Николая II законом Временного правительства от 27 марта 1917 г. имущество бывшего императора было передано в государственную собственность, в том числе Алтайский округ.

19 января 1918 г. Алтайский губернский земельный комитет взял Алтайский округ *«в свое ведение и распоряжение»*, а 22 июня 1918 г. Главное управление Алтайского округа было преобразовано в Алтайское управление земледелия и государственного имущества. Алтайский округ перестал существовать.

Значение Алтайского горного округа, горнозаводской деятельности, действий администрации округа велико для России. Оно обусловило заселение и освоение русскими степной части Обь-Иртышского междуречья, освоение Алтая, создание деревень приписных крестьян, рудников и заводов, что наряду с дипломатическими усилиями правительства и возведением крепостей, форпостов, защит, маяков Кольвано-Кузнецкой защитной линии завершило фактическое присоединение к России новых больших территорий: сначала равнинной части Верхнего Приобья и Рудного Алтая (1717–1750 гг.), а затем и Горного Алтая (1756–1770 гг.). Через столетие это положение было закреплено Пекинским договором 1860 г.

Добыча в значительных количествах серебра, меди, золота, свинца и железа способствовала экономическому укреплению России, ее военного могущества и выдвижение страны в XVIII в. в ряды первых государств Европы. Алтай как сереброрудный район приобрел мировую известность.

Деятельность округа привнесла цивилизацию в юго-восточные области Западной Сибири, где до того у местного населения существовали феодально-племенные отношения.

Администрация округа много сделала для изучения природных условий большого неизведанного края, постоянно организуя экспедиции для поисков руд и поделочных камней, в задачи которых входило также исследование местности, рек, растительного и животного мира. Этому же способствовало проведение экспедиций Академии наук, университетов, горного ведомства.

Период деятельности горного округа знаменателен и взлетом технической мысли. Высокие технические достижения работников округа в горном и металлургическом производстве принесли им мировую славу. Вызывает восхищение первый в мире пар-атмосферный тепловой двигатель непрерывного действия И.И. Ползунова, примененный в заводских условиях. Впечатляют гигантские гидротехнические сооружения П.К. Фролова для подъема руды и отлива воды из шахт Змеиногорского рудника, бывшие в то время величайшими в мире. Впервые в России была построена в Змеиногорске по проекту П.К. Фролова рельсовая чугунная дорога. По проекту Д.Ф. Головина сооружен первый в России свинцово-плавильный завод (Алейский) с гидросиловой установкой деривационного типа.

Тем самым территория Алтайского горного округа может служить научным полигоном для всестороннего анализа последствий вторжения человека, вооруженного техникой, в первозданную природную среду. Создание рудников, заводов, поселений при них, образование деревень, строительство дорог, прудов при заводах, распашка земель, рубка лесов — все это обусловило значительную антропогенную трансформацию природных геосистем.

В Рудном Алтае и на Салаире был открыт 61 рудник. Эксплуатация их привела к формированию своеобразного нарушенного рельефа: многочисленные открытые горные выработки (канавы, карьеры, ямы, выемки), подземные сооружения (штольни, шахты и др.) глубиной до 90 м, протяженностью от десятков до сотен метров, отвалы горных пород площадью до нескольких гектаров и высотой нередко до 15–20 м. Особенно большие изменения и нарушения ландшафтов наблюдаются на крупных рудниках, действовавших долгие годы: Змеиногорском, Зыряновском, Риддерском, Салаирских.

Эксплуатация месторождений велась по принципам, которые некоторые исследователи называют хищническими. На большей части месторождений обрабатывались, в основном, легкодоступные поверхностные горизонты окисленных полиметаллических руд,

являющиеся более легкоплавкими по сравнению с первичными рудами глубоких горизонтов. Экономическая целесообразность заставляла обрабатывать только богатые руды. Исключением являлись наиболее крупные рудники (к примеру, Золотушинский), где добывались первичные руды на глубине более 40–50 м.

Серьезным недостатком горнозаводского производства являлось то, что из полиметаллических руд не извлекался цинк, являющийся, наряду с медью и свинцом, основным полезным компонентом этих руд. Но такого же рода упрек можно предъявить и современному обогащательному производству. Характерной особенностью алтайских полиметаллических руд, выгодно отличающихся от подобных руд других регионов мира, является наличие в них очень многих редких и рассеянных элементов (висмута, стронция, кадмия, индия, иттербия и др.), которые до сих пор не извлекаются, хотя и пользуются на мировом рынке повышенным спросом. Рекультивация горных выработок и отвалов не производилась.

Вынос тяжелых металлов поверхностными водами из отвалов и загрязнение ими почвенных горизонтов, наблюдаемое ныне на современных рудниках (Золотушинском, Зареченском и др.), были характерны и для отвалов всех ранее закрытых рудников горного округа.

Деятельность металлургических заводов также вызывала отрицательные экологические последствия: сведение лесов на больших территориях для получения древесного угля, постройка плотин и прудов, формирование отвалов металлургических шлаков и др. Наибольший ущерб природе принесла вырубка лесов. Плавильный процесс осуществлялся на древесном угле. Наличие у завода лесов имело немаловажное значение. Для Барнаульского завода использовался лес Бобровской, Барнаульской и Кислянской дач, для Павловского завода – Касмалинские дачи соснового ленточного бора, для остальных заводов – окрестные леса. Все эти леса интенсивно вырубались. В результате на больших площадях оголились окрестности Змеиногорска, Колывани и других поселений при заводах. Колыванский завод был закрыт указом Кабинета Е.И.В. от 21 августа 1759 г. «за умалением лесов» (Рапорт... Ф. 1. Оп. 1. Д. 290. Л. 3–4).

Другой причиной уничтожения лесов, наносившей большой урон, были пожары. Г.В. де-Геннин в 1735 г. писал, что пожары возникают от неосторожности людей с огнем «...кои в степи зве-

риной промысел имеют, такожде и от тех, которые старинные бугры или могилы копают... и тем огнем молодой лес подгорая, подсыхает и большому рубленному на уголь лесу много вреда чинит» (Макеев, 1951). Большой пожар произошел в октябре 1732 г. когда *«...при заводе рудокопщики, мастеровые люди и жители, и дровосеки... от тех пожаров укрывались в воду... пока те травы и леса загорели и огонь минулся»* (Макеев, 1951).

Следует заметить, что лесное хозяйство в горном округе велось по-хозяйски, поскольку проблема лесных ресурсов для заводов была одной из важнейших. Ее понимал и Кабинет. В указе Кабинета Канцелярии Колывановоскресенского Горного Начальства от 21 августа 1759 г. предписывалось: *«...имеющиеся леса как от пожару, так и от излишнего употребления с всекрайнею строгостию хранить»* (Рапорт... Ф. 1. Оп. 1. Д. 290. Л. 3–4). Указами Кабинета от 16 апреля 1754 г., от 1 января 1754 г., 21 августа 1759 г. предлагалось *«...на вырубленные места всемерно стараться о лесной поросли и о всем бережении лесов около заводов и рудников»* (Рапорт... Ф. 1. Оп. 1. Д. 290. Л. 3–4).

В указе Елизаветы Петровны от 4 октября 1759 г. предписывалось поставить леса на учет: *«...учинить опись, пообмерять положка на карту»* (Рапорт... Ф. 1. Оп. 1. Д. 290. Л. 13). Леса близ заводов обмерялись, описывались, составлялись их карты. Затем они разбивались на дачи и лесосеки. После вырубки лесов повторная вырубка на этом месте производилась через 30 лет. Этот способ позволил через 30 лет после закрытия Колыванского завода, когда подросли леса, в 1790 г. вновь открыть завод на непродолжительное время (до 1799 г.).

Стремясь рационально использовать лесные ресурсы, администрация горного округа и заводов назначала рубить не только ближние к заводам леса, но и более отдаленные. Но и здесь были неверные решения. Так, начальник Колывано-Воскресенских заводов И.И. Эллерс распорядился использовать для Барнаульского сереброплавильного завода лес прилегающего к городу соснового ленточного бора (северо-западнее Барнаула). В результате оголились бывшие ранее живописными окрестности, усилилась ветровая эрозия и пески надпойменных террас р. Барнаулки стали развеваться и надвигаться на городские территории. Английский художник Т. Аткинсон, посетивший Барнаул в 1847 г., писал: *«...почва из чистого песка, который летом от ветра безобразит город»*.

В целом, несмотря на бережливое отношение администрации округа к лесным ресурсам, на усилия по восстановлению лесов, интенсивное использование их привело к тому, что многие местности стали безлесными (особенно в Рудном Алтае) и там усилились дефляция и эрозия почв. Снижение лесистости в какой-то мере нарушило процесс регулирования стока рек Алей, Барнаулки, Локтевки, Касмалы и др. На месте вырубленных сосновых лесов в борах поднималась поросль смешанного леса. Использование для плавки руд древесного угля, обуславливающее экологически неблагоприятную вырубку леса, могло бы быть заменено применением для этих целей каменного угля после открытия в 1851 г. Бачатских копей в Кузбассе. Но это требовало реконструкции заводов, вложения дополнительных средств. Администрация горного округа и металлургических заводов не пошла на это. На каменный уголь были переведены только близлежащие к угольным копям Гавриловский и Гурьевский заводы (Алтай. Историко-статистический..., 1890; Макеев, 1951).

Накапливающиеся отходы заводского производства, металлургические шлаки, под действием ветра развеивались, загрязняя атмосферу и почву. На Барнаульском заводе им нашли приемлемое применение: произвели планомерную отсыпку шлаком поймы р. Барнаулки (в основном, правого берега) в приустьевой части, подняв поверхность ее на 3–5 м. В результате на участках подсыпки пойма перестала затопляться в паводки и половодья.

Созданные при заводах пруды, являющиеся источником энергии падающей воды, повышали живописность местности, берега их служили местом отдыха. В то же время существование прудов служило причиной высокого уровня грунтовых вод на прилегающих застроенных территориях, пойм и первых надпойменных террас рек, обуславливая заболачивание участков пойм, затопление фундаментов и подвалов зданий, вызывая сырость в помещениях, ухудшая физико-механические свойства грунтов. Ярким примером в этом отношении является Заводской пруд в г. Барнауле, просуществовавший свыше 180 лет и по вышеуказанным причинам спущенный по решению Барнаульского горсовета от 27 апреля 1926 г.

Развитие горнозаводского производства не могло осуществляться без приписных крестьян и способствовало заселению территории и развитию в горном округе земледелия. В результате впервые в истории региона произошла распашка огромных площадей

целинных земель (к 1917 г. площадь пашни составила 2506 тыс. га). Это вызвало усиление процессов эрозии и дефляции почв, обусловив уменьшение толщины гумусового горизонта, снижение содержания гумуса в почвах и понижение их плодородия.

В целом негативные экологические последствия от горной и заводской деятельности в Алтайском округе оказались не столь велики, за исключением сведения лесов. За столетие, прошедшее после закрытия основных металлургических заводов, эти неблагоприятные последствия в определенной мере зарубцевались природой.

Горнодобывающая промышленность региона, захиревшая было в последние десятилетия существования Алтайского округа, постепенно начала возрождаться в 20–30-е гг. и достигла высокого уровня в 50–60-е гг. XX в.

Наибольшие успехи пришлось на угледобывающую отрасль промышленности. В Кузбассе (Кемеровская область) были разведаны огромные запасы каменных углей различных марок, исчисляемые триллионами тонн, поставившие его в один из крупнейших угольных бассейнов мира. По добыче угля Кузбасс уже в 40-х гг. вышел на первое место в СССР. Значительны запасы каменных углей Горловского угольного бассейна в Новосибирской области. Каменный и бурый угли выявлены в Алтайском крае. В Новосибирской области разведан ряд месторождений нефти и газа.

В Кемеровской области разведаны Таштагольское, Шерегешевское и другие месторождения железа, ставшие сырьевой базой одного из самых крупных в стране Кузнецкого металлургического комбината. В Алтайском крае разведаны Инское и Белорецкое месторождения железа, серьезный резерв сырьевой базы Западно-Сибирского металлургического завода.

В Рудном Алтае (Алтайский край) разведано 28 месторождений полиметаллических руд, часть из которых эксплуатируется поныне. В Кемеровской области и Хакасии разведан ряд мелких месторождений меди.

В Кемеровской области разведаны и разрабатываются нефелины (алюминиевое сырье) на Кие-Шалтырском руднике. В Алтайском крае разведаны запасы бокситов. В Хакасии, Кемеровской области и Алтайском крае выявлены и подвергнуты разработке мелкие вольфрамовые и молибденовые месторождения.

В Республике Алтай открыты и долгое время эксплуатировались месторождения ртути (Акташ, Чаган-Узун). В регионе продолжается разработка месторождений золота, солей.

Во всех административных единицах (Алтайский край, Кемеровская, Новосибирская области, Хакасия, Республика Алтай) разведаны и используются запасы разнообразных строительных материалов.

В XX в. после ликвидации Алтайского округа и до наших дней экологическое воздействие на природу неизмеримо возросло. Уместно говорить об антропогенном изменении окружающей природной среды.

Непосредственно с горнодобывающей деятельностью связано формирование нарушенного рельефа. В пределах территории бывшего горного округа наибольшие нарушения наблюдаются в районах интенсивной добычи полезных ископаемых: в Кузбассе и Рудном Алтае. Это огромные карьеры глубиной от нескольких десятков метров до 100 м, многокилометровые шахтные выработки, отвалы горных пород площадью в несколько квадратных километров и высотой в 10–30 м. Особенно нарушены ландшафты в Кемеровской области. Общая площадь нарушенных горнодобывающими работами земель в Кузбассе составляет 100 тыс. га, или 1% территории области. В местах интенсивной добычи угля в районах городов Киселевска, Прокопьевска, Белове, Междуреченска, Анжеро-Судженска горнонарушенные земли составляют порядка 15–20% территории. Общий объем отвалов вскрышных горных пород в Кузбассе – более 8 кв. км.

В Рудном Алтае рельеф наиболее нарушен в районах крупнейших месторождений полиметаллических руд: Зыряновского, Лениногорского (Риддерского), Змеиногорского, Золотушинского и некоторых других. Здесь также имеются глубокие карьеры (Зыряновское месторождение), штольни, глубокие шахтные выработки, протяженные и высокие отвалы горных пород.

С подземными разработками связаны прогибание и просадка земной поверхности, формирование трещин и горнотехнического карста: воронок, провалов, западин и т.п. Этим явлениям обязаны процессы деформации и аварийного разрушения возведенных в зоне воздействия антропогенно-горных явлений зданий и сооружений, а также инженерных коммуникаций. Особенно интенсивно проявилось это в Кузбассе, где имеется много деформированных сооружений в районах городов Киселевска, Прокопьевска и др.

В регионе имеется свыше 1000 карьеров стройматериалов. Так, только в Алтайском крае находится 300 карьеров, занимающих 1700 га земель. Разработка их ведется беспланоно, беспорядочно, горные работы развиваются по площади, а не в глубину. Рекультивация нарушенных горными работами земель проводится несвоевременно и с низким качеством.

Слабо используются возможности производства строительных материалов за счет отходов горного производства (отходов дробления, хвостов обогатительных фабрик, вскрышных пород) и промышленности (шлаки). Только в Алтайском крае на горных предприятиях складировано 19 млн куб. м отходов обогащения, 2 млн куб. м вмещающих и вскрышных пород, 1 млн кв. м отсева мелких фракций при дроблении. Под отходами заняты значительные площади земель. Ежегодный прирост отходов достигает 1 млн куб. м.

Формирование горно-нарушенного рельефа обязано нерациональной методике разработки угольных разрезов, шахт, карьеров стройматериалов и других горных выработок, не использующих блочный метод отработки полезных ископаемых и засыпки (закладки) выработанных пространств.

Проектами, как правило, предусматривается рекультивация земель по завершении отвала, т.е. через десятки лет после начала его формирования. За это время породы отвалов подвергаются развеванию ветром. В результате дефляции вокруг отвалов на местности образуется ореол осадков из материалов отвалов.

Воздействие поверхностных вод на отвалы обуславливает миграцию химических элементов и создает новообразованные геохимические аномалии, в том числе тяжелых металлов. Примером может служить хвостохранилище горно-обогатительного комбината в г. Горняк (Алтайский край), из которого выносятся в почву и верхние горизонты пород тяжелые металлы.

В биологическом этапе рекультивации предусматривается обычно посев трав. В дополнение к этому необходима посадка кустарников и деревьев для увеличения глубины корнеобитаемой толщи и надежного закрепления как склонов, так и столовой части отвалов.

Загрязнение атмосферы, связанное с заводским производством, приняло бедственный характер не только в крупных городах (Новокузнецк, Кемерово, Барнаул, Новосибирск, Прокопьевск, Киселевск, Рубцовск), но и в средних и малых промышленных центрах

(Яшкино, Заринск, Искитим, Новоалтайск). Так, по г. Барнаулу загрязнение воздушного бассейна превышает ПДК (в суммарном выражении) в 2–10 раз. Такова же степень загрязнения воздуха в Кемерово, Новокузнецке и многих других городах Западной Сибири. Основные источники загрязнения – предприятия энергетики (ТЭЦ, районные котельные), химической, нефтехимической, резинотехнической промышленности, машиностроения и стройиндустрии. Около трети вредных выбросов в атмосферу дает автотранспорт. Среди вредных веществ преобладают взвешенные вещества, сажа, оксид углерода, диоксиды серы и азота, соединения свинца. Выбросы вредных веществ очень значительны. Так, по Алтайскому краю они составляют от 14,6 до 20,7 кг/га в год.

Широкомасштабный характер приобрело загрязнение поверхностных и подземных вод. Речная сеть Верхней Оби и Иртыша, по существу, превращена в приемник загрязненных стоков. Основными загрязняющими веществами являются нефтепродукты, органические соединения, фенолы, фтор, тяжелые металлы, цианиды, соединения азота и фосфора, пестициды, ядохимикаты. Очищенность сточных вод явно недостаточна. Так, в 1994 г. в водоемы бассейна Верхней Оби было сброшено 3320,9 млн куб. м сточных вод, в том числе нормативно-чистых – 1706,0 млн куб. м (51%), нормативно-очищенных вод – 452,2 млн куб. м (14%), недостаточно очищенных – 1004,7 млн куб. м (30%), без очистки – 158 млн куб. м (5%).

В результате почти по всем рекам Обского бассейна наблюдается превышение предельно допустимых концентраций (ПДК) вредных веществ.

Так, даже в водах рек в пределах экологически чистой зоны, Алтай, на границе Республики Алтай и Алтайского края в р. Катунь среднегодовые содержания аммонийного азота в 1994 г. достигли 1,5 ПДК, нефтепродуктов – 9 ПДК, в р. Бие – соответственно 3 и 8 ПДК. На границе Алтайского края и Новосибирской области в р. Оби среднегодовые содержания нефтепродуктов составили 7,2 ПДК (максимальное значение 17 ПДК), фенолов 25 ПДК (максимум 46 ПДК). На границе Новосибирской и Томской областей в р. Оби среднегодовые содержания нефтепродуктов 8 ПДК, фенолов – 22 ПДК, меди – 4 ПДК. Содержание нефтепродуктов в р. Томи у г. Кемерово 11 ПДК, в р. Инге у г. Ленинск-Кузнецкий – 13 ПДК.

В реках в створах промышленных центров отмечены превышения ПДК особо токсичных вредных веществ. Так, в р. Оби ниже

г. Барнаула среднегодовое содержание ртути составило 15 ПДК (максимум 50 ПДК), в р. Томи ниже г. Томска – 10 ПДК (максимум 54 ПДК). Среднегодовое содержание анилина в р. Томи ниже г. Кемерово составило 20 ПДК при максимуме 360 ПДК. В р. Алей обнаружено большое количество пестицидов.

Высоко содержание в водах соединений азота. Так, в р. Томи у г. Новокузнецка содержание азота нитритного превышает ПДК в 2 раза, а азота аммонийного – в 2,6 раза; в р. Аба у г. Прокопьевска – соответственно в 6 и 2,5 раза; азота нитритного в р. Бие у г. Бийска – в 3 раза; в р. Оби у г. Новосибирска – в 2,3 раза; аммонийного азота в р. Алее у г. Рубцовска – в 2,9 раза.

В целом большинство рек бассейна Верхней Оби по степени загрязнения являются умеренно загрязненными (III класс) и загрязненными (IV класс). Но во многих реках вода является грязной (V класс) и очень грязной (VI класс). Это реки Томь, Бердь и др. Вода р. Оби выше г. Барнаула относится к III классу, а у г. Камня-на-Оби – к IV классу. Ряд рек характеризуется чрезвычайно грязными водами (VII класс). Это – реки Аба, Алей, Барнаулка (в низовьях) и др.

Высоко бактериальное загрязнение речных вод. В районах хозяйственных речных водозаборов городов Барнаула, Камня-на-Оби, Рубцовска коли-индекс составляет от 4 до 40 ПДК. Здесь ежегодно отмечаются возбудители инфекционных заболеваний.

Во многих городах отсутствуют очистные сооружения городской ливневой канализации (Барнаул, Бийск, Рубцовск и др.). В большинстве сельских населенных пунктов очистные сооружения отсутствуют или работают неэффективно, что наносит ущерб малым рекам.

Для многих водоемов отсутствуют проектно обоснованные водоохранные зоны и полосы.

В той или иной степени загрязнены и подземные воды, особенно грунтовые. Последние почти повсеместно загрязнены нитратами и другими вредными веществами.

В больших масштабах протекают негативные процессы химического загрязнения сельскохозяйственных земель в результате неправильного применения минеральных удобрений и пестицидов. Возросли процессы водной эрозии и ветровой дефляции почв, их засоления и подтопления. В результате большие площади плодородных земель выводятся из сельскохозяйственного оборота. Так, только в Алтайском крае за 10 лет (1987–1997 гг.) более 250 тыс. га по этим причинам выведены из селхозоборота. 33% пашни края

относится к эродированной и дефлированной. Остальная часть пашни является эрозионно опасной.

В Алтайском крае интенсивное освоение целинных и залежных земель в 1954–1960 гг. (посевные площади возросли от 3,7 млн га в 1940 г. до 7,6 млн га в 1960 г.) привело к резкому усилению ветровой дефляции. Участились пыльные бури, развеивающие верхнюю часть гумусового горизонта вспаханных земель. В западной части края число дней с пыльными бурями стало достигать 30–50 в году.

Недостаточное внесение органических удобрений при неполных севооборотах и выносе органики при процессах дефляции и эрозии почв приводят к снижению гумуса в почвах ежегодно порядка 0,03%, и соответственно, к снижению плодородия. Так, в черноземных почвах (являющихся эталоном плодородия) Алтайского края в целинных землях содержание гумуса 5–8%, а в пахотных землях – только 2–3%. В ряде районов края (Тальменский, Локтевский, Каменский, Рубцовский и др.) степень экологической опасности для человека и окружающей среды высока (рождаются желтые дети) из-за многолетнего использования в качестве пестицидов высокостойких хлорорганических препаратов: гексахлорана, производных хлорфенолукусной кислоты, гербицида 2,4-Д, ртуть-содержащего гранозана.

Регион богат лесами. Так, в Алтайском крае они занимают 4255 тыс. га, или 25,3% от всех земель. В результате нерациональной эксплуатации лесов уменьшились площади хвойных пород. На большинстве лесосек, пройденных сплошными рубками, происходит смена хвойных пород на лиственные, особенно в Приобских лесах, увеличение площадей, не покрытых лесом, ввиду отставания лесовосстановительных работ после порубок. Есть и противоположные примеры бережного, хозяйственного отношения к лесу: в Шипуновском районе Алтайского края Чупинский сосновый бор в 1986 г. имел площадь 98 га, а в 1998 г. увеличился до 3900 га. Большой урон лесам ежегодно наносят пожары. Так, только в 1997 г. в одном Алтайском крае пожарами уничтожено 144,5 тыс. га леса, погибло 7 млн 125 тыс. куб. м древесины. Ущерб составил 496 млрд руб.

В последнее десятилетие в связи с переходом бывших колхозных и совхозных лесов в собственность фермерских хозяйств и акционерных обществ сильно возросло число лесонарушений.

Вызывает тревогу состояние лекарственных, пищевых, декоративных растительных ресурсов. В регионе насчитывается свыше 300 редких и исчезающих растений: ковыль перистый, кандык сибирский, ревень алтайский, ирис тигровый и др.

В последние десятилетия резко уменьшилось число полезных растений в связи с повышенной потребностью в них, сбором растений без соблюдения необходимых правил и в недопустимо больших количествах. Стихийные заготовки лекарственных растений приводят к катастрофическому сокращению ареалов многих видов (маралий корень, марьин корень и др.), чреватому полным их исчезновением. Другая причина исчезновения видов растений – изменение среды обитания, происходящее под воздействием человека: вырубка леса, распашка земель, неумеренный выпас скота и др.

Постепенно в регионе происходит обеднение фауны. Основная причина – антропогенное изменение среды обитания (рубка леса, распашка земель, сенокосы, строительство дорог и др.), развитие охоты, а также влияние природных факторов, главным из которых являются ежегодные пожары, вызывающие гибель животных, их кормовой базы. В результате заметно снизилась численность лося, белки, сурка, выдры, кабарги, сибирского горного козла, косули, маралов и многих других животных.

В регионе сложная радиологическая обстановка. В период 1949–1963 гг. на Семипалатинском ядерном полигоне произведено 58 наземных и атмосферных атомных взрывов. Их продукты ветром заносились на территории Алтайского края и Республики Алтай. Для некоторых регионов Алтайского края суммарная эквивалентная доза радиоактивного заражения от локальных выпадений продуктов ядерных взрывов в 21 раз превысила дозу глобальных выпадений. Радиоактивное загрязнение почвы, в основном, определяется выпавшими из атмосферы при испытаниях атомного оружия на Семипалатинском полигоне долгоживущих изотопов стронция-90 и цезия-137. В настоящее время гамма-фон, концентрация долгоживущих изотопов в почвах, концентрация радиоактивных элементов в воде не превышают допустимого уровня.

Заметным источником загрязнения почвы являются минеральные удобрения, особенно фосфорные.

В городах Барнауле и Бийске в отдельных помещениях установлены повышенные содержания радона (поступающего из недр земли), превышающие ПДК в несколько раз.

Дозы облучения, полученные населением в период наземных и атмосферных испытаний ядерных устройств на Семипалатинском полигоне, оказали влияние на здоровье людей, выразившееся в со-

матических поражениях и генетических эффектах. Алтайский край и Республика Алтай имеют высокую заболеваемость злокачественными новообразованиями и смертностью от них. Растет и общая преждевременная смертность.

Ввиду все увеличивающегося воздействия человека на природу большое значение приобретают особо охраняемые природные территории, особенно заповедники. В регионе их количество недостаточно. Так, в Алтайском крае имеется 32 заказника (в которых хозяйственная деятельность ограничена, но полностью не запрещена), и лишь в конце 1999 г. образован Тигирекский государственный природный заповедник.

Подводя итоги, можно констатировать, что экологическое состояние территории бывшего Алтайского горного округа сложное, по многим компонентам природной среды (атмосферный воздух, почвы, поверхностные воды, животный мир) близкое к критическому, особенно в районах высокого хозяйственного развития и городских агломераций. В залесенных местностях, в горных и предгорных районах экологическое состояние природной среды удовлетворительное.

В поисках путей преодоления кризисной ситуации неизбежен этап всестороннего анализа трансформационных процессов в антропогенезированных геосистемах с использованием всех доступных эколого-географических методов, выявление парагенетических цепей и связей. Последние могут быть основой развития геосистем от «обратного», о чем принято писать во множестве программ (разного уровня) восстановления природной среды региона.

Литература

Алтай. Историко-статистический сборник по вопросам экономического и гражданского развития Алтайского горного округа / Под ред. П.А. Голубева. Томск, 1890.

Бородаев В.Б., Контев А.В. Как возникла Колывань // Колывань. История, культура и искусство сибирской провинции России. 1728–1998. Барнаул. 1998. С. 6–86.

Де-Геннин Г.В. Описание Уральских и Сибирских заводов. 1735. М., 1937. С. 623–629.

Кирюшин Ю.Ф., Булыгин Ю.С. и др. Очерки истории Алтайского края. Барнаул, 1987.

Макеев Т. К истории развития промышленности на Алтае. Барнаул, 1951.

Миллер Г.Ф. Описание Кузнецкого уезда Тобольской провинции в Сибири в нынешнем его состоянии, в сентябре 1734 г. // Сибирь XV в. в путевых описаниях Г.Ф. Миллера. Новосибирск, 1996. С. 19, 26–27.

Состояние природной среды Алтайского края. Барнаул, 1998.

Указ 1 мая 1747 г. за собственноручным подписанием Елизаветы Петровны бригадиру Безру. Ф. 1, Оп. 1. Ед. хр. 1. С. 64–71.

Ландкарта Сибирской губернии от Тобольской провинции города Кузнецка з дистриктом к новозаведенному Воскресенскому заводу. Фр. 1736. Оп. 1. Д. 39.

Ландкарта Томского и Кузнецкого уездов Оби реки и впадающим речкам и около оных жилья от Бийского острога до устья р. Томи и по Томи вверх до Кузнецка и выше и ведомства Колывановоскресенскому заводу деревням. Фр. 1736. Оп. 1. Д. 17.

«Подробная карта Колывано-Воскресенской горной округи», составленная из новейших частных карт Барнаульской горной архивы по масштабу общей подробной карты России под руководством, состоящего при Депо-карт, надворного советника Л. Паненера. 1816. Фр. 50. Оп. 12. Д. 280.

Указ Александра I от 22 июля 1822 г. Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 1.

Описание округи Колывановоскресенского Горного Начальства. 1823. Фр. 50. Оп. 12. Д. 267.

Из Кабинета Е.И.В. 8 февраля 1830 г. №906. Горному правлению Колывановоскресенских заводов. 2. Исследование в геогностическом и топографическом отношении Колывановоскресенской горной области рудоискательными партиями. Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 1.

Учреждение об управлении Колывановоскресенских Горных заводов. 1828. Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 1.

«Указ Правительствующему Сенату» Николая I от 14 апреля 1830 г. Ф. 1. Оп. 3. Ед. хр. 39.

Правила передачи заводов из Кабинета в Министерство финансов. Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 3.

Проект переименования Томской губернии в Колывановоскресенскую горную область. 7 февраля 1833 г. Ф. 20. Оп. 1. Ед. хр. 15.

Письмо Департамента Горных и соляных дел от 22 июня 1834 г. о высочайшем отказе в переименовании Томской губернии в Колывановоскресенскую горную область. Ф. 2. Оп. 1. Ед. хр. 15.

Из Кабинета Е.И.В. в Канцелярию Колывановоскресенского Горного Начальства. 21 августа 1759 г. Ф. 1. Оп. 1. Д. 290. Л. 3–4.

Рапорт Колывановоскресенской заводской конторы о выполнении указов об описании и постановки на учет лесов вблизи рудников и завода от 13 ноября 1759 г. Ф. 1. Оп. 1. Д. 290. Л. 13.

О.В. Отто

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ПРИМЕНЕНИЕ РЫНОЧНОГО ПОДХОДА ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЦЕННОСТИ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

Господствующая в марксистской политэкономии трудовая теория стоимости, согласно которой мерилом стоимости является количество овеществленного в товаре труда, создавала значительные трудности для экономической оценки природных благ. В результате чего природные ресурсы имели либо явно заниженную, либо вовсе нулевую оценку. Использование в экономике естественных ресурсов по минимальным ценам, а иногда и бесплатно явилось одной из причин нерационального природопользования, гигантской расточительности, сложившейся в СССР и унаследованной Россией. Неадекватная оценка естественных ресурсов неизбежно приводит к занижению экологического ущерба, наносимого окружающей среде, сдерживает внедрение ресурсосберегающих технологий, без чего невозможно движение России по пути к устойчивому (сбалансированному) развитию.

Определение более адекватной цены природных ресурсов является важнейшим направлением в совершенствовании взаимоотношений между природой и обществом. Высокие цены за использование ресурсов природы способны стать эффективными рычагами в рыночном механизме, повысить «конкурентоспособность» «зеленых», экологосбалансированных программ и проектов по сравнению с технократическими. К сожалению, ни централизованно планируемая, ни рыночная экономика пока не смогли оценить реальное значение чистой окружающей среды и природных благ. Существующие подходы позволяют лишь в самом первом приближении оценить экономическую ценность природы, но даже эти оценки способны оказать значительное влияние на принятие решений в области природопользования.

Известно немало попыток стоимостной оценки тех или иных видов ресурсов (Минц, 1972; Гофман, 1977; Силаев и Шимов, 1977; Мкртчян, Суеписин, Клисторин, 1979; Игнатенко, Руденко, 1986 и др.). Среди имеющихся подходов можно выделить три основных: рыночный, рентный и затратный. Трудовая теория стоимости, принятая на вооружение советской экономикой, способствовала развитию только третьего направления. В последние же годы в России стали более широко использовать именно рыночные оценки. Важным преимуществом рынка является возможность обеспечить наилучшее использование различных ресурсов благодаря ценовым сигналам об их дефицитности. Рыночная оценка угля, руд, других полезных ископаемых и ее изменения позволяют регулировать эффективность их использования (Бобылев, Ходжаев, 1997). Наиболее успешно рыночный метод применяется при оценке минеральных ресурсов.

Перечисленные три подхода во многом пересекаются. Например, рыночные цены на минеральное сырье определяются не только их «природной» ценностью, зависящей главным образом от распространенности элементов в земной коре и необходимости хозяйства, но и затратами на освоение месторождения.

Отечественными исследователями И.А. Нежинским и И.Г. Павловой (1995) была предложена методика оценки стоимости недр, в основу которой положены цены, складывающиеся на мировых рынках минерального сырья. Мировые цены – универсальный показатель потребительской стоимости на определенный момент времени, который учитывает весь комплекс экономических и социальных составляющих в технологической цепи «прогнозные ресурсы–запасы–транспортировка–обогащение–транспортировка–конечный продукт». При этом товарная стоимость запасов и прогнозных ресурсов определяется путем уменьшения валовой стоимости на ту долю, на которую запасы (прогнозные ресурсы) «не доведены» до конечного продукта. Эта доля характеризует величину необходимых инвестиций в освоение недр для получения конечного продукта и прибыли, равной товарной стоимости недр в настоящее время.

Общая стоимость недр той или иной территории определяется как комплексный показатель для всех видов минерального сырья и всех групп месторождений (Нежинский, Павлова, 1995):

$$C_{\tau} = \sum_{n=1} \sum_{m=1} C_{ij} \cdot M_{ij} \cdot K_{сов ij},$$

где C_{τ} – общая товарная стоимость недр территории;

n – количество видов минерального сырья, известного в пределах данной территории;

m – число групп месторождений для каждого вида сырья;

C – средняя мировая цена;

M – масса прогнозных ресурсов и/или запасов соответствующего минерального сырья;

$K_{сов}$ – совокупный коэффициент приведения стоимости конечного продукта к стоимости прогнозных ресурсов или запасов.

Нами были уточнены расчеты стоимости полезных ископаемых недр переходной зоны горных сооружений Алтая и Салаира (Отто, 2000) и дополнительно оценены запасы и прогнозные ресурсы каменного и бурого углей, а также редких металлов (вольфрама, молибдена и бериллия).

Своеобразие геологического строения, геоморфологических процессов обусловили высокую степень насыщенности этой территории месторождениями рудных и нерудных полезных ископаемых. Палеогеографические условия отдельных крупных структур переходной зоны были благоприятны для угленакопления (Лузгин, Барышников, 2000). На юго-западе выявлена угленосная Успенско-Раздольненская площадь, с предварительно оцененными запасами категории C_2 – 45 млн т и прогнозными ресурсами – 80–90 млн т. На юго-востоке края разведано и эксплуатируется Мунайское месторождение бурого угля, запасы которого составляют 32 млн т, а прогнозные ресурсы – не менее 1 млрд т (Березиков, Гусев, 2000). Стоимостная оценка каменного угля составила более 124, а бурого – около 419 млн долл. США.

Месторождения редких металлов, образующие два рудных района: Кольванский и Талицко-Белокурихинский, по запасам незначительны. В прошлом часть месторождений разрабатывалась. Промышленный интерес в настоящее время могут представлять месторождения, расположенные недалеко от г. Змеиногорска. Товарная стоимость триоксида вольфрама Плитнинского месторождения, запасы которого оцениваются в 3432 т, ресурсы – в 7,8 тыс. т. (Березиков, Гусев, 2000), превышает 40 млн долл. США. В целом стоимость запасов и прогнозных ресурсов этого металла составила около 110 млн долл. США. Но эти руды содержат и другие полезные компоненты, имеющие очень высокие мировые цены. Например, стоимость одной тонны бериллия – 50 тыс., а молибдена – 9,2 тыс. долл. США (Информационная теория стоимости..., 1999).

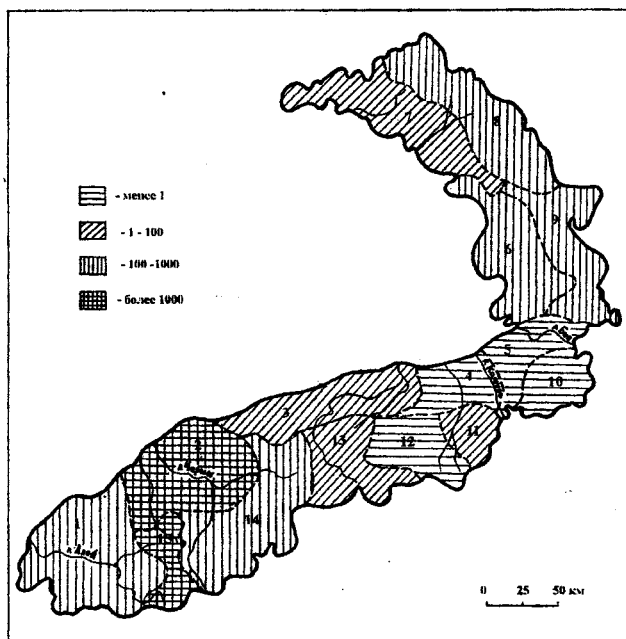
Общая стоимость недр переходной зоны горных сооружений Алтая и Салаира формируется в основном месторождениями цветных и черных металлов. Товарная стоимость некоторых месторождений данной территории, среди которых особенно выделяется Харловское месторождение, оценка которого по трем компонентам – ванадию, титану и железу, составила более 18 млрд долл. США, приведена в таблице.

Товарная стоимость наиболее крупных месторождений переходной зоны горных сооружений Алтая и Салаира

Месторождения	Оцениваемые компоненты	Стоимость, млн долл. США
Руды черных металлов		
Харловское	Ванадий, титан, железо	18199
Белорецкое	Железо	1111
Инское	Железо	884
Успенская группа	Хром	93
Сунгайское	марганец, кобальт	495
Руды цветных и редких металлов		
Корбалихинское	цинк, свинец, медь, золото, серебро, кадмий, селен	312
Рубцовское	цинк, свинец, медь, золото, серебро, кадмий, селен	198,6
Белининское	никель, кобальт	762
Бердско-Майское	Алюминий	1595
Белорецкое	вольфрам, бериллий, молибден	406,5
Кремлевское	Вольфрам, бериллий	311
Плитнинское	Вольфрам, бериллий	118,8
Нерудные полезные ископаемые		
Айское	Магнезит	400
Белининское	Магнезит	186
Березовское	Огнеупорные глины	165,5
Топливные ресурсы		
Успенско-Раздольненская площадь	Каменный уголь	124
Мунайское	Бурый уголь	419

Наряду с общей стоимостью недр большой интерес представляет такой показатель, как плотность, т.е. товарная стоимость недр, приходящая на единицу площади данной территории, отражающую степень насыщенности района минеральными ресурсами. На исследуемой территории было выделено 16 природно-ресурсных рай-

онов (Барышникова, Отто, 2000), которые были объединены в четыре группы (рис.).



Плотность потенциала минеральных ресурсов переходной зоны Алтая и Саяна (в пределах Алтайского края, тыс. дол. США / км²).

Природно-ресурсные районы: 1 – Верхнеалейский;
 2 – Среднечарышский; 3 – Нижнеануйский; 4 – Нижнекатунский;
 5 – Нижнебийский; 6 – Урунско-Ненинский; 7 – Аламбайский;
 8 – Северо-Салаирский; 9 – Южно-Салаирский; 10 – Ишинский;
 11 – Сарасинский; 12 – Белокурихинский; 13 – Солонешенский;
 14 – Чарышский; 15 – Змеиногорский

В первую группу с наиболее высокими показателями плотности минеральных ресурсов вошли Среднечарышский и Змеиногорский районы, на территории которых сочетаются месторождения черных и цветных металлов. Удельная ценность недр первого района формируется стоимостью Харловского месторождения ильменит-титаномагнетитовых руд. Здесь же расположены Новофирсовское и Мурзинское поля рудного золота. Территориальное сочета-

ние этих ресурсов дополняется месторождениями тугоплавких глин. В Змеиногорском районе значительная плотность минеральных ресурсов связана с одноименным узлом полиметаллических руд и месторождениями редких металлов. Имеются в районе и запасы строительного камня.

Вторую группу образуют районы с плотностью минеральных ресурсов от 100 тыс. до 1 млн долл. США/км²: Северо-Салаирский, Урунско-Ненинский, Южно-Салаирский, Верхнеалейский и Чарышский. Северо-Салаирский район выделяется сочетанием бокситов, марганцевых и хромовых руд и золотороссыпных узлов. На территории Урунско-Ненинского района сосредоточены не встречающиеся больше нигде в Алтайском крае месторождения никель-кобальтовых руд и асбеста, а также магнезита. Южно-Салаирский район – единственный из этой группы, где не выявлены крупные месторождения рудных полезных ископаемых. Стоимость его недр формируется ресурсами и запасами бурого угля и тугоплавких глин. Верхнеалейский район отличается наиболее разнообразными минеральными ресурсами. Здесь сосредоточены Золотушинский и Рубцовский узлы полиметаллических руд, месторождения каменного угля и цементного сырья. Высокая стоимость месторождений железных руд и Башелакского золоторудного поля определяет ценность недр Чарышского природно-ресурсного района.

Удельные показатели стоимости недр Сарасинского, Солонешенского, Нижнеануйского и Аламбайского районов составляют 1–100 тыс. долл. США/км². Основными ресурсами этих территорий являются нерудные полезные ископаемые. Лишь Солонешенский район отличается наличием месторождений рудного и россыпного золота, а Сарасинский – сочетанием магнезита, плавикового шпата, ртути и россыпного золота.

Наиболее низкую оценку, менее 1 тыс. долл./км², имеют недра Нижнебийского, Нижнекатунского, Ишинского районов, где пока не выявлено крупных месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, применение рыночных методов позволяет получить более адекватную оценку ценности природных ресурсов. Распространение их на другие виды ресурсов, вовлекаемых в производство в качестве сырья, позволит оценить природно-ресурсный потенциал той или иной территории. Подобные расчеты необходимо учитывать при планировании освоения тех или иных природных ресурсов, в проведении инвестиционной политики.

Литература

Барышникова О.Н., Отто О.В. Роль природной составляющей в оценке природно-ресурсного потенциала территории // Экономика природопользования Алтайского региона: история, современность, перспективы: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 186–193.

Березиков Ю.К., Гусев И.Н. Минерально-сырьевая база Алтайского края и перспективы ее развития // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 243–248.

Бобылев С.Н., Ходжаев А.Ш. Экономика природопользования. М., 1997.

Гофман К.Г. Экономическая оценка природных ресурсов в условиях социалистической экономики // Вопросы теории и метод. М., 1977.

Игнатенко Н.Г., Руденко В.П. Природно-ресурсный потенциал территории. Географический анализ и синтез. Львов, 1986.

Информационная теория стоимости и системные экономические оценки природных ресурсов. Новосибирск, 1999. С. 111.

Лузгин Б.Н., Барышников Г.Я. Особенности геологического строения и полезные ископаемые переходной зоны Алтая и Салаира // Проблемы природопользования на юге Западной Сибири. Барнаул, 2000. С. 128–139.

Милиц А.А. Экономическая оценка естественных ресурсов: Научно-методические проблемы учета географических различий в эффективности использования. М., 1972.

Мкртчян Г.М., Суеписин С.А., Клисторин В.И. Оценка ресурсов в моделях природопользования. М., 1979.

Нежинский И.А., Павлова И.Г. Методические основы оценки стоимости российских недр // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1995. №1. С. 13–18.

Отто О.В. Оценка стоимости полезных ископаемых недр переходной зоны горных сооружений Алтая и Салаира // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 270–277.

Силаев Е.Д., Шимов В.Н. Экономическая оценка природно-ресурсного потенциала региона // Известия АН СССР. Сер. экон. 1977. №2. С. 18–26.

В.В. Цербина

*Горно-Алтайский государственный университет,
г. Горно-Алтайск*

ПРИРОДНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И РЕСУРСЫ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН АЛТАЯ

На протяжении более чем двухсот лет при выборе объектов для геоморфологических исследований преобладали региональные принципы и подходы. Как правило, в качестве объектов для изучения выбирались либо горная страна в целом, либо отдельные ее составляющие или рельеф равнинных территорий. Поэтому к настоящему времени наиболее хорошо изученными оказались процессы рельефообразования в горах и рельефообразования на равнинах, в то время как зоны сочленения крупных морфоструктур оставались вне поля зрения ученых (Барышников, 1992).

Начиная с 70-х гг. XX в. этому вопросу стали уделять должное внимание. В отечественной литературе появляются первые публикации об особенностях формирования рельефа, расположенного перед крупными горными сооружениями. Первая публикация на эту тему принадлежит известному иркутскому геологу-четвертичнику А.Г. Золотареву (1976). По принципу фиксации резонансной сейсмостектоники на значительных равнинных пространствах перед складчатыми образованиями гор он выделял «периорогены», в частности у гор Южной Сибири. В периорогены попадали значительные территории предгорных низменностей или равнин, что в морфоструктурном отношении не соответствовало необходимым критериям.

Изучением таких участков суши занимался и ряд других исследователей (Шмидт, 1979; Короткий, 1985; Раковец, 1986; Золотарев, 1989). Но, как правило, эти разработки могли быть применены лишь к конкретным горным территориям. К тому времени отсутствовала универсальная схема или модель развития рельефа переходных зон горных сооружений.

В начале 90-х гг. вышла в свет монография Г.Я. Барышникова (1992), в которой показан механизм становления и развития рельефа переходных зон, уточняются их границы, определены ширина и протяженность границ.

Разработанные принципы выделения переходных зон, на наш взгляд, оказались универсальными, и потому могут быть применены и для объектов меньшего геоморфологического ранга, в частности для межгорных и внутригорных котловин. По аналогии с переходными зонами горных сооружений, на территории которых был ранее выявлен ряд месторождений полезных ископаемых, в пределах переходных зон межгорных котловин также можно ожидать их обнаружения.

Наиболее крупными котловинами Горного Алтая являются Чуйская и Курайская, поэтому перед нами ставилась задача по изучению именно этих участков рельефа по следующим направлениям: определению внутренних и внешних границ переходных зон; установлению и определению основных факторов формирования рельефа; оценке природно-ресурсного потенциала и рациональному использованию. В настоящей статье именно последнему уделено наибольшее внимание.

Межгорные котловины являются специфическими образованиями горных стран. Занимая порой значительные площади, они представляют собой относительно ровные поверхности и на глубину (иногда сотен метров) сложены рыхлыми кайнозойскими образованиями, что указывает на длительность их существования. Если общее превышение днища котловин составляет свыше 1500 м абсолютной высоты, то рельеф усложняется термокарстовыми образованиями, либо буграми пучения. Часто котловины дренируются водотоками, а в прошлом заполнялись льдами спускавшихся с хребтов ледников.

Образование котловин связывается с общим ходом развития горного рельефа и на первых этапах своего становления во многом зависело от тектонических факторов. Но распределение тектонических сил по территории будущего горного сооружения было крайне неравномерным, что и привело к более или менее стабильному поднятию отдельных участков земной коры, в дальнейшем представляющих собой котловины, и резкому перемещению блоков этой коры, впоследствии занятых горными хребтами. Такая избирательность тектонических усилий не могла абсолютно повсеместно приводить к контрастности рельефа. В пользу этого свидетельствует очень часто наблюдаемые постепенные переходы рельефа основных окружающих котловины горных хребтов через их отроги к днищу. Это обстоятельство

позволяет нам сравнивать такие участки с переходными зонами горных систем, выделенных ранее (Барышников, 1992) для Горного Алтая и затем подтвержденных по всем горным сооружениям мира.

Предположение географической обособленности переходных зон в межгорных котловинах, расположенных в юго-восточной части Горного Алтая, появилось совсем недавно (Барышников, Полякова, 1998). Одним из признаков такого выделения явилось наличие морфоструктур купольного типа. В пределах указанных территорий были выделены Барбургазинская-1, Барбургазинская-2, Юстыдская и Северо-Чуйская морфоструктуры.

Первые три из них связаны с выходами интрузивных тел порфировидных гранитов единого юстыдного комплекса нижнекаменноугольного (?) возраста. Каждой из них соответствует гранитный массив: Барбургазинский, Тоштуозекский, Тургенигольский. Это район с типичным проявлением мезозойской тектонической активизации. У них выделяются внутренняя – амфибол-роговиковая и внешняя – биотит-роговиковая фация метаморфизма. Их контактовой зоне нередко отвечают согласные мелкие тела метасаотитов «скарноидов» слюдисто-амфиболового состава (Лузгин, 1997). Северо-Чуйская морфоструктура сложена раннекембрийскими диоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами.

Своеобразный рисунок гидросети подчеркивает специфичность конфигурации морфоструктур. Они имеют центробежный план речной сети. Первые три морфоструктуры вытянуты с севера на юг вблизи границы Республики Алтай с Республикой Тува и Монголией. Наличие купольных морфоструктур является одним из критериев выделения переходных зон.

Для наиболее полного объяснения особенностей развития рельефа переходных зон межгорных котловин должны быть использованы основные принципы, базирующиеся на системном подходе. Согласно этому подходу (Барышников, 1992), данная зона есть сложный динамический объект-система, где можно встретить значительное разнообразие форм рельефа.

В морфоструктурном отношении переходная зона относится к морфоструктурам особого типа – переходным. Предлагается рассматривать морфоструктуры как объемные трехмерные образования – тектонические структуры с конформным их рельефом, характеризующиеся тремя признаками: рельефом, тектонической струк-

турой и вещественным составом (Худяков, 1977). Переходная морфоструктура, как было доказано (Барышников, 1992), отвечает всем трем признакам и имеет свои характерные только для нее признаки (наличие купольных и кольцевых морфоструктур второго порядка, наличие коры химического выветривания, ландшафтное разнообразие, повышенное содержание биомассы).

В тектоническом отношении эти участки рассматриваются как поверхности, расположенные между активно развивающимися горными сооружениями и испытывающими погружение впадинами, с минимальным проявлением неотектонических движений, как положительного, так и отрицательного знаков, с характерным для данной зоны недостаточно расчлененным рельефом. Во внимание берется компенсация разнонаправленных движений земной коры, которые приходится на зону сочленения блоков этой коры и занимают пространство по площади (Барышников, Лузгин, 1999).

Это легко проследить при рассмотрении выровненных поверхностей, среди которых Б.М. Богачкин (1981) выделяет следующие типы.

Эрозионно-денудационный пологосклонный слаборасчлененный тип рельефа с глубиной расчленения до 200–300 м. Этот тип рельефа занимает обрамления Чуйской и Курайской впадин (территория переходной зоны), а также водораздельные участки в ряде мест низкогорной зоны, в осевых частях Катунского, Северо-Чуйского, Курайского и Сайлюгемского хребтов.

Морфологический облик рассматриваемого типа рельефа во всех районах его распространения примерно одинаков. Это уплощенные, мягкие очертания, очень полого (под углом наклона не более 10–12°) переходящие в широкие и плоские долинообразные понижения. Относительная глубина расчленения не превышает 200–300 м. Изменения высот происходят постепенно. В юго-восточной части Горного Алтая на данный тип рельефа накладывается морозно-солифлюкционные и нивальные процессы, что обусловило образование нагорных террас, полигональных почв и т.п. Все эти формы не изменяют главной черты – равнинности.

Эрозионно-денудационный пологоувалистый слаборасчлененный тип рельефа с глубинами расчленения до 400–500 м распространен в основном в пределах водораздельных пространств низких и средневысотных хребтов, а также в западной части Курайской котловины. Для этого типа рельефа характерно чередование

увалов мягких очертаний и округлых вершин, разделенных плоскими и широкими долинами. Склоны последних пологие (не более 20°), без резких перегибов.

Большинство исследователей по-разному трактуют возраст выровненного рельефа Алтая. Но все сходятся в одном – это останцы единой поверхности выравнивания, сформировавшейся до начала эпохи новейшей тектонической активизации. Они располагаются на различной высоте вследствие дифференцированных деформаций исходной поверхности. Для Алтая, как и для Западной Тувы, выделена только одна исходная поверхность выравнивания (Рейснер, 1965, 1971).

Другая группа авторов рассматривает различное гипсометрическое положение участков выровненного рельефа как свидетельство существования на Алтае нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания.

Третья точка зрения основана на значительной величине денудационного среза в горных областях. По мнению сторонников этой точки зрения, чем выше расположены выровненные поверхности, тем они моложе, так как испытали более глубокую переработку под воздействием денудационных процессов и, по сути, являются новообразованными. Для Юго-Восточного Алтая они имеют следующие характеристики. Плоский и пологоувалистый рельеф приурочен к водоразделам хребтов в интервале высот 2500–3500 м, осложнен микрорельефом. Местами поверхности выравнивания заняты многолетними снежниками и ледниками плоских вершин. Как известно, денудационные процессы наиболее интенсивны в условиях гольцового высокогорья, особенно с момента становления криолитозоны в среднем плейстоцене и до наших дней. Поэтому вряд ли есть возможность сохранения здесь докайнозойской поверхности выравнивания, тем более что в среднегорье она не наблюдается и уничтожена денудацией. Следует считать выровненные участки высокогорий новообразованными денудационно-криогенными поверхностями, начавшими формироваться здесь с неогена (Гусев, 1991).

Основываясь на анализе масштаба денудационного среза для района Чуйской впадины, с поверхности Южно-Чуйского и Курайского высокогорных хребтов, обрамляющих Курайскую котловину, в течение кайнозоя была срезана толща мощностью около 1 км. А у подножия этих хребтов, т.е. в переходной зоне (по окраинам впадины), денудационный срез в этот промежуток време-

ни составил всего несколько десятков метров – столько же, сколько и в низкогорной области (Растворова, 1983), в переходной зоне Алтая.

Фрагменты верхнемеловой коры выветривания, фиксирующие древнюю поверхность выравнивания, по мнению В.А. Растворовой (1983), развиты только в относительно стабильных зонах сводово-глыбовых поднятий Алтая, т.е. в пределах предгорной ступени и по периферии межгорных котловин. Относительно последних, как показали дальнейшие исследования, это было ошибочным выводом.

Согласно предложенной Г.Я. Барышниковым (1992) модели формирования поверхностей выравнивания и развития связанных с ними кор выветривания, в предгорной зоне опусканий (предгорные низменные пространства) происходит аккумуляция сносимого с гор материала и кора выветривания мел-эоценового возраста навсегда захороняется под толщей осадков. Позднее в зоне поднятий, где широко проявляются процессы денудации, почти полностью уничтожается сформированная в олигоцен-миоценовое время кора выветривания, которая фрагментарно сохраняется лишь в долгоживущих межгорных понижениях типа Чуйской и Курайской котловин (Барышников, 1989), большей частью по периферии этих котловин, т.е. в переходной зоне, что подтверждается многими исследователями и данными бурения скважин.

Е.Н. Шукиной (1960) и Е.В. Девяткиным (1965) в пределах обрамления Чуйской и Курайской котловин выделялись коры с продуктами химического выветривания, но возраст их считался мел-палеогеновым. С помощью буровых работ в Курайской котловине в основании рыхлых отложений удалось установить переотложенные продукты процессов химического преобразования горных пород, по возрасту относимые к олигоцен-миоцену (Русанов, Барышников, 1994).

Высказанное предположение о том, что переотложенные продукты коры химического выветривания относятся к этому времени, впоследствии было подтверждено открытием В.С. Зыкина (1999). Им во время полевых исследований в 1995 г. в Чуйской впадине Горного Алтая были обнаружены палеонтологически охарактеризованные осадки морского терригенного верхнего мела со спорами и пылью наземных растений, цистами динофлагеллат, акритар-

хий, остатками фораминифер, микрофораминифер, радиолярий, остракод, гастропод и стеррастрами губок.

Присутствие среди органических остатков диноцист, фораминифер и радиолярий отражает морские условия с нормальной соленостью. А это значит, что в верхнем мел-эоцене не могло быть процессов корообразования. А то, что наблюдали Г.Г. Русанов и Г.Я. Барышников (1994) по скважинам в Курайской котловине, где осадки карачумской свиты принимались ими за продукты переотложения более молодой, чем верхний мел-эоценовой коры выветривания, полностью подтверждено находками В.С. Зыкина.

Таким образом, переходные зоны, как геолого-геоморфологические образования со всеми специфическими их характеристиками, могут быть рассмотрены в качестве самостоятельных объектов для оценки их природно-ресурсного потенциала.

Для получения объективных данных по рациональному использованию природных ресурсов и выбору правильного направления экономического развития региона необходима оценка этого потенциала, а на его основе выбор оптимального варианта природопользования.

Экономико-географическая оценка природных ресурсов включает оценку их величины, потребностей в них и возможностей их освоения.

Под природно-ресурсным потенциалом (вслед за Н.Ф. Реймерсом) мы понимаем теоретически определенное количество природных ресурсов, которое может быть использовано человеком без нарушения экологического равновесия природной системы.

В общий природно-ресурсный потенциал мы включаем лесистость, покрытость лугами, густоту речной сети, озерность, болотность, рельеф, физико-географическое положение, минеральные ресурсы, агроклиматические ресурсы, почвы. В данной статье мы рассматриваем лишь минеральные и растительные ресурсы переходной зоны Чуйской и Курайской котловин. Как отмечал Г.Я. Барышников (1992), такие территории являются наиболее продуктивными по суммированному показателю природных ресурсов.

По аналогии с переходными зонами горных сооружений, переходные пространства межгорных котловин также могут в своих пределах содержать ряд месторождений полезных ископаемых. Свидетельства этому приводятся в работе Б.Н. Лузгина и Г.Я. Барышникова (2000), в которой авторы указывают на важнейшие

особенности размещения полезных ископаемых в пределах переходной зоны Алтая. Ими было обращено внимание на то, что переходные зоны как буферные сопряжения резко различных по мобильности геологических структур, являлись объектами повышенной тектонической переработки и высокой проницаемости горных пород. В связи с этим она (зона) обладает повышенной насыщенностью месторождениями полезных ископаемых. Палеогеографические условия, существовавшие в отдельные геологические эпохи, были благоприятными для существенного угленакопления.

Анализ данных, полученных при геологическом изучении территории переходных зон Чуйской и Курайской котловин, показал, что изученный геологами ряд рудных месторождений полезных ископаемых связан с выходами на дневную поверхность интрузивных тел различного петрографического состава, составляющих основу купольных морфоструктур.

Большинство месторождений приурочено к Юстыдскому редкометалльно-серебрурудному району, который расположен на крайнем юго-востоке Алтая, охватывает сопредельные территории Республики Алтай, юго-запад Республики Тува и северо-запад Монголии. Район характеризуется вольфрам-кобальтовой и благороднометалльной металлогенией. Крупнейшими представителями этих типов оруднения являются месторождения Каракуль и Асхатин, наиболее подготовленные для промышленного освоения.

Каракульское месторождение расположено в западном экзоконтакте Барбургазинского гранитного массива (Бедарев, 1998). Вмещающие породы представлены ороговикованными алевропесчаниками. Протяженность рудолокализирующих структур превышает 3,5 км, глубина распространения оруднения достигает 500 м. Протяженность рудных тел – 700 м, мощность – от 2,2–4,9 до 23 м. Рудная минерализация представлена пирит-пирротин-халькопиритовыми рудами с вкраплениями кобальта, висмута, самородного висмута, шеелита, арсенопирита. Среднее содержание полезных компонентов в рудах составляет: кобальта 0,3%, висмута 0,13%, меди 0,5%, триоксида вольфрама 0,06%. Запасы Каракульского месторождения: кобальта – 72 тыс. т, висмута – 34,5 тыс. т, меди – 106,6 тыс. т, триоксида вольфрама – 13 тыс. т.

Месторождение Асхатин локализовано на северо-восточном фланге Озерно-Асхатинского рудного поля, в пределах которого в

полосе шириной 2-4 км выявлено 8 рудолокализирующих тектонических зон протяженностью до 11 км, образующих структуру «конского хвоста». Месторождение открыто Н.П. Бедаревым и изучено геологами Курайской и Ховдинской ГРЭ. Протяженность рудных тел 800 м, мощность 16 м, продуктивность рудных тел с глубиной не уменьшается. Главным полезным компонентом руд является серебро, среднее содержание которого составляет 350 г/т, в качестве попутных компонентов присутствуют: висмут – 0,055%, медь – 0,91%, сурьма – 0,48%. Всего на месторождении установлено более 50 минералов. Запасы серебра 7,1 тыс. т, висмута – 13,6 тыс. т, сурьмы – 92 тыс. т, меди – 163 тыс. т.

Прогнозные ресурсы серебра в российской части Озерно-Асхатинского рудного поля оцениваются в 13,8 тыс. т, однако потенциал Юстыдского рудного района этим не ограничивается. В Дюкско-Янтаусской зоне прогнозируется 6,2 тыс. т серебра и в Коксаирской – 2,5 тыс. т (Бедарев, 1998).

Однако экономическая целесообразность их эксплуатации остается недостаточно выясненной из-за некрупных масштабов оруднения, неразработанности технологии извлечения ряда сопутствующих серебру малых ценных компонентов.

Среди полиметаллических месторождений выделяется Кызыл-Чинское месторождение свинца и цинка, содержащее линзообразные рудные тела протяженностью 100–270 м при средней мощности 0,8–5,4 м. Это кварциты с вкраплениями сфалерита, галенита и флюорита. Основная проблема – значительная удаленность от металлургических производств соответствующего профиля. К тому же концентраты этих металлов имеют невысокую стоимость (цинк – 187,5 у.е./т, свинец – 195 у.е./т).

Крупнейшее Чаганузунское ртутное месторождение находится в горах левобережья р. Чуя. Месторождение расположено в региональной глубинной Курайской зоне крутопадающих здесь разломов. Рудные тела представлены протяженными на глубину минерализованными пластинами, линзами, участками брекчирования. Главные рудные минералы – киноварь и пирит.

Разнообразна группа неметаллических полезных ископаемых. Нами использованы мировые цены на плавленый шпат (флюорит), глины. По стоимости наибольшее значение имеют ресурсы флюорита.

Арыджанско-кызылчинская флюорит-полиметаллическая зона приурочена к водоразделу рек Чуя-Кызылчин (отроги Северо-Чуйского хребта). Абсолютные отметки поверхности колеблются в пределах 1500–2900 м. Прогнозные ресурсы флюорита Арыджанско-кызылчинской флюорит-полиметаллической юны (включая Кызылчинское и Верхнеарыджанское месторождения) оцениваются в 2 млн т (Селин, 2000).

Месторождения глин генетически связаны с корами выветривания и продуктами их переотложения. Охристые глины известны у с. Чаган-Узун. На месторождении серией сухих логов-саев на всю мощность вскрыта толща горизонтально залегающих слоев пестрых глин – переотложенной коры выветривания. В толще обособляются горизонты выдержанной окраски от желто-белых до густоокрашенных охряных. Исследования показали возможность их применения в лакокрасочном производстве (Писаренко, 2000). Запасы практически неограниченные, цена – 81 долл/т. Но этот вид сырья, к сожалению, не оценен, так же как и многие виды неметаллического сырья (облицовочный камень, балластные материалы, известковые пески, месторождения глин и суглинков, асбеста).

Горючие полезные ископаемые представлены различными типами углей. Курайское каменноугольное месторождение находится на отроге Курайского хребта в 5 км восточнее с. Курай. Угленосные отложения установлены в 1930 г. И.И. Горностаевым. Суммарные ресурсы оцениваются в 0,5 млн т. Угли среднеплавкие, неспекающиеся и по технологическим свойствам являются хорошим энергетическим топливом (Гавердовский, 2000).

Талдыдоргунское бурогоугольное месторождение находится в 5 км южнее с. Чаган-Узун на высоте 1910–1770 м. Открыто в 1936 г. В.А. Аксариным. В структурном отношении месторождение представляет собой мульду сложной конфигурации. Запасы угля составляют 50 млн т (Гавердовский, 2000). Это крупнейшее угольное месторождение Республики Алтай и может служить наряду с Курайским первоочередным объектом разработки.

Для расчета потенциальной стоимости руд в месторождениях, расположенных в пределах выделенной нами переходной зоны, мы применили методику подсчета И.А. Неженского и И.П. Павлова (1995), с использованием данных О.В. Отто (2000). Результаты таких расчетов сведены в таблицу 1.

Таблица 1

Потенциальная товарная стоимость полезных ископаемых
недр переходной зоны Чуйской и Курайской котловин

Виды полезных ископаемых	Запасы, тыс. т	$K_{сов}$	Цена на ми- ровом рынке, у.е. за 1 т	Общая стоимость, у.е.
Нерудное сырье				
Плавиковый шпат	200	0,14	95	26600
Каменный уголь	500	0,14	30	1500
Бурый уголь	50000	0,1	15	75000
Рудное сырье				
Серебро	22,5	0,5	170061	1913186
Медь	0,17	0,5	1729	146619
Кобальт	72	0,32	37428	862341
Висмут	51	0,14	6946	45594
Сурьма	92	0,14	1650	21252

Из вышесказанного можно сделать вывод, что переходные зоны Юго-Восточного Алтая отличаются значительным разнообразием минеральных ресурсов, из которых наибольшую стоимостную оценку имеют руды цветных металлов. Общая товарная стоимость рудных и нерудных полезных ископаемых составила более 3 млрд у.е.

Полученная нами стоимостная оценка месторождений, подсчитанная по предложенной методике, не претендует на абсолютную точность, но возможна для использования в планировании экономического развития Республики Алтай.

Среди всего разнообразия природных ресурсов в пределах переходных зон межгорных котловин вторым по экономической значимости оказался лес. Оценка лесных ресурсов производилась нами с использованием топографических карт и с помощью картографо-морфометрического анализа предложенного Г.Я. Барышниковым и В.А. Червяковым (1997). Выполнение большого объема картометрических работ потребовало широкого использования вероятностных приемов. Для их реализации целесообразно применять технологию точечной дискретизации. Ее суть состоит в замене изображений объектов совокупностями точек на топокарте, а цель – существенно облегчить и ускорить массовые измерения и расчеты. Методика расчетов и построений сводилась к следующему. На изображения ареалов лесов произвольно накладывается регулярная сеть точек (в углах квадратов) и отмечаются точки, попавшие в контуры лесов.

Изображение лесных площадей заменялось точками. Измерение площадей таких моделей заключается в простом подсчете точек и умножении полученной суммы на заранее определенный вес одной точки K . При измерении площадей использовался площадной вес точки.

$$K_s = d^2,$$

где d – расстояние между соседними точками (2 см).

Источниками для реализации картографо-морфометрического анализа лесных ресурсов послужили топографические карты масштаба 1:200 000.

На первом этапе в пределах каждого листа карты измерялись вероятностно-статистическим способом суммарные значения площадей, занятых лесами. На втором морфометрическом уровне по картометрическим данным первого этапа вычислялся соответствующий морфометрический показатель – лесистость. Затем натуральные значения морфометрических показателей переводились в баллы (Б) пятибалльной шкалы по формуле В.А. Червякова (1998). На третьем этапе производилась корректировка (взвешивание) баллов путем умножения на коэффициент, установленный экспертным путем, для леса (самый ценный ресурс) – 1,5.

Результаты расчетов сведены в таблицу 2.

Таблица 2

Оценка лесных ресурсов переходной зоны
Чуйской и Курайской межгорных котловин Алтая

Котловины	Площадь переходной зоны, км ²	Число точек дискретизации по картам	Площадь облесенных территорий, км ²	Лесистость, %	Балльная оценка лесных ресурсов	Взвешенная балльная оценка лесных ресурсов
Чуйская	776	8	32	4	0	0
Курайская	136	19	76	56	5	7,5

Из полученных данных можно сделать следующие выводы. Переходные зоны Чуйской и Курайской межгорных котловин Горного Алтая концентрируют в себе значительную часть лесов, хотя по объему растительной массы явно преобладает меньшая по пло-

щади Курайская котловина. Например, лесистость переходной зоны Чуйской котловины в среднем составляет 4%, а в переходной зоне Курайской котловины – 56%.

Несмотря на то, что площади лесов в пределах переходных зон невелики, всего 108 кв. км, они являются самыми доступными для использования. В непосредственной близости от этих массивов леса расположено 11 административных районов с населением свыше 15 тыс. человек. Доля лесной промышленности в производстве Республики Алтай составляет 10%, в то время как лес выпеназванных районов используется местным населением лишь в качестве топлива, реже для строительных целей.

Обобщая изложенное можно сделать следующие выводы:

1. В юго-восточной части Горного Алтая достаточно уверенно выделяется переходная зона Чуйской и Курайской межгорных котловин, в ее классическом понимании. Переходные зоны межгорных котловин являются самостоятельными геоморфологическими объектами. Для этой территории присущи все признаки переходности рельефа (наличие купольных морфоструктур, кор выветривания олигоцен-миоценового возраста, ландшафтное разнообразие).

2. К переходным зонам пространственно приурочены основные рудные месторождения полезных ископаемых и наибольшее количество запасов древесины.

Следовательно, использование природно-ресурсного потенциала переходных зон Чуйской и Курайской межгорных котловин, является наиболее перспективным направлением в хозяйственном освоении территории.

Литература

Барышников Г.Я. Древние поверхности выравнивания и горообразовательные процессы на территории Горного Алтая // Геоморфология. 1989. №2. С. 57–61.

Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск, 1992.

Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных сооружений. Барнаул, 1998.

Барышников Г.Я., Полякова О.В. Особенности формирования рельефа переходных зон межгорных котловин // День Земли: экология и образование: Мат. III междунар. межвуз. конф. Бийск, 1998. С. 225–227.

Барышников Г.Я., Червяков В.А. Картографо-морфометрический анализ природно-ресурсного потенциала переходных зон горных сооружений Алтая и Салаира // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1997. Вып. 2. С. 13–31.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозой. М., 1981.

Гусев Н.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Курайской рудной зоны в Горном Алтае: Отчет Чуйской партии. Новокузнецк, 1991. С. 20–39.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., 1965.

Золотарев А.Г. Периорогены территории Советского Союза // Геоморфология. 1989. №2. С. 26–36.

Зыкин В.С. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Доклады РАН. 1999. Т. 336. №5. С. 669–671.

Короткий А.М. Анализ коррелятных отложений и реконструкции рельефа горных стран. М., 1985.

Лузгин Б.Н., Барышников Г.Я., Хуан Ваньхуа, Ван Циншин. Особенности рельефа переходных зон горных сооружений провинции Хэнань в Китае // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1999. Вып. 3. С. 87–94.

Отто О.В. Оценка стоимости полезных ископаемых недр переходной зоны горных сооружений Алтая и Салаира // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 270–277.

Растворова В.А. Механизмы очагов землетрясений и морфоструктура Алтае-Саянской области // Известия АН СССР. Физика Земли. 1983. №9. С. 22–38.

Рейснер Г.И. О тектонике и сейсмичности Горного Алтая // Известия АН СССР. Физика Земли. 1971. №5. С. 18–31.

Рейснер Г.И. Поверхности выравнивания и древний рельеф Западной Тувы // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1965. №1. С. 90–97.

Русанов Г.Г., Барышников Г.Я. Коры выветривания Горного Алтая: какого они возраста? // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1994. Вып. 1. С. 105–111.

Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., 1977.

Червяков В.А. Количественные методы в географии. Барнаул, 1998.

Шмидт Г.А. О характере сопряжения морфоструктур Прииссыкулья // Геоморфология. 1979. №4. С. 85–89.

Щербина В.В. К истории изучения переходных зон Горного Алтая // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 111–113.

Щербина В.В. Купольные морфоструктуры юго-восточной части Горного Алтая // Ландшафтно-экологические проблемы Алтая и сопредельных территорий: Мат. VI Междунар. межвуз. конф., посвященной Международному дню Земли. Бийск, 2000. С. 168–169.

Щербина В.В. Оценка и пути рационального использования лесных ресурсов переходных зон Чуйской и Курайской котловин Горного Алтая // Экономика природопользования Алтайского региона: история, современность, перспективы: Мат. регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 295–298.

Щербина В.В. К вопросу об оценке и рациональном использовании природно-ресурсного потенциала переходных зон юго-восточной части Горного Алтая // Ландшафт Западной Сибири: проблемы исследований, экология и рациональное использование: Мат. VII Междунар. межвуз. конф., посвященной Международному дню Земли. Бийск, 2001. С. 38–44.

Щукина Е.Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Тр. геол. ин-та АН СССР. 1960. Вып. 26. С. 127–164.

Р.И. Гета, Г.М. Салыкбаева

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

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКОЙ ОБЛАСТИ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Восточно-Казахстанская область, занимая 276,9 тыс. кв. км, охватывает горные районы Юго-Западного Алтая, Сауро-Тарбагатай, Калбинского нагорья, подгорные равнины и межгорные впадины, наиболее крупной из которых является Зайсанская. Южная часть области расположена в полупустынной и пустынной, а северная – в степной ландшафтных зонах.

Для горных районов характерна высотная поясность природных условий. Область богата водными ресурсами. Горный рельеф

значительной части территории благоприятствует формированию речного стока. Годовой сток, формирующийся в пределах области, в средний по водности год составляет 38% местного стока Казахстана, а весь сток – 27% его поверхностного стока с учетом притока с территорий пограничных государств.

Удельная водоносность территории области достигает 89 тыс. $\text{м}^3/\text{км}^2$. В то же время пространственное распределение водных ресурсов достаточно неравномерно. Так, удельная водоносность бывшей Восточно-Казахстанской области (в границах до 1997 г.) в среднем составляет 247 тыс. $\text{м}^3/\text{км}^2$, а бывшей Семипалатинской – только 23 тыс. $\text{м}^3/\text{км}^2$. Для сравнения – удельная водоносность территории Казахстана около 24 тыс. $\text{м}^3/\text{км}^2$, а удельная водообеспеченность порядка 4,1 тыс. $\text{м}^3/\text{чел.}$ в год.

Водные ресурсы Восточно-Казахстанской области представлены водами рек, озер, водохранилищ, ледников, болот, подземными. В области находится 1967 озер с общей площадью водного зеркала 896 кв. км и объемом водной массы около 7 куб. км. Из общего числа озер 91 имеет площадь более 1,0 кв. км. Самое крупное озеро – Зайсан в настоящее время занято водами Бухтарминского водохранилища. Второе по величине – озеро Маркаколь, расположенное на высоте 1449 м над уровнем моря, имеет площадь акватории 449 кв. км и объем 6,6 куб. км.

Болота, как источник запасов воды, или как регулятор стока, на территории области сколько-нибудь широкого распространения не имеют. Ледники встречаются в высокогорной части территории. По данным (Ресурсы..., 1969), в области насчитывается 343 ледника площадью 106,1 кв. км и объемом льда 4,002 куб. км. Наиболее крупные ледники находятся в верховьях р. Бухтармы. Оледенение имеется и в бассейне Черного Иртыша. Ресурсы подземных вод не превышают 1,5 куб. км (Казахстан, 1969).

Главным источником водных ресурсов области является р. Иртыш общей протяженностью 4248 км (из них 1698 км в пределах Казахстана) и площадью бассейна 1643000 кв. км (Ресурсы..., 1966). Своим верховьем – Черный Иртыш – река свыше 100 км протекает по территории Китая.

На территории области насчитывается 1017 рек и ручьев общей длиной 27,9 тыс. км, из них 198 рек общей протяженностью 6,1 тыс. км относится к Балхаш-Алакольскому бассейну внутренне-

го стока и 819 рек суммарной длиной 21,8 тыс. км – к бессточным областям бассейна Иртыша.

Наиболее развитой речной сетью обладает правобережье Иртыша – бассейны рек Курчума, Нарыма, Бухтармы, Ульбы и Убы, стекающих с хорошо увлажняемых атмосферными осадками склонов горных хребтов и орографических узлов Юго-Западного Алтая. Среднегодовое количество стока рек Ульбы и Убы в замыкающих створах достигают 20, 20,2 и 19,7 л/с. км², соответственно. Близко к этому среднее значение годового модуля стока р. Бухтармы (с. Лесная Пристань) – 19,3 л/с. км². Водоносность рек Курчума и Нарыма существенно ниже. Различия в водоносности западноалтайских и южноалтайских рек Казахского Алтая определяются, прежде всего, климатическими условиями речных бассейнов, на которые накладывается влияние орографии. Зависимость стока от высоты водосборов в горах выражена четко.

В нижних частях бассейнов модули стока обычно не превышают 3–5 л/с. км², значительно возрастают к верховьям. В верховьях притоков Убы, Ульбы и Бухтармы среднегодовое количество стока достигают 30–50 л/с. км² (реки Карагужиха, Тишиха, Тургусун, Хамир).

Речная сеть Саура и Тарбагатая достаточно развита, но реки маловодны. При выходе из гор значительная часть их стока теряется в конусах выноса, на испарение, а оставшаяся часть разбирается на орошение. Наиболее крупная река этого региона – Кендерлык имеет средний многолетний расход в зоне формирования стока 15,7 м³/с. Реки Калбинского нагорья невелики и также не отличаются высокой водоносностью. Такие притоки Иртыша, как Дресвянка, Кызыл-Су, Шар, Шаган, несмотря на значительные площади бассейнов, маловодны и достигают Иртыша только в период весеннего половодья. Реки Балхаш-Алакольского бассейна, стекающие с южного склона Тарбагатая, также маловодны. Наиболее значительны из них – реки Урджар (15 м³/с), Катын-Су (6,5 м³/с), Каракол (4,1 м³/с). Средний расход р. Аягуз около 10 м³/с.

Несмотря на высокий удельный сток алтайской части Восточного Казахстана, лишь половина территории области имеет сток выше 1,6 л/с. км² – 50 мм за год; 28% – выше 6,35 л/с. км² – 200 мм за год; 13% – выше 15,9 л/с. км² – 500 мм за год и только

3,6% – выше 31,7 л/с. км² – выше 1000 мм за год (Природные условия..., 1978). В основном это районы высокогорья Юго-Западного Алтая.

Особенно низкий сток характерен для Зайсанской котловины и северо-запада левобережья Иртыша (20 мм за год и менее). Здесь имеются районы, где даже в весенний период поверхностный сток отсутствует, а транзитный сток малых левобережных притоков полностью расходуется на испарение и инфильтрацию.

Питание большинства рек области смешанное с преобладанием снегового – 40–60%; грунтовое питание колеблется от 30 до 40%; дождевое питание, в силу высокого летнего испарения, имеет подчиненное значение. В степных, полупустынных и пустынных зонах питание малых рек в основном снеговое.

По характеру водного режима реки горного правобережья относятся к алтайскому типу со сравнительно невысоким, растянутым во времени весенне-летним половодьем. Реки равнинной северо-западной части территории области по водному режиму относятся к рекам казахстанского типа с высоким весенним половодьем, низкой зимней и летней меженью, часто перемерзающие зимой и пересыхающие летом.

Сведения о водных ресурсах Восточно-Казахстанской области представлены в таблице. Характеристики стока основных притоков Иртыша приведены к многолетнему периоду 1903–1991 гг. Сток заданной обеспеченности определен исходя из соотношения: $C_s = 2C_v$.

Водные ресурсы рек Восточно-Казахстанской области

Река–пункт	Площадь бассейна, км ²	Средний многолетний сток			Объем годового стока, км ³ с обеспеченностью			
		М ³ /с	л/с.км ²	км ³	50%	75%	90%	95%
Черный Иртыш–с.Буран	55900	196	5,30	9,34	9,06	7,38	5,98	5,23
Курчум–с.Вознесенское	5840	58,9	10,1	1,86	1,80	1,47	1,19	1,04
Нарым–с.Бол. Нарым	1960	9,31	4,75	0,29	0,28	0,23	0,19	0,16
Бухтарма–с.Заводинское	14900	238	16,0	7,51	7,28	5,93	4,81	4,21
Таинты–с.Огневка	1000	5,07	5,07	0,16	0,15	0,12	0,09	0,08
Аблакетка–хут. Басова	1680	4,69	2,79	0,15	0,14	0,10	0,07	0,06
Ульба–с.Ульба Перевал	4990	98,1	19,7	3,09	3,01	2,47	2,07	1,85
Уба–г. Шемонаиха	8470	171	20,2	5,39	5,28	4,42	3,77	3,40
Другие реки	231320	143	0,62	4,51	3,79	2,21	1,22	0,81
Вся территория, включая бассейн Черного Иртыша	326060	1024	3,14	32,3	30,8	24,3	19,4	16,8

Средний многолетний годовой объем стока рек области равен 32,3 куб. км, в том числе 7,7 куб. км поступает по Черному Иртышу из Китая. Местный сток в средний по водности год составляет 24,6 км³/год. Наиболее существенную долю водных ресурсов области представляет сток рек Бухтармы, Ульбы и Убы – 16,0 куб. км, или 65% местного речного стока. Вклад рек Сауро-Тарбагатая, неизученных рек Калбинского нагорья и равнинного северо-запада в сумме не превышает 5 км³/год (Водные ресурсы..., 1967).

Величины ресурсов поверхностного стока отдельных лет подвержены циклическим изменениям по крайней мере двух порядков – квазидвухлетним и внутривековым, причем на фоне внутривековых изменений стока выявляются ветви векового цикла, вершина которого приходится на конец 50-х гг. Максимумы внутривековых циклов на большинстве рек отмечены в 1946, 1958, 1969, 1979, 1988 и 1993 гг. В бассейнах рек Курчума и Нарьма самый высокий сток наблюдался в 1966 г., в то время как в бассейнах рек Западного Алтая самые высокие расходы были в 1958 и 1979 гг.

Годами минимума являются 1951, 1974, 1982, причем наиболее низкий сток повсеместно определен в 1951 г., когда годовой расход не превышал 50% от многолетнего. На самом Иртыше (Усть-Каменогорск) самый низкий годовой расход был в 1927 г. – 239 м³/с, а самый высокий – в 1958 г. – 930 м³/с. В ходе стока Иртыша за период наблюдений с 1903 г. выделяется 10 полных внутривековых циклов (от 6 до 15 лет), осложненных 2-3-летними колебаниями. Нулевой цикл, начало которого наблюдениями не прослеживается, закончился в 1908 г. Последующие циклы во времени распределяются следующим образом: 1909–1917, 1918–1926, 1927–1932, 1933–1944, 1945–1950, 1951–1960, 1961–1973, 1974–1981, 1982–1990, 1991–1996 гг.

Важнейшим фактором формирования циклических колебаний стока является атмосферная циркуляция. Наиболее благоприятной для рек Западного и Южного Алтая, за исключением бассейна Убы, является эпоха циркуляции С по Г.Я. Вангенгейму–А.А. Гирсу. В бассейнах Убы и более северных рек повышенный сток формируется в эпоху развития процессов Е. Наиболее же низкий сток повсеместно характерен для смешанной эпохи циркуляции Е + С.

Многолетние колебания стока рек региона имеют синфазный характер. Поэтому при водохозяйственном планировании необхо-

димо учитывать, что снижение водности, или изъятие части стока, на одних притоках Иртыша не может быть компенсировано повышенной водностью на других.

Для выравнивания сезонной и многолетней неравномерности и более полного использования ресурсов поверхностного стока в области создано 58 водохранилищ и прудов с суммарной проектной емкостью 53 куб. км и площадью водного зеркала свыше 5 тыс. кв. км. Восемь из них имеют объем более 10 млн куб. м каждое. Крупные водохранилища на Иртыше (Бухтарминское, Усть-Каменогорское и Шульбинское с суммарным объемом при НПУ 52,67 куб. км и общей площадью 5783 кв. км), а также Малоульбинское и Уйдененское предназначены для комплексного использования их водных ресурсов. Большинство же малых водохранилищ и прудов имеют ирригационное назначение. Некоторые из них в настоящее время заброшены.

Использование водных ресурсов Восточно-Казахстанской области в последние годы может быть охарактеризовано на примере 1999 г. По данным Иртышского бассейнового водохозяйственного управления, основными водопотребителями в области являются сельское хозяйство, промышленное и коммунально-бытовое водоснабжение. В 1999 г. водозабор для нужд сельского хозяйства составил 345,79 млн куб. м, в том числе регулярное орошение – 59,28; лиманное орошение – 71,1; залив сенокосов в поймах рек – 189,6; сельскохозяйственное водоснабжение – 21,08; на обводнение пастбищ – 4,73 млн куб. м. Водозабор для нужд промышленности был равен 171,73 млн куб. м, на коммунально-бытовые нужды использовано 120,36 млн куб. м. Всего же суммарный водозабор по области в 1999 г. составил 652,06 млн куб. м, в том числе 208,24 млн куб. м из подземных источников. Безвозвратные потери составили 408,82 млн куб. м, или 62,7% водозабора. Объем водоотведения был равен 243,24 млн куб. м, из них 223,14 млн куб. м было сброшено непосредственно в водные объекты, 20,1 млн куб. м возвращено в подземные горизонты через поля фильтрации. Из общего объема стоков, возвращаемых в водные объекты, 97,6 млн куб. м были загрязненными или недостаточно очищенными.

Объем водозабора на оросительные нужды определяется, с одной стороны, размером орошаемых и обводняемых площадей, а с другой – существующими оросительными технологиями. В 1999 г.

орошаемые земли в области занимали 120,41 тыс. га. С учетом обводняемых пастбищ эта цифра возрастает до 14732,11 тыс. га. По проекту «Ленгипроводхоза» только из Шульбинского водохранилища планировалось регулярно орошать 530 тыс. га. Площади лиманного орошения и обводняемых пастбищ должны были составить 7150 тыс. га. Для орошения и обводнения этих земель предусматривалось ежегодно использовать около 1,0 куб. км воды.

Помимо орошения и обводнения водозабор из Иртыша должен обеспечивать также водоснабжение промышленных предприятий и орошение земель пригородных хозяйств Карагандинского промышленного района. По оценкам 1957 г. этот водозабор должен составлять 1,6–2,2 км³/год или 50–70 м³/с. В перспективе предельная величина водозабора из Иртыша для обеспечения водоснабжения и оросительных мероприятий могла приблизиться к 7,0 км³/год или 222 м³/с. (Претро, 1960). Кроме того, свыше 50% водопотребления из Иртыша выше Семипалатинска может достигать отъем воды из Черного Иртыша на территории КНР (4,35 км³/год), согласно заявлению китайской стороны 1960 г. (Генеральная схема..., 1962).

В целом водозабор по области на нужды водопотребителей не лимитируется располагаемыми водными ресурсами. В настоящее время его объем значительно ниже годового стока высокой обеспеченности (95% и выше) и для его гарантии не требуется проведения специальных мероприятий по водозабору из водохранилищ. Недостаток воды может ощущаться только в засушливые годы в вододефицитных районах области – в сухостепной, полупустынной и пустынных зонах. Однако при надлежащем регулировании стока малых рек уже существующими водохранилищами, использовании подземных вод и водосберегающих технологий он вряд ли будет представлять сколь-нибудь существенную угрозу для водопотребления.

Крупнейшим водопользователем области является гидроэнергетика. В 1999 г. на иртышских ГЭС было выработано в общей сложности 5,3 млрд кВт/час электроэнергии. Средние годовые расходы воды через плотины Бухтарминской, Усть-Каменогорской и Шульбинской ГЭС составили 512, 530 и 766 м³/с, соответственно, в том числе на выработку электроэнергии 507, 525, 744 м³/с, соответственно. Безвозвратные потери на испарение с поверхности водохранилищ находятся в пределах 2–3 км³/год.

В числе водопользователей – рыбное хозяйство и водный транспорт. В 1998 г. было выловлено 7,6 тыс. т. рыбы, а использование воды для нужд прудовых хозяйств составило 0,0143 куб. км. Водным транспортом было перевезено 16,5 тыс. т грузов. Сброс воды при шлюзовании – 0,0125 куб. км. Объем паромных перевозок составил 1658,4 тыс. т/км.

Если на объемах водопотребления отраслями народного хозяйства и коммунально-бытового водоснабжения области естественное и антропогенное снижение стока в верхней части бассейна Иртыша практически не скажется, то водопользователям этим снижением будет нанесен существенный ущерб. По расчетам Гидропроекта, для обеспечения гарантированных глубин судового хода ниже Шульбинской ГЭС должен быть обеспечен расход воды не ниже $600 \text{ м}^3/\text{с}$. В случае же изъятия значительной части стока выше Бухтарминской ГЭС, обеспечение такого расхода в навигационный период, особенно в маловодные годы, приведет к заметному снижению выработки электроэнергии на иртышских ГЭС. Снижение стока по Иртышу негативно скажется на динамике русловых процессов ниже по течению, приведет к падению рыбопродуктивности водохранилищ, ухудшению экологической и социально-экономической обстановок на территории области.

Литература

Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Л., 1967.

Генеральная схема водообеспечения народного хозяйства Казахской ССР. Т. 16: Восточно-Казахстанская область. Куйбышев, 1962.

Казахстан / Под ред. И.П. Герасимова. М., 1969.

Претро Г.А. Схема комплексного использования Иртыша // Развитие производственных сил Восточной Сибири: Энергетика. М., 1960. С. 137–148.

Природные условия и естественные ресурсы Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1978.

Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. М., 1966. Т. 15. Вып. 1.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Л., 1969. Т. 15. Вып. 1.

Н.Н. Михайлов

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

«ОЗЕРНЫЙ ПЕРИОД» НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ АЛТАЕ

Озера и озерные комплексы играют весьма значительную роль в формировании современных природных особенностей Алтая. Они многочисленны и некоторые из них занимают значительные площади. Это связано, как правило, с ледниковой историей и со сформировавшимися на Алтае в плейстоцене-голоцене лимногляциальными комплексами. Наиболее значительные из них возникли в более аридных и континентальных районах юго-востока Алтая (Михайлов, Севастьянов, 1994). Это можно объяснить, прежде всего, развитием в этих районах высоко приподнятого выровненного рельефа плоскогорий, окруженных достаточно высокими хребтами (Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Южный Алтай, Табын-Богдо-Ула, Сайлюгем, Шапшальский).

Лимногляциальные комплексы этих территорий имеют значительные масштабы и протяженность, во многом обусловленные значительным количеством отрицательных гляциогенных форм рельефа, которые продолжают увеличиваться благодаря усилению термокарстовых процессов в древнеледниковых районах Алтая. Еще одной причиной их широкого развития является относительно большая устойчивость озерных процессов по отношению к гидрогенным эрозионно-аккумулятивным процессам, направленным на уничтожение озер. Современные озера являются существенным элементом лимногляциального комплекса Алтая.

Проблема плейстоценовых и голоценовых озерных водоемов в горах Алтая в последние годы решается достаточно успешно. Этим вопросам посвящены работы Л.Н. Ивановского (1965, 1991), А.Н. Рудого (1981, 1984, 1988, 1995 и др.), В.В. Бутвиловского (1985, 1989, 1993), М.Г. Гросвальда (1996), В.Г. Шейнкмана (1990, 1993). Основное внимание при этом уделяется образованию крупных приледниковых озерных водоемов во внутригорных и межгорных впадинах гор Алтая (Чуйской, Курайской, Уймонской и др.).

В работах В.В. Бутвиловского встречаются многочисленные упоминания о существовании ледниково-подпрудных водоемов в различных районах Алтая. Основными признаками их присутствия

считаются волноприбойные уровни, озерно-ледниковые отложения, каналы озерного стока, следы собственно ледниковой деятельности. Приледниковые озера являются важнейшим элементом плейстоценового лимногляциального комплекса Алтайских гор. Среди них отмечены подпрудные водоемы, формировавшиеся в конце позднего плейстоцена – начале голоцена, на этапах позднеледниковой активизации и в начале деградации крупных полупокровных и долинных ледников. Это, часто, озерные водоемы, сохранившие свой озерный режим до настоящего времени, имеющие хорошо выраженные террасовые уровни на склонах озерных котловин и озерные отложения.

В данной работе мы хотим обратить внимание на озера расположенные на самом востоке Алтая, которые возникли как результат формирования ледоема в Джулукульской котловине. Это озеро Ак-Холь и Хиндигтик-Холь, располагающиеся на самом востоке Чулышманского плоскогорья между хребтами Чихачева, Шапшальским и горным массивом Монгун-Тайга.

Котловина современного озера Ак-Холь имеет небольшие размеры (4х4 км). В центре этой небольшой впадины располагается само озеро Ак-Холь и маленькое озеро Кара-Холь, соединяющееся с первым протокой. Эти озера являются остатками некогда более крупного озерного водоема, по своим размерам близкого современному озеру Хиндиктиг-Холь, расположенному в 12 км к северо-востоку от них (рис.). На восточном борту озерной впадины отчетливо фиксируются уровни древнего озерного водоема. Они же прослеживаются на склонах как в самой котловине, так и в долинах рек Джеты-Тей и Шингылдырак, стекающих с восточного склона хребта Чихачева.

В результате нивелировки в восточной части впадины в районе перевала высотой 2391 м, ведущего в Могенбуренскую котловину, отмечено 28 уровней (Михайлов, Редькин, 2000). Большинство из них являются «уровнями сработки» древнего водоема и, на наш взгляд, свидетельствуют о более или менее постепенном падении уровня озера в условиях разрушения озерной плотины.

Зеркало современного озера Ак-Холь находится на высоте 2194,6 м, а самый высокий уровень отмечен на высоте 2361 м. Таким образом, глубина древнего озера превышала современную на 166 м. Измерений глубины озера Ак-Холь нами не проводилось, однако на основании анализа уклонов днища котловины и опрос-

ных данных она не превышает 10 м. Большинство уровней имеют незначительную ширину площадки (от 2 до 13 м). Большие размеры имеют террасовые уровни нижней части ряда (от 11 до 180 м). Среди всех зафиксированных уровней наиболее четко проявляются уровни на высоте 2196, 2260 и 2289 м, а это соответствует террасам высотой около 2, 66 и 95 м.



Ледниково-подпрудные водоемы
юго-востока Чулышманского плоскогорья:

- 1 – гребни горных хребтов; 2 – реки; 3 – современные озера;
4 – контуры древних озер; 5 – Могенбуренская котловина;
6 – направления стока озерных вод

Причиной возникновения этого древнего озера был ледник, формировавшийся в Дзулукульской котловине и выдвигавший один из своих языков в Могенбуренскую котловину (Девяткин, Ефимцев, Селиверстов, Чумаков, 1963). Сток из озера осуществлялся по каналам стока, фиксирующимся на контакте ледник–склон на правом борту долины р. Ак-Холь (на участке от озера до слияния с р. Моген-Бурен). Три озерных уровня, о которых упоминалось выше, отчетливо увязываются с эрозионными каналами стока и небольшими ущельями, выработанными в северо-западном отроге небольшого массива Бир-Таг.

Озеро Хиндиктиг-Холь расположено юго-западнее оз. Дзулукуль на высоте 2305 м над уровнем моря. Оно находится на границе Саяно-Тувинских и Алтайских горных хребтов. Его длина 14,9

км, максимальная ширина 8,6 км, площадь около 100 км². Озеро занимает котловину, которая в настоящее время практически полностью занята озерными водами. В озере наблюдается два острова, сложенные выходами коренных пород. Оно имеет моренно-подпрудное происхождение. На берегах озера отмечены два более высоких уровня стояния озерных вод в прошлом. Один высотой около 100 м над современным уровнем озера (абсолютная отметка 2400 м), второй – около 20 м. В озеро впадает несколько небольших ручьев, а вытекает р. Моген-Бурен.

Район расположения озера представляет собой юго-восточную, наиболее выровненную часть Чулышманского плоскогорья, с северо-востока ограниченного поднятиями Шапшальского хребта, с юго-запада хребтами Чулышманским и Чихачева, с юго-востока горным массивом Монгун-Тайга и его отрогами.

Характерной особенностью этой части Чулышманского плоскогорья является сильная сглаженность хребтов и интенсивная заозеренность, что является следствием мощного оледенения этого района в недавнем прошлом. Здесь располагаются такие известные озера, как Хиндиктиг-Холь, Джулукуль, Ак-Холь, Макату, Биче-Хиндиктиг-Холь, Кызыл-Даш. Многочисленные мелкие озера встречаются в долинах рек Богояш и Моген-Бурен.

Следует отметить, что подавляющее большинство озер этого района имеют ледниковое или термокарстовое происхождение, так как образовались на территориях, ранее занятых глетчерным льдом, и являются неотъемлемой частью лимногляциального комплекса этого района.

В то же время котловины самих озер Хиндиктиг-Холь и Ак-Холь не были ледниковыми. В материалах В.В. Бутвиловского (на карте) район озера Ак-Холь находится в кольце льдов максимального распространения ледника и до высоты 2450 м этим автором отмечается подпрудный водоем значительных размеров во внеледниковой зоне периода максимума оледенения. Как уже отмечалось выше, по нашему мнению, водоем имел более скромные размеры и максимальный уровень его фиксируется на высоте 2400 м.

Исследования показывают, что озера находились между крупными ледниковыми системами (ледниковым массивом Монгун-Тайги и ледниками Джулукульского ледоёма), что отчасти подтверждается и реконструкцией В.В. Бутвиловского (нет только района оз. Хиндиктиг-Холь и массива Монгун-Тайга).

Причиной возникновения озера был один из языков Джулукульского ледоема, который перетекал через невысокий (не более 100 м) гребень из центральной части Джулукульского ледоема в верховья долины р. Моген-Бурен. Этот ледниковый язык перегородивал сток из уже вероятно существовавшего озера, запирая саму долину, поднимая тем самым уровень озера до высоты 2400 м. В период максимального стояния уровня на данной отметке сброс воды из озера осуществлялся по каналу стока, который отчетливо виден в левом борту долины Моген-Бурена. Затем по каналу на юго-восточной оконечности озера сток осуществлялся в котловину небольшого озера Трубауш-Кара-Куль и далее по долине р. Дуругсуг, левому притоку р. Моген-Бурен. Этот канал отчетливо выделяется в рельефе седловины.

К востоку от канала стока склон озерной котловины представлен мореной древнего ледника северо-западной периферии ледникового массива Монгун-Тайга (верховья р. Дуруг-Суг и западной периферии р. Балыктыг). Моренный рельеф прослеживается на юго-восточном и восточном берегах озера.

Западный склон массива Монгун-Тайги испытал воздействие древнего ледника. Отчетливые остатки ледниковых морен видны по долинам рек Холаш, Майган-Даш, верховьях рек Дуруг-Суг и Балыктыг. Морены максимального распространения ледников в долине р. Холаш фиксируются на высотах 2160–2140 м и выходят в Могенбуренскую котловину. При этом они частично запирают верхнюю часть долины р. Дуруг-Суг (ширина комплекса около 6 км). Последняя оказывается прижатой древним ледником к холмогорью южного обрамления озерной котловины Хиндиктиг-Холь (рис.).

Морена ледника Дуруг-Суг доходит до высоты 2360 м и подходит практически к берегу озера Хиндиктиг-Холь. Морены Правого Балыктыга находятся на некотором расстоянии от берега озера (1,5–2 км). Однако все восточное побережье озера (между озером и моренными комплексами) сильно заболочено и поверхность покрыта валунами. Очевидно, ледник в период своего максимального развития находился на плаву. Однако далеко в озеро он не заходил. На острове, находящемся в 3 км от восточного побережья, никаких следов присутствия ледников не отмечено (устное сообщение Д.В. Севастьянова). На склонах сопок, образующих северный борт котло-

вины озера, также не встречены ни формы ледникового рельефа, ни эрратические валуны.

Таким образом, гляциогеоморфологическая ситуация рассматриваемого района представляется следующей. Ледники позднеплейстоценового оледенения (вероятно, первого мегастадияла) формировали два крупных ледника: купольный ледник Монгун-Тайги, площадью более 300 кв. км, и Джулукульский ледник-ледоем. Именно в результате движения части Джулукульского ледника на юго-восток и была создана возможность возникновения крупного ледниково-подпрудного бассейна на месте ныне существующего озера Хиндиктиг-Холь.

Ледник в этой части формировался из льдов юго-восточной периферии Джулукульского ледоема, который растекался на восток в сторону современной долины р. Каргы, но не выходил в ее пределы, а останавливался в районе перевальной седловины. Юго-восточная часть ледоема занимала долины современной р. Таскыл и р. Моген-Бурен. Фронтальная часть на этом участке выходила к котловине нынешнего озера Ак-Холь. На этот участок ледоема накладывались ледники, стекавшие с восточных и юго-восточных склонов хребта Чихачева. Этот полупокровный ледник образовывал выводной язык, который располагался в долине р. Моген-Бурен. Именно он оставил остатки морены максимального своего продвижения на выходе долины в Могенбуренскую котловину. Этот ледник явился причиной подпруживания талых вод в котловинах Палео-Ак-Холя и Палео-Хиндиктиг-Холя.

Могенбуренская котловина, очевидно, полностью не занималась ледниками, так как следы их присутствия в ней обнаруживаются только на восточной и северо-восточной окраине (Холаш, Дург-Суг) и на участке выхода р. Моген-Бурен из узкой верхней части в котловину. Основу ее геоморфологического строения составляют террасы, присклоновые делювиальные конуса и на периферии моренные комплексы. Ледниковые комплексы и флювиогляциальные террасы (особенно вдоль р. Моген-Бурен) осложнены активными проявлениями термокарста, создающего озера, как в современной долине реки, так и на террасах. В разрезах бугров пучения и террас отмечаются толщи озерного осадконакопления (разрез на правом берегу р. Моген-Бурен, у озера Лич-Хиндиктиг-Холь исследован К.В. Чистяковым). Предположительно здесь могло формироваться озеро. Причина его возникновения в настоящее время

неопределенна, так как отчетливой подпруды не видно. Возможно, подпруда образовалась в момент прорыва ледниково-подпрудных озер Палео-Ак-Холь и Палео-Хиндиктиг-Холь. Прорвавшиеся потоки могли нести достаточно много каменного материала, он забивал узкую горловину долины р. Моген-Бурен, создавая временную подпруду. Вероятно, она существовала недолго, но достаточно для осаждения мелкого взвешенного материала. Впоследствии она была размыта.

Одним из важнейших вопросов образования ледниково-подпрудных водоемов является время образования и особенности их дальнейшего существования. Поскольку большинство таких водоемов связано с периодами наибольшего распространения ледников, то необходимо определиться с ледниковыми эпохами.

Одной из основных проблем плейстоценовых оледенений в горах Южной Сибири является определение их количества. Большинство исследователей стремятся выделить в настоящее время три оледенения: самаровского (рисского) и два зырянского (вюрмского) времени. Стратотипы осадков соответствующих плейстоценовым оледенениям в горах Алтая описаны на южном борту Чуйской межгорной впадины и в районе Телецкого озера (Разрез новейших отложений Алтая, 1978), в долине р. Большой Улаган (Бутвиловский, 1993). В последние годы описываются разрез плейстоценовых и голоценовых отложений в Бертекской внутригорной котловине, по долинам р. Калгуты и Ак-Алахи (Михайлов, 2000). Однако новые подходы в палеогеографии, связанные с омоложением возраста рыхлых осадков горных районов, требуют дальнейшего изучения этих отложений, особенно в связи с появлением новых данных по их абсолютному датированию (Шейнкман, 1990; Бутвиловский, 1993; Редькин, 1999; Михайлов, 2000; Чистяков, Селиверстов и др., 2000).

Разделение наиболее молодых ледниковых отложений происходит преимущественно по различиям в литологии и морфологии моренных комплексов. В работах Ю.П. Селиверстова для востока Алтая показано, что существуют следы двух оледенений, отличающихся литологией отложений и морфологией поверхности. Крупновалунные сглаженные образования он относит к довюрмскому (рисскому) оледенению, а рельефно выраженные холмистогрядовые образования, часто заозеренные – к вюрмскому или последнему (Селиверстов, 1993а). Анализируя взгляды исследовате-

лей Азии, Ю.П. Селиверстов (1994б) утверждает, что «при реальном рассмотрении остатков последнего оледенения выясняется, что оно в наиболее распространенном представлении охватывает лишь вторую половину вюрма и оценивается максимум в 25 тыс. лет, а чаще не более 16–18 тыс. лет» (с. 61). Далее он подчеркивает, что точных датировок нет и обычно используются определения возраста коррелятных отложений.

П.А. Окишев (1982) на основании имевшихся тогда материалов пишет, что оледенение достигло максимума не позднее 32 ± 4 тыс. лет назад и не ранее 58 ± 6.7 тыс. лет назад. В.С. Шейнкман (1990), используя данные датированных им отложений известных разрезов морен долины р. Чаган-Узун, утверждает, что зырянское оледенение началось около 100 тыс. лет назад и существовало примерно 50 тыс. лет. Таким образом, первый позднеплейстоценовый мегастадиал относится ко времени ранее 58–60 тыс. лет назад.

Косвенные признаки свидетельствуют о двух позднеплейстоценовых ледниковых мегастадиалах (оледенений), разделенных интерстадиалом. В горах Юго-Западной Тувы интермегастадиал датируется временем 48–56 тыс. лет назад (Чистяков, Селиверстов и др., 2000), а в горах юго-восточной части Восточного Саяна по данным (Немчинов, Будаев и др., 2000) – 47–48 тыс. лет назад.

В.В. Бутвиловский (1993) на Алтае последнее оледенение (поздневюрмское) выделяет в интервале 24–15 тыс. лет (с учетом датировок А.С. Ревушкина (1979)). Он же указывает, что «...по подстилающим межледниковым отложениям, залегающим на коренных цоколях, имеется несколько надежных датировок, показывающих возраст 30–42 тыс. лет...» (Бутвиловский, 1993, с. 13). К сожалению, какие датировки имеются в виду и откуда они получены, не ясно.

Таким образом, имеются некоторые основания устанавливать существование интермегастадиала между двумя позднеплейстоценовыми мегастадиалами (оледенениями) на Алтае в период 56–30 тыс. лет назад, когда горные ледники либо исчезали совсем, либо сокращались до минимальных размеров.

Большинство исследователей считают, что последнее позднеплейстоценовое оледенение, или мегастадиал, имело место 25–15 тыс. лет назад. После максимальных стадий этого мегастадиала начался голоценовый этап деградации оледенения.

Ледниково-подпрудные озерные бассейны на Алтае возникли в результате образования ледовых плотин в долинах или котловинах именно в периоды максимального распространения ледников ранее 58–60 тыс. лет назад и 25 тыс. лет назад. Это Чуйское, Курайское, Уймонское, Улаганское, Калгутинское озера. С этими же периодами, очевидно, связано образование и крупных озерных водоемов на месте существования современных озер Ак-Холь и Хиндиктиг-Холь. Вместе с тем датирование озерных отложений, сохранившихся внутри моренных комплексов, когда-то являвшихся плотинами подпрудных озер, показывает, что последний крупный «озерный» период на Алтае связан с максимальным развитием ледников 25 тыс. лет назад.

Алтае-Саянская горная страна благодаря особенностям своего географического положения в центре азиатского материка, истории развития территории, особенностям рельефа и климата является идеальным районом для изучения проблем плейстоценовых оледенений, развития приледниковых озерных бассейнов. Именно поэтому в настоящее время требуются комплексные геолого-географические исследования с использованием современных методов и новых теоретических взглядов.

Литература

Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе // Геоморфология. 1985. №1. С. 65–74.

Бутвиловский В.В. Озерные бассейны последней ледниковой эпохи. Диалектика развития и палеогеографические эффекты (на примере Алтая) // Природа и экономика Кузбасса. Новокузнецк, 1989. С. 66–70.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, 1993.

Бутвиловский В.В., Прехтель Н. Особенности проявления последней ледниковой эпохи в бассейне Коксы и верховьев Катунь // Современные проблемы географии и природопользования. Барнаул, 2000. С. 31–47.

Гроссвальд М.Г., Рудой А.Н. Четвертичные ледниково-подпрудные озера в горах Сибири // Известия РАН. Сер. геогр. 1996. №6. С. 112–126.

Деяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П., Чумаков И.С. Еще о ледомах Алтая // Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. Т. 22. С. 64–75.

Михайлов Н.Н., Севастьянов Д.В. Озерные комплексы Горного Алтая и их эволюция в голоцене // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 1994. Вып. 3. С. 59–68.

Михайлов Н.Н. Еще раз к вопросу о позднеплейстоценовом оледенении Юго-Восточного Алтая и его дегляциации // Известия АГУ... 2000. №3. С. 43–55.

Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.Р. Плювиальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1984. №4. С. 15–25.

Немчинов В.Г., Будаев Р.Ц., Резанов И.Н., Савинова В.В. Особенности позднеплейстоценового оледенения юго-восточной части Восточного Саяна // География и природные ресурсы. Иркутск. 2000. №1. С. 88–93.

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

Разрез новейших отложений Алтая (Опорные разрезы новейших отложений). М., 1978.

Ревушкин А.С. О находке ископаемой древесины на хр. Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) // Известия Сиб. отд. АН СССР. Сер. биол. Новосибирск, 1979. Вып. 2. С. 46–47.

Рудой А.Н. К истории приледниковых озер Чуйской котловины (Горный Алтай) // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждение. М., 1981. Вып. 41. С. 213–218.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения – доказательство катастрофических прорывов гляциальных озер Горного Алтая // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края. Бийск, 1984. С. 60–64.

Рудой А.Н. Режим ледниково-подпрудных озер межгорных котловин Южной Сибири // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждение. М., 1988. Вып. 61. С. 36–44.

Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Томск, 1995.

Севастьянов Д.В., Селиверстов Ю.П. О лимногляциальном комплексе гор внутренней Азии // Известия Русского географического общества. 1993. Т. 125. Вып. 5. С. 13–15.

Селиверстов Ю.П. Ритмика создания гляциальных образований гор. 1. Современное состояние проблемы стадийности горных оледенений // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Вып. 3. 1993а. С. 71–81.

Селиверстов Ю.П. Ритмика создания гляциальных образования гор. 2. Причины и ранговость ритмов горных оледенений // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Вып. 4. 1993б. С. 60–70.

Селиверстов Ю.П. Возвратно-поступательный характер стадийного сокращения горных ледников // Известия РГО. Т. 131. Вып. 4. С. 43–47.

Селиверстов Ю.П., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г. Эволюция юрмского оледенения массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждение. М., 1999. Вып. 87. С. 132–138.

Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П., Михайлов Н.Н., Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А. Находка ископаемых лиственничников в моренных отложениях Юго-Западной Тувы // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. регион. науч.-практ. конф. 14–15 апреля 2000 г. Барнаул. 2000. С. 221–226.

Шейнкман В.С. Плейстоценовое оледенение гор Сибири: анализ, новые данные. 1990. Вып. 69. С. 78–85.

Шейнкман В.С. Об интерпретации следов древнего оледенения в горах Сибири. 1993. Вып. 77. С. 111–120.

В.П. Галахов, А.Г. Редькин

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

СОВРЕМЕННОЕ И ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ГОРНОГО УЗЛА ТАБЫН-БОГДО-ОЛА

В гляциологическом отношении Алтайская горная страна изучена очень неоднородно. В силу различных причин одним из малоизученных районов оказался мощный центр современного оледенения – горный узел (массив) Табын-Богдо-Ола. В его пределах находятся такие крупные ледники, как куполовидный ледник Аргамджи, сложнодолинные ледники Потанина (самый большой ледник Алтая), Александры, Гране, Козлова, Пржевальского, Обручева и др. Расположенный сразу на территории трех государств – России, Китая и Монголии, массив Табын-Богдо-Ола оказался в положении «дителя» из известной русской пословицы о семи няньках. Если на российскую и китайскую части его оледенения составлены каталоги ледников (Каталог..., 1977; Glacier..., 1982), то о монгольской части можно найти лишь сведения о числе и общей площади ледников (Ревякин, 1981). Отсутствует современная информация о наблюдениях за абляцией-аккумуляцией, балансом, толщиной и

другими характеристиками ледников массива, практически не изучено древнее оледенение. Труднодоступность горного узла вряд ли позволит в ближайшие годы организовать такие исследования, но появившиеся в последнее время методы гляциологических расчетов позволяют приступить к географическому изучению древнего и современного оледенения Табын-Богдо-Ола, опираясь на имеющийся в нашем распоряжении минимальный объем фактической информации.

Горный узел Табын-Богдо-Ола является самостоятельной географической единицей на стыке хребтов Южный Алтай, Сайлюгем и Монгольский Алтай. Высотные отметки хр. Южный Алтай колеблются от 3000 до 3800 м. Это типичный альпинотипный рельеф с острыми вершинами и многочисленными карами. Часть каров занята современными ледниками, часть заполнена водой и образует озера. Кары располагаются на различных высотных уровнях, образуя несколько ярусов. Долины всех рек являются троговыми, вследствие этого боковые притоки подняты на 250–300 м выше дна главных речных долин (Каталог..., 1977).

Хребет Сайлюгем, отходящий от массива Табын-Богдо-Ола на восток и затем разворачивающийся на север, характеризуется меньшими абсолютными высотами, чем Южный Алтай. Однако он также несет на себе следы оледенения: древние разрушенные кары и широкие троговые долины (Ивановский, 1967).

Хребет Монгольский Алтай наиболее значителен по протяженности и абсолютным высотам. Средняя высота его достигает 3500 м, в отдельных точках около 4000 м: гора Кийтын (4374 м) и гора Ундер-Хайрхан-Ула (3914 м). Для хребта Монгольский Алтай, по крайней мере в его северной, наиболее возвышенной части, характерны многочисленные кары, расположенные также на различных высотных уровнях. Верхние заняты ледниками, нижние – живописными озерами. Речные долины северо-восточного и юго-западного склонов имеют характер троговых. Но как отмечает В.В. Сапожников: «В то время как иртышский склон прорезан глубокими, сочными, лесистыми долинами, кобдоский склон скоро переходит в ряд пустынных каменистых нагорий» (Сапожников, 1949, с. 439).

Климат района исследований определяется его географическим положением в системе высокогорных хребтов Алтая и абсолютными отметками. Радиационные условия района характеризуются значительной высотой солнца в летнее время. В зимнее время

высота солнца значительно меньше, вследствие этого продолжительность солнечного сияния уменьшается почти в три раза по сравнению с летним периодом (106 часов в декабре и 296 часов в мае-июне по метеостанции Кош-Агач). Наибольшее количество тепла получают межгорные котловины и плоские водоразделы, представление о солнечной радиации которых дает таблица 1.

Таблица 1

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

Месяц	Солнечная радиация		Баланс	Альбе́до, %
	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	19
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

Глубокие долины и ущелья получают тепла существенно меньше.

Перенос воздушных масс, а вместе с ними тепла и влаги, на территорию Алтая осуществляется в процессе общей циркуляции атмосферы. В результате взаимодействия западного переноса и стационарных областей высокого и низкого давления, циклонов и антициклонов, Алтай заполняется преимущественно морским воздухом Атлантики и Арктики. В других случаях воздушные массы носят континентальный характер и поступают из Средней Азии, Центральной Азии или из Восточной Сибири.

Климат массива Табын-Богдо-Ола и окружающих его межгорных котловин существенно различен. К сожалению, все метеорологические станции, по которым мы можем привести материалы наблюдений, находятся в межгорных котловинах, либо в предгорьях. Некоторое представление о годовом ходе и внутригодовой изменчивости температур можно получить из таблицы 2.

Таблица 2

Средняя месячная и годовая температура воздуха, °С
по «Программе...» (1977)

Месяцы	Гидрометеостанции		
	Кош-Агач	Бертек	Улангом
I	-32,0	-31,0	-32,9
II	-28,8	-28,0	-30,2
III	-16,4	-21,0	-18,8
IV	-2,5	-8,0	-0,4
V	5,5	0,0	11,3
VI	11,7	8,0	17,9
VII	13,8	9,0	19,2
VIII	12,0	7,0	16,9
IX	5,6	1,0	10,2
X	-4,2	-8,0	0,2
XI	-17,3	-18,0	-1,1
XII	-24,7	-26,0	-26,7
Год	-6,0	-9,5	-3,7

По условиям увлажнения исследуемый район крайне неоднороден. Малое количество осадков выпадает на плато Укок и в долинах рек Цаган-Гол и Кобдо (табл. 3). Об этом свидетельствует широкое распространение в этом районе горно-степных ландшафтов, имеющих опустыненный характер. Приведем также имеющиеся материалы по метеорологическим станциям Китая (табл. 4).

Таблица 3

Месячное количество осадков по В.П. Галахову (1991), мм

Месяц	Гидрометеостанции	
	Кош-Агач	Улангом
I	4	2,3
II	2	2,2
III	2	3,9
IV	4	3,8
V	9	7,3
VI	19	22,3
VII	27	39,5
VIII	25	22,6
IX	9	15,1
X	3	4,6
XI	6	8,5
XII	6	4,1
Год	116	136,2

Таблица 4

Характеристика термического режима и осадков по метеорологическим станциям КНР по В.П. Галахову, И.Н. Руденко (1993)

Станции	Температура					Осадки		
	средне- годовая	V- IX	X- IV	I	VI	средне- годовые	V- IX	X-IV
Каба	4,0	17,9	-5,9	-16,7	22,6	169,7	91,6	78,1
Бурчун	4,0	18,5	-6,3	-17,3	22,5	118,5	67,0	51,5
Алтай	4,1	18,5	-6,4	-16,8	22,5	179,5	83,3	96,2

Районы оледенения массива получают довольно значительные количество осадков. По наблюдениям авторов, летом 1992 г. на западной оконечности ледникового купола Табын-Богдо-Ола со стороны России толщина снежного покрова в районе фирновой границы на высоте 3250–3300 м составляла около 1 м. При плотности снега $0,45 \text{ г/см}^3$ это составляет 450 мм. Необходимо отметить, что наблюдения проводились в начале июля, когда большая часть языка ледника уже освободилась от снежного покрова. Толщина наложенного льда составляла 10 см, т.е. снегонакопление в этой части ледникового купола можно оценить примерно в 600–700 мм.

По данным Ван Лилуна (Li-lung Wang, 1990) в фирновом бассейне ледника Канас (по В.В.Сапожникову – ледник Пржевальского) на высоте 3370 м по наблюдениям в конце июля 1980 г. за 1978/79 балансовый год фирновый остаток составил в первом шурфе 805 мм, во втором – 714 мм, за 1979/80 балансовый год в первом шурфе – 612 мм, во втором шурфе – 580 мм. Снегонакопление на этой высоте Ван Лилун оценивает в 1000 мм.

Таким образом, можно отметить следующее. Количество осадков на ледниках узла существенно больше, чем в межгорных котловинах. На высоте фирновой линии аккумуляция на ледниках России оценивается в 600–700 мм (наблюдения 1992 г.). На высоте 3370 м на леднике Пржевальского (также район фирновой линии) количество осадков оценивается в 1000 мм (наблюдения 1980 г.). Поскольку оценить термический режим на ледниках горного узла весьма сложно, построим карту распределения среднелетних температур воздуха на фиксированной высоте (2500 м). Для построения карты воспользуемся существующими наблюдаемыми средне-многолетними температурами сетевых метеостанций (табл. 5).

Таблица 5

Среднемноголетние среднелетние температуры воздуха на метеорологических станциях в районе горного узла Табын-Богдо-Ола

Метеостанции	H, м	$t_{\text{ср. лет.}}^{\circ\text{C}}$	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
Каба	450	20,6	2050	8,8
Бурчун	450	21,2	2050	9,4
Алтай	700	21,2	1800	10,7

Примечание: по ГМС Аккем среднелетнюю температуру следует увеличить примерно на $0,7^{\circ}\text{C}$ вследствие выхолаживающего влияния Аккемского озера (Руководство..., 1966).

Температура на фиксированной высоте определялась с помощью градиентов, которые рассчитаны по имеющимся парам станций. Материалы этих расчетов показывают, что до высоты одного километра термический градиент можно принять равным $0,5^{\circ}$ на 100 м, а выше километра – $0,57\text{--}0,6^{\circ}$ на 100 м. По наблюдаемым среднемноголетним среднелетним температурам на метеорологических станциях и градиенту температур воздуха рассчитана среднелетняя температура воздуха на фиксированной высоте и далее построена соответствующая карта (рис. 1).

Анализ изменения среднелетней температуры воздуха на высоте 2500 м показывает, что температура монотонно увеличивается от горного узла Белухи в сторону Монголии и Китая, с градиентом около одного градуса на 40–50 км. Увеличение температуры на юг связано с ее широтным распределением, а нарушение широтного распределения восточнее Аргута – с затрудненным воздухообменом вследствие барьерного эффекта Северо- и Южно-Чуйских хребтов. Катунский хребет не является барьером на пути воздушных потоков, так как воздух может его огибать как со стороны плоскогорья Укок (через долину Бухтармы), так и с более северной стороны (через долину Коксы и далее по долине самой Катунь). Необходимо также отметить, что температура воздуха на

высоте 2,5 км в районе массива Табын-Богдо-Ола изменяется от 7° на северо-западе до $7,5^{\circ}$ на юго-востоке. Собственно само оледенение узла на распределение изолиний не оказывает никакого влияния. Это говорит о его весьма слабом выхолаживающем эффекте, которое совершенно не выражается в соответствующей системе изолиний.

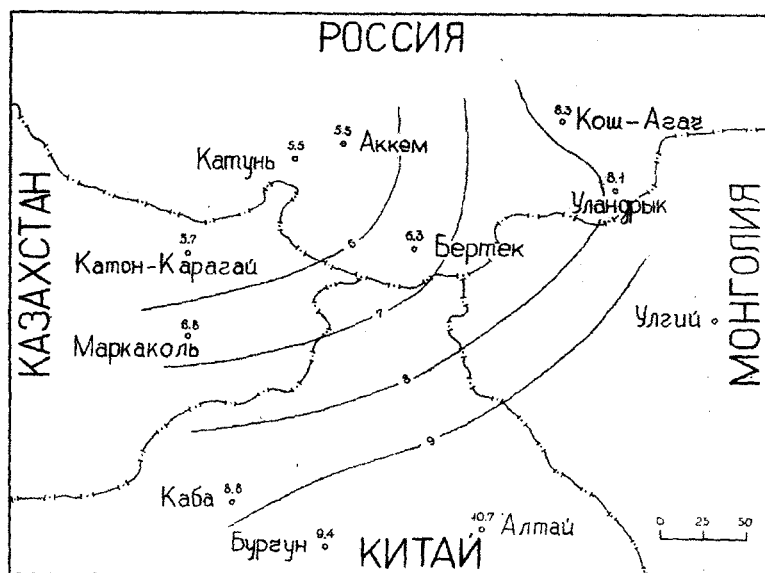


Рис. 1. Поле температур на высоте 2500 м в районе горного узла Табын-Богдо-Ола и хребта Монгольский Алтай

Задачей составления «Каталога ледников» является полный учет количества, площадей, высотного положения и ряда других характеристик по районам оледенения. Вопрос о каталогизации ледников СССР впервые поднял Г.А. Авсюк (1963). В 1966 г. было издано «Руководство по составлению Каталога ледников СССР», при составлении отдельных частей «Каталога» использовался весь имеющийся картографический материал. Требуемые характеристики определялись по картам масштаба 1:100000 с обязательным привлечением материалов аэрофотосъемки и визуального дешифрирования снимков. Все это позво-

лило советским гляциологам в 1977 г. издать каталог ледников бассейна р. Аргут (Каталог..., 1977). В 1982 г. китайскими гляциологами был издан соответствующий каталог (Glacier..., 1982). К сожалению, на территорию Монголии по данному району мы обладаем массивом требуемых карт для рек Цаган-Гол и верховий Кобдо (примерно по широте перевала Постигаин-Даба). На южную часть территории, необходимую для последующих расчетов, таблицы «Каталога» составлялись по картам масштаба 1:200000 (в этом масштабе ледники площадью менее 0,2 кв. км могут быть не отмечены, а расположенные рядом ледники объединены в один).

Отсутствие аэрофотоснимков делает невозможным определение высоты фирновой линии прямыми методами. Поэтому для крупных ледников эта высота определялась способом Гесса (полоса на карте, где вогнутые горизонтали области питания сменяются выпуклыми в области языка), а для подавляющего большинства — способом Гефера (среднее арифметическое из полосы обрамления фирнового бассейна и высоты конца языка ледника). Естественно, что положение среднеголоценовой снеговой границы определялось с ошибкой, но она вполне допустима для построения карты высоты границы питания по группам ледников, а не по отдельным ледникам (Гляциологический..., 1984).

По данным В.С. Ревякина (1981), к бессточному району Центральной Азии (территория Монголии) относится 128 ледников, общей площадью 317 кв. км. В нашем случае мы вели учет лишь ледников, необходимых для построения карты высоты границы питания в районе горного узла Табын-Богдо-Ола (примерно до широты $48^{\circ} 40'$).

«Каталог» построен следующим образом. В его начале приводится общая гидрографическая схема района (рис. 2), на которой отмечены бассейны рек, по которым составлены таблицы. Нумерация ледников идет сквозная, по всем бассейнам, в отдельном бассейне по часовой стрелке (рис. 3–7). Информация в таблицах «Каталога» идет в соответствии с требованиями «Руководства по составлению Каталога ледников СССР» (1966). Поскольку часть ледников в бассейне р. Калгуты не отражена в «Каталоге ледников бассейна р. Аргут» (Каталог..., 1977), на данную территорию также приводится соответствующая информация (табл. 6). Нумерация этих ледников сделана отдельно.

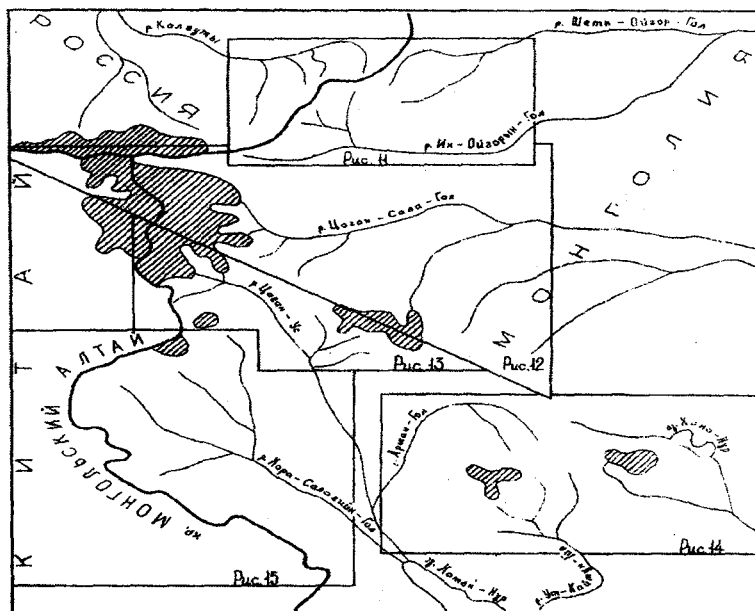


Рис. 2. Схема выделения листов монгольского раздела «Каталога ледников»

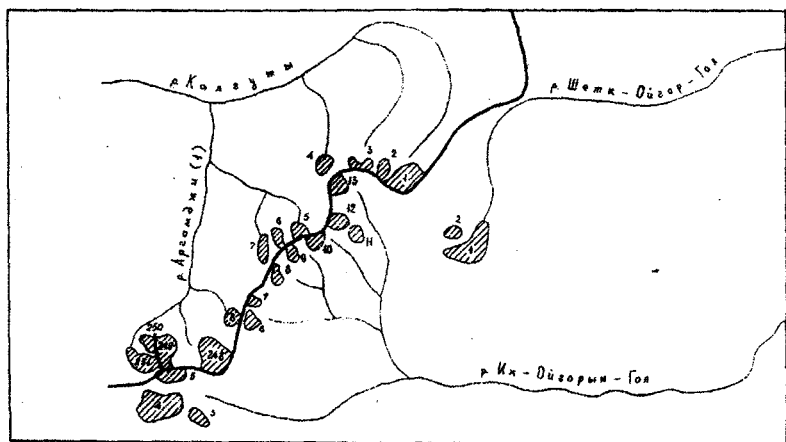


Рис. 3. Схема расположения ледников в бассейнах р. Калгуты, Шетк-Ойгор-Гол, Их-Ойгорын-Гол

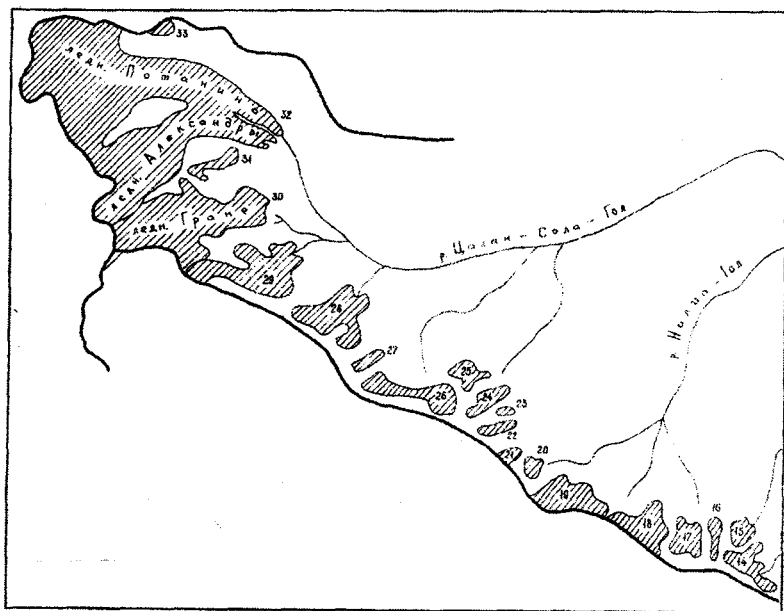


Рис. 4. Схема расположения ледников в бассейне р. Цаган-Сала-Гол

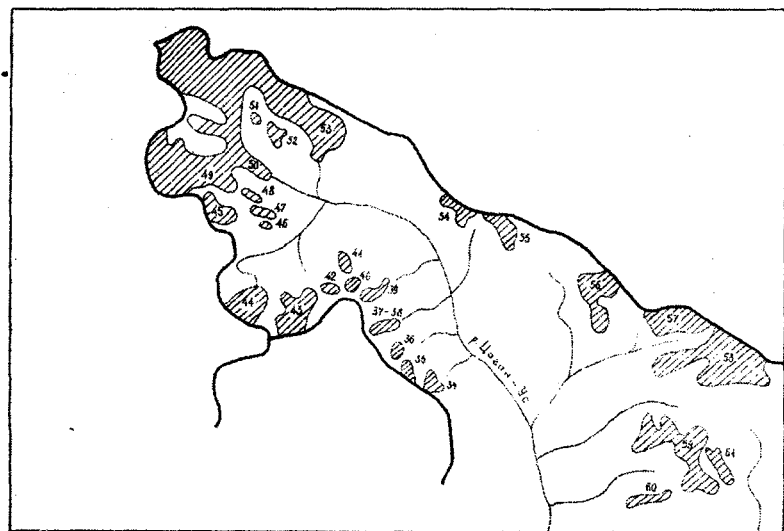


Рис. 5. Схема расположения ледников в бассейне р. Цаган-Ус

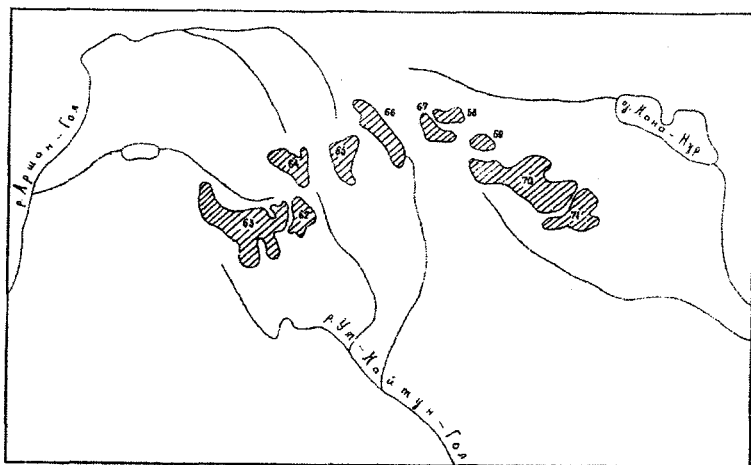


Рис. 6. Схема расположения ледников в бассейнах
р. Аршан-Гол, Могойтын-Гол, Ут-Хайтун-Гол

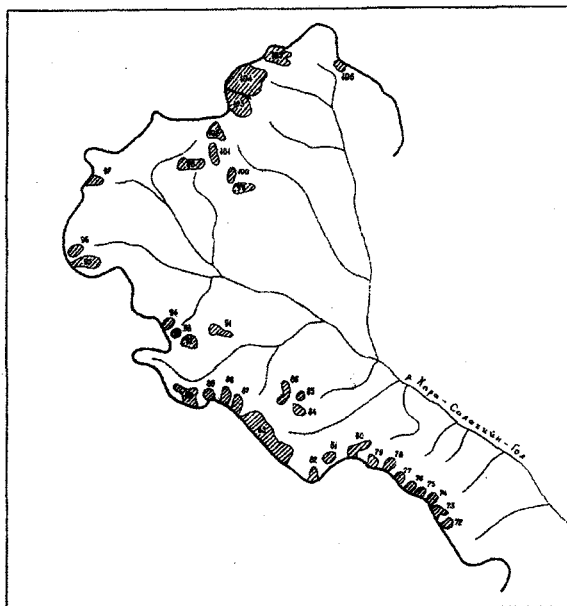


Рис. 7. Схема расположения ледников в бассейне
р. Хара-Салагийн-Гол

Таблица 6

Схема ледников горного узла Табын-Богдо-Ола

№ по схеме	Морфо- тип	Экспо- зиция	Наибольшая длина, км		Площадь, кв. км		Высота, м		Фирно- вая линия (высот м)
			всего ледника	откры- той части	всего ледника	откры- той части	низшей точки	высшей точки	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Бассейн р. Калгуты									
1	кар	СВ	1,8	1,8	1,28	1,28	3020	3529	3270
2	вис.	С	1,0	1,0	0,28	0,28	3020	3529	3270
3	кар.-вис.	С	0,8	0,8	0,60	0,60	3140	3440	3290
4	вис.	С	0,6	0,6	0,08	0,08	3140	3469	3300
5	вис.	С	0,5	0,5	0,20	0,20	3200	3502	3350
6	вис.	С	0,6	0,6	0,12	0,12	3140	3515	3330
7	вис.	С	0,8	0,8	0,20	0,20	3120	3520	3320
8	вис.	С	0,4	0,4	0,12	0,12	3120	3400	3260
Бассейн р. Шетк-Ойгор-Гол									
1	приск.	ЮВ	0,6	0,6	1,08	1,08	3320	3400	3360
2	приск.	С	0,6	0,6	0,12	0,12	3280	3456	3370
Бассейн р. Их-Ойгорын-Гол									
3	прик.	С	0,4	0,4	0,16	0,16	3300	3550	3420
4	кар.	СВ	1,4	1,4	0,84	0,84	3080	3620	3350
5	вис.	В	1,2	1,2	0,48	0,48	3300	3624	3460
6	вис.	В	0,7	0,7	0,16	0,16	3320	3490	3400
7	кар.	СВ	0,2	0,2	0,12	0,12	3320	3400	3360
8	вис.	В	0,6	0,6	0,36	0,36	3240	3490	3370
9	вис.	В	0,4	0,4	0,16	0,16	3300	3515	3410
10	вис.	В	1,0	1,0	0,16	0,16	3220	3480	3350
11	вис.	СВ	0,3	0,3	0,08	0,08	3100	3280	3190
12	вис.	СВ	0,5	0,5	0,12	0,12	3080	3384	3230
13	вис.	СВ	0,5	0,5	0,28	0,28	3220	3469	3340
Бассейн р. Цаган-Сала-Гол									
14	кар.	В	1,6	1,6	1,92	1,92	3080	3668	3370
15	кар.	СВ	1,2	1,2	0,64	0,64	3220	3668	3440
16	кар.	С	2,1	2,1	0,64	0,64	3140	3640	3390
17	кар.	С	1,4	1,4	1,44	1,44	2960	3400	3180
18	купол.	СЗ	2,4	2,4	2,72	2,72	3200	3600	3400
19	купол.	СВ	2,8	2,8	2,40	2,40	3080	3560	3320
20	кар.	СВ	1,2	1,2	1,00	1,00	3020	3420	3220
21	кар.	СВ	1,1	1,1	0,60	0,60	3040	3360	3200
22	кар.	СВ	1,7	1,7	0,32	0,32	3100	3280	3190
23	прискл.	СВ	1,0	1,0	0,16	0,16	3220	3326	3270
24	кар.	СВ	2,5	2,5	1,04	1,04	2860	3100	2980

Продолжение таблицы 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
25	купол.	СВ	1,2	1,2	1,12	1,12	3220	3570	3400
26	кар.	С	1,8	1,8	2,92	2,92	2980	3260	3120
27	кар.	СВ	1,5	1,5	0,40	0,40	2980	3260	3120
28	сл.дол.	СВ	3,5	3,5	3,20	3,20	2960	3420	3190
29	сл.дол.	СВ	4,8	4,8	5,24	5,24	2800	3805	3300
30	сл.дол.	В	6,8	6,8	13,40	13,40	2830	3904	3320
31	кар.	СВ	2,2	2,2	1,08	1,08	3100	3670	3380
32	сл.дол.	В	11,7	11,7	40,16	39,60	2860	4374	3300
33	купол.	В	1,3	1,3	0,56	0,56	3440	3880	3660
Бассейн р. Цаган-Ус									
34	кар.	СВ	0,4	0,4	0,32	0,32	3040	3040	2960
35	кар.	СВ	0,3	0,3	0,16	0,16	3000	3200	3100
36	кар.	СВ	0,2	0,2	0,16	0,16	3070	3200	3140
37-38	кар.-вис.	СВ	0,6	0,6	0,40	0,40	2920	3200	3060
39	кар.	СВ	0,7	0,7	0,64	0,64	2900	3320	3110
40	купол.	СВ	0,2	0,2	0,16	0,16	3320	3570	3440
41	кар.	С	1,0	1,0	0,52	0,52	2874	3160	3020
42	кар.	СЗ	0,4	0,4	0,20	0,20	2960	3360	3160
43	кар.	С	1,3	1,3	2,88	2,88	2860	3360	3110
44	кар.	С	0,8	0,8	1,92	1,92	2860	3300	3080
45	кар.	ЮВ	2,1	2,1	1,68	1,68	3050	3361	3200
46	вис.	СВ	0,6	0,6	0,12	0,12	2960	3245	3100
47	кар.	СВ	0,9	0,9	0,24	0,24	2750	3050	2900
48	кар.	В	1,2	1,2	0,28	0,28	2880	3480	3180
49	кар.	СВ	1,4	1,4	0,40	0,40	2740	3420	3080
50	дол.	ЮВ	7,8	7,8	20,50	20,50	2500	4073	3210
51	вис.	З	0,3	0,3	0,08	0,08	3100	3200	3150
52	кар.	ЮВ	1,1	1,1	0,52	0,52	3100	3410	3260
53	дол.	ЮВ	4,7	4,7	5,40	5,40	2820	3605	3280
54	купол.	СЗ	1,8	1,8	1,04	1,04	3300	3600	3450
55	купол.	СЗ	2,0	2,0	1,56	1,56	3390	3624	3510
56	купол.	ЮЗ	1,2	1,2	1,60	1,60	3120	3440	3280
57	купол.	В	2,0	2,0	2,40	2,40	3080	3560	3320
58	купол.	СЗ	5,0	5,0	5,28	5,28	3080	3600	3340
59	купол.	СВ	1,8	1,8	3,52	3,52	3060	3600	3330
60	прискл.	Ю	0,4	0,4	0,48	0,48	3200	3370	3280
61	кар.	СВ	0,8	0,8	0,64	0,64	2960	3220	3090
Бассейн р. Аршан-Гол, Уг-Хайтун-Гол, Могойтун-Гол									
62	купол.	С	1,8	1,8	1,44	1,44	3000	3369	3180
63	купол.	В	0,9	0,9	4,96	4,96	2960	3369	3160
64	кар.	СВ	1,2	1,2	1,60	1,60	2760	3130	2950
65	кар.	ЮВ	1,0	1,0	1,44	1,44	3020	3280	3150
66	прискл.	СВ	0,7	0,7	2,08	2,08	2800	3180	2990

Продолжение таблицы 6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
68	купол.	СВ	1,0	1,0	0,64	0,64	3200	3460	3330
69	кар.	СВ	0,6	0,6	0,48	0,48	2960	3120	3040
70	купол.	СВ	2,8	2,8	4,64	4,64	2960	3600	3280
71	кар.	В	2,0	2,0	1,92	1,92	2960	3560	3260
Бассейн р. Хара-Салагийи-Гол									
72	кар.	СВ	0,6	0,6	0,06	0,06	2980	3160	3070
73	кар.	СВ	0,4	0,4	0,15	0,15	2960	3240	3100
74	кар.	СВ	0,6	0,6	0,15	0,15	3010	3240	3120
75	купол.	С	0,4	0,4	0,04	0,04	3160	3382	3270
76	кар.	СВ	0,5	0,5	0,08	0,08	2780	3060	2920
77	вис.	СВ	0,3	0,3	0,06	0,06	3000	3260	3130
78	кар.	СВ	0,7	0,7	0,14	0,14	2950	3280	3120
79	кар.	СВ	0,6	0,6	0,14	0,14	2940	3300	3120
80	купол.	СВ	1,2	1,2	0,26	0,26	3020	3397	3210
81	кар.	С	0,8	0,8	0,10	0,10	2720	3200	2960
82	кар.	С	0,8	0,8	0,14	0,14	2860	3200	3030
83	прискл.	СВ	1,0	1,0	1,06	1,06	2650	3200	2920
84	вис.	ЮВ	0,8	0,8	0,08	0,08	3050	3400	3220
85	кар.	СВ	0,6	0,6	0,08	0,08	2900	3200	3050
86	кар.	С	1,2	1,2	0,20	0,20	2820	3240	3030
87	купол.	С	0,8	0,8	0,14	0,14	3080	3283	3180
88	кар.	С	1,0	1,0	0,18	0,18	2700	3100	2900
89	вис.	С	0,3	0,3	0,03	0,03	2800	3050	2925
90	кар.	СВ	0,8	0,8	0,32	0,32	2720	3020	2870
91	прискл.	СВ	0,7	0,7	0,20	0,20	2840	3200	3020
92	кар.	С	0,8	0,8	0,26	0,26	2660	3100	2880
93	кар.	В	0,7	0,7	0,12	0,12	2820	3100	2960
94	кар.	СВ	0,7	0,7	0,10	0,10	2900	3100	3000
95	кар.	С	1,4	1,4	0,44	0,44	2800	3458	3130
96	кар.	С	1,0	1,0	0,14	0,14	2870	3200	3040
97	кар.	СВ	0,8	0,8	0,18	0,18	2820	3319	3070
98	кар.	С	0,8	0,8	0,32	0,32	2820	3200	3010
99	кар.	В	1,4	1,4	0,24	0,24	2780	3200	2990
100	кар.	СВ	0,8	0,8	0,14	0,14	2880	3240	3060
101	прискл.	В	0,4	0,4	0,26	0,26	3040	3200	3120
102	кар.	ЮВ	1,0	1,0	0,32	0,32	2960	3240	3100
103	кар.	ЮВ	2,0	2,0	0,80	0,80	2800	3624	3210
104	кар.	ЮВ	2,2	2,2	1,22	1,22	2900	3624	3260
105	кар.	В	1,5	1,5	0,46	0,46	3080	3400	3240
106	вис.	Ю	0,3	0,3	0,08	0,08	3270	3412	3340

Как уже отмечалось ранее, прямых наблюдений за режимом ледников в данном регионе не проводилось. Поэтому единственной возможностью каким-то образом оценить как аккумуляцию, так и абляцию является метод, разработанный А.Н. Кренке (1982). В качестве картируемой величины изменения режима ледников А.Н. Кренке была выбрана абляция на высоте границы питания, которая характеризует не только величину таяния, но и величину аккумуляции. С целью уменьшения ошибок расчеты проводятся не по отдельным ледникам, а по группам.

Расчет абляции – аккумуляции проводится по формуле:

$$A = 1,33K (t_{\text{лет}} + 9,66)^{2,85}, \quad (1)$$

где A – таяние на высоте границы питания; $t_{\text{лет}}$ – среднегодовое летняя температура воздуха за июнь–август на высоте границы питания; K – региональный экспозиционный коэффициент, изменение которого показано в таблице 7.

Таблица 7

Региональный экспозиционный коэффициент, учитывающий экспозицию склонов при переходе от обобщенной формулы Кренке–Ушакова к расчетам в исследуемом регионе

Экспозиция	С	СВ/СЗ	В/З	ЮВ/ЮЗ	Ю
Коэффициент	0,82	0,94	1,07	1,19	1,31

Для построения поля высоты фирновой границы А.Н. Кренке рекомендует вести расчет не по отдельным ледникам, а по их группам (в группе объединены по 5–10 ледников различных морфологических типов, размеров, экспозиции). Средняя высота фирновой границы в группе определялась как среднее арифметическое и относилась к центру тяжести выделенной группы ледников. Всего было выделено 56 групп, по которым построена соответствующая карта (рис. 8).

Анализ карты и распределения высоты фирновой границы показывает, что идет ее закономерное увеличение с юго-запада на северо-восток, нарушаемое по линии Канас–Ак-Алаха и в верховьях р. Хара-Салайгин-Гол. В районах крупных орографических единиц (например, горы Саргамыр-Нуру и непосредственно сам массив Табын-Богдо-Ола) среднегодовое летнее снеговое покрытие

шается. Это связано с тем, что юго-западные влагонесущие потоки, обтекая сам массив, отклоняются вправо и влево.

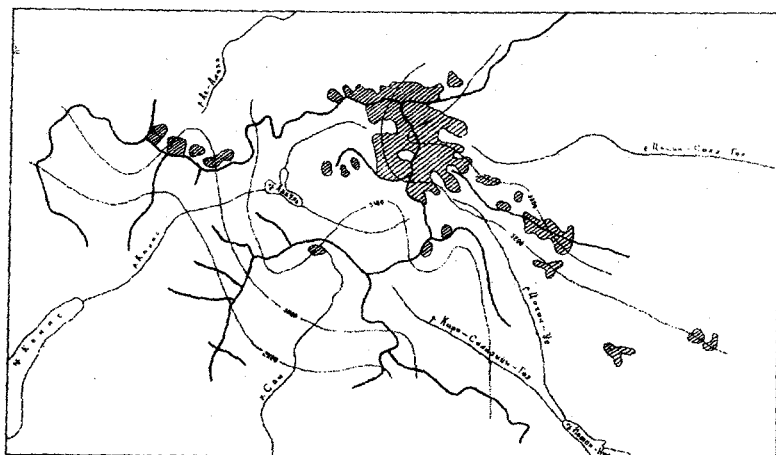


Рис. 8. Высота фирновой границы в районе горного узла Табын-Богдо-Ола и хр. Монгольский Алтай

Изолинии абляции-аккумуляции на высоте фирновой границы строились по полученным значениям ее средней высоты и изолиниям средней температуры воздуха на фиксированной высоте. В каждой выделенной группе ледников определялись высота границы питания, температура на фиксированной высоте и преобладающая экспозиция. Температуры за летние месяцы на высоте фирновой границы для ввода в формулу 1, определялись по градиентам температур, принятым равным $0,6^{\circ}$ на 100 м, с учетом температурного скачка при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной по формуле:

$$T_{\phi} = T_{2500} - 0,6(H_{\phi} - 2500)/100 - T_{\text{ск}}, \quad (2)$$

где T_{ϕ} – температура на высоте фирновой границы; T_{2500} – температура на фиксированной высоте; H_{ϕ} – высота фирновой границы; $T_{\text{ск}}$ – поправка на скачок температуры (табл. 8).

По полученному полю точек проводилась соответствующая интерполяция (рис. 9).

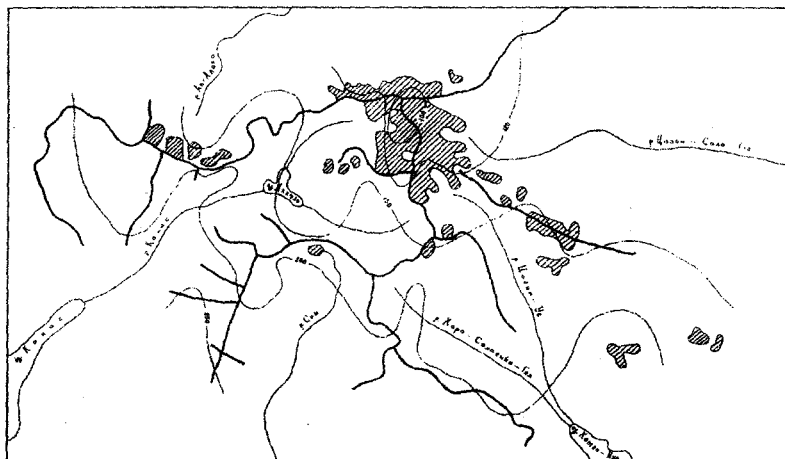


Рис. 9. Абляция-аккумуляция на высоте фирновой границы в горном узле Табын-Богдо-Ола и хр. Монгольский Алтай

Анализ карты абляции-аккумуляции на высоте фирновой границы показал следующее. Изменение величин идет, как и в случае с высотой границы питания, с юго-запада на северо-восток. Наименьшие величины абляции-аккумуляции (100 г/см^2) наблюдаются непосредственно в районе горного узла Табын-Богдо-Ола. Величины в 200 г/см^2 отмечаются на южном макросклоне хребта Южный Алтай и на западном склоне Монгольского Алтая. Влагонесущие потоки как бы охватывают горный узел с юго-запада и северо-востока. Характеризуя количество осадков на ледниках, абляция-аккумуляция на высоте фирновой границы не является их аналогом. Необходимо заметить, что коэффициент концентрации, по наблюдениям на алтайских ледниках, колеблется от 1,0–1,2 (для крупных и долинных ледников) до 2–3 (для малых и каровых). Коэффициент концентрации для куполовидных ледников в зависимости от конкретной ситуации может принимать значения как больше, так и меньше единицы. В первом приближении рассматривая полученную картину распределения абляции-аккумуляции на высоте границы питания, годовые осадки на ее высоте можно оценить в 1000 мм на юго-западе и западе планшета и в 700–800 мм – в районе горного узла Табын-Богдо-Ола. В юго-западной части хребта

Сайлюгом (верховья р. Калгуты и Их-Ойгорын-Гол) количество годовых осадков примерно равно 500–600 мм/год.

Таблица 8

Скачок температуры при переходе от теплой подстилающей поверхности к холодной (Программа..., 1977)

Преобладающая длина ледника, км	0,0–0,3	0,3–2,0	2,0–4,0	4,0–10,0	Более 10
$T_{ск}, ^\circ C$	0,5	0,8	1,0	1,5	2,0

При палеогеографических реконструкциях географы оперируют существующими моренными комплексами. Поскольку количество датированных моренных комплексов на Алтае невелико, достоверно оценить максимум распространения ледников в период последнего похолодания сложно. Особенно это касается исследуемой территории. Датировки для нее единичны, а предполагаемое существование в прилегающих к массиву Табын-Богдо-Ола внутригорных впадинах ледоёмов (Бертекской, Кобдинской) затрудняет возможность оперировать моренными комплексами.

В нашей предыдущей работе (Галахов, Кондрашев, 1991) был предложен метод расчета положения палеоледников Алтая. Используя имитационную модель расчета современного состояния баланса ледника, на примере бассейна Актру, была получена кривая изменения средней летней температуры воздуха за последние 20 тыс. лет. Сравнение существующих моренных комплексов в бассейне р. Актру и в бассейне р. Чаган-Узуна (выбранных в качестве объекта проверки работоспособности модели) с положением стационарирования ледников по модели показало их хорошую сходимость. Результаты численного моделирования в других опорных бассейнах Алтая (Галахов, Руденко, 1993) показали, что депрессия снеговой границы на Алтае 18 тыс. лет назад (в период максимума последнего похолодания на Алтае) изменялась в зависимости от снежности района, что подтверждает вывод Виссмана (Messerli, 1967), и от размеров палеоледников. Таким образом, вслед за Л.Н. Ивановским (1967) можно определенно утверждать, что применение одной и той же величины депрессии снеговой границы при реконструкции положения палеоледников и для ледников различных размеров неверно. Собственно само значение депрессии в максимум последнего похолодания составляет, по результатам моделирования, для крупных долинных ледников от 0,40 (районы малой

снежности) до 0,60 км (районы большой снежности). По данным Л.Н. Ивановского эта величина изменялась от 0,40 до 0,70 км.

Поскольку применение имитационной модели требует определенных условий, естественно попытаться разработать более простой способ решения проблемы распространения оледенения на максимум последнего похолодания. Зависимость депрессии снеговой границы от величины современной абляции-аккумуляции на высоте фирновой границы нами получена (Галахов, Руденко, 1993). Естественно предположить, что от величины современного снегонакопления на ледниках будет зависеть и ледниковый коэффициент, т.е. соотношение площадей аккумуляции и абляции. Попытка построить такие зависимости для современных условий (по материалам аэрофотосъемки в конце периода абляции) и на максимум похолодания (по результатам численного моделирования) привела к положительному результату.

Таким образом, алгоритм расчета распространения крупных долинных ледников следующий. По карте современной абляции-аккумуляции на рассчитываемом участке определяется величина снегонакопления на высоте современной снеговой границы. По этой величине находится депрессия снеговой границы и ледниковый коэффициент. Зная современную высоту региональной снеговой границы и ее депрессию, можно найти площадь фирнового бассейна рассчитываемого палеоледника. Зная площадь фирнового бассейна и ледниковый коэффициент, рассчитывается положение языка соответственно рельефу. Толщину крупных долинных ледников при расчетах в районе фирновой границы примем равной 300 м.

Для районов с мелким дисперсным оледенением (где палеоледники были существенно меньше) в соответствии с результатами численного моделирования величина депрессии снеговой границы уменьшалась на 25–30%. Поскольку на данные районы нами получена высота локальной, а не региональной снеговой границы, ее высота в соответствии с рекомендациями Б. Мессерли (Messerli, 1967) увеличивалась на 100–150 м (в верховьях р. Ак-Алахи разница между современной региональной снеговой границей, определенной по крупным долинным ледникам, и локальной, определенной по находящимся в бассейне малым каровым и висячим формам оледенения, составляет 130 м). Естественно, что распространение древнего оледенения на исследуемый район проводилось в соответствии с существующим рельефом.

На территории России современная снеговая граница проходит на высоте 3,2 км в восточной части горного узла Табын-Богдо-Ола и на высоте 3,0 км в западной. Современная абляция-аккумуляция в восточной части равна 100 г/см^2 , в западной – 150 г/см^2 . Поскольку высота снеговой границы определялась по крупным ледникам, ее можно принять в качестве региональной. Тогда депрессия снеговой границы для восточной части горного узла равна 400 м, для западной – 500 м.

Предварительные расчеты площади палеоледников, спускавшихся по северному склону массива Табын-Богдо-Ола в Бертекскую внутригорную впадину, показали, что энергии оледенения хватало для заполнения впадины льдом (Редькин, 1994). На первом этапе формирования ледоема разница высот между высотой фирновой палеограницы и поверхностью языков ледников была невелика – от 0,1 до 0,3 км в западной и восточной частях массива. В сочетании с подпруживающим эффектом, возникшим в связи с особенностями рельефа Бертекской внутригорной впадины, такое ее положение способствовало смыканию с поверхностью заполнявших котловину палеоледников и запуску собственно механизма ледоемообразования (Редькин, 1994). Проводившиеся позднее геоморфологические исследования подтвердили эти выводы (Редькин, 1998).

На территории Монголии в бассейне р. Их-Ойгорын-Гол в настоящее время фирновая граница лежит на высоте 3,3 км. Современная абляция-аккумуляция этого района с мелким дисперсным оледенением составляет 125 г/см^2 . С учетом разработанного алгоритма оценки древнего оледенения позднеплейстоценовый ледник должен был спускаться до абсолютных отметок 2,4 км. Фирновая граница находилась на высоте 2,85 км.

Более сложным было оледенение в бассейне озер Хотон-Нур, Хурган-Нур и Даян-Нур. По наблюдениям Е.В. Девяткина и В.Э. Мурзаевой (1982), в этом районе должен был существовать ледоем. Попытаемся оценить, способны ли были ледники полностью закрыть эту котловину. Высота современной фирновой границы в верховьях р. Цаган-Ус равна 3,2 км. В верховьях р. Хара-Салагийн-Гол она расположена на высоте 3,05 км. Северо-восточнее озера Хотон-Нур, в истоках реки Аршан-Гол и Ут-Хайтун-Гол ее высота равна 3,2 км. Современная абляция-аккумуляция изменяется от 200 г/см^2 на левом подветренном, северо-восточном макросклоне кот-

ловины до 150 г/см^2 на правом, наветренном, юго-западном макросклоне. Депрессия снеговой границы будет изменяться на склонах котловины от 0,58 до 0,50 км. В соответствии с принятым алгоритмом древняя снеговая граница располагалась на высотах 2,8 км в верховьях р. Цаган-Ус (район современных крупных долинных ледников), на левом и правом макросклонах котловины на высотах 2,8 и 2,6 км соответственно. Расчеты распространения оледенения в котловине показали, что льдом будет занята вся котловина. Причем, как и в случае с предыдущим ледоомом (в Бертекской внутригорной впадине), отсутствие свободной площади для формирования языка ледника приводило к накоплению льда в самой котловине. Тем более, что выход льда из котловины затруднялся узкой V-образной формы речной долины р. Кобдо-Гол. Расстояние от ледниковой поверхности до уровня фирновой границы в северо-западной части котловины составляло около 150–200 м, в центральной (на месте современного озера Хурган-Нур) – 350–400 м. На месте современного озера Даян-Нур эта разница составляла 150–200 м.

Таким образом, при заполнении котловины льдом, учитывая подпор выводного языка ледома, смыкание поверхности льда в языковой части с фирновой границей должно было происходить сравнительно быстро. Следовательно, гляциологические расчеты подтверждают существование ледома в бассейне современных озер Хотон-Нур, Хурган-Нур и Даян-Нур. Сброс льда из ледома осуществлялся по долине р. Кобдо-Гол и на юг через озеро Даян-Нур вниз по долине р. Бонгинын-Гол.

В бассейне Канаса (территория Китая) современная снеговая граница лежит на высоте 3,2 км в районах крупного долинного оледенения и от 3,1 до 2,9 км в районах мелкого дисперсного оледенения. Величины современной абляции-аккумуляции также изменяются от 100–125 г/см^2 в истоках Канаса до 200 г/см^2 в правобережных притоках Канаса ниже озера Аккуль и в районе гор Саргамыр-Нуру. Депрессия снеговой границы в бассейне Канаса и Сома (Кома) составляла примерно 0,4 км от уровней современной. Язык Канасского палеоледника должен был выходить из гор и заканчиваться в районе современного села Курджа.

Таким образом, древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола было довольно компактным и представляло собой горное оледенение в бассейнах рек Цаган-Сала-Гол и Канас и два ледома: Бертекский – площадью около 1,5 тыс. кв. км и Кобдоский

(в верховьях р. Кобдо) – площадью около 4,5 тыс кв. км. В верховьях Канаса оледенение составляло 1,5 тыс. кв. км, в верховьях Сома (Кома) – около 1000 кв. км. Общая площадь двух ледоемов и района сплошного оледенения в верховьях Канаса и Сома составляла около 8,5 тыс. кв. км. Палеоледник в долине Цаган-Сала-Гол (ледник Потанина) был существенно меньшим – около 350 кв. км.

Такой крупный ледниковый комплекс естественно должен был оказывать охлаждающее влияние на приземный слой воздуха. Аналогичные ледниковые шапки земли Франца-Иосифа со средним диаметром около 40–50 км выхолаживают приземный слой воздуха примерно на 3°C (Программа..., 1977). По сравнению с ледниковым скачком крупного долинного оледенения, который мы принимали равным 2°C для ледников с длиной более 10 км, подобные ледниковые комплексы должны выхолаживать приземный слой воздуха дополнительно примерно на один градус.

Разрушение ледникового комплекса должно было происходить отлично от горно-долинного оледенения. Скорее всего, стадийного отступления мы в данном случае не обнаружим, так как разрушение ледоемов могло начинаться при достаточно глубоком потеплении. Если принять, что максимальное похолодание позднего плейстоцена районов Алтая составляло 2°C (Галахов, Кондрашев, 1991) в летний период, то даже при потеплении в один градус ледниковый комплекс должен был существовать вполне стабильно и не подвергаться деградации. Уменьшался лишь объем льда, сбрасываемый выводными ледниками. При достижении критической точки должно было происходить обвальное разрушение ледоемов и поддерживаемых ими долинных палеоледников Цаган-Сала-Гола и Канаса.

Литература

- Авсюк Г.А. О каталоге ледников Советского Союза // МГИ. 1963. Вып. 8. С. 10–12.
- Девяткин В.Е., Мурзаева В.Э. Плейстоценовое оледенение Монгольского Алтая // МГИ. 1982. Вып. 45. С. 84–90.
- Галахов В.П., Кондрашев И.В. Опыт моделирования динамики горного оледенения в голоцене (по исследованиям в бассейне Актру, Горный Алтай) // Известия ВГО. 1991. Т. 125. Вып. 1. С. 39–45.
- Галахов В.П., Руденко И.Н. Использование имитационной модели расчета баланса ледника при палеогляциологических реконструкциях на Алтае // Известия ВГО. 1993. Т. 125. Вып. 4. С. 51–54.

- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л., 1984.
- Голешихин В.П. Радиационный режим внутриконтинентальной горной области (Алтай, Саяны) // Гляциология Сибири. Томск: 1981. Вып. 1. С. 32–97.
- Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967.
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5: Бассейн р. Аргут. Л., 1977.
- Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л., 1982.
- Программа и методические указания по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М., 1977. Вып. 29. С. 53–144.
- Ревякин В.С., Галахов В.П., Голешихин В.П. Горноледниковые бассейны Алтая. Томск, 1979.
- Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л., 1981.
- Редькин А.Г. Гляциологическая оценка возможности существования покровного оледенения на плато Укок (Южный Алтай) в максимум последнего похолодания // Известия РГО. 1994. Т. 126. Вып. 3. С. 70–74.
- Редькин А.Г. Модели формирования ледоемов и псевдолодоемов Алтая // География и природопользование Сибири. Барнаул, 1994. Вып. 1. С. 107–111.
- Редькин А.Г. Природные условия плоскогорья Укок в позднем плейстоцене – голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Барнаул, 1998.
- Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л., 1966.
- Сапожников В.В. По Алтаю. М., 1949.
- Справочник по климату СССР. Вып. 20. Ч. 2: Среднемноголетняя температура воздуха. Л., 1965.
- Справочник по климату СССР. Осадки и снежный покров. Л., 1969. Вып. 20. Ч. 3.
- Glacier inventory of China. 11. Altay mountains. Lanzhou institute of glaciology and cryopedology, Academica Sinica, 1982.
- Li-lung Wang. Precipitation condition of glaciated region in Altay mountains in China and its influence an glacial development. Proceedings of the second national Conference an glaciology of the geographical Society of China (Selection). 1990. P. 64–71.
- Messerli B. Die eiszeitliche und die gegenwartige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geographica Helvetica. 1967. S. 105–228.

**В.П. Галахов, А.Г. Редькин,
Ю.К. Нарожный*, А.Н. Назаров**

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

**Томский государственный университет, г. Томск*

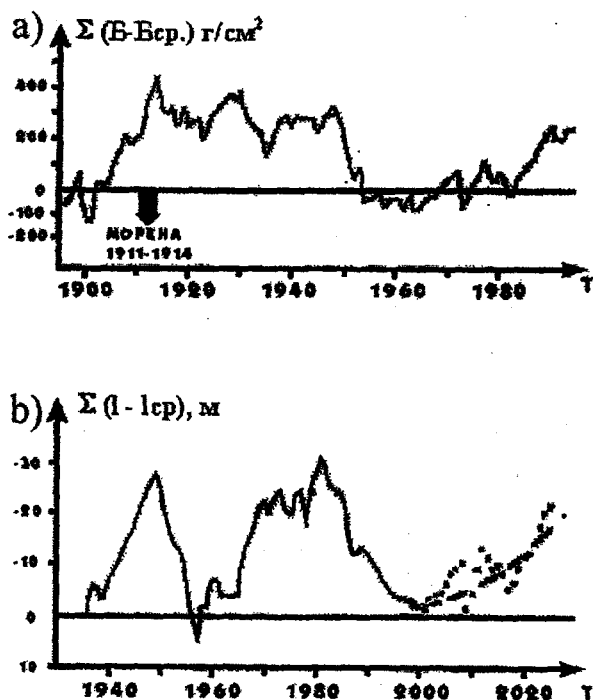
СКОРОСТЬ РЕАКЦИИ ЯЗЫКА МАЛЫЙ АКТРУ НА ИЗМЕНЕНИЕ БАЛАНСА МАССЫ

При оценке колебаний ледников одной из важнейших характеристик является скорость реакции ледника на балансовые изменения. Подобные оценки в литературе публикуются крайне редко, поскольку методика определения этой величины не разработана. Прямые корреляции между балансом массы ледника (или отдельными его составляющими) и скоростью отступления, как правило, не дают положительного результата (Нарожный, 1986). Ранее В.П. Галахов и Р.М. Мухаметов (1999) оценили скорость реакции языка ледника М. Актру на изменения его баланса массы в 7 лет. Однако Х. Слупецкий (1985) для ледника Зонблик (1,8 кв. км) оценивает время реакции на изменения баланса массы в 10 лет, а для ледника Оденвинкель (2,22 кв. км) – в 20 лет. Ледник М. Актру имеет площадь 2,85 кв. км (Галахов и др., 1987), и поэтому величина в 7 лет нам представляется заниженной.

Мы попытались дать оценку этой характеристики для ледника М. Актру, для чего связывали не прирост баланса массы и отступление языка ледника, а их отклонения от среднего. Подобные построения широко применяются в гидрологии для оценки синхронности колебаний водности рек и носят название «интегральных разностных кривых».

Изменение баланса массы ледника М. Актру восстановлено Ю.К. Нарожным (1986) с 1838 г. Для оценки среднего берется один цикл колебаний за период с 1896 по 1970 г. и суммируются отклонения баланса масс каждого года от среднего (рисунок «а»). Сумму отклонений скорости отступления языка ледника М. Актру от средней мы построили за период с 1936 по 1999 г. (язык ледника М. Актру маркирован впервые В.В. Сапожниковым в 1911 г., следующее посещение ледника состоялось лишь в 1936 г. М.В. Троновым, поэтому столь длительный период с постоянной скоростью отступления не может быть использован для анализа).

Анализ полученного материала показывает, что наибольшее совпадение сумм отклонений баланса массы и скоростей отступления от средних значений выявляется при смещении нижнего графика (рис. «б») относительно верхнего (рисунка «а») на 35–40 лет (табл. 1). Полученную разницу можно принять за скорость реакции ледника М. Актру на изменение балансовых характеристик. Эта величина довольно хорошо согласуется с исследованиями скоростей реакции ледников Альп.



Сумма отклонений баланса массы ледника (а) за 1896–1990 гг.
и сумма отклонений скорости отступления языка ледника М. Актру от
средней скорости отступления (б) за 1936–1999 гг.
----- прогнозируемая сумма отклонений скорости отступления
от средней для языка ледника М. Актру за 2000–2025 гг.

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между суммами отклонений
баланса массы и скорости отступления языка ледника М. Актру
при различных годах сдвижки рядов

Сдвигка рядов, лет	Используется весь период	Из $\Sigma (l-l \text{ ср.})$ уби- рается период с 1954 по 1969 г.
00	0,32	-0,26
05	-0,09	-0,44
10	-0,54	-0,66
15	-0,66	-0,55
20	-0,31	-0,18
25	-0,10	0,04
30	0,21	0,52
35	0,48	0,89
40	0,35	0,71
45	-0,13	0,11

Как следует из таблицы 1, суммы отклонений баланса массы от среднего и суммы отклонений скорости отступления языка от средней скорости довольно хорошо согласуются при сдвижке рядов на 35–40 лет. Значительные несоответствия скорости отступления языка ледника изменениям баланса наблюдаются в периоды 1954–1969 и 1979–1980 гг.

По нашему мнению, столь значительное несоответствие между суммами отклонений баланса в период 1919–1934 гг. и суммами отклонений скорости отступления в период 1954–1969 гг. вызвано аномально отрицательным балансом ледника М. Актру с 1951 по 1955 г. (сумма за 5 лет равна -403 г/см^2). Столь значительная потеря вещества наложилась на стационарный процесс: баланс ледника–колебания языка. Стационарность этого процесса была нарушена лишь в 1979 и 1980 гг. в результате прохождения кинематических волн. Тогда, по данным В.И. Шурова, язык ледника М. Актру либо стационарировал (1979 г.), либо отмечалось его слабое наступание в 1980 г. (Галахов и др., 1987).

Полученные материалы позволили получить уравнение связи (регрессии) и дать прогноз отступления языка с 2000 по 2025 г. (табл. 2):

$$\Sigma(l - l \text{ ср.}) = [-0,063 \cdot \Sigma(B - B \text{ ср.})] - 6,0.$$

Таблица 2

Прогнозируемые величины отступления языка ледника М. Актру
в период 2000–2025 гг. Время реакции принято 35 лет

Год/Из- менения баланса	Год реак- ции языка ледника	Сумма (Б–Бср)	Сумма (I–Iср)	1–Iср	–I	Сумма (–I)
1965	2000	–78	–1,05	–0,5	4,1	00
1966	2001	–70	–1,6	–2,0	2,6	2,6
1967	2002	–38	–3,6	–0,7	3,9	6,5
1968	2003	–27	–4,3	–0,3	4,3	10,8
1969	2004	–22	–4,6	–1,6	3,0	13,8
1970	2005	+03	–6,2	–2,2	2,4	16,2
1971	2006	+38	–8,4	–0,9	3,7	19,9
1972	2007	+53	–9,3	–1,3	3,3	23,2
1973	2008	+73	–10,6	+9,3	13,9	37,1
1974	2009	–75	–1,3	–3,3	1,3	38,4
1975	2010	–22	–4,6	–5,0	–0,4	38,0
1976	2011	+57	–9,6	–3,8	0,8	38,8
1977	2012	+117	–13,4	+1,9	6,5	45,3
1978	2013	+87	–11,5	+3,0	7,6	52,9
1979	2014	+40	–8,5	–1,4	3,2	56,1
1980	2015	+62	–9,9	+1,3	5,9	62,0
1981	2016	+42	–8,6	+3,4	8,0	70,0
1982	2017	–13	–5,2	–1,6	3,0	73,0
1983	2018	+13	–6,8	–2,7	1,9	74,9
1984	2019	+55	–9,5	–2,2	2,4	77,3
1985	2020	+90	–11,7	–0,9	3,7	81,0
1986	2021	+105	–12,6	–1,8	2,8	83,8
1987	2022	+133	–14,4	–3,6	1,0	84,8
1988	2023	+191	–18,0	–2,0	2,6	87,4
1989	2024	+224	–20,0	–1,5	3,1	90,5
1990	2025	+248	–21,5			

Согласно данным В. Хеберли и М. Хельцле (1997), скорость реакции ледника М. Актру должна быть около 40 лет. Такое точное совпадение указывает еще и на то, что результаты исследований вышеупомянутых авторов для Альп можно переносить (без значительных ошибок) и на Алтай.

Прогнозируемые величины отступления языка не следует соотносить к каждому конкретному году. Скорее всего, следует говорить о прогнозе отступления за периоды 5–10 лет. Необходимым условием выполнения прогноза будет являться отсутствие ряда лет с аномально отрицательными балансами (подобно периоду 1951–1955 гг.).

Значительные ошибки могут наблюдаться также в периоды прохождения кинематических волн (подобно 1979–1980 гг.).

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке ФЦП «Интеграция», проект «Ледники гор Внутренней Азии в XVII–XX веках и тенденции их развития в XXI веке».

Литература

Галахов В.П., Нарожный Ю.К., Никитин С.А. и др. Ледники Актру (Алтай). Л., 1987.

Галахов В.П., Мухаметов Р.М.. Ледники Алтай. Новосибирск, 1999.

Нарожный Ю.К. Реконструкция баланса массы и условий льдообразования ледника М. Актру за 150 лет // Гляциология Сибири. Томск, 1986. Вып. 3. С. 85–104.

Слупецкий Х. Баланс массы ледника Штубахер Зонблик и реакция некоторых ледников в массиве Высокий Тауэрн (Восточные Альпы) на прирост массы с 1964/65 по 1980/81 гг.: Тез. докл. межд. симпоз. М., 1985. С. 53–54.

Хеберли В., Хельцле М. Опыт использования кадастровых данных для оценки основных гляциологических характеристик и воздействия региональных изменений климата на горные ледники (на примере Альп): Материалы гляциологических исследований. М., 1997. Вып. 82. С. 116–124.

С.Г. Платонова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ ЧИБИТ-ЧАЙБЕККОЛЬСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Сейсмогеологические работы в сочетании с геофизическими и дистанционными методами (Нечаев и др., 1997; Рейснер, Иогансон, 1996), проводимые в Горном Алтае начиная с 1996 г., существенно изменили представления о сейсмическом потенциале этой горной страны. Выявлены очаги зон сильнейших древних землетрясений в пределах крупных сейсмоактивных зон (Платонова, 1998; Рогожин и др., 1996; 1998).

Последние исследования значительно уточнили строение Чуйской эпицентральной зоны. В качестве крупной сейсмогенерирующей структуры в ее пределах выделена зона Чайбеккольского и Чибитского разломов, прослеживающаяся примерно на 55–60 км и разделенная на два дизъюнктива в зоне пересечения с близширотным Курайским глубинным разломом в виде кулисно расположенных ветвей. Оба разлома имеют север–северо-западное простирание (азимут 335–345°), хорошо выражены в рельефе. Смещение молодых русел ручьев и рек, пересекаемых разломами северо–северо-западной ориентировки, позволяет предположить наличие активных правосторонних подвижек вдоль них. Дизъюнктивы хорошо выделяются в виде линеаментов на космоснимках (Нечаев, 1997).

Рассмотренные активные с геологической точки зрения структуры являются также активными и в сейсмическом отношении. К ним приурочены эпицентры слабых и умеренных землетрясений, зафиксированных в историческое время. Кроме того, здесь обнаружены следы сильных землетрясений в виде серии первичных и вторичных палеосейсмодислокаций, распространенных на значительной площади.

Это, в первую очередь, Менский протяженный сейсморазрыв и зоны крупных обвалов, явившихся причиной образования озера Чайбекколь на р. Чибитка (Чайбеккольская сейсмодислокация) и нескольких озер, расположенных на продолжении линии истоков р. Каракудур и Кадрин, самыми крупными из которых являются Ак-Кель, Ситтенкель (Ак-Кельская сейсмодислокация). К группе вторичных сейсмодислокаций относится также ряд обвалов на перевале в районе северо-западной оконечности оз. Сарулуколь. Обвалы сейсмогенного происхождения отмечены в верховьях р. Кадрин В.В. Бутвиловским (1993).

Менский палеосейсморазрыв пересекает сухое древнее русло р. Чуи примерно в 6 км к восток–северо-востоку от пос. Акташ. В стенке карьера вскрыто северное опущенное крыло эскарпа крутого сейсмогенного сброса с карманом аномально мощной палеопочвы. Амплитуда смещения вдоль плоскости сместителя оценивается в 1,5 м. Абсолютный возраст образца, отобранный из кармана палеопочвы определен в 2440 ± 140 лет (ИГАН-1700), т.е. верхняя граница сейсмического события может быть определена примерно в 2500 лет.

Здесь же в 100 м в стенке другого карьера были описаны деформации в ледниково-озерных образованиях, относящихся к верхней половине позднего плейстоцена (Богачкин, 1981). Деформации представляют собой серию вертикальных взбросов, смещающие горизонтально залегающие переслаивающиеся пески и алевроиты с амплитудой 40 см. В верхней части разреза они перекрываются уже недеформированными осадками этого же комплекса, т.е. речь идет о более раннем сейсмическом событии, относящемся к верхам позднего плейстоцена. В пределах одного очага в данном случае мы наблюдаем изменение кинематики сейсмогенерирующей подвижки во времени от взбросовой в позднем плейстоцене до правостороннего сбросо-сдвига в позднем голоцене.

Чайбеккольская сейсмодислокация описана в зоне Чайбеккольского разлома – в ущелистой части долины р. Чибитки, где расположены два крупных обвала объемом 15–20 млн куб. м. Один из обвалов, объемом свыше 15 млн куб. м, сошедший с обоих бортов долины, образовал естественную плотину, выше которой возникло озеро, имеющее сейчас длину более 4 км и ширину до 600 м. В траншее, пересекающей тело обвала, вскрываются переслаивающиеся озерные и пролювиальные отложения, сформировавшиеся в основном за счет перемыва нижележащих обвальных масс. В одном из горизонтов этих осадков собраны древесные угли, по которым определен абсолютный возраст вмещающих пород – 2098 ± 100 лет (ИГАН-1689). Следовательно, данный обвал возник не позднее чем 2100 лет назад и по времени образования близок к моменту возникновения Менского разрыва. Видимо, эти два сейсмических события прошлого произошли в один период сейсмической активизации, примерно 2100–2500 лет назад.

В зоне влияния Чайбеккольского разлома отмечены серии обвалов (Ак-Кельская сейсмодислокация), сход которых перегородил сток водотоков и привел к образованию озер обвального происхождения – Ак-Кель, Сеттинкель, длиной 2–2,5 км каждое. Наиболее значительным из них является обвальное тело на озере Ак-Кель, сошедшее с обоих бортов долины. Обвал объемом свыше 15 млн куб. м оторвался с западного борта и перекрыл практически всю долину. Он характеризуется протяженностью вдоль борта долины около 700 м. С восточной стороны борта также отмечается более мелкое тело, объемом около 5 млн куб. м. Время возникновения этих сейсмогравитационных образований можно привязать к тому

же сейсмическому событию, что привело к образованию озера Чайбекколь, т.е. 2100 лет.

Результаты проведенных палеосейсмологических работ позволяют говорить о высоком сейсмическом потенциале Чайбеккольского и Чибитского разломов. Их можно объединить в единую сейсмогенерирующую зону. На примере Чибит-Чайбеккольской зоны разломов подтверждаются выводы об устойчивости очаговых структур в геологической среде. Сейсмические толчки, приведшие к серьезным деформациям рельефа, образованию рассмотренных выше сейсморазрывов и гравитационных структур, произошли здесь как минимум во второй половине позднего плейстоцена и в период сейсмической активности 2100–2500 лет назад. Протяженность выхода очага на поверхность (около 60 км) говорит о магнитуде сейсмических событий порядка не меньше 7,5.

Что касается временного интервала 2100–2500, то речь идет о значительных сейсмических событиях, реализовавшихся не только в зоне Чибитского и Чайбеккольского северо-западных разломов, но и охвативших более значительные территории. В это же время произошел и известный Сукорский обвал в долине р. Чуя (Бутвиловский, 1993), который способствовал образованию подпруженного естественного водохранилища в верхней части Чаган-Узунской теснины. Возможно, в это же время на флангах этого разрыва произошло формирование Сарыачинской и Ештык-кельской сейсмодислокаций.

Работа поддержана РФФИ (проект 99-05-64582).

Литература

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., 1981.

Бутвиловский В.В. Палеогеография позднего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, 1993.

Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А., Богачкин Б.М. Выделение активных геологических структур по интерпретации космических снимков (Горный Алтай) // XXXII научные чтения, посвященные разработке творческого наследия К.Э. Циолковского: Тез. докл. М., 1997. С. 151–152.

Платонова С.Г. Активные структуры Юго-Восточного Алтая // Известия АГУ. 1998. №1. С. 106–108.

Рейсер Г.И., Иогансон Л.И. Оценка сейсмического потенциала Алтая с применением внерегионального сейсмотектонического метода

// Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Инфор.-анал. бюллетень. 1996. Т. 3. №1–2.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П. Неизвестные сильные землетрясения Горного Алтая // Федеральная система сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений: Информ.-анал. бюллетень. 1996. Т. 3. № 1–2. С. 96–106.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагова О.А., Чичагов В.П. Новые данные о древних сильных землетрясениях Горного Алтая // Физика Земли. 1998. №3. С. 1–7.

Н.И. Быков

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ФИТОИНДИКАЦИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА АЛТАЯ НА УРОВНЕ ФОРМАЦИЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Растительный покров является одним из наиболее чувствительных и легко наблюдаемых индикаторов. Поэтому фитоиндикация природных явлений – распространенный метод географических исследований, в том числе и снежного покрова. Закономерности воздействия растительности на снегозапасы исследовали гидрологи (Рутковский, 1956; Кузьмин, 1960; Комаров, 1955; и др.), лесоведы (Морозов, 1931; Молчанов, 1960), метеорологи (Галахов, 1940; Копанев, 1971; и др.), географы (Рихтер, 1948; Осокин, 1963; Нефедьева, Яшина, 1985; Грудинин, 1981). Основное внимание предшественники уделяли изучению влияния древесной растительности на снегозапасы. Главным образом, эти исследования осуществлялись на уровне «поле–лес».

В последующие годы более детально исследуются процессы снегонакопления (Башлаков, 1980), снеготаяния (Суворов, 1979) и испарения снега как с поверхности снежного покрова, так и с крон деревьев (Грудинин, 1981) в различных растительных сообществах, в том числе и в антропогенно-измененных (Серых, 1976). Проводятся работы по изучению влияния растительности на снегоперенос, а также на структуру снежной толщи (Коломьц, 1971).

Фитоиндикационные работы снежного покрова Алтая немногочисленны. Прежде всего, здесь следует указать на работу В.С. Ревякина и В.И. Кравцовой (1977). Несмотря на то, что авторы для

построения карты снежного покрова применяют ландшафтно-индикационный метод, в работе имеются сведения о соответствии высоты снежного покрова определенной растительности (с. 59–60). Кроме того, следует учитывать, что базой для построения этой индикационной карты послужила ландшафтная карта Г.С. Самойловой (1972), в которой одним из отличительных признаков при классификации ландшафтов на типы и подтипы является растительность. Аналогичным образом построена ландшафтно-индикационная карта снежного покрова Алтае-Саянской горной области Г.С. Самойловой (1980). В отличие от первой данная карта имеет меньший шаг увеличения толщины снежного покрова, что предполагает большую точность индикации.

Собственно растительно-индикационная карта снежного покрова Алтая построена В.Е. Дмитриевым и С.Я. Орленко (Снежно-водно-ледниковые..., 1986) в масштабе 1:1600000. Методика ее построения заключалась в следующем. Вначале на экологическом профиле в зимний период проводилась снегосъемка, а в летний период – геоботанические описания. Далее осуществлялась ординация десяти видов-доминантов, которые встречались на профиле, по отношению к толщине снежного покрова, а потом их ранжирование на группы. Каждая группа получала балл тем выше, чем большей толщине снежного покрова она соответствовала. Затем для каждого фитоценоза, как простое арифметическое среднее встречаемых в нем групп растений, рассчитывался экологический индекс.

Фитоиндикационные исследования могут осуществляться на анатомическом, морфологическом, флористическом и фитоценоотическом уровнях. От уровня фитоиндикации зависит ее точность и набор индицируемых показателей. Обычная последовательность проведения фитоиндикационных работ – от фитоценоотического уровня к анатомическому, т.е. от познания общих закономерностей к познанию частных. Поэтому на первом этапе наших исследований мы выбрали уровень формаций растительных сообществ.

Исследования индикационной связи на уровне формаций растительных сообществ включали анализ показателей снежного покрова по тем или иным типам растительных сообществ на основе данных многолетних наблюдений гидрометеорологической службы на станциях, постах и снегомерных маршрутах, а также многолетних наблюдений на ключевых участках. Кроме этого, осуществля-

лись единичные снегосъемки в контурах некоторых растительных сообществ за пределами ключевых участков. Таких участков было выбрано три (рис. 1).

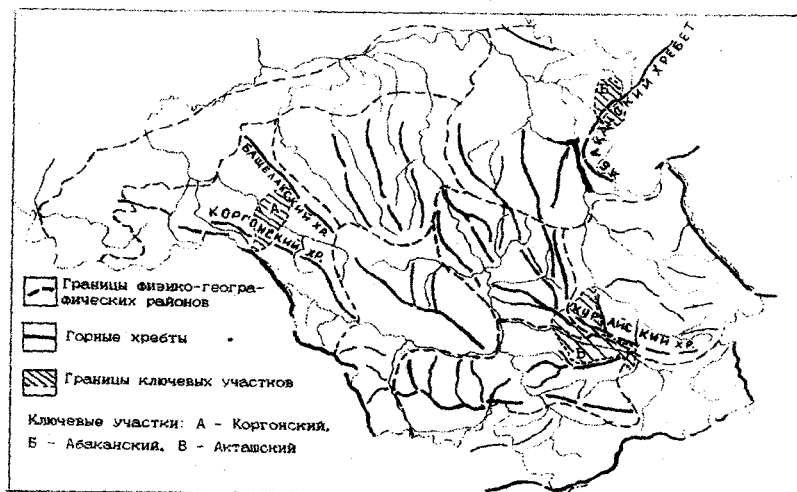


Рис. 1. Схема района исследований

На Абаканском участке, включавшем в себя часть бассейна р. Садра (левый приток р. Лебедь) на северном склоне Абаканского хребта и верхнюю часть бассейна р. Албас (левый приток р. Б. Абакан) на южном склоне Абаканского хребта и северном склоне хребта Минор, растительность представлена кедрово-пихтовыми высококотравными лесами, кедровым редколесьем на верхней границе леса, ерниками с фрагментами альпийских лугов и лишайниково-дриадовыми тундрами. Для долин этого участка характерно развитие согр с кочковатыми травяными и моховыми болотами, иногда поросшими березовым криволесьем.

Коргонский участок расположен в бассейнах р. Коргон (левый приток Чарыша, Коргонский хребет), р. Белая (правый приток Чарыша, Бацелакский хребет) и долине р. Чарыш на участке между устьями вышеупомянутых рек. Нижняя часть лесного пояса участка представлена березовыми и березо-лиственничными кустарниково-травяными лесами. Иногда встречаются парковые лиственничные насаждения.

Пойма Чарыша занята березовыми, еловыми и лиственнично-березовыми лесами, ивняками и зарослями черемухи. В средней полосе лесного пояса склоны южной экспозиции заняты темнохвойными высокотравными лесами. На склонах северной экспозиции доминируют лиственничники вейниково-зеленомошные и травяно-зеленомошные, с примесью темнохвойных пород. Еловые высокотравные леса занимают днища долин. Верхняя граница леса представлена лиственнично-кедровыми и кедровыми лесами, в травяном покрове которых участвуют виды субальпийских лугов. Вершины Коргонского участка заняты субальпийскими лугами и ерниками, а также альпийскими лугами. Последние часто приурочены к снежникам. На пологих перевалах встречаются злаковые, злаково-осоковые и дриадово-лишайниковые тундры (Огуреева, 1980).

Акташский ключевой участок расположен в бассейне среднего течения Чуи от реки Айгулак до устья реки Чаган-Узун, а также в бассейне реки Кубадру. Для альпийско-тундрового пояса участка обычны лишайниково-моховые и дриадово-лишайниковые тундры, а также иногда кобрезиевые и дерновинно-злаковые. Субальпийский пояс представлен чаще всего ерниками, которые чередуются с дриадовыми тундрами и участками альпийских лугов. Лесной пояс включает березово-лиственничные, травяные лиственничные, лиственничные мохово-кустарничковые и кедрово-лиственничные леса. Лесостепной пояс исследуемого участка сформирован остепненными лиственничниками, злаково-разнотравными лугами и разнотравно-ковыльными степными ассоциациями. Степной пояс, расположенный по долинам рек, дну Курайской котловины и южному склону Курайского и Айгулакского хребтов, включает мелкодерновиннозлаковые, полынно-лапчатковые, карагановые ассоциации. В восточной части Курайской котловины лапчатковые и полынные ассоциации имеют сильно выраженный опустыненный характер.

Для изучения снежного покрова использовались как наземные, так и дистанционные наблюдения снежного покрова. При наземных исследованиях применялись методы маршрутных снегосъемок со снегопунктами, маршрутные линейные снегосъемки, маршрутные снегосъемки с суммарными осадкомерами и стационарные наблюдения на метеоплощадке. Последние проводились на Коргонском и Абаканском модельных участках в 1988–1990 гг. При ежедневных наблюдениях фиксировались степень покрытия и

характер залегания снежного покрова в окрестностях станции, структура снега и высота снежного покрова на метеоплощадке по трем постоянным рейкам.

Маршрутные линейные съемки проводились на всех трех модельных участках. При этом на Абаканском и Коргонском участках они проводились по закрепленным маршрутам через пять дней. Протяженность каждого маршрута составляла 1,5–2,0 км. На Абаканском участке таких маршрутов было четыре, на Коргонском – два. На Акташском участке было проложено три линейных маршрута, но наблюдения на них проводились только в период максимального снегонакопления (февраль–март) в 1987–1990 гг. Наблюдения на маршрутах включали измерения толщины (через 20 м), водозапаса и плотности снежного покрова (через 200 м). На одном из линейных маршрутов Абаканского участка в его конечных точках снегонакопление контролировалось суммарными осадкомерами.

Маршрутные снегосъемки со снегопунктами проводились как на модельных участках, так и вне их. На каждом снегопункте, который представлял из себя площадку в 500 кв. м, измерялась толщина снежного покрова в 20 точках, расположенных на расстоянии 5 м. В 3–5 точках определялся водозапас и плотность снежного покрова и закладывался один шурф для получения стратиграфической колонки.

Для дистанционного изучения толщины и водозапаса снежного покрова зимой 1987/88 гг. на Акташском и Коргонском участках применялся метод гамма-съемки. Общая площадь изученной данным методом территории составила 250 кв. км. Для контроля гамма-съемки в то же время проводились наземные снегомерные съемки.

Как показали исследования на ключевых участках, в пределах кедрово-пихтовой черневой тайги (Абаканский участок) устойчивый снежный покров формируется в первой декаде октября (5 октября 1987 г.). К началу декабря на нижней границе кедрово-пихтовой черневой тайги его толщина достигает уже 1 м при плотности 0.25 г/см^3 и водозапаса 230 мм (1 декабря 1987 г.). На верхней границе данной формации толщина снежного покрова в этот период достигает 120 см, а водозапас – 260–270 мм. Вследствие установления антициклонального типа погоды в конце ноября заканчивается первый период интенсивного снегонакопления. К этому времени распределение снежного покрова на местности становится достаточно равномерным (коэффициент вариации толщины

снежного покрова составляет 0,04–0,09). Вместе с тем на открытых участках толщина снежного покрова несколько больше, чем под пологом леса. Например, снегосъемка 13 ноября 1987 г. на высоте 1200 м над уровнем моря выявила, что под пологом леса толщина снежного покрова составила 88 см (при водозапасае 185 мм), а на открытых участках – 90–93 см (при водозапасае 202–207 мм). Такие различия в снегозапасах и толщине снежного покрова можно объяснить тем, что плотно сомкнутый древостой мешает проникновению снега к поверхности земли.

Вертикальная структура снежного покрова в первый период интенсивного снегонакопления в кедрово-пихтовых лесах типична для районов умеренно континентального климата. Снежная толща развивается по типу уплотнения (Гляциологический словарь, 1984). Преобладают слои мелкозернистого снега и только в нижних слоях встречается среднезернистый снег (рис. 2). Часто встречаются радиационные корки. Относительно редко на границах слоев наблюдается разрыхление снежной толщи. Грунт остается талым.

В декабре–феврале в кедрово-пихтовых черневых лесах наблюдается стабилизация в снегонакоплении и уплотнении снежной толщи. До начала второй декады марта увеличение толщины снежного покрова происходит на 40–50 см, а общая его плотность возрастает до $0,29 \text{ г/см}^3$.

Второй период интенсивного снегонакопления приходится на март и апрель. Максимума толщины снежный покров достигает во второй декаде апреля. При этом периоды увеличения толщины чередуются с периодами ее уменьшения, что связано с интенсивным таянием и уплотнением снега под действием высоких температур воздуха (до $+15^\circ\text{C}$). Пространственные вариации снежного покрова во второй период снегонакопления меньше, чем в первый. Толщина и плотность снежного покрова при этом выше на открытых участках, чем под пологом леса. Однако с началом активного таяния и преобладанием жидких осадков скорость уменьшения толщины снежного покрова выше на открытых участках (это не касается околоствольного пространства деревьев с густой кроной, где за счет слабого накопления снега в зимний период сход снежного покрова весной может произойти намного раньше, чем на полянах в лесу). В связи с насыщением снега водой происходит изменение распределения его плотности по вертикали. В верхних слоях она составляет $0,38 \text{ г/см}^3$, в средних – $0,28\text{--}0,32 \text{ г/см}^3$, в нижних – $0,40\text{--}$

0,46 г/см³. Толщина снежного покрова на период его максимума достигает 170–180 см при плотности 0,37 г/см³ и водозапаса до 635 мм (на высотах 1200–1300 м). В малоснежный год (зима 1988/89 г.) толщина составляет 140 см, а водозапас – 375 мм.

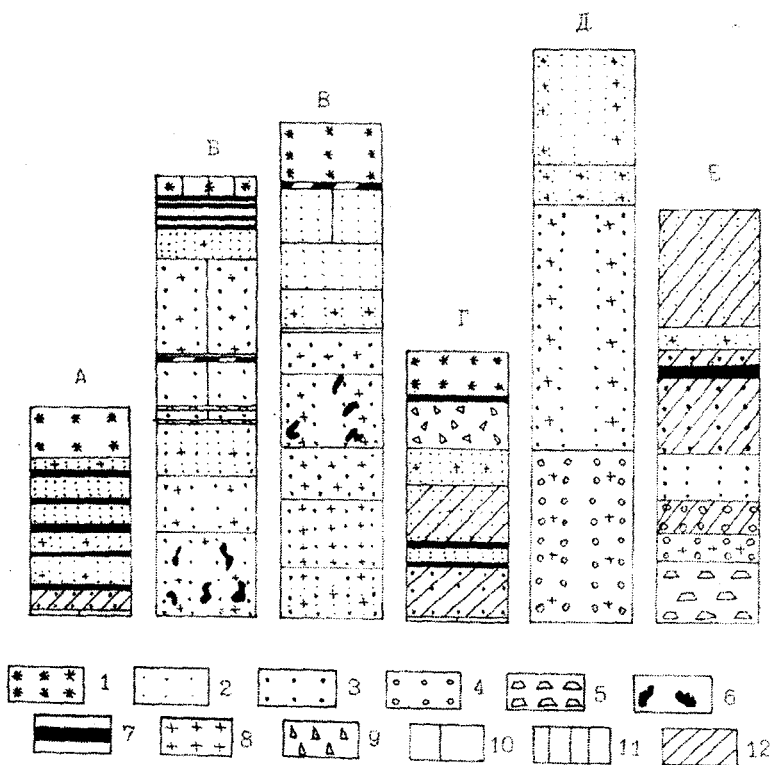


Рис. 2. Стратиграфия снежного покрова в растительных сообществах. Кедрово-пихтовая черневая тайга (А – ноябрь, Б – апрель); кедровые леса с субальпийским травяным покровом (В – апрель, Г – ноябрь); Д – лиственнично-кедровые леса с субальпийским травяным покровом (март); Е – кедро-елово-пихтовые темнохвойные леса (март).

1 – свежавывающий снег; 2 – мелкозернистый снег (кристаллы до 1 мм); 3 – среднезернистый снег (1–3 мм); 4 – крупнозернистый снег (до 5 мм); 5 – глубинная изморозь; 6 – ледяные включения; 7 – радиационная корка; 8 – уплотненный снег; 9 – слой разрушения; 10 – влажный снег; 11 – мокрый снег; 12 – рыхлый снег

В вертикальной структуре снежного покрова кедрово-пихтовых лесов в этот период снегонакопления выделяется много слоев, большая часть которых сложена среднезернистым снегом. Лишь в нижней части снежной толщи попадают ледяные включения размером более 5 мм. Радиационные корки сосредоточены в ее верхней части (рис. 3). В средней части отмечаются разрушенные радиационные корки. С увеличением среднесуточных температур воздуха верхние слои пропитываются водой. Грунт по-прежнему остается талым.

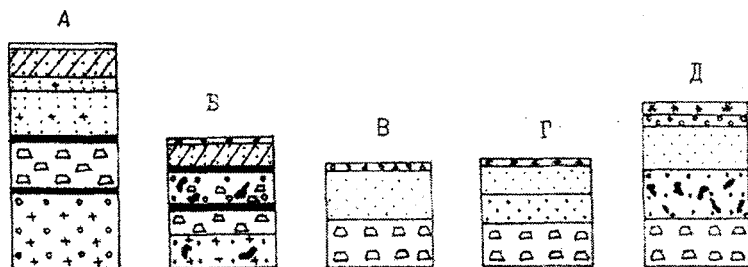


Рис. 3. Стратиграфия снежного покрова в растительных сообществах.

Березово-лиственничные леса: А – верхний уровень формации;

Б – нижний уровень формации; В – лиственничные
остепненные леса (март); Г – лиственничные кустарниковые леса;

Д – лиственничные кустарничково-зеленомошные леса
(условные обозначения см. на рисунке 2)

Кедровые редколесья с субальпийским травяным покровом на верхней границе леса Абаканского хребта отличаются более значительной толщиной снежного покрова, чем кедрово-пихтовая черневая тайга. К концу первого периода интенсивного снегонакопления (конец ноября – начало декабря) толщина снежного покрова здесь достигает 130–150 см при водозапасае 320–340 мм и средней плотности $0,25 \text{ г/см}^3$. Коэффициент вариации значений толщины снежного покрова в пространстве на снегопункте составляет всего 0,04. Плотность снега увеличивается с глубиной. На глубине 15–25 см она составляет к этому времени $0,19 \text{ г/см}^3$, на глубине 40–50 см она уже достигает $0,3 \text{ г/см}^3$, на глубине 75–85 см – $0,34 \text{ г/см}^3$, на глубине 95–105 см – $0,36 \text{ г/см}^3$. В вертикальной структуре снежной толщи кедровых верхолесий выделяется больше слоев, чем в структуре снежной толщи кедрово-пихтовых лесов (рис. 3). Чаше здесь

встречаются слои разрыхления и реже радиационные корки. Зернистость также увеличивается с глубиной, достигая средних размеров. Грунт талый, а нижние слои увлажнены. Развитие снежной толщи идет по типу уплотнения. Максимум толщины, водозапаса и средней плотности (соответственно 200–206 см, 750 мм и $0,36 \text{ г/см}^3$) снежного покрова наблюдается в третьей декаде апреля. В это время плотность изменяется по вертикали неравномерно, хотя и наблюдается общая тенденция ее увеличения с глубиной (см. рис. 2). В нижних слоях она может достигать $0,47\text{--}0,49 \text{ г/см}^3$. Снежный покров залегает в данной формации растительных сообществ продолжительное время. Например, 31 мая 1988 г. толщина снега здесь составляла еще 93 см (при водозапасе 456 мм и плотности $0,49 \text{ г/см}^3$). Следует отметить, что даже в малоснежные годы, например зимой 1988/89 г., толщина снежного покрова в этой растительной формации достигала 160–180 см, а водозапас – 560 мм.

В ерниковых сообществах Абаканского хребта к концу первого периода интенсивного снегонакопления толщина снежного покрова достигает 76–78 см, водозапас – 183 мм, а средняя плотность снега – $0,24 \text{ г/см}^3$. Коэффициент пространственной вариации толщины снежного покрова составляет 0,15. В структуре снежной толщи выделяются уплотненные слои и метелевые корки. Уже в первый месяц залегания снежного покрова в ерниковых сообществах формируется снежный рельеф, который возникает вследствие интенсивного метелевого переноса.

В лиственнично-кедровых травянистых редколесьях с альпийскими элементами в травяном покрове, которые развиваются на верхней границе леса Коргонского хребта, устойчивый снежный покров образуется в первой декаде октября (например, 7 октября 1988 г.). Однако в связи с возвратами тепла в октябре–начале ноября происходят значительные колебания толщины снежного покрова. Поэтому основная фаза снегонакопления в начале зимы приходится на ноябрь. К его концу толщина снежного покрова достигает 140 см, водозапас – 300–320 мм, а средняя плотность – $0,28\text{--}0,30 \text{ г/см}^3$. При этом четко наблюдаются экспозиционные отличия. На северных склонах больше и толщина, и плотность снежного покрова. Экспозиционные отличия тем выше, чем больше вероятность оттепелей. При постоянных снегопадах экспозиционных отличий не наблюдается. Из-за разреженного древостоя коэффициент про-

странственной вариации толщины снежного покрова составляет 0,2. На открытых участках он может достигать 0,4–0,5.

Для вертикальной структуры снежного покрова данной растительной формации в этот период характерно наличие слоев мелко- и среднезернистого снега, метелевых и радиационных корок, т.е. снежная толща развивается по типу уплотнения. В случае если в начале зимнего сезона выпадают смешанные осадки или происходят значительные оттепели, образуется притертая корка. Так, например, произошло на Коргонском участке в начале зимнего сезона 1988/89 г., когда после образования 7 октября 1988-г. устойчивого снежного покрова установился антициклональный тип погоды с высокими дневными температурами. При этом притертая корка образовалась на склонах только южной экспозиции.

К концу второй декады февраля в лиственнично-кедровых лесах верхней границы леса толщина снежного покрова в многоснежные годы может составлять 240 см при плотности $0,41 \text{ г/см}^3$ и водозапасае 982 мм (зима 1987/88 г.) или даже 275 см при плотности $0,42 \text{ г/см}^3$ и водозапасае 1150 мм (зима 1988/89 г.), а в менее снежные годы – соответственно 160 см, $0,37 \text{ г/см}^3$, 592 мм (зима 1986/87 г.). Большая толщина и водозапас снежного покрова во многом здесь определяются ветровой деятельностью. Поэтому многие слои снежного покрова в его вертикальной структуре уплотнены. Структура снега изменяется в это время от мелко- до крупнозернистого (см. рис. 2). Грунт талый.

В кедрово-елово-пихтовых лесах Коргонского участка на период максимума снежный покров достигает толщины 173 см при плотности $0,33 \text{ г/см}^3$ и водозапасае 574 мм на высоте 1200 м над уровнем моря и 110 см при плотности $0,30 \text{ г/см}^3$ и водозапасае 320–330 мм на высоте 1100 м (зима 1987/88 г.). Снежная толща развивается по типу уплотнения (см. рис. 2). Поэтому в ее стратиграфическом строении преобладают слои мелко- и среднезернистого снега в сочетании с радиационными корками. Грунт остается талым на протяжении всей зимы.

Для березово-лиственничных и парковых лиственничных лесов Коргонского участка характерно менее интенсивное снегонакопление, чем для предыдущей растительной формации. Снегосъемка на период максимума зимой 1987/88 г. выявила, что толщина снега в данной растительной формации составляла 55 см при плотности $0,23 \text{ г/см}^3$ и водозапасае 124 мм. Примерно такая же тол-

щина снега отмечалась здесь зимой 1986/87 г. (соответственно 40 см, 0,26 г/см³, 104 мм). Стратиграфическое строение снежной толщи в данной растительной формации существенно отличается от ее строения в вышеперечисленных формациях (см. рис. 3). Ее развитие осуществляется по типу разрыхления. Почти всегда встречаются слои глубинной изморози (чаще всего нижний слой) и разрыхления. Последние располагаются обычно над радиационными корками и состоят из средне- и крупнозернистого снега с льдистыми включениями более 5 мм.

В лиственных лесах Акташского участка толщина снежного покрова изменяется от 35–40 см в остепненных лиственничниках до 100 см в лиственничниках верхней границы леса. Водозапас соответственно изменяется от 60 до 200 мм, а плотность – от 0,12 до 0,3 г/см³. Снежная толща развивается в этих лесах по типу разрыхления (см. рис. 3). В ее нижнем слое присутствует глубинная изморозь, размеры кристаллов которой достигают 5–10 мм. В разреженных древостоях (остепненных лиственничники и лиственничники верхней границы леса) часто встречаются уплотненные слои, причиной возникновения которых является ветер.

На основании полевых исследований и анализа данных гидрометеорологической сети нами составлена растительно-индикационная таблица (табл.).

Для индикации снежного покрова возможно использование экологического индекса I_w , который отражает положение растительного сообщества на шкале увлажнения:

$$I_w = A + B + \dots / n,$$

где А, В и др. – отдельные виды с присвоенным им баллом на шкале увлажнения (ксерофит-1, мезоксерофит-2 и т.д.), n – число видов на площадке (Куминова, 1960; Ревякина, 1988).

Анализ таблицы показывает, что между индексом I_w , толщиной и водозапасом снежного покрова на период их максимума существует тесная зависимость (рис. 4). Коэффициент корреляции достигает 0,79. Зависимость от I_w среднеемноголетнего значения водозапаса и максимальной толщины снежного покрова можно выразить следующим образом:

$$\begin{aligned} W_{\max} &= 7353,6 - 15004,5 \cdot I_w + 11182,4 \cdot I_w^2 - 3601 \cdot I_w^3 + 426 \cdot I_w^4; \\ H_{\max} &= 2642,1 - 5401 \cdot I_w + 4024 \cdot I_w^2 + 1289 \cdot I_w^3 + 151 \cdot I_w^4. \end{aligned}$$

Растительно-индикационная характеристика
средне многолетних значений снежного покрова

Растительная формация	Тип разви- тия снеж- ной толщи	$H_{\max}$ снеж- ного покро- ва, см	$W_{\max}$ снеж- ного покро- ва, мм	$R_{\max}$ снеж- ного покро- ва, г/см ³	I_w , балл.
Ковыльково-осочковые опусты- ненные степи	Р	8	16	0.18	1.31
Полынно-осочково-злаковые на- стоящие степи	Р	17	33	0.20	1.56
Мятликовые настоящие степи	Р	13	25	0.20	1.55
Ковыльные настоящие степи	р	19	32	0.17	1.50
Караганниковые каменистые на- стоящие степи	р	13	24	0.20	1.50
Разнотравно-злаковые луговые степи	р	37	69	0.18	1.98
Кустарниковые луговые степи	р	37	67	0.18	2.09
Злаково-разнотравные камени- стые луговые степи	р	30	58	0.19	1.91
Разнотравно-злаковые остепнен- ные луга	р	50	123	0.25	2.48
Бейниковые остепненные луга	р	58	106	0.18	2.42
Злаково-разнотравные лесные луга	р	53	138	0.26	2.75
Лиственничные остепненные леса	р	35	60	0.20	2.10
Березово-лиственничные леса	р	55	124	0.26	2.65
Лиственничные кустарничково- зеленомошные леса	р	100	200	0.30	2.89
Лиственничные кустарниковые леса	р	65	177	0.27	2.80
Сосновые разнотравно-злаковые леса	р	57	122	0.21	2.30
Березово-сосновые кустарнико- вые травяно-папоротниковые леса	р	71	201	0.28	2.77
Кедровые леса с субальпийским травяным покровом	у	200	660	0.33	3.24
Лиственнично-кедровые травяные с участием альпийских элементов	у	260	740	0.34	3.30
Кедрово-пихтово-еловые темно- хвойные леса	у	150	450	0.30	3.15
Осиново-пихтовые черновые леса	у	84	240	0.29	3.08
Кедрово-пихтовые черновые леса	у	170	505	0.30	3.18
Березово-осиновые черновые леса	у	105	310	0.30	3.10

Примечание: у – снежная толща развивается по типу уплотнения; р – снежная толща развивается по типу разрыхления; $H_{\max}$ – толщина на период максимума; $W_{\max}$ – водозапас на период максимума; $R_{\max}$ – плотность на период максимума; I_w – экологический индекс (пояснение в тексте).

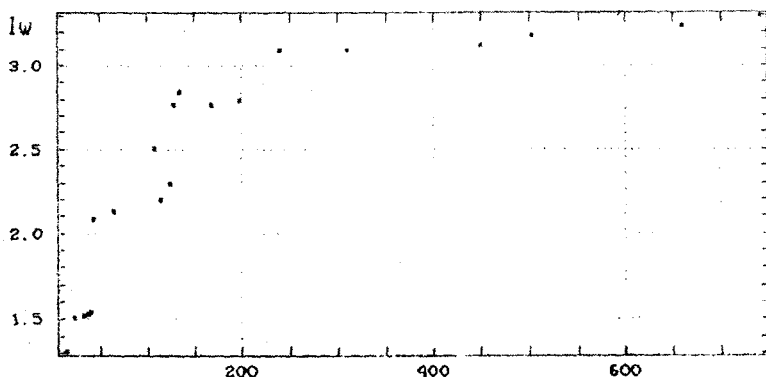


Рис. 4. Корреляционное поле максимального водозапаса
снежного покрова ($W_{\max}$) и индекса мезогигрофильности (I_w)
растительных сообществ

Наличие такой связи позволяет перейти к непосредственной индикации значений снежного покрова и построению его растительно-индикационной карты.

Как показали исследования, в процессе построения растительно-индикационной карты снежного покрова возникают трудности. Они обусловлены тем, что на имеющихся картах растительности Алтая некоторые группы формаций слабо дифференцированы. Например, на карте Е.И. Лаппиной (1963) формация сосновых лесов включает растительные сообщества, индекс I_w которых изменяется в широком диапазоне. Поэтому в пределах контура данной формации $W_{\max}$ может изменяться от 25 (Чемал) до 122 мм (Енисейское), а толщина снежного покрова от 12 до 57 см. В эти же пределы могут входить и другие растительные формации (например, ковыльские настоящие степи). Для конкретизации ситуации внутри контура формаций растительных сообществ, при условии сохранения масштаба исследования, необходимо применять другие индикаторы. В первую очередь, это относится к рельефу. Вместе с тем использование одной только высоты местности над уровнем моря для индикации показателей снежного покрова оказывается малоэффективным. Таким образом, можно сделать вывод о том, что при мелко- и среднемасштабных исследованиях между показателями формаций растительных сообществ и снежного покрова может существовать как прямая смешанная связь (индикатор и индикат вза-

имно влияют друг на друга), так и косвенная комплексная много-членная связь (со многими промежуточными звеньями). Использование в исследованиях связи второго вида повышает точность индикации. В качестве индицируемых показателей здесь могут выступать среднемноголетняя толщина снежного покрова на период максимума, средние даты установления и разрушения устойчивого снежного покрова, коэффициент пространственной вариации толщины снежного покрова, среднемноголетняя величина водозапаса в снежном покрове на период максимума, тип трансформации снежного покрова и его вертикальная структура.

Литература

Башлаков Я.К. Распределение и перераспределение снега в лесной зоне Западной Сибири // Природные ресурсы и размещение производительных сил Тюменского Приобья. Тюмень, 1980. С. 52–61.

Галахов Н.Н. Снежный покров в лесу // Метеорология и гидрология. 1940. №3. С. 3–17.

Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л., 1984.

Грудинин Г.В. Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск, 1981.

Коломыц Э.Г. Структура и режим снежной толщи западносибирской тайги. Л., 1971.

Комаров В.Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. Л., 1955.

Копанев И.Д. Методы изучения снежного покрова. Л., 1971.

Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л., 1960.

Куминова А.В. Растительный покров Алтая. М., 1960.

Лапшина Е.И. Карта растительности юго-востока Западной Сибири. М., 1963.

Молчанов А.А. Гидрологическая роль леса. М., 1960.

Морозов Г.Ф. Учение о лесе. М.; Л., 1931.

Нефедьева Е.А., Яшина А.В. Роль снежного покрова в дифференциации ландшафтной сферы. М., 1985.

Огуреева Г.Н. Ботаническая география Алтая. М., 1980.

Осокин И.М. Зонально-поясные и провинциальные особенности снежного покрова востока Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1963.

Ревякин В.С., Кравцова В.И. Снежный покров и лавины Алтая. Томск, 1977.

Ревакина Н.В. Ареал, экология и хозяйственное значение видов флоры Алтайского края. Барнаул, 1988.

Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Труды Ин-та географии АН СССР. 1948. Вып. 40.

Рутковский В.И. Влияние лесов на накопление и таяние снега // Снег и талые воды. М., 1956. С. 184–205.

Самойлова Г.С. Ландшафтная структура физико-географических регионов Горного Алтая // Природа и природные ресурсы Горного Алтая. Горно-Алтайск, 1972. С. 20–25.

Самойлова Г.С. Ландшафтно-индикационная карта снежного покрова Алтае-Саянской физико-географической страны как основа прогноза лавинной опасности // География и природные ресурсы. 1980. №1. С. 152–154.

Серых Г.И. Снег и его распределение по видам угодий в Приобской лесостепи Алтайского края // Труды Зап.-Сиб. РНИГМИ. 1976. Вып. 23. С. 72–78.

Снежно-водно-ледниковые ресурсы бассейна верхней Оби и прогнозы стока весеннего половодья / Под ред. Д.А. Буракова. Томск, 1986.

Суворов Е.Г. К изучению динамики схода снежного покрова в таежных геосистемах // Моделирование и прогноз динамики геосистем. Иркутск, 1979. С. 28–33.

Г.Г. Морковкин

Алтайский государственный аграрный университет, г. Барнаул

ПРОЯВЛЕНИЕ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОДОРОДИЯ ЧЕРНОЗЕМОВ ПРЕДГОРНЫХ РАВНИН АЛТАЙСКОГО КРАЯ ПРИ ИХ ДЛИТЕЛЬНОМ ИСПОЛЬЗОВАНИИ В СОСТАВЕ ПАХОТНЫХ УГОДИЙ

Современные почвы претерпевают значительные изменения в процессе освоения и использования в сельскохозяйственном производстве (Ковда, 1981; Ахтырцев, 1977; Кочуров, 1982 и др.).

Черноземные почвы, сформировавшиеся в природных условиях Алтайского края как высокоплодородные, в настоящее время утратили большую часть своего плодородия. Они, занимая преобладающее положение в почвенном покрове равнинных территорий края, где их площади составляют 5,62 млн га (Бурлакова, Татарин-

цев, Рассыпнов, 1988), т.е. третью часть общей площади земельного фонда края, испытывают максимальную антропогенную нагрузку, что приводит к их ускоренной деградации. Среди деградационных процессов, активно влияющих на состояние черноземов, особое место занимают эрозионные процессы. Так, в крае 6127,5 тыс. га пахотных земель, или 88,5% всей площади пашни, предрасположены к проявлению ветровой и водной эрозии (Материалы к Государственному докладу..., 1998).

Моделью проведения наших исследований в свете вышеизложенных проблем была выбрана зона черноземов предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая как территория, максимально подверженная антропогенному воздействию, в частности интенсивному использованию в качестве пахотных угодий. В работе были использованы материалы почвенных обследований, хранящиеся в государственном архиве Алтайского края и материалы ЗапСибНИИгипрозема.

Интенсивность проявления эрозионных процессов во многом определяется именно высокой распаханностью территории.

В целом в зоне черноземов предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая пашня занимает 55,3% от общей площади земельных угодий, что выше средних краевых показателей. Так, в крае на 1 января 1998 г. сельскохозяйственные угодья занимали 64,76% площади, распаханность территории составляла 40,56% (Доклад... за 1997 г.).

Самой значительной распаханностью характеризуется Советский район, пашня в котором составляет 64% от общей площади закрепленных земель. Высокий уровень распашки имеют Змеиногорский, Краснощековский, Петропавловский, Смоленский районы, в них распаханность территории составляла 50–60%.

На территории зоны черноземов предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая за период длительного использования почв в пашне без должного комплекса противоэрозионных мероприятий получила широкое развитие водная эрозия (табл. 1, 2). В период первичного обследования (1962) эродированные почвы выделялись лишь в отдельных районах. В настоящее время их площадь значительно увеличилась.

Увеличение площади эродированных земель характерно для всех административных районов. Больше всего эрозионные процессы проявляются в Курьинском, Змеиногорском, Краснощековском районах (табл. 3).

Таблица 1

Площадь эродированных земель в пашне зоны черноземов предгорных равнин Алтая (1992 г.)

Район	Всего пашни, га	Не подверженные эрозии	Эродированные земли											
			Водная эрозия						Дефляция					
			слабая			средняя			сильная			слабая		
			S, га	%	S, га	%	S, га	%	S, га	%	S, га	S, га	%	S, га
Быстринский	53392	46483	87,1	4606	8,6	498	0,9	—	—	—	—	1548	2,9	257
Змеиногорский	89087	39131	43,9	46257	51,9	3678	4,2	21	0,02	—	—	—	—	—
Краснощековский	114565	50277	43,9	64130	56,0	158	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Курьинский	108764	10745	9,9	87336	80,3	9583	8,8	278	0,3	822	0,7	—	—	—
Петропавловский	21591	12264	56,8	8433	39,1	894	4,1	—	—	—	—	—	—	—
Смоленский	90455	76203	84,3	7781	8,6	1261	1,4	—	—	—	—	3738	4,1	1471
Советский	94624	89508	94,6	2777	2,9	714	0,8	13	0,01	—	—	—	—	1432
Итого	572478	324611	56,7	221320	38,7	16786	2,9	312	0,1	6108	1,1	3160	0,57	181

Таблица 2
Площадь эродированных земель в пашне зоны черноземов предгорных равнин Алтая (1962 г.)

Район	Всего пашни, га	Не подверженные эрозии	Эродированные земли											
			Водная эрозия						Дефляция					
			слабая			средняя			сильная			слабая		
			S, га	%	S, га	%	S, га	%	S, га	%	S, га	S, га	%	S, га
Быстринский	23468	23262	99,12	200	0,85	6	0,03	—	—	—	—	—	—	—
Краснощековский	127257	127257	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Смоленский	48220	48075	99,7	41	0,1	104	0,2	—	—	—	—	—	—	—
Советский	33042	33042	100	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Итого	231987	231636	99,85	241	0,10	110	0,05	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 3

Площади эродированных почв в пашне в зоне предгорных равнин,
предгорий и низкогорий Алтая

Районы	Площадь эродированных земель		
	1962 г., га	1992 г.	
		га	% к площади сельскохозяйст- венных угодий
Быстроистокский	206	6909	6,3
Змеиногорский	—	49956	32,8
Краснощековский	—	64288	31,4
Курынский	—	98019	44,4
Петропавловский	—	9327	22,9
Смоленский	145	14252	9,0
Советский	—	5116	3,5
Всего	351	247867	23,9

Так, в Курьинском районе эрозионные процессы проявляются наиболее интенсивно и эродированные земли составляют 44,4% к площади сельскохозяйственных угодий. В меньшей степени эрозионные процессы проявляются в Советском, Быстроистокском и Смоленском районах.

Усиление эрозионных процессов свойственно для большей части территории Западной Сибири.

Как отмечают Г.Е. Пашнева, Л.А. Изерская, Л.К. Цыцарева и др. (1992), для южных и юго-восточных районов Томской области доля эродированных пахотных земель достигает 50–80%. Эрозионные процессы сопровождаются резким снижением плодородия почв, экономической эффективности сельскохозяйственного производства (на 25–30%).

Использование пахотных земель под посев сельскохозяйственных культур, особенно при многолетнем воздействии яровых зерновых культур, недостаточном применении органических удобрений, искоренении многолетних трав из севооборотов, способствует снижению гумусированности почв.

Л.М. Бурлакова (1984) считает, что основными свойствами почв, определяющими ее плодородие, являются видовые признаки: мощность гумусового горизонта и содержание гумуса.

Впервые почвы предгорий Алтая были исследованы в 1894–1898 гг. И.П. Выдриным и З.И. Ростовским (1899). Они были пред-

ставлены подтипами черноземов южных с содержанием гумуса 4–6%, обыкновенных и выщелоченных – 6–10%, типичных – 10–18%.

По данным Л.М. Бурлаковой (1984), содержание гумуса в выщелоченных и типичных черноземах луговой степи под целинной растительностью составляет более 8%, тогда как для колочной степи оно менее 6%, а для лесостепи – 6–8%.

По данным наших исследований (табл. 4), во многих районах при обследовании начала 60-х гг. преимущественное распространение имели среднегумусные почвенные разности, в настоящее время – малогумусные (табл. 5).

Увеличение площади слабогумусированных и малогумусных почв произошло за счет сокращения площади тучных и среднегумусных почв. Так, в Краснощековском районе в 60-е гг. основной процент занимали среднегумусные и тучные почвы, в настоящее время появились слабогумусированные почвы, площадь которых составляет около 1,1% от площади пашни; площадь малогумусных почв составляет 39,6%, при этом площадь среднегумусных и тучных почв сократилась.

Аналогичная ситуация характерна для всей зоны черноземов предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая. Если в 1962 г. слабогумусированных почв на территории зоны черноземов предгорных равнин Алтая практически не было, то в настоящее время их площадь составляет 8,8% от общей площади пашни. При этом площадь среднегумусных почв уменьшилась с 68,9 до 43,8%. Площадь тучных почв также уменьшилась с 28,3 до 6,2%.

За прошедший период мощность гумусового горизонта пахотных почв также уменьшилась.

В целом для зоны черноземов предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая характерна следующая ситуация. Если в 60-х гг. маломощные почвы составляли 2,1%, то в настоящее время – 25,7%. Процент среднемощных почв уменьшился с 78,9 до 64,1%, мощных – с 19,0 до 10,2%.

Для регулирования гумусного состояния почв, сохранения почвенного плодородия необходим комплекс мероприятий. По расчетам Алтайского предприятия ЗапСибНИИГипрозема, для бездефицитного баланса гумуса в пахотных почвах края необходимо ежегодно вносить на каждый гектар по 5,7 т органических удобрений. В 1997 г. было внесено по 0,7 т/га, т.е. 12,3 % от необходимого объема внесения органики.

Таблица 4
Распределение площадей пахотных угодий по степени гумусированности почв и мощности гумусового горизонта зоны черноземов предгорных равнин Алтая (1962 г.)

Районы	Всего пашни, га	Гумус, %						Мощность (A + AB), см					
		< 4		4 - 6		6 - 9		> 9		25 - 40		40 - 80	
		S	%	S	%	S	%	S	%	S	%	S	%
Быстроистокский	23468	-	-	2548	10,9	12010	51,2	8909	37,9	-	-	18449	78,6
Краснощековский	127257	-	-	3747	2,9	99244	78,0	24266	19,1	3948	3,1	103195	81,1
Смоленский	48220	-	-	200	0,4	29311	60,8	18709	38,8	835	1,7	37187	77,1
Советский	33042	-	-	-	-	19274	58,3	13768	41,7	-	-	24161	73,1
Итого	231987	-	-	6496	2,8	159839	68,9	65652	28,3	4783	2,1	182992	78,9

Таблица 5
Распределение площадей пахотных угодий по степени гумусированности почв и мощности гумусового горизонта зоны черноземов предгорных равнин Алтая (1992 г.)

Районы	Всего пашни, га	Гумус, %						Мощность (A + AB), см					
		< 4		4 - 6		6 - 9		> 9		25 - 40		40 - 80	
		S	%	S	%	S	%	S	%	S	%	S	%
Быстроистокский	53392	487	0,9	29819	55,8	22356	41,9	730	1,4	6130	11,5	46959	88,0
Змеиногорский	89087	5388	6,0	50846	57,1	32681	36,7	172	0,2	12376	13,9	69935	78,5
Краснощековский	114565	1246	1,1	45326	39,6	66646	58,1	1347	1,2	21297	18,6	86446	75,5
Курьинский	108764	39560	36,4	61829	56,8	7256	6,7	119	0,1	77199	71	31321	28,8
Петропавловский	21591	150	0,7	1383	6,4	19471	90,2	587	2,7	3080	14,3	17339	80,3
Смоленский	90455	3034	3,4	13327	14,7	42245	46,7	31849	35,2	10174	11,2	57315	63,4
Советский	94624	513	0,6	33331	35,2	60090	63,5	690	0,7	16890	17,8	57811	61,1
Итого	572478	50378	8,8	235861	41,2	250745	43,8	35494	6,2	147146	25,7	367126	64,1

В настоящее время более половины пахотных земель имеют низкую обеспеченность фосфором, третья часть не обеспечена калием, почти повсеместно растения нуждаются в азотных удобрениях. При этом внесение минеральных удобрений в 1994–1997 гг. сократилось по сравнению с 1985–1986 гг. в 20 раз. В 1997 г. в крае было внесено 12,1 тыс. т действующего вещества минеральных удобрений, что составляет всего 1,8 кг действующего вещества на 1 га пашни (Материалы к Государственному докладу..., 1998).

Таким образом, за тридцатилетний период почвенный покров зоны черноземов предгорных равнин, предгорий и низкогорий Алтая претерпел значительные изменения: увеличилась площадь эродированных земель, уменьшилась мощность гумусового горизонта, увеличилась площадь маломощных почв; снизилось процентное содержание гумуса, увеличилась площадь малогумусных и слабогумусированных почв.

По результатам проведенных исследований можно сделать заключение, что интенсивное сельскохозяйственное использование земельных ресурсов без должных мероприятий по охране почвенного покрова, без сбалансированного соотношения пахотных земель в составе сельскохозяйственных угодий влечет за собой как проявление эрозионных процессов, так и изменение морфологического строения почв. Как справедливо считает А.А. Чибилев (1992), наиболее актуальной задачей оптимизации ландшафта степной зоны является сокращение доли пашни в общем балансе сельскохозяйственных угодий и увеличение доли пастбищ и сенокосов.

На оптимизацию соотношения и площадей земельных угодий, изъятие из сельскохозяйственного использования деградированных и малопродуктивных земель, как факторов сохранения плодородия почв и почвенного покрова в целом указывают ряд ученых (Бурлакова, 1997; Грибов, 1997; Рассыпнов, 1993; Lee Linda, 1996).

В последние годы концепция экологически устойчивого сельского хозяйства приобретает все большее значение во всем мире. С ней переплетается система изменяющегося землепользования в ответ на местные, национальные и глобальные рыночные обстоятельства. Использование и качество основных сельскохозяйственных земель играет важную роль в создании экологической устойчивости, влияя на почвенную эрозию и качество почвы, воды, воздух, исчезновение болотных земель и урбанизацию. Так, в США (Lee Linda, 1996) в период с 1982 по 1992 г. более 24 млн га пахот-

ных земель были выведены из сельскохозяйственного землепользования и переведены в другие категории, и одновременно с этим 8,5 млн га были переведены в пахотные земли, главным образом, из пастбищных угодий. Эти новые пахотные земли в настоящее время, по данным К. Lee Linda (1996), представляют значительный объект почвенной эрозии. Как далее указывает исследователь, несмотря на значительное сокращение пахотных земель, потенциал их пополнения еще достаточно высок. Нужен гибкий подход и научно обоснованная система землепользования для придания экологической устойчивости вновь вводимым пахотным землям.

Расчеты Л.М. Бурлаковой (1997) показывают, что для удовлетворения потребностей населения в продуктах питания, с учетом рынка, в Западной Сибири требуется 24210 тыс. га сельскохозяйственных угодий, из них 11378,7 тыс. га пашни и 12831,3 тыс. га кормовых угодий. «Излишек» пахотных угодий составляет 8166,3 тыс. га при общей площади пашни 19545 тыс. га, или 41,8%. Далее автор справедливо рекомендует эти «излишки», в первую очередь сильно- и среднедеградированные земли, залужить или оставить под залежь, предоставив самой природе восстановить утраченное плодородие.

А.М. Русанов (1995) делает заключение, что наиболее эффективным методом восстановления гумусного состояния средне- и сильноэродированных черноземов является исключение участков из пашни и посев на них многолетних трав или злаково-бобовых травосмесей. И.Г. Зыков, О.А. Аверьянов (1994) также установили, что фитомелиоративные мероприятия являются ведущими в системе мер по реабилитации и повышению продуктивности деградированных земель Нижнего Поволжья.

По мнению В.П. Часовских (2000), расширение клина бобовых трав в зерновых севооборотах является необходимой мерой, так как потери гумуса, особенно в степных районах Алтайского края, принимают угрожающие размеры. Далее автор, ссылаясь на рекомендации ученых Российской академии сельскохозяйственных наук, указывает, что в зерновых севооборотах рекомендуется расширение доли бобовых трав до 35%, т.е. должно быть не менее 2–3 полей бобовых трав. Это дает наиболее низкие затраты на расширенное воспроизводство плодородия и значительный рост продуктивности зерновых. Данное направление в настоящее время стало приоритетным в Западной Европе.

Таким образом, оптимизируя соотношение площадей сельскохозяйственных угодий, используя севообороты насыщенные многолетними травами, сидеральными культурами, можно сохранить плодородие почв и почвенный покров в целом, повысить продуктивность агроценозов.

Литература

Ахтырцев Б.П. Актуальные вопросы антропогенного почвоведения // Влияние человека на ландшафт: Вопросы географии. М., 1977. С. 168–174.

Бурлакова Л.М. Плодородие алтайских черноземов в системе агроценоза. Новосибирск, 1984.

Бурлакова Л.М. Изменения функционирования экосистем и глобальные изменения биосферы (на примере Западной Сибири) // Проблемы предотвращения деградации земель Западной Сибири и осуществление государственного контроля за их использованием и охраной. Барнаул, 1997. С. 8–14.

Бурлакова Л.М., Татаринцев Л.М., Рассыпнов В.А. Почвы Алтайского края: Учеб. пособие / Алтайский СХИ. Барнаул, 1988.

Выдрин И.П., Ростовский З.И. Материалы по исследованию почв Алтайского округа. Барнаул, 1899.

Грибов С.И. Теоретические основы охраны и рационального использования почвенного покрова Алтайских равнин и горных областей Алтая: Автореф. дис. ... докт. с.-х. наук. Барнаул, 1997.

Зыков И.Г., Аверьянов О.А. Роль фитомелиораций в консервации деградированных земель Нижнего Поволжья // Защитное лесоразведение при формировании агроландшафтов в степи: Мат. симп. по защитному лесоразведению, посвященные памяти П.Ф. Фомина. Абакан. 9–10 августа, 1994. Новосибирск, 1995. С. 32–35.

Ковда В.А. Почвенный покров, его улучшение, использование и охрана. М., 1981.

Кочуров Б.И. Влияние хозяйственной деятельности на почвы СССР // География и природные ресурсы. №1. 1982. С. 8–15.

Материалы к Государственному докладу о состоянии окружающей природной среды Алтайского края в 1997 г. Барнаул, 1998.

Пашнева Г.Е., Изерская Л.А., Цыцарева Л.К., Смолякова Г.А. Оценка эколого-экономического ущерба при развитии эрозии в лесостепной зоне Томского Приобья // Тез. докл. науч. конф., посвященные 100-летию плана В.В. Докучаева по борьбе с засухой и преобразовани-

ем степей России. Абакан, 4–6 августа, 1992. Новосибирск, 1992. Кн. 2. С. 85–87.

Рассыпнов В.А. Почвенно-климатические факторы урожайности и моделирование эффективного плодородия в агроценозах: Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Новосибирск. 1993.

Русанов А.М. Влияние эрозии на гумусное состояние черноземов Приуралья // Экология. №2. 1995. С. 153–155.

Часовских В.П. Опыт энергоресурсосбережения в кормопроизводстве // Повышение устойчивости АПК Алтайского края: Тез. докл. и проект решений третьей регион. науч.-практ. конф. Барнаул, 2000. С. 110–112.

Чибилев А.А. Ландшафтно-экологические проблемы оптимизации структуры земельных угодий степной зоны // Тез. докл. науч. конф., посвященной 100-летию плана В.В. Докучаева по борьбе с засухой и преобразованием степей России. Абакан, 4–6 августа, 1992. Новосибирск, 1992. Кн. 2. С. 58–60.

Lee Linda K. Sustainability and land-use dynamics // J. Soil and Water Conserv. 1996. № 4. P. 295.

М.И. Трунов

Комитет природных ресурсов по Алтайскому краю, г. Барнаул

ЖИЗНЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СОСНОВЫХ НАСАЖДЕНИЙ ПОД ВЛИЯНИЕМ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Установлено, что под воздействием атмосферных загрязнителей происходит существенное изменение в состоянии сосновых лесов и их компонентов, проявляющееся в повреждении и разрушении древесного яруса, мохово-лишайникового покрова и внеярусной растительности.

Массовое ослабление и усыхание лесных экосистем имеет место во всех странах мира, что связано с промышленными выбросами различных загрязняющих веществ. По сообщению Е.Г. Мозолевской и О.А. Катаева (1992), «...техногенное влияние на среду обитания человека и, в частности, на леса проявляется только в течение трех столетий. В связи с убыстряющимися темпами развития

общества оно неуклонно возрастает и меняется в качественном и количественном отношении и особенно с середины XX в.».

Наши исследования проведены в лесах зеленой зоны г. Бийска, которые в различной степени страдают от техногенного загрязнения. Так, в 1990 г. промышленными предприятиями города было выброшено в атмосферу 25,6 тыс. т твердых осадков и 35,4 тыс. т газообразных (Парамонов и др., 1977; Трунов, 2001). Из газообразных выбросов половина приходится на сернистый газ (серный ангидрид, двуокись серы, диоксид серы), который при взаимодействии с водяными парами воздуха образует сернистую кислоту, а последняя, взаимодействуя с кислородом, переходит в серную. Соединения серы обладают высокой токсичностью и разносторонним действием, в сильной степени влияют на хвойные насаждения и компоненты лесных экосистем. Повышение фоновое содержания в атмосфере вредных веществ способствует ускоренному старению древостоев, развитию таких болезней, как корневая губка (Обыденный, 1977).

Установление влияния загрязнителей на сосновые насаждения проведено на пробных площадях размером 0,5 га, заложенных на расстоянии 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 км от источника загрязнения.

На каждой пробной площадке при сплошном пересчете деревьев, последние относились к различным классам роста Крафта, определялись состав, запас, полнота, средние диаметр и высота, а по жизнеспособности деревья визуально относились к трем категориям – нормальные, болезненные и отмирающие.

Из средних ступеней толщины отбиралось 20 деревьев и на них определялся удельный вес сухих сучьев. Путем рубки трех модельных деревьев брались образцы хвои с осевых побегов боковых ветвей с южной стороны кроны. Всего срублено 30 модельных деревьев, взяты образцы хвои с 150 боковых ветвей. Хвоя пересчитывалась, взвешивалась, определялась ее длина.

Было установлено, что с удалением от источника загрязнения (табл. 1) увеличивается удельный вес нормальных деревьев во всех классах роста Крафта. Если в I классе на долю нормальных деревьев у источника загрязнения приходится 19,1%, то на расстоянии 10 км – 29,4%. По II классу роста картина еще более разительная: с 11 до 30%, т.е. увеличение составляет почти в 3 раза и в целом удельный вес деревьев I, II классов роста возрастает с удалением от источника загрязнения с 30,1 до 59,4%, а отмирающие деревья I–III классов роста

Таблица 1

Характеристика жизненного состояния деревьев
в разных классах Крафта

Удаление от источ- ника за- грязнения, км	Классы роста Крафта								
	I	II	III						
	Жизненное состояние деревьев, %								
	нор- маль- ное	болез- нен- ное	отми- раю- щее	нор- маль- ное	болез- нен- ное	отми- раю- щее	нор- маль- ное	болез- нен- ное	отми- раю- щее
1-2	19,1	2,7	1,2	11,0	12,9	4,3	5,9	4,7	5,9
3-4	23,2	2,8	2,0	17,0	5,4	7,4	5,7	4,0	6,8
5-6	25,9	5,0	5,4	21,6	6,4	6,0	2,8	1,3	4,3
7-8	26,2	6,1	6,1	32,0	5,5	9,2	7,3	1,2	3,0
9-10	29,4	4,6	3,0	30,0	2,5	4,1	3,5	2,0	1,1

составляют соответственно 11,4 и 8,2% (рис. 1). Показательным является также и то, что даже по группе деревьев I-III классов роста, отнесенных к больным, их участие в насаждении снижается с 20,3 до 9,1%. Одним словом, с удалением от источника загрязнения воздушного пространства происходит неуклонное увеличение числа деревьев здоровых, а удельный вес больных и отмирающих снижается.

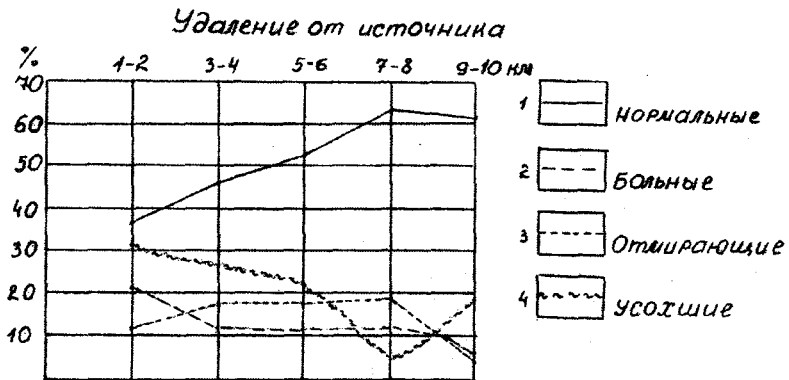


Рис. 1. Общая характеристика жизненного состояния
сосновых насаждений

По мере приближения к источнику атмосферного загрязнения повышается удельный вес деревьев III класса Крафта с 6,6% в 10 км от источника до 22,9% на расстоянии 1 км. Это является показа-

телем того, что ухудшение окружающей среды выдерживают только деревья с улучшенными наследственными свойствами, которые более длительное время продолжают сопротивляться изменению среды. Деревья с худшими наследственными показателями быстрее прекращают сопротивление и переходят в III класс, а в ближайшее время они перейдут в IV и даже V классы (табл. 2).

Таблица 2
Характеристика хвои на деревьях сосны в возрасте от 1 до 5 лет

Удаление от источника загрязнения, км	Количество хвоинок в 1 см						Средняя длина хвоинок, мм						Масса 100 шт., г				
	24	18	16	—	—	68	75	85	—	—	2,2	3,4	4,8	—	—		
1-2	24	18	16	—	—	68	75	85	—	—	2,2	3,4	4,8	—	—		
3-4	22	28	5	2	—	89	82	85	68	—	3,3	4,4	5,0	2,5	—		
5-6	18	20	9	2	—	83	89	101	65	—	4,0	4,5	4,8	3,3	1		
7-8	19	19	14	9	5	65	101	93	71	60	3,2	4,4	3,5	3,3	2,6		
9-10	25	16	13	10	7	30	70	90	80	76	3,8	4,8	6,1	3,5	3,0		

Об этом же говорят и данные таблицы 1. Если в I классе число нормальных деревьев превышает число деревьев, отставших в росте, на расстоянии 1-2 км в 16 раз, во II классе — в 2,5 раза, то в III классе эти соотношения становятся в 10,0; 7,3; 3,0 раза соответственно. Техногенное загрязнение атмосферы ведет к более интенсивной дифференциации деревьев в насаждении.

Общая картина жизненности насаждений сводится к соотношению нормальных по росту деревьев к усохшим и усыхающим. Из рисунка 1 видно, что в непосредственной близости к источнику загрязнения число нормальных деревьев лишь на 4% превышает число усыхающих, а общее число нормальных деревьев составляет лишь 36,0% их общего количества. На расстоянии в 10 км число нормальных деревьев составляет 62,9% от общего количества и оказывается в 3 раза больше числа усыхающих.

Таким образом, постоянное многолетнее техногенное загрязнение ведет к отмиранию деревьев в насаждениях.

Статистическая обработка полевого материала показала, что увеличение числа нормальных по жизненности деревьев с удалением от источника загрязнения воздуха на расстоянии до 10 км подчиняется прямой линией связи, которая характеризуется как высо-

кая тесная с коэффициентом корреляции равным 0,71 и достоверности вывода равным 3,2.

Биологическая продуктивность является интегральным показателем реакции сосны на техногенное загрязнение атмосферы. По данным А.А. Мартынюк (1992), в условиях загрязнения надземная масса в сосняках зеленомошных снижается в 1,5 раза, а масса стволов – в 1,7 раза.

В древесном организме самым важным органом является лист и он же является самым чутким по отношению к окружающей среде. Анализ хвои по количеству, длине и массе со взрослых деревьев показал, что постоянное техногенное загрязнение вызывает снижение продолжительности жизни хвои на дереве. Если на расстоянии до 2 км от источника загрязнения хвоя живет не более 3 лет, на расстоянии 5–7 км – 4 года, то на расстоянии до 10 км уже около 5 лет. В данных лесорастительных условиях 5-летний период жизни хвои является нормальным биологическим явлением.

Продолжительность жизни хвои связана с накоплением в ней серы, меди и других элементов, негативно влияющих на физиологические процессы, протекающие в ней. По данным И.М. Брускина и Р.Т. Карабань (1992), содержание этих веществ в хвое возрастает в 5–10 раз при приближении к источнику загрязнения.

Количество хвои в возрасте 1–3 года в расчете на 1 см прироста осевого побега не имеет какой-либо определенной закономерности и вариации по количеству находятся в пределах точности опыта.

При удалении от источника загрязнения имеет место общая тенденция увеличения средней длины хвои. В отдельных случаях это увеличение достигает 34,5% (двухлетняя хвоя на расстоянии 7–8 км в сравнении с хвоей на расстоянии 1–2 км).

Масса хвои реагирует на атмосферное загрязнение очень сильно, а именно, с удалением от центра загрязнения масса хвои возрастает и на 10 км она превышает аналогичную хвою в возрасте 1 года на 72,2%, в возрасте 2 лет – на 42,1% и в возрасте 3 лет – на 26,9%.

Под воздействием загрязнителей увеличивается удельный вес молодой хвои, и если вблизи источника загрязнения для хвои в возрасте 1–2 года он составляет 53,8%, то на расстоянии 10 км – 40,6%, т.е. с удалением от источника загрязнения и в связи с увеличением продолжительности жизни хвои, удельный вес ее молодой части снижается.

Наряду с изменением запасов биомассы наблюдается и специфика вертикального распределения хвои и ветвей у ослабленных деревьев. Вблизи источника загрязнения происходит перемещение основной массы кроны в среднюю и нижнюю части, что является следствием суховершинности деревьев.

Таким образом, в результате воздействия загрязнителей нарушается не только процесс формирования и роста ассимиляционных органов, но и снижается продолжительность их жизни до 2–3 лет в сравнении с 5–6 годами в неподверженных заражению зонах.

На каждой пробной площади отбиралось подряд 20 деревьев сосны, относящихся к различным классам роста Крафта, и у них визуально определялся процент сухих ветвей в кроне с градацией через 5%.

Установлено, что повышение концентрации в воздухе промышленных эмиссий влечет за собой и усиление естественного процесса отмирания сучьев (табл. 3). Если в непосредственной близости к источнику загрязнения удельный вес сухих сучьев в кроне в среднем составляет 38,7%, то на удалении 10 км – уже лишь 4,0%. Во всех случаях изменчивость признака очень высокая ($C = 51,8 - 97,3\%$). Это означает, что в обеих крайностях индивидуальные особенности сосен сильно различаются между собой и, если в первом случае (1–2 км) усыхание сучьев в основном связано с загрязнением воздуха и почвы, то во втором (9–10 км) – с процессом естественного усыхания в связи с недостатком освещенности, особенно в нижней части кроны.

Таблица 3
Удельный вес сухих ветвей в кроне дерева, %

Удаление от источника загрязнения, км	Средняя величина и ее ошибка ($M \pm m$)	Средне квадратическое отклонение (σ)	Коэффициент вариации (C)	Ошибка опыта (P)	Достоверность вывода (T)
1–2	38,7±3,2	20,1	51,8	8,2	12,2
3–4	23,5±2,0	12,5	53,3	8,4	11,9
5–6	11,6±1,0	7,8	67,7	8,7	11,5
7–8	6,5±1,0	6,3	97,3	15,4	6,5
9–10	4,0±0,8	3,5	87,0	19,5	5,1

Одновременно с учетом сухих сучьев у отобранных 20 деревьев на каждой пробной площади также визуально определялась густота кроны через учет удельного веса просветов в ней.

Таблица 4

Густота кроны деревьев сосны
в связи с удалением от источника загрязнения, % просветов

Удаление от источника загрязнения, км	Средняя величина и ее ошибка (М±м)	Среднеквадратическое отклонение (σ)	Коэффициент вариации (С)	Ошибка опыта (Р)	Достоверность вывода (Т)
1-2	54,4±2,2	13,9	25,5	4,0	24,8
3-4	42,7±1,4	8,8	20,7	3,3	30,5
5-6	29,2±1,1	8,6	29,3	3,8	26,3
7-8	15,2±1,0	6,6	43,3	6,8	14,7
9-10	9,7±1,2	5,5	56,4	12,6	7,9

Оказалось (табл. 4), что густота кроны с удалением от источника загрязнения повышается и удельный вес просветов в ней сокращается с 54,4 до 9,7%, что согласуется с охвоением дерева. В этом случае изменчивость признака большая, что также находится в связи с индивидуальной особенностью каждого дерева.

Таким образом, выполненные исследования позволяют констатировать, что многолетнее техногенное загрязнение негативно влияет на сосновые насаждения, вызывая в них не только необратимые реакции в морфологическом строении (продолжительность жизни хвои, ее масса, ускорение процесса очищения от сучьев и др.), но и оказывая, по-видимому, такое же влияние на другие компоненты экосистемы (почва, живой напочвенный покров, подрост, внеярусная растительность).

Литература

Брускина И.М., Карабань Р.Т. Накопление серы и металлов в листьях березы и хвое сосны в районе медно-никелевых производств // Лесное хозяйство. 1992. №10. С.10.

Мартынюк А.А. Запасы и формирование надземной фитомассы сосновых древостоев в условиях загрязнения промышленной среды // Лесное хозяйство. 1992. №10. С. 7.

Мозолевская Е.Г., Катаев О.А. Лес и промышленные выбросы // Лесное хозяйство. 1992. №10. С. 2-4.

Обыденный П.Т. Сохранение леса в условиях промышленного загрязнения воздуха // Лесное хозяйство. 1977. №6. С. 35-38.

Парамонов Е.Г., Менжулин И.Д., Ишутин Я.Н. Лесное хозяйство Алтай. Барнаул, 1997.

Трунов М.И. Техногенное загрязнение окружающей среды г. Бийска // Проблемы лесоводства и лесовосстановления на Алтае. Барнаул, 2001. С. 37–39.

Ярмишко В.Т. Динамика состояния экосистем сосновых лесов в условиях аэротехногенного загрязнения // Лесное хозяйство. 1992. №10. С. 6.

М.Г. Сухова

*Горно-Алтайский государственный университет,
г. Горно-Алтайск*

ОЦЕНКА ЛАНДШАФТОВ ГОРНОГО АЛТАЯ ДЛЯ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

В последнее десятилетие мировые научные, политические и общественные организации проявляют повышенный интерес к горам. В пределах России – это Горный Алтай, привлекающий к себе внимание своеобразием и красочностью ландшафтов, разнообразием климатов, особенностью географического положения.

Выделение на территории гор ландшафтов с комфортными и дискомфортными условиями для жизнедеятельности человека имеет большое значение. В этом случае важным и определяющим фактором выступают биоклиматические показатели. В настоящее время имеется достаточно данных о влиянии климата и сочетаний отдельных климатических факторов на организм человека и его здоровье. Но исследования такого плана затрудняются орографической особенностью горных территорий. С учетом этого в своих исследованиях мы опирались на закон взаимосвязей и взаимодействия в географической оболочке и широко использовали метод комплексного географического анализа.

Исследования представляли собой несколько этапов. На первом этапе рассматривалось влияние рельефа на формирование горных климатов. На втором проводился анализ ландшафтно-климатической дифференциации различных районов Алтая. На третьем разрабатывалась методика биоклиматической оценки ландшафтов и проводилась типизация ландшафтов по характеру биоклиматиче-

ского воздействия на организм человека. И, наконец, на четвертом этапе выполнялось биоклиматическое районирование долин рек и внутригорных котловин по возможности использования этих территорий для жизнедеятельности человека.

Ландшафтно-климатические условия являются важнейшими факторами жизнедеятельности человека. По масштабности влияния рельефа на формирование климатов выделяется ряд зависимостей.

Во-первых, на климат влияет высота гор. С высотой возрастает интенсивность солнечной радиации, но уменьшается температура и влагосодержание воздуха, понижается атмосферное давление. Показателем изменения климата с высотой являются ландшафтная ярусность и высотная поясность.

Во-вторых, под влиянием гор происходят изменения в крупномасштабных общециркуляционных процессах. В частности, деформируется планетарная высотная фронтальная зона, определенным образом ориентируется направление руслового потока воздушных масс из Средней Азии в Западную Сибирь. Вынужденный подъем воздушных масс на наветренных склонах усиливает интенсивность процесса конденсации и выпадения осадков, на подветренных склонах, в котловинах формируется эффект «барьерной тени». В холодный период года над высокогорными котловинами резко усиливаются барические максимумы. Под влиянием взаимодействия гор с общециркуляционными процессами формируются макроклиматы крупных орографических систем: Северного, Северо-Восточного, Центрального Алтая и др.

В-третьих, мезорельеф определяет особенности местных климатов долин рек и внутригорных котловин. Именно от этих свойств рельефа зависят условия образования фенов, играющих исключительно важную роль в климатах долин; горно-долинной циркуляции; интенсивности ночного выхолаживания днищ долин относительно склонов и другие особенности местных климатов.

Так как ландшафты являются «индикатором» климата, то ландшафтная структура Алтая связана с его климатической дифференциацией. Вертикальная климатическая поясность определяет ярусность и вертикальную поясность ландшафтов.

Типичными ландшафтами склонов являются лесные, которые в зависимости от количества тепла и влаги и их соразмерности изменяются от черневой тайги до лиственных лесов. На верхних

частях склонов и на водоразделах в условиях сурового климата высокогорий господствуют альпийские, субальпийские луга и тундры, а выше снеговой линии – нивальные ландшафты. В засушливых и сухих межгорных котловинах среднегорий и высокогорий сформированы различные типы степных ландшафтов. В зависимости от степени аридности котловин их ландшафты различаются от лугово-степных до сухостепных и полупустынных. В долинах рек разнообразие ландшафтов определяется не только различиями в абсолютной высоте днищ, но и в значительной мере и местными климатическими особенностями, в основе которых лежит повторяемость фенів, интенсивность горно-долинной и горно-склоновой циркуляции, характер ночного выхолаживания днищ долин относительно склонов и т.д. Основные ландшафты долин – степные, лесостепные, лесные, луговые, лугово-болотные.

При оценке климата для жизнедеятельности человека наряду с общепринятыми климатическими показателями, характеризующими отдельные элементы климата, использовались специальные комплексные метеорологические показатели, отражающие влияние погоды на человека, независимо от его индивидуальных особенностей. Решение поставленной задачи стало возможным при использовании методики В.И. Русанова (1973), которая через классификацию погоды момента раскрывает структуру погоды, воздействующую на человека. Анализ классов погод момента, биоклиматических и климатических данных показал, что по условиям жизнедеятельности организма человека все ландшафты Алтая можно объединить в группы, каждая из которых характеризуется определенными свойствами биоклиматов. Биоклиматы ландшафтов представлены категориями: экстремальным или крайне дискомфортным биоклиматом, остро дискомфортным, дискомфортным, умеренно дискомфортным, умеренно комфортным или прекомфортным и комфортным.

Экстремальные условия жизнедеятельности характерны для ландшафтов высокогорий. Здесь длительный период с отрицательной средней суточной температурой воздуха, сильным ветром, крайне низкой теплообеспеченностью, которые значительно осложняют процессы терморегуляции. Низкое атмосферное давление вызывает горную болезнь.

Остродискомфортные биоклиматические условия представлены в горно-лесных и горно-таежных ландшафтах среднегорий. Острая дискомфортность определяется нарастающими с высотой дефицитом тепла и понижением атмосферного давления. Эти климатические условия являются предкретическими, оказывающими отрицательное влияние на здоровье человека.

Дискомфортные биоклиматические условия наиболее характерны для полупустынных ландшафтов межгорных котловин. Зимой в этих котловинах нередко наблюдаются остродискомфортные, а летом дискомфортные биоклиматические условия.

Умеренно дискомфортные биоклиматические условия типичны для ландшафтов степных котловин среднегорий, где зимой преобладают дискомфортные биоклиматические условия, которые вызывают сильное функциональное напряжение систем терморегуляции. Летом высокую повторяемость имеет умеренно дискомфортная погода, которая понижает температуру кожи, понижает обмен веществ. Однако повторяемость ясной комфортной погоды, благоприятной для организма человека, достаточно высокая.

Прекомфортные или слабокомфортные биоклиматические условия преобладают в степных и лесостепных ландшафтах, характерных для днщ долин и озерных котловин низкогорий и отчасти среднегорий. Зимой для этих ландшафтов характерна умеренно-суровая и мягкая погода. Поэтому преобладает слабое функциональное напряжение систем терморегуляции человека. Летом резко холодные погоды обычно приурочены к ночной части суток. Днем преобладают комфортные и прохладные погоды с минимальным и слабым напряжением систем терморегуляции.

Комфортные биоклиматические условия приурочены к степным и лесостепным ландшафтам пологих увалов и днщ долин низкогорий. Зимой здесь погода мягкая и умеренно суровая со слабой степенью напряжения систем терморегуляции. Зимы обычно многоснежные. Летом преобладающей является комфортная погода. Повторяемость жаркой сухой и жаркой влажной погоды, с которой связано сильное напряжение, не превышает 5%. Атмосферное давление близко к нормальному.

В целом на территории Горного Алтая 33–35% площади занимают ландшафты с экстремальными и около 50% с остродискомфортными условиями для жизнедеятельности человека. Ландшаф-

ты с прекомфортными и комфортными условиями составляют 3,5% горной территории.

Таким образом, оценка территории Алтая по комфортности биоклиматов ландшафтов показывает, что наиболее благоприятные условия для жизнедеятельности человека преобладают в долинах рек и внутригорных котловинах. Поэтому нами предпринята попытка районирования территории Алтая по биоклиматическим условиям именно для этих территорий. В основу подобного районирования положена ландшафтная поясность. Типизация ландшафтов, разработанная Г.С. Самойловой (Маринин, Самойлова, 1987), является признанной, ибо ландшафтное районирование отражает и закономерное распределение биоклимата. На Алтае в зависимости от влияния орографических систем на трансформацию общециркуляционных процессов выделяется шесть физико-географических провинций: Северо-Западная Алтайская, Северная Алтайская, Северо-Восточная Алтайская, Восточная Алтайская, Юго-Восточная Алтайская, Центральная Алтайская.

Общими свойствами биоклимата всех провинций является хорошая обеспеченность ультрафиолетовой радиацией, большие суточные амплитуды температур и большая изменчивость погоды.

Провинции включают в себя биоклиматические районы, которые чаще всего представляют собой генетически однородный ландшафтный комплекс, подразделяющийся на вертикальные пояса. Комфортными биоклиматическими условиями характеризуются ландшафты Змеиногорского, Чарыпского, Катунского, Бие-Ишинского и Прителецкого районов. Здесь в течение всего года продолжительность периода с погодой благоприятной для жизнедеятельности человека, более 220 дней, при которой функциональное напряжение систем терморегуляции человека минимальное, слабое или среднее. Зимой теплоизоляция одежды в зависимости от степени физической нагрузки изменяется от 1,3 до 5 кло. Работа и отдых на открытом воздухе ведутся без ограничения. Летом теплоизоляция одежды – от 0,0 до 2,0 кло, и лишь в очень редких случаях в часы с очень жаркой сухой или влажной погодой пребывание на открытом воздухе ограничено.

Прекомфортные биоклиматические условия характерны для ландшафтов биоклиматических районов: Ануйско-Семинского, Чулышманского, Сумультинско-Аргутского. Число дней в году с

погодой, благоприятной для организма человека, – от 200 до 215. Преобладает среднее напряжение систем терморегуляции человека, теплоизоляция одежды зимой от 2,0 до 5,0 кло, летом – от 1,5 до 2,0 кло.

В Урсульском, Канско-Абайском и Уймонском биоклиматических районах зимние условия оцениваются как умеренно дискомфортные. В течение года число дней с благоприятными биоклиматическими условиями в этих районах от 170 до 200. Зимой господствует суровая погода. Степень функционального напряжения системы терморегуляции – средняя. Теплоизоляция одежды в зависимости от степени физической нагрузки изменяется от 3,0 до 7,5 кло.

Ландшафты Улаганского района характеризуются дискомфортными биоклиматическими условиями. Среднее годовое число дней с благоприятной для организма человека погодой составляет 100–110. Большая повторяемость дней с очень суровой погодой, с которой связано сильное функциональное напряжение систем терморегуляции.

Наиболее суровой погодой характеризуются Чуйский и Курайский биоклиматические районы, где зимой остро дискомфортные, летом – дискомфортные биоклиматические условия жизнедеятельности человека. Зима очень суровая и малоснежная. Нередко бывает крайне суровая погода.

Результаты исследований показали, что на Алтае территория с благоприятными и относительно благоприятными биоклиматическими условиями для жизнедеятельности человека ограничена пределами долин рек и внутригорных котловин. Горным долинам и котловинам свойственен ослабленный воздухообмен, образование инверсий в ночные часы летом и круглосуточно в зимние периоды.

Литература

Маринин А.М., Самойлова Г.С. Физическая география Горного Алтая. Барнаул, 1987.

Русанов В.И. Методы исследования климатов для медицинских целей. Томск, 1973.

ЛАНДШАФТЫ ПРИТЕЛЕЦКОГО РАЙОНА

Телецкое озеро и его окружение включены в список объектов всемирного наследия. Функционирование любого водоема осуществляется в тесной связи с процессами, происходящими на водосборе, что вызывает необходимость рассмотрения их как единой территориально-аквальной системы.

Естественно-научные исследования в бассейне Телецкого озера проводятся давно (Калецкая, 1948; Высоцкий, 1996; Почвы..., 1973; Брысова, 1968; Куминова, 1960; Крылов, Речан, 1965; Типы лесов..., 1980), но широкомасштабного ландшафтно-структурного изучения данной территории Горного Алтая не проводилось. Г.С. Самойловой (1963) составлена мелкомасштабная ландшафтная карта на Алтайскую горную область, включая и данный регион. Ею же проводились ландшафтные исследования при создании коллективом МГУ Атласа Алтайского края. Согласно схеме физико-географического районирования (Атлас..., 1978) район Телецкого озера входит в Северо-Восточную алтайскую провинцию Алтайской горной области.

Основная закономерность дифференциации горных ландшафтов – высотная поясность, структуру которой характеризуют условно плакорные местоположения (Михеев, 1987). Такие местоположения лучше называть плакорообразными, ибо они отличаются от плакоров равнин. Под плакорообразными мы понимаем междуречные пространства, где на распределение почвенно-растительного покрова не влияют солярная экспозиция, боковой приток воды и твердого вещества, грунтовые воды, температурные инверсии, минимизировано влияние ветра и геологического строения. Плакорообразные местоположения в горах занимают незначительные площади.

В рассматриваемом районе высотная поясность растительности представлена лесным (350–1800 м) и тундровым (выше 1800 м) поясами. Лесной пояс делится на три подпояса, которые по характеру лесов называют черневым (350–900 м), горно-таежным (900–1600 м) и субальпийским (1500–1900 м). Отнесение подгольцовых и субальпийских редколесий к лесному поясу некоторыми исследо-

вателями признается неправомерным, так как в них отсутствуют признаки, свойственные лесным сообществам, например, для них характерна относительная независимость нижних ярусов. Кажется справедливым мнение Б.Н. Норина (по Горчаковскому, Шиятову, 1985), что лесотундровые и лесолуговые группировки, являясь ландшафтными единицами, должны рассматриваться в качестве особой категории растительного покрова, а не типа растительности. В связи с этим природные комплексы подгольцово-субальпийского пояса выделяются нами как растительный и ландшафтный экотон между горно-лесным и горно-тундровым поясами.

Высотно-поясные изменения осложняются рядом факторов, что проявляется в образовании факторально-динамических рядов фаций – литоморфного, гидроморфного и т.д. (Сочава, 1978). Территория, подчиненная влиянию какой-либо закономерности, может охватывать различное количество фаций (Михеев, 1987), поэтому их ряды могут складываться в хронологические единицы различного таксономического ранга – урочища, местности и т.д.

На базе ландшафтных исследований в бассейне Телецкого озера, анализа литературных и картографических материалов по геоморфологическому, почвенному, геоботаническому и лесорастительному изучению нами составлена ландшафтная карта на данный регион масштаба 1:100 000. Основной операционной единицей приняты сложные урочища. Факторами, формирующими сопряженные ряды фаций, соответствующие рангу сложное урочище, будут солярная экспозиция, структурно-геоморфологический и криоморфно-гидроморфный. Выделенные урочища также соответствуют горным урочищам Г.П. Миллера (1974), как сочетаниям генетически и пространственно взаимосвязанных, однородных по литологии и увлажнению фаций и подурочищ в пределах элемента мезоформы рельефа.

Солярная экспозиция обуславливает продолжительность и интенсивность облучения поверхности солнечными лучами, что вызывает дифференциацию климатов. Экспозиционные различия в распределении ландшафтов на северо-востоке Алтае менее значительны, чем в других его провинциях. Однако недоучет их приводит к упрощению реальной ландшафтной структуры. Для слабо-расчлененной низкогорной части бассейна Телецкого озера экспозиционные различия минимальны; в расчлененном эрозионном среднегорье они значительнее. Основная часть притоков Телецкого

озера первого порядка вытянута в широтном направлении, поэтому значительны площади склонов северной и южной экспозиций. Для Алтая в целом характерно широкое распространение в пределах лесного пояса степей по южным склонам – каменистых настоящих и опустыненных, в зависимости от условий обитания (Куминова, 1960). В Прителецком районе экспозиционные различия проявляются, главным образом, в смене типов леса. Однако на крутых южных склонах среди горной тайги встречаются ПТК с петрофитно-ксерофитной растительностью на маломощных остепненных почвах, а иногда без сформированного почвенного покрова.

Структурно-геоморфологический фактор вызывает различия в механическом и химическом составе почвообразующих пород, интенсивности экзогенных процессов и обуславливает различия в распределении растительности. Рассматриваемая территория отличается довольно однообразным геологическим строением и сложена в основном различными кристаллическими сланцами. На отдельных участках встречаются выходы известняков и песчаников. Вершины гольцов сложены гранитами, а прилегающие к ним склоны покрыты курумами из гранитных валунов (Брысова, 1968). Эльвио-делювий представлен более мелкоземистыми и менее скелетными продуктами выветривания коренных пород, чем в других регионах Алтая, что обусловлено большим количеством тепла и значительным увлажнением.

Влияние гидроморфных условий проявляется в участии дополнительной влаги в процессах функционирования ландшафта, в частности, в почвообразовании. Это может быть обусловлено высоким уровнем грунтовых вод, наличием слоя многолетнемерзлых пород, а также периодическим затоплением паводковыми водами.

Типизация урочищ осуществлялась по двум направлениям. С одной стороны, в зависимости от принадлежности к высотному поясу и подпоясу все урочища сгруппированы в биоклиматические группы. В рассматриваемом регионе выделены черневые, горно-таежные, подгольцово-субальпийские и тундровые урочища. В пределах групп подгруппы выделены по характеру почвенно-растительного покрова. С другой стороны, в соответствии с положением в системе водораздел–долина все урочища сгруппированы в три структурно-функциональные группы: водораздельные, склоновые и долинные. По геолого-геоморфологическим особенностям и характеру геопотоков в пределах групп были выделены подгруп-

пы: среди водораздельных – это урочища куполообразных, гребневидных и плоских водоразделов; среди доминирующих склоновых урочищ – отвесные (обрывы), крутые, средней крутизны и пологосклоновые; долинные урочища сгруппированы в V-образные, террасированные, широкие котловинообразные долины. Отдельно выделены крупнейшие конусы выноса рек и косы вдоль побережья озера. Всего выделено 78 типов урочищ.

Черневой подпояс (350–900 м). Типичная «чернь» (осиново-пихтовые широколиственно-крупнотравные леса) занимает в регионе небольшие площади на крайнем северо-западе в бассейнах рек Тевенек и Ойер, основные же территории под осиново-пихтовыми лесами («большая чернь») расположены севернее. Чернь рассматривается как аналог широколиственно-хвойных лесов Восточно-Европейской равнины, а осина заменяет широколиственные породы.

Основные черты черневых лесов: мощное развитие травяного покрова и подлеска, незначительное количество подроста, слабое развитие мохового покрова, отсутствие дернины, разреженность древостоев, присутствие в травяном покрове широколиственного, к которому относят совокупность спутников широколиственных лесов, в условиях Алтая представляющих реликты третичного периода (Шумилова, 1962; Крылов, Речан, 1965). Территории в бассейне Телецкого озера, некогда занятые черневыми лесами, ныне включены в состав Алтайского государственного заповедника, однако коренная «чернь» на значительной части вырублена в период, когда деятельность заповедника была приостановлена и представлена антропогенными модификациями с производными типами лиственного леса.

Более широко в регионе распространены пихтово-кедровые широколиственно-крупнотравные леса – переходные между горнотаяжными и черневыми осиново-пихтовыми лесами, иногда называемые таежно-черневыми (Типы лесов..., 1980), черневыми кедровниками (Крылов, Речан, 1965). Если пихтово-осиновые леса могут рассматриваться как аналог широколиственно-хвойных лесов на равнине, то таежно-черневые леса, согласно (Типы лесов..., 1980), не имеют зональных аналогов, так как на равнине не складываются такие соотношения избыточного увлажнения и умеренной обеспеченности теплом. Переходные условия этого подпооя обуславливают значительное разнообразие местных физико-географических условий и в связи с этим частое чередование ПТК.

По дренированным водоразделам и пологим склонам световых экспозиций распространены кедрово-пихтовые с осиной и березой кустарниково-широколистно-крупнотравные леса на тяжело-суглинистых дерново-глубокоподзоленных и светло-серых лесных оподзоленных почвах, на пологих склонах теневых экспозиций — пихтовые с кедром папоротниково-крупнотравные леса на тяжело-суглинистых дерново-глубокоподзолистых почвах. Мягкий климат побережья Телецкого озера, световые и переходные экспозиции склонов, значительная их крутизна, рыхлые отложения, представленные грубообломочным коллювием, а также связь по долине Бии с сосново-березовыми лесами подтаежно-лесостепного пояса — все это приводит к формированию на склонах, непосредственно примыкающих к озеру, березово-осиновых, сосновых, сосново-лиственнично-березовых разнотравных лесов на светло-серых маломощных щебнистых почвах, чередующихся с петрофитно-ксерофитной растительностью с редкими деревьями на отвесных склонах. Поверхности цокольных террас заняты урочищами сосновых и березовых лесов, злаково-разнотравных лугов на серых лесных влажных суглинистых почвах. Положение на менее прогреваемых склонах делает экологические условия более суровыми, что приводит сначала к увеличению роли папоротников, а с увеличением высоты к появлению зеленомошных типов леса, более характерных для горно-таежного подпояса. Крутые эрозионные склоны световых экспозиций характеризуются экологическими условиями схожими с условиями крутых склонов побережья Телецкого озера. Плоские слабо дренированные заболоченные водоразделы, седловины и верховья рек заняты кедрово-пихтовыми и кедрово-елово-пихтовыми травяно-болотными лесами на горно-лесных торфянисто-глеевых почвах. Влияние переувлажнения приводит к появлению ели. Леса с участием ели располагаются также по долинам рек.

Горно-таежный подпояс (800–1600 м). Кедр находит оптимальные условия для развития, успешного возобновления и господства в древостоях (Крылов, Речан, 1965). Леса имеют характерный таежный облик благодаря распространению зеленомошных типов леса. Крупнотравные леса встречаются лишь по пологим склонам световых экспозиций. Наряду с зеленомошными, широко представлены осочковые кедровники, занимающие доминирующее положение по крутым склонам южной экспозиции. Гребневидные водоразделы, крутые северные склоны заняты пихтово-кедровыми

и кедровыми бадановыми лесами на слаборазвитых щебнистых или смытых почвах. По плоским заболоченным днищам долин, образовавшимся в результате тектоногенной подпруды при смещениях блоков (Высоцкий, 1996), наличие избыточной влажности, длительно-сезонной мерзлоты, а также большое скопление снега в зимнее время и более низкие, по сравнению с окружающими склонами, температуры, что связано с инверсиями, тундровые на торфяно-глеевых почвах ПТК иногда глубоко проникают в пределы лесного пояса. Данные ПТК представлены преимущественно зарослями круглолистной березки, осок и сфагновыми мхами, под которыми располагается различной мощности слой оторфованного растительного опада.

Подгольцово-субальпийский подпояс (1500–1900 м) является переходным от среднегорий к высокогорьям. Здесь представлены те же типы леса, что и в горно-таежном подпоясе, однако в любом типе находим отпечаток суровых климатических условий в виде синузий высокогорной растительности (Крылов, Речан, 1965). Соотношение площадей между субальпийскими лугами и тундрами определяется тепловым режимом: на южных склонах кедровые редколесья чередуются с субальпийскими крупнотравными лугами хорошо сформированных субальпийских горно-луговых почвах, на северных – с ерниковыми зарослями. Гребневидные водоразделы заняты кедровыми редколесьями лишайниково-бадановыми в сочетании с останцами и каменными россыпями с лишайниковой растительностью на каменистых неразвитых почвах; плоские водоразделы и седловины – кедровниками ерnikово-чернично-долгомошными на тяжелосуглинистых горно-лесных бурых оподзоленных почвах. В пределах подгольцово-субальпийского подпояса широко распространены ледниковые формы рельефа со значительными постгляциальными эрозионно-аккумулятивными изменениями. Борта каров и трогов практически лишены скальных стенок, перекрыты осыпными шлейфами и имеют относительно небольшие углы наклона (Высоцкий, 1996).

Горно-тундровый пояс (1800–2500 м). В.П. Седельников (1988) выделяет в его пределах три высотные полосы, представленные соответственно альпинотипными лугами, мохово-ерниковыми и накипно-лишайниковыми тундрами. Альпийские луга в рассматриваемом регионе встречаются локально, поэтому они не выделены в отдельный тип урочищ. Особенностью тундровых ландшафтов

рассматриваемого региона является наличие пятнистой тундры, для которой характерна встречаемость среди разнообразных тундровых формаций оголенных пятен щебня, камней, иногда глинистого материала, имеющих различное, но главным образом, криогенное происхождение (Почвы..., 1973). В нижней части тундрового пояса широко распространены мохово-кустарниковые тундры на горно-тундровых торфянисто-перегнойных почвах. Наклонные днища каров с моренными грядами заняты мохово-кустарниковыми и луговыми тундрами. На крутых скальных стенках каров представлены каменистые тундры на горно-тундровых слаборазвитых (примитивных) почвах. В наиболее высоких частях хребтов, где борта соседних ледниковых долин сблизились с образованием гребневидных водоразделов, на отдельных участках между ними сохранились фрагменты древнего пенеппена размером до 100 м в поперечнике (Высоцкий, 1996). Значительные абсолютные высоты, резкие перепады температур и постоянные сильные ветры не способствуют формированию какого-либо сомкнутого растительного покрова и поэтому здесь представлены накипно-лишайниковые сообщества на элювии коренных пород.

Характер долинных ландшафтов сильно зависит от окружающих склоновых и водораздельных пространств и четко коррелирует с ними (Changing..., 1990). В рассматриваемом регионе это особенно видно в долинах с узким дном – каньонообразных, V-образных, а также ящикообразных. Долины с широким дном специфичны в структуре почв, растительности и ПТК в целом, они оказывают влияние и на нижние части склонов окружающих хребтов, что проявляется в инверсии высотной поясности. Для процессов в долинных комплексах большое значение имеет состав аллювия. Поэтому при характеристике долинных ПТК в легенде к ландшафтной карте указывался состав долинного аллювия.

Анализ ландшафтной структуры Прителецкого района в целом показывает, что различные его части отличаются своеобразием в распределении ПТК, что обусловлено рядом факторов. Так, разница в абсолютных высотах отдельных частей территории обуславливает отличия в высотных поясах и их частях: в северной части, не поднимающейся выше верхней границы леса, не выражены подгольцово-субальпийские и тундровые ПТК. В результате значительной протяженности территории в меридиональном направлении наблюдается смещение границ соответствующих поясов по

высоте при движении с севера на юг. Так, высота верхней границы леса увеличивается от 1700 м в северной части до более чем 2000 м в южной.

Анализ взаимного расположения горных урочищ показал, что последние закономерно сопрягаются в хронологические структуры более высокого таксономического ранга, которые мы вслед за Г.П. Миллером (1974) именуем высотными местностями, понимаемыми как ПТК, развивающиеся на базе высотных, генетически связанных комплексов мезоформ рельефа, возникших под ведущим воздействием одного или нескольких факторов морфогенеза. Каждая из местностей обладает оригинальным набором доминирующих урочищ и образует закономерную территориальную систему. В Прителецком районе выделено 9 пространственных сочетаний урочищ, соответствующих таксономическому рангу «высотная местность».

Литература

- Атлас Алтайского края. М.; Барнаул, 1978. Т. 1.
- Брысова Л.П. К характеристике горно-таежных почв прителецкой части Северо-Восточного Алтая // Труды Алт. гос. заповедника. М., 1968. Вып. IV. С. 26–52.
- Высоцкий Е.М. Геоморфология и неотектоника Прителецкого района Северо-Восточного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Новосибирск, 1996.
- Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. Фитоиндикация условий среды и природных процессов в высокогорьях. М., 1985.
- Калецкая М.С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая // Труды ИГ АН СССР. 1948. Вып. 39. С. 71–81.
- Крылов А.Г., Речан С.П. Лесорастительное районирование и типы леса. Леса Горного Алтая. М., 1965. С. 8–144.
- Куминова А.В. Растительный покров Алтая. Новосибирск, 1960.
- Миллер Г.П. Ландшафтные исследования горных и предгорных территорий. Львов, 1974.
- Михеев В.С. Ландшафтно-географическое обеспечение комплексных проблем Сибири. Новосибирск, 1987.
- Почвы Горно-Алтайской автономной области / Отв. ред. Р.В. Ковалев. Новосибирск, 1973.
- Самойлова Г.С. Типы местностей Горного Алтая.: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1963.
- Седельников В.П. Высокогорная растительность Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, 1988.

Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск, 1978.
Типы лесов гор Южной Сибири / Отв. ред. В.Н. Смагин. Новосибирск, 1980.

Шумилова Л.В. Ботаническая география Сибири. Томск, 1962.
Changing Landscapes: An Ecological Perspective. New York, 1990.

Т.Д. Модина, М.Г. Сухова

*Горно-Алтайский государственный университет,
г. Горно-Алтайск*

КЛИМАТЫ ДОЛИН АЛТАЯ

В основе генезиса климатов горных долин лежит процесс сложного, многогранного, многомасштабного влияния рельефа на климатический фон, обусловленный географическим положением территории (суммой солнечной радиации, характером общециркуляционных процессов в атмосфере, удаленностью от океана). По масштабам влияния рельефа на климат и по роли отдельных свойств рельефа в генезисе климатов долин нами выделено несколько форм.

Первая форма заключается в воздействии Алтая на динамику атмосферы. В частности, деформируется планетарная высотная фронтальная зона; определенным образом ориентируется направление руслового потока воздушных масс из Средней Азии в Западную Сибирь; вследствие вынужденного подъема воздушных масс возрастает интенсивность процесса конденсации и выпадения осадков; в холодные периоды года над высокогорными котловинами резко усиливаются барические максимумы и т.д.

Вторая форма влияния рельефа на климат определена масштабами Алтая. Значительная высота его хребтов, ограничивающих равнину Западной Сибири с востока, предопределяет территорию Алтая как зону предвосхождения влажных воздушных масс. Здесь происходит углубление около 20% от общего числа проходящих циклонов. При больших барических и термических градиентах, наиболее характерных для переходных сезонов года, из волн холодных фронтов, возникающих под влиянием рельефа, развиваются частные циклоны.

Третья форма воздействия рельефа на климат определяется характером строения и экспозиции мезорельефа. Различия в увлажнении отдельных долин Алтая связаны с особенностями их ориентации относительно направления движения влажных воздушных масс. Наибольшим увлажнением характеризуются долины северо-восточной части территории, выдвинутой своими возвышенностями значительно дальше к северу, нежели другие районы Алтая.

Условия для развития фенов и горно-долинных ветров – важнейших признаков долинных климатов, также определяются особенностями строения и экспозиции долин. Большие различия в процессах фенообразования в долинах Алтая обусловлены неодинаковой глубиной эрозионного вреза и ориентацией долин. Фены возникают при условии наличия больших барических градиентов (направленных в сторону предгорий), большой глубины эрозионного вреза, меридиональной и субмеридиональной направленности долин.

Формирование горно-долинной циркуляции связано с периодическим изменением направления термических градиентов. Неодинаковое прогревание горизонтально-смежных воздушных масс в различные часы суток над предгорьями и горами возможно лишь при наличии значительных градиентов между различными участками долин.

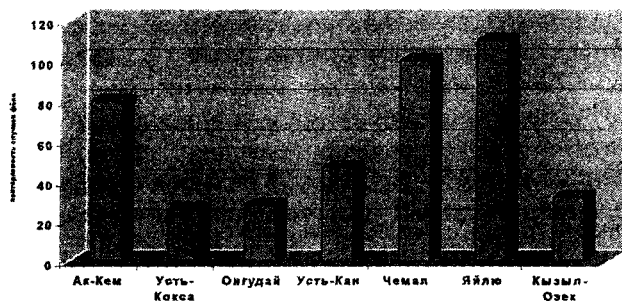
Четвертая форма влияния рельефа на генезис долинных климатов характеризуется наиболее узкими масштабами своего проявления. Она определяется локальными особенностями морфологии и других свойств подстилающей поверхности и находит отражение в характере ночного выстывания воздуха на днище долин.

Каждая из форм влияния рельефа на климат определяет отдельные свойства местных климатов долин, таких как характер увлажнения, наличие фенов и горно-долинных ветров, условия выстывания воздуха на днище долин и др.

Различные суммы осадков в сочетании с более или менее одинаковыми величинами радиационного баланса формируют долинны климаты как с соразмерным соотношением тепла и влаги, так и с большой диспропорцией в соотношении этих важнейших элементов долинных климатов.

В процессе исследований установлено, что фены являются не только свойством климатов долин Алтая, но и их важным климатообразующим фактором. Они характерны для весенне-зимне-

осеннего периода (рис.). Выделено два типа фенов: фены переваливания и фены всасывания. Первые возникают в тех случаях, когда развиты ветры, дующие по северо-западной и западной периферии Монгольского антициклона, вторые – при прохождении по югу Западно-Сибирской равнины глубоких циклонов. Наиболее интенсивные фены наблюдаются при совокупном воздействии обоих факторов.



Годовая повторяемость фенов, дни

Анализ феновых явлений по типам погоды позволил установить, что наибольшая повторяемость суток с их признаками наблюдается при господстве барического максимума. В частности, в долине Катунь (Чемал) число дней с фенами переваливания в три раза больше, чем с фенами всасывания. Для фенов переваливания свойственна тесная взаимосвязь между скоростью ветра, относительной влажностью и температурой воздуха. Коэффициент множественной корреляции между указанными величинами 0,86. Фены всасывания характеризуются особенно резким повышением температуры и падением относительной влажности воздуха, однако в этих случаях феновый эффект накладывается на фронтальный, поэтому закономерной связи между скоростью ветра и гидротермическими свойствами не обнаруживается.

Для особенно глубоко врезанных долин свойственны фены большой длительности действия. Наиболее типичной в этом отношении является долина Катунь. Признаки фенов в ней отмечаются по несколько суток подряд.

Влияние фенов на формирование метеорологического режима долин проявляется в характере пространственного и временного распределения температуры воздуха, скорости ветра, осадков и других метеорологических показателей.

Чутким индикатором, отражающим повторяемость фенов, служит сумма температур за период с температурой ниже -10°C . Градиент $\sum t < -10^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м в диапазоне высот их днищ от 200 до 500 м варьирует от $+50^{\circ}\text{C}$ до 400°C . В феновых долинах максимум относительной влажности воздуха бывает в теплый период года, устойчивый снежный покров почти отсутствует, средняя скорость ветра зимних месяцев в 4–5 раз больше, чем в бесфеновых.

О степени развития фенов можно судить и по характеру почвенно-растительного покрова. Их большая повторяемость обуславливает формирование ландшафтов, не свойственных высотным поясам рельефа.

В большинстве долин наиболее высокая периодичность ветра (60–70%) наблюдается в теплый период года. В холодный период года в долинах южной части Алтая периодичность не превышает 10–15%. Здесь преобладают ветры, развивающиеся по западной и северо-западной периферии Монгольского антициклона. Однако в долинах, расположенных в более северных районах, условия для формирования периодической циркуляции сохраняются. Особенно большая величина периодичности наблюдается зимой в коротких крутых долинах типа Маймы и Белокурихи. В низкогорном и предгорном поясах условия для формирования горно-долинной циркуляции неоднородны. В долинах рек, спускающихся в низкие пояса рельефа из среднегорных или высокогорных, периодичность ветра в теплый период относительно высокая, в холодный – низкая. В долинах циркуляция во все сезоны года выражена слабо. В этом отношении характерными являются долины Лебеда и Иши. Вследствие очень слабого уклона долин температура воздуха на участках, расположенных в нижнем течении, днем и ночью выше, чем в верхнем, поэтому в ясную погоду здесь во все времена суток дует очень слабый горный ветер.

В процессе исследования суточного режима горно-долинной циркуляции установлена тесная зависимость времени начала, прекращения и величины скорости ветра от типа долины и ее уклона. Чем длиннее река, тем больше времени требуется для установления ветра на всем протяжении долины. Возникая в верхней части, он

постепенно распространяется вниз по долине. Наиболее высокие скорости ветра характерны для долин или их участков, имеющих большой уклон (Песчаная, в районе пересечения северного уступа Алтая, Чемал). Над относительно пологими участками долин горный ветер в приземном слое воздуха выражен слабо и проявляется только на некоторой высоте над днищем.

Горно-долинные ветры оказывают существенное влияние на формирование метеорологического режима долин, они вносят изменения в горизонтальное и вертикальное распределение температуры и влажности. Установлено, что в холодный период года долины с высокой периодичностью ветра характеризуются повышенным термическим фоном. В теплый период долинный ветер вызывает понижение температуры и повышение относительной влажности воздуха. Благодаря горному ветру, происходит ослабление интенсивности ночного выхолаживания воздуха на днищах долин.

В долинах Алтая нами обнаружены некоторые особенности в вертикальном и горизонтальном влагообмене воздуха, связанные с развитием местных адвективных процессов. Они проявляются в нарушении закономерностей, свойственных нормальному суточному ходу абсолютной влажности и возникновении в дневные часы в слое воздуха от 0,5 до 2,0 м инверсии влажности. В долинах крупных рек (Бия, Катунь), даже на большом расстоянии от русла, в дневное время при различных состояниях облачности отмечаются отрицательные значения вертикальных градиентов влажности при положительных температурах. В долинах небольших рек существенных аномалий в суточном ходе градиентов влажности не наблюдается. Причину образования в долинах инверсии влажности помогает установить закон ярусности конвективного обмена. При конвекции воздуха с неоднородных испаряющих поверхностей, более увлажненный воздух поднимается вверх медленнее сухого, поэтому на верхней границе нижнего приземного яруса (мощность которого 2–3 м) происходит его скопление. Таким образом, ниже уровня накопления влажного воздуха располагается слой более сухого и градиенты приобретают отрицательные значения.

Важным свойством долинных климатов является интенсивность выстывания воздуха на их днище. В качестве показателя, отражающего характер этого процесса, нами принята разность средних ночных температур между днищем и склоном долин. По дан-

ным наблюдений, разность средних ночных температур между днищем и склоном различных долин Алтая варьирует от 1 до 7°C. Для установления количественной зависимости между термическими и морфологическими показателями долин были произведены расчеты коэффициентов корреляции. Взаимосвязь между интенсивностью выстывания воздуха на днище и глубиной эрозионного вреза очень слабая ($r = 0,04$). Более устойчивый результат дает корреляция разности температур с длиной линий стока холодного воздуха ($r = 0,56 \pm 0,11$) и с уклоном долин вдоль их осевой линии ($r = 0,73 \pm 0,07$). Если длина линий стока холодного воздуха свидетельствует о количестве поступающего со склонов на днище воздуха, то уклон характеризует условия стока воздуха днищу долины. В природе оба показателя проявляют себя в совокупности. Поэтому нами была произведена множественная корреляция разности температур с указанными показателями. Коэффициент корреляции составил $0,81 \pm 0,04$. Таким образом, величина разности средних ночных температур между днищем и склоном прямо пропорциональна длине линий стока холодного воздуха и обратно пропорциональна их уклону. Однако в тех долинах, где на склонах господствуют незадернованные скальные породы, влияние морфологических показателей на формирование их термического режима затушевывается. В силу большой теплопроводности скальных пород мощность деятельного слоя в них значительно больше, чем в других типах грунтов, поэтому ночью в течение нескольких часов после захода Солнца деятельная поверхность теплее воздуха, вследствие чего ночной склоновый ветер не образуется. Для учета влияния скальных пород на термический режим долин мы ввели показатель задернованности P (%), причем полная задернованность склонов принята за 1. Среди долин Алтая широким распространением на склонах незадернованных скальных пород характеризуется только долина Катунь, в большинстве долин задернованность склонов близка к единице в процессе ночного выхолаживания воздуха определяется длиной линий стока холодного воздуха и уклоном их вдоль осевой линии. Показатель выстывания воздуха на днище имеет вид:

$$K = [(Z_1 + Z_2) / J] * P,$$

где $Z_1 + Z_2$ – длина линий стока холодного воздуха (км); J – уклон долин (м/км); P – степень задернованности (%).

Нарушение установленного нами соотношения между интенсивностью выстывания воздуха и показателем, определяющим этот процесс, в долинах Алтая довольно редкое явление. Оно наблюдается в тех случаях, когда в нижнем течении реки, долина которой имеет большой уклон, расположено котловинообразное расширение, ниже которого долина делает крутой изгиб. В этих расширениях ночью образуется бассейн холодного воздуха, скапливающегося здесь за счет стока с верхних участков. На основании значений показателя выстывания долины Алтая дифференцированы на несколько категорий: весьма теплые ($K^1 < 1,0$), теплые (K^1 от 1,0 до 1,5), умеренно теплые (K^1 от 1,5 до 2,0), умеренно холодные (K^1 от 2,0 до 3,0), холодные (K^1 от 3,0 до 4,0), весьма холодные ($K^1 > 4$).

Изучение климатов долин имеет большое прикладное значение. Долины являются очагами расселения, хозяйственной деятельности и отдыха проживающего на данной территории населения.

М.Г. Сухова, Т.Д. Модина

*Горно-Алтайский государственный университет,
г. Горно-Алтайск*

БИОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РЕКРЕАЦИОННЫХ РЕСУРСОВ АЛТАЯ

Важнейшим биоклиматическим показателем ландшафтов является оценка их биоклиматов для целей рекреации. Рекреация предусматривает в первую очередь оздоровление человека и восстановление его работоспособности.

Вопросов оценки биоклиматов ландшафтов для целей рекреации в своих исследованиях касались В.И. Русанов (1973, 1974, 1992, 1996); Э.С. Яковенко и Г.Ф. Слуцкая (1992); С.В. Харламов (1985); Г.С. Самойлова (1985); Т.Д. Модина, Г.Д. Шарабура, М.Г. Сухова (1996) и другие авторы.

Территория Горного Алтая выделяется большим потенциалом рекреационных ресурсов. Уникален Алтай разнообразием местных климатов и красочностью горных ландшафтов. Так как расселение и хозяйственная деятельность человека на Алтае носят очаговый характер и занимают небольшие площади, то и уровень загрязнения ландшафтов наибольшей территории относительно низкий.

После распада СССР, когда наиболее посещаемые рекреационные районы остались за пределами России, резко возрос интерес к Алтаю. Привлекает к себе природа Алтая с присущими ей особенностями ландшафтно-климатических условий, которые обладают лечебно-курортологическими особенностями и ресурсами для туризма и отдыха.

Одной из важных характеристик климатолечебного и рекреационного потенциала территории являются гелиоресурсы. В районирование территории Сибири по биоклиматическим показателям для целей рекреационного освоения, произведенным Томским НИИ курортологии и физиотерапии, по наличию естественной ультрафиолетовой радиации Алтай отнесен к зоне комфорта. По степени благоприятности световых условий для климаторекреационной деятельности – к особо благоприятной зоне (Районирование..., 1991). Период возможной гелиотерапии длится с марта по октябрь, с апреля по сентябрь – оптимальные условия для проведения подобного лечения. Средняя продолжительность солнечного сияния 1900–2000 часов в течение года, на открытых степных плато Алтай солнце светит около 2800 часов. В ясную погоду солнечная радиация оказывает прямое исцеляющее воздействие на человека. При хорошей освещенности окружающих ландшафтов яркость зрительных впечатлений благотворно влияет на человека, усиливая психотерапевтический эффект. Не нарушается суточный биоритм в организме, к которому человек очень хорошо приспособлен. В то время как в пасмурную и дождливую погоду возможности климатолечения ограничиваются. Кроме того, пониженная освещенность ослабляет зрительные впечатления от эстетических показателей ландшафтов и нередко вызывает гнетущее настроение.

Таким образом, на Алтае сочетание оптимального ультрафиолетового излучения с большой продолжительностью солнечного сияния создает широкие возможности для проведения различных форм проведения климатолечения и различных видов рекреационной деятельности во все сезоны года.

Наша оценка климаторекреационных ресурсов проводилась с использованием классификации В.И. Русанова (1973) путем объединения классов погоды в группы. Группы благоприятных, относительно благоприятных, неблагоприятных и крайне неблагоприятных погод объединяют классы погод, характеризующиеся степенью функционального напряжения систем терморегуляции соот-

ветственно как слабой, средней и очень сильной. Лечебно-курортологические биоклиматические ресурсы характеризуют степень биоклиматических условий в курортно-рекреационной характеристике. Лечебный фонд Алтая обусловлен сочетанием особенностей местных биоклиматов, характером ландшафтов, а в отдельных районах и наличием источников минеральных вод, которые создают благоприятные условия для формирования курортных комплексов, удовлетворяющих потребности не только местного населения, но и жителей других регионов страны.

Таблица 1

Климатические условия ландшафтов Горного Алтая
для зимней рекреации

Типы ландшафтов	Снежный покров		Коэффициент морозности	Показатель благоприятности биоклиматических условий
	максимальная высота, см	продолжительность устойчивого залегания, дни		
Высокогорье: тундровое	10–100	220–240	Более 3,0	0,05–0,2
Среднегорье: лесное (1000–1500 м)	30–100	180–190	2,0–2,5	0,4–0,6
лесное (1500–2000 м)	25–80	190–220	2,5–3,0	0,2–0,3
Низкогорье: степное	10–20	110–130	0,8–0,9	0,6–0,7
лесостепное	30–60	160–175	0,5–0,8	0,65–0,70
лесное	80–100	180–190	1,2–1,6	0,55–0,60
Межгорные котловины: лугово-степные	20–30	150–160	2,0–2,5	0,3–0,4
степные	10–15	140–150	1,5–2,5	0,4–0,5
полупустынные	5–10	130–140	более 3,0	0,03–0,04

Перспективными для курортно-рекреационного освоения являются в основном ландшафты низкогорий. Низкогорья характеризуются комфортными и прекомфортными биоклиматическими условиями (табл. 2). Здесь теплое лето и мягкая зима. По сравнению с равнинной территорией Алтайского края лето менее жаркое, зима менее холодная. Очень суровые погоды не характерны. Величина показателя благоприятности биоклиматических условий (ПБКУ)

находится в пределах от 0,6 до 0,8. Лишь весной и осенью, особенно в апреле и октябре величина указанного показателя уменьшается до 0,5.

В течение года число дней с погодой, благоприятной для организма человека, составляет от 210 до 230 (табл. 2). В эти дни в теплый период оптимальные условия для гелио-аэротерапии, в холодный период – для климатозакаливании. Относительно благоприятная погода – облачная, прохладная летом, морозная – зимой, составляет 80–100 дней. В такую погоду несколько ограничены условия для различных форм климатолечения. Погода, не благоприятная для организма человека, вызывающая сильное напряжение систем терморегуляции организма человека, наблюдается 40–60 дней. Наибольшей повторяемостью неблагоприятной погоды характеризуются апрель и октябрь. В это время обычно холодная, дождливая погода.

Таблица 2

Биоклиматические условия ландшафтов Горного Алтая для рекреации

Типы ландшафтов	Число дней с типами погоды				Показатель благоприятности биоклиматических условий
	благоприятными	относительно благоприятными	неблагоприятными	крайне неблагоприятными	
Высокогорье: тундровые	50–60	100–120	130–140	60–65	0,05–0,1
Среднегорье: лесное (100–1500 м)	130–180	120–140	70–120	5–15	0,3–0,5
лесное (1500–200 м)	100–130	110–130	120–130	15–30	0,1–0,3
Низкогорье: степное	220–225	85–90	45–50	2–3	0,65–0,7
лесостепное	225–230	80–90	40–45	1–2	0,7–0,75
лесное	180–210	50–70	50–70	–	0,5–0,6
Межгорные котловины: лугово-степные	150–160	130–140	60–70	0–5	0,4–0,5
степные	160–170	120–130	50–60	0–2	0,5–0,55
полупустынные	90–100	130–140	110–120	20–25	0,2–0,3

Зимой неблагоприятная погода характеризуется повышенной морозностью. В такую погоду пребывание на открытом воздухе ограничено или дозировано. Крайне неблагоприятная жаркая, душная погода наблюдается в основном в июле, иногда отмечается во второй половине июня и в начале августа. Повторяемость – каждые 4–5 дней. В те часы суток, когда устанавливается очень жаркая, душная погода, пребывание на открытом воздухе не рекомендуется. Продолжительность этих периодов незначительна. Таким образом, обилие света, оптимальное ультрафиолетовое излучение, комфортные температурные условия летом и мягкие зимой создают широкие возможности для проведения различных форм и видов климатотерапии. В настоящее время на территории Горного Алтая функционируют две крупные здравницы – курорты Белокуриха и Чемал. Весьма перспективными для курортно-рекреационного освоения считаются долины рек Пьжи, Маймы, Катунь и котловина Телецкого озера, где выявлены источники минеральных вод, имеющих бальнеологическую ценность.

Туристско-оздоровительные биоклиматические ресурсы рассчитаны на организм здорового человека, поэтому районы туристической деятельности имеют широкий ареал распространения. Так как для здорового человека диапазон комфорта шире, то пригодными для туризма можно считать не только погоды благоприятные, но и относительно благоприятные. Лишь неблагоприятные погоды позволяют оценить длительность периода, когда туристические мероприятия могут быть ограничены. Повторяемость крайне не благоприятных погод свидетельствует о возможной отмене туристических и спортивных мероприятий.

Наиболее велики потенциальные возможности для массового рекреационно-туристического освоения в низкогорьях. Повторяемость благоприятной и относительно благоприятной погоды, которая не ограничивает туристическую деятельность, составляет 310–320 дней. Весьма перспективны для зимнего туризма лесные низкогорья. Преобладающей погодой является умеренно морозная, безветренная. В районах распространения черневой тайги (Северо-Восточный и Северо-Западный Алтай) экспозиционные различия в условиях залегания снежного покрова практически не выражены, что создает условия для катания на лыжах. Высота снежного покрова здесь в среднем составляет 80–100 см. Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом 180–190 дней (см. табл.

1), из них более 100 дней с оптимальной высотой снежного покрова, превышающей 30 см.

Для летней рекреации более благоприятные биоклиматические условия в лесостепных низкогорьях. Здесь туристские маршруты в основном приурочены к долинам рек. Особенной привлекательностью для туризма отличаются долины рек Катунь, Бии – с многочисленными порогами, перекатами, сосновыми лесами на террасах. Очень большой популярностью у туристов пользуются озера Телецкое, Манжерокское, Айское, Белое и Колыванское. В лесостепных низкогорьях средний за год показатель благоприятности биоклиматических условий составляет 0,70–0,75, в летние месяцы он возрастает до 0,80.

Перспективными для зимнего туризма являются и лесные ландшафты среднегорий, занимающие более половины территории Алтая. Продолжительность благоприятной и относительно благоприятной погоды в направлении к верхнему поясу среднегорий уменьшается от 300 до 230 дней, а продолжительность погоды, ограничивающей туристическую деятельность, возрастает от 60–70 дней до 100–130 дней. В верхней части лесного пояса крайне неблагоприятная погода, при которой отменяется туристическая деятельность, составляет 15–30 дней. Склоны среднегорий менее благоприятны для зимней рекреационной деятельности, чем склоны низкогорий из-за неравномерного залегания снежного покрова, обусловленного ветровой деятельностью и высокой лавиноопасностью. Однако необыкновенная красочность ландшафтов, хорошая обзорность в сочетании с относительно благоприятными климатическими условиями позволяют отнести ландшафты среднегорий к весьма перспективным в рекреационном отношении для маршрутов повышенной категории сложности.

Широко распространены на Алтае и ландшафты высокогорий. Это различные виды высокогорной тундры и гляциально-нивальные ландшафты. Высокогорья привлекают обилием многоплановых панорам, красочностью ландшафтов, эффектом покорения высоты. В течение года в высокогорье продолжительность периода, когда туристическая деятельность не ограничивается погодой, составляет 150–180 дней, из них погода, благоприятная для организма человека, составляет 50–60, неблагоприятная – 130–140 дней. Крайне неблагоприятная погода, при которой отменяются все туристические мероприятия, составляет 60–65 дней (табл. 2). К сни-

жающим рекреационную ценность высокогорий метеорологическим факторам относятся метели, обильные снегопады, туманы, сильные ветра, пониженное атмосферное давление, низкие температуры. Зимняя рекреация в высокогорье затруднена неравномерным распределением снежного покрова и большой лавиноопасностью. Труднодоступность высокогорий и суровость климата делают их ландшафты не пригодными для массового длительного отдыха. Высокогорные районы перспективны для развития альпинизма.

Ландшафты межгорных котловин отличаются большой суровостью климатических условий в холодный период года, мало-снежностью и бесснежностью, минимальной контрастностью и максимальной хозяйственной освоенностью. Все эти факторы мало благоприятствуют активному отдыху. Межгорные котловины относятся к неблагоприятным районам туристско-рекреационного освоения.

Таким образом, территория Алтая широко различается по биоклиматическим ресурсам для рекреационных целей. Значительная ее часть перспективна для развития различных видов рекреации. Учитывая не только климатические ресурсы, но и свежесть, необыкновенную прозрачность воздуха, изумительные по красоте ландшафты, фитонцидные свойства больших лесных массивов, высокую ионизацию воздуха горных порожистых рек и водопадов, Алтай можно считать наиболее перспективным районом России для рекреационно-оздоровительных целей и туризма.

Литература

Модина Т.Д., Шарабура Г.Д., Сухова М.Г. Состояние рекреационных ресурсов Республики Алтай // Мат. к междунар. симпозиуму. Горно-Алтайск, 1996. С. 68–71.

Районирование территории Сибири по некоторым биоклиматическим показателям для целей курортно-рекреационного освоения: Метод. рекомендации / Сост. Э.С. Яковенко, Г.Ф. Слущкая. Томск, 1991.

Русанов В.И. Методы исследования климата для медицинских целей. Томск, 1973.

Русанов В.Д. О рекреационной оценке климата Алтая // Вопросы изучения курортных ресурсов и организации санаторно-курортного лечения в Сибири и на Дальнем Востоке. Томск, 1974. Вып. 2. С. 16–34.

Русанов В.И., Русанов Ю.В. Перспективы освоения Горного Алтая как базы рекреации // Состояние, освоение и проблемы экологии ландшафтов Алтая: Мат. Всерос. науч.-практ. конф. Горно-Алтайск, 1992. Ч. 1. С. 75–77.

Русанов В.И., Русанов Ю.В. Климат Горного Алтая и рекреация // Горы и человек: в поисках путей устойчивого развития: Тез. докл. науч.-практ. конф. Барнаул, 1996. С. 200–202.

Самойлова Г.С., Харламов С.В. Рекреационное использование лесных и высокогорных ландшафтов Алтая // Проблемы рекреационного освоения Алтайского края: Тез. науч.-практ. конф. Барнаул, 1985. С. 8–10.

Л.В. Байлагасов

Катунский заповедник, Республика Алтай

РОЛЬ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ В СОХРАНЕНИИ ПРИРОДНЫХ КОМПЛЕКСОВ КАТУНСКОГО ЗАПОВЕДНИКА

Заповедные территории, как правило, окружены измененными ландшафтами в результате хозяйственной деятельностью человека. Чем больше они изменены, тем большее воздействие оказывают на природные комплексы заповедной территории. Вместе с тем сопредельные территории могут и должны защищать, а в некоторых случаях и дополнять функционирование заповедников.

Катунский заповедник организован в 1991 г. для сохранения уникальных высокогорных комплексов Центрального Алтая и решения проблемы восстановления численности редких и исчезающих видов животных, таких как красный волк, снежный барс, манул, аргали, дзерен и др. (Бондарев, Гаврилов, 1991). Из-за противодействия землепользователей нынешняя территория заповедника оказалась существенно меньше по площади от предполагаемой к заповеданию, что сказалось на таких критериях ценности, как ландшафтное и видовое разнообразие.

Особенностью заповедной территории является не полный перечень высотных ландшафтных поясов. Почти нет таежных ландшафтов и практически отсутствуют лесостепи и степи. Здесь лесами занято 21107 га, или 14% от общей площади, что существенно

меньше в сравнении с Усть-Коксинским районом (34,5%). Не является репрезентативной для Центрального Алтая территория заповедника и в отношении видового разнообразия. Так, из 1143 видов высших сосудистых растений, описанных для Катунского хребта (Артемов, 1993), для территории заповедника на 1 января 2000 г. описано 684 вида. Из 215 видов птиц, обитающих в Центральном Алтае, в заповеднике найдено только 118. В заповеднике отсутствуют зимние местообитания копытных, поскольку из-за большой высоты снежного покрова они мигрируют на сопредельные территории, где подвергаются браконьерской охоте. Из перечисленных выше краснокнижных видов млекопитающих на территорию заповедника возможны лишь заходы снежного барса.

Таким образом, в современных границах территория заповедника не вполне соответствует целям его создания. Вместе с тем сопредельные территории в настоящее время, несмотря на активную хозяйственную деятельность в них, представляют собой генетически однородные с заповедником природные комплексы. К таким территориям относится и часть территории Республики Казахстан. Поэтому с целью сохранения природных комплексов заповедной территории в сферу интересов заповедника должны быть включены и сопредельные территории.

Эти территории можно разбить на четыре группы, отличающиеся друг от друга характером использования в хозяйственной деятельности. На северо-востоке к территории Катунского заповедника примыкает природный парк «Белуха», организованный Постановлением Правительства Республики Алтай №198 от 10 июня 1997 г. Площадь парка – 135 тыс. га. Часть этой территории (долина р. Аргут и междуречье р. Аккем и Аргут) предполагалась к заповедованию в рамках Катунского заповедника.

Природные парки – это новая категория особо охраняемых природных территорий в России, введенная в 1995 г. (Об особо..., 1995). Задачи природных парков в значительной мере совпадают с задачами национальных парков, но рекреационная составляющая в первом случае является преобладающей над природоохранной. Основным же отличием природных парков от национальных следует, видимо, считать различия в статусе регионального подчинения. За короткий срок в России было организовано около 20 природных парков. По мнению ряда исследователей (Максаковский, 1999), в

настоящее время правовая база функционирования природных парков проработана недостаточно глубоко.

Подобные проблемы имеются и в работе природного парка «Белуха». Кроме того, при его организации были допущены некоторые явные просчеты. Так, например, границы парка и индивидуальное положение о нем были утверждены на республиканском уровне без согласования с районными органами власти, что повлияло на отношение администрации районных структур к нему (Байлагасов, 2000а). Не были решены вопросы землепользования. Более того, до 2000 г. практически не было предпринято никаких мер по налаживанию работы природного парка.

До 1999 г. ни на территории Усть-Коксинского района, ни на территории природного парка практически не проводилось обустройство туристических стоянок (заготовка дров, строительство туалетов, кострищ, мест под палатки, ямы для мусора, навесы и т.п.). Существующие стоянки возникали стихийно на пути следования организованных и неорганизованных туристов. Так, например, в 1999 г. в ходе проверки деятельности природного парка «Белуха» совместной комиссией природоохранных организаций Усть-Коксинского района на маршруте от с. Кучерла вверх по тропе до оз. Кучерлинского обнаружена 41 стоянка. В основном стоянки расположены до 10 м от уреза воды. Некоторые стоянки захламлены бытовым мусором. Многие кострища разложены на корнях и под кронами деревьев, что вызвало усыхание этих деревьев. Большинство кострищ не окопаны (Байлагасов, 2000 б).

В целом же на территории парка развивается туризм и коммерческая охота, в том числе и для иностранцев. Основными объектами охоты являются сибирский горный козел, бурый медведь, марал, лось и косуля. Ареал сибирского горного козла расположен в Кош-Агачском районе Республики Алтай и в пределах природного парка, откуда животные иногда заходят на территорию заповедника.

Основные туристические объекты на территории парка – озера Кучерлинское, Аккемское, Дарашколь и массив Белуха. Последние два объекта наиболее близки к территории заповедника. Парк посещают до 2000 туристов в год. На Кучерлинском озере имеется турбаза, способная принять до 50 человек одновременно.

В целом экосистемы природного парка, за исключением отдельных, активно используемых в рекреационной деятельности

участков, находятся в слабоизмененном состоянии и существенно дополняют территорию заповедника.

Южная граница заповедника проходит по хребту Листвяга и на протяжении 112 км граничит с Катон-Карагайским районом Восточно-Казахстанской области Республики Казахстан. Ближайшее село (с. Чубар-Агач, население около 100 человек) расположено в 15 км от границы заповедника. С удалением до 50 км от границ заповедника расположены всего 5 сел (Рахмановские Ключи, Язевка, Фадиха, Верх-Катунь, Берель), с численностью населения этих сел от 60 до 700 человек. Сложный горный рельеф накладывает отпечаток на использование прилегающей к заповеднику территории. В непосредственной близости от границ заповедника нет пахотных земель и сенокосов. С реорганизацией и распадом совхозов и колхозов произошло сокращение поголовья скота. Рубки леса до организации заповедника осуществлялись в районе оз. Язевского (вблизи границ заповедника и на территории заповедника). В настоящее время никаких промышленных рубок вблизи границ заповедника не ведется.

Наиболее подверженные антропогенному воздействию участки находятся в районе Язевского озера и у г. Белухи. Они используются в рекреационной деятельности. Гора Белуха – самый популярный туристический объект Усть-Коксинского района. К массиву Белухи можно подойти как со стороны Усть-Коксинского района, из с. Тюнгур, так и со стороны Республики Казахстан, через озеро Язевое. Здесь существует старая полевая дорога, на протяжении 4 км проходящая по территории заповедника. Несмотря на то, что этот участок контролируется службой охраны заповедника, здесь до сих пор происходят нарушения заповедного режима.

С 1997 г. существует идея об организации национального парка или другой категории ООПТ на сопредельной с Катунским заповедником территории Республики Казахстан. Реализация данного проекта будет способствовать сохранению природных комплексов сопредельной и заповедной территорий.

На западе, северо-западе и севере от границы с Республикой Казахстан и до границ природного парка «Белуха» к границам заповедника примыкает планируемая охранная зона. До настоящего времени нет утвержденного «Положения об охранной зоне», хотя одновременно с организацией Катунского заповедника в ныне существующих границах Постановлением Совета Министров РСФСР

были утверждены и границы охранной зоны заповедника площадью 57 тыс. га. В 1997 г. значительная часть территории охранной зоны вошла в организованный природный парк «Белуха». В 1998 г. сотрудниками Катунского заповедника подготовлены предложения об организации охранной зоны в новых границах и Положение об охранной зоне. Это Положение также до сих пор не утверждено Правительством Республики Алтай.

Территорию планируемой охранной зоны по характеру использования можно разбить на два участка: 1) от границы с Республикой Казахстан до оз. Тайменье; 2) от оз. Тайменье до границы природного парка «Белуха».

Первый участок до организации заповедника использовался для пастбы скота (овцы, лошади), в пчеловодстве (располагалось до 10 пасек), в охотничьем хозяйстве и реже для ловли рыбы. В настоящее время здесь расположена одна пасека на 100 пчелосемей и один охотничий участок. Природные комплексы на данной сопредельной территории находятся в слабоизмененном состоянии и практически не отличаются от природных комплексов заповедной территории.

Второй участок эксплуатировался гораздо интенсивнее. По масштабам воздействия здесь преобладала рекреационная деятельность и лов рыбы (оз. Тайменье, Мульти́нские озера). В значительной степени это продолжается и сейчас. Из всех сопредельных территорий данный участок в настоящее время наиболее подвержен антропогенному воздействию, причем в непосредственной близости от границ заповедника. Это объясняется следующими причинами:

- близостью расположения от населенных пунктов (до 30 км) и относительной легкой доступностью данного участка со стороны местных жителей и туристов;

- наличием популярных туристских объектов (Мульти́нские озера, оз. Тайменье);

- наличием важных в масштабах Усть-Коксинского района рыбохозяйственных объектов (оз. Тайменье, Мульти́нские озера).

Тем не менее определенные предпосылки, способствующие сохранению этой сопредельной территории, имеются уже сейчас. Озера Тайменье и Мульти́нские являются памятниками природы республиканского значения. Начиная с 1999 г. на Мульти́нских озерах сотрудниками Катунского заповедника и Усть-Коксинским

лесхозом, предпринимаются меры по упорядочиванию рекреационной деятельности.

Таким образом, сопредельные с заповедником территории в настоящее время, несмотря на ведущуюся хозяйственную деятельность, представляют собой генетически однородные природные комплексы и существенно дополняют ландшафтное и видовое разнообразие заповедной территории. Суммарно площадь заповедника и генетически однородных природных комплексов сопредельных территорий на расстоянии до 20 км от границ заповедника составляет более 400 тыс. га.

Деятельность Катунского заповедника уже в настоящее время должна быть направлена на сохранение всего этого массива. Это может достигаться разными способами:

- расширением территории заповедника, в том числе путем организации кластерных участков;
- разработкой Положения об охранный зоне заповедника, оптимизацией ее границ;
- организацией на сопредельных территориях (в том числе и на территории Республики Казахстан) других категорий ООПТ путем организации биосферного полигона;
- разработкой рекомендаций для административных и хозяйственных органов по рациональному использованию природных ресурсов на сопредельных территориях;
- контролем за соблюдением природоохранных законов и др.

Весь этот комплекс мер, направленный на сохранение природных комплексов сопредельных территорий, во многом позволит решить проблему качественного функционирования заповедника.

Литература

Артемов И.А. Флора Катунского хребта (Горный Алтай) // Центральный сибирский ботанический сад СО РАН. Новосибирск, 1993.

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: Мат. Всерос. науч. конф. Барнаул, 13–15 марта 2000 г. Новосибирск, 2000а. С. 31–33.

Байлагасов Л.В. Туризм и охрана природных комплексов в Усть-Коксинском районе Республики Алтай // Горы и человек: антропоген-

ная трансформация горных геосистем: Мат. Всерос. науч. конф. Барнаул, 13–15 марта 2000 г. Новосибирск, 2000 б. С. 28–30.

Бондарев А.Я., Гаврилов А.Ю. Проект организации Катунского государственного заповедника / Управление охотхозяйства Алтайского крайисполкома. Барнаул, 1991 (рук.).

Максаковский Н.В. Природные (региональные) парки России // Заповедники и национальные парки. №29. 1999.

Об особо охраняемых природных территориях: Федеральный закон Российской Федерации от 14 марта 1995 г. №33-ФЗ // Собрание законодательства Российской Федерации». 1995. №12. Ст. 1024.

О.Н. Барышникова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ БАССЕЙНОВ МАЛЫХ РЕК В ПРЕДЕЛАХ ВЫСОКИХ ТЕРРАС ОБИ

Район исследования расположен на границе третьей и четвертой надпойменных террас р. Оби. Его ландшафтная структура представляет собой сложное сочетание видов ландшафтов, относящихся к низменному (неоэлювиальному) и низинному (субаквальному) подклассам равнинного класса ландшафтов. Современная морфологическая структура района характеризуется двумя вариантами рисунков. В восточной части территории преобладают дендритовые и пятнистые конфигурации природных комплексов, в западной – параллельные.

В первом случае морфологическое строение обусловлено характером осадочных пород, слагающих приповерхностные слои четвертой надпойменной террасы Оби, и особенностями климата как современного, так и древнего. Взаимодействие этих параметров структуры отразилось на характере рельефа рассматриваемой территории. Он представляет собой выровненную слабоволнистую поверхность легко размываемых лессовых отложений, осложненную наложенными формами рельефа: оврагами, балками различных размеров от 500 до 1000 м, шириной от 2500 м до нескольких километров длиной, долинами временных водотоков, долинами рек

Бобровки, Налобихи, Серебрянки. Последние две протекают по днищам относительно широких долин, современная водность этих рек не позволяет объяснить размеры таких долин. Ширина долины р. Бобровки изменяется от 250–500 до 1000–1700 м. Причем в пределах узких участков долин река интенсивно меандрирует, создавая классический вариант сегментно-гравистой поймы, а в пределах широких и заболоченных участков интенсивно врезается в собственные отложения. Еще более сложное строение имеет долина реки в северо-западной части района исследования: река меандрирует, русло с двух сторон ограничено эрозионным уступом и имеет песчаные береговые отмели, а на некоторых участках – дюны. Эти противоречия можно объяснить следующим предположением.

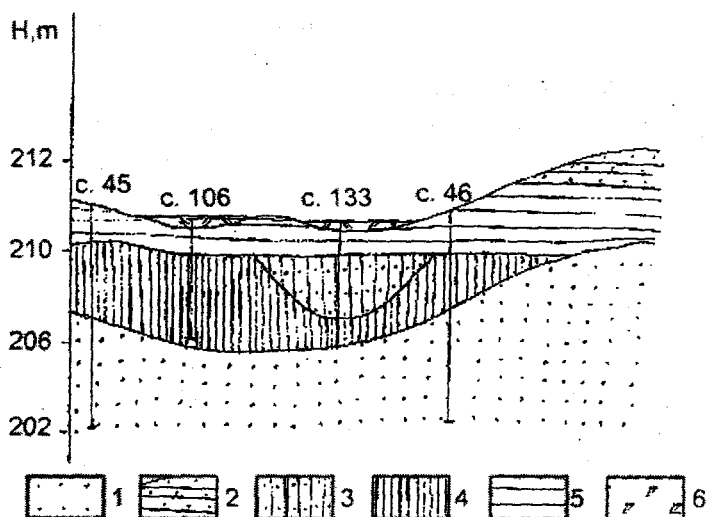


Рис. 1. Разрез четвертичных отложений долины р. Уткуль (по данным Г.Я. Барышникова, 1984): 1 – пески аллювиальные; 2 – суглинки лессовидные; 3 – супеси лессовидные; 4 – суглинки покровные твердой и полутвердой консистенции; 5 – суглинки покровные туго и мягкопластичные; 6 – торф

Часть эрозионных форм рельефа сформирована в более влажных, по сравнению с современными, условиях. По мнению А.М. Малолетко (1972), в конце среднечетвертичного времени реки об-

ладали большей водоносностью и формировали широкие долины, которые сейчас наследуют некоторые современные водотоки. Современные аллювиальные отложения оказываются вложенными в более древние (рис. 1). Именно это явление наблюдается в районе исследования, где реки Серебрянка, Налобиха и большая часть русла р. Бобровки вложены в более древние аллювиальные отложения (рис. 2). Собственные долины малых рек включают в себя лишь пойму и первую надпойменную террасу. Наиболее узкий отрезок р. Бобровки в северо-западной части района исследования представляет собой долину, выработанную самой рекой Бобровкой в лессовых отложениях четвертой надпойменной террасы Оби. Ширина долины не превышает 250 м.

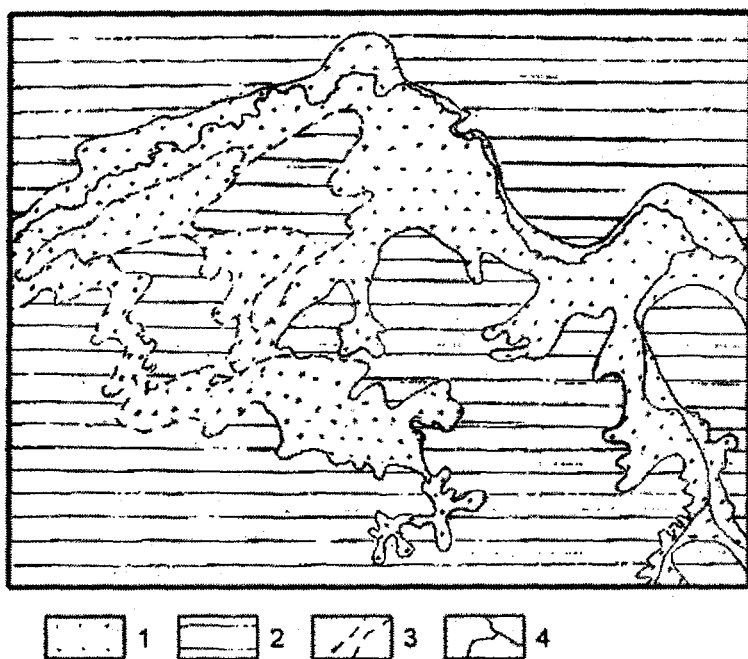


Рис. 2. Плановый рисунок древней речной сети:

1 – древние речные долины и балки; 2 – склоны долин и водораздельные поверхности; 3 – гипотетическое положение речной долины Красиловское; 4 – русла современных рек

Можно предположить, что интенсивность современных эрозионных процессов на несколько порядков ниже среднечетвертичной. Современная овражно-балочная сеть по своим морфометрическим характеристикам существенно уступает ниже-среднечетвертичной (рис. 3).

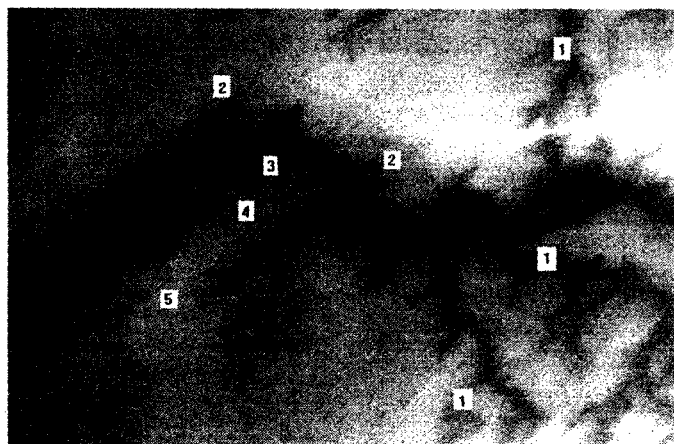


Рис. 3. Цифровая модель рельефа бассейна реки Бобровки (фрагмент):
 1 – древняя гидросеть; 2 – современная овражно-балочная система.
 Золовые формы: 3 – на террасе р. Бобровки; 4 – в древней долине;
 5 – на поверхности четвертой надпойменной террасы р. Оби

Из чего следует, что современный рисунок ландшафта и сам рельеф в большой степени обусловлен всей историей развития исследуемой территории. Современные экзогенные и эндогенные процессы существенно преобразуют ландшафтную структуру района.

Так, врезание р. Бобровки в свои собственные отложения, видимо, обусловлено локальными тектоническими процессами. Это предположение подкрепляется усилением интенсивности склоновых процессов на отрезке сел Овчинниково–Романово, где в правобережье развивается система оврагов и балок (всего около 24 эрозионных форм на 10 км). Формирование эрозионного долинно-балочного рельефа находится в тесной связи с развитием современной гидросети. Юго-восточная ориентировка эрозионных форм рельефа обусловлена наклоном поверхности в сторону р. Бобровки и к долине Оби. На территории района проходит водораздел между

бассейнами рек Бобровки и Лосихи. Он представлен в виде останцов нижнелейстоценового уровня поверхностей четвертой надпойменной террасы Оби. В северо-восточной части района исследования водораздел почти прорезан балками северного склона долины р. Лосиха и южного склона долины р. Бобровки.

Таким образом, ландшафтная структура четвертой надпойменной террасы начала формироваться в условиях значительного водно-эрозионного расчленения, в результате чего виды ландшафтов характерны для: 1) останцовых поверхностей нижнечетвертичного уровня террасы; 2) широких среднечетвертичных долин и балок; 3) современных долин малых рек; 4) современной овражно-балочной сети; 5) озерных котловин или остаточных водоемов.

В частности, озеро Красиловское образовалось в результате подпруживания малой реки золовыми песками, перемещающимися с юго-запада на северо-восток (Лузгин, 1998). В прошлом озеро имело большие размеры, о чем свидетельствует наличие озерных террас. Затем золовые пески перекрыли часть древней долины реки, имевшей сток в р. Бобровку (рис. 4). Сходное происхождение имеет и оз. Иткуль (Барышников, 1984) в долине одноименной реки, часть которой погребена под золовыми отложениями. Золовые процессы оказывают существенное влияние на формирование природных комплексов не только в пределах борových террас, но и в долинах малых рек.

Так, в северо-западной части района исследования золовые отложения повысили уровень поверхности устья древней долины в среднем на 6 м и снивелировали уровень террасы р. Бобровки и склона долины. В настоящее время в формировании русла р. Бобровки вблизи с. Романово современные золовые процессы продолжают играть значительную роль. Песок поступает в русло реки близ с. Романово, влекомый ветром юго-западного направления. Часть его аккумулируется здесь же в пойме, а часть транспортируется ниже по течению, вызывая обмеление русла и перемещение его к северу. Подобный процесс, видимо, существовал и в прошлом во время образования оз. Красиловского и вызвал смещение р. Бобровки в этой части долины также к северу. Река должна была прокладывать себе новое русло, формированию нового русла предшествовало накопление значительного объема воды в долине выше по течению, о чем свидетельствует расширение долины в районе с. Контошино и выше.

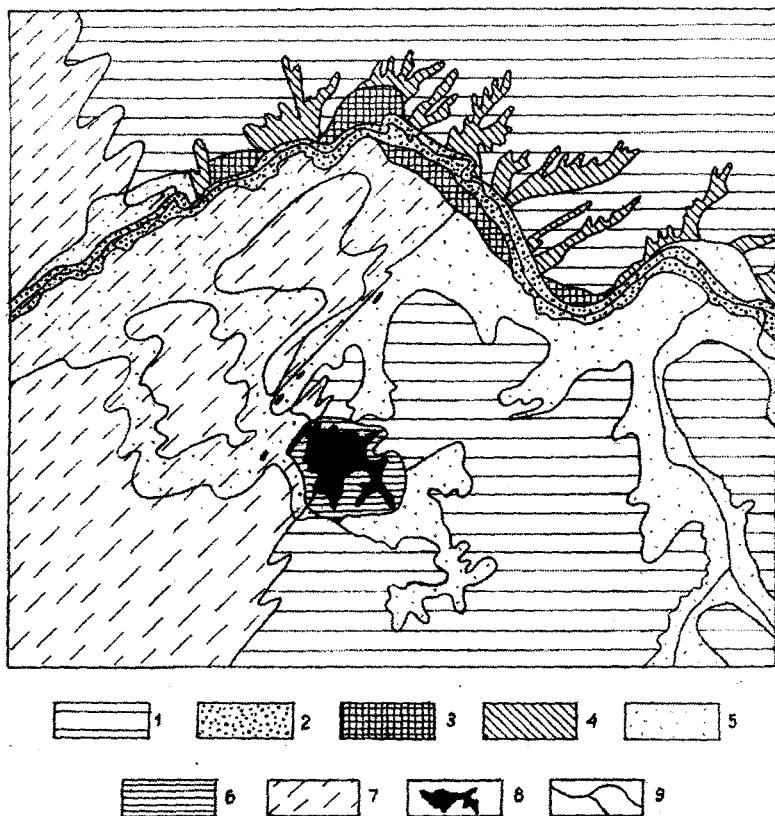


Рис. 4. Геоморфологическая схема бассейна р. Бобровки:
 1 – среднечетвертичные речные долины и балки; 2 – склоны долины
 и водораздельные поверхности; 3 – пойма р. Бобровки;
 4 – русла современных рек; 5 – речные террасы;
 6 – овражно-балочная сеть; 7 – озерные котловины;
 8 – озерные террасы; 9 – золовые формы рельефа

Еще несколько лет тому назад здесь существовал остаточный водоем оз. Долгонького, который в настоящее время превратился в осоковое болото. Впоследствии, уже после формирования новой долины и снижения водности рек, восстановился дренаж территории и большая часть воды была спущена. Однако остаточное реликтовое увлажнение до сих пор характерно для днища древних долин и балок, о чем свидетельствует гидроморфность современных геокон-

плексов. Наряду с остаточным увлажнением на современную ландшафтную структуру оказывает влияние устройство среднечетвертичной поверхности, проявляясь сквозь молодой эоловый рельеф (см. рис. 3). Последний несет на себе следы водной эрозии и различия в высоте исходных поверхностей. Это позволяет восстановить границу древних долин, перекрытых эоловыми отложениями. Границы распространения эоловых форм со следами водной эрозии повторяют конфигурацию долины р. Бобровки и позволяют восстановить направление смещения древней долины к северо-востоку.

Эоловые отложения не только усложнили вертикальную структуру долинных геокмплексов, но и перекрыли часть древней долины, снивелировали уступ между четвертой и третьей надпойменными террасами, вследствие чего проведение границы между ними довольно затруднено. В данном случае для определения границ между террасами возможно применение как минимум двух подходов: 1) бурение скважин, как это было выполнено по озеру Уткуль; 2) изучение рисунка ландшафта как индикатора литогенной основы (носителя исторической памяти ландшафта). Данные бурения позволяют наметить границу между разновозрастными ступенями долины Оби (рис. 5).

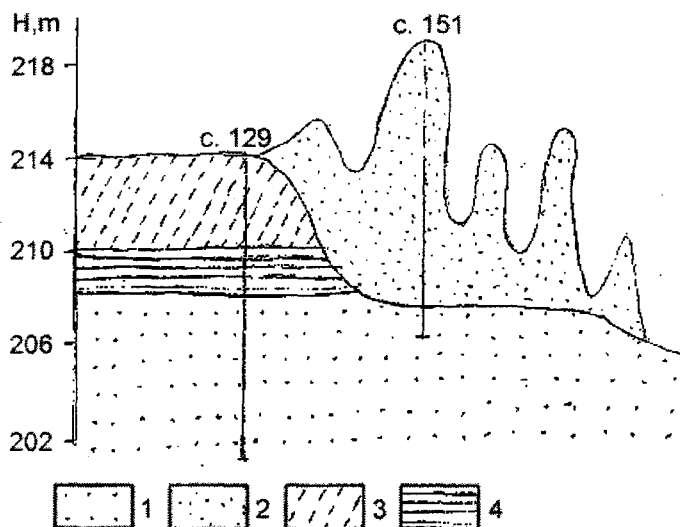


Рис. 5. Разрез четвертичных отложений террас р. Оби
(по данным Г.Я. Барышникова, 1984): 1 – пески аллювиальные;
2 – пески эоловые; 3 – суглинки лессовидные; 4 – суглинки покровные

Рисунок ландшафта в пределах третьей надпойменной террасы обусловлен, прежде всего, характером отложений, создающих под действием ветра ложбинно-грядовый рельеф. Гривы и понижения имеют вытянутую форму, ориентированы в юго-западном направлении. Протяженность грев 250–500 м, ширина 50–250 м. Превышение грев над днищами западин иногда достигает более 20 м. В пределах поверхности третьей и околоброчной части четвертой надпойменных террас морфологическая структура образована тремя видами ландшафтов. Высокими золовыми гревми с сосновыми борами на дерново-подзолистых песчано-супесчаных почвах, межгревными понижениями с травянисто-осиново-березово-сосновыми лесами на дерново-подзолистых песчано-супесчаных оглеенных почвах и низкими гревми с березово-сосновыми лесами на дерново-подзолистых песчано-супесчаных почвах.

Параллельный рисунок в крайней западной части района нарушается пятнами заболоченных понижений, которые, видимо, приурочены к границе террас, так как там наблюдается высокое положение уровня грунтовых вод, стекающих из подземных горизонтов четвертой надпойменной террасы. Все это создало своеобразные гидрогеологические и геолого-геоморфологические условия формирования ландшафтной структуры, зонально-интрозональная специфика природы которой усиливается современным микроклиматом долины Оби.

Основная особенность климата заключается в довольно значительном количестве выпадаемых осадков (около 800 мм), что в условиях умеренной испаряемости и реликтового увлажнения приводит к формированию лесостепного и болотного типов ландшафтов на лессовой террасе, лесных и болотных типов ландшафтов – на песчаной террасе. Повышению выпадаемых атмосферных осадков способствует также ориентация долины Оби по отношению к преобладающему направлению ветра, при котором правый склон долины оказывается наветренным и продолжается западным склоном Бийско-Чумышской возвышенности. В итоге образуются восходящие потоки воздушных масс, которые в результате конденсации водяного пара дают повышение количества осадков. Последнее обуславливает снижение контрастов климата. Он характеризуется как умеренно-континентальный. Современный климат в сочетании с особенностями песчаных пород третьей надпойменной террасы

стал причиной сохранения здесь с верхнечетвертичного времени интразональных лесных и болотных типов ландшафтов.

Следовательно, одним из важнейших факторов формирования современной ландшафтной структуры района исследования можно назвать историю развития территории начиная с нижнечетвертичного времени. Результатом ее стало наличие разных субстратов: песчаного, лессового и других, которые в свою очередь отразились на проявлении зональности в районе исследования.

Таким образом, рельеф района исследования оказывает существенное влияние на формирование местных гидроклиматических условий и в сочетании с субстратом создает основные особенности ландшафтной структуры территории.

Литература

Барышников Г.Я. Эоловые образования предгорий Алтая и их связь с климатами прошлых эпох // Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края: Тез. докл. конф. Бийск, 1984. С. 6–9.

Лузгин Б.Н. Происхождение Красиловского озера // Известия АГУ. 1998. №4. С. 113–116.

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

В.В. Артамохина, А.В. Филонов

*ОАО «Алтайская гидрогеологическая экспедиция»,
с. Боровиха Алтайского края*

РАЗВИТИЕ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАК ОТРАСЛИ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА НА АЛТАЕ

Алтайский край является житницей Западной Сибири. Большая часть территории края расположена в зоне недостаточного увлажнения, которая характеризуется отсутствием развитой речной сети в центральных и западных районах. Поэтому подземные воды для этих районов почти повсеместно являются единственным источником водоснабжения.

Вопросы возможности использования подземных вод для питьевого и технического водоснабжения и орошения земель воз-

никали неоднократно. Начало изучения подземных вод как источника водоснабжения относится еще к дореволюционному времени. Эти исследования были вызваны переселением в западные районы края крестьян из центральных губерний России.

После 1925 г. начались широкие гидрогеологические работы, направленные главным образом на изучение возможности водоснабжения сельского хозяйства. В этот период Мелиоводстроем и Водстроем пробурено значительное количество скважин на водоносные горизонты четвертичных и неогеновых отложений. Уже в 1932 г. решался вопрос орошения земель степной зоны, для чего проводились инженерно-гидрогеологические исследования. В 1940 г. результаты всех исследований были обобщены в монографии «Гидрогеология Западной Сибири».

В связи с тем, что возникла практическая необходимость регулярного орошения Кулундинской степи, вопрос о ее водных ресурсах приобретает особое значение и требует более детального изучения условий формирования как грунтовых, так и напорных подземных вод. В свете этого начиная с 1949 г. Западно-Сибирским геологическим управлением проводится систематическое изучение геологии и гидрогеологии Кулундинской степи и Приобского плато. К 1953 г. на большей западной части края была проведена геолого-гидрогеологическая съемка среднего масштаба, результаты которой были использованы при проектировании и организации водоснабжения сельского хозяйства за счет подземных вод. В процессе съемок был впервые получен достоверный материал для характеристики стратиграфического разреза рыхлых отложений на глубину до 200 м, установлено отсутствие подземных вод питьевого качества в пределах большей части Приобского плато, рекомендовано привлечение подземных вод хорошего качества из смежных районов.

В этот период Трансводстроем для водоснабжения железнодорожных станций Леньки, Корчино, Ребриха и другие были пробурены первые глубокие скважины на водоносные горизонты меловых отложений.

Результаты проведенных исследований были опубликованы в многочисленных работах ведущих специалистов Западно-Сибирского геологического управления и Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. В этих работах были обобщены материалы всех гидрогеологических исследований по Алтайскому краю,

проведено гидрогеологическое районирование территории по условиям водоснабжения сельского хозяйства, мелиоративное районирование Кулунды.

После постановления Правительства об освоении целинных и залежных земель (1953 г.) работы по геологическому и гидрогеологическому изучению края стали осуществляться в широких масштабах. Работы выполнялись Северо-Алтайской и Рудно-Алтайской экспедициями и на первых этапах сводились к бурению разведочно-эксплуатационных скважин во вновь организованных совхозах и МТС.

С этого периода начинается систематическое изучение подземных вод Алтайского края. В связи с этим из состава Северо-Алтайской геологоразведочной экспедиции была выделена Алтайская гидрогеологическая партия, позднее преобразованная в экспедицию. С этого момента в развитии гидрогеологии можно выделить три этапа.

Первый этап (1954–1970 гг.). Характеризовался преобладанием поисково-съёмочных работ. Вопросы водоснабжения вновь организованных совхозов были решены в течение трех лет. С 1957 г. проводятся среднемасштабные геолого-гидрогеологические съёмки, чтобы в дальнейшем на научной основе целенаправленно вести поисково-разведочные работы для организации водоснабжения городов, поселков и отдельных народно-хозяйственных объектов за счет подземных вод. Съёмка была проведена на 80% площади края. На половину из них изданы геологические и гидрогеологические карты. Благодаря этим работам, для равнинных районов Алтайского края геологический разрез был изучен на глубину более 600 м. Бурение всех скважин велось с полным отбором керна. Исследованием полученных материалов совместно со специалистами Западно-Сибирского геологического управления занимались ведущие научные организации страны: Геологический институт АН СССР, Сибирское отделение АН СССР и Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья.

Второй этап (1971–1985 гг.). Проведение разведочных работ с утверждением оцененных эксплуатационных запасов подземных вод Государственной комиссией по запасам. В разведочных работах, кроме экспедиций Западно-Сибирского геологического управления, в частности Алтайской гидрогеологической экспедиции, участвовали производственное объединение «Гидроспецгеология» и трест «АлтайТИСИЗ».

По состоянию на 2000 г. разведано 229 месторождений. Объем утвержденных эксплуатационных запасов подземных вод составляет 2276 тыс. м³/сутки, в том числе для городов – 1166 тыс. м³/сутки, для сельских населенных пунктов – 650 тыс. м³/сутки, для орошения и обводнения пастбищ – 460 тыс. м³/сутки. На основе этих работ построены и эксплуатируются водозаборы почти на 40 месторождениях в городах Барнауле, Бийске, Заринске, Славгороде, Яровом, Белокурихе, Новоалтайске, Горняке, а также в некоторых районных центрах, в сельских районах западной части края для орошения земель.

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов в пределах центральной части Приобского плато разведано месторождение подземных вод в Шипуновском районе, которое обеспечит водой Обско-Чарышский групповой водопровод. Объем разведанных запасов 196,9 тыс. м³/сутки. Водопровод построен и эксплуатируется. Современный водоотбор составляет около 30 тыс. м³/сутки. Вода подается в Алейский, Шипуновский, Пospелихинский, Новичихинский, Мамонтовский, Егорьевский и Романовский районы. Строительством этого водопровода была решена долготлетняя проблема хозяйственно-питьевого водоснабжения районов центральной и южной части Приобского плато. Разведанными запасами в объеме 100 тыс. м³/сутки по Родинскому и Тельмановскому месторождениям удовлетворена заявка безводных Благовещенского, Баевского, Родинского, Завьяловского и других районов.

Значительный объем разведочных работ был выполнен для удовлетворения потребности в воде таких крупных промышленных предприятий, как Золотушенский полиметаллический рудник (1968 г.), Бийский (1972 г.) и Славгородский (1973 г.) химические комбинаты, Алтайский коксохимический завод (1975 г.), Жесткентский горно-обогатительный комбинат (1980 г.) и др.

Необходимо отметить, что с начала 90-х гг. произошло резкое сокращение промышленного и сельскохозяйственного (особенно орошаемого земледелия) производства и как следствие снизилась потребность в подземных водах. В силу сложившейся в стране экономической обстановки принятые решения о централизации водоснабжения городов, крупных промышленных предприятий и районных центров не выполняются. Строительство водозаборов на разведанных месторождениях в настоящее время не ведется.

Суммарный водоотбор в крае по состоянию на 2000 г. составляет порядка 985 тыс. м³/сутки, из них на месторождениях с разве-

данными и утвержденными запасами – около 238 тыс. м³/сутки. Для хозяйственно-питьевых целей отбирается 595 тыс. м³/сутки, для производственно-технического водоснабжения – 81 тыс. м³/сутки; для орошения земель – 294 и для обводнения пастбищ – 14 тыс. м³/сутки.

В 1980 г. была произведена перспективная оценка прогнозных эксплуатационных запасов подземных вод равнинной части Алтайского края для всех водоносных горизонтов. Общий объем прогнозных запасов составил около 40 млн м³/сутки, в том числе пресных подземных вод с минерализацией до 1 г/дм³ – 34 млн м³/сут.

Следует отметить, что в сельском хозяйстве края в основном используются подземные воды, поэтому Алтайская гидрогеологическая экспедиция оказывала техническую помощь в бурении и ремонте разведочно-эксплуатационных скважин, составлении рабочих проектов и согласовании разрешений на бурение скважин на воду. Всего было пробурено до 300 таких скважин. Скважины эксплуатируются по 15–20 лет без снижения дебита.

Помимо разведочных работ по заявкам краевого управления сельского хозяйства и института «Алтайгипроводхоз» были выполнены гидрогеологические и инженерно-геологические съемки крупного масштаба на проектируемых массивах орошения Ново-троицком, Барнаульском, Ивановском, Кулундинском, Златополинском, Бурлинском, Майском, Шульгинском и Жилихинском. Были изучены инженерно-геологические свойства пород зоны аэрации и выполнены оценочные расчеты эксплуатационных ресурсов первых водоносных горизонтов на площадях массивов орошения. Этими съемками была подготовлена научная основа для проектирования оросительных мероприятий на площади 80 тыс. га.

Совместно с институтом ВСЕГИНГЕО была выполнена работа «Гидрогеологическое районирование на территории Алтайского края по условиям сельскохозяйственного водоснабжения и орошения земель подземными водами». Проведение этой работы было связано с необходимостью выработать научно-обоснованную программу водоснабжения сельского населения, сельскохозяйственно-го производства, а также орошаемого земледелия.

Третий этап (1986–1990 гг.). В этот период значительное внимание стало уделяться исследованиям экологического характера. Одним из основных видов экологических работ является среднемасштабная комплексная эколого-гидрогеологическая съемка. Этим видом работ охвачены основные промышленные районы

края: Новоалтайско-Барнаульский, Бийский, Белокурихинский, Заринский территориально-промышленный комплекс, Славгородский и Рубцовско-Локтевский участки.

Результаты съемок позволили по-новому оценить сложившуюся экологическую обстановку вокруг ТПК, которые будут учтены при планировании детального развития подобных агломераций с разработкой в конечном итоге мероприятий по борьбе с негативными природными и техногенными явлениями.

Значительное место в гидрогеологии занимают работы по мониторингу геологической среды, начатые еще в 80-е гг. Систематические режимные наблюдения за уровнями, химическим составом подземных вод и водоотбором ведутся на 115 объектах территории Алтайского края. Одной из важнейших задач этого мониторинга является осуществление систематического наблюдения за рациональным использованием подземных вод и охраной их от истощения и загрязнения.

Изучением экзогенных геологических процессов занимается оползневая станция. Мониторинг экзогенных процессов позволяет выработать рекомендации и мероприятия по борьбе с негативными последствиями таких природных явлений, как оползни, речная эрозия, оврагообразование и др.

В свете планирования рационального использования подземных вод в настоящее время завершаются работы по «Оценке обеспеченности населения Российской Федерации ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения». Результаты этой работы будут положены в основу планирования водоснабжения городов и сельских населенных пунктов края на неограниченную по времени перспективу.

Совместно с Московским государственным университетом и Западно-Сибирской геолого-съемочной экспедицией Алтайская гидрогеологическая партия принимала участие в составлении карт, разделов, характеризующих геоморфологию, тектонику, геологическое строение, распространение и качество подземных вод для географического атласа Алтайского края.

С 50-х гг. ведутся работы по составлению кадастра подземных вод Алтайского края. В настоящее время кадастр включает порядка 30 тыс. скважин и представляет собой ценнейший материал для решения вопросов водоснабжения отдельных объектов.

В 1960–1963 гг. в предгорных районах Алтайского края институтом курортологии и физиотерапии было изучено (с подсчетом экс-

плуатационных запасов) Белокурихинское месторождение слабоминерализованных термальных вод, обогащенных радоном. В 1996 г. была произведена переоценка эксплуатационных запасов минеральных вод в объеме 600 м³/сутки. В настоящее время на базе этого месторождения функционирует курорт всероссийского значения. Проявления подземных холодных вод, обогащенных радоном, установлены на участках развития интрузивных образований в Усть-Калманском и Каменском районах.

По заявке крайсовпрофа на территории Алтайского края в 1964 г. Центральным институтом курортологии было проведено комплексное курортологическое обследование. В результате было установлено, что подземные воды со специфическими компонентами в крае отсутствуют, но по химическому составу воды повышенной минерализации похожи на воды многих известных курортов и могут использоваться как столовые лечебные воды. В свете этих рекомендаций в 1985 г. была произведена разведка минеральных вод в Завьяловском районе и утверждены запасы в объеме 179 м³/сутки. Завьяловская столовая вода Ёргенинского типа разливается и через торговую сеть предлагается жителям края.

В настоящее время Алтайская гидрогеологическая экспедиция занимается обобщением материалов и составлением кадастра проявлений минеральных подземных вод по территории Алтайского края с последующей оценкой ресурсов минеральных подземных вод и разработкой долгосрочной программы по использованию и охране природных лечебных ресурсов.

В.В. Девятаева

Барнаульская оползневая станция, г. Барнаул

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ АЛТАЙСКОГО КРАЯ

Экзогенные геологические процессы (ЭГП) имеют широкое распространение на территории Алтайского края. В результате планомерного изучения этих процессов, которое было проведено Алтайской гидрогеологической экспедицией в 1979–1987 гг., на территории края зафиксировано более 100 народно-хозяйственных объектов, подверженных вредному воздействию ЭГП.

Первым и самым крупным объектом мониторинга ЭГП является краевой центр г. Барнаул, где оползневые процессы наиболее опасны, они ежегодно приносят большой материальный ущерб. Здесь наблюдения ведутся с 1974 г. Кроме того, на основе анализа инженерно-геологических материалов были выбраны еще пять ключевых участков для изучения ЭГП с постановкой режимных наблюдений: р.д. Усть-Чарышская Пристань, с. Верх-Катунское, Бийский аэропорт, Гилевское и Новосибирское водохранилища.

По результатам исследования, проведенного в апреле 1997 г., на участке р.д. Усть-Чарышская Пристань было выявлено закалывание двух оползневых блоков объемом от 100 до 800 тыс. куб. м. Один из них осел на 0,5–1,7 м и угрожает разрушению хозяйственных строений и коммуникаций.

На участках с. Верх-Катунского и Бийского аэропорта велись наблюдения за речной боковой эрозией. Было установлено, что за последние семь лет левый берег р. Катунь был размыв на протяжении 100–300 м с отступлением в глубь территории на 2–95 м и более.

На Гилевском и Новосибирском водохранилищах наблюдается интенсивная переработка берегов, на отдельных участках – протяженностью до 15 км, в частности, на Гилевском водохранилище за четыре года переработка берегов достигла 22–40 м, составляя в среднем 7–10 м/год.

Наблюдения за ЭГП на вышеперечисленных участках велись с 1981 по 1987 г., затем были прекращены из-за отсутствия финансирования работ. Тем не менее во многих населенных пунктах существует угроза активизации ЭГП. Так, очень сложная обстановка в Яровом, где озеро быстро наступает на город. Наблюдения за динамикой переработки берега здесь не ведутся. Не менее сложная обстановка, связанная с подтоплением, отмечена в Рубцовске, Алейске и р.п. Тальменка. В окрестностях р.д. Шелаболиха развивается овражная эрозия.

Учитывая продолжающееся деструктивное воздействие ЭГП на окружающую среду, считаем необходимым возрождение мониторинга на перечисленных объектах и в целом для Алтайского края.

Наиболее полно и целенаправленно изучением ЭГП продолжает заниматься лишь Барнаульская оползневая станция. Наблюдения ведутся с 1974 г. в пределах городской черты вдоль склона левого борта долины р. Оби на протяжении 38 км и правого берега

р. Барнаулки на протяжении 4 км. Было установлено, что здесь ежегодно происходит от 10 до 30 оползней, а всего зарегистрировано 338 оползневых цирка. Пораженность склона оползневыми процессами варьирует от средней до очень сильной.

Основными факторами активизации оползневых процессов являются суффозионная деятельность подземных вод Краснодубровского водоносного горизонта, речная боковая эрозия, климатический фактор и инженерно-хозяйственная деятельность человека.

Вся оползневая зона Барнаула разбита на пять районов. Выделено 12 учетных объектов, в пределах которых заложены реперные створы и ведутся наблюдения за смещениями оползневых блоков.

В 1999 г. уже сошло 23 оползня объемами от 20 до 70 тыс. куб. м.

С 1974 г. оползневой станцией ведутся наблюдения на «Пустыре ул. Поселковой». Это древний оползневой цирк длиной 810 м. Здесь периодически сходят фрагментарные крупные блоковые оползни объемом от 1 до 170 тыс. куб. м (31 мая 1999 г. – 79 тыс. куб. м). Ежегодно в среднем наблюдается осадка на 7–12 мм, а суммарный сброс составляет 1–2 м. Таким образом, при кажущейся стабилизации процесса возможно схождение массы грунта объемом до 4 млн куб. м. Остановить этот процесс можно лишь путем проведения берегоукрепительных работ.

Оползневые процессы наносят Барнаулу не только большой материальный ущерб, но и приводят к гибели людей. Так, в 1995 г. в результате схождения оползня погибло 9 человек. Ежегодно происходит сокращение городской территории от 1 до 35 м.

По нашим рекомендациям в 1999 г. было заблаговременно отселено 102 семьи и ликвидировано 80 аварийных домов, проживание в которых являлось опасным для жизни.

Активизация оползневых процессов создала реальную угрозу сооружениям и коммуникациям ЗАО «Комбинат химических волокон», ТЭЦ-2, ОАО «Мельница», нефтебаза, ОМФ, УБ 14/1 и др.

В заключение необходимо отметить, что за 25-летний период накоплен богатейший материал по оползневым процессам г. Барнаула, который при соответствующем финансировании мог значительно эффективней использоваться для решения народно-хозяйственных задач.

Е.В. Дементьева

*ОАО «Алтайская гидрогеологическая экспедиция»,
с. Боровиха Алтайского края*

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА ТЕРРИТОРИИ НОВОАЛТАЙСКО- БАРНАУЛЬСКОГО ТЕРРИТОРИАЛЬНО- ПРОМЫШЛЕННОГО КОМПЛЕКСА

Алтайская гидрогеологическая экспедиция по заданию Министерства геологии в 1991–1994 гг. провела комплекс геолого-экологических исследований с целью оценки состояния различных компонентов окружающей среды на площади 5900 кв. км, включающей территорию г. Барнаула, Первомайский, частично Тальменский, Павловский и Калманский районы. Геохимическому площадному опробованию были подвергнуты главные составные части природных и техногенных ландшафтов: почвы, почвообразующие породы, осадочные породы четвертичного и неогенового возрастов, поверхностные и подземные воды, донные отложения, растительность (кора деревьев, травянистые растения, злаковые культуры), снеговой покров, сточные воды и основные виды токсичных отходов промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Плотность сети опробования соответствует масштабу 1:200 000.

Впервые применительно к исследуемой территории с использованием большого количества фактического материала определены геохимические фоны тяжелых металлов в почвенных горизонтах и грунтах, осадочных породах (по стратиграфическим подразделениям), растительности (по видам), донных отложениях, твердом осадке снегового покрова; геохимические фоны для макро- и микрокомпонентов (металлы и органические соединения) в снеговых, поверхностных, грунтовых и напорных водах, в различных видах растительности.

Выявлены основные элементы и соединения, являющиеся загрязнителями природной среды. По изученным депонирующим средам составлены интегральные карты, содержащие количественную (коэффициент концентрации, суммарный показатель загрязнения) и качественную (состав геохимических ассоциаций для выде-

ленных аномалий) оценки загрязнения. Проведено районирование территории по степени изменения компонентов природной среды. Основные выводы сводятся к следующему.

Наибольшее влияние на экологическое состояние окружающей среды оказывает г. Барнаул. Выбросы, твердые отходы и сточные воды этого крупного промышленного центра формируют геохимическую нагрузку в пределах изученной территории.

Несомненно, что наиболее опасными с точки зрения как прямого, так и отдаленного воздействия на окружающую среду являются твердые промышленные и бытовые отходы города, особенно учитывая то обстоятельство, что практически все они складировются на необорудованной свалке, находящейся в непосредственной близости и от города, и от поймы Оби.

В ходе работ нами изучен химический состав твердых промышленных отходов более чем на 30 крупных предприятиях города.

Наиболее токсичны гальванические шламы и шламовые осадки отстойников, образующиеся на предприятиях приборостроения и машиностроения в количестве нескольких тысяч тонн в год. В них наблюдаются очень высокие содержания металлов: меди (более 1%), свинца (0,7%), никеля (0,5%), висмута, олова, цинка (0,3%), кадмия (более 0,1%), серебра (более 0,01%), причем концентрация висмута, кадмия, серебра, олова превышает кларк в тысячи и десятки тысяч раз, что сопоставимо с промышленными содержаниями этих элементов.

Другой вид отходов – отработанная формовочная смесь – менее токсичен, зато образуется в гораздо большем объеме – десятки тысяч тонн в год.

Весьма обогащен многими вредными элементами осадок канализационно-очистных сооружений, в частности КОС-2, который принимают часть промышленно-ливневого стока предприятий. Положение усугубляется тем, что осадок накапливается в пойме, т.е. затопливается в половодье, загрязняя речные воды.

Отходы, накапливающиеся на свалке (в целом это сотни тысяч т/год), представляют собой мощный источник загрязнения, под влиянием которого в грунтовых водах, например, образовалась локальная, очень контрастная гидрохимическая аномалия, характеризующаяся повышенной минерализацией воды (7,6 г/л) и многократным превышением фоновых содержаний ртути, серебра, бора, селена, меди, урана. В количествах, превосходящих ПДК, содер-

жаты бром (14 ПДК), марганец (13 ПДК), кадмий (6 ПДК), не говоря уже о нитратах, хлоридах, сульфатах.

Загрязненные грунтовые воды, разгружаясь в Обь, вызывают заметное изменение состава речной воды. Именно на участке реки ниже свалки в воде отмечены сверхфоновые концентрации свинца, хрома, ртути, брома, селена, германия, хотя техногенное влияние города на Обь начинает отчетливо сказываться уже после впадения в нее реки Барнаулки.

По мере удаления от Барнаула вниз по течению качество воды несколько улучшается. Такая же тенденция характеризует геохимическое состояние донных отложений реки Обь, загрязнение которых металлами и нефтепродуктами имеет локальный характер и приурочено к участку поймы в районе золоотвалов. Таким образом, большие объемы воды способствуют разбавлению техногенного потока и процессам самоочищения среды.

Этого преимущества лишены малые реки – притоки Оби, что обуславливает достаточно высокий уровень загрязнения воды в них даже при отсутствии крупных источников загрязнения. Воды рек Повалиха, Малая и Большая Черемшанка, Барнаулка на многих участках по своему течению содержат тяжелые металлы (мышьяк, бериллий, свинец, алюминий, бром и др.) в концентрациях на уровне или выше ПДК, что определяет умеренно-опасную степень их загрязнения. Река Чумыш и ее притоки (Кашкарагаиха, Еловка, Тальменка), реки Чесноковка, Лосиха, Бобровка более благополучны с точки зрения загрязнения.

Загрязненность почв и грунтов тяжелыми металлами на подавляющей части исследуемой территории можно считать допустимой. Отдельные аномалии, имеющие средний уровень загрязнения, приурочены к пахотным землям, фермам, некоторым участкам автомобильных дорог. Состав элементов-загрязнителей при этом довольно неоднороден; так, на пахотных землях отмечено накопление цинка, серебра, фосфора, хрома; вблизи ферм – фосфора и хрома; у дорог – серебра, свинца, цинка, молибдена, бария, меди. Загрязнение распространено с поверхности до глубины 20–30 см.

Более значимо загрязнение почв и грунтов на территории г. Барнаула. В зонах жилой застройки почвы имеют средний уровень загрязнения, сохраняющийся до глубины 0,5–1 м, а на территории практически всех крупных промышленных предприятий – высокий уровень загрязнения. Вблизи предприятий интенсивно накаплива-

ются ванадий, медь, никель и цинк, в количествах, превышающих ПДК. Более «универсальными» загрязнителями являются свинец и олово, содержание которых повышено как в промышленной, так и в жилой зонах.

Существенные масштабы имеет на исследуемой территории загрязнение грунтовых вод. Особенности геологического строения зоны аэрации и гидрогеологических условий определяют низкую степень защищенности грунтовых вод от загрязнения и влияние на их состояние бытовых, сельскохозяйственных, промышленных стоков.

Многие сельские населенные пункты, особенно при наличии в них крупных животноводческих и птицеводческих ферм и полей фильтрации, формируют техногенные гидрохимические аномалии в грунтовых водах. В ассоциацию накапливающихся компонентов входят хлориды, сульфаты, полифосфаты, мышьяк, марганец, медь, фенолы, нитраты, иногда кадмий, свинец, ртуть. Степень накопления этих элементов обуславливает, как правило, средний уровень загрязнения грунтовых вод. В г. Барнауле и прилегающей части поймы р. Оби грунтовые воды также имеют средний уровень загрязнения, в северо-восточной части – высокий, а в районе городской свалки – очень высокий уровень загрязнения.

Подземные напорные воды, являющиеся основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения, подвержены, несомненно, процессам техногенного загрязнения, что доказывается повышенными относительно фона содержаниями ряда компонентов из числа тяжелых металлов и органических соединений, а также определенным сходством в составе с вышележащими грунтовыми водами (р.п. Тальменка, сел Озерки, Сарай и Панфилово). Однако в силу глубокого залегания эксплуатируемых водоносных горизонтов влияние техногенеза не приводит к существенному с точки зрения питьевых норм ухудшению качества воды и на большинстве обследованных водозаборов удовлетворяет требованиям санитарно-гигиенических нормативов. Вместе с тем нередко случаи эксплуатации подземных вод, загрязненных фенолами (г. Новоалтайск, р.п. Тальменка, с. Новоперуново, Логовское, Казачий, Бобровка, Черемное, Стуково, п. Прутской, Шахи и др.). В отдельных случаях в подземных водах обнаруживаются химические элементы, относящиеся к 1 и 2 классам опасности, что классифицируется как загрязнение среднего уровня (ртуть, мышьяк в с. Перво-

майское, р.п. Тальменка, с. Фирсово, с. Озерки; фтор и мышьяк – в с. Сорочий Лог; ртуть и свинец – в п. Комсомольский).

Заслуживающие внимания результаты получены при изучении данных о содержании металлов в растениях. На основе обработки большого количества фактического материала (1800 проб растительности различных видов) выявлены основные тенденции накопления металлов растениями в условиях различной степени техногенного воздействия на природную среду.

Так, например, установлено, что основным фактором, влияющим на химический состав растений, является техногенно загрязненная атмосфера, т.е. наиболее интенсивно элементы поглощаются из газовой фазы. Загрязнение почвенного покрова влияет в меньшей степени. Это доказывается результатами корреляционного анализа, которые показали отсутствие сколько-нибудь существенной связи между содержанием элемента в растении и в почве, на которой произрастает данное растение. Только достаточно контрастные почвенные аномалии оказывают влияние на химический состав растений. В частности, в г. Барнауле и в пойме Оби опробована кора березы, тополя, ветлы и полынь. Все эти растения на территории города и участке поймы между Барнаулом и Новоалтайском характеризуются очень активным накоплением широкого спектра элементов, типичных для промышленных источников загрязнения. Содержание свинца, стронция, хрома, цинка, серебра в растениях здесь в десятки раз превышает средний уровень.

Таким образом, на основании вышеизложенного следует констатировать заметное изменение компонентов природной среды на территории г. Барнаула и прилегающей части поймы реки Оби. К территориям с измененной природной средой относятся также р.п. Тальменка и пойма Чумыша вблизи поселка, крупные животноводческие комплексы в Первомайском, Павловском, Тальменском районах.

Обширный фактический материал геоэкологического содержания, полученный нами в ходе данной работы, и результаты его обработки могут служить базой для более детального изучения процессов миграции и накопления элементов, а также их влияния на жизнедеятельность человека в условиях техногенно измененной природной среды.

ИЮССКОЕ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНОЕ ОЗЕРО

Косвенные указания на признаки значительного развития оледенения восточного макросклона Кузнецкого Алатау в прежние эпохи принадлежат ботаникам В.В. Ревердатто, (1940) и К.А. Соболевской, (1946), которые описали в современных степных ассоциациях на высоте порядка 400 м над у.м. (Уленьская котловина) «альпийские» реликты. Находки отмеченных растений в среднем течении долины р. Белый Июс предопределили проведение сотрудниками Томского госуниверситета на этой территории специальных геолого-геоморфологических исследований, результаты которых позволили пересмотреть историю развития долины Белого Июса в плейстоцене.

На отрезке долины р. Белый Июс от пос. Беренжак до пос. Ефремкино прослеживаются аккумулятивные террасы четырех уровней. Отложения первой надпойменной террасы в большинстве случаев представлены слоистыми песками, реже песчано-галечниковыми отложениями.

Вторая надпойменная терраса сложена гравийно-галечниковым материалом с горизонтами слоистых песков. Третья терраса, за исключением устьев притоков, сложена горизонтами слоистых песков и галечников с внедрениями щебнисто-глыбового материала.

Разрезы четвертой надпойменной террасы наиболее полно изучены на участке между п. Малая Сыя и п. Ефремкино (рис.).

Главные особенности структуры разрезов можно проследить на примере верхней части наиболее представительного обнажения «Тогыз-Ас» (правый берег Белого Июса, 6 км выше пос. Ефремкино), где сверху вниз послойно вскрывается (глубина, м):

Слаборазвития горно-подзолистая почва со щебнем и глыбами серого известняка и корневой системой растений...	0–1,5
Пылевато-серый лессовидный суглинок с дресвой, щебнем и глыбами серого известняка.....	1,5–3,2
Глыбы, щебень, дресва серого известняка с песчаным заполнителем серо-палевого цвета. Обломки не имеют общей ориентировки по длинным осям.....	3,2–5,0

Песок серо-бурый, разнoзернистый, полимиктовый, горизонтально слоистый с дресвой и щебнем серого известняка.....	5,0-6,2
Глыбы, щебень, дресва серого известняка с песчаным заполнителем палево-бурого цвета. Ориентировка обломков отсутствует.....	6,2-8,3
Песок палево-серый, разнoзернистый, горизонтально слоистый со щебнем и дресвой серого известняка.....	8,3-10,3
Глыбы, щебень дресва серого известняка с песчаным заполнителем серо-палевого цвета.....	10,3-14,0

Для разрезов на участке долины р. Июса от пос. Ефремкино до пос. Малая Сыя проведен минералогический анализ песчаной фракции. Общность минерального спектра исследованных отложений указывает на единую провинцию сноса песчаного материала. Более крупные обломки (дресва, щебень, глыбы), слагающие как отдельные слои разрезов, так и включения в песчаных слоях, представлены исключительно серыми известняками, слагающими коренные борта долины. Структурные особенности слоев, представленных обломками известняка, свидетельствуют об их обвальном происхождении.

Исследование гранулометрического состава песчаных отложений позволило оценить отдельные характеристики среды осадконакопления. В частности, установлена скорость водного потока от 0,1 до 8 см/сек. Суммируя данные полученные при изучении обнажений, представляется возможным сделать вывод об особенностях их генезиса, т.е. формирование толщи четвертой надпойменной террасы происходило в условиях слабо проточного водоема, при подпруживании р. Белый Июс. Пространственное размещение террас отмеченного уровня (и генезиса) только выше по течению р. Июс от р. Сыстык-Жул указывает на место предполагаемой плотины (рис.).

В горных районах по происхождению выделяют следующие виды подпрудных озер: образованные в результате обваливания или осыпания каменного материала с бортов долины; подпруженные селевыми выбросами; подпруженные тектонически-подвижными блоками; или образованные в результате опускания типа «грабен»; мореноподпрудные; ледниково-подпрудные (при выдвигении бокового ледника в магистральную долину).

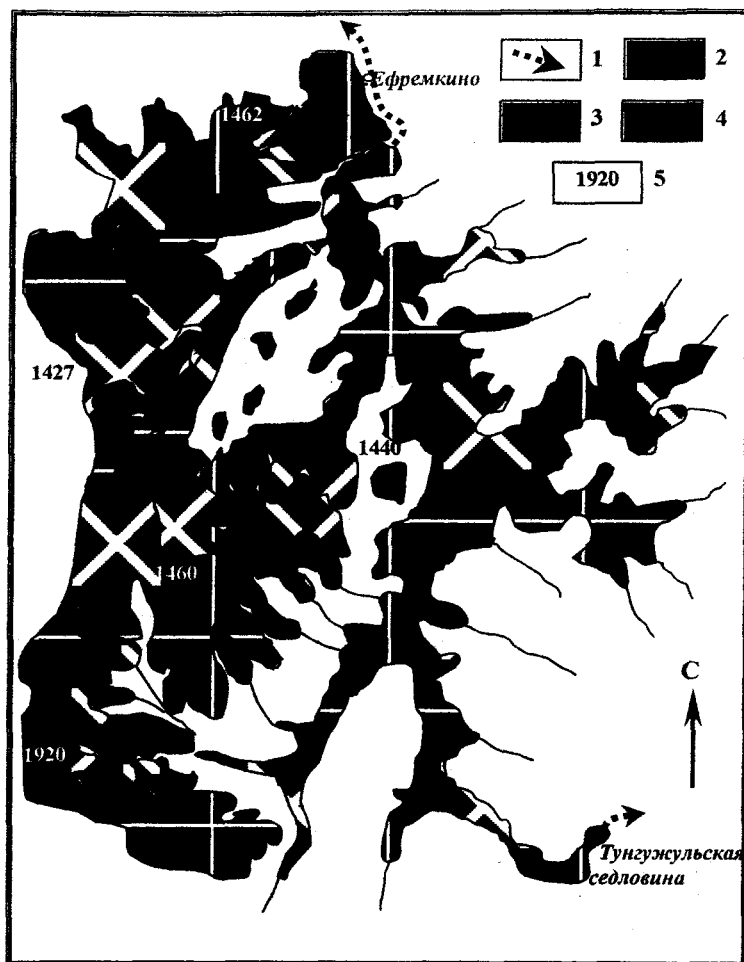


Схема границ среднеплейстоценового оледенения бассейна р. Белый Июс: 1 – места предполагаемой разгрузки Июсского озера; 2 – зона питания древних ледников; 3 – зона абляции древних ледников с направлением движения; 4 – Июсское озеро в максимум наполнения; 5 – отметки высот

С отмеченных выше позиций было проведено детальное геолого-геоморфологическое обследование участка долины Июса в районе устья р. Состык-Жул. Специфика морфологии речной долины данного участка (наличие значительного расширения) не допус-

кает образования плотины за счет обвала. Кроме того, в исследованном районе нами не обнаружено ни значительного по мощности моренного вала, ни следов селевого выброса. Тектонических разломов в данном месте не прослеживается.

Как наиболее вероятный нами принят вариант о подпруживании Белого Июса ледником, выдвигавшимся по долине р. Состыкжул, что при первом рассмотрении представляется маловероятным, так как вершины в истоках последней едва превышают 1400 м над у.м. и в настоящее время там нет даже снежников-перелетков.

Долина р. Состык-Жула практически на всем протяжении (за исключением верховьев) заложена в карбонатных породах (мрамор, известняк). Но при этом в приустьевой части и на противоположном от устья р. Состык-Жула борту долины Белого Июса, в раскарстованных трещинах и на склонах найдены эрратические валуны (до 2 м по длинной оси), представленные породами, коренные выходы которых отмечаются в верховьях реки, — сиенитами, грано-сиенитами, диоритами, габбро и кварцевыми порфирами. От места коренного залегания данные обломки были перемещены на расстояние более 10 км. Вверх по течению Июса данный разносоставный валунник встречается на расстоянии около 100 м на уровнях до 50 м от современного уреза Июса. Вниз по течению данный эрратический материал встречается на удалении 2,5 км. Для большинства полиминеральных валунов характерна сильная выветренность. На отдельных глыбах обнаружены следы ледниковой обработки.

Для подкрепления факта выдвигания ледника по долине р. Состык-Жула, при отмеченной невысокой орографической базе оледенения, были проведены исследования в соседних долинах притоков Июса — р. Малая Сыя и Куруджул, для которых характерна аналогичная ороклиматическая база. В приустьевых частях отмеченных рек в обнажениях второй надпойменной террасы вскрывается толща валунного суглинка до 15 м мощности.

Для генетической диагностики толщи мы воспользовались методикой Л.Р. Серебрянного и А.В. Орлова (1989), разработанной на основе изучения ледниковых отложений Кавказа.

В процессе анализа валунов и галек нами выделены девять основных типов обломков: дисковидные, сплюсненно-сфероидальные, сферические, плосковытянутые диски, плосковытянуто-сфероидальные, продолговато-сфероидальные, плосковытянутые, вы-

тянутые сфероидальные и разные. Процентное соотношение обломков различных типов представлено в таблице 1.

Таблица 1

Процентное содержание морфологических типов обломков в разрезах

Разрезы	Содержание обломков, %							
М. Сыйский-1	12	66	10	—	20	26	—	4
М. Сыйский-2	—	26	—	—	42	22	—	—
М. Сыйский-3	12	16	—	—	42	24	—	—
Проскуряков	—	34	12	—	24	24	—	4
Куруджул	—	26	10	—	24	28	—	4
11-й километр	—	16	16	—	32	23	—	—

По мнению авторов предложенной методики, для морен в целом характерно преобладание четырех форм: сплюсненно-сфероидальных, сферических, плосковытянуто-сфероидальных и продолговато-сфероидальных. Как видно из данных таблицы, в изученных разрезах эти типы обломков составляют более 80%, что с определенной долей уверенности позволяет охарактеризовать изученные отложения как моренные. Результаты замеров ориентации обломков по длинной оси отображены в таблице 2.

Таблица 2

Ориентировка длинных осей валунов и галек в разрезах морен

Разрезы	Ориентировка длинных осей галек по румбам, %							
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	ЮЗ	З	С-З
М. Сыйский-1	—	32	26	32	—	—	—	8
М. Сыйский-2	—	38	14	42	—	—	—	2
М. Сыйский-3	36	30	24	14	—	—	—	—
Проскуряков	100	—	—	—	—	—	—	—
Куруджул	4	86	6	4	—	—	—	—
11-й километр	4	—	—	—	—	—	—	96

Факт изменения направления движения Состыкжувского ледника нашел отражение в изменении ориентировки валунов в разрезе «Грот Проскурякова». Ледниковый язык, по достижении правого борта долины Июса, упирался в скальный массив и, наползая на него, разворачиваясь, двигался вниз по долине. Последнее допущение подтверждается находками эрратических валунов по правому борту долины Июса вниз по течению на протяжении 2,5 км. Не исключено, что языки Состыкжувского и Куруджувского

ледников сливались, формируя мощную ледовую преграду на пути стока вод Белого Июса.

По мнению ряда исследователей, неотъемлемой чертой ледниково-подпрудных озер являются их катастрофические прорывы. В процессе быстрого спуска озерных вод ниже плотины формируется специфический набор аккумулятивных и экзарационных форм рельефа (гигантская рябь течения, косы, осередки, шлейфы, водобойные котлы и т.д.). Но в долине Белого Июса подобных форм рельефа не обнаружено, что может объясняться рядом особенностей этого района.

В исследованной нами долине ледниковая плотина располагалась на выходе в Минусинскую котловину. Горы в данной местности пологосклонны и по относительной высоте соизмеримы с мощностью древнего ледника. В результате этого сток из подпрудного водоема мог происходить между телом ледника и бортом долины. На наличие такого стока указывают высокие (до 190 м над урезом Июса) толщи полимиктовых песков на правом борту долины. По левому борту, со стороны выдвижения ледников, подобные песчаные отложения отсутствуют.

Восстановленные контуры ледниково-подпрудного озера (рис.) позволяют полагать, что при наполнении озерной ванны до отметок 680–685 м частичный перелив мог происходить в верховьях бассейна через Тунгужульскую седловину в соседнюю долину.

Приплотинная часть древнего озерного бассейна сложена известняками, в которых обнаружено большое количество карстовых полостей. Очевидно, что значительные массы вод палеоводоема должны были принимать участие в формировании карстовых пустот. Так, в пещере Ящик Пандоры имеется несколько крутонаклонных, диаметром до 15 м и длиной в десятки метров «органных труб», верхние участки которых ориентированы перпендикулярно крутонаклонному борту долины Белого Июса. Для формирования этих каналов необходимо было такое количество воды, которое не могло быть собрано на отмеченном склоне. На то, что в формировании карстовых пустот активное участие принимали озерные воды, указывают находки сцементированных тонкозернистых слоистых песков в пещерах Циркуль и Ящик Пандоры. По минеральному составу пески из карстовых полостей аналогичны пескам из разрезов четвертой надпойменной террасы. По отношению к со-

временному урезу Июса пески карстовых полостей подняты на 120 м в пещере Ящик Пандоры и на 200 м – в пещере Циркуль. В пещере Сыйская (Крест) исследованы карбонатные отложения формирование которых могло происходить только в условиях длительного нахождения в полости озерного водоема с урезом на отметках 680 м, т.е. на высоте 180 м от современного уреза белого Июса.

Для обоснования времени формирования террас обратимся к следующим материалам. В непосредственной близости от пос. Малая Съя в толще лессовидных суглинков исследована палеолитическая стоянка (Оводов, 1973). Культурный горизонт залегает на глубине 3–3,5 м от поверхности и в ряде мест деформирован в результате просадки, вызванной протаиванием ледяного тела. Для него получены радиоуглеродные даты: 34500 ± 450 лет (СОАН-1287) и 34200 ± 360 лет (СОАН-1287). Стоянка расположена на высоте около 20 м над урезом Июса. Учитывая высоту и перекрытие отложений третьей надпойменной террасы лессовидными суглинками, можно допустить, что аллювий террасы формировался во время раннекаргинского потепления.

Выше впадения в р. Белый Июс ручья Смородинного, в гроте Проскурякова обследована толща рыхлых осадков, содержащая костные остатки животных: мамонта, шерстистого носорога, бизона, северного оленя. При изучении состава отложений выявлен ряд особенностей. От входа в глубь полости происходит постепенное изменение крупности – от мелкого валунника до песка. Валунник сильно разрушен, часто до состояния дресвы, что указывает на его относительно древний возраст – наиболее вероятно, что это перемытые ледниковые отложения. Нижняя часть (пол) грота расположена на высоте 6–7 м над урезом Июса, дальняя часть грота возвышается над полом грота более чем на 2 м, т.е. залегает выше поверхности второй надпойменной террасы и могла формироваться во время накопления третьей надпойменной террасы, что подкрепляется полученной датировкой по костным остаткам отобранных из грота – более 46000 лет (СОАН-848).

Приведенные данные позволяют достаточно уверенно датировать время формирования третьей надпойменной террасы зырянским, а второй – сартанским. В этом случае становится очевидным, что формирование донных озерных осадков происходило в среднем плейстоцене.

Литература

Оводов Н.Д. Сравнительная морфологическая характеристика пещер Сибири // Материалы по археологии Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1973. С. 328–338.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В. Морены – источник гляциологической информации. М., 1989.

Н.Ф. Харламова

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

О МАЛОИЗВЕСТНЫХ ПУТЕШЕСТВИЯХ А. КРАСНОВА И В. САПОЖНИКОВА

В.И. Русанов (1977) в обзоре работ, содержащих первые сведения о климате Алтая, приводит (с. 163) статью В.В. Сапожникова из книги «Азиатская Россия» (1914 г.). Данная книга является библиографической редкостью, и познакомиться с ней удалось лишь в библиотеке Томского государственного университета. Очень примечательно замечание предисловия, где сказано, что в сборнике «...описывается Кавказ, Туркестан, Степной край и Сибирь; при этом мы не сочли возможным, как это нередко делается, отнести Предкавказье к Европейской России, потому что оно составляет с остальным Кавказом неразрывное целое» (с. VII). Таким образом, подчеркивается позиция составителей по поводу до сих пор нерешенной географической проблемы: «Если, согласно традиции, материк Евразии делить на две части света, то Кавказ правильнее относить к Азии, а не к Европе» (Мильков, Гвоздецкий, 1986).

В сборнике помещена статья известного русского ботаника и географа А. Краснова «В глуши Алтая» (1903), написанная, видимо, после экспедиции 1882 г. Данная работа не приводится в разделе, посвященном этому исследователю Алтайского края, недавно изданного библиографического словаря (Исследователи..., 2000), поэтому хотелось бы привести некоторые выдержки. Тем более, что остается очень приятное впечатление от пронизанных восторгом и удивлением заметок доброжелательного и наблюдательного петербургского студента.

«Что такое Алтай? Как всякая горная страна, он должен иметь свои характерные отличия. Для человека, который посмотрел бы на него с высоты птичьего полета, он показался бы обширную горною страну, горы которой, наподобие морских волн, беспорядочно раскидались во все стороны. Среди такого океана волн отдельно и отчетливо выделяются несколько высоких хребтов со снежными вершинами – это белки Коргонский, Катунский и Курчумский. Для смотрящего с юга Алтай покажется морем желто-бурых волн, среди которых сияют снеговые вершины названных хребтов. При взгляде внутрь, в Среднюю Азию, он, по всей природе своей с этой стороны, напоминает эту последнюю. Напротив, с севера он будет казаться лесистым и зеленым. Его предгорья расположены среди роскошной зеленой равнины окрестностей Бийска. Мало-помалу местность делается более гористою, и перерезая многочисленные долины, путник постепенно и незаметно въезжает в область величественной горной природы» (с. 333).

«Здесь, в южной части Бийского округа, вы окружены уже настоящей сибирской природой, со всеми ее характерными отличиями. Хотя это та же северная природа с ее хвойными лесами и болотистыми лугами, степями, как резко отличается она от нашей, русской. Где у нас увидите вы, например, чтобы влажные луга вдоль берегов ручьев пестрели в июне месяце множеством ярких, крупных лилий, тех самых лилий, которые, как украшение, разводятся в цветниках наших садов?.. Среди таких прерий, где травы, состоящие из красиво цветущих многолетников, превышают нередко рост человека, раскиданы перелески, протекают впадающие в Катунь ручейки» (с. 334).

«В настоящее время проникнуть в самую глубь Алтайских гор не представляет никакой трудности. Раскиданные там поселки соединены друг с другом дорогами. Но обстановка деревень уже не та, что в предгорьях. Они гораздо менее многолюдны. Вместо волнистой степи со всех сторон возвышаются скалы; хребты разделяются там и тут раскиданными долинами со степным характером. Склоны этих хребтов одеты лесами уже иного характера, чем в предгорьях. Не сосна и не береза, а лиственница и почти исключительно лиственница одевает их склоны, придавая природе этой части Алтая совершенно особенный, несходный ни с одними европейскими или среднеазиатскими горами, вид» (с. 335).

«...думаешь, что придется иметь столкновение с народом диким и варварским. Ничуть не бывало! С большим удовольствием, чем где-либо, едете вы по прекрасным, высеченным в скалах дорогам, которые сделали бы честь инженерам более культурных стран...»

Приводится описание ясачных крестьян, крестьян-старообрядцев (история их поселения на Алтае, одежда, быт), например: «...некоторые богатые крестьяне выписывают здесь газету» (с. 337).

Следующее далее описание окрестностей Белухи показывает, что А. Краснов посетил данный район ранее В. Сапожникова. «...Особенно хорош ледник Катунский, образующий в конце своем обширный свод, из-под которого, как Рона из своего ледника, вытекает родоначальница великой Оби, воды которой таким образом и родятся и умирают среди льдов» (с. 340).

«Западная его (Алтая. — прим. Н.Х.) половина, менее высокая...сравнительно густо населенная, в сущности представляет несравненно более грустную картину. Здесь, в этой части гор, население издавна было на положении крепостных» (с. 341). «...Окрестности рудников давно уже лишились леса» (с. 342).

«...Но у того, кто познакомится с ним (Алтаем. — прим. Н.Х.) ближе, я думаю, останется убеждение, что обогнуть этот край не так-то легко; долго еще его богатства будут обуславливать довольство его симпатичного населения, и не скоро будет звучать иронической фраза русского алтайца, что «настоящая Россия — у нас; у вас же за Уралом осталась Сибирь» (с. 343).

В работе приводится фотография «Гора Белуха в Алтае» (стиль авторов).

К сожалению, в статье В. Сапожникова «На Телецком озере» (Сапожников, 1903), также опубликованной в данном сборнике, не указано, когда было совершено описываемое им путешествие. Более точную информацию можно найти в Энциклопедии Алтайского края (1996), где датой посещения Телецкого озера назван 1895 г.

«...обычный путь из Бийска на Телецкое озеро идет на село Улалу, восточнее Катунь, и оттуда северными предгорьями Алтая, так называемой «чернью». Это название совершенно не соответствует русскому понятию чернолесья. Чернью в северном Алтае называют густые леса из кедров, пихты и ели, к которым присоединяется осина, а в более светлых лесах и береза, но от этих лесов здесь

сохранились только жалкие остатки, и настоящую чернь мне удалось увидеть только ближе к Телецкому озеру».

«От Кебезени – небольшого села... к Телецкому озеру ведут две тропы, одна по берегу Бии, другая в стороне от реки лесистыми горами. Первая в то время была почти непроходима...» (с. 349).

«Вода озера поражает своей безжизненностью... Такая бедность фауны и водной флоры вполне объясняется низкой температурой воды; несмотря на 25 июня, в воде было всего +4°C... вода делается несколько теплее в середине июля... Низкая температура воды влияет на температуру воздуха: в 10 часов вечера было всего 8,5°C... Суровость климата вместе с недоступностью берегов делают озеро почти необитаемым, если не считать нескольких отдельно разбросанных юрт у северного и юго-западного конца. Несмотря на низкую температуру воды, озеро замерзает, благодаря громадной глубине, очень поздно, а именно к началу декабря или даже к Рождеству, а в южном широком конце часто остаются обширные полыньи... Вскрывается озеро в апреле, а иногда и раньше» (с. 353).

«К южному концу озера вода делается постепенно теплей. В мелкой юго-западной бухте, где мы закончили наш переход по озеру, термометр показывал уже 18°C» (с. 355).

Видимо, первые цифры приводятся для северного побережья озера, может быть, в районе современного Артыбаша. В. Сапожников первым подметил подтвержденные впоследствии многими исследователями различия в климатических условиях северной и юго-западной частей озера. Еще более интересны приводимые данные по ледовому режиму: в конце XIX в. озеро полностью покрывалось льдом с обширными полыньями в южном конце. Между тем в настоящее время (Севастьянов, 1998) лед в южной части образуется в среднем один раз за 8–13 лет. Данные факты еще раз подтверждают тенденцию (Харламова, 2000) к повышению средней годовой температуры воздуха за последние 160 лет во внутриконтинентальных районах России.

В сборник включена и работа М. Соболева «Алтайцы».

Литература

Исследователи Алтайского края. XVIII–начало XX веков: Биобиблиографический словарь. Барнаул, 2000.

Краснов А. В глуши Алтая // Азиатская Россия: Иллюстрированный географический сборник, составленный преподавателями геогра-

фии А. Крубером, С. Григорьевым, А. Барковым и С. Чефрановым. М., 1903. С. 333–343.

Мильков Ф.Н., Гвоздецкий Н.А. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ. М., 1986. С. 286.

Русанов В.И. Изученность и перспективы исследования климата Алтая в рекреационных целях // Вопросы горной гляциологии / Отв. ред. В.С. Ревякин. Томск, 1977. С. 163–170.

Сапожников В.В. На Телецком озере // Азиатская Россия: Иллюстрированный географический сборник, составленный преподавателями географии А. Крубером, С. Григорьевым, А. Барковым и С. Чефрановым. М., 1903. С. 343–355.

Севастьянов В.В. Климат высокогорных районов Алтая и Саян. Томск, 1998.

Харламова Н.Ф. Динамика термического режима во внутриконтинентальных районах России за последние 160 лет // Известия АГУ. 2000. №17. С. 56–58.

Энциклопедия Алтайского края: В 2-х т. Барнаул, 1996. Т. 2.

А.В. Кротов

Алтайский государственный университет, г. Барнаул

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ СТРЕМЛЕНИЙ К СЕПАРАТИЗМУ

Проблемы, связанные с сепаратизмом отдельных территорий, достаточно актуальны на сегодня для большего количества государств. Во многих из них он пока находится в латентной фазе и при стечении определенных социально-политических обстоятельств может перейти в открытую форму. Общая демократизация социально-политических условий, повышение уровня жизни населения и значительное изменение международного климата в сторону уменьшения напряженностей военного и приграничного характера привели к тому, что отдельные территории начинают «терять» главный смысл нахождения в старых границах (обеспечение безопасности для жизнедеятельности этноса, в том числе в экономической, экологической и политической областях) одного государства и ищут новые пути существования в рамках нового территориального образования.

Данные тенденции проявляются практически повсеместно, правда, с разной степенью интенсивности. В одних регионах ситуация с сепаратистскими устремлениями каких-то групп населения (как правило, этнических меньшинств) принимает характер непримиримой и крайне затратной гражданской войны, где-то наблюдается перманентная напряженность в межнациональных отношениях. Иногда же сепаратизм может практически не наблюдаться, хотя и существуют почти все основные причины, стимулирующие его возникновение.

Не вдаваясь в подробности главных катализаторов тенденций к отделению одних групп населения от других, хотелось бы остановиться на таком важном компоненте сепаратизма, который получил название географической составляющей. К данной составляющей следует отнести комплекс физико-географических характеристик территории, претендующей на обособление, который сам или опосредованно может способствовать росту стремлений к отделению. Пространственные отличия в размещении, по сравнению с другими регионами, оказывают стимулирующее воздействие на сепаратизм в своем государстве. Упор на данные причины делается в связи с тем, что эти составные части сепаратизма часто в различных публикациях, затрагивающих интересующее нас явление, упускаются из вида. Это ведет к принижению, образно говоря, «природного компонента» сепаратизма. Кроме того, нельзя забывать о таком важном компоненте рассматриваемого процесса, как будущие геополитические и геоэкономические итоги возможного реального отделения, ведь перспективы нового государства во многом зависят от его географических основ существования. Во всяком случае, особенности пространственного положения отдельных регионов могли значительно повлиять на их нынешний облик в сравнении с современными соседями в границах единого государства.

Исходя из вышеизложенного нами сделана попытка анализа сепаратизма на предмет присутствия особой географической составляющей в причинно-следственных связях возникновения и существования данного феномена. Особенно важно это сделать сейчас в связи с тем, что в научной литературе проблемы отделения часто рассматриваются только со стороны политических или в крайнем случае социально-психологических позиций, без учета так называемого природного компонента, который крайне важен, хотя бы потому, что из-за него (т.е. конкретной географической терри-

тории) в конечном счете и происходит конфликт и именно он, если реальный сепаратизм доходит до логического конца, начинает самостоятельную жизнь в новом государственном обликии.

Для начала необходимо определиться, что же конкретно можно отнести к рассматриваемому «природному компоненту». По всей видимости, в данном случае особое ударение надо сделать на пространственном положении отдельных территорий, стремящихся отделиться, по отношению к другим важным объектам, от которых во многом зависит жизнеобеспечение любой группы населения. Другими словами, нас, прежде всего, будут интересовать отдельные составляющие экономико-географического положения (ЭГП) территории, тем или иным образом влияющие на перспективы процессов размежевания. Добавим также, что географические или хорологические предпосылки прежде всего представляют собой особые качества пространственного размещения территории страны, когда по причинам реальной или относительной удаленности отдельных районов формируются очаги предрасположенности к проявлению явного стремления населения региона к сепаратизму. Такому процессу, в результате которого происходит полное или частичное отделение, обособление, а иногда автономизация части ранее единого государства. Для географа важно отметить тот факт, что культурное, политическое, религиозное и иное межгрупповое различие часто имеет не только и, даже порою, не столько социальное измерение, сколько его очевидное пространственное обоснование.

При рассмотрении географического положения какой-либо страны сразу бросается в глаза особая уникальность каждого отдельного случая. Это не ушло от внимания политиков-географов, которые предложили особые качественные классификации форм государственной территории (Колосов, 1988). Были выделены такие формы государства, как, например, островные или находящиеся на архипелаге, компактные и имеющие удлинненную форму, а также страны с эксклавами и некоторые другие. Суверенные державы в их современных границах приобрели свои земли в результате долгого и постепенного исторического процесса, поэтому на политической карте мира можно увидеть самые разнообразные примеры форм территориального размещения суверенного государства. Соответственно, мы полагаем, что имеющаяся территория неодинаково влияет на весь спектр социальной, политической, экономической и даже культурной деятельности населения.

Физико-географическая данность, или природная составляющая, оказывала и оказывает огромное влияние на ход постоянного исторического процесса присоединения, завоевания, ассимиляции и, наоборот, освобождения или мирного отделения каких-то определенных регионов или их частей. В качестве примера, безусловно, можно взять процесс образования России. Очевидно, что на огромное нынешнее пространство российского государства повлияли особые климатические условия, в которых местное население Сибири и Дальнего Востока не могло в XVI–XVIII вв. развиваться так интенсивно, как ее западный сосед (в том числе это касается и крайне низкой плотности местного населения). Поэтому произошло легкое объединение огромных пространств под одним флагом, не встречая в целом сопротивления.

Аналогично можно рассуждать и по отношению к Китаю. Наименее благоприятные для проживания окраинные территории (современные автономные районы Тибетский, Синьцзян-Уйгурский и Внутренняя Монголия) были совсем недавно довольно быстро и легко присоединены. Малопродуктивные земли и достаточно жесткие погодные характеристики данных областей опосредованно повлияли на их будущее.

Таким образом, суровые физико-географические условия, по всей видимости, служат естественным препятствием различным завоеваниям, но затем в связи с общим прогрессом общества и нарастанием потребностей различного характера (экономическим, военным, сырьевым или геополитическим) более высокоразвитых и сильных соседей достаточно легко преодолеваются. Более того, экстремальные природные условия служили значительным тормозом в процветании местных обществ на определенном историческом этапе, что само собой рано или поздно сказалось на безопасности их суверенитета.

Если оценить количественно величину культурных, экономических, социально-политических и иных контактов между отдельными частями государства и столичным регионом и наиболее удаленными территориями, то оказывается, что разбросанность или протяженность страны ведет к уменьшению взаимоотношений подобного рода. Практически в любом государстве существует территория, которую в определенном смысле можно отнести к провинции или к наиболее отдаленным областям. При таком отнесении к провинции рассматриваться должен не только уровень хозяйствен-

ного развития, но и территориально-географическая близость отдельных регионов, причем критерии географической удаленности в каждом государстве будут значительно различаться. Для России расстояния могут исчисляться тысячами километров, а для Великобритании – всего лишь несколькими сотнями. Конечно, такая физическая разобщенность не будет являться единственным основанием к возникновению сепаратизма, но она может стать ощутимым катализатором при наличии других причин, и при определенных условиях пространственная удаленность приводит к разобщенности между частями в других измерениях (религиозном, политическом, социальном, культурном, экономическом и т.п.).

В доказательство наших теоретических положений рассмотрим на предмет наличия территориальных предпосылок в регионах с развитыми сепаратистскими устремлениями современную карту мира. Исходя из анализа географического размещения сепаратизма оказывается, что большинство очагов данного феномена соответствуют условиям «провинциальности или наибольшей удаленности» от столицы или основного центра страны, которые могут иметь характер сосредоточия культурной, социальной, политической или экономической жизни. Проанализируем наиболее типичные случаи известных проявлений сепаратизма.

Сразу оговоримся, что в отличие от некоторых исследователей (Заяц, 1999) мы не выделяем виды сепаратизма в связи с географическим положением стран, где он проявляется, и также не придерживаемся их точки зрения, исходя из которой устанавливается определенная закономерность во взаиморасположении территорий, стремящихся обособиться в мире. Более того, мы полагаем, что выявленный так называемый пояс нестабильности, по всей видимости, не является отдельной полосой напряженности. Африканский сепаратизм не вошел в выделенный пояс по причине географической отчужденности от него, хотя на сегодня межэтнические проблемы в данном регионе стоят крайне остро, а будущее его еще более неясно, чем какого-либо другого региона. Здесь же находятся многочисленные очаги межнационального военного противостояния. Необходимо только уточнить, что не всегда за гражданскими столкновениями на этом континенте следуют требования отделиться одних национальных групп от других, но это, пожалуй, вопрос времени. Государство рассматриваемого региона имеет совсем не-

большую историю (40 лет, а где-то еще меньше) да и демократические принципы в урегулировании конфликтов пока не прижились.

Также существует общая мировая тенденция, которую необходимо отметить. Как только новые независимые страны получают более или менее значимое и экономическое развитие, то автоматически увеличиваются сепаратистские устремления отдельных территорий, если есть на то какие-либо основания.

Например, на сегодня в отмеченном регионе сепаратизм проявляется, или был совсем недавно в стадии военного противостояния, в Нигерии – самой населенной стране Африки, ЮАР – самой развитой в экономическом плане стране материка, Демократической Республике Конго – одной из богатейших стран мира природными ресурсами в расчете на душу населения, Судане – довольно крупной стране с мощными традициями государственности, Сомали, Анголе и др. В Руанде, Эфиопии, некоторых странах Западной Африки межэтнические противоречия сдерживаются единственно благодаря жестким военным действиям, которые, конечно, только пока препятствуют перерастанию межнационального противоречия в отчетливые требования выделиться из состава отдельных государств. Поэтому, наверное, будет правильно сделать вывод, что на сегодня в рассматриваемых странах проблемы выживания, стоящие крайне остро, сдерживают процесс политического передела территорий. У местного населения в данный момент есть гораздо больше других первостепенных задач.

Согласившись с выше отмеченной работой (Заяц, 1999) и более ранней монографией, посвященной исследованию сепаратизма в мире (Крылов, 1992) в части влияния определенных природно-географических факторов на возникновение и дальнейшее существование сепаратизма, отметим все-таки, что и горные массивы, и морские пространства, и пустыни, и непроходимые джунгли будут опосредованными факторами в этом. Являясь, по сути, природными преградами, они не позволяют проникать всепоглощающему влиянию крупного этноса в области другого народа. Таким образом, особо следует подчеркнуть, что географические объекты выступают одним из факторов зарождения национальной самобытности народа, которая, сформировавшись, со временем может потребовать своей самостоятельности. Это относится к случаям, когда данная область была по доброй или иной воле присоединена к территориям других этногрупп и когда в результате природного барь-

ера возникает своеобразный культурный, конфессиональный или иной анклав. Более того, если проследить современное размещение народностей и народов по планете, то оказывается, что существует некоторая зависимость между плотностью концентрации этносов (этот показатель не соотносится с плотностью населения) с относительной высотой местности над уровнем моря (Барышников, 1998).

Приведем известные факты. В России наибольшая пестрота в национальном составе наблюдается в районе гор Северного Кавказа. В Европе в небольшой, но горной Швейцарии проживают очень близкие по численности населения, четыре национальные группы. Высока на этом континенте концентрация различных народов в регионе Балканского нагорья, Карпатских гор, гор Пиренейского полуострова. Еще более рельефно данная зависимость проявляется на азиатском континенте. В Китае большинство различных народностей проживают в горных и нагорных районах западной, южной и северной части. В восточной оконечности Индии административные единицы имеют самые маленькие площади – это районы в основном плоскогорий и гор. То же самое можно отметить для горных территорий Афганистана, Ирана, Пакистана и других стран. Выбиваются из этого ряда только горы с экстремальными высотами, где проживает не так много народностей (очевидно, повлияли биологические факторы на приспособляемость к самым неблагоприятным условиям). В Африке большая концентрация народов была выявлена в районах Эфиопского нагорья, Восточноафриканского плоскогорья и других горных районах. Хотя еще раз подчеркнем, что на континенте пока не закончился процесс формирования наций, и он идет по несколько иному направлению, нежели в Европе, где многие национальные группы, проживающие на равнинах, были в значительной степени ассимилированы более крупными и сильными народами.

Так же как недоступность районов гор, так и пространственная удаленность играет определенную роль в повышении доли автономности населения отдельных районов и сохранении ими своей национальной сущности. Очень большие пространства могут оказать влияние на перераспределение многообразных связей одних регионов в ущерб другим частям. Это особенно проявляется в последнее время.

В период присоединения к Российской империи нынешних территорий Армении, Грузии, Узбекистана, Таджикистана, Турк-

менистана и Кыргызстана перед их народами стояла прежде всего стратегическая задача выжить, сохранить свой этнический генофонд и культуру. Обязательно надо отметить, например, что независимости стран Средней Азии угрожали их братья по религии, мусульмане, которые были близки к ним еще и по языковым и культурным предпочтениям. После изменения геополитических и особенно политических условий в мире данные регионы стали, наоборот, тяготеть к бывшим поработителям (Турции, Персии-Ирану), которые географически гораздо ближе, чем основные промышленные районы России, поэтому их сейчас можно рассматривать как естественных хозяйственных партнеров. В какой-то степени это сотрудничество также связано с желанием получить инвестиции и экономическую помощь и подчеркнуть свою независимость от более могущественного северного соседа.

Для иллюстрации выявленных пространственных зависимостей вернемся к рассмотрению географической составляющей в возникновении сепаратистских намерений. Среди развивающихся стран и очагов самого последнего проявления тенденций к отделению примером может выступить современная Индонезия. Если рассматривать только с точки зрения географических координат, то оказывается, отделения требует самая западная провинция страны Ачех, уже отделяется часть самого крупного южного острова Тимор и наблюдается сепаратизм в одних из самых восточных провинциях – Амбон и Ириан-Джая. Если же посмотреть географию развития основных экономических и культурных транзакций, то они сосредоточены в районах острова Ява, ближайших к нему побережий островов Суматра, Сулавеси и Калимантан. Такое очевидное притяжение хозяйственной и общественной жизни, а также главного сосредоточения заселенности к столичному региону проявляется не везде так ярко, хотя для стран «третьего мира» данное положение типично.

Проанализируем другие пространственные проявления и развития современного сепаратизма. Национальное движение курдов охватывает приграничные районы нескольких сопредельных государств, в каждом из которых претензии выставляются на самые окраинные районы. В особенности хорошо это проявляется в Турции и Ираке. Весь юго-восток Турции и северный Ирак находятся в зоне курдских претензий. В Сирии и Иране курдский сепаратизм

проявляется менее значительно, хотя и там этнос занимает окраинное положение.

Индия считается самой многонациональной державой мира. Здесь наибольшее среди стран количество признанных государственных языков. Если посмотреть на современную этническую карту Индии, то окажется, что вся территория практически равномерно разделена между различными национальными группами. На полуострове присутствует и национальный сепаратизм, только, правда, максимального развития он достигает в приграничных или в самых отдаленных от Дели районах. Это западная окраина страны – штат Пенджаб, крайний северо-запад государства – штат Кашмир, в самом восточном штате Ассам и прилегающих местностях также имелись случаи массовых выступлений за отделение. Парадоксально, но в районах, близких к центру, таких тенденций в Индии вообще не наблюдалось, хотя отдельные индийские территории различаются достаточно сильно по уровню экономического развития, сплоченности и величине национальных групп, не говоря уже о языках, религиях и культурных традициях.

Сепаратизм в других странах также тяготеет к «краям». Это относится к южной части Филиппин, острову Минданао, южной части Демократической Республики Конго (провинция Шаба), самой восточной части Югославии – Косово, недавно отделившейся самой северной части Эфиопии – Эритреи, северным районам Мьянмы.

В Европе слабый очаг сепаратизма Корсики относится к самой южной части Франции, сепаратизм Шотландии и Северной Ирландии – соответственно к самой северной и западной области Великобритании. Конечно, на такое положение дел особый отпечаток накладывает особенность исторического пути полиэтнического сообщества. Ведь крайние пограничные территории обычно были присоединены в самую последнюю очередь, а также многие из них уже успели к тому времени получить опыт независимого существования и обзавестись определенной степенью государственности (королевство Шотландии, Курдистан, Ирландия, Тибет и т.д.). В любом случае географическая удаленность различных областей предполагает в какой-то степени социально-психологическое размежевание или частичное расхождение интересов. Большие расстояния даже сейчас выступают определенным лимитирующим

фактором развития любой страны. Количественно данное теоретическое положение можно легко доказать, используя центрографический метод (Червяков, 1998). С его помощью вполне реально можно показать, как крайние или пограничные территории получают наименьшие потоки хозяйственной, социальной и политической жизни государства. Правда, стоит отметить, что окраины не всегда бывают такими социально отдаленными. Те, через которые идут основные маршруты, направленные на внешнее окружение государства, получают, наоборот ощутимые дивиденды от своего приграничного положения. Также «провинция» в состоянии пользоваться плодами цивилизации наравне со столичным регионом в случае определенных исторических предпосылок или при наличии заметных природных ресурсов. Косвенным образом данное размещение района также способствует сепаратизму, если существуют другие предпосылки, прежде всего национального характера.

Образцом такого вида сепаратизма, очевидно, будут районы относительно более развитые, чем страны, в которых они находятся. Каталония – самая развитая пограничная провинция Испании, провинции Страны Басков имеют доход один из наибольших в этой же стране и граничат с более развитой Францией. Следует также считать, что не последнюю роль в желании выйти из состава СССР у республик Прибалтики играли экономические соображения. Во всяком случае, очевидно, именно ими руководствовалась русскоязычная часть населения, которая в целом поддержала намерение отделиться. В период перестройки потенциал ЭГП балтийских территорий намного превосходил все остальные территории страны по большинству параметров. Аналогично экономический расчет во многом способствовал отделению Словении от Югославии, а сейчас – Черногории.

В какой-то степени наши предположения согласовываются с разработкой известного отечественного экономиста-географа Б.Н. Зими́на. Он выявил определенную зависимость эффективности развития страны от ее размеров. В его теории малых высокоразвитых стран это связано и с чисто экономическими и с типично социальными причинами. Обычно у маленького государства (это относится по теории Б.Н. Зими́на прежде всего к малым и небольшим странам Европы) есть своя ниша в мировом разделении труда, что дает постоянный доход. Эти страны никогда не ставили перед собой сложных военных, культурных, геополитических задач

большого масштаба. Они больше опирались на социальные ориентиры местного населения. Так, в некоторых странах Скандинавии было введено впервые бесплатное высшее образование. Эффект малой страны связан в основном с эффектом пирамиды прямого восприятия. Суть его заключается в близости большинства жителей территории между собой в связи с ограниченной численностью населения, и соответственно с большим доверием к институтам власти (см. подробнее: Шупер, 1998).

В таких случаях легче находить баланс взаимных интересов. Обычно там отмечаются крайне низкие показатели коррупции, преступности и самые высокие параметры уровней развития человеческого капитала. Мировые ежегодные рейтинги таких показателей, как правило, относят малые европейские страны, а недавно и Сингапур и бывший Гонконг, к наиболее благополучным. Очевидно, когда мы имеем случай чрезвычайной разбросанности территории, ее трудной досягаемости или если население государства велико, такие параметры, как бюрократизация, оторванность руководства, да и вообще элиты, от основной массы, имеют широкое распространение. В бизнесе подразделения крупнейших транснациональных корпораций дана максимальная автономия, и это отвечает критериям эффективности. Именно таким образом иногда отделение части от целого может дать обоюдный положительный результат. Эстонский президент, не говоря уже о местном парламентарии, многократно и географически, и физически (за счет многочисленных легких и быстрых контактов) ближе к гражданину страны и к его нуждам сейчас, чем это было в советское время, когда лидеры государства находились в «далекой» Москве, где и вершились судьбы провинции.

Довольно важную роль в возникновении сепаратизма играют факторы формирования государственных границ полиэтнических государств. Если они существуют на протяжении столетий, то в обществе, как правило, четко не прослеживается желания к их полному изменению. Обратная ситуация возможна при относительно недавнем создании государственных территориальных образований. Когда мы соотносим политическую и этническую карты большинства африканских и азиатских сообществ, то видим огромные расхождения границ народов и непосредственно государств. В данном случае за это в какой-то степени ответственны бывшие метрополии, которые устанавливали границы исходя из собственных экономических и

геополитических интересов. Такая искусственность и молодость границ не предполагают большого пиетета по поводу их сохранения всеми жителями государств, поэтому можно предположить, что опять же при наличии необходимых предпосылок они будут стремиться изменить границы.

Следующим важным моментом в стимуляции сепаратистского движения является наличие у конфликтного региона границ с иностранными государствами. Если они есть, то всегда остается шанс обратиться к соседям в случаях крупных конфликтов за материальной, военной, продовольственной и иной помощью. В особенности велики дивиденды для сепаратистского региона в случаях, когда центральное правительство большинства имеет напряженные, а еще лучше фактически предвоенные отношения, с граничащим государством. Эту ситуацию в геополитическом разрезе стоит рассмотреть на примере курдов. Во время Ирано-Иракской войны сепаратистские движения северного Ирака интенсивно поддерживались Тегераном, потому что это было ослаблением мощи противника. В современном Ираке весь этот северный район фактически с помощью западных держав превратился в автономный район курдов, не подчиняющийся центральному правительству.

Также велика роль в поддержке соседей их культурная близость, которая может проявляться на языковом, этническом, конфессиональном и иных уровнях. Близкие чеченцам по религиозным традициям и национально-психологическим особенностям азербайджанцы, по многочисленным оперативным данным служб военной разведки, оказывали значительную помощь боевикам. Она выражалась в негласном приеме на своей территории раненых и их лечении, пропуске караванов с оружием и т.д. В соседней с Чечней Грузии на территории Панкисского ущелья проживают кистинцы. Так называют грузинских чеченцев. Во время последних событий 2000 и 2001 гг. российские военные не могли преследовать своих противников, которые уходили в сопредельное государство.

Особую роль в стимуляции стремлений к независимости и еще более важную составляющую в стадии противостояния играет труднодоступность территории. Очень важно в данном случае и то, что внешняя граница «мятежных регионов» с приграничными странами проходит также по труднодоступным горным территориям, к которым затруднены подходы, и у боевиков или бойцов сопротивления практически всегда существует возможность уйти от

возмездия превосходящих сил противника в лице регулярных войск. Похожая картина складывается в районе противостояния курдов в Турции, которые часто уходят в сопредельные Ирак и Сирию. Кашмир Индии также относится к горным и труднодоступным регионам.

Отметим в дополнение и такую важную особенность сепаратизма – для его быстрой реализации необходимо наличие определенных территориальных предпосылок, без которых процесс обособления части может растянуться на очень долгое время, возможно даже, что отделение потеряет для большинства населения основной или первоначальный смысл. Для примера можно привести ситуацию в Молдавии или Армении. Первая, не имея выхода в море, почти потеряла основных потребителей продукции в лице России в связи с появлением между ними суверенной Украины, конкурирующей на тех же рынках сельскохозяйственной продукции, а также неясна ситуация с Приднестровьем, которое аналогично находится на пути прохождения товаров. Армения же находится на данный момент в основном во враждебном окружении и процесс восстановления прошлых экономических связей идет крайне медленно. Во время перестроечной эйфории руководители национальных движений мало беспокоились по поводу своего будущего геополитического и геоэкономического положения. В результате сейчас подушевые доходы в рассматриваемых странах приблизительно соответствуют уровню беднейших латиноамериканских стран даже с учетом паритетной покупательской способности местных валют.

Исходя из приведенных данных и теоретических положений можно попытаться проанализировать географические предпосылки сепаратизма Сибири и Дальнего Востока. Оговоримся только, что основной фактор данного феномена развит на рассматриваемой территории крайне слабо, но в перспективе мы не исключаем, что в случае изменений политического и экономического характера, а еще больше – международного, данные территории могут иметь намного больший потенциал возникновения сепаратизма. Это связано с наличием значительного количества географических предпосылок к отделению, которые на сегодняшний день сдерживаются геополитическими и геоэкономическими условиями, а также в основном преобладанием русского населения, имеющего исторические корни в западных районах России. Стоит также отметить, что население этого региона сейчас убывает. Одновременно происхо-

дит мощный прирост нелегальных и легальных мигрантов, в основном из Китая. Потоки товаров и услуг постепенно переориентируются с западных направлений на восточные и юго-восточные. Это ведет ко многим следствиям, но они уже предмет следующего исследования.

Главным выводом статьи может служить констатация факта наличия четкой зависимости возникновения и существования сепаратизма с географическим положением территорий, население которых претендует на отделение.

Литература

Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных сооружений. Барнаул, 1998.

Заяц Д.В. Современные очаги сепаратизма. // География. Ежедневное приложение к газете «Первое сентября». 1998. №48. С. 11–14.

Колосов В.А. Политическая география: проблемы и методы. Л., 1988.

Крылов А.Б. Сепаратизм в странах Востока. М., 1992.

Червяков В.А. Количественные методы в географии: Учеб. пособие. Барнаул, 1998.

Шупер В.А. О природе импульсов территориального развития // Известия РАН. Серия географическая. 1998. №4. С. 16–23.

Содержание

<i>Зятькова Л.К., Барышников Г.Я., Малолетко А.М., Винокуров Ю.И.</i> Академик Александр Леонидович Яншин – Вернадский XXI века.....	5
<i>Лузгин Б.Н.</i> Пути упорядочения экологической терминологии.....	16
<i>Кирста Ю.Б.</i> Биосфера и человечество: информационно-иерархическая организация человечества и проблемы его устойчивого развития.....	29
<i>Лузгин Б.Н.</i> Структурные уровни организации минерального вещества.....	52
<i>Малолетко А.М.</i> Развитие Обской гидросистемы.....	68
<i>Ткачев Б.П.</i> Симметрия в организации Западно-Сибирской равнины.....	76
<i>Ревякин В.С., Швецов А.Я., Дунец А.Н.</i> Эколого-географические последствия горнозаводского производства на юге Западной Сибири.....	94
<i>Отто О.В.</i> Применение рыночного подхода при определении экономической ценности природных ресурсов.....	114
<i>Щербина В.В.</i> Природные особенности и ресурсы переходных зон межгорных котловин Алтая.....	121
<i>Гета Р.И., Салыкбаева Г.М.</i> Водные ресурсы Восточно-Казахстанской области и основные направления их использования.....	135
<i>Михайлов Н.Н.</i> «Озерный период» на Юго-Восточном Алтае.....	143
<i>Галахов В.П., Редькин А.Г.</i> Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола.....	153
<i>Галахов В.П., Редькин А.Г., Нарожный Ю.К., Назаров А.Н.</i> Скорость реакции языка Малый Актру на изменение баланса массы	176
<i>Платонова С.Г.</i> Сейсмодислокации Чибит-Чайбеккольской зоны разломов Горного Алтая.....	180
<i>Быков Н.И.</i> Фитоиндикация снежного покрова Алтая на уровне формаций растительности.....	184
<i>Морковкин Г.Г.</i> Проявление эрозионных процессов и изменение плодородия черноземов предгорных равнин Алтайского края при их длительном использовании в составе пахотных угодий.....	198
<i>Трунов М.И.</i> Жизненное состояние сосновых насаждений под влиянием техногенного загрязнения атмосферы.....	207
<i>Сухова М.Г.</i> Оценка ландшафтов Горного Алтая для жизнедеятельности человека.....	214
<i>Черных Д.В.</i> Ландшафты Прителецкого района.....	220

<i>Модина Т.Д., Сухова М.Г.</i> Климаты долин Алтая.....	228
<i>Сухова М.Г., Модина Т.Д.</i> Биоклиматическая оценка рекреационных ресурсов Алтая.....	234
<i>Байлагасов Л.В.</i> Роль сопредельных территорий в сохранении природных комплексов Катунского заповедника.....	241
<i>Барышникова О.Н.</i> Геоморфологические факторы формирования ландшафтной структуры бассейнов малых рек в пределах высоких террас Оби.....	247
<i>Артамохина В.В., Филонов А.В.</i> Развитие гидрогеологии как отрасли народного хозяйства на Алтае.....	255
<i>Девятаева В.В.</i> Экзогенные геологические процессы на территории Алтайского края.....	261
<i>Дементьева Е.В.</i> Геоэкологическая оценка состояния окружающей среды на территории Новоалтайско-Барнаульского территориально-промышленного комплекса.....	264
<i>Дмитриев В.Е., Бородавко П.С.</i> Июское ледниково-подпрудное озеро.....	269
<i>Харламова Н.Ф.</i> О малоизвестных путешествиях А. Краснова и В. Сапожникова.....	276
<i>Кротов А.В.</i> Географические предпосылки стремлений к сепаратизму.....	280

Научное издание

**География
и природопользование Сибири**

Выпуск четвертый

Сборник статей

Редактор Н.Я. Тырышкина

Подготовка оригинал-макета Д.В. Тырышкин

Издательская лицензия ЛР 020261 от 14.01.1997 г.

Подписано в печать 9.08.2001 г. Формат 60х84/16.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 17,2.
Тираж 300 экз. Заказ 274.

Типография Алтайского государственного университета:
656099, г. Барнаул, ул. Димитрова, 66